

55(521.75)(084.32 M 50)(083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

京都(11)第37号

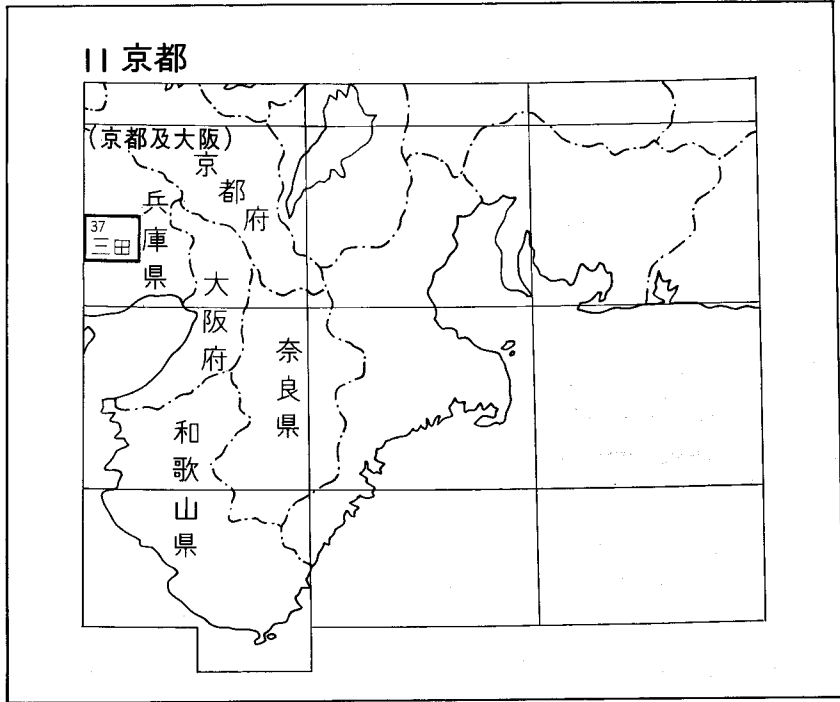
三 田 地 域 の 地 質

尾崎正紀・松浦浩久

昭 和 63 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 | 6 |
| III. 有馬層群及び岩脈（上部白亜系） | 10 |
| III. 1 兵庫県下の白亜紀火山岩類 | 10 |
| III. 2 研究史 | 10 |
| III. 3 有馬層群の概要 | 12 |
| III. 4 東部の有馬層群 | 12 |
| III. 4. 1 僧川碎屑岩層 | 12 |
| III. 4. 2 玉瀬溶結凝灰岩 | 14 |
| III. 4. 3 玄能池碎屑岩層 | 15 |
| III. 4. 4 境野溶結凝灰岩 | 16 |
| III. 4. 5 佐曾利凝灰角礫岩 | 16 |
| III. 5 西部の有馬層群 | 18 |
| III. 5. 1 鴨川層 | 18 |
| III. 5. 2 平木溶結凝灰岩 | 21 |
| III. 6 有馬層群のモード組成 | 23 |
| III. 7 有馬層群の化学組成 | 26 |
| III. 8 有馬層群の放射年代 | 27 |
| III. 9 岩 脈 | 28 |
| IV. 神戸層群（古第三系） | 30 |
| IV. 1 概 要 | 30 |
| IV. 2 三田累層 | 33 |
| IV. 2. 1 砥石川泥岩砂岩部層 | 36 |
| IV. 2. 2 新田礫岩部層 | 36 |
| IV. 2. 3 下井沢泥岩部層 | 38 |
| IV. 3 吉川累層 | 39 |
| IV. 3. 1 長尾砂岩泥岩部層 | 39 |
| IV. 3. 2 吉安砂岩泥岩礫岩部層 | 40 |
| IV. 3. 3 原坂泥岩部層 | 42 |
| IV. 4 細川累層 | 42 |
| IV. 5 堆積環境 | 42 |
| IV. 6 凝灰岩層 | 44 |
| IV. 7 神戸層群の地質年代 | 51 |

| | |
|-------------------------------------|----|
| V. 第四系 | 55 |
| V. 1 大阪層群 | 55 |
| V. 1. 1 概要 | 55 |
| V. 1. 2 小野累層 | 56 |
| V. 1. 3 三木累層 | 57 |
| V. 2 段丘堆積物 | 62 |
| V. 2. 1 概要 | 62 |
| V. 2. 2 T ₁ 段丘堆積物 | 62 |
| V. 2. 3 T ₂ 段丘堆積物 | 62 |
| V. 2. 4 T ₃ 段丘堆積物 | 62 |
| V. 2. 5 T ₄ 段丘堆積物 | 64 |
| V. 2. 6 T ₅ 段丘堆積物 | 64 |
| V. 3 崖錐堆積物 | 64 |
| V. 4 扇状地堆積物 | 64 |
| V. 5 沖積層 | 65 |
| VI. 地質構造 | 65 |
| VI. 1 概要 | 65 |
| VI. 2 神戸層群堆積以前の構造 | 65 |
| VI. 2. 1 褶曲 | 65 |
| VI. 2. 2 断層 | 67 |
| VI. 2. 3 佐曾利凝灰角礫岩をめぐる構造 —佐曾利コールドロン— | 67 |
| VI. 3 神戸層群に変位を及ぼす構造 | 69 |
| VI. 4 第四系に変位を及ぼす構造 | 71 |
| VII. 応用地質 | 73 |
| VII. 1 鉱物資源 | 73 |
| VII. 1. 1 金属鉱床 | 73 |
| VII. 1. 2 ろう石 | 73 |
| VII. 2 砕石 | 75 |
| VII. 3 垂炭 | 76 |
| VII. 4 粘土 | 76 |
| VII. 5 地下水 | 76 |
| VII. 6 鉱泉 | 76 |
| VII. 7 地すべり | 76 |
| 文献 | 82 |
| Abstract | 89 |

図・表・付図・図版目次

| | | |
|--------|---------------------------------------|-------|
| 第 1 図 | 三田図幅地域の行政区分図 | 2 |
| 第 2 図 | 三田図幅地域及び周辺地域の埋谷面図 | 3 |
| 第 3 図 | 三田図幅地域の地形区分図 | 4 |
| 第 4 図 | 三田図幅地域の地形 | 5 |
| 第 5 図 | 三田図幅地域及び周辺地域の地質総括図 | 7 |
| 第 6 図 | 三田図幅地域及びその周辺地域の地質概略図 | 8 |
| 第 7 図 | 近畿地方西部における白亜系の地質概略図 | 11 |
| 第 8 図 | 三田図幅地域及び周辺地域の地質概略図 | 13 |
| 第 9 図 | 三田図幅地域及び周辺地域における有馬層群のルート地質柱状図 | 14 |
| 第 10 図 | 僧川砕屑岩層の露頭 | 15 |
| 第 11 図 | 佐曾利凝灰角礫岩の露頭 | 17 |
| 第 12 図 | 鴨川層の軽石凝灰岩の露頭 | 19 |
| 第 13 図 | 鴨川層の流紋岩溶岩の露頭 | 20 |
| 第 14 図 | 鴨川層の流紋岩自破碎溶岩 | 20 |
| 第 15 図 | 平木溶結凝灰岩下部の凝灰角礫岩 | 22 |
| 第 16 図 | 平木溶結凝灰岩上部にみられる板状節理 | 22 |
| 第 17 図 | 平木溶結凝灰岩上部にみられる柱状節理 | 23 |
| 第 18 図 | 鴨川層の成層凝灰岩を不整合に覆う平木溶結凝灰岩上部の露頭 | 24 |
| 第 19 図 | 三田図幅地域の有馬層群の火砕岩の基質－結晶片－岩片モード組成 | 25 |
| 第 20 図 | 三田図幅地域の有馬層群の火砕岩中の結晶片のモード組成 | 26 |
| 第 21 図 | 三田図幅地域の有馬層群の $MgO-FeO^*-K_2O+Na_2O$ 図 | 30 |
| 第 22 図 | 三田盆地に分布する神戸層群の模式層序断面図 | 32 |
| 第 23 図 | 三田盆地に分布する神戸層群の岩相区分図 | 32 |
| 第 24 図 | プレーナ型斜交層理及び礫の覆瓦構造（インプリケーション）から求めた古流向 | 33 |
| 第 25 図 | 三田盆地に分布する神戸層群の主要な岩相を示す地質柱状図 | 34-35 |
| 第 26 図 | 新田礫岩部層の岩相 | 37 |
| 第 27 図 | 下井沢泥岩部層の岩相 | 39 |
| 第 28 図 | 吉安砂岩泥岩礫岩部層の岩相 | 41 |
| 第 29 図 | 三田盆地の神戸層群に挟在する軽石火山礫凝灰岩岩相 B | 45 |
| 第 30 図 | 三田盆地の神戸層群に挟在する凝灰岩の岩相(1) | 46 |
| 第 31 図 | 三田盆地の神戸層群に挟在する凝灰岩の岩相(2) | 47 |
| 第 32 図 | 東条湖凝灰岩層の地質柱状図 | 50 |
| 第 33 図 | 上久米凝灰岩層の地質柱状図 | 51 |

| | | |
|---------|----------------------------------------------|-------|
| 第 34 図 | 北畑凝灰岩層，石上山凝灰岩層及び戸田凝灰岩層の地質柱状図 | 52 |
| 第 35 図 | 上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層に挟まれる凝灰岩層の地質柱状図 | 53 |
| 第 36 図 | 三田図幅地域における三木累層の分布 | 57 |
| 第 37 図 | 三木累層の岩相及び堆積構造 | 59 |
| 第 38 図 | 三木累層最上部の岩相 | 60 |
| 第 39 図 | 三田図幅地域にみられる段丘堆積物及び沖積層 | 63 |
| 第 40 図 | 三田図幅地域及び周辺地域の断層系 | 66 |
| 第 41 図 | 兵庫県南部の白亜紀後期火山岩類の地質構造 | 66 |
| 第 42 図 | 三田図幅地域及び周辺地域における有馬層群の地質構造図 | 68 |
| 第 43 図 | 三田盆地における神戸層群の地質構造図 | 70 |
| 第 44 図 | 東北東－西南西走向の断層露頭及び説明図(1) | 71 |
| 第 45 図 | 東北東－西南西走向の断層露頭及び説明図(2) | 72 |
| 第 46 図 | 平木鉱山の全景 | 74 |
| 第 47 図 | 平木鉱山鉱床断面図 | 74 |
| 第 48 図 | 平木鉱山の年度別生産量 | 75 |
| 第 49 図 | 地すべり地形 | 78 |
| 第 50 図 | 凝灰岩層の崩壊及び粘土化 | 79 |
| 第 51 図 | 上久米凝灰岩層最下部にみられる降下軽石堆積物の粘土化 | 80 |
| 第 52 図 | 美囊郡吉川町南部の地質図 | 81 |
| 第 53 図 | 美囊郡吉川町南部の地すべりブロック分布図 | 82 |
| 第 1 表 | 三田図幅地域の有馬層群の化学組成 | 28-29 |
| 第 2 表 | 有馬層群平木溶結凝灰岩上部の K-Ar 年代測定結果 | 30 |
| 第 3 表 | 神戸層群の層序区分の変遷 | 31 |
| 第 4 表 | 神戸層群のフィッシュトラック年代値 | 54 |
| 第 5 表 | 神戸層群に挟在する凝灰岩中の黒雲母の分析値及び K-Ar 年代値 | 55 |
| 第 6 表 | 三田図幅地域及びその周辺地域における大阪層群の層序区分 | 56 |
| 第 7 表 | 三田図幅地域及びその周辺地域における明美面及び段丘面の対比 | 61 |
| 付 図 | 地点（地質柱状図作成地点，年代測定試料採集地点，写真撮影地点）及び地すべり指定地域分布図 | 88 |
| 第 I 図版 | 有馬層群佐曾利凝灰角礫岩タイプ II の岩相の典型的な露頭 | |
| 第 II 図版 | 佐曾利凝灰角礫岩のタイプ I とタイプ II の関係を示す露頭 | |

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第37号

三田地域の地質

尾崎正紀*・松浦浩久**

三田図幅地域の地質図幅の作成は、地震予知特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、本図幅地域の調査及び研究は昭和60・61年度に実施された。野外調査に当たっては、本図幅地域北部の山地を松浦が、南部の三田盆地を尾崎が行った。報告書のとりまとめは、上部白亜系、第四系の崖錐堆積物、応用地質の鉱物資源・砕石を松浦が、地質概説及び地質構造を松浦・尾崎が、その他の項及び全体のとりまとめを尾崎が行った。

本研究の有馬層群については、本図幅地域を含む兵庫県南東部の有馬層群の地質調査を永く続けられた吉田久昭氏(大阪府立今宮高等学校)に負うところが大きい。また河田清雄氏(前地質調査所大阪出張所長・現ドリコ株式会社)には吉田久昭氏とともに、現地でも有益な御助言を頂いた。

有馬層群に胚胎するろう石鉱床の調査では、服部鉱業株式会社平木鉱業所の谷波正三所長及び下田英勝鉱山部長には多大な御協力を頂いた。日本道路公団大阪建設局三田工事事務所には、近畿自動車道舞鶴線の工事区内の現地調査への便宜及び資料の提供を受けた。また、住宅都市整備公団関西支社北摂・北神開発事務所には、北摂ニュータウン工事地域内の現地調査について便宜を図っていただき、更に資料の提供を受けた。兵庫県農林水産部農地整備課及び土木部砂防課には、地すべりに関する資料を提供していただいた。以上の方々から心からの感謝の意を表する。

所内では、三村弘二技官には有馬層群佐曽利凝灰角礫岩中の巨大岩塊を含む地層、並びに神戸層群の凝灰岩について現地での共同研究に参加して頂いた。これら成果の一部は本報告にも引用されている。蛍光X線による岩石の全岩化学分析では、服部 仁技官の御世話になった。本研究で使用した薄片は、技術部宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗の各技官及び中国出張所囑託 藤本アヤ子氏によって作製された。

I. 地 形

5万分の1図幅「三田」地域は、東経 $135^{\circ}0' - 135^{\circ}15'$ 、北緯 $34^{\circ}50' - 35^{\circ}0'$ の範囲にあり、兵庫県南東部に位置する。本図幅地域には、三田市・西宮市・神戸市北区・多紀郡丹南町及び今田町・美囊郡吉川町・加東郡東条町及び社町・三木市・小野市・西脇市が含まれる(第1図)。

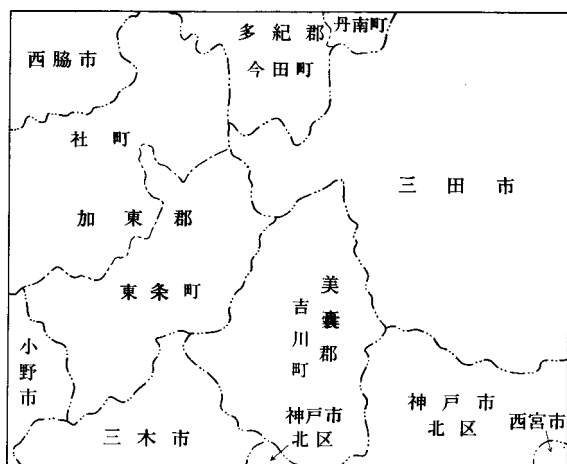
本図幅地域は、地形的に北半部の丹波山地と南半部の三田盆地に区分でき、それぞれ本図幅地域の5分の2、5分の3の面積を占める(第2、3図)。本図幅地域の丹波山地と三田盆地の地形境界は「へ」の字形を示し、この境界の標高は約260mから約340mと東側ほど高くなる。

丹波山地

本図幅地域の北部を占める山地は丹波山地の南端に位置し、有馬層群から構成されている。

本図幅地域内の山地の稜線の高さは標高300-650mの範囲にあり、100-400mの起伏を持つ。本図幅地

*地 質 部 **中国出張所



第1図 三田図幅地域の行政区分図

三田盆地

三田盆地は、西側を除く3方を「コ」の字形の山地に囲まれた南北約15km、東西約20kmの盆地で、稜線の標高が300-150mの丘陵から構成されている。三田盆地と神戸層群の分布はほぼ一致する。三田盆地のうち、北側4分の3が本図幅地域に含まれる。有馬層群からなる帝釈山地と接する三田盆地南縁は、東西方向の雁行状断層が発達し、三田盆地東部はこれら断層の一部を断層崖とする断層角盆地の形態をなす。

三田盆地は、地形的に更に丘陵地・台地・段丘面・谷底平野に細分できる(第3・4図)。

台地 三田盆地北東部(赤松台地、末台地、上野台地)と西部の丘陵頂部(小野台地、東条・社台地、社台地など)に広がる平坦面で、大阪層群三木累層の堆積面(堆積物頂面)からなる。台地をつくるこれら平坦面は三田盆地北東部では高位面(水山ほか, 1967)、西部では高位明美面(市原・小黒, 1958)、万勝寺面(河名, 1973)、小野I面(八木, 1973c)などと呼ばれているが、本報告ではこの平坦面を総括的に明美面(市原ほか, 1960)と呼ぶ。

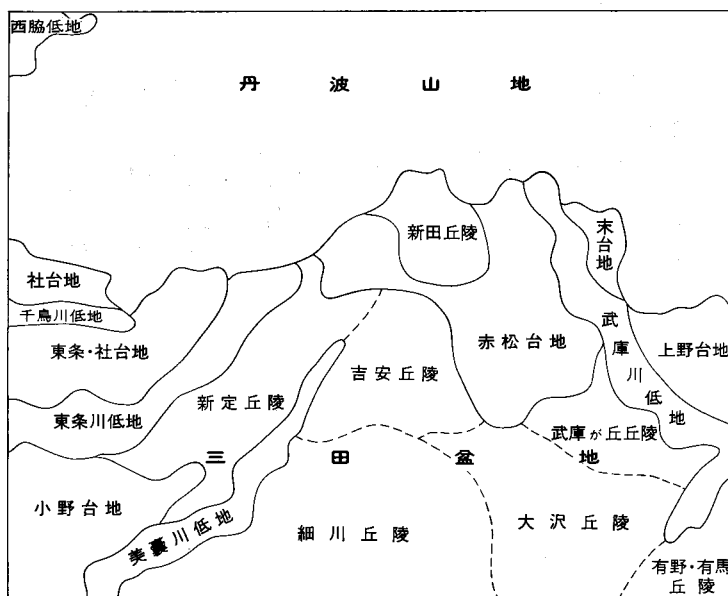
三木累層の堆積物はその分布・古流向によって北からの供給が推定でき、本来ならば三木累層の堆積面は南へ傾くはずである。しかし、赤松台地の明美面は標高が270mから185mと1/100位の勾配で北北西方向へ傾き、石上山から始まって小野台地、社台地にかけて広がる明美面も標高約230-120mと1/100位の勾配で漸次北西ないし西北西方向に低くなる。したがって、これら明美面の傾きは、傾動運動の結果生じたものと言える。明美面は、現河床との比高が大きい三田盆地の中央部に分布するものほど開析が進んでいる。

