

55(521.74/.75)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第50号

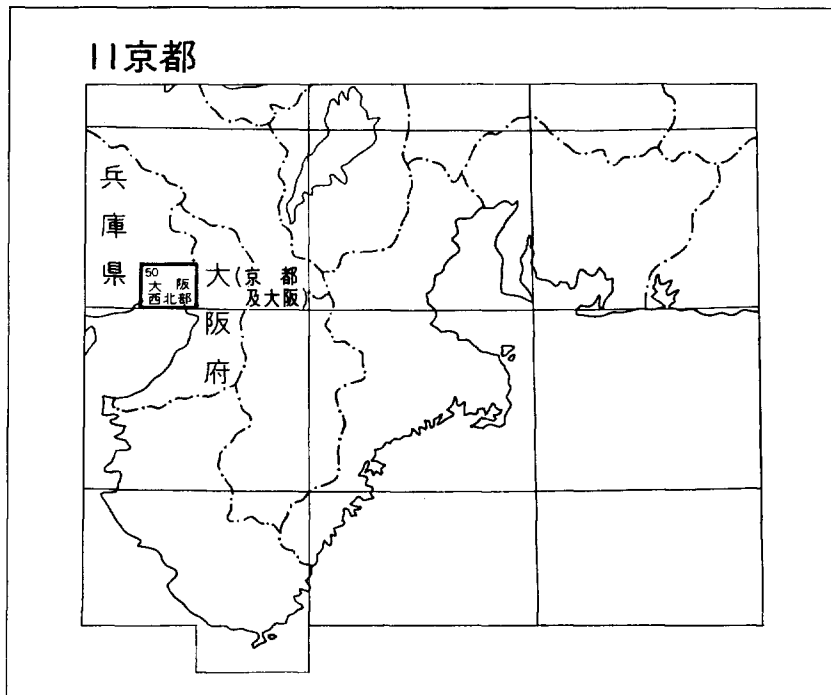
大阪西北部地域の地質

藤田和夫・笠間太郎

昭和57年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	10
III. 基盤岩類	12
III. 1 丹波層群	12
III. 2 有馬層群	13
III. 3 花崗岩類	15
III. 3. 1 布引花崗閃緑岩	15
III. 3. 2 石切山花崗閃緑岩	16
III. 3. 3 土橋石英閃緑岩	16
III. 3. 4 六甲花崗岩	16
III. 4 岩脈類	18
III. 4. 1 北摂山地の岩脈類	18
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. 2 甲山安山岩	21
IV. 3 大阪層群	22
IV. 3. 1 研究史	22
IV. 3. 2 概説	24
IV. 3. 3 各地域の大阪層群	28
IV. 3. 3. 1 六甲山地南東部の大阪層群	28
IV. 3. 3. 2 千里丘陵の大阪層群	38
IV. 3. 3. 3 平野部の大阪層群	41
IV. 4 満池谷累層と段丘層	41
IV. 4. 1 満池谷累層と上ヶ原層	41
IV. 4. 2 満池谷累層と高位段丘層	44
IV. 4. 3 六甲山地北側の高位段丘層	47
IV. 4. 4 北摂山地南縁の高位段丘層	48
IV. 4. 5 千里丘陵西部の高位段丘層	48
IV. 4. 6 高位段丘層の実態	49
IV. 5 中位段丘・低位段丘・沖積層	50
IV. 5. 1 伊丹段丘の諸問題	50
IV. 5. 2 伊丹粘土層とMa12	53

IV. 5. 3	沖積層	56
IV. 5. 3. 1	大阪湾奥部の沖積層	57
IV. 5. 3. 2	尼崎平野の沖積層	59
IV. 5. 3. 3	猪名川流域の沖積層	60
IV. 6	崖錐	62
IV. 7	砂州・砂堆・自然堤防	62
IV. 8	埋立地	62
V.	地質構造	62
V. 1	断層系	63
V. 1. 1	六甲山地の断層系	63
V. 1. 1. 1	五助橋断層	63
V. 1. 1. 2	大月断層	64
V. 1. 1. 3	芦屋断層	65
V. 1. 1. 4	塩尾寺断層	66
V. 1. 1. 5	甲陽断層	66
V. 1. 1. 6	六甲山地内のリニアメント	68
V. 2	伊丹台地の断層	68
V. 2. 1	昆陽池陥没帯	68
V. 2. 2	伊丹断層	69
V. 3	千里丘陵の断層	69
V. 3. 1	佛念寺山断層	69
V. 3. 2	小野原断層系	71
V. 4	有馬—高槻構造線	71
V. 4. 1	六甲断層	71
V. 4. 2	宝塚—箕面間	72
V. 5	断層地塊運動とその発達過程	73
VI.	地層・地形面の年代と断層運動	75
VII.	大阪層群中の不整合問題	77
VII. 1	「芝の不整合」問題	77
VII. 2	「満池谷不整合」問題	78
VIII.	六甲山地の近畿における構造的位罫と断層の性質	81
VIII. 1	近畿トライアングル	81
VIII. 2	六甲山地の構造的位罫付け	83
VIII. 3	六甲の断層系	84
VIII. 4	断層の変位量と変位速度	84
IX.	六甲変動	85

X. 応用地質	87
X. 1 タングステン	87
X. 2 地下水	87
X. 3 温泉と鉱泉	89
X. 3. 1 有馬温泉	90
X. 3. 2 宝塚温泉	91
X. 3. 3 放射能泉	91
X. 4 石材	92
X. 5 砕石	92
X. 6 風水害	92
文献	98
Abstract	105

付図・付表目次

第1図 千里陵上空から見た六甲山地と伊丹低地	2
第2図 六甲山地とその周辺の接峰面図	3
第3図 近畿中央部の人工衛星映像	4
第4図 大阪西北地域の地質構造概念図	4
第5図 南西方向から眺めた六甲山地の傾動地形	5
第6図 六甲山地南東面と伊丹台地のスケッチ	6
第7図 明治18年測量、二万分の一地形図による伊丹台地の地形	7
第8図 伊丹台地より尼崎平野に至る低地部の5m間隔等高線図	8
第9図 明治18年測量の尼崎地域地形図	9
第10図 大阪湾の海底地形	10
第11図 近畿地方における中生代酸性火砕岩類の分布	13
第12図 有馬層群の総合柱状図	14
第13図 有馬層群流紋岩溶岩の鉱物組成	14
第14図 六甲花崗岩	17
第15図 丹波層群を貫くひん岩岩脈	19
第16図 有馬西方の有野川に沿う神戸層群の柱状図	20
第17図 宝塚ゴルフ場より見た甲山	21
第18図 千里丘陵における大阪層群の模式柱状図と大阪平野における深層ボーリングOD-1の 柱状図との比較	25
第19図 西宮市甲陽園付近の地質図	29
第20図 満池谷累層の模式地の露頭と「ラリックス層」	30

第21図	砂礫層中の「ラリックス層」	30
第22図	「アズキ火山灰層」露頭	31
第23図	西宮市新池付近に見られる山麓扇状地型の満池谷累層上部	32
第24図	「アデク層」南北断面図	33
第25図	逆瀬川下流部の満池谷累層	34
第26図	逆瀬川下流，小林における満池谷累層の柱状図	34
第27図	西宮のゴルフ場近傍の地質図と植物遺体産地	35
第28図	西宮ゴルフ場近傍の模式断面図と植物遺体層	35
第29図	千里丘陵北西部の地質図	37
第30図	「芝の不整合」部の詳細地質図及び柱状図	39
第31図	「芝の不整合」露頭スケッチ	40
第32図	千里丘陵の層序	40
第33図	六甲—千里丘陵—尼崎—大阪の大阪層群の比較	41
第34図	六甲山地東部の段丘面高度分布図	42
第35図	西宮市上ヶ原台地周辺柱状図	43
第36図	芦屋市山平町における高位（段丘）礫層	45
第37図	北部六甲，蓬萊峽に見られる高位（段丘）礫層と中位段丘礫層	46
第38図	有馬—高槻構造線の地溝帯に沿って，標高400m前後に分布する高位礫層	47
第39図	有馬—高槻構造線の破砕帯に形成された地溝状地形	48
第40図	伊丹台地の展望	50
第41図	伊丹段丘崖に沿う柱状図	54
第42図	伊丹段丘上の掘削によって露出した伊丹礫層と伊丹粘土層	54
第43図	伊丹—尼崎—大阪湾を結ぶ南北の地質断面	54
第44図	伊丹から大阪湾に至る表層地質のパネル・ダイアグラム	55
第45図	大阪湾内における“沖積層”基底面等深線図	56
第46図	武庫川左岸に沿う南北断面図	57
第47図	大阪港，港大橋橋脚下における完新世層	57
第48図	大阪湾奥部の“沖積層”模式断面図	58
第49図	大阪湾における縄文海進の海水準変化曲線	58
第50図	完新世における大阪湾の海岸線の変化	59
第51図(A)	国道43号線に沿う武庫川尻“沖積層”の柱状図	60
	(B) “沖積層”模式断面図	60
第52図	尼崎平野における沖積層基底面の深度	61
第53図	大阪国際空港における東西方向の電気導坑工事現場側壁のスケッチ	61
第54図	芦屋花原ゴルフ場における五助橋断層露頭	63
第55図	五助橋断層と大月断層の空中写真	64

第56図	芦屋断層と大阪層群Ma1海成粘土層	65
第57図	仁川上流の芦屋断層	65
第58図	甲陽断層北西側の大阪層群急斜帯	66
第59図	大阪層群を切る甲陽断層	67
第60図	甲陽断層から推測される基盤の逆断層	67
第61図	佛念寺山断層の模式断面図	70
第62図	西宮市船坂における六甲断層上の中位段丘の面変位	71
第63図	有馬—高槻構造線の一部を占める六甲断層	72
第64図	伊丹—尼崎低地帯の重力異常	73
第65図	六甲—大阪湾模式断面図	74
第66図	福知山—六甲—大阪湾—泉南を結ぶ模式断面図	80
第67図	オーバーラップ不整合の2つの型	81
第68図	近畿トライアングルの第四紀断層系と第四紀層	82
第69図	近畿・中部地方の第四紀断層の二系列	83
第70図	六甲山地における表流水のふっ素含有量	88
第71図	六甲花崗岩のふっ素含有量	89
第72図	温泉及び鉱泉のMg/Caと泉温の関係	91
第73図	流紋岩溶岩の採石場	92
第74図	太多田川座頭谷の砂防ダム	93
第75図	東六甲山地の砂防工事	94
第76図	逆瀬川上流の砂防工事	95
第77図	上町断層の東側と西側における同一海成粘土層の比高と粘土層堆積年代の相関関係	97
第1表	大阪西北部地域の地質総括表	11
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	石切山花崗閃緑岩及び六甲花崗岩の鉱物組成	17
第4表	石切山花崗閃緑岩及び六甲花崗岩の化学分析値	18
第5表	甲山安山岩及び関連のサヌカイト類の化学分析値	22
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	27
第I図版	六甲山地の空中写真 (1/40000)	
第II図版	西宮市上ヶ原近傍の空中写真 (1/10000)	
第III図版 1	有馬層群結晶質凝灰岩	
2	有馬層群流紋岩溶岩	
第IV図版 1	石切山花崗閃緑岩	
2	六甲花崗岩	

第V図版 1 石英斑岩

2 ひん岩

大阪西北部地域の地質

藤田和夫*・笠間太郎*

大阪西北部地域は昭和55年度特定地質図幅の研究として行われたものであるが、この機会に昭和23年以降、30年余に及ぶ間の資料の集積の上に立ってまとめられた。本報告の作成に当たっては、基盤岩類と火山岩及び応用地質を笠間太郎が、その他を藤田和夫が担当した。

昭和32年撮影の巻頭(第1図)航空写真と地質図幅の地形原図(昭和44年6月30日発行)との比較でもわかるように、この地域は急激な開発の波に洗われ、この20年ばかりの間に驚くべき変貌をとり、相次ぐ広域の宅地造成、高速道路の建設、沿岸埋め立てによって、昔日の面影は全く消えてしまった。

その間、かつては期待しえなかった大規模な露頭が展開し、それらはまた、短時日の間に消えていった。現在の時点から、本地域を調査しようと思っても、それは不可能に近いであろう。だから見方によれば、この時期は第四紀地質の研究に、かけがえのない多くの貴重な資料を提供してくれたとも言える。

幸いにして、この間にあって、西宮市史・尼崎市史・伊丹市史・川西市史・宝塚市史・兵庫県史が相次いで企画され、調査者らがその編集専門委員に加えられたおかげで、資料の収集・保存には多大の便宜が得られ、本図幅に活用することができた。ここに多くの関係者の中でも、特に配慮をいただいた考古学の武藤誠、地理学の渡辺久雄、歴史学の八木哲浩の諸先生に感謝する。また昭和31年開始された西宮市史以来現在まで、終始変わらぬ援助をしていただいた、西宮市の前助役南野三郎氏と小川泷氏・原和子氏にお礼を申し上げたい。西宮市満池谷において、寒冷期の植物遺体層「ラリックス層」が破壊から免れ、三木茂先生の発見を記念する天然記念物として保存できたのも、南野氏のおかげである。

この長期にわたる調査・研究に当たって、共同研究、資料供与、便宜供与その他いろいろの面で感謝の意を表したい人は余りにも多い。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。故三木茂・小島信夫・市原実・中世古幸次郎・粉川昭平・鶴巻道二・前田保夫・田中操・平野昌繁・吉田久昭の諸氏。

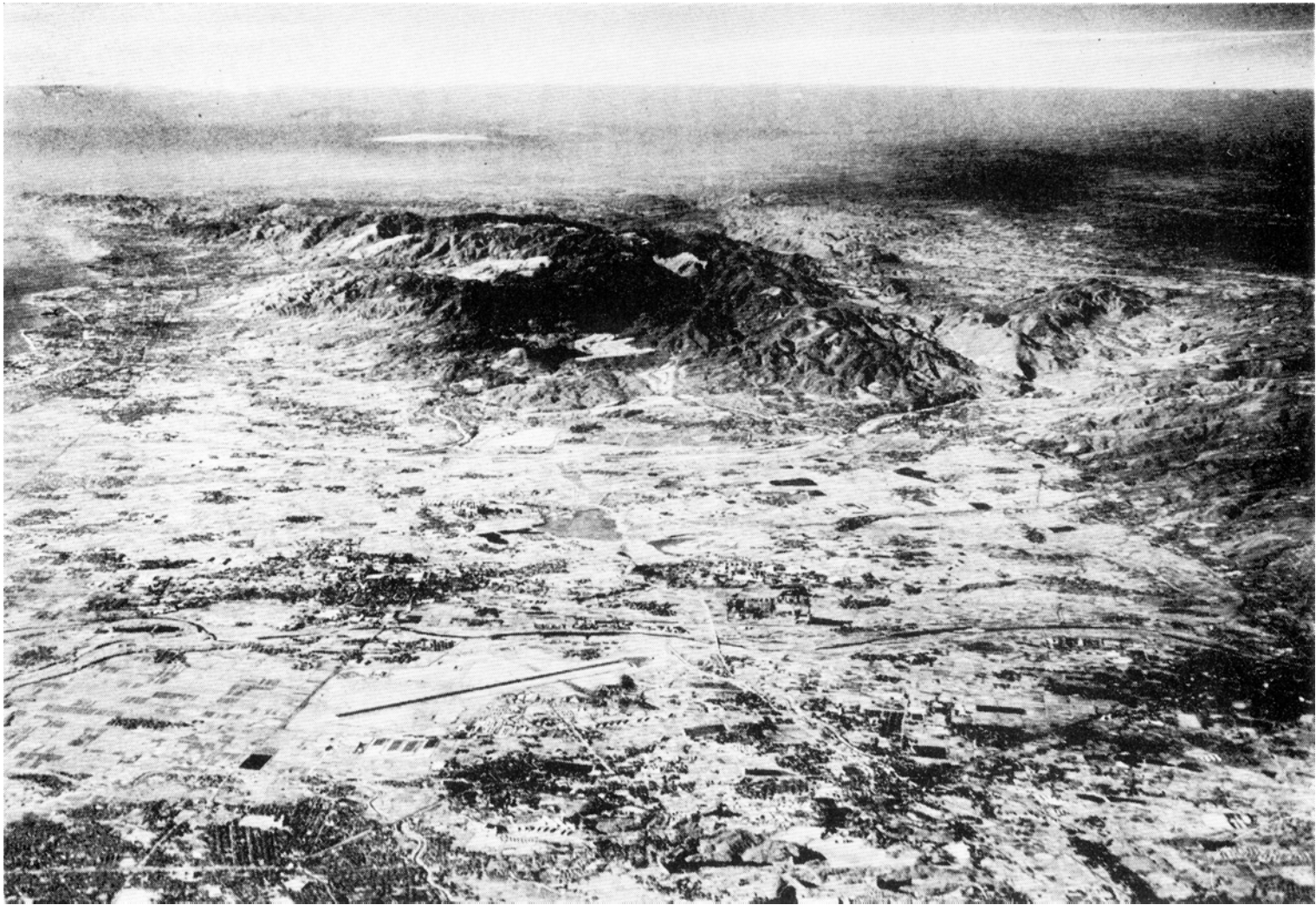
なお中世古幸次郎氏には千里丘陵に関する最新の資料の提供を、環境地質部寒川旭技官には段丘の調査の手伝いを、また宮村学大阪出張所所長には全般にわたり御配慮を頂いた。特に奥山真智子嬢には、大量の資料・原稿の整理の労をお願いした。記して感謝の意を表する次第である。

本地質図幅地域は、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言える。したがって、従来多くの論文が発表され、異なる意見も多い。また本地域内だけの資料では論じられない問題も多々ある。そのため、広範囲にわたる論議も挿入されており、また藤田の考え方に従って統一した問題も多い。今後執筆予定の隣接の「神戸」「須磨」「大阪西南部」図幅を含めると、六甲山地とその周辺の全貌がわかるので、合わせて見て頂くことを希望する。

I. 地 形

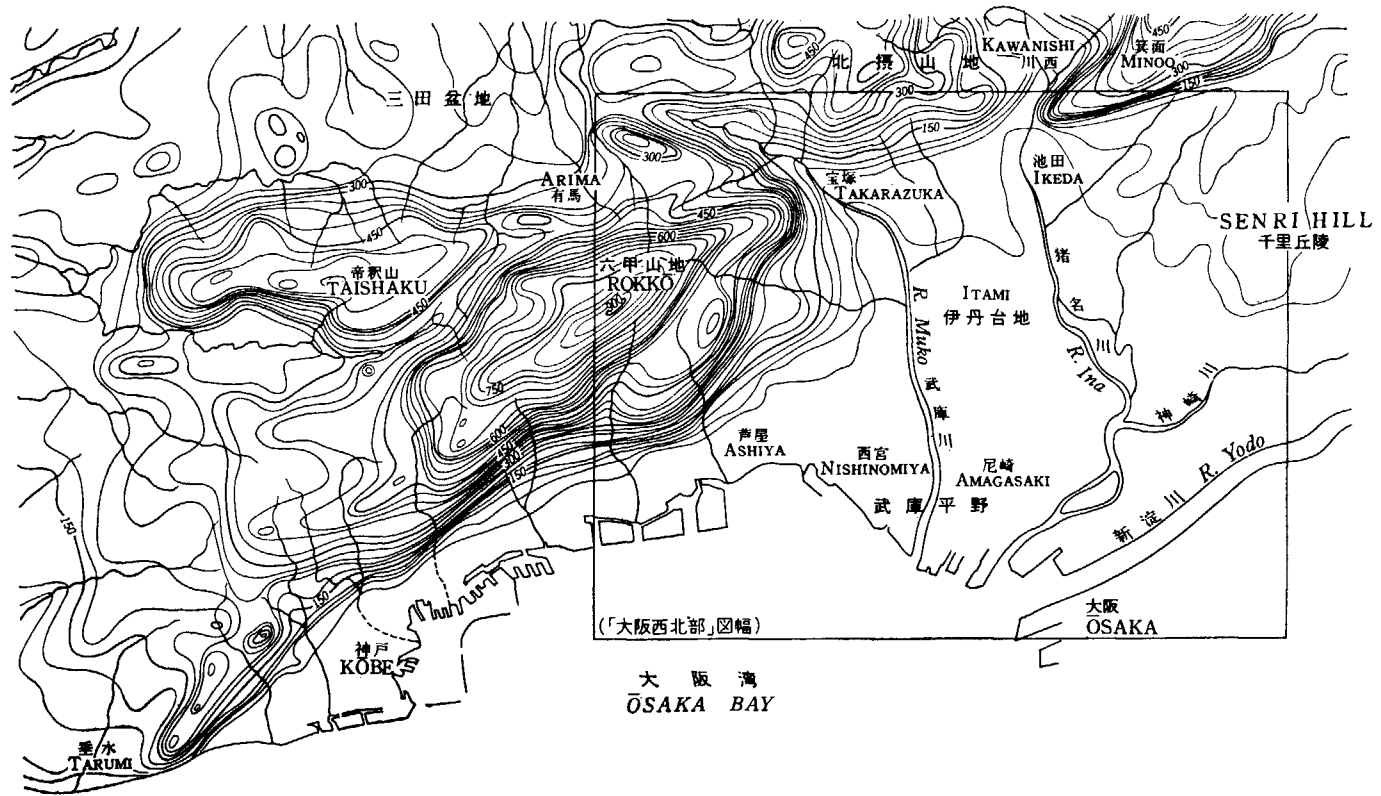
「大阪西北部」図幅は、大阪盆地の北部に当たり、極めて地形の変化に富む。南部は大阪湾と、それに張り出す大阪・尼崎沖積平野で占められ、北部には北摂山地の南縁が顔をのぞかせている。中央部では、西側に標高1,000mに迫る六甲山地が偉容を誇り、東側には、最近急速に開発が進んで千里ニュー

*大阪市立大学理学部



第1図 千里丘陵上空から見た六甲山地と伊丹低地 (高度約4,000m, 昭和32年撮影, 神戸新聞)

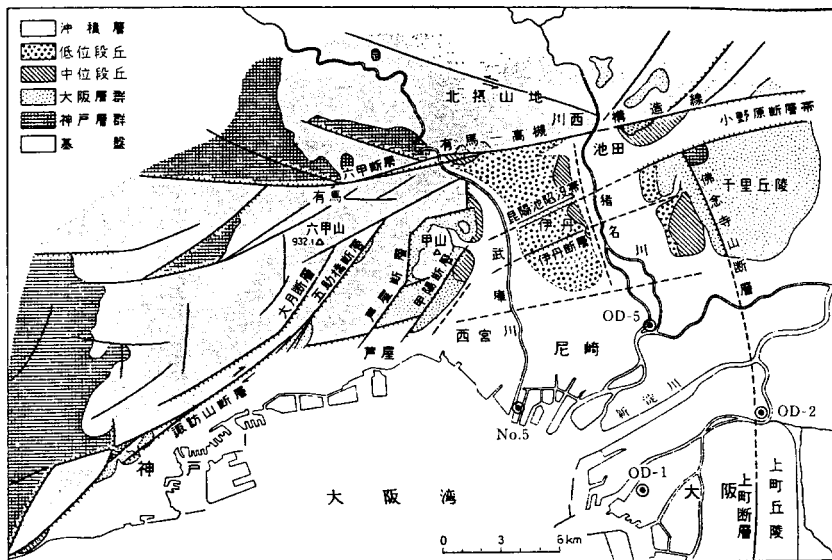
Bird's-eye view of the Rokkō Mountains from a height of about 4,000m above the Senri-hill. Attention should be paid to the stepwise topography of the southeastern side of the Rokkō separated by first class faults. The relation between the distribution of the topographic surfaces and the fault system is very significant from the viewpoint of the Quaternary tectonics (refer to Fig.6)



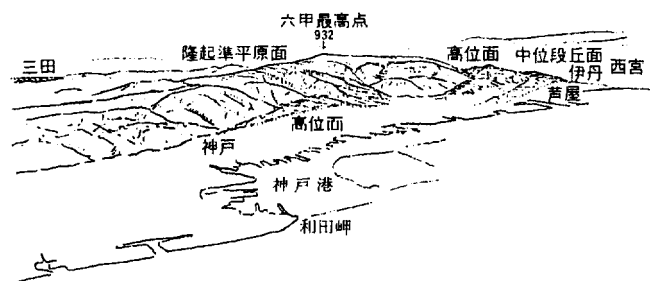
第2図 六甲山地とその周辺の接峰面図 (Huzita *et al.*, 1971)
Summit-level of the Rokkō area and its surroundings with the distribution of topographic surfaces



第3図 近畿中央部の人工衛星映像
 LANDSAT image of the central part of Kinki



第4図 大阪西北地域の地質構造概念図 (藤田・前田, 1971). ◎印は深層ボーリング位置
 Outline of the geologic structures of the northwestern part of Ōsaka



第5図 南西方向から眺めた六甲山地の傾動地形 (神戸新聞) (藤田・前田, 1974)
 Bird's-eye view of the tilted block of the Rokkō from the southwest. Every topographic surface even the terrace surfaces is tilted westwards

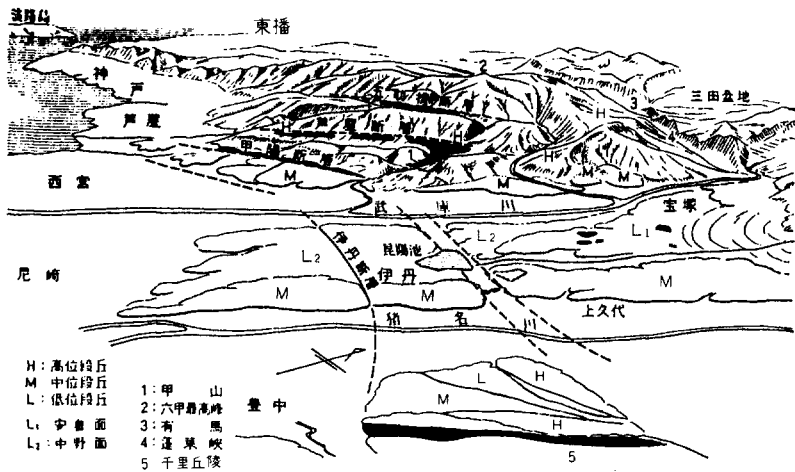
タウンと呼ばれる¹⁾ 千里丘陵があり、その間の部分は低平な伊丹台地で占められる。この台地は東を猪名川、西を武庫川で限られ、北東部は標高40mに達するが、南西へ緩やかに傾き下って、尼崎あたりから沖積平野下に没する。

このように多様な地形が、一枚の図幅の中に共存していることはまれである。そしてこれらの地形の大部分が、第四紀になってから成長した構造地形であって、その形成史はすなわち第四紀地質構造発達史であり、地殻変動の機構に関しても多くの資料を提供する。言い換えると、近畿のみならず西南日本の第四紀地殻変動の基本的な要素はすべて本図幅に含まれていると言ってよい。

第2図は、本図幅とその周辺を含む接峰面図であり、第3図は近畿中央部のランドサットの映像、第4図は六甲山地とその周辺の主要断層の分布図である。これらの図を比較すると、断層がいかに地形を支配しているかがわかる。有馬温泉から六甲山地の北側を通り、伊丹台地の北を限り、千里丘陵の北側に地溝状の低地を作って、東西方向に直線的に延びる地形の急変線は、有馬一高槻構造線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、京都盆地南縁に達する。

有馬一高槻構造線より以北は、標高300m級の高原状山地で、伊丹台地に臨む部分は、400m前後の長尾山地の一部で占められている。本図幅地域の北側は、再びやや低くなり、北摂山地と総称されるが、

1) 千里山という呼称が古くからあり、千里山丘陵という名称も多く使用されてきたが、ここでは千里丘陵に統一使用する。



第6図 六甲山地南東面と伊丹台地のスケッチ (第1図より) (藤田・前田, 1971)
Sketch of the southwestern part of the Rokko and the Itami terrace (by Fig. 1)

東部の川西盆地と、西部の三田盆地をつないでいる。北隣「広根」図幅地域では、猪名川上流が、川西盆地を開析し、武庫川は三田盆地から、再び長尾山地に入り、川床からの比高250mに及ぶ急崖に囲まれた先行性河谷を作りながら、宝塚で武庫平野に開口する。

有馬一高槻構造線以南は、北側と打って違って、構造起伏に富む。西部には主として花崗岩質岩体よりなる六甲山地がある。第1図は、千里丘陵上空より六甲山地の南東面を見た写真であり、第5図は、神戸港沖より六甲山地の南西側を見た航空写真である。両者合わせて、六甲山地の地形の特徴を捕えて余すところがない。第I図版に六甲山地の空中写真を示す。

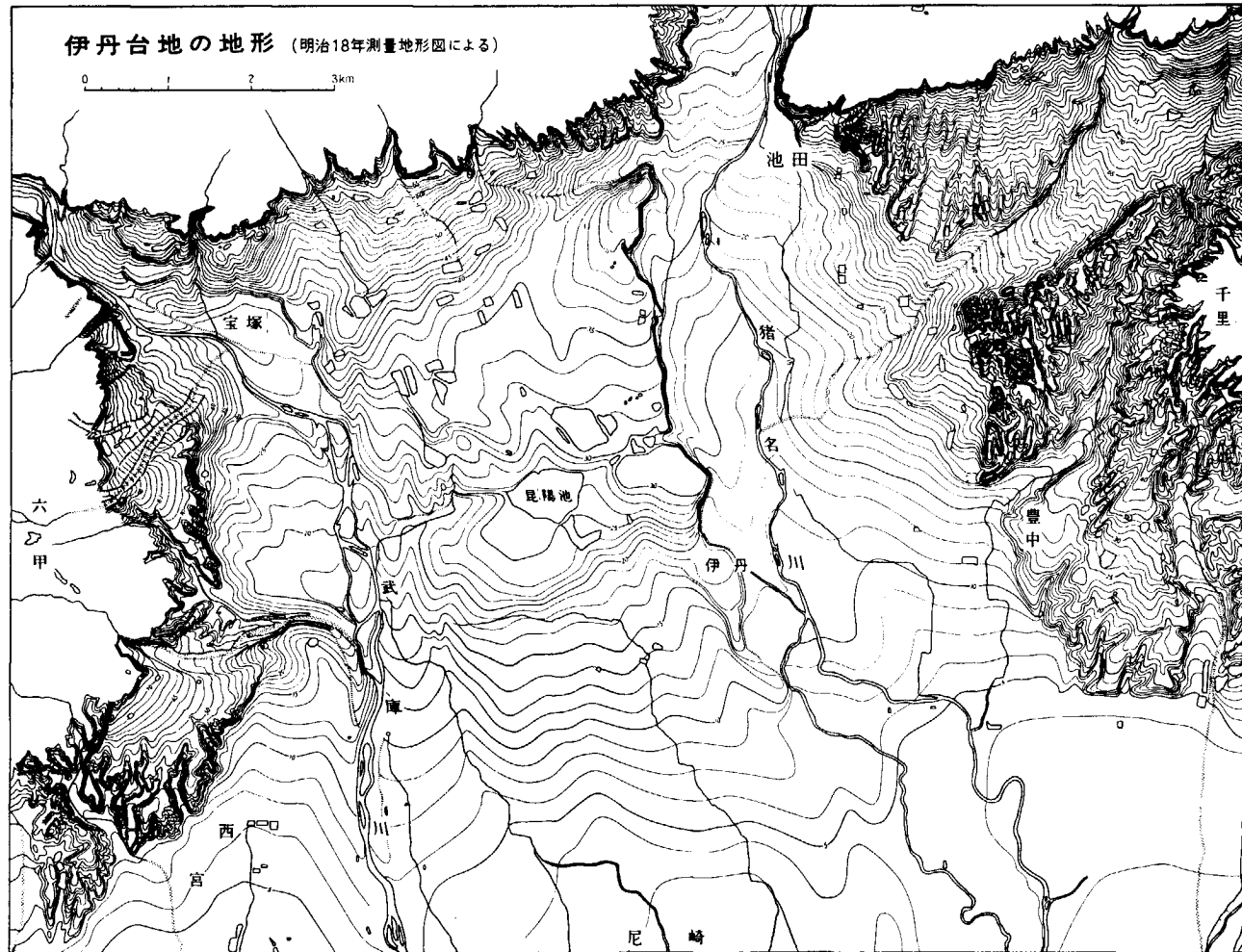
第1図とそのスケッチである第6図から、六甲山地南東側には、明瞭な階段状地形が発達していることがわかる。最上段は標高800-900mの六甲山頂部に広がる隆起準平原面で、最高点は931.1mに達する残丘部である。この面を「六甲面」と呼ぶ。第2段は標高450-500m級の小起伏浸食面で「花原面」と呼ばれ、芦屋ゴルフ場や奥池住宅地がある。六甲面との間の急崖に沿って高位面群に入る「奥池面」の分布が見られる。

第3段は標高200m級の浸食小起伏面で「北山面」と呼ぶ。この面上には安山岩の岩頸がドーム状残丘としてそびえる甲山がある。西宮ゴルフ場があり、また北山貯水池が作られている。花原面との境の急崖に沿って、高位面である「鷲林寺面」が発達し、芦屋市の六麓荘方面に延びている。

第4段は100m以下の丘陵性台地で、複雑な地形面の集合よりなり、詳細は後述する。中位段丘に属する「上ヶ原面」がこの中の主要部を占める(第II図版)。第5段が武庫川の沖積平野面で、「武庫平野」あるいは「尼崎平野」と呼ばれ、「大阪平野」に続く。

以上の地形面と、第4図とを比較すると、各面の間を画する急崖が、五助橋断層・芦屋断層・甲陽断層・伊丹推定断層の断層崖であることがわかる。更に第5図で注目されることは、これらすべての面が、東から西へ傾き下っていることで、これは六甲山塊の傾動運動を表している傾動地形である。

中央の伊丹台地も同様な傾動を示し、東側が高く、次第に西に低くなって武庫川に臨むとともに、南



第7図 明治18年測量、二万分の一地形図による伊丹台地の地形 (藤田・前田, 1971)

Topographic map of the Itami lowland compiled from the contour map of 1/20,000 surveyed in 1885



第 8 図 伊丹台地より尼崎平野に至る低地部の 5 m 間隔等高線図 (昭和39年測量)
(藤田・前田, 1971)

Contour map of the Itami and Amagasaki areas surveyed in 1964.
Contour interval is 5 m

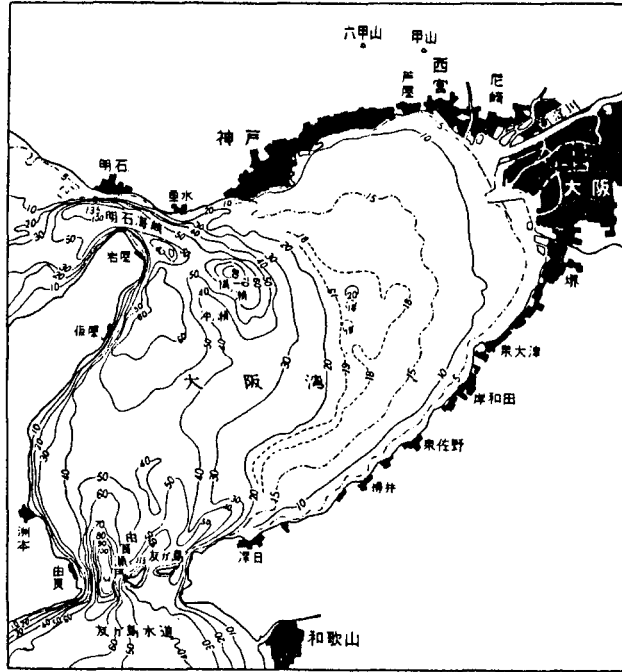
へも傾き下り武庫平野下に没するのである。その台地上の微地形は現在見るべくもないが、第 6 図、第 7 図によって復元される。これらでわかるように、台地上には北北西から南南東に流れる浅い旧流路が認められ、それらが断層によって切られているのが地形的にも明瞭にわかる。

これに対して、佛念寺山断層以東の千里丘陵では、丘陵の面は北西端の千里インターチェンジ付近では 200m に達するが、南東へ次第に傾き下っている。しかしこの丘陵面は人工造成によってほとんど失われてしまった。佛念寺山断層以西では、段丘面が大規模に発達する。千里丘陵と北摂山地とは、待兼山と五月丘との間の地溝状低地で分離されている。この低地帯は断層帯で、段丘にも大きな影響を与え、河川の流路を変更させてきた。この低地帯には旧西国街道が通り、京都への良い交通路を与えてきた (第 8 図)。

尼崎



第9図 明治18年測量の尼崎地域地形図二万分の一（仮製地形図）兵庫5号「尼崎」（参謀本部発行）を40%に縮少して再録
Topographic map of the Amagasaki area surveyed in 1885, 1/20,000



第10図 大阪湾の海底地形 (数字はm) (藤田ほか, 1959)
Submarine topography of Ōsaka Bay

大阪湾岸部では、武庫川川口の三角州の発達が著しい。そして六甲山地の南麓には、夙川・芦屋川などの六甲に発する小河川の山麓扇状地が複合して、幅2-3kmの狭い海岸平野を作る。東より大阪湾に注ぐ新淀川は、その名が示す通り、明治になってから開きされた人工河川であって、元の淀川は安治川方面に流れていた。運搬碎屑物の少ない猪名川は、神崎川と合して大阪湾に注ぐが、三角州を作らない。第9図は明治18年測量の1/20,000地形図を縮小したものであるが、当時の原地形の状況を良く伝えている。

大阪湾の海底地形を第10図に示す。湾の東の半分は水深20m以内で極めて浅く、昭和37年に実施された音波探査結果によると、この部分は、泥質の“沖積層”が堆積している部分と一致している。西半分の40-60mの部分は、潮流のため、沈殿物が堆積しない部分に当たる。大阪湾は友ヶ島水道という狭い海峡部で太平洋と連結しているだけであるから、淀川・猪名川・武庫川などより搬入される碎屑物を受け止める沈殿池的な役割を果たしていると言えよう。

II. 地質概説

本図幅地域の地質系統を第1表に示す。これらはまず、明瞭に「基盤岩類」と「被覆層」に分かれる。前者は六甲山地の東お多福山から、本山町方面にかけて分布する古生層(「丹波層群」)、花崗岩類及び酸性噴出岩類(「有馬層群」と)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

第1表 大阪西北部地域の地質総括表
Summary of the geology of the Osaka-Seihokubu District

地質年代		地質系統		主な地史																						
新 紀	第四紀	完新世	砂州・砂堆・自然堤防(b) 崖錐(ta) 低位段丘(Tl) 中位段丘(Tm) 高位段丘(Th)	被	沖積平野の形成																					
		更新世 <table border="0"> <tr> <td rowspan="3">}</td> <td>後期</td> </tr> <tr> <td>中期</td> </tr> <tr> <td>前期</td> </tr> </table>			}	後期	中期	前期	段丘の形成																	
}	後期																									
	中期																									
	前期																									
生 代	新第三紀	鮮新世	大阪層群 <table border="0"> <tr> <td rowspan="3">}</td> <td>上部亜層群(O₃)</td> </tr> <tr> <td>中部亜層群(O₂)</td> </tr> <tr> <td>下部亜層群(O₁)</td> </tr> </table>	}	上部亜層群(O ₃)	中部亜層群(O ₂)	下部亜層群(O ₁)	覆	第二瀬戸内海時代																	
		}	上部亜層群(O ₃)																							
中部亜層群(O ₂)																										
下部亜層群(O ₁)																										
中新世	甲山安山岩	瀬戸内湖水湖時代																								
中 生 代	白堊紀	神戸層群 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>淡河累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kou)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kol)</td> </tr> </table> </td> <td rowspan="2">層</td> <td rowspan="2">瀬戸内系火山岩の噴出</td> </tr> <tr> <td>吉川累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kyu)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kyl)</td> </tr> </table> </td> <td>古神戸湖の時代</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>有野累層(Ka)</td> <td></td> <td>第一瀬戸内海時代</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">新 古 生 代</td> <td rowspan="2"></td> <td rowspan="2">六甲花崗岩(Rg) 土橋石英閃緑岩(Dq) 石切山花崗岩(Ig) 有馬層群(Nl,Tt,Sm) 布引花崗閃緑岩(Ng)</td> <td rowspan="2">丹波層群(T)</td> <td rowspan="2">基盤岩類</td> <td>広島型花崗岩の進入</td> </tr> <tr> <td>後期中生代火山岩類の 最盛活動期 領家型花崗岩の進入 秩父地向斜時代</td> </tr> </table>	}	淡河累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kou)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kol)</td> </tr> </table>	}	上部(Kou)	下部(Kol)	層	瀬戸内系火山岩の噴出	吉川累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kyu)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kyl)</td> </tr> </table>	}	上部(Kyu)	下部(Kyl)	古神戸湖の時代			有野累層(Ka)		第一瀬戸内海時代	新 古 生 代		六甲花崗岩(Rg) 土橋石英閃緑岩(Dq) 石切山花崗岩(Ig) 有馬層群(Nl,Tt,Sm) 布引花崗閃緑岩(Ng)	丹波層群(T)	基盤岩類	広島型花崗岩の進入	後期中生代火山岩類の 最盛活動期 領家型花崗岩の進入 秩父地向斜時代
				}		淡河累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kou)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kol)</td> </tr> </table>	}			上部(Kou)		下部(Kol)	層	瀬戸内系火山岩の噴出												
}	上部(Kou)																									
	下部(Kol)																									
吉川累層 <table border="0"> <tr> <td rowspan="2">}</td> <td>上部(Kyu)</td> </tr> <tr> <td>下部(Kyl)</td> </tr> </table>	}	上部(Kyu)	下部(Kyl)	古神戸湖の時代																						
}		上部(Kyu)																								
	下部(Kyl)																									
		有野累層(Ka)		第一瀬戸内海時代																						
新 古 生 代		六甲花崗岩(Rg) 土橋石英閃緑岩(Dq) 石切山花崗岩(Ig) 有馬層群(Nl,Tt,Sm) 布引花崗閃緑岩(Ng)	丹波層群(T)	基盤岩類	広島型花崗岩の進入																					
					後期中生代火山岩類の 最盛活動期 領家型花崗岩の進入 秩父地向斜時代																					

崗岩に大別できる。

花崗岩類は古生層中に進入したものであるが、現在古生層は地表部にルーフ・ペンダント状に残存しているに過ぎず、その直下に、山陽新幹線六甲トンネルが掘削された時には出現しなかった。酸性噴出岩類は、本山町山地部に岩脈状の噴出口を持ち、また有馬—高槻構造線以北には広く分布し、凝灰岩・凝灰角礫岩を挟み、「有馬層群」と総称される。

被覆層は新第三紀中新世の「神戸層群」、鮮新—更新世の「大阪層群」及びそれ以降の地層とに大別ができる。神戸層群は、六甲山地北側の三田盆地に広く分布するが、本図幅地域内では、北摂山地の縁辺部に小規模な分布を見るにすぎない。また千里丘陵の西北部にもわずかに露出する。本地域の神戸層群は淡水成であるが、瀬戸内南部には海成層があり、この海は第一瀬戸内海と呼ばれ、これに堆積した中新統は「第一瀬戸内累層群」と呼ばれている。

六甲南東麓にドーム状に突出する甲山は、「瀬戸内火山系」に特徴的なサヌカイトに近似するサヌキトイド安山岩よりなり、岩頸部が残存したものである。二上山・屋島などのサヌカイトの噴出期のものとみられる。

