

## 丹波地帯南部に発達する, 丹波層群上部, 高槻層の砂岩

井内美佐子\*・志岐 常正\*\*・木村 春彦\*\*\*

(1970 年 9 月 7 日 受理)

### I は し が き

美濃一丹波地帯の古生界の上部には, 砂岩, 頁岩を主とする厚い砕屑岩層が発達している. この地層の実態を明らかにする研究の一環として, 古くから層序がほぼ明らかにされている京都西山山地古生界上部(高槻層)の検討を行なった.

高槻層の砂岩層には, いわゆるタービダイトの性格をもつ部分がかかなり含まれている. タービダイトの堆積岩石学的研究は, 地向斜発展末期の堆積環境や古地理を明らかにする上で重要である. 筆者らは, 高槻層砂岩の研究にあたって, タービダイトに関する積極的な意味のある資料を得ることができるよう, とくに注意をはらった.

その結果の一部については, 先に報告した(木村ほか, 1970)が, 本論では, 今日まで得られた結果の大略をとりまとめて記述したい. 御教示, 御批判をいただければ幸いである.

この研究は, 丹波地帯研究グループの研究の一環として行なわれたものであり, 同グループの大勢のかたがたから, 非常な御援助・御協力を得た. とくに, 京都教育大学井本伸広氏には, 研究のすすめ方, まとめ方や, 岩石の検鏡その他すべてにわたって御討論や御教示をいただいた. 芦田正明, 栗津悠美子, 上島和美, 大前美恵子, 北河美恵子, 田結庄良昭, 高橋暁美, 中田省吾, 藤原重彦, 堀井良子, 本庄弘子, 本田輝政, 安松貞夫, 山田耕治, その他多くのかたがたにも, 野外調査, 資料の整理, 薄片の作製その他に御援助をいただいた. 野外調査にあたっては, 高槻市川久保の大矢久男氏御一家に御世話になった. これらのかたがたに, 心から御礼を申しあげたい.

### II 地質の概略

坂口(1958, 1962)は, 西山山地古生層を層相により

\* 門真市立大和田小学校  
\*\* 京都大学地質学鉱物学教室  
\*\*\* 京都教育大学地質学教室

3分し, 下より田能層, 出灰層, 高槻層と命名した. これらのうち, 田能層は頁岩層で, シャールスタインとチャートの厚層をはさむ. 中・下部二畳系に相当すると考えられる. 出灰層は, 砂岩・頁岩がほぼ等量に発達する. チャートおよびシャールスタインは田能層にくらべて, 少ない. 高槻層は砂岩を主とし, 少量の頁岩をはさむ. 坂口は, 出灰層の下部を中部二畳系に属するとし, 出灰層の大部分と高槻層は, 上部二畳系であると考えている.

これらの古生層は, 全体として, 高槻層分布地域の南端に近い桜井付近に軸をもつ向斜構造をなしており, この軸部より, 北方の京都市右京区小塩付近に至るまでの大部分の地域については, 大局的にみて, 東西の走向をもち, 南に傾く単斜構造をなすと考えられている.

調査地域付近には, 古生層のほかに, 主に砂礫層からなる洪積層や, 谷あい埋める沖積層などが分布している.

### III ポンポン山林道の高槻層

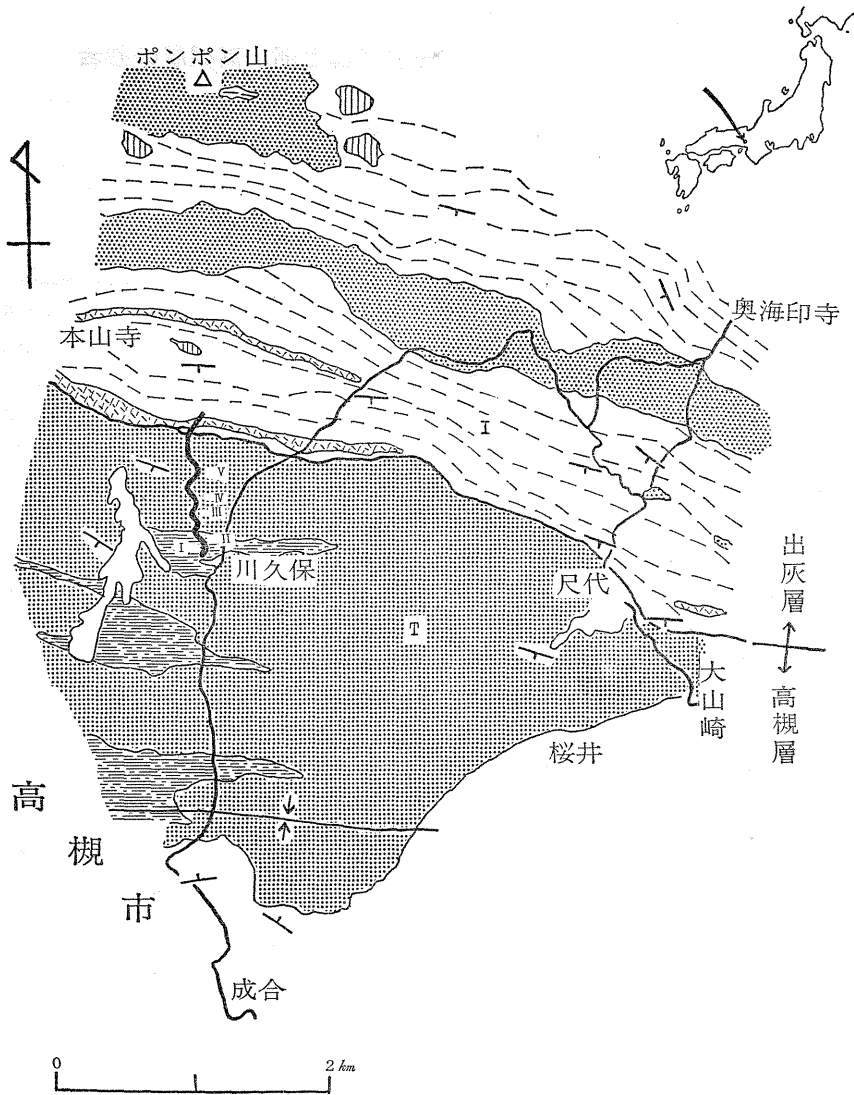
高槻層の分布地域には, 走向にほぼ直角に, 南北にのびる谷や道路が数本ある. 今回は, これらのなかで, とくに模式的な露出がみられる成合一川久保地域を選び, その北半の, 川久保からポンポン山へ至る林道に沿う谷川について調査を行なった. 従来の, 単一の向斜構造を認める考えに従えば, この調査ルートには, 高槻層の下半部がみられることになる.

