

55(521.75)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第49号

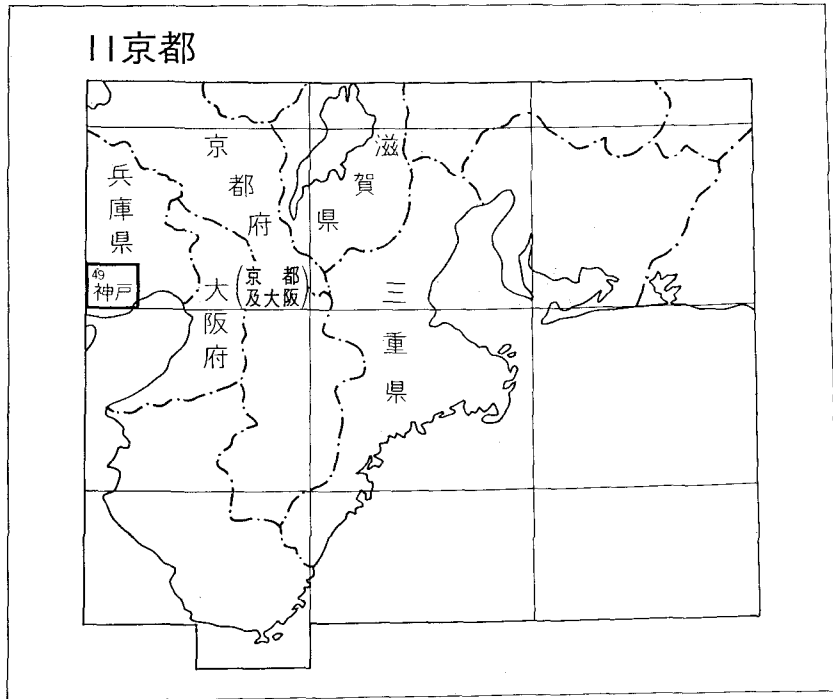
神戸地域の地質

藤田和夫・笠間太郎

昭和58年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地質概説	6
III. 基盤岩類	9
III. 1 丹波層群	9
III. 2 有馬層群	10
III. 2. 1 玉瀬結晶質凝灰岩層	11
III. 2. 2 衝原砂質凝灰岩層	12
III. 2. 3 丹生山凝灰角礫岩層	12
III. 2. 4 金剛童子溶岩	13
III. 3 花崗岩類	14
III. 3. 1 布引花崗閃緑岩	14
III. 3. 2 土橋石英閃緑岩	16
III. 3. 3 六甲花崗岩	16
III. 4 岩脈類	19
III. 4. 1 帝釈山地の岩脈類	19
III. 4. 2 六甲山地の岩脈類	19
IV. 被覆層	20
IV. 1. 神戸層群	20
IV. 1. 1 白川（西神）地区の神戸層群	21
IV. 1. 1. 1 多井畑累層	21
IV. 1. 1. 2 白川累層	21
IV. 1. 1. 3 藍那累層	23
IV. 1. 2 三田盆地（北神地区）の神戸層群	23
IV. 1. 2. 1 有野累層	23
IV. 1. 2. 2 吉川累層	23
IV. 1. 2. 3 淡河累層	23
IV. 1. 3 神戸層群の植物化石	24
IV. 2 大阪層群	32
IV. 2. 1 概説	32
IV. 2. 2 各地区の大阪層群	34
IV. 2. 2. 1 六甲南麓（神戸市街地区）の大阪層群	34
IV. 2. 2. 2 明美丘陵（西神地区）の大阪層群	35
IV. 2. 2. 3 帝釈山地西側, 神出地区の大阪層群	42

IV. 2. 2. 4	明石川・伊川間の大坂層群	45
IV. 2. 2. 5	志染川以北の大坂層群	45
IV. 3	明石累層・明美累層・高位段丘	45
IV. 3. 1	概説と定義	45
IV. 3. 2	野外でみられる明石・明美累層間の関係	46
IV. 3. 3	明美累層と高位段丘	47
IV. 4	段丘	48
IV. 4. 1	中位段丘	48
IV. 4. 2	低位段丘	48
IV. 5	沖積層	49
IV. 6	埋立地	51
V.	地質構造	52
V. 1	概説	52
V. 2	古期地質構造	52
V. 2. 1	丹波層群の構造	52
V. 2. 2	有馬層群の構造	53
V. 2. 3	貫入岩類の構造	53
V. 3	新期地質構造	54
V. 3. 1	断層系	54
V. 3. 1. 1	六甲山地の断層系 (五助橋断層, 渦ヶ森断層, 大月断層, 諏訪山断層・布引断層, 会下山断層・長田山断層, 須磨断層・高取山断層・横尾山断層(塩屋断層), 丸山(衝上)断層, 万福寺断層・北摩耶 断層・鈴蘭台撓曲, 山田断層, 射場山断層, 湯槽谷断層, 及び高塚山断層・高塚山撓曲)	54
V. 3. 1. 2	帝釈山地の断層系 (有野断層, 淡河断層, 藤原山撓曲(断層), 古々山断層, 及び柏尾谷断層)	67
V. 3. 2	六甲花崗岩体の節理・劈開	69
V. 3. 3	中部更新統の堆積環境と地殻変動	70
V. 3. 4	新期地質構造とその発展	73
V. 3. 4. 1	神戸層群の構造	73
V. 3. 4. 2	大阪層群の堆積と構造	74
V. 3. 4. 3	断層地塊運動とその発展	75
VI.	応用地質	77
VI. 1	金属鉱床	77
VI. 1. 1	金・銀	77
VI. 1. 2	銅・鉛・亜鉛	77
VI. 2	非金属及び燃料鉱床	78
VI. 2. 1	螢石	78

VI. 2. 2 亜炭	78
VI. 2. 3 石材及び碎石	78
VI. 3 地下水及び温泉・鉱泉	78
VI. 3. 1 地下水	78
VI. 3. 2 温泉・鉱泉	79
VI. 4 トンネル	80
VI. 4. 1 花崗岩盤のトンネル掘削	81
VI. 4. 2 神戸層群におけるトンネル掘削	82
VI. 4. 3 大阪層群におけるトンネル掘削	84
VI. 5 地すべり	86
VI. 5. 1 地形と地すべり	87
VI. 5. 2 地質と地すべり	88
VI. 5. 3 地すべりの素因	89
VI. 6 風水害及びダム	91
VI. 7 地震	94
VI. 7. 1 神戸の震度	94
VI. 7. 2 微小地震	96
VI. 7. 3 神戸の地盤と活断層	100
文 献	101
Abstract	108

付図・付表・目次

第1図 大阪湾上空から見た六甲山地の傾動地形	3
第2図 六甲山地とその周辺の接峰面図	4
第3図 三田盆地側から見た六甲山地の北面	5
第4図 六甲山地及び周辺の断層系	6
第5図 明治18年の神戸地域地形図	7
第6図 近畿地方における中生代酸性火砕岩類の分布	10
第7図 有馬層群の総合柱状図	11
第8図 衝原砂質凝灰岩層の露頭	12
第9図 丹生山凝灰角礫岩層の露頭	13
第10図 花崗岩類のモード組成	15
第11図 六甲山トンネル内の側壁のスケッチ	16
第12図 風化が進んで真砂化した六甲花崗岩	17
第13図 神戸層群総合柱状図	20
第14図 帝釈山南麓の神戸層群白川累層中の凝灰岩層	22

第15図	神戸市市街地北西部の地質図	35
第16図	神戸市会下山丘陵の大阪層群柱状図	36
第17図	山西方の垂水礫層と高位（段丘）面	37
第18図	垂水礫層と高塚山海成粘土層の関係を示す大露頭	38
第19図	高塚山海成粘土層と下位の明石累層との不整合を示す露頭	39
第20図	明石累層と明美累層との間に観察された微傾斜不整合関係を示す写真及びスケッチ	40
第21図	高塚山粘土層下の不整合及び高塚山撓曲の模式断面図	40
第22図	明石象発掘地点における大阪層群の柱状図	41
第23図	呑吐ダムサイト及びその周辺の地形を示す	42
第24図	呑吐ダムサイトの断面図	42
第25図	呑吐ダムサイトの礫層	43
第26図	呑吐ダムサイトの礫層	44
第27図	神戸市市街地地盤概要図	50
第28図	海岸部の地盤構成	51
第29図	五助橋断層及び大月断層に見られる右横ずれ変位地形	55
第30図	渦ヶ森断層の断面	56
第31図	鶴甲団地造成時に露出した大月（土橋）断層	56
第32図	諏訪山断層露頭	57
第33図	空中写真に見る諏訪山断層崖と右横ずれ変位を示す 川の屈曲及び布引断層のリニアメント	58
第34図	諏訪山断層概念図	59
第35図	高取山断層の露頭写真及びスケッチ	60
第36図	妙法寺駅における高取山断層	61
第37図	丸山衝上断層	62
第38図	神戸層群中に見られる鈴蘭台撓曲	63
第39図	白川台地区に見られる神戸層群と大阪層群との平行不整合	65
第40図	高塚山（基盤）断層に沿う撓曲と副断層	66
第41図	高塚山断層の形成機構を示す概念図	66
第42図	有馬近傍の断層系	67
第43図	有野断層に沿う神戸層群有野累層の基底礫岩の変形	68
第44図	六甲花崗岩体に最も普遍的な節理系	69
第45図	劈開面の発達により真砂状になった粗粒花崗岩	70
第46図	山田町愛宕山西方から西方、雄岡山・雌岡山を望む	71
第47図	六甲山地とその周辺地域の中期更新世古地理図	72
第48図	神戸層群走向線図	73
第49図	明美丘陵より六甲北側の六甲地溝帯に沿う中部更新統の高度分布	74

第50図	福知山—六甲—大阪湾を結ぶ模式断面図	76
第51図	帝釈鉱山跡	77
第52図	六甲山地のトンネル位置図	81
第53図	切羽湧水の状況	82
第54図	支保工の変形	83
第55図	高塚山断層付近地質概念図	84
第56図	地質の違いによるトンネル掘進状況	85
第57図	三田盆地の地すべり指定地	86
第58図	神戸市淡河町北僧尾地すべり地の断面図	87
第59図	地すべりによる道路崩壊	88
第60図	昭和42年災害前後の五助ダム	92
第61図	日本最古のダム布引ダムと貯水池	93
第62図	3大地震における震度分布	95
第63図	4つの臨時観測地点における微小地震の頻度分布	98
第64図	臨時観測資料から決定した震央及びマグニチュードの分布図	98
第65図	近畿地方の微小地震	99
第1表	神戸地域の地質総括表	8
第2表	有馬層群, 流紋岩溶岩及び凝灰岩の化学分析値	14
第3表	花崗岩類の化学分析値	15
第4表	花崗岩類の造岩鉱物の光学性	18
第5表	神戸層群の植物化石	26
第6表	大阪層群に関する層序区分・年代・化石・地殻変動及び海水準変動の総括表	33
第7表	六甲アイランド海底下のピートの年代	51
第8表	有馬周辺の温泉・鉱泉の性質	79
第9表	神戸市北区大沢町の地すべり地域のモンモリロナイト含有量	90

Table 10. Summary of the geology of the Kobe District.

Table 11. Summary of geotectonic history of the Osaka Group.

第I図版 六甲南麓, 住吉川下流部鶴甲地区の空中写真

第II図版 1 有馬層群結晶質凝灰岩

2 有馬層群溶結凝灰岩

第III図版 1 有馬層群流紋岩溶岩

2 布引花崗閃緑岩

第IV図版 1 土橋石英閃緑岩

2 六甲花崗岩

第V図版 1 石英斑岩

2 ひん岩

神戸地域の地質

藤田和夫*・笠間太郎*

神戸地域は昭和56年度特定地質図幅の研究として行われたものであるが、この機会に著者らとその協力者の昭和23年以来の調査・研究資料の集成の上に立ってまとめられた。本報告の作成に当たっては、基盤岩類と応用地質を笠間太郎が、その他を藤田和夫が担当した。

本地域内に広い面積を占めて分布する神戸層群については田中(山下)操・村田(篠田)竹外の大阪市立大学修士論文に負うところが多い。また神戸層群の植物化石については、従来小島信夫が「兵庫県地質鉱産図説明書」(池辺編, 1961, 兵庫県)に記載したものに、今回改訂を加えて収録することにした。更に神戸市街地の大阪層群については津田景三、沖積層に関しては前田保夫の調査によった。また、岩脈類については但馬達雄の修士論文によるところが多い。

この地域は六甲山地の南側はいうに及ばず、最近の開発は六甲山トンネル・新神戸トンネルの開通などによって急激に六甲の北側(北神地区)及び西側(西神地区)に延び、特に西神地区では大規模な自然改造的造成が行われ、その土砂は海岸埋立地の造成に使用されているが、工事は現在も進捗中である。そしてその間に採土場に出現した大露頭は、従来の研究を一変させるような貴重な資料を提供している。これらの調査については前田保夫・齋本格・井口博夫氏に負うところが多い。

本地域の大部分は神戸市域に含まれ、その調査には神戸市企画局・開発局・土木局・水道局により便宜が与えられた。また、その成果は1964年以来「神戸市及び隣接地域地質図及び説明書」(藤田・笠間編, 1956, 1971, 神戸市企画局)にまとめられ、改訂3版を数え、各方面に利用されてきた。その出版に尽力された故表三郎氏と高田実氏に、この機会に感謝の意を表したい。また、その間一貫してお世話になった神戸市の関係各位、特に多田政文・村尾正信・小倉晋・大野公男・野上行久、鍵政紘二氏に感謝する。

また、山陽新幹線六甲トンネル掘削時には、多くの貴重な資料が得られたが、その際多くの新幹線総局関係の方々にお世話になった。更に建設省六甲砂防事務所には調査上種々の便宜が与えられた。いちいち名前を挙げる余裕はないが感謝の意を表しておきたい。

この長期にわたる調査・研究の中で、共同研究、調査援助その他で感謝の意を表したい人はあまりにも多い。いちいち謝辞を述べるべきであるが、その余裕もないので、主な方々を列記させていただく。小島信夫・鶴巻道二・前田保夫・津田景三・弘原海清・藤田崇・田中(山下)操・秋元宏・平野昌繁・村田竹外・但馬達雄・吉田久昭の諸氏。

なお環境地質部寒川旭技官には中・上部更新統の調査の手伝いを、また宮村学大阪出張所長には全般にわたり御配慮をいただいた。特に奥山真智子・川村幸子嬢には、大量の資料・原稿の整理の労をお願いした。記して感謝の意を表する次第である。

本図幅地域は、東側に隣接の「大阪西北部」地域と合わせて、西南日本の第四紀地殻変動に関するあらゆる情報がそろっている地域であるといえる。合わせて見ていただくことを希望する。なおこれらの南側に隣接する「須磨」・「大阪西南部」も続刊の予定である。

* 大阪市立大学理学部

I. 地 形

「神戸」図幅は、大阪湾の北に聳える六甲山地の西半分を含み、極めて地形の変化に富む。第1図と第2・3図にその全体像を示すが、東に隣接する既刊の「大阪西北部」図幅、及び続刊の「須磨」図幅を合わせると全貌が理解できるであろう。

六甲山地の地形は著しい多面性を持っている。南側からみると、東六甲から須磨に至る連嶺が北東から南西に延び、その延長は明石海峡を経て淡路島北部に続く。しかし北側の帝釈山地を含めると、宝塚から有馬を経て三木に至る線と、三木から垂水たるみに至る線とを二辺とする三角形の地塊となる（第2図）。そして第1図によく示されているように、主山塊である六甲山塊は東に高く西に低くなる傾動地塊で、東部は多数の断層で切れ、構造起伏が著しいが、西部は数段の南北方向の地形的段差がわずかに見られるだけで、東播盆地に接続していく。

六甲山地の南側は急峻な断層崖で大阪湾に臨み、その間に幅3 kmに満たない海岸平野を抱いているにすぎない。そしてこの部分が神戸の主要市街地となっていることが、埋立地による面積拡張の要望が常に出てくる所以である。

帝釈山地の北側は三田盆地さんだと呼ばれ、主として中新統、神戸層群の分布地である。一般的に丘陵性であるが、鮮新・更新統よりなる丘陵地よりも、差別浸食による起伏が著しく、複雑な小河川系によって開析されている。第3図は三田盆地側から見た六甲の北面で、南面とは全く異なる姿となる。

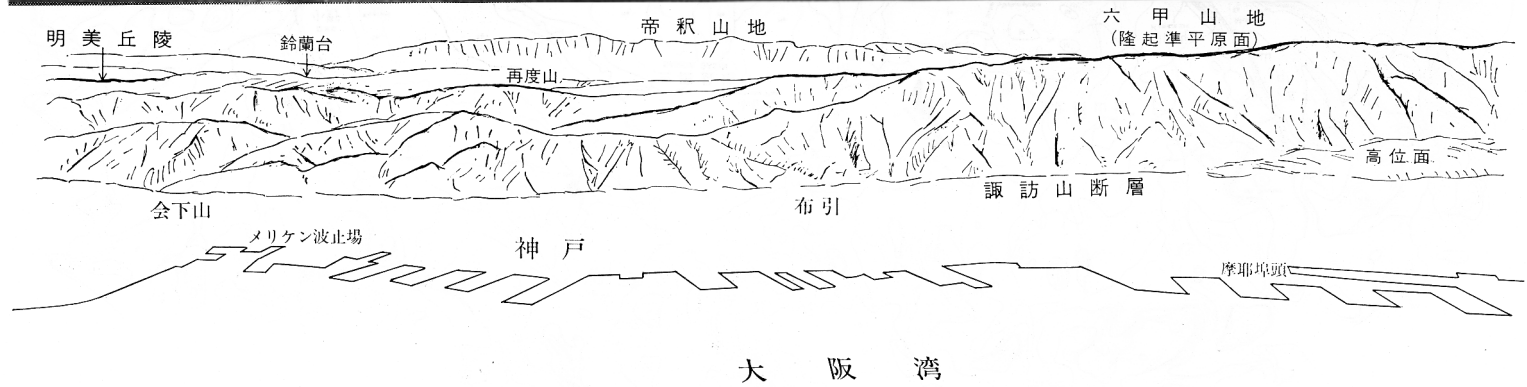
このような地形の多様性の意味は、第2図の広域の接峰面図によく現れていて、六甲山地の複雑な地形が、単なる浸食地形ではなく、構造起伏に基づくものであることを端的に示している。そしてこれらの大地形の大部分が第四紀になってから成長したものであることを、本図幅地域の地質構成とその構造が示しているのである。

第4図は本図幅地域を中心とする広域の断層系を示す。これを第2図と照合すると、断層運動がいかに地形を支配しているかがわかる。帝釈山地の北麓から、有馬温泉を経て六甲山地の北側を通り、伊丹台地の北を限り、千里丘陵と北摂山地との間に地溝状の低地を作って、ほぼ東西方向に直線的に延びる地形の急変線は、有馬—高槻構造線（藤田・奥田、1973）と呼ばれる複雑な断層の集合帯と一致する。この構造線は更に東に延びて京都盆地南部に達する。

有馬—高槻構造線以北は、本図幅地域では標高200 m以下の三田盆地であるが、それ以东では標高300—400m級の高原状山地となる。両者の差は、前者が中新統、神戸層群の分布地であるのに対して、後者が基盤の有馬層群であるための差別浸食によるものである。

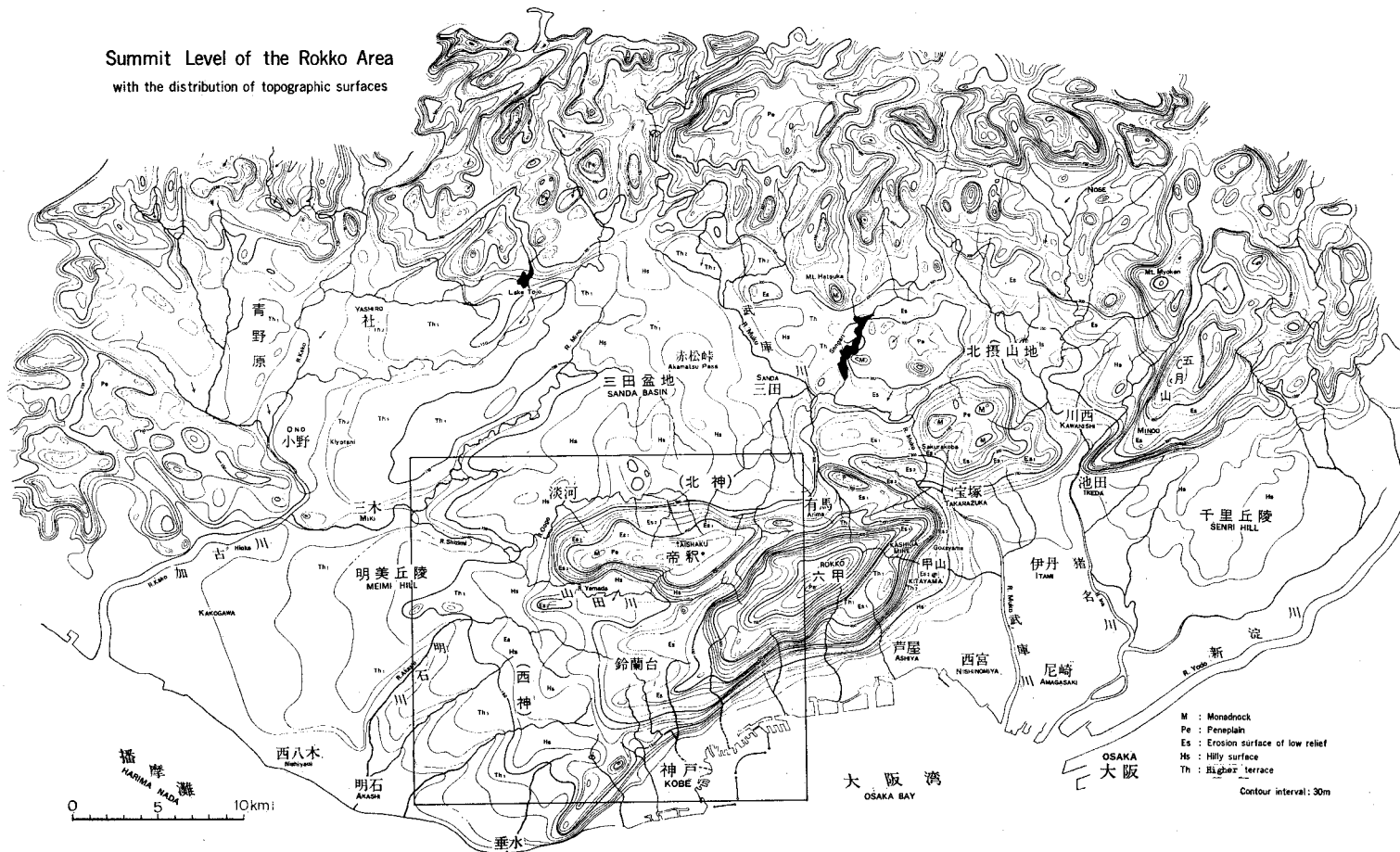
有馬—高槻構造線以南は、北側とは打って変わって構造起伏に富む。北東から南西に延びる狭義の六甲山地が花崗岩体よりなるのに対して、その北側の帝釈山地は有馬層群の流紋岩質岩体よりなる。そして両者の間の地溝状の構造谷内には神戸層群が分布している。狭義の六甲山地は前述のように西方へ傾動して低くなり、標高400 mあたりから神戸層群によって被覆されるようになり、更に高塚山撓曲（断層）以西では200 m以下になり、大阪層群に覆われるようになる。

六甲山地の南側は大阪湾に面し、幅狭い地帯に丘陵・海岸平野が分布する。神戸市街地の大倉山から

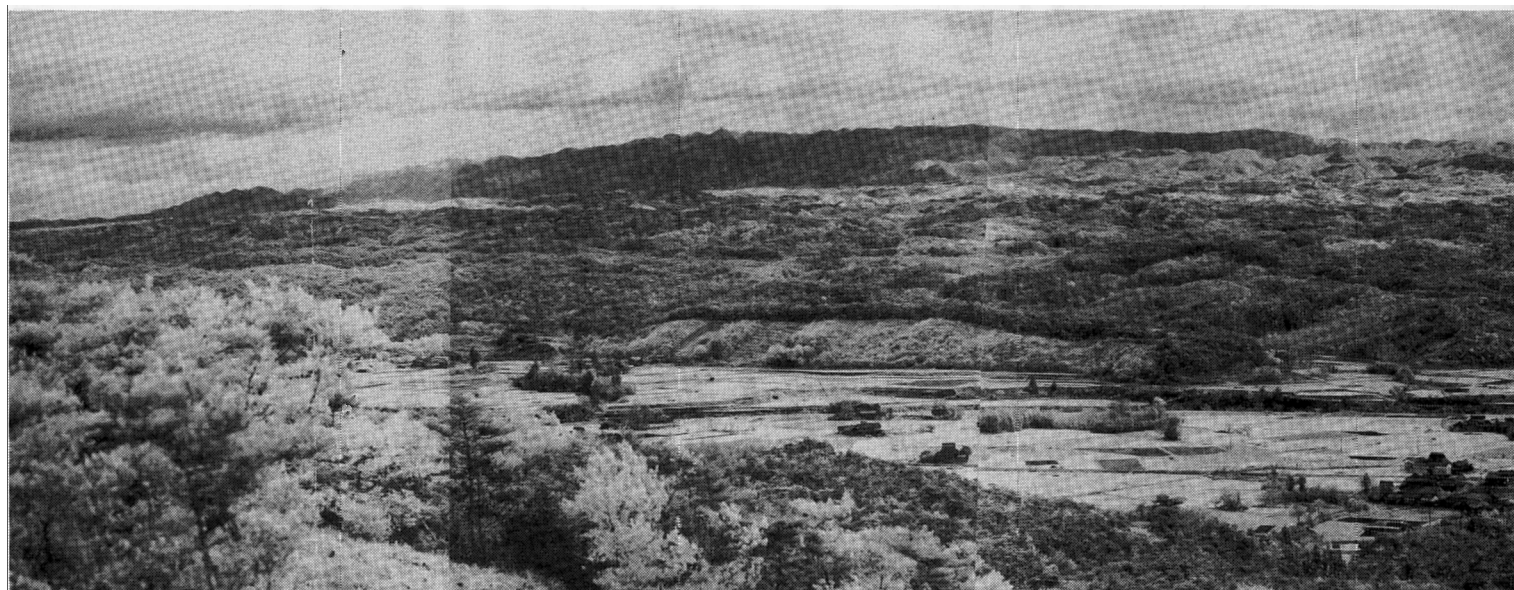


第1図 大阪湾上空から見た六甲山地の傾動地形 (高度約3200m, 昭和43年12月撮影, 神戸新聞)
 Bird's-eye view of the Rokko tilted block seen from the southern side,
 over Osaka Bay. (HUZITA *et al.*, 1971)

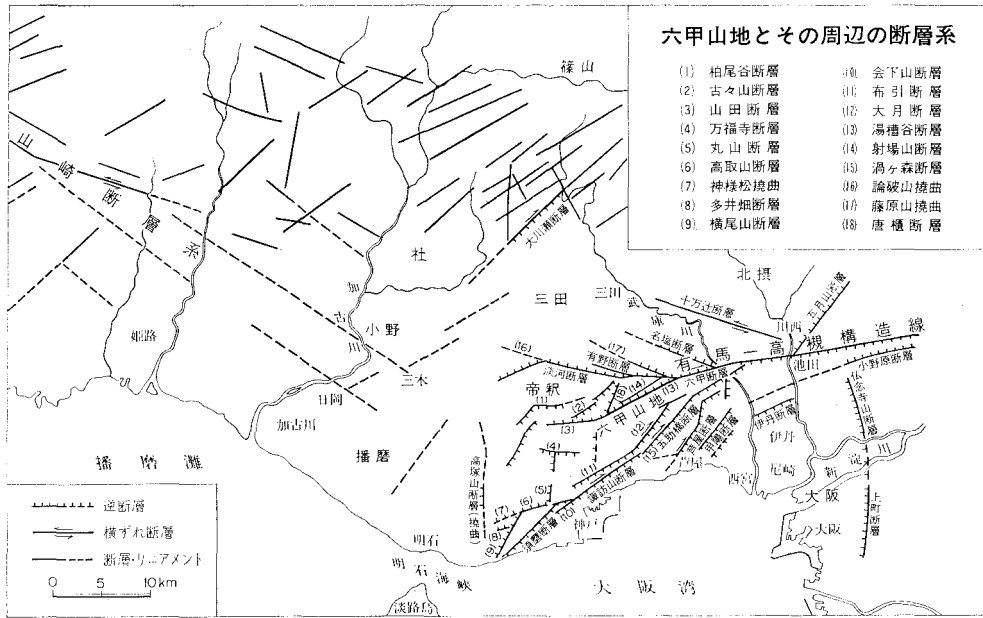
Summit Level of the Rokko Area
with the distribution of topographic surfaces



第2図 六甲山地とその周辺の接峰面図 (HUZITA *et al.*, 1971)
Summit-level of the Rokko area and its surroundings.



第3図 三田盆地側から見た六甲山地の北面（昭和48年撮影）
Northern side of the Rokko Mountains seen through the hilly land
of the Sanda Basin which is filled with the Miocene Kobe Group.



Fault system of the Rokko Mountains and their neighbouring areas.

えげやま

会下山にかけての低い丘陵地は大阪層群よりなるが、それ以外は、六甲山地より大阪湾に流入する住吉川・都賀川・生田川等の山麓扇状地や小三角州の複合よりなる海岸平野である。

地形面という観点からみても、この地域は多様である。六甲山頂の浸食小起伏面は隆起準平原(Pe)をあらわす。六甲西部の神戸層群が基盤花崗岩上に散在している小起伏面は、剥離(化石)準平原と呼ばれるもので、一度堆積した神戸層群が浸食剥離されて、その基底面に近い面が再露出したものである。

神戸層群は丘陵性の浸食小起伏面をつくるが、凝灰岩層や固結度の高い礫岩層の部分が突出して複雑な差別浸食地形を呈している。これに対して大阪層群の分布地域は定高性が著しく、下部更新統の明石累層は典型的な丘陵面をもつ。これに対し中部更新統の明美累層は広大な扇状地隆三角州の地形面を残し、その泥質頂置層の分布しているところが一般に高位段丘面と呼ばれてきたものに相当する。

中位段丘面はこれら丘陵を開析する河川に沿って分布するが、六甲南麓では山麓小扇状地の複合体となる。

沖積平野も同様に山麓扇状地の複合体であるが、縄文海進時の汀線が、標高3-4mのあたりに地形的段差を残している。しかしながらこの地域は原地形をとどめない程に造成されている。第5図の明治18年測量の地形図がその貴重な資料となっている。

II. 地質概説

本図幅地域内にみられる地質系統を第1表に示す。これらはまず明瞭に「基盤岩類」と「被覆層」とに大別される。前者は本地域西部に点々と分布するいわゆる古生層(「丹波層群」)、花崗岩類及び酸性噴



第5図 明治18年の神戸地域地形図（二万分の一）
 （複製地形図）兵庫15号「神戸」及び兵庫20号「兵庫」（大日本帝国陸地測量部発行）の一部を48%に縮小して再録
 Topographic map of the Kobe area surveyed in 1885.

出岩類（「有馬層群」）に分かれ、更に花崗岩類は領家型の布引花崗閃緑岩と、広島型の六甲花崗岩に大別できる。

1964年阪神上水道企業庁が六甲山地南麓に沿って送水トンネルを掘削の際、本図幅地域のわずかに東の山地部に分布する古生層下を通過した時、“古生層”は全く出現しなかった。このことから「大阪西北部」地域から本図幅地域にわたって点在する“古生層”岩体はルーフ・ペンダント状に残存しているにすぎないことが推測されたが、これは山陽新幹線六甲トンネル掘削時にも確認された。すなわち、もともとの地域には広く丹波層群が分布していたのであるが、そこへ花崗岩が進入した。そしてその後の隆起により古生層が削剝されてその大部分がなくなり、その接触部に近い部分だけが残存露出するようになったとみられるのである。

て海成粘土層を挟む厚層に変わってしていく。東隣「大阪西北部」地域の「満池谷累層」がこれに当たる。

中位段丘層は、神戸層群や大阪層群で構成される丘陵を開析する河川沿いに分布する薄い礫層からなる。六甲の南側のものは比較的厚い山麓扇状地の砂礫層よりなる。

海岸線に沿って、縄文海進による三角州性の堆積層が見られ、シルト混じりの海成層を挟む。

Ⅲ. 基盤岩類

新第三紀の神戸層群以後の地層の基盤となる岩石は、丹波層群・有馬層群・花崗岩類及び岩脈類に分けられる。それぞれについて説明する前にこれら岩体の相互の関係について触れておこう。

丹波層群は本図幅地域内では山田川流域沿いに小岩体が点在し、有馬層群火砕岩層に不整合関係で覆われ、花崗岩類は岩脈類に貫かれている。

有馬層群と花崗岩類の関係については、有馬南方の射場山(690m)・逢ヶ山(722.0m)やその西方の石楠花山(652.0m)などで、比較的広い範囲にわたって、有馬層群の玉瀬結晶質凝灰岩層が六甲花崗岩の貫入を受けた露頭が確認されている。

有馬層群・花崗岩類とも、地質図凡例のように細分されているが、それぞれの関係については、分布地域が全く離れているために明確でないものもある。

岩脈類は「大阪西北部」図幅で記したように、いろいろな種類の岩脈があり、その形成期も異なるが、花崗岩類形成後のものが大部分と考えている。

Ⅲ. 1 丹波層群

福井県三方湖付近を頂点に、兵庫県氷上郡青垣町付近から南東へ、京都府男山付近に引いた線を底辺とする三角地帯を丹波地帯と呼び、この地域を構成する“古生層”を丹波層群と呼んでいる(松下, 1953)。丹波層群の研究は、坂口重雄によってまとめられ、「Geology of the Tanba District」(SAKAGUCHI, 1974)に総括されている。坂口は、主として石灰岩から産する紡錘虫化石により、その形成年代は二疊紀前期から中期にかけてのものと考えた。

しかしながら、丹波層群の層状チャートから、三疊紀中期ないし後期を示すコノドント化石の発見(吉田・脇田, 1975)以来、急速に丹波層群の層序・地質構造の再検討が進み、その地質年代も、コノドント化石・放射虫化石による生層序では、丹波層群のかなりの部分が三疊紀とされ、更にジュラ紀のものまで含まれることが判明してきた(井本ほか, 1980)。したがって、丹波層群は最近では「中・古生代層」と呼ばれるようになってきた。

本図幅地域内の丹波層群は丹波帯南縁のもので、六甲山地と帝釈山地を源流とし両山地の間を西へ流れる山田川流域に小露頭が点在し、明美丘陵上に小丘をつくる雄岡山(241.3m)、雌岡山(249.5m)も、本層で構成されている。現在はわずかな分布しか残っていないが、もともと本地域全域に丹波層群が広く分布していたと考えられる。

山田川沿いの丹波層群のなかでは、六甲山地の西端にある長坂山(391.6m)周辺のもの最も分布域

が広い。ここでは六甲花崗岩のルフ・ペンダントとして丹波層群があり、粘板岩優勢の地層で、ところどころチャートを挟んでいる。

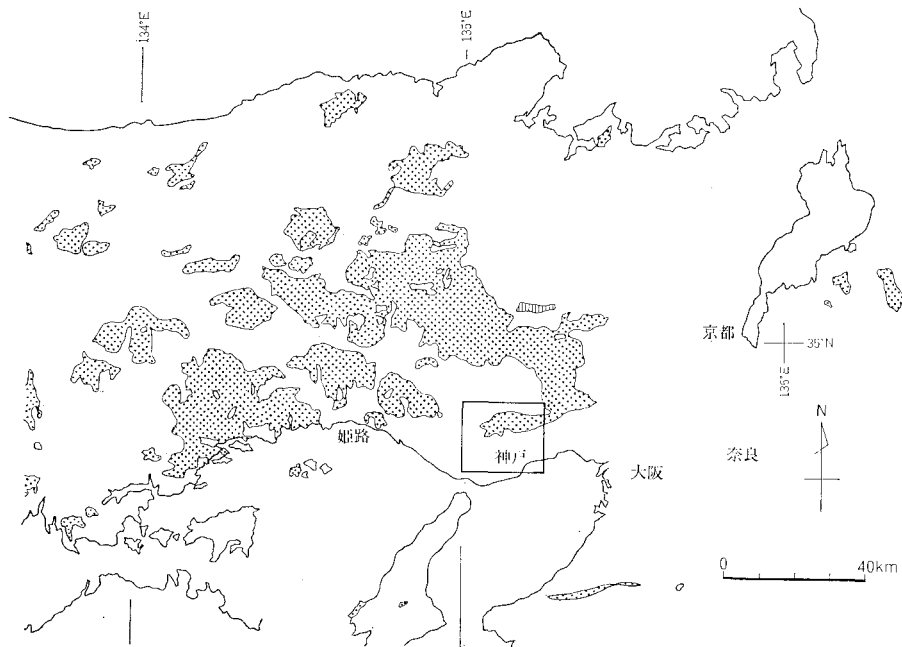
その西方のシブレ山 (347.5 m) 北麓のワラン谷で丹波層群のチャート中の石灰岩レンズから、紡錘虫・珊瑚などの化石が発見され、*Pseudofusulina* cf. *vulgaris*, *Triticites* cf. *simplex*, *Fusulinella* cf. *simplicata* など新古生代を指示する化石が報告 (工藤・菅原, 1969) されている。

明美丘陵上になだらかな山容をみせる雄岡山・雌岡山も丹波層群の粘板岩・砂岩から構成される。これらの丹波層群の構造は分布が断片的であり、花崗岩類貫入や新期の構造運動の影響を受けているためわかりにくい、ほぼ東西方向の走向をもち露頭では急傾斜を示す。

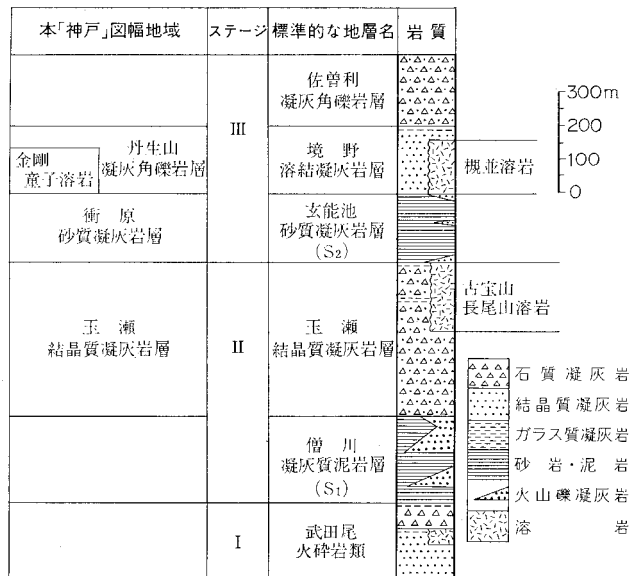
III. 2 有馬層群

有馬層群は、六甲山地以北に分布する凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする流紋岩類の総称として名付けられた (笠間, 1959)。

帝積山地中央部の金剛童子山 (565.6 m) には有馬層群火砕岩を貫く流紋岩溶岩があり、また帝積山地西端のシビレ山・丹生山 (516m) には、有馬層群火砕岩を不整合に覆う凝灰角礫岩がある。かつて著者らはこれらを金剛童子流紋岩として、有馬層群と区別して地質図に塗色した (藤田・笠間, 1965 b)。その後、有馬層群は白亜紀前期の篠山層群を明瞭な傾斜不整合で覆い、白亜紀末の六甲花崗岩によって貫入を受けており、兵庫県中央部の生野層群、兵庫県南西部に広く分布する相生層群に対比される酸性火山岩類であることが報告された (西南日本内帯総研グループ, 1967) (第6図)。



第6図 近畿地方における中生代酸性火砕岩類の分布
Distribution of the Mesozoic acid pyroclastic rocks in the Kinki District.



第7図 有馬層群の総合柱状図 (KASAMA and YOSHIDA, 1976. に追加)
General columnar section of the Arima Group.

有馬層群の火山層序学的研究は本地域に隣接する北摂山地で進められ、第7図に示す模式柱状図のような標準層序が確立した (KASAMA and YOSHIDA, 1976).

一方、六甲酸性火砕岩研究グループは帝釈山地の再調査を行い、この地域の酸性火砕岩類を山田層と丹生山層及び金剛童子流紋岩と区分して、それぞれの岩石記載を行っている (裏六甲酸性火砕岩研究グループ, 1979). この山田層は藤田・笠間 (1965 b) の有馬層群に相当し、丹生山層及び金剛童子流紋岩は金剛童子流紋岩に相当するもので、地質図的には特に変化のないものであった.

「神戸」図幅には帝釈山地が全域含まれるので、北摂山地の層序と対比させながら説明を加えることにする.

裏六甲酸性火砕岩研究グループ (1979) の山田層は東隣りの「大阪西北部」図幅に記載した玉瀬結晶質凝灰岩層に連続するものであり、本地域でもその名称で説明する. 同研究グループの丹生山層には最下部に厚さ10-20 m の水底堆積層があるが、これを衝原砂質凝灰岩層とし、その上位にくる凝灰角礫岩を特徴的な岩相とする部分を丹生山凝灰角礫岩層として記載する.

III. 2. 1 玉瀬結晶質凝灰岩層

本地域の玉瀬結晶質凝灰岩層の基底には、凝灰質泥岩が有馬山地・帝釈山地の谷間など数地点で認められ、北摂山地の僧川凝灰質泥岩層に当たるものと考えているが、露出もわずかであり、本図幅では区分していない. その上位に石英・長石などの結晶の目立つ多結晶の流紋岩—デイサイト質凝灰岩がくる. 数mm—数cm 大の石質岩片を含むものであり、岩片は上位にいくに従って少なくなる. 全層厚は 300m 以上とみられる.

結晶質凝灰岩の結晶は径 2-3 mm 大、石英・斜長石が主で、カリ長石・黒雲母とまれに角閃石で構

成され、結晶量は50%前後と多い。マトリックスはガラス・石質岩片・本質レンズ等である。溶結度の程度に強弱があり、全く非溶結のガラス質凝灰岩があることから、数枚のフローユニットに分けられる。

玉瀬結晶質凝灰岩層は、六甲山地北部の逢ヶ山や西部の石楠花山などで、六甲花崗岩の貫入影響によりホルンフェルス化している。

Ⅲ. 2. 2 ^{つくはら} 衝原砂質凝灰岩層

山田町衝原付近で丹波層群及び玉瀬結晶質凝灰岩層を覆って、厚さ10-20m程度の水底堆積層がある。岩相は凝灰質泥岩・砂質凝灰岩あるいは礫岩と変化するが比較的よく連続する（第8図）。



第8図 衝原砂質凝灰岩層の露頭（山田町衝原弥谷）
An outcrop of the Tsukuhara Sandy Tuff.

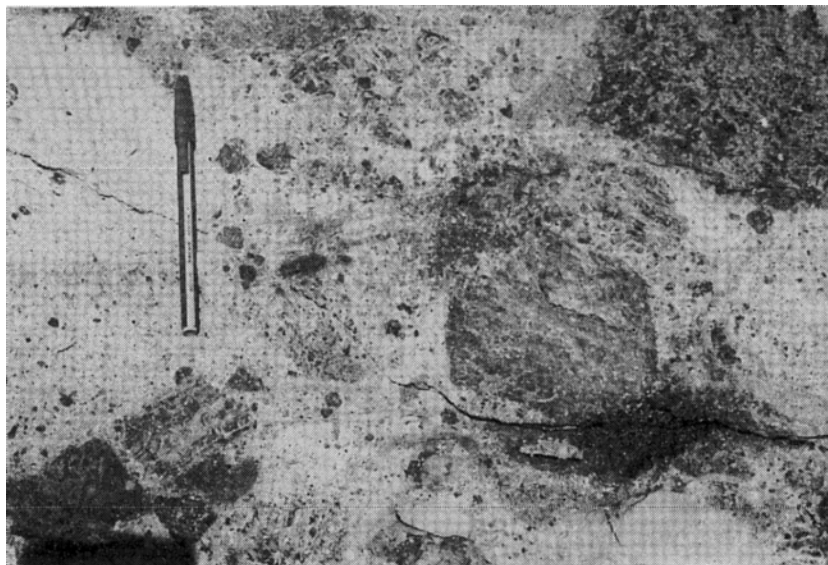
本層は北摂山地の有馬層群の標準層序でステージⅢの玄能池砂質凝灰岩層に相当するものと考えているが、直接連続しないので衝原砂質凝灰岩層として別の名前で呼ぶこととした。この上位には無層理の丹生山凝灰角礫岩相が漸移的にのってくる。

Ⅲ. 2. 3 ^{たんじょう} 丹生山凝灰角礫岩層

帝積山地の西端、丹生山・シビレ山・シブレ山等に分布する。

現在建設中の^{どんと}呑吐ダム付近に見られるように、淡紫色の流紋岩溶岩の本質岩片を多量に含むことで特徴づけられる凝灰角礫岩である。礫の大きさは数cm - 数m大で、その他、凝灰質泥岩・砂質凝灰岩及び結晶質凝灰岩などの岩片も見られる。上位にいくに従って礫径は小さくなり、量も少なくなる。これらは溶結構造を示さないものが多い。

シブレ山山頂部やシビレ山北西部には顕著な溶結構造を持つ溶結凝灰岩が見られるが、本層の最上部



第9図 丹生山凝灰角礫岩層の露頭（山田町^{どんと}呑吐）
An outcrop of the Tanjosan Tuff Breccia.