大阪層群の地層が露出するのは、六甲山地東南部と千里丘陵だけであるが、伊丹台地や尼崎・大阪平野下に、広く、かつ厚く潜在分布し数100mに達する。砂礫層・粘土層が繰り返す単調な地層群であるが、多数の火山灰層を挟み、良い鍵層となっている。これらの層準と構造的な位置関係から、本地域の

第四紀地殻変動の実態が明らかになってきた。

段丘面としては、山地・丘陵・台地を問わず、多数の面が識別できるが、極めて変化に富み、その対比には多くの議論があった。段丘面は高位・中位・低位に大別されてきたが、それらの構成層もまた多様で、崖錐性の礫層から、川床性・山麓扇状地性砂礫層、あるいは海成粘土層を挟む浅海層等々に変化する。したがって、それらの関係については、過去数十年にわたって論議が絶えなかったが、最近の研究結果によれば、高位面は大坂層群最上部の堆積面であり、中位段丘以下が段丘の特徴を備えるものであることがわかってきた。

沖積平野下には、縄文海進によるシルト混じりの海成粘土層が広く分布し、その上を三角州性砂礫層が覆って平野面を形成している。これらは軟弱地盤問題、地盤沈下問題などと深い関係があり、応用面でも重要である。

Ⅲ. 基盤岩類

基盤岩類は古生代・中生代の地層・岩石であり、丹波層群・有馬層群と花崗岩類及び岩脈類に分けられる。以下、地質年代順に古い方から説明を加える。

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」（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）。

本図幅地域内の丹波層群は、丹波帯南縁のもので、坂口の桜井一山下向斜の南翼のものが、有馬一高槻構造線以北の北摂山地に露出し、猪名川中流部に好露頭が展開する。頁岩を主体とする地層で、チャート・緑色岩類をかなり含んでいる。本図幅地域内では本層群はすべて北落ちの急傾斜を示している。

六甲山地の東お多福山（659.8m）などにも、砂岩を主とし、砂質頁岩や頁岩と互層する、ほぼ東西方向の走向を持ち、傾斜60度以上の急傾斜層が見られる。この地域の地層は花崗岩上にルーフ・ベンダントとして残っているため、その熱的影響を受けてホルンフェルス化している部分が多く、化石の産出はいまだないが、岩相・構造上の類似点から、丹波層群の一員と考えている。住吉川上流の本庄橋付近では、透輝石を含むホルンフェルスが見つかっており、その原岩が石灰質のものであったことが推定される。

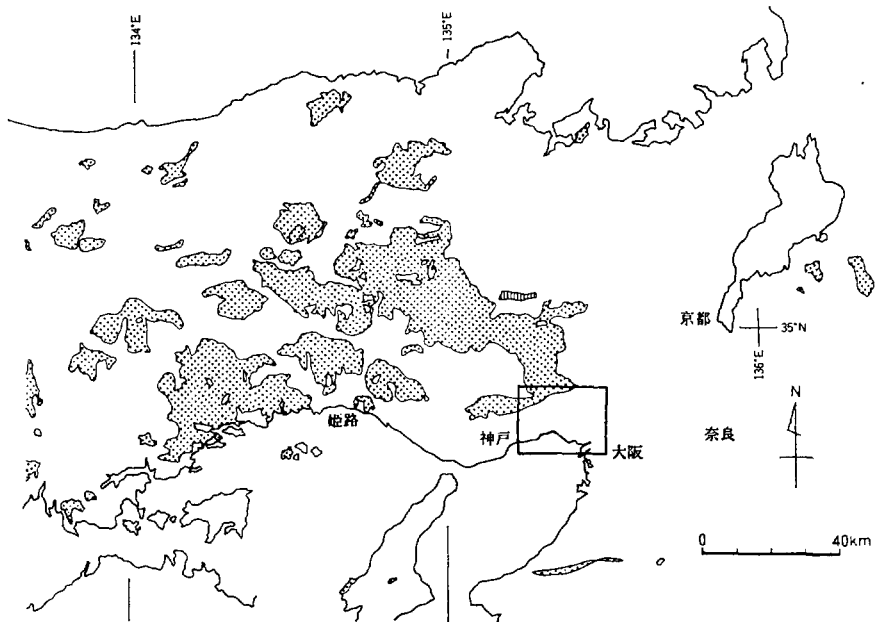
Ⅲ. 2 有馬層群 (第Ⅲ図版)

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)。

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11図)。

ついで、北摂山地の有馬層群について、2枚の水底堆積層を鍵層としての層序学的研究が進められ、本層群が第12図に示す模式柱状図のような岩相からなることが明らかになった(KASAMA and YOSHIDA, 1976)。また2枚の連続性の良い水底堆積層一下位の僧川凝灰質泥岩層(S₁)と上位の玄池砂質凝灰岩層(S₂)の存在から、火山活動休止期が2回考えられ、下部の火砕岩の火山活動期をステージⅠ、中部の噴出期をステージⅡ、上部の溶結凝灰岩の時期をステージⅢとし、それぞれのステージにおける溶結凝灰岩と溶岩の岩石記載が行われつつある。

有馬層群は積算層厚2,000mに達し、急斜した丹波層群を傾斜不整合で覆う緩傾斜の地層で、有馬—高槻構造線以北の有馬山地や北摂山地を構成している。本図幅地域の有馬層群は、ほとんど全部がステージⅡの玉瀬結晶質凝灰岩層であり、宝塚市山本付近に僧川凝灰質泥岩層がわずかに顔をだす程度で、有馬層群は一部しか出ていない。



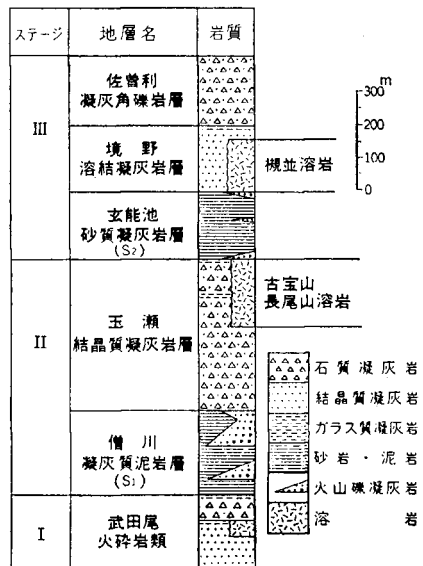
第11図 近畿地方における中生代酸性火砕岩類の分布
Distribution of the Mesozoic acid pyroclastic rocks in the Kinki district

備川凝灰質泥岩層は層理の発達した黒灰色の凝灰質泥岩・砂岩と、これらの中に挟まれる火山礫凝灰岩からなり、宝塚市山本付近で、層厚は約200mに達する。級化構造が著しく、厚さ数cm-数10cmの縞模様を示し、スランブ構造、荷重痕などの堆積構造が発達する地層である。

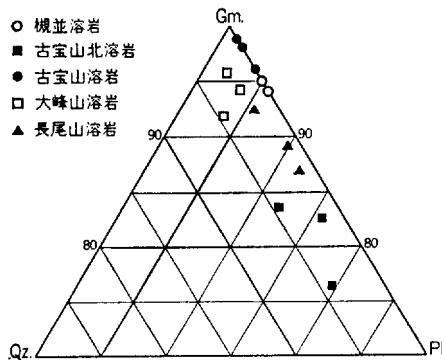
玉瀬結晶質凝灰岩層は、数mm-数cmの石質岩片を含む流紋岩-デイサイト質溶結凝灰岩層である。この岩層中には非溶結のガラス質凝灰岩の薄層を挟み、3枚以上のフローユニットが認められるが、長尾山溶岩を鍵層に、その下位にある。下部層と、その上位にのる上部層とに区分している。

長尾山溶岩は、明瞭な流理構造の発達した流紋岩溶岩である。周辺部では球顆構造や自破碎構造が認められる。なお本図幅地域北方では長尾山溶岩の分布地域の北側に、大峰山溶岩・古宝山溶岩など同一ステージの溶岩があり、更に北にはステージⅢの槻並溶岩がある。これら溶岩のモードと化学分析値を第13図と第2表に示した。

六甲山地の東南部にある東お多福山・打越山付近で、白亜紀と考えられる火砕岩が発見された(元木, 1979)。笠間はこの付近の再調査を行い、火砕岩の存在を確認し、丹波層群, 六甲花崗岩との関係



第12図 有馬層群の総合柱状図 (KASAMA and YOSHIDA, 1976)
General columnar section of the Arima Group



第13図 有馬層群流紋岩溶岩の鉱物組成
Mineral composition of the rhyolite of the Arima Group (KASAMA and YOSHIDA, 1976)
Qz 石英 (Quartz) Pl 斜長石 (Plagioclase)
Gm 石基 (Groundmass)

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
SiO ₂	74.06	75.93	73.89	74.51	7.434
TiO ₂	0.14	0.15	0.13	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	13.90	12.57	13.23	14.29	14.52
Fe ₂ O ₃	0.31	1.53	0.97	1.24	0.78
FeO	0.92	0.50	0.91	0.90	2.28
MnO	0.07	0.02	0.02	0.10	0.17
MgO	0.01	0.03	0.06	0.28	0.56
CaO	1.47	0.32	0.85	1.06	0.56
Na ₂ O	4.78	3.61	3.99	1.20	1.14
K ₂ O	3.33	3.97	4.07	4.22	3.70
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O±	0.70	1.02	1.31	2.47	2.36
Total	99.71	99.66	99.44	100.37	100.52

分析者 1-3 吉田久昭 4, 5 北野康
1 宝塚市長尾山溶岩 2 宝塚市古宝山溶岩
3 猪名川町槻並溶岩 4 有馬町天神湯ボーリングコア10個の分析値平均 5 有馬町御所湯ボーリングコア8個の分析値平均

を調べて、本図幅に有馬層群として記入した。

この地域の火砕岩は、石質岩片をかなり含む火山礫凝灰岩と結晶質凝灰岩があり、ほぼ南北方向に伸長した分布を示す。丹波層群を傾斜不整合で覆い、六甲花崗岩の熱的影響を強く受け、ホルンフェルス化しているものが多い。

元木は、これらの火砕岩を白亜紀噴出岩の噴出火道の一つと推定しているが、火山礫凝灰岩の外來礫は水磨されているものが多く、時に分級構造が認められ、水中堆積物の様相が強く、また溶岩などを伴わないので、火道を構成する火砕岩とは考えがたい。元木がハブ谷火道溶岩としたものは、黒岩谷花崗斑岩と複合岩脈をなし、六甲花崗岩などを貫いており、先の火砕岩とは時期を異にするものである。

この地域の火砕岩は、有馬層群に含めたが、有馬層群のどの層準のものかはわからない。

Ⅲ. 3 花 崗 岩 類 (第Ⅳ図版)

西南日本内帯の花崗岩類は、領家帯の花崗岩類と、その北側に分布する中国バソリスに含まれるものに大別されてきた。

領家帯の花崗岩類は、この近傍では丹波帯と接する大和高原・生駒山地や淡路島北半部に広く分布するが、本地域内では、六甲山地の南縁部において、布引花崗閃緑岩が分布する。

中国バソリスの名で一括されてきた花崗岩類は、小島・吉田(1957)によって、山陽側の広島花崗岩複合体と山陰側の因美岩体に区分され、両者の間には小規模な岩株型の花崗岩類が点在し、これを中央深成岩群と呼ぶようになった。

本図幅地域内では、西部の六甲山地に広く分布する六甲花崗岩及び土橋石英閃緑岩と、北部の丹波層群・有馬層群分布地域内に小岩株として顔を出す石切山花崗閃緑岩とがある。

Ⅲ. 3. 1 布引花崗閃緑岩

六甲山地を構成する花崗岩類は、布引花崗閃緑岩・土橋石英閃緑岩・六甲花崗岩の3岩体に区分される(笠間, 1968)。

布引花崗閃緑岩は西隣「神戸」図幅地域の布引・鳥原貯水池付近を模式地とし、六甲山地の南縁に分布する岩石であり、本図幅地域では、荒地山南方の高座川沿いの小露頭などに、わずかに見られるにすぎない。岩石は、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。

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。

布引花崗閃緑岩と六甲花崗岩の関係は、断層で接するが多いが、「神戸」図幅地域の西六甲の^{たび}再度山付近など二・三の箇所^{たび}で、布引花崗閃緑岩を貫く六甲花崗岩の露頭が見いだされており、本図幅の東六甲地域では、芦屋川支流の高座川川岸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見解や、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。

Ⅲ. 3. 2 石切山花崗閃緑岩

北隣「広根」図幅地域の北摂山地の石切山（284m）を中心に東西約1km、南北約1.5kmの楕円状に花崗閃緑岩が分布し、本図幅地域ではその一部が露出する。本花崗閃緑岩は、東側では丹波層群を、西側では有馬層群を貫き、それぞれに熱変成を与えている。六甲花崗岩の北側に散在する花崗岩類を、中央深成岩群の一員と考え、石切山花崗閃緑岩と名付けた（藤田・笠間, 1975）。

本図幅地域北方の石切山を模式地とする。その西方、惣川沿いの石切場の南端にも小露頭があり、また、宝塚の川下川貯水池北東にも、石英閃緑岩の小露頭がある。これらも石切山花崗閃緑岩に含めている。

岩石は、中粒の花崗閃緑岩質のものが大部分を占めるが、岩相変化が激しく、鉱物の組成・量比や粒度も変化し、岩質的に花崗岩質のものから石英閃緑岩質のものまでを含んでいる。

代表的な岩相のものでは、色指数10-20程度で、黒雲母と角閃石を含み、珪長鉱物では斜長石が多く、次いで、石英・カリ長石がある。

石切山花崗閃緑岩に類似した岩石は、本図幅地域外の兵庫県中央部で、宍粟郡千種町、一宮町など、また大阪府豊能郡能勢町などに小岩体をなして点在し、いずれも産状と岩質から、中央深成岩群のメンバーとされている。能勢岩体の試料で行われた Rb-Sr 法による年代測定結果では、全岩年代で 96×10^6 年、黒雲母年代として $83-79 \times 10^6$ 年の値が出されている（ISHIZAKA, 1971）。

Ⅲ. 3. 3 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^{からと}唐櫃を結ぶ六甲トンネル堀さく中（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2km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付けられた。六甲花崗岩との関係は、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。顕微鏡下での観察では、石英・カリ長石などのポイキリチック斑晶が認められ、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言える。

Ⅲ. 3. 4 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る。しかし、六甲山地は新しい構造運動の影響を強く受け、断裂系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。西宮市北山貯水池あたりでは最も大きなブロックが見られる（第14図）。



第14図 六甲花崗岩 節理面に沿って風化・浸食が進行してブロック状になっている (西宮市北山ダム付近)
Blocky Rokko Granite weathered along joint planes

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 (1mm以下の結晶粒の集合)・中粒 (1-3mm)・粗粒 (3mm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ている。(藤田ほか, 1959)。

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 $75-72 \times 10^6$ 年の値が出され (河野・植田, 1966)、中生代白亜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・化学組成などの検討から、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ている。

第3表 石切山花崗閃緑岩及び六甲花崗岩の鉱物組成
Mineral assemblage of the Ishikiriyama Granodiorite and the Rokko Granite

岩体 (岩石種)	石切山花崗閃緑岩		六甲花崗岩	
	(石英閃緑岩)	(花崗岩)	(中・粗粒部)	(細粒部)
鉱物	%	%	%	%
石英	10-20	25-35	30-45	35-40
カリ長石	0-5	20-35	20-50	30-40
斜長石	50-55	30-40	12-28	20-25
黒雲母	10-15	3-10	1-5	4-8
角閃石	10-15	0-5	0-1	—
副成分 鉱物の種類	輝石・チタン石 磁鉄鉱	燧灰石・褐れん 石・緑れん石・ ジルコン	燧灰石・褐れん 石・緑れん石・白 雲母・ジルコン	燧灰石・緑れん 石・白雲母・ジ ルコン

く分布する広島花崗岩に対比されている。

六甲花崗岩と有馬層群との関係は、本図幅に示されるように断層で接することが多いが、有馬南方の射場山 (690 m) では、有馬層群に六甲花崗岩が貫入する露頭があり、有馬層群形成以後の花崗岩類という点で、石切山花崗閃緑岩と共通した関係にある。

本花崗岩と石切山花崗閃緑岩とは分

第4表 石切山花崗閃緑岩及び六甲花崗岩の化学分析値
Chemical compositions of the Ishikiriyama Granodiorite and the Rokko Granite

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72.94	74.91	75.44	74.58	75.05	74.98
TiO ₂	0.27	0.04	0.03	0.06	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	13.77	13.87	14.73	14.92	15.20	15.64
Fe ₂ O ₃	0.51	0.68	0.61	1.43	0.90	0.63
FeO	1.92	1.42	0.18	0.40	0.33	0.22
MnO	0.04	0.05	—	—	0.01	0.02
MgO	0.30	0.28	0.01	0.01	—	0.22
CaO	1.84	0.94	0.25	0.44	0.53	0.19
Na ₂ O	4.19	2.10	2.41	3.39	3.53	1.11
K ₂ O	3.27	4.05	4.58	3.88	4.06	2.52
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	1.03	1.46	2.45	1.76	1.10	4.26
Total	100.14	99.90	100.70	100.88	100.79	99.88
分析者	吉田久昭	柴田秀賢	北野 康			

1 宝塚市石切山 2 神戸市再度谷川 3-6 芦屋市芦屋川

布地域が異なり、両者が接する地域がないので、前後関係が明らかでないが、年代測定結果や、中国地方で広島花崗岩が中央深成岩群の一部を貫くとの報告を参考にして、石切山花崗閃緑岩を六甲花崗岩より早期のものと考えている。

石切山花崗閃緑岩と六甲花崗岩の構成鉱物の量比を第3表に、化学分析値を第4表に示した。

III. 4 岩 脈 類 (第V図版)

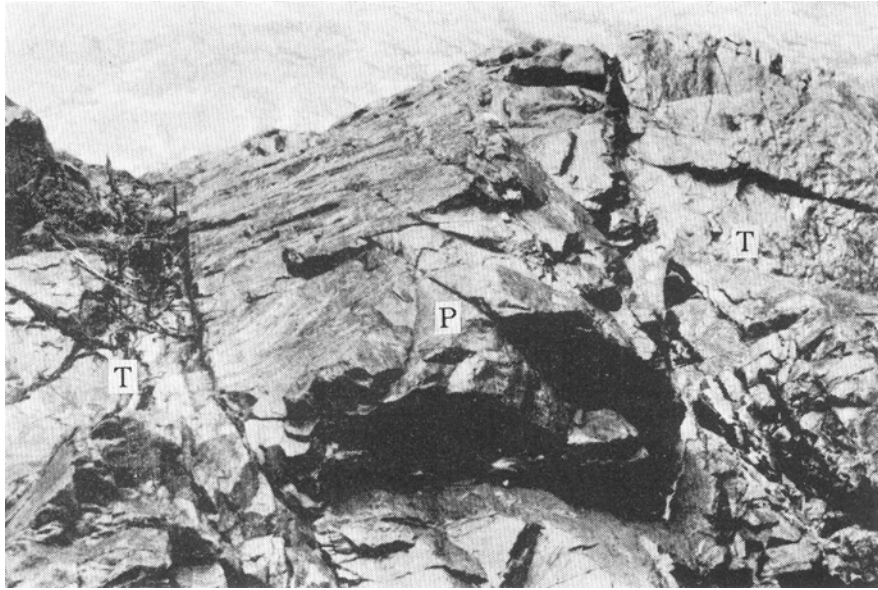
丹波層群・有馬層群・花崗岩類を貫く岩脈が数多くあり、種類も花崗斑岩、石英斑岩、リソイダイト、ペグマタイト、アプライトなどの酸性岩脈から、閃緑岩、ひん岩、安山岩、ランプロファイアーなどの塩基性岩脈まであり、更に凝灰岩岩脈などの火砕岩岩脈もある。

本図幅には、比較的連続性のよい花崗斑岩、石英斑岩、ひん岩及び安山岩岩脈を記入してある。

III. 4. 1 北摂山地の岩脈類

北摂山地の丹波層群・有馬層群及び石切山花崗閃緑岩に見られる岩脈の80%以上は、石英斑岩であり、本図幅地域北方の石切山から北北西方向の猪名川町銀山にかけて、岩脈の分布が多い。その貫入方向はN-S、あるいはNW-SE方向が多く、岩脈の規模は脈幅100m以上のものもあり、2kmほど追跡される石英斑岩もあるが、図幅地域内ではすべて幅10m以下である。

北摂山地のひん岩岩脈は脈幅数m前後のものを本地質図幅に記入した。本図幅地域北方の猪名川町銀山付近では、ひん岩が両側に、石英斑岩が中央部を占め、両側のひん岩岩片を溶かしこんだ重複岩脈や、ひん岩と石英斑岩が同一岩脈内で漸移する複合(分化)岩脈などが見られ、岩脈相互の関係は明らかでない(第15図)。



第15図 丹波層群(T)を貫くひん岩岩脈(P) (猪名川川床)
 Porphyrite dike (P) intruding the Tamba Group (T)

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。石英斑岩の岩相，貫入関係などから，1) 有馬層群と同時期，2) 有馬層群形成後—石切山花崗岩貫入前，3) 石切山花崗岩貫入後の三時期に分かれると推定している。

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1m以下で，連続性がないので，本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，元木（1979）の報告にある黒岩谷花崗斑岩が，本図幅地域では最も大きく脈幅100m以上，延長は約2km追跡される。この岩脈の西縁は石英斑岩様岩相（元木（1979）のハブ谷火道溶岩）となる。両岩相の境界には急冷相がなく，境界付近をまたいで捕獲岩があることから，複合分化岩脈であるが本地質図幅には花崗斑岩として記入した。この地域外では脈幅数m程度の岩脈で，延長も短い。

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，本図幅地域内では脈幅3m以下の連続性のないものが分布するにすぎない。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1mm大の斑晶の点在する岩相と，斑晶のないリソダイト様岩相を示すものがある。

六甲山地のひん岩も多く見いだせるが、石英斑岩ほど連続性がなく、方向性も地域によってかなり分散する。斑晶鉱物及び石英の組織によって、角閃石ひん岩、含角閃石両輝石ひん岩、閃緑ひん岩などの岩相が識別されるが、それぞれの関係は明らかでない。

IV. 被覆層

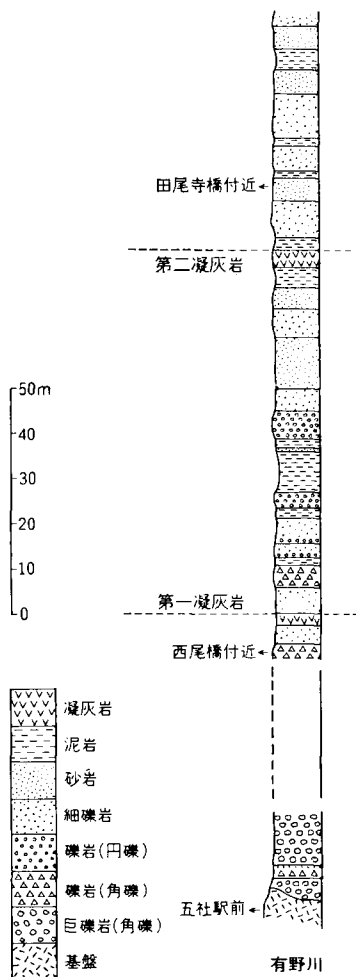
IV. 1 神戸層群

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、鹿間時夫が与えた名称であり（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付近にも分布し、初期の研究はこのあたりを中心として行われてきた。三田盆地から本地域に及ぶ神戸層群は、1955年以降、西宮市史に関する調査や、大阪市立大学地学科学学生の卒業論文あるいは修士論文をもとにして、藤田和夫・笠間太郎・田中（山下）操・村田（篠田）竹外らによってその層序・構造が明らかにされ、「六甲山地とその周辺の地質」（藤田・笠間, 1971）中に収められた。

本図幅地域内の神戸層群は、西宮市塩瀬町辺りに分布するだけであるが、これは西隣「神戸」図幅の東端を占める西宮市山口町付近に分布する神戸層群の一部を占めるものである。

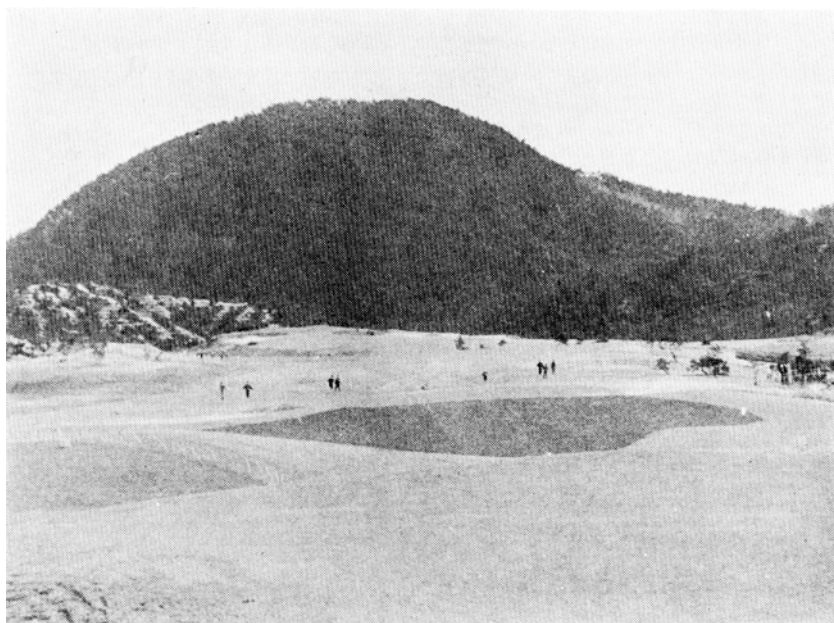
塩瀬町の東久保から木の元に至る幅広い谷間は、ちょうど神戸層群の分布地と一致する。山口町付近には2枚の薄い白色凝灰岩があってよい鍵層になっているが、そのうち上部の第二凝灰岩が、木の元北方の浸食段丘部に露出している。木の元付近の川床近くに露出する巨礫を含む礫岩は基底礫岩に当たるもので、その延長は生瀬付近の武庫川川床に分布している。凝灰岩付近より上位は砂岩が優勢となる。このような状況から、名塩の谷は神戸層群堆積当時の、三田盆地の古神戸湖と大阪方面とを結ぶチャンネル水道であったことが推定されるのである。有馬西方の有野川沿いの柱状図を第16図に示しておく。



第16図 有馬西方の有野川に沿う神戸層群の柱状図（藤田ほか, 1959）

Columnar section of the Kobe Group along the Arino River, west of Arima

船坂北方の通称源滝と呼ばれる山間の小盆地は、現在ゴルフ場に造成されているが、高度400mに達する。周囲を流紋岩の角礫凝灰岩の山に囲まれ、小範囲に孤立して、厚



第17図 宝塚ゴルフ場より見た甲山
Mt. Kabuto (Kabutoyama) seen from the northeast

さ約40mの神戸層群が分布する．ここにも第二凝灰岩が分布している．泥質層が比較的多く，古生層・花崗岩・流紋岩の中礫級の礫を含む礫岩と斜交葉理の発達した砂岩が互層している．しかし基底部には花崗岩の巨礫を含む部分がある．

千里丘陵の千里インターチェンジの北側は，かつて島熊山と呼ばれていた所で，宅地造成以前は，島熊山北方の谷にわずかに露出していた神戸層群が，現在ではそれを被覆する大阪層群が切り取られたため，広く露出するようになった．植物化石を含む白色の流紋岩質凝灰岩，石英粒を含む暗緑色泥岩，花崗岩質の砂岩よりなる．礫は直径数cm-10cm級の亜円礫で，古生層や酸性火山岩礫が多い．

IV. 2 甲山安山岩^{かぶと}

東六甲の北山山塊の真中におわんを伏せたような形をしてそびえている甲山は，斜方輝石安山岩でできている（第17図）．肉眼的には黒色緻密な岩石であるが，風化面は灰白色となる．

顕微鏡下で見ると，半透明なガラス質と多量の磁鉄鉱粒からなる石基中に，多量の斜方輝石や斜長石の針状結晶が散在しており，時に基盤の花崗岩から取り込んだ岩片や石英その他の捕獲結晶が認められる．これらの性質は，二上山・屋島その他を含む瀬戸内火山系に特徴的なサヌカイト類に見られるものである（第5表）．

甲山付近では，基盤の六甲花崗岩を貫く露頭があり，^{がんのうじ}神呪寺東方500mの新道切り割りの大阪層群や，五ヶ池付近の大阪層群下部層中に，甲山安山岩礫を多量に含むことから見て，大阪層群堆積時には，既

第5表 甲山安山岩及び関連のサヌカイト類の化学分析値 (笠間, 1977)
Chemical compositions of the Kabutoyama Andesite and Sanukitoid

	1 東六甲地域 (甲山安山岩)	2 二上山地域 (春日山安山岩)	3 二上山地域 (雄岳石英安山岩)	4 小豆島地域 (皇路山安山岩)	5 小豆島地域 (皇路山安山岩)
SiO ₂	62.94	61.72	64.55	60.77	62.24
TiO ₂	痕跡	0.62	0.58	0.51	0.56
Al ₂ O ₃	14.34	19.18	16.73	17.58	17.36
Fe ₂ O ₃	1.10	0.53	3.04	1.68	1.99
FeO	3.53	4.11	1.37	2.32	2.48
MnO	0.08	0.10	0.08	0.11	0.12
MgO	4.97	2.12	1.37	4.59	4.24
CaO	4.19	5.59	3.88	4.90	5.05
Na ₂ O	5.00	2.65	3.78	4.13	4.11
K ₂ O	1.99	1.99	2.52	1.76	1.83
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.12	0.18	0.12
H ₂ O(+)	1.70	0.45	1.33	0.68	0.25
H ₂ O(-)	0.55	0.23	0.96	0.76	0.40
Total	100.54	99.47	100.31	99.97	100.75

[注] 1 笠間(1959)より 2・3 森本・藤田・笠間(1957)より 4・5 山口(1958)より

に甲山の原形が削剝を受けていたことは疑いない。

本岩の礫が大阪層群下部層に混入していることが明らかになったので、甲山はかつて考えられていたような新しい火山ではなく、中新世に活動した瀬戸内火山系の一員とみられるようになった。

甲山のみごとな円頂丘型の地形は、これがトロイデ（鐘状火山）であると誤認される原因となってきたが、以上のような点から考えると、これは浸食地形であり、恐らく火山の火道に当たる岩頸部が突出して残されたものと推定される。

岩脈類の中で触れたように、東六甲地域には、紅葉谷・仁川の盤滝西方、芦有道路展望台付近などに、甲山安山岩と同岩質の岩脈が発見されている。

IV. 3 大阪層群

IV. 3. 1 研究史

昭和初期において、1926年に上治寅治郎が本図幅地域内の西宮市香榎園付近の「洪積層」から貝化石を報告したのが、六甲地域の大阪層群の最初の研究である。当時は中村新太郎によって近畿の第四紀層の総括が行われつつあったが、それらは「下部洪積層」と「上部洪積層」に分けられ（中村, 1929）、前者が現在の大阪層群、後者が段丘層にほぼ対比できる。

次いで佐藤源郎が、阪急電鉄甲陽園線の開通に伴って、甲陽園付近の「洪積層」が断層によって切られているのが発見されたのを、極めて珍しいこととして1932年「地球」誌上に報告している。当時の常識としては、「洪積層」はせいぜい100m程度の礫の多い地層で、六甲南麓では海成粘土層を一枚挟んでおり断層運動の影響は余り受けていないと思われていたのである。

上治寅治郎はその後、六甲山地全域の踏査を行って5万分の1の多色刷地質図（上治, 1937）を刊行し、1936年から1937年にかけて多くの報文を出し、六甲山地の複雑な構造が注目されるようになってき

た。

その後戦争の影響もあって、本地域に関する研究に見るべきものはなかったが、1950年より戦後のエネルギー資源開発の要請から、地質調査所大阪支所長別所文吉を中心として、大阪平野下の天然ガス調査が軌道に乗り、大学研究者も協力して、大阪平野及びその周辺の丘陵地に分布する「洪積層」の地表及びボーリング調査が開始されたのが、大阪層群研究の発端である。

その第一段階において、本図幅地域東端を占める千里丘陵が、大阪平野下の地層が直接露出する部分として、その層序・構造の精査が行われた。その結果、従来の「洪積層」に対する概念を一変させるような、海成粘土層と砂礫層の互層に多数の火山灰薄層を挟む厚層が分布することが明らかにされ、その結果は、市原実・藤田和夫・森下晶・中世古幸次郎（1955）によってまとめられた。

この千里丘陵の精査が最初を実施されたことは、現在から見ても非常な成功であった。この丘陵は、その後も市原実らによって、各方面からの詳細な研究が続行され、大阪層群の全層序の大部分が模式的に見られる地域であることが確認され、大阪層群研究の基礎が築かれた。

六甲山麓地域も、千里丘陵の調査に引き続いて、小島信夫・藤田和夫によって調査され（小島・藤田、1953）、更に藤田は、本地域の大阪層群中に多量に含まれる植物遺体を研究した三木茂（1941）の結果を、層序学的研究に基づいて整理し、大阪層群中の植物化石の変遷を明らかにした（Huzita, 1954）。

次いで昭和30年（1955）より、西宮市史の編纂事業が始まったが、委員長故魚澄惣五郎博士の英断によって、従来の市史の型を破って、第1巻の300頁余を自然篇に割かれることになり、藤田を中心に笠間太郎・市原実・鶴巻道二・粉川昭平ら大阪市立大学地学教室関係者がその調査研究に参加した。幸運なことには、西宮市域が六甲山地東部を含み、更に六甲北側の山口・名塩方面をも含むものであったので、それまで地質・地形調査が白紙状態であった北摂山地・三田盆地にまで、一挙に調査範囲が拡大したのである。その成果は西宮市史第1巻（藤田ほか、1959）の中に収められ、その後の六甲山地研究の発端となった。

西宮市史に引き続いて昭和37年（1962）より尼崎市史が始まったが、委員長武藤誠博士は、西宮市史の方針を踏襲され、尼崎平野の形成史を明らかにすることのできる機会を与えられ、藤田は前田保夫の協力を得て、多数のボーリング資料を整理して、尼崎平野の形成史に焦点を当て、その成果を尼崎市史第1巻（藤田、1966a）にまとめた。

尼崎平野の調査の始まる頃に、大阪平野下及び大阪湾底の地質に関する二つの大きな調査が行われた。その一つは大阪市港区田中元町4丁目において、地盤沈下対策研究の一環として、池辺展生・竹中準之助らの指導によって、大阪市が昭和37年（1962）に実施した深層ボーリングOD-1で、907mまで掘ったが基盤に達せず、改めて平野下の被覆層が予想外に厚いことを確認するとともに、その貴重な標準層序を与えることになった（IKEBE *et al.*, 1970）。そして市原ほか（1955）による千里丘陵の層序・粘土層の研究と合わせて、海成粘土層にMa0, Ma1, …Ma11, Ma12の記号が付され、その後の大阪層群研究に大きな役割りを果たしてきた。

第2は昭和37年に藤田が中心となり、地質調査所・神戸海洋気象台の援助のもとに、大阪湾音波探査委員会（委員長大谷東平）を組織して実施した大阪湾の音波探査である。これによって湾底下の沖積層の分布がほぼ明らかになり、大阪・尼崎平野下の沖積層との関係が論じられるようになった（藤田・鎌

田, 1964 ; 藤田, 1966b).

尼崎市史に次いで、伊丹市史が昭和40年(1965)に始まり、伊丹台地の研究が藤田・前田によって行われ、伊丹台地の構成層が詳細に調査されるとともに、その周辺の段丘のまとめも行われた(伊丹市史第1巻, 藤田・前田, 1971)。そして更に川西市史(藤田・笠間, 1974)、宝塚市史(藤田・笠間, 1975)によって、北摂山地と大阪盆地・六甲山地を限る有馬一高構造線が明瞭になってきた。

以上のように、本図幅地域の地質・地形の調査研究は、大阪天然ガス調査・大阪平野深層ボーリング・大阪湾音波探査を中心とし、更にこの30余年にわたって続行された西宮・尼崎・伊丹・川西・宝塚の各市史出版事業によって収集された膨大な資料の上に立っている。そしてその間、西宮市の2.5万分の1地質図が作成され、更に神戸市企画局の援助を得て六甲山全域にわたる5万分の1地質図と説明書「六甲山地とその周辺の地質」が出版され、改訂3版を重ねた。そして更に、大阪のみならず、近畿一円にわたって大阪層群とその相当層の精細な研究が続行され、それらの成果も本報告の大きな背景となっている。

特に石田志朗・横山卓雄・西村進らによる古地磁気層序学的研究やフィッション・トラック年代の研究などは、大阪層群研究に新しい面を開発したものであるが、初期の頃の川井直人による「アズキ火山灰層」の逆帯磁の発見が、その契機になったのである。そして最近になって、これらの手段を駆使して、大阪層群下部層の中に大規模な不整合があるとする「芝の不整合」論が出されるようになった(横山ほか, 1981)。

また一方、福知山盆地その他の近畿の中部更新統の研究の進展に伴って、「満池谷不整合」問題も再検討が必要になってきた(藤田, 1979)。

本地質図幅はこれらの進展をも考慮して、新しい大阪層群の区分を行っている。

本報告には、またこれらに関する生の資料の重要なものをできるだけ収録するように努めた。現在本地質図幅地域内は、高度成長時代を契期として驚くべき急速な開発が行われ、もとの地形の細部はほとんど失われ、重要な露頭もほとんど見られなくなってしまった。それらの記録をここに残しておきたいのである。

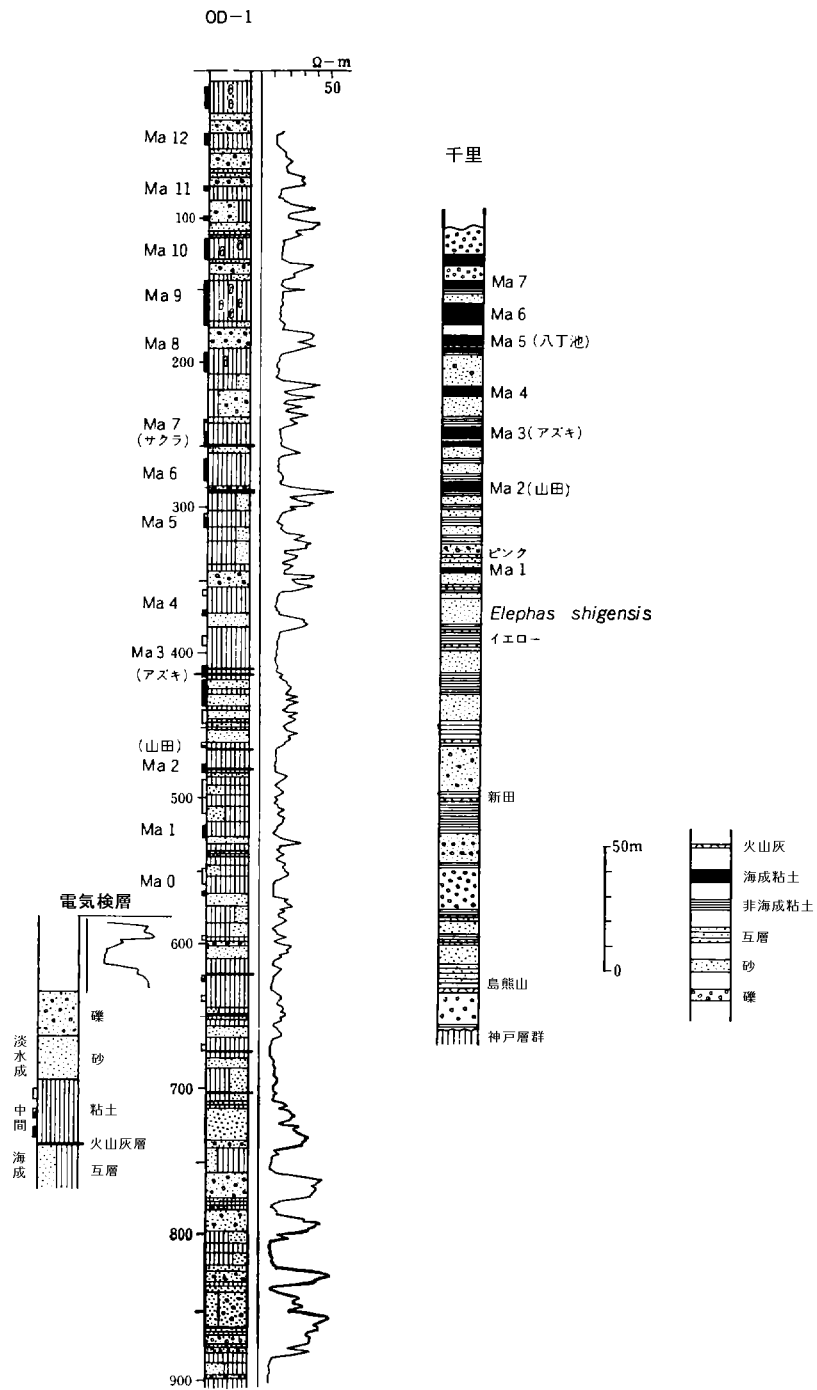
IV. 3. 2 概 説

大阪層群は本地質図幅地域中で最も重要な被覆層で、大部分が第四紀になってから堆積したものである。しかしながら、大阪平野下では、1,000m以上に達する可能性もあり、年代的にも鮮新世に及ぶことは確実であり、それらの堆積とその後における変形・変位状態は、第三紀末から第四紀にわたる地殻変動と海水面変動との具体的な表現であると言える。

本地域の大部分を被覆する大阪層群は、研究史でも述べたように、西南日本における大阪層群相当層の模式とも言えるものであり、現在につながる第四紀の地殻変動や海水面変動を論じる上にも重要であるので、古い記録をも含めて記載しておく。

その順序として、本地域北東端にある千里丘陵と、その南東端における深層ボーリングOD-1について標準層序を述べ、それらとの関連において六甲山地南東麓の大阪層群について記述することにする。

第18図はOD-1のボーリング柱状図と千里丘陵の標準柱状図を比較したものである。OD-1は本地



第18図 ▼ 千里丘陵における大阪層群の模式柱状図と大阪平野における深層ボーリング OD-1 の柱状図との比較 (IKEBE *et al.*, 1970)

Comparison between the general geologic column of the Osaka Group of the Senri-hill and that of the OD-1 borehole at the central part of the Osaka basin

城南東端よりやや南に当たる大阪市港区で、地盤沈下対策研究用に特別に実施され、各方面から研究されているので、十分信頼するに足るものである。そのコアは大阪市立大学地学教室に保存されている。このボーリングは907mでまだ基盤に達せず終了したが、その地点は大阪盆地の沈降軸と大体一致しているとみられ、ほぼ完全な大阪層群の柱状図が得られた。そしてこれについては、電気検層、粒度分析、密度測定、花粉分析、火山灰層分析等々が行われ、大阪層群層序の基本となっている。その結果は、池辺・岩津・竹中 (IKEBE *et al.*, 1970) によってまとめられた (大阪市, 1964)。

一方、千里丘陵の地表調査の結果も、多数の火山灰層を追跡して一枚一枚の粘土層と砂礫層とを識別し、精細な地質図が市原実らにより作成され、細部にわたって検討され、OD-1との対比が可能となった。

これらの結果の主要点は次のようにまとめられる。

1) 大阪層群は、全体的に砂礫層と粘土層のおおまかな互層形式の堆積相を示しているが、上半には海成粘土層が発達し、下半の非海成粘土層を挟む淡水成相と著しい対照をなしている。OD-1の-680m以下は、大阪層群プロパーとやや性質を異にし密度も大きいので、鮮新統とみられ、**Infra-Osaka Group** (IKEBE *et al.*, 1970) と呼ばれている。