丘陵 丘陵は主な河川を境界として新田丘陵、新定丘陵、細川丘陵、吉安丘陵、武庫が丘丘陵、大沢丘陵、有野・有馬丘陵に区分できる。これら丘陵に認められる小起伏面を三田小起伏面と呼ぶ。三田小起伏面は、明美面形成後に形成された浸食面である。三田小起伏面の稜線の標高は300-150m、起伏は100-60mである。厚い砂岩や礫岩が卓越する三田盆地南部の細川丘陵・大沢丘陵では差別浸食のため起伏が大きく、砂・泥岩主体の地層からなる他の丘陵では起伏は小さい。

域の最高点は、本図幅地域最北東端(三田市乙原北部)の三角点で標高659.8mである。この三角点の北側の母子付近では、隆起準平原と考えられている起伏100m未満の地域が存在する(田中・野村, 1983)。

山地の河谷は直線的なものが多く、北東-南西、南北、北西-南東方向が認められ、山地の稜線の方角もほぼこれら河谷の方角に従う。

山地の山麓部には崖錐(一部扇状地も含む)が、河谷沿いには幅500m以下の谷底平野が発達する。



第3図 三田図幅地域の地形区分図

三田小起伏面の稜線の標高は多くの場合明美面より低く、例えば三木市石上山付近(明美面は浸食のためほとんど保存されていない)における三田小起伏面と明美面の標高差は、40-50mに達する(第4図)。三田小起伏面と明美面の標高差は三田盆地の北部ほど小さくなり、新田丘陵付近では逆に三田小起伏面の方が明美面より50-60m高くなる。これは、新田付近の神戸層群の厚い礫岩層が、三木累層の堆積時に、残丘として存在していたためである。

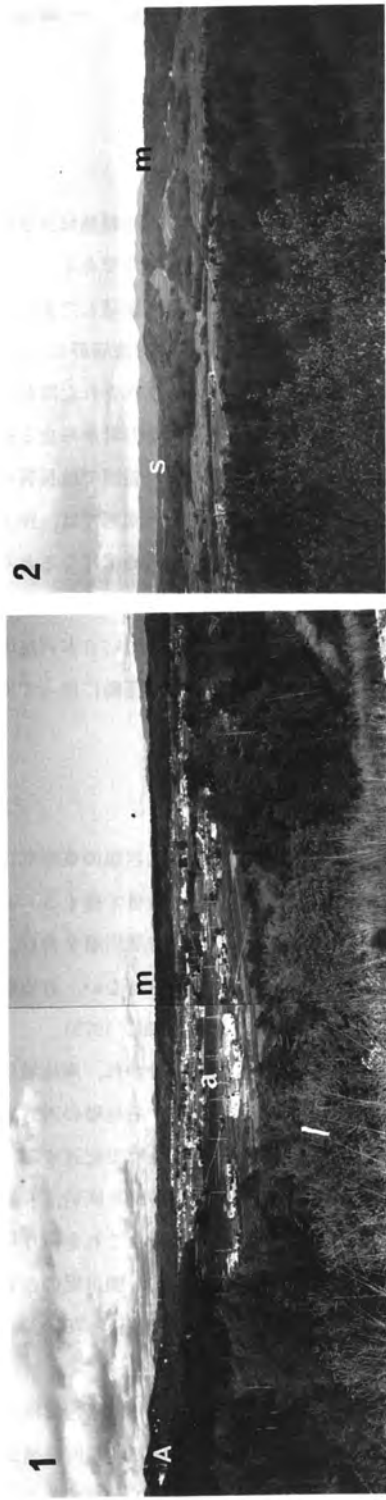
本図幅地域の新田丘陵から大沢丘陵にかけて北北西-南南東方向に、三田小起伏面が地形的に高い地域が存在する。この高まりの東西両側に向かって三田起伏面の稜線標高は低くなり、河川系もこの高まりを分水界として東側の武庫川水系と西側の加古川水系に分かれる。

三田盆地中・南部の三田小起伏面の広がる地域には、馬蹄形の幅・長さともに数100m程度の規模の地すべりが発達する。これら地すべりは、地層の層理面に沿う層すべりの形態によって地形を変化させている。

段丘面 本図幅地域に分布する段丘面は河岸段丘面で、武庫川及び加古川水系の河川沿いに分布する。現在の河川の両側に分布する段丘面の幅は2km以下で、0.5-1kmのものが多い。本図幅地域の段丘面は5段に区分できるが、いずれも面積は狭く、現在の河川との比高は、40m以下である。

低地 低地は、大部分が氾濫原からなる幅の狭い幅数100mの谷底平野である(第4図)。低地の標高は、三田盆地西側の加古川水系で標高70-180m、東側の武庫川水系で標高150-200mとなっている。他に幅500m以下の小規模な扇状地が丘陵地と谷底平野・段丘面の境界に認められる。

三田盆地には、人為的な地形改変地が多く分布する。大規模な団地やゴルフ場などがその主なものである。特に、三田市南西部から神戸市北区有野町にかけての地域では、20万人近い人口をもたらす北摂・



第4図 三田区幅地域の地形

- 1) 丹波山地(A), 明美面(m)及び東条皮低地(a). 東条湖南から東方を撮影(地点:22, 付図参照)
- 2) 三田小起伏面(s), と明美面(m), 後方は帝釈産地, 東条町大谷赤土山付近から南方を撮影(地点:27, 付図参照)
- 3) 武庫川低地(a), 明美面(m)及び丹波山地(A), 三田市下深田から北方を撮影(地点:7, 付図参照)

北神ニュータウンの建設とそれに伴う都市上水道の供給源としての三田市末付近の青野ダムの建設、近畿自動車道舞鶴線等の道路網の整備によって、大規模な地形改変が行われている。

II. 地質概説

三田図幅地域は兵庫県南東部の一面を占め、地体構造上西南日本内帯に属する。本図幅地域及び周辺地域を構成する地質系統は第5図のようにまとめられ、分布は第6図に示されるとおりである。

本図幅地域及び周辺地域の地史を概観すると、石炭紀からジュラ紀にかけて海域に堆積した泥岩・砂岩・チャート・緑色岩・石灰岩が、ジュラ紀末に厚いコンプレックスをなす地質体(丹波層群など)として隆起し、現在の西南日本内帯に広く分布するようになった。丹波層群はその後繰り返された隆起・浸食によって比較的安定した陸域となり、白亜紀前期には汽水-淡水成層及び陸成の安山岩からなる篠山層群が本図幅地域の北方に堆積した。更に白亜紀後期に入ると、西南日本内帯の広い範囲で珪長質の火成活動が起こり、陸上に厚い火山岩類が噴出・堆積した(有馬層群など)。同じ頃地下深部では、陸上の火山活動に関係した花崗岩類と岩脈の貫入が起こった。始新世末あるいは漸新世の始め頃になると本図幅地域の南部から神戸西部に及ぶ地域一帯に堆積盆が生じ、扇状地-河成の地層(神戸層群)が堆積した。その後は緩やかな隆起を伴う造構的に安定した時代が鮮新世まで続き、中新世前期末頃に日本列島のほぼ全域に及んだ大海進の影響も受けなかった。更新世に入ると、海水準変動及び傾動運動に伴って海成-淡水成の地層(大阪層群及び段丘堆積物)が本図幅地域を部分的に覆うようになった。

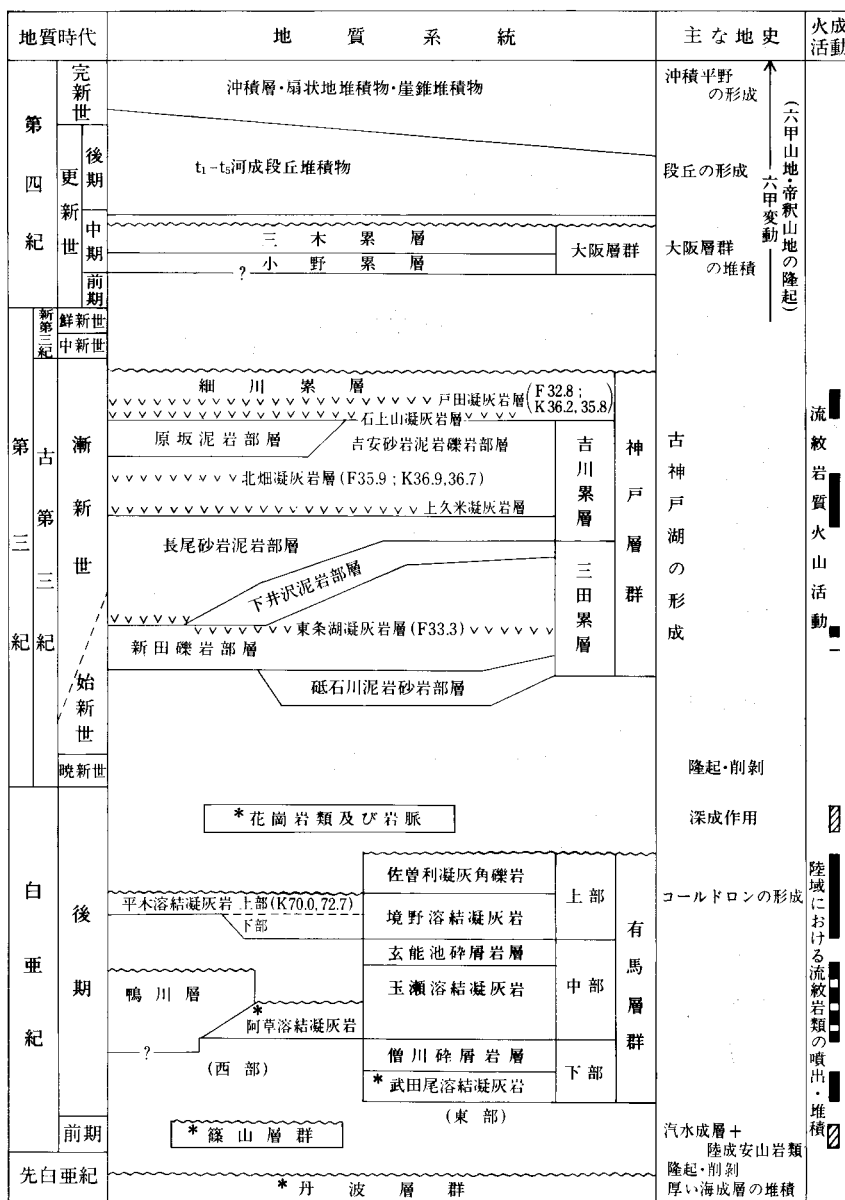
有馬層群

有馬層群は近畿地方西部から中国地方にかけて広大な面積を占める白亜紀後期火山岩類の東端部に当たり、美濃-丹波帯の中・古生層及び篠山層群を不整合に覆うか、またはこれらと断層で接する。有馬層群を構成する岩石の大部分は流紋岩溶結凝灰岩で、少量の非溶結凝灰岩・溶岩・砕屑岩層を含む。安山岩類は北西隣の生野図幅地域内には広く大量に分布するが、本図幅地域内には分布しない。有馬層群は挟在する2枚の厚い砕屑岩層によって、大きく上部・中部・下部に3分される(吉田, 1975)。

三田図幅地域内の有馬層群は北部中ほどを南北に走る断層によって東部と西部に分かれ、両地域に共通に分布する地層はない。また南側は神戸層群に被覆されるので、南東縁部に分布する地層の西方延長は不明である。したがって、本報告ではこの断層を境に、有馬層群を東部と西部に分けて記述する。

東部は有馬層群の模式地の西方延長部に当たり、南から北に僧川砕屑岩層、玉瀬溶結凝灰岩、玄能池砕屑岩層・境野溶結凝灰岩及び佐曾利凝灰角礫岩の順に重なっている。西部は鴨川層とこれを覆う平木溶結凝灰岩からなり、それぞれ東部の玉瀬溶結凝灰岩と境野溶結凝灰岩に対比される。鴨川層の西方延長は相生層群や生野層群に連続する。有馬層群の放射年代はK-Ar法で72.7Ma(カリ長石)と70.0Ma(黒雲母)が得られた。

地質構造的には東部は東隣の広根図幅地域に分布する有馬層群の西側末端部に当たり、東西方向のトレンドを持ち、南から北に整合に重なっている。西部は断層の西側に北北西-南南東方向の向斜構造をなして東部と大きく異なっている。このほか、本図幅地域北東部から隣接地域にかけて分布する佐曾利



放射年代(単位Ma)
 K; K-Ar法による年代値
 F; フィッシュオントラック法による年代値
 * は本地域には分布しない

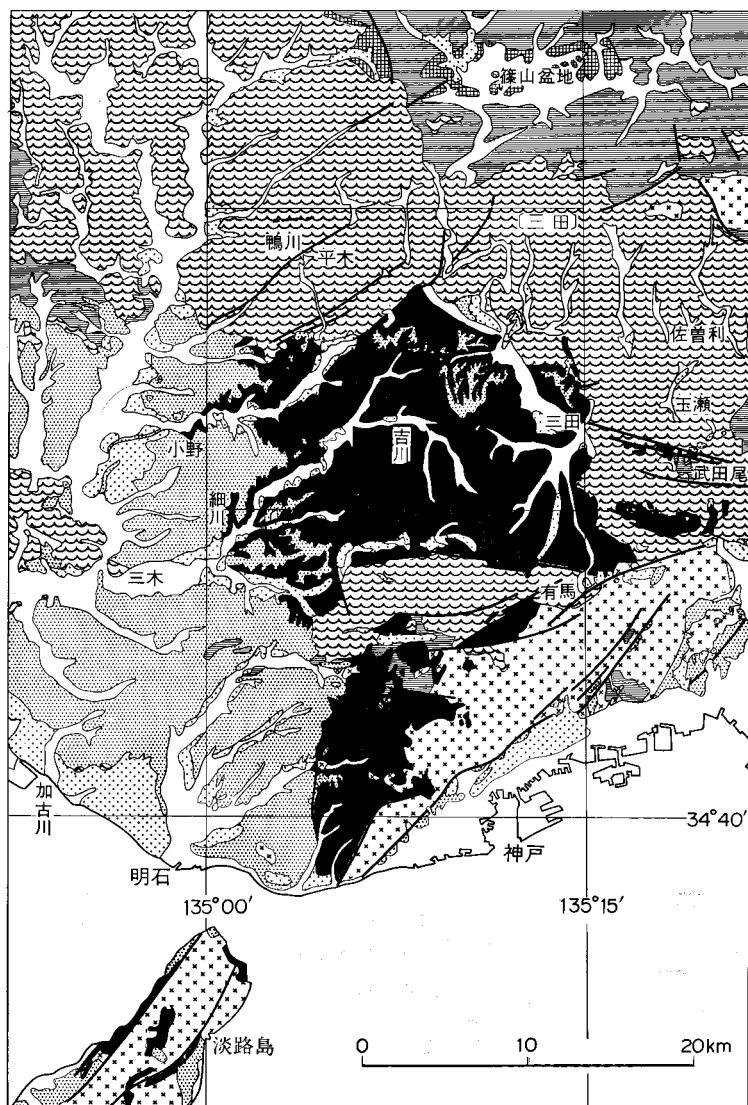
■; 流紋岩火砕岩類
 □; 流紋岩溶岩
 ⊠; 安山岩質貫入岩及び噴出岩









第5図 三田幅地域及び周辺地域の地質総括図

凝灰角礫岩は、周囲が多角形環状の断層と花崗斑岩の岩脈で限られた構造を持っている。これは有馬層群の多量の溶結凝灰岩を噴出した結果生じたコールドロンと考えられる。

岩脈

岩脈は花崗斑岩・ひん岩-石英ひん岩の2種類で、有馬層群を切る断層に沿って貫入し、神戸層群に



- | | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  沖積層(完新世) |  花崗岩類(白亜紀後期) |
|  段丘堆積物(後期更新世, 一部完新世を含む) |  有馬層群及びその相当層(白亜紀後期) |
|  大阪層群 一部高位段丘堆積物を含む(鮮新世-中期更新世) |  篠山層群(白亜紀前期) |
|  神戸層群(始新世末-漸新世前期) |  丹波層群(石炭紀-ジュラ紀) |

第6図 三田図幅地域及びその周辺地域の地質概略図

池辺編(1961), 猪木(1981), 河田ほか(1986)に基づいて作成

覆われる。南の神戸地域では同様の岩脈が六甲花崗岩に貫入しているので、有馬層群後の火成活動に属する。

神戸層群

神戸層群は、現在、三田盆地・神戸市西部・淡路島北部に分れて分布するが、神戸層群堆積当時は一連の堆積盆であったと考えられている(Huzita *et al.*, 1971). 従来、神戸層群は神戸市西部に産する植物化石と淡路島北部に産する貝化石によって、中新世前期-中期の第一瀬戸内累層群に属するものとされてきた。しかし、三田盆地の神戸層群に挟まれる凝灰岩から求められたフィッシュントラック年代値及びK-Ar年代値が始新世末-漸新世前期を示すこと、植物化石群は漸新世の植物群である可能性があること、中新世前期末の貝化石を産する淡路島北部の神戸層群とされている地層は、他の神戸層群と別の地層の可能性があるので(尾崎, 準備中)から、本報告では三田盆地・神戸市西部の神戸層群を古第三系として扱う。

神戸層群は、北側・東側・南側を山地に囲まれた三田盆地を埋積し、北縁と東縁部では山地の構成層である有馬層群を不整合に覆うのに対して、南縁ではしばしば断層で有馬層群と接する。