層と考えている。

本層の積算層厚は約 300m とみられ、結晶として石英・斜長石・正長石のほか、黒雲母が 30% 前後ある凝灰岩である。

本層と下位の地層との関係は衝原砂質凝灰岩層とは漸移であり、丹生山―帝釈山の尾根縦走路で、玉瀬結晶質凝灰岩層とアバット不整合で接する露頭が見つかっている。

丹生山凝灰角礫岩相と北摂山地の有馬層群標準層序との対比は、本層最上部の溶結凝灰岩が北摂山地ステージⅢの境野溶結凝灰岩の岩相と酷似することからそれと対比した。丹生山凝灰角礫岩層の主体をなす凝灰角礫岩の岩相は、北摂山地には見られないが、そのマトリックスの岩相はステージⅢの玄能池砂質凝灰岩層の火山礫凝灰岩の岩相と酷似している。

Ⅲ. 2. 4 金剛童子溶岩

帝釈山地中央部の金剛童子山を模式地とする淡紫色の流理構造や球顆構造の見られる流紋岩溶岩である。金剛童子山山頂付近で周辺の玉瀬結晶質凝灰岩層を貫いて噴出し、南方へ流出したと推定される、流出部の基底部には自破碎溶岩（autobrecciated lava）も見られる。

金剛童子溶岩の分析値を北摂山地の各流紋岩溶岩のそれと一緒に第2表に示した。

金剛童子溶岩と花崗岩類の関係は、分布地域が異なるため明らかでない。本溶岩と北摂山地の長尾山溶岩とを採集し、Teledyne Isotopes 社に依頼し年代測定を試みた。その結果は金剛童子溶岩の全岩年代（K-Ar法）で $72.1 \pm 3.6 \times 10^6$ 年、長尾山溶岩で $70.7 \pm 3.5 \times 10^6$ 年の値が出され、六甲花崗岩の黒雲母年代（K-Ar法）で $75-72 \times 10^6$ 年（河野・植田，1966）とほぼ同時代という結果を得た。

金剛童子山周辺のものほかに、本図幅地域の調査で確認された有馬山地の高丸山東方山頂や落葉山

第2表 有馬層群，流紋岩溶岩及び凝灰岩の化学分析値
Chemical compositions of rhyolite lava and tuff of the Arima Group.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	70.23	74.06	73.89	64.89	71.26	65.29
TiO ₂	0.25	0.14	0.13	0.26	0.24	0.24
Al ₂ O ₃	15.18	13.90	13.23	14.96	13.23	17.05
Fe ₂ O ₃	1.35	0.31	0.97	2.58	0.42	1.82
FeO	0.45	0.92	0.91	2.32	1.86	0.94
MnO	0.08	0.07	0.02	0.07	0.03	0.05
MgO	0.61	0.01	0.06	0.56	0.27	0.67
CaO	1.80	1.47	0.85	2.06	1.75	1.30
Na ₂ O	4.84	4.78	3.99	4.83	2.54	4.57
K ₂ O	3.39	3.33	4.07	4.74	4.72	5.48
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.01	0.06	0.05	0.06
H ₂ O±	1.54	0.70	1.31	1.73	2.91	2.56
Total	99.76	99.71	99.44	99.06	99.28	100.03
分析者	吉田久昭					

1 神戸市北区金剛童子溶岩 2 宝塚市長尾山溶岩 3 猪名川町榎並溶岩 4 宝塚市玉瀬結晶質凝灰岩 5 宝塚市境野溶結凝灰岩
6 宝塚市佐曾利凝灰角礫岩

山頂にも流紋岩溶岩があり，これも金剛童子溶岩として地質図に記入した。

Ⅲ. 3 花 崗 岩 類

六甲山地の花崗岩類の研究は昭和初頭に本間・君塚（1928）によって，初めてその概要がまとめられた。また上治寅次郎は宮水調査から始まって六甲山地をくまなく調査を進め，数多くの業績を残しているが，その総括は日本学術振興会の援助により「六甲山塊の地質と構造，付六甲山塊地質図，5万分の1」（1937）として発表された。上治の一連の研究成果は六甲山地の地質学的研究の基礎となる重要なものである。

上治寅次郎以後の研究は六甲山地の構造地質の研究が主流となり次々と業績が発表されているが，六甲山地の大半を構成する花崗岩類についての岩石学的研究については笠間（藤田ほか，1959）がこの地域の花崗岩類を新旧二時期のものに区分し，旧期のものを領家花崗岩類の一員に，新期のものを中国底盤体の縁辺相として発表したにすぎなかった。

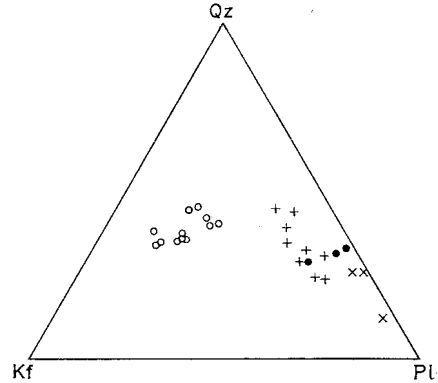
次いで昭和39—41年の間，西南日本内帯に広く分布する後期中生界の酸性岩類の解明を中心課題として総合研究が組織され，その一環として六甲山地の花崗岩類の岩石学的検討が進められ，この地の花崗岩類を布引花崗閃緑岩・土橋石英閃緑岩・六甲花崗岩に三区分し，その記載が発表された（笠間，1968）。本「神戸」図幅地域もこの区分で花崗岩類を分けているので，以下それぞれについて記載する。

Ⅲ. 3. 1 布引花崗閃緑岩

布引花崗閃緑岩は「神戸」地域の布引・鳥原貯水池付近を模式地とし，神戸市市街地裏山の世継山

(418 m)・^{いかり}碓山 (270 m) などを構成し、六甲山地の南縁に分布する。角閃石、黒雲母など有色鉱物の色指数が10-20程度の花崗閃緑岩であり、有色鉱物の濃集した径数cm-10数cm 大の黒色団塊状捕獲岩を伴う特徴がある。中粒状組織を示すものが普通に見られるが、時に石英・斜長石の巨晶が斑状結晶をなすこともある。主成分鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石が認められる。副成分鉱物としては燐灰石・褐れん石・楯石・ジルコン及び不透明鉱物が認められ、かなり種類は豊富であるが、これら副成分鉱物の総量は1%に満たない。花崗岩類の鉱物容量比の測定結果を第10図として示したが、布引花崗閃緑岩の一部には石英閃緑岩ないしトータル岩様の岩質のものも含まれる。

上記の布引花崗閃緑岩の岩相の特徴や、その岩石化学的性質（第3表）は、領家帯の花崗岩類と類似点が多く、布引花崗閃緑岩を領家花崗岩類の一員と考えている。



第10図 花崗岩類のモード組成 (笠間, 1968)
Triangular diagram showing the ratios of modal K-feldspar(Kf), plagioclase (Pl) and quartz (Qz).

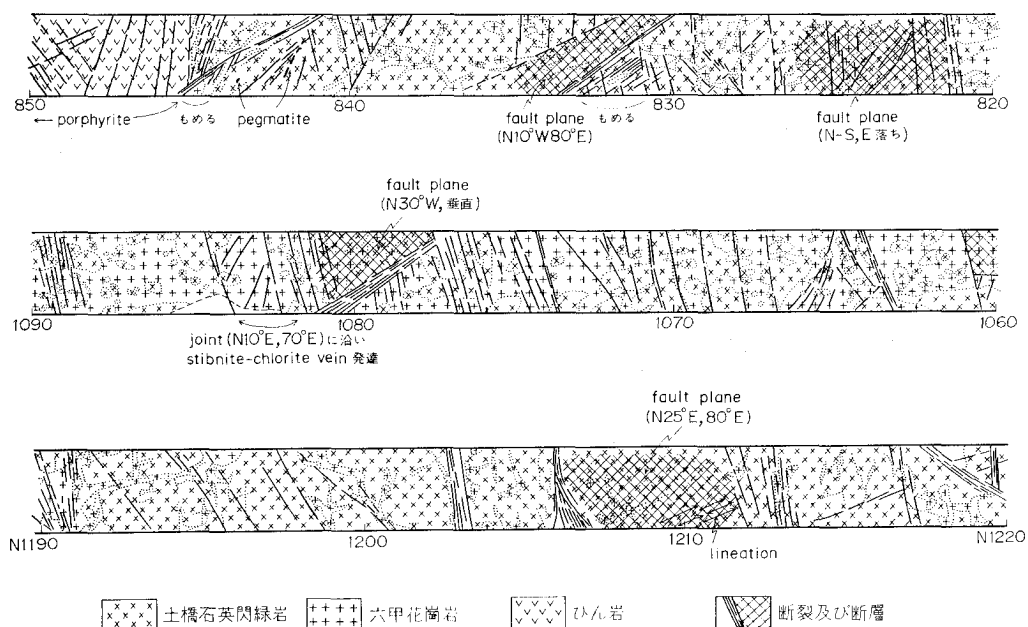
第3表 花崗岩類の化学分析値
Chemical compositions of the granitic rocks.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	69.46	66.35	64.92	74.91	75.44	74.58
TiO ₂	tr	0.38	0.44	0.04	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	14.66	15.64	15.95	13.87	14.73	14.92
Fe ₂ O ₃	0.47	1.61	1.40	0.68	0.61	1.43
FeO	3.53	2.70	4.18	1.42	0.18	0.40
MnO	0.25	0.10	0.13	0.05	—	—
MgO	2.13	1.80	1.19	0.28	0.01	0.01
CaO	2.87	4.36	4.15	0.94	0.25	0.44
Na ₂ O	3.76	3.34	4.17	2.10	2.41	3.39
K ₂ O	1.89	2.09	1.89	4.05	4.58	3.88
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.17	0.10	0.01	0.01
H ₂ O ⁺	0.80	0.88	0.93	1.24	1.73	1.14
H ₂ O ⁻	0.12	0.19	0.11	0.22	0.72	0.62
Total	100.10	99.55	99.63	99.90	100.70	100.88
分析者	鶴巻道二			柴田秀賢	北野康	

1, 2 布引花崗閃緑岩 3 土橋石英閃緑岩 4-6 六甲花崗岩

(笠間, 1968)

布引花崗閃緑岩と六甲花崗岩の関係は、断層で接する場合が多いが、「神戸」地域の西六甲^{ふたたび}の再度山付近など、二・三の箇所、六甲花崗岩が布引花崗閃緑岩を貫く露頭が見いだされている。また東六甲地域では、芦屋川支流の高座川岸壁などで布引花崗閃緑岩を六甲花崗岩が捕獲する状況が観察され、その地質年代は六甲花崗岩以前のものと考えている。領家花崗岩類に関する最近の知見や、その年代測定結果などから、布引花崗閃緑岩を白亜紀中—後期と推定している。



第11図 六甲山トンネル内の側壁のスケッチ (昭和41年)
混成岩, 岩脈及び断裂・断層の状況を示す

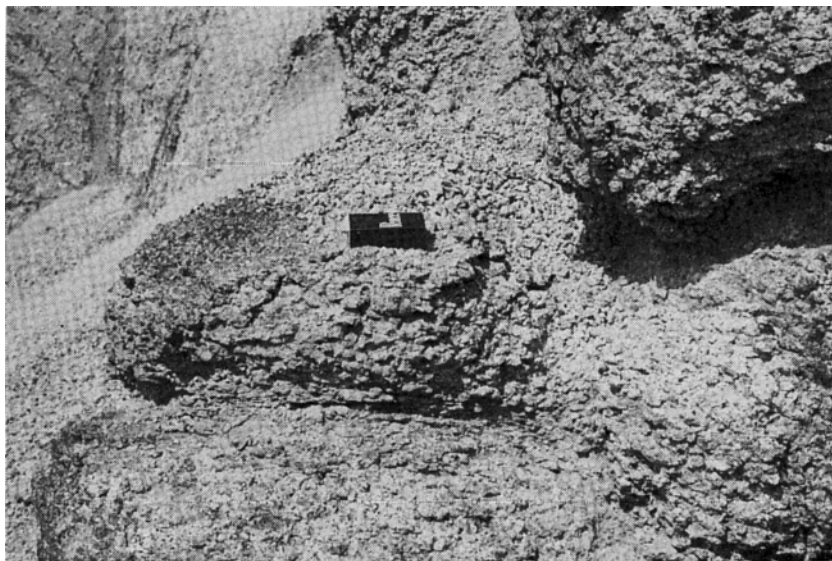
Sketch drawings of the wall rocks in the Rokkosan Tunnel (1966), showing occurrences of hybrid rocks, dikes, and fractures and faults.

Ⅲ. 3. 2 土橋石英閃緑岩

西六甲山頂付近には、六甲花崗岩の捕獲岩として、暗灰色細粒の石英閃緑岩が見られる。土橋一唐櫃^{からと}を結ぶ六甲山トンネル掘削中 (笠間ほか, 1968), この岩石がトンネルの南坑口土橋付近から北へ、約 2 km にわたって出現した。この岩体は新たに土橋石英閃緑岩と名づけられた。六甲花崗岩との関係は、この工事中トンネル坑内で詳細に観察できたが、随所で六甲花崗岩の貫入を受け、しばしば混成岩を作っていた (第11図)。顕微鏡下での観察では、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石を主成分鉱物とする細粒完晶質岩であり、斜長石・黒雲母・角閃石など早期結晶を石英・カリ長石が包むポイキリチック組織が特徴的である。副成分鉱物として燐灰石・褐れん石・緑れん石・ジルコン及び不透明鉱物が認められる。不透明鉱物には磁鉄鉱のほか、黄鉄鉱・黄銅鉱・輝安鉱などの鉱石鉱物がまれに認められ、針状角閃石変晶が特徴的であり、著しい熱的再結晶とマグマから物質供給があったと考えられる。このような混成相の存在は、土橋石英閃緑岩が地下深所で、六甲花崗岩マグマの影響を受け、その後、六甲花崗岩の形成があり、更に現在位置への上昇という地史を推定させる。土橋石英閃緑岩は六甲花崗岩体中の規模の大きな捕獲岩といえる。本地図図幅内では混成岩部も土橋石英閃緑岩として色分けした。

Ⅲ. 3. 3 六甲花崗岩

六甲山地の大部分を構成するものが六甲花崗岩である。いわゆる「本みかげ」で優白色の石地に黒雲母が散在し、特徴ある淡紅色の長石が混じって、研磨効果がすこぶるよく、石材として著名なものであ



第12図 風化が進んで真砂化した六甲花崗岩（六甲山牧場付近）
Weathered Rokko Granite.

る。しかし、六甲山地は新しい造構運動の影響を強く受け、断裂の密度が高いために、大型石材切り出しに好適な場所が極めて少ない。また山頂平坦面付近では風化を受けマサ化したものが多い（第12図）。

六甲花崗岩は上治（1937）により、構成結晶粒の大きさによって細粒（1 mm 以下の結晶粒の集合）・中粒（1-3mm）・粗粒（3 mm 以上）の3つの型に分類されている。この分類は野外調査に用いる分類としては適当で、この基準によって岩型区分を行ったところ、細粒部と中・粗粒部の相違は、六甲花崗岩の形成過程からみても、また花崗岩の風化・崩壊というような応用面とも密接な関係があり、重要な意味のあることがわかってきた。一方、中粒部と粗粒部を分けることは、それほど意味のあることではないと考えられる（藤田ほか、1959）。

六甲花崗岩中・粗粒部は、主成分鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母をもつ等粒状組織をもち、中粒部の石英は粒径1-2 mm 大とほぼ一定の粒度を保つが、粗粒部の石英は粒径0.3-4 mm と変化が大きい。粒径1 mm 以下の小結晶は集合して数 mm 大の石英集塊をつくる場合が多い。副成分鉱物としては、燐灰石・褐れん石・緑れん石・螢石・角閃石・白雲母・ジルコン及び不透明鉱物など種々の鉱物がごく少量確認されている。六甲花崗岩細粒部は平均粒度0.5mm 程度の等粒状組織を示し、しばしば微文象組織を伴うことがある。中・粗粒部と同様に主成分鉱物として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母をもつ。副成分鉱物としては燐灰石・緑れん石・ジルコン及び不透明鉱物がわずかに認められる。

花崗岩類を構成する造岩鉱物の光学性のまとめを第4表に示した。

六甲花崗岩のK-Ar法による年代測定結果では、黒雲母年代として75-72×10⁶年の値が出され（河野・植田、1966）、中生代白堊紀後期に形成された岩石と考えている。

六甲花崗岩は、その地質学的関係や、鉱物組成（第10図）・化学組成（第3表）などの検討から、中国地方の山陽側に広く分布する広島花崗岩に対比される。

第4表 花崗岩類の造岩鉱物の光学性
Optical properties of the rock-forming minerals in the granitic rocks.

組 織	布引花崗閃緑岩	土橋石英閃緑岩	六 甲 花 崗 岩	
	等 粒 ~ 斑 状	ポイキリティック	中 粗 粒 部	細 粒 部
	等 粒 ~ 斑 状	ポイキリティック	等 粒 状	細粒グラフィック
主成分鉱物				
1. 石 英 (モード%)	22.4~40.8%	25.0~26.2%	33.2~43.4%	35.4~36.9%
粒 径	1 ~ 4 mm	0.3 ~ 2 mm	1 ~ 4 mm	0.5mm
2. カリ長石 (モード%)	5.6~14.1%	1.8~12.6%	29.8~50.4%	31.4~40.0%
種 別	Orthoclase	Orthoclase Orthoclase perthite	Orthoclase perthite Microcline	Orthoclase perthite
3. 斜 長 石 (モード%)	30.8~56.8%	46.6~50.8%	11.8~27.2%	19.8~24.1%
An %	An 30~An 47	An 39~An 55	An 12~An 32	An 7~An 23
種 別	Andesine	Andesine Labradorite	Oligoclase	Oligoclase
4. 黒 雲 母 (モード%)	4.0~10.8%	10.2~15.7%	0.5 ~ 5.9%	4.8 ~ 7.6%
屈折率 γ	1.669~1.672	1.659~1.664	1.674~1.679	1.666~1.677
多色性	lemon yellow to dark brown	yellow to dark brown	yellow to black	yellow to black
5. 角 閃 石 (モード%)	2.3 ~ 9.3%	4.4 ~ 8.8%	0 ~ 1.1%	none
屈折率 γ	1.677~1.678	1.681~1.705	1.697~1.703	
多色性	yellow to brownish green	yellow to dark green	yellow to bluish green	
副 成 分 鉱 物	燐灰石 褐簾石 緑簾石 チタン石 ジルコン 磁鉄鉱	燐灰石 褐簾石 緑簾石 ジルコン 磁鉄鉱	燐灰石 褐簾石 緑簾石 螢石 白雲母 ジルコン 磁鉄鉱	燐灰石 緑簾石 白雲母 ジルコン 磁鉄鉱

(笠間, 1968)

六甲花崗岩と有馬層群との関係は、有馬南方の射場山・逢ヶ山、西六甲の石楠花山などにおいて有馬層群玉瀨結晶質凝灰岩層に六甲花崗岩が貫入する露頭及び昭和40年に掘削された有馬一唐櫃間の送水トンネル内において六甲花崗岩が有馬層群玉瀨結晶質凝灰岩層に貫入する露頭によって明瞭に観察された。両者の接触面はほぼ東西の走向をもち、北落ち40-60度の傾斜を示し、六甲花崗岩の網脈が凝灰岩中に数m入り込み、凝灰岩は接触面から幅数十m-数百mにわたってホルンフェルス化を受けていた。

このように六甲花崗岩は、有馬層群のステージIIの玉瀨結晶質凝灰岩層以後の貫入岩体であることは明らかである。

金剛童子溶岩の年代測定結果をそのまま受け入れると、有馬層群のステージIIIの形成時期は古第三紀と推定され、六甲花崗岩以後のものも有馬層群に含まれることになる。

Ⅲ. 4 岩 脈 類

丹波層群・有馬層群・花崗岩類を貫く岩脈が数多くあり、種類も花崗斑岩、石英斑岩、リソイダイト、ペグマタイト、アプライトなどの酸性岩脈から、閃緑岩、ひん岩などの塩基性岩脈まであり、更に凝灰岩岩脈などの火砕岩岩脈もある。

Ⅲ. 4. 1 帝釈山地の岩脈類

帝釈山地域では北摂山地域と同様に、石英斑岩、リソイダイト、ひん岩、花崗斑岩及び凝灰岩脈が認められる。

花崗斑岩は、淡河町南方の谷間で玉瀬結晶質凝灰岩層を、北西方向で貫く岩脈として見られる。石英・長石・黒雲母斑晶の目立つ淡灰色の岩石で脈幅 50m 以上の岩体である。

石英斑岩は帝釈山地域の岩脈では最も多く認められ、脈幅 2-3 m で N-S 方向に伸びたものが多い。リソイダイトは石英斑岩の区分に含めた。ひん岩岩脈は北摂山地に比較してこの地域では少なく、数か所で認められるにすぎない。シブレ山東方で、丹波層群を貫く脈幅 1-2 m 程度の凝灰岩脈が 3 本露出している。その走向は N-S で、この凝灰岩脈は有馬層群の噴火火道の一部を示すものと考えている。石英斑岩・ひん岩の形成時期については、中新統の神戸層群を貫くものは知られていないので、中生代末-古第三紀の貫入岩と推定している。

Ⅲ. 4. 2 六甲山地の岩脈類

六甲山地域では、花崗斑岩、石英斑岩、ひん岩と安山岩岩脈を記入した。そのほかペグマタイト、アプライトなどが見られるが、いずれも幅 1 m 以下で、連続性がないので、本地質図幅には記入していない。

岩脈の出現状況は、垂直に近い急傾斜のものが普通であり、貫入境界の明瞭なものが多い。また貫入境界が小断層で母岩と接するものもある。急冷周縁相がガラス質の岩相になり、貫入方向と平行した流理構造が見られることもある。

花崗斑岩は六甲山地の西端、鶴越地区に集中して見られる。脈幅 3-20m の N-S 方向～N20° E 方向の平行した岩脈群をなして見られる。鶴越地区には花崗斑岩のほかに数本のひん岩及びリソイダイト岩脈が見られ、これらも N-S 方向に伸長している。

六甲山地の石英斑岩は、山地中央部から西六甲地域に分布するものが多く、西六甲地域では、E-W 方向、あるいは N60° E 方向に数多く石英斑岩の岩脈が分布し、脈幅も 10m に達するものもあり、延長も数 km にわたって追跡される。石英・斜長石・黒雲母の約 1 mm 大の斑晶の点在する岩相と、斑晶のないリソイダイト様岩相を示すものがある。

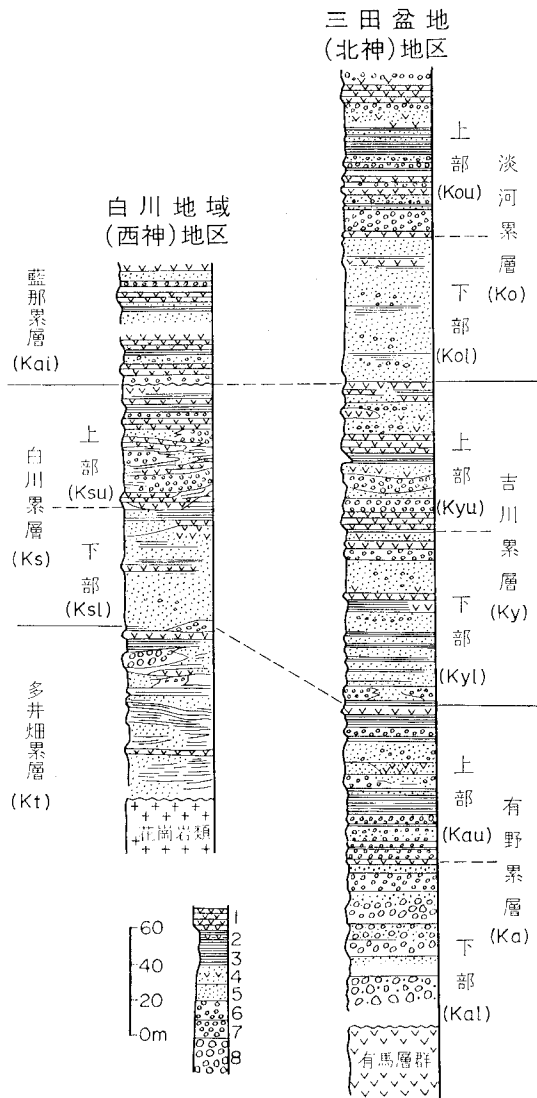
ひん岩は平均脈幅 2 m 程度のものが、六甲山地中央部に見られる。ひん岩岩脈の方向性にはいろいろな方向が認められるが、E-W 性のものがやや卓越している。

六甲山地の岩脈類の生成時期は、六甲花崗岩形成後、神戸層群以前ということで、中生代末-古第三紀と考えているが、岩脈の貫入関係・捕獲関係などから、岩脈の順序は、1) 花崗斑岩 2) 石英斑岩 3) ひん岩と推定している。

IV. 被覆層

IV. 1 神戸層群

神戸層群とは、明石海峡付近に発達する第三紀層に対して、1938年に鹿間時夫が与えた名称であるが(鹿間, 1938)、保存良好な植物化石を多産するので有名な神戸市須磨区の白川峠一帯にも広く分布し、



第13図 神戸層群総合柱状図 (HUZITA *et al.*, 1971)

1 凝灰岩 2 凝灰質泥岩 3 泥岩 4 凝灰質砂岩 5 砂岩 6 凝灰質円礫岩 7 円礫岩 8 亜角礫岩
 General columnar section of the Kobe Group.

初期の研究はこのあたりを中心として行われてきた（前島，1934）。更に、三田盆地さんだにもこれと対応する中新統が広域に分布することはわかっていたが、その調査はほとんど行われていなかった。

1955年以降、西宮市史に関する調査にもからんで、これらの地域の中新統の調査結果が藤田・笠間の指導のもとに、田中（山下）操・高久昭紀・村田（篠田）竹外らによって大阪市立大学地学科の卒業論文や修士論文にまとめられた。そして両地域あわせて神戸層群として総括され、その結果は神戸市企画局より出版された「六甲山地とその周辺の地質」（藤田・笠間，1971）中におさめられ、また英文論文（Huzita *et al.*, 1971）としてもまとめられたが、和文で公表されたものがなかった、したがって、本報告書には本図幅地域の北側に広く分布する三田盆地内の神戸層群をも含めて記載しておく。

白川地区せいしん（西神地区）と三田盆地ほくしん（北神地区）は帝積山地で分離されているので、それぞれ別個の累層に分けられたが、両者を比較してみると第13図のような関係がみられ、この対比に従って地質図も着色されている。

神戸層群は後述するように、下位の地層から上位の地層へ緩やかに覆瓦状に堆積しているため、狭い地域で全体の層序を決めることが困難である。特に本図幅地域内の神戸層群は新しい地殻変動で分断されているので、三田盆地の層序を基本にして概念的に層序を示したのが第13図である。これからわかるように、泥岩・砂岩・礫岩などの砕屑岩層と、多数の白色の凝灰岩層よりなる火山砕屑岩層の繰り返しという堆積サイクルが認められ、両者一組で1累層とみて3累層に区分できる。

IV. 1. 1 白川（西神）地区の神戸層群

IV. 1. 1. 1 多井畑累層（Kt）

模式地 神明道路沿いの切取り。層厚 90m+.

主として隣接「須磨」地域内に分布している。地表で見られる限りで層厚 90m 程度であるが、ボーリング結果を見ると、明石海峡にかけて更に厚く分布していることは確実である。

本累層は主として粗粒一中粒砂岩と、青色泥質岩で構成されているが、両者が漸移するところも多く、神明道路下畑トンネル西側の切取りでも、その状況を確認することができる。また中礫級または大礫級の“古生層”礫の優勢な礫岩をいろいろの層準に挟んでいるが、どれも急速に尖滅して砂質岩に移るものが多い。

これらのなかに4枚の凝灰岩層が認められ、そのうち上位から2枚目を除いた残りの3枚は、困難ではあるがほぼ全域にわたって追跡でき、これらによって微細な構造を知ることができる。また最下位の凝灰岩のやや上位に、場所によって不鮮明になるが、1枚の海成粘土層がある。多井畑断層の北側の谷底に露出し貝化石を含む「多井畑貝化石層」は、この延長に当たるものと考えられる。

本層は岩相の変化が激しく、地表部以下には火山性の砕屑層の少ない砂岩・泥岩部分が続き、多量の海生貝化石を含むようになって、その下方は淡路島の北部に分布する岩屋累層に類似してくる。岩屋累層は、砂岩・泥岩からなり、時には礫岩を挟む。海生貝化石を豊富に含み、それらの中には、*Turritella kiensis* など中新世中期を指示するものが発見されている（「須磨」図幅参照）。

IV. 1. 1. 2 白川累層（Ks）

模式地 上部 (Ksu) は神戸市須磨区妙法寺から白川台に至る道路の白川峠付近断面。

層厚 120m±. 下部 (Ksl) は須磨区奥畑付近。

白川累層は、もとはいわゆる神様松撓曲以北に分布する保存のよい植物化石を多産する白色凝灰岩を多数挟む地層を総称していたのである。これはまた奥畑層とも呼ばれたことがある。ところが、福田川上流部の奥畑・中山間の谷筋に見られるように、非凝灰質の砂礫岩の厚層が凝灰質部の下位にくるが、この部分が多井畑累層のどの部分に相当するのかわからないままに、神様松撓曲以北を白川層、以南を多井畑層と分類していたにすぎない。

しかし凝灰岩の徹底的な追跡による神様松撓曲・多井畑断層付近の構造解析によって、両者の関係がはっきりしてきた。すなわち、いわゆる「白川層」と「多井畑層」の間には、断層による地層の欠如はなく、前者の下部と後者の上部とは同一の地層と見るべきであるという結論に達した。この場合、非凝灰質層から始まって凝灰質層に終る堆積のサイクルを1累層とするという三田盆地での累層区分を適用するとすれば、奥畑付近の砂礫岩層を「白川累層」の下部とすべきであり、この部分が神様松撓曲以南の地域の山頂部に分布することになる（「須磨」図幅に詳述）。

下部は前述のように砂礫岩質であるが、特に最下部には礫が多く、中位にも著しい礫岩層がある。そのやや上位に凝灰岩を挟むが、東にいくにつれて尖滅するもようである。上部は4枚の厚さ数mから10数mに達する厚い流紋岩質白色凝灰岩と厚い礫岩の互層で、礫岩も大部分極めて固結度が高いため、急崖をつくる部分が多くて特異な景観を呈し、地形的にも本層の分布が識別できるほどである。凝灰岩中から多産する植物化石については小島信夫が兵庫県地質鉱産図説明書（池辺編，1961）に96属130種を記載している。この機会に後節に小島による改訂表を再録しておく。



第14図 帝釈山南麓の神戸層群白川累層中の凝灰岩層
Tuff bed in the Shirakawa Formation, Kobe Group (at the southern foot of Mt. Taishaku).

IV. 1. 1. 3 ^{あいな} 藍那累層 (Kai)

模式地 木見峠頂上付近. **層厚** 70m+.

主として木見峠頂上付近から北側に分布する。下部は砂岩・礫岩・泥岩よりなり、数枚の凝灰岩を挟むが、上部は凝灰質の砂岩・礫岩及び凝灰岩からできている。凝灰質の白川累層上部から、非凝灰質の藍那累層最下部の円礫岩への変化は著しく、その境界を追跡した結果、白川累層の上部は場所によって削り込まれて欠けているとみられている。

IV. 1. 2 三田盆地（北神地区）の神戸層群

IV. 1. 2. 1 有野累層 (Ka)

模式地 神戸市兵庫区有野町五社から岡場に至る川岸の崖. **層厚** 175m+.

三田盆地の南東部に分布する。下部 (Kal) は主として流紋岩のこぶし大の角礫ないし亜角礫の淘汰の悪い礫岩からなる。場所により、花崗岩礫も少量含まれている。上位にいくにつれて急速に礫は小さくなり、粗粒砂岩が優勢となり、一部に青色泥岩を挟む。凝灰岩を一枚挟んでいるが、連続性は乏しい。

上部(Kau)は流紋岩の中礫級の亜角礫からなる礫岩・砂質礫岩・砂岩・泥岩の互層で、最上部によく連続する凝灰岩層が分布する。

IV. 1. 2. 2 ^{よかわ} 吉川累層

模式地 上部 (Kyu) は吉川町谷の沢。下部 (Kyl) は有野川に沿う岡場から田尾寺までの崖。

厚層 180m±.

上・下部に分けられる。下部層は盆地の東半部に広く分布する。淘汰のよい無層理の砂岩が優勢で、これにはしばしば中礫級の流紋岩あるいは“古生層”礫が散在する部分があり、また、塊状の泥質部（マッド・ボール）を含むのが特徴である。泥岩は青緑色でシルト質、二枚の凝灰岩を挟む。下位の凝灰岩は20mに達する部分もあり、上位のものは厚さ3m以内で、しばしばベントナイト化している。下部層の上位は、著しく泥質で、特に善入付近の暗青色泥岩は厚い。

上部層は盆地中央部に分布し、全般に凝灰質で二枚の著しく厚い凝灰岩のほか、薄いものを数枚挟んでいる。これは粗粒・堅硬で斜交葉理に富み、流紋岩質である。吉川凝灰岩と呼ばれる吉川川に沿って広く露出する凝灰岩からは、白川植物化石群に似た植物化石を産する。

これら凝灰岩の間に挟まれる礫岩・砂質礫岩は、充填物質が凝灰質であるため、しばしば非常に堅くなり、谷壁に垂直に近い絶壁をつくる特徴がある。

淡河累層との境界面は四ツ辻近傍では局部的に削り込まれている露頭があり、また天神南部では、本層上位の若干の欠如があるとみられる。

IV. 1. 2. 3 ^{おうご} 淡河累層 (Ko)

模式地 上部 (Kou) は三木市法輪寺付近。下部 (Kol) は二子町四ツ辻から大二谷を経て三木市瑞穂まで。

層厚 190m+.

西神地区においては、高塚山撓曲を境にしてその西側の神戸層群は沈み込むため、木見川上流の木見・木幡付近の川底に露出するようになり、また榎谷町付近にわずかにシルト層が顔を出すに過ぎなくなる。これは構造からみて、藍那累層の上位にくる累層の一部とみられるが、詳細は不明である。本図幅地域の東部においては神戸層群は帝釈山地によって明瞭に分離されているが、西部では不明瞭になってくるので、これらは三田盆地における淡河累層上部の記号 **Kou** で記載することにした。

下部層は三田盆地西半部に広く露出する。少量の細礫級円礫と泥質団塊を含む、淘汰のよい塊状砂岩を主とし、シルト質泥岩を挟んでいる。本層最下部の砂岩層は、吉川累層最上部を10m以上削り込んで堆積している露頭が見られる。淡河累層下部層には泥質の凝灰岩層が一枚確認されている。

上部層は吉川累層上部と酷似する凝灰岩・凝灰質砂岩・礫岩の互層である。盆地南西端に分布し、大阪層群以降の地層に覆われるため、分布がとだえるが、三木市久留美付近まで追跡されている。下部層との境界は、厚さ10mほどの石上山凝灰岩を鍵層としている。この上位に3枚の凝灰岩がある。特徴的なものは石上山凝灰岩の約30m上位にある法輪寺凝灰岩で、凝灰岩・砂岩の薄層を挟む厚さ15mの塊状硬質の凝灰岩である。最上位の久留美凝灰岩は、厚さ10m程度で、植物化石を産出する。

IV. 1. 3 神戸層群の植物化石 (小島信夫)

六甲山塊の北側の丘陵地から、古くから木の葉の化石が産出することが知られており、既に、明治26年(1893)山下伝吉による20万分の1地質図幅「大阪」の説明書にも、二・三の植物化石が報じられている。

この地域では白色凝灰岩層の中から保存良好な植物化石が多量に採集されるので、個人的に関心を持つ学校の教官等が、標本を研究し兵庫県博物館の博物学会誌に発表されたこともしばしばであったが、まとまったものはほとんどなかった。

初めてこの化石産地の地質を研究したのは鹿間時夫で、“神戸層群とその植物群”を1938年に発表した。その植物化石は主として遠藤誠道の指導によるものであったが、これによって地質と植物化石群との関係が明らかになってきた。これより先に、前島俊郎による詳細な地質図をつけた神戸植物群の京都大学卒業論文(1934)があったが公表されなかった。

戦後大阪市立大学地学教室を中心に広域の神戸層群が層序学的観点から調査研究されてきたが、1961年、「兵庫県地質鉱産図」とその説明書の発刊に際して、小島信夫が当時京都大学・大阪大学に保存されていた化石標本を再検討した。扱われた96属130種中には新種がかなり確かめられた。鹿間標本には種の記載がないため、第5表中の鹿間の欄(Ⅲ)にはこの点が考慮してある。その後堀治三朗が1976年に、1957年から1971年にわたる自己採集標本約2,000点についての研究に基づき、“神戸層群産植物化石”をモノグラフとして出版した。これには96属179種が各個詳細に記載してあるので、極めて有用である。

現在神戸層群は上・中・下の三部に大別されているが、神戸層群植物群として最も重要視されるのは白川累層である。その下位の多井畑累層は淡路町岩屋に連らなり、海生月化石を含むが植物化石は少ない。多井畑南部で *Equisetum*, *Osmunda*, *Woodwardia*, *Metasequoia*, *Salix*, *Ulmus*, *Cinnamomum*, *Platanus*, *Ficus*? などが採集されたにすぎない。

白川累層は著しい礫岩層で上・下2部に分けられる。堀（1976）は上・中・下の3層に分けているが、これは恐らく堆積相によるもので、植物群からはかなり無理があるようである。この分布域は至る所で化石が採集され、しかもその産地は極めて接近集中している所が多い。したがって産出植物化石は共通種が多いと思われるが、実際は全く別種の観を呈する場合もよくある。この現象はある程度は、堆積の場所、更に広く考えれば堆積時の環境の相違も考慮しなければならない。われわれは現在でも注意すればこの現象をしばしば経験する。

例えばこの古神戸湖の堆積を想像すると、仮にこの地域全体の植物の落葉が流水に運ばれて水流の状態によって集積すると考えれば、その場合には水流の流量・速度や堆積する水底の地形的相違によっては、多量の植物が堆積する所もあれば、全然無堆積の場所も現れるであろう。しかも数mの距離でもこの現象が認められるとすれば、産出する植物の相違あるいは有無は、堆積時の植物の分布のみを示すのではなく、当時の気象条件や水底微地形も大いに関係しているものと思われる。この点に関して神戸植物群の産地が非常に多く、集合している点は、植物の分布だけと独断もできない。150mに満たぬ堆積層の中の数枚の植物層は個別的には考えにくい。少なくとも10m余の堆積期間中の大きな環境の変化は、著しい不整合の存在も明らかでない現在、疑問の点が多い。この意味も含めて以下では白川層植物を一括して検討する。

第5表に記載されているのは270種（多井畑、藍那累層の一部も混在しているが数は少ない）、堀（1976）の記載を基にし、小島（1961）の発表とを比較対比してあるが、ただ鹿間（1938）の報告が限定されているのは既述のとおりである。ただここで問題視されるのは、属・種の対比確認で、これは葉による植物化石では非常に困難で確定ができないほど中間型が多いことは、一般にも認められている。第5表中でも *Quercus*, *Acer* 等の種が羅列してあることは、筆者小島も自認していて、将来の懸案である。

さて白川累層植物群と本邦各地の化石群との対比は種々論議されている。堀（1976）の説くように神戸層群植物中には、我が国の古第三紀に関係するものも含まれるが、筆者は白川累層は中新世中期（あるいは神戸層群の最上部は中新世後期に及ぶ可能性もなくはないが）と考える。換言すれば池辺編（1961）の説明書に示したように、台島型植物群を構成するメンバーが多い。なお表示した植物の気候的分布を一考すると、一応の根拠の認められる224種についてみると、亜熱帯2（全体としての比率0.01%、常緑1、落葉1）、熱帯暖帯12（0.05%、常緑11、落葉2）、暖帯67（30%、常緑25、落葉42）、暖温帯85（38%、常緑12、落葉73）、暖帯57（25%、常緑2、落葉55）、温・低温3（0.01%、常緑1、落葉2）。

ここにも気候帯の境をどこにおくかということについては、現生種の場合は判然としているが、単に属だけの時にはどう扱うかにも問題がある。しかし以下では一応堀の考えによって区分した（堀、1976、61頁）。すなわち気候的にみれば、当時の白川累層（大きくは神戸層群）の時代は、気候は今よりはやや暖かくて、九州南部地帯に近く、ただ背後には1000mを超える山塊があって、時にはやや低温の植物破片を供給したのではなかろうか。

第5表 神戸層群の植物化石
Plant fossils of the Kobe Group.