調査ルートの高槻層は, 砂岩層を主とし, 頁岩層をはさんでいる.

砂岩層: 主に, 青灰色~灰色で, やや炭酸塩質な砂岩からなっている. 筆者ら(木村ほか, 1970)は, この高槻層の砂岩を, 産状, 堆積構造などから, 次の3つの型に分類した.

#### ①成層型, ②レンズ型, ③塊状型

これらのうち, 成層型砂岩は, 後述のような堆積構造や, 泥質部との組合せなどをもっており, いわゆるタービダイトであるとみなされる. この場合, 泥質部の方



- T 高槻層  砂岩  頁岩 (砂岩・泥岩を含む)
- I 出灰層  砂岩  頁岩 (砂岩・泥岩・チャートを含む)
- チャート
- 輝緑凝灰岩
- 調査路線
- } 柱状図地点

第1図 調査地域を示す図 地質図は坂口(1962)にもとづく。

が、しばしば非常に薄いために、数枚～数 10 枚のタービダイト単層\*が累重して 1 つの部層(厚さ数 m～数 10m)をなし、全体として、厚い砂岩層としてとらえられるような場合も多い。

◎ レンズ型砂岩は、頁岩層中のレンズないしボール状体をなすものである。この型の砂岩にも、明瞭な級化成層が認められることがある。

◎ 塊状型砂岩は、3 つの型のうちでもっとも多いが、その産状には特徴がなく、不明の点が多い。単独で 1～2 m、まれに 10m 以上の厚層をなしている。

◎ 頁岩層：主に、青みがかった暗灰色で淘汰悪く、シルト質な頁岩からなる。レンズ型砂岩を不規則に含んでいる。このような頁岩層は、丹波地帯研究グループ(1969)により、“含砂岩レンズ頁岩”とよばれている。ただし、高槻層の場合には、他の層準のものとは異なり、チャートのレンズが、ほとんど含まれていない。

◎ なお、高槻層には、泥質礫岩や礫質泥岩は、ほとんどみだされない。また、スランプ構造も顕著でない。

◎ タービダイトの堆積構造の観察によって、地質の正逆を識別することができる。露出のよい谷川で観察した結果、この地域では、少なくとも数カ所で地層が逆転していることが明らかとなった。したがって、従来考えられていたような、単純な構造には疑問がある。この問題については、別に報告の予定である。

#### IV タービダイトの堆積構造

成層型砂岩の発達する部分数カ所について、堆積構造柱状図(第 3 図)をつくり、あるいは、スケッチをとるなどして、くわしい観察を行なった。その結果については、先にも報告した(木村ほか, 1970)ので、ここでは 1・2 の補足を含めて、簡単にのべることにする。

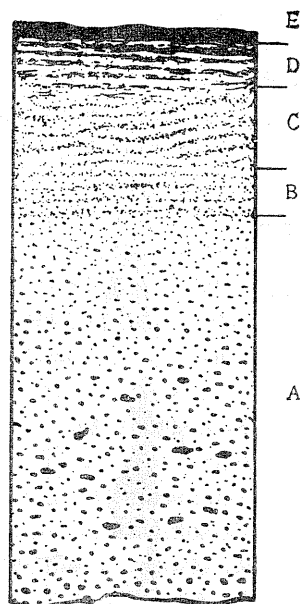
高槻層成層型砂岩の単層内部は、堆積構造のちがいで、いくつかの要素(堆積構造部)に区分することができる\*\*。

それらの構造部の、今回の調査地域における総合順序関係(composite sequence)は、砂質部の上位にある泥質部を含めて、下位から上位へ次のようにとらえられる。

- A) 無構造一級化堆積部
- B) 下位平行葉理部

\* タービダイトの“単層”をどうとらえるか、については問題があるが、ここでは、かりに、砂質部の基底から、次の砂質部基底直下までを単層とよんでいる。

\*\* 岩石中には、細かい、膠結された節理、あるいは、小断層が発達しており、堆積構造をつくる葉理は、数 mm ないし数 cm ずれ動いている。このため、堆積構造がわかりにくくなっている場合も多い。



第 2 図 高槻層タービダイト単層内部構造の総合順序関係

A) 無構造一級化堆積部, B) 下位平行葉理部, C) 斜行葉理部, D) 上位平行葉理部, E) 泥質部

- C) 斜交葉理部
- D) 上位平行葉理部
- E) 泥質部

このような、高槻層成層型砂岩についての総合順序関係は、アルプスにおいて BOUMA (1962) によってみだされ、その後、タービダイト堆積構造の模式(model)と考えられるに至った(DZULYNSKI and WALTON, 1965; WALKER, 1965; 岡田, 1967 b など)ものと比べてみると、下位からそれぞれ、

- a) graded division\*
- b) lower division of parallel lamination
- c) division of current ripple lamination
- d) upper division of parallel lamination
- e) pelitic division

に相当するものとみなされる。

この根拠のみによっても、高槻層成層型砂岩は、いわゆるタービダイトの性格をもっているといえる。ただし、一般に“タービダイト”がいかなる機構により堆積したものであるかということは、また別の問題である。

\* WALKER (1965) に従って、BOUMA の“interval”を“division”とした。

ところで、ある地域で、もっともひんぱん (modal) に現れる順序関係は、必ずしも模式 (model) どおりではなく、また、その地域での総合順序関係そのものでもない。アルプス山地においても、modal sequence は地域によって異っている。ただし、アルプスの場合には、a 部や b 部など下部の要素が欠けるか、あるいは d 部や e 部など上部の要素が欠けるかするのが普通である。これに対し、高槻層タービダイトにおいては、下位平行葉理部から上位平行葉理部まで区分できない場合の方が、むしろ一般的 (modal) である。斜交葉理部がみとめられる場合も、葉理の傾きは小さく、convolute lamina のようなものは、ほとんどみだされない。このことは、高槻層タービダイトの堆積機構を考察する上で、1つの鍵を与えるものであろう。

なお、高槻層の外部堆積構造\*は、層面に沿う迂り面の発達のため、内部堆積構造よりも、さらにわかりにくい。しかし、注意深い観察により、単層下底面に、なんらかの層裏痕が存在することを知ることができる。