本図幅地域の神戸層群は、非海成の砂岩・泥岩・礫岩からなり、一部流紋岩質凝灰岩、亜炭を挟む。三田盆地の神戸層群は積算層厚800m+で、盆地中・西部に向かってより上位の地層が分布する。三田盆地の神戸層群は岩相によって、下位から三田累層・吉川累層・細川累層に区分できる。三田累層は更に、下位より砥石川泥岩砂岩部層(数m-50m)、新田礫岩部層(40-200m)、下井沢泥岩部層(10-50m)に細分できる。吉川累層は下位から長尾砂岩泥岩部層(30-150m)、吉安砂岩泥岩礫岩部層(170-270m)、原坂泥岩部層(0-25m)に区分できる。細川累層(60m+)は未調査地域が存在するため、細分は行っていない。新田礫岩部層は礫岩主体の扇状地堆積物からなり、三田盆地の北・東・南縁部に分布する。特に三田盆地南縁部の新田礫岩部層は、不淘汰な巨礫岩層からなる。砥石川泥岩砂岩部層の一部、下井沢泥岩部層、原坂泥岩部層は泥岩主体の湖成堆積物で、比較的盆地南部に厚く分布する。厚さ5-25mの礫岩→砂岩→泥岩からなる上方細粒化型堆積サイクルの累重からなる砥石川泥岩砂岩部層の一部、長尾砂岩泥岩部層、吉安砂岩泥岩礫岩部層、細川累層の一部は、網状河川及び蛇行河川堆積物である。

神戸層群には少なくとも9層の流紋岩質凝灰岩層が挟在する。主な鍵層となる凝灰岩層は、下位より東条湖凝灰岩層、上久米凝灰岩層、北畑凝灰岩層、石上山凝灰岩層がある。神戸層群下部では、凝灰岩層の示す時間面は、岩相層区分と大きく斜交する。

大阪層群

本図幅地域には大阪層群相当層が分布し、それらは小野累層と三木累層に区分できる。小野累層は本図幅地域南西部に分布し、層厚は数m-10数mである。白く漂白された中礫・砂・シルトからなり、一部火山灰層を挟む。三木累層は三田盆地西部及び北東部に分布し、厚さ数m-数10mのチャート以外はくさり礫となっている河成礫層からなる。三木累層は、最上位に堆積面(明美面)を形成している。この堆積面は従来高位段丘面とされたものである。明美面は、1/100位の勾配で北西方向に傾斜している。

段丘堆積物

加古川水系・武庫川水系沿いに河岸段丘が発達し、上位よりT₁、T₂、T₃、T₄、T₅段丘堆積物に区分

できる。いずれも分布が狭く、堆積物の厚さは10m以下である。T₁段丘堆積物より新しい段丘堆積物には、堆積物の上部に赤色化が認められない。

完新統

完新統は崖錐堆積物・扇状地堆積物・沖積層に区分できる。崖錐堆積物は、不淘汰な礫、砂及びシルトからなり、山地を形成する有馬層群、特に平木溶結凝灰岩から構成される山地の山麓によく発達する。扇状地堆積物は砂・礫からなり、三田盆地の小さな谷の出口に小規模に認められる。沖積層は、礫・砂・シルトからなり、武庫川・美囊川などの主な川沿いに狭く分布する。

Ⅲ. 有馬層群及び岩脈(上部白亜系)

Ⅲ. 1 兵庫県下の白亜紀後期火山岩類

中国地方から近畿地方西部の白亜紀後期火山岩類は、広島-三瓶山を結ぶ線と倉敷-鳥取を結ぶ線で分布が大きく途切れて、三つの大きなブロックになっている。このうち東側に位置するブロックの大部分が兵庫県下に分布する(第7図)・本ブロックは更に南北に四つの小ブロックに分かれ、北から矢田川層群、生野層群-有馬層群、相生層群-広峰層群(姫路酸性岩類)及び泉南流紋岩類¹⁾の順に分布している。これらのブロックを隔てるものとして、北から舞鶴層群-夜久野貫入岩類、三日月層・上月層などの中・古生層及び花崗岩類が露出している。白亜紀後期火山岩類は同一のブロック内でも互いに独立した10-20km規模の盆状構造を作る。

これらの火山岩類は流紋岩>デイサイト>安山岩質の火砕岩と溶岩からなり、しばしば碎屑岩層を挟む。

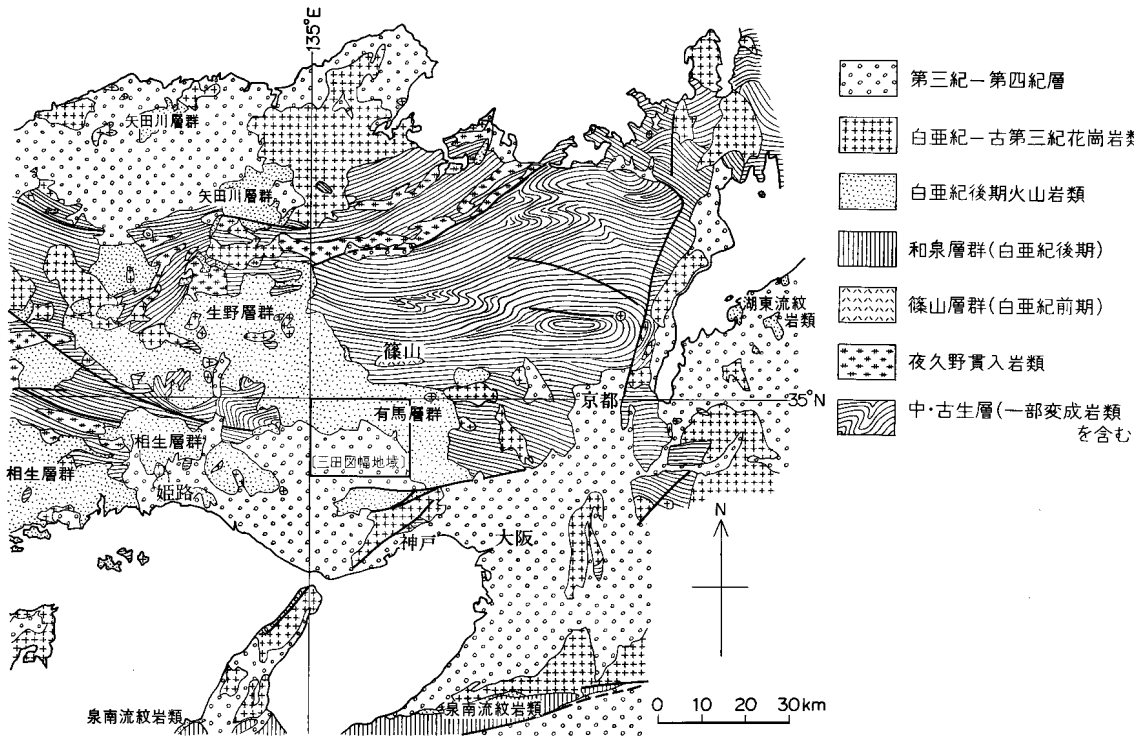
火山岩類の名称は研究の行われた地域ごとに異なった名称がつけられたために、生野層群と有馬層群のように連続した岩体が別の名称で呼ばれることがある。この場合について、便宜的に加古川以西を生野層群、東側を有馬層群と呼んだり(弘原海, 1986)、東経135°以西を相生層群(猪木, 1981)、東経135°以东を有馬層群(河田ほか, 1986)と呼んだりして統一には至っていない。三田図幅地域内では、ほとんどの研究者が有馬層群の名称を用いているので、本報告も有馬層群の名称を用いる。

Ⅲ. 2 研究史

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命名された(笠間, 1959)。

西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ(1967)は有馬層群が篠山層群を不整合に覆い、六甲花崗岩に貫入されることを指摘して、相生層群や生野層群とともに西南日本内帯に広大な分布を示す白亜紀後期火山岩類に属することを明らかにした。これは篠山層群が化石・岩相上の特徴から白亜紀前期の

1) 泉南酸性岩類・泉南酸性火砕岩類・泉南層群などと呼ばれた。本報告は市原ほか(1986)による。



第7図 近畿地方西部における白亜系の地質概略図
山田ほか(1982)を簡略化し、一部は河田ほか(1986)により修正

関門層群に対比され(小野山, 1931;坂口, 1960), 六甲花崗岩は黒雲母の K-Ar 法測年による 72-77Ma の年代(河野・植田, 1966)が知られるようになったことによる。

有馬層群の層序は最初に宝塚市北部の武田尾温泉から佐曽利に至るルートで確立された(吉田, 1975; KASAMA and YOSHIDA, 1976; 吉田・河田, 1987b)。その後この層序は有馬層群全体の基準となり、大阪西北部地域(藤田・笠間, 1982)、神戸地域(藤田・笠間, 1983)、三田-篠山盆地及び深山地域(吉田・河田, 1987b)の有馬層群の対比が行われ、20 万分の 1 地質図幅「京都及大阪」(河田ほか, 1986)で全地域にわたって総括された。

有馬層群の時代については、不整合や貫入などの間接的な推定のほかに、最近は火山岩中のカリ長石から $72.7 \pm 2.3\text{Ma}$ という K-Ar 年代(柴田ほか, 1984)が得られている。神戸市北区道場町の碎屑岩層からは植物化石を産するが、準化石は発見されていない(松尾, 1982)。

有馬層群をめぐる未解決の問題点として、有馬層群より若い火山岩類、特に六甲花樹岩よりも新しい火山岩類の存否が残っている。神戸市帝釈山地(裏六甲酸性火砕岩研究グループ, 1979)、六甲山頂南部(元木, 1979)、篠山町竜坊温泉周辺(田結庄ほか, 1983)などに分布する火山岩類は、有馬層群を覆い、あるいは花崗岩類の角礫を包有することから花崗岩類よりも若い火山岩であると主張されている。現時点では、これらの火山岩類が花崗岩を直接不整合に覆う露頭が未発見であることや、火山岩類の一部が花崗岩類による熱変成作用を被っていることが確認されている(藤田・笠間, 1982; 吉田・河田, 1987b)ことから、これらの火山岩類に包有される花崗岩の角礫の由来は、なお検討の余地がある。

III. 3 概要

三田図幅地域及び周辺地域の地質図を第8図に、有馬層群の柱状図を第9図に示す。

本図幅地域周辺の有馬層群は東縁と北縁を断層又は不整合で丹波層群と接し、北縁の一部で篠山層群を不整合に覆う。西方へは連続して分布し、生野層群と呼ばれている。花崗岩類は篠山地域内の辰巳、園野図幅地域内の柏原・剣尾山、広根図幅地域の三草山・川下川ダム付近で丹波層群及び有馬層群に貫入している。有馬層群の南西部は古第三紀の神戸層群に不整合に覆われる。

有馬層群の層序は吉田(1975)によって、広根地域内の武田尾-佐曾利のルートで確立された。ここでは下位から武田尾溶結凝灰岩、僧川砕屑岩層、玉瀬溶結凝灰岩(流紋岩溶岩を挟む)、玄能池砕屑岩層、境野溶結凝灰岩、佐曾利凝灰角礫岩の順に重なっている(第9図右端)。この部分は三田図幅地域東部まで分布するが、西側に神戸層群が分布するので、篠山図幅地域西部から三田図幅地域西部にかけての有馬層群とは分布が隔てられている。また最上位の佐曾利凝灰角礫岩は古市-藍本-西相野を通る断層で西縁を限られる。したがって両地域に共通する地層がないので、三田図幅地域の記述では広根図幅地域内の模式地の延長部を東部、篠山図幅地域西部から三田図幅地域西部に至る部分を西部とする。

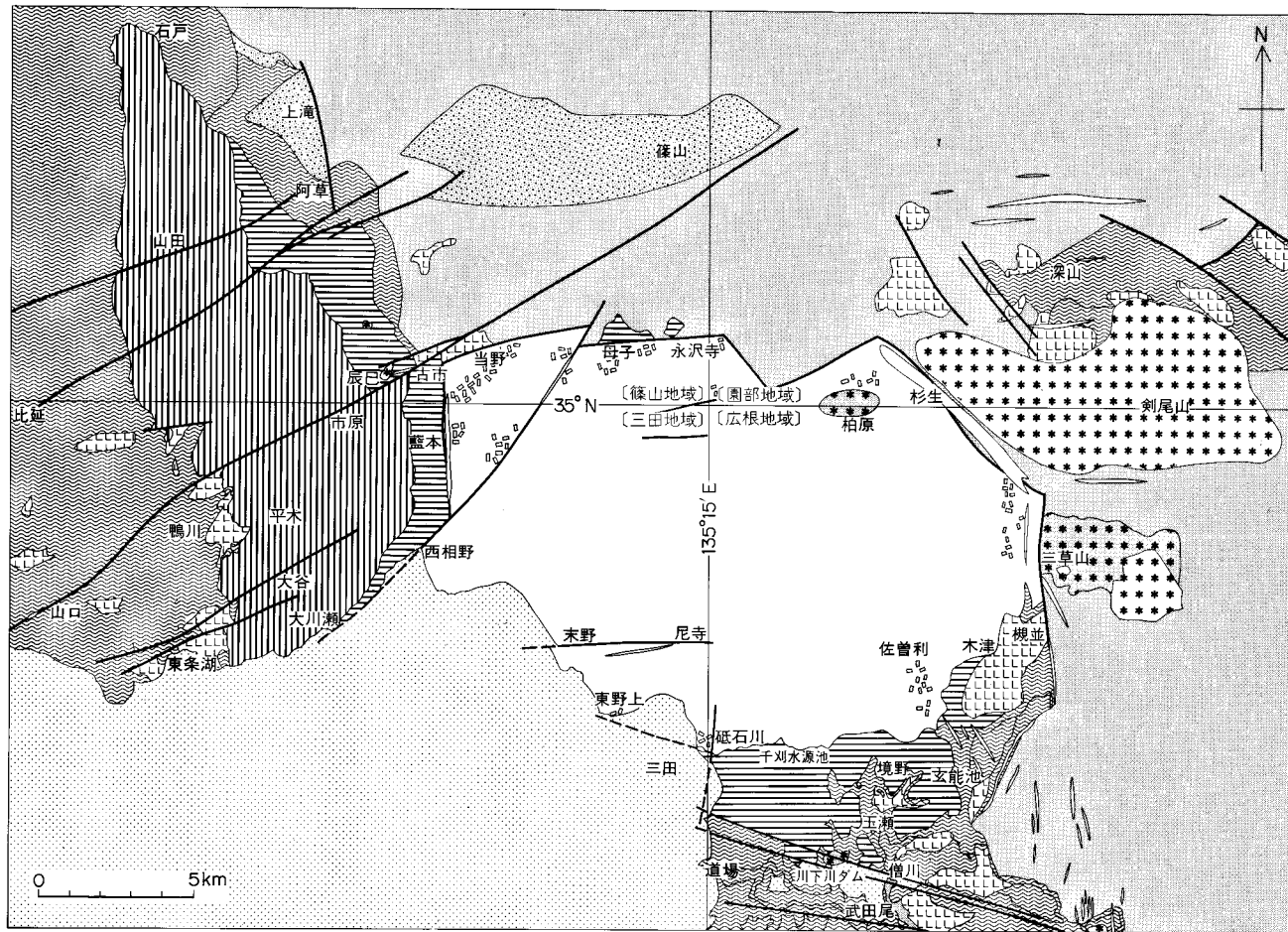
篠山図幅地域西部から三田図幅地域西部に至る地域では、山南町石戸-三田市大川瀬を軸とする向斜により、下位の鴨川層が上位の平木溶結凝灰岩を西-北-北東側から取り巻いている。平木溶結凝灰岩は上部と下部に分けられる(吉田・河田, 1987a, b)。平木溶結凝灰岩下部は向斜の東側にのみ露出し、北西に向かって尖滅する。向斜の西側では平木溶結凝灰岩下部は欠如し、上部が直接鴨川層に重なる(第9図左端)。向斜の東側の南部は断層で佐曾利凝灰角礫岩と接するので、平木溶結凝灰岩下部の下位は露出しない。向斜の北東部では山南町上滝付近を通る東西方向の背斜軸を挟んで北西側には篠山層群、阿草溶結凝灰岩、鴨川層、平木溶結凝灰岩上部の順に重なり(第9図左から2本目の柱状図)、南西側には篠山層群、阿草溶結凝灰岩、平木溶結凝灰岩下部、上部の順に重なる(第9図右から2本目の柱状図)。篠山西部-三田西部に分布する地層のうち、鴨川層は模式地の玉瀬溶結凝灰岩に、平木溶結凝灰岩は境野溶結凝灰岩にそれぞれ対比される(吉田・河田, 1987a, b)。阿草溶結凝灰岩は模式地には相当するものが分布しない。

III. 4 東部の有馬層群

東部の有馬層群は三田図幅地域の東部から南東縁にかけて分布し、三田盆地の神戸層群に不整合に覆われている。模式地はすべて東隣の広根図幅地域内にある。

III. 4. 1 ^{そうかわ}僧川砕屑岩層(A_{So})

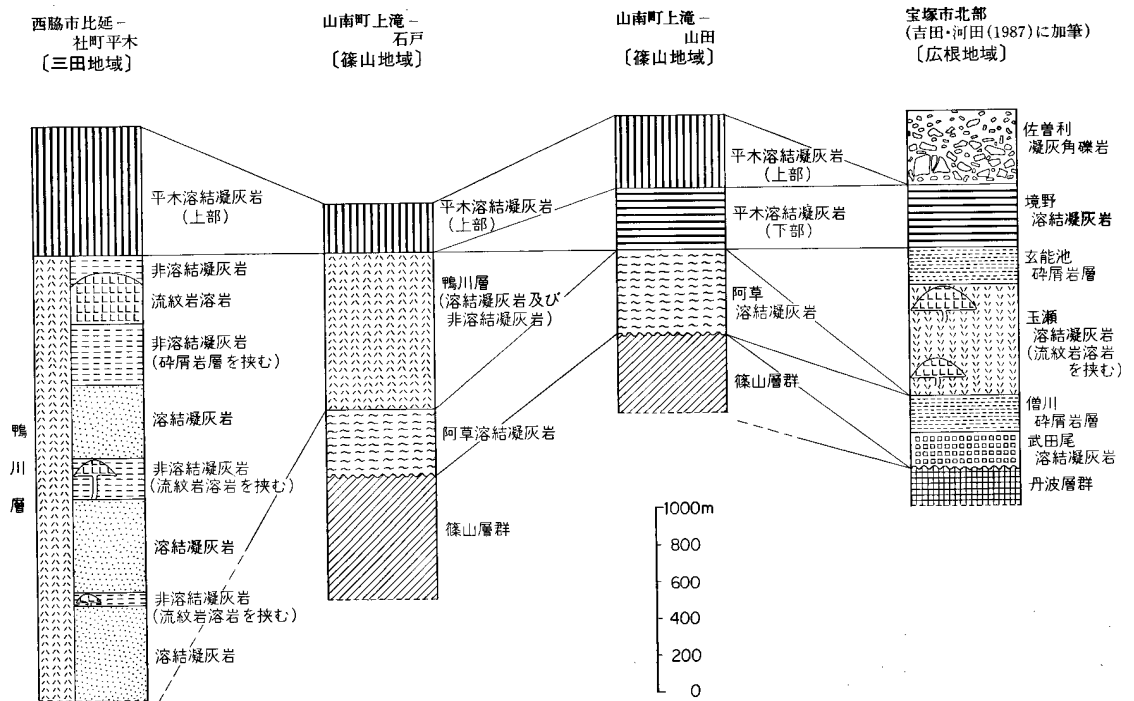
吉田(1975)の^{ぼうせんがわ}僧川層と同じであるが、本報告では岩相名を付けない層は複数の部層からなる場合に用いる。僧川凝灰質泥岩層と呼ばれることもある(笠間・吉田, 1977; 藤田・笠間, 1982)。読みは最近「そうかわ」に統一されている。



- | | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | |
| 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | |

第8図 三田幅地域及び周辺地域の地質概略図

吉田・河田(1987b)に基づき、一部修正。1-4. 有馬層群より若い地層及び岩体(1. 神戸層群, 2. 岩脈, 3. 花崗岩, 4. 閃緑岩-斑れい岩) 5-10. 有馬層群 15-6. 佐曾利凝灰角礫岩 (5. タイプI, 6. タイプII), 7-8. 平木溶結凝灰岩 (7. 上部, 8. 下部), 9-10. 平木溶結凝灰岩または境野溶結凝灰岩より下位の有馬層群 (9. 凝灰岩層及び堆積岩*, 10. 流紋岩溶岩) 11-12. 先有馬層群 (11. 篠山層群, 12. 丹波層群)
*細くなるので、本図では一括した。



第9図 三田岡幅地域及び周辺地域における有馬層群のルート地質柱状図

模式地は武庫川支流の僧川で、武田尾溶結凝灰岩を覆い玉瀬溶結凝灰岩に覆われる (KASAMA and YOSHIDA, 1976). 層厚は約200m. 三田岡幅地域内では三田市街東方で武庫川と長尾川が合流する塩田付近にわずかに分布する.

