

# 日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 82

1978年3月31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

1978年1月28日(土)、午後1時30分より、大阪府立大学教養部2号館3階の305室において、日本地質学会関西支部例会が開催された。はじめに、1977 RCMシンポジウムの報告があり、つづいて10の個人講演(プログラムでは9、1つの追加講演あり)が行われた。参加者37名。

### 例会参加者

八尾 昭・岩橋 豊彦・松田 哲夫・佐伯 宏

信田 茂雄・曾根原康樹・岩橋 勉・長谷 憲治  
林田 精郎・神田 四男・横山 卓雄・田村 隆  
西脇 二一・梶山彦太郎・市川浩一郎・須藤 宗孝  
横田修一郎・桜本 勇治・佐野 正人・久保田明彦  
飯沼 清・成瀬 洋・古山 勝彦・松葉 千年  
武内 正夫・守田 優・菅野 耕三・井上 茂  
益田 晴恵・篠原 正男・両角 芳郎・笹嶋 貞雄  
奥田 尚・伊藤 英文・八木伸二郎・増田 康之  
岡本 健二 (以上37名)

## 学 会 報 告

### 1977 RCM シンポジウムに参加して — 特にカリフォルニアの断層見学 で感じたこと

伊藤 英文(大阪府大)

1977年7月25日から30日まで、米国カリフォルニアのスタンフォード大学にて、1977 International Symposium on Recent Crustal Movements が開催され、その際、Symposium Field Trip が、7月23~24日、27日、31日~8月3日の3回行われた。筆者は全Field Tripに参加し、カリフォルニアの変動帯を見学することができ、それが非常に印象的であったので、そ

のうち下記の地点の断層見学について述べた(図参照)。

サンアンドレアス断層系にクリープ性の断層があることにはじめて気付いた場所が、Almaden - Cienega Winery で、1956年のことである。このぶどう酒醸造所はたまたま断層の直上に位置し、断層に沿って点々と泉がある。現家屋は1948年に建て直されたもので、その変形のありさまを示した。

San Juan BautistaのNyland牧場の舗装道に直交してサンアンドレアス断層が走る。そこがオフセットすることが道の両側の柵の変形からわ



A W : Almaden-Cienega Winery, S J : San Juan Bautista, H L : Hollister, B f : Bush fault, C f : Calaveras fault, H f : Hayward fault, D P : Devils Punchbowl Co. Park, mm/yr は、付した場所の右横ずれのクリープ速度。

かったので、1967年に舗装道の上に釘の直線列を打ち、以来それがオフセットして来た様子について述べた。また連続観測のクリープメーターも設置されており、それによれば、クリープは連続的に起るといふ。ここ以外の場所では、通常年2回ほど偶発的に起るといふ。

Hollisterの町はクリープ性のキャラバラス断層上に位置する。この町の構造物の変形を示した。町が1868年にできたとき、今の断層に沿って泉が湧き、池があったという。つまり水を求めて町ができたのである。

Bush faultはNE-SW走向の小断層で、Bush氏の住居を横切り、それを変形させている。この断層は純粋に縦ずれのクリープをする。それを測る簡単なクリープメーターが、1970年に設置された。それによると、年間1cmの平均変位を示し、その動きは地下水の汲み上げに関係する。ここで起った地震は、地表の動きとは対照的に完全な横ずれの地震機構を示した。

以上は日本ではみられない fault creep である。ロスアンゼルス付近では、サンアンドレアス断層は地震断層で、ここで次のような研究がなされていた。場所は Devils Punchbowl Co. Park の近くになるが、主断層を横切ってブルトナーで開削し、地層と小断層の関係や地震時に下位の砂層の砂が上に向かって噴出する現象などが明らかにされる。ここにはピート層が何枚もあり、また地層は植物片を含んでいるので、それらのC<sup>14</sup>年代が決められる。かくして両者から、過去の地震の年代が推定されるのである。その結果、過去に9回の地震が平均160年の周期で起ったことが推定されていた。

時間の都合で、グレートベースンの活断層を紹介できなかったが、サンアンドレアス系と全く異なり、断層は正断層で、火山が多いことを付言する。

講 演 要 旨

東北地方第四紀火山岩中の微量元素量からみたカルク・アルカリ岩と lateral variation の成因について

増田 康之(大阪府大)

東北日本弧は典型的な島弧の1つで活発な火山活動がみられる。そこには島弧に特徴的にみられるカルク・アルカリ岩ばかりでなく、ソレライトおよびアルカリ岩も噴出し、カルク・アルカリ岩

の成因や、島弧を横ぎってみられる火山岩の化学組成の変化の成因を調べるのに好適であるといえる。今度、東北地方の第四紀火山(21火山)から採取した岩石試料78個について、主に放射化分析法でその微量元素量を分析し、その分析データに基づいて、島弧の火山活動について考察した。

(1) カルク・アルカリ岩の成因

島弧のカルク・アルカリ岩の成因の解明は、岩石学上の大問題の1つであるが、それが、ソレア

イトの成因とどのような関係にあるかを地球化学的観点からアプローチした。

東北日本の火山性外弧(那須帯)には、カルク・アルカリ岩系(CA)の岩石とソレアイト岩系(TH)の岩石が伴って噴出する。中でも八幡平火山には、CAとTHが適当な割合で噴出している。まず、この火山について調べ、そのあと、那須帯の火山(12火山)47試料について、その微量元素量の分布をマンツルの部分溶融、結晶分化モデルで説明した。

その結果、SiO<sub>2</sub> variation 図で、両岩系は別の分化トレンドを持ち、特にCr量についてそれが著しい。このことは、THとCAが成因的に異なっていることは示すが、同一マグマからの分化のちがいでよるものか、成因を異にする2つのマグマの分化によるものかはわからない。しかし、マグマの分化の際の、元素の挙動をきめる分配係数が非常に大きい元素であるCr、Niと、小さい元素であるThを組み合わせて考えることによって、THとCAは成因を異にする2つのマグマの分化によって形成され、その成因として、マンツルの部分溶融のちがいでよって説明することができる。すなわち、ソレアイト・マグマはマンツルの20%程度の溶融により、カルク・アルカリ・マグマは3%程度の溶融により生じた可能性がある。しかし、もちろん、両マグマが組成の異なる別のマンツル物質から生じた可能性もある。