#### V タービダイトの砂岩の組織と組成

野外で柱状図をつくった場所について、それぞれの代表的な部分を選び、走向に直角に連続標本を採取した。さらに、その層面に垂直な断面を研磨し、エア・ラッカーをふきつけ、単層の内部構造を観察した。この観察により、この地域のタービダイトとして代表的とみなされる単層数枚を選びだし、それぞれの単層について数枚の薄片をつくって、微細堆積構造、粒度組成、鉱物組成などを検討した。薄片の製作にあたっては、単層内で機械的に下から上へ等間隔的に試料を採取するのではなく、堆積構造上の位置に留意して、各構造部 (division) から、それを代表するような試料を、必ず一枚以上作製するようにした。前章、および、ここに記したようにして採取され、作製された標本や薄片は、限られた箇数ではあるが、全体として、高槻層の砂岩の実態をよく反映しているものと考えられる。

高槻層の砂岩は、堅硬で、粘土質基質が多く、分級が悪く、岩石片を多く含むなど、いわゆる“グレイワッケ”を特徴づける諸性質をそなえている。一般にやや炭酸塩質である。砂粒の角りょう度は、一般にかなり高い (angular~subangular)。砂粒は、ある程度の方向性をもって配列している。方向性は、とくに雲母片に顕著

\* 層裏痕など、単層を外から観察するときみられる形態的構造は、external structures とよばれている。ここでは、外部堆積構造とよぶ。(あるいは、“単層外面堆積構造”とよぶべきかも知れない。) これに対して、単層内部の構造は、internal structures (内部堆積構造) とよばれる。

である。

#### 粒度組成

薄片での、みかけの粒度  $4.5\phi (=0.04\text{ mm})$  以上の粒について、薄片につき 200~300 個の長径を鏡下で測定し、砂粒の平均粒径と粒度分布とを求めた。前者については Krumbein (1935) の、また、後者については、Greenman (1951) の方式に従って補正した。

一般に高槻層の砂岩は、ヒストグラムに示されるように、分級が悪く、尖度が小さい。しかし、bimodal、ないし、polymodal な組成をもつものは比較的少ない。また  $\phi$  スケール 3 以下の粒のみからなるような極細粒 (頻転動粒度\*ないし、それ以下の粒度) の砂岩の砂粒は分級がよい。

内部堆積構造と粒度との間には、次のような関係がみとめられる。

A 部 (無構造一級化堆積部) は、中粒砂岩からはじまるもの、細粒砂岩からはじまるもの、極細粒砂岩からはじまるものなど、単層によって粒度にかなりの差がある。無構造一級化堆積部の厚さは、必ずしも粗粒の砂からなる単層の方が厚いというわけでもないらしい。

A 部を除くと、単層による粒度のちがいはなく、だいたいきまった平均粒径のものが、それぞれの堆積構造部をつくっているようである。

B 部 (下位平行葉理部) は、砂粒の平均粒径  $0.1\sim 0.05\text{ mm}$  程度の極細粒砂岩からなる。粗粒葉理と細粒葉理との粒度の差は、砂粒に関する限り、いくらかもないようである。

C 部 (斜交葉理部) は、B 部の砂粒よりやや細かい極細粒砂岩、ないし、粗めのシルトからなる。

D 部 (上位平行葉理部) では、粒度は急に小さくなり、平均粒径  $0.03\sim 0.02\text{ mm}$  位のシルト粒、およびクレイで構成されている。ただし、粗粒葉理の粒度は、C 部とかわりがない場合もあるらしい。