神戸層群植物化石	(I : 堀, II : 小島, III : 鹿間)		
	I	II	III
<i>Astraeus</i> sp.	+		+
<i>Osmunda japonica</i> THUNB.		+	
<i>Lastraea</i> cfr. <i>valdensis</i> HEER			+
<i>Woodwardia</i> cfr. <i>nipponica</i> SWEET			+
<i>W.</i> sp.		+	
<i>Dryopteris</i> sp.	+		
<i>Equisetum arcuticum</i> HEER	+	+	
<i>E.</i> cfr. <i>arvense</i> LIN.		+	
<i>Pinus thunbergii</i> PARL.		+	
<i>P. protophylla</i> MIKI		+	
<i>P. trifolia</i> MIKI	+		
<i>Keteleeria</i> sp.	+	+	
<i>Cephalotaxus</i> cfr. <i>drupacea</i> S. et Z.		+	
<i>Taxodium disticum miocenum</i> HEER		+	
<i>T.</i> sp.		+	
<i>Torreya</i> sp.		+	
<i>Cunninghamia konishii</i> HAYATA		+	
<i>Glyptostrobus europaeus</i> HEER	+	+	
<i>Metasequoia occidentalis</i> CHANEY	+		
<i>M. japonica</i> ENDO		+	
<i>Taxus</i> sp.			+
<i>Cryptomeria japonica</i> D. DON	+		
<i>Pseudotsuga</i> sp.	+		
<i>Sequoia affinis</i> LESQ.	+		
<i>Thuja</i> sp.	+		
<i>Trachycarpus mioexcelsa</i> ENDO	+	+	
<i>Livistona mioglobosa</i> KOBAT.	+	+	
<i>Palmoxylon</i> sp.			+
<i>Rhapis japonica</i> NISUGI	+		
<i>Phyllites lilioides</i> KOBAT.		+	
<i>P.</i> sp.		+	
<i>Macclintockia kobense</i> KOBAT.	+	+	
<i>M. brevifolia</i> KOBAT.	+	+	
<i>Smilax trinervis</i> MORITA	+	+	
<i>S.</i> sp. A af. <i>S. china</i>	+		
<i>S.</i> sp. B af. <i>S. sieboldi</i>	+		
<i>Lonicera</i> cfr. <i>sachalinensis</i> NAKAI	+		
<i>Viburnum dilatatum</i> THUNB.	+		
<i>V. fulcatum</i> BLUME	+		
<i>Nerium</i> sp.		+	

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	III
<i>Trachelospermum</i> sp.	+		
<i>Ligustrum</i> cfr. <i>ovalifolium</i> HAAS.		+	
<i>L.</i> sp. A	+		
<i>L.</i> sp. B	+		
<i>Diospiros miokaki</i> HU et CHANEY	+		
<i>D.</i> cfr. <i>miokaki</i> HU et CHANEY		+	
<i>D.</i> cfr. <i>nipponica</i> NAKAI		+	
<i>D.</i> sp. A		+	
<i>D.</i> sp. B		+	
<i>D.</i> sp.		+	
<i>Styrax</i> cfr. <i>japonica</i> S. et Z.			+
<i>Symplocos</i> sp.	+		
<i>Rhododendron</i> sp. A	+		
<i>R.</i> sp. B	+		
<i>R.</i> sp. C	+		
<i>R.</i> sp.		+	
<i>Vaccinium</i> sp.		+	
<i>Cornus kousa</i> BUERG.		+	
<i>C. megaphylla</i> HU et CHANEY	+	+	
<i>C. florida</i> LIN.		+	
<i>C.</i> cfr. <i>controversa</i> HEMSL.			+
<i>C.</i> sp. A	+		
<i>C.</i> sp. B	+		
<i>Hedera miocenica</i> MORITA	+	+	
<i>H. deltoidea</i> MORITA			+
<i>Aralia yabei</i> MORITA			+
<i>A.</i> sp.	+		
<i>Acanthopanax acerifolium</i> HU et CHANEY		+	
<i>Kalopanax</i> sp.		+	
<i>Evodiopanax protoinvorans</i> KOBAT.		+	
<i>Marlea protomacrophylla</i> KOBAT.		+	
<i>Firmiana triloba</i> KOBAT.		+	
<i>Tilia japonica</i> MIQ.		+	
<i>T. maximowicziana</i> SHIRASAWA		+	
<i>T.</i> sp. A	+		
<i>T.</i> sp. B	+		
<i>Vitis</i> sp.	+		
<i>V.</i> sp.			+
<i>Rhamnus crenata</i> S. et Z.	+		
<i>R.</i> sp.		+	
<i>Rhamnella</i> sp.	+		

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	III
<i>Meliosma tenuis</i> MAX.	+		
<i>M.</i> cfr. <i>myriantha</i> S. et Z.		+	
<i>Acer nordenskioldi</i> NATH.		+	
<i>A. pictum</i> THUNB.			+
<i>A. subpictum</i> SAP.	+	+	
<i>A. ezoana</i> OISHI et HUZIOKA	+		
<i>A. truncatum</i> BUNGE			+
<i>A. trilobatum</i> HEER			+
<i>A. rubrum</i> LIN. var. <i>pycnanthum</i> MAK.	+		
<i>A.</i> sp. A	+		
<i>A.</i> sp. B	+		
<i>A.</i> sp. C	+		
<i>A.</i> sp. D	+		
<i>A.</i> sp. E	+		
<i>A.</i> sp. F	+		
<i>A.</i> sp. G	+		
<i>Aesculus majus</i> TANAI	+		
<i>Sapindus</i> sp.	+		
<i>Euonymus oxphyllus</i> MIQ.	+		
<i>E.</i> sp.	+		
<i>Ilex nemotoi</i> MAKINO		+	+
<i>I.</i> sp. A	+		
<i>I.</i> sp. B	+		
<i>I.</i> sp. C	+		
<i>I.</i> sp. D	+		
<i>I.</i> sp. E	+		
<i>I.</i> sp.		+	
<i>Pistacia miochinensis</i> HU et CHANEY	+	+	
<i>Rhus</i> sp. A	+		
<i>R.</i> sp. B	+		
<i>Gardneria insularis</i> NAKAI		+	
<i>Picrasma ailanthoides</i> PLANCH.		+	+
<i>Mallotus miojaponicus</i> KOBAT.		+	+
<i>M. parvifolia</i> KOBAT.	+	+	
<i>Sapium</i> cfr. <i>japonicum</i> PAX et HOFF.			+
<i>S.</i> sp.	+		
<i>Lespedeza</i> sp.		+	
<i>L.</i> sp.	+		
<i>Cercis chinensis</i> BUNGE		+	
<i>Wistaria</i> sp. A	+		
<i>W.</i> sp. B	+		

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	III
<i>Rosa</i> sp.		+	
<i>Prunus miodavidiana</i> HU et CHANEY		+	
<i>P.</i> sp. A	+		
<i>P.</i> sp. B	+		
<i>Crataegus</i> sp.	+		
<i>Amelanchier</i> sp.	+		
<i>Platanus</i> sp. A	+		
<i>P.</i> sp. B	+		
<i>P.</i> sp.		+	
<i>Sorbus subcommixta</i> KOBAT.		+	
<i>Hamamelis</i> cfr. <i>japonica</i> S. et Z.			+
<i>H.</i> sp.	+		
<i>Corylopsis kobensis</i> KOBAT.		+	
<i>C.</i> sp.		+	
<i>Disantus</i> sp.	+		
<i>Distylum</i> sp.	+		
<i>Liquidambar formosana</i> HANCE			+
<i>L. miosinica</i> HU et CHANEY	+		
<i>L. pachyphyllum</i> KNOWLTON		+	
<i>L. parvicapitula</i> KOBAT.		+	
<i>L.</i> sp.	+		
<i>Platanus</i> sp. A	+		
<i>P.</i> sp. B	+		
<i>P.</i> sp.		+	
<i>Hydrangea</i> sp.		+	
<i>H.</i> sp.	+		
<i>Cinnamomum camphora</i> S. et Z.			+
<i>C. miocenicum</i> MORITA	+	+	
<i>C. lanceolatum</i> HEER	+	+	
<i>C. lineata</i> KOBAT.		+	
<i>Notophoebe miokonishii</i> KOBAT.		+	
<i>Machilus japonica</i> S. et Z.		+	
<i>M. thunbergii</i> S. et Z.	+	+	
<i>Parabenzoin protopraecox</i> TANAI	+		
<i>P. miotrilobum</i> KOBAT.	+	+	
<i>Actinodaphne</i> sp. A	+		
<i>A.</i> sp. B	+		
<i>A.</i> sp. C	+		
<i>Lindera erythrocarpa</i> MAKINO	+		
<i>L. obtusiloba</i> BLUME	+	+	
<i>L.</i> sp. A	+		

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	III
<i>Lindera</i> sp. B	+		
<i>L.</i> sp. C	+		
<i>Litsea</i> cfr. <i>graboi</i> HU et CHANEY	+	+	
<i>Neolitsea</i> sp.	+		
<i>Umbellularia japonica</i> MIKI	+		
<i>U.</i> sp.	+		
<i>Magnolia miocenica</i> HU et CHANEY	+	+	
<i>M. nathorsti</i> FLORIN		+	
<i>M. obovata</i> THUNB.		+	
<i>M.</i> sp. A	+		
<i>M.</i> sp. B	+		
<i>M.</i> sp.		+	
<i>Berberis</i> cfr. <i>sieboldi</i> MIQ.		+	
<i>B.</i> sp.	+		
<i>Liriodendron</i> sp.		+	
<i>Cocculus thunbergii</i> DC	+		+
<i>Ficus foveolata</i> WALL.	+		
<i>F. pumila</i> LIN.	+		
<i>F. tiliaefolia</i> HEER			+
<i>F. erecta</i> THUNBERG		+	+
<i>Zelkova ungeri</i> KOVATS	+	+	
<i>Z. serrata</i> MAKINO		+	
<i>Z.</i> sp.	+		
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER	+	+	
<i>U. protojaponica</i> TANAI et ONOE	+		
<i>Celtis miobugeana</i> HU et CHANEY	+		
<i>C.</i> sp.	+	+	
<i>Planera</i> sp.			+
<i>Fagus antipofi</i> HEER	+		
<i>F. palaeocrenata</i> OKUTSU	+		
<i>F.</i> sp.	+		
<i>Quercus japonoalba</i> KOBAT.	+	+	
<i>Q. elliptica</i> TANAI et SUZUKI	+		
<i>Q. mandraliscae</i> GAUDIN	+	+	
<i>Q. miocrispula</i> HUZIOKA	+		
<i>Q. miovariabilis</i> HU et CHANEY	+		
<i>Q. sinomiocenicum</i> HU et CHANEY	+		
<i>Q. subpaucidentata</i> KOBAT.	+	+	
<i>Q. variabilis</i> BLUME		+	
<i>Q. acutissima</i> CARR.		+	
<i>Q. serrata</i> THUNB.		+	

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	III
<i>Quercus crispula</i> BLUME		+	
<i>Q. lyelli</i> HEER			+
<i>Q.</i> sp. A	+	+	
<i>Q.</i> sp. B	+	+	
<i>Q.</i> sp. C	+	+	
<i>Q.</i> sp. D	+	+	
<i>Q.</i> sp. E	+	+	
<i>Q.</i> sp. F	+		
<i>Castanea crenata</i> S. et Z.		+	
<i>C. miocrenata</i> TANAI et ONOE	+		
<i>C. ungeri</i> HEER	+		
<i>C. vulgaris</i> IAM.			+
<i>C. kubinyi</i> KOVATS			+
<i>C.</i> sp.	+		
<i>C. miomollissima</i> HU et CHANEY	+		
<i>Castanopsis miocuspadata</i> MATSUO	+		
<i>C.</i> sp.		+	
<i>Lithocarpus mioedulis</i> KOBAT.	+	+	
<i>L. glabra</i> NAKAI	+		
<i>L.</i> sp.	+		
<i>Alnus kobensis</i> KOBAT.	+	+	
<i>A. japonica</i> STEUD.	+		
<i>A. miojaponica</i> TANAI	+		
<i>A. usyuensis</i> HUZIOKA	+		
<i>A.</i> sp.		+	
<i>Corylus</i> sp.	+		
<i>Comptoniophyllum naumanni</i> NATHORST	+	+	
<i>Salix varians</i> GOEP.	+	+	+
<i>S. lavatieri</i> HEER		+	
<i>S.</i> sp.	+	+	
<i>Populus aizuana</i> HUZIOKA et SUZUKI	+	+	
<i>P. balsamoides</i> GOEP.	+		
<i>P. latior</i> AL. BRAUN	+		
<i>P.</i> sp. A	+		
<i>P.</i> sp. B	+		
<i>Betula nipponica</i> TANAI	+		
<i>B.</i> sp.	+		
<i>Carpinus miocenica</i> TANAI	+		
<i>C.</i> sp.	+		
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	+		
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO	+		

第 5 表 (つづき)

神戸層群植物化石	I	II	
<i>Pterocarya ezoana</i> TANAI et SUZUKI	+		
<i>Ostrya shiragiana</i> HUZIOKA	+		
<i>Aleurites</i> sp. A	+		
A. sp. B	+		
A. sp. C	+		
A. sp. D	+		
<i>Actinidia</i> sp.	+		
<i>Camellia protojaponica</i> HUZIOKA	+		
<i>Stewartia</i> sp. A	+		
S. sp. B	+		
<i>Alangium aequalifolium</i> KRYSH.	+		
A. sp.	+		
<i>Syzygium</i> sp.	+		
<i>Syringa notoensis</i> ISHIDA	+		
<i>Osmanthus</i> sp.	+		
<i>Buddleja</i> sp.	+		
<i>Rapanaea neriifolia</i> MEZ.	+		
<i>Trachelospermum</i> sp.	+		
<i>Ehretia</i> sp.	+		
<i>Catalpa</i> sp.	+		
<i>Paulownia</i> sp.	+		
<i>Uncaria</i> sp.	+		
<i>Porana kokangenensis</i> ENDO		+	

I : 堀(1976) II : 小島(1961) III : 鹿間(1938)

IV. 2 大阪層群

IV. 2. 1 概説

大阪層群は神戸層群を不整合に覆う地層群で、六甲山地の南側の神戸市街地区と、その西側の西神地区の高塚山撓曲以西に主として分布する。主に砂・礫層よりなるが、その中に海成粘土層や火山灰層を挟み、これらは重要な鍵層となっている。その大部分は第四紀の堆積物であるが、一部は鮮新世にわたる可能性がある。

その全般的な研究史は、隣接の「大阪西北部」地域の研究報告(藤田・笠間, 1982)で述べたが、西神地区のものは、明石層群研究の一部として市原・小黒(1958)及び市原ほか(1960)によって記載されている。神戸市街地区のものについては、小島信夫の未発表の調査がある。また津田景三の手記があるが、これは「神戸市および隣接地域地質図説明書」(藤田・笠間編, 1965b)に収録されているが、本報告にも引用した。

六甲山地周辺の大阪層群に関する層序区分・年代・化石等に関する事項は第6表に総括した。その詳細については隣接「大阪西北部地域の地質」(藤田・笠間, 1982)を見ていただきたい。ここでは本地

第6表 大阪層群に関する層序区分・年代・化石・地殻変動
及び海水準変動の総括表
Summary of geologic history of the Osaka Group.

地質時代	地層区分		年代 (万年)	内湾性 粘土層	火山灰 層	F.T.年代 (100万年)	古地磁気 編年	化石	海水 面 変 動	地殻 変 動	[地 層] [地 形]	
第 四 紀	更新世 後期	沖積層	0				Blake		第二次平均海水準上昇	断層地塊運動	沖積平野 低位段丘 [西八木層] 高位段丘 (明美累層) (山地上昇)	
		上部洪積層	Ma12 Ma11 Ma10				Biwa I	ブリエン				ナウマン象
			Ma9 Ma8	カスリ	0.37±0.04 0.38±0.03		Biwa II Biwa III	アテク マチカネワニ				
	中期更新世	大阪層群 上部	Ma7 Ma6	50	サクラ				ラリックス	第一次平均海水準上昇	基盤褶曲運動 (東西圧縮)	丘陵背面 (地形組成) (大地形完成)
			Ma5 Ma4	八丁池								
		中部亜層群	Ma3 Ma2	100	アズキ 光明池	0.87±0.07 1.1±0.1	(ハラミロ イベント)	メタセコイ ア上	(アナ帯)			
	前期更新世	大阪層群 下部	Ma1 Ma0		イエロー グレー	1.2±0.2		松	ヒノキ	第二次平均海水準上昇	基盤褶曲運動 (東西圧縮)	[明石累層] 六甲準平原
			大阪層群 下部									
		大阪層群 下部										
	鮮 新 世	下部亜層群		200				(オールドバイ イベント)		下部メタセコイア帯	撓曲運動 (南北圧縮)	芝の不整合
				250	島熊山	2.4±0.3		正磁極期 ガウス				

域に関する事項だけをまとめておく。

1) 大阪層群をマッピング・ユニットとして上部亜層群・中部亜層群・下部亜層群に分ける。上部と中部との境界は、Ma 5 と Ma 6 海成粘土層の間においた。また中部亜層群と下部亜層群の境界は、MaO を目安にしたが、MaO が存在しないところでは Ma 1 あるいは火山灰層、ないしは植物遺体に着目して不整合現象に留意しながら分けた。この区分は地質図区分というだけでなく、更に大きな地史的な意味も含まれていると考えられる。

2) 大阪層群を上・下部に分け、その境を Ma 3 におく区分法が、従来の地質図に採用されることが多かった(藤田・笠間, 1971)。これはメタセコイア化石出現のほぼ上限を示し、アズキ火山灰層を鍵層に用いることができる利点があるので、極めて有効な区分法であることは間違いないが、地質構造の表現には有効でないので本図幅では採用しなかった。

3) 本地域西部の明美丘陵については、神戸市の西神地区開発計画による大規模な造成によって、従来の研究成果に大幅な改訂を加える必要のある資料が得られた。

この造成工事は現在もなお進行中で、研究もそれに合わせて進められているので、本報告書にはその概要を記すにとどめ、その詳細は隣接「須磨」地域地質研究報告書に合わせて記載する予定である。

IV. 2. 2 各地区の大阪層群

IV. 2. 2. 1 六甲南麓(神戸市街地区)の大阪層群

六甲山地の南麓より大阪湾域にかけて厚く大阪層群が潜在分布するが、その一部が山麓線に沿って露出するにすぎず、海岸平野は大部分山麓扇状地の形態をとる沖積層によって覆われている。

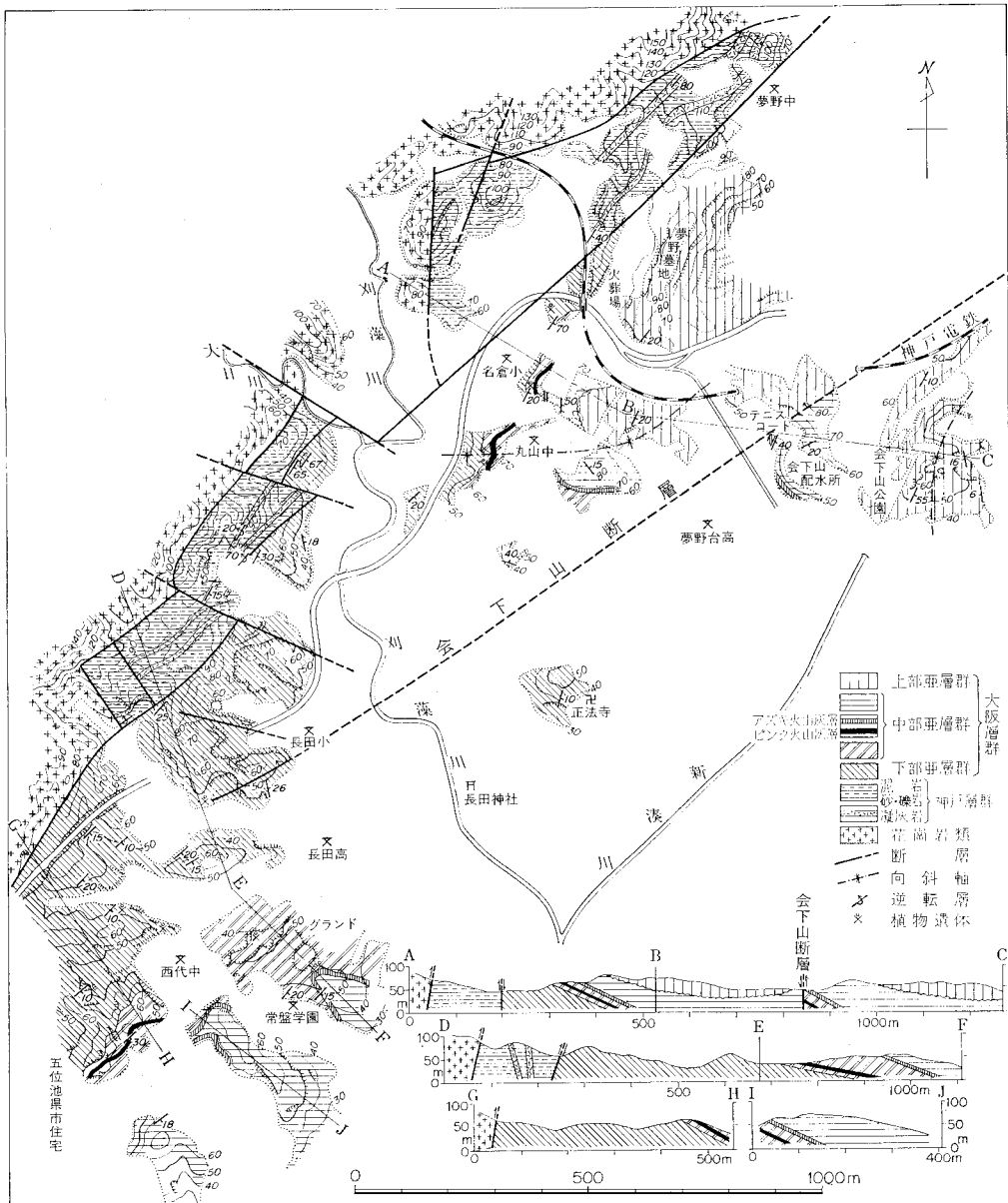
最大の分布地は神戸市長田区^{えび}の会下山・夢野から西代にかけての低い丘陵地域である。この部分は現在完全に市街化してしまっているが、幸い宅地造成が急激に行われた1964-5年の好機をとらえて、当時大阪市大の研修生として神戸地区の大阪層群の研究をしていた津田景三が1/3,000の地形図によって精査した結果があり、その地質図を第15図に示す(藤田・笠間編, 1965b)、この地域でも「アズキ火山灰層」と「ピンク火山灰層」はよく追跡され、これらを基準にして第16図の柱状図が得られた。

本地域においても Ma 1 海成粘土層が全域にわたって追跡でき、これを基準として大阪層群を中部亜層群と下部亜層群に区分できる。Ma 1 の下位は中礫級のチャート礫を主とする砂礫層と淡水成の緑青色粘土よりなるが、不整合関係は明瞭ではない。

西代中学校近傍で Ma 3 以上の層準が見られるが、柱状図に見られるように、Ma 5 が最上位の海成粘土層と考えられる。そしてそれ以上は急激に礫質となり、会下山では大礫級の礫を含むようになり、その中にはラリックスを含む植物遺体層が発見されている(会下山累層)。これは六甲南東麓の西宮地域における大阪層群の中部亜層群と上部亜層群(満池谷累層)との関係と一致し、アバット型不整合の存在を示唆している(藤田・笠間, 1982)。

会下山配水所付近と丸山中学付近とにアズキ火山灰層が現れ、両者ともに南東方向に傾斜しているので会下山断層の存在が推定される。本断層については後章で述べる。

神戸市東灘区赤塚山神戸大学付属中学校付近にも基盤花崗岩にアバットして大阪層群がわずかに分布する。ここにもピンク火山灰層があり、またメタセコイアの球果化石が得られている。

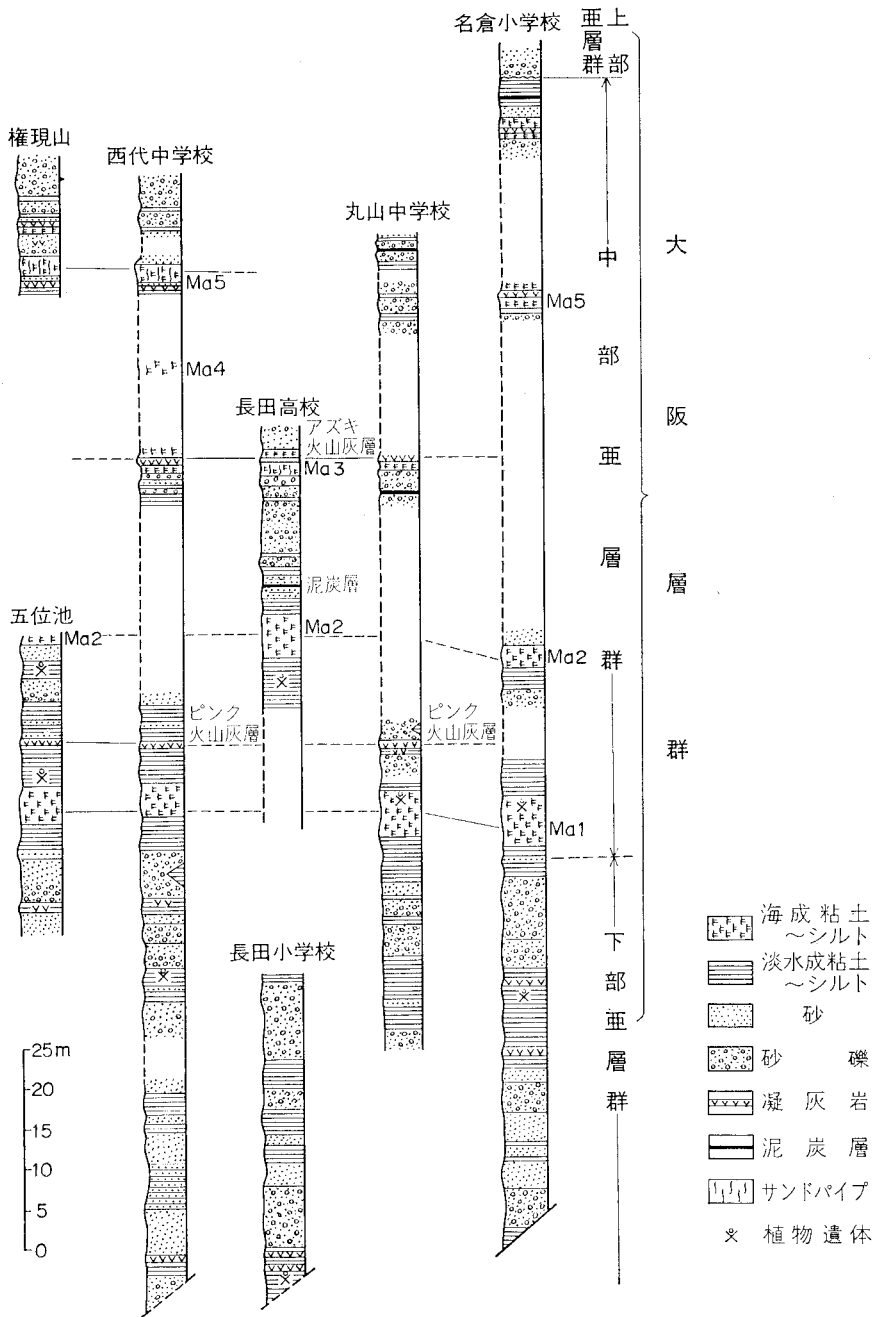


第15図 神戸市市街地北西部の地質図 (津田, 1965)

Geological map of the northwestern part of the Kobe City area.

IV. 2. 2. 2 明美丘陵 (西神地区) の大阪層群

六甲山地の西縁を画する高塚山断層 (撓曲) 以西に広く大阪層群が分布し、また高位段丘面が発達する。これらについては市原・小黑 (1958) 及び市原ほか (1960) の研究があるが、神戸市の西神開発による大規模な造成工事が1980年頃より高塚山周辺に及ぶようになって、数多くの新知見が得られ、従来



第16図 神戸市会下山丘陵の大阪層群柱状図 (津田 1965)
 Geological columnar sections of the Osaka Group, Ege Hill of Kobe City.

の見解を根本的に改訂せざるをえない点も多くなった。

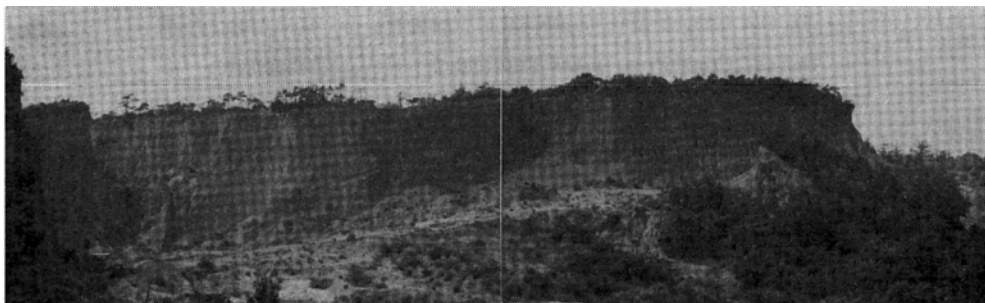
西神地区の開発は、神戸市須磨区の旧落合池を中心とし、伊川と以南の福田川上流部の神戸層群、大阪層群よりなる200m級の丘陵地を170mのレベルにまで採土して平坦化し、その土を海岸埋立地の造成に利用しようとするものである。

この計画に従って、従来記載されていた高塚山断層を中心とする、東側の神戸層群分布地域と西側の大阪層群分布地域にわたって、広大な露頭が人工的に造られ、「高塚山断層」の実態が露呈されるとともに、従来大阪層群下部とされていた「垂水礫層」について新事実が判明した。その詳細は「須磨」地域地質研究報告でまとめることとし、本報告ではその大要を述べることにとどめる。

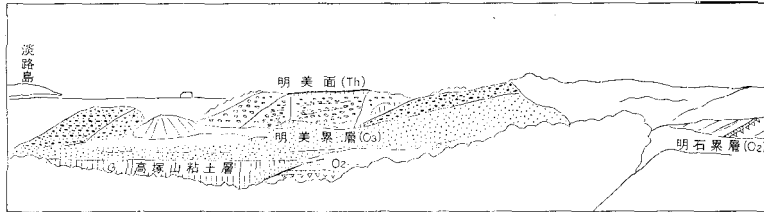
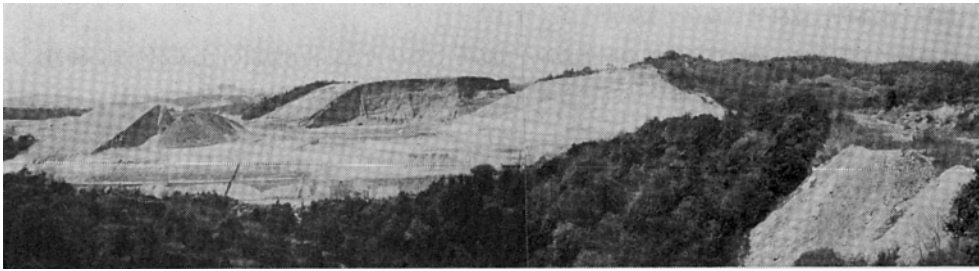
神戸市垂水区の高塚山(186.0)の南に位置する神戸市立若葉学園の敷地に露出する海成粘土層は、従来高塚山粘土層と呼ばれ *Erodona amurensis*, *Chlamys yagurai* 等の海生化石の産出で特徴づけられ、大阪層群下部の海成粘土層 Ma 2 に対比されてきた(市原, 1960)。そしてその上には傾斜する50m余に及ぶ厚い礫層(垂水礫層)があり、更にその上を赤色泥層を伴う高位段丘層が不整合に覆うと考えられてきたのである(第17図)。

今回この部分が全面的に削り取られ、完全露頭によってこれらの地層の関係を観察する機会を得た。第18図はその東西にわたる露頭写真である。ここで注目されるのは、微妙な不整合関係で大阪層群が二分されることで、第19図に示すように、一見同一粘土層とみえるものが二分され、構造的にも斜交する。その詳細については構造と合わせて後章で述べることにする。

第18図でこの不整合面から下位の地層は水平的にみえるが、写真では地層の走向に平行な断面がみえているため、実際には西方に急斜している。これに対して上位の粘土層はほぼ水平で、撓曲する下位層にアバットしているのである。更に、高塚山粘土層が全面的に掘削され、第19図の露頭が現れた。約7mの海生貝化石を含む高塚山粘土層下に、シルト混じりの砂層が約3mあるが、側方に急激に礫層に変化する。そしてその下位3mの大・中礫層が上位累層の基底を構成する。基底面はほぼ水平で、酸化鉄の沈殿が著しい。その下位にはわずかに南西に傾斜する黄色の火山灰層を挟む粘土層がくる、この火山灰層は、高塚山断層に沿って急斜する部分に見られる火山灰層の延長であり、更にこれは明石海岸の



第17図 高塚山西方の垂水礫層と高位(段丘)面
(昭和40年撮影) 画面の下端あたりに高塚山粘土層がある
Tarumi gravel beds and the Higher (terrace) surface,
seen to the west of the Takatsukayama area.

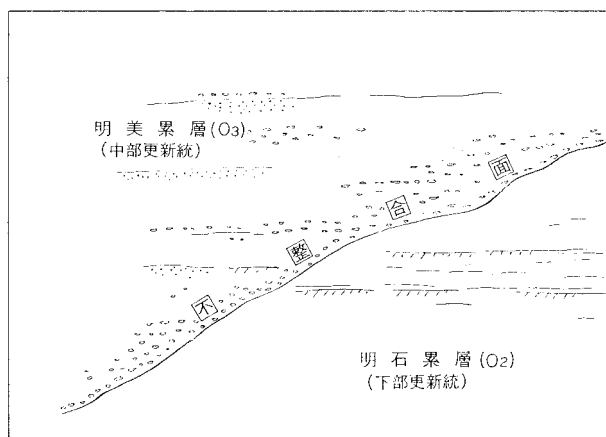
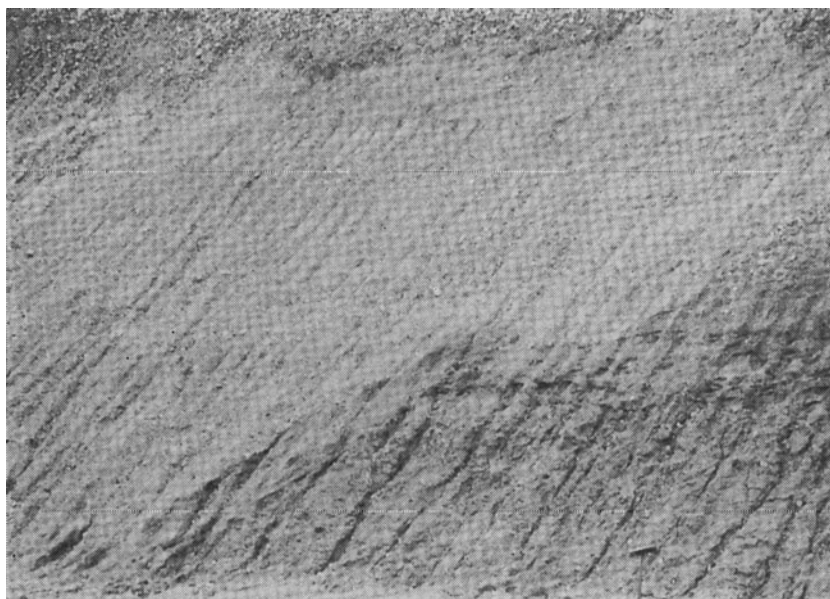


第18図 垂水礫層と高塚山海成粘土層の関係を示す大露頭 (昭和57年1月)
 A newly excavated large-scale exposure, showing the relationship between
 The Tarumi gravel beds and the Takatsukayama marine clay bed.

明石累層の粘土層内の火山灰層に対比できる可能性が多い。第21図に、これらを総合した模式断面図を示す。

高塚山粘土層は最初上治 (1937) によって発見され、福田・安藤 (1951) によって短報として、次のような化石内容が発表された。

- | | | |
|---|----------|-----|
| 1. <i>Rapana thomasi</i> (CROSSE) | rare | まれ |
| 2. <i>Chlamys yagurai</i> (MAKIYAMA) | common | 普通 |
| 3. <i>Chlamys halimense</i> (MAKIYAMA) | few | 少 |
| 4. <i>Limea orientalis</i> (ADAMS et REEVE)..... | rare | まれ |
| 5. <i>Anomia lischkei</i> DAUTZENBERG et FISCHER..... | few | 少 |
| 6. <i>Ostrea (Crassostrea) gigas</i> THUNBERG..... | abundant | 多 |
| 7. <i>Ostrea (Ostrea) densamellosa</i> LISCHKE | few | } 少 |
| 8. <i>Corbicula nipponensis</i> REEVE | few | |
| 9. <i>Cardium (Fulvia) muticum</i> REEVE..... | few | |
| 10. <i>Pitar japonica</i> KURODA | few | |
| 11. <i>Mactra veneriformis</i> DESHAYES | few | |
| 12. <i>Macoma incongrua</i> (MARTENS) | few | |
| 13. <i>Semere</i> sp. | few | |
| 14. <i>Erodona amurensis</i> (SCHRENCK) | abundant | 多 |



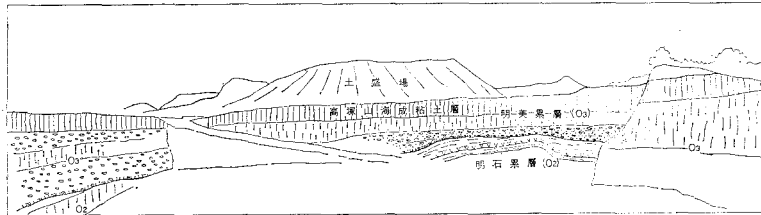
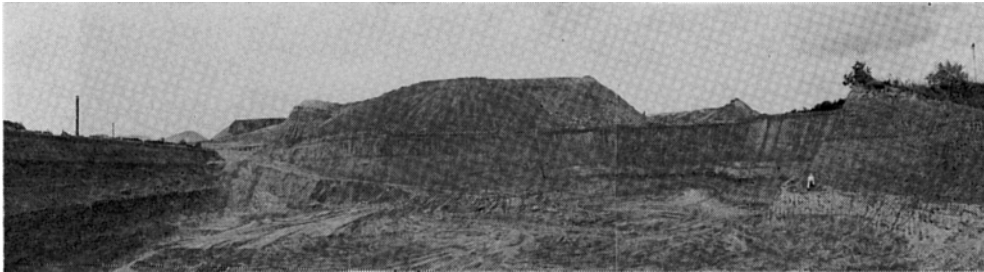
第19図 高塚山海成粘土層と下位の明石累層との不整合を示す露頭(昭和57年撮影)
An exposure showing the unconformity between the Takatsukayama marine clay bed and the underlying Akashi Formation.

などの貝化石が報告されている。新しい採集品については現在研究が進行中であり、また本粘土層の延長は広く「須磨」地域内に分布するので、その研究報告書に記載する。

高塚山粘土層の上位には10mに達する厚い白色の細砂層があり、その上位に更に10mに及ぶやや灰白色を帯びたチャートのよく円磨された中礫を含む砂層があり、その間にレンズ状に海成とみられる粘土層を挟む(第20)図。これらの砂は淘汰よく、海浜性のものと考えられる。

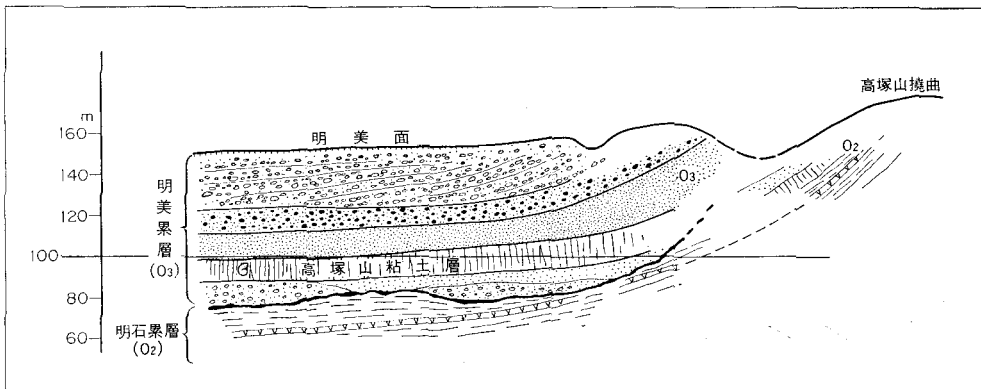
更にその上位に赤褐色を帯びた 50m に達する偽層の著しい大礫級の礫層がくるが、それらの偽層面は

著しい急傾斜を示して水平に近い下位層と斜交し、扇状地の前置層 (fore set) の堆積状態を示している。
 全体を通覧すると、不整合面以上の累層は、最初の著しい急速な海進に伴って堆積した海成粘土層が下位累層上に大規模にオーバーラップし、その後何回か瀕海状態を繰り返した後巨大な扇状地形成に移



第20図 明石累層と明美累層との間に観察された微傾斜不整合関係を示す写真及びスケッチ
 (高塚山若葉学園付近, 昭和56年4月)

A photo and a sketch showing a clino-unconformity between the Akashi Formation and the Meimi Formation.



第21図 高塚山粘土層下の不整合及び高塚山撓曲の模式断面図
 Schematic cross-section illustrating the unconformity underneath the Takatsukayama clay bed, and the Takatsukayama Flexure.

行して、その前縁は三角州としての堆積を示し、その堆積面が明美面と呼ばれる高位段丘面として残されたとみられる。この一連の累層を「明美累層」と呼ぶことにする（第21図）。

高塚山付近では、明美累層と下位層とは明瞭な傾斜不整合関係にある。しかし撓曲軸に沿って北に行くにつれて傾斜が減じ、両者の構造差が不明瞭になる。1982年前田保夫によって、伊川谷町小寺東方の造成現場において、下位累層青色の淡水成粘土層から *Stegodon akashiensis* の臼歯が発見された（第22図）。また、付近に黄白色火山灰層も存在する。以上のような点から考察すると、下位累層は明石海岸に分布する「明石累層」に対比できるとみられるので、その名称を本図幅でも使用することにします。

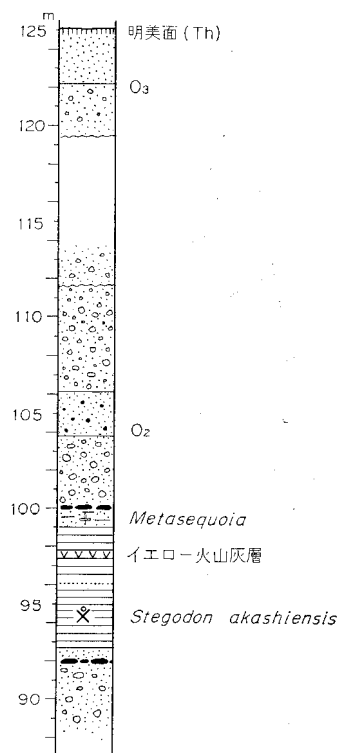
現在両累層についての古生物学的・古地磁気学的研究が継続されており、造成作業もなお進行中であるのでその詳細は「須磨地域の地質」研究報告書で一括述べることとし、現在までに知り得た点を概報的にまとめることとどめた。

明美累層に含まれる植物化石はメタセコイア帯のものを含まず、すべてブナ帯以後のものであり、また粘土・火山灰の帯磁方向も高塚山粘土層はすべて正帯磁で、その上位のレンズ状粘土層だけが逆帯磁している（第6表参照）。

以上からみても、明美累層が松山逆磁極期以後のものであり、西宮地域の満池谷累層や福知山盆地の福知山累層に対比されるものといえる。したがって、明美累層は大阪層群上部亜層群に属するものと判定される。明石累層は模式地の明石海岸における植物遺体の研究によれば、メタセコイア消滅期である上部メタセコイア帯に属し、本地区にもみられる黄白色の火山灰層はイエロー火山灰層（Ma0層準）とみられるので、明石累層は中部亜層群と考えられる。

本地区の大阪層群下部亜層群については今後の問題が多く、中部亜層群との間の不整合面の追跡は困難で、これは他地域についても同様である。ただ一か所神戸明石ゴルフ場北方の道路の切り取りにおいて、軽微な傾斜不整合が確認されたが、これより上位層は淡水粘土層が多く明石累層型であるのに対し、下位層は礫質で、流紋岩の中一礫級の円一亜円礫を多く含む特徴がある。

したがって O₁として塗色した部分は、現状ではまだ O₂と O₃間に対応するような詳細な地質図の作成は困難なので、これが暫定的なものであることを表すため「未区分大阪層群下部」との表示を入れた。大阪層群上部を含むことはありえないからである。

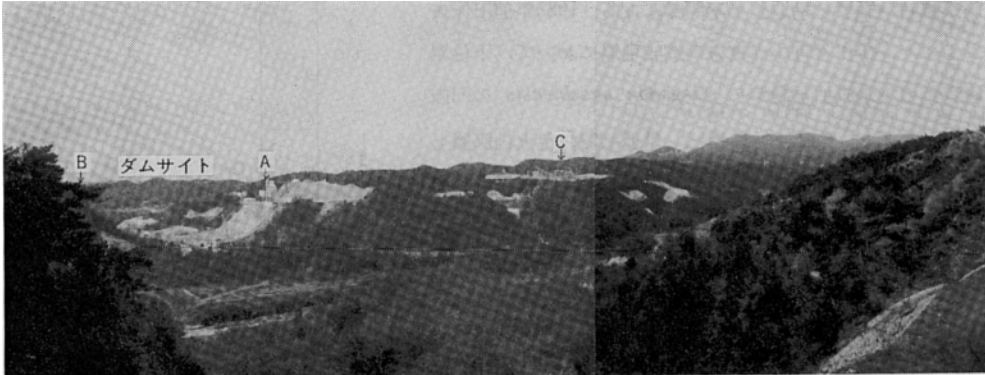


第22図 明石象発掘地点における大阪層群の柱状図

Columnar section of the Osaka Group indicating the stratigraphic position of finding *Stegodon akashiensis*. Its excavation was made in January 1982.

IV. 2. 2. 3 帝釈山地西側，神出地区の大坂層群

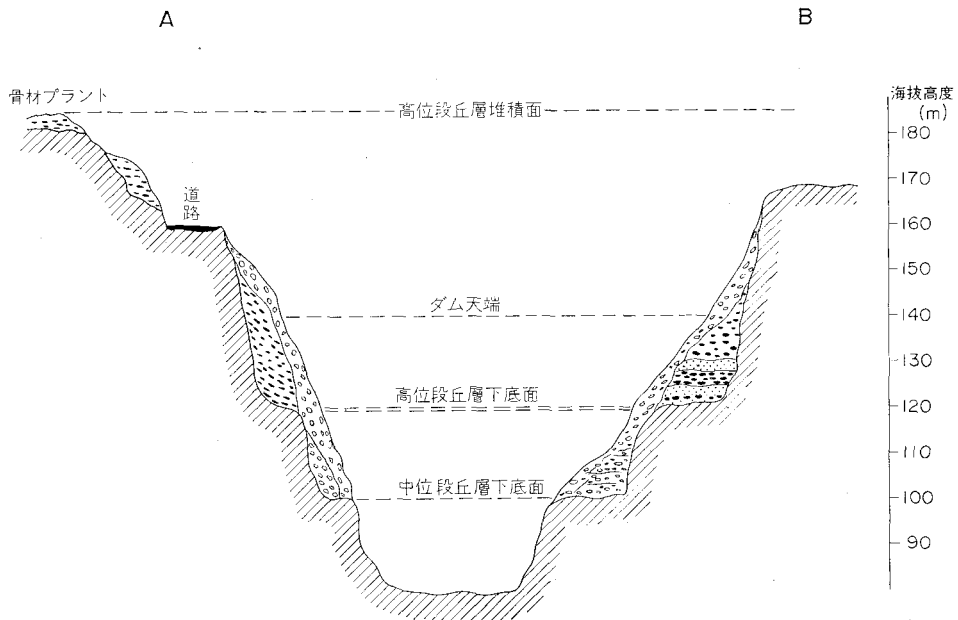
帝釈山地の西側には，シブレ山の西から笠松峠にかけて厚い砂礫層が発達している．従来これらは垂水礫層と同じく大阪層群（明石層群）最下部の縁辺礫層であろうとされてきた．そして神出町広野ゴルフ場あたりから，基盤の突出部である小丘，雄岡山・雌岡山を取り巻いて高位段丘面が拡がり，その面



第23図 呑吐ダムサイト及びその周辺の地形を示す（昭和54年12月）

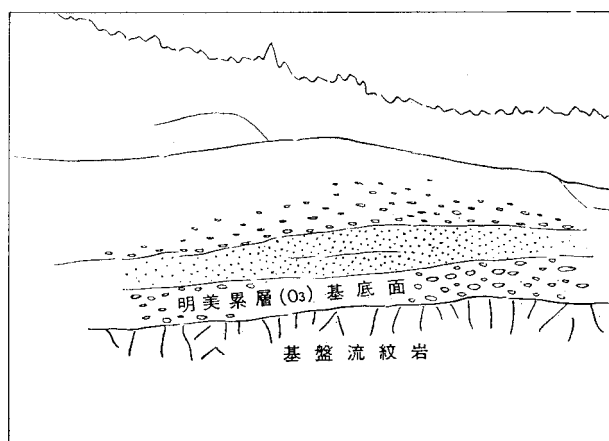
A—B：ダムサイト地点 C：第26図の位置

A photo showing a general view of the Dondo damsite and its surroundings.