(2) 化学組成の lateral variation

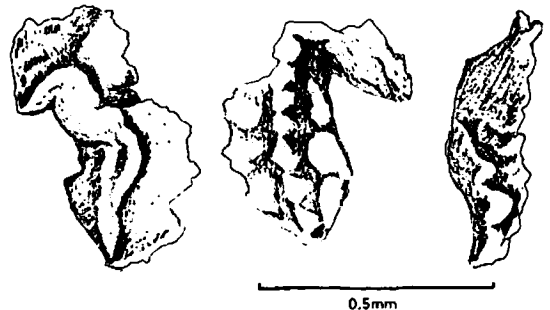
今回の分析結果は、東北日本について、K<sub>2</sub>Oばかりでなく、Ba、Th、U、La量、La/Sm比も、太平洋側から日本海側に向って増加し、震源面までの深さと相関があることを示している。その成因についてはデータ数が不十分なので精しい議論はできないが、ソレアイトとアルカリ岩については、部分溶融の程度の差で説明はできる。しかし、カルク・アルカリ岩にみられる lateral variationは、部分溶融の程度の差ばかりでなく、分化の程度の差も考慮して考える必要がある。(今回の報告の精しい議論は、現在Contrib. Mineral Petrol. に投稿中である。)

四国三波川南縁帯石灰質片岩より  
トリアス紀中後期型コノドント化石  
"Metapolygnathus" の発見

松田 哲夫(大阪市大)

三波川帯は秩父累帯北帯との層序の比較、変形様式の検討などから、近年まで石炭紀ペルム紀の地層を主体とすると考えられてきた。近年近畿地方西部や関東山地の秩父累帯北帯よりトリアス紀コノドント化石が産出したことにより、三波川帯変成岩の原岩にトリアス紀層が含まれている可能性が強くなってきた。そこで筆者は四国中央部の三波川南縁帯に分布する石灰質片岩を数地域で採集、室内処理し、コノドント化石の抽出に努力した。その結果、保存は悪いが年代決定に有効なコノドント化石 *Metapolygnathus* sp. 1個を得ることができた。産地は高知県吾川郡池川町上土居の北東方約8km、池川川の支流である安居川沿い入江谷付近である。得られたコノドント化石を下図に示す。

この化石は、free bladeを有するプラットフォームタイプであり、pulp cavity、プラットフォームの形状及びプラットフォーム上面周縁部に牙またはこぶが発達する事などから、トリアス系中上部より産する *Metapolygnathus* と考えられる。*Metapolygnathus* には *M. abneptis* 及び *M. mungoensis* を各々代表とする2つの進化系列があるが、得られたコノドントは保存が悪く、上記いずれの系列に属するか識別できない。これまでの知見では *Metapolygnathus* は Upper Ladinian ~ Norian から産する事が知られている。すなわち今回得たコノドントはトリアス紀後期ないし中



期末を示す。この事から三波川南縁帯変成岩の原岩の一部にトリアス紀層が含まれる事が明らかになった。なお詳細については現在地質学雑誌に投稿中である。

有馬一高構造線の活動，  
特に丹波山地東南縁の隆起について  
長谷 憲治(大阪市大)

丹波山地東南縁と大阪平野との間の東西性の地形境界線には、大阪層群や段丘堆積物を変位させる断層群が存在する(市原他, 1955; 寒川, 1975; その他)。藤田・奥田(1973)はこれら一連の東西性の断層帯を総括して有馬一高構造線と呼んでいる。本構造線にそって丹波山地東南縁は、大阪層群のMa 8粘土層堆積以後に隆起してきたと考えられている(丹波団研, 1970, 他)。

ところで、丹波山地東南縁には大阪層群が断片的に分布するが、それらを変位させる北東-南西方向の断層がいくつか存在する。例えば、馬場断層は走行N60°E、傾斜40°S Eの南上りの逆断層であり、そしてその断層にそって基盤が大阪層群に衝上していることが知られている(茂木団研, 1966)。しかし、それらの第四紀に活動した断層と丹波山地東南縁の隆起との関係はまだ明らかにされていない。今回、馬場断層の東側の高槻市川

久保周辺の基盤山地内で第四紀に活動した断層を確認したので報告し、さらに丹波山地東南縁の隆起様式について検討する(図1)。

馬場断層の南側にその断層と並行するリニアメント(N60~80°E方向)が見られる。リニアメントは雁行状に配列して川久保の南を通り、さらに東北東に延びる。基盤山地の接峰面の高さはリニアメントを境として異なり、その北西側の山地が南西側に対して70~100m高くなっている。次に基盤山地に分布する大阪層群の分布の特徴を述べる。大阪層群はシルトを挟む砂層礫層互層である。本層群は高度100~300mの尾根に分布するが、その基底を連ねた面は平坦である(図2)。基底面の形態をみると、前述のリニアメントが通る付近の230mの等高線を境として、それ以高と以低の基底面について傾斜方向が若干異なる。また図2中のAとA'やEとE'の各点を結ぶ断面でみると、リニアメントが通る付近で基底面は不連続に変化する。すなわち基底面もまたリニアメントの北西側が南西側に対して高く、その比高は30~40mである。

基盤山地の接峰面や大阪層群の基底面の高度はリニアメントを挟んで異なるので、リニアメントを通る付近の基盤の地質調査を行なった。基盤は丹波層群高槻層と呼ばれる砂岩優勢層であり(坂