E 部 (泥質部) は、おもにクレイからなる。

#### 鉱物組成

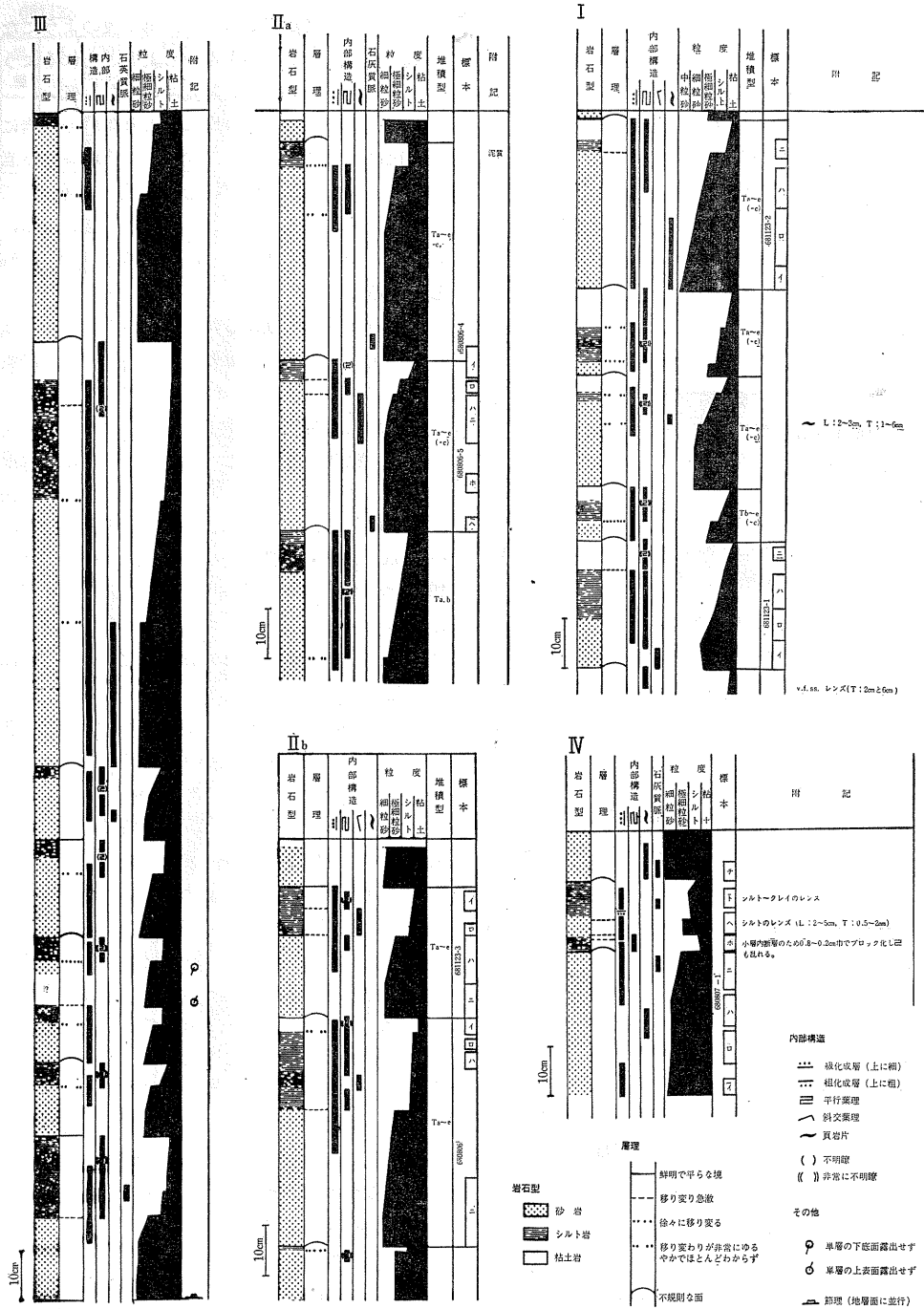
粒度組成を調べた薄片と同じ薄片を用いて、鉱物組成を検討した。

高槻層の成層型砂岩は、一般に次のような鉱物粒その他からなっている。

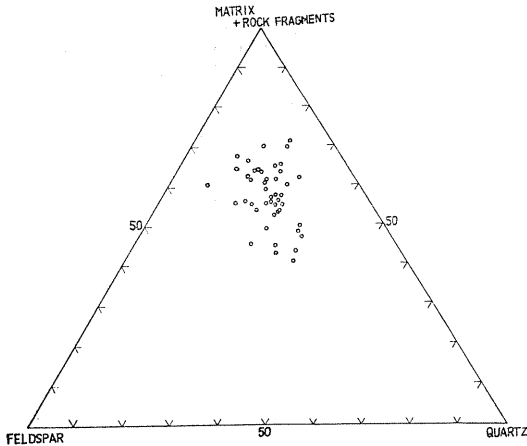
石英：波動消光するものが多い。

長石：カリ長石、斜長石がほぼ等量に含まれる。カリ長石は、一部炭酸塩その他に変質していることが多い。斜長石は、比較的新鮮で、アルバイト双晶、カールスバ

\* 木村春彦 (1954, 1956)



第3図 堆積構造柱状図 (野外観察, 1969 井内美佐子)



第4図 高視層砂岩の鉱物組成 岩片にはチャート、副成分鉱物も含まれる。

ッド双晶がみられる。

岩石片：チャート、チャートのホルンフェルス、頁岩、塩基性の火山岩などが多い。まれに花崗岩、凝灰岩がみられる。その他、同時侵食礫としての頁岩片（いわゆるシェールパッチ）も、かなり多量に含まれる場合があるが、これは岩石としてはとり扱わず、基質としてとり扱った。

副成分鉱物：緑レン石が、少量ではあるが、普遍的に含まれる。これには、二次的にできたものが、かなりあると思われる。また、細砂になるほど、黒雲母、白雲母、緑泥石が多くなるが、これらも初源的なものか、二次的にできたものか問題がある。さらに、シルト以下の細粒岩になると、イライト、セリサイトのような粘土鉱物が多くなる。以上のほか、チタン石、ジルコンその他の重鉱物が認められる。

基質およびセメント：比較的粗粒な砂岩では、碎屑性のものが多いが、極細粒砂岩やシルト岩には、かなりの量の炭酸塩鉱物が含まれており、まれには、鏡下で数10%に達する。その産状は、ほとんど、基質部分をみだしてあり、セメントとして扱ってよいと思われる。ただし、炭酸塩鉱物には、長石や岩石片を交代している部分も認められ、そのような部分とセメントとの識別は、

第1表

	m. ss	f. ss	v. f. ss	silt
Quartz	20%	20~25%	15~25%	10%
Feldspar	20%	20~25%	25~35%	20%
Rock fragments	30~40%	20~30%	10%	—
Matrix + Cement	20~30%	25~40%	30~50%	60~70%

しばしば困難である。

鉱物組成を粒度別にみると、第1表のようになる。

第4図、および、第1表からよみとられるように、高視層の砂岩の鉱物組成成熟度は、かなり低い。

当然のことながら、岩片は、より粗粒の砂岩に多く、極細粒砂岩では、はるかに少なくなる。シルト岩には、ほとんど含まれていない。岩片の減少を補償して基質が増え、岩片と基質（セメントを含む）との和は、いずれの粒度の岩石の場合も、ほぼ一定の値（60~70%）を示している。

細粒砂岩から極細粒砂岩へと粒度が小さくなるにつれて、石英に比して長石が多くなるのは、機械的耐久度のちがいによると思われる\*。

鉱物組成が粒度と関係をもつ以上、タービダイト単層内部で、粒度分布の変化にともなって、鉱物組成が変化することは当然である。このことは、多くの実例によっても明らかにされている。（SHIKI, 1961; BOUMA, 1962; OKADA, 1966, 1967; 佐々木・牛島 1966; 久保・角田, 1970 など）同様のことは、高視層砂岩の場合にも明瞭にあらわれている。第5a~d図に、高視層成層型砂岩の粒度組成、鉱物組成の単層内の変化を、単層内部構造との関連において示した。