第24図 呑吐ダムサイトの断面図

A simplified cross-section of the Dondo damsite, showing the terraces of the basement rocks and overlying terrace deposits (Meimi Formation).



第25図 呑吐ダムサイトの礫層 (第23図B地点, 昭和55年2月9日撮影)
Gravel beds (Meimi Formation) at the Dondo damsite [Point B of Fig. 23].

上には典型的な赤色泥層が分布していることで知られていた。

しかしながら、ここでもこれらが二累層に分割されることが明らかになってきた。その一つの根拠は神戸市垂水区神出町の雄岡山南麓から石田 (1978) によって報じられた。このあたりは高位段丘面の発達域であるが、その面上より約 20m 下位に軽微な傾斜不整合が認められる。下位累層はよく固結して淡水成の粘土層を挟み、岩相は明石累層と酷似し、わずかに西方に傾斜するのに対し、上位累層はほぼ水平で、約 3 m の固結度の弱い海成粘土がオーバーラップし、厚さ 10-25cm の火山灰を挟んでいる。この火山灰層の分析結果は、大阪盆地南部の信太山の Ma 9・Ma 10 付近の和田・八田火山灰層と類似

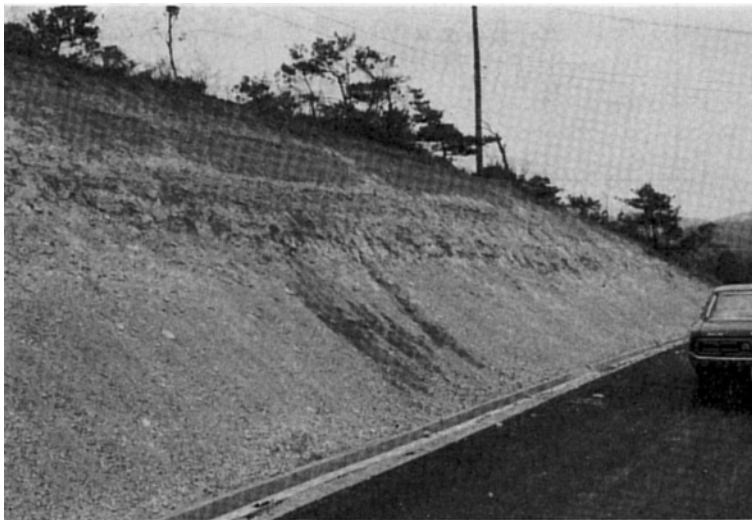
し、また他の粘土層が正帯磁しているのに対し、この火山灰層だけが逆帯磁エクスカージョンを示していることから大阪層群最上部と推定された。

一方、農林省の東播用水計画の一環として、山田川が帝釈山地を先行的に切る峡谷部に呑吐ダムの建設工事が開始されたが、このダムサイトの兩岸の掘削によって重要な事実が判明した。第23図はダムサイトの遠望で、第24図は川筋に直角な方向の断面図で、数字は海拔高度を示したが、これらは工事用の測量に基づいているので信頼に足るものである。

本図に示されるように、施行前には表面から見ると両側の流紋岩の急斜面を覆う崖錐とみなされていたものの内部に、層理面の明瞭なシルト層を挟む礫層が潜在していることが判明した(第24・25図)。この礫層の下底は標高120mの岩石段丘面である。この礫層を上位に追うと、川の右岸では160mの道路で少し切れるが、その上の岸壁にアバットする砂礫層が続き、更に180m以上になると、流紋岩の平坦面に比較的細粒の層理の明瞭な地層が広くひろがるようになり、この面は地形的に周辺に追える(第26図)。

この断面の意味するところは次のように解釈される。これらの砂礫層は谷埋型の堆積物で、標高120mの面を川床面とする「古山田川」の谷を埋立てながら堆積した。この谷は完全に埋積され180mのレベルで堆積物は峡谷部をあふれて周囲に広がり、堆積物も細粒になり泥質物を挟むようになった。標高100mの岩石段丘面は山田川下流の中位段丘面に接続し、現川床は更にこの面を切って峡谷をつくっている。

この標高120mから180mに及ぶ60mに達する谷埋型砂礫層の確認できた最高レベルは183mであって、ダムサイト付近では山地を取り巻くように標高180-190mの範囲内で平坦性を保っている。この面は赤色泥層で被覆された「高位段丘面」とは異なるが、ほぼ堆積面を保持し、一般に「最高位段丘面」と呼ばれているような面で、赤色泥層はないが全般的に赤色を帯び風化が著しい。このレベルには、同様な面が西側の笠松峠一带に分布し、190-200mの高度を保っているが、この部分は極度に風化し、赤色化



第26図 呑吐ダムサイトの礫層(第23図C地点)
Gravel beds (Meimi Formation) near the Dondo damsite [Point C of Fig. 23].

した“クサレ礫層”よりなり、特に流紋岩礫の風化が著しい。

笠松峠の北西、独立標高点 187.3 あたりから尾根上に赤色泥層が現れ、緑ヶ岡一帯の集落には、いわゆる「トラ斑」と呼ばれる白色部を混じえるロース状の赤色土層が 2 m 近くも分布するようになり、この平坦面は更に西方に広がり典型的な「高位（段丘）面」である「明美面」をつくることになる。

以上の堆積状況からみると、本地区でも明石累層と明美累層が不整合で接する。そして明美累層は、不整合面上にオーバーラップする海成粘土層に始まり、高塚山地区と類似の三角州をつくったが、単なる山麓扇状地ではなく、山地に近づくと 50m 以上に達する厚い礫層となり、更に基盤山地内に入ると谷埋型の累層となり、福知山累層の堆積環境と一致するようになる。

IV. 2. 2. 4 明石川・伊川間の大坂層群

明石川・伊川間に分布する標高 100-150m の丘陵も大坂層群よりなるが、前節二地区と異なる点は、赤色泥層を伴う明美面の分布が局部的であることである。

伊川谷町井吹付近の 100-120m の尾根上には明美面が分布する、その付近の採土場の断面図を見ると、その約 30m 下方に明らかに不整合面があり、上位層は下位層を軽微な傾斜不整合で覆い、削り込み部には泥質層が堆積している。下位層だけを切り、上位層に覆われる断層の存在も確認された。上位層は明美累層と判定できる。

しかしながら前開から榎谷に通じる大神戸ゴルフ場付近の大規模な土取場の露頭でみると、成層した厚い淡水成の粘土層と砂礫層が累重し、明石累層の特徴を表している。更に榎谷川に沿う谷口付近の粘土層からはメタセコイアが多産する。また榎谷町と押部谷町を通じる道路が明石川筋に抜けるあたりの露頭にも、明石累層に類似の粘土層があり、それより下位層とは軽微な傾斜不整合関係が認められた。したがって、これらより下位の礫層は一括して下部亜層群として塗色したが、中部亜層群との間の関係は未定である。榎谷町の榎谷右岸に沿って神戸層群が局部的に露出している。

IV. 2. 2. 5 志染川以北の大坂層群

志染川以北の丘陵は大部分神戸層群で構成されているが、その尾根部を占めて大坂層群が分布する。大部分流紋岩の大礫級の礫よりなる礫層で、シルト層をレンズ状に挟む。その層準は未定であるが、O₁として塗色した。

IV. 3 明石累層・明美累層・高位段丘

IV. 3. 1 概説と定義

かつて本地域の鮮新—更新統は明石層群と播磨層群とに大別されてきた（市原・小黒，1958；市原，1960；市原ほか，1960）。明石層群は明石の海食崖に露出する累層を模式とし、播磨層群は明石層群を不整合に覆う段丘構成層を一括したものであった。前者は鮮新世から前期更新世にわたるものとみられ、後者は中期更新世以降の地層であるが、その間の不整合関係は、一見明瞭のように思われてきたが実際はそうではなかった。その関係が最近の西神地区の大露頭の出現によって明瞭になってきたのである。

その従来の見解との差は、これまで鮮新—更新統とされてきた明石層群の縁辺礫層とみられてきた垂水礫層と、その中の大阪層群の Ma 1 ないしは Ma 2 層準のものとみられてきた高塚山の海成粘土層とが、今回中部更新統として明石層群から分離された点にある。

そこで本地域の鮮新—更新統を再編成するに当たって、明石層群と播磨層群という名称を再定義する方法も考えるべきであろう。しかしながら今回の結論は本地域の第四紀地史に重要な改訂を加えるものであり、再定義だけでは混乱が生じると思われる。更に大阪盆地内の大阪層群と東播盆地の明石層群との関係も大綱が明らかにされてきているので、本章で総括し、次のように地層名の再編成を行って記載することにした。

本地域の鮮新—更新統を、下位から明石累層・明美累層・西八木層に分けることにする。そして明石累層の下位に未区分層をおく。

明石累層 (O₂) は明石海食崖に露出する累層を模式とし、大阪層群中部亜層群に含まれるものである。この累層名は既に明石層群の代わりにも用いられているが、ここではこの意味に限定使用する。

明美累層 (O₃) は神戸市垂水区高塚山から垂水に至る地区を模式地とし、大規模な扇状地性三角州堆積層を主とし、明石累層を不整合に覆う累層である。その堆積面が従来明美面と呼ばれてきた高位段丘面である。したがって、従来明美面の構成層として漠然と使用されてきた明美礫層はこの中に包含されることになる。

現在西神地区の開発による造成が進行中で、模式地の大部分は隣接「須磨」図幅に入るので、その研究報告書に詳しく記載することにする。

西八木層 (Tm) は、明石海食崖の西八木付近を模式地とする明石累層を不整合に覆う海成層を挟む礫層で、その堆積面が西八木面（かつては大久保面）と呼ばれ中位段丘面とされているものである。

明石累層より下位とみられる礫質の累層は、一括して大阪層群下部亜層群 (O₁) としたが、中部亜層群との境界は暫定的であり、未区分大阪層群下部の混入もありうるものとした。

IV. 3. 2 野外でみられる明石・明美累層間の関係

東播盆地全域にわたる鮮新—更新統は市原（1960）によって総括され、その後若干の改訂意見も提出された。これに対して本報告に使用した地層区分は明美累層と明石累層との分離において大幅な改訂を行ったが、これに関する古生物学的・古地磁気学的研究の詳細は1984年完成予定の「須磨地域の地質」で述べることにし、ここでは主として本地域内における野外調査に基づく結果をまとめておく。

高塚山粘土層とされてきたものは、神戸市垂水区で、高塚山撓曲の西側にある若葉学園敷地付近に分布する海成粘土層である。これには多量の海生貝化石が含まれ、舞子貝層と多くの共通種をもち、特に *Erodona amurensis* の産出で注目されてきた。今回の造成工事によって、本粘土層が広範囲に連続的に露出して、ほぼその全貌が判明し、また最近前田保夫らによって単体サンゴの化石が発見された。

高塚山粘土層は若葉学園敷地一帯においてはほぼ水平に見えるが、広い範囲で見ると緩やかに南西に傾き下っている。そしてその東端は砂層を挟むようになり、高塚山撓曲に沿って傾斜する明石累層にアバットする。第19図はその部分を示すが、右側の層理の明瞭な明石累層が水平に見えるのは、この断面が同層の走向にほぼ平行な南北断面であるためである。撓曲部から少し離れた部分の両累層の軽微な傾

斜不整合は第20・21図に示される。

高塚山粘土層の上位にくる厚い砂層や扇状地性の礫層も、明石累層に対して巨視的にはアバットしているのであるが、撓曲部に接近するにつれて緩やかに傾斜し、ともに撓曲運動に参加していることが大露頭で明瞭に観察されるが（第18・21図参照）、これについては構造の章で述べる。

若葉学園より北方の伊川に接近した地区で見ると、明石累層と明美累層とはほぼ水平で整合的に見え、その境界を明瞭に指摘することは好条件に恵まれた大露頭でも困難である。しかし、その下位の淡水成粘土層からは前田保夫によって *Stegodon akasiensis* が発見されているので、明石累層の存在は明らかである（第22図参照）。そして上位層には2枚の海成粘土層が西方に広く追跡できるが、撓曲部にはつながらないところをみると、若葉学園地区と同じく撓曲する明石累層にアバットすると考えられる。またこれらの粘土層は古生物・古地磁学的にみても、中期更新世のものともみられるのである。

以上の野外調査結果からみると、高塚山海成粘土層と雄岡山付近に分布する神出海成粘土層は共に明美累層に属するものであり、その南西方の明石市岩岡町赤坂付近に露出する赤坂粘土層も同様とみられる。しかしながら、これらの粘土層が大阪盆地におけるどの海成粘土層に当たるかは今後の問題である。

IV. 3. 3 明美累層と高位段丘

丘陵背面に近接して広く分布する明美累層の平坦面は明美面、加古川本流沿いに次第に河岸段丘的になる面は浄谷面きよたにと呼ばれ、両者ともに赤色泥層をのせ、赤色風化が著しいので、近畿における「高位段丘」の模式的なものとされてきた（市原、1960）。

しかしながら、この平坦面形成に関与している地層はどこまでかという点になると極めてあいまいで、定説がなかった。平坦面下の礫層は「明美礫層」と呼ばれ、「明美礫層は、チャート・流紋岩類の大礫・中礫級の礫を主とし、シルトを挟む赤色土化を受けた地層（層厚 0-7m±）」（市原、1960）と記載されてきた。しかしこの定義を全域に当てはめ、礫層中に明瞭な不整合面を追跡することが困難であることがかねてより指摘され、表面の赤色泥層だけが段丘構成層であるという意見もあった。

高塚山西方の大露頭で見ると（第18図）、平坦面下には30mに達する礫層があり、この部分は偽層が著しく、その傾斜角は40°にも達する。それに対してその下位にくる砂層や粘土層はほぼ水平に近く、わずかに南西方向に下っていく傾向があるにすぎない。明らかに明美累層の後半期は、粘土層や砂層の累重していく堆積環境から、急激に扇状地性三角州型の堆積環境に変化してきたことを示している。これは何を意味するものであろうか。

それは高塚山撓曲に沿って東側の六甲側が加速的に隆起し、更に高取山の花崗岩山塊の急上昇によって浸食作用が急増し、高取山山塊からもたらされた花崗岩礫や、白川地区に広く分布していたとみられる大阪層群下部亜層群（O₁）や神戸層群から再浸食されたチャートや流紋岩礫を混じえて、前置層として押し出したのである。偽層の方向性は、三角州の発達が南西方向の垂水海岸方向に行われたことを示している。

次にこの地区の段丘面についてみると、高塚山撓曲に近接した部分は表面が赤色を呈しているが、やや浸食された状態にある。しかしながら、撓曲帯から約500m離れたあたりから赤色泥質層が現れて

平坦面となって南西方向に広がり、垂水の海岸近くでは、海浜細礫 (beach pebble) を何層も挟む厚さ数 m 余の赤色砂層となる。このような性状からみて「高位段丘面」を形成する赤色泥質層は、この扇状地性三角州堆積物の頂置層、すなわち、大規模な斜交偽層理をつくりながら前進する礫質の前置層の形成によって浅海化した海底に沈積した泥層で、その沈積後急速に離水したものと考えられる。すなわち「高位段丘面」は三角州型の明美累層の堆積面ということになる。

雄岡山・雌岡山付近の神出町一帯は、この地域で最も典型的な高位段丘面をもち、場所により 2 m に達する赤色泥質層が見られる。「トラ斑状」あるいは「シモフリロース状」と呼ばれる赤色土の中に白色部が入り混じる現象も顕著に見られる。この上部は土壌化している部分が多いが、下部には明らかに葉理が発達していたり、細礫が分布しているところがあり、神出町あたりから加古川河口部に向かって扇形状に広がる分布形態からみても、赤色泥層が頂置層的性格を持つもので、赤色風化物が堆積したものと考えられ、それに後の土壌化作用が加わったものであろう。

IV. 4 段 丘

従来、この地域の段丘は、高位段丘・中位段丘・低位段丘に区分されてきたが、高位段丘が大阪層群上部亜層群、すなわち本図幅地域における明美累層 (O₃) の堆積面であることが明らかになったので、一般的な意味での段丘は中位段丘と低位段丘とになった。

IV. 4. 1 中位段丘 (Tm)

中位段丘は、神戸層群や大阪層群で構成される丘陵地を開析する河川、志染川・山田川・櫛谷川・伊川・福田川などに沿って河岸段丘として発達している。大部分厚さ数 m 程度の礫層よりなる。

これらの段丘に対応する海岸段丘は、垂水から明石を経て加古川河口に至る播磨灘沿岸に広く見られる。この段丘面は明石累層を不整合に覆う西八木層の堆積面で西八木面 (旧大久保面) と呼ばれるが、不整合面の切れ込み部を埋めて海成層が見られ、海進期に対応していることがうかがわれる。関東地方における下末吉段丘に対比される (市原・小黒, 1958; 市原, 1960; 市原ほか, 1960)。

六甲南縁に沿っては、「大阪西北部」地域内の西宮市域に広く発達し、上ヶ原段丘と呼ばれる扇状地性の段丘が中位段丘である。しかしながら諏訪山断層崖に沿う部分には市街地化されているため、明瞭な中位段丘は識別しにくい、恐らく山麓扇状地性とみられる。

IV. 4. 2 低位段丘

低位段丘は六甲の南麓に見られ、神戸市街地の主要部を占めている。完全に市街地化されていてその詳細は明らかでないが、主として瀕海性の砂層できていとみられる。完新世における縄文海進の海岸線はほぼ国道 2 号線の位置に当たるが、それに沿って旧海食崖が続いている。

最も典型的に旧地形が保存されているのが、神戸市灘区岩屋中町にある敏馬神社の境内である。入口は国道と同じ高さで、海岸沖積平野の延長に当たり、標高は 4 m、縄文海進の汀線に当たる。神社は標高 10m で、低位段丘の末端に当たる。

IV. 5 沖 積 層

六甲南麓の幅狭い海岸平野や台地については従来まとまった研究がなかったが、最近になって岩見義雄によって多数のボーリング資料を利用して総括が行われた（岩見，1980；藤田，1980；岩見ほか，1982）。

岩見はこの地区の表層地質区分として玉石地帯（ST）・砂州（S）・粘土多質地（CL）・砂粘土地（Sc）とに区分したが（第27図），これらはよく沖積層の堆積環境を反映している。

Sc はほぼ旧海岸線（埋立地造成前の海岸線で，明治18年測量地形図に見られる海岸線，第5図参照）に平行に延びている。その北限をみると地形的段差と一致し，標高4mあたりで境される。その境界が最も典型的に見られるのは，神戸市中央区の国鉄臨港線が国道2号線と高架橋で交差する地点から浜脇町・灘区岩屋中町にかけて，国道沿いに延びる微高地の末端をつくる崖で，低位段丘の末端に当たる。

この海岸低地から埋立地帯にかけての模式断面図を第28図に示す（前田，1980b）。

1) 砂礫層

主に粗粒の陸成堆積物からなる。花崗岩礫が多く，なかに古生層の礫も混在していて，これらは花崗岩質の粗砂で充填されている。厚さ10mを超すことが多く，なかには20mを超える厚層もある。そしてこの砂礫中には数枚のピート（植物の未分解質からなり，泥炭ともいう）を挟む。

この堆積物は最終氷期に大阪湾が陸化していたとき，六甲山地からの風化碎屑物が河川によって流送されたものであり，山麓地帯特有の扇状地堆積物である。その形成時期については，第7表に示す。¹⁴C法による年代測定値がある。

2) 砂質粘土層

腐植質を含む黒っぽい貝殻混じりの砂質粘土層である，厚さは一般に薄く，数mまでである。この砂質粘土層は，完新世に入り海が進入してきたときの汀線付近の堆積物であった。したがって当時の汀線の形態によって，堆積物の特徴が異なる。例えば出入りのない平滑な海岸では花崗岩や古生層の細礫－粗砂を含むが，後背湿地や潟では比較的細粒で粘土分の多い堆積物からなっている。その¹⁴C年代は8,000-7,000年前を示す例が多い。

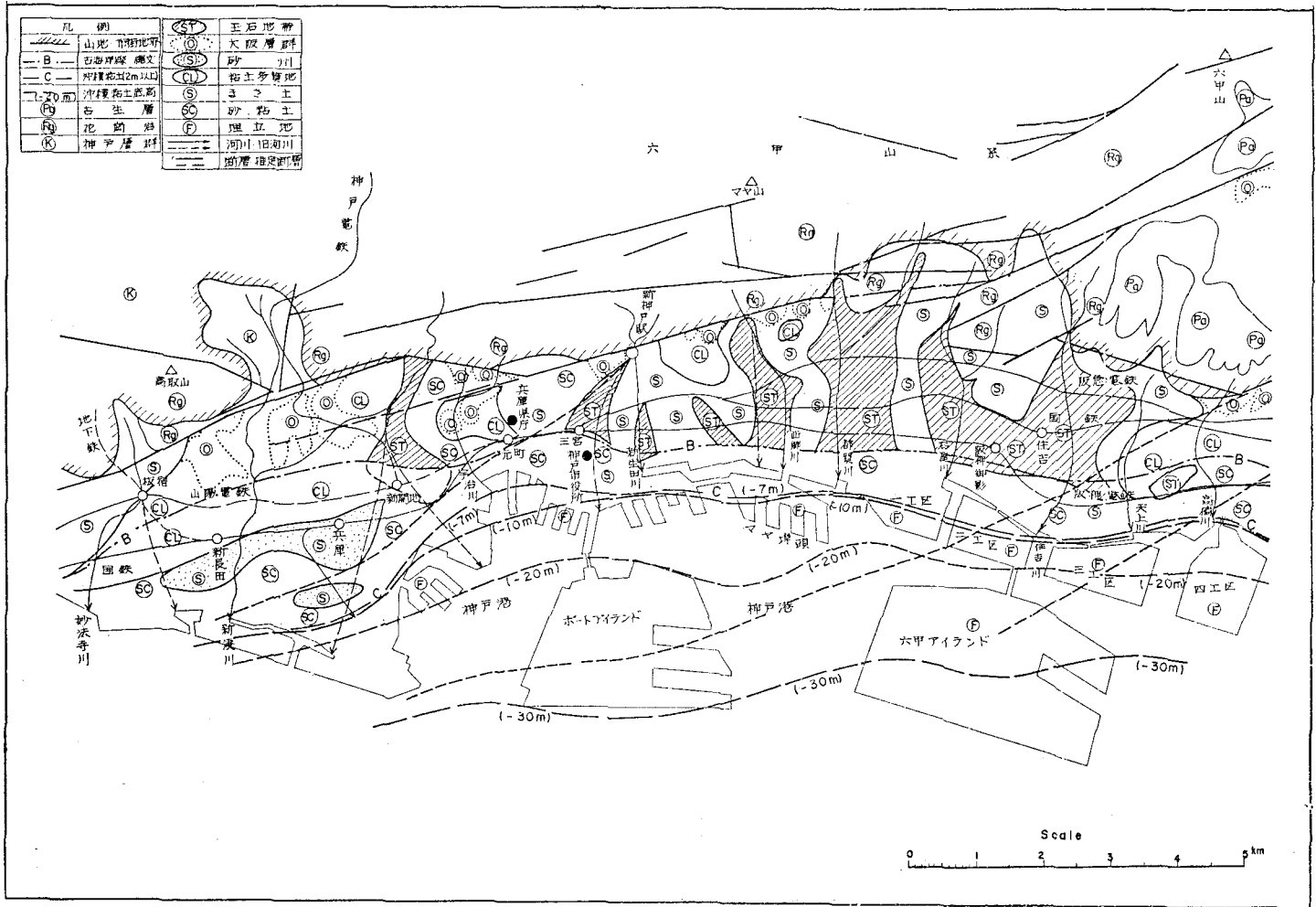
3) 粘土層

ボーリング調査報告書には，「暗青灰色の貝殻混じりの粘土層」と記載されている粘土層である。縄文海進の海面上昇によって形成された海成粘土層でN値が極端に低い。厚さは数mより20m近くもある。

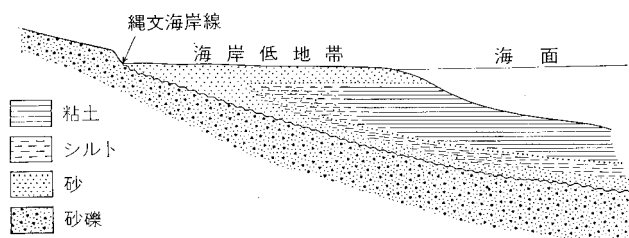
4) 砂層

縄文海進の高海面期（約6,000-5,000年前）の後，海面はわずかに低下していく。その当時陸上河川から流入した砂が汀線付近に堆積したのが，この砂層である。したがって，河川が直接流れ込む河口付近の三角州地帯と和田岬の砂州地帯にはよく発達するが，沖合に延びては分布しない。通常この砂層の下位には粘土層の分布する例が多い。

以上からみると第27図のScの北縁を表しているB線は，“沖積層”の堆積をうながした縄文海進のピ



第27図 神戸市市街地地盤概要図 (岩見, 1981)
 Subsurface geologic map of the Kobe City area.



第28図 海岸部の地盤構成 (前田, 1980b)
Diagrammatic cross-section of the alluvium along the coastal area

第7表 六甲アイランド海底下のピートの年代
¹⁴C ages of peat obtained from sea-bottom sediments underneath Rokko Island.

標高 (m)	¹⁴ C年代測定値 B.P.	測定番号	試料
-24.30	15,100±200	N-1926	ピート
-25.70	16,700±235	N-1927	"
-26.60	25,300±415	N-1928	"
-29.40	27,800±770	N-1929	"

一ク時における古海岸線であり、その年代は約6,000年前と見られる。前田(1980a)によれば、大阪湾及び播磨灘沿岸での海水面高度は、約10,000年前で、-31m、8,000年前には-20~-18m、6,000年前には+3mまで上昇したが、その後は小規模の変動を続けながら現在に至ったとみられる。

B級以北を見ると玉石層(ST)の分布が著しいが、これらは住吉川・石屋川・都賀川・西郷川・旧生田川などの現在の河川に沿って分布している、六甲の急斜面を侵食する川から流出する土石流が形成した山麓扇状地であることがわかる。そしてそれらの先端は縄文の海岸線で切られていたことがうかがえる。その後これらの川筋が人工的に堤防で固定されるようになって、川床が急上昇し、川床面が周囲の沖積平野面よりも高い天井川が形成され、洪水の危険性が增大してきた。これに対応して生田川・湊川の流路変更工事が行われてきたのである。

玉砂利帯の間には砂層が発達する。これは山麓扇状地の間に挟まれた扇間盆地に堆積した細粒層を表すものであろう。粘土質の多い(C1)は、地形的にみると中位段丘層に当たるとみられ、生田川と西郷川の間では標高40-70mの高度をもっている。明治18年測量の地形図にもよく表れているように、これは現在の西郷川の流路によって形成された扇状地とは考え難い。巨視的に見ると古い扇状地ほどその扇頂部が六甲山地からの川の出口より西方にずれているようにみえる。これは諏訪山断層に沿う右横ずれ変位を表しているものとみられるが詳細な復元は困難である。現在の川筋はその後に扇間盆地の低い部分に流路を変更したのものもある。

IV. 6 埋立地

本地域の海岸は、神戸港の建設に伴って明治以来多くの埠頭建設が行われてきたが、特に昭和30年以

降大規模な埋立^{つるかぶと}地造成が神戸市によって行われた。その中でも、五助橋断層と諏訪山断層の交差部に位置する小丘である鶴甲山を全部切り取り、鶴甲団地を造成するとともにその土砂を地下のベルトコンベアで海岸に運搬し、摩耶埠頭を建設した工事は有名である。これは地質的にみると鶴甲山の花崗岩が完全に破碎状態にあったことを意味する。渦ヶ森団地も同様の工法で造成された。

ポートアイランドの埋立用土砂は、主として西神地区の神戸層群・大阪層群を利用している。

V. 地 質 構 造

V. 1 概 説

本地域の地質構造は極めて複雑であり、少なくとも第2・4図に示された程度の広い範囲に視点をおいて考察する必要がある。これらの構造は、いろいろの地質年代の構造の複合であるが、まず古期地質構造と新期地質構造に分けて考えるのが便利である。前者は基盤岩の構造で、本州弧の基盤の帯状構造と密接な関係があり、本地域は丹波帯と領家帯の境界部に当たっているという認識が基本である。年代的には先中新世で、メソテクトニクスの時代に当たる。

新期構造はネオテクトニクスに当たり、被覆層に関連する構造である。これは年代的には中新世以降であるが、本地域では特に第四紀の地殻変動が著しく、多くの断裂を伴い、高起伏の今日の構造地形をつくった。これを「六甲変動」と呼ぶ。この造構運動は単に被覆層の形成とその変形・変位をもたらしただけではなく、基盤岩にも新しい構造を加えたのである。

もうひとつ大事なことは、本地域を含む六甲山地を境として、東側と西側とでは著しく構造が異なることである。東側は近畿トライアングル（Huzita, 1962）の西部を占めて構造起伏が大きく、断層が発達するのに対して、西側は安定的でこの状態は中国地方に続く。すなわち、本地域は日本列島の中でも重要な新期地質構造区の境界部を占めるといえる。

V. 2 古期地質構造

後期中生代の火成活動の産物である有馬層群（流紋岩類）、及び新生代中新世以降の被覆層—神戸層群以後の地層を取り除いて考えると、「神戸」地域は本州弧に平行な帯状分布をする丹波帯と領家帯の境界に位置している。丹波帯南縁の地層が六甲山地内にルーフペンダントとして残り、山田川流域に点在し、また明美丘陵に残丘として突出し雄岡山・雌岡山を構成している。領家帯の岩石としては六甲山地南縁を構成する布引花崗閃緑岩がその一員である。

V. 2. 1 丹波層群の構造

この地域の丹波層群は、分布が断片的であり貫入岩類の影響を受けていることなどから、その構造をつかみにくい。頁岩・砂岩を主とし、ときにチャート等の岩相が見られ、ほぼ東西方向の走向をもち、急傾斜を示すものが多い。丹波層群の地質時代はかつて新古生代といわれていたが、近年コノドント等

微化石の研究により中生代三畳紀のものがかなり含まれ、更に丹波帯中央部では中生代ジュラ紀のものも発見されている。丹波層群の浸食平坦面上に不整合で緩傾斜の有馬層群の火砕岩が重なることから、丹波層群の褶曲構造完成後に準平原化があり、中生代白亜紀の有馬層群の堆積が始まったと考えられる。

V. 2. 2 有馬層群の構造

有馬層群の大部分が無層理均質な火砕岩から構成されるため、最近まで層序が確立せず、したがって構造が不明なところが多かった。そして凝灰質泥岩の分布から東西性の褶曲軸をもった緩傾斜の波曲構造をとり、丹波層群を明瞭な傾斜不整合で覆うとされてきた（西南日本内帯総研グループ、1967）。

本地域の北東に当たる北摂山地で初めて有馬層群の層序が確立し、水中堆積層である僧川凝灰質泥岩層と玄能池砂質凝灰岩層の構造から、有馬層群の構造を解析することができた。

僧川層は北摂山地の南部では東南東—西北西の走向をとり、20度前後の南傾斜を示すが、北部では東北東—西南西の走向となり北へ20-30度傾斜している。玄能池層も僧川層と調和した構造を示している。これらの点から北摂山地の有馬層群は東西性の軸をもった背斜構造が考えられる。背斜の頂部は西北西—東南東方向の十万辻断層と中山断層に挟まる地域であり、新期地質構造の影響を考慮しなければならないが、有馬層群を被覆する神戸層群がこれら2断層によって切られて、高度差は生じたがほぼ堆積時の水平に近い構造を保存していることから考えて、神戸層群堆積前に東西軸をもった緩傾斜の背斜構造が形成されていたと判断される（KASAMA and YOSHIDA, 1976）。

帝釈山地の有馬層群には、水中堆積層である衝原砂質凝灰岩層があるが、その分布が限定されるため鍵層によって構造を明確にできない。かつてこの地の火砕岩を有馬層群と金剛童子層群に区分していたように（藤田・笠間、1965 b）、有馬層群IIステージの玉瀬結晶質凝灰岩層と有馬層群IIIステージの丹生山凝灰角礫岩層との間には不調和な関係が認められる。

V. 2. 3 貫入岩類の構造

丹波帯と頭家帯の境界に進入した岩体が六甲花崗岩である。本図幅地域では、丹波層群は六甲花崗岩のルーフペンダントとして残っているものが認められる。

頭家帯の一員と考えている布引花崗閃緑岩とは、急傾斜接触面をもつ側面接触をしており、接触部付近の布引花崗閃緑岩は貫入影響により珪長質鉱物の増加がみられる。

有馬層群と六甲花崗岩との関係は、有馬—高槻構造線など断層関係で接するところが多いが、本地域内の射場山や、石楠花山などでは中傾斜の側面接触をしている露頭が見つかっている。有馬層群玉瀬結晶質凝灰岩層が六甲花崗岩の貫入により、ホルンフェルス化を受けており、その接触面はほぼ東西の走向をもち北落ち40-60度の傾斜を示している。有馬層群は一般に緩傾斜の波曲構造をしているが、六甲花崗岩との接触部では接触面と平行する中角度の単斜構造を示し、六甲花崗岩貫入の影響による構造変化と推定される。

六甲花崗岩は東北東—西南西に伸長した岩体であり、その南北両翼の接触関係から、北側に傾斜した岩体でもある。丹波層群・有馬層群との関係から、比較的浅所に貫入したものと考えられる。

岩脈類の分布と方向性は、中生代末—古第三紀の構造支配によって規制されたものと考えられるが、岩脈類の前後関係など、まだ未解決の問題が多く残っている。

V. 3 新期地質構造

本地域の新期地質構造は著しい断裂の発達で特徴づけられている。したがって、まずそれらについて記載した後、構造の発展過程について述べることにする。

V. 3. 1 断層系

地質図及び第4図に見られる通り、複雑な断層系が六甲山地周縁に集中しているが、その西方・北方へはほとんどなくなることが注目される。これらの断層は以下の4系統に大別され、それぞれ特徴がある。

NE-SW 方向：五助橋断層・渦ヶ森断層・大月断層・諏訪山断層・布引断層・須磨断層・湯槽谷断層・射場山断層・古々山断層など。

WNW-ESE 方向：藤原山撓曲（断層）・有野断層・淡河断層・万福寺断層・論破山断層（撓曲）

E-W 方向：六甲断層・淡河断層・北摩耶断層・六甲山地南縁の推定断層など

N-S 方向：高塚山撓曲（断層）・丸山断層・鈴蘭台撓曲など

もちろん、どの系統に入れるべきか迷うものも存在するが、これらは断層地塊内に発生した2次的なものである。

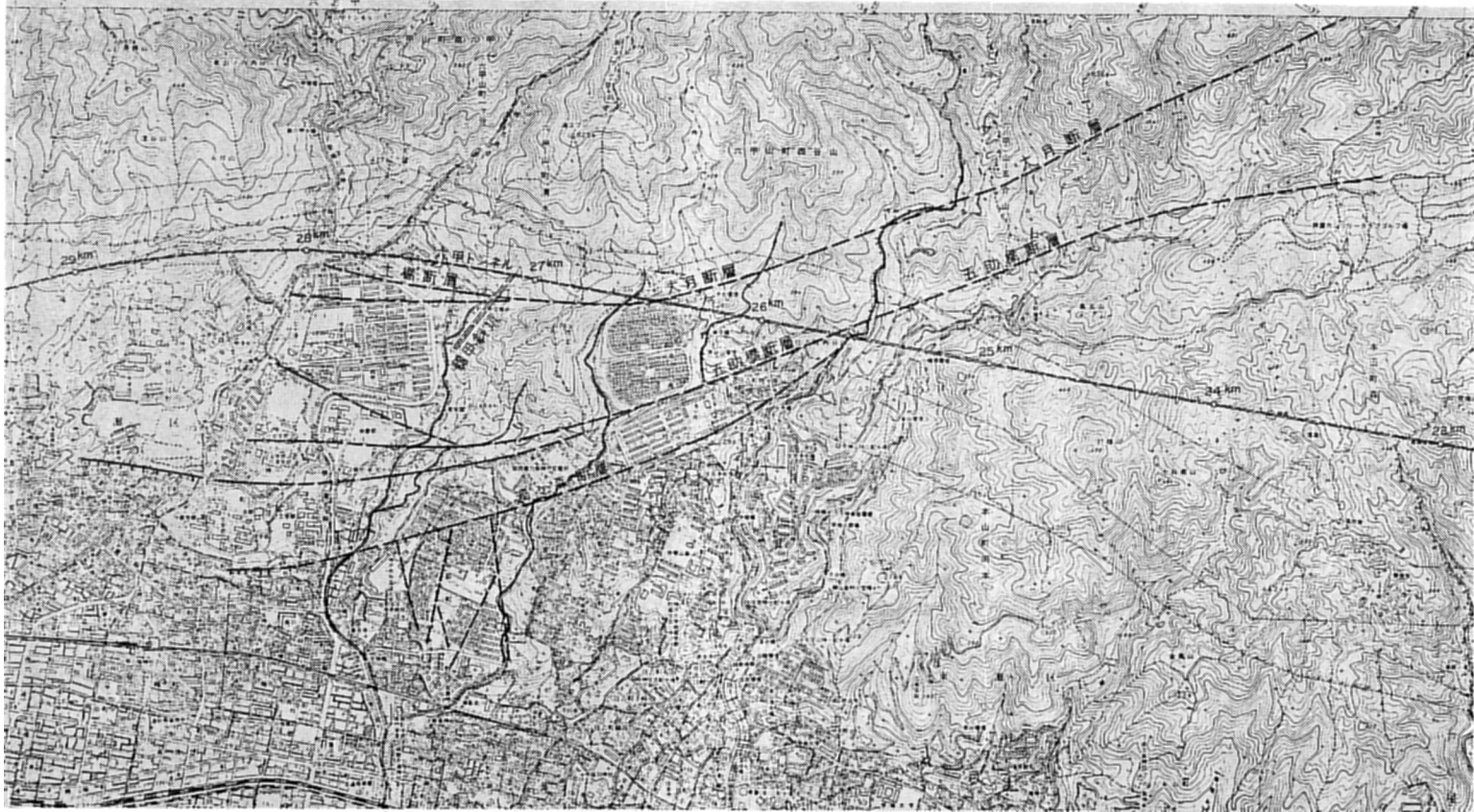
V. 3. 1. 1 六甲山地の断層系

V. 3. 1. 1. 1 五助橋断層

六甲山地を二分する大断層で地形的にも顕著であるが、本地域にはその南西端が現れているにすぎない。住吉川の谷はこの断層線に沿って浸食された断層谷で、昭和13年の阪神大水害時に大規模な土石流を発生した。本断層の最も観察し易い地点は、「大阪西北部」地域内の芦屋ゴルフ場第4番ホール東側の切り取りであったが、現在この露頭はなくなった。六甲花崗岩が、大阪層群下部とみられる礫層上に、30度に近い低角度で衝上している。上盤の花崗岩は約3m以上にわたってはなはだしく圧砕されている。上盤のクリープによる垂れ下りが低角度衝上の露頭をつくっているとみられ、深部では高角度になると推定される（藤田・笠間，1982，第54図）。同様な露頭は、住吉川上流の五助ダム付近でも見られる。山陽新幹線六甲トンネル掘削時の観察によると、次記大月断層との間は全般的に約1kmにわたって圧砕がはなはだしく、その内にはNW-SE系の小断層も多く見られた。

五助橋断層が山地の南端に達するあたりから、住吉川は方向を南に転じて断層を離れる。しかし断層は多数の小規模断層に分岐しながら広い破碎帯をつくり、この部分に台地が発達し、神戸大学などの敷地となっている。この部分では破碎花崗岩上に扇状地性の礫層が分布し、その堆積面は高位段丘面に対比されるが、断層により著しく変位し、その断層崖は20m余に達する。

この地区は鶴甲山などの掘削による鶴甲団地や渦ヶ森団地の造成により、往時の地形はほとんど失われているが、第I図版の昭和24年撮影の空中写真は、この台地部を浸食する石屋川の各支流が右ずれ水



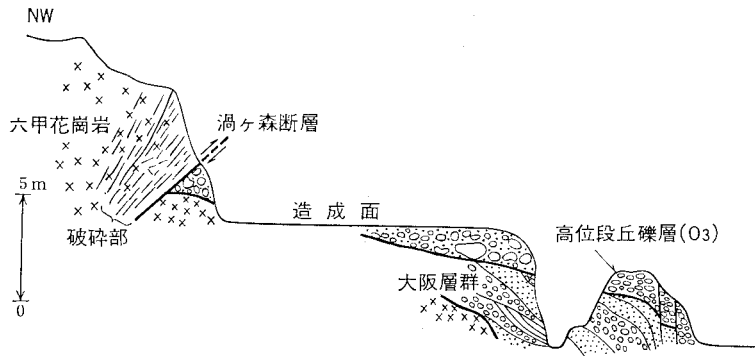
第29図 五助橋断層及び大月断層に見られる右横ずれ変位地形（地形は昭和50年当時） 1万分の1の原図を約3万分の1に縮小
 Right-lateral horizontal displacements along the Gosukebashi and Otsuki Faults.

平変位を示すことが明瞭にうかがわれる。その量は約 300m で、これが高位段丘形成後の約 20 万年前以降の変位とみられるから、1.5mm/yr の平均変位と推定される。第29図は昭和50年測量の地形図に断層と水系を記入したものである。

V. 3. 1. 1. 2 渦ヶ森断層

渦ヶ森断層は五助橋断層より分岐する副断層で、現在の渦ヶ森団地の南縁を通り、その露頭は県指定天然記念物として保存されている。

渦ヶ森団地造成時に大露頭が出現した。その状況とやや模式化したスケッチを第30図に示す。北側の花崗岩体が、南側の花崗岩体の上になずかに残存するこぶし大の礫を含む礫層上に低角で衝上する。この礫層は、その延長が急斜する細粒の大阪層群を水平に覆うので、高位段丘礫層とみられる。



第30図 渦ヶ森断層の断面
Profile of the Uzugamori Fault.



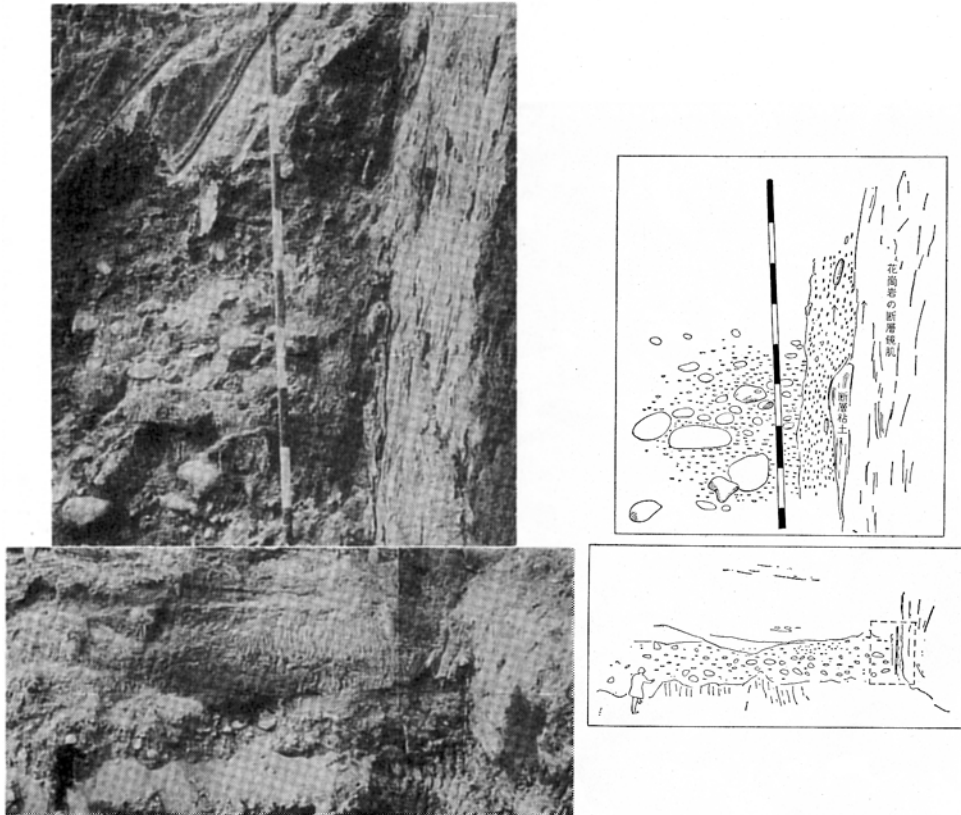
第31図 鶴甲団地造成時に露出した大月（土橋）断層（昭和44年）
左側の白い部分が破碎花崗岩，右側が崖錐状角礫層。

An outcrop of the Otsuki Fault exposed during construction for Tsurukabuto residential area, cutting underneath the talus gravels (right side).