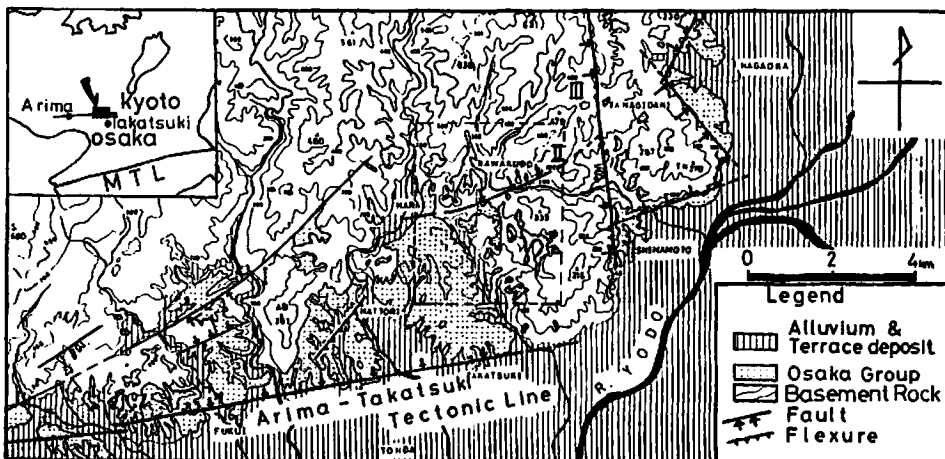


図1: 高槻周辺の第四紀に活動した断層群(I・馬場断層, II・川久保断層・III・坂本断層)破線の領域を図2に示す。

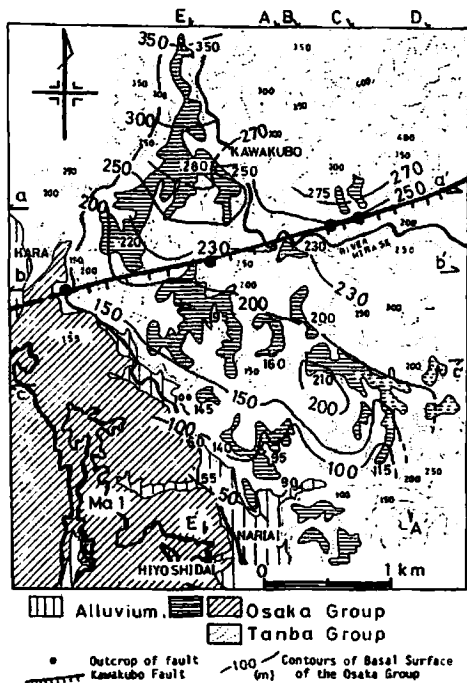


図2: 高槻市川久保周辺の大阪層群と川久保断層

口, 1956), そしてその走向・傾斜はN45~80°W, 60~80°S Wである。断層露頭がリニアメントにそって4ヶ所で確認された(図2)。各点では、ほぼ東西方向、垂直の断層面と幅5~15mの角礫状破碎帯がみられる。したがって、リニアメントにそって、ほぼN80°E方向の垂直の断層が存在すると思われるので、これを川久保断層と呼ぶ。

川久保断層にそって大阪層群をきる断層露頭は確認されていないが、大阪層群の基底面の高度分布からみて、本層群堆積以後に川久保断層が活動したことや断層の北西側のブロックが最大30~40m相対的に隆起したことが考えられる。

川久保断層は東方にある坂本断層(坂口, 1956)付近まで延長すると推定される。一方その西側への延長は不明であるが、本断層と馬場断層は雁行状に並ぶように見える。これらの断層はすべて第四紀に活動した断層である。したがって、丹波山地東南縁はブロック運動を伴いながら、有馬-高槻構造線を境にして全般的に隆起してきたといえる。

単層層厚分布の対数正規性についての確率過程モデルからのアプローチ

西脇 二一(京大)

単層層厚分布が対数正規分布で近似されることは古くから知られている。これに対して Schwarz-

zacer は近似度という点ではガンマ曲線の方がより優れていること、各種の堆積モデルから導かれる単層層厚分布のパターンが互いに類似していること、従って曲線のパターンから堆積モデルを判別できないことを示した。それ故に実際の分布

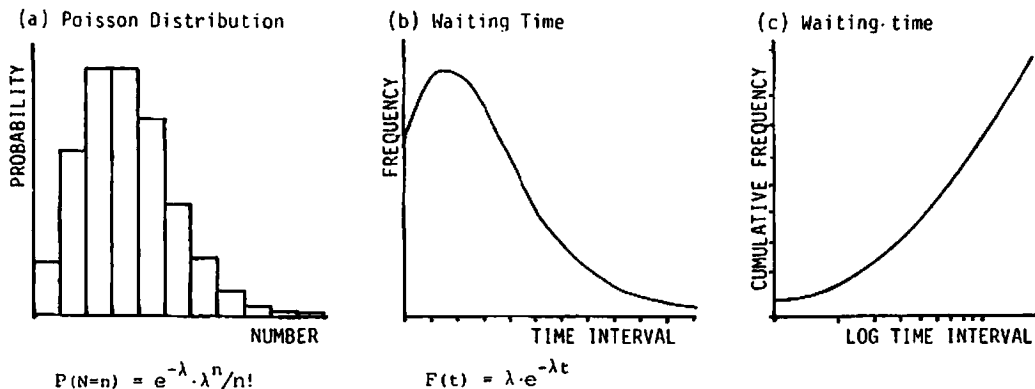


図1: ポアソン過程における現象の発生数と待ち時間 単位時間当りの発生数の頻度分布(a), 待ち時間の頻度分布(b), 待ち時間の対数尺度での積算頻度分布(c).

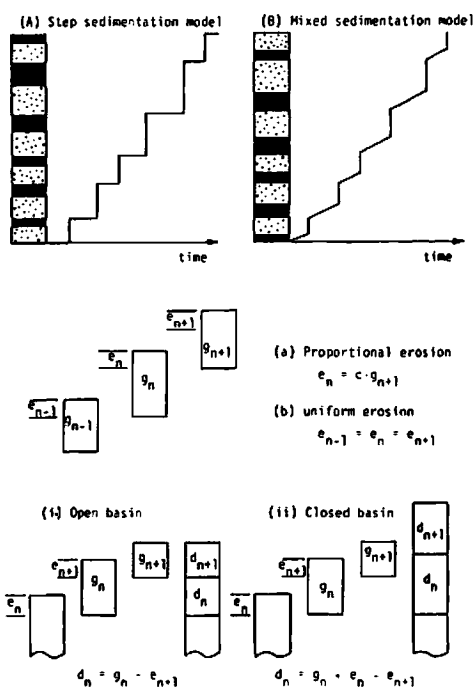


図2: シミュレーションに用いたオプションの説明

曲線のパターンから堆積モデルを構築することは無理で、むしろ野外および実験室における各種の情報から構築された堆積モデルが分布曲線と矛盾しないかどうかを検定する方が重要である。筆者は先に和泉層群について3つの決定論的堆積モデルを提唱したが、今回は更に確率過程の考えを加味したモデルを提唱し、それに基づいて堆積過程のシミュレーションで、そこから得られる分布曲線の検定を行った。ここでは砂プラス泥のユニットを単層とみなした時の分布曲線を検定してみた。モデルの基本は、和泉層群は広義の乱泥流の一種により堆積したこと、個々の乱泥流の発生は極めて稀な現象であること、そして乱泥流発生以前に運搬可能であった物質は全て堆積盆中に運び込まれることである。即ち、ポアソン過程における待ち時間の長さが単層の厚さに比例すると考えるものである。ただし、単純なポアソン・モデルでは単層厚分布曲線は指数曲線となってしまふ(図

1) ので、シミュレーションに当っては次のオプション(図2)とパラメーターを用意した。  
オプション

- A) Step sedimentation: 砂プラス泥が一回の乱泥流で運び込まれる。
- B) Mixed sedimentation: 乱泥流は砂のみを運び込み、泥は均一速度で堆積を続ける。
- a) 比例侵蝕: 単層の厚さに比例する深さだけ下位の単層を侵蝕する。
- b) 均一侵蝕: 単層の厚さに関係なく一定の深さだけ下位の単層を侵蝕する。
- i) Open basin: 侵蝕されたものは遠方へ運び去られる。
- ii) Closed basin: 侵蝕されたものは次の単層の構成物として混入される。