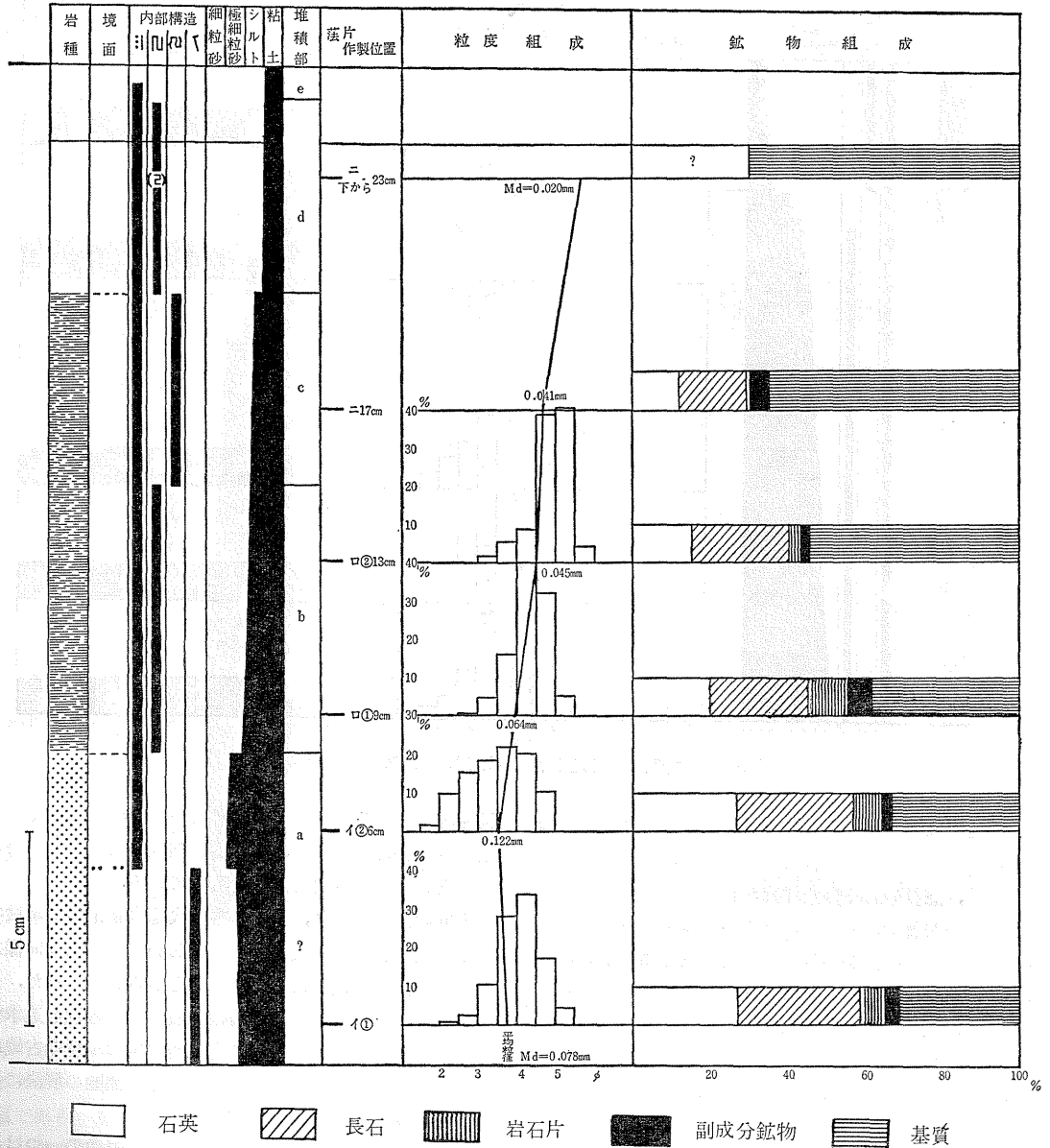
岡田 (1967 a, b) は、従来、基質が多いと信じられてきた古い地質時代の砂岩の多くが、実は基質に乏しい clean sand であり、とくに、BOUMA の模式による graded division がそうであることを指摘した。しかし、高視層砂岩の場合には、無構造一級化堆積部といえども、平均粒径が中粒砂以下の場合が多いためか、基質の量が15%以下のことはまれである。もっとも、高視層の場合、炭酸塩質セメントと碎屑基質とをわけて、それらの量を測定することは困難であり、図や表で基質という場合には、これらを一括して示してある。また、同時侵食のシェールパッチを基質に加えていることも、基質の量を多くしている。

第5図に、各堆積構造部ごとに、各鉱物成分がどのような量を示すかを記してみた。前述のように、高視層の場合、各部の識別ということ自体がそれほど明瞭ではない。また、試料の数も少ないので、問題はあがるが、一応次のような傾向がみとめられる。

もっとも特徴的なことは、岩石片の量が、B部でA部より少なく、C部ではさらに少ないこと、および、基質（セメントを含む）の量が、C部、D部でA部、B部に

\* 同様の事実は、舞鶴層群その他の砂岩について、みだされておられ、機械的耐久度のちがいによって説明されている（志岐, 1959 a, b, 1961）

I 681123-1



第5a図 単層内部構造と粒度組成および鉱物組成との関係

比べて著しく多いことである。

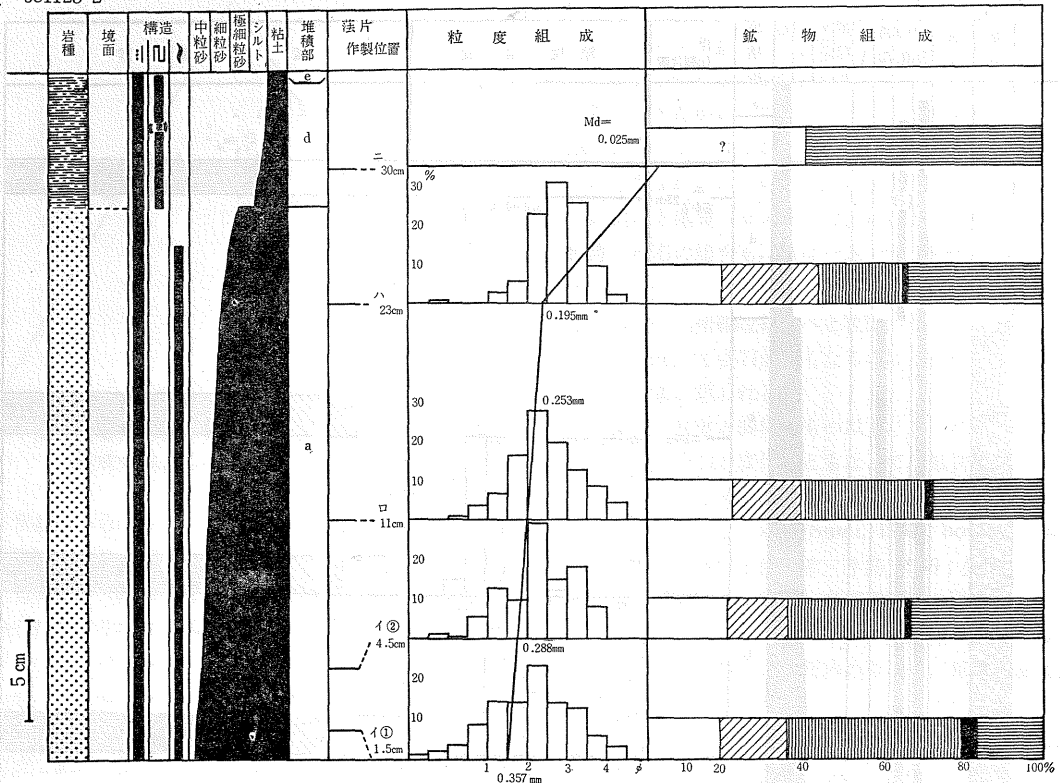
石英の量も、C部では、A部、B部に比べて少ないとみてよい。

これらのことは、各部の堆積構造に粒度分布が対応しており、さらに、各部の粒度のちがいが鉱物組成に反映しているものと考えてさしつかえない。

VI 考察と今後の問題

1) 高槻層の砂岩は、全体として、組織上も鉱物組成の上でも成熟度が低く、碎屑物が、かなり急速に運搬され、堆積したものであることを示している。この性格は、実は、本論で主にとり扱った、成層型砂岩(堆積構造上、タービダイトの特徴をもつ)についてだけな