V. 3. 1. 1. 3 大月断層

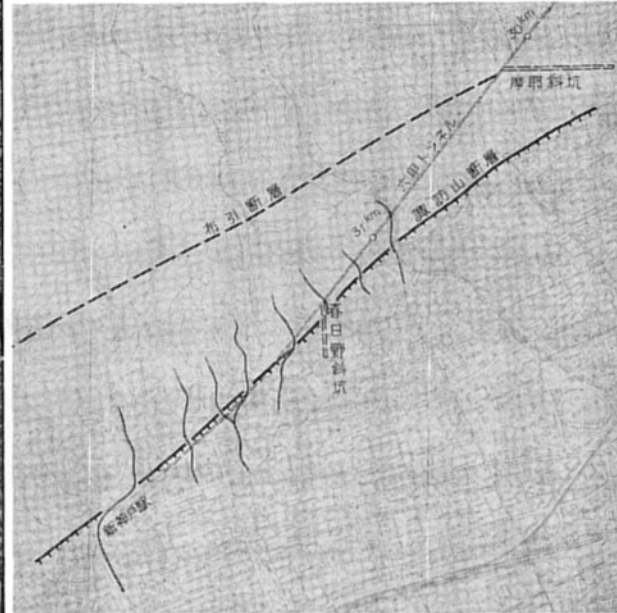
ほぼ五助橋断層に平行に走るが、傾斜は垂直に近くて、空中写真で見ると、みごとなリニアメントがみられ、地形的に新鮮である（藤田・笠間，1982，第55図参照）。

昭和 44-45 年における山陽新幹線六甲トンネル掘削に際して、鶴甲工区斜坑及び本坑において本断層に遭遇したが、破碎著しく多量の湧水があり、難工事となった。現在水抜き坑を利用して、断層付近の地盤変動測定装置が設置されている。本断層の鶴甲団地への延長上（この部分は土橋断層とも呼ばれるが、本報告では大月断層に一括する）で、断層直上の構築物の亀裂や変形が見られたが、これは単なる断層両側の地盤の相違による不等沈下だけではなく、鶴甲山塊を取り去ったために、断層粘土が流動・膨張を起こしたのではないかと考えられる。第31図の左側の白い部分が破碎花崗岩、右側が崖錐状角礫層で変位量は 8.5m であった。



第32図 諏訪山断層露頭（昭和45年，山陽新幹線新神戸駅建設時）

An outcrop of the Suwayama Fault exposed during construction for Shin-Kōbe Station on the New Sanyō Line, showing the rotation of gravels of the alluvium which deposited on river floor of the Old Ikuta River.



第33図 空中写真に見る諏訪山断層崖と右横ずれ変位を示す川の屈曲及び布引断層のリニアメント（国土地理院発行空中写真，昭和23年8月31日撮影を使用し，約7.5万分の1に縮小）地形図は原寸1万分の1のものを約3万分の1に縮小。

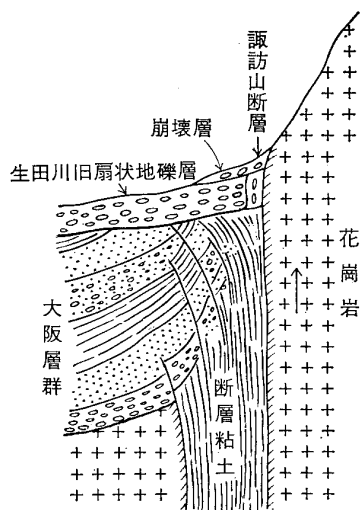
Fault-scarp of the Suwayama Fault, showing the right-lateral offsets of tributaries and the lineament of the Nunobiki Fault.

V. 3. 1. 1. 4 諏訪山断層・布引断層

神戸市市街地と山地部とを境する断層である。地形的にみごとに断層崖をつくって、NE-SW 方向に延びる。従来地形的には推定されていたが、山陽新幹線六甲トンネル掘削により、その実在が確認された。トンネル内の露頭では、上盤の花崗岩角礫を含む断層粘土が、下盤の大阪層群に低角にクリープし、一見低角度衝上断層を思わせるが、新神戸駅建設現場では、垂直の断層面が現れた(第32図)。写真とスケッチで示したように、破碎された花崗岩の断層面に接する河床礫の幅 30cm にわたる部分で礫の長軸が垂直に立ち、明らかに礫が断層運動に伴って回転したことを示している。この河床礫は現生田川の扇状地の礫であることは確実である。これによって諏訪山断層か沖積層をも切断していることが明確になった。

更に本断層に沿って右ずれ変位地形が見られる。これは現状では不明瞭になってしまっているが、昭和24年撮影の空中写真にははっきり出ている(第33図)。

諏訪山断層は六甲トンネル掘削と新神戸駅建設工事に伴って、多くの資料が得られたが、これらを総合してその断面を概念的に画いたのが第34図である。



第34図 諏訪山断層概念図

Diagrammatic cross-section of the Suwayama Fault of which observation was made during the construction of the Rokkō Tunnel, New Sanyō Line.

V. 3. 1. 1. 5 ^{えび}会下山断層・長田山断層

会下山断層は諏訪山断層の西方への延長に位置する断層で、諏訪山の南で六甲花崗岩体と離れ、大阪層群分布域内を通過して、会下山の西で尖滅する。湊川以東の部分では、断層の南東側に大倉山などの標高30m余の小丘があるのに対して、北西側は陥没状の低い小盆地となり、その中を通り大倉山の東側でこの丘陵地を切断する宇治川は、会下山断層に沿って断層の右ずれ運動を示す。

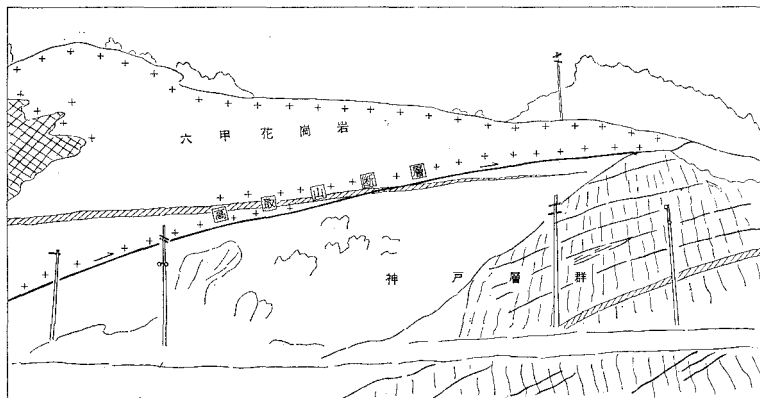
旧湊川もこの小盆地にいったん流入し、更に大倉山と会下山との間を切って大阪湾側に出て、現在川崎重工造船所の敷地となっている部分に小三角州をつくっていた。しかしながら会下山断層北側の低地部が内水で溢水状態になるのを防ぐため、会下山の下に通水トンネルを掘って湊川の水を荻藻川に放水したものとみられる。

会下山地区については第15図を参照されたい。断層北側は明らかに傾動的沈下を示している。

長田山断層は会下山断層とほぼ平行に走り、神戸層群と大阪層群とを境し、この部分の神戸層群は著しく急斜している。須磨断層の延長とみられる。

V. 3. 1. 1. 6 須磨断層・高取山断層・横尾山断層(塩屋断層)

高取山・横尾山山塊を囲む断層群で「須磨」地域に接続する。南側の須磨断層は扇状地式の段丘堆積



第35図 高取山断層の露頭写真及びスケッチ

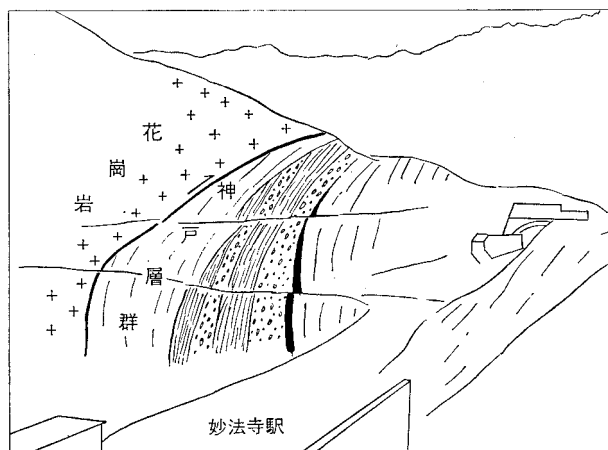
神戸市営高速鉄道西神線妙法寺駅建設中（昭和50年5月）に撮影

An outcrop of the Takatoriyama Fault at Myōhōji Station. Granite massif thrusts up over the Kobe Group, at a low-angle along a distance of more than 200m.

物や崩壊層で覆われて露頭が確認しにくい。西須磨では花崗岩が約70°の傾斜で大阪層群上に衝上している。北側の高取山・横尾山断層は、各所でみことな露頭を確認できた。

なかでも本地域南端に近い国立神戸療養所の正門前の崖では、神戸層群が直立ないしは逆転し、その上に六甲花崗岩が約40°の傾斜で衝上しているところが見られた。これらの断層に沿っては、ほとんどの部分が同様な状況を示すとみられるが、神戸層群は断層から数10m離れると、水平に近い状態に戻る。断層に沿う花崗岩の破碎は著しく、その典型的な状態は多井畑トンネル西入口付近に見られる。この山塊は全般的に節理面や劈開面の発達が著しく、断層運動の影響が全山塊に及んでいることを示している。なお、横尾山断層は塩屋断層とも呼ばれている。

新長田より落合池に至る神戸市営高速鉄道西神線敷設のため高取山地を貫く第2横尾トンネルが掘削され、その北側の出口に妙法寺駅が建設された。

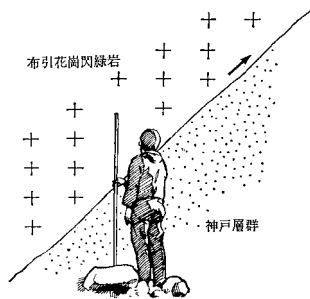


第36図 妙法寺駅における高取山断層（第2横尾トンネル北出口が見える）
Thrusting of the Takatoriyama Fault. The upper part of the fault is gently inclined, but toward the lower part dips steeply.

そしてこの駅の敷地が高取山断層上に位置せざるを得なかったため、本断層の断面がよく観察された（第35図）。花崗岩類は200m余にわたって急斜する神戸層群を覆い、低角のスラスト形式をとっているが、その根本のところでは急激に高角度になる。その状況を第36図に示したが、六甲周辺の逆断層の特徴をよく表している。

V. 3. 1. 1. 7 丸山（衝上）断層

昭和12年12月21日天然記念物に指定され、「丸山衝上断層」として地形図に記載されている断層は、



第37図 丸山衝上断層
 (神戸市長田区丸山) (昭和57年)
 Maruyama Thrust-fault. The Nunobiki
 Granodiorite (left side) thrusts up on
 the Miocene Kobe Group(right side).

六甲山塊の西端に位置し、高取山断層との間に神戸層群を抱いている。

天然記念物に指定された露頭は神戸市長田区明泉寺町にあり、花崗岩体が神戸層群上に約 50° の傾斜で衝上している。長らく神戸層群の部分が石垣で覆われていたが、幸い本報告作成時に新しく掘り出されたので、その写真を第37図に入れた。

本断層の天然記念物指定の理由書を見ると、

「この断層は、六甲山塊北側に一大断層があって、その一部が露出しているものである。今から1億9千万年前の中生代初期に進入した花崗岩漿からなる六甲山塊が、一大逆断層を境にして、今から3千万年前一百万年前の間に堆積した新生代第三紀層の上に突き上げている。おそらく大阪湾陥没に伴う横圧力によるものであろう。これによって、六甲山塊の隆起や大阪湾の陥没の相関関係がわかる」

となっている。

当時、六甲山塊を調査していた上治(1937)による六甲地域の衝上断層の発見は、日本における低角

衝上断層としては最初のものであり、大きな注目を集めた。その頃は近畿地方の断層は大部分が正断層と考えられていたようである。その象徴として丸山衝上断層が天然記念物に指定されたとみられるが、現在の知識からみると、六甲の断層中では最小規模のものであり、断層形成に関する考え方の変遷がうかがわれ興味深い。

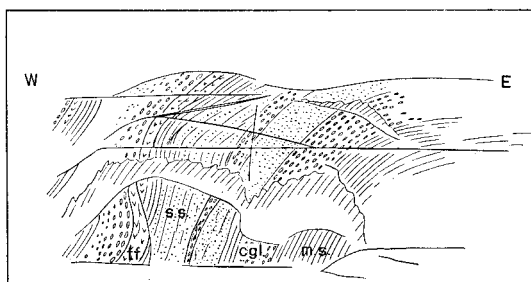
V. 3. 1. 1. 8 万福寺断層・北摩耶断層・鈴蘭台撓曲

前二者は再度山^{ふたたび}の北側から鈴蘭台の北に延びる東西性の断層で、六甲山体内部の中級の断層である。西小部のあたりでは高角度で花崗岩体が神戸層群に衝上する。三宮から箕谷に至る新神戸トンネル（自動車用）掘削時に、万福寺断層の東端の分岐部分に、約 300m にわたり破碎帯が出現した。北摩耶断層は花崗岩体内の南落ちの断層で万福寺断層と同系列である。

鈴蘭台撓曲は、万福寺断層に直角に延びる神戸層群の撓曲（フレクチャー）帯で、この部分で地層は直立するが、断層は見られない。基盤花崗岩の断層変位に対する神戸層群のドライブ褶曲を示すものである（第38図）。

V. 3. 1. 1. 9 山田断層

六甲山塊の北側を限る断層で、花崗岩体が北側の神戸層群上に高角度で衝上する。その東への延長は湯槽谷断層・射場山断層にも求められるが、神戸層群と花崗岩の境界としての断層は唐櫃方向に延びる。



第38図 神戸層群中に見られる鈴蘭台撓曲（昭和46年撮影）
Suzurandai Flexure (drape fold) of the Kobe Group.

V. 3. 1. 1. 10 射場山断層

有馬街道松尾橋付近で六甲花崗岩が流紋岩類に走向N50° E, 傾斜80° Sで衝上する露頭がある。芦有道路有馬ゲート南で流紋岩に幅30mに達する破砕帯をつくり、射場山北麓を走って、炭酸地獄・虫地獄・鳥地獄などの炭酸泉の自然湧出の通路となっている。鼓滝北側から、灰形山の南のコルを通り、逢ヶ山—高尾山の峠まで、直線的に流紋岩中を走っている。逢ヶ山—高尾山の峠以西で、流紋岩類を離れ、六甲花崗岩類を切る断層になる。流紋岩類中では破砕帯の中の変化も著しく、被断面の方向も確認したいが、花崗岩中の断層になると、明瞭な断層粘土を挟み、追跡が容易になる。仏谷の一露頭では、その走向N60° E, 傾斜80° Sである。古寺山南麓で前記の湯槽谷断層と複合していく。

有馬—高槻構造線の西方への分岐の中で、主断層を受持っている。

V. 3. 1. 1. 11 湯槽谷断層

湯槽谷山南面に、六甲花崗岩と流紋岩類が、破砕帯の幅3m, 50cmの断層粘土を挟んで接する露頭がある。その走向はN60° E, ほぼ垂直な断層である。この断層は湯槽谷を通り、射場山南西麓に現れる。射場山付近より東では花崗岩類中を走っている。端宝寺谷・芦有道路・船坂谷などに露頭が確かめられるが、破砕帯の幅10m以内のものである。

一方、湯槽谷山以西でも、本断層は花崗岩類中を走る断層となり、小川谷・シラゲ谷・中谷など有野川支流の谷口付近に露頭が見られるが、大規模な破砕帯を伴っている。特にシラゲ谷では破砕帯の幅100mに達し、断層粘土の幅も15mに達する。その一露頭では断層の走向N60° E, 傾斜は垂直である。裏六甲ドライブウェー三の橋以西では、この延長は確認されていない。

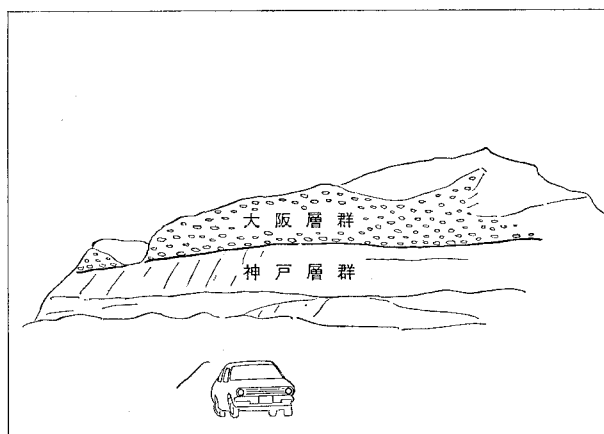
本断層の東端は船坂あたりに達し、蓬莱峡の破砕帯の中に収斂されていくが、六甲断層との間は幅広く破砕されている上に温泉化作用を受けて風化著しく、白水峡などの悪地地形を呈している。

V. 3. 1. 1. 12 高塚山断層・高塚山撓曲

六甲山地の西縁を画する「高塚山断層」は南北の走向を持ち、東の六甲山地側の神戸層群と西の明美丘陵側の大坂層群とを分ける断層とされてきた。地形的にも段差があり、大坂層群側が明瞭に低く、東側の神戸層群で構成される丘陵上にも大坂層群が分布することから、西落ちの断層であることは明らかであるが、断層運動の機構については六甲側の隆起運動からみて逆断層であろうと推定されてきた。今回西神地区の開発による大規模な造成工事により、全面露頭で本断層を観察することができたので、その結果をまとめておく。

高塚山(186.0)の周辺が本断層の性質が最もよく現れているところである。東側の神戸層群の分布地である白川台地区では標高170mのレベルまで切り取りが行われ、約30mの垂直断面が得られた(第39図)。この部分では下位の神戸層群と上位の大坂層群とは、両者とも水平といてよく、完全に近い平行不整合で、その岩相と色調の相違によるのみ区別できるのである。それが断層帯に近づくにつれて両者ともに折れ曲るように傾斜を強め、20°前後に西に傾斜するようになる(第40図)。

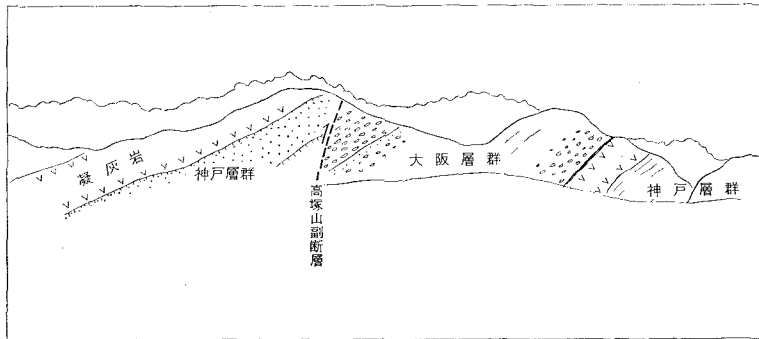
このような傾斜帯が約100m続き、第40図の中央部に見られるように明瞭な断層面が現れるが、それは走向はN-S, 傾斜は70-80° Wで西側の神戸層群が東側の大阪層群上に衝上する形態をとっている。



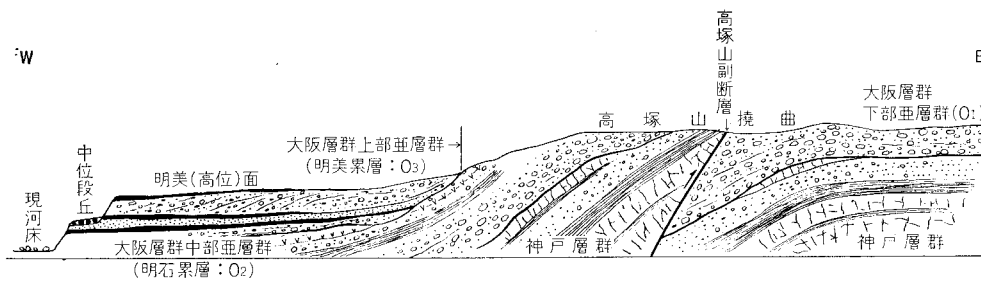
第39図 白川台地区に見られる神戸層群と大阪層群との平行不整合 (昭和57年撮影)
Parallel unconformity between the Kobe Group and the
Osaka Group exposed in the Shirakawa area.

すなわち、一度沈み込んだ神戸層群が再び出現して逆に東へ衝上しているのである。そしてこの神戸層群の部分が差別浸食によって地形的段差を強調しているとみられる。更にその西側では神戸層群とともに大阪層群も傾斜するが、100mにも満たない短距離の間にほぼ水平に復する。この水平部分では大阪層群は下位の明石累層と上位の明美累層とに分かれ平行不整合関係にあるが、傾斜部では明石累層は神戸層群とともに傾斜するが、明美累層はその撓曲崖にアバットするような形で堆積しながら、更に撓曲運動にも参加し、撓曲帯に近づくにつれて緩やかに傾斜するようになる。このような傾向は「大阪西北部」地域における甲陽断層・仏念寺山断層と全く同じである (藤田・笠間, 1982)。

以上を総合すると、高塚山断層は基盤花崗岩体中の恐らく高角度逆断層運動によって生じた神戸層群

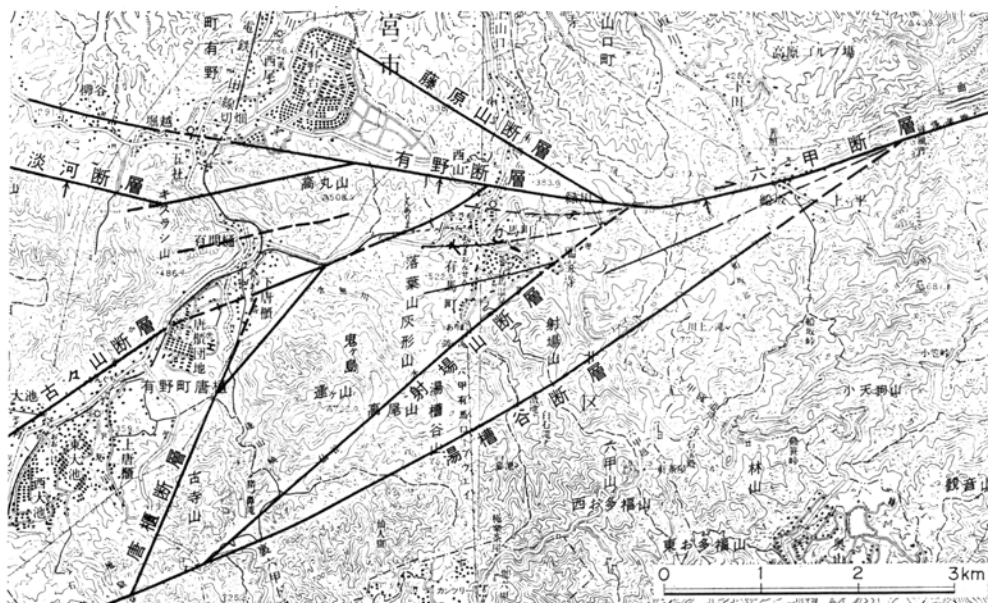


第40図 高塚山（基盤）断層に沿う撓曲と副断層（昭和57年撮影）
Flexure along the Takatsukayama Fault and associated thrust.



第41図 高塚山断層の形成機構を示す概念図
A diagrammatic cross-section showing the mechanism in forming the Takatsuyama Fault.

- ・大阪層群の撓曲帯で、撓曲の推移に伴って撓曲帯の西縁に基盤断層とは異なる二次的な逆断層が発生したものといえる。したがって全体としては逆断層であると結論される。その模式的な断面を第41図に示す。その両側に露出する花崗岩の高度や神戸層群の分布高度から推定すると、基盤断層の変位量は東上りで約 110-150m とみられる。以上のような構造観の上になつて、これを高塚山断層と総称し、神戸
 - ・大阪層群の構造からいえば高塚山撓曲と呼ぶことにする。
- 高塚山撓曲は北へ行くほど緩やかになり、伊川以北では次第に分岐して消滅する模様である。



第42図 有馬近傍の断層系 (国土地理院発行5万分の1地形図「大阪西北部」及び「神戸」を使用, 63%に縮小)

Fault systems of the Arima area and its surroundings.

V. 3. 1. 2 帝釈山地の断層系

帝釈山地は六甲山地と異なり流紋岩系の岩体よりなる。両者の間には断層で囲まれた小規模な構造盆地があり、その内部には神戸層群が分布している。有馬—高槻構造線は有馬近傍で二系統に分岐し、北方のものは帝釈山地の北縁に延び、南方のものは六甲山地の北縁を画することになる(第4図参照)。

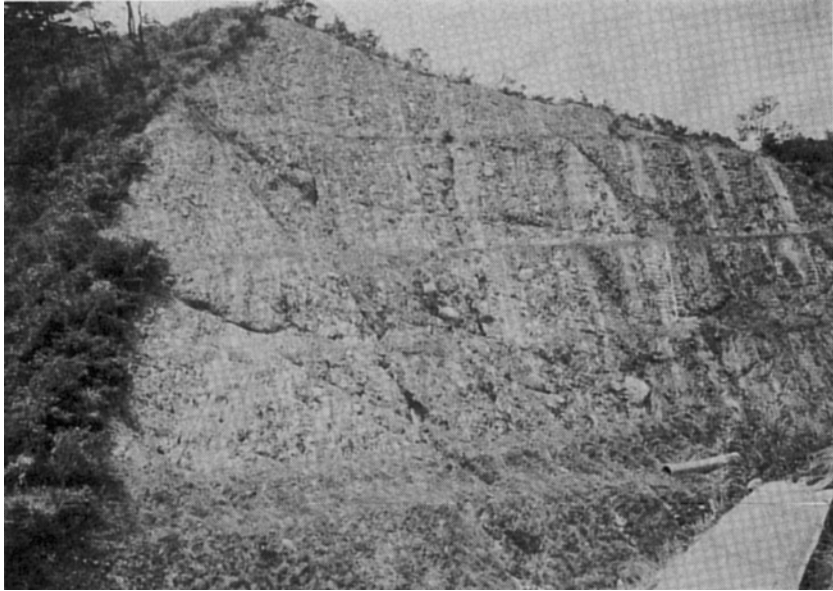
有馬—高槻構造線から北西方向へ分岐するような形で何本かの断層が分布している。これらは「大阪西北部」地域の名塩断層と平行で、その系列に入るものである。有馬付近はこれらの断層が収斂するところで、温泉・鉱泉の分布とも密接に関係する。この部分は図幅の境界部にあり、「大阪西北部」図幅でも断層記載に不備があったので、第42図に合わせて記載した。参照していただきたい。

V. 3. 1. 2. 1 ^{ありの}有野断層

有馬温泉の北側を限り、神戸層群と有馬層群を境する断層で、有野団地造成時に確認された。有馬北部では巨礫を含む神戸層群の基底礫岩が、垂直ないし逆転気味に100m以上にわたって急斜している(第43図)。そしてその内部に二次応力によって小断層が発生している。この礫岩は神戸層群の基底部の有野累層に属するものであるが、断層より北にいくにつれて急速に微傾斜になり、三田盆地底に下っていく。本断層の西方への延長は分岐し、北側のものは直線的に神戸層群内に延びて撓曲をつくり尖滅するが、南側のものは淡河断層と合一する。

V. 3. 1. 2. 2 ^{おうご}淡河断層

帝釈山地の流紋岩類と、三田盆地の神戸層群を境する断層である。野瀬大池池北方、金比羅山・大蔵



第43図 有野断層に沿う神戸層群有野累層の基底礫岩の変形 地層が垂直に立っている
 Deformation of the basal conglomerate beds (Arino Formation) of the
 Kobe Group along the Arino Fault.

山北麓など数個所で断層露頭が見られる。桜池北方の露頭では、走向 E-W、傾斜 80° S で流紋岩類が神戸層群に衝上している。断層近くの神戸層群は部分的に直立近く急斜しているところも認められる。この東方延長は有野川五社南方の川岸で、流紋岩類中に幅 15m ほどの破碎帯をつくり、高丸山北斜面を走り有野断層と合一する。

本断層の東半分の直線的な延長は WNW 方向に神戸層群内に入り、複雑な急斜構造を持つ撓曲帯となり尖滅するが、特に論破山から石切山地区は複雑な構造を示し、地すべりとも関係が深い。

V. 3. 1. 2. 3 藤原山撓曲 (断層)

有馬東部で有馬一高槻構造線から派生し、NW 方向に神戸層群内に延びる。東半分は断層変位を示すが、西半分は撓曲構造を持ち次第に尖滅する。

V. 3. 1. 2. 4 ふるふるやま 古々山断層

帝釈山地と山田川の神戸層群とを区分する断層。断層露頭は多聞寺・古々山峠などの二-三個所で確認されるにすぎないが、神戸層群中の小断層や急斜部により、その延長位置が推定される。

V. 3. 1. 2. 5 かしおだに 柏尾谷断層

金剛童子山南斜面から柏尾谷上流部を通り、稚子墓山南の新池付近を抜け山田川衝原へ延長する断層で新池以西で流紋岩類と神戸層群の境となっている。新池以东では、新旧の流紋岩類を切り、柏尾谷の露

頭では幅数メートルにわたる断層破碎帯をつくっている。

V. 3. 2 六甲花崗岩体の節理・劈開

六甲山地の花崗岩体にみられる断裂の発達是他地域の花崗岩体に比較して異常に著しいものがあり、これは単に地質構造の問題だけではなく、風化・地下水・山地災害という観点からも多くの問題を提供している。断裂系のうち断層系については前節に記載したので、ここでは特に花崗岩体中にみられる節理系ないし劈開と呼ばれる断裂について述べる。

断裂系は多少とも断層面に沿って変位を伴うものであるが、変位の認めがたいものあるいは微小なものをここでは節理と呼び、それより一段と小規模で花崗岩体の構成鉱物を切りながら発達する幅数mm程度の割れ目を劈開ということにする。これは鉱物学的な用法とは異なるので注意されたい。

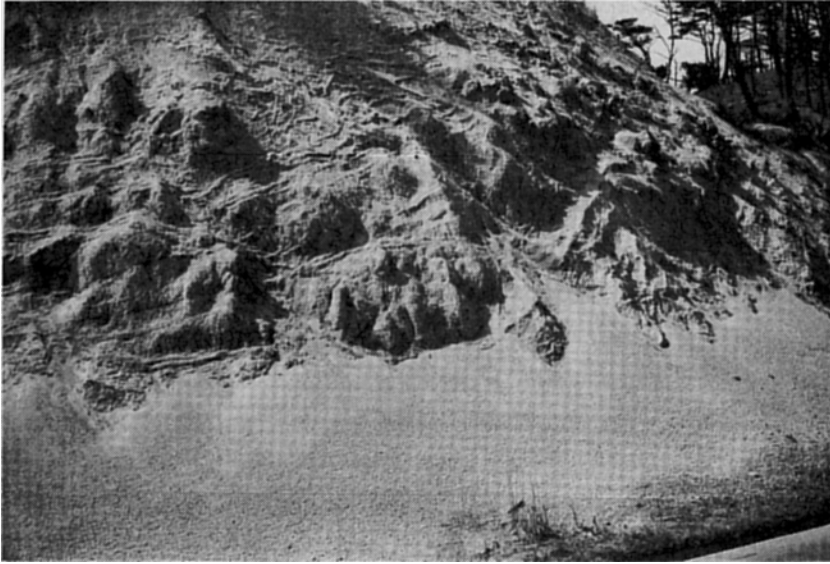
花崗岩類の節理の成因として、その冷却時に形成される冷却節理や、花崗岩体が地表に現れた時の応力開放による割れ目などが挙げられている。しかしながら、六甲の場合是一般の花崗岩体に特徴的な方状節理はむしろまれで、節理の密度・方向性などには全般的な規則性が認められず、かえって主要断層で切られた断層地塊ごとに若干の共通性がみられる。

六甲山地の節理系を客観的に把握するために、1962年から1963年にわたってカードシステムによる調査を行った。調査方法として全域を50m間隔の方眼に切り、各交点を1/10,000の地形図上に求め、できるだけ各交点ごとに断層系に関係のある事項を記入できるように印刷したカードを作成した。このようなカードは約20,000枚に達したが、それらは平野昌繁によって整理されまとめられ（HIRANO, 1969; 平野, 1971）、節理系の成因が論じられた。

大部分の花崗岩体には、斜交する三方向以上の面よりなる複雑な節理系が認められるが、地域的には



第44図 六甲花崗岩体に最も普遍的な節理系 (表六甲ドライブウェイ沿い)
General appearance of joint planes in the Rokko Granite.



第45図 劈開面の発達により真砂状になった粗粒花崗岩（芦有道路展望台付近）
 Loose sand formed from strongly weathered coarse-grained granite (Rokko Granite), of which alteration processes are largely due to dense development of cleavages.

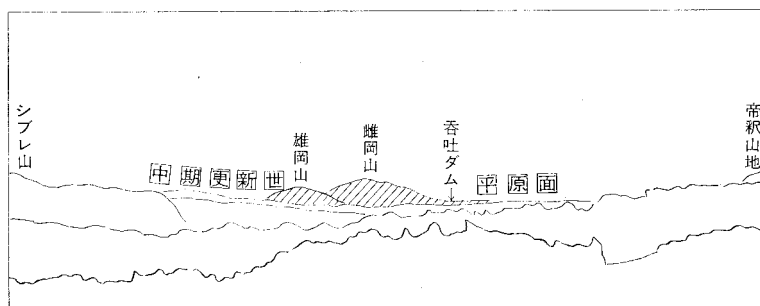
二方向あるいは一方向の節理面だけが優勢になることがある。特に細粒花崗岩では数cmないし数10cm間隔の一方向に発達する板状節理が特徴的である（第44図）。更に不規則・複雑な節理では、顕著な節理方向がその地区に発達する断層系の方向と一致することが多く、節理の成因を暗示している。すなわち六甲花崗岩の著しい節理の発達は、断層運動に関連して形成されたものが優越していると見られる。

劈開は細粒花崗岩部では全く見られないが、中・粗粒部の花崗岩体には、かなりの広がりをもって発達する部分が認められる。特に粗粒部では著しく、この岩質の花崗岩で構成されている西六甲・高取山近傍などでは全域にわたって劈開が発達し、劈開面の方向も六甲山地の上昇軸に平行したほぼE-W性のものが多く認められる。東六甲山地では、雷岳から奥池周辺の粗粒花崗岩に劈開の明瞭な岩体がある。これら劈開の明瞭な地域はいわゆる「マサ」となり、露頭では花崗岩の肉眼的特徴を保っているが、軽い衝撃で砂粒となって崩壊し、指圧程度でも細粉化する状態にある（第45図）。

六甲の花崗岩は「マサ」状になることで知られ、その原因は深部風化とされていることが多いが、これは単なる風化ではなく、断層系の発達による細粒化と、断層面に沿う風化作用の深部への浸透が相まってマサ化を促進したといえる。特に長い地質時代準平原状態を継続してきた六甲山頂面の風化が著しいのは当然であるが、山地斜面においてもマサ状になり、崩壊が激しいのもこれが原因である。

V. 3. 3 中部更新統の堆積環境と地殻変動

先に記載したように、本報告には中部更新統に関する新しい見解が多く含まれているが、この問題に関する広域の総括は、「大阪西北部地域の地質」（藤田・笠間，1982）にまとめられているので参照された

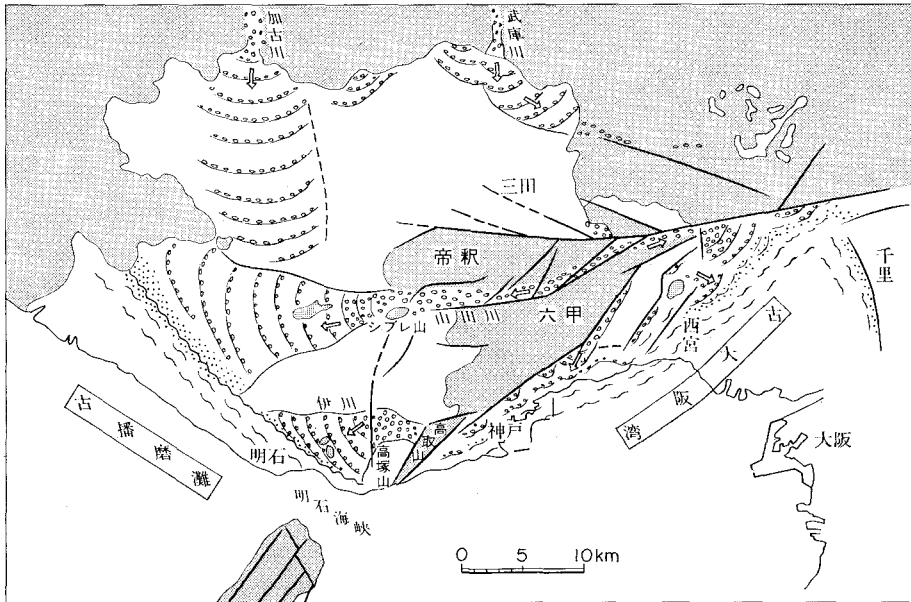


第46図 山田町愛宕山西方から西方、雄岡山・雌岡山を望む
 写真中央に見える平坦面が中部更新統の堆積面で、高位段丘面に当たる
 Flat surface (center of this photo) is the depositional plane of the
 Middle Pleistocene, equivalent to the Higher terrace surface.

い。ここでは本地域内の地質に即して、中部更新統の堆積環境と地殻変動との関係を述べておきたい。

呑吐ダムの建設工事によって発見された谷埋型の厚い砂礫層が、帝釈山地の峡谷部を出るあたりから広大な扇状地をつくり三角州に移っていくことは既に記載したが、その堆積形式は完全露頭で出現した高塚山地区の扇状地層の断面（第18・20図）から容易に類推できる。

一方、この扇状地性三角州の堆積物を供給した当時の河川系を上流部に追跡してみよう。その川筋はほぼ現在の山田川の線に沿うものとみられるが、シブレ山と丹生山との間にわたる構造谷を埋める幅広いものであったと推定される。山田町付近の神戸層群分布地域にはその河床礫層は残っていない。しかし箕谷付近から周辺の丘陵性の山地の頂部（例えば西脇山、260m）を占めて新しい砂礫層が分布するよ



第47図 六甲山地とその周辺地域の中期更新世古地理図
Middle Pleistocene paleogeographic map of the
Rokko Mountains and their surroundings.

うになり、更に山田断層や射場山断層の断層崖に沿って崖錐状の礫層が点々と尾根上に残存するのが確かめられた。そして更にその延長を東に求めると、「大阪西北部」地域に入って白水峡付近では標高400 m付近に巨礫層がみられ、次いで蓬萊峡に至って50m余の礫層の上に高位段丘面、上ヶ原面がみられるようになる（藤田・笠間，1982；第37・38・39図）。

以上の結果から中期更新世に入る頃の古地理を復元してみよう。有馬—高槻構造線上にのる六甲断層—射場山断層—山田断層に沿ってみられる幅数100mに達する花崗岩体中の破砕帯は、六甲山地の上昇に伴って容易に浸食され、幅広い地溝状の断層谷をつくり、その西への延長はほぼ現在の山田川流路にあたる構造谷に沿ってシブレ山の北側で東播盆地に開口し、明石累層よりなる丘陵をも若干削り込んで流れていたとみられる。

中期更新世になって断層地塊化した六甲・帝釈山塊の急上昇が起こり、六甲山地の北側の六甲—射場山—山田断層を連ねる断層崖に沿って崖錐性の砂礫が地溝状の谷を埋め、山塊の東から西へ傾き下がる傾動運動の影響を受けながらその礫は西方へ押し出し、東播盆地に入って明石累層の丘陵の削り込み部を埋めながら大きな扇状地をつくったと考えられる。第46図は山田川上流部から西方を眺めたもので、シブレ山（左側）と帝釈山地の間に見える小丘が雄岡山である。そしてそれらの間に広がる平坦面が、中部更新統、明美累層の堆積面であり、高位段丘面の原面、すなわち中期更新世時代の大平原とみなすことができるであろう。

六甲山地北側にみられる谷埋型の砂礫層から扇状地に至る中部更新統の側方への推移は、福知山盆地から氷上盆地を経て加古川本流に沿う厚い谷埋型の堆積物の状況と多くの点で一致する。東播盆地の加古川本流沿いの高位段丘も古加古川の旧扇状地とみられるのである。

以上のような観点から六甲周辺の中期更新世の古地理図を画くと第47図のようになる。既に大地形の枠組みができていていることに注意されたい（第49・50図参照）。

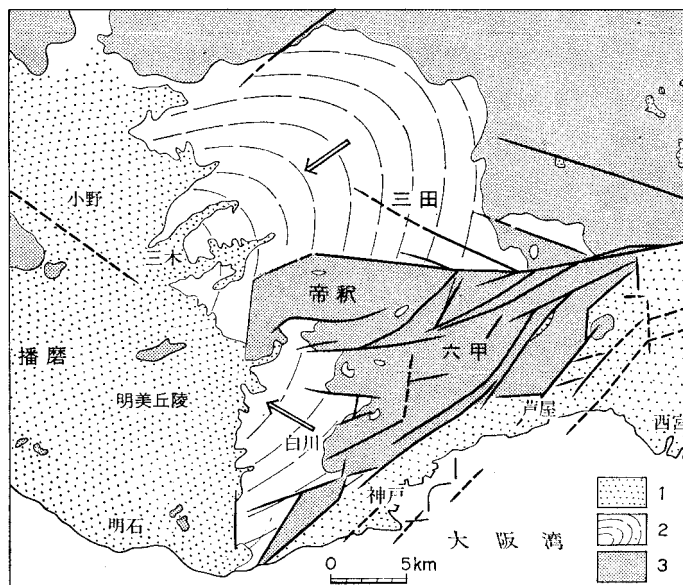
V. 3. 4 新期地質構造とその発展

V. 3. 4. 1 神戸層群の構造

中新統神戸層群の構造を第48図に示す。その走向線が示すように、三田盆地内では周辺に最下部の有野累層が分布し、西方かつ盆地中心に向かって吉川累層・淡河累層というように矢印で示した方向に次第に上位層が覆瓦状に覆うようになり、全体として西に開く舟底型構造を示している。そしてその南への連続は帝釈山地に断たれているが、白川区にも再び同じ傾向で現れる。

すなわち神戸層群もとの堆積盆地は、三田盆地から大阪盆地にわたるもので、当時今日見られるような帝釈山地が存在しなかったことは、その標高4mmあたりの浸食小起伏面上に神戸層群が残存し、これらの面が剥離準平原とみられることから推定がつく。500m級の帝釈山や金剛童子山などは残丘であった。

六甲山地についてみても、白川地区に厚く発達していた神戸層群は、東の六甲山地に次第にはいりながら消滅していくところをみると、六甲山頂の隆起準平原の原形は、神戸層群の剥離準平原であり、その後準平原状態が第四紀の中頃まで続いたものとみられるのである。そして東六甲は大型の残丘で、三田堆積盆地は六甲断層の北側の有馬層群の山地部にチャンネルをつくって大阪盆地側と連結していた



第48図 神戸層群走向線図 矢印は地層の累重方向を示す 1 大阪層群 2 神戸層群 3 基盤
General structural trends of the Kobe Group in the Rokko Mountains and their surroundings. An arrow indicates the upward direction of stratigraphic succession.