パラメーター

- λ) 単位時間当りの乱泥流の発生数の期待値
- v) 堆積速度
- r) 運搬される物質の砂岩比 (Sandstone ratio)
- m) 露頭において単層として認識できる最小層厚

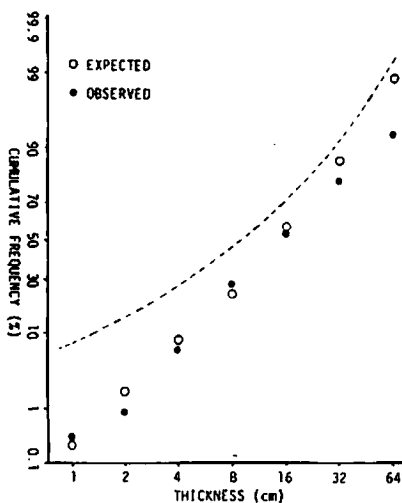


図3: シミュレーションで最も良い一致を示したモデルでの積算頻度分布曲線  
●: 観測された頻度分布、○: シミュレーションの結果の頻度分布。破線は単純ポアソン・モデルの頻度分布を示す。

この作業は現在進行中であるが、これまでの所、和泉層群のデータと最も良く一致するモデルは Mixed sedimentation で、侵蝕なし、2.5 mm 以下の単層を無視したモデルである。その時のパラメータは  $\lambda = 4/300$  years,  $v = 50$  cm/300 years,  $r = 0.6$  である (図3)。最小認識層厚の決定は重要であるので、その決定の方法については今後更に検討する必要がある。

### 大阪平野沖積層の小型貝類によるゾーニング

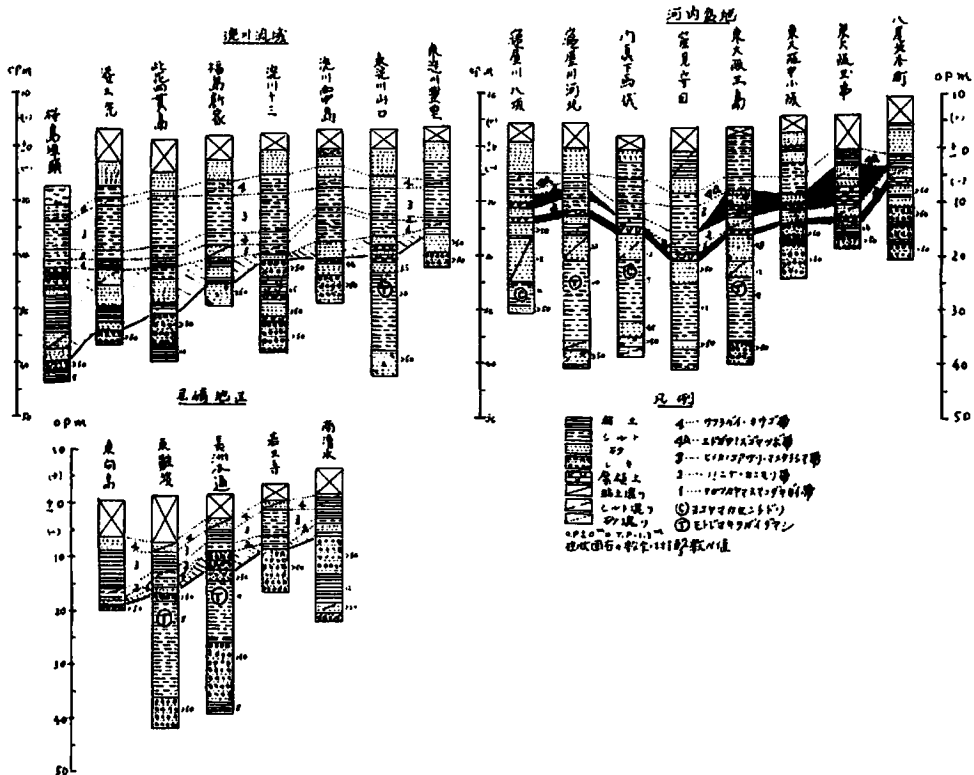
信田 茂雄 (大阪工大)

大阪平野のうち、尼崎地区として蘇川-神崎川西岸地域で5地点(延長距離約10km)、淀川下流兩岸地域で8地点(同約15km)を選んで、それらの沖積層の各深度から採取された錐芯から小型貝類を分類し、種の消長や個体数の増減によって、図のようにゾーニングされた。

尼崎地区では一様な洪積砂礫層を覆って、①海

岸部では厚さ 0.5 ~ 1.5 m の砂混シルト・シルト混細砂からなる Poa 帯、②厚さ 1 ~ 2 m のシルトを主体とする Zf - Rh 帯、③厚さ 2 ~ 6 m の海成粘土からなる Ve - Ri 帯(厚層部では泥棲・砂泥棲貝類の個体数の増減を数回繰返す)、④厚さ 2 ~ 3 m のシルト・粘土混細砂からなる瀬海成の Fa - Um 帯、の 3 ~ 4 帯に分けられ、これらは概ね海に向って厚くなる。

淀川流域では、洪積砂礫層(上流では腐植土を挟む硬い砂質粘土、またはよく締った砂層)を覆って、河床・河沼地の堆積層と思われる厚さ 1 ~ 17 m の砂・粘土混砂・シルトを基底とし、①厚さ 1 ~ 6 m のシルト混細砂からなる Poa 帯、②厚さ 0.5 ~ 1.5 m の Zf ~ Rh 帯、③厚さ 4.5 ~ 10 m の海成粘土からなる Ve ~ Ri 帯(泥棲・砂泥棲貝類の個体数の増減を数回繰返す)、④厚さ 1 ~ 3 m のシルト・シルト混細砂からなる Fa - Um 帯、の 4 帯に分けられ、①、④は部分的に厚さを異にするが、②③は下流に厚くなる。



河内盆地では沖積層の基底は盆地中心部と周辺部で異なり、よく締った洪積砂・砂礫または硬いシルト質粘土層を覆って、①厚さ0.5~1.5mの腐植土を一様な基底し、中心部のみその上位に厚さ1~1.5mのPoa帯、②厚さ1~4mの中心部で厚くなるZf-Rh帯、③中心部で1~3.5mの海成粘土からなるVe-Ri帯(周辺部では1.5~8mの腐植土を伴う砂質粘土・砂によって一部又は全部を占められる)、④厚さ2~4mのシルトからなる中心部で厚いSte帯、の2~4帯に分けられる。