I 681123-2



第5b図 単層内部構造と粒度組成および鉱物組成との関係

く、本論ではほとんどふれなかった、レンズ型砂岩や塊状型砂岩についてもみられるものである。

しかし、泥質砂岩や砂質泥岩が存在しないこと、スランプ構造が顕著でないこと、砂岩の粒度も全体として小さいこと、などの点からみると、局所的な堆積盆に、非常に急傾斜の斜面に沿って移動・堆積したものととは考えられない。成熟度がかなり低いとはいえ、比較的石英に富み、岩石片も全体として少ない点は、舞鶴地帯の二疊系舞鶴層群 (SHIKI, 1959 a・b, 1961) よりは成熟した状態を示している。おそらく、高視層の堆積盆が、地角斜末期のものではあっても、舞鶴層群の場合よりは大きなものであったことによると思われる。

なお、高視層の堆積当時の後背地には、鉱物組成よりみると、塩基性の火山岩や花崗岩も露出していたことが推定される。

2) タービダイトの内部堆積構造が、どのような機構や成因によって形成されるのかということは、現在、地角斜堆積物の研究の最も興味ある課題の一つである。このことは、とくに、BOUMA (1962) の提出した模式が、

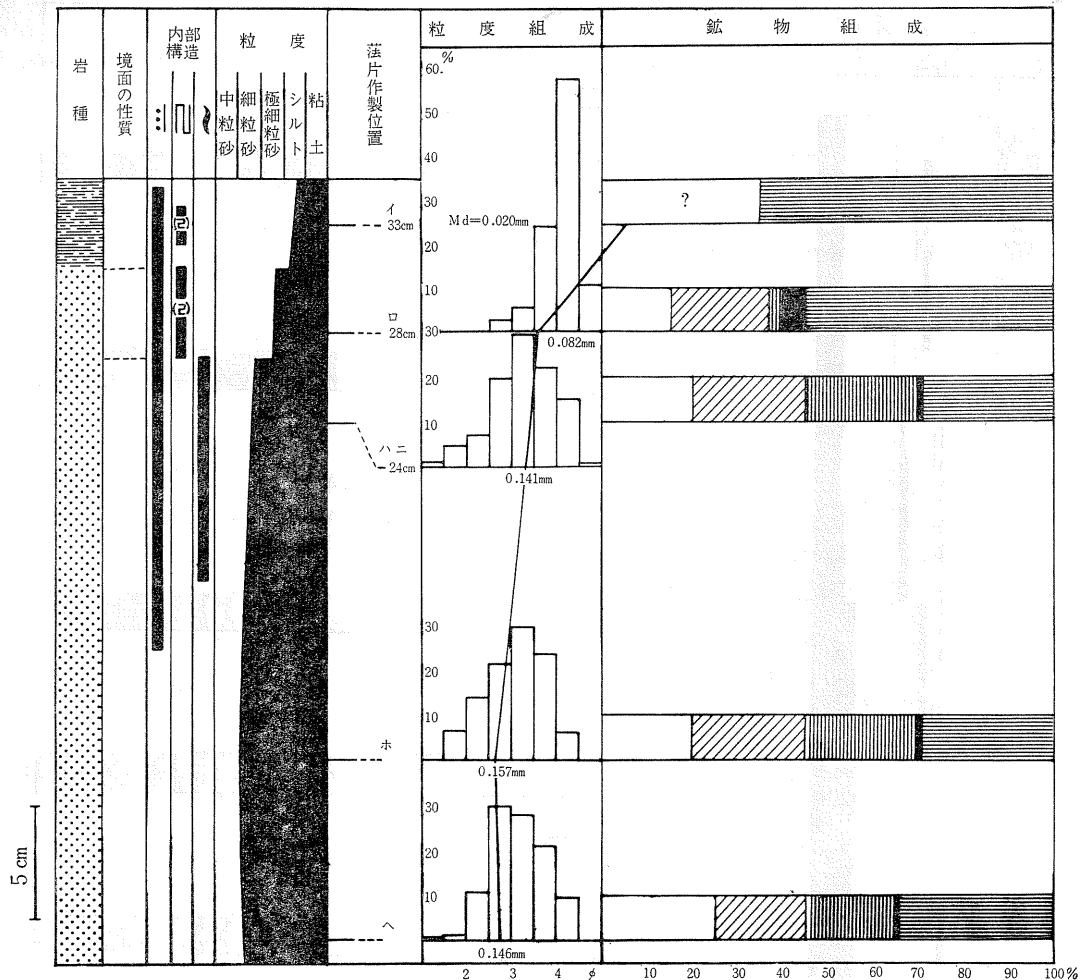
世界各地のフレッシュ型の地層についてだけでなく、現世の堆積物においても、一般的法則性をもってみとめられるという点で重要な意味をもっている。

今回の研究により、日本の古生代地角斜末期の堆積物である京都西山の高視層の一部においても、ほぼ同様な一般的模式が適用されるということがみいだされた。このことは、タービダイトの堆積岩石学的一般性を追求する手がかりをあたえ、丹波帯古生層の堆積環境や古地理を考える上に役立つだけでなく、上記の問題の解決に多少の資料を加えることになった。

高視層砂岩のタービダイト型堆積物の特徴の一つは、その産状にあるといえる。高視層砂岩は、フレッシュ型砂泥互層といわれるようなタービダイトが非常に厚く累重した地層ではなく、むしろ、全体としては、無層理塊状の砂岩が卓越するなかで、部分的に、成層型砂岩層が発達するといった地層である。このような場合であるにもかかわらず、その成層型砂岩が、BOUMA (1962) の提出した内部堆積構造の模式に基本的に合うような構造をもっているということは興味深い問題である。