2) OD-1において、海成粘土層は13枚確認され、それらは下位よりMa0, Ma1…Ma12まで識別された。これらは内湾性の海成粘土層で、現大阪湾底のシルト混じり粘土層はMa13となるべきものである。

3) 海成粘土は内湾性の貝化石や珪藻化石 (一部には外洋性) を産するが、露頭で肉眼的にも識別が可能である。新鮮な海成粘土は青色—暗灰色であるが、風化すると灰褐色で細片化し、硫酸塩鉱物が表面に析出して、黄色の粉を吹いたようになる。これに対し非海成粘土は緑色—暗青灰色で、ブロック状に割れる。

4) これらの地層間には、多数の火山灰薄層が挟まれていて、30枚以上に達する。いずれも広範囲にわたって連続し、よい鍵層となり、層準の決定に役立っている。その中でも千里丘陵の調査に最も有効な働きをしたMa3に挟まれている厚さ10-30cmの砂質安山岩質火山灰層は、他の火山灰層と異なる特質を示し、その暗紫灰色の色調から「アズキ火山灰層」と呼ばれたフィールド名がそのまま定着して、広く知られるようになった。これは千里丘陵のみならず大阪盆地の全域に広く追跡され、OD-1でも確認された。したがってMa3を境として大阪層群を2分し、**大阪層群上部と大阪層群下部**とする層序区分が、最初から広く用いられることになった。

5) 上記区分は、単に火山灰鍵層による区分だけではなく、植物化石による生層序の意味を持つ。すなわち絶滅種の多い植物化石群—メタセコイア化石植物群の指標となっているメタセコイア (*Metasequoia*) はMa3まで出現し、それ以上には出現しない。これは断片的に分布する大阪層群の層準を推定するのに極めて有効で、大型化石が産出しない場合でも、花粉分析によっても見当を付けることができる。

6) その他の火山灰としては、下位の方から島熊山、パミス (新田)、千里山などと呼ばれる火山灰層があり、更に海成粘土の組み合わせから、Ma0にはグレー、イエローの火山灰層が伴い、Ma1の上位には、桃色を呈する特色ある火山灰層が広範囲に追跡できる。これは「ピンク火山灰層」として知られている。Ma5には「八丁池火山灰層」と呼ばれる数cmの火山灰薄層が挟在する。その他にもMa7

の「サクラ火山灰層」、Ma8の「カスリ火山灰層」などもよく連続する。これらの関係は大阪盆地全域にわたって広範囲に追跡され、それらの相互関係は、層準推定に大きな役割りを果たす。

7) 古地磁気研究は、川井直人によってアズキ凝灰岩が逆帯磁することが発見されて以来、多くの研究者によって推進され、石田志朗・横山卓雄ら (MAENAKA *et al.*, 1977) によってまとめられている。それによると、Ma4付近で逆帯磁から正帯磁への変化が見られ、松山逆帯磁極期とブリエン正帯磁極期の境界 (69万年前) はこの付近に引かれるとみてよい。Ma1以下は再び正帯磁となりガウス正帯磁極期に当たるとみられる。以上の中には極めて短いエクスカージョンや、やや長いイベントが挿入されている。

8) 火山灰層のフィッシュン・トラック (F. T.) 年代も西村進らによって測定値が増え、その検討が進められている。

9) 花粉分析は田井 (1966) がOD-1コアについて実施した結果が重要である。これによるとMa3以下はメタセコイア帯 (*Metasequoia zone*)、それ以上はブナ帯 (*Fagus zone*) に分かれ、前者は更に *Upper Metasequoia subzone* と *Lower Metasequoia subzone* に分けられる。一般的に粘土層が暖、その間が寒という気候変化との対応が見られる。*Upper Metasequoia subzone* はメタセコイアの消滅期に当たり (市原, 1960)、それ以後に気候の寒暖の差が激しくなる傾向が見られる。

10) 大阪層群研究の初期の頃から、Ma5とMa6の間の関係が問題になってきた。この層準は後述の満池谷累層の下底に当たり、不整合あるいは整合との論議が行われてきた。また最近になって、千里丘陵における大阪層群のMa0層準の下に、大きな不整合関係のあることが強調されるようになり、「芝の不整合」と呼ばれている。これらは、共に本図幅地域内から提供されている問題であり、かつ大阪層群の基本的な問題にかかわっているので、今回詳しく解説するとともに、論議することにした。

11) それらの不整合によって大阪層群を3区分することは、層序論、年代論的にみても、合理的であり、マッピング・ユニットとしても構造がよく表現されるので、本地質図幅では、大阪層群を**上部亜層群・中部亜層群・下部亜層群**の3亜層群に区分した。しかしこの名称は「大阪層群上部」、「大阪層群下部」と混同されやすいので、その可能性のある時は、満池谷累層を模式として、上部亜層群を**西宮亜層群**と呼ぶことを提唱したい

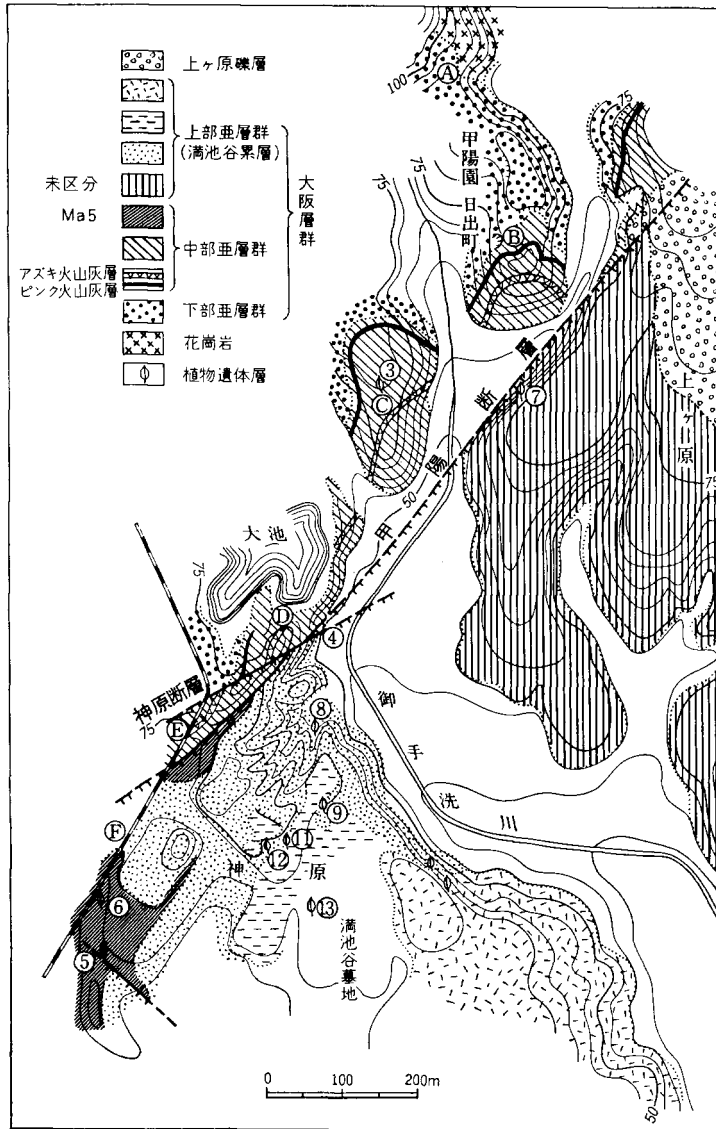
以上本地域の大阪層群を理解するのに必要な資料を、第6表及び第18図にまとめた。

IV. 3. 3 各地域の大阪層群

IV. 3. 3. 1 六甲山地南東部の大阪層群

六甲山地南東部には、強い断層支配を受けながら、さまざまな高度に大阪層群が分布している。海成粘土層を多数挟み、植物遺体を豊富に含有し、これらは三木茂・粉川昭平によって詳しく研究記載され、Huzita (1954) がその層序的意義を明らかにした。

仁川—夙川間 本地区の大阪層群は、六甲山地の南東縁を限り、NE-SWに走る甲陽断層によって分離され、断層以南には大阪層群上部が、以北には大阪層群下部が分布する。その状況が最もよく見られたのは、阪急電鉄甲陽線の苦楽園口付近より大社中学を経て、甲陽園東山町近付にかけてであったが、現在は全く宅地化してしまったので、1954年当時の資料に基づいて記載する。



第19図 西宮市甲陽園付近の地質図 (地形は昭和29年当時実測), 数字は植物化石の産地,
アルファベットは火山灰層の露頭を示す
Geologic map of the Kōyōen area, Nishinomiya City

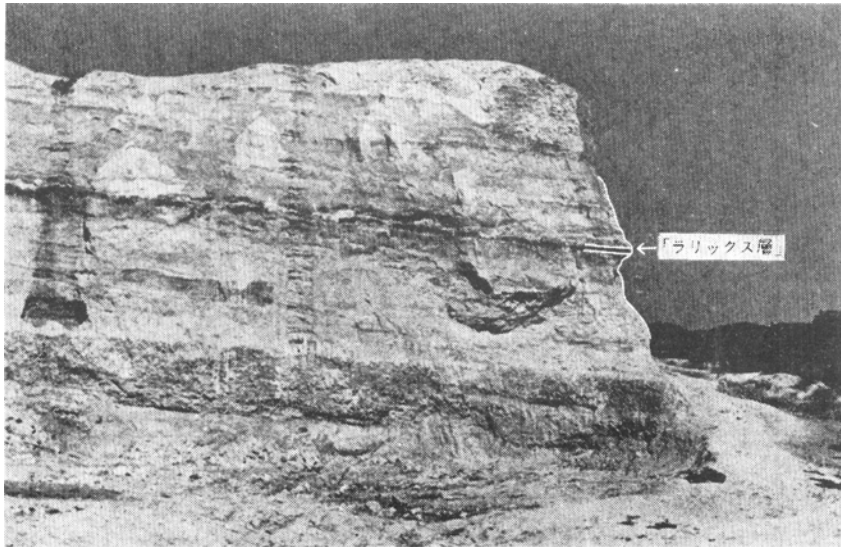
第19図は、大社中学校舎建設当時の地形に基づく地質図で、第20図は⑤地点より北東を望む写真である。甲陽断層の北東側には、30-40°に急斜しながらMa1-Ma3ないしMa5に至る海成粘土層と、比較的細粒の中礫級のチャート礫の多い砂礫層との互層が分布する。これらの層準は、アズキ火山灰層とピンク火山灰層の存在で確認できる。

ピンク火山灰層の下位の海成粘土層はMa1であるが、ピンク火山灰層前後の淡水型シルト層から *Limnium biwae*, *Limnium reinianum*, *Cristaria plicata spatiosa* など琵琶湖型の淡水貝化石がで



第20図 満池谷累層の模式地の露頭と「ラリックス層」(第19図地点㊸) 昭和29年当時、左端の白い建物が大社中学校

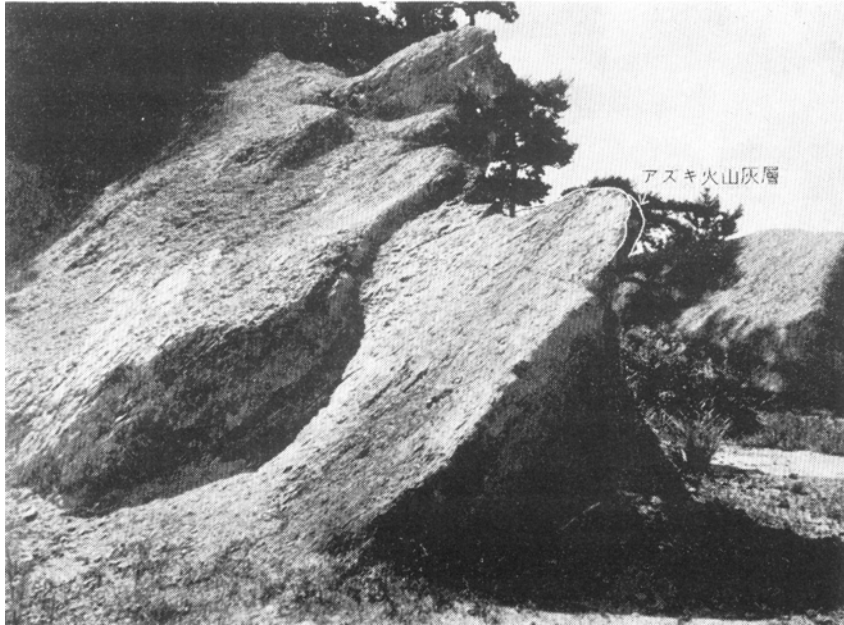
Outcrop at the type locality of the Manchidani Formation intercalated by "Larix bed" (Loc. 12 in Fig. 19)



第21図 砂礫層中の「ラリックス層」上端に削り込みが見える (兵庫県天然記念物指定)
"Larix bed" in the sand and gravel beds

る。Ma3は甲陽園日出町の尾根上C点にみごとな露頭を見せた(第22図)。走向N35°E、傾斜45°Wで、甲陽断層に沿う北西側地塊の隆起による引きずりを示している。この部分のアズキ火山灰層の表面には海生貝化石 *Lucinoma anulata*, *Dosina* sp., *Cardium muticum* などが付着し、生痕も多数認められる。

神原付近の㊸から㊸に至る地点は副断層である神原断層によって複雑な構造を示し、昭和24年の空中写真で見ると、著しい土砂流出を伴う浸食地形を呈している(第II図版参照)。



第22図 「アズキ火山灰層」露頭 (第19図地点◎), 甲陽断層の影響で急斜している。表面に海生貝化石
 Outcrop of the "Azuki volcanic ash layer" dragged by the Koyo Fault
 (Loc. ◎ in Fig. 19)

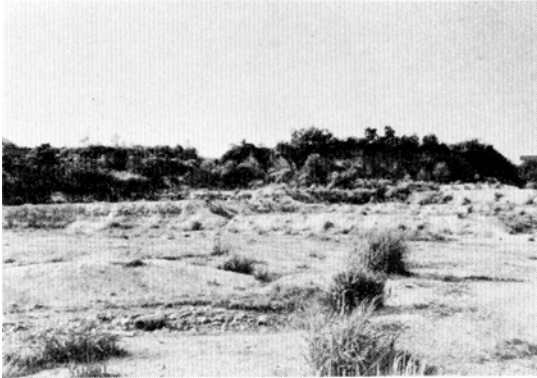
甲陽断層以南では地点⑤⑥にわたって厚い海成粘土層が、やや北東に傾斜して分布する。この粘土層には厚さ数cmの火山灰薄層が挟まれていて連続する。これは千里丘陵におけるMa5の八丁池火山灰層と一致する。したがって、甲陽断層を境として、Ma4層準が欠けていることがわかる。

このMa5粘土層の上面には削り込み現象が見られ、北方へ薄化消滅する露頭が観察できる。そして本層以上の層準では著しく礫質になり、大礫級の花崗岩や流紋岩の礫が優勢となる。このような軽微な不整合現象と層相変化に基づいて (Huzita, 1954) は、Ma5より上位の地層をこの地区を模式地として「満池谷累層」と命名した。この不整合現象の意義については、その後いろいろの論議を呼んだが、これについてはまとめて後述する。

地点⑫でMiki (1941) が寒冷型植物遺体層として記載した「ラリックス層」の露頭が見られる (第21図)。三木の標本採集地は、これよりやや南であると推察される。この植物遺体層は砂礫層に挟まれた20-30cmのピート層であるが、次のような植物遺体を含んでいる。

Abies veitchii, *Larix gmelinii*, *Picea bicolor*, *Betula platyphylla*, *Pinus koraiensis*, *Thuja protajaponica*, *Corylus heterophylla*, *Chamaecyparis pisifera*, *Acer cf. Miyabei* など。

Abies veitchii (シラビソ) は現在1,600-1,800m級の高地に自生している。*Larix gmelinii* (グイマツ) は、シコタン・エトロフ島・カラフト・沿海州・カムチャッカにわたって分布するが北海道にも野性のものではない。*Picea bicolor* (イラモミ) は本川中部の1,500-2,000mの高度に現生する。このようにラリックス層の遺体の特徴は、現在1,000-2,000mの高山雲霧帯に自生する松柏類の多いことで、古地理的な環境の変化や、地殻変動などを考慮に入れても、当時の気候の寒冷化は否定できない。



第23図 西宮市新池付近に見られる山麓扇状地型満池谷累層上部 流木を大量に挟む地形面は高座面
Outcrop of the Manchidani Formation at Uegahara, Nishimomiya City, showing the sedimentary facies of the fan deposit along the mountain foot

とMa7の間に同様の寒冷型植物遺体層が発見されているので、これと同層準であろう（高谷・市原，1961）。

満池谷累層は、甲陽断層の影響を受けて、断層付近では40°ぐらいまで傾斜するところがあるが、急速に水平近くに戻り、緩やかに南東へ下っていく。その延長は上ヶ原台地や満池谷台地の下に広く分布するが、神原付近以東では山麓扇状地であったことを示す堆積相を示し、大礫級の花崗岩の亜角礫を多く含む砂礫層の間に、頻繁に流木層を挟むようになる。流木には生木同様のものが多く、巨大な樹幹・樹根も見られ、土石流状堆積で、六甲山地の上昇運動が、この時期から活発になってきたことを物語っている（第23図）。

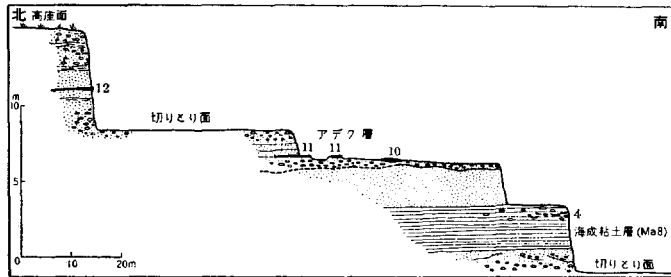
したがって、この部分の層準を明らかにすることは極めて困難であるが、高座町新池の奥にもラリックス層の延長が発見された。そして更に、昭和30年上ヶ原台地の南端に広田小学校の建設が始まったが、その敷地から著しい暖地性植物遺体が発見されて注目を引いた。その断面を第24図に示す（Miki *et al.*, 1957）。

図の最下位の粘土層は海成で、当時はその層準を決定できなかったが、現在の知識でみると、Ma8に当たるものとみられる。その上は砂礫質になるが、その中の礫層中に挟まれる植物遺体層から、極め

遺体から古気候を推定することは、簡単なようではあるが、考慮すべき点の多々ある難しい問題である。これらの点を慎重に検討した吉良（1954）の結論によると、本層の指示する気候は「六甲山地そのものは亜寒帯的気候であったが、海面近くでは温帯中北部（青森ぐらい）に相当する温度条件にあった」と推定されている。

ラリックス層を挟む満池谷累層の露頭は、大社中学校校庭に隣接し、西宮市の英断によって保存され、現在は兵庫県天然記念物に指定されている（第21図）。

ラリックス層の層準はMa6とMa7の間とみられる。遺体層とMa5との間に、不明瞭ながら、海成層らしいシルト層があり、地点⑬の厚い海成粘土層はラリックス層の上位に延長してくるものとみられる。この付近では各層間の削り込みが著しく、山麓扇状地性堆積物とみられ、層序の区分は困難であるが、その後大阪東北部のひらかた枚方丘陵においてもMa6



第24図 「アデク層」南北断面図 西宮市広田小学校敷地 (MIKI *et al.*, 1957)
Profile of the "Syzygium bed" at Hirota, Nishinomiya City

て保存良好な葉や実が採集され、三木・粉川により研究された結果、次のような樹種が記載された。

Podocarpus nagi, *Myrica rubra*, *Quercus glauca*, *Q. paucidentata*, *Q. phillyreoides*, *Cinnamomum deoderleinii*, *Ilicium religiosum*, *Michelia compressa*, *Distylium racemosum*, *Camellia sasanqua*, *Eurya japonica*, *Syzygium buxifolium*, *Symplocos prunifolia* など。

これらは暖帯の常緑の広葉樹が多く、温帯種を欠いている。なかでもアデク (*Syzygium buxifolium*) は、九州南部から琉球・台湾・中国南部・インドシナ半島・小笠原諸島などに現生しているもので、当時の気候が現在よりも暖かであったことが推定できる。これらの暖地性植物と共に針葉樹も多く、また水生植物も伴うのは、山麓扇状地であったため、既にかなり高くなっていた六甲山腹と、低地部との植物が混合しているとみられ興味深い。

この遺体層は「アデク層」と呼ばれ、最初の暖地性遺体群として注目を引き、将来同様のものが発見されることが期待された。そしてその後数カ所から本層に対比されるものが発見されるとともに、層準についても検討が繰り返されてきたので、そのいきさつについては、「満池谷層」の問題として一括後述することにする。

夙川—芦屋川間 夙川と芦屋川間の丘陵地帯には、甲陽断層の強い影響を受けながら、甲陽園付近の大阪層群が延長する。アズキ火山灰層は西宮市松ヶ丘を経て殿山町の高塚山に現れるが、いずれの場所でも甲陽断層の北側にあつて、東南へ急斜している。

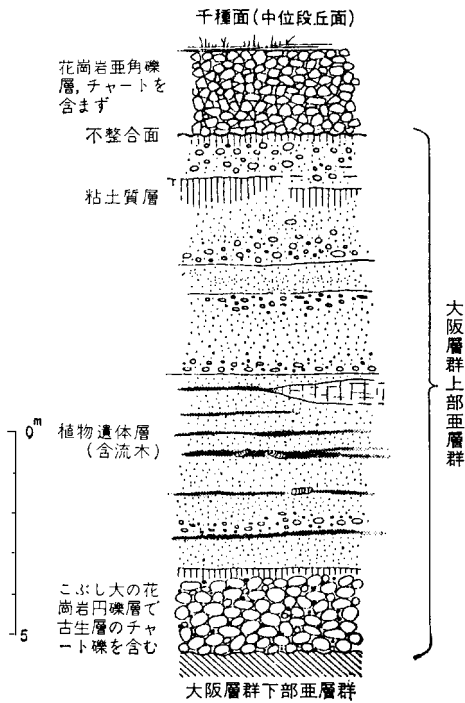
甲陽断層以南には、かなり厚い海成粘土が分布するが、層準決定は困難である。大部分が満池谷累層で、扇状地堆積層から、次第に安定した海成層への移過状態を示しているものとみられる。上治(1926)によって報告された「西宮貝層」付近は、住宅地となり採集困難であるが、次のような浅海性貝化石を産した。

Pecten tokyoensis, *Raeta pulchella*, *Macoma tokyoensis*, *Angulus vestaloides*, *Lucaina stearnsiana*, *Cadium muticum*, *Lucinoma anulata*, *Limea basilanica*, *Dosina cf. angulosa*, *Phaxas attenuatus* その他で、これらのうちトウキョウホタテ (*Pecten tokyoensis*) が重要である。

この地域で注目されることは、甲陽断層付近の急斜帯が、比較的高い丘陵を形成しているのに、それ



第25図 逆瀬川下流部の満池谷累層 山麓扇状地型で、多量の流木を挟む
Profile of the Manchidani Formation at the mouth of the Sakase River showing the facies of fan deposits



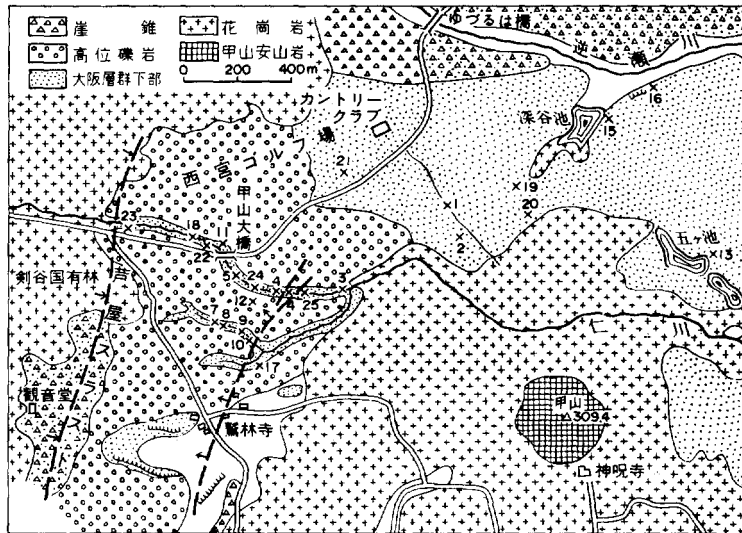
第26図 逆瀬川下流、小林における満池谷累層の柱状図
(第25図参照) (藤田・笠間, 1975)
Columnar section of the fan deposits of Fig. 25

以北の大阪層群下部の分布地が開析されて低い丘陵地となっていることで、一般に見られるような山地から丘陵・台地・平野と漸次低くなる地形が見られない(図版I・II参照)。

仁川—逆瀬川間 この地域にも広く大阪層群が分布するが、注目されることは、この部分がすべて甲陽断層の北西側にあつて、断層運動の影響を受けていないということである。

第25・26図は仁川団地から宝塚ゴルフ場に至る谷の東側の崖に見られる断面である。比較的細粒のかなり固結の進んだ大阪層群下部層の上に、2mに達する大礫級の花崗岩礫が密集する礫層がのり、その上に上ヶ原台地下の満池谷累層と酷似する流木層を多数含む山麓扇状地堆積層が10数m累重する。

問題はこれが満池谷累層であるのか、あるいは中位段丘とされている「千種面」に関係するものかという点である。聖心女子学院南方の2カ所の泥炭層からツルコケモモ (*Oxycoccus palustris*) の葉が得られていて、寒冷地の泥炭層を指示して



第27図 西宮ゴルフ場近傍の地質図と植物遺体産地 (藤田ほか, 1959を一部修正)
 Geological map around the Nishinomiya golf links and the locations of the fossil plant beds



第28図 西宮ゴルフ場近傍の模式断面図と植物遺体層 (藤田ほか, 1959) 数字は植物遺体産出地点を示す
 Diagrammatic section of the Nishinomiya golf links showing the horizon of the fossil plant beds

いる。これらや堆積相から見ると、満池谷累層の延長と見たいが、大阪層群下部との関係が、仁川以南とは全く異なっていることが注目される。これが満池谷不整合問題について重要となる。

この地区の大阪層群は、下部亜層群で、甲陽園付近よりはかなり下の層準である。これらは、基盤花崗岩のかなり著しい起伏を埋めてアバットしながら、甲山周辺の標高200m程度の「北山面」上にオーバーラップしていく(地質断面図A—B参照)。全般的に砂礫質であるが、比較的小礫が多く、完全な花崗岩地帯であるにもかかわらず、古生層礫が多いことは、六甲山地の形成期の問題とからんで注目される。しかし仁川から五ヶ池・甲山に至る道路の中腹に、大阪層群が基盤にアバットする部分の1mあまりの縁辺礫岩上に一段丘礫層とも見える水平礫層があり、局部的に花崗岩の巨礫が見られ、付近の古墳にも利用されてきたらしい。この礫層を追跡すると、大阪層群の中に挟まれていく。この層準が「芝の不整合」に当たると推定される。

西宮ゴルフ場内の仁川川床部は、豊富な植物遺体を含み、古くから三木茂によって研究されてきたが、西宮市史編集の機会に粉川昭平によって精査された。その付近の地質図と断面図を第27・28図に示す、この川沿いの崖には、亜炭を含む淡緑色の花崗岩質の礫混じりの砂層があって、広く段丘層で覆われて

いるが、西端は芦屋断層で切られている。第28図に示すように、遺体層は小断層の擾乱はあるが、ほぼ水平で、わずかながら全体的に東に傾斜している。

この植物遺体中にはオオバタグルミ (*Juglans cinerea* var. *megacineria*)、メタセコイア (*Metasequoia disticha*)、オオバラモミ (*Picea koribai*)、サワグルミの一種 (*Pterocarya paliurus*)、ツガの一種 (*Tsuga oblonga*) などの、明らかに「メタセコイア遺体植物群」を指示するものを含む一方、ヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*)、チョウセンマツ (*Pinus koraiensis*)、スギ (*Cryptomeria japonica*) など新しい要素も加わり、メタセコイア植物群集の消滅期を暗示している。第三紀から第四紀前後にかけての、温暖で温度の高かった頃には、メタセコイアなど好湿性の樹木が低地部に繁茂していた。ヒノキは乾性的な特徴を持った木であるから、メタセコイア時代にはごくわずかししか生えていなかったとみられる。

ミツガシワ (*Menyanthes trifoliata*) が出ることも注目される。これは有名な周北極要素の水湿地の植物で、寒冷気候を象徴する。最初三木によって地点①に運び出されていた亜炭から発見されたが、それは地点⑨の亜炭坑から由来したものであることが明らかになった。

五ヶ池の周辺の尾根上には、3m余に達する厚い海成粘土層がほぼ水平に分布する。これは前記の植物遺体層のすぐ上位を占める。サンドパイプも多く見られる。この粘土層は甲山周辺ではほとんど尾根上に残存し、それより上位層は見られないが、芦屋断層の東側に沿って点々と露出し、鶯林寺町鉾谷の奥で、その上位にくるピンク火山灰層が発見されたので、Ma1に間違いのない(第56図参照)。更にMa1は苦楽園・芦屋壺園より山手町にかけても分布している。

以上の大阪層群の分布から見ると、甲山を中心とする北山山塊には、Ma1層準よりやや下位の地層が、急激に基盤にアバットしながら広がり、Ma1の海進によって広範囲にわたってオーバーラップされたことになる。そして、その直下にくる植物遺体層あたりが、Ma0に対する扇状地相で「芝の不整合」面の真上にくるものと見たい。基底部には前述のように礫層も見られる。本図幅の下部亜層群と中部亜層群の区分はこれに基づいて行われている。

次に芦屋断層の東側に沿って、Ma1層準の中部亜層群を覆って崖錐状の礫層が広く分布していて、「鶯林寺面」を形成している(第36図参照)。これは満池谷累層の山麓縁辺相と考えられるもので、その理由については後述する。

なお、芦屋川上流の芦有道路ゲート約500m北方の花崗岩の凹部にわずかにたまった崖錐状堆積物から *Elephas naumanni* の臼歯が芦有道路開さく工事中に産出した。この崖錐状堆積物も前述の崖錐状礫層の延長と考えられる。

住吉川及び芦屋川上流域 住吉川は五助橋断層の破砕部を浸食する断層谷であるが、断層の南東側を占めて大阪層群が点々と分布する。芦屋花原ゴルフ場東端に通称トクリ谷(芦屋川支流)に沿って、含植物遺体層が発見された。花崗岩質砂層中に、少なくとも6層が見られ、次のような多数の遺体が得られた。粉川によるとトガサワラの一種 (*Pseudotsuga* cf. *subrotunda*)、メタセコイア (*Metasequoia disticha*)、コミエゴノキ (*Styrax* cf. *microcarpa*)、サワグルミの一種 (*Pterocarya paliurus*)、オオバラモミ (*Picea koribai*)、ランダイスギ (*Cunninghamia konishii*) などのメタセコイア植物群に加えて、ヒノキ・ゴヨウマツ・ネズコの類、コウヤマキ (*Sciadopitys verticillata*)、ツガの類、モミの類、コブシ (*Magnolia Kobus*) などが伴った。ヒノキがメタセコイア植物群に伴う点など、西宮ゴルフ場付近



第29図 千里丘陵北西部の地質図 枠内が「芝の不整合」記載地区(中世古・中川原図, 大阪府, 1977)
Geological map of the Senri-hill

と全く同じであって、層相も酷似していて、中部垂層群の扇状地相と考えざるを得ない。この地点が西宮ゴルフ場に比して約150mも高位にあることは、当時の古地理的条件、六甲山地の断層運動についても、重要な資料を提供するものである。この地域の「奥池面」を作る崖錐状礫層については後述する。

IV. 3. 3. 2 千里丘陵の大阪層群

千里丘陵は、西南日本の第四系の代表的な地層である大阪層群の模式地とされてきた所で（市原ほか、1955）、主として海成粘土層を中心に、市原らによって詳細な層序学的研究が行われてきた。

その結果は次のように要約される。千里丘陵に分布する大阪層群の全層厚は約200mで神戸層群を不整合に覆い、下半部は主として淡水成層よりなり、上半部は海成粘土と砂礫層の互層よりなる。海成粘土の連続性は極めてよい。多数の火山灰層を挟み、これらは薄くてもよく連続し、重鉱物に特徴があり、よい鍵層となって粘土層の識別に利用されるとともに、フィッシュン・トラック年代をも与えている。したがって、上半部はこれらの組み合わせで、精細な層序が定められてきた。

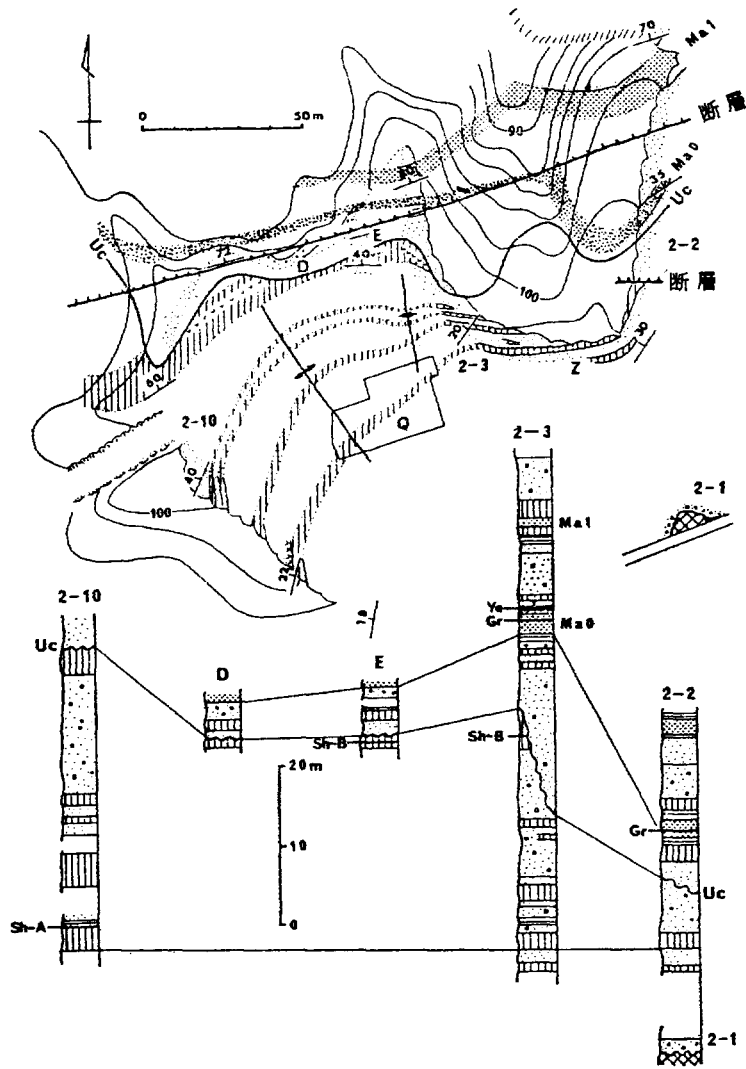
模式地の千里丘陵中央部の標準柱状図は第18図に示されている。年代はフィッシュン・トラック年代である。Ma4以上は東隣「大阪東北」図幅地域内に分布する。

従来の調査では、現在の千里インターチェンジの北西部に当たる島熊山付近において、神戸層群の上に大阪層群下部が不整合に重なり、千里丘陵の南東端に向って緩やかに同斜構造を作りながら傾き下るとされていた。ところが最近になって、同地域の精査の結果、横山ほか（1981）によって、Ma0の下層準に約70-80万年の時間的間隙が想定される不整合の存在することが主張されるようになり、これを「芝の不整合」と呼ぶことが提唱された。問題の場所は、本図幅地域の北東端に当たるが、千里ニュータウンの造成によって、ほとんどの露頭がなくなり、またなくなる運命にあるので、横山らの記載を残しておきたい。

第29図は、土地分類基本調査「大阪西北部、大阪東北部」（大阪府、1977）に収録された、中世古幸次郎・中川要之助による千里丘陵の地質図である。本図の北西端は「船場団地西」に当たり、周囲は完全に造成されていたが、萱野三平の墓を中心に約500m四方の小丘が残されていた。その地質図の詳細と柱状図を第30図に示す。更にLoc. 2-2に沿うスケッチが第31図である。

横山ほか（1981）によれば、「この崖の南端に青灰色淡水成粘土が見られる。この粘土の走向傾斜はN30°E, 20°Nであり、E-W, 80°Nの小断層によって切られて北方の砂礫層に接している。この砂礫層の中には、削り面（Uc）があり、その上に小礫が一層並んでいる。この面の上位には、厚さ2-3mの砂礫層、2mのシルト層、1mの中粒礫層、2mの海成粘土がのる。この海成粘土層中に厚さ5-7mの黄灰白色火山灰層が挟まれている。Ma0の北方約50mのゴルフ練習場の角には、厚さ約2mの海成粘土層があり、Ma1と考えられる」。

以上が横山ほか（1981）による「芝の不整合」の露頭の記載であるが、不整合の内容について検討を加えた結果は第32図に表されている。芝A火山灰層は正帯磁であり、島熊山火山灰層の2.3-1.4×10⁶年という年代から考えると、2.0×10⁶年より古いと推定される。一方、Ma0は、グレー火山灰層の1.2×10⁶年という年代から考えれば、この削り面は、約70-80万年間の無堆積状態を示していることになる。また千里丘陵東部の総合柱状図と、本地域のものとを比較してみると、新田火山灰層の層準が90-155m

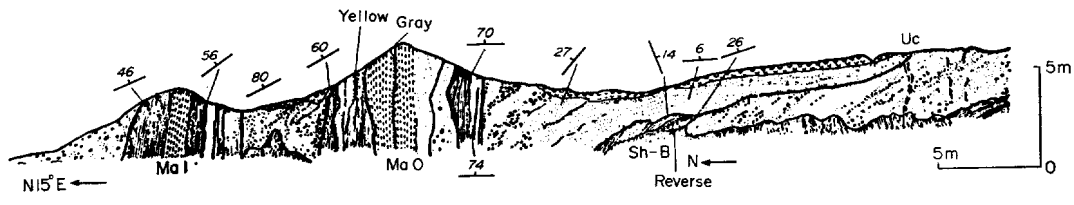


第30図 「芝の不整合」部の詳細地質図及び柱状図 (横山ほか, 1981)
Detailed geologic map and columnar sections showing
"Shiba unconformity"

欠けていることが推定されている。

佛念寺山断層の西側に沿って、海成粘土層と砂礫層との互層の急斜帯があり、「三池互層」と呼ばれてきた。この中には、Ma2からMa6までの海成粘土層が識別されている。

千里川を隔てた待兼山の丘陵地には、Ma5からMa8に至る海成粘土層がほぼ水平に分布している。1964年5月に、大阪大学理学部新校舎建設の基礎工事中、大原健二・人見功によって、脊椎動物の化石骨片が発見された。これについては、大阪大学・大阪市大・京都大学・大阪自然科学博物館の多数の研



第31図 「芝の不整合」露頭スケッチ (横山ほか, 1981)
 Sketch of the outcrop of the "Shiba unconformity"

地質時代		フッシオン トラック年代 ($\times 10^6$ 年)	古地磁気極	層 準 (層厚) (海成粘土層) (火山灰層)
第 四 紀	更 新 世	0.37, 0.38	ブ正 リ磁 ユ極 ン期	Ma 7 サクラ Ma 6 Ma 5 Ma 4
		0.87	R N	10-12 Ma 3 アズキ 8-30 3-4 Ma 2 山田
		1.1	R N	45 2-5 Ma 1 9-15 2-4 Ma 0 イエロー グレイ
		1.2	R	大 阪 110E 8±
			松 山 逆	
			磁 極 期	
新 第 三 紀	鮮 新 世 中 新 世	2.3, 2.4	R N R	芝の不整合層 芝 B 芝 A 鳥熊山 神戸層群

第32図 千里丘陵の層序 (横山ほか, 1981)
 Stratigraphy of the Senri-hill

究者による調査の結果、*Tomistoma machikanense* KAMEI et MATSUMOTO (マチカネワニ) として記載され、復元された推定全長が約8mに達するワニの化石であることが判明した (小島ほか, 1965)。

ワニ化石の発掘地点は、大阪府豊中市柴原の大阪大学理学部構内で、待兼山の海拔77.3mの地点である。その産出層準はMa7とMa8の間の青灰色の砂質粘土層の上部の炭質粘土層からで、カスリ火山灰層の層準である。上位Ma8との地層境界面は明瞭である。

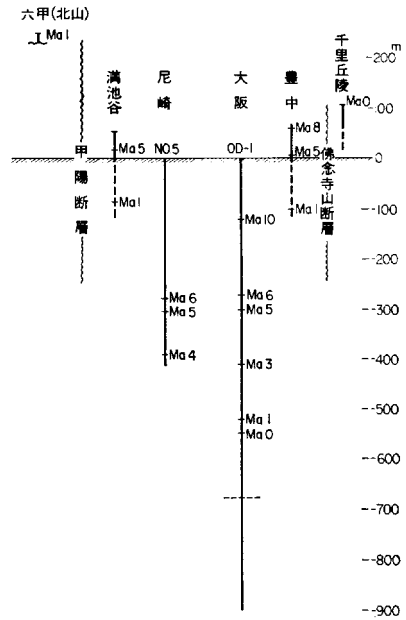
炭質粘土からは、植物化石が多産し、粉川によれば、シリプトビシ (*Trapa macropoda*) の実が最も多く、エビシ (*Trapa tetragona*)、ハス (*Nelumbo nucifera*) の実がこれに次ぎ、シキシマハマナツメ (*Paliurus nipponicus*) の枝、ナンキンハゼ (*Sapium*) の実も見られた。

IV. 3. 3. 3 平野部の大阪層群

待兼山の丘陵地の南に当たる、神崎川・猪名川の合流点付近の深層ボーリングOD-5によれば、Ma0から上位すべての海成粘土層が分布し、Ma6は約-200m、Ma8は-150m付近に分布し、OD-1と状況はほとんど変わらない。したがって満池谷累層が、下位の大阪層群に引き続き整合的に累積したものとみられる。

武庫川河口のNo. 5ボーリングも同様で、Ma4から上位すべてがそろっていて、深度はOD-5よりやや深くなっている (IKEBE et al., 1970)。

以上、六甲南麓・千里丘陵及び大阪平野部の大阪層群の柱状図を並べると第33図のようになる。地域により層相の変化が少ないにもかかわらず、層厚の著しい変化のあることに驚かされるが、これはこの地域の第四紀地殻変動の様相を端的に示すものである。