- Fa-Um帯…… サクラガイキサゴ帯
- Ste帯(汽水性)…… エドガワミズゴマツボ帯
- Ve-Ri帯…… ヒメカノコアサリマメウラシマ帯
- Zf-Rh帯…… ノミナナ・カニモリ帯
- Poa…… タカツカヤマコダキ帯

常時微動と地質構造  
— 奈良盆地北部 —

曾根原 康樹(市岡高)  
林田 精郎(大阪市大)

1μm以下の振幅を検出できる振動計を用いると、どんなに静かな場所でも、その地質と深い関係のある特定の周期をもつ微動を測定すること

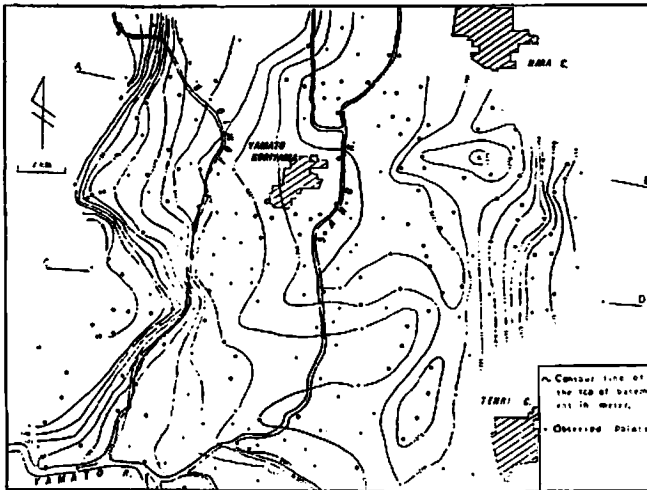


図1: 常時微動の長周期成分による500m/sec. 層基盤深度図  
(林田・曾根原, 1978)

ができる。これを一般に常時微動と称している。

常時微動については、表面波説と実体波の多重反射説とがある。いずれの説をとっても、各層間の音響インピーダンスのコントラストが高く、上部層のそれが下部層のそれよりも十分に小さければ、 $\frac{1}{4}$ 波長説が成立するといわれている。ここで多重反射説によって簡単に説明する。

基盤層の上に横波速度Vsをもつ堆積層(層厚H)がのっているとき、地表の微動の増幅度uは

$$u = \frac{2}{\sqrt{\cos^2 \frac{PH}{V_s} + k^2 \sin^2 \frac{PH}{V_s}}} \cos \left[ \text{Pint} - \tan^{-1} \left( \frac{k \sin \frac{PH}{V_s}}{\cos \frac{PH}{V_s}} \right) \right]$$

で表わされる。ここにはPは $2\pi/T$ 、Tは周期、kは音響インピーダンスの比である。この式でuが最大になるためには、kが小さくて、 $T = 4H/V_s$ が成立すればよいことがわかる。そこで、奈良盆地の北部地域について、Tを測定してHの相対値を求めた。そこでHの絶対値を求めるために、平城宮跡の深度30~50mのボーリング資料、奈良県浄化センターの深度45mのボーリング資料から、太田他の実験式によって大阪層群相当層のVsを求めると、砂質層では500m/sec. 前後、粘土質層では350~400m/sec. という値を得た。そして、これらの層が100m以下の深度に埋没した

ならより大きなVsをもつことが解る。斑鳩町の関西本線の近くで、薄い沖積層の下に大阪層群相当層があって97mで基盤に達している地点で、常時微動を測定して、 $V_s = 500 \text{ m/sec.}$  としてHを求めると104mであった。この結果から、この地域では大阪層群相当層のVsは500m/sec. としてもそれ程大きな誤差は生じないと考え、 $V_s = 500 \text{ m/sec.}$  としてVs = 500m/sec. 層の基盤等高線を画いた(図1, 図2)。

図から、天理撓曲、菖蒲池



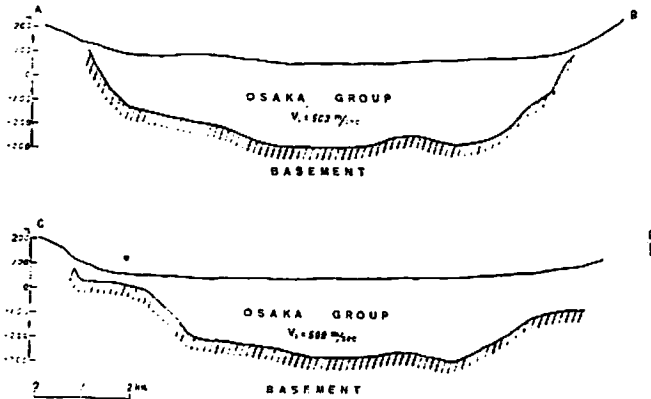


図2: 奈良盆地断面図(林田・曾根原, 1978) A-B, C-Dの位置は図1参照。

撓曲, 佐保丘陵および王寺町と天理市を結ぶ線で囲まれた地域では, 大阪層群相当層の基盤深度は-150~-300 mとなること, 天理撓曲のすぐ西側でその最も深いところがあり, それは盆地の長軸の方向と一致する傾向があること, また, 大和川と富雄川の合流点付近では, 富雄川の流れと並行して菖蒲池撓曲とは別の構造線の存在が推定されることなどが明らかになった。

### 京都盆地の地下構造

横山 卓雄(同志社大)

田村 隆(京都市高速

鉄道遺跡保存調査会)

京都市周辺の山地・丘陵地の地質及び地質構造と盆地底で行われた約200本のボーリング資料とから, 京都市の地下構造を推定した。あわせて, 京都市高速鉄道烏丸線の工事において, 地表面下数mのところに岩盤が発見されたので, それについても報告した。

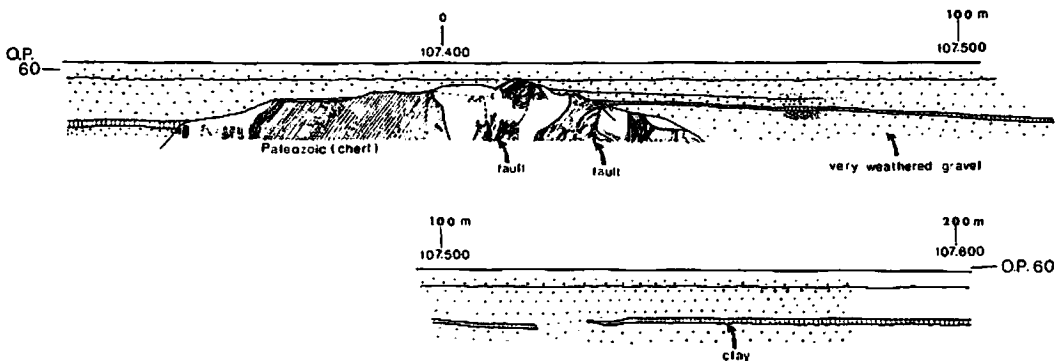
京都盆地の地下構造としては, ①基盤構造と基盤深度, ②盆地底下の大阪層群の構造, ③盆地をつくっている第四紀層の構造, の3つが考えられ