主として黒色-灰色の凝灰質泥岩からなり、砂岩-礫岩を挟む。泥岩にはガラス片や結晶片などの火山物質に富むやや砂質で明るい色をした部分と、これらに乏しく植物遺体などを含む泥質で暗色の部分とが1cm単位に互層し全体として層理の発達するものが多い(第10図)。

岩石記載 凝灰質泥岩 (GSJ R 39816) 神戸市北区道場町塩田

基質：細いガラス片や炭質物などを含む不均質な泥。

砂粒：石英・長石などの結晶片のほか、褐色ガラス、流紋岩、デイサイト-安山岩の2mm以下の岩片を含む。

III. 4. 2 玉瀬溶結凝灰岩 (ATw)

吉田 (1975) 命名。

KASAMA and YOSHIDA (1976) は玉瀬溶結凝灰岩を上部層と下部層とに分けて、模式地をそれぞれ宝塚市玉瀬と武田尾南東の武庫川沿いとした。下部層は僧川碎屑岩層を覆い、上部層は玄能池碎屑岩層に覆われるが、上部層と下部層は十万丈断層で隔てられている (KASAMA and YOSHIDA, 1976)。全層厚は600m (吉田・河田, 1987b)。



第10図 僧川碎屑岩層の露頭（神戸市北区道場町塩田）

結晶片・ガラス片に富む砂質部と植物遺体などを含む泥質部の cm 単位の細互層

三田図幅地域内では道場町平田東方の小範囲に分布する。

主として流紋岩溶結ガラス質凝灰岩からなるが、一部凝灰質砂岩－礫岩を挟む。東隣の広根図幅地域内では溶結凝灰岩のほか非溶結の凝灰岩や数枚の流紋岩溶岩を挟む(KASAMA and YOSHIDA, 1976) ことなど、本図幅地域西部の鴨川層に類似している。本岩は上記のように、多様な岩相からなる累層であるから「玉瀬層」と改称されるべきと思われるが、本地域内では層序の確立ができないので、従来の名称を用いる。

岩石記載 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩〈GSJ R 39784〉神戸市北区道場町，平田配水池東方 SiO_2 : 73.4% (分析番号1)

基質：全体の90vol. %を占める(第19図)。脱ガラス化作用が著しく構造は不明瞭だが、わずかにガラス片の変形による溶結構造が認められる。直径0.5mm前後の球顆が生じている。

結晶片：斜長石・石英(いずれも径0.2-2.5mm)・緑泥石化した有色鉱物(径0.8mm)・鉄鉱を含む。合計で10vol. %を占める。

Ⅲ. 4. 3 玄能池碎屑岩層 (A6)

吉田 (1975) の玄能池層と同じ。

模式地は川西市銀山西方の小さな溜池 (玄能池) の岸。

玉瀬溶結凝灰岩，流紋岩溶岩，僧川碎屑岩層などを覆い，境野溶結凝灰岩に覆われる(KASAMA and YOSHIDA, 1976)。層厚約200m(吉田・河田, 1987b)。

三田図幅地域では三田市下田中の遍明院付近と砥石川東方の小範囲に分布する。後者付近は断層で局部的に南傾斜になり，南側に境野溶結凝灰岩が整合に重なる。

岩石は下位の僧川砕屑岩に比べて細粒の植物遺体などが少なく、砂質の火山物質の量が多いので明るい灰緑色を示す。泥岩は少なく、淘汰の悪い塊状の凝灰質砂岩、火山礫凝灰岩、成層凝灰岩が多い。

岩石記載 粗粒凝灰質砂岩〈GSJ R 39818〉三田市砥石川東方

径0.5-3mmの淘汰不良で塊状の凝灰質砂岩で石英・カリ長石・斜長石・褐れん石・黒雲母・鉄鉱の結晶破片、及び流紋岩凝灰岩・変形していない軽石の破片からなる。

Ⅲ. 4. 4 境野溶結凝灰岩 (Ask)

吉田 (1975) 命名。

模式地は猪名川町木津南東，ゴルフ場東方の道路脇。

宝塚市境野で玄能池砕屑岩層を覆い，千刈水源池付近で佐曾利凝灰角礫岩に覆われる。層厚 350m (吉田・河田，1987b)。

三田図幅地域では三田市桑原から砥石川東方にかけての小範囲に分布する。

帯緑灰色又は暗赤褐色の流紋岩溶結凝灰岩で、肉眼的には白濁した斜長石や赤く染まった石英又は長石が著しく特徴的である。

岩石記載 流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩〈GSJ R 39814〉猪名川町木津西方(広根地域内)

基質：強く脱ガラス化し，微球顆を生じている。ガラス片はよく伸びて強く溶結する。

結晶片：斜長石(径0.5-2mm，本質レンズ内では時々集斑状になる)・石英(径0.5-4mm，融食されている)・カリ長石(まれ，径0.2-0.5mm)・黒雲母(径0.3-2mm，緑泥石化)・角閃石(z：緑色，径0.3mm前後)・褐れん石・ジルコンを含む。
斜長石には緑れん石化しているものがある。

Ⅲ. 4. 5 佐曾利凝灰角礫岩 (Asa)

吉田(1975)の佐曾利溶結凝灰岩，笠間・吉田(1977)の佐曾利凝灰角礫岩層の名称があるが，本報告では吉田・河田(1987a, b)の佐曾利凝灰角礫岩を用いる。

模式地は宝塚市下佐曾利から西部にかけての道路の切り取り面(KASAMA and YOSHIDA, 1976)。

分布は三田市・丹南町・篠山町・宝塚市・猪名川町・大阪府能勢町を含む東西約19 km，南北約14 kmの多角形の地域を占める(第8図)。

層序的には，宝塚市千刈水源^{せんがり}地で南東側の境野溶結凝灰岩を覆い，有馬層群の最上位を占める。北東部の猪名川町柏原付近では石英斑れい岩に貫入されて接触面から100m位の範囲が熱変成を受けている。東縁と北縁は断層で丹波層群と接し，西縁は断層で平木溶結凝灰岩と接する。南西縁は神戸層群に不整合に覆われる。層厚は内部構造が分かりにくいので，露出部の高所と低所の高度差から400m+とされた(吉田・河田，1987b)が，本研究の結果，中心に向かって緩く傾斜する傾向が認められた(第42図)ので，少なくとも700mには達するものと推測される。

佐曾利凝灰角礫岩は著しく多量の異質岩片を含む点の特徴的な流紋岩凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩である。佐曾利凝灰角礫岩は基質の性質と岩片の種類の違いから，二つのタイプの岩相に区分される(松浦・

三村, 1987a, b).

タイプⅠ：基質は凝灰質で弱く溶結しており，少量のつぶれた軽石を含む．岩片の少ない部分では本質レンズの並びによる葉理構造を形成することがあるが，一般には塊状である．異質岩片の99%以上が径1-10cmで，1mを超えるものは極めてまれである(第11図)．最大直径は5mである．岩片のほとんどは基盤の丹波層群に由来する頁岩・チャートの角礫である．

タイプⅡ：基質は非溶結で，大部分は凝灰質であるが部分的には泥質のことがある．軽石などの本質物質を含まない．異質岩片(岩塊)のほとんどは直径10cmを超え，1mを超えるものが密集して堆積している(第Ⅰ図版)．測定した中では直径120mのものが最大であるが，更に大きなものもありうる．岩塊の多くは流紋岩溶岩，流紋岩溶結ガラス質凝灰岩，流紋岩ガラス質結晶凝灰岩，凝灰質泥岩-砂岩などの佐曾利凝灰角礫岩より下位の有馬層群の火山岩類が多く，ほかに丹波層群の頁岩，チャート，玄武岩の枕状溶岩なども含む．また樹幹や円礫などが含まれることがある．

タイプⅠは佐曾利凝灰角礫岩のほとんど大部分を占め全域に分布する．これに対してタイプⅡは佐曾利凝灰角礫岩の縁辺部にのみ分布する(第8図)．タイプⅡは層状で上下をタイプⅠに挟まれていゝ第Ⅱ図版)．厚さは最大でも100m位である．タイプⅠとタイプⅡは漸移するように見える場合と，明瞭な境界を持つ場合とがある．

本図幅地域北部の丹南町草野-古森付近の高速道路工事現場(近畿自動車道舞鶴線丹南工事区)で典型的なタイプⅡの露頭が観察された．第Ⅰ図版に示すように，径120mに達する流紋岩溶岩のブロック(中央)のほか，大小の岩塊が密集している(中央のブロックは写真撮影後，更に一段ベンチが切り下げられた時に下底面が現われたので，基盤の高まりではない)．ほとんどの岩塊は水平方向に扁平な形で定置



第11図 佐曾利凝灰角礫岩の露頭(猪名川町柏原北方：園部地域内)
典型的なタイプⅠの岩相(主岩相)：径1-10cm 丹波層群の黒色頁岩の岩片を多量に含む

している。これらの岩塊の割れ目は岩塊にのみ発達し、基質には達しない。また、隣接する岩塊の向きあった面の形が一致しており、互いに組み合わせると1個の岩塊になるものが観察される。タイプIIの岩相のこれらの特徴は、岩塊を破碎するが分離してバラバラにならず、また転動せず一体となって移動する過程—岩屑なだれ(debris avalanche)²⁾—で生じた堆積物の特徴に一致している(松浦・三村, 1987a, b; 三村・松浦, 1987)。すなわち、タイプIIは地上で斜面の崩壊によって形成されたと考えられる。

岩石記載 タイプI 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R 39827) 丹南町日出ネオボリス分譲地口
 基質: ガラス片は脱ガラス化しているが、溶結構造を残している。軽石には微球顆構造が認められることがある。37.5vol. %を占める。
 結晶: 斜長石・石英・カリ長石(以上径0.5-4mm)・黒雲母(変質, 径-1mm)・褐れん石・ざくろ石・ジルコン(以上径0.05mm位)・変質有色鉱物(角閃石?)を含む。合計で23.6vol. %を占める。
 岩片: 砂岩(熱変成組織を持ちざくろ石を生じていることがある)・頁岩・流紋岩。合計で38.9vol. %を占める。

III. 5 西部の有馬層群

平木-鴨川地域の有馬層群は古市-藍本-西相野を通る南北の断層より西側に分布する。ここでは北北西-南南東方向の向斜軸を持つ褶曲によって中央に平木溶結凝灰岩上部、東側に同下部が露出してその東縁は断層で断たれる。向斜軸の西側には平木溶結凝灰岩下部が欠如し、その下位の鴨川層が分布している。これらは南縁を神戸層群に不整合に覆われる。

III. 5. 1 鴨川層 (AKw, AKn, AKs, AKI)

吉田・河田(1987b)の鴨川軽石凝灰岩と流紋岩溶岩を合わせたものに相当する。

模式的な層序は西脇市鹿野町-塚口町-新池-社町上鴨川-下鴨川-平木鉦山のルートで観察することができる。

分布は水上町-山南町-西脇市-社町-東条町にまたがり、加古川を隔てて滝野町以西にも及ぶ。本図幅地域内では社町上鴨川から東条町秋津を結ぶ線より西に分布し、東縁で平木溶結凝灰岩上部に覆われる。岩相の類似及び層序的な位置から宝塚市北部地域の玉瀬溶結凝灰岩に対比される(吉田・河田, 1987b)。層厚2,400m以上。

鴨川層は流紋岩溶結凝灰岩(AKw)、流紋岩非溶結凝灰岩・軽石凝灰岩及び成層凝灰岩(AKn)、碎屑岩(AKs)及び流紋岩溶岩(AKI)からなる。地層としては溶結凝灰岩と非溶結凝灰岩(溶岩を伴い、碎屑岩を挟むことがある)が交互に規則的に重なっている。溶結凝灰岩と非溶結凝灰岩の境界は不明瞭で漸移するように見える。溶結凝灰岩→非溶結凝灰岩及び溶岩を一つのサイクルとすると、三田図幅地域内では3回のサイクルを数えることができる。これらのサイクルは模式ルートでは下位から西脇市加古川東岸-塚口町、塚口町-新池、新池-平木鉦山の間で観察することができる。

2) 三村・星住(1985)の提唱による訳。

溶結凝灰岩は、強溶結部では灰白色を呈し、緑色又は灰白色のよく伸びた本質レンズを含むが、全体としては白色に近い塊状の弱溶結部の割合が大きい。

非溶結の凝灰岩の岩相は不均質な灰白色のガラス質軽石凝灰岩(第12図)と成層凝灰岩(第18図a, 地質図上で\の記号で走向・傾斜が示される)からなり、凝灰質の砂岩・泥岩を挟むことがある。まれに薄い溶結凝灰岩を挟むことがある。

溶岩の多くは非溶結凝灰岩に伴う。灰色又は暗赤褐色を呈し、流理構造(第13図)、球顆構造を持つ。流理構造は東北東-西南西のトレンドを持つ傾向があり、付近の鴨川層の層理面又は葉理面の走向と直交している。溶岩は鴨川層全体が東に傾斜しているので、凝灰岩に対して岩体の西端は貫入関係であるが、東端は整合関係になる場合が多い。このため溶岩の岩体は流理構造の方向(東北東-西南西)に伸び、西向きに置かれた“砲弾”のような形をしている。東条湖付近の流紋岩溶岩は西岸の貫入部に近いところでは急傾斜の流理構造が発達している(第13図)が、東岸では自破砕状になるものが観察される(第14図)。

溶岩の分布する地域には、幅数mの流紋岩岩脈が鴨川層の凝灰岩に貫入することがある。斑晶に乏しく、隠微晶質の石基を持つ点で鴨川層の流紋岩溶岩と共通している。

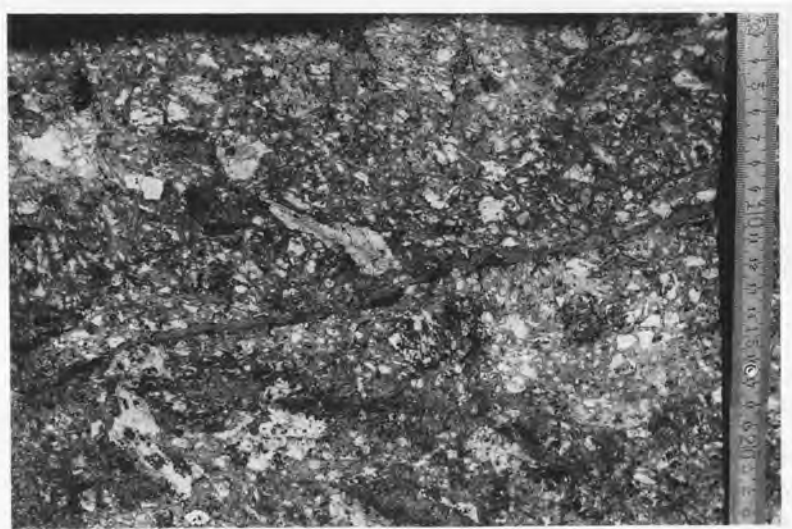
鴨川層の岩石はいずれも斑晶に乏しいガラス質凝灰岩と隠微晶質溶岩である。鴨川層に包有される岩片は多い所でも20%を超えない。そのほとんどは流紋岩ガラス質凝灰岩・溶岩などの類質岩片で、基盤岩の頁岩・チャートも少量含まれる。

岩石記載 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩 (GSJ R 39746) 西脇市塚口町南東 SiO_2 : 75.2% (分析番号2)

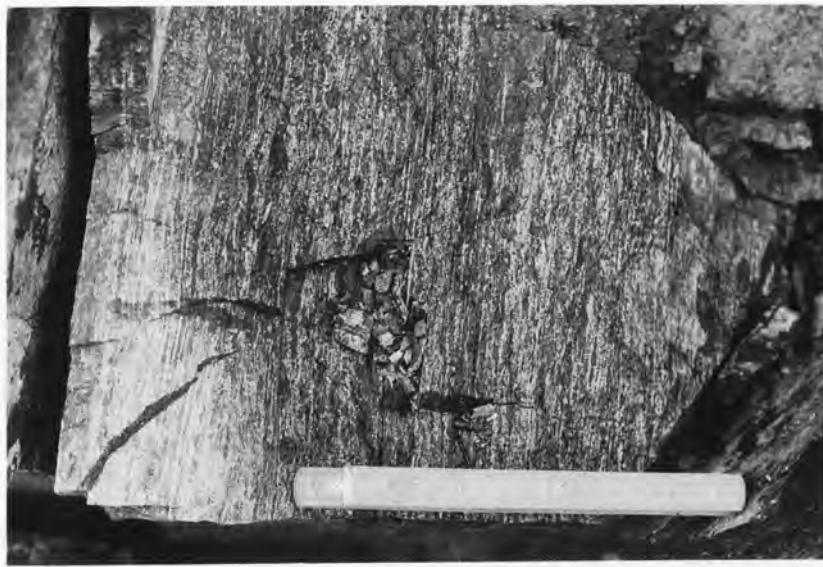
基質: 脱ガラス化しているが溶結構造を明瞭に残す。全体の75.7vol. %を占める。

結晶: 全体の9.5vol. %で、その92%は斜長石が占める。ほかに石英・鉄鉱・黒雲母・ジルコンを含む。

岩片: 流紋岩溶岩、同ガラス質凝灰岩を含む。全体の14.8vol. %を占める。



第12図 鴨川層の軽石凝灰岩の露頭 (社町下鴨川南方)



第13図 鴨川層の流紋岩溶岩の露頭(東条町東条湖西岸)
流理構造の傾斜は一般に急で、この写真のように立っていることが多い



第14図 鴨川層の流紋岩自破碎溶岩(東条町東条湖西岸)

流紋岩軽石凝灰岩〈GSJ R 39777〉東条町秋津

基質:軽石のガラス部分を基質にすると岩石の大部分はこれで占められる。ガラスにはパーライト構造を示す部分がある。

結晶:斜長石・石英・オパサイト化した有色鉱物が少量含まれる。直径はいずれも0.2-1.5mm.