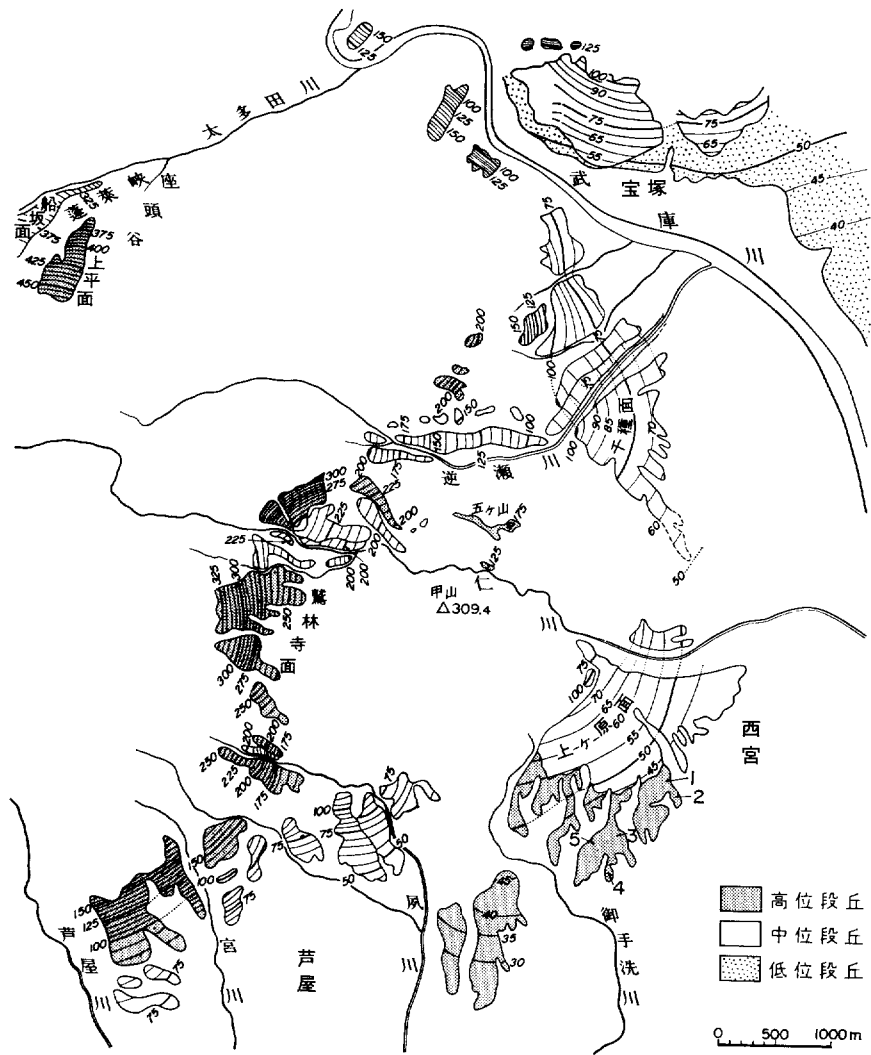
第33図 六甲―千里丘陵―尼崎―大阪の大阪層群の比較
ボーリング位置は第4図参照
Columnar sections showing comparison of the
Osaka Group in the Rokkō, Senri, Amagasaki
and Ōsaka

IV. 4 満池谷累層と段丘層

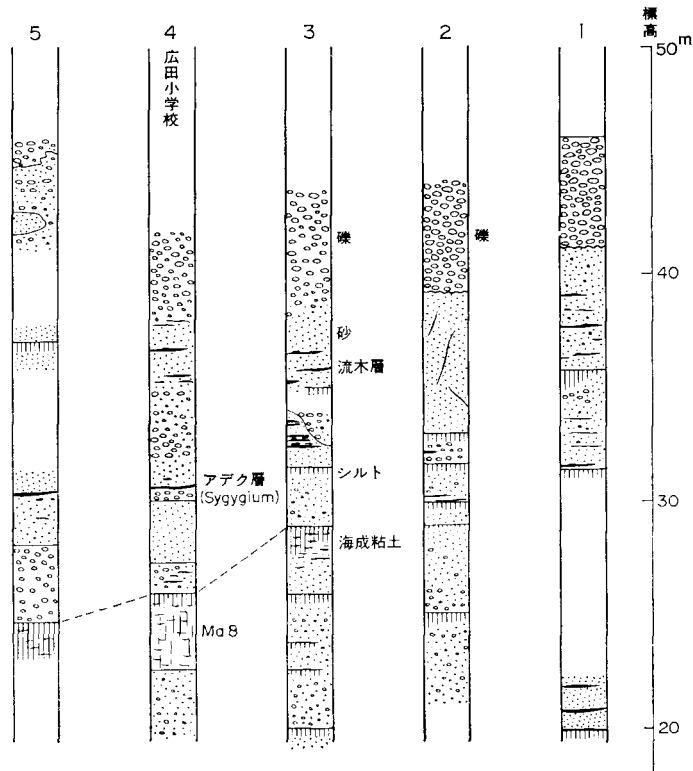
IV. 4. 1 満池谷累層と上ヶ原層

前章における大阪層群の記載でもわかるように、六甲山地南東麓の「満池谷累層」は、その研究史の中で、多くの問題を抱えてきた。それは大阪層群と段丘層との関係に係る重要な問題を含んでいる。

本地域の地質と地形面の関係を理解するためには、その解決がどうしても必要であり、それは第四紀研究の基本的な課題につながると同時に、活断層の活動期の問題などに関して、今後応用地質学的にも大きな意味を持つものと思われる (藤田, 1979, 1980e)。そして本地域は、これに関する最も多くの



第34図 六甲山地東部の段丘面高度分布図 数字は第35図の柱状図の位置を示す
 Distribution of the terrace surfaces and their altitudes in the eastern Rikkō Mountains



第35図 西宮市上ヶ原台地周辺柱状図 柱状図の位置 1, 2, 3, 4 及び 5 は第34図に示す
Columnar sections around Uegahara area, Nishinomiya City

資料を包含している地域であると言える。しかしこの問題は本地域からだけでは解決できないことも多く、最近判明してきている広域の資料を参考にしながら問題点をまとめておきたい。

満池谷累層に係る従来の問題点を整理すると次のようになるであろう。

1) 模式地の西宮市満池谷における大阪層群は、当初上位から満池谷累層・香櫨園累層・甲陽園累層に分けられたが (HUZITA, 1954; 藤田ほか, 1959), その後大阪層群の層序の研究が進むにつれて、満池谷累層と香櫨園累層との境界が、Ma5とMa6の間にあることがはっきりしてきた。したがってMa6層準以上が満池谷累層ということになる。Ma5との間には顕著な構造差はないけれども、削り込みを伴う不整合現象が多く認められ、全般的に下位層に比して礫質となる。Ma8までは海成粘土層が存在するが、それ以上はシルト層をしばしば挟む砂礫層が累重する。

2) 仁川及び逆瀬川流域では、流木を多量に含み、山麓扇状地堆積相を示すが、南の芦屋市方面に行くにつれて海成層が厚さを増し、砂礫層との互層になり、大阪層群プロパーとの相異が少なくなる。

3) 満池谷累層と地形面との関係は極めて微妙で、調査者藤田自身の考え方も、30年にわたる研究過程の中で、幾度か変遷してきた。これらの関係は、中部更新統研究上重要な意味をもつ暖地性植物遺体

層「アデク層」の層準問題とも関連している。

4) 仁川と逆瀬川が山麓部に開口するあたりには、平坦度の高い台地面が発達する。前者を「上ヶ原面」、後者を「千種面」と呼ぶが、共に近畿地方で「中位段丘」と呼ばれるものに属する性質を備えている。第34図はこの地域に見られる段丘面の高度分布図であるが、両面ともに山麓開口部を中心とする同心円状の等高線で表され、明らかに仁川・逆瀬川の山麓扇状地面であることを示している。そしてこれらの地形面を直接形成しているのは、その直下にくる5m前後に達する花崗岩の大礫級垂角礫層である(第25・26図参照)。しかしその下は、流木を多く含む砂礫層が累重し、これも扇状地堆積物と見られる。これらの地層が上ヶ原面・千種面形成層とどのような関係にあるかという点で見解が分かれたのである。

5) 第35図は上ヶ原台地を巡る柱状図であるが、昭和35年に作成したもので、現在ではほとんど見られない。地点4でアデク層が発見された時、Huzita (1954) は神原のラリックス層から層序を組み立てていって、これを満池谷累層の最上部とした。

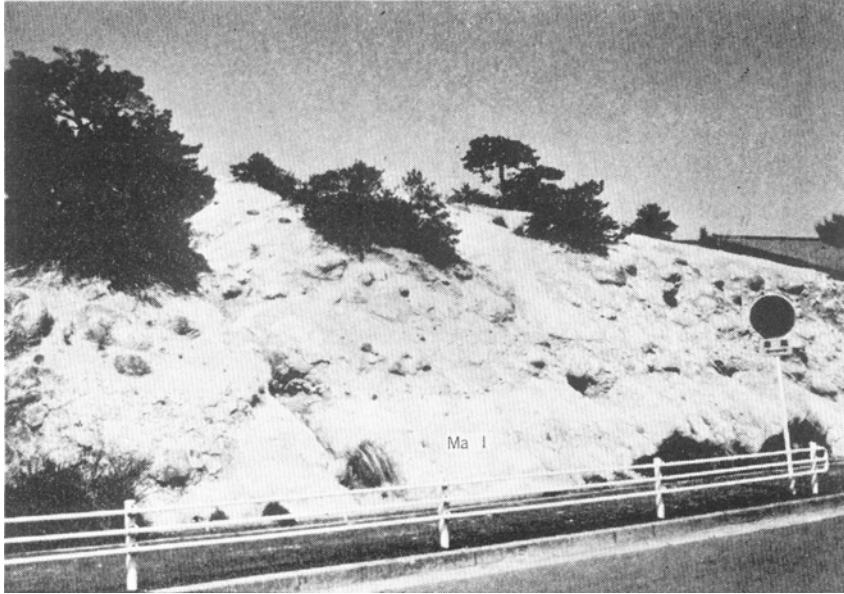
6) しかしながら、その後、地形的研究が進むにつれて、上ヶ原面構成層をどこまでとするかという点で疑問が生じてきた。というのは地点1、2などの北部では、最上部礫層と下位層の間の境界は極めて明瞭であるが、地点3の神戸女学院あたりから、不明瞭になり、場所によっては礫層と下位層との間に指交関係のようにも見える所がでてくる。そこで植物遺体の急変をも考慮して、アデク層下の礫層下底を不整合面と見て、上ヶ原層の基底礫中にアデク層が含まれていると見るようになった(Miki *et al.*, 1957; 西宮市史第1巻) (第24図参照)。そうするとアデク層は中位段丘期ということになる。

7) その後、待兼山の大阪大学構内でマチカネワニ (*Tomistoma machikanense*) の完全に近い化石が発見され、その層準もMa8の直下、カスリ火山灰層の層準であることが判明してきた(小島ほか, 1965)。そして更に市原ほか(1966)によって大阪東部の枚方丘陵においてアデク層に対比できる植物遺体層が発見され、その層準がMa8付近であることが確認され、上ヶ原のアデク層も同層準であることが推定されるようになった。

8) 以上のような進展の中で、上ヶ原のアデク層と地形の関係を再検討した結果、高位(段丘)面と関係する問題を含んでいることが判明してきた。第34図からもわかるように、上ヶ原面の同心円状等高線は、その南端において著しい乱れを生じる。この異常さは、調査初期の段階でも疑問とされていたのである(第7図参照)。昭和24年米軍撮影の1万分の1空中写真を入手して再検討の結果、第34図で斜線の部分が、明らかに上ヶ原面より数m高いことが確認された(第II図版)。すなわち、西宮市高座町付近の「高座面」は、上ヶ原面より数m高い面で、これを構成する厚い砂礫層は、一見上ヶ原砂礫層と酷似はしているが、満池谷累層の最上部を占め、その堆積面が高座面だったのである。すなわち、アデク層は、市原ほか(1966)の推定通り、Ma8のやや上位の層準となる。そして満池谷累層の表層部を広く削剝して、上ヶ原礫層が扇状地を作り、その面が「上ヶ原面」を形成した。この地区では満池谷累層そのものも、扇状地堆積物であるため、両者の分離が困難だったのである。

IV. 4. 2 満池谷累層と高位段丘層

以上のような経過をたどって、満池谷累層の堆積面と見られる高座面が浮かび上ってきたのである



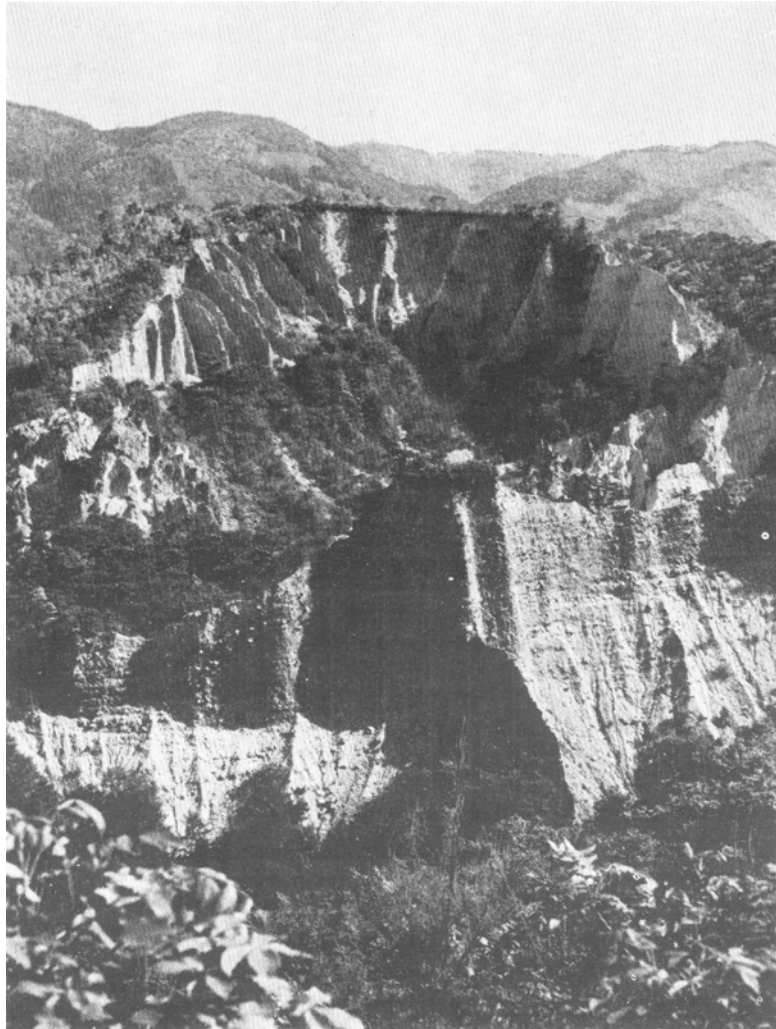
第36図 芦屋市山平町における高位（段丘）礫層 下位の海成粘土層はMa1, 芦屋市山手町
Higher terrace gravels covering the Ma1 marine clay, Ashiya City

が、これはどのような性質のものであろうかが次の問題でなければならない。

甲陽断層の南側で、高座町の西南方向に、御手洗川・夙川・芦屋川で切断されながら、低い丘陵地が延びている。西宮市桜谷町・南郷町・芦屋市松園町・翠ヶ丘町などの区域である。古くからの住宅地で原地形の詳細を知ることは困難であるが、少なくとも丘陵面のような浸食小起伏面を造成したものでないことは確かである。それは上ヶ原面のような平坦度はなく、やや開析されではいるが、堆積原面を維持しているように見え、高座面の延長と考えられる。面はわずかながら南西へ傾き下るとともに、礫質層も少なくなる様子で、宮川以西では不明瞭となる。

さて注目されることは、この高座面を堆積面として残しながら分布する満池谷累層が、甲陽断層以北で姿を消し、直接Ma3層準の大阪層群と接することである。これらのお阪層群は甲陽断層の北西側において標高100m未満の丘陵を作っているが、それ以北の夙川や宮川の上流部で著しく浸食され、これらの川筋に沿って、上ヶ原面に対応する中位段丘が発達する。そして更にその奥の山麓部では、芦屋断層の断層崖に沿って崖錐状の花崗岩の巨礫を含む砂礫層が、やや傾斜のある堆積面（鷲林寺面）を作っている。これらは各地区で大阪層群のMa1層準の地層を傾斜不整合で覆い、赤色風化の特徴も見えるところから、高位段丘面とされてきたものである。その高度は100-150mあたりから250m以上に達する(第36図)。

この礫層の分布の幅と、北から南へ次第に低くなっていく状態からだけ見ると、一見仁川上流から押し出された碎屑物が、断層崖に沿って、鷲林寺町方面から六麓荘町をへて芦屋市山手町方面へ流れ下った流路が想定できるようにも思われるが、そうではない。北から南への傾斜は、第5図でも明らかな六甲山地の西への傾斜運動に伴う傾斜で、高座面の傾斜と全く同じである。この運動を差引くと堆積の伸



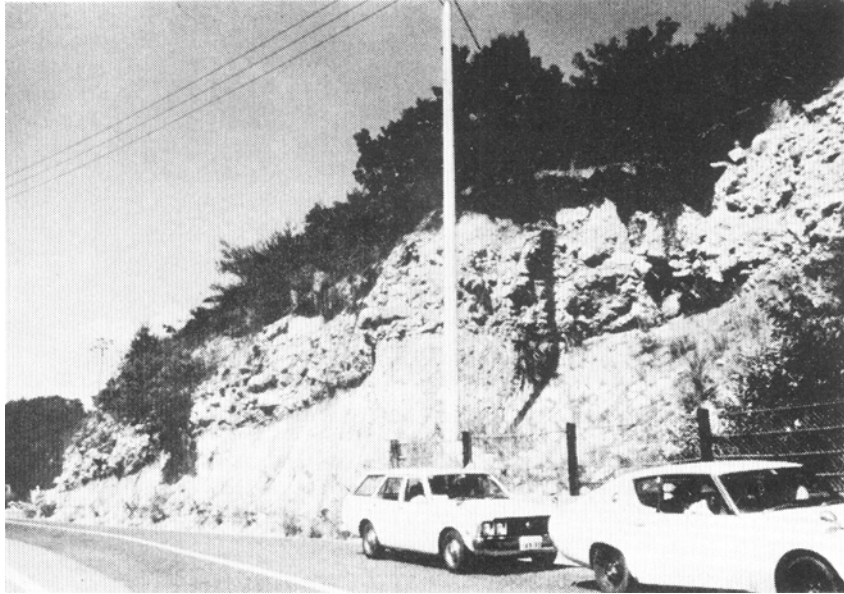
第37図 北部六甲，蓬莱峽に見られる高位（段丘）礫層（上ヶ平面400m±）と中位段丘礫層（船坂面350m±）

Higher and Middle terraces in Horai Canyon along the Arima-Takatsuki Tectonic Line. The gravel beds of the Higher terrace reach more than 50m in thickness

びの方向は、芦屋断層に直角な方向で、これらは崖錐性の山麓小扇状地の複合体であると言える。

それでは、これらの延長はどこに求められるであろうか。それは芦屋断層と甲陽断層の間の北山地塊を越えて満池谷累層に連なり、地形面は高座面に延長するものとみられる。甲陽断層による変位を差し引くと、このような両者の関係は極めて合理的なものとなる。

鷲林寺地区では、甲山を巡る基盤の島状突出部である北山山塊にさえぎられ、これを先行的に切り、現仁川の峡谷の線に沿って流路を作り、上ヶ原一帯に扇状地を作ったに相違ない、そして次の中位段丘期になって、再び同様のコースで、谷を埋積していた満池谷累層を再び削剝しながら上ヶ原の扇状地を



第38図 有馬一高構造線の地溝帯に沿って、標高400m前後に分布する高位礫層 白水峡付近
Higher gravels distributed in the graben along the Arima-Takatsuki Tectonic Line at a height of about 400m. Hakusui canyon

作ったのである。

ここで注目したいことは、上流部では高位段丘が中位段丘より高位にあるのは当然であるが、扇状地部では中位段丘の上ヶ原層が高位段丘構成層である満池谷累層の上位にくることである。逆瀬川流域でも同様、層位と地形の逆転現象が見られる。

これに対して夙川・宮川流域では、北山山塊のようなバリアーがなかったので、大阪層群の浸食面上をオーバーラップしながら満池谷累層の堆積が行われた。その後北山地塊側が甲陽断層に沿う断層運動を伴って隆起したため、軟弱地層は急速に浸食され、満池谷累層は連続を断たれ、その開析谷に沿って中位段丘が形成されることになった。

IV. 4. 3 六甲山地北側の高位段丘層

六甲山地と北摂山地との間には、ほぼ直線的に太多田川が流れる。これは後述するように、有馬一高構造線の一部を占める六甲断層の破碎帯に沿う断層谷である。その途中に蓬萊^{ほうらい}峽と呼ばれる景勝地が知られている。第37図にその全貌が見られるが、幅700-800mに達する圧砕花崗岩が悪地地形を作り、その上に50m余に及ぶ花崗岩礫層が堆積、その上面は、「上ヶ平面」と呼ばれる平坦面を標高400m付近に残している。礫層はやや赤褐色を帯びて風化が進んでおり、土柱状の浸食地形を呈している。

その下位、比高約50mの所にもう一つの平坦面が見られる。西宮市山口町船坂部落は、この平坦面上に位置し、疎菜園として開墾されて、「船坂面」と呼ばれる。この面を構成するのも花崗岩の歪角礫層で10数mに及ぶ土石流型であるが、上ヶ平礫層に比して著しく泥っぽく、新しい礫層という感じがする（第37図）。



第39図 有馬—高槻構造線の破砕帯に形成された地溝状地形 厚い高位（段丘）礫層で埋められている船坂—西宮線道路上より

Graben formed along the crushed zone of the Arima-Takatsuki Tectonic Line filled with thick gravel beds forming Higher terrace surfaces

上ヶ平礫層は極めて厚いのが特徴で、北側の山稜上にも、その延長の巨礫層が残存し、河岸段丘礫層というよりも、谷埋型の礫層である。その西方への延長は、幅数100mにわたって六甲断層の南側の山稜上に残存し、宝塚—有馬間の自動車道路に沿っても巨礫層の露頭が見られ、白水峡付近では標高400m以上に達する（第38図）。

それらの分布範囲を見ると、第39図に見られるように、船坂から有馬に至る地溝状の地形範囲と一致し、これは有馬—高槻構造線（六甲断層）の南側の花崗岩の、数100mに及ぶ破砕帯と一致する。すなわち、この破砕帯に沿って幅広いが浅い断層谷が形成され、そしてこの断層谷が50m以上にわたって礫層で埋積された時期のあったことを示している。この地溝は西隣「神戸」図幅地域に延長し、六甲山地と帝釈山地の間を通して、山田川の現流路とほぼ似た流路を取りながら、東播用水の呑吐ダム西側で、東播盆地に開口し、巨大な扇状地を作り、その堆積面として広大な明美面を展開する。したがって上ヶ平面は東播盆地における明美面と一致し、高位（段丘）面の一部であることは確実である。また、船坂面は中位段丘面で、上ヶ原面に対比できる。

IV. 4. 4 北摂山地南縁の高位段丘層

伊丹台地の北側を占める北摂山地の南縁にも、点々と礫層が分布するが、近頃宅地造成で多数の露頭が出現し、また消滅した。この部分には大阪層群の礫層も分布し、区分が困難なことも多い。大部分150m前後の位置を占めているが、地形面の保存は良くない。

IV. 4. 5 千里丘陵西部の高位段丘層

佛念寺山断層の西側に、待兼丘陵頂部を占めて小規模ではあるが高位面が見られる。現在宅地化されて、その性状は不明の点が多いが、高位面の一部とみて差支えない。問題はその下位にはほぼ水平に累重するMa5-Ma8の層準の大阪層群との関係であるが、Ma8の直下からはマチカネワニを産し、これ

はアデク層といろいろの観点から対比できるので、満池谷累層と高座面との関係が、ここにも当てはまるものとみられる。

IV. 4. 6 高位段丘層の実態

以上の記載からわかるように、従来「高位段丘層」と呼ばれてきたものは、単なる段丘層ではなく、大阪層群の最上部を占める満池谷累層の堆積面であると言える。この見解は本図幅地域内だけから導かれたのではなく、近畿内帯の各地からそれを裏付ける資料が得られつつある。そしてそれらの資料に基づけば、満池谷累層は松山逆磁極期以降の「中部更新統」を代表するものであると言える。

中部更新統の特徴は次のようにまとめられる。

1) 現在の大地形の大枠の中で分布するが、現在の小河水系とは別個である。これに対して中位段丘は、小河水系にも支配されて分布する。

2) 基盤山地内では河岸段丘の形態をとるが、被覆層分布地域では、その浸食小起伏面上に広がる氾濫原を作り、広大な堆積面あるいは丘陵背面を丘陵面に接近して展開する。そして山地から開口するところでは、大規模な山麓扇状地を作る。

3) 大阪盆地のような沈降堆積盆地内では、大阪層群型の互層を累積する。

4) 断層崖などの急崖に沿ってでは崖錐状の礫層を作る。

以上のように同じ時期のものであっても、すでに姿を現してきた大地形の枠に支配されながら、さまざまな堆積相を示すのが満池谷期の特徴である。それは本地域内でもかなり明瞭に出ているが、西隣「神戸」図幅地域内では更に高位（段丘）面との関係がよく見られるので、詳細に解説する予定である。

さて本図幅地域内で満池谷累層形成時の古地理を復元してみると

1) 満池谷累層の形成は甲陽断層の活動に強く支配されながら行われた。それに対して芦屋断層による変位は既に明瞭な断層崖を作っていたとみられる。その山麓堆積物の延長は北山地塊を横切って甲陽断層付近に達した。甲陽断層の変位は、当時の海岸線の位置を支配していたとみられる。仁川・逆瀬川はその海岸線近くに大きな扇状地を作った。そしてそれ以南には海成粘土が堆積していった。

2) その間、断層変位を伴って六甲山地の隆起は大きくなり、満池谷累層自体も甲陽断層に沿って変位する。既に隆起を続けていた六甲山地内にも五助橋断層・六甲断層等幅広い破碎帯を持つ断層に沿って浸食が進み、地溝状の幅広く浅い谷が出現した。

3) これらの谷が蓬莱峡で見られるように、数10mに達する厚い砂礫層で埋積されていることからみて、更新世中期に次第に水準が上がり、一度浸食した谷を再び埋積したと考えられるから、満池谷累層の堆積の最終期は、高海水準期であって、山地内も広く水域で覆われ、そしてその最後の離水面が高位面として保存されたものと見られる。

以上の結果に基づくと、高位面を形成する地層は、広く厚く大阪盆地下に存在することになる。したがって、高位段丘の用語は誤った発想をもたらしやすいので、以下「高位面」と呼ぶことにする。

IV. 5 中位段丘・低位段丘・沖積層

IV. 5. 1 伊丹段丘の諸問題

本図幅地域内の中位段丘の模式的なものは上ヶ原段丘である。これに相当するものは、山地内はもちろん、丘陵地を刻む小河川に沿っても河岸段丘として分布するのが、高位面と異なるところである。段丘構成層は10m未満程度の砂礫層が多く、高位段丘層のような赤色化はない。中位段丘面は、高位面の次の高海水準期に形成された広大な氾濫原堆積物とみられる。

最大の問題点は、伊丹台地の東縁を占める加茂神社から伊丹市街地を含む部分である。伊丹台地は、かつて一括して「低位段丘」の模式的なものとして知られていた (HUZITA and MAEDA, 1971)。伊丹台地は、東・西を猪名川と武庫川とによって千里丘陵や六甲山地から分離され、孤立している。これがこの台地と他の段丘との対比を困難にしている原因である。

伊丹台地は、複雑な面の集合体である。北東部が最も高く、加茂神社では標高44.1mに達し、全体的には南西方向に傾動している (第40図)。しかしながら、加茂神社から旧伊丹市街地にかけては、他面に比して一段と高位を維持している。それ以西には浅い谷筋が刻まれ、断層変位を受けながら、南方へ沈み、沖積層下に没する (第7・8図参照)。



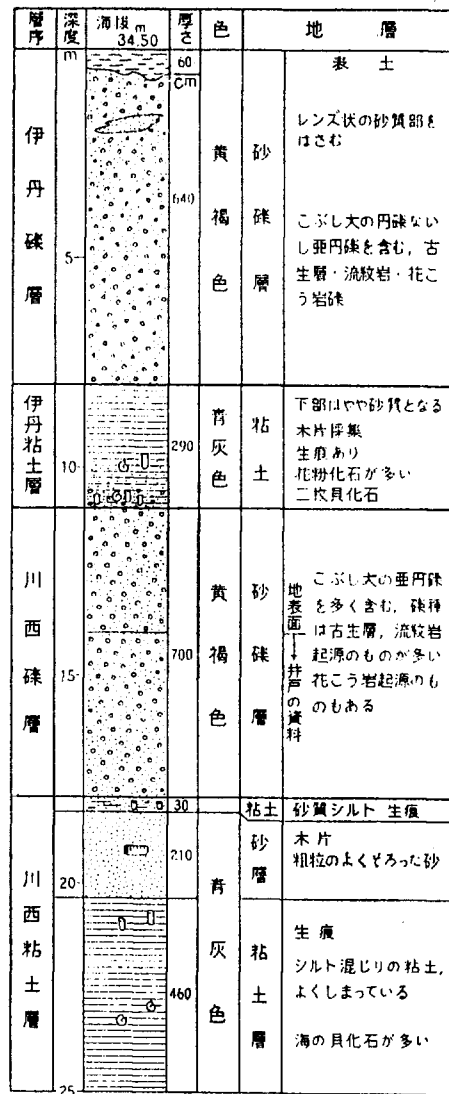
第40図 伊丹台地の展望 (T)で示される黒い線状の部分が段丘崖を示している 直線状の山麓線は有馬一高構造線
Bird's-eye view of the Itami area. The black line indicated by (T) shows the terrace scarp of the Itami terrace

川西市久代町5丁目で、昭和41年に井戸を掘削した時、伊丹台地の構成層について実際に観察することができた。第41図にその柱状図を示す。伊丹台地が低位段丘として位置づけられた頃は、伊丹礫層だけが台地構成層とされていたが（西宮市史）、その後海成の伊丹粘土層との関係が注目されるようになり、両者合わせて台地構成に關与するとして「伊丹海進」が提唱された（岡、1963）。すなわち、伊丹粘土層で表される海進が海退に転ずる時に伊丹礫層が三角州堆積物として前進形成されたとするものである。

伊丹台地上の工事場などで、伊丹礫層と伊丹粘土層との関係を観察すると、海成粘土特有の鮮やかな青灰色の粘土層の全く平坦な面上に、明瞭な層理面を境として、鉄錆色を帯びた伊丹礫層が広がり、両者の間には削り込み現象は見られない（第42図）。

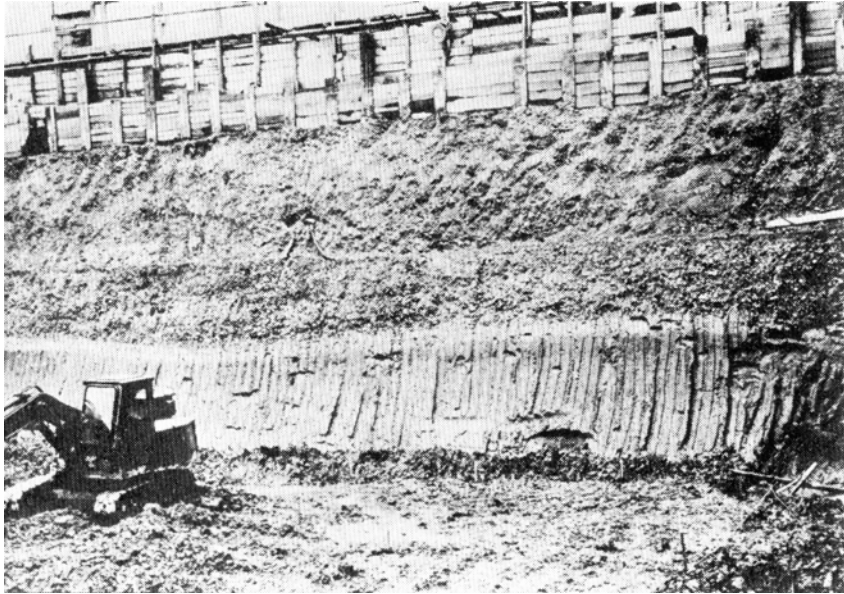
伊丹粘土層を台地東縁の崖に沿って北へ追うと、次第に薄くなり、レンズ状になって消失するが、粘土層のない所では、伊丹礫層と川西礫層とはほとんど区別がつかない。川西市上久代の北方約500mの切り取りに現れた厚さ1.10mの生痕のある青灰色粘土層から、次のような植物遺体が粉川昭平によって採集された。*Sctidopitys verticillata*, *Chamaecyparis obtusa*, *Juniperus conferta*, *Quercus* sp, *Paliurus* sp, *Meiia* sp, *Sapium* sp, *Zanthoxylum* sp, *Prunus* sp, *Styrax japonica*. これらから推定される気候条件は現在に類似している。またその中から発見された木片から29,800 ±1,200年（Gak 489）の¹⁴C年代が得られた（木越、1964年測定）。

次に伊丹粘土層を南へ追跡すると、次第に厚さを増加するとともに高度を下げ、伊丹旧市街地の北で地表下に没する。更にこの地域の数100本にのぼるボーリング資料を整理してみると、伊丹礫層下には常に貝化石を伴う海成粘土を伴っていて、しかもこの粘土層はN値が10以下の所が多く、大阪層群プロパーの海成粘土がN値20以上を示すことが多いのと比較して容易に識別できる。そして粘土層は南へ行くにつれて厚くなる傾向が明瞭で、伊丹市立南中学校校庭では8.35m、国鉄尼崎駅南側では12.45m、阪神尼崎駅付近で13.0mに達している。



第41図 伊丹段丘崖に沿う柱状図 川西市久代5丁目において自衛隊井戸掘削時に作成（藤田・前田、1971）

Columnar section of the Itami terrace-scarp



第42図 伊丹段丘上の掘削によって露出した伊丹礫層と伊丹粘土層 伊丹市中ノ町の小西酒蔵社屋の地下室工事現場

Itami gravels and Itami clay exposed by the construction on the Itami terrace

伊丹粘土層には貝化石を豊富に含むが、*Scapharca satowi*, *Macoma kotyoensis*, *Turritella kurocio*, など約40種が検出された。それらのうち *Turritella kurocio* は絶滅種である。その他、有孔虫・珪藻・花粉等の微化石も豊富である (HUZITA and MAEDA, 1971)。

露頭で見られる伊丹粘土層と、ボーリングに現われる伊丹粘土層とは、伊丹旧市街地の中で高度に食い違いがあり、第7図に見られるように、その位置に地形から断層が推定される。これを確認するため、伊丹市史編集に関連して、推定断層を挟んで、北側では伊丹市立北中学校校庭、南側では猪名野神社境内においてボーリングを実施した。その結果、地形落差6mに対応する断層変位が伊丹粘土層の変位によっても確認されると同時に、猪名野神社におけるボーリングコアから得られたカキから $32,700 \pm \begin{smallmatrix} 3,300 \\ 2,500 \end{smallmatrix}$ の¹⁴C年代 (Gak 1809) が得られた (木越, 1968年測定)。

以上のような経過の中で、伊丹礫層と伊丹粘土層の組み合わせから想定される海進・海退に伴って伊丹台地が形成されたことが明らかになったが、問題はその年代であった。¹⁴C年代として、木片・貝殻の両方から約3万年の年代値が得られたことは特記すべきことであった。

しかし当時、この年代の海進の記録は日本にはほとんどなく、25,900±1,000年前 (島原半島, 大江層) という例があるだけであった。しかし環太平洋地域からは、アラスカにおけるウォロンゾフィアン海進を初め、多くの3万年海進に関する報文が発表されつつあって、伊丹海進もその一環とみられるのではないかと思われた (HUZITA and MAEDA, 1971)。

ここで更に問題になるのは、伊丹台地と周囲の中位段丘群との関係である。上ヶ原面を初めとして、これらの中位段丘面はかなりの原傾斜をもつ扇状地面で、その延長と伊丹台地との関係は微妙である。しかも伊丹台地はわずかに傾動運動を受け、しかも多数の面の複合からなっている。伊丹市史で、藤田

・前田は(1971)「加茂面」²⁾と「安倉面」・「中野面」・「山本面」の4面を区分した。これらのうち加茂面を除く、他の面上には旧流路が多数残されていて、猪名川と武庫川がこの地域内で流路変遷を重ねてきたことを示している。しかし、いずれの面の下にも伊丹粘土層が分布しているので、海退期における三角州の進出と、更にそれに続く海面低下の中で起こった三角州の浸食過程の中で、これらの面が形成されていったと考え、これらを伊丹低位段丘群として一括したのであった。

ところがその後、ウォロンゾフィアン海進を初め、3万年海進に対して疑問が生じてきて、伊丹段丘の再検討を迫られていたところ、古谷(1979)によって、伊丹粘土層と大阪市内の上町台地に分布する海成粘土の花粉分析結果の類似から、上町台地が中位段丘であるから、伊丹段丘も中位段丘であるとの意見が出された。しかしながら、上町台地の成因については、多くの問題があり、これを中位段丘とし、しかもその模式的なものとするのは同意できない。上町台地は構造的なものであり、盆地の中央に一般的な意味での段丘ができることは考えられない。伊丹台地はやはり周辺の地形・地質との関係において位置づけしていかなければならない。

まず最も直接的に要求されることは、¹⁴C年代の再検討である。¹⁴C年代値が3年以上になると信頼度に問題のあることは承知の上で、木材と貝殻両方の年代値の一致をもって信頼度を高めたのであるが、なお問題が残ってきたのである。しかし、これは今後の確実性の高い測定法の出現と、それによる再測定を待つより他に手段がない。

この3万年前後という¹⁴C年代値を除外して考えると、加茂神社から旧伊丹市街地に延びる加茂面は、他の面より明瞭に高く、北端の最高部は44.1mに達し、旧流路が面上に認められないことから、他の面と区別できる。このような点で、この部分が中位段丘時代の氾濫原であるとみても大きな矛盾はない。そうだとすると、伊丹粘土層は、上ヶ原面・千種面などで代表される山麓扇状地を受け入れていた伊丹内湾に堆積した泥層として位置づけできる。そして川西礫層以下が満池谷累層ということになる。

加茂面の西側にくる安倉面・中野面³⁾上に刻まれている旧流路は、東部は猪名川水系、西部は武庫川水系に属し、中央部は北摂山地からの小河川の延長とみられるが、現在の水系は断層変位の影響を受けて、これらを横断する。これらが低位段丘群であって、海成粘土層を伴わないけれども、伊丹海進以降の小海進・海退のもとに、中位段丘層の削剝、新しい氾濫原の形成、その面上を流れる流路の変遷が繰り返されたのであろう。この小海退を示す海成粘土がどこに求められるかが、今後の問題であらう。

IV. 5. 2 伊丹粘土層とMa12

伊丹粘土層が、南の大阪盆地方向に向かって層厚を増すことは既に述べた。本層が伊丹礫層を伴いながら沖積層下に没し、OD-1のMa12につながることは、尼崎平野及び大阪湾内の多数のボーリングにより明らかになった(第43図)。

Ma12はN値が10前後で、沖積粘土層よりは支持力があるが、一般の大阪層群粘土よりは弱いので、土木地質上重要な意味を持つ。藤田・前田(1977, 1980)は、花粉分析結果と、ボーリング資料を併用してその分布を求め第44図に示す結果を得た(HUZITA and MAEDA, 1971)。すなわちMa12は、大阪

2) 伊丹市史には「上加茂面」と記載したが、加茂神社に由来する地名をとり、「加茂面」と改称する。

3) 山本面は、本図幅では区分しなかった。

盆地の広域に広がり、本地域の最後の大海進を示していると言える。

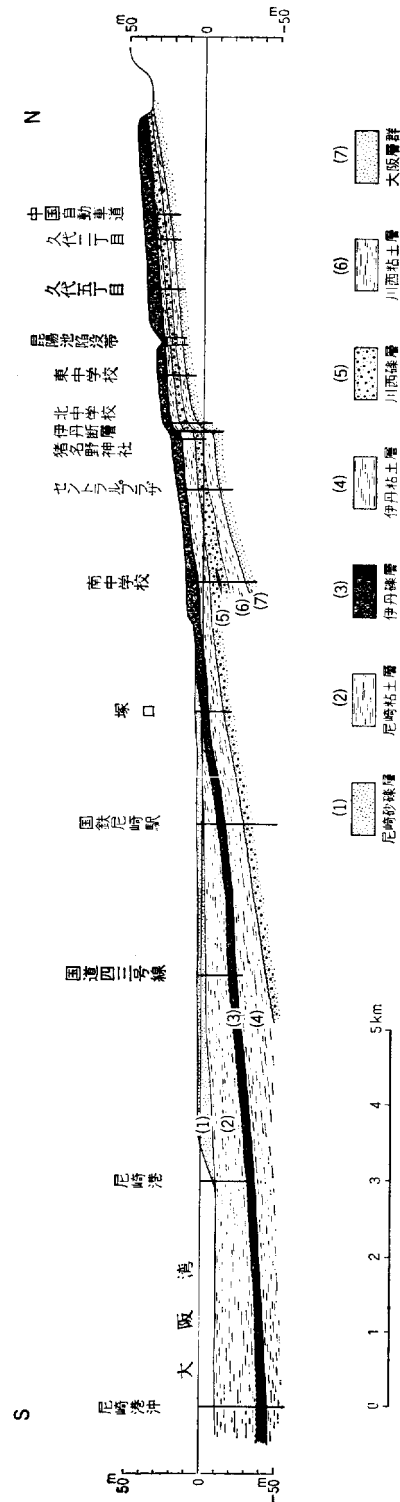
伊丹粘土層を覆う伊丹礫層は広く、本図幅地域内の沖積平野下のほぼ全域にわたって追跡され、大阪・尼崎市及び大阪湾内の構築物の支持層の役割りを果しているが、猪名川・武庫川水系に沿って発達した氾濫原の礫層であるから、粒度は比較的大きく、大阪港付近でも大礫級の礫を多数含んでいる。これに対して淀川水系のものは細粒であり、それらが大阪市内地下で複合するので、この層準の砂礫層は複雑な様相を呈している。

伊丹礫層の上面は、昭和37年に実施された大阪湾音波探査によって明らかにされた（藤田・鎌田，1964）。

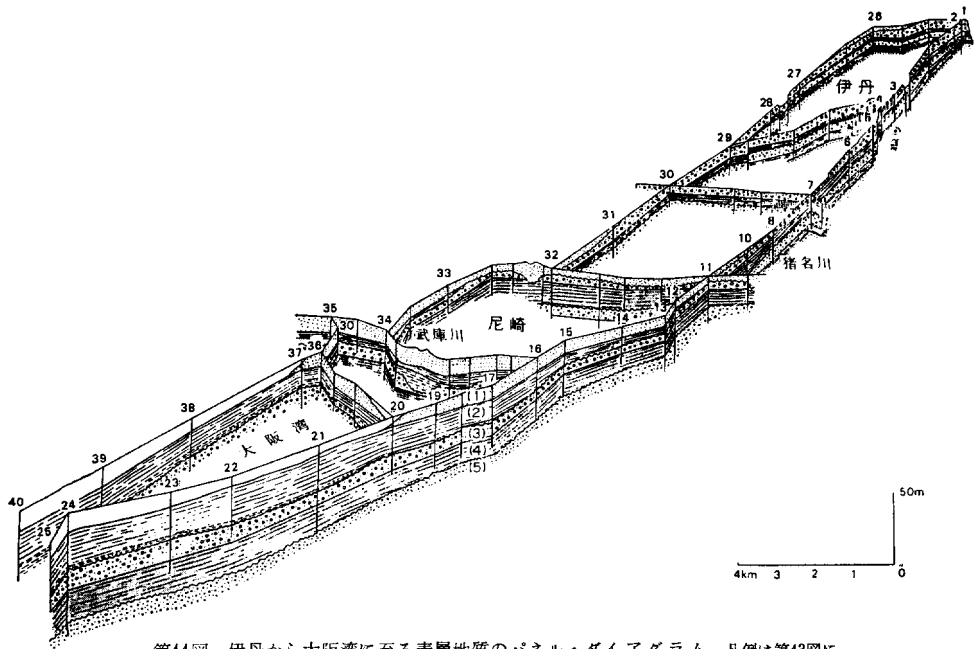
その結果、伊丹礫層面が良好な反射面であることがわかり、それに相当する伊丹面は大阪湾全域に追跡された。第45図にそれを等深線で示した。大阪湾東北部には、伊丹面上に刻まれた二つの大きな埋積谷の系統が認められ、両者はほぼ湾の中央に合流し、恐らく明石海峡をへて東流してきた水系とも合して、深度70mのゾーンを通過して紀淡海峡に抜けていたものと推定される。この川筋は「古大阪川」と命名された（藤田，1966b）。