る。これらについてのべる。

#### (1) 基盤構造と基盤深度

いうまでもなく, 京都市を中心とした京都盆地の基盤をつくっているのは, 丹波帯の古生層である。現在までに盆地底で掘られたボーリングで基盤深度のわかっているのは, 2地点であった。今回上京区烏丸中学前の地下鉄工事現場で基盤岩にあたった。図に示したのはその東壁のスケッチである。基盤はほとんどチャートできていて, 断層がみられる。

この付近を中心にして, 現在重力測定をしているので, 近い将来に基盤の深度をふくめた基盤構造について報告することができるとと思われる。



(2) 大阪層群の構造

盆地底における地質断面図を南北方向に5本、東西方向に8本作成した。京都盆地内の大阪層群は、東北東-西南西方向の褶曲軸をもつゆるやかな波曲をもっている。ほぼ四条通りに向斜、男山-桃山を結ぶ方向に背斜がある。この背斜の南側にもほぼ平行した向斜があり、これが山科盆地へつながっている。またこの向斜は南西へのびて、洞が峠に至っている。

一方、これらの褶曲軸を胴切りにする方向に断層群が認められる。これらの断層群はほぼ北北西-南南東の方向をもっており、西山と京都盆地の境に雁行状をなしている。その一つの例が西山団研(1967)で報告された「かたき原断層」である。

(3) 盆地底をつくる第四紀層

京都盆地底は、北部の複合扇状地、中部の移行帯、南部の低湿地の三つにわけられる。今回は、平安京造成に関する「加茂川つけかえ説」の疑問点を地質学・堆積学的観点から指摘する予定であったが、時間と紙面の都合で詳しい内容は省略するが、従来歴史や考古学分野で定説になっているこの説は、地質学的には非常に根拠が薄いとわがざるを得ないという資料が集まっていることを報告するにとどめる。

草津市矢倉地区地下水六価クローム汚染の地質的側面について

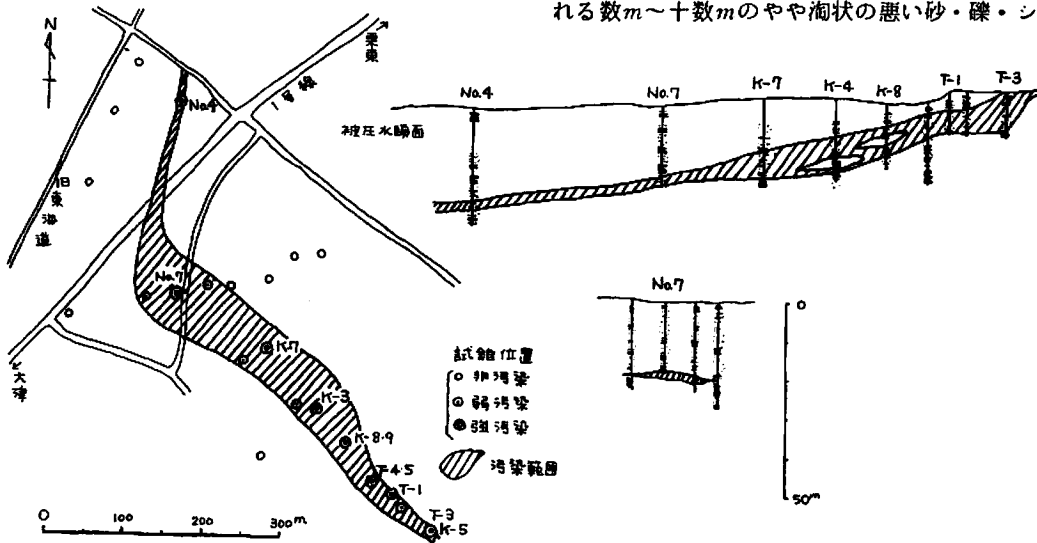
佐伯 宏(関西土木技術センター)

76年はじめ、草津市矢倉町の民家井戸水の六価クローム汚染が問題となり、その径路・分布状況を明らかにする調査を行った。

調査地は緩く北西へ傾く水田地で、地表下約20mの汚染水を把握することは困難であったが、24本の試錐によって解明できた。

汚染源は、井戸の東南約700mにあるT製作所のリムメッキ廃液で、廃液槽が侵されてもれ、下の土壌を侵して地下数mにある砂層に入り、北西へ2~3°で緩斜する層に沿って被圧地下水層を置換して進み、その先端が問題の井戸まで達したものである。この問題については、地質以外に水理学・化学の問題があるが、かなり複雑なので、ここでは地質的な面について主として述べる。

汚染水の水平的および垂直的な分布は図に示すとおりである。水平的には曲流する河流状になっており、扇状地状の堆積を行った小河流群の一部が埋積され、旧流路が水平方向の透水性がよいので下流部へ流動したものと推定される。砂層はほとんどが長石の劈開片と石英粒からなり、石英の粗粒を礫状に伴っている。この層は古琵琶湖層群の最上部層と考えられ、この上には段丘層と思われる数m~十数mのやや淘状の悪い砂・礫・シル



ト層がある。沖積層は数  $m$  以下である。

汚染水は巾数十  $m$  であるが、周縁部では濃度が急に低下して消滅する。砂層は広く連続しておるので、河流の直角方向への浸透速度の遅いことを示している。このことは汚染範囲の外側で揚水を行うと、次第に汚染水が移動してくることからも確かめられる。汚染帯水層は断面図に示す様に上流部では数枚に分かれているが、下流部では一枚にまとまり、厚さは  $2m$  くらいになり堆積状況に変化のあったことを示す。

$Cr^{+6}$  濃度は上流部では  $120 ppm$  におよび、下流へ次第に低下して No. 7 付近では  $70 ppm$  になる。No. 7 より下流部では汚染帯の中が急にせまくなると共に濃度も急に低下し、No. 4 付近では  $4\sim 5 ppm$  になる。この現象については、No. 7 ~ No. 4 間の調査ができなかったので明らかではないが、 $Cr^{+6}$  濃度の低下、PH の上昇はあるものの硫酸根濃度が変わらないので、汚染水と非汚染水の混合だけではなく、化学的な変化も考えねばならないと思われる。現在、T-1, K-4, No. 7 で  $1日30t$  程度の揚水を行い化学的処理を行っており、総量  $20,000t Cr^{+6} 50 ppm$  の揚水を行った。結果として汚染水濃度はおよそ半減し、汚染範囲も縮小している。