軽石は荷重で多少つぶされているが、網状のガラス部分よりも気泡の体積の方が大きい。

流紋岩溶岩 (GSJ R 39772) 東条湖北の社町-東条町の境界 SiO_2 : 78.9% (分析番号14)
 斑晶: 斜長石(柱状, 長さ0.3-2.5mm)・石英(径0.7mm ±)まれにカリ長石・褐れん石・ジルコン・鉄鉱
 を含む. 全体の約5%を占める.
 石基: 隠微晶質で微球顆構造を示す.

III. 5. 2 平木溶結凝灰岩 (AH1, AHu)

吉田・河田(1987a, b)命名.

模式的な岩相は社町平木の清水寺の参道で観察される.

分布は篠山図幅地域内の山南町石戸から東条町秋津まで, 北北西-南南東方向の向斜軸に沿って約21 km, 丹南町古市から社町平木鉱山まで東北東-西南西方向に約7kmで, 南北に伸びた薩摩芋の形をしている.

層序的には北隣の篠山図幅地域内で北東側の阿草溶結凝灰岩に重なり, 北縁から西縁で鴨川層を不整合に覆う(吉田・河田, 1987b). 佐曾利凝灰角礫岩とは東縁で断層関係で接触するが, 平木溶結凝灰岩に由来すると考えられる岩片が佐曾利凝灰角礫岩に含まれることから, 佐曾利凝灰角礫岩よりも古いと推定される. 平木溶結凝灰岩は東部の境野溶結凝灰岩と岩石学的な特徴が共通し, とともに佐曾利凝灰角礫岩の下位になるので対比して考えられている(吉田・河田, 1987a, b).

平木溶結凝灰岩は岩質のわずかな違いから上部(AHu)と下部(AH1)に区分される. 下部は上部の東半分を取り囲むように分布し, 篠山地域内で北西に向かって尖滅する. 本図幅地域内でも, 恐らく上部の下で西に向かって尖滅し, 向斜軸の西側には露出しないのであろう. 層厚は下部が最大600m, 上部は700mを超えると考えられる.

平木溶結凝灰岩下部の岩相は流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩からなるが, ところどころ非溶結の薄い凝灰角礫岩(第15図)やよく成層した凝灰質泥岩・砂岩を挟むことがある. 平木溶結凝灰岩下部は部分的には灰色-帯緑灰色で濃緑色の本質レンズを含むが, 一般には赤褐色に染まった本質レンズや粗粒結晶(特に石英)で特徴付けられる.

平木溶結凝灰岩上部の岩相はほとんどは火砕流堆積物としての溶結ガラス質結晶凝灰岩からなり, 基底部にわずかに非溶結の結晶-ガラス質凝灰岩及びこれに重なるガラス質凝灰岩の薄層が存在することがある. 基底部のこれらの凝灰岩は火砕流発生直前の降下堆積物の可能性があるが確認には至っていない. 上部の溶結凝灰岩は灰白色を呈し, 灰色の本質レンズを含む. 上部は下部よりも強く溶結して緻密堅硬なので, 下部や鴨川層より地形的に高い山稜部に露出する. 上部には1方向または3方向に冷却節理が発達して, 板状(第16図)または六角柱状(第17図)に割れ易い. これらの節理面の走向・傾斜は溶結凝灰岩の葉理面に無関係であり, また, 地域ごとに方向が異なり, 全体としての傾向は認められない.

平木溶結凝灰岩上部は, 均質な岩相のために地質図上で細分することはできないが, 社町の平木鉱山内の露天掘の丁場で, 本層が厚さ数mから数10mの多数のフローユニットからなる様子を観察することができる(第18図a). ここでは鴨川層の成層凝灰岩の凹凸の激しい表面を, 平木溶結凝灰岩上部の火砕流堆積物が不整合に覆う(非溶結の結晶ガラス質凝灰岩及びガラス質凝灰岩は欠如). 写真の露頭では節理が少なく縞状構造を持つ下底部の存在によって, 下位からI・II・IIIの3枚のフローユニットが識別



第15図 平木溶結凝灰岩下部の凝灰角礫岩 (三田市西相野西方)

岩片と基質は同質の流紋岩ガラス質結晶凝灰岩で、岩片は溶結凝灰岩であるが、これを含み基質は溶結していない



第16図 平木溶結凝灰岩上部にみられる板状節理 (今田町東庄)

される。フローユニットIには下位の鴨川層の岩片を含み、吹き抜けパイプ様の構造が認められる。

岩石記載 流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(平木溶結凝灰岩下部)〈GSJ R39789〉三田市大川瀬北東
SiO₂ : 73.9%(分析番号16)



第17図 平木溶結凝灰岩上部にみられる柱状節理 (今田町釜屋)

基質：やや脱ガラス化しているが溶結構造が認められる。鏡下でも淡褐色を呈する。57.1vol. %を占める。
結晶片：斜長石(径1.2 mm ±)・石英(径1-5 mm, 破砕されたものが多い)・黒雲母(緑泥石化, 径1 mm 以下)・カリ長石・短柱状有色鉱物(緑泥石化, 長0.6 mm)・鉄鉱を含む。合計で42vol. %を占める。
岩片：ごく少量のガラス質凝灰岩を含む。

流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(平木溶結凝灰岩上部) (GSJ R 39813) 社町平木鉱山露天掘り場不整合面の約10 m上, 柴田ほか(1984)の測年試料と同じ産地。肉眼で黒色を呈し, 極めて新鮮。

基質：ほとんど脱ガラス化せず, 直交ポーラ下で暗黒となる。淡褐色のガラス片の溶結構造が見える。本質レンズの石基は, やや緑色がかかった淡褐色で, 気泡を含むアマーバー状の形をしている。

結晶片：斜長石・石英・カリ長石(いずれも径0.3-3 mm)・黒雲母(径0.3-1 mm, Y, Z: 暗褐色)・角閃石(柱状, 長0.6 mm, Z: 緑色)・褐れん石・ジルコンを含む。

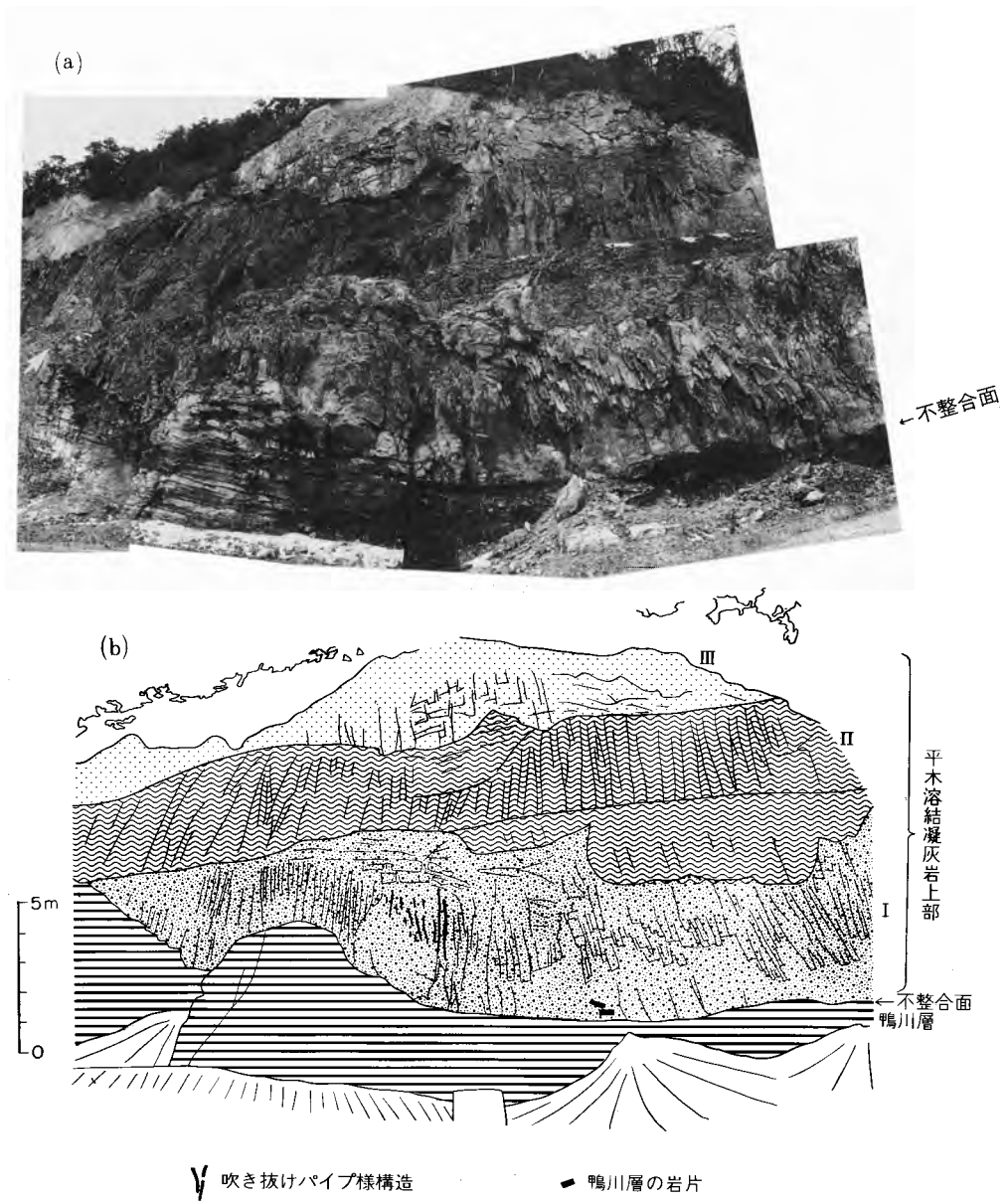
流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(平木溶結凝灰岩上部) (GSJ R 39812) 三田市大谷南方 SiO₂: 76.5% (分析番号21) 測年試料 極めて新鮮だが, 灰白色を呈する。

基質：強く脱ガラス化して, 径0.01 mm以下の微細モザイク組織になっているが, かりうじて溶結構造が認められる。本質レンズの石基は微球顆構造を生じる。64vol. %を占める。

結晶片：石英(径0.2-4 mm, 外形に融食形を示すものがある)・斜長石(径0.5-3 mm)・カリ長石(径1-4 mm)・黒雲母(径0.1-1.5 mm, Y, Z: 暗褐色, 鉄鉱・燐灰石の小結晶を包有する)・鉄鉱・褐れん石・ジルコンを含む。このほか他形の径0.05-0.1 mmのザクロ石が不定形に集合したものが含まれている。合計で36vol. %を占める。

III. 6 有馬層群のモード組成

岩石のモード分析は標準サイズ(32 × 24 mm)の薄片を鏡下でポイントカウント法(2,000点)を用いて行った。岩片の量についてこの方法では精度は非常に低いが, マグマの本質的な部分であるガラス(軽石を含む)と結晶の比や結晶の鉱物組成については十分な意味がある。このことは反対に岩片が混入し



第18図 鴨川層の成層凝灰岩を不整合に覆う平木溶結凝灰岩上部の露頭（杜町平木鉦山露天掘り場）

写真(a)は南西方向を向いて撮影したもので、画面左側が南東方向になる。平木溶結凝灰岩は平木周辺で大局的に南東方向に傾斜しているが、この露頭では、画面左方に鴨川層の局所的な高まりがあるので、右に傾くように見える。鴨川層と平木溶結凝灰岩の境界はこのように数10m規模の凹凸があって、単純な平面ではない。平木溶結凝灰岩上部はスケッチ(b)に示すようにI・II・IIIのフローユニットが認められ、基底部のIにのみ、下位の鴨川層の岩片が含まれている。

ていてもマグマの本質的な部分については有効なので、佐曾利凝灰岩礫岩のように異質岩片が多く全岩化学分析を控えるような岩石からもデータが得られる。本研究ではそれでも、個々の岩片の占める面積が薄片の面積の10分の1を超えない試料のみを用いた。

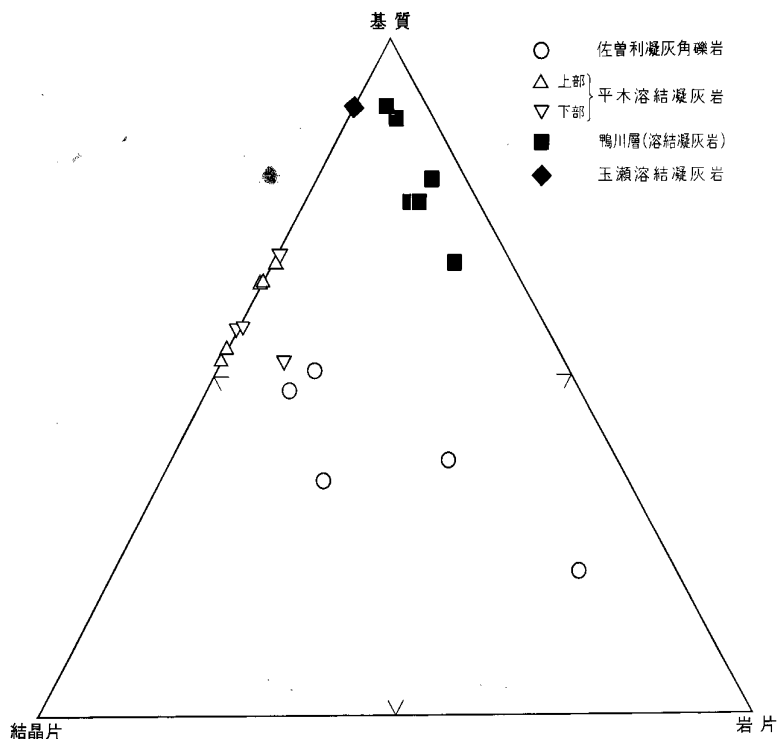
結晶の場合は問題は複雑である。例えば石英の中には歪がなく、斑晶と考えられる結晶と、波動消光を示し、同時に含まれる基盤岩の岩片中の石英にそっくりなもので本質的には岩片として数えるべき結晶の2種類がある。実際には両者の区別が完全にはできないことから、すべての結晶を単に結晶として計数作業を行っている。基質-結晶片-岩片の容量比を第19図に、結晶片の鉱物容量比を第20図に示す。

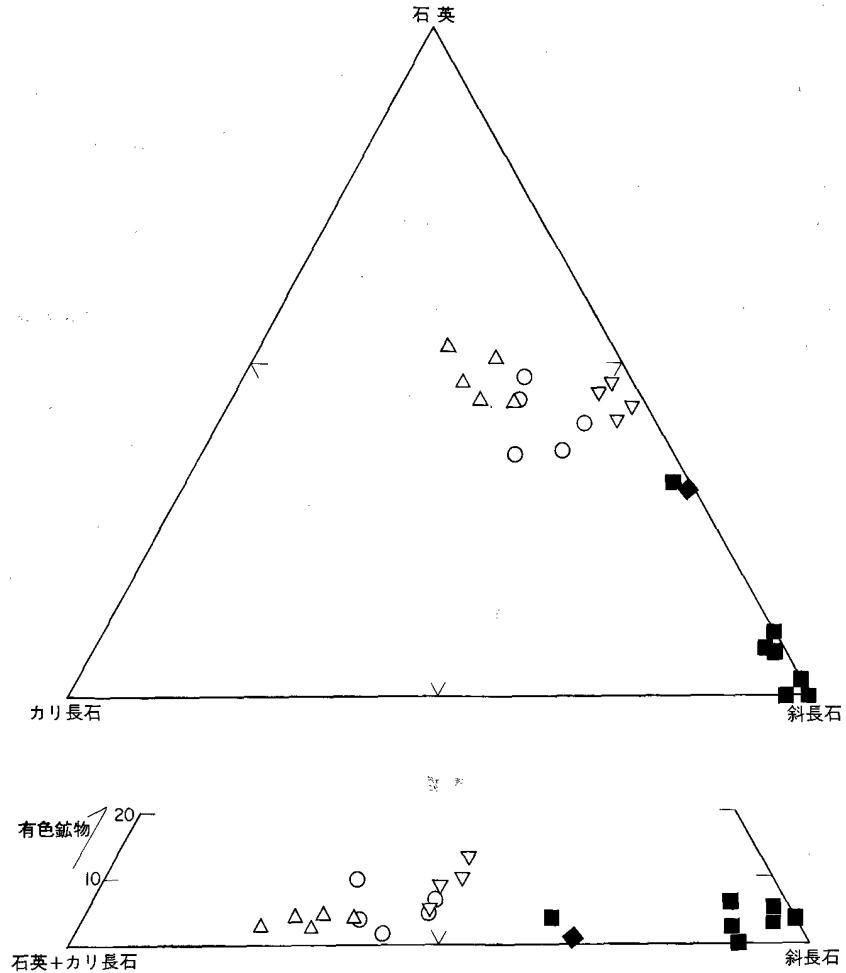
第19図で最も注目される点は、火山岩類の中でマグマの本質的な部分である基質と結晶片の量比が鴨川層と玉瀬溶結凝灰岩ではどの試料もほぼ9:1であるのに対して、平木溶結凝灰岩と佐曾利凝灰角礫岩は1-2:1を示し大きく異なっていることである。また、結晶の鉱物組成(第20図)を見ると、石英+カリ長石と斜長石の量比が鴨川層-玉瀬溶結凝灰岩で1:2-9であるのに対して、平木溶結凝灰岩-佐曾利凝灰角礫岩では1-2:1と逆転し、両者の間には鉱物組成の大きなギャップが存在する。また平木溶結凝灰岩と佐曾利凝灰角礫岩は断層接触ではあるが、異質岩片を除いた本質的な点では似ていることが分かる。平木溶結凝灰岩は吉田・河田(1987b)の境野溶結凝灰岩とほぼ同じ領域を占めている。