II a 680806-5



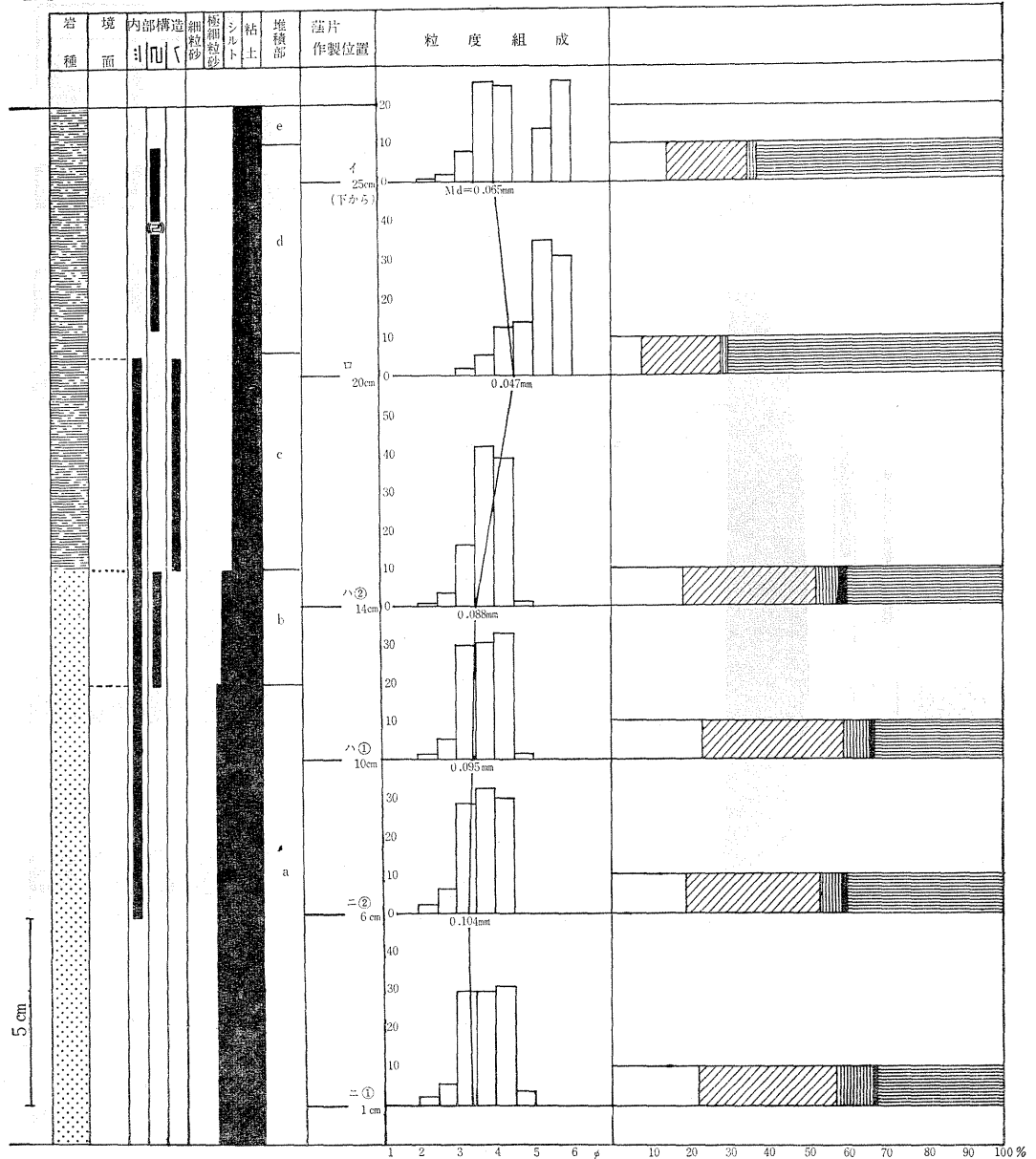
第5c図 単層内部構造と粒度組成および鉱物組成との関係

3) 一般に、タービダイトの内部堆積構造が粒度分布とどのようなつながりをもっているかということは、タービダイトの堆積機構の水理学的解明に、直接つながる問題である。高槻層タービダイト砂岩の粒度分布は、先にのべたように、各堆積構造部とも、他の地域のタービダイトの粒度に比べて、全体として、それぞれ細かいように思われる。この点は、他の地域のタービダイトについての研究が、本研究と同じ方法と精度で行なわれていないために、現在のところ、定量的に明らかにすることはできない。しかし、たとえば、舞鶴地帯の二畳系舞鶴層群や、四万十帯の古第三系のタービダイトとくらべてみても、各堆積構造部の粒度は、それぞれに、高槻層の対応する構造部の粒度とは異なり、より粗いようであ

る。もしそうであるとすれば、タービダイトの内部構造に Bouma の模式が一般的に適合するということは、必ずしも、各構造の粒度の一定性を意味しないことになる。今のところ、筆者らは、この問題についての確かな説明をみいだしていない。

高槻層の砂岩の粒度が比較的小さいのは、高槻層の碎屑粒の角りょう度の高さが一因であるかも知れない。しかし、高槻層砂岩の碎屑粒が、他のタービダイトのそれらに比べて、どの程度角りょう度が高いかについては、今後の検討を要する。ともあれ、問題は、水理学的な検討とともに、そのような水理条件をもたらした堆積盆の形態や、構造運動の特徴にそくして、考察されなければならないであろう。

II b 6801123-3



第5d図 単層内部構造と粒度組成および鉱物組成との関係

VII 要約と結論

1. 高槻市川久保付近において、二疊系高槻層下半部の模式的な発達を観察することができる。
2. 同地域では、高槻層は、細粒砂岩を主とし、頁岩をはさむ。砂岩は、その産状と堆積構造などから、①成

- 層型、②レンズ型、③塊状型に分けることができる。
3. どの型の砂岩も、組織的性質、鉱物組成上の性質ともに、成熟度が低い。砂粒として含まれる岩石片から、後背地には、塩基性火山岩や花崗岩の存在が推定される。
4. 成層型砂岩には、いわゆるタービダイトに特徴的な

内部・外部堆積構造をもつものが多い。

5. 成層型砂岩の内部堆積構造は、総合的には、下位から、A) 無構造一級化堆積部、B) 下位平行葉理部、C) 斜交葉理部、D) 上位平行葉理部からなり、その上に、E) 泥質部が重なると、とらえることができる。これらの各部は、それぞれ、BOUMA の模式の a, b, c, d, および e 部に相当する。しかし、一般的には、B~D部がわけられない場合が多い。
6. 他地域のタービダイトにくらべて、B部 [b部] 以上の粒度が小さいことは、タービダイトの形成機構の問題にもかかわる興味ある事実である。
7. 単層内の鉱物組成は、粒度組成の変化にともなって変化する。“clean sand” は、A部 [a部] においても、ほとんどみられない。
8. 本州地向斜末期の堆積物において“タービダイト”の存在と、その堆積岩石学的性質の一部が明らかにされたことは、同地向斜の地史に関するだけでなく、いわゆるタービダイト問題の研究の上にも意義がある。