この事故は六価クローム汚染水事故としては非常に大規模であったが、幸い汚染範囲が地質的に限定されて、拡大する前に発見された。しかしまだ琵琶湖系地下水中に大量の六価クローム汚染水が残っているので、十分な対策を行うよう、揚水による変化をみながら検討している。

### 琵琶湖の 200m コアからみた古環境変化 — 特に大阪層群と関連して —

笹嶋 貞雄 (京都大)

琵琶湖底から採取された  $200m$  コアは堆積 rate がほぼ一定し、岩相に変化の少ない連続のシルト質粘土層から構成されている点で将来 1 つの標準層序となりうる資質を備えている。しかし在来の岩相層序、生層序学的手法では区分が難しいため、何等かの新しい方法の開発が要請されている。こ

うした背景のせいか、このコアに関しては地磁気層序区分の試論と花粉層序、粒度分析および有機地球化学の分析がなされ、これらから古環境の変化が論ぜられているが、周辺に広く分布する琵琶湖 ~ 大阪層群との対比は僅かに若干の火山灰層とフィッシュ・トラック年代による対比がなされているに過ぎない。

深海底コアの解析に対しては  $\delta^{18}O$  の変動を用いた層序区分や水温推定の新しい手法が確立されつつあるが、まだ陸水堆積物には当分適用されそうにない。筆者はこれに代る新しい手法として、例えば有機地球化学層序といったものが近い将来に開発されるものと信じている。NAKAI (1976, 1977) は  $200m$  コア層の有機炭素中の  $^{13}C$  含有比 ( $\delta^{13}C / tot. - C$ ) の変動をもって気温変化のパラメーターとすることにある程度成功しているがこれも将来有望な 1 つの方法であろう。筆者はここに HANDA (1973 ~ 76)  $\Sigma org. C / total org. C$  (以下  $\Sigma org. C$  と略) が、海底堆積物に対する  $\delta^{18}O$  とほぼ同様に均質な陸水堆積粘土層に対しては層序区分に役立つものと総合的に判定した。その結果はまた大阪層群の海成粘土層あるいは寒冷期との関連においても、かなり忠実な対応関係のあることを提示したい。  $200m$  コアの  $\Sigma org. C / tot. org. C$  の変動は深海底コアの  $\delta^{18}O$  変動 (EMILIANI のカリブ海の P6304-9, SCHACKLETON らの赤道太平洋 V28-238) と長周期変化の大部分が調和的である。これは換言すれば、琵琶湖堆積物も主に世界規模での氷期 - 同氷期の長周期気候変動の環境下で生成されたことを意味する。ただし、1, 2 の短期の local な気候変化も区分される。一方、大阪層群の Ma 7 ~ Ma 9 も  $\Sigma org. C$  の変動曲線の暖期に対応するとみなしうる。この変動曲線及び  $\delta^{18}O$  の暖期が Ma 10 ~ Ma 12 と対比されるものと仮定してコアの年代から求めた Ma 10 ~ Ma 12 の推定年代がほぼ高位・中位・低位段丘に相当する年代と一致することが仮設の妥当性を裏付ける傍証とも受取れる。

また、KOYAMA (1976) の  $CH_2O_2 / NH_2O_2$  の変化や YAMAMOTO (1976) による  $45 \mu m$  より大きい粗

粒物の含有率変化などから推定された多雨・寒冷期,あるいは寒冷化開始期も  $\Sigma org. C$  変動曲線を年代誤差の範囲で支持することが認められる。他方MORI (1974, 1975) による単位質量当りの珪藻数の変化も  $\Sigma org. C$  とかなり正の強い相関を示し, YAMAMOTO の粗粒物含量が  $\Sigma org. C$  変動と負のよい相関を示すことも合理的に理解される。

図1には  $\Sigma org. C$ ,  $\delta^{18}O$  を中心として, 上述の水期-間氷期の長周期変動の相互関係を示している。琵琶湖周辺地域や大阪層群分布地域を支配した過去約50万年の global-scale と local-scale の気候変遷の概要がうかがえる。

次に FUJI (1976) による花粉分析から推定した subpolar, cold-temperate, temperate, warm の4気候帯の変化曲線と Van DONK (1976) の指摘による *Pseudoemiliana lancosera* の消滅年代を40万年 B. P. とみなした改正年代尺による P 6304-9 コア (EMILIANI et al. 1974) とを対比したとき, 図2に示すとおり長周期変動(水期-間氷期)において見事な対応関係の見出せることを強調したい。  
 $\Sigma org. C$  において見られたと同じように長周期変動において,  $\delta^{18}O$  変動と同調が認められることから, 琵琶湖周辺地域の環境が global-scale によって大部分が支配され, ただ EMILIANI stage no. 4~5 に顕著な気候の local effect が優勢であったことが示される。

同時に  $\delta^{18}O$  層序区分によって陸成の琵琶湖 200 m コアの層序を国際対比することがほぼできるとともに大阪層群の層序も, もしこの仮設が正しければ  $\delta^{18}O$  層序とあらし対比されることになる。深海底コアと 200 m コアではそれぞれ独立の年代測定に基づいて年代軸がきめられているが, 相互の食い違いがどれ程か目下は検定の方法がな

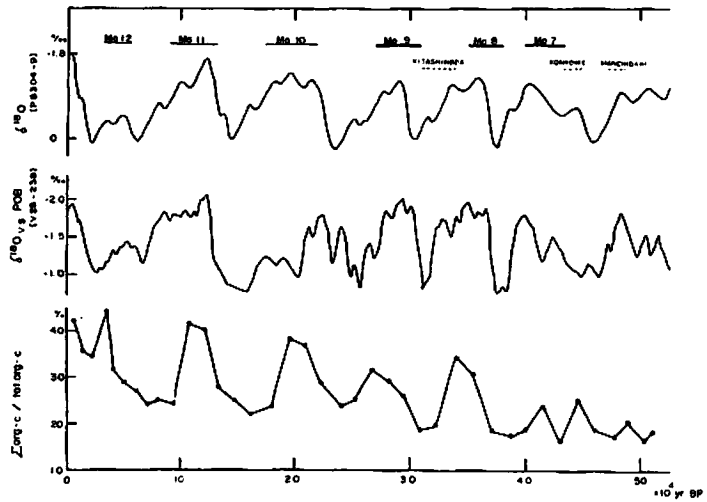


図1: 水期-間氷期の長周期変動における  $\Sigma org. C$ ,  $\delta^{18}O$  の相互関係

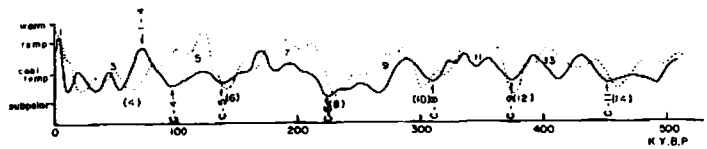


図2: 花粉分析から推定した4気候帯の変化曲線と P 6304-9 コアとの対応関係

ない。これを2,3万年程度と見ればこの誤差の範囲で図1, 図2の曲線の山と谷はそれぞれよく一致していると見てよからう。

琵琶湖東岸守山市で掘削された900 m コアでこの仮説の成否が近く検証されることが期待される。

テクトニクスにおける岩石の結晶  
粒径効果について

伊藤 英文(大阪府大)