古大阪川を北へ追うと、西側の延長は武庫川に入り、東側の延長は猪名川と安治川につながるものとみられる。新淀川は名の通り明治時代になって掘削されたものであるから当然と言える。したがって古大阪川は、ウルム氷期最盛期の海退時に完全に陸化した大阪盆地底を流れる大水系であったことは確実である。

古大阪川の延長である古武庫川・古猪名川の切れ込み状況は第52図に等深線で表されている。これは伊丹台地が広く大阪湾底に延び



第43図 伊丹—尼崎—大阪湾を結ぶ南北の地質断面 (Huzita and Maeda, 1971)
Geologic profile along the eastern side of the Itami terrace to Amagasaki and Osaka Bay



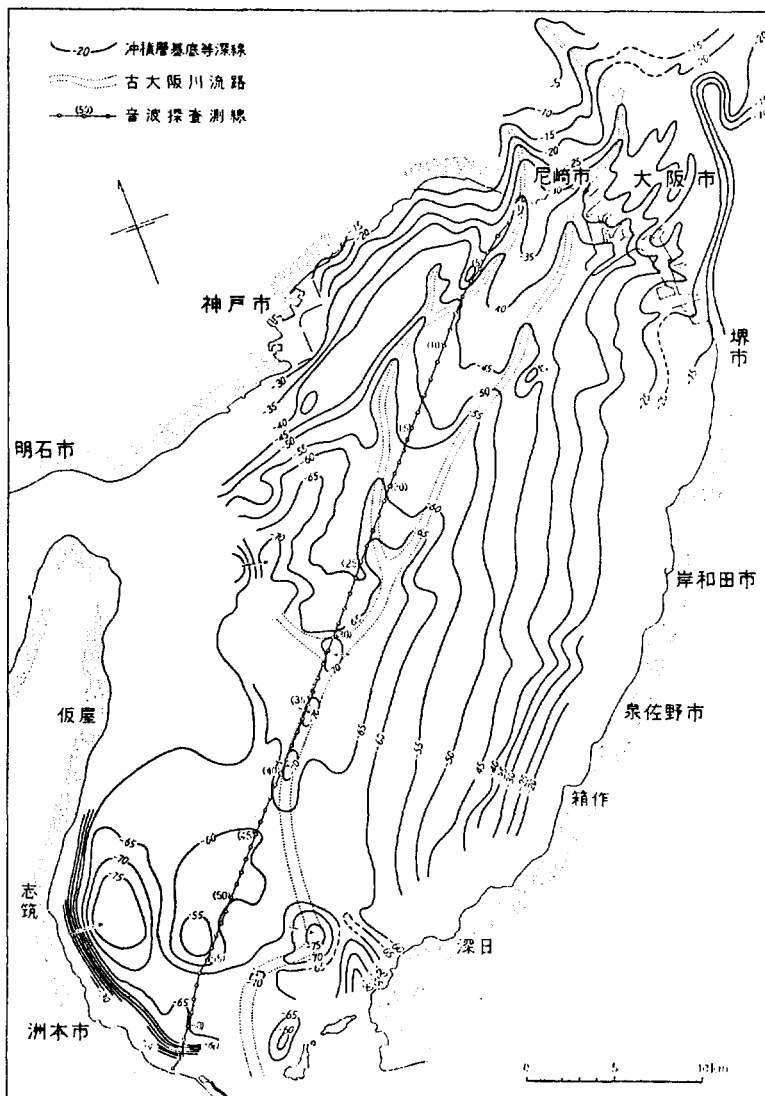
第44図 伊丹から大阪湾に至る表層地質のパネル・ダイアグラム 凡例は第43図に
 同じ (HUZITA and MAEDA, 1971)
 Panel-diagram from Itami to Ōsaka Bay

ていることを示しているが、問題は伊丹台地面を加茂面と安倉・中野面とに分けた場合にこれらの関係がどうなるかという点である。加茂面の延長は神崎川との合流点あたりまで追跡できるようにも見えるが、これらの微妙な面の識別を平野下・湾底下で行うことは不可能に近い

推測を加えるならば、第45図に示された面は、最終的には中野面の延長とみるべきであろう。しかしながら、陸上においても加茂面・安倉面・中野面の構成礫層を区別することは困難で、ボーリング資料でも、伊丹粘土層とされてきたものは、それを細分する根拠はない。したがって、伊丹粘土層・伊丹礫層で示される大規模な海進・海退以降、大きな海進はなかったと言えるのではないだろうか。安倉面・中野面を作った小海進あるいは海面停滞期の資料は、大阪湾内や淀川低地帯内のみ保存され、北部では、加茂面を形成した伊丹礫層を削り、一部再堆積をしながら安倉面・中野面が作られていたものとみられる。

伊丹礫層と大阪市内の天満礫層との関係がいつも問題になる。古谷（1979）によって、天満層下部礫層とされたものが、淀川水系における伊丹礫層相当層であろう。天満層中部粘土層中の海成層は、伊丹海進以後の小海進が淀川低地に及んだ部分であり、また同層上部礫層は低位段丘に当たる氾濫原礫層に相当すると解釈される。

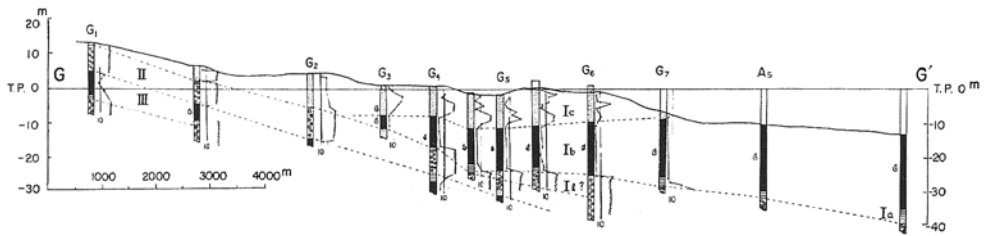
以上のような見解から、伊丹礫層という一括名は保存し、その上面を伊丹段丘面と総称することにする。そして、沖積平野下で、伊丹面上にオーバーラップする地層を一括して「沖積層」と総称することにする。これは「完新統」と同一ではない。



第45図 大阪湾内における“沖積層”基底面等深線図（昭和37年音波探査結果による）（藤田，1966b）
 Isobath of the basal surface of the “alluvial deposit” in Ōsaka Bay (sonic survey in 1962)

IV. 5. 3 沖積層

沖積層は、尼崎平野に広く分布し、阪急電鉄線以南に厚さを増す。その状況は第43図からうかがわれる。沖積平野部においては伊丹礫層上に尼崎粘土層が南に行くにつれて厚くなりながら分布する。これはボーリング資料で「シルト混じり粘土層」として記載されているもので、N値は5以下の軟弱泥層であり、多数の貝殻化石を含んでいて、地盤沈下とも関係が深い。



第46図 武庫川左岸に沿う南北断面図 (藤田・前田, 1966)
Profile along the Muko River

IV. 5. 3. 1 大阪湾奥部の沖積層

第46図の伊丹市街地から尼崎港間のボーリング資料による南北断面で、詳細を見てみよう。Ⅲは伊丹粘土層、Ⅱは伊丹礫層である。その上を覆う地層は、I aの砂ないしシルト質層に始まり、I bの貝殻混じりのシルト質粘土層がくる。海湾部ではこの粘土層が海底を占めているが、海岸平野部ではI cの貝殻混じり砂層がくる。この状況は、大阪盆地の中軸部に向かって傾く伊丹礫層にオーバーラップして、海水面の上昇に応じてI a・I bが形成され、その海に進出した三角州の堆積物としてI cが海岸平野を形成したことを示している。このような堆積過程は「縄文海進」によるものであるが、その詳細は、本図幅地域外のやや南にある、南港大橋建設時に明らかにされた (前田, 1977)。

南港大橋の橋脚の基礎として、40m立方のコンクリート基礎を設置するために、約12mの海底下で、ケーソン工法によって伊丹礫層まで掘削された。前田保夫は、ケーソン内の露頭で肉眼観察をしながら詳細な記録を取り、30個余の木片及び貝殻による¹⁴C年代値を基礎に、花粉分析などの微化石分析を併用しながら、海進の過程を明らかにした (前田, 1977 ; 1980)。

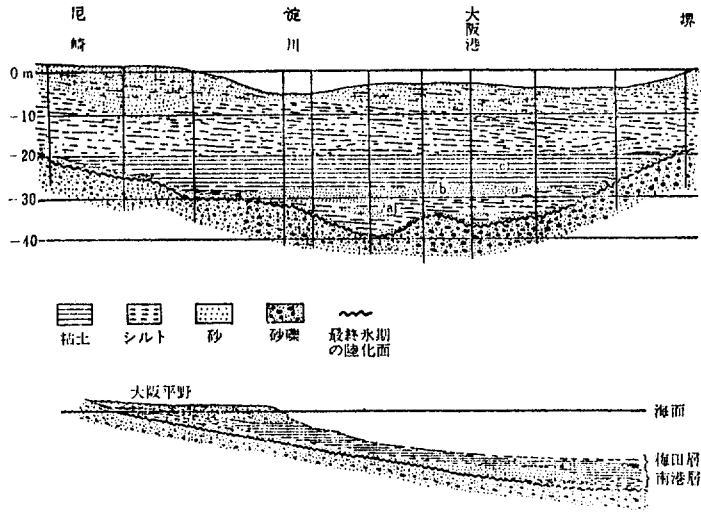
この結果得られた大阪港付近の完新世層の状況は第47・48図に示される。伊丹礫層の上位の約10mの南港層は、主として黒褐色のシルト混じり粘土からなり、淡水ないし汽水性の化石を含み、第45図でわかるように、最終氷期に大阪湾が陸化した時、伊丹面上に刻まれた古大阪川の川筋を埋立てた埋積谷堆積物である。

以下前田 (1977) のケーソン内での露頭観察による記述を引用しておく。

「-35.5mからはじまる最下部の細かい砂やシルトを混じえた粘土には木片やヨシの茎が生時のままの直立した状態で残っており、ときにはマジミの化石も採集できたが、肉眼では海棲化石は発見で

地質時代	地層	層相	深度 (-m)	層厚	¹⁴ C年代 (年前)	環境
完新世	梅田層	粗砂	8.5	4	2,000	海水
		細砂	12.5	4		
		粘土	25.0	12.5	8,000	
	南港層	シルト混り粘土	25.0	3.5	9,000	汽水
		砂	28.5	1.2		
		粘土	29.7	1.3	淡水	
		シルト混り粘土	31.0	4.5		
最新世	伊丹累層	35.5		10,000		

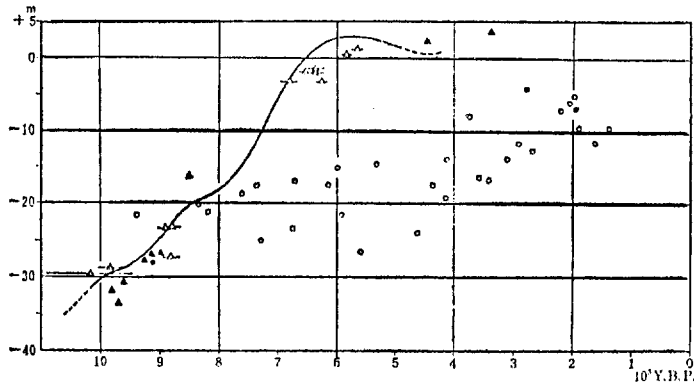
第47図 大阪港、港大橋橋脚下における完新世層 (前田, 1977)
Holocene sequence seen at the foundation of Great Minato Bridge in the Osaka Port



第48図 大阪湾奥部の“沖積層”模式断面図 (前田, 1980)

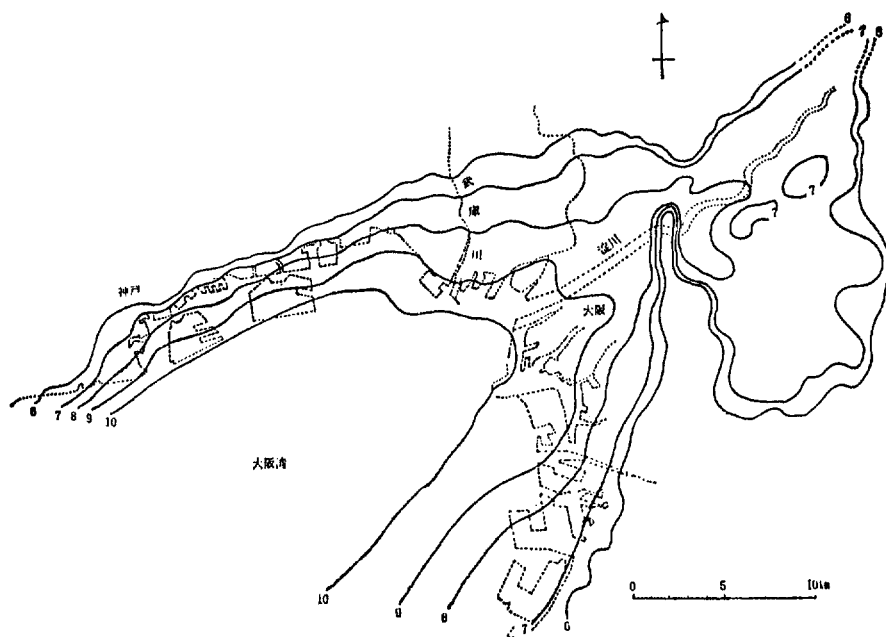
a 古淀川の川筋を埋めた堆積物 b 9000年前の海面停滞期の堆積物 c 縄文海進のピークに堆積した粘土

Diagrammatic profile of the innermost part of Ōsaka Bay



第49図 大阪湾における縄文海進の海水準変化曲線 (前田, 1980) △印は潮間帯貝化石
Sea-level change of the Holocene Jomon Transgression in Ōsaka Bay

きなかった。微化石の珪藻は、-32.5mから汽水棲種が増えはじめる。基盤の砂礫層を不整合におおうが、両者の境ははっきりしない。小石と砂の砂利が、何となく砂が多くなり、そして粘土分がふえてくる層相が1mばかりあって、その上位に木の根や幹の化石がでてくるという調子であった。厚さは約4.5m。-31mからはじまる粘土層には生痕化石や穿孔貝のニオガイの化石が含まれていて、ここへ縄文の海が入ったことが立証される。-30.8mで火山灰が発見された。厚さは約1.3m、-29.7mから灰色の砂層が約1.2mの厚さで堆積する。海棲化石は発見されず、マシジミの化石を産出することから、一時的な海面低下によって河成砂が堆積した可能性が考えられる。-28.5mからは再び生痕化石ではじまる黒褐色のシルト混り粘土が発達するが、ラミナを頻繁にはさむ。アサリやハマグリなど潮間帯下に棲息する貝化石が散見される汽水成の地層で、厚さは約3.5m。



第50図 完新世における大阪湾の海岸線の変化 等値線は10³年前を示す (前田, 1980)
Change of shore line along Ōsaka Bay in the Holocene

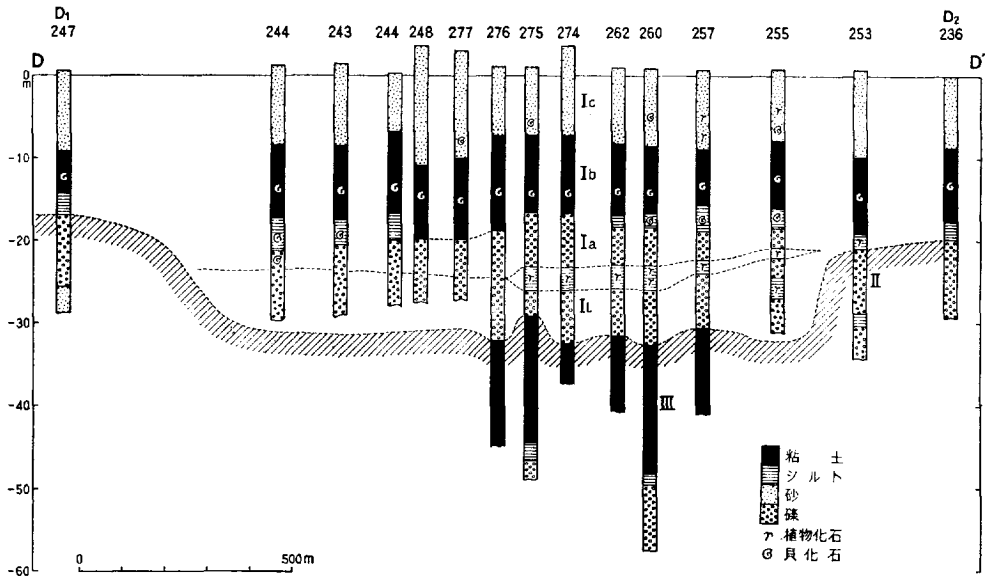
梅田層は、おもに暗青灰色の貝殻混り粘土層からなる典型的な内湾の海成粘土である。約8000年前からたまりつつある現在の海底面までの堆積物で、大阪港の近くでは約20.5mの厚さであった。-25mからはじまる暗青灰色の緻密で無層理の粘土には、内湾の奥部を示す貝類遺骸群集に属するものが多いが、それらはすべて現在の大阪湾に棲息している。-20mあたりから上位へシルトが混じりはじめ、指先でつぶすと多少ざらつく感じをうける。ボーリング資料によれば、-12.5mより上位へ、シルト、細砂混り粘土となり、ラミナが入ってくる。三角州の発達にともなって、海側にはりだしてきた前置層である。厚さは約4m。-8.5mより現海底面までの4mは、明らかに三角州の前置層から頂置層へ移る位置にあることを示す細礫混りの砂層になり、偽層も発達する。」

第49図は、このような資料から得られた大阪湾の縄文海進の完新世に入ってから海面変化曲線であり、第50図は完新世前期における大阪湾の海岸線の変遷を示す。これらの資料は、沖積層の形成過程を知る上に極めて貴重である。

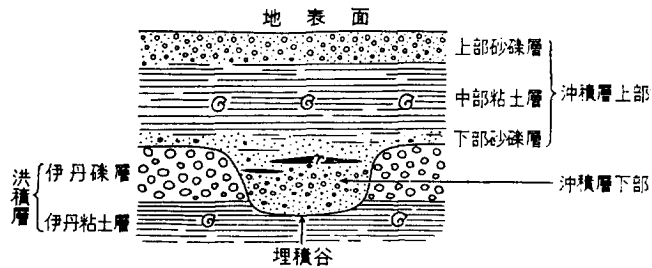
IV. 5. 3. 2 尼崎平野の沖積層

尼崎平野は“沖積層”の堆積面である。この部分の沖積層の内容は、名神高速道路に沿う多数のボーリング資料によって明らかになった。第51(A)図は武庫川川尻のボーリング結果であるが、藻川の断面でも同様で、それらは模式的に第51図(B)に示される。そして第52図に、その平面分布を示す、

大阪湾奥部と同じく、伊丹礫層を開析する谷を埋積する沖積層下部があり、流木やピートを多く挟む。それより下部礫層と貝殻混りの中部粘土層が伊丹礫層の上面を広く覆ってオーバーラップする



第51図(A) 国道43号線に沿う武庫川尻“沖積層”の柱状図 (藤田, 1966 a)
 (A) Columnar sections of the Muko delta along National Route No. 43



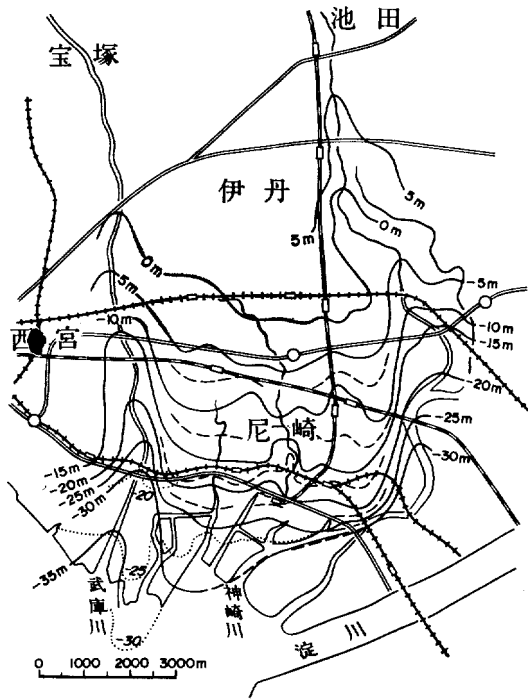
(B) 沖積層模式断面図 (藤田・前田, 1971)
 (B) Diagrammatic section of the “alluvium” of the Muko Plain

が、これは縄文海進を示している。そして上部砂礫層は、武庫川・猪名川による三角州の堆積物である。以上の状況は、次第に埋積谷が浅くなりながら阪急電鉄線あたりまで続く。尼崎市には、2列にわたって微高地があり、金楽寺付近は長州と呼ばれ貝塚がある。これらの微高地はほぼ東西に延び、古墳・奈良時代の砂州と考えられる。

IV. 5. 3. 3 猪名川流域の沖積層

武庫川流域はその後背地を反映して、花崗岩礫の多い厚い沖積層で覆われているが、猪名川流域は、細粒堆積物が多く、興味ある現象が多く見られる。

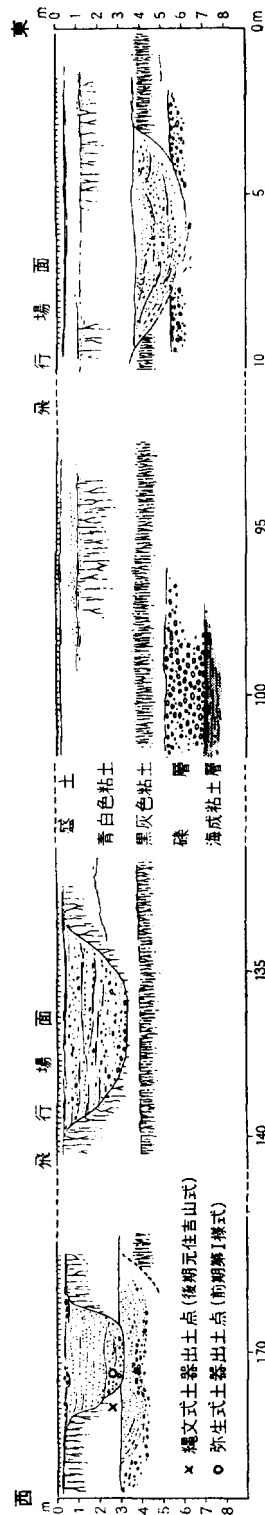
大阪国際空港は、猪名川左岸の広大な氾濫原に盛り土をして建設されたものである。その地下の状態は、昭和43年に行われた国際空港拡張工事に時に明らかになった。第53図は、電線の埋設溝側壁のスケ



第52図 尼崎平野における沖積層基底面の深度 (藤田・前田, 1969)
Isobaths of the base of the "alluvium" in the Amagasaki area

ッチである。これによると2つの層準で埋積谷が認められる。西部には2つの削り込みが見られ、西端からは、埋積谷内から弥生式土器、その側壁の粘土層内から縄文式土器が出た。したがって、約3-4mの地表下にある灰黒色粘土層は縄文期の表土を表しているものと見られる。更にこれを削り込んでいる埋積谷は、縄文期の川筋を示すものであろう。そしてその下位の海成粘土層上の砂礫層は、古大阪川に注ぐ古猪名川の河床礫であろう。

昭和35年に、伊丹・尼崎市境に近い田能付近の藻川左岸の改修工事中、河床を2m余り掘り下げたところ、青灰色の砂層が現れ、その中から多量のかかり炭化した木片が発見された。この層の下底は不明であったが、約100m下流では切り取り面から下に没してしまい、その層の上面は多少とも削られている。この層の上位には、大礫級の円礫を混じえる礫層が約6m堆積しており、自然堤防を作っている。その基底付近から、イタヤカエドとみられる大きな樹幹が発見され、5,960±90年の¹⁴C年代が得られた (Gak-491)。下位の砂層は縄文海進の汀線が最も奥まで達した時の猪名川の河口堆積物とみられる。



第53図 大阪国際空港における東西方向の電気導坑工事現場御蔵のスケッチ (藤田・前田, 1971)
Sketch of the trench wall cutting underneath the Osaka International Airport in the E-W direction

IV. 6 崖 錐

崖錐の重要な分布地は、西宮市鷲林寺町付近と、樫ヶ峰と岩倉山間の逆瀬川上流部である。

鷲林寺町のは、西側の観音山の山腹が崩壊ないし地すべりを起こして、芦屋断層を覆うように分布し、平坦地を作っている。

逆瀬川上流部は、芦屋断層と五助橋断層の延長との間に挟まれた禿赫地域で、断層破砕帯に沿う斜面崩壊が多く、山腹及び谷底に土石流の押し出しを伴って、大量の崖錐が堆積している。

その他、太多田川や住吉川に沿って、多量の崖錐性の礫層が見られ、土石流発生の原因ともなっているが、それらの多くは、大阪層群上部亜層群の谷埋型の堆積物の一部が残存しているものとみられる。

IV. 7 砂州・砂堆・自然堤防

本図幅地域内の平野部には、微高地が多数点在し、古い集落地の形成に良い立地条件を与えてきた。それらは特に尼崎市難波・金楽寺・長州付近にかけて東西に長く伸び、2列が認められる。これらは縄文海進の海岸線が阪急神戸線付近まで及び、その海退に伴って砂州ないし砂堆の列が前進的に形成されていった結果とみられる。金楽寺には、貝塚も存在する。

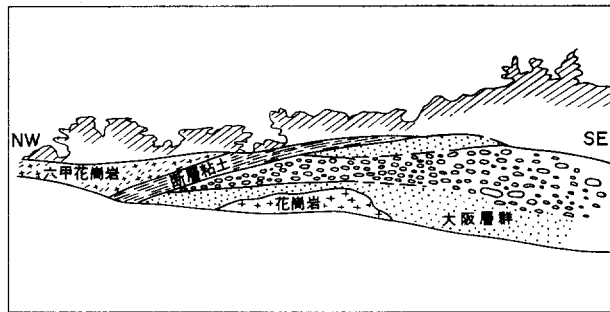
武庫川・猪名川などに沿っては大規模な自然堤防が発達している。芦屋川・住吉川に沿っては堤防が固定されてきた結果、著しい天井川が形成された。

IV. 8 埋 立 地

本地域内では明治以降から、干拓及び埋立が行われているが、古い記録等についてはわかっていない。ここでは、昭和43年までの埋立状況が示されている。

V. 地 質 構 造

本図幅地域における地質構造の最大の特徴は、北西隅の六甲山地の最高点が931.3mに達しているのに対して、南東隅の大阪港付近において、基盤の深度が-1,000m以上に及んでいることである。すなわち約20kmの水平間隔で、基盤花崗岩の表面は計約2,000mに達する変位を示していることになる。そして、その間に分布する。大阪層群や段丘層・沖積層などの第四系の状態からみて、この変位のほとんどが第四紀になってから生じたことは確実であって、逆に言えば、西南日本の第四紀地殻変動の実態を知る上に本地域は絶好の場所であると言える。



第54図 芦屋花原ゴルフ場における五助橋断層露頭 (昭和33年) (藤田・笠間, 1971)
 Outcrop of the Gosukebashi Fault appeared in the Ashiya golf links. Crushed granite thrust up on the Quaternary gravels at very low angle

V. 1 断層系

地質図からもすぐ読み取れるように、本図幅地域内には、第四系に変形・変位を与えている多数の大断層が見られる。これらはすべて2,000mに及ぶ基盤岩の変形を調節するために発生したものと言える。その主なものを以下に記載する。それら断層の六甲山地全体にわたる分布の大要は、第4図に示されているが、隣接「神戸」「須磨」図幅と関係が深い。

V. 1. 1 六甲山地の断層系

V. 1. 1. 1 五助橋断層

六甲山塊と、その南東側の荒地山山塊を分割する断層である。地形的にも顕著な落差がある。前者の隆起準平原面が700-800mの高度を維持するのに対して、後者では奥地から花原にかけて450-550m程度の浸食小起伏面が見られる。六甲山地を東六甲と西六甲に分割する大断層である。住吉川は、この幅広い断層破砕帯に沿って浸食した断層谷で、昭和13年の阪神大水害の時に、大量の土石流を発生したの



第55図 五助橋断層と大月断層（矢印）の空中写真 右ずれの変位地形が明瞭である。五助橋断層は住吉川とほぼ一致している

Air-photo of the Gosukebashi Fault and the Otsuki Fault indicated by arrow showing right-lateral offsets. The Gosukebashi Fault almost coincides with the Sumiyoshi River

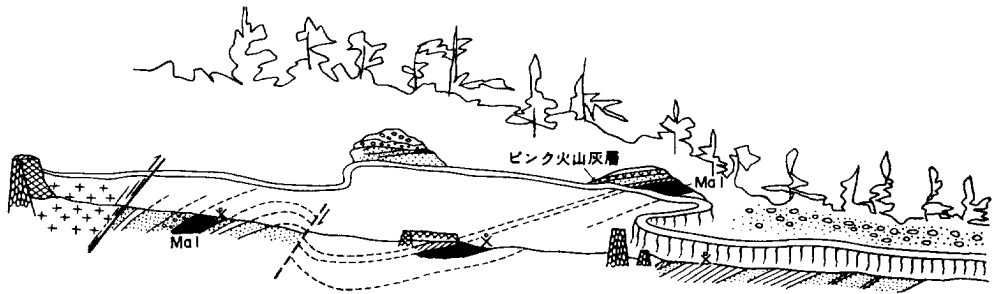
で有名である。

本断層の最も見事な露頭は、芦屋花原ゴルフ場の4番ホール東側の切り取りに現れた(第54図)。六甲花崗岩が、大阪層群下部とみられる薄い礫層上に、 30° に近い低角度で衝上している。上盤の花崗岩は約3mにわたって著しく圧砕され、その先端部は水平に近い。重力作用による垂れ下り現象が低角度衝上の露頭を作ったと見られ、深部では高角度になると推定される。

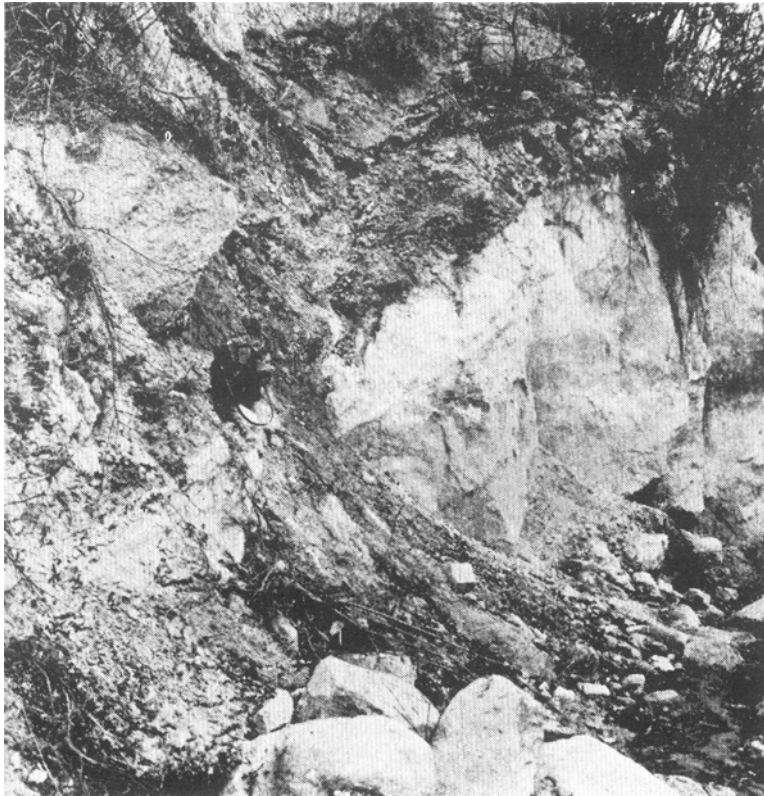
本断層の露頭は住吉川右岸の各所で見られる。五助橋砂防ダム付近では約 50° の角度で花崗岩が大阪層群上に衝上しているが、他の露頭では 40° 、あるいは 70° というように変化する。南西への延長は渦ヶ森付近で幾つかに分岐し、右横ずれ変位地形が認められるが、これらについては、西隣「神戸」図幅で詳述の予定である。その内の一本である渦ヶ森断層では、高位段丘礫層上に花崗岩が衝上していて、その露頭は兵庫県天然記念物として保存されている。山陽新幹線トンネル掘削時（昭和45年）の観察では、次記大月断層との間は全部にわたって破碎帯で、湧水多く、工事は困難を極めた。そして破碎帯の中にはNW-SE系の小断層も多く見られた。

V. 1. 1. 2 大月断層

第I図版の空中写真でもよくわかるように明瞭なリアメントとして表現されていて、地形的に新鮮である。五助橋断層とほぼ平行で、傾斜は垂直に近い。本断層を横切る谷筋は、すべて右横ずれ変位地形を示している(第55図)。本断層の延長は神戸市鶴甲団地造成の際に現れ、その後、建築物に被害を与えるなどの事件があった。これについても「神戸」図幅で詳述の予定である。



第56図 芦屋断層と大阪層群 Ma1 海成粘土層 西宮市鷲林寺町剣谷 (昭和35年, 前田ほかスケッチ)
Sketch of the Ashiya Fault and the Ma1 marine clay. Tsurugi-dani, Nishinomiya City



第57図 芦屋断層 仁川上流部
Ashiya Fault seen at the cutting of the river wall of the Nigawa River

V. 1. 1. 3 芦屋断層

荒地山山塊と、甲山のある北山山塊を境する断層で、地形的表現は明瞭で、地形的落差は200-250mである。芦屋市山手中学校校庭、芦屋川水車谷付近、芦屋市霊園、西宮市剣谷などで好露頭が見られた。いずれも50-80°の角度で、花崗岩が大阪層群中部亜層群 (Ma1準層) に衝上する (第56図)。

芦屋市山手町水車谷付近のボーリング結果によると、地表から35mまで花崗岩が続き、35mで断層面が現れ、以下大阪層群下部亜層群の砂・粘土層が235mまで続き、基盤に当たっている。これからも垂直変位量が200m以上に及ぶものであることがわかる。仁川上流の甲山大橋付近では、大阪層群中部亜層群下底の砂礫層上に約45°の角度で花崗岩が衝上している（第57図）。

阪神上水道企業庁による送水トンネルがこの断層を抜いた時には、45°の衝上が認められ、また昭和45年山陽新幹線六甲トンネル掘削時には幅70mに破碎帯が見られたが湧水はなかった。

この断層は西宮ゴルフ場付近でNE-SW系の断層と会合するとみられる。この断層は檜ヶ峰南麓では崩壊層のためはっきりしない。逆瀬川論鶴羽橋北方の白岩で、花崗岩と大阪層群を境する断層があるが、その方向はNE-SWで、宝塚高校北側の断層に接続する。

V. 1. 1. 4 塩尾寺断層

塩尾寺の東を南北に走る断層で、塩尾寺断層と新称する。芦屋断層と同性質とみられ、青葉台団地でのボーリング結果では200mで基盤に達しなかった。

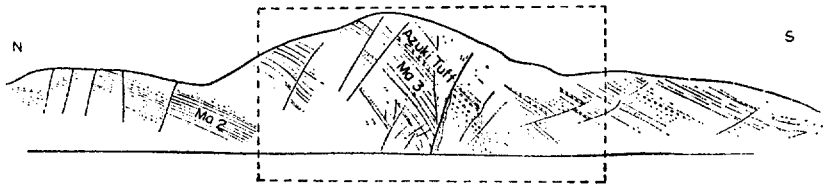
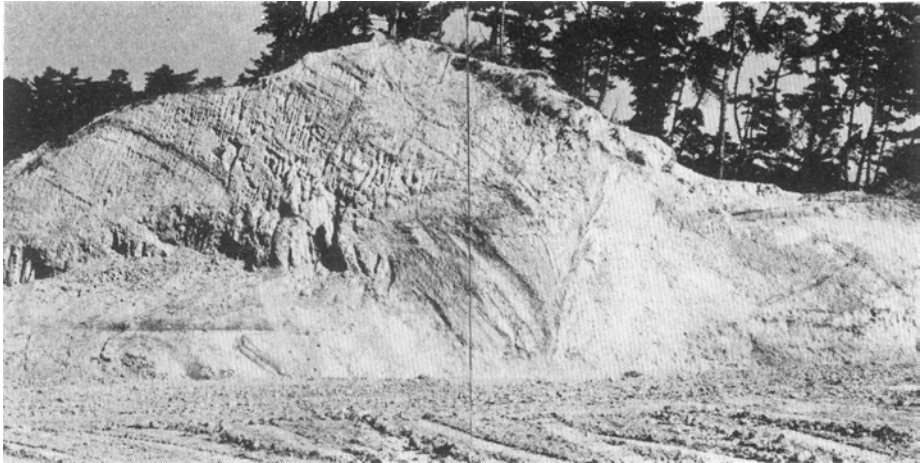
V. 1. 1. 5 甲陽断層

北山山塊と上ヶ原台地部とを境する断層で、露頭としては大阪層群を切るところが見られるだけである。この断層の露頭は、断層に沿う宅地開発に伴って各所で見られたが、それだけにほとんどが消え去ってしまった。

西宮市神原付近では、大阪層群は甲陽断層に沿ってほぼ断層方向と平行な走向を取り、断層の近くで



第58図 甲陽断層北西側の大阪層群急斜帯 Ma3を含む 西宮市松ヶ丘町
Steeply inclined zone of Osaka Group of Ma3 horizon along the Koyo Fault

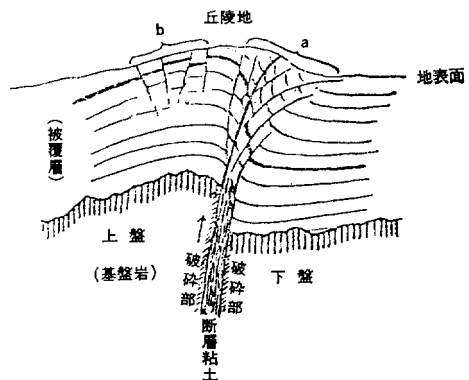


第59図 大阪層群を切る甲陽断層 西宮市殿山町高塚山西側 (昭和38年撮影) (藤田・笠間, 1971)
点線枠は写真の範囲を示す

Koyo Fault cutting the Osaka Group associated with minor faults

急速に急傾斜となる。この傾向は、特に断層の西側で著しく、中部亜層群の急斜帯が続く(第58図)。断層面は、きれいな滑り面や断層粘土を持たない所が多く、幅1-2mにわたって圧砕された粘土や砂がつまっていて、その部分は垂直に近い。

本断層のSW方向への延長は、西宮・芦屋市境にまたがる高塚山(西宮市殿山町)に現れる。この丘陵地は昭和33年の住宅公団による宅地造成工事に切り開かれ、見事な露頭を展開した(第59図)。北側がMa3を含む中部亜層群、南側が上部亜層群の満池谷累層である。主断層に伴って多数の副断層が見られる。主断層の周辺にはいろいろの角度の小逆断層が見られるが、やや北側には小規模な正断層系が見られる。これらは基盤花崗岩内の逆断層運動に伴って、被覆層である大阪層群内に発生した副次断層と見られる。すなわち正断層系は上盤の上昇に伴ってその頂部に発生した局所的な引張り応力場で発生した正断層群であり、主断層近傍のものは、主断層に沿う引きずりによって生じた逆断



第60図 甲陽断層から推測される基盤の逆断層
a 逆断層 b 正断層

Reverse faulting of basement rock supposed from the fault pattern of the Koyo Fault
a: reverse fault, b: normal fault

層群で、南側の低角度の逆断層は、重力作用による滑り面と見られる。これらの断層と基盤断層との関係を示す模式断面図を第60図に示す。

地震探査結果によると、この付近の基盤は甲陽断層を境にして約400m北側地塊が上昇したと推定される。甲陽断層が上ヶ原台地を通るところでは、関西学院大学と神戸市浄水場との間で、上ヶ原礫層が15m余変位し、この部分の大阪層群は急斜している。更にNE方向への延長は、鹿塩付近を通過するものとみられ、大阪層群の急斜が見られる。

甲陽断層と平行に数本の副断層が北西の上盤側に認められるが、規模は小さい。

V. 1. 1. 6 六甲山地内のリニアメント

以上の地形及び第四紀層に明瞭な変位を与えている諸断層のほか、六甲の花崗岩体には、空中写真によって多数のリニアメントが認められる（第I図版）。その主なものを地質図上において細線で示す。巨視的に見るとNE-SW方向のものとWNW-ESE方向の2系統に分かれ、両者は共役関係にある破断面とみることができる。

最も著しいのは、岩倉山の南側を通過するもので、地形から見て若干の垂直変位があると見られるが、岩倉山の南斜面に、著しい崩壊を起こし、その崩壊物は山麓に広範囲の崖錐性堆積物を作っている。これと小笠峠を通る五助橋断層との会合点付近も崖錐の発達が著しい。

六甲山頂部より仁川上流に至るリニアメントには、芦有道路の六甲隧道建設時にその入口付近に破砕帯として現れた。

V. 2 伊丹台地の断層

伊丹台地は第7図でもわかるように、2本のほぼ東西に走る断層によって地形変位を起こしている。北を昆陽池陥没帯、南を伊丹断層と呼ぶ。

V. 2. 1 昆陽池陥没帯

昆陽池陥没帯は、伊丹台地の中央部を横断し、水利上重要な位置を占め、昆陽池はじめ多くのため池群の発生を促した重要な地溝的くぼみである。

台地面を流れる旧流路は、ほぼ北から南へ流れていたものが、昆陽池付近の陥没によって連絡を断たれた。それに人工を加えて、北部の水を昆陽池に貯水すると同時に、天神川を通じて武庫川に放水するようになったとみられる。昆陽池東部の埋立部で実施されたボーリング資料によると、明らかにこの部分で、伊丹礫層が約5mの落ち込みを示している。しかし南北両地塊の間であり垂直変位はない模様である。

昆陽池陥没帯の東への延長とみられるものに、千里丘陵北側の石橋・牧落・^{みのお}箕面を結ぶ低地帯がある。第7図の明治18年の地形図はその特異性をよく伝えている。この部分は千里丘陵と北摂山地の間にあつて、西国街道が通り、古来京都から西国に向かう最短交通路を提供してきた。