とみられる。

神戸層群堆積盆地の発生と発展過程については、まだわからない点が多い。帝釈山地との境界は逆断層で接するが、これらの断層は鮮新世末ないしは第四紀になってからのものである。白川地区では基盤花崗岩にアバットしながら巨視的には広くオーバーラップしていく。三田盆地では東縁、北縁ともにアバットである。

以上のような特徴は、神戸層群の属する第一瀬戸内累層群に共通していて、三田・白川地区の湖成層は、岐阜県瑞浪地方の平牧盆地のものに類似し、明石海峡付近の海成層は、月吉盆地の海成層に比較できる。したがって、この問題は第一瀬戸内海の発生という広域の問題としても重要であるが、今後の課題である。

神戸層群内に多数挟まれている厚い流紋岩質凝灰岩層の起源についてもまだ定説がない。

V. 3. 4. 2 大阪層群の堆積と構造

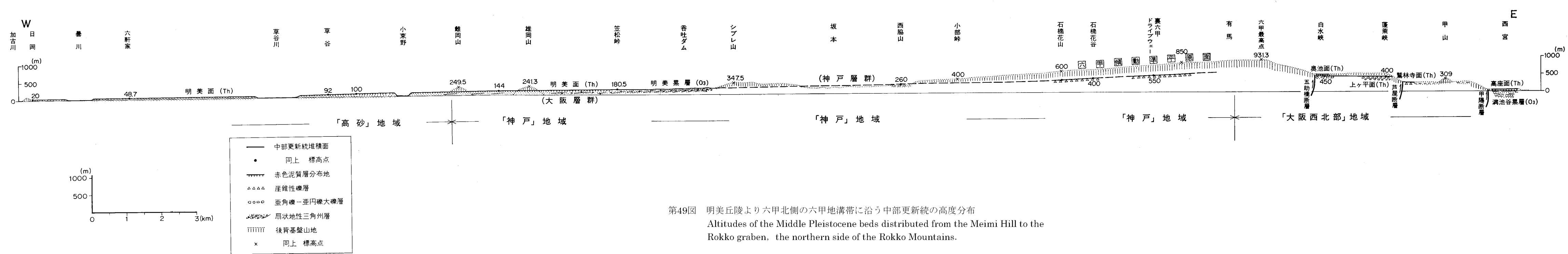
大阪層群の時代は、本地域の地形の枠ができた最も新しい変動期であり、それは現在へも引き継がれている。その変動は、地殻変動に基づく堆積盆の移動と、氷河性海水面変動を上まわる平均海水準変動の組み合わせによるもので、それらを反映して大阪層群は三つに分化している。この堆積単元を上・中・下部亜層群として分けたが、沈降を継続してきた大阪盆地のような大型堆積盆地内では、整合的な一連の地層とみなされるところに、大阪層群の特異性がある。

本地域における大阪層群中・下部亜層群の構造は、上部亜層群に広く被覆されていてわかりにくいだが、その走向線は、神戸層群の走向線とは著しく斜交している。これは神戸層群が東西方向の軸を持つ舟底型構造をしているのに対して、大阪層群は全体として西に傾く傾動構造をしているからである。実際は神戸層群にも、この新しい構造が古い構造に上のせられているのであって、三田盆地全体を通じて東から西へ南北軸を持つうねり状変形をしながら傾き下っている。

大阪層群下部亜層群は、その分布や堆積状態ともに、帝釈山地から西に延びる基盤岩の隆起部に支配されているように見える。山田川の北側の帝釈山地と、万福寺断層と山田川間の鈴蘭台のあたりは、神戸層群堆積後に隆起した基盤の露出部であるが、それらは高塚山断層（撓曲）の北への延長に支配されて、それ以西で低くなるとはいえ、大阪層群に被覆されながら、点々と地表に露出している。雄岡山・雌岡山はこの基盤の残丘が突出している部分とみられる。

シブレ山付近の大阪層群の分布をみると、シブレ山以西が主として上部亜層群で占められているのに対して、その東側には点々と下部亜層群が残存して、山田川方面に延びている。一方、西神地区の下部亜層群にみられる砂礫層に広く流紋岩礫が分布し、大礫級のものも少なくないが、その起源が疑問とされてきた。これらの点を重ね合わせると、この東西に延びる山地の中で大面積を占め流紋岩よりなる帝釈山地から、シブレ山の東側を通過して押部谷町から垂水にかけて大きな扇状地が広がっていたに相違ない志染川より北側の神戸層群よりなる丘陵頂部の礫層は、その北側の扇状地の残存物とみられる。

下部亜層群と中部亜層群との関係は、本地域に関してはまだ明瞭ではない。しかしながら大阪盆地における両亜層群の関係からみると（藤田・笠間，1982）、両者間にかなりの時間間隙のある不整合が存在するものとみられる。現在の予想では下部亜層群が鮮新統、中部亜層群が下部更新統である可能性が



第49図 明美丘陵より六甲北側の六甲地溝帯に沿う中部更新統の高度分布
 Altitudes of the Middle Pleistocene beds distributed from the Meimi Hill to the Rokko graben, the northern side of the Rokko Mountains.

大きい。

それにもかかわらず、両者の間で、一部軽微な傾斜不整合関係とみられるところがあるが、全般的には著しい構造差はないと思われる。帝釈山地を中心とする東西に連なる山地は、恐らく鮮新世の基盤上昇部で、その解体過程において下部亜層群が扇状地をつくり、更に前期更新世になって、中部亜層群によって広くオーバーラップされたのであろう。

中部亜層群の時代は、瀬戸内に海水が浸入した高水準期である。大阪盆地内では Ma 0 層準より内湾化したとみられるが、東播盆地では淡水域で哺乳動物化石を豊富に含む粘土層を堆積していた。そして Ma 1 層準より全域にわたり内海化したものとみられる。その堆積物は広く下部亜層群の浸食面のみならず基盤岩上にもオーバーラップしたが、下部亜層群との間には構造差がわずかであったので、大部分の地域で平行不整合となり、その分離を困難にしている。本地域には本亜層群の海成層はまだ発見されていないが、南隣「須磨」地域や明石海岸地域には Ma 1 層準とみられる海成粘土層が認められる。しかしそれ以上の層準はない。

上部亜層群の時代は、本地域の明美累層、「大阪西北部」地域の満池谷累層の時代で、中期更新世に入る。この時期から堆積環境は一変して、気候変化に基づく海面の脈動とともに、平均海水準も上昇し、一方、断層地塊化運動が活発になり、現地形の枠組みが形成されていく。これを次節にまとめる。

V. 3. 4. 3 断層地塊運動とその発展

本地域内の地質構造で最も特徴的なのは、断層で囲まれたブロック—断層地塊がさまざまな形で組み合わせ、岩体や地層の分布を決定していることである。したがってその構造と発達過程を理解することは、本地域の地質を理解するのに基本的なことである。ここに東隣「大阪西北部」地域を合わせて六甲山地の形成史としてまとめることにしている（第 6 表・第 50 図参照）。

1) 大阪層群中部亜層群の時代は、瀬戸内が海水の浸入を受けて内海化した時代である。この時期に堆積した Ma 1 海成粘土層は、芦屋断層に沿っては標高 250m 前後の高地に分布し、またそれと同層準の地層は五助橋断層沿いに 500m の標高に達する。すなわち約 100-110 万年前には海水は六甲地域内に深く入り、五助橋断層のあたりが海岸線付近であったとみられる。その時期の地層も比較的細粒で泥質層には多量の植物遺体を含み、扇状地性である。したがって、断層運動は少なくとも活発化していなかった。

2) 大阪層群中部亜層群の時代には 5 回の海進・海退があつて、大阪盆地内に Ma 0, Ma 1, …… Ma 4, Ma 5 と呼ばれる海成粘土層を堆積したが、それらの粘土層の分布をみると、Ma 1 が最も広く東播盆地にも分布しているが、以後次第に縮小していく。六甲山地内にも Ma 1 は分布するが Ma 2 以下は山地内には発見されていない。これは堆積後に浸食された部分もあると推定されるが、本質的には盆地の縮小を現し、反面山地の上昇を意味するものであろう。

六甲山地は次第に隆起を始めるが、これは断層運動に至る前段階としての六甲の隆起、大阪盆地の沈降という地殻の緩やかな波状変形を現すものであろう。これを基盤褶曲（横山, 1956）と呼ぶ。

3) 大阪層群の上部亜層群の時代に入る頃から、堆積環境は一変する。これは六甲・帝釈の断層地塊の上昇運動が活発化してきたことを意味している。満池谷累層は甲腸断層と佛念寺山断層との間の盆地

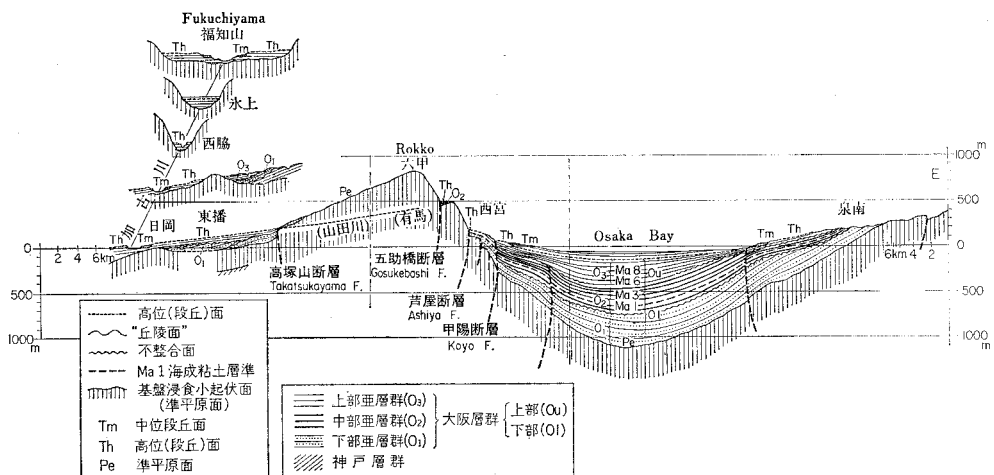
部分から現在の大阪湾域内に厚く堆積するようになり、ここでは海成粘土層と砂礫層の互層が累重していった(藤田・笠間, 1982)(第47図参照)。

これに対して急速な隆起を始めた六甲山地内では、その部分部分の環境に応じて、いろいろの形式の堆積が始まった。芦屋断層の断層崖に沿っては崖錐性の淘汰の悪い礫層が、五助橋断層に沿っては河床性の礫層が断層谷を堆積し、それが山麓に達した時広大な扇状地をつくり、その延長は浅海中に三角州を前進させていった。この部分が六甲台と呼ばれる丘陵性の台地である。そして更に六甲南麓の諏訪山断層に沿っては瀬海性の地層をつくったのである。

六甲の北側では異常な構造地形が出現した。六甲断層から湯槽谷断層・山田断層を結ぶ断層系は、有馬一高槻構造線の主な延長部に当たるが、この線に沿っては花崗岩体の破碎が著しく、その幅は数100 m、場所によっては1 kmに達する。このような幅広い破碎帯は山地の上昇につれて急速に浸食され、宝塚から有馬南部を経て山田に至る間に地溝状の構造谷を生じ、この地溝に向かって更に上昇する南側の六甲山塊から土石流状の砂礫の押し出しがあり地溝帯を埋めた。その断層が「大阪西北部」にみられる蓬莱峡や白水峡に露出している。これを「六甲地溝帯」と呼ぶことにする。この地溝帯は、地表へは出ないけれども有馬一高槻構造線の南側に沿って東へ延びるものとみられ、千里丘陵と北摂山地の間の地溝状地形はその現れである。

六甲地溝帯を埋めた砂礫は、東側の一部は宝塚付近で、当時伊丹盆地の奥まで達していた内湾に吐き出され扇状地をつくったが、大部分は傾動運動に従って西方に流れ、山田川に沿う構造盆地を経て帝釈山地を先行的に切って流れていた古山田川の川筋を通り東播盆地に吐き出され、延長10km以上に達する巨大な扇状地性三角州をつくった。そしてその堆積面を高位(段丘)面として残したのである。この地溝帯に沿う高度分布を第49図に示す。六甲地塊の傾動とよく調和していることがわかる。

高塚山の西側にも、ここを扇頂部とし南西方向に傾き下る大きな扇状地性三角州ができた。この砂礫の供給源は、高取山塊の急上昇によるものと考えられるが、その間に介在する神戸層群分布地域の浸食



第50図 福知山—六甲—大阪湾を結ぶ模式断面図

Diagrammatic profile through Fukuchiyama - Rokko - Osaka Bay - South of Osaka.

は著しく、元の流路は破壊されてしまったものと思われる。古山田川流域についても、神戸層群分布地域は丘陵高度も低く、砂礫層は残存していない（第49図）。

以上のような経過で、大阪層群上部亜層群が形成された中期更新世に、本地域の地質構造の大枠が決定され、これは同時に地形の枠をもつくれた。その後、更にこの傾動を伴う断層地塊運動は継続し、本地域は大部分が上昇地域に入ったため、明美丘陵も明石川・伊川などによって開析されるようになったが、南東側の大阪盆地側は更に沈降を続けた（第50図）。

後期更新世に入って、下末吉期の規模の大きな海進と海退に伴い中位段丘がこれらの河川と原岸に沿って形成され、更に縄文海進によって沖積層が発達した。

VI. 応用地質

VI. 1 金属鉱床

VI. 1. 1 金・銀

雌岡山（249m）の北側に神出金山（神戸市垂水区神出町古神）があった。丹波層群中の裂隙を充填した含金銀石英脈で、鉱石として多量のテルル金を含んでいたといわれるが詳細は不明である。

VI. 1. 2 銅・鉛・亜鉛

帝釈山（586m）の南中腹（神戸市兵庫区山田町坂本）に帝釈鉱山があった（第51図）。鉱床は有馬層群の結晶質凝灰岩層中に胚胎する。裂隙充填鉱床で、走向 $N40^{\circ}W$ 、傾斜 $70-75^{\circ}N$ 、平均脈幅 $15cm$ の



第51図 帝釈鉱山跡

A photo showing the adit of closed Taishaku mine.

鉱脈が4条あり、鉱石は黄銅鉱を主として斑銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴う多金属鉱床であった。資料から判断すると、帝釈鉱山の北東方約20kmで最近まで稼行されていた猪名川町多田鉱山の鉱脈型多金属鉱床に非常によく似たタイプの鉱床であり、兵庫県中央部の生野鉱山(昭和47年3月閉山)・明延鉱山・大身谷鉱山(稼行中)などとともに、鉱脈型鉱床として、日本でも特異な位置づけをされる鉱床である。

帝釈山の北側にも、鷹尾鉱山・弘川鉱山の廃坑跡があるが、その詳細は不明である。

VI. 2 非金属及び燃料鉱床

VI. 2. 1 螢石

螢石を採掘していたという神戸市北区唐櫃^{からと}付近を調査したが、その所在を確認できなかった。前記の帝釈鉱山の脈石中に螢石が出ていることが記載されており、小規模な鉱床があったことは間違いない。

VI. 2. 2 亜炭

太平洋戦争中及び戦後の燃料危機を緩和するため、新第三紀・第四紀層中の亜炭を稼行していた。布施畑炭鉱(垂水区伊川谷町)では神戸層群中の灰黒色の炭質亜炭を稼行していたが、炭丈は最厚部で35cm程度であった。その他神戸層群分布地の数か所で、亜炭採掘跡が残っている。

福寿炭鉱(垂水区山田町)では、大阪層群の垂水礫層中のレンズ状の木質亜炭を稼行していた。炭丈50-80cm程度と記録されている。

VI. 2. 3 石材及び砕石

六甲山地の花崗岩は、石材「みかげ石」の名の起こったところであり、研磨効果のよい建築用材が、神戸市御影町付近から出ているが、地質構造のところで説明したように、六甲山地には新しい地殻変動による断裂系が発達しているため、岩石の破碎が強く、良質の石材として採石できる部分が少ない。現在は護岸工事用などに、わずかに採石されているにすぎない。

帝釈山地の有馬層群は、砕石その他土木用材として使用されているが、交通の便が悪いためか、隣接地の北摂山地ほど大規模に採石している丁場はない。

VI. 3 地下水及び温泉・鉱泉

VI. 3. 1 地下水

「神戸」地域内で、地下水需要の最も多いのは、高塚山断層以西の西神地区である。西神地区には134の深井戸があり、公称126,530m³/dayの揚水がされて、その大部分は農業用水として使用されている。

西神地区の地下水を調査した蔵田ほか(1968)は、この地域の地下水かん養量を67,000m³/dayと見積り、過剰揚水のため水位低下と塩水化が認められるとしている。昭和の初期にはかなり自噴井もあったといわれているが、現在は須磨区榎谷町松本の自噴井が一本あるだけである。

西神地域の地下水は、不透水基盤を覆い 200m 未満の厚さで堆積している第四紀層に由来している。

高塚山断層以東の神戸層群分布地域や、三田盆地の神戸層群地域にも十数本の深井戸があり、簡易水道その他に利用されているが、神戸層群—第三紀層は、水地盤としては一般に難透水層であるので探水法が難しく、条件のそろったところでボーリングしても水量的には 100m³/day 未満の井戸が多く、水量的には期待できず、水質的にも問題のあるところが多い。

六甲山地周辺では近年数多くのトンネルが掘削され、大量の破碎帯湧水に遭遇している。この湧水を新しい水資源として利用する試みが神戸市などで行われている。

VI. 3. 2 温泉・鉱泉

神戸市北区有馬町には、おこなむちのみこと すくなひこなのみこと 大己貴命・少彦名命の二神の開湯と伝えられ、日本の最古の温泉とされる有馬温泉がある。江戸時代の「温泉番付」には東の大関（最高位）草津の湯と並んで、西の大関は有馬の湯となっている。

泉源は温度 90℃以上のものが 6 か所、温度 43℃以上の中・低温泉、温度 32℃以下の鉱泉がそれぞれ数か所あり、総計 3,000m³/day 程度が浴用に使用されている。

泉質は食塩泉・炭酸泉・放射能泉に区分され、特に食塩泉は我が国最大の含塩量を誇るもので、高温泉はすべてこの泉質で、有馬温泉を代表する泉質である。

昭和 39-40 年の調査は、既存泉源だけでなく、広範囲の調査が行われ、温泉の成分源と熱源とは別個にあるのではないかとの考えが出された（笠間・鶴巻，1964）。有馬地区の高温泉は愛宕山北方に集中し、ここから離れるに従って、温度降下がみられる。また高温泉は泉源相互の干渉が著しくあり、その

第 8 表 有馬周辺の温泉・鉱泉の性質
Chemical features of hot springs and mineral springs in Arima.

種 別	1 ボーリングしたもの			2 天然湧出するもの		
	1-1 高 温 泉	1-2 中 温 泉	1-3 鉱 泉	2-1	2-2	2-3
分 布 地 域	愛宕山北方 (200m) ²	1-1 を中心とする (400m) ²	広 範 囲	広 範 囲	射場山北方 (射場山断層)	六 甲 山
泉 源 名 称 又は湧出地	天神, 有明 御所, 妬 極楽	袂 石 簡 易 保 險 ヘ ル ス セ ン ター 1, 2	月光園, 蛇谷 グ ラ ン ド 新 有 馬 社	撫 琴 荘 水 無 谷 井 屋 谷	地 獄 谷 1・2 炭酸ホテル	瑞 宝 寺
水 温 °C	90~97	43~60	Max. 32.5(五社)	気温に支配される		
Cl ⁻ g/l	23~41	2.3~31	1.7~33	1.1~4.8	0.01~0.02	0.3
HCO ₃ ⁻ mg/l	60~170	350~500	500~2400	150~1000	0~30	192
f.CO ₂ mg/l	少ない	多いものあり	750~1300	1300 (撫琴荘)	300~1600	37
SO ₄ ²⁻ mg/l	nd~tr	5~35	nd~tr	0~12	0~100	0
泉 質	強 食 塩 泉	(強) 食 塩 泉	含炭酸~含土類食塩泉		単 純 炭 酸 泉	放 射 能 泉

(鶴巻道二, 1964)

湧出量には余裕がないが、一方中、低温泉や鉱泉は既存泉源以外のところにも泉徴が見られ、将来性が期待される。

有馬温泉の西方約2kmの有馬口・五社付近などには、有馬温泉と同じ泉質の含炭酸食塩泉が湧出しているが、泉温が20℃以下が多いため現在は利用されていない。有馬周辺の温・鉱泉の性質を第8表に示した。

有馬温泉のほかに、「神戸」図幅内には神戸市生田区の布引鉱泉が古くから知られている。その泉質は単純炭酸泉で、飲料用として現在も利用されている。また神戸市須磨区名谷に春日平所在の鉱泉という名で鉱泉誌に挙っているが、現在、この地域は大規模に宅地造成され昔の面影はない。泉質は硫化水素臭を有する単純硫黄泉と記載されている。この種の鉱泉は、神戸層群分布地域である三田盆地の鹿の子鉱泉など数か所に認められる。

VI. 4 トンネル

六甲山地には、古くからトンネルが掘られており、特に昭和30年代以降は社会的要請もあって、送水トンネル・道路トンネル・鉄道トンネル等の各種トンネルが次々と掘削され、現在掘進中のトンネルも二、三ある。著者らが見学・調査したトンネル位置を第52図に示した。

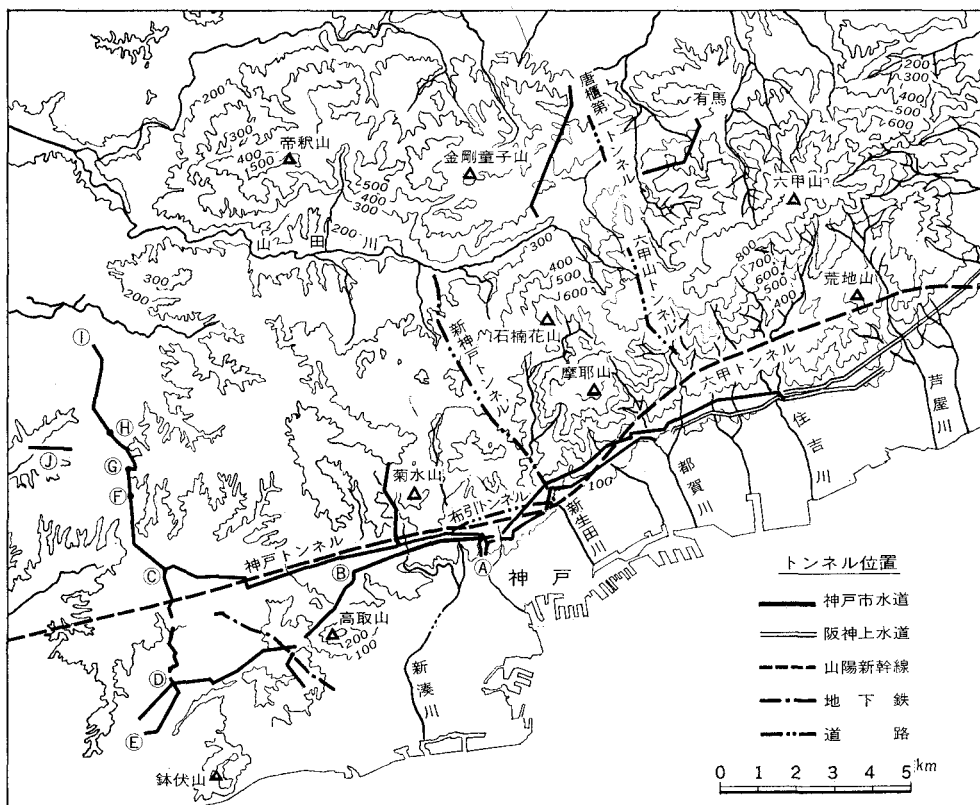
このなかで、計画段階から関与した神戸市水道第5回拡張工事の送水トンネルを中心にトンネルの応用地質的問題点を記すことにする。

神戸市の水道トンネルは、送水トンネルとして、西宮市の上ヶ原から垂水区名谷までの二系列のトンネルと垂水区奥畑の分岐点から押部谷までのトンネルがあり、総延長67,000mに及んでいる。これらのトンネルのうち、昭和44年度から昭和52年度にかけて建設された神戸市水道第5回拡張工事における送水トンネル工事について、地質上の特徴を中心に、特に問題となった点を述べることにする。

このトンネル（総延長23,100m）は神戸市奥平野から西進し西神地区に延びるもので、計画段階から終始助言者として笠間が参画した。計画段階で多井畑断層・高塚山断層を横断する方法、また路線が花崗岩地域、神戸層群地域、大阪層群地域を通るため、それぞれに応じた施工法を考えていたが、掘削に当たって更に問題点が出てきた。以下村尾ほか（1982）の報告のなかから要約して記すことにする。

第5回拡張工事の送水トンネルは、従来からの神戸市の水道トンネルに比べて、既設トンネルとの交差が多いこと（4か所）、大断面トンネルの坑内ポンプ場があること（3か所）、施工面高さが+80mを中心に+58mから+135mと変化があること、斜坑・立坑が多いことなどが特徴である。トンネルルートは第52図の④点奥平野から③点奥畑分岐点を経て、南方向に⑤点名谷までと、北方向に①点押部谷まで及び①点福谷トンネルの総延長23,110mである。トンネル施工面高さは④から⑥及び③より南1,300mは+85～+80mであるが、これより以南は+70m及び+58mと施工面を低くして既設トンネルと交差させている。また⑥からは斜坑によって約50m高くなり+130～+135mとなり、①付近は立坑によって+78mになっている。

トンネル工事の対象となった地質は、花崗岩類、神戸層群、更に大阪層群と変化しており、遭遇した断層は、布引断層、多井畑断層、高塚山断層などである。



第52図 六甲山地のトンネル位置図

A map showing the locations of tunnels in the Rokko Mountains.

VI. 4. 1 花崗岩盤のトンネル掘削

本工事で施工した花崗岩は、布引花崗閃緑岩、六甲花崗岩あわせて7,400mである。布引花崗閃緑岩は④より約5,800mの区間にあり、岩の圧縮強度は $1,500\sim 1,800\text{kg/cm}^2$ と硬質で亀裂の少ない新鮮な岩盤である。したがって、湧水は少なく、掘進速度も平均122m/日と遅い区間であった。この区間においては、丸山断層北端部の花崗岩と岩脈の接触部の小断層(⑧点)において、 $2.0\text{ m}^3/\text{min}$ の異常出水に遭遇した(第53図)。この湧水は、掘削時には少量であり、特に問題もなく掘進したが、切羽の通過後に、トンネル側面より1.0-1.5m幅で破碎された角礫の流出(約 10 m^3)とともに発生した。2週間後には湧水量は半減して $1.0\text{ m}^3/\text{min}$ となったが、以後は減少することもなく、ほぼ同程度の湧水量が続いている。この地点周辺の地山は、比較的堅固であり、破碎された部分の幅が狭く、出水時に空洞になったままの状態での施工することが可能であったため、薬液注入等の施工を行うことなく通過した。

六甲花崗岩は分岐点◎より北方向900mのところから現れ、◎まで1,600mの範囲である。この区間の地表は、布施畑地区の一部を除いて神戸層群であり、トンネル施工面が六甲花崗岩の表層部に位置す

るために布引花崗閃緑岩と比べて軟質であった。高塚山断層の東側を並行して北上する区間の伊川より約 1,000m 北地点㊦では高塚山断層の影響と思われる南北方向の小断層に当たり、湧水は 5l/min 程度と少量であったが、切羽が自立しない軟弱な地山であったため、2 回に分けて合計 40m 間を LW 薬液注入（薬液量 445,800 l，最終注入圧 40kg/cm²）を施工して突破した。更にこの区間より 100m 北の地点では、北東方向の断層（粘土幅 30cm，真砂幅 1 m）に遭遇し、0.6m³/min の湧水があった。この断層部分は、本抗西側 34.4m，東側 11m の水抜迂回坑の施工によって、切羽の崩壊もなく突破することができた。湧水は徐々に減少して、約 1 か月後には 100 l/min となり、以後も減少していった。これら 2 か所以外には、この部分の六甲花崗岩においては、特に問題となることはなく、平均月進 169m（最大 224m）の掘削進行がとれた。



第53図 切羽湧水の状況（第52図中㊦地点）
A photo showing the flashing-out of Groundwaters at the tunnel excavation.

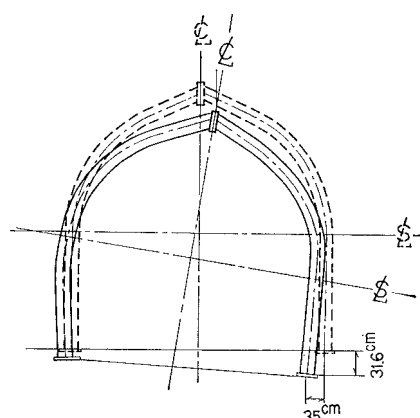
4.2 神戸層群におけるトンネル掘削

㊦+5,800m 地点より、布引花崗閃緑岩から神戸層群に変わり、凝灰岩・礫岩・砂岩・泥岩のトンネル掘削を行った。神戸層群内の掘削は㊦を中心にした延長 8,700m と高塚山断層㊦の東側 1,200m のあわせて 9,900m の延長になり、本工事のトンネル延長の 43%に当たっている。総体的に神戸層群での掘削は比較的容易であり、掘進速度も 180m/月 を超え、シャトルカーの使用による効率的なずり出しの可能な区間では平均 219m/月 の進行を確保することができた。分岐点㊦から南方向のルートでは、開業直前の山陽新幹線奥畑第 1 トンネルの下を約 10m のクリアランスで交差する工法上の問題点と、多井畑断層、神様松撓曲などの地質構造線を横断することや地すべり地付近を通過するなどの地質上の問題点があった。

新幹線トンネルとの近接交差部の地質は、上方の新幹線トンネルが砂岩と泥岩の互層のなかに、また、本工事トンネルは凝灰岩のなかに位置し、大きな割れ目や節理の発達もなく良好な状態であった。施工方法としては、それまでの既設水道トンネルや新幹線トンネルとの数か所での経験（いずれも花崗岩盤）を基に、前後それぞれ 40m 区間において発破規制を行い、国鉄側の条件である最大変位 70 μ ，最大変位速度 25mm/sec を満たして無事通過した。なお、この区間では直ちにコンクリート覆工と覆工背面へのグラウトを行い、更に新幹線トンネル内より薬液注入を行って地山のゆるみに対処している。

多井畑断層とは㊦点より約 1,700m において横断したが、この付近の掘削そのものは、湧水量も少なく、特に難渋することもなく進行した。しかし、掘削完了後、断層前後の 4 か所総延長 107m にわたっ

て、1.0-1.2m ピッチで建込んだ支保工（100H形鋼）が変形する事態が起こった。変形の状態は第54図に示すように、左右不均等に沈下し（最大変位：31.6cm）、内側に押された（最大変位：下端で35cm）状態であったが、全体としてある特定方向にのみ変位するというようなことはなかった。変形を起こした原因の詳細については明らかでないが、断層のために地山は相当にもまれた状態で、しかも、地層が激しく変化して不均質な地質であるという状況のもので、少量の湧水等によって地山が軟弱化あるいは膨張したために起こったものと推定することができる。地質と支保工の変形程度をみると、粘土化のある程度

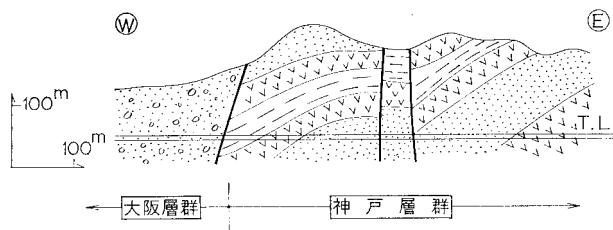


第54図 支保工の変形（村尾ほか，1982）（第52図中㊸地点）
Deformation of steel-reinforced arch-frames.

進んでいる地層部分、特に泥岩の部分では変形が顕著に現れ、砂岩部分は変形が少ない傾向にあった。変形区間の修正・補強方法としては、支保工部材を100Hから500Hに大きくし、建込みピッチも0.8mにして縫返しを行うとともに、直ちに、コンクリート覆工の巻厚を通常の35cmから50cmに変更して施工した。なお、神様松撓曲はトンネル掘削からはずれ、地すべり地についても施工面が地すべり面より低いために問題にはならなかった。

高塚山断層北端部付近の掘削は、西側大阪層群より自動積込掘削機（ロッドヘッダー）により掘進し、断層以東における神戸層群についても、引き続き機械施工を行った。断層より約60mは月進130m程度の掘進速度で進行したが、岩質（凝灰質砂岩）が硬くなるに従って掘進速度も低下し、ついに、凝灰岩のなかに入った90mの地点から発破工法に変更せざるを得なかった。発破工法の場合には、他の神戸層群の区間と同様に掘削は比較的容易であり、3.2m断面で平均160m/月（最大193m/月）であった。

一般的に、神戸層群内では湧水は少ないものとされているが、この付近の掘削については、断層西側の大阪層群から掘進するために、断層東側からの突発的な湧水に見舞われる可能性が当初から想定され、また、出水による周辺の溜池等への悪影響を未然に防止することが必要であった。したがって、断層付近については径100mmの先進ボーリングによって地山の帯水状態を確認しながら掘削作業を進めることにしていた。断層㊸は大阪層群と神戸層群の境界部において20cm程度の断層粘土によって確認されたが、心配された湧水は少なく、トラブルもなく通過することができた。しかし、その後も地山はもまれた状態が続き、最初の断層粘土より240m東の地点において、発破帯から0.6m³/minの湧水に遭遇した。この地点では断層粘土は確認されなかったが、前後の地層の傾斜及び岩相などから考えて高塚山断層の副断層であり、高塚山断層は北端部において二-三本の断層に分かれていることが判明した（第55図）。この湧水部分は、直ちに、掘削を中断して薬液注入によって止水した後、掘削を再開した。更に10m掘進したのち、先進ボーリング（径100mm、長さ48m）を施工したところ、ボーリング孔から0.9m³/minの出水があり、なお多くの地下水を内蔵していることが判明した。事前の薬液注入と掘



第55図 高塚山断層付近地質概念図
Schematic illustration of the Takstsukayama Fault.

削を3回にわたって繰り返して施工し、トンネル内への出水を未然に防止して周辺地下水への悪影響を避けることができた。この薬液注入区間は合計で約60mであった。この区間を通過してからは、主に硬質の凝灰岩であり、掘削作業は極めて順調に進行していった。

VI. 4. 3 大阪層群におけるトンネル掘削

大阪層群（明石累層）におけるトンネル掘削は、当時の施工例としてわずかに国鉄新幹線の高塚山、長坂の両トンネルだけであった。ルート地質概要は、粘土分15%、シルト分15%、砂分20-30%、礫分40-50%の砂礫層であり、施工面(+80m)よりも上方には3層から4層の連続した粘土層が存在する。地山の状況もN値40-50以上、弾性波速度1.8-2.0km/secとよく締った安定した地質であり、透水係数も全体的には 10^{-4} m/secと透水性が悪いために、新幹線の施工例からみても、挟在する薄層の砂層での部分的な湧水以外に大きな湧水はないものと予想された。掘削工法としては、着手前に種々検討した結果、ロードヘッドによる機械掘削工法を採用することになった。

施工当初は、予想通り若干の湧水を受けながらも順調に進み、月進160m以上（最高198m/月）の掘進速度を確保していた。しかしながら、切羽が抗奥に進むに従って湧水が増加し、施工条件が徐々に悪化していた。特に、福谷側①の切羽では、砂及びシルト層がレンズ状に挟んで、帯水状態も不均一であり、切羽の安定性が悪くなっていた。坑口より750m地点で土砂流出を伴う450 l/minの湧水に遭遇して以来、切羽の崩壊が激しく掘削作業は難航を極めた。切羽の崩壊は、砂礫層内の砂・シルト分が少量の湧水によって流出し、更に、相対的にゆるんだ砂礫が水とともに流出するために起こるものと考えられる。このような状況下で、リングカット工法、薬液注入、水抜ボーリング、水抜迂回坑などの工法を試みたが状態を改善するまでに至らず、ついに圧気工法（坑内圧0.5-0.85km/cm²）を採用することになった。

この間、4か月の日数を要して、掘進延長は26mであり、薬液注入（LW, MI）494,900l、水抜ボーリング340m、水抜迂回坑29mの施工を行った。一方、押部谷側①は、①地点よりも均質な砂礫層であり、幾分か条件は良かったものの湧水の増加とともに切羽の状態は①と同様の傾向を示していたために、ここでも圧気工法を採用することになった。

圧気工法の採用によって掘進状況は幾分か改善されたが月進80-100m程度であり、また、ロック室

等の圧気設備の築造のために多くの時間を費やし、6か月でわずかに350m進行しただけであった。しかも、依然として切羽の状態は200 l/minの程度の湧水を伴って不安定な状態であり、以後の地質状況からみて良好な状態への回復は望めない状況であった。①地点では既に、坑口からの湧水総排水量は1.1kmのトンネル掘削に対して1.2m³/minに達しており、周辺の地下水に多大な影響を与えていた。特に、ルート南側の谷部では地下水位の低下により集落全戸(28戸)の浅井戸に被害を与え、更に、小河川の水位低下によって8haの田畑の用水にも支障をきたして補償問題が起こっていた。以上のような状況のもとで工事を中止し、大幅な計画変更を行うことになった。

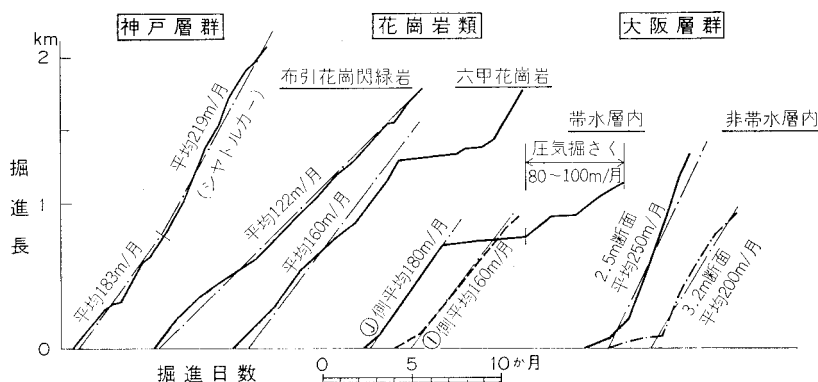
変更計画においては、大阪層群におけるトンネル掘削を確実にを行うためには、帯水層、特に被圧帯水層を避けることを考えて、トンネル施工面の高さを約50m上げて+130m台とし、既に掘削の終わった区間のトンネルとは、斜坑・立坑あるいは管路で連絡することにした。非帯水大阪層群のトンネル掘削は、切羽の安定性も非常によく、掘進状況は極めて順調であった。2.5m断面のトンネルでは平均月進250m(最大350m/月)、3.2m断面のトンネルでも、平均月進200m(最大260m/月)の掘進速度であった。この掘進速度は、被圧帯水層の大阪層群における掘削、あるいは花崗岩や神戸層群における発破工法の場合と比較して1.5-2倍に当たり、非常に能率的な掘進状況であった(第56図)。

これまで記してきた第5回拡張工事の送水トンネルの例でも、工事が停滞した区間は湧水と関連しているように、トンネルの応用地質的問題の第一には湧水問題が挙げられる。

山陽新幹線六甲トンネル(16,220m)では大月断層と交差する鶴甲工区で膨大な湧水に遭遇し、200m区間の掘進に9か月間を費やす山陽新幹線区間での最難関区間となった。

また道路トンネル—新神戸トンネル(6,910m)では、布引断層・万福寺断層などを路線が横断することから、計画段階で、破碎帯の掘削工法や湧水対策を検討していたが、実際に当たっては南坑口から2,235m地点の小破碎帯で12m³/minの異常湧水に遭い、更に5,390m地点の小断層では湧水が600m³の土砂を押し出し、坑内を埋めるなどのトラブルがあり、それぞれ難工事となっている。

六甲山地には現在掘削中のトンネルが2トンネルあり、計画中の長大トンネルもある。今後のトンネ



第56図 地質の違いによるトンネル掘進状況

Difference in excavation rate in response to the different lithologic characters.

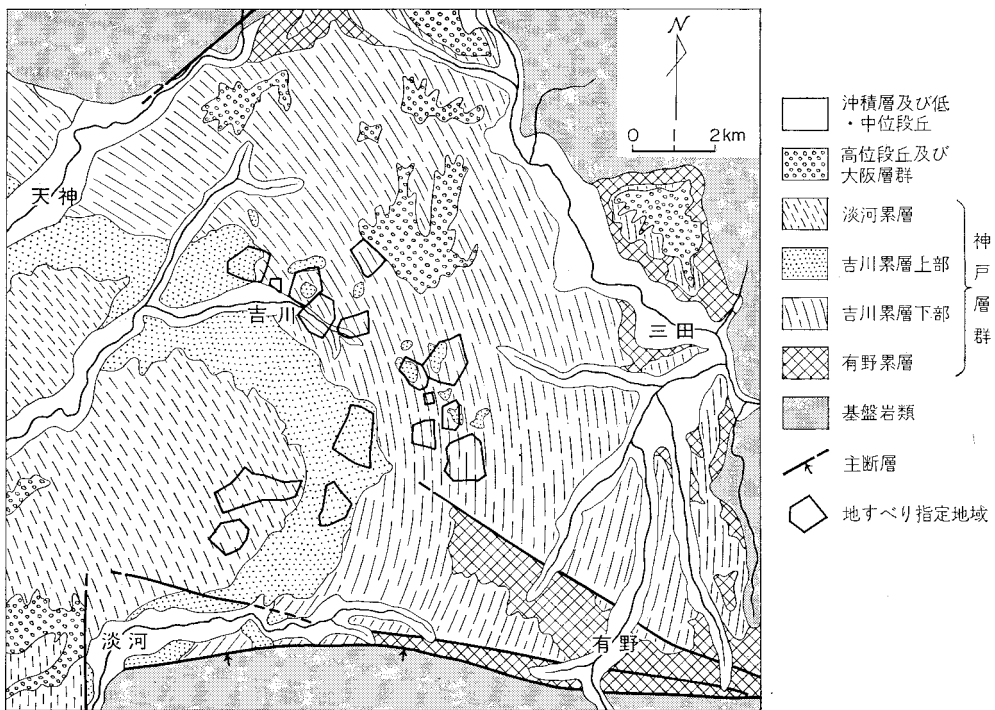
ル計画では、計画路線の区間あるいは地点で湧水量をしっかりと見積る事が最重要項目となろう。これまでのトンネル掘削の例から、岩盤トンネルの湧水は裂隙水であり、断層破砕帯に密接に関係していることが明らかになっている。しかし湧水量は必ずしも断層破砕帯の規模の大小とは関係せず、大断層でも全く湧水がなく、また小断層でも膨大な湧水がある場合もある。これまでの湧水調査は断層破砕帯の位置をつきとめ、その手前で先進ボーリングを実施して湧水があれば、その対策を考えるというような施工中の調査となっており、しばしば小断層による異常湧水により工事が中断した。今後は計画段階での調査として湧水調査の割合が大きくなるであろう。また、湧水探査法の確立が急務となっている。

六甲山地周辺のトンネルの場合、都市近郊部のトンネルが多くなってきたため、未固結層地域の土砂トンネルの工例も多く、またトンネル交差の例も多くなっている。これらの場合には湧水問題と同様にトンネル土圧問題も、施工上大きな課題となっている。

VI. 5 地 す べ り

「神戸」地域内には花崗岩山地・丘陵地があり、花崗岩山地で山くずれや土石流、丘陵地では地すべり等の斜面災害がみられる。

第三紀層地すべりとして著名な神戸層群の地すべりについて記す。



第57図 三田盆地の地すべり指定地
Prevented area of landslide in the Sanda Basin.

神戸層群は前記のように、帝釈山地を挟んで三田盆地と神戸市須磨区白川峠周辺に分布する。白川峠周辺は、近年宅造化が急速に進んで、白川地区の80%程度が人家密集地域となり、現在昭和40年頃の面影が全く見られない。一方、三田盆地はまだ開発の手が伸びていないので、この地域の地すべりの調査研究を藤田崇らと協同して続けているので、その概要を記すことにする。

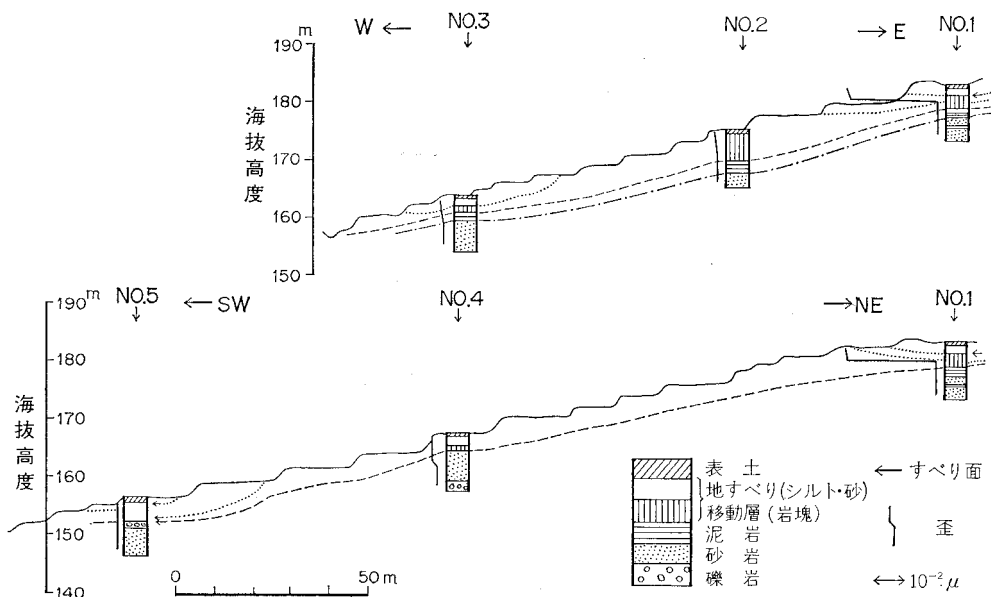
三田盆地には、神戸市北区大沢町・淡河町などを中心に建設省・農林水産省の地すべり指定地域が約20か所あり、指定地域外の地すべり地は更に多い（第57図）。

VI. 5. 1 地形と地すべり

三田盆地は東西20km、西北約15kmの盆地であり、三方を流紋岩山地で囲まれ西側が播磨平野に連なる盆地である。盆地内は神戸層群で構成される標高100-300mの丘陵地が占めている。神戸層群の構造が、一般的に西へ数度傾斜し、N-S軸を中心に緩やかな波状構造をとっており、丘陵地の地形もこの構造支配を受けている。

淡河町の地形と地すべりの関係を見ると、東斜面で急傾斜（20°程度）、西斜面で緩傾斜（7-8°前後）の地形を示すものが多く、東斜面では崩壊が、西斜面では地すべりが発生する傾向が認められる。地層の傾斜も西落ちであり、流れ盤地すべりといえる（第58図）。

個々の地すべり活動は幅10m程度の小規模なものが大部分であるが、それらが集まって全体として幅100-200m程度の地すべり地域を形成している（第59図）。



第58図 神戸市淡河町北僧尾地すべり地の断面図
至は昭和52年2月-3月末日までの累積量を示す。No.1-5は地すべり調査ボーリング井
Schematic profile of the landslide at Kita-Sowo, Ōgo-machi, Kobe City.



第59図 地すべりによる道路崩壊（神戸市北区有野町）
Cracks and ruptures on the road, at just the head point of landslide.