岩石クリープの実験的研究は、現存するような低差応力の下で、地質学的ひずみ速度の下で行うべきであるという観点から、筆者は実験を行って来て、今日、表に示す結果を得るに至った。表中、1)と2)は熊谷・伊藤による実験であり、3)~7)は伊藤・笹嶋による実験である。ところで、これらの岩石クリープのメカニズムは何であろうか。

Scholz(1968)は低温における脆性岩石のクリープは応力腐食による time-dependent cracking によると考えている。これによれば、岩石内部に微小割れ目が時間とともに増加するので、弾性定数が時間とともに減少するはずである。1)と2)の実験では平行してヤング率の測定がなされているが、20年経過してもそれは減少する傾向を示さない。ゆえに、これら低応力下のクリープは、このメカニズムによらないらしい。

従来から、金属をはじめとして、結晶質材料のクリープについて多くの研究があり、そのメカニズムとして、結晶内の原子空孔の拡散が支配的な場合の拡散クリープと、転位の運動が支配的な場合の転位クリープなどが考えられ、理論式および

実験式が提案されている。それによれば、拡散クリープでは、ひずみ速度は、結晶の平均粒径の2乗または3乗に逆比例し、差応力に比例する。転位クリープでは、粒径に無関係で差応力の $n$ 乗( $n > 3$ )に比例する。金属では、低温、高温を問わず低差応力のとき拡散クリープが、高温・高差応力のとき転位クリープが支配的である。また、ひずみ速度が小さいとき拡散クリープが、大きいとき転位クリープが支配的である。岩石では、高温・高差応力でひずみ速度大の実験がこれまでになされていて、その場合のメカニズムは転位クリープであることがわかっている。この点、金属に類似するので、低差応力・低ひずみ速度についても、金属での研究があてはまるとすれば、表の実験は拡散クリープによっていると考えられよう。地球の流動もまた拡散クリープが支配的であろう。

さて、表の粘性係数は、地球について推定される粘性係数より、オーダー的にかなり小さい。拡散クリープでは、粘性係数は結晶粒径の2乗または3乗に比例するので、両者の差異は粒径の差異によるものと思われる。すなわち、試験片は細粒で、地球内部は多分大部分粗粒であろう。

筆者は、中央海嶺や造山帯の地殻は粘性係数が小、安定海洋底や剛塊の地殻は粘性係数が大と見積っているが、これも粒径効果(前者小、後者大)

岩石名(産地) 試片の寸法	実 験 条 件				粘性係数 Poise
	温 度 °C	封 圧 kb	最大曲げ 応力 bar	最大ひずみ 速度 /sec	
1) 花コウ岩(広島・赤坂) 215 × 12.3 × 6.8 cm	常温	常圧	12.5	$1.3 \times 10^{-14}$	$3.2 \times 10^{20}$
2) 同 上	常温	常圧	24.3	$1.4 \times 10^{-14}$	$5.7 \times 10^{20}$
3) 花コウ岩(香川・庵治) 21 × 2.5 × 2.0 cm	常温	常圧	19.1	$6.4 \times 10^{-14}$	$1.0 \times 10^{20}$
4) 斑レイ岩(スウェーデン) 16 × 2.0 × 1.5 cm	常温	常圧	20.0	$< 6.4 \times 10^{-14}$	$> 1 \times 10^{20}$
5) 同 上	常温	1	20	$5.6 \times 10^{-14}$	$1.2 \times 10^{20}$
6) 同 上	95	1	20	$3.9 \times 10^{-13}$	$1.7 \times 10^{19}$
7) 同 上	150	1	20	$1.6 \times 10^{-12}$	$4.2 \times 10^{18}$

が原因しているであろう。金属のクリープ実験で、粗粒の場合結晶はある差応力以上で subgrain 化し、その大きさは差応力に逆比例することが知られている。このことが岩石についても成り立つとすれば、変動帯では差応力が大きいため、結晶は subgrain 化し、それが一つの結晶粒になったと考えればよいであろう。その他、テクトニックな

現象に粒径が関係することに注意を喚起したい。

表の5), 6), 7)からクリープの活性化エネルギーを計算すると7.4 kcal/mol となり、岩石の高温・高差応力・高ひずみ速度の実験から求められたものと比較して、1桁小さい。このことは何を意味するのか、今後検討したい。

## お 知 ら せ

■**会員動向** この1年間に関西支部会員に次のような動向がありました。

滝本 清 (京都大) 昭和51年9月21日 死亡  
三井 忍 (高知大) 51・12・16 死亡  
岸田 孝蔵 (姫路工大) 52・3月 退官  
石井 健一 (大阪市大) 52・4・1 - 姫路工大  
加藤 磐雄 (大阪府科教センター)

52・10・1 一熊本大

大木 謙一 (金沢経済大) 52・10・31 死亡

他にも会員の中で移動された方がありましたら幹事までご連絡下さい。そのつど、お知らせすることにしたいと思います。

■**この2年間の活動** この2年間は、阪神部会が運営担当ということで、幹事一同微力ながら全力で業務の執行にあたってきました。この間の主な活動は次のとおり。

51年7月3日 51年度総会 大阪市立自然史博  
52年2月5日 支部例会 神戸大  
52年6月4日 52年度総会 大阪市大田中記念館  
52年10月9・10日 支部例会 島根大  
53年1月28日 支部例会 大阪府大  
支部報発行 No. 78 ~ 82 (5回)

■**運営担当が京都部会へ移ります** 次の総会から2年間(53, 54年度)は、規約に従って京都部会が運営担当となります。

■**役員の変更について** 役員(支部長および幹事)の変更の時期になっています。同封のハガキを使って、要領に従って投票をお願い致します。

■**53年度会費について** 53年度会費については、まだ振替用紙等をお送りしておりません。これは次の総会で会費の額について討議していただきたいと考えているため、総会での決議の後、京都部会担当のもとで納入していただくこととなります。