#### 文 献

- BOUMA, A. H. (1962), *Sedimentology of some Flysch deposits*. 168 p., Elsevier, Amsterdam.
- (1964), Turbidites, In: A. H. BOUMA and BROUWER (ed.), *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam, p. 274—275.
- DUFF, P. MCL. D. and E. K. WALTON (1962), Statistical basis for cyclothems: A quantitative study of the sedimentary succession in the East Penine Coalfield. *Sedimentology*, vol. 1, p. 235—255.
- DZULYNSKI, S. and E. K. WALTON (1965), *Sedimentary features of Flysch and greywackes*. 274 p., Elsevier, Amsterdam.
- GREENMAN, N. N. (1951), The mechanical analysis of sediments from thin-section data., *Jour. Geol.*, vol. 59, p. 447—462.
- 原田哲朗・志岐常正・徳岡隆夫 (1969), 和歌山県切目崎海岸に発達する砂質フリッシュの堆積構造, (その1) 内部堆積構造とBOUMAの模式. 和歌山大教育紀要, 自然科学, vol. 19, p. 31—36.
- 平山次郎・鈴木耐元 (1965), フリッシュ型砂泥互層を構成する単層の形態と組織について. 地調月報, vol. 16, p. 79—93.
- (1968), 単層の解析—その実際と堆積学的意義について. 地球科学, vol. 22, p. 43—62.
- ・藤井敬三・中島輝久 (1969), フリッシュ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について. 地調月報, vol. 20, p. 669—684.
- 木村春彦 (1954), 堆積機構の基礎的研究, (その5), 波状堆積について. 地質雑, vol. 60, p. 509—516.
- (1956), 堆積機構の基礎的研究, (その7) 分級機構について. 地質雑, vol. 62, p. 472—489.
- ・井内美佐子・志岐常正 (1970), 大阪府高槻市北部にみられる古生層タービダイトの堆積構造. 京都教育大紀要, ser. B. no. 37, p. 85—90.
- KRUMBEIN, W. C. (1935), Thin-section mechanical analysis of indulated sediments. *Jour. Geol.*, vol. 43, p. 482—496.
- 久保誠二・角田寛子 (1970), 群馬県南西部に分布する神戸砂泥互層の砂岩. 地質雑, vol. 76, p. 337—346.
- 中村新太郎・松下進・館林寛吾 (1936), 京都西山山地の地質. 地球, vol. 26, p. 331—334.
- OKADA, H. (1966), Non-greywacke “turbidite” sandstones in the Welsh geosyncline. *Sedimentology*. vol. 7, p. 211—232.
- (1967 a), Composition and cementation of some lower Palaeozoic grits in Wales. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D. vol. 18, p. 261—276.
- 岡田博有 (1967 b), 地向斜砂質堆積物研究の問題点. 科学, vol. 37, p. 270—276.
- 坂口重雄 (1958), 京都西山の層序と構造, 丹波地帯南部の地質 (1). 大阪学大紀要, no. 6, p. 13—24.
- SAKAGUCHI, S. (1962), Stratigraphy and palaeontology of the South Tamba district, part 1, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, no. 10, p. 35—76.
- 佐々木清隆・牛島信義 (1966), 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する級化砂岩の堆積学的研究. 岩鉱, vol. 56, p. 161—182.
- 志岐常正 (1959), 舞鶴地帯に分布する二畳系および三畳系の砂岩の2・3の性質, とくにmaturityの問題について. 地球科学, no. 42, p. 5—16.
- SHIKI, T. (1959), Studies on sandstones in the Maizuru zone, Southwest Japan 1, Importance of some relations between mineral composition and grain size. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 25, p. 239—246.
- (1961), Ditto 2, Graded bedding and mineral composition of sandstones of the Maizuru group. *ibid.*, vol. 27, p. 293—308.
- 志岐常正 (1968), グレイワックについて, (その2), “グレイワック”の積成機構とその多様性. 地球科学, vol. 22, p. 240—250.
- ・木村春彦・原田哲朗 (1968), 地向斜におけるいわゆるフリッシュ. 地質学論集, vol. 1. p. 13—21.
- 丹波地帯研究グループ (1969), 丹波地帯の古生界, (その1), 京都府北桑田郡京北町東部の古生層. 地球科学, vol. 23, p. 187—193.
- UNRUG, R. (1968), The Silesian cordillera as the source of clastic material of the Flysch sandstones of the Baskid Slaski and Beskid Wysoki ranges (Polish Western Carpathians). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, vol. 38, p. 82—164.
- WALKER, R. G. (1965), The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.

*Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, vol. 35, p. 1—32.

(1967), Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, p. 25—43.

WALTON, E. K. (1967), The sequence of internal structures in turbidites. *Scot. Jour. Geol.*, vol. 3, part 2, p. 306—317.

---

**Sandstones of the Permian Takatsuki formation, in the southern part of the Tamba belt**

Misako INOUCHI, Tsunemasa SHIKI and Haruhiko KIMURA

(Abstract)

In this paper the writers described the sedimentary properties of sandy deposits of the Permian Takatsuki formation at Takatsuki, Osaka Prefecture, Japan.

The Takatsuki formation is composed of sandstones intercalated with shale. The sandstone strata can be classified by their structural features observed in the field into the following three types; layered type, lenticular type and massive type. The layered sandstones show the characteristic of internal sedimentary structures of turbidite. The complete compositional sequences of structural divisions of the sandstones are, from the bottom to the top, less distinct graded bedding, lower parallel lamination, cross lamination, upper parallel lamination and pelitic layer. The respective divi-

sions can be correlated with *a*, *b*, *c*, *d* and *e*. of BOUMA's model. As for the modal sequence, however, it is difficult to draw a distinction between the lower parallel lamination and the upper one.

Mineral composition of the sandstones varies with grain size composition in relation to the sedimentary structures of the strata, as shown in figures 5 a-d. It is noteworthy that clean sand is rare even in division *a*.

Detailed description given here of the turbidites of deposits of the later stage of development of the Honshu geosyncline is significant, not only in geohistorical study of the geosyncline, but also in sedimentological study of the "problem of turbidites".

---