有馬層群に含まれる岩片は、ある結晶/液比のマグマに対しては単純に混入しただけで、前述した岩片に由来する結晶の影響はこの程度の議論には無視しうることが第19図からいえる。

次に平木溶結凝灰岩のみに注目してみると、下部は上部に比べて斜長石と有色鉱物に富み、石英とカリ長石、特に後者に乏しい(第20図)。佐曾利凝灰角礫岩は両者の中間的な領域を占めている。

以上のモード組成の特徴から、平木溶結凝灰岩と佐曾利凝灰角礫岩とは、下位の鴨川層の溶結凝灰岩に比べると互いによく似ているといえる。





第20図 三田図幅地域の有馬層群の火砕岩中の結晶片のモード組成 (記号は第19図と同じ)

III. 7 有馬層群の化学組成

三田図幅地域内の有馬層群を構成する火山岩類から、鴨川層、玉瀬溶結凝灰岩及び平木溶結凝灰岩の21試料について、フィリップス社製PW 1400型全自動蛍光X線分析装置を使用してガラス円板法で分析を行った。試料の調製法は服部(1971)、大森(1984)、大森・大森(1976)に従った。火砕岩の試料は新鮮で異質岩片を含まないものを選んだが、鴨川層の凝灰岩には1割程度の類質岩片を含むものがある。これは径1 cm程度に粗砕し、肉眼で見えるものは除いた。本質レンズのみを純粹に、十分な量を得ることは困難なので、上記の選別をした試料で全岩分析を行った。佐曾利凝灰岩礫岩は全域にわたって多量の異質岩片を包有し、その除去が困難なので、今回は分析していない。

分析結果を重量百分率(灼熱減量分を除く)で表わしたものを第1表に示し、 $MgO - FeO^* - K_2O + Na_2O$ 図(第21図)上にプロットした。

三田図幅地域の有馬層群は SiO_2 : 72.9-78.9 の流紋岩質で Fe_2O_3^* , MnO , MgO , CaO はいずれも低く、大きな変化は認められない。細かくみると平木溶結凝灰岩の上部は下部に比べて $\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O}$ に富み、 $\text{TiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3^* \cdot \text{MgO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ に乏しい。これはモードの鉱物組成の違いと一致する。鴨川層では下位から上位に向かっての一定の傾向は認められず、むしろ異常な特徴を持つ試料が層序と無関係に出現している。例えば CaO や Na_2O が極端に少ないものがあつたり、溶岩には Fe_2O_3^* が他と大きくはずれるものがある。これは鴨川層にだけろう石化作用が認められることに関連する特徴かもしれない。

第15図で平木溶結凝灰岩がわずかに MgO 寄りであるのに対して鴨川層が $\text{FeO}^* - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ の辺にはりついているのは、モードで前者に黒雲母・角閃石が含まれるのに対して後者はほとんど鉄鉱のみを含むことに対応している。

III. 8 有馬層群の放射年代

有馬層群は白亜紀前期の篠山層群を不整合に覆い、白亜紀後期の放射年代を示す花崗岩類に貫入されることから、白亜紀後期の火山岩類とされ、相生層群や生野層群に対比されてきた。本図幅地域の有馬層群の放射年代は平木溶結凝灰岩上部について柴田ほか(1984)がカリ長石で $72.7 \pm 2.3 \text{ Ma}$ という K-Ar 年代を初めて報告した。本研究では、平木溶結凝灰岩上部の黒雲母によって $70.0 \pm 3.5 \text{ Ma}$ (第2表)を得た。前者の試料は基底部に近く、急冷して黒いガラス質である。後者の試料は厚い溶結凝灰岩の中位で、脱ガラス化が著しく、微モザイク組織を持ち肉眼で白色を呈するなど徐冷したか、微弱な熱変成を受けたような特徴を持っている。両者の年代値は誤差の範囲内で一致してはいるが、急冷した組織を持つ前者の試料から得られた年代値の 72.7 Ma の方が真の噴出年代に近い可能性がある。また、有馬層群に貫入する六甲花崗岩の最近の黒雲母 K-Ar 年代が $72.9 \pm 3.6 \text{ Ma}$, $71.6 \pm 3.6 \text{ Ma}$ (藤田・前田, 1984: Teledyne Isotopes 社測定)を示すことも年代値の整合性のある見地から有馬層群の平木溶結凝灰岩上部の年代値としては 72.7 Ma の方が矛盾がない。

周辺地域では南隣の神戸図幅地域の金剛童子溶岩の全岩 K-Ar 年代が $72.1 \pm 3.6 \text{ Ma}$ 、南東隣の大阪西北部図幅地域の長尾山溶岩の全岩 K-Ar 年代が $70.7 \pm 3.5 \text{ Ma}$ (藤田・笠間, 1983)で、本図幅地域の年代とほぼ一致している。

有馬層群の周辺の白亜紀後期火山岩類の放射年代は、泉南流紋岩類のジルコンのフィッシュントラック年代で 77.4 ± 2.7 , $75.3 \pm 2.5 \text{ Ma}$ (山田ほか, 1987)と、相生層群の全岩 Rb-Sr 年代で $118 \pm 12 \text{ Ma}$ 、鉱物 Rb-Sr 年代で 73 ± 13 , $74 \pm 8 \text{ Ma}$ (SEKI, 1978)が報告されている。相生層群の全岩年代を除くと $73-77 \text{ Ma}$ の範囲であり、有馬層群の年代に近い。SEKI(1978)は全岩年代の 118 Ma が相生層群の噴出年代で、鉱物年代の $73-74 \text{ Ma}$ は相生層群の後の火成活動によるリセットの年代と考えた。もし相生層群の年代が 118 Ma ならば有馬層群とは対比できないことになる。この点については今後相生層群と有馬層群の層序関係を明らかにする必要がある。

第1表 三田図幅地域の有馬層群の化学組成

| Sample No. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 73.42 | 75.24 | 77.12 | 77.34 | 74.76 | 77.77 | 75.67 | 77.91 | 77.98 | 77.92 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.15 | 0.17 | 0.14 | 0.17 | 0.10 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.13 |
| Al ₂ O ₃ | 14.30 | 13.05 | 15.22 | 12.81 | 13.79 | 12.33 | 13.20 | 13.41 | 11.77 | 12.26 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2.87 | 2.19 | 2.38 | 1.88 | 2.37 | 1.36 | 1.91 | 2.58 | 2.43 | 2.08 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.03 |
| MgO | 0.26 | 0.07 | 0.05 | tr. | 0.03 | tr. | 0.05 | 0.05 | 0.01 | tr. |
| CaO | 1.81 | 1.09 | 0.08 | 0.17 | 1.16 | 0.60 | 0.80 | 0.02 | 0.97 | 0.07 |
| Na ₂ O | 3.18 | 3.42 | 0.54 | 3.68 | 3.56 | 3.24 | 3.69 | 2.77 | 2.95 | 3.34 |
| K ₂ O | 3.48 | 4.32 | 4.31 | 3.62 | 3.74 | 4.15 | 3.95 | 2.99 | 3.08 | 3.68 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.01 | tr. | 0.01 | 0.02 | tr. | 0.01 | tr. | 0.01 | tr. |
| Total | 99.63 | 99.59 | 99.90 | 99.69 | 99.65 | 99.58 | 99.47 | 99.89 | 99.39 | 99.51 |
| Ig. loss | 2.36 | 0.99 | 2.62 | 1.29 | 2.18 | 0.89 | 0.89 | 2.02 | 1.49 | 1.03 |

1000℃、2時間の灼熱減量 (Ig. loss) ののち、溶融・成型した試料を蛍光X線分析した。分析者：松浦浩久
Fe₂O₃*：全鉄を Fe₂O₃* で換算した値、試料番号は地質図の試料採取位置の番号と同じ。

層準：試料番号 (地質調査所試料登録番号) 岩石名、産地

玉瀬溶結凝灰岩：No. 1 (R39746) 溶結ガラス質凝灰岩、神戸市北区道場町平田

鴨川層 (火砕岩)：No. 2 (R39746) 溶結ガラス質凝灰岩、西脇市塚口町

No. 3 (R39759) 非溶結ガラス質凝灰岩、社町上鴨川

No. 4 (R39762) 溶結ガラス質凝灰岩、社町山口

No. 5 (R39763) 非溶結軽石凝灰岩、社町上三草

No. 6 (R39764) 非溶結軽石凝灰岩、西脇市塚口町

No. 7 (R39766) 溶結ガラス質凝灰岩、西脇市塚口町

No. 8 (R39767) 非溶結ガラス質凝灰岩、社町下鴨川

No. 9 (R39771) 非溶結軽石凝灰岩、社町下鴨川

No. 10 (R39778) 溶結軽石凝灰岩、社町上久米

III. 9 岩脈

三田図幅地域内には花崗斑岩とひん岩 - 石英ひん岩の岩脈が分布している。

花崗斑岩はいずれも断層に沿って産する。本図幅地域内では北東 - 南西方向の断層に沿うものと、佐曾利凝灰岩礫岩の西縁・南縁の断層に沿うもの、及び断層付近でこれに平行なものがあり、三田市東部から北西部にかけて多く分布する。花崗斑岩の岩脈は幅数 m から 60m 以上のものまでである。断層破碎帯に貫入した岩脈には破碎が認められない。隣接する篠山図幅地域や神戸図幅地域内では有馬層群に熱変成を与えた花崗岩に貫入する。また、三田市砥石川では古第三紀神戸層群に不整合に覆われている。したがって白亜紀末から古第三紀初め頃に貫入したと考えられる。

ひん岩 - 石英ひん岩は西脇市塚口町東方と三田市青野川東方 - 乙原北方に東西又は北北西 - 南南東方向に貫入している。脈幅は数 m 以下で小規模である。有馬層群に貫入するが、年代は不明である。

| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| 77.11 | 72.93 | 78.02 | 78.90 | 76.65 | 73.89 | 73.12 | 77.17 | 76.96 | 77.77 | 76.53 |
| 0.16 | 0.33 | 0.12 | 0.11 | 0.09 | 0.29 | 0.26 | 0.20 | 0.09 | 0.09 | 0.09 |
| 13.32 | 14.13 | 12.88 | 12.89 | 14.32 | 14.00 | 13.42 | 13.14 | 13.02 | 12.87 | 13.11 |
| 2.04 | 4.77 | 1.65 | 1.39 | 0.57 | 3.07 | 2.57 | 2.10 | 1.26 | 1.31 | 1.23 |
| 0.02 | 0.08 | 0.05 | 0.07 | tr. | 0.05 | 0.14 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.05 |
| 0.04 | 0.23 | 0.05 | tr. | tr. | 0.49 | 0.46 | 0.30 | 0.11 | 0.05 | 0.10 |
| 0.12 | 0.97 | 0.84 | 0.40 | 0.33 | 0.95 | 3.03 | 0.93 | 0.87 | 0.63 | 1.19 |
| 3.38 | 4.34 | 3.15 | 3.86 | 3.70 | 3.04 | 2.58 | 2.97 | 3.35 | 3.16 | 3.27 |
| 3.65 | 2.96 | 3.87 | 2.76 | 4.04 | 3.38 | 3.37 | 2.88 | 3.97 | 4.13 | 4.01 |
| 0.01 | 0.03 | tr. | tr. | tr. | 0.06 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | tr. | 0.01 |
| 99.85 | 100.77 | 100.63 | 100.38 | 99.70 | 99.22 | 99.00 | 99.76 | 99.67 | 100.04 | 99.59 |
| 1.57 | 1.73 | 2.06 | 1.17 | 0.99 | 2.25 | 2.88 | 1.80 | 0.66 | 1.24 | 1.00 |

- No.11 (R39781) 溶結ガラス質凝灰岩, 社町三草山
 鴨川層 (溶岩) : No.12 (R39752) 流紋岩溶岩, 社町上鴨川
 No.13 (R39769) 流紋岩溶岩, 社町下鴨川
 No.14 (R39772) 流紋岩溶岩, 東条湖北部の社町-東条町の境界
 No.15 (R39773) 流紋岩溶岩, 東条町東条湖北西
 平木溶結凝灰岩 (下部) : No.16 (R39789) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 三田市大川瀬
 No.17 (R39790) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 三田市大川瀬
 No.18 (R39791) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 丹南町日出坂峠
 平木溶結凝灰岩 (上部) : No.19 (R39803) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 今田町-三田市大谷の境界
 No.20 (R39806) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 社町-東条町秋津境界
 No.21 (R39812) 溶結ガラス質結晶凝灰岩, 三田市大谷

岩石記載 花崗斑岩 (GSJ R39859) 丹南町日出坂峠

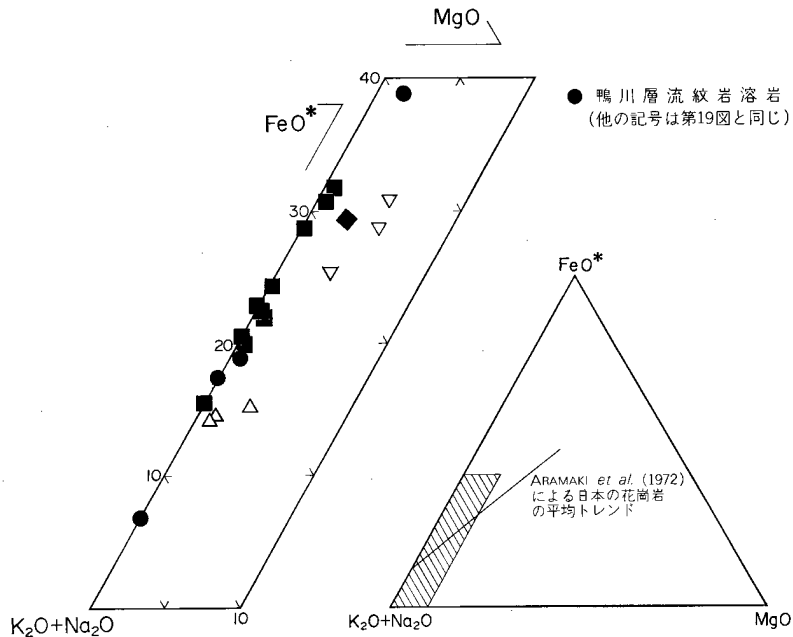
斑晶 : 斜長石・石英・カリ長石 (以上径 0.5-6 mm)・黒雲母 (径 0.5-1.5 mm, 緑泥石化)・鉄鉱・ジルコン・燐灰石 (以上 0.1 mm 前後)

石基 : 径 0.01 mm 以下の石英・長石・鉄鉱からなる。

石英ひん岩 (GSJ R39861) 三田市波豆川上流

斑晶 : 斜長石 (径 0.5-2 mm)・輝石 (緑泥石化, 径 1 mm)・石英 (径 1 mm)

石基 : 斜長石 (短冊状, 長さ 0.1 mm 以下)・輝石 (緑泥石化)・鉄鉱 (この 2 者は径 0.02 mm 前後)。母岩と接する急冷部にはこれらの間を変質したガラスが充たすこともある。



第21図 三田図幅地域の有馬層群のMgO-FeO*-K₂O+Na₂O図 (FeO*は全鉄のFeO換算値, 記号は第19図と同じ)

第2表 有馬層群半本溶結凝灰石上部のK-Ar年代測定結果

| Sample No. | Rock | Material | K (%) | ⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ cm ³ STP/g) | ⁴⁰ Ar rad (%) | Age (Ma) |
|------------|----------------------------|----------|-------|---------------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------|
| GSJ R39812 | Rhyolite Welded Tuff | Biotite | 6.19 | 1.72 | 86.5 | 70.2±3.5 |
| | | | 6.18 | 1.71 | 83.1 | 69.8±3.5 |
| | | | | | | Average 70.0±3.5 |

測定: Teledyne Isotopes 社

IV. 神戸層群 (古第三系)

IV. 1 概要

神戸層群は、淡路島北部と神戸市西部に分布する第三系について初めて用いられた名称(鹿間, 1936)で、その後鹿間(1938)によって具体的にその層序と植物化石について記載された。これに先立って上治(19363, b)は、神戸層群の名称は用いなかったものの、神戸市北部や西部の神戸層群を中新統として、主にその地質構造について論じている。鹿間(1938)は神戸市西部・淡路島北部に分布する第三系のみを神戸層群として扱ったが、現在では三田盆地及びその周辺地域に分布する第三系も神戸層群に含まれ

ている(池辺編, 1961ほか)。また, 神戸層群を最初に総括した池辺編(1961)と前後して, 藤田ほか(1959), 藤田・笠間(1965 a, b)によって地域ごとの神戸層群が記載された。その後, 山下(1959, MS.), SHINODA (1969, MS.), 篠田(1971, MS.)などの未公表資料をもとに累層区分などに修正が加えられた(藤田・笠間, 1971; HUZITA *et al.*, 1971)。これらの成果は, その後の新しい資料とともに5万分の1地質図幅「大阪西北部」(藤田・笠間, 1982), 「神戸」(藤田・笠間, 1983), 「須磨」(藤田・前田, 1984)にまとめられている。

神戸層群は全体が非海成の堆積物で占められる三田盆地から, 一部海成層が認められるほかは非海成層である神戸市西部を経て, 海成層のみからなる淡路島北部へと堆積環境の変化が認められていた(池辺編, 1961ほか)。しかし, 神戸層群の地質年代の項で述べるように, 本報告では淡路島北部の神戸層群とされてきた海成層(岩屋累層)は神戸層群より若い時代の堆積物として扱い, 神戸層群の分布域は淡路島北部を除く三田盆地及びその周辺と神戸市西部に限定する。

本報告と鹿間(1938 c), 池辺編(1961), 藤田・笠間(1971)の累層区分の相互関係を第3表に示す。三田盆地に分布する神戸層群の累層区分は, 池辺編(1961)では下位より有野累層・吉川累層・淡河累層・三津田累層に区分されたが, 藤田・笠間(1971), HUZITA *et al.* (1971)では三津田累層を淡河累層に含めた。三田盆地の有野累層・吉川累層・淡河累層は, それぞれ神戸市西部の多井畑累層・白川累層・藍那累層に対比されている。藤田・笠間(1971), HUZITA *et al.* (1971)の累層区分は, 挟在する凝灰岩の多寡の変化に着目して行われたもので, 各累層は凝灰岩を含まない下部と多量に含む上部に区分された。