待兼山と豊中市街地との間を流れる千里川を見ると、この川は高位面を伴う満池谷累層を開析し、中

位及び低位段丘を伴う幅広い谷であるにもかかわらず、その上流は低地帯の中の箕面市坊島付近のわずかな水を集めているだけで、このような谷を作るには余りに貧弱である。かつては北摂山地から豊富な水が供給されていたのが、低地帯の発生によって分断されたものとみられる。そしてその形成時期は、少なくとも低位段丘の中野面形成以降であることは確実である。池田付近の「沖積段丘」と呼ばれる微高地が、この陥没帯の中に入っていく傾向が見られることから、その形成以前という期間にしばられる可能性もある。西方への延長は明瞭ではないが、甲陽断層と関係があるようにみえる。

陥没型の断層は、本図幅地域だけではなく、近畿の中でもまれである。その成因として、基盤の横ずれ断層運動に伴う表層部の陥没である可能性が多いが、その証拠はない。しかしながら、大月断層・五助橋断層・芦屋断層南端などNE-SW系の断層には、右横ずれ変位が見られることから、可能性は否定できない。

V. 2. 2 伊丹断層

伊丹断層の存在は、地形的落差やボーリング資料などから確認されたが、その形成過程については、興味ある問題が残されている。その一つは、断層を境にして伊丹粘土層の厚さに相異のあることで、既述の断層を挟む2地点間の伊丹粘土層について見ると、南側が7.5mあるのに対して、北側は4.0mとなっている。この傾向は他の断層位置についても言える。更に伊丹粘土層と下位層との境界面について深さの分布を調べてみると、伊丹断層の両側にかかなりの相異が認められる。このような現象は、現在大阪湾の海底に堆積しつつある沖積泥層にも見られ、神戸港沖を通る断層線の両側で厚さの変化が認められる。

以上のような現象から判断すると、地形的に現れている落差は、かなり古くから活動してきたこの断層の、最も新しい運動の表れとみるのがよさそうである。この最新の運動はどのような形で起こったであろうか。地形的落差は西へ行く程不明瞭になり、田畑の造成や最近の宅地造成などによって破壊が甚だしいが、極めて直線的で、地震時に発生する地震断層を思わせるものがある。発生の時期は少なくとも中野面形成以後としか言えないが、この種の地形の保存性からみて、そう古いものとは思われない。しかし歴史地震の記録はない。

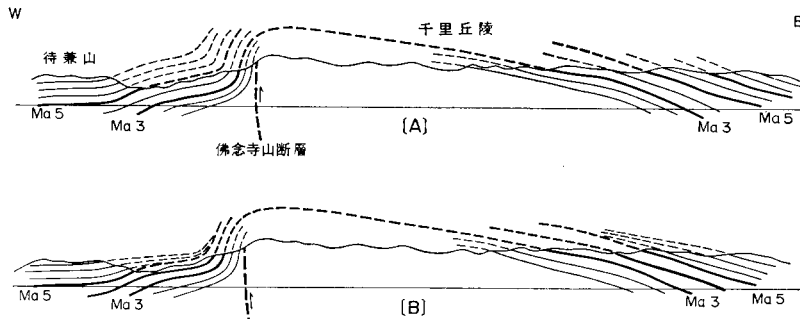
伊丹断層の東への延長は不明瞭である。伊丹台地の傾動運動からみて、台地の東縁沿いにN-S性の断層が推定できるから、それで終わっている可能性もある。西への延長は、その延長線上で満池谷累層の丘陵性台地が終わるところから、断層が推定されるけれども確証はない。

ほぼ同じ時期に活動した平行な2断層が、一方が陥没形式を取り、一方が伊丹断層のように小断層崖をつくる原因については、これに答えられる積極的資料はない。

V. 3 千里丘陵の断層

V. 3. 1 佛念寺山断層

千里丘陵内では、丘陵性の吹田市域と、台地性の豊中市域とを境する佛念寺山断層が著しい（市原ほか、1955）。



第61図 佛念寺山断層の模式断面図

【A】従来の通念的な断面 【B】大阪層群上部亜層群のアバットとオーバーラップを考慮した断面図
Diagrammatic illustration showing the relation of successive sedimentation around the Butsunenjiyama Fault
 【A】usual profile 【B】new profile considering the overlapping of the Upper Subgroup of the Osaka Group

本断層の東側には、大阪層群の下部亜層群が分布する。そして断層の西側には、中部亜層群に属するMa2からMa5に至る海成粘土層と砂礫層の比較的規則正しい互層が、西方へ20-70°で急斜し、幅狭い急斜帯を作っている。そしてこの急斜帯以西は高位面を持つ台地となるが、地表で見られる限りではMa5-Ma8に至る海成粘土と砂礫層の互層がほぼ水平に累重している（第29図参照）。

断層に沿うこれら3つの部分が、断層運動とどのように関係するのか、従来適確な構造解釈がなかった。断層の東側の大阪層群と、急斜帯の大阪層群との関係からみて、佛念寺山断層が中部亜層群堆積後に活動したことは間違いない。なぜなら、Ma1からMa5に至る海成粘土層の広域にわたる連続性からみて、この層準が千里丘陵東部に分布する同層準の地層に連続していたと見られるからである。

それでは西側の台地部に分布する上部亜層群との関係はどうであろうか。これらの層準が、堆積時には佛念寺山断層を越えて東側に連続していて、その後の東側の隆起によって削剝されたとは考え難いのである。この問題は、断層の活動期と深く係っている。

最近（1981年）になって、六甲山地西縁を限り、南北に延びる高塚山断層に沿って、若葉学園用地造成のため、大露頭が作られ、興味ある構造が見られた。その詳細については西隣「神戸」図幅で記載の予定であるが、高塚山断層と佛念寺山断層とはあらゆる面で酷似しているので、類推が許されると思われる。

その構造を模式的に書くと、第61図【B】のようになる。すなわち中部亜層群以下が断層変位を受け、あるいは撓曲しているところへ、満池谷累層相当層がアバットしながらオーバーラップし、更にそれらも引き続き断層運動によって傾斜しているのである。従来の常識的な断面【A】と比較されたい。

このような見方は、甲陽断層にも当てはまるし、大阪盆地周辺の丘陵地帯の中の断層構造は、大部分これによって合理的に説明可能である。場所によっては、上部亜層群が断層運動に参加しなかったために、中・下部亜層群との間に、著しい傾斜不整合が見られることもある（藤田, 1979）。

佛念寺山断層の南への延長は、淀川の沖積層で覆われるが、大阪市内の上町台地の西側の堺筋付近を走る上町断層に接続することは確実で、ここでも同様な構造が見られる。

V. 3. 2 小野原断層系

千里丘陵の北縁を限る断層で、見掛上南からの衝上である。第29・31図にもその一部が現れている。

千里丘陵北縁には、直線状の崖地形が連続していて、高・中・低位の各段丘にわたって、それらの分布を限定している。直線状の崖地形は、段丘面を開析する幾つかの小河谷と直交しているので、河川による浸食崖とは考えられず、小野原断層系の活動によって段丘面が切断されたとみる方が合理的である。

千里川が千里丘陵に入る辺りの野畑の西側では、中位段丘面が階段状に約9m変位している。これに反して千里川以東の大阪層群を切る北落ちの断層は、小野原断層系の主断層とみられるが、地形的にはほとんど認められないので、段丘面形成以降の変位量は微量であると推定される（寒川、1978）。

V. 4 有馬一高槻構造線

北摂山地の南縁を限り、直線的にほぼ東西に延びる断層帯を有馬一高槻構造線と呼ぶ（藤田・奥田、1973）。六甲山地との境を走る部分は、上治（1937）により六甲衝上断層と呼ばれたものである。その西への延長は、有馬付近より多数の断層に分岐しながら西隣「神戸」図幅地域の帝釈山地を作る。東への延長は、伊丹台地・千里丘陵との間に陥没地形を作りながら、茨木・高槻を経て、京都盆地の南縁に達する。総延長は60kmに達する。

V. 4. 1 六甲断層

六甲山地の北側を限り、有馬と宝塚を結ぶ断層を六甲断層と呼ぶ。南側の花崗岩体は著しく破碎さ



第62図 西宮市船坂における六甲断層上の中位段丘の面変位 中央の段が小断層崖
Displacement of the Middle terrace due to the Rokko Fault at Funasaka shown
by fault scarplet in the middle

れ、特に座頭谷付近から、船坂・有馬にかけては、幅500-1,000mにわたって破碎部が深部風化を受け、悪地地形を呈し、船坂と有馬の間の白水峡や、蓬莱峡の奇観は有名である。座頭谷の砂防堰堤が延々と続く風景は壮観で、日本最初の砂防工事として工事史上で知られている（応用地質の章参照）。断層は座頭谷あたりから分岐し、宝塚にかけて、多数の鉱泉が湧出する（第74図参照）。

本断層の動きについては、いろいろの現象が見られる。西宮市山口町船坂では、中位段丘面が約10m断層に沿って変位し（第62図）、露頭で見ると、南側の花崗岩体が礫層上に衝上している（Huzita *et al.*, 1971）。白水峡の北側では流紋岩体と花崗岩体との接触部が見られる（第63図）。流紋岩部は青灰色で、白色の花崗岩部と著しい対照をなしている。断層面はわずかに南に傾斜している。断層粘土は数10cm程度で、流紋岩がほとんど破碎していないにもかかわらず花崗岩が500mにわたって破碎されているのは、流紋岩体が固定的であるのに対し、花崗岩体の隆起が著しかったためと見られる。有馬付近では断層に沿って温泉化作用が著しい。

蓬莱峡以東は、断層はほぼ太多田川の川底に沿って延びている。

V. 4. 2 宝塚—箕面間

西宮市^{なまげ}生瀬から宝塚市^{めふ}売布神社に至る間には小範囲に丘陵・段丘が見られるが、この部分には六甲山地からの断層が延長し、構造線と合して複雑な構造地形を呈している。その詳細は寒川（1978）により調査された。六甲断層の東への延長の南側に、五助橋断層系の延長とも見られるNE-SW方向の断層、売布ヶ丘断層、清荒神断層などがあり、やや南落ち右ずれのセンスを持って、中位段丘を切っている。花屋敷の南側の最明寺川の流れる窪地も構造的なものと考えられる。

猪名川以東でも、北摂山地と台地との間に断層が存在することは確実であり、山地から流れ出る小河川は明瞭な右ずれの変位地形を示す。そして主断層と平行に山地側に副断層があり、大阪層群と見られる礫層の分布を支配している。

坊島付近には平坦地を切る北落ちの小断層崖が認められる。

寒川（1978）によれば、箕面市坊島で、低位段丘面を4.5m以上北落ち変位を示し、箕面市西宿では、中位段丘面を7m以上、低位段丘面を1.5m変位させている。

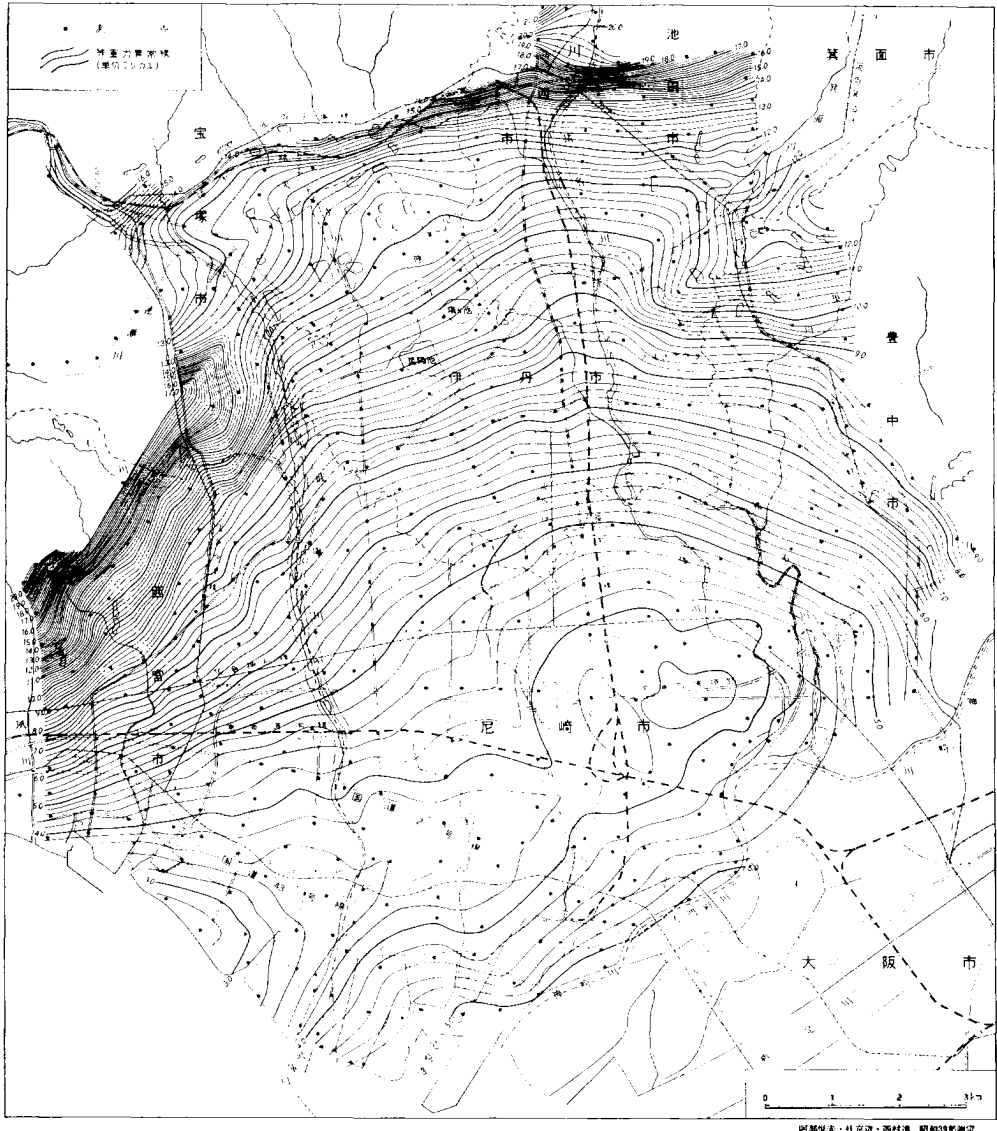


第63図 有馬—高槻構造線の一部を占める六甲断層 (F) 白水峡 (船坂—有馬間) 断層より主の白い部分が破碎させた花崗岩 (Rg)、右の黒く見える。部分か流紋岩 (Tt)
Rokko Fault, a segment of the Arima-Takatsuki Tectonic Line separating crushed granite (left) and rhyolite between Funasaka and Arima

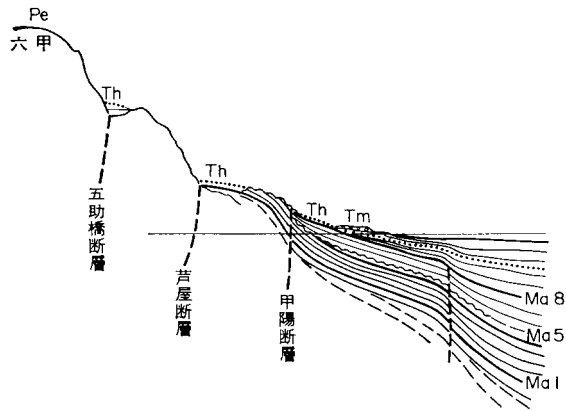
V. 5 断層地塊運動とその発達過程

上記のような断層系によって切られた断層地塊が、様々の形、様々な位置を占めて、本地域の構造を作っていることは、地質図にも明瞭にでている。しかしそれらの地塊にも規模のオーダーがある。

第1級の地塊は、ほぼ東西の線で区分できる。最も北側は北摂山地塊である。有馬—高槻構造線以北



第64図 伊丹—尼崎低地帯の重力異常 (阿部祝夫・桂京造・西村進, 昭和39年測定)
Gravity contour map of the Itami and Amagasaki lowland (1964)



第65図 六甲一大阪湾模式断面図
 Th 高位(段丘)面 Tm 中位段丘面 Ma 海成粘土層 Pe 隆起準平原面
 Diagrammatic section between Rokkō and Ōsaka Bay
 Pe: Peneplain Ma: Marine clay Th: Higher terrace Tm: Middle terrace

摂山地から分離され、山地・台地・丘陵を作る地塊が中央部に東西に配列する。そして更にその南側には、沖積平野と大阪湾で表される低平部があるが、その地下には数100mに及ぶ鮮新・更新統が分布していて、著しい沈降部であることがわかる。

以上の構造差は、伊丹・尼崎にわたる重力異常の分布にもよく表れている(第64図)。4.0ミリガルの低重力異常帯が、武庫川川尻から、やや北に振れながら東に延びているのは基盤の変形と一致している。

第2級の地塊は、中部のゾーンに見られる。六甲山地では、変位量200-300m級のNE-SW方向の断層で、更に幾つかに地塊化している。伊丹台地は、N-S方向の断層で切られた方形の基盤の地塊が、南西方向にわずかに傾動してできたものである。千里丘陵も基盤の隆起地塊を示しているが、佛念寺山断層で切れ、それ以東の地塊は南東方向に傾動している。

いま六甲山頂から南東方向へ、大阪盆地の中心部までの断面を模式的に示すと、第65図のようになる。六甲本体の地塊には被覆層の分布はない。その次の標高500mあたりの樫ヶ峰・荒地山地塊には、芦屋奥地から花原ゴルフ場にかけての低平部に大阪層群中部亜層群がわずかに残存し、それを崖錐状の高位段丘層が覆う。

更に次の標高200mあたりの北山地塊では、Ma1層準と、その直下の中部亜層群が、基盤の浸食面を埋めながら広くオーバーラップする。その中に突出する甲山残丘について見ると、周囲の浸食小起伏面より比高約100mでドーム状にそびえているが、中腹あたりまで大阪層群から供給されたと見られるチャートその他の古生層の中礫ないし小礫が付着している。甲山はある程度大阪層群中部亜層群の中に埋没していたことがあると見られる。

四段目の上ヶ原の地塊からは基盤岩は地表から姿を消し、代わって第四紀層が急激に厚さを増していくが、上ヶ原・伊丹の地塊内での基盤の深度は正確には知られていない。

以上のような、第四紀に起こった基盤面の比高2,000mにも達する断層地塊構造の発達過程とメカニ

ズムを知ることは、「活断層」の運動の実態を明らかにするのに重要であるが、その前段階として、それらに時間基準を与える地層、あるいは地形面の年代の検討が必要である。

VI. 地層・地形面の年代と断層運動

大阪層群内の地層は、精密な層序学的、特に火山灰層序の研究を基礎に、火山灰のフィッション・トラック法による年代 (F. I.) 決定と、古地磁気層序学的研究によって、その年代の大綱が明らかになってきている。それらは第2表にまとめられている。

これからもわかるように、大阪層群内の内湾性の海成粘土と砂礫層の互層は、層理面で表される時間間隙も含めて1組につき平均約10万年のオーダーである。海成粘土層とその上位の砂礫層との組み合わせは、1サイクルの海進・海退を表しているとみてよいから、砂礫層と上位の粘土層との間の層理面は、海退時の盆地内の“沖積面”とみてよいであろう (藤田, 1978)。このような大阪層群の堆積環境の上から立て、山地・山麓側の地形との対応を考え、地形面形成の年代を推定していく必要がある。そして両者を合わせて、六甲山地・大阪盆地の形成過程を明らかにすることができるであろう。

第65図の六甲から大阪湾への模式断面図について説明する (地質断面図参照)。

1) 甲陽断層と芦屋断層との間の北山地塊では、基盤花崗岩の浸食小起伏面を大阪層群の薄層が広くオーバーラップしているが、その中にはMa1が挟まれていて、その年代は 1.1×10^6 年 (F. T.) 前後とされている。したがってこの地塊では、六甲地域の花崗岩体上に広がっていた準平原的な面 (Pe) が、110万年余り以前から内湾化し、甲山周辺の状況から見て少なくとも数10m程度の大阪層群を堆積した後に隆起して、浸食域に入ったのである。そのため一度堆積した軟弱な大阪層群は急速に浸食され、古い基盤準平原面に近い面が剥離化石準平原面として再出現したのであって、古地形が隆起地塊の上に再現されたものと言える。

2) 芦屋断層と五助橋断層との間の荒地山地塊も、北山地塊と類似の地形面があり、その上に残存する地層は、メタセコイア植物化石群とともにヒノキの化石を含み、層相も上記と酷似し、Ma1の層準に近いとみてよいから、これら2つの浸食小起伏面の高度差約200mは、少なくとも100万年以降の断層運動の結果とみなければならない。

3) 六甲山頂のPe面は、上記の浸食小起伏面上に広がっていた約100万年前の内湾に対する後背地であったのであるから、当時の海水面に近接した平原的地貌を呈していたに違いない。

4) 大阪盆地底の基盤花崗岩面は、大阪層群、あるいはその下に潜在する可能性のある第三系の基底面であるから、六甲山頂のPe面そのものが盆地底に続くとは考え難い。両者の関係は次のように推定される。すなわち、鮮新世に入って始まった六甲山地以北の北摂山地・丹波山地側の隆起に対する大阪盆地側の沈降に伴って、沈降部には大阪層群下部亜層群の淡水性の地層が順次累積していったのに対して、隆起部の縁辺に当たる六甲地塊では、隆起量より浸食量が上回ったために、常に原初準平原的な状態が維持されてきたものとみられる。換言すると、それらの期間にわたって大きな構造起伏が出現しなかったということになる。巨視的に見ると、当時は丹波から中国山地にかけての西南日本の後背山地が次第に隆起を始め、中央構造線の北側に沿って領家帯に当たるゾーンが沈降して、下部亜層群を堆積し

ていた・六甲地域は、ちょうどその中間地帯に当たるのである。

5) Ma3は、アズキ火山灰層を挟み、メタセコイアが消滅する層準で、大阪層群を上・下部に区分する重要な層準で、 0.87×10^6 年 (F. T.) の年代が得られている。本層は甲陽断層の北西側に沿って露出し、大阪盆地下に広く分布するが、巨視的にみて、Ma1と比較して分布範囲が狭くなっている。しかしながら甲陽断層西側でもMa3前後の粘土層は著しく厚く、ある程度北山地塊上に延長して分布していたに相違ない。だから、甲陽断層が顕在化してくるのは、少なくともその堆積以降であり、北山の浸食小起伏面が現状に近づいたのは更にそれ以降ということになる。

6) Ma6以上は満池谷累層であるが、Ma8層準は $0.37-0.38 \times 10^6$ 年 (F. T.) の年代が得られている。満池谷累層も甲陽断層に接近するにつれて傾斜し、断層付近では 45° 程度に傾き、断層運動に参加していることは疑いない。しかしながら、断層北西側の大阪層群は直立に近く、しかも満池谷累層プロパーは北山地塊上には見いだされない。したがって前述の高塚山断層や佛念寺山断層と同様な運動過程が推定できる。すなわち、北山地塊側の上昇に伴い甲陽断層に沿って撓曲(フレクチャー)を生じ、Ma5までの互層が傾斜した。そしてその撓曲斜面にアバットしながら、満池谷累層の堆積が開始されたが、満池谷累層もまた継続する断層運動に参加し、断層に接近した所で傾斜するようになった。

7) したがって、北山地塊の上昇に伴って浸食されてきた大阪層群の中・下部亜層群の背面は、本質的には満池谷累層、すなわち上部亜層群中に延長することになる。その年代については明確に決めにくい。しかしMa3とMa4との間に古地磁気の逆転が見られ、Ma4以上がブリエン正磁極期、それ以下が松山逆磁極期と見られることから、このあたりが70万年前とされ、またMa8のカスリ火山灰層が $0.37-0.38 \times 10^6$ 年 (F. T.) の年代を示すところから、満池谷累層の堆積開始は $0.5-0.6 \times 10^6$ 年前あたりからという見当が付く。

8) 満池谷累層を模式とする上部(西宮)亜層群が、堆積環境に応じて変化ある層相を示すことは、本図幅地域内でも明らかであるが、その最終堆積面である高位面の年代については、琵琶湖底の200mボーリング(KAWAI *et al.*, 1972)や、福知山盆地における中部更新統などから情報が得られるようになった(藤田, 1979)。その詳細は省くが、古地磁気の逆転(Biwa I excursion)の検出、植物化石の組成とその変遷、地形面との関係、深海堆積物より得られた気候及び古地磁気変化との比較などから、 $0.17-0.2 \times 10^6$ 年前あたりになるとみられる。すなわち 0.12×10^6 年前とみられる下末吉期の一つ前の暖化期ということになるであろう。

9) 上ヶ原面で代表される中位段丘は、最も新しく、かつ最も大規模な海進を示すMa12に対応している。Ma12の延長とみられる伊丹粘土層中の木片及び貝殻化石から得られた 0.03×10^6 年前後の ^{14}C 年代を考慮外とすれば、 0.12×10^6 年前の下末吉期のものとみるのが最も妥当であろう。

10) 低位段丘群は、Ma12以降の小海進・小海退に対応するものとみられ、関東の成増・武蔵野・立川などの段丘面と対比できる可能性がある。これに対する海成層は発見されていないが、大阪湾底や淀川低地帯に潜在する可能性が大きい。

11) 甲陽断層はこれらすべての地形面に変位を与えている。上ヶ原面に対する変位量は15mであるが、高位面や低位面に対する変位量はまだ正確を期し難い。佛念寺川断層と西宮亜層群との関係も、甲陽断層と同様とみられるが、既に市街地化して確証を挙げにくい。

以上、年代基準と断層運動の関係について検討したが、その運動経過を見ると、五助橋断層が最初に活動し、次第に芦屋断層・甲陽断層と南に移り、その総合効果が、六甲山地の傾動的上昇という形で表れていると解することができる。

VII. 大阪層群中の不整合問題

本図幅地域においても、大阪層群内に2層準にわたって不整合現象が指摘できる。そしてこれらによって大阪層群を3亜層群に区分し、地質図を作成することにより、極めて明瞭に構造を表現できた。これはまた不整合と構造運動との間に重要な関係のあることを物語っている。この問題は、大阪盆地にとどまらず更に広汎にわたる問題であるので、現段階において、その意義を検討しておく。

VII. 1 「芝の不整合」問題

横川ほか(1981)によって発見記載された千里丘陵における「芝の不整合」は、その後飯田(1980)によって、大阪盆地南部の泉南地域の大阪層群についても検討された。その結果やはりMa0の下位に、広汎なオーバーラップが認められた。そして古地磁気層序と、フィッション・トラック年代の組み合わせから、この不整合で表される地層の欠如は、オールドバイ・イベントを含む更新世初期の2.0-1.1×10⁶年前にわたる約90万年の間であると推定された。

このように大阪盆地の南・北両縁において大規模なオーバーラップ不整合が認められることは、それが盆地内部にも及んでいることが推定され、ボーリング資料にもそれを推測させるものがある。

このオーバーラップの重要な点は、それがMa0の直下で生じていることと、特に泉南地域で見られるように、不整合面が極めて平滑で、大きな削り込みが見られないことである。Ma0・Ma1が広がりながら次第に下位層準を切っていく現象は、下位の大阪層群下部亜層群の構造を緩やかに切る比較的平坦な面上に、Ma0で表される海進が起こったということを示している。

Ma0は、第四紀における瀬戸内区への最初の海進を示す層準である。特にMa1は、大阪盆地だけではなく、東播・京都・奈良盆地に及ぶ広い範囲に分布し、堆積相も安定している。そして、それは本図幅地域内の六甲の北山地塊上に見られるように、それまで堆積の行われなかった基盤花崗岩の準平原面上を広くオーバーラップして堆積している。更に六甲南麓に限らず、Ma0以上の中部亜層群は、大阪盆地の北部に片寄って厚く分布している傾向がある。

以上のような状況から考えると、瀬戸内への海水の浸入は地殻変動による沈降の結果として単純に割り切れるものではなく、海水準の上昇に伴い、紀伊水道部を通じて太平洋側と直結することによって、急速に瀬戸内側が内海化したとみる方が合理的であろう。そして離水後も原初準平原的な状態を続けてきた大阪層群下部亜層群の分布域のみならず、北部の基盤の小起伏面上にも海成層を堆積したのである。このように堆積盆の位置がずれてきたということは、瀬戸内区が離水している間にも地殻変動が継続していて、盆地の位置が変化してきたことを示している。

このような更新世前期の海水準の上昇は、房総半島や東海地方の掛川方面でも認められるが、大阪盆

地では、太平洋との間に和泉山地というバリアーがあって、海水の瀬戸内への浸入が、海水準変動と地殻変動との微妙なバランスの上に立って行われるから、大阪盆地の海進の層準の研究は、海水準変動を考察する上に極めて重要な資料を提供することになるであろう。

VII. 2 「満池谷不整合」問題

満池谷累層下の不整合現象も、最初藤田（Huzita, 1954）によって記載され、その後市原（1960）によって大阪盆地全域に拡大されたが、更にその後市原ほか（1966）によって否定されるなどの複雑な研究史があり、混乱を招いている問題である。

藤田の初期の研究（Huzita, 1954）以後、昭和37年大阪湾の音波探査が実施された時、泉南沖と淡路島沖で、オーバーラップ不整合とみられる記録が得られ、藤田・鎌田（1964）は上位層を満池谷累層であろうとした。そしてまた泉南・泉北地域の陸上の大阪層群を調査した原田ほか（1963）も、大阪層群下部にオーバーラップする満池谷累層相当層を記載した。

その後市原らの大阪層群の詳細な層序学的研究が枚方丘陵から泉北地域に及び、またマチカネワニ化石の発掘によって、千里丘陵の佛念寺山断層以西の層準が明らかになるにつれて、満池谷不整合は単なる盆地の縁辺現象として否定されるようになったのである（市原ほか、1966）。しかしながら、果してこれを局部的不整合現象としてしまつてよいのであろうかという疑問が、“高位段丘”問題ともからんで再び起こってきたのである。

本図幅地域について見ると満池谷累層は逆瀬川下流において下部亜層群に直接アバットし、甲陽断層に沿ってはMa3以上の層準と接し、夙川以南ではMa5の上にオーバーラップしている。

このような急激な変化は、大規模な不整合を暗示するにもかかわらず、待兼山地域や枚方丘陵、あるいはボーリング資料などで見る限り、大阪層群上部に顕著な不整合を考え難い。これが、逆瀬川の満池谷累層が、最初の調査では満池谷累層の延長とされていた（Huzita, 1954）にもかかわらず、その後上ヶ原段丘の構成層に含められたり、あるいは分離されたりして見解が定まらなかった原因であった。

けれども本図幅において、最終的にこれを満池谷累層に含めた理由は、満池谷累層と高位面との関係に関連して既に述べた。すなわち、満池谷期において、逆瀬川と仁川とが伊丹内湾部に開口する部分に、大規模な扇状地が形成され、これら扇状地堆積物は急速に内海堆積物である大阪層群型の地層に移行していった。そしてこれらの地層の堆積面が上ヶ原面より一段高い面として高座町あたりに認められる高座面で、これが“高位段丘面”に対応すると見るようになったのである。そして上ヶ原面・千種面は、高座面を削り、次の下末吉期にその浸食面上に再び形成された山麓扇状地礫層の堆積面だということになる。

以上の見解が、満池谷累層堆積時の古環境を最も合理的に説明できるものと考えられるのであるが、一方構造と層序に関する問題点を残すことになる。すなわち、仁川以南の満池谷累層は、ほぼ甲陽断層以東に分布を限定され、この断層運動が満池谷期の海岸線の位置を大局的に支配しながら満池谷累層が堆積していたことがうかがわれる。

これに反して、逆瀬川のは、甲陽断層の西側の北山地塊の中にある。北山地塊は、少なくとも

Ma1堆積後上昇傾向にあったことは否定できない。だから仁川以南の満池谷累層に対しては後背地的な役割りを果たしてきたのである。したがってこの部分で、仁川以南と同じような扇状地堆積物が厚く累積し、しかもMa1以下の地層に急激にアバットするのは不合理のように思える。すなわち、甲陽断層と佛念寺山断層とで囲まれた地塊が沈降して、その沈降部にだけ満池谷累層が形成されたとするような単純な解釈だけでは説明できそうにないのである。

これに対する解答は、最近になって近畿の各地から現れはじめた(第66図参照)。

1) その最も重要なものは、福知山盆地における厚さ50-100mに及ぶ谷埋め型の堆積物で、ほぼ満池谷累層に対応する層準を含み、上部亜層群に入るとみてよい。しかもその堆積面が高位段丘面であることを明瞭に示している。この福知山累層は、深い基盤の浸食谷に直接アバットしながら堆積しているのが特徴で、大阪層群中・下部亜層群に相当する地層はない。したがって更新世前期にかけて浸食された深い谷に、更新世中期になって埋積が始まり、更新世後期に再び浸食が再開されて、中段段丘以下が形成されたということになる。

2) 福知山累層の延長を東に追うと、由良川筋を深くあるいは浅く埋めつくして、須知盆地から園部を経て、亀岡盆地に厚く堆積し、更に京都盆地から枚方丘陵に至る。またそれを南に追うと、氷上盆地を完全に埋積し、更に加古川筋を埋めて、東播盆地に巨大な厚い扇状地礫層を形成、その表面に明美面を展開する。更にそれを東方へ追うと、六甲山地と帝釈山地の間に入り、有馬付近から、有馬—高槻構造線の南側に沿って発生した地溝状低部を埋め、本図幅地域内の蓬萊峡において50m余の礫層の断面を露呈し、その上に高位面としての上ヶ平面を展開することがはっきりしてきた(第37・39図参照)。

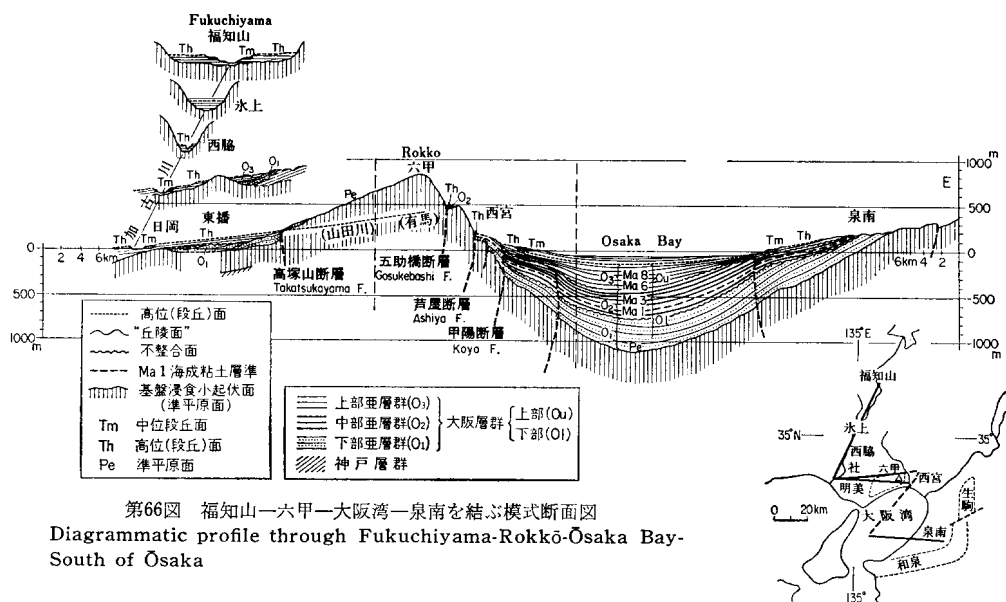
3) 京都・奈良間にある京都府精華町僧坊において、急斜するMa1層準の地層を不整合に覆う水平砂層が発見された。この砂層は、丘陵頂部を覆い、旧木津川の扇状地の延長とみられ、高位面とも関係が深い(藤田, 1979; 佐野, 1980)。

4) 奈良県五条市東方において、大阪層群下部亜層群に当たる菖蒲谷累層上に、基盤の和泉層群が衝上する部分を、更に50m余の厚い礫層が不整合に覆う露頭が発見された(寒川, 1977)。この礫層は五条層と呼ばれるようになったが、やはり高位面と関係が深い。

以上を通覧して言えることは、高位面に関係する中期更新世の堆積物は、堆積環境によって著しく層相や層厚が変化するけれども、それまでの大阪層群の堆積盆地を越えて、特に基盤山地内に厚くオーバーラップして堆積していることが注目される。そして更に、それらは甲陽断層や佛念寺山断層に見られるように、Ma5以下の大阪層群が基盤断層運動に伴って強く撓曲した後に、その撓曲傾面にアバットするような形か、あるいはそれを傾斜不整合で覆うような形で堆積したことがうかがわれる。

そうだとすると、満池谷累層堆積前に、断層運動が顕著になり、ほぼ現在に近い大地形の枠組みを作り、その相対的な低部を埋めるような形で、広範囲にわたって50m以上に達する中部更新統が堆積し、さらに基盤山地内の谷間も埋めたのであるから、これも単なる地殻変動による沈降では説明しきれないものがある。

この問題についても、やはり海水準の上昇を想定するのがすべての状況を説明可能にする。しかも、満池谷累層、福知山累層、枚方地域の大阪層群上部亜層群ともに、著しい寒・暖の気候変化を示す化石層準が認められることから、気候変化に伴う海水準の脈動を伴いながら、平均海水準が上昇するという



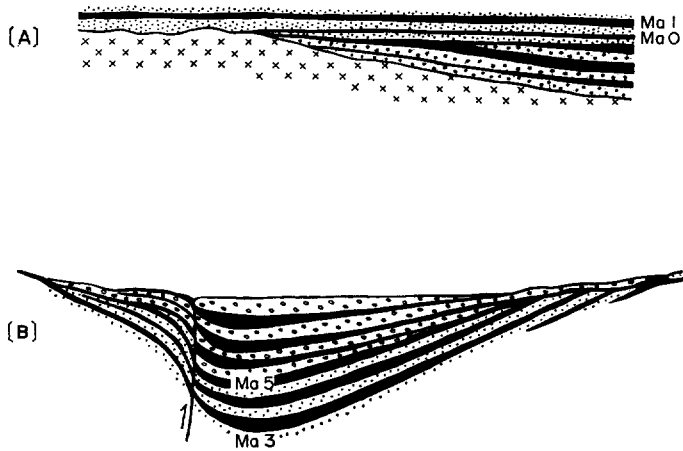
型のものでなければならない。その上昇量は50-100m程度とみられるから、気候的脈動との識別は非常に困難だったのである。以上のような仮説により、本図幅の満池谷累層の堆積とその下底の不整合を説明すると次のようになる。

武庫川川尻 (No. 5), 神崎川・猪名川合流点付近 (OD-5), 大阪港付近 (OD-1) の深層ボーリングの結果では、いずれも満池谷累層相当層の厚さが約200mに達しているのに対して、甲陽断層・佛念寺山断層沿いでは約50mである (第33図参照)。この差は、断層地塊運動の章 (V. 5) でも述べたように、大阪湾から淀川流域にかけての構造的沈降帯と、厚い中部更新統の認められない構造的上昇帯である北摂山地と、その中間にあつて50m級の堆積の起こった六甲—伊丹台地—千里丘陵の地塊配列帯との構造運動差を示しているものと言えよう (図幅地質断面図参照)。

この中間帯の中でも、六甲山地や千里丘陵が上昇地塊であることは明らかである。その間に挟まれる伊丹低地も、大阪湾部のような沈降帯とは考え難い。このような部分に海水準上昇が起こると、甲陽断層と佛念寺山断層に囲まれた相対的沈降部に満池谷累層が堆積し、その北部では、断層を越えて逆瀬川や猪名川に沿って扇状地を形成し、太多田川を埋積して蓬莱峡の厚い礫層を作ったのもうなずけるのである。

問題はMa5とMa6の間とみられる不整合の示す時間間隙であるが、現在Ma3とMa8のフィッシュン・トラック年代が知られているだけで、その差約50万年である。Ma4が地磁気年代からみて約70万年前であるから、差は約30万年となる。したがって、それらの間に大きな時間間隙は期待し難いようにみえる。したがって、Ma5以下が参加した断層運動は、かなり急速に進行し、断層地塊運動に突入したものとみられる (第2表及び97頁追補参照)。

第66図に、六甲から大阪盆地を横断して泉南地域に至る地質断面を模式的に示す。六甲地域では上部



第67図 オーバーラップ不整合の2つの型 (藤田原図)

(A)「芝の不整合」型 (B)「満池谷不整合」型

Two types of overlapping unconformity seen in the Osaka Group

(A) Type of “Shiba unconformity” showing the overlapping of the Middle Subgroup of the Osaka Group on the Lower Subgroup

(B) Type of “Manchidani unconformity” showing the overlapping of the Upper Subgroup on the Middle Subgroup

(西宮) 亜層群堆積後も、甲陽断層は運動が継続しているのに対し、泉南地域では顕著ではない、満池谷不整合は、関東の長沼・長浜・東京湾不整合と何らかの意味で関連があると考えられる。

以上からわかるように、大阪層群内のオーバーラップ不整合には2つの型がある。第67図(A)は芝の不整合型で、準平原化された面上に、一挙に海が広がる型である。(B)は満池谷不整合型で、構造起伏の低部を埋立てるような型で、構造運動が進むなかで順次下位の層準上にオーバーラップしあるいは撓曲斜面や断層崖にアバットしながら堆積していく型である。このような断層は成長断層 (growth fault) といっておよいであろう。

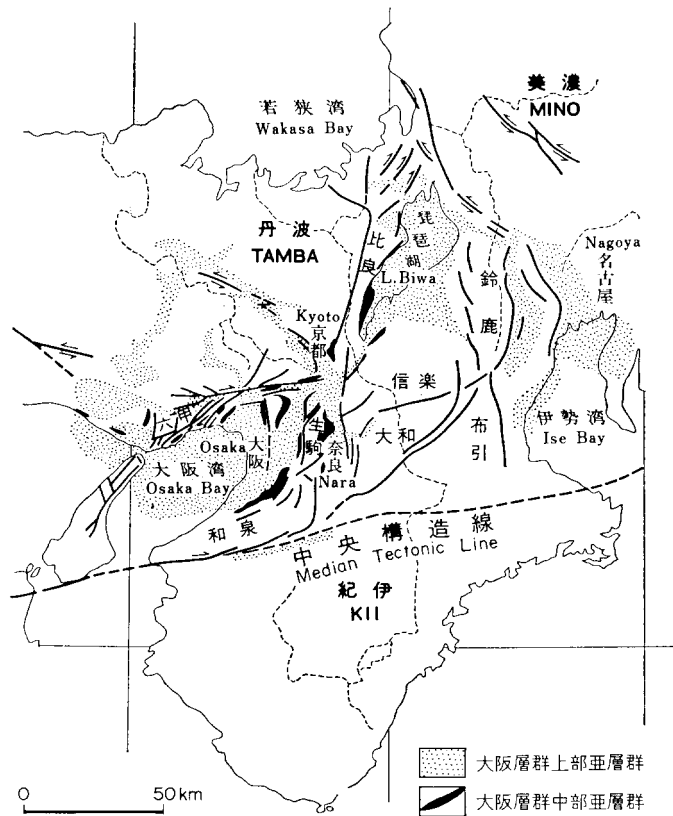
VIII. 六甲山地の近畿における構造的位置と断層の性質

本図幅地域内には多数の大断層が見られるが、その性質は、広域の断層系の中に位置付けることによって初めて明らかになる。その第1段階は第4図に示した六甲山地内の断層系であるが、更に六甲山地全体の近畿における位置をも検討する必要がある。

VIII. 1 近畿トライアングル

本図幅地域中の断層は、すべて第四紀になって活動した確証のあるものばかりである。これらと同様な性質を持つ断層の分布を近畿を中心にして示すと、第68図のようになる。

これらの断層は第69図のように大きく二つの系に分かれる。(1)は横ずれ断層系で、主として北摂山地



第68図 近畿トライアングルの第四紀断層系と第四紀層
Quaternary fault system and Quaternary sediments of the Kinki Triangle