大沢町、淡河町などのボーリング資料を見ると、地すべり粘土の深さは5 m内外の浅い地すべりが多く、深さ10m程度の比較的深いものでは地すべり粘土が二-三枚認められる。

現在見られる地すべりのすべては、地すべり地塊内部の小規模な二次地すべりであり、地すべり地域の大部分が活動する大規模な地すべりは数10年周期で起こるといわれている。

VI. 5. 2 地質と地すべり

神戸層群は前記のように、下位から有野・吉川・淡河の3累層に区分され、各累層は砕屑岩の多い下部と凝灰岩優勢の上部に細分されている。

これら層準と地すべり地域との関係は

層 準	地すべり地域
淡河累層 {	上部 33
	下部 4
吉川累層 {	上部 39
	下部 38
有野累層 {	上部 6
	下部 3

となり、各累層とも凝灰質岩の発達する上層部に地すべりが多発している。吉川累層下部では、泥岩の発達が特に良いため地すべり地域が多いのであろう。

地すべりと岩相の関係をみてみると、地すべりを層準別に検討した結果、地すべりと地質との相関が更に明らかになった。礫岩発達地域には崩壊地はあっても地すべりが全く発生せず、砂岩地域にもわず

かに地すべりが見られるにすぎないが、一方、泥岩や凝灰岩発達地域には地すべり地域が多発している。凝灰岩の場合地すべり粘土に転化し易い凝灰岩と、そうでない凝灰岩の2者があることも判明してきた。地すべり粘土に転化し易い凝灰岩は細粒で、しばしばベントナイト等が稼行されており、直接地すべりと関係しない凝灰岩は粗粒のことが多い。

VI. 5. 3 地すべりの素因

地すべりの多くは梅雨期に発生することから、地すべりの誘因の一つとして降雨が挙げられる。地すべりの素因として、泥岩及び細粒凝灰岩の風化—特に水の影響による粘土化—モンモリロナイト化を強調したい。大沢町地域で岩相別にX線回折（第9表）を行った結果をみると

- A) 地すべり粘土 (No.4, 7, 8, 23, 24) はX線チャートでのモンモリロナイトが最も高くなった。
- B) 地すべり地形内の露頭より採取した泥岩 (No.2, 16, 17, 20, 21, 22) はX線チャートで中程度のモンモリロナイトのピークが見られる。
- C) 細粒凝灰岩 (No.3, 5, 18, 31, 32) ではモンモリロナイトを含みゼオライトがない。
- D) 粗粒凝灰岩 (No.6, 10, 19) ではCグループと反対にゼオライトを含みモンモリロナイトが少ない。
- E) 泥岩 (No. 26, 27, 28) ではX線チャート石英・斜長石のピークが大きくモンモリロナイトのピークが小さい。

X線回折ではモンモリロナイトの含有量がわからないので、モンモリロナイトの定量化を試みた。モンモリロナイトの高い活性を利用してメチレンブルー染料を吸着させ、吸着後のメチレンブルー濃度を比色計で測定し、その吸着量から相対的にモンモリロナイト量を求める方法で測定した。

この結果はA) の地すべり粘土はモンモリロナイト含有量 40-30% と最も高く、B) の地すべり地域内の泥岩で 30-25%、C) の細粒凝灰岩で20-10%の含有量があり、D) の粗粒凝灰岩で 5-0% と最も少なく、E) の泥岩も、X線チャートから予想したよりもモンモリロナイト含有量は 20-10% と高かった。

地すべり粘土に膨潤性の強いモンモリロナイトが多く含まれていることは当然であるが、その原岩となる泥岩あるいは細粒凝灰岩にも、もともとモンモリロナイト含有量が多いことも判明した。

降雨などによる地表からの浸透水あるいは地下水によって粘土化が促進され、粘性土の含水比の増加に伴う粘着力の低下、膨潤圧の増大等の要因で地すべりが繰り返し起こっている。

地すべりの発達過程を考えると、まず降雨などの誘因で地層の崩壊があり、丘陵地の頂部周辺で岩屑—崩壊層が形成する。次いで岩屑層の風化で細粒化や粘土化が進み、次第に粘土量が多くなり、クリープ型の地すべりが発生し地すべり粘土が形成される（大沢町善入地区など）。

斜面の傾斜と地層の傾斜がほぼ一致し、更に表層が泥岩—細粒凝灰岩で、その下位に粗粒碎屑岩があるときは、表層の風化で表層中に地すべり粘土が形成され、直ちにクリープ型の岩盤地すべりが起こることもある（大沢町市原地区など）。

神戸層群の地すべりの発達過程に2つのケースを記述したが、地すべり地塊内のボーリング資料の検討から考察したものである。現在地すべり活動の盛んなところはすべて丘陵中腹部の地すべり地塊に多

おおぞ
第9表 神戸市北区大沢町の地すべり地域のモンモリロナイト含有量
Clay mineral compositions and montmorillonite contents of the clays
associated with landslide in north Kobe City.

No.	産 状	X線回折による主な鉱物				メテレンブルーの吸着量 から推定した Mon. の量
		Qz.	Pl.	Ze.	Mon.	
1	青灰色の新鮮なシルト岩					20—15%
2	地すべり地形のはじまる位置の泥岩	≡	≡		≡	30—25%
3	白色で貝殻状に割れる細粒ガラス質凝灰岩		≡	+	+	20—15%
4	吉川凝灰岩直下の地すべり粘土		+		≡	———
5	吉川凝灰岩下部の泥質部分	+	+		≡	30—25%
6	新鮮な塊状・粗粒の吉川凝灰岩	≡	≡	≡		———
7	地すべり粘土（凝灰質）		≡		+	35—30%
8	地すべり粘土直下の凝灰質な泥岩		≡		+	———
9	大沢凝灰岩の細粒なガラス質部分	≡	≡		+	20—15%
10	大沢凝灰岩の塊状・粗粒の部分	+	≡	+		5—0%
11	中粒砂岩					5—0%
12	連続の悪い凝灰岩、細粒でガラス質部分					10—5%
13	中粒砂岩					0%
14	大沢凝灰岩下部の風化の進んだ部分	+	≡		≡	35—30%
15	地すべり地形内の泥岩					30—25%
16	地すべり粘土？ 少し凝灰岩質	≡	≡		≡	15—10%
17	地すべり地塊中の崩土	+	≡		≡	———
18	吉川凝灰岩上部の固結のよくない部分	+	≡		≡	20—15%
19	吉川凝灰岩下部の固結した粗粒部分	≡	≡	≡		10—5%
20	地すべり地塊中の粘土	≡	≡		≡	15—10%
21	地すべり地塊中に含まれていた泥岩	+	≡		≡	———
22	地すべり地塊中の崩土	+	+		≡	———
23	地すべり粘土上部（やや凝灰質）		+		≡	———
24	地すべり粘土下部（やや凝灰質）		+		≡	40—35%
25	地すべり地形内の泥岩					30—25%
26	新鮮な泥岩	≡	≡		+	———
27	新鮮な細砂岩	≡	≡		+	———
28	新鮮な泥岩					20—15%
29	地すべり地形内の粘土					30—25%
30	赤褐色の泥岩	≡	+		+	15—10%
31	夫婦松凝灰岩の細粒でガラス質の部分	≡	≡		≡	15—10%
32	夫婦松凝灰岩の中粒でやや固結した部分	≡	≡		+	———

Qz:石英 Pl:斜長石 Ze:セオライト Mon:モンモリロナイト
≡:強いピークを示す ≡:中程度のピークを示す +:弱いピークを示す

(分析:松山紀子)

く、発生段階の見られるところはない。丘陵麓野部の地すべり地塊は比較的安定化しており、終末期にあると考えられる。

地すべり地の土地利用は水田として利用されているところが多く、継続的な地すべり活動により千枚田化し、またため池も多い。冬季乾燥、夏季含水という土地利用が地すべり活動の助長につながっている。1回の地すべりが小規模で、移動量も数10cm-数m程度と小さいため、水田の変形も簡単に修復している。

地すべり面が比較的浅いところにあるため、対策工法も古くから杭打ちで数年—数10年の間、安定させる工法がとられている。

地すべり多発地域では水田の植木畑への転化という指導もされ、安定化の実効が上がっている。

VI. 6 風水害及びダム

六甲山地の風水害（大阪西北部の地質、藤田・笠間、1982参照）の中で記したように、この地域の砂防の歴史も古い。明治29年の河川法、明治30年の砂防法に先立って、明治28年（1895）から六甲山地の武庫川支流流域で砂防ダム（石積み）の建設と水源山地の改修作業が始まっている。この事業は兵庫県が計画し、その実施は県営事業として良元工営所が担当してきた。

昭和13年7月の阪神大水害と言われる大災害を契機として、六甲山地51河川の改修が国営事業として取り上げられることになり、建設省六甲砂防工事事務所が設立され、戦争中の中断はあるが、この地を土砂災害から守るための山腹工・堰堤工・流路工などの仕事を続けている。

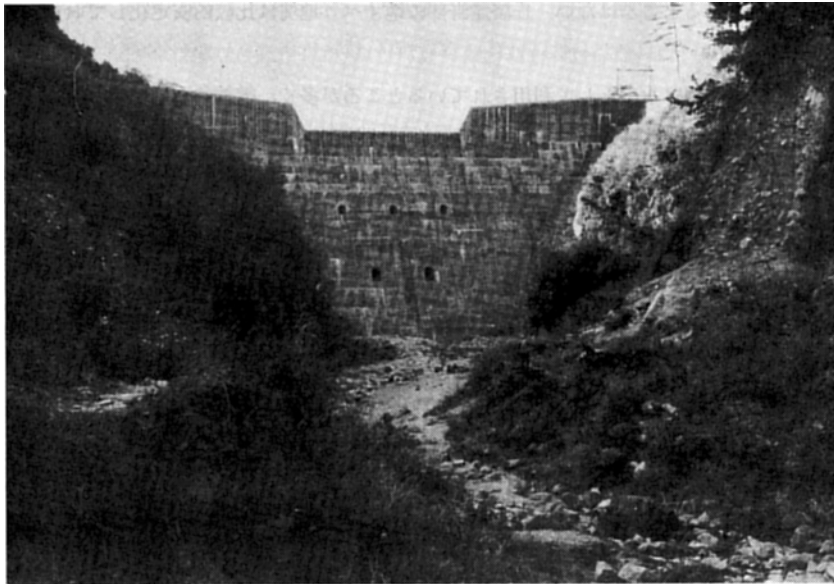
この中で砂防ダムの建設は、豪雨時に六甲山地に発生する山くずれや土石流により、土砂が下流部に流出し都市部に土砂災害をもたらすのを未然に防止するのが目的であり、砂防の中心となっている。砂防ダムの建設は年間数基に及び、六甲砂防工事事務所設立以来昭和56年9月で300基を超すに至っている。

六甲山地の風水害は昭和13年以後も、昭和25年・昭和32年・昭和35年・昭和42年と相継いで起こり、特に昭和42年7月の集中豪雨は、13年災害と比較しても、総雨量においてやや下回る程度のものであったが、日雨量・時間雨量はそれを上回り、山くずれ・土石流の発生は同程度であった。

しかし被害は13年災害に比べ、42年災害は人命では1/6、被災家屋では1/2、被害額は1/12にとどまっている。昭和36年建設された住吉川流域の堤高30m、堤長78mの五助ダムは42年災害時に約120,000m³の土砂を止め、下流部の被害を完全に防止するという見事な効果を挙げているように、地道な砂防工事の積み上げが昭和42年災害の被害を最小限に止めている（第60図）。

砂防ダムは土砂を止めてこそ使命を果たしたといえるが、六甲山地の砂防ダムは満砂状態のものが少なくなく、市街地に近い砂防ダムのうち、一杯になったダムの堆砂を掘削してとり除く除石工事を続けている。

砂防ダムの建設工事は今後も続くが、次第に地質などに問題のない立地条件のところ越来越少なくなり、施工を始めてから破砕帯に当たるなどの問題がでてきており、現在はダム建設に先行して、建設用地としての適性の調査が行われるようになった。



第60図 昭和42年災害前後の五助ダム（六甲砂防事務所）

上：災害前

下：災害直後

Two photos of the Gosuke dam taken before and after the natural disaster of July 1967 (heavy rainfalls).
Upper : before the disaster, Lower : after the disaster with piles of sdiments.

砂防ダムのほかに、この地域には利水目的のダムがある。日本最初のコンクリートダムとされている生田川上流の布引（五本松）ダムは、英国人技師 W. K. BALTON の設計により計画施工されたもので、貯水池内を横断する布引断層のコンクリート置換などの応用地質上の配慮がなされている（第61図）。明治33年（1900）に堤高 33.3m、堤長 110.3m の動力ダムが完成し、20,000m³/day の水道の供給が始まった。

次いで、布引貯水池の西方、湊川上流に鳥原ダムが建設され、明治38年（1905）に堤高 33.3m、堤長 122.4mのダムが完成し、43,000m³/day の取水量が得られるようになった。

利水目的のダム建設は都市の膨張につれてその後も続くが、六甲山地の小河川では流量の安定した河川に乏しいことから、六甲山地北側の北摂山地に、武庫川水系の羽束川・波豆川の水を貯水する千苺ダムが計画され、明治44年に建設が始まり、大正10年（1915）に堤高 36.4m、堤長 98.8m のダムが完成し、125,000m³/day の水源が獲得された。上記 3 ダムはいずれも神戸市水道局が建設したものである。

布引・鳥原ダムは近年になって老朽化と貯水池内の堆砂で貯水量が極度に減少し、50年に布引ダムのグラウトによる大修理がなされ、また堆砂の除去が行われた。この貯水池の水は船舶用上水として供給、長期間保存してくさらない Kobe Water として好評を得てきた。

鳥原ダムは改修計画中であり、貯水量を減じて使用している。

六甲山地と帝釈山地の間を流れる山田川中流に、現在、近畿農政局によって東播用水用の呑吐ダム(堤高 71.5m、堤長 2,600m) が建設中である。このダムの床掘りに当たって、幅 30-40m の破砕帯が現れ、



第61図 日本最古のダム布引ダムと貯水池（神戸市水道局）
Nunobiki dam and water reservoir which was constructed in
Japan for the first time and completed in 1900.

活断層論議が起こったが、トレンチ調査の結果、中位段丘を切っていないということが確実となり、堤体の築造が始まっている。

VI. 7 地 震

「神戸」地域内の自然災害の筆頭となる風水害については、隣接地域地質研究報告「大阪西北部地域の地質」(1982)のなかで、この地の風水害の災害史、災害の誘因と素因、災害対策などについて記し、この報告では砂防ダムの建設状況とその効果について書いたもので、これらを参考にされたい。ここでは日本の自然災害の第二位に当たる地震について、神戸市の震度調査と地盤調査(笠間・岸本, 1974)を実施したので、その結果の要点を記すこととする。

VI. 7. 1 神戸の震度

神戸とその周辺地域は、比較的大地震の発生の少ないところであり、歴史時代に姫路(868年, $M=7.1$)、及び生野(1864年, $M=6.4$)付近に震央をもつ大地震が記録されているにすぎない。

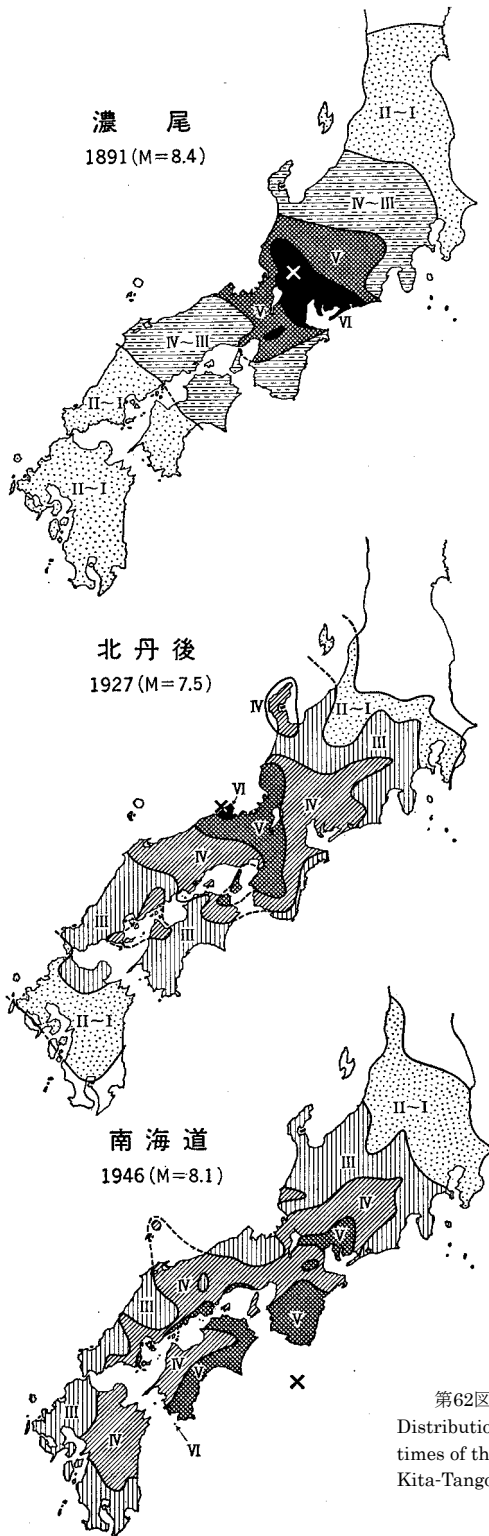
地震観測の始まった明治以降の大地震での神戸の震度は次のごとくである(第62図)。

西暦年	月	日	地 震	マグニチュード	神戸の震度
1891.	10.	28.	濃 尾	8.4	V
1916.	11.	26.	明石沖	6.3	IV
1923.	9.	1.	関 東	7.9	IV
1927.	3.	7.	北丹後	7.5	IV
1936.	2.	21.	河内大和	6.4	III-IV
1943.	9.	10.	鳥 取	7.4	IV
1944.	12.	7.	東南海	8.0	IV
1946.	12.	21.	南海道	8.1	IV
1948.	6.	28.	福 井	7.3	III-IV
1952.	7.	18.	吉 野	7.0	IV
1961.	8.	19.	北美濃	7.0	III
1968.	8.	18.	和知(京都中部)	5.8	II
1969.	9.	9.	岐阜中部	6.6	III

神戸の震度は、同じ震央距離の他の地域、例えば大阪などに比べて震度は小さい、このことから地震に対する地盤が比較的良好であるといえる。しかし上記のように明治以降の大地震においても震度V(強震)が1回、震度IV(中震)が7回を記録している。

昭和48年9月から昭和49年7月までの期間に神戸市市街地の中学校14校を選び、各校の生徒それぞれ100人程度に地震の震度のアンケート調査を実施した。この期間に発生した有感地震は次の4回があった。

- ① 昭和48年9月21日11時 兵庫県山崎町付近



第62図 3大地震における震度分布
 Distribution of seismic intensities at the times of three large earthquakes of Nōbi, Kita-Tango and Nankaido.

- ② 昭和48年11月25日13時 和歌山県日高川中洗付近
- ③ 昭和48年11月25日18時 同 上
- ④ 昭和49年1月18日13時 兵庫県六甲山付近

このうち①はM=5.2で、この地域としてはかなり大きい地震であった。神戸の震度はいずれもⅢないしⅡと気象庁発表がされている。アンケートの回答 3,000 枚の中から地震時にいた場所、地震の揺れ方を整理して、各地点における震度を出してみた。

その結果、震度の大小にはかなり地域差が見られることと、一般的に堅い岩盤の上、あるいはかなり浅いところに岩盤があるところでは震度が小さい結果になった。

VI. 7. 2 微小地震

震度調査と平行して、京都大学防災研究所、京都大学阿武山地震観測所と協力して北摂・北神地域の4地点に地震計を設置して、微小地震臨時観測を実施した。

地震計設置場所と観測状況は次の通りである。

観測点名	設置場所	緯度	経度
宝塚	宝塚市長谷晋光寺	34°55′ 9.4″	135°19′ 22.2″
船坂	西宮市船坂善照寺	34°48′11.2″	135°16′ 57.2″
三田	三田市池尻	34°53′ 7.8″	135°11′ 18.5″
三木	三木市蓮華寺	34°51′21.3″	135° 2′ 57.6″

宝塚（略称TZ）：堅固な基盤（有馬層群）上に地震計を設置することができ、また車の交通量が少ない静かな環境にあるため、最も高感度で良好な観測ができた。1日平均3-4個の地震が記録されていた。

船坂（FS）：堅固な六甲花崗岩上に地震計を設置することができたが、近くを走る県道（旧有馬街道）の交通量が多く、その振動のためTZほど高感度では観測できなかったが、1日平均3個程度の地震が記録された。

三田（DS）：第三紀層（神戸層群）の分布する地域にあり、比較的軟らかい泥層の上に地震計を設置したため、ノイズ（雑振動）が多く高感度の観測ができず、更に中国自動車道の工事現場が近く、昼間はその振動によりほとんど観測不能であったため、1日平均1個以下の地震が記録されたにすぎない。

三木（MK）：三田（SD）と同じく神戸層群の分布する地域内にあり、地盤が不良であった。SDの場合よりは堅いと思われる砂岩層に地震計を設置でき、また道路からも離れた静かな環境にあるため、SDよりやや高感度で観測できたが不満足なものであった。1日平均1-2個の地震が記録されていた。

P波とS波の着震時の差は震源から観測点までの距離に比例するので、逆に観測されたS-P時間の分布から地震活動の様子をある程度推定できる。

神戸市下の地殻内で地震が発生したならば各観測点で観測されるS-P時間は、震源の深さが10-15 km程度であれば、それぞれ次のように予想される。

T Z ……4.5～5.2秒 F S ……3.2～3.9秒

S D ……3.9～4.5秒 M K ……3.9～4.5秒

観測された S-P 時間の頻度分布図 (第63図) には、確かに上の範囲内の地震がみられる。しかしながら、最初に述べたように神戸市をとりまいて地震活動があり、それらの地震が分布図に重なるため、この図のみでは神戸市内の地震活動を議論できない。

臨時観測資料及び京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所に属する氷上 (HM)、泉 (IZ) 観測所の資料も含め次のような手続きで、震央分布図 (第64図) を作成した。

- (1) 4 臨時観測点 (T Z, F S, S D, M K) 及び氷上 (H M)、泉 (I Z) で観測された地震の中で、S-P 時間が 8 秒以下の地震をピックアップする。
- (2) 3 点以上で観測された地震について次式に従って発震時を決定する。

$$t_o = t_p - 1.37 t_{s-p}$$

t_o : 発震時, t_p : p 波着震時, t_{s-p} : s-p 時間

- (3) t_o が求まったものについて t_p の最も小さい (地震に最も近い) 3 点の t_p を使って、P 波速度 $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ を仮定して作図法で震源を決定する。ただし 3 点の位置が極端に扁平な三角形となる場合は、適当な観測点を選ぶ。

- (4) 振動継続時間 (F-P) を使って次式に従ってマグニチュード M_{F-P} を決定する。

$$M = a \log(F-P) + b$$

a, b : 定数

その結果マグニチュードを●の大きさと分類した震央分布図ができた。第64図がそれである。

正確な震央分布図を得るためには、地下速度構造をここで仮定したように、 $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ の一層だけでなく、多層構造を考慮して震源決定がなされるべきであるが、比較的観測点間の距離が短いため、ほぼ正確に現実の地震活動を表していると思われる。

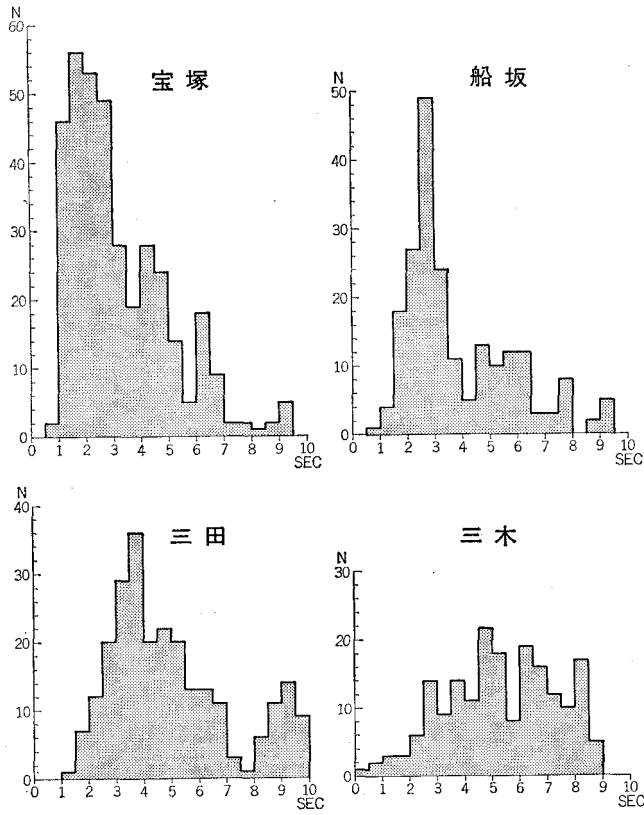
このようにして得られた震央分布図の特徴を箇条書きにする。

- ① 神戸市の東北部に当たる妙見山を中心とした地域で活発な地震活動がみられる。

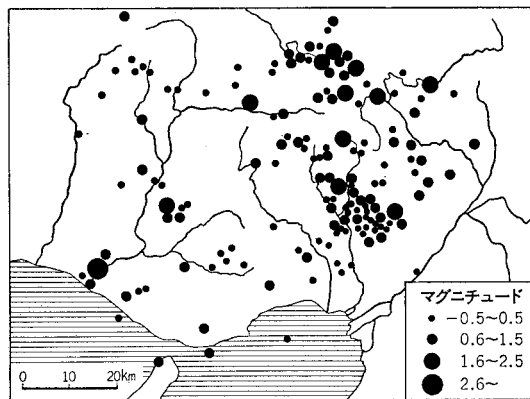
これは、淀川西部に NE-SW に延びる、いわゆる淀川地震帯の南端部に相当する。この活動が妙見山のすぐ南方で急に低くなっているのは興味深い。この境近くを有馬一高槻構造線が通り、北側の古期岩体 (丹波層群・有馬層群) と南側の花崗岩体とに分割している。この地震活動は北側の古期岩体中で活発であり、南側の花崗岩体に入ると不活発になることを意味している。

- ② 妙見山から氷上 (HM) に向けて帯状に地震活動がみられる。氷上 (HM) 近くは、臨時観測の検知能力の限界に近く不明瞭ではあるが、近畿北西部の微小地震分布図 (第65図) とあわせてみれば、このゾーンは明瞭な帯状の地震活動帯であることがわかる。また①でみた妙見山付近の活動は、この活動帯と淀川地震帯との交点にあることも興味深い。

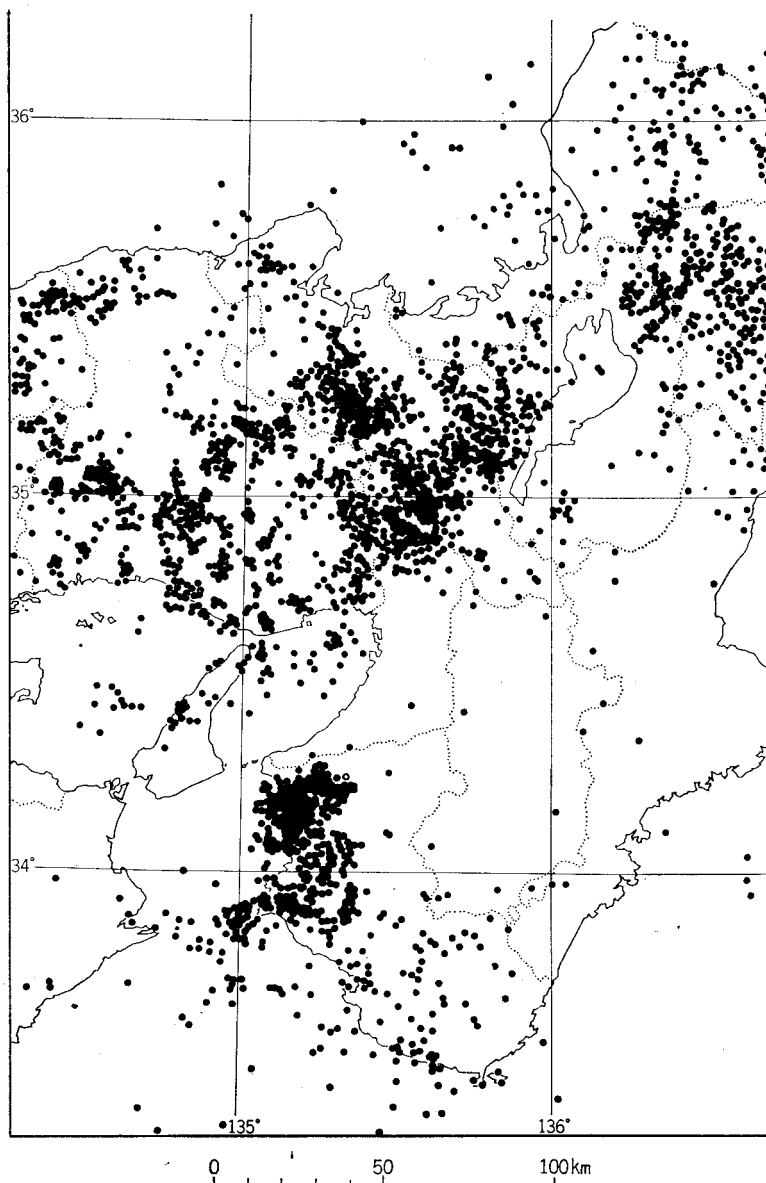
- ③ 泉 (IZ)、三木 (MK) を結ぶ線上に地震活動がみられる。観測が短期間であるためあまり明瞭ではないが、第64図とあわせれば、この帯状の地震は更に北西方向に延び、山崎断層沿いの活発な地震活動につながる (第 4 図参照)。活断層である山崎断層沿いに活発な地震活動がみられるのは、近畿の地震活動の特徴の中で最も興味深いものの一つである。この山崎断層が泉から三木を通り神戸近くまで延



第63図 4つの臨時観測地点における微小地震の頻度分布 (笠間・岸本, 1974)
 Frequency diagram showing microearthquakes recorded around
 Kobe City.



第64図 臨時観測資料から決定した震央及びマグニチュードの
 分布図 (笠間・岸本, 1974)
 Epicenters of microearthquakes occurred around
 Kobe City



第65図 近畿地方の微小地震（1964-1972年）（京都大学防災研究所）
Epicenters of microearthquakes occurred in the Kinki district in 1964-72.

びているかどうかは、地表の地形学的、地質学的明瞭な証拠がないため不明であるが、地震活動が帯状に続いていることからすればその可能性が強い

④ 六甲周辺の地震活動が低い。しかしながら第64図とあわせるならば、弱いながらも妙見山から神戸に向けて地震の帯がみられる。六甲南西部には活断層系である断層が走っているので、それに沿う地震活動であろう。また①でみたように、淀川地震帯の延長部にも当たっている。同じ活断層でありながら山崎・三峠断層の場合ほど活発な地震活動がみられないのが注目される。

VI. 7.3 神戸の地盤と活断層

神戸の震度の中で、神戸とその周辺は基盤岩類の露出が広く被覆層も薄いため、比較的震度が小さいと述べたが、この地域を 1) 基盤岩類分布地域、2) 神戸層群分布地域、3) 大阪層群及びそれ以後の地層分布地域と三種類の地盤区分で考えてみる、特に 2) 神戸層群と 3) 大阪層群分布地域に区分した理由は、地震が構造物などに被害を与える主因となる地盤の強度がこの二つでかなり異なるためである。

地震に対する地盤としては一般的には①の基盤岩類分布地域が良く、②の神戸層群分布地域がこれに次ぎ、③の大阪層群及びそれ以後の地層分布地域が悪いところといえる。しかも神戸市市街地の大部分は③の地域に位置している。

しかし、同じ軟弱地盤（第四紀層）の分布地域でも、神戸市市街地域から播磨盆地にかけての地域は、それが比較的薄いのに対し、大阪盆地側は 500m 以上、1,000m を超える部分があり、地盤の性格は同様でない。六甲南麓の神戸市市街のボーリング資料から判断すると、この地域の大阪層群の厚さは薄く、貫入試験のN値も40以上のところが多く、最も軟弱地盤である沖積層の厚さも大阪側に比べてはるかに薄く、大阪市域に比較すれば、地盤的に恵まれたところといえるが、ポートアイランドはじめ臨海埋立地帯では、海底地盤にN値が10未満のところが多く、埋立地盤に不等沈下などの問題点が出ており、地震に対する地盤としても最も悪い状態にある。

更に、神戸市市街地の背後にある六甲山地には活断層と呼ばれる断層系が複雑に走っており、その一部は市街地直下に延長している。これらと地震との関係が、他都市の地震対策と異なる注目点となる。

濃尾大地震（1891）に際し、その震央付近に出現した根尾谷断層、北丹後地震（1927）にできた郷村・山田の二断層など、大地震に伴って断層が発生しており、地震と断層との関連がかねてから問題となっている。

郷村・山田断層では、断層を挟む両側の地塊の水平移動量が観測され、北丹後地震の発震機構が論じられた。

サンフランシスコ大地震（1906年）以来、サンアンドレアス断層の観察が続けられ、地殻に応力が働き、歪が蓄積するとその弱い部分が破壊し断層を生じ歪が解放され、そのとき地震が起こるという弾性反発説が生まれ、今日では断層の生成イコール地震の発生という図式が定着しつつある。

このような考え方に立脚すれば、神戸市周辺にみられる複雑な断層系は、有史時代の記録こそ少ないが、長い地質時代において地震が繰り返して発生した場所の証拠ともなる。

日本の大地震の資料をたどってみても大地震が繰り返して同じ場所に発生しており、活断層の数多くある神戸市周辺においても今後大地震が発生する可能性は十分あるといわなければならない。

微小地震の観測結果では、六甲山地付近では現在活発な地震活動は見つかっていないが、活断層群の実在するこの地域では将来都市直下型の大震災が発生する可能性はあり、その時には断層付近で亀裂・変位が起こり、壊滅的な被害を受ける確率は大きい。

歴史時代に大地震の記録をもつ、姫路付近など神戸市域に至近のところで大地震が発生した場合も、その影響は大きいと考えられる。

有史以降の地震記録から、100年に1回程度起こると考えられている南海域に震源をもつ巨大地震の際、神戸市域の震度はIV～Vとなり、直下型や至近の地域の大震災ほどの被害は出ないが、山腹斜面の

断層破碎帯の一部で地盤崩壊が考えられると報告されている（笠間・岸本，1974）。

震度調査でわかるように，神戸市域に影響を及ぼす小・中地震の数は，年間数多く観測される。このような地震時でも，断層を挟んで両側の地盤の振動が異なるため，断層をまたいだ構築物の疲労が激しいというように，断層破碎帯は地盤区分としても最悪の条件にあるといえる。

発生件数の多い微小地震の観測と活断層付近での歪の観測を現在神戸市周辺地域で続しているが，地震予知の難しい現在，いつかは大地震が起こるとして，地震対策を考えていかなければならない。

本稿脱稿直後，昭和56年11月16日，筆者のひとり笠間太郎が急逝した。倒れる直前，本図幅地域中央部に近いシブレ山付近に補遺的調査をしたのが，彼の最後のフィールドワークであった。かえすがえすも残念である。しかしながら，彼の絶筆がこのような形で公刊されることはせめてもの慰めで，ここに特記させていただいた。

（藤田）

引用文献

- 福田 理・安藤保二（1951）高塚山貝層（短報）．地質雑，vol. 57（672），p.415.
- HIRANO, M. (1969) Joint system of the Rokko mountain range—Tectonics of uplifted massif in the Kinki district, Japan (1). *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 12, p. 25-44.
- 平野昌繁（1971）花崗岩の節理を中心とした深成岩体の brittle な変形・破壊を考えるうえでの問題点．地質雑，vol. 77, p. 257-263.
- 本間不二男・君塚康次郎（1928）六甲山地の形成．地球，no. 10, p. 255-262.
- 堀治三朗（1976）神戸層群産植物化石——後期中新世神戸植物群の研究——．日本地学研究会館刊行，293p.
- 藤田和夫（1961）六甲山地のスラスト系——近畿中部における第四紀の地殻変動量．槇山次郎教授記念論文集，p. 23-30.
- HUZITA, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouti) of Southwest Japan since Miocene. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 6, p. 103-144.
- 藤田和夫監修（1980）神戸の地盤．神戸市企画局。
- ・笠間太郎編（1965a）2.5万分の1 西宮市及び隣接地域地質図及び説明書．西宮市，30p.
- ・笠間太郎編（1965b）5万分の1 神戸市及び隣接地域地質図及び説明書．神戸市企画局，32p.
- ・笠間太郎（1965c）六甲山地とその周縁．地質学会地質見学案内書，p. 1-32.
- ・笠間太郎（1971）六甲山地とその周辺の地質——5万分の1神戸市及び隣接地域地質図及び説明書．神戸市企画局，58p.
- 藤田和夫・笠間太郎（1982）大阪西北部地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，112p.
- HUZITA, K., KASAMA, T., HIRANO, M., SHINODA, T. and TANAKA, M. (1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan—with special reference to

- Quaternary tectonics——. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p. 71-124.
- 藤田和夫・笠間太郎・市原 実・粉川昭平 (1959) 西宮地方の地質と構造——その自然史——. 西宮市史, 西宮市, vol. 1, p. 174-316.
- HUZITA, K. and MAEDA, Y. (1971) Itami Terrace with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p. 53-70.
- 藤田和夫・奥田 悟 (1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, p. 97-102.
- 市原 実 (1960) 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, vol. 49, p. 12-25.
- ・木越邦彦 (1960) 大阪沖積層基底より産出した木材の絶対年代. 地球科学, no. 52, p. 18.
- ・小黒譲司 (1958) 明石層群, 播磨層群について (その1). 地球科学, vol. 40, p. 13-20.
- ・———・衣笠博明 (1960) 明石層群, 播磨層群について (その2). 地質雑, vol. 66, p. 605-615.
- IKEBE, N (1956) Cenozoic geohistory of Japan. *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.*, no. 2, p.446-456.
- 池田展生編 (1961) 17万分の1 兵庫県地質鉱産図及び説明書, 兵庫県, 171p.
- IKEBE, N. and HUZITA, K. (1976) The Rokko Movements, the Pliocene—Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria* VIII, p. 277-287.
- 井本伸広・清水大吉郎・丹波地帯研究グループ (1980) 丹波地帯の中・古生界層序の再検討. 構造地質研究会会誌, no. 25, p. 25-31.
- 石田志朗 (1978) 明石地域の第四紀層の問題. 日本地質学会関西支部報, no. 83, p. 7.
- 岩見義男 (1980) 神戸市街地の地盤特性. 神戸市都市整備公社.
- ・笠間太郎・中島和一・渡辺 農 (1982) 神戸の地盤特性, 応用地質学の最近の研究. 日本応用地質学会関西支部, p. 165-175.
- 笠間太郎 (1959) 西宮の自然の災害. 西宮市史, 西宮市, vol. 1, p. 150-173.
- (1968) 六甲山の花崗岩類. 地質雑, vol. 74, p. 147-158.
- ・秋元 宏・平野昌繁 (1968) 六甲山トンネルの地質と断裂系. 応用地質, vol. 9, p. 37-50.
- ・岸本兆方 (1974) 神戸の地震. 神戸市総務局, 土木局, p. 48.
- ・鶴巻道二 (1964) 神戸市有馬温泉に関する地質及び泉源調査報告. 神戸市経済局, 47p.
- ・——— (1970) 六甲山地周縁の断層破碎帯と地下水. 神戸市水道局, 51p.
- ・——— (1971) 六甲山地のトンネル湧水とその水質. 応用地質, vol. 12, p. 16-28.
- KASAMA, T. and YOSHIDA H. (1976) Volcanostratigraphy of the Late Mesozoic Acid Pyroclastic Rocks of the Arima Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 1-17.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV). 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 厚生省大臣官房国立公園部 (1954) 日本鉱泉誌. 青山書店, p. 785.
- 工藤 浩・菅原利夫 (1969) 神戸市兵庫区山田町の古生層からの紡錘虫化石の発見 (短報). 地質雑,

vol. 75, p. 633-635.

- 蔵田延男・岸田孝蔵・横谷多志郎・伊東 猛・野間泰二 (1968) 神戸市西神地域地下水調査報告書。工業用水協会。
- 前田保夫 (1980a) 縄文の海と森——完新世前期の自然史。蒼樹書房, 238p.
- (1980b) 神戸の地盤。神戸市企画局, p. 26.
- 前島俊郎 (1934) Über die Tertiärformation bei Kobe. 京大卒論 (MS).
- 横山次郎 (1956) 構造地質学。朝倉書店, 東京, 264 p.
- 松尾秀邦 (1981) 西日本における後期白亜紀酸性岩類に伴う大型植物化石群について。愛媛大学紀要. D, vol. 9, p. 31-38.
- 松下 進 (1953) 近畿地方, 日本地方地質誌。朝倉書店, 東京, 293 p.
- 村尾正信・小倉 晋・大野公男 (1982) トンネル計画・施工上の問題点。応用地質学の最近の研究, 日本応用地質学会関西支部, p. 91-102.
- SAKAGUCHI, S. (1974) Geology of the Tamba District. *Memorial Publication Commem. Prof. SAKAGUCHI's Retirement*, 134 p.
- 西南日本内帯総研グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史。地学団体研究会, 50p.
- 鹿間時夫 (1938) 神戸層群と其の植物群。地質雑, vol. 45, p. 621-640.
- 津田景三 (1965) 夢野一西代の地形地質。湊川高校。
- 上治寅次郎 (1937) 六甲山塊の地質と構造。地学雑, vol. 49, p. 481-497.
- 裏六甲酸性火砕岩研究グループ (1979) 神戸市北部, 帝釈山地の後期中生代火砕岩類。地質学論集, no. 17, p. 221-230.
- 山下伝吉 (1893) 20万分の1地質図幅「大阪」及び同説明書。地質調査所。
- 吉田光広・脇田全啓 (1975) 京都西北山地のコノドントの産出について。地団研専報, no. 19, p. 43-48.

参 考 文 献

- 千地方造 (1968) 大阪市深層ボーリング (OD-1) における大阪層群上部の化石有孔虫群について。大阪市立自然史博物館研究報告, vol. 21, p. 55-61.
- 古谷正和 (1979) 大阪周辺地域におけるウムル氷期以降の森林植生変遷。第四紀研究, vol. 18, p. 121-142.
- 原田哲朗・石田志朗・大西郁夫・徳岡隆夫 (1963) 近畿地方の新期新生代層の研究Ⅲ, 大阪南方和泉地域の大阪層群。地球科学, no. 66, p. 1-8.
- 萩原尊禮編著・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄 (1982) 古地震——歴史資料と活断層からさぐる。東京大学出版会, 312 p.
- HAYASHIDA, A., SASAJIMA, S. and YOKOYAMA, T. (1978) The Brunhes Matsuyama polarity Epoch boundary in the Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa, Central Japan.

- Rock Magnetism and Paleogeophysics*, vol.5, p. 55-64.
- HUZITA, K. (1954) Stratigraphic significance of the plant remains contained in the Late Cenozoic formations in Central Kinki. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, vol. 2, p. 75-88.
- 藤田和夫 (1966a) 尼崎平野の形成. 尼崎市史, 尼崎市, vol. 1, p. 9-64.
- (1966b) 大阪湾の地質構造的意義. 松下進教授記念論文集, p. 131-141.
- (1968) 六甲変動, その発生前後——西南日本の交差構造と第四紀の地殻変動——. 第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.
- HUZITA, K. (1969) Tectonic development of Southwest Japan in the Quaternary Period. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 12, p. 53-70.
- 藤田和夫 (1974) 第四紀地殻変動図「近畿」(50万分の1). 地質調査所.
- (1976) 近畿の第四紀地殻変動と地震活動. 地質ニュース, 地質調査所, no.267, p.10-20.
- (1977) 近畿の第四紀地殻変動とプレートテクトニクス. 地団研専報, no. 20, p. 227-238.
- (1978) 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動——地層と地形面との関連について. ——「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), p. 169-185.
- (1979) 近畿地方における活断層の活動期判定の基準. 月刊「地球」, vol. 1, p. 583-591.
- (1980a) 中央構造線と第四紀地殻変動. 月刊「地球」, vol. 2, p. 525-532.
- (1980b) 中部・近畿北部の第四紀テクトニクスと造構応力場. 「月刊」地球, vol. 2, p. 586-595.
- (1980c) 地質学より地形学へ——地形面への時間情報——特集「地形学への期待」. 地形, (TJGU), vol. 1, p. 3-7.
- HUZITA, K. (1980d) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary Tectonics of the Japanese Island (1980). *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, p. 129-153.
- 藤田和夫 (1980e) 活断層に関する最近の知見. 応用地質, vol. 21, p. 1-8.
- (1983) 日本の山地形成論——地質学と地形学の間——. 蒼樹書房 (印刷中).
- ・池辺展生・市原 実・小島信夫・森島正夫・森下 晶・中世古幸次郎 (1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. 地球科学, no. 6, p. 13-24.
- ・鎌田清吉 (1964) 大阪湾の地質. 大阪湾音波探査委員会, 62 p.
- ・笠間太郎 (1975) 宝塚の自然とその成立. 宝塚市史, 宝塚市, vol. 1, p. 18-211.
- ・岸本兆方 (1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol. 42, p. 422-430.
- HUZITA, K., KISHIMOTO, Y. and SHIONO, K. (1973) Neotectonics and Seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 16, p. 93-124.
- 藤田和夫・前田保夫 (1966) 大阪平野北西部 (尼崎地域) の沖積層とその基底, (大阪湾の沖積層. その I). 第四紀研究, vol. 5, p. 19-27.
- ・———— (1969) 大阪湾の“沖積層”とその基底. 第四紀研究, vol. 8, p. 89-98.
- ・———— (1971) 伊丹段丘. 伊丹市史, 伊丹市, vol. 1, p. 9-64.