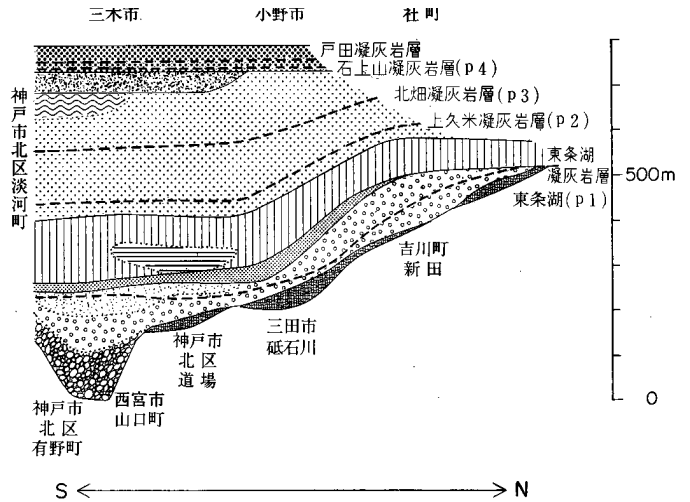
本報告では, 三田盆地に分布する神戸層群を岩相及び堆積サイクルを基準として, 下位より三田累層・吉川累層・細川累層に区分した。三田累層は下位から蛇行河川堆積物あるいは湖成堆積物→扇状地及び

第3表 神戸層群の層序区分の変遷

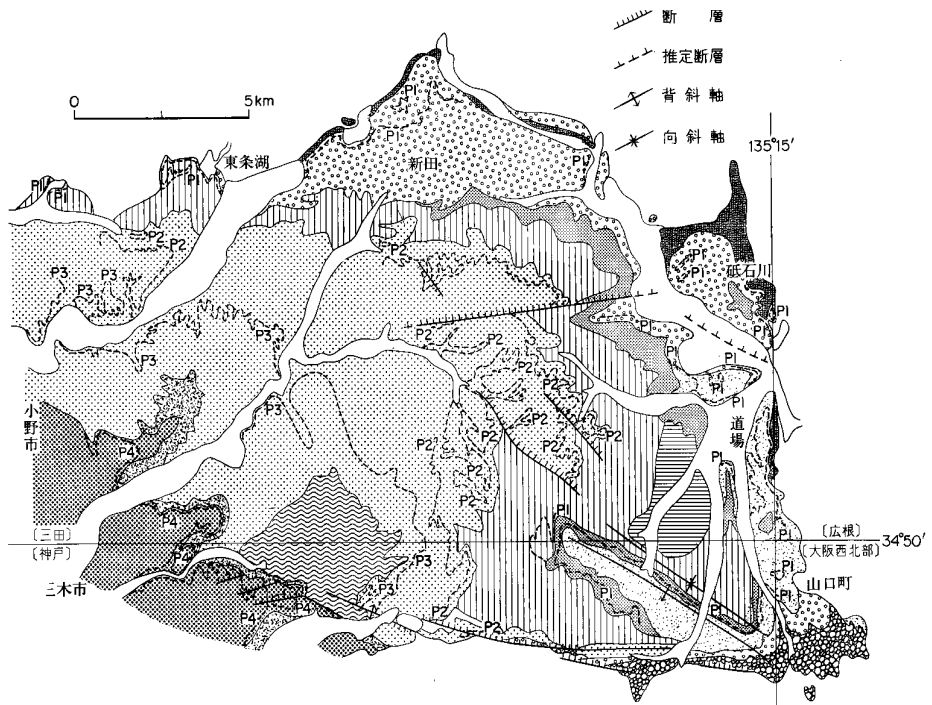
| | | 神戸市西部及び淡路島北部 | | | 三田盆地 | | |
|--------------|----------------------|----------------|-----------------------------------------------|---------------|-----------------------------------------------|-------------------|--|
| 中新世 | 多井畑化石層(15) 新層 | 藍那累層(70) | 藍那累層(70+) | 三津田累層(60+) 上部 | | | |
| | 白川層(200) 新層 | 白川累層(90) 断層 | 白川累層(120±) 上部 | 淡河累層(110±) 上部 | 淡河累層(190+) 上部 | | |
| | 多井畑層(150) 丸山層(140) ? | 多井畑累層(70) 明石海峡 | 多井畑 岩屋累層(90+) | 吉川累層(160+) 上部 | 吉川累層(180±) 上部 | | |
| | 岩屋層(110) | 岩屋累層(50+) | | 有野累層(175+) 上部 | 有野累層(175+) 下部 | | |
| 漸新世後期—始新世最末期 | | | | | | 石上山凝灰岩層 | |
| | | | | | | 細川累層 | |
| | | | | | | 吉川累層 | |
| | | | | | | 原坂泥岩部層 | |
| | | | | | | 吉安砂岩泥岩 礫岩部層 | |
| | | | | | | 長尾砂岩泥岩 部層 | |
| | | | | | | 下井沢泥岩 部層 | |
| | | | | | | 三田累層 | |
| | | | | | | 新田礫岩部層 | |
| | | | | | | 砥石川泥岩 砂岩部層 | |
| | 鹿間 (1938) | 池辺編 (1961) | 藤田・笠間 (1971-1983) HUZITA <i>et al.</i> (1971) | 池辺編 (1961) | 藤田・笠間 (1971-1983) HUZITA <i>et al.</i> (1971) | 本報告 (尾崎・松浦, 1988) | |

(層厚: m)

| | | | | |
|-----------|----------|------------|---------|--|
| 神戸層群 | 細川累層 | 礫岩砂岩泥岩相 | | |
| | 吉川累層 | 原坂泥岩部層 | 泥岩相 | |
| | | 吉安砂岩泥岩礫岩部層 | 砂岩泥岩相 | |
| | | | 砂岩泥岩礫岩相 | |
| | 長尾砂岩泥岩部層 | 砂岩泥岩相 | | |
| | | 砂岩泥岩礫岩相 | | |
| | 三田累層 | 下井沢泥岩部層 | 泥岩相 | |
| | | 新田礫岩部層 | 砂岩礫岩相 | |
| | | | 大礫岩相 | |
| | | | 巨礫岩相 | |
| 砥石川泥岩砂岩部層 | 泥岩砂岩相 | | | |

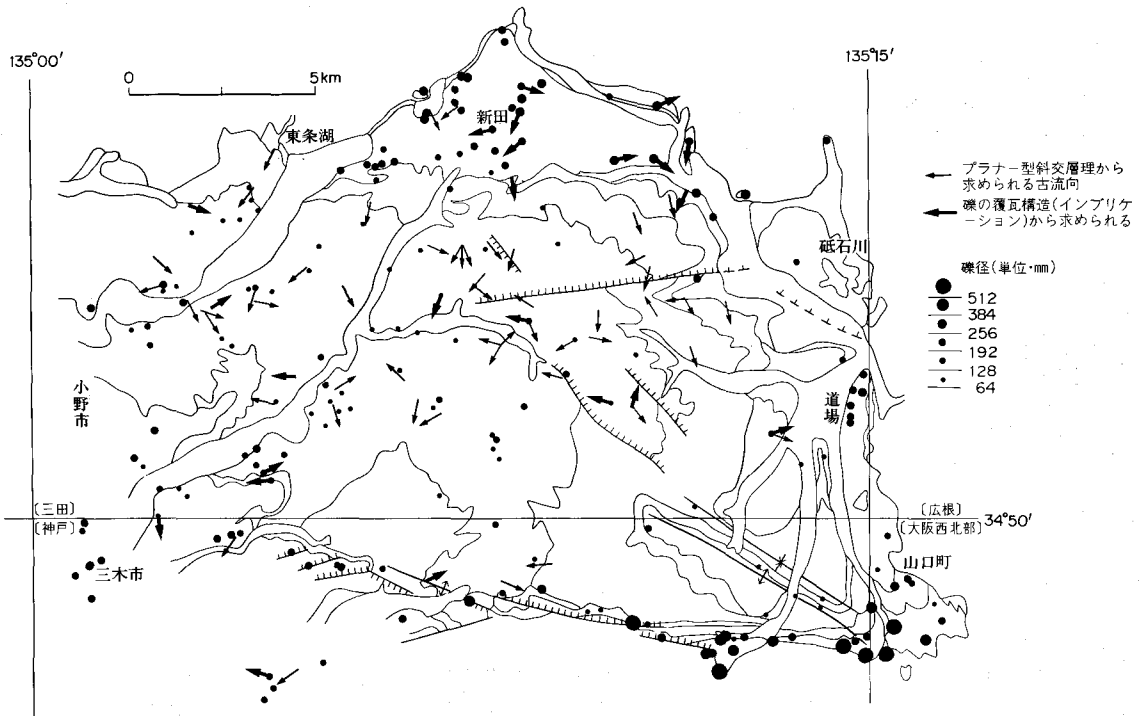


第22図 三田盆地に分布する神戸層群の模式層序断面図 より上位の地層は三田盆地西側に分布し、図にみられる層厚は積算層厚である



第23図 三田盆地に分布する神戸層群の岩相区分図 凡例は第22図と同じ

扇状地外縁部から前面に発達する網状河川堆積物→湖成堆積物への堆積相の変化が認められる。また、吉川累層も三田累層とほぼ同様に、下位から蛇行河川堆積物→扇状地縁部あるいは網状河川堆積物→湖成堆積物への堆積相変化が認められる。細川累層は、上限が不明であるが、扇状地の外縁あるいは扇状地前面に分布する網状河川堆積物と考える。今回の調査では、三田盆地に分布する神戸層群の積算層厚



第24図 プラナー型斜交層理及び礫の覆瓦構造(インプリケーション)から求めた古流向
 最大礫径とは、露頭で最大のものから順に3個の最大長径を平均した値。矢印の基点が露頭地点を示す。古流向は、各露頭において5つの測定結果を平均した方向

800 m + と見積もることができた。

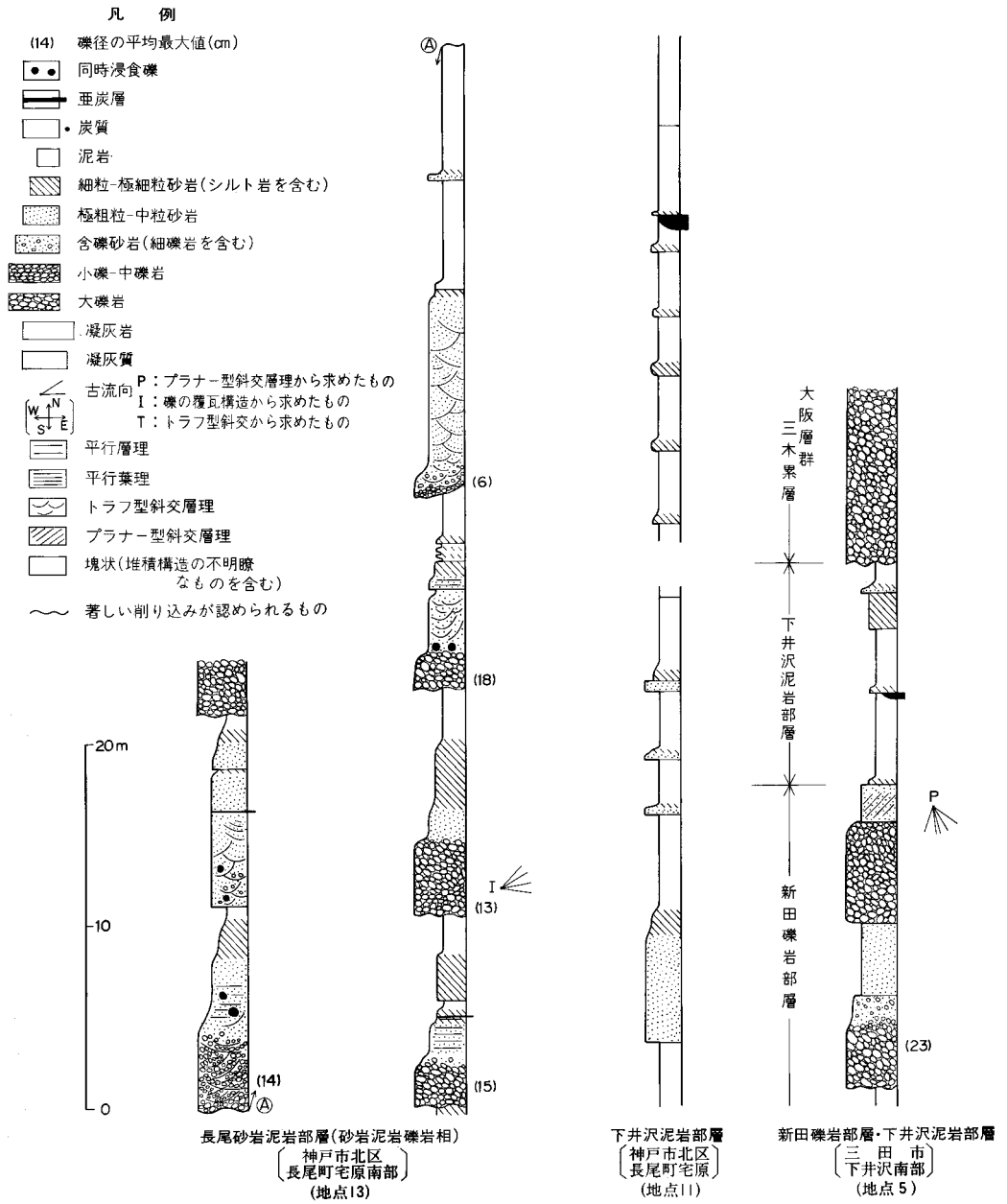
三田盆地に分布する神戸層群の模式的層序断面図を第22図に、岩相分布図を第23図に示す。また、古流向及び礫径の変化分布図を第24図に、柱状図を第25図に示す。

三田盆地に分布する神戸層群にも後述の神戸市西部の白川地区に多産する植物化石と同様な植物化石が産するが、白川地区のように多量で保存のよい植物化石は今回の調査では三田盆地内では見いだせなかった。

第四系も含め以下の記載に用いる色調は、ROCK-COLOR CHART (The Rock-Color Chart Committee, 1980) を使用している。

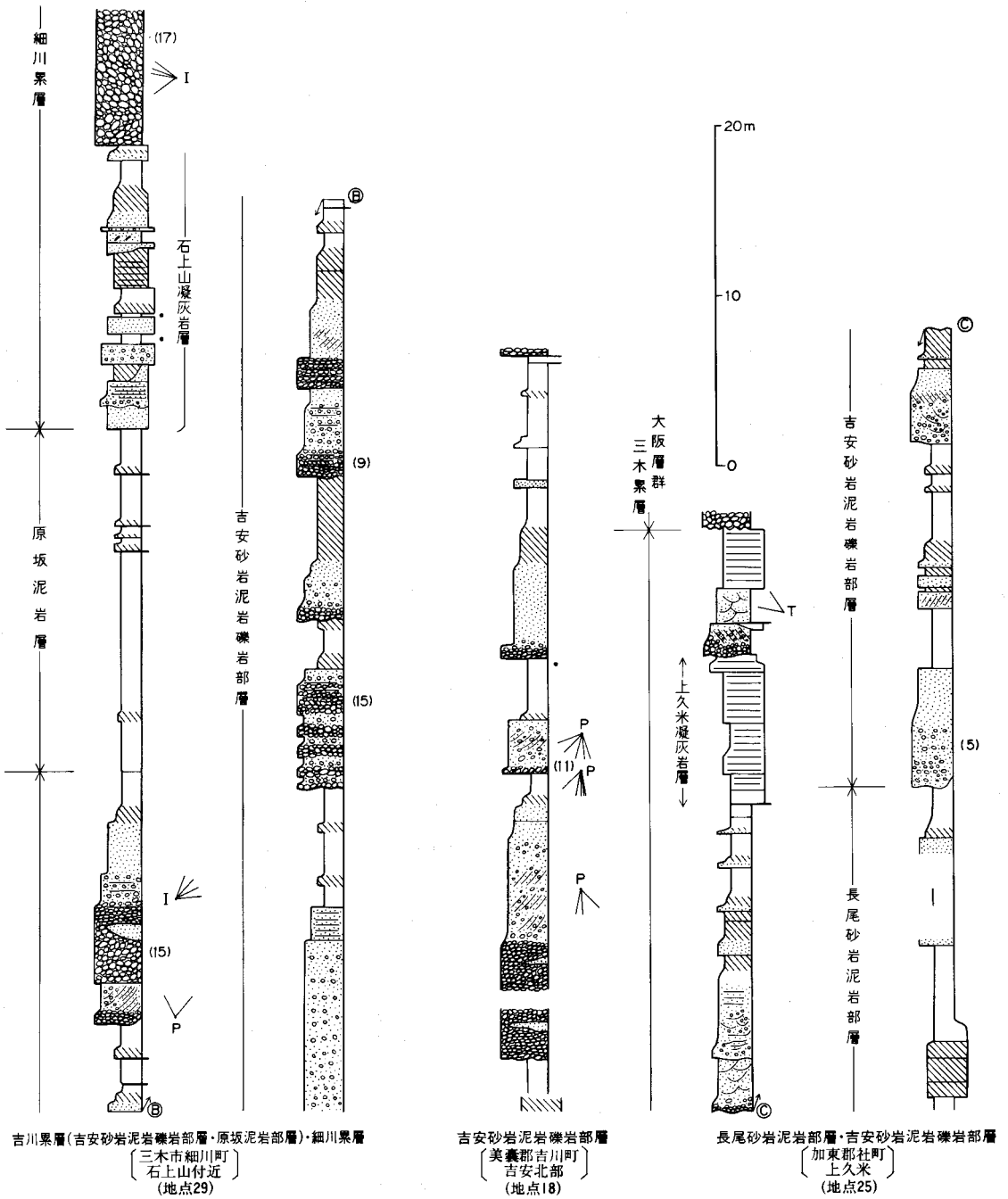
IV. 2 ^{さんだ}三田累層(新称)

池辺編(1961)、藤田・笠間(1971)及びHuzita *et al.* (1971)の有野累層及び吉川累層下部の下半分に相当する(第3表)。模式地は兵庫県三田市南西部とする。三田市南西部、美囊郡吉川町北部、加東郡東条町西北部、神戸市北区有野町・道場町・八多町、西宮市山口町地域など、三田盆地の北部・東縁部・南縁部に分布する。本累層は有馬層群を不整合に覆い、上位の吉川累層に整合に覆われる。積算層厚は400 mに達する。三田累層は下位より、細粒相→粗粒相→細粒相へと岩相の移り変りが認められる。堆積環境