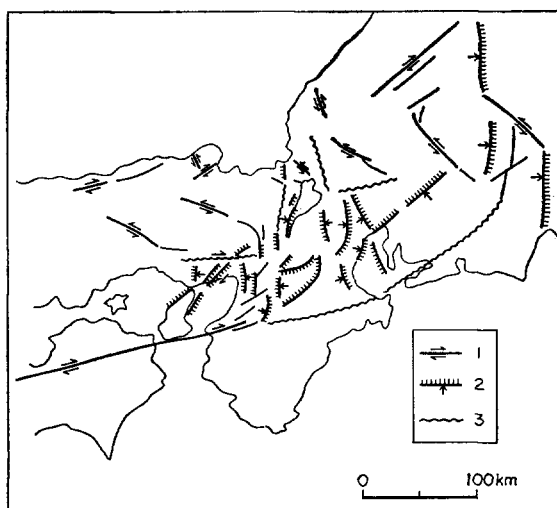
の北への延長である丹波山地と、中部地方の美濃・飛騨山地に分布する。NW-SE方向のものが左ずれ、NE-SW方向のものが右ずれ変位を示すのが特徴で、両者は共役関係にあると見てよい。

(2)は逆断層系で、近畿中央部ではN-S方向のものが目立つ。生駒山地のように、東から西へ衝上する型のものもあれば、葛城山地から金剛山地にかけてのように西から東へ衝上するものもある。

(1)(2)は全く別個の断層系のようにも見えるが、地質・地形的証拠からみて、共に第四紀に活動したことは間違いない。(1)では共役横ずれ断層の交角を2等分する水平方向に圧縮最大主応力軸が想定され、(2)ではそれが逆断層に直交する水平方向に求められるから、両系共に第四紀において、広域に働く東西方向の水平圧縮応力場における破断面であると解することができる。

それではなぜ、このような異なる断層系が発生したのであろうか。(2)の分布を見ると、琵琶湖・大阪湾・伊勢湾を含み、敦賀湾を頂点とし、中央構造線を底辺とする三角形の地域内に含まれていることがわかる。藤田はこれを近畿トライアングル (Kinki Triangle; HUZITA, 1962) と呼ぶことを提唱したが(第68図)、これは第四紀の地質構造区であると同時に地形区でもあることは明瞭で、地形区の名稱としても使用されるようになった (YOSHIKAWA *et al.*, 1981)。

近畿トライアングルの位置を基盤地質的に見ると、南の半分は領家帯に属し、北の半分は美濃・丹波



第69図 近畿・中部地方の第四紀断層の二系列
 1 横ずれ断層系 2 逆断層系 3 岩体の境界に発生した断層
 Two Quaternary active fault systems in the Kinki and Chūbu districts
 1 Strike-slip fault system 2 Reverse fault system 3 Faults occurred
 along the boundary of rock bodies

帯の間に挟まれている。後者は基盤の帯状配列から見ると、中・古生層帯に属するが、比良・鈴鹿山地内の中・古生層は、共にループ・ペンダントと呼ばれる表層的なもので、中身は花崗岩体とみられるから、近畿トライアングルの北半部は美濃・丹波帯の中に進入した花崗岩質岩体が多く部分を占めるとみられる。そうすると、近畿トライアングルは、美濃・丹波・紀伊の三つの大きな古期堆積岩体の間に挟まれた花崗岩質岩体ということになり、その物性の差、構造環境の差が、同じ広域応力場の中で、異なる断層系を発生させたものとみられる (HUZITA, 1969; 藤田, 1976c)。

VIII. 2 六甲山地の構造的位置付け

第4図に見られるように、六甲山地は周囲を複雑な断層群で区切られた断層地塊の集合と言える (隣接「神戸」・「須磨」図幅を合わせるとその全貌がうかがえる)。

まず基盤地質から見ると、六甲山地の主要部を占める六甲花崗岩体は、領家帯と丹波帯の間に進入した花崗岩体であると言える。したがって巨視的に見ると、領家帯の北縁は六甲山地の北側にあると言ってよく、その意味では、北摂山地と六甲山地を区分する有馬—高槻構造線は、領家帯と丹波帯との境界に発生したとも言える。そしてそれは近畿トライアングルの南半と北半とに分ける構造線でもある。

六甲山地の南縁の断層は、本図幅地域内の五助橋断層以東では複合扇状地に覆われていて明瞭ではない。しかし、六甲南縁と、伊丹台地南縁及び千里丘陵南縁はほぼ一直線上にあり、これを境に西宮亜層群の厚さも急変し、南へ厚くなることから、有馬—高槻構造線に対応するような構造線の存在が推定される。これらによって本図幅地域が、東西に延びる3つの構造帯に区分できることは最初に述べた通り

である。

六甲山地はこのように東西の構造線で区切られていると同時に、芦屋断層・塩尾寺断層のようなN-S系の断層でも切られている。佛念寺山断層や、六甲西縁の高塚山断層(「神戸」図幅)も同系列である。

更にもう一つの六甲山地のイメージは、六甲最高部から須磨を経て淡路島に続く細長い山脈状の延びで表され、近畿トライアングルの西の一边を担うことになる。そしてこの方向の構造には、甲陽断層・五助橋断層が深く関与している。

以上を総合すると、六甲山地は、その範囲を最も大きく取ると、本図幅地域西方の帝釈山地(神戸市北区、第2図)を含み、有馬一高槻構造線と高塚山断層・甲陽・五助橋断層で囲まれた三角形の隆起山塊であり、その南東部は著しい沈降部である大阪盆地に臨むが、北及び西へはほとんど断層が消滅して、安定帯となるという特徴がある。そして本図幅地域西方では帝釈山地を除くと、高取山・高倉山山塊を加えて、淡路島に延びて山脈状になる。淡路島の西側も播磨灘で表される安定地塊である。

VIII. 3 六甲の断層系

以上の六甲地塊群の形からもわかるように、六甲の断層は幾つかの系統に分かれるが、それらは第69図の(1)(2)および(3)がこの地域で複雑に組み合わさったものとみられ、近畿トライアングルの縁辺部の性質がよく表れている。

1) NE-SW, NW-SE 断層系：五助橋断層や芦屋断層の南半など、NE-SW系は右横ずれ運動をしているが、甲陽断層も同性質とみられる。これに対応するのは、有馬一高槻構造線を越えて北側の名塩断層とみられる。この断層に沿っては横ずれ変位が確認されないが、本図幅地域のすぐ北側を名塩断層と平行に走る十万辻断層には左横ずれ変位が認められる。したがってこれら斜めの断層系は、基本的には(1)グループの横ずれ断層系に属し、それに垂直変位の加わったものとみられる。地塊内のリニアメントもこの系統に属するものが多い。

2) N-S 断層系：芦屋断層の北半や塩尾寺断層、更に千里丘陵の佛念寺山断層、六甲西縁の高塚山断層などは、基本的には逆断層であり、(2)グループに入るとみられる。

3) E-W 断層系：六甲断層など有馬一高槻構造線に平行な断層系であるが、前述のように、基盤の古い構造線に沿って発生したものとみられる。したがって、その部分部分で変位状態も異なり、六甲断層部では南側が高く、伊丹台地部では北側が高いというように垂直変位が異なる。部分的に右横ずれ変位地形が認められる。やはり東西に延びる古い大構造線である中央構造線の右横ずれ運動との関連が指摘されている(藤田・奥田, 1973)。

VIII. 4 断層の変位量と変位速度

六甲南東麓の断層については、変位量と年代基準が比較的明瞭に押さえられるので、断層運動の推移状態をある程度把握することが可能である。

1) Ma1層準を約 1×10^6 年前とすると、北山地塊の+200mとOD-1の-500mとの差700mがそれ以降のシフト量になるから、平均0.7mm/yrの変位速度となる。これは甲陽断層と、その南に潜在するとみられる断層のもたらした総合変位である。

2) 荒地山地塊の花原付近の大坂層群もMa1層準と考えられ、これに接して六甲準平面が存在したのであるから、六甲の+800mとOD-1の-500mとの差1,300mもほぼこの期間内のシフト量とみてよい。その平均値1.3mm/yrは、前記に五助橋断層・芦屋断層の変位量加わったものである。

3) 五助橋断層・芦屋断層に沿う浸食小起伏面の地形的落差は、ほぼこれら断層の垂直変位量を表しているとみてよいだろう。それらは、五助橋断層（大月断層を含む）に沿って約300m、芦屋断層に沿っても約300mとなる。Ma1層準を基準に取れば、共に平均0.3mm/yrとなるが、両断層が等速で、同時に運動してきたとは考え難い。前にも述べたように、五助橋断層の活動の方が早かったとみられる。

4) 芦屋断層に沿って高位礫層が崖錐状に発達しているから、これを断層崖下の崖錐とみれば、約 0.2×10^6 年前にほぼ北山・荒地山地塊の変位は成立していたことになる。したがって芦屋断層に沿う平均変位速度は0.4mm/yr程度となるであろう。

5) 更にMa5あたりまでは安定した堆積層で、甲陽断層もその層準あたりから活発化した形跡がある。したがって 0.5×10^6 年から 0.2×10^6 年の間が、断層活動の大きい時期との見方も成り立つ、そうすると、1.0mm/yrという値が得られる。

6) 高位面も明らかに甲陽断層で切られているが、芦屋断層下の崖錐性礫層の延長が、かなりの原傾斜を持って甲陽断層に達していたことが推定されるので、変位量が求めにくい、50-100mのオーダーとみられるから、 0.2×10^6 年の面とみると0.5-1.0mm/yr程度である。

以上の考察を総合すると、まだ断層の活動期と運動量の変化の推移を定量的に出すことは困難であるが、次のようにまとめられるであろう。

1) 断層活動期は少なくとも100万年前以降に始まり、五助橋断層・芦屋断層・甲陽断層と南東方向へ移行していった傾向がある。

2) 甲陽断層の運動はMa5層準以降、すなわち約 0.5×10^6 年前以降に活発化した。

3) 各断層に沿った変位速度は大きくても年平均mm/yrのオーダーで、0.1mm/yrのオーダーが多い。

4) しかしながら、各断層変位の総和としての六甲山地と大阪盆地の間にみられるシフト量は、少なくとも1mm/yr以上で、日本列島の変動量の中でも大きなものであることは確実である。

5) 本地域の断層はすべて活断層と呼ばれるべきもので、変位速度から言えば大部分B級に属するが、それらの総和としてはA級の運動をしている（活断層研究会、1980）。

IX. 六 甲 変 動

日本列島の新生代地殻変動の研究の中で、しばしば「六甲変動」という名称が使用され、その定義も変化を重ねてきた。六甲山地は六甲変動の模式地ともいべき所で、その中でも、本図幅地域内には六

甲変動に関するすべての資料がそろっているので、この機会に、その意味を明らかにしておきたいと思う。

「六甲変動 (Rokko Movements)」という言葉が最初に使用されたのは、IKEBE (1956) が第8回太平洋学術会議に提出した“Cenozoic Geohistory of Japan”と題する論文である。この中で、彼は日本列島の新生代地史を総括し、“Rokko Movements are a sum of the whole displacements that have taken place in the Setouchi Depression during the Pliocene-Pleistocene”すなわち、瀬戸内の鮮新世以降の地殻変動の総和を「六甲変動」と呼んだのである。その根底には、新生代において、西南日本では東北日本とは異なる型の地殻変動が進行してきたことを強調したのであって、その特徴が最もよく表れている所として、筆者らの調査が進行していた六甲山地が選ばれたのであった。

しかしその後、近畿中・北部の研究が深まるにつれて、藤田は、第四紀になって第三紀とは異なる運動の加わってきたことを明らかにし、六甲山地にそれが最もよく表れているので、新生代の運動を一括するよりも、第四紀の変動に限定使用することを池辺と共に提唱したのである (藤田, 1968)。

その後、多くの成果が付加蓄積されてきたが、ますます六甲山地が、近畿、ひいては西南日本の第四紀地殻変動の象徴であることがはっきりしてきた (Huzita, 1969; 藤田・尾池, 1981)。しかしその内容については、初期の頃とは大部変わってきている。その最大の点は、段丘層と大阪層群の間に大きな不整合を考え、その間に「六甲変動の最盛期」があったとする初期の地殻変動論から、そのような最盛期を設定する必要はないとする考え方に変ってきたことと、地殻変動だけでは説明しにくい現象が出てきたことである。

この機会に、筆者の一人藤田の抱いている「六甲変動」観の基本をまとめておきたい。これは本地域のみならず、近畿トライアングルを中心として、広く西南日本にふえんできると思うので、まだ作業仮説の段階であるがその推移を述べて参考に供したい (第6表参照)。

1) 第三紀鮮新世：西南日本における鮮新世に始まった地殻変動は、その基盤の帯状構造に沿い、領家帯の花崗岩質帯の沈降 (堆積区)、その南と北に位置する美濃・丹波帯と外帯の古期堆積岩体の隆起 (浸食区) という東西方向の軸をもつ波状変形が始まった。六甲及び北摂山地あたりはその中間帯にあって、低平な状態を維持していた (南北圧縮による撓曲運動と、大阪層群下部亜層群の形成)。

2) 前期更新世：内帯側には南北方向の軸を持つ波状変形が古い東西方向の軸を持つ構造に重なり、交差構造を作るようになってきた。このため、近畿トライアングル内の盆地が発生し始め、特に大阪盆地と近江盆地とが、深い構造盆地を作るようになった (東西圧縮による基盤褶曲)。しかし、隆起量よりも浸食量が上回ったため、隆起部は山地とならず、瀬戸内には準平原的な地貌が継続した。

3) 第1次平均海水準の上昇：約110万年前あたりから、海水準の上昇による太平洋との連結によって、瀬戸内に内海が生じた。海水は、基盤褶曲の進行に伴ってようやく形のでき始めた近畿トライアングル内の西部域に広がり、近江盆地には古琵琶湖が発生した。この海水準変動は、関東における黒滝不整合問題などと、何らかの意味で、関係を持つことになるであろう。大阪盆地の沈降の継続と、気候変化に伴う海進・海退によって、Ma0からMa5に至る内海性海成粘土を累重していったが、基盤褶曲的地殻変動の継続によって、その分布は次第に縮小していった (中部亜層群の形成)。

4) 中期更新世：約50万年前あたりから、基盤の断層地塊化が、特に近畿トライアングル内で著しく

なった。それに伴って被覆層の撓曲（フレクチャー）も発生，これらの断層崖や撓曲斜面に縁どられて，現在の地形の大枠が形成された（甲陽断層や佛念寺山断層などの活動による断層地塊運動）。

5) 第2次海水準の上昇：断層地塊の顕著化とともに，海水準の上昇が始まった。これは著しい気候制約による海水面の脈動を伴いながら平均海水準も漸次上昇するというものであった。その量は50-100 m程度と推定される。この海水準上昇とともに，断層地塊運動あるいは波状変形運動に伴ってできてきた構造起伏の相対的な低平部に地層が累積され，それらを埋め立てていった（上部亜層群の形成）。このような状況は約20万年前あたりまで続いた。満池谷累層がこれに当たる。その最後の離水面が，高位面群として残された（高位面の形成）。

6) 後期更新世：断層地塊の小さいものは統合されて，現在の山地あるいは盆地規模の地塊の運動となった。それらの境界の断層は活動を継続し，上部亜層群を更に変形・変位させていったが，地塊内の断層は活動を終った。

7) 断層地塊運動の継続の中で，盆地縁辺の丘陵地も上昇し開析されていった。そして最終の大海進（下末吉海進約12万年前）に伴って，新しい河川系・海岸線に沿って，中位段丘群が形成された（上ヶ原面）。そして更に，それ以降の小海進・海退に伴って，低位段丘群ができた（中・低位段丘の形成）。

X. 応用地質

X. 1 タングステン

六甲山地の鉱床としては，わずかに東六甲の船坂峠付近で，花崗岩中のタングステン鉱が稼行されたという記録があるが，現在は廃坑となり，どのような規模のものかもわからない。

X. 2 地下水

「大阪西北部」図幅地域とその周辺では，昭和30年頃から，大規模な宅地造成が進み，次第に人口が膨張している。

人口の急増とともに，水需要が逼迫し，大阪・尼崎・西宮・芦屋・神戸など阪神間の各都市では現在，水資源の確保が緊急の課題となっている。

これら各都市では，上水道の用水として，淀川・猪名川・武庫川水系など河川の水を利用してきたが，河川系の利用には限界もあり，また各種の制約もあり，地下水に活路を求める方向も出ている。

この地域内で第四紀層の厚く堆積している武庫平野では，深井戸1本で1,000m³/day以上の地下水が得られるところが多く，この地域全体では，1日に20万m³の地下水をくみ上げてきたが，揚水過剰のため，地下水位は急激に下り，海岸に近い井戸では，海水浸入による塩水化で使いものにならなくなった井戸も多い。

臨海工業地帯では，地盤沈下災害もあり，地下水揚水の規制が行われるようになった。

北摂山地・六甲山地のような基盤岩類の分布地域は，もともと不透水性の岩盤地域でもあり，山地開

発で宅地造成を行った場合は、水資源の獲得には格別の配慮が必要となっている。しかしこのような岩盤地域でも、トンネル工事施工中に断層破砕帯に当たり、第四紀層地下水に相当する大量の湧水に遭遇している。この破砕帯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。

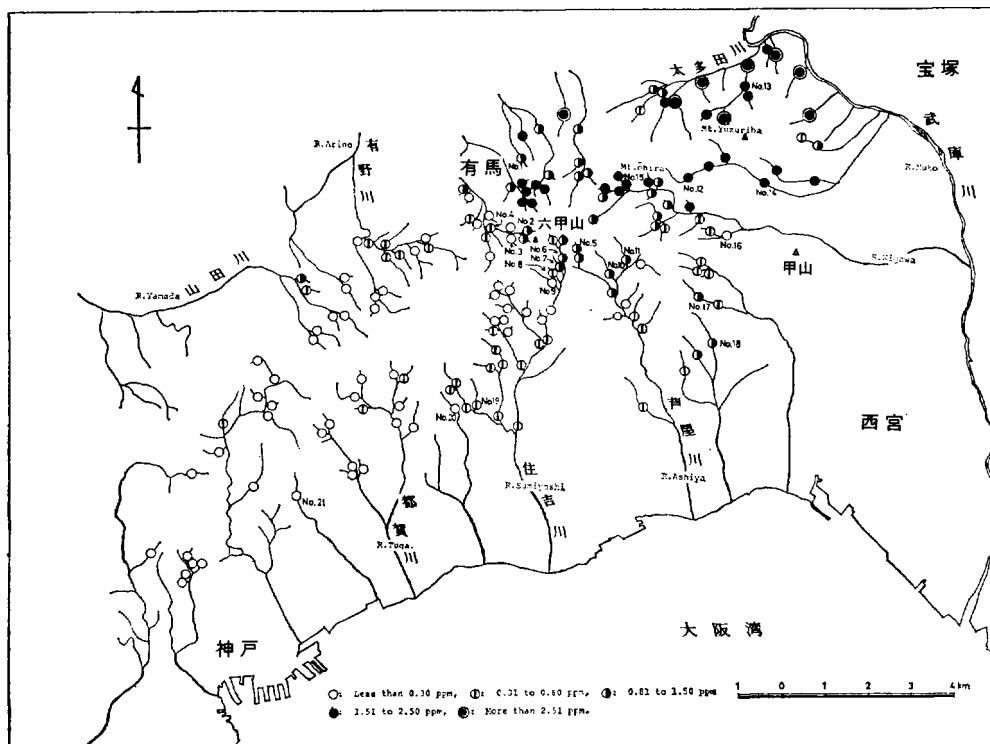
山陽新幹線の六甲トンネルは、西宮市神呪町から、六甲山南麓を西進し、神戸市葺合区布引の新神戸駅に至る16,220mのトンネルであるが、施工中に膨大な湧水に遭遇し、大幅に工期が遅れ、新大阪―岡山間の最難関工事区間となった。

六甲トンネルの完工（1970）後も、現在まで湧水が続いており、トンネル坑口に当たる西宮・神戸の2市は、その湧水を水資源として利用している。現在の湧水量は約20,000m³/dayである。

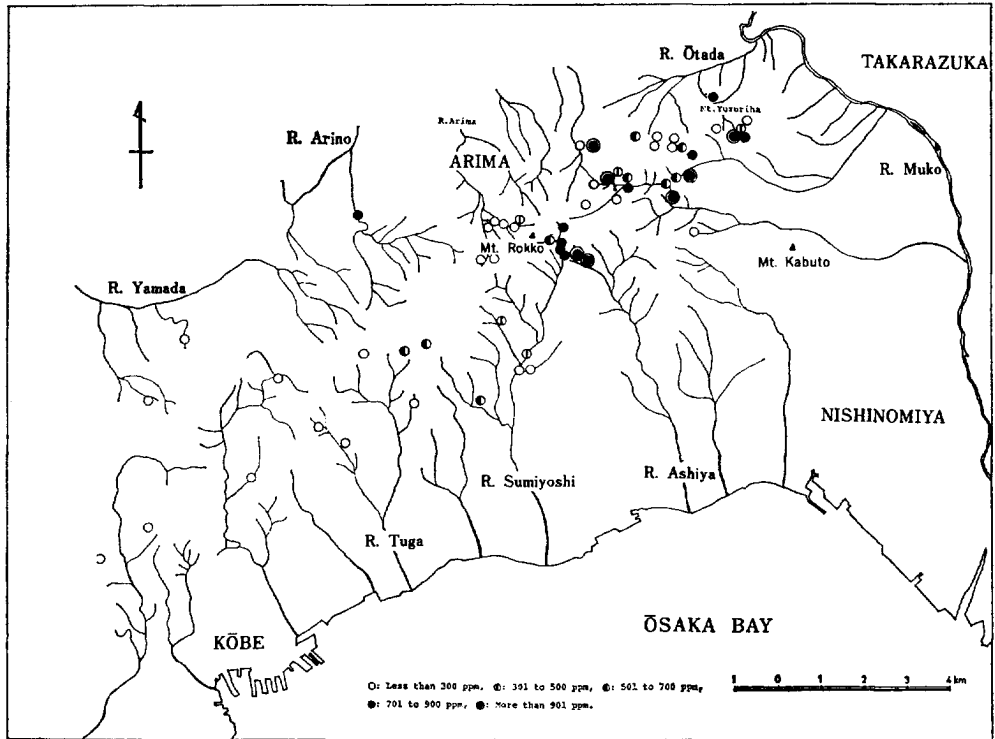
六甲山地の東部地域では、昔から飲料水にふっ素含有量が多く、この水を常用する住民に斑状歯が発生し、「ハクサレ」という地名が宝塚市の小字名として残っている。

ふっ素含有量の限界量については、いろいろの説があるが、厚生省の水道水質基準では、昭和32年以降、0.8ppm以下となっている。

大阪市立大学地学教室では、鶴巻道二を中心に、六甲山地の表流水・地下水のふっ素含有量の調査研究を行い、第70・71図のような表流水と六甲花崗岩中のふっ素含有量の分布をまとめている。両図から、表流水・花崗岩中のふっ素含有量が、特に東六甲地域に多いという結果を得た。



第70図 六甲山地における表流水のふっ素含有量 (TSURUMAKI and SAKURAMOTO, 1975)
Distribution of fluorine content in the surface water of the Rokkō Mountains



第71図 六甲花崗岩中のふっ素含有量 (TSURUMAKI and SAKURAMOTO, 1975)
Distribution of fluorine content in the Rokko Granite

かねてから、斑状歯問題の起こっていた西宮・宝塚の二市の上水道水源地の一部は、このようなふっ素含有量の多い表流水ないし伏流水を水資源としていたことが明らかになったので、これら水源地を廃止し、ふっ素含有量の少ない水源地を開発するなど、水質の改良に努力している。

ふっ素の起源としては、かねてから花崗岩中の微量成分である螢石・燐灰石などが考えられてきたが、TSURUMAKI and SAKURAMOTO(1975)は六甲花崗岩中の黒雲母を分離し、そのふっ素含有量を定量し、この地域を流れる表流水のふっ素含有量と黒雲母のふっ素含有量とに、正の相関があることを見出し、表流水のふっ素の起源を六甲花崗岩中の黒雲母とした。

更にTSURUMAKI and SAKURAMOTO(1976)は表流水に比べ、地下水・湧水のふっ素含有量のはるかに多いことを明らかにし、破碎帯における地下水・湧水が常に高いpHを持つことと、高ふっ素化とが関係していることを指摘した。

X. 3 温泉と鉱泉

「大阪西北部」図幅地域内には、有馬温泉、宝塚温泉などの温・鉱泉があり、貴重な観光資源となっている。泉源分布と地質との関連をみると、第一に鉱泉湧出の通路となる断裂系の構造支配を強く受け

ており、地質系統と泉源分布に完全な一致は見られないが、有馬層群分布地域に有馬温泉・宝塚温泉の泉質を代表する含炭酸食塩泉の泉源分布が多く、炭酸泉はその成因から考えても食塩泉の周辺から更に広い地域に広がっており、放射能泉は六甲花崗岩地域に主として分布する。有馬温泉については昭和39-40年（1964-1965）に、宝塚温泉については昭和53-54年（1978-1979）に調査をしたので、それぞれについて概説する。

X. 3. 1 有馬温泉

神戸市北区有馬町には、おおなむちのみこと 大己貴命・すくなひこなのみこと 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カ所、温度43℃以上の中・低温泉、温度32℃以下の鉱泉がそれぞれ数カ所あり、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、ここから離れるにしたがって、温度降下が見られる。また高温泉は泉源相互の干渉が著しくあり、その湧出量には余裕がなく、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。

最近の有馬地区での泉源探査の成功例は、有馬町宇山田山にある有馬温泉病院敷地内でのボーリング泉源である。ここでは昭和47年(1972)に深度600mで泉源に当たり、エアリフト試験の結果は、温度43-46℃の温泉が毎分30 l 湧出したとの記録がある。

この泉質は含炭酸食塩泉であり、数年後には、ボーリング孔に沈殿物の付着などがあり、湧出量が極度に減少してきた。ここで、この泉源の約200m南方で、再度ボーリングを行い、深度865mで温泉の湧出を見た。

昭和55年(1980)9月の揚湯管（有馬地区では先端がラップ状の管を入れ、そこにたまったガス圧で、温泉を自噴させる）を挿入しての自噴量の測定では、湿度63℃の温泉が毎分120 l 自噴した。揚湯管を入れての自噴は間欠自噴であるが、休止時間の測定がされていないので、日湧出量はわからない。

これら2泉源の、46℃・63℃という泉温は、有馬地区の高温泉の分布地域から、それぞれ約1km程度離れている点から、その温度は限界に達していると考えられる。

炭酸泉の湧出機構としては、この地域には、もともと高炭酸濃度の食塩水があり、それが地下水といろいろな割合で混合し湧出しているが、この食塩泉が局部的な熱源により加熱され炭酸の大部分を失ったのが、有馬の高温泉であり、この放出された炭酸ガスが再び地下水に溶解したのが、炭酸泉と解釈している。

放射能泉については、別に説明する。

X. 3. 2 宝塚温泉

宝塚温泉の由来も古い。『摂津各所図会』に伊子志の山下に塩の湯ありとされているし、塩尾寺縁起にも「鳩ヶ淵の川下に露水あり、その味、塩よりからし」とある。

明治18年(1885)に、武庫川右岸の小松原で、塩辛い湧泉と、酸っぱい湧泉の二つを見出し、手掘り井戸で炭酸泉を開発し、浴場や旅館を開いたのが、今日の宝塚温泉の始まりと言われている。

現在、宝塚温泉として利用されているのは、寿楼泉源、第一ホテル泉源の二つで、いずれも昭和29年(1954)にボーリング工事を開始し、寿楼泉源は昭和31年(1956)に深度332mで竣工し、温度30.5℃の含炭酸食塩泉が、毎分196*l*湧出したと記されている。昭和36年(1961)の調査では1日数回程度の間欠自噴をしていたが、昭和38年(1963)春頃より、自噴が見られなくなったので、昭和39年(1964)にエアリフト工を行い、日湧出量として36m³が計量された。この時ボーリング井の146.8m以深の埋没が確認されている。第一ホテル泉源は、掘削途上で岩片を吹き上げるほどガス圧が強く、難工事の末、昭和32(1957)年深度100mで竣工した。温度30.5℃の含炭酸食塩泉が毎分90*l*湧出したと記録があるが、日湧出量の記録はない。温泉関係者により、昭和49年(1974)以降湧出量が徐々に減じたと言われ、昭和51年(1976)に湧出量調査が行われ、毎分15*l*湧出と計測された。

これまで宝塚の2泉源の経過をたどって見たが、いずれも間欠自噴の含炭酸食塩泉であるにもかかわらず、湧出時間の毎分湧出量のみが測定され、休止時間の測定がなく、日湧出量が明らかでなかった。

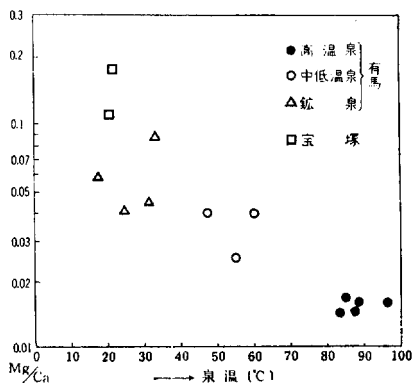
昭和53年(1978)の調査は、泉源の日湧出量を確認するため、自噴開始時刻と停止時刻の測定を行い、自噴継続時間と自噴間隔(自噴開始時刻より次の自噴開始時刻までの時間)を出し、一方で自噴継続時間中の湧出量を測定し、日湧出量を求めた。

寿楼泉源の日湧出量として12.6m³、第一ホテル泉源の日湧出量として14.4m³が計測された。

宝塚温泉の泉質は常に有馬温泉との比較で論じられているが、食塩泉の指標となる塩素イオンと臭素イオン・メタほう酸の相関から、その泉質は、有馬地区の鉱泉群と同様な性質のものであるとされている。

有馬温泉・宝塚温泉の泉質資料の検討中にマグネシウムイオンとカルシウムイオンの比が、泉温の有効な指標となることがわかった。

宝塚地域にも、食塩水のほかに、炭酸泉・放射能泉がある。今日の宝塚温泉の始まりが炭酸泉であった。また生瀬橋右岸のウィルキンソン炭酸泉は明治23年(1890)に発見され、これをもとに炭酸水工場をつくり、現在なお盛業中である。このほか、寿楼・第一ホテルにも、先の食塩泉の泉源のほかに炭酸泉泉源が今も湧出している。



第72図 温泉及び鉄泉のMg/Caと泉温の関係
Relationship between Mg/Ca and temperature of springs

X. 3. 3 放射能泉

東六甲の樫ヶ峰(460m)と譲葉川(521m)に挟まる谷間で昭和47年(1972)に、ボーリング深度300

mの鉱泉が開発された。その泉源はラドン含有量19.1マツへの放射能泉であった。

この種の鉱泉は東六甲地域にはかなりあり、昭和13年(1938)の阪神大水害で壊滅した。苦楽園鉱泉群の分析値を見ると、そのうち7泉源が放射能泉であった。前記の炭酸泉のうち、ウィルキンソン炭酸泉の場合はラドン含有量約50マツへ、また寿楼井戸はラドン含有量約10マツへである。有馬地区の瑞宝寺谷では放射能泉の自然湧出が見られる。

これら放射能泉を特徴づけるラドンの起源は、花崗岩中の放射性元素に求められている。特に断層破碎帯ではラドンの放出が多く、湧泉あるいは地下水が、断層破碎帯を通過する際に、ラドンの供給を受け放射能泉として湧出するのである。花崗岩で構成され、新しい断層の多い六甲山地は放射能泉の宝庫と言える。

X. 4 石 材

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たが、地質構造のところの説明したように、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。

X. 5 砕 石

北摂山地の有馬層群は、砕石・間知石として使用され、姫路東方の石の宝殿とともに、近畿地方の主産地となっている。太多田川北岸・惣川東岸に数多くの丁場があって、大規模に採石が行われている。太多田川流域のものは結晶質凝灰岩を対象に291万t/年(昭和55年)、惣川東岸のものは主として流紋岩溶岩を対象に124万t/年(昭和55年)をそれぞれ産出している(第73図)。

X. 6 風 水 害

「大阪西北部」図幅地域内の自然災害の最たるものは、山津波・土石流・洪水などの風水害である。災害史をひもといてみると、資料の確実な明治以降でも、明治4年(1871)・明治7年(1874)・明治17年(1884)に風水害があり、六甲山地の各所に山崩れがおり、土石流が山麓部を護ってい



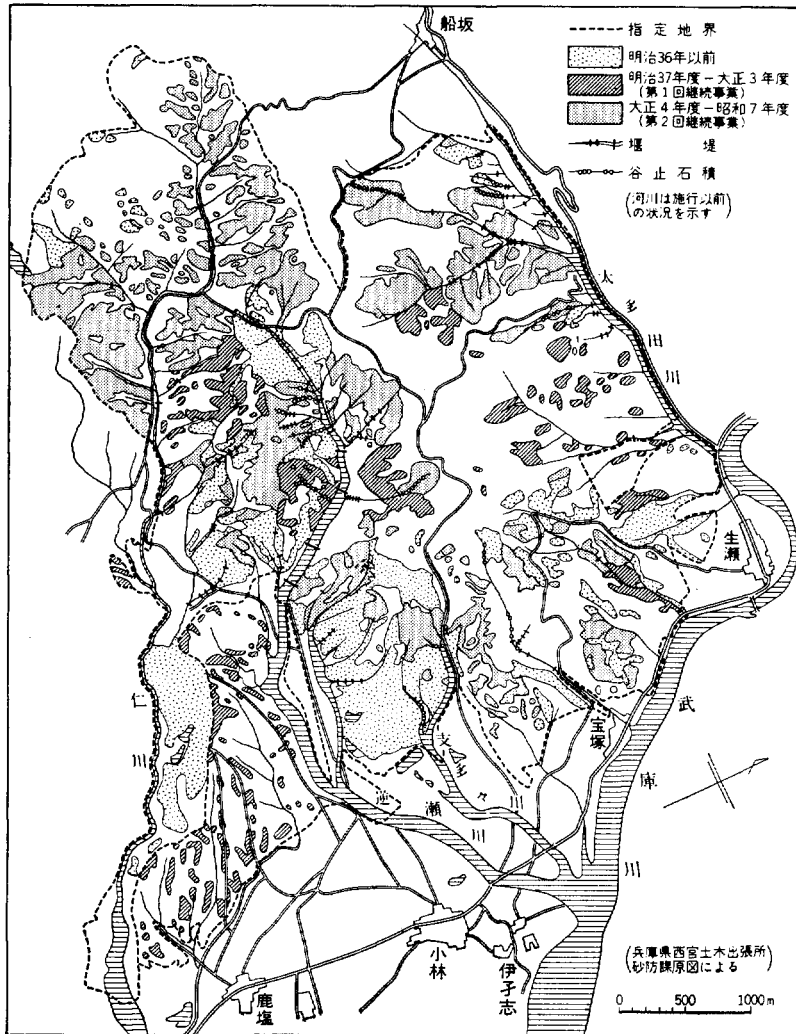
第73図 流紋岩溶岩の採石場(高塚市長尾山)
A quarry of rhyolite lava for flagstone in
the Hokusetsu Mountains



第74図 太多田川座頭谷の砂防ダム
Land erosion control dams at Zato-dani of the Ōtata River

る。明治25年(1892)にも風水害があり、これを契機に兵庫県会に砂防計画が建議された。翌年から調査・計画が進められ、明治28年(1895)初めて六甲山地の武庫川支流流域の水源工事・堰堤工事が開始された。この事業は明治29年(1896)の河川法、明治30年(1897)の砂防法に先立つものであり、我が国の河川の洪水防御工事の先駆をなすものであった。

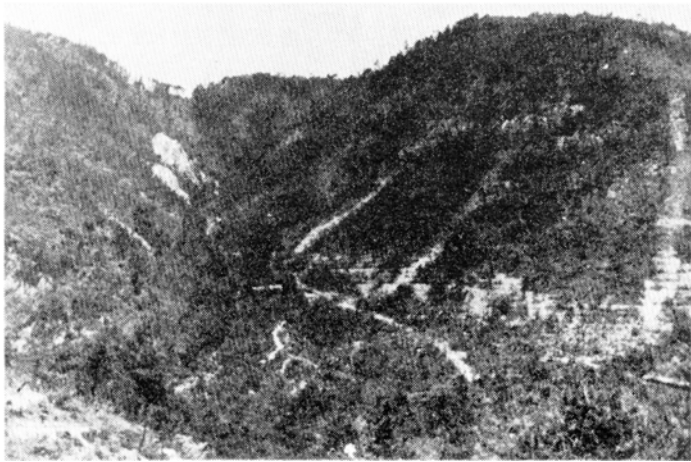
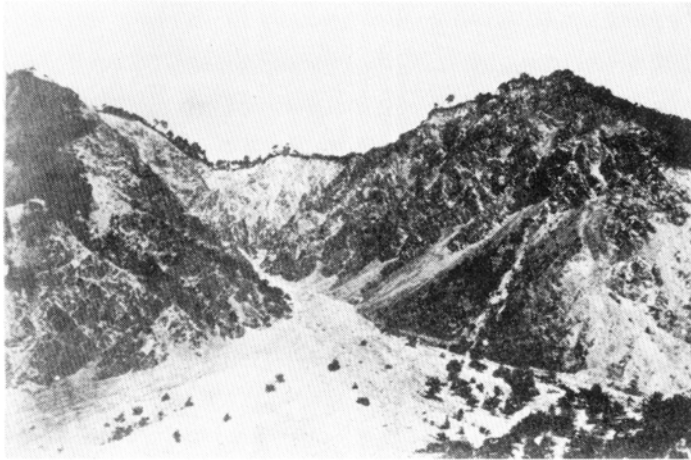
それまでの河川工事は、災害の応急処置として下流部の河道を固定する築堤、新河道の開さく(瀬がえ)など、いわゆる低水工事にとどまっていたが、災害予防を目的とした水源山地の植林、崩壊山腹の改復、流出土砂を防止する堰堤工事などの高水工事は、六甲山地の河川を最初とする(第74図)。



第75図 東六甲山地の砂防工事 (藤田・笠間, 1975)
 Map showing land erosion control works in the East Rokkō Mountains

砂防法が公布され、それによる一定の行為禁止制限地が八庫川流域に設けられた。太多田川と仁川に挟まれた東六甲の多くの部分が、最初の禁止制限地の適用を受けている。明治32年(1899)から砂防工事に対して国庫補助がなされ、災害対策の中心となる県営良元工営所も同年5月に設立され、昭和13年(1938)に国営の六甲砂防工事事務所の設立までの長い期間、良元工営所が砂防という地味な仕事を続けてきた。

砂防工事着手の翌年、明治29年(1896)8月の台風により、武庫川堤防が決壊し、家屋の浸水・流失があった。明治35年(1902)治山治水対策の25年間継続事業の意見書が出され、これに基づき、県会は13カ年継続事業として武庫川関係総工費134,418円を議決した。これが第一次継続事業で、武庫川水系の太多田川・逆瀬川の改修工事が中心となった。ついで大正5年(1916)を開始年度とする第二次継続事業



第76図 逆瀬川上流の砂防工事

A 明治40年7月撮影 (1907) B 明治42年3月撮影 (1909) C 昭和29年7月撮影 (1954)

Photographs showing land erosion control works at the mountain side of the Sakase River

に引き継がれ、昭和8年(1933)でこの地域の改修工事を修了した(第75図)。通算30年に及ぶ工事により、太多田川・逆瀬川流域の水源地域には、当初の禿嶺崩壊地の面影はなくなり、緑の山林が生育し、流路の整理と砂防堰堤の効果は武庫川本流への土砂の流出を極度に減じ、昭和9年(1934)9月の室戸台風、昭和10年(1935)8月の大雨、昭和13年(1938)7月の集中豪雨により、阪神地区は壊滅的な打撃を受けたが、太多田川・逆瀬川流域の家屋・耕地などは、ほとんど無被害という目覚ましい成果を挙げた(第76図)。

昭和13年7月、不連続線の通過による集中豪雨は、六甲山地で600mmを越す豪雨となり、急斜地はしきりに崩壊し、山崩れの土砂を混じえた土石流は、東は西宮から西は垂水までの家屋構造物を破壊、埋没した。阪神大水害と言われる大災害である。この時の六甲山地の土砂流出量は300万 m^3 と計量され、芦屋川・住吉川などの下流部には10t以上の岩塊が押し出された。

阪神大水害の教訓から、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ったが、日中戦争・太平洋戦争の戦局の拡大に伴い、本格的工事は中止されたままになった。

昭和20年(1945)戦争は終わったが、戦後の混乱から、治山治水事業まで手が回らなかった。これに追い討ちをかけるように同年10月阿久根台風がこの地域を襲い、武庫川の水位は武田尾付近で鉄道線路を越え、生瀬鉄橋をはじめ、多くの橋梁が流失して、福知山線は約1カ月間不通となった。

昭和25年(1950)のジェーン台風以後、再び治山治水対策に取り組む姿勢が見られたが、昭和28年(1953)の13号台風、昭和32年(1957)の集中豪雨、昭和35年(1960)の16号台風、昭和42年(1967)の集中豪雨などの災害が相い継いで起こり、その応急工事に追われて、荒廃地の回復を含む長期的な治山治水対策は、わずかずつしか進んでいない。一方、都市の発達に伴う、山地開発が大規模に進められ、明治以来長期にわたって育ててきた緑の山野が、破壊されていく現状は痛ましい限りである。自然環境の保護という意味以上に、生活環境を守る立場から考え直さねばならない。

風水害の直接の誘因は、夏季を中心とする梅雨前線・不連続線・台風などによる豪雨という気象条件であるが、豪雨が直ちに山崩れや土石流となる素因は、地形・地質に関係している。六甲山地の花崗岩類は、新しい断層運動により、圧砕化が激しく、指圧程度でも土砂粒となる。いわゆる「まさ」状のところがあり、節理(石の目)間隔が数cm-数10cmで発達するため、その面から剝落した岩屑が谷を埋めているところが多い。しかも海岸線からわずか数kmの距離に900mを越す山地があり、ここを源流とする河川は、その勾配が急で、浸食作用の活発な上流部が、堆積の場となる下流部に直結し、流量や土砂運搬の調節を行う中流部を欠くという決定的な欠陥を持っている。

山地の荒廃や河川の浸食で生産された岩塊や土砂は、平水時には運搬されることは少ないが、洪水時に土石流となって、一気に下流部に運び出される。六甲山地の山麓部には扇状地が、川口には三角州が発達しているが、これらは過去の土石流の積み重ねであり、今後も更に繰り返えられることは自然の法則である。

扇状地・三角州上の河川は、自然のままでは分岐して流れるのが普通であるが、六甲山麓では、明治以降都市の発達に伴って河川流路を堤防で固定したため、運搬される土砂により川底が上昇し天井川となっている。一たび決壊した時の天井川の災害の大きいことは容易に予測できる。昭和13年(1938)の阪神地区の大災害がその典型的なものである。昭和13年災害を契機に、六甲山地の河川の砂防が国営事業

として積み上げられ、そのため昭和32年・35年・42年の災害では、平野部での土石流災害は極度に減少し、山地部での斜面崩壊災害が主役となって、被害は軽減している。

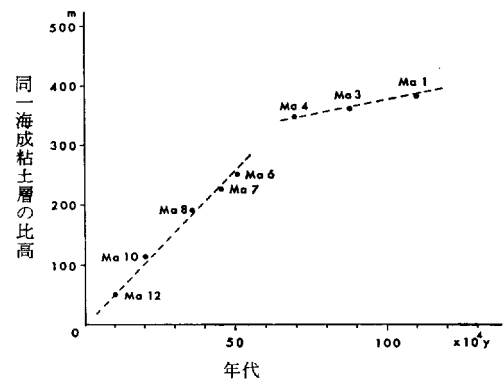
六甲山地からの出水による災害のほかに、阪神地区は、しばしば高潮による災害を被っている。室戸台風やジェーン台風のように、四国あるいは紀伊水道を通過して襲来する台風の場合、折り悪しく大阪湾満潮時と一致すれば必ず高潮となり、尼崎・西宮・芦屋・神戸などの低い沖積地や埋立地が浸水している。過去の浸水地域は、ほぼ決まっている。昭和30年代から、都市の膨張緩和対策として、海辺埋立による建設用地の造成が進んできたが、埋立地は地盤沈下の問題も抱えており、防潮堤も沈下量を考慮して築造されねばならない。

【追補】 中期更新世以降の地殻運動については、段丘との関係で検討しなければならないことが多い。しかしながら段丘には海水面変動の問題がからみ、段丘面と堆積物との間の関係に難しい点があり、それ自体も変形・変位しているので、複雑になってくる。この点に関し、南に隣接する「大阪西南部」図幅中に、地質学的にこの問題を考察できる資料があるので付記しておく。

第4図でもわかるように、千里丘陵の南への延長に上町丘陵（台地）があり、その西縁を南北に走る上町断層は、佛念寺山断層に続くものとみられる。この断層の存在は、浅層ボーリングによって以前から推定されていたが、OD-1が907mで基盤に達しなかったのに上町丘陵北端のOD-2深層ボーリングでは656mで基盤に達したことによって、上町断層の落差が明らかになった。

更に近鉄難波線の地下鉄掘削時に、海成粘土層の急斜状態が露頭によって確認され、サクラ火山灰層の発見によって、海成粘土層の層準も明らかになった（IKEBE *et al.*, 1970）。

そこで、上町断層を挟んで、上町丘陵部とOD-1との間の同海成粘土層の比高と年代との相関関係を検討して第77図を得た。これは確実に上町断層に沿う変位量の経年変化を示すものとみられる。すなわち、Ma1-Ma4あたりまでの前期更新世における変位量は少なく、これは基盤褶曲の段階を表現しているものとみられる粘土層の厚さの変化も少ない。そして中期更新世に入って、変位は急増し、0.5mm/y程度の変位速度で、直線的に進行し、現在に及んでいると推定される。この変化は、基盤褶曲から逆断層に伴う断層地塊運動に入ったことを示すものであろう。



第77図 上町断層の東側（上町丘陵部）と西側（OD-1）における同一海成粘土層（Ma1-Ma12）の比高と粘土層堆積年代との相関関係

Diagram showing the relation between the ages of sedimentation and the level difference of the same marine clay (Ma1-Ma12) distributed both on the eastern side (Uemachi Hill) and the western side (OD-1) of the Uemachi Fault

引用文献

- 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.
- HUZITA, K. (1954) Stratigraphical 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.
- (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(1966 a) 尼崎平野の形成. 尼崎市史, 尼崎市, vol. 1, p. 9-64.
- (1966 b) 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」(5万分の1). 地質調査所.
- (1976 c) 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.
- (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おいて——. 「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. 地球, vol. 1, p. 583-591.
- (1980 e) 活断層に関する最近の知見. 応用地質, vol. 21, p. 1-8.
- ・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(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, 58 p.
- ・———(1975) 宝塚の自然とその成立. 宝塚市史, 宝塚市, vol. 1, p. 18-112.
- 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.
- ・前田保夫(1971) 伊丹段丘. 伊丹市史, 伊丹市, vol. 1, p. 9-64.
- 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・尾池和夫(1981) 本州弧の活構造と地震活動. 科学, vol. 51, p. 704-711.
- ・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, no. 49, p. 15-25.
- (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)—. 地質学雑誌, 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.
- ・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.
- 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 (1956) Cenozoic geohistory of Japan. *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.*, no. 2, p. 446-456.
- , 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.
- 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.
- ISHIZAKA, K. (1971) A Rb-Sr isotopic study of the Ibaragi granitic complex, Osaka, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 731-740.
- 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. 地質学雑誌, vol. 74, p. 147-158.
- (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.
- ・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.
- ・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, 47 p.
- 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.
- 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.
- KAWAI, N., YASUKAWA, K., 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.
- 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・千地万造・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
- 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. 地質学雑誌, vol. 63, p. 405.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV). 岩石鉱物鉱床学雑誌, vol. 56, p. 41-
55.
- 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.
- (1980) 縄文の海と森—完新世前期の自然史. 蒼樹書房, 238 p.
- MAENAKA, K., 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(1953) 近畿地方, 日本地方地質誌. 朝倉書店, 東京, 293 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.
- , HUZITA, K. and KOKAWA, S. (1957) On the occurrence of many broadleaved evergreen tree remains in the Pleistocene bed of Uegahara, Nishinomiya City, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 31, p. 41-46.
- 元木昭寿(1979) 六甲山地東南部の白亜紀火砕. 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. 15-117.
- 岡 義記(1963) 大阪平野北西部の地形発達史. 地理評, vol. 36, p. 302-322.
- 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.
- 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.
- 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.
- 佐藤源郎(1932) 西宮市付近洪積層中の断層. 地学雑誌, vol. 44, p. 294.
- 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, 50 p.
- 鹿間時夫(1938) 神戸層群と其の植物群. 地質学雑誌, vol. 45, p. 621-640.
- 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代層の研究V——. 地球科学, no. 83, p. 25-33, no. 84, p. 31-38.
- 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. 地質学雑誌, 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.
- (1937) 六甲山塊の地質と構造. 地学雑誌, vol. 49, p. 481-497.
- 横山卓雄・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.
- 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.
- YOSHIKAWA, T., KAIZUKA, S. and OTA, Y. (1981) *The Landforms of Japan*. Univ of Tokyo Press.