- 藤田和夫・前田保夫（1974）兵庫県の自然環境の変遷. 兵庫県史, 兵庫県, vol. 1, p. 20-82.
- ・尾池和夫（1981）本州弧の活構造と地震活動. 科学, vol. 51, p. 704-711.
- ・太田陽子（1977）第四紀地殻変動. 「日本の第四紀研究——その発展と現状」（日本第四紀学会編）, p. 127-152.
- 市原 実（1966）大阪層群と六甲変動. 地球科学, no. 85・86, p. 12-18.
- ・藤田和夫・森下 晶・中世古幸次郎（1955）千里山丘陵——大阪層群の研究（そのI）——. 地質雑, vol. 61, p. 433-441.
- ・市原優子（1971）大阪層群の海成粘土と淡水成粘土について. 竹原平一教授記念論文集, p. 173-181.
- ・亀井節夫（1970）大阪層群——平野と丘陵の地質——. 科学, vol. 40, p. 282-293.
- ・木越邦彦（1962）大阪付近の沖積層, 段丘堆積層から産出した泥炭, 木材の絶対年代. 地球科学, no. 58, p. 35-36.
- ・横山卓雄・石田志朗（1966）満池谷累層について. 第四紀研究, vol. 5, p. 65-72.
- ICHIKAWA, K., MURAKAMI, N., HASE, A. and WADATSUMI, K. (1968) Late Mesozoic Igneous Activity in the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, no. 1, p. 97-118.
- 飯田義正（1980）泉南地域の大阪層群内に認められる前期更新世の不整合. 大阪微化石研究会機関誌「NOM」, no. 8, p.1-5.
- IKEBE, N., IWATSU, J. and TAKENAKA, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* vol. 13, p. 39-98.
- 石田志朗（1970）大阪層群——淡水・内海成互層の下部洪積統. 第四紀研究, vol. 9, p. 101-112.
- ・横山卓雄（1969）近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題——近畿地方の新期新生代層の研究, その10——. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-48.
- KASAMA, T. (1962) Tuffs of the Late Cenozoic formations in the Setouchi (Inland Sea) geologic province, Southwestern Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 6, p. 73-102.
- 笠間太郎（1974）六甲山地の断層の研究と応用地質学的問題点. 岩津潤教授記念論文集, p.57-68.
- （1977）「宝塚市とその周辺の地質図（五万分の一）」説明書. 宝塚市史, vol. 4（地質編）, 50 p.
- ・藤田和夫（1957）日本の新生代の堆積区とその変遷(1)——瀬戸内地質区の特性と変遷——. 新生代の研究, 24-25, p. 11-19.
- 活断層研究会（1980）日本の活断層——分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- KAWADA, K. (1971) Geology and Petrology of the Nohi Rhyolites, with special reference to those along the Hida River. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 243, 49 p.
- KAWAI, N., YASUKAWA, T., NAKAJIMA, T., TORII, M. and HORIE, S. (1972) Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, vol. 48, p. 186-190.

- 梶山彦太郎・市原 実 (1972) 大阪平野の発達史——¹⁴C年代データからみた——. 地質学論集, no. 7, p. 102-112.
- 近畿土木地質図編纂委員会 (1981) 20万分の1「近畿土木地質図」及び解説書. 国土開発技術研究センター, 376p.
- 吉良竜夫 (1954) 植物遺体による過去の気候の推定についての二, 三の問題. 日本生態学会誌, vol. 4, p. 15-50.
- 小島信夫・千地方造・池辺展生・石田志朗・亀井節夫・中世古幸次郎・松本英二 (1965) 大阪層群よりワニ化石の発見. 第四紀研究, vol. 4, p. 49-58.
- ・藤田和夫 (1953) 地学の見学案内, 西宮甲陽園, 甲山付近. 西宮教育研究会紀要, no. 1 p. 31.
- 粉川昭平 (1959) 西宮近傍の植物遺体とその変遷. 西宮市史, 西宮市, vol. 1, p. 265-285.
- MAEDA, Y. (1976) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP to 6,000 BP. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 43-58.
- 前田保夫 (1977) 大阪湾の自然史——潜函でとらえた海と森の変遷. 科学, vol. 47, p. 514-523.
- MAENAKA, K. (1971) Ferromagnetic minerals in volcanic ash of the Osaka Group in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 2798-2806.
- ・YOKOYAMA, T. and ISHIDA, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Plio-Pleistocene in the Kinki District, Japan. *Quaternary Research*, vol 7, p. 341-362.
- 松下 進 (1971) 近畿地方 (改訂版). 日本地方地質誌, 朝倉書房, 東京, 379 p.
- MIKI, S. (1941) Floral remains of the conifer age at Manzidani near Nishinomiya, Japan (Preliminary note). *Jap. Jour. Bot.*, no. 11, p. 377-383.
- 三木 茂 (1953) メタセコイア (生ける化石植物). 日本鉱物趣味の会. 141 p.
- 元木昭寿 (1979) 六甲山地東南部の白亜紀火砕岩火道. 火山, vol. 24, p. 55-72.
- 中村新太郎 (1929) 日本に於ける洪積統の分層. 学術協会報, vol. 5, p. 115-117.
- NAKAMURA, S. (1933) Mountain gravels in the Sagaraki Plateau, Central Japan. *Proc. 5th Pacific Sci. Congr.*, p. 1593-1596.
- 西村 進・笹嶋貞雄 (1970) Fission Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 岡 義記 (1963) 大阪平野西北部の地形発達史. 地理評, vol. 36, p. 302-322.
- (1970) Late Pleistocene の海面変化に関する諸問題. 地球科学, no. 14, p. 11-21.
- 小島丈児・吉田博直 (1957) 中国地方中東部の中生代末深成火成活動. 地質雑, vol. 63, p. 405.
- 大阪市総合計画局 (1964) 大阪市地盤沈下調査中間報告書, OD-1 調査報告. 213 p.
- (1965) 大阪市地盤沈下報告書, OD-2 調査報告 (地質). 152 p.
- (1966) OD-1, OD-2 調査追加報告 (地質). 72 p.
- 大阪府 (1977) 土地分類基本調査. 大阪西北部, 大阪東北部. 1/5万, 67 p.

- 寒川 旭 (1977) 紀ノ川中流域の地形発達と地殻運動. 地理評, vol. 52, p. 578-595.
- (1978) 有馬—高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動. 地理評, vol. 51, p. 760-775.
- 佐野正人 (1980) 生駒—奈良地域におけるネオテクトニクス. 大阪市立大学修士論文 (MS).
- 佐藤源郎 (1932) 西宮市付近洪積層中の断層. 地学雑, vol. 44, p. 294.
- SHIBATA, OKADA, S. and OKI, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, 4. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, ser. C, vol.6, p.31-54.
- 鈴木隆介・平野昌繁・高橋健一・谷津栄寿 (1977) 六甲山地における花崗岩類の風化過程と地形発達
の相互作用 (第1報). 中央大理工紀要, vol. 20, p. 343-389.
- 田井昭子 (1966) 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析(1), (2)——近畿地方の新期新生
生代層の研究V——. 地球科学, no. 83, p. 25-33, no. 84, p. 31-38.
- (1969) マチカネワニ産出層の花粉分析 (その1), (その2) ——近畿地方の新期新生代層
の研究. その14——. 地球科学, vol. 23, p. 142-148, p. 199-206.
- (1970) 千里山丘陵の大阪層群下部の花粉分析——近畿地方の新期新生代層の研究. その16
——. 地球科学, vol. 24, p. 171-181.
- 高谷好一・市原 実 (1961) 枚方丘陵の第四紀とくに新香里園層——枚方層にみられる気候変化につ
いて. 地質雑, vol. 67, p. 584-592.
- TSURUMAKI, M. and SAKURAMOTO, Y. (1975) The Origin of fluoride in surface waters in the
Rokko Mountains, Hyogo Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19,
p. 89-106.
- TSURUMAKI, M. and SAKURAMOTO, Y. (1976) Genesis of high fluoride water in the Rokko
Mountains, Hyogo Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.20, p. 1-17.
- 上治寅次郎 (1926) 西宮香櫛園付近洪積層とその化石. 地球, vol. 6, p. 211-212.
- (1959) 芦屋市城山東麓の衝上断層 (短報). 地質雑, vol. 65, p. 568.
- 山根新次 (1930) 大阪市地質概観. 小川博士還歴祝賀地学論叢, p. 187-203.
- 横山卓雄 (1978) 大阪の自然史. 大阪府史, vol.1, p. 17-92.
- (1979) 大阪層群グレー火山灰層のフィッシュン・トラック年代についての再検討. 九十九
地学, no. 14, p. 1-6.
- ・楠本幹浩 (1967) 大阪層群には含まれるアズキ火山灰層について——近畿地方の新期新生
代層の研究. その8——. 同志社大学理工学研究報告, vol. 8, p. 57-75.
- ・———— (1969) 鍵層としての火山灰層. とくに大阪層群の火山灰について——近畿地方
の新期新生代層の研究. その13——. 同志社大学理工学研究報告, vol. 9, p. 270-305.
- ・中川要之助・檀原 徹・竹村恵二 (1981) 芝の不整合について(1)——千里山丘陵北縁部の
大阪層群の層序および大阪層群中における不整合の発見と意味について——. 同志社大学理工
学部研究報告, vol. 21, p. 301-320.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 49**GEOLOGY**
OF THE
KŌBE DISTRICT**By**

Kazuo HUZITA and Taro KASAMA

(Written in 1982)

(Abstract)

The mapped "Kobe District" which occupies the western half of the Rokko Mountains has various complicated geologic structures, especially affected by the fault-block movements of the Quaternary Period. It is considered to represent the neotectonics of Southwest Japan.

This district can be divided into two areas from the Quaternary tectonic point of view. One is the eastern two-thirds of this district, characterized by the prominent uplifts of faulted blocks which form the Rokko Mountains. These mountains are composed of Late Cretaceous granitic rocks, while the Taishaku Mountains consist of Late Cretaceous rhyolitic rocks. The other area, not affected by severe faulting, is the western third which has been very stable as shown by the Quaternary sediments distributed almost horizontally.

The main part of the port city of Kobe has been constructed on the narrow zone of the southeastern corner of the district between the Rokko Mountains and Osaka Bay, where the Quaternary sediments, known as the Osaka Group, are exposed and tend to thicken abruptly towards the subsurface of Osaka Bay reflecting the successive subsidence of the Osaka Basin.

The uplifted mountain blocks are sporadically covered by the Miocene Kobe Group,

which once covered the whole area of this district extending northwards to the Sanda Basin. The Kobe Group consists of four cycles of sedimentation of limnic facies containing abundant plant fossils indicating the subtropical climatic conditions in the upper Miocene.

The Osaka Group can be divided into three subgroups; the Upper, Middle and Lower. In the western area, the Akashi Formation of the Middle Subgroup composed of limnic sediments yielding *Stegodon akashiensis* has been severely warped by the movement of Takatsukayama Fault separating the Rokko block from the stable area. While the Meimi Formation of the Upper Subgroup composed of large-scale deltaic sediments of the inner bay abutted against the upwarped Akashi Formation in the lowest horizon, the upper horizon was gently inclined, influenced by the continuous warping movements. The Lower Subgroup is also composed of deltaic gravels derived from the Taishaku area.

The fault-block movements occurred after the deposition of the Middle Subgroup. The Rokko and Taishaku blocks uplifted rapidly and supplied a large amount of clastic materials to form the large deltas of the Meimi Formation of the Upper Subgroup. The depositional surfaces of them have been preserved as the Higher Terraces of this district.

Geological and Geomorphological Setting

The mapped district belongs to the "Inner Zone" of Southwest Japan. It is well known that Southwest Japan is divided by the Median Tectonic Line into the "Inner Zone" and "Outer Zone".

The basement rocks of the Inner Zone had been characterized by the zonal arrangement of the Paleozoic-Mesozoic sedimentary rocks of the north (Tamba Zone) and the gneissose granitic rocks of the south (Ryoke Zone) parallel to the Honshu Arc, i.e. to the Median Tectonic Line. Mainly during the Late Cretaceous Age, however, such a zonal arrangement of rocks was intensely disturbed by violent acidic extrusion. The rhyolitic lavas and their pyroclastic rocks covered wide areas and were intruded by later granitic rocks. The older rock bodies are now distributed as fragmental bodies. This is especially the case for the Paleozoic rocks which can only be recognized as a few small patches of roof-pendant type.

The southern part of the Inner Zone, i. e., the Ryoke Zone, has been a depression zone through Cenozoic times, and is now occupied by the Seto Inland Sea (Setonaikai) and Osaka Bay. The Cenozoic sediments distributed in this zone are divisible into two; the "First Setouchi Series" and the "Second Setouchi Series". The former includes sediments ranging from the Middle Miocene to the Late Miocene, while the latter ranges from the Pliocene to Pleistocene. The Kobe Group is one of the representatives of the former, and the Osaka Group is one of the latter (HUZITA, 1962).

In this district, mountainous lands higher than 300m in altitude are composed of basement rocks, while the hilly lands consist of the Cenozoic sedimentary blankets. The difference in properties between the basement rocks and the covering layers has strongly controlled the structures and geomorphology of this district. The geological successions

Table 10. Summary of the geology of the Kobe District.

Geologic age		Geologic system		Main geologic events
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium (a)	Formation of coastal plain
		Pleistocene	Lower terrace (Tl)	
	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 2px;">Late</div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 2px;">Middle</div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 2px;">Early</div> </div> <div style="margin-left: 5px;">Higher terrace (Th)</div> </div>			
Pliocene	Osaka Group <div style="margin-left: 20px;"> Upper Subgroup (O₃) Middle Subgroup (O₂) Lower Subgroup (O₁) </div>	Deposition of the Second Setouchi Series		
Neogene	Kobe Group <div style="margin-left: 20px;"> Ogo F. <div style="margin-left: 10px;"> Upper (Kou) Lower (Koi) </div> Yokawa F. <div style="margin-left: 10px;"> Upper (Kyu) Lower (Kyl) </div> Arino F. (Ka) </div>		Eruptions of the Setouchi Volcanic Series	
Miocene		<div style="margin-left: 20px;"> Aina F. (Kai) Shirakawa F. <div style="margin-left: 10px;"> Upper (Ksu) Lower (Ksl) </div> Taihata F. (Kr) </div>		Appearance of Paleo-Kobe-Lake
Mesozoic	Cretaceous	Rokko Granite (Rg)	Intrusion of Hiroshima-type granites	
		Dobashi Quartz Diorite (Dq)		
Late Paleozoic		Arima Group (Kgi, Tjt, Thr, Tzt)	Eruption of Late Mesozoic volcanics	
		Nunobiki Granodiorite (Ng)		
		Tamba Group (T)	Intrusion of the Ryoke Granites	
			Deposition in the Chichibu geosyncline	

are summarized in Table 10 (HUAITA, 1971).

Basement Rocks

Tamba Group

This group is distributed as small patches of roof-pendant in the Rokko Granite. It is exposed more widely in the western hilly area. The group consists mainly of sandstones and shales which underwent contact metamorphism due to the intrusion of granitic rocks, and changed into hornfels along the contact aureole. The following Fusulinid fossils were found in the limestone intercalated in the sandstone and chert along the Yamada River, south of the Taishaku Mountains: *Pseudofusulina* cf. *vulgaris*, *Triticites* cf. *simplex*, *Fusulinella* cf. *simplicata* etc., indicating the age of Permian (KUDO and SUGIHARA, 1969). Strongly disturbed by plutonic intrusions and faulting, the structures of these rocks have not yet been clarified in detail, but the general trend of the strata is thought to be in an E-W direction.

Arima Group

The Arima Group composed of Late Cretaceous pyroclastic rocks is widely distributed in the eastern part of Hyōgo Prefecture, a part of which is exposed in the Taishaku Mountains in this district. The Arima Group distributed in the eastern neighbouring "Ōsaka-Seihokubu" district mainly consists of welded tuffs, which can be subdivided into three stages by the interbedded sediments. The welded tuffs range in composition from rhyolite to rhyodacite, and are intercalated by rhyolite lavas. The chemical compositions of the lava and tuff of the Arima Group are given in Table 2. The photomicrographs of the volcanic rocks are shown in PLATE II-1, 2, PLATE III-1.

Granitic Rocks

The granitic rocks forming the Rokko blocks can be divided into three types on the basis of their field occurrences and petrographical features. The first is the Nunobiki

Granodiorite which appears along the southern foot of Mt. Rokko. It is medium-grained hornblende-biotite granodiorite and often includes dark-colored basic oval xenoliths. The second is the Dobashi Quartz Diorite, which is fine-grained and dark-colored, consisting of quartz, feldspar, biotite and needle crystals of hornblende. The rock is only exposed on a small scale on the higher levels of the Rokko massif. The third is the Rokko Granite, coarse to fine-grained and light-colored biotite granite with pinkish potassium feldspar and constituting the major part of the Rokko massif.

Owing to intense faulting, it is very difficult to clarify the original relationship between the Nunobiki Granodiorite and the Rokko Granite, but a few outcrops showing their contact relationship were recently found. Towards the contact aureole, an increase in felsic minerals can be observed in the Nunobiki Granodiorite, indicating the contact effect by the Rokko Granite.

In regard to the intrusion relationship between the Dobashi Quartz Diorite and Rokko Granite, the Dobashi Quartz Diorite was found to have been cut by the Rokko Granite during excavation in the Rokko tunnel. The Dobashi Quartz Diorite is transformed into hybrid rocks in some places.

Petrographic features of the three types of granitic rocks are summarized and shown in Fig. 10 and Table 4. From chemical data shown in Table 3, it is evident that the Nunobiki Granodiorite and Dobashi Quartz Diorite are poor in alkalis and rich in alkaline earths, especially in CaO. On the other hand, the Rokko Granite is rich in alkalis but poor in alkaline earths.

K-Ar dating made on the biotite of the Rokko Granite ranges from 75 to 72 Ms, indicating that the intrusion took place in the Cretaceous Period.

Dike Rocks

Two kinds of dike rocks, that is, acid and intermediate rocks, intruded not only into the granitic rocks and the Arima Group, but also into the Tamba Group. Acid dike rocks amounting to more than 80 percent of these dikes are granite, quartz porphyry and lithoidite, and are distributed mainly in the western border of the Rokko massif. On the other hand, intermediate dike rocks such as porphyrite do not show any localized distribution. As both types of dikes never occur together, their relationship has not been determined. However, it is inferred that the intrusion of dikes occurred in the Paleogene, since no dikes were found to have intruded into Miocene Kobe Group.

Miocene Sediments

Kobe Group

The Miocene Kobe Group belonging to the "First Setouchi Series" is distributed separately in two areas. One is the northern side of the Taishaku Mountains or the southern border of the Sanda Basin which is filled with the full sequences of the Kobe Group. The other area is the southern side, known as the Shirakawa area. Although these two areas are now separated by narrow mountainous blocks of basement rocks, it is certain that both had been a series of sedimentary basin.

Table 11. Summary of geotectonic history of the Osaka Group.

Geologic Age	Stratigraphic Division	$\times 10^4$ y. ago	Marine clay	Volcanic ash layer	F.T. age $\times 10^6$ y.	Paleo-magnetic Polarity	Fossil	Sea-level change	Crustal Movement	{Formation} Topography	
Quaternary	OSAKA GROUP	Upper Pleistocene	Upper part of Osaka Group	Upper (Nishinomiya) Subgroup	50	BRUNHES NORMAL EPOCH	Blake	Climatic sea-level oscillation	Marichi Fault-block movements (Unconf.)	Alluvial plain Low terrace Mid. terrace (Nishiyagi F.) High terrace	
							Biwa I				<i>Elephas Naumanni</i>
							Biwa II				
							Biwa III				<i>Syzygium Tomistoma</i>
											<i>Larix</i>
											(Fagus zone)
											Upper limit of <i>Metasequoia</i>
											(Upper <i>Metasequoia</i> zone)
							Quaternary				OSAKA GROUP
Quaternary	OSAKA GROUP	Early Pleistocene	Lower part of Osaka Group	150	MATSUYAMA REVERSED EPOCH	(Olduvai) Event		Climatic sea-level oscillation	Warping (N-S compression) (Shiba) (Unconf.)	Rokko peneplain	
						Quaternary	OSAKA GROUP				Lower Subgroup
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL				Climatic sea-level oscillation	Warping (N-S compression) (Shiba) (Unconf.)	
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup			200
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL					Climatic sea-level oscillation	
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200		250
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL						
						Neogene	OSAKA GROUP	Lower Subgroup	200	250	GAUSS NORMAL
</											

A complete section of the Osaka Group was obtained by deep drilling of OD-1 which did not reach to the basement rock even at the depth of 907m (IKEBE *et al.*, 1970) near the central part of the Osaka Basin. The results of this drilling revealed an important fact; the upper half of these post-Miocene sediments is intercalated by thirteen marine clay beds which are named Ma 0, Ma 1,.....Ma 11, Ma 12 in ascending order, while the lower half is non-marine.

The alternations of such marine clay beds and sandy gravel beds are considered to show cyclic marine transgressions and regressions due to glacial eustacy into the Setouehi depressional zone extending parallel to the Median Tectonic Line along its northern side.

In the above section, two important horizons should be cited. One is the Ma 0 horizon, which shows the first marine transgression into the Setouchi zone about 1.2×10^6 years ago. The second is the Ma 6 horizon, from which large-scale overlapping occurred around the sedimentary basins to form deltaic sediments and fans along the foot of the mountain although the alternations of marine clays and gravels continued to accumulate conformably in the central parts of the basins.

Such special sedimentation of the Middle Pleistocene suggests that the mean sea-level rose in association with fluctuations due to climatic changes, and the subsidence of basins and the uplift of mountain hinterlands accelerated simultaneously.

According to the above view-point, the Osaka Group is divisible into three subgroups ; Lower (O_1), Middle (O_2) and Upper (O_3) Subgroups as shown in Table 11. Most of the detailed stratigraphic events are discussed in the "Geology of the Ōsaka-Seihokubu District" (HUZITA and KASAMA, 1982).

In the "Kobe District", the Osaka Group also can be subdivided into three subgroups, but the full sequence did not develop in the Harima Basin on the western side of Mt. Rokko, which indicates that this basin was stable compared with the continuously subsiding Osaka Basin.

The Middle Subgroup (O_2) is characterized by the comparatively stable alternations of marine clay and gravels beds in the Osaka Basin. This subgroup well developed along the southern foot of Mt. Rokko, but only a small part is exposed in the hilly land in the city area of Kobe.

Non-marine clay beds can be recognized in the Akashi Formation which developed in the western side of the Takatsukayama Flexure, intercalated by yellowish tuff, in which fossil molar of *Stegodon akashiensis* was found by Y. MAEDA with plant fossils of *Metasequios* flora. Such features coincide with those of the Akashi Formation exposed along the sea-cliff near Akashi, south of this district, which is considered to be the Ma 0 horizon of the Osaka Group.

The Upper Subgroup (O_3) shows the marginal facies of overlapping, consisting of two deltaic sediments more than 50m at its thickest. They overlap directly over the Middle or Lower Subgroups. Complete profiles of the southern delta were exposed by large-scale newtown construction, as shown in Figures 18-22. It began with a thick marine clay as bottomset and lasted to form thick deltaic gravels with remarkable false bedding as forset. It ended with deposition of thin reddish muddy layers as topset, sedimentary surfaces of which have been preserved as the "Higher Terrace" (Fig. 21).

Extension of the northern delta can be traced eastwards along the Yamada River between the Rokko and Taishaku blocks. This old river floor coincides with the tectonic graben formed by erosion of the widely crushed zone along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, which supplied abundant gravels from the quickly elevated Rokko block to the western basin (Figs. 49·50). On the other hand, the Upper Subgroup (O_3) of the southern side of Mt. Rokko is intercalated by marine clays similar to the Upper Subgroup of the Osaka Basin, but only small fans of mountain foot are exposed along the fault-scarp of the Suwayama Fault (Fig. 47).

The Lower Subgroup (O_1) is not yet fixed in this district. The gravely thick beds considered to be overlain by the Middle Subgroup are colored as O_1 on this map. A slightly clino-unconformable relationship may exist between O_1 and O_2 . Most of O_1 may belong to the Pliocene. O_1 formation containing abundant rhyolite cobbles is inferred to have been the older fan and delta composed of gravels derived from the Taishaku block, which is a part of Pliocene mountains extending westwards as shown by a series of monadnock hills of Rokko and Mekko.

Development of Quaternary Tectonics

One of the major characteristics of the geologic structures of this district is that the distribution of basement rocks and sedimentary covers are strongly controlled by complicated fault-block movements. Thus, in order to understand the geology of this district, it is essential to analyze the process of fault-block movements :

1) In the Lower Pleistocene, the age of the Akashi Formation, Middle Subgroup of the Osaka Group, the Setouchi depressional zone including the Osaka area was invaded widely by sea water changing it into an inland sea, when the Ma 0 and Ma 1 marine clays were deposited. In the eastern part of Rokko, Ma 1 can be confirmed at a height of 250m along the Ashiya Fault, and Ma 0 horizon also can be found at a height of more than 500m along the Gosukebashi Fault. It means that most parts of eastern Rokko were occupied by a paleo-inlandsea about 1 million years ago, and the beach line almost coincided with the Gosukebashi Fault Line at that time. The sediments of this sea were fine-grained and muddy. Fault movement was not yet prominent (Fig. 50).

2) From the beginning of the Middle Pleistocene, the sedimentary environments of the Osaka Group abruptly changed due to distinct fault movement, which formed the fault-blocks controlling the present major topography, and the Lower and Middle Subgroups warped or faulted along the major faults in and around the Rokko block. Then, the Upper Subgroup deposited to fill up the relatively lower blocks and abut against the uplifted block. Rapid uplift of the mountain blocks produced abundant gravels to form large fans along the foot of the mountains and to develop deltas into the shallow sea.

Applied Geology

The "Kobe District" is one of the most important densely populated areas in Japan, especially along the southern foot of the Rokko Mountains. So it is fundamental in the

development of this area to understand the special geological and topographical conditions caused by Quaternary tectonics.

1) Landslide problems

The Rokko Mountains have been the site of many landslides and mudflows causing heavy damage to the city areas on the southern side of the Mountain during extraordinarily heavy rainfalls. Especially, the mudflow disaster of 1939 is noteworthy. Fundamentally, the repeat of such disasters are due to the strongly crushed and deeply weathered granitic rocks of Mt. Rokko severely compressed by Quaternary tectonic movement.

The Kobe Group has also been the site of small-scale landslides, which are controlled by the intercalation of thick tuff beds and their tectonic positions.

2) Active fault problems

Most of faults of this district are considered to be active faults recognized to have moved in the Quaternary Period. Especially most of the large faults on the southern side of Rokko are confirmed to have moved since the Middle Pleistocene, even in the Holocene. However, there is no historical record of a large earthquake in this district.

The results of the observation of micro-earthquakes relating the seismicity of this district are shown in Fig. 65.

3) Dam Problems

Land erosion control works in the Rokko Mountains have been continued from 1938, throughout World War II. Construction work consists of 300 successfully completed dams, 30 channel works and other hillside works.

The Gosuke Dam, the largest of the land control dams, was completed in March, 1957. During the disaster of 1967, this dam stopped about 120,000m³ of sediment outflow from the upstream area of the Sumiyoshi River of Mt. Rokko, and protected the downstream portion of the river from possible damage.

Water supply dams in the Rokko Mountains were also built. The Nunobiki Dam, the oldest concrete dam in Japan, was completed in 1900. Since its construction, there has been a good supply of fresh water, so-called "Kobe Water", from it.

4) Tunnel Problems

Several tunnels for railway, road and water supply were excavated through the granite massif of Mt. Rokko. The routes of these tunnels are shown in Fig. 52.

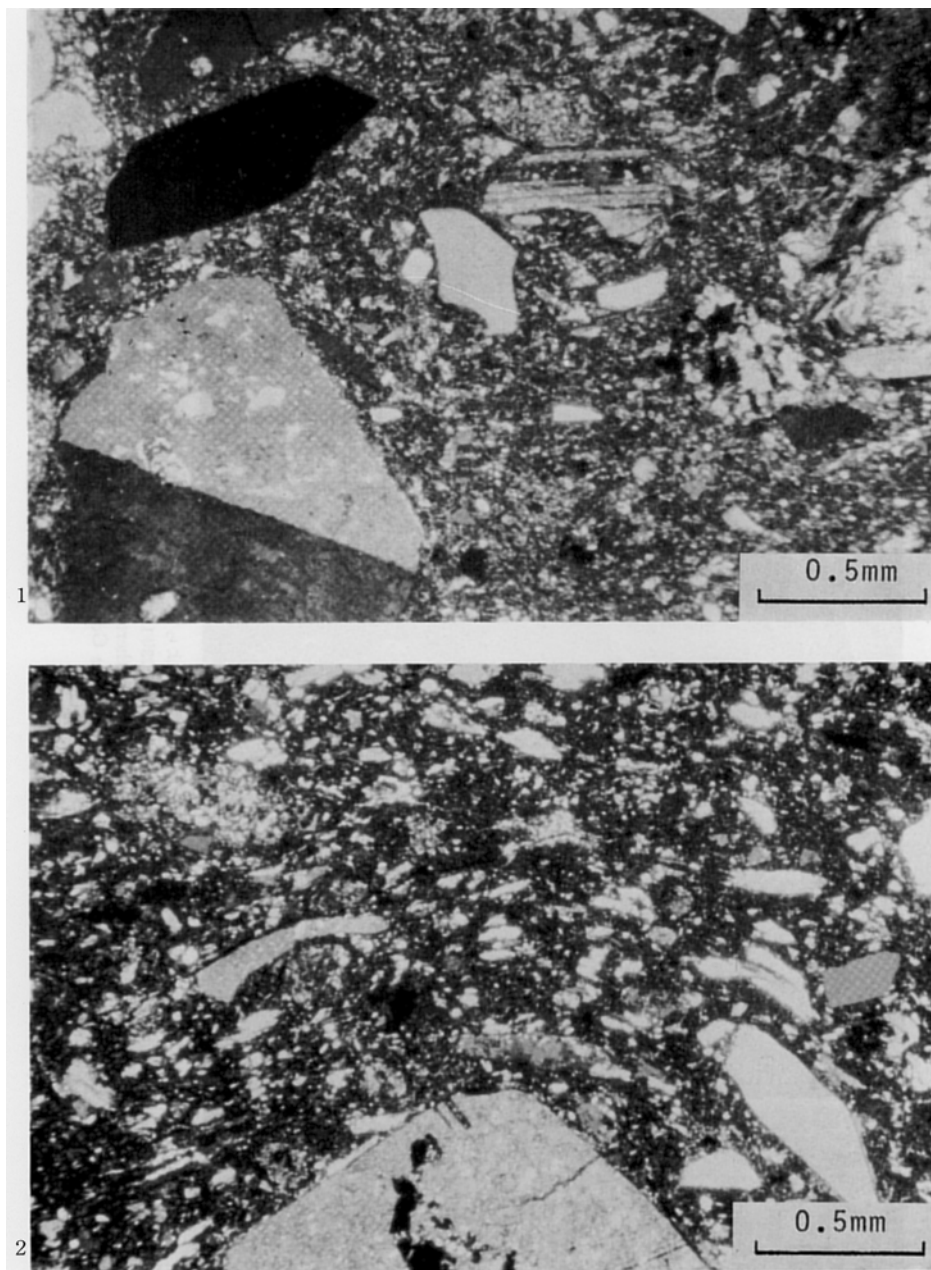
First problem related to the tunnelling is the outflow of groundwater. Many fountains of groundwater are found in these tunnels routes. A close relationship has been observed between the fault zones and these groundwaters. The quantities of such groundwaters are usually most abundant, several m³/min. or more at the beginning of excavation.



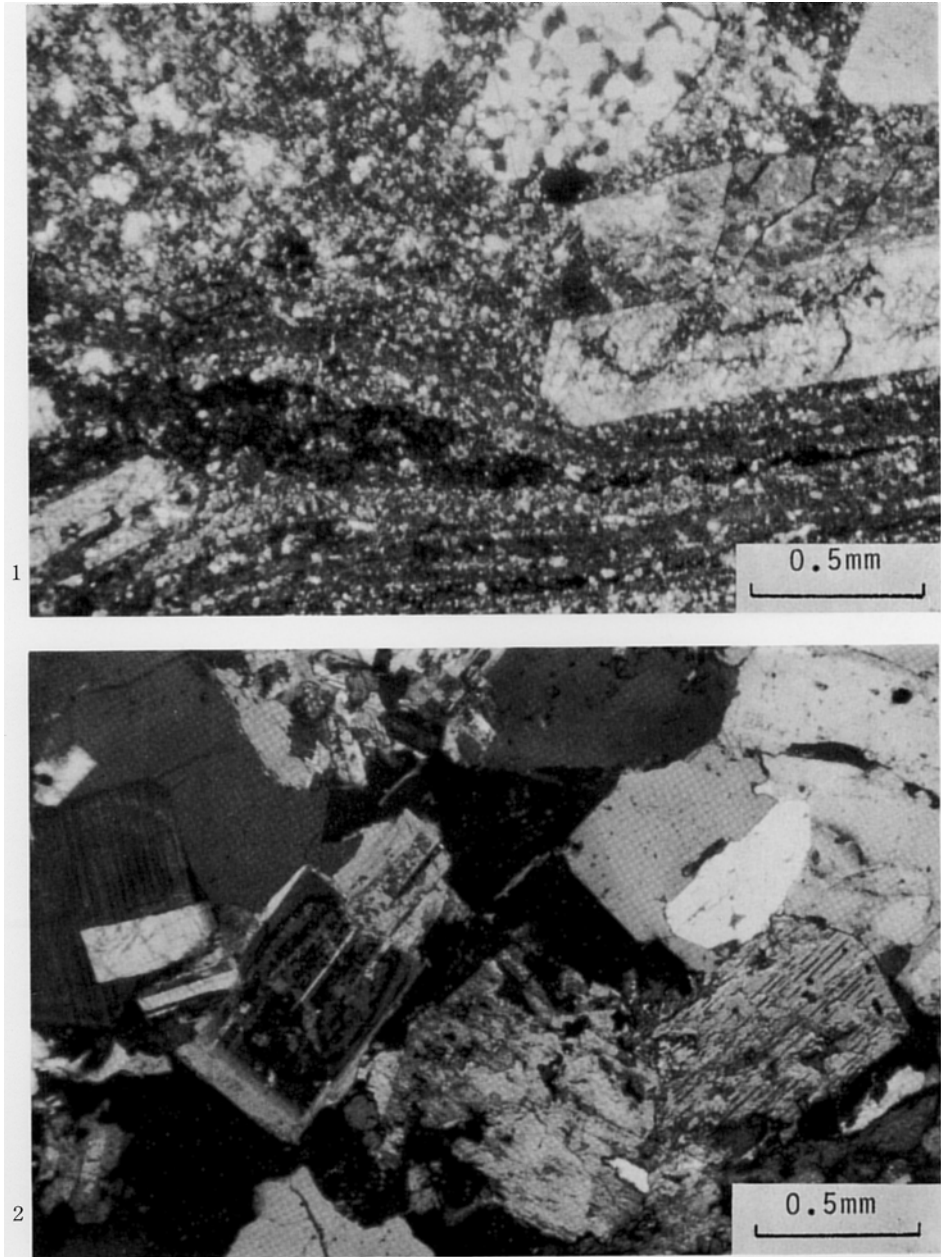
六甲山南麓，住吉川下流部．五助橋断層，大月断層，渦ヶ森断層によって，高位段丘が垂直及び水平に変位している（第29図参照）（国土地理院発行空中写真，4万分の1モノクロ，昭和23年11月撮影を複製）

Air photos of the lower course of the Sumiyoshi River, southern foot of the Rokko. The higher terraces are displaced vertically and horizontally along the Gosukebashi, Otsuki and Uzugamori Faults (see Fig. 29).

第II図版

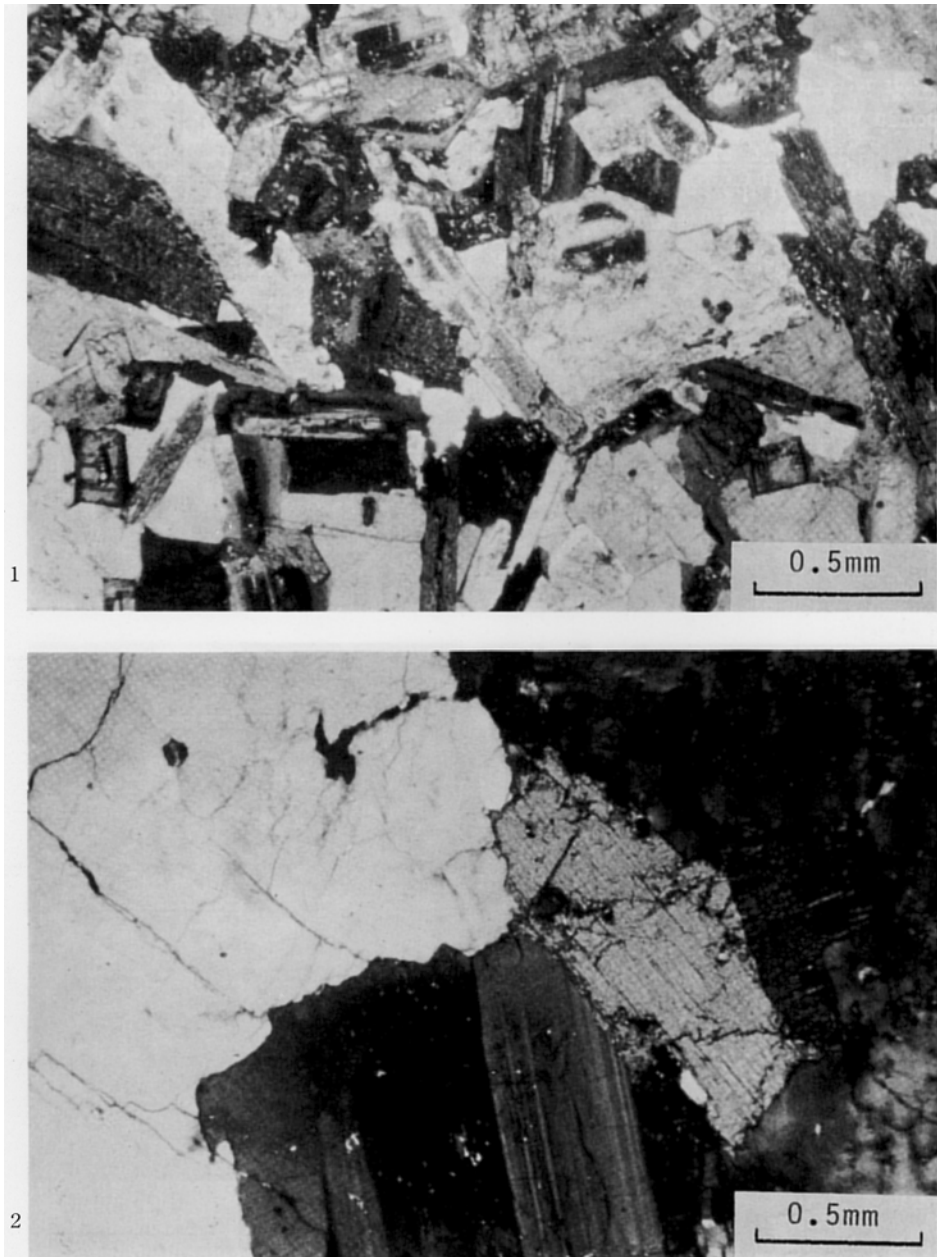


1. 有馬層群結晶凝灰岩 (82052103, 直交ニコル)
Crystal tuff of the Arima Group.
2. 有馬層群溶結凝灰岩 (82070605, 直交ニコル)
Welded tuff of the Arima Group.

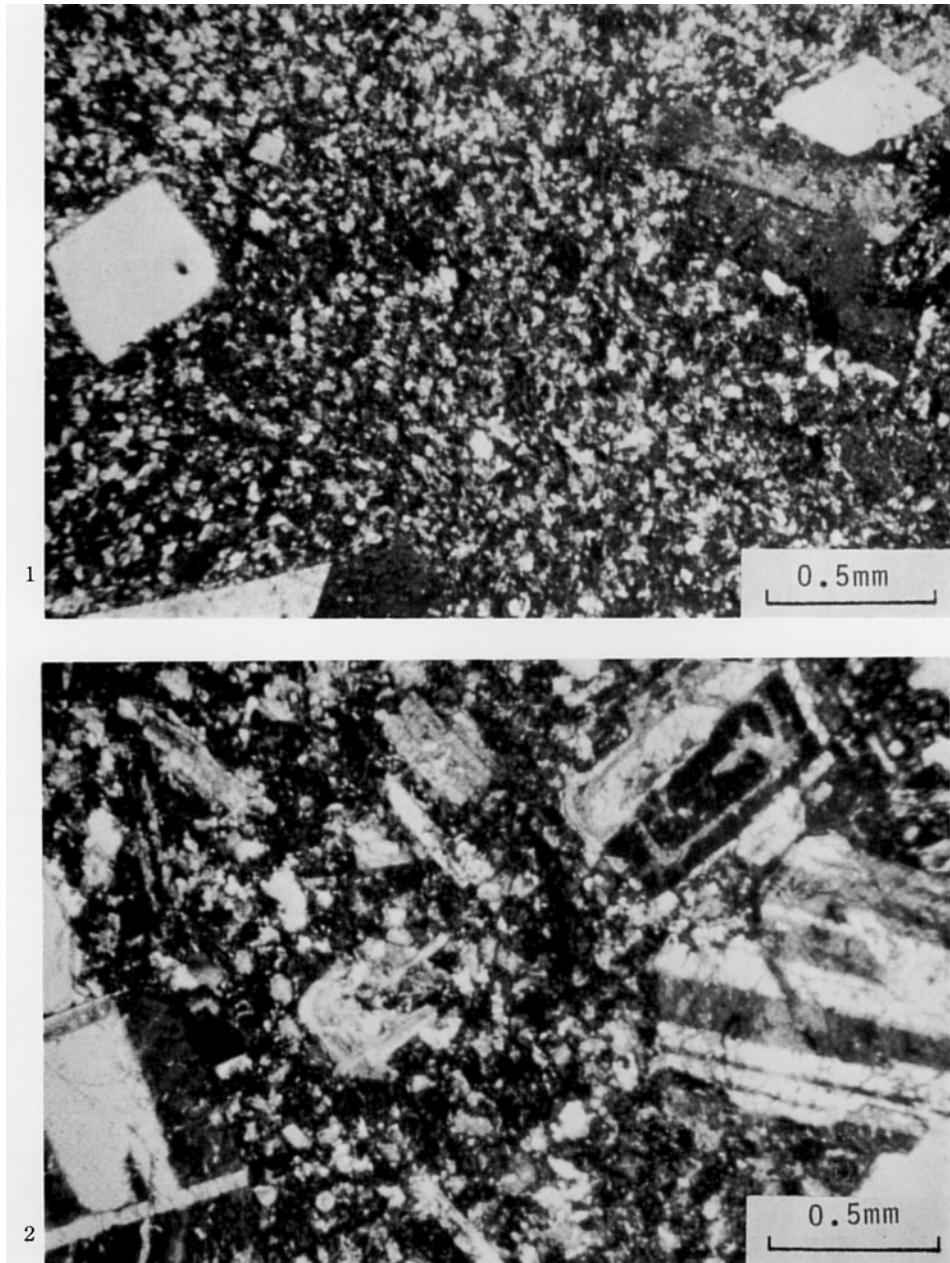


1. 有馬層群流紋岩溶岩 (Y-6, 直交ニコル)
Rhyolite lava of the Arma Group.
2. 布引花崗閃緑岩 (G-27, 直交ニコル)
Nunobiki Granodiorite.

第IV図版



1. 土橋石英閃緑岩 (R-T275, 直交ニコル)
Dobashi Quartz Diorite.
2. 六甲花崗岩 (Takatori, 直交ニコル)
Rokko Granite.



1. 石英斑岩 (E-49, 直交ニコル)
Quartz porphyry.
2. ひん岩 (Sobatani, 直交ニコル)
Porphyrite.

※文献引用例

藤田和夫・笠間太郎（1983）神戸地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，115 p.

HUZITA, K. and KASAMA, T. (1983) *Geology of the Kōbe District. Quadrangle Series*, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 115 p. (in Japanese with English Abstract, 8 p.)

昭和58年3月14日印刷

昭和58年3月18日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 田中重彌

印刷所 第一法規出版株式会社

東京都港区南青山2丁目

©1983 Geological Survey of Japan