参 考 文 献

- 千地万造(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.
- 藤本治義(1950) 栃木県塩谷郡栗山村及び兵庫県川辺郡多田村産の紡錘虫. 地質学雑誌, vol. 56, p. 330.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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. 横山次郎教授記念論文集, p. 23-30.
- (1967) 大阪湾海底地盤の地質的背景. 運輸省第三港湾建設局, 28 p.
- (1970) 六甲山地. 日本の文化地理, 講談社 no. 13, p. 276-280.
- (1973) 近畿の活断層. 地質学と土質工学の境界領域の問題点. 土質工学会関西支部, p. 19-35.
- (1976 a) 日本の山地形成論. 山岳・森林・生態学, 今西錦司博士古稀記念論文集 I, 中央公論, p. 85-140.
- (1976 b) 近畿地方の地質の特徴——主としてネオテクトニクスの立場から——. 土と基礎, vol. 22, p. 59-66.
- HUZITA, K. (1976 b) The Quaternary Tectonic Stress States of Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 20, p. 93-103.

- 藤田和夫(1977) 近畿の第四紀地殻変動とプレートテクトニクス. 地研専報, no. 20, p. 227-238.
- (1980 a) 中央構造線と第四紀地殻変動. 地球, vol. 2, p. 525-532.
- (1980 b) 中部・近畿北部の第四紀テクトニクスと造構応力場. 地球, vol. 2, p. 586-595.
- (1980 c) 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. (1980 d) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary Tectonics of the Japanese Islands (1980). *Mem. Geosci. Soc. Japan*, no. 18, p. 129-153.
- 藤田和夫・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.
- ・笠間太郎編(1965 a) 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, 30 p.
- . 笠間太郎編(1965 b) 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, 32 p.
- ・笠間太郎(1965 c) 六甲山地とその周縁. 地質学会地質見学案内書, p. 1-32.
- ・岸本北方(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.
- ・———(1974) 兵庫県の自然環境の変遷. 兵庫県史, 兵庫県, vol. 1, p. 20-82.
- ・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・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.
- ・———(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.
- 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.
- 池辺展生編(1961) 17万分の1兵庫県地質産図及び説明書. 兵庫県, 171 p.
- IKEBE, N. and HUZITA, K. (1976) The Rokko Mountains, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria* VIII, p. 277-287.
- 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.
- 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.
- 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.
- ・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.
- ・鶴巻道二(1970) 六甲山地周縁の断層破砕帯と地下水. 神戸市水道局, 51 p.
- ・———(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.
- KAWADA, K. (1971) Geology and Petrology of the Nohi Rhyolites, with special reference to those along the Hida River. *Rept. Geol. Surv Geosci. Japan*, no. 243, 49 p.
- 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, 376 p.
- 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.
- MAENAKA, K. (1971) Ferromagnetic minerals in volcanic ash of the Osaka Group in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 2798-2806.
- 横山次郎(1956) 構造地質学. 朝倉書店, 東京, 264 p.
- 松下 進(1971) 近畿地方(改訂版). 日本地方地質誌, 朝倉書店, 東京, 379 p.
- 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.
- NAKAMURA, S. (1933) Mountain gravels in the Sigaraki 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(1970) Late Pleistocene の海面変化に関する諸問題. 地球科学, no. 14, p. 11-21.
- 大阪市総合計画局(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.
- SHIBATA, H., OKADA, S. and OKI, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, 4. *Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, ser. C, vol. 6, p. 31-54.
- 田井昭子(1969) マチカネワニ産出層の花分析(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.
- TSURUMAKI, M. (1966) Occurrence of Fluorine in the Rokko Mountains, Hyogo Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 9, p. 25-45.
- 鶴巻道二・永田美沙子(1962) 兵庫県六甲山周辺の河川水, 地下水のフッ素含有量と, 骨炭による除フ

- ツ法. 水処理技術, vol. 3, p. 12-20.
- 上治寅次郎(1959) 芦屋市城山東麓の衝上断層 (短報). 地質学雑誌, vol. 65, p. 568.
- 梅垣嘉治編(1964) 広島県地質図説明書. 182 p.
- 山根新次(1930) 大阪市地質概観. 小川博士選歴祝賀地学論叢, 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ョソ・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) 大阪層群にはさ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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 50



GEOLOGY

OF THE

ŌSAKA-SEIHOKUBU DISTRICT

By

Kazuo HUZITA and Taro KASAMA

(Written in 1981)

(Abstract)

Occupying the northwestern part of the Osaka Basin, the mapped district includes the eastern half of the Rokkō Mountains in the west and the western half of the Senri Hills in the east. The former is regarded as a representative area of the neotectonic movements of Southwest Japan, called the "Rokko Movements", and the latter is very important as an area showing the standard sequence of the Pliocene-Pleistocene sediments, called the "Osaka Group", in Southwest Japan.

All mega-topographic features of this district are tectonic relieves due to the Quaternary tectonic movements. The Pliocene-Pleistocene sediments have filled the Osaka Basin up to a thickness of more than 1,000m, confirmed by deep drilling near the southeastern corner of this district (OD-1 in Fig. 4), while the elevated peneplain of the Rokkō Mountains reaches 800-900 m above sea-level in the northwestern corner. This means that the vertical displacement of the surface of the basement between the Rokkō Mountains and Osaka reaches about 2,000m, most of which has occurred in the Quaternary Period.

Various types of Quaternary sediments, including terrace deposits, are widely distributed in this district and present various in formation in the process and mechanism of the development of the Quaternary tectonics. The authors and many

collaborators have collected much data during the past thirty years. This quadrangle map and the report are compiled as the summary of such studies.

This district, as the suburbs of metropolis of Ōsaka, has been transformed into residential areas by rapid large developments. Thus, many outcrops of the Quaternary sediments and faults have been exposed due to various construction works, and then, have equally disappeared quickly. As many as possible of the important data from these studies have been recorded in this report. Geology of the Rokkō area is completely described by following four quadrangle maps, that is, the “Ōsaka-Seihokubu” and neighboring western “Kōbe” and “Suma”, and southern “Ōsaka-Seinambu”. These four maps and their reports will give full accounts on the “Rokko Movements”.

Geological and Geomorphological Setting

It is well known among geologists that Southwest Japan is divided into the so-called “Inner Zone” and “Outer Zone” by the Median Tectonic Line. The mapped district is geologically located in the Inner Zone of Southwest Japan. The basement rocks of the Inner Zone are chiefly composed of Paleozoic-Mesozoic sedimentary rocks showing a zonal arrangement parallel to the Honshu Arc, and covered by rhyolite and their pyroclastics, and invaded by vast amounts of acid intrusives such as granite and granodiorite, mainly of the Late Cretaceous Age.

The southern part of the Inner Zone, i.e. the Ryoke Zone, has been a depressional zone through Cenozoic times, and is now occupied by the Seto Inland Sea (Setonaikai) in its western part. 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 followed by the “Setouchi Volcanic Series”, while the latter are from Pliocene to Pleistocene. The Kobe Group is one of the representatives of the former, and the Osaka Group is one of the latter. The Kabutoyama Andesite belongs to the “Setouchi Volcanic Series” (HUZITA, 1962).

In the mapped district, mountainous lands more than 300 m in elevation are composed of basement rocks, while the hilly lands consist of sedimentary blankets. This difference in properties between the basement rocks and covering layers has strongly controlled the neotectonics and geomorphology of this district. The geological successions are summarized in Table 7 (HUZITA, 1971).

As shown in Fig. 68, the Rokkō mountains is on the western border of the “Kinki Triangle” (HUZITA, 1962 and 1969), which is neotectonical and geomorphological province of triangular shape in the central Kinki region, including Lake Biwa, Ōsaka Bay and Ise Bay bounded by large tectonic lines, such as the Median Tectonic Line as a base.

The Kinki Triangle is characterized by the alternative arrangement of the Quaternary sedimentary basins separated by mountain blocks elevated by reverse faulting. The Ōsaka Basin and the Rokkō Mountain blocks are the typical basin and range, respectively, in the Kinki Triangle.

Table 7 Summary of the geology of the Ōsaka-Seihokubu District

Geologic age		Geologic system		Main geologic events		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Sand bank, natural levee (b) Talus (ta) Lower terrace (Tl) Middle terrace (Tm) Higher terrace (Th)	Overlying Strata	Formation of coastal plain	
		Pleistocene	Late		Osaka Group	Deposition of the Second Setouchi Series
			Middle			
	Early	Upper Subgroup (O ₃) Middle Subgroup (O ₂) Lower Subgroup (O ₁)				
Neogene	Pliocene	Kabutoyama Andesite (K)	Eruptions of the Setouchi Volcanic Series			
	Miocene	Kobe Group	Ogo Formation Upper (Kou) Lower (Koi)	Appearance of Paleo-Kobe-Lake		
Yokawa Formation Upper (Kyu) Lower (Kyl)						
Mesozoic	Cretaceous	Rokka Granite (Rg) Dobashi Quartz Diorite (Dq) Ishikiriyama Granodiorite (Ig) Arima Group (Ni, Ti, Sm) Nunabiki Granodiorite (Ng)	Basement Rocks	Intrusion of Hiroshima-type granites		
		Late Paleozoic		Tamba Group (T)	Eruption of Late Mesozoic volcanics Intrusion of the Ryoke Granites Deposition in the Chichibu geosyncline	

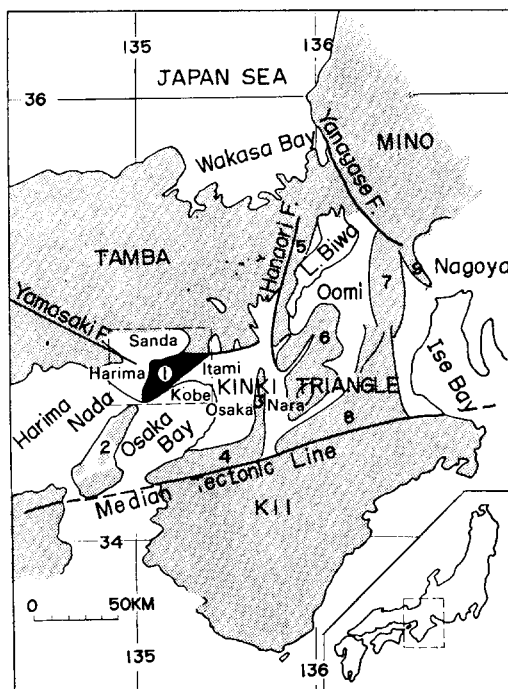


Fig. 78 Index map of the Kinki district

Quaternary Sediments (Osaka Group)

In this district, the Osaka Group is very important both from the stratigraphic and tectonic points of view. During the last thirty years, detailed stratigraphic studies have been done, the results of which are now being summarized as a standard Quaternary succession of Southwest Japan. The stratigraphic and geochrono-

the basement of low relief. The uncomformable relationship between the Lower and the Middle Subgroups can also be observed in the Senri Hills (Figs. 29-32). The Upper Subgroup (Ou) also overlaps the Middle. It is intercalated by Ma6-Ma10 or Ma11 marine clay beds in the Osaka sedimentary basins, but appears as thick gravel beds reaching more than 50m in thickness in the graben along the Arima-Takatsuki Tectonic Line which extends from the northern side of Mt. Rokkō to the east. The depositional surface to these gravels has been preserved as the "Higher or Highest Terraces".

The overlapping of the Upper Subgroup is considered to have occurred in such a way as to have filled the relatively lower area, such as the Itami lowland in this district. As shown on the geological map, the Itami lowland is bounded by the Koyo Fault in the west and the Butsunenjiyama Fault in the east. However, this lowland did not subside by normal faulting. The Rokkō and Senri Hill blocks were elevated by reverse faulting, and then, the Upper Subgroup was deposited filling up the relatively lower parts between them. Considering that the Upper Subgroup is characterized by fossiliferous beds reflecting frequent severe climatic changes, this overlapping is supposed to have occurred due to the rise in mean sea-level associated with the fluctuations of the climatic eustasy. The amount of rise in mean sea-level might be 50-100m.

By such a rise in mean sea-level, valleys once eroded in the Early Pleistocene were buried again widely in the Middle Pleistocene, and the depositional surfaces of such sediments were preserved as the Higher Terraces. The Middle Terraces were formed by the last great transgression represented by Ma12.

Fault Movements

The Quaternary tectonic movements in this district are clearly shown by the bird's-eye views of the southeastern side of Rokkō in Figs. 1 and 5, and by the diagrammatic profile in Figs. 65 and 66. The characteristics of the fault movements can be summarized as follows:

1) The stepwise topography of the southern side of Rokkō shows vertical displacements of 200 to 300 m along the Gosukebashi, Ashiya and Koyo large Faults running in a NE-SW direction.

2) The highest plain (Pe) is an elevated peneplain, but the second and the third steps were once transgressed by sea water of Ma1 horizon of the Middle Subgroup about 1×10^6 years ago. So, it is certain that all faults have moved after the deposition of the Middle Subgroup.

3) Along the Koyo Fault, the Upper Subgroup has also been deformed and the Higher Terrace surface have been displaced by faulting. There is a tendency for the fault movements to shift southwards from the inner Gosukebashi Fault to the Koyo Fault toward the foot of mountain.

4) The extension of younger faults, such as the Koyo and the Itami Faults, affected even the Middle or Lower Terraces.

5) According to the above mentioned facts, all of faults in this district are

considered to be active or potentially active faults.

6) The average rate of fault movements is in the order of 0.1mm/yr for each fault, but the total amount of shifting between Rokkō and Osaka reaches the order of 1mm/yr.

Quaternary Tectonic Movements (Rokko Movements)

The Quaternary tectonic movements in Southwest Japan are called “Rokko Movements”, because they are symbolized by the tectonic movements of the Rokkō Mountains (IKEBE, 1956; HUZITA, 1969). The characteristics of the Rokko Movements can be summarized as follows:

1) Pliocene: The crustal movements in Southwest Japan represented by the Second Setouchi Series began in the Pliocene. It started as an undulated deformation or warping shown by the subsidence of the granitic Ryoke Zone between the uplifted Mesozoic-Paleozoic Mino-Tamba Zone and the Outer Zone controlled by the zonal arrangement of the basement rock bodies. The Lower Subgroup was deposited in the Ōsaka area, but the Rokkō area remained as an erosional plain of low relief throughout this period.

2) Early Pleistocene: In the Inner Zone, the undulated deformation of a N-S trend was superimposed on the above mentioned older undulation of a E-W trend to form intersecting structures. This formed the basic framework of the Kinki Triangle, especially the tectonic differentiation of the Rokko uplift and the Osaka subsidence. All of them were horizontally compressive tectonics.

3) The first rise of mean sea-level: About 1.1×10^6 years ago, a rapid rise in sea-level occurred. The “Second Seto Inland Sea” appeared in connection with the Pacific Ocean, and it expanded widely to Kyōto, Nara and other areas controlled by shifting of the sedimentary basins since the Pliocene times. Lake Biwa also appeared. The alternations of marine clay and sand-gravel beds accumulated by the combination of the subsidence of the Osaka Basin and repeated transgression and regression due to the climatic fluctuations (Ma0-Ma5).

4) Middle Pleistocene: Since about 0.5×10^6 years ago, fault block movements had become prominent, especially in the Kinki Triangle. Owing to the block movements of the basement, flexures of the overlying Osaka Group frequently occurred. The framework of the present mega-topography was formed and bounded by such fault scarps and flexure slopes (activity of the Koyo and Butsunenjiyama Faults).

5) The second rise of mean sea-level: Coincidentally with such prominent fault block movements, another rise of mean sea-level began, which was a gentle rise associated with the fluctuation of sea-level due to climatic changes. Owing to this rise, sediments of various types were accumulated in the relatively low areas or basins formed by fault block movements or undulation. They are included in the Upper Subgroup of the Middle Pleistocene. Such a condition continued up to about 0.2×10^6 years ago, and the sedimentary surfaces of these sediments have been preserved as the Higher Terrace surfaces (Fig. 68).

6) Late Pleistocene: Combining small fault blocks with larger ones, unit blocks of movement have become the scale of present mountain blocks and basins. The faults separating them have continued their movements as seen in the Koyo Fault, but the minor faults in each block have stopped their activity.

7) In the continuation of such tectonic movements, the Middle Terraces were formed by the last largest transgression during the Shimosueyoshi Age represented by Ma12, about 0.12×10^6 years ago (Uegahara surface). Moreover, the Lower Terraces were generated by the smaller transgressions of the post-Shimosueyoshi Age.

Applied Geology

1) Ground-Water Problems

Large amounts of ground-water has been used for industrial needs in the Amagasaki City area. More than 1,000 t/day of water from one deep well can be expected from the good reservoir of the thick Quaternary sediments consisting of alternations of marine clay and sand-gravel beds, but an annual increase in the content of common salt has been observed.

In several tunnels excavated through the granite massif of Mt. Rokkō, close relationships have been observed between fault zones and ground-water. The quantities of such fissure-water are usually most abundant at the beginning of the excavation, decreasing day by day. It is usual for them to become constant in two or three weeks. These waters are characterized by higher alkalinity and richness in F content than in surface water (Fig. 70).

2) Hot Springs and Mineral Springs

The Arima Spa, known as one of the highest temperature hot springs in Japan, is situated at the concentration of complicated faults on the Arima-Takatsuki Tectonic Line running along the northern side of the Rokkō massif. The spring water and gas contain very high rates of common salt and carbonic acid gas respectively. Various kinds of hot or mineral springs are found along many faults in the mapped district. Most of them are characterized by the highest contents of both common salt and carbonic acid gas in Japan. The Takarazuka Spa is the same type as the Arima Spa but the temperature is lower than in the Arima Spa (Fig. 72).

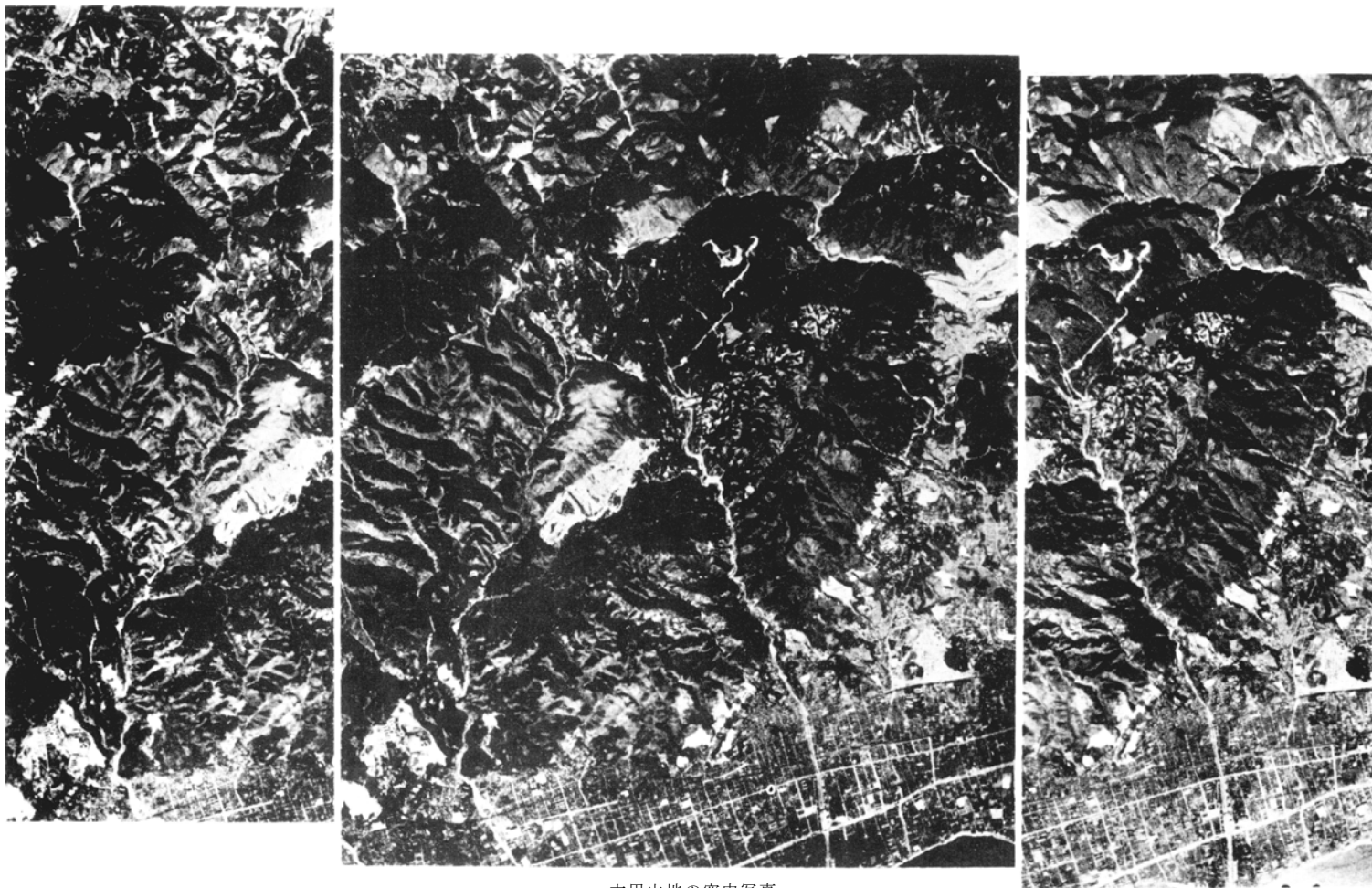
3) Disaster Problems

The Rokko granite has been so strongly crushed by severe faulting and been weathered so deeply that the prevention of the hard erosion of the mountain slope has been a very serious problem. Erosion-control works started in the eastern part of the Rokkō area in 1895 as the first example of the sand erosion-control in Japan (Figs. 74 · 75 and 76).

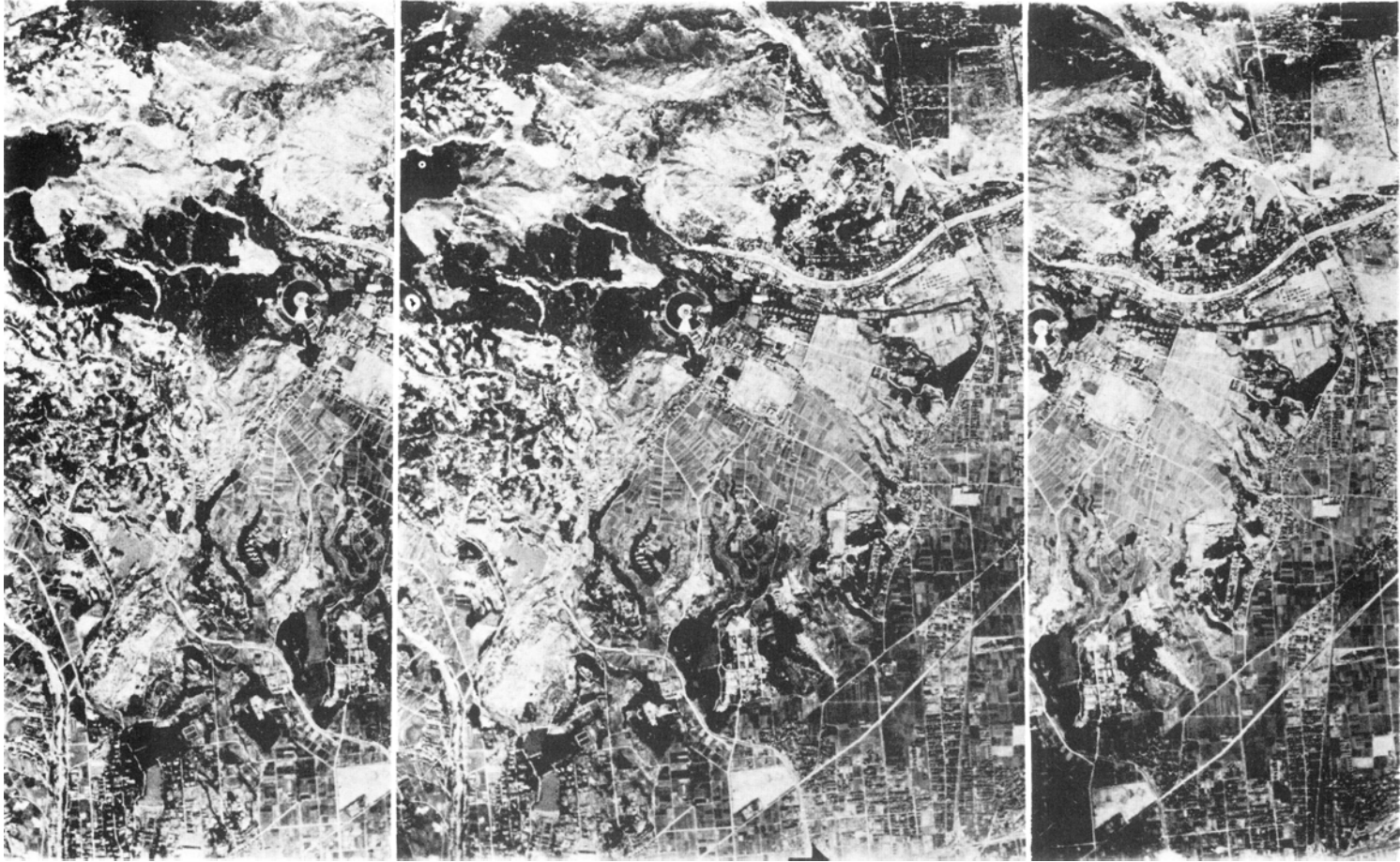
On July 5, 1938, the Rokkō Mountains experienced one of the heaviest torrential rainfalls recorded in history. Many land-slides occurred along most of the drainage areas, and a heavy mud flow outwashed from the Sumiyoshi River along the Gosukebashi Fault, causing great damage to the densely populated area at the

southern foot of the Mountain.

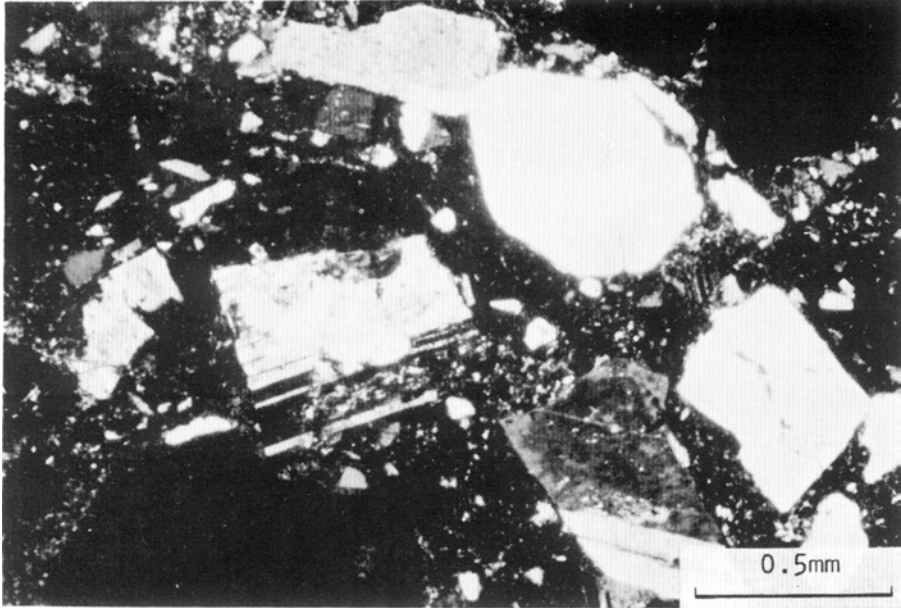
Disasters due to mud flows from the Rokkō Mountains and due to high tides on Ōsaka Bay caused by typhoons have been two of the most important problems which need to be seriously considered.



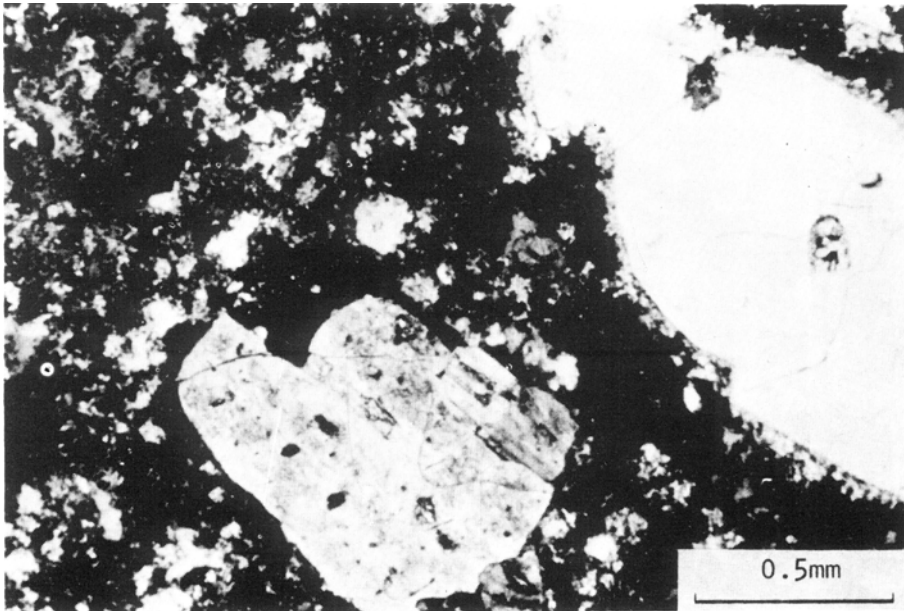
六甲山地の空中写真
Aerial photograph of Rokkō Mountains



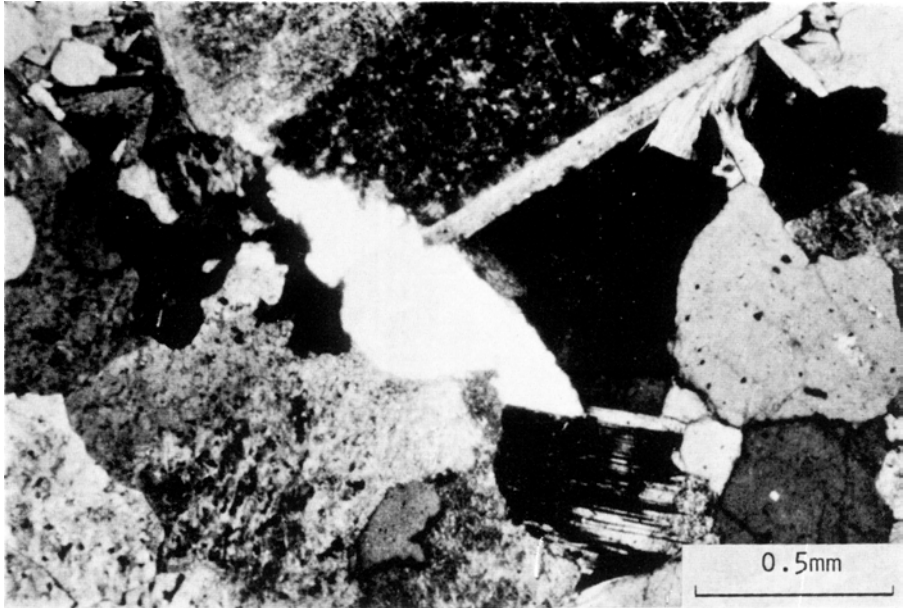
西宮市上ヶ原近傍の空中写真（1949）
Aerial photograph of Nishinomiya City



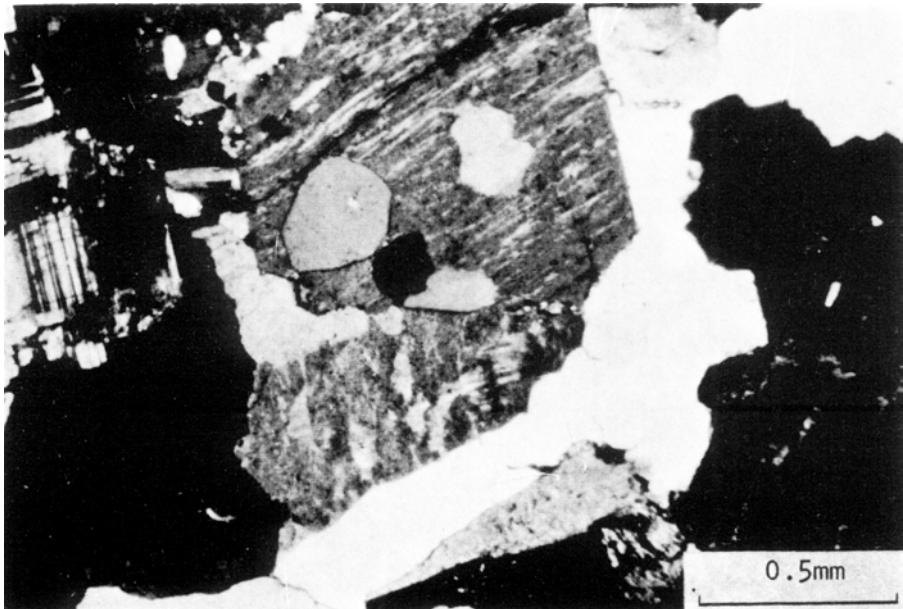
1 有馬層群結晶質凝灰岩 (7081407, 直交ニコル)
Crystal tuff of the Arima Group



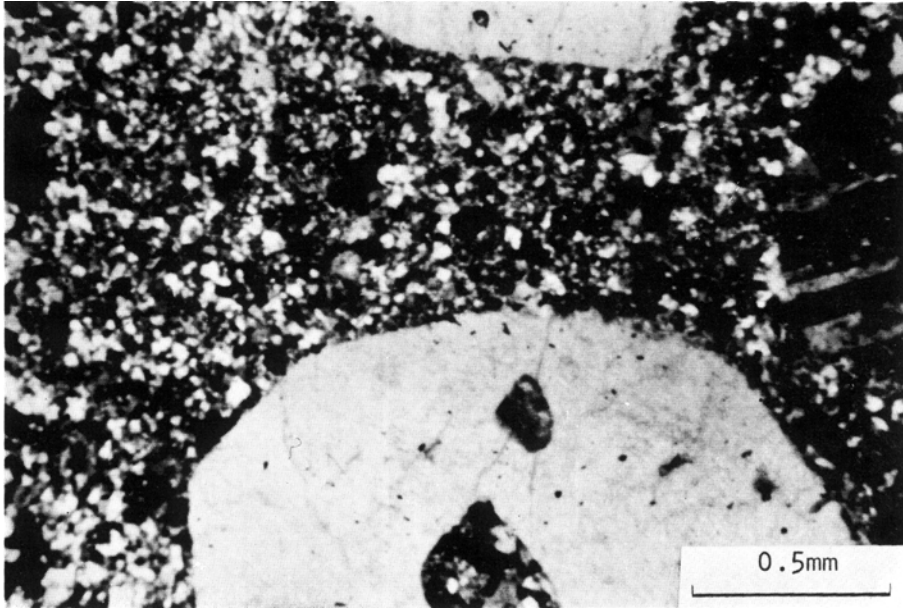
2 有馬層群流紋岩溶岩 (012601, 直交ニコル)
Rhyolite lava of the Arima Group



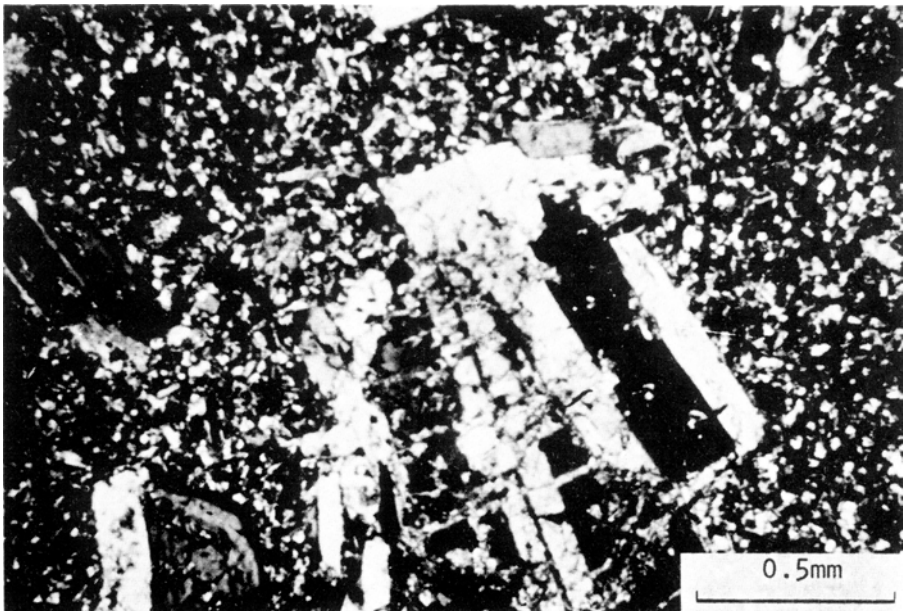
1 石切山花崗閃綠岩 (4102004, 直交ニコル)
Ishikiriyama Granodiorite



2 六甲花崗岩 (E-7, 直交ニコル)
Rokko Granite



1 石英斑岩 (C-86, 直交ニコル)
Quartz porphyry



2 ひん岩 (31602, 直交ニコル)
Porphyrite

※文献引用例

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. and KASAMA, T. (1982) *Geology of the Ōsaka-Seihokubu District. Quadrangle Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 112p. (in Japanese with English Abstract, 8p.)*

昭和 57 年 3 月 16 日 印刷

昭和 57 年 3 月 20 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 和田 信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都千代田区神田神保町3-2

© 1982 Geological Survey of Japan

平成 7 年 3 月 27 日 第 2 刷発行

印刷者 飯 島 勲

印刷所 東日本印刷株式会社

茨城県つくば市上ノ室283