第25図 三田盆地に分布する神戸層

としては、下位から蛇行河川堆積物あるいは湖成堆積物→扇状地及び扇状地外縁部から前面に発達する網状河川堆積物→湖成堆積物へと堆積相が変化する。三田累層はこの岩相及び堆積環境の変化に従って、



群の主要な岩相を示す地質柱状図 (地点は付図参照)

下位より砥石川泥岩砂岩部層, 新田礫岩部層, 下井沢泥岩部層に区分できる。

下位より砥石川泥岩砂岩部層, 新田礫岩部層, 下井沢泥岩部層に区分できる。

IV. 2. 1 ^{と-いしかわ} 砥石川泥岩砂岩部層(新称)(Kt)

模式地 三田市砥石川付近

分布 三田盆地の北縁部から東縁部にかけて、秋津・三田市大川瀬・西相野・溝口・砥石川、神戸市北区道場付近に分布する。

層序関係 有馬層群とは不整合関係。上位の新田礫岩部層とは整合関係で、しばしばオーバーラップされる。

層厚 数m-50m。層厚は三田盆地東縁部(神戸市北区道場、三田市砥石川付近)で最も厚く、北部及び南部で薄くなる。

岩相 主に砂岩と泥岩の互層からなり、本部層最下部に不淘汰な凝灰質のシルト・砂岩・礫岩を伴う。砂岩及び泥岩の単層の厚さは数10cm-数mである。砂岩は細粒-中粒で、淘汰が良い。大川瀬の砂岩層には団塊(ノジュール)が認められる。泥岩は塊状のものが多く、dark olive-greenish grayを呈し、しばしば亜炭あるいは炭質泥岩を挟む。道場付近の本累層は、泥岩が優勢となる。

本部層最下部には、部分的であるが不淘汰な細粒砂岩・粗粒砂岩・細礫岩・中礫岩が分布する。有馬層群平木溶結凝灰岩、鴨川層を基盤とする三田盆地北西縁部(東条湖付近や大川瀬付近)では、light grayを呈する凝灰質な基質を持ち、一部軽石を含む不淘汰な礫岩-シルト岩が存在する。珪化した材化石が認められることもある。佐曾利凝灰角礫岩を基盤とする砥石川付近では、whiteないしgreenish grayを呈する不淘汰な粗粒砂岩が分布し、最大層厚30mに達する。この粗粒砂岩は風化に弱く、雨で濡れると露頭表面に雨裂が容易に発達し、悪地地形をつくる。

IV. 2. 2 ^{に-つた} 新田礫岩部層(新称)(Kc₂, Kc₃)

模式地 美囊郡吉川町新田周辺

分布 西から東条町東条湖南東・小分谷、吉川町新田、三田市大川瀬・西相野・上相野・下相野・上内神・西野上・大原・高次・上深田・天神・下田中、神戸市北区道場町にかけての三田盆地北部から東部・南東部の盆地縁辺部に分布する。本図幅地域に南接する5万分の1図幅「神戸」・「大阪西北部」地域内の西宮市山口町、神戸市北区八多町・有野町付近にも分布する。

層序関係 下位の砥石川泥岩部層をしばしばオーバーラップする。上位の下内神泥岩層とは整合で、一部指交関係で接する。

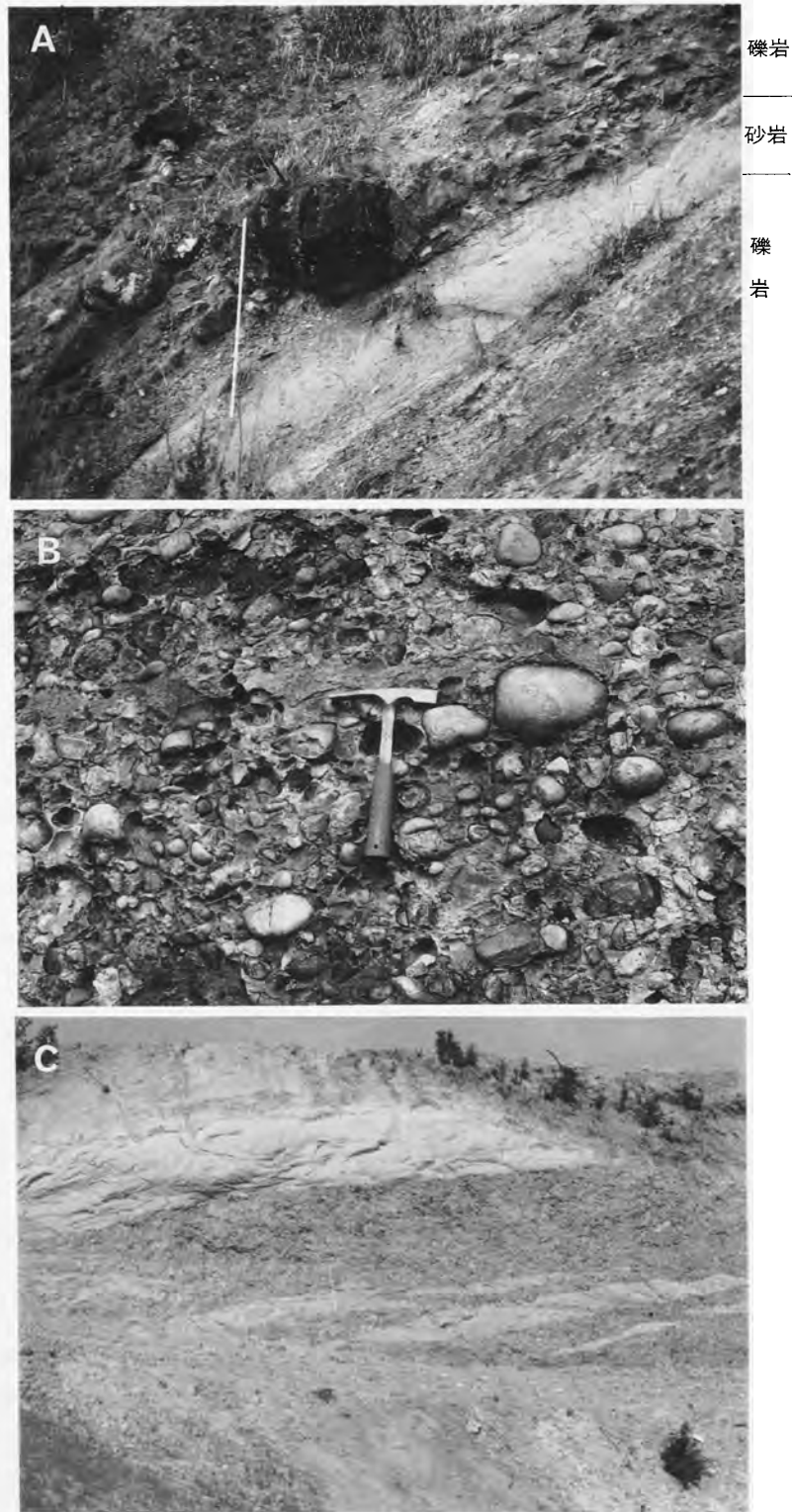
層厚 三田盆地北縁部と南縁部で厚く、東縁部で薄い。新田付近で120m、上野付近で40m、西宮市山口町付近(5万分の1図幅「神戸」及び「大阪西北部」地域内)では約200mに達する。

岩相 本部層は、三田盆地縁辺部から盆地中央部に向かって細粒化し、巨礫岩相・大礫岩相・砂岩礫岩泥岩相に区分できる(第22・23図)。

〔巨礫岩相〕 三田盆地南縁部の神戸市北区八多町・有野町、西宮市山口町(5万分の1図幅「神戸」及び「大阪西北部」地域)に分布する。

主に不淘汰な塊状の巨礫岩からなり、厚さ数m以下の淘汰の悪い砂岩・泥岩が挟在する扇状地上部に特徴的な岩相を示す(第26図)。本相の厚さは100-150mである。

礫岩は主に亜角礫の巨礫-大礫からなり、三田盆地南縁から離れると礫径は急激に小さくなる。礫岩



第26図 新田礫岩部層の岩層

- A) 新田礫岩部層の不淘汰巨礫岩相 (地点: 24, 付図参照). スケールは2m
 B) 新田礫岩部層の大礫岩相 (地点: 2, 付図参照). ハンマーの長さは28cm
 C) 新田礫岩部層の砂岩と礫岩の互層 (地点: 8, 付図参照). スケールは1m

層の基底部にしばしば細粒部が存在し、逆級化が認められる。礫種は主に有馬層群から由来する流紋岩類で、他に花崗岩類・チャートが含まれる。山口町十八丁川付近(5万分の1図幅「大阪西北部」地域)の巨礫岩相には、礫径が1mを越える花崗岩礫が多量に含まれる。三田盆地南縁部に分布する巨礫岩相の地層は、東西方向に雁行状に発達する断層のため、北ないし南へ急傾斜している。本図幅地域内では、三田盆地北部の大川瀬西部の山側斜面に凝灰質な基質を持つ不淘汰な角礫巨礫岩層(地質図では大礫岩相に含めている)が点在する(第45図)にすぎない。

[大礫岩相](Kc₂) 三田盆地北部ないし西部に分布する。大礫主体の塊状礫岩からなり、一部厚さ数10cm-数mの砂岩・シルト岩を層状あるいはレンズ状に挟む(第26図)。三田盆地北部では、扇状の形態が読み取れ、礫径は三田盆地北部の新田付近で最も大きく、南方ほど礫径が小さくなる。礫の覆瓦構造(インブリケーション)から求められる古流向は、北から南へ放射状に向く(第24図)。

礫は亜円礫で、淘汰は普通である。礫岩には塊状ないし弱い平行成層が認められ、まれに斜交層理が観察できる。礫岩層の基底部には、中礫-巨礫のシルト岩や中礫以下の白色凝灰岩からなる多く同時浸食礫が含まれている。礫岩層は、全体として上方細粒化する。これらの岩相は扇状地の縁辺部やその前面の礫岩の卓越する網状河川堆積物の特徴を示す。本相の層厚は120m以下で、盆地東縁部で薄い。

礫種は、神戸層群由来の同時浸食礫を除くと、95%以上が有馬層群から由来したと考えられる流紋岩類である。本相に含まれる礫は硬質であるが、明美面形成時の残丘であった三田盆地北部(新北地域)の明美面よりも標高が高くなっている地域では、大阪層群三木累層と同様に風化が著しく、流紋岩類の礫が赤褐色を呈するクサリ礫となっている。

[砂岩礫岩相](Kc₃) 三田盆地東部から南東部に分布し、三田盆地北部には分布しない。砂岩と礫岩から構成され、一部泥岩を挟む。礫岩は主に亜円礫ないし亜角礫の中礫からなり、淘汰は良い。砂岩は淘汰が良く、中粒-粗粒の塊状の場合が多い。泥岩は厚さ数10cm-3mで、シルト岩が多い。本相は全体として厚さ10数-20数mの上方細粒化型堆積サイクルが認められ、扇状地付近の網状河川堆積物と考えられる。

IV. 2. 3 ^{しもいざわ} 下井沢泥岩部層(新称)(Ks)

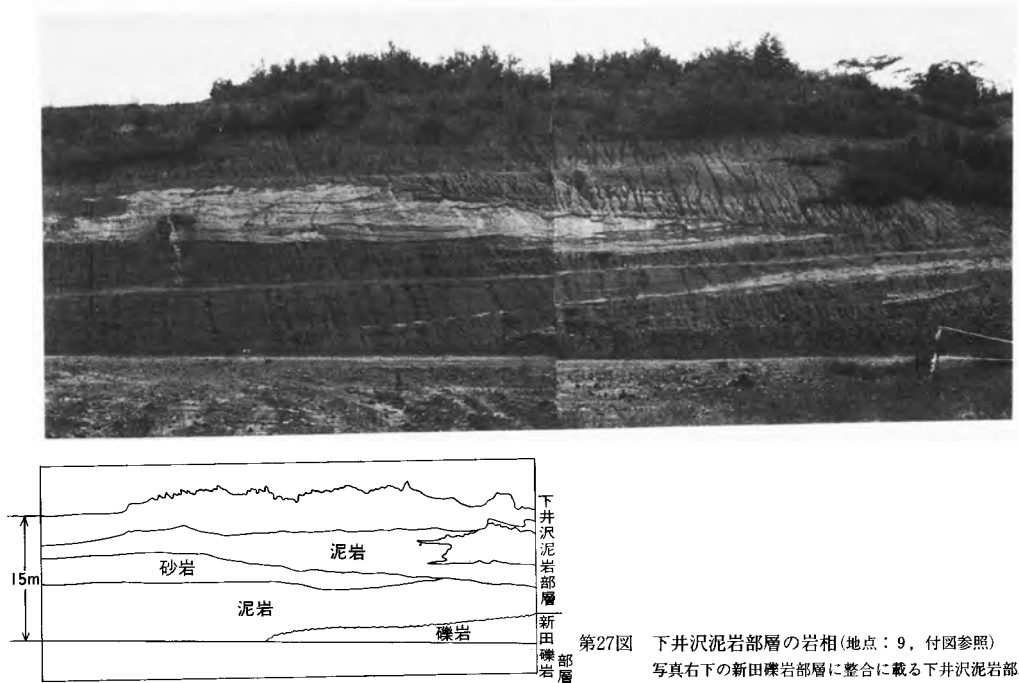
模式地 三田市下井沢南付近の露頭

分布 西宮市山口町下山口(本図幅地域外)から神戸市北区長尾町宅原を経て、三田市武庫が丘・下井沢・沢谷、美囊郡吉川町前田に至る地域に分布する。

層序関係 下位の新田礫岩層とは整合、一部指交関係。上位の長尾砂岩泥岩層とは、比較的厚い砂岩の出現や礫岩を挟むようになる層準を境界としている。

層厚 10-50m。三田盆地北東部で厚く、南部・北西部で薄い。

岩相 厚さ数10cm-数mの厚い泥岩と厚さ数cm-数mの薄い砂岩からなり、厚さ数cm程度の亜炭層を挟む湖成堆積物である(第25・27図)。薄い砂岩はlight grayの色調を呈し、細粒砂岩-極細粒砂岩で良く連続する。この砂岩は、多くの場合弱い級化が認められ泥岩に漸移する。泥岩は全体に塊状で、very dark redとgreenish blackの色調によるまだら模様が認められるものと、olive grayの色調を呈するものがある。前者のまだら模様の泥岩は、風化すると特徴的にvery dasky redpurpleを呈する。下



井沢泥岩部層より上位の層準の泥岩にはこのような風化による色調は認められない。

他に中粒 - 粗粒の砂岩がチャンネル充填堆積物として泥岩層を削り込むこともある。

IV. 3 ^{よかわ}吉川累層(再定義)

池辺編(1961), 藤田・笠間(1971)及びHuzita *et al.*(1971)の吉川累層の名称の定義を変えて使用したもので, 池辺編(1961)らの吉川累層下部の上半分から淡河累層の下部の間の地層に相当する(第3表)。模式地は兵庫県美囊郡吉川町付近とする。本累層は三田市南西縁部, 神戸市北区大沢町・長尾町・八多町, 美囊郡吉川町中南部, 加東郡東条町中部, 社町南東部にかけての三田盆地中部・西北部に分布する。三田累層を整合に覆い, 細川累層に整合に覆われる。三田盆地西北縁部・南西縁部では, 直接有馬層群を不整合に覆う。積算層厚は400mに達する。下位から上方細粒化型堆積サイクルで特徴づけられる長尾砂岩泥岩部層と吉安砂岩泥岩礫岩部層, 泥岩主体の原坂泥岩部層に区分できる。吉安砂岩泥岩礫岩部層の中・下部には少なくとも5つの凝灰岩層が挟まれ, 地すべりの素因となっている。長尾砂岩泥岩部層と原坂泥岩部層には, 凝灰岩層はほとんど挟在しない。

IV. 3. 1 ^{ながお}長尾砂岩泥岩部層(新称)(Kn1, Kn2)

模式地 神戸市北区長尾町付近。

分布 神戸市北区八多町・長尾町宅原, 三田市池尻・沢谷開拓・上荒川, 美囊郡吉川町福井, 加東郡東条町永福・長貞に分布する。

層序関係 下位の下井沢泥岩部層とは整合、一部漸移関係。上位の吉安砂岩泥岩礫岩部層の最下部を構成する厚い砂岩の下底を、長尾砂岩泥岩部層の上限とする。しかし、三田盆地北部や西部では必ずしも両者の境界に明確な厚い砂岩層はなく、砂岩・礫岩層が優勢となる層準で区分している。

層厚 30-150 m で、三田盆地北部ほど薄く、中・南部で厚い。

岩相 砂岩泥岩相と砂岩泥岩礫岩相に区分できる(第22・23図)。

[砂岩泥岩相] (Kn2) 長尾砂岩泥岩部層の主体をなす。砂岩、泥岩主体で、砂岩下底部に礫岩を伴う厚さ5-20 m の上方細粒化型堆積サイクルが認められる。砂岩層は、しばしば下底部がチャンネルの形態を示し、一部中礫を主体とする礫岩を伴っている。この礫岩の厚さは、多くの場合1-2 m 以下である。また、チャンネル部の砂岩層は、しばしばトラフ型斜交層理が発達する。砂岩層上部は、一般には塊状ないし平行層理が認められ上方細粒化するが、その上位の泥岩とは多くの場合連続しない。泥岩は、厚いもので15 m に達し、塊状ないし平行葉理が発達し、細粒砂岩を挟む。

[砂岩泥岩礫岩相] (Kn1) 神戸市北区長尾町宅原南部・八多町北部に分布する。砂岩泥岩相とは同時異相関係で、砂岩・泥岩に厚さ数m-10数mの礫岩が多く挟在する厚さ7-25 m の上方細粒化型堆積サイクルが認められる。礫岩はシルト岩の同時浸食礫をよく伴う。

IV. 3. 2 ^{きちやす} 吉安砂岩泥岩礫岩部層(新称) (Ky1, Ky2)

模式地 美囊郡吉川町吉安付近。

分布 神戸市北区淡河町神影(5万分の1図幅「神戸」内)から美囊郡吉川町南・中部、東条町南部に至る地域に分布する。

層序関係 下位の長尾砂岩泥岩部層と整合関係で接する。上位の原坂泥岩部層とは漸移関係で、一部同時異相の関係で接する。また、東条町西部では直接上位の細川層と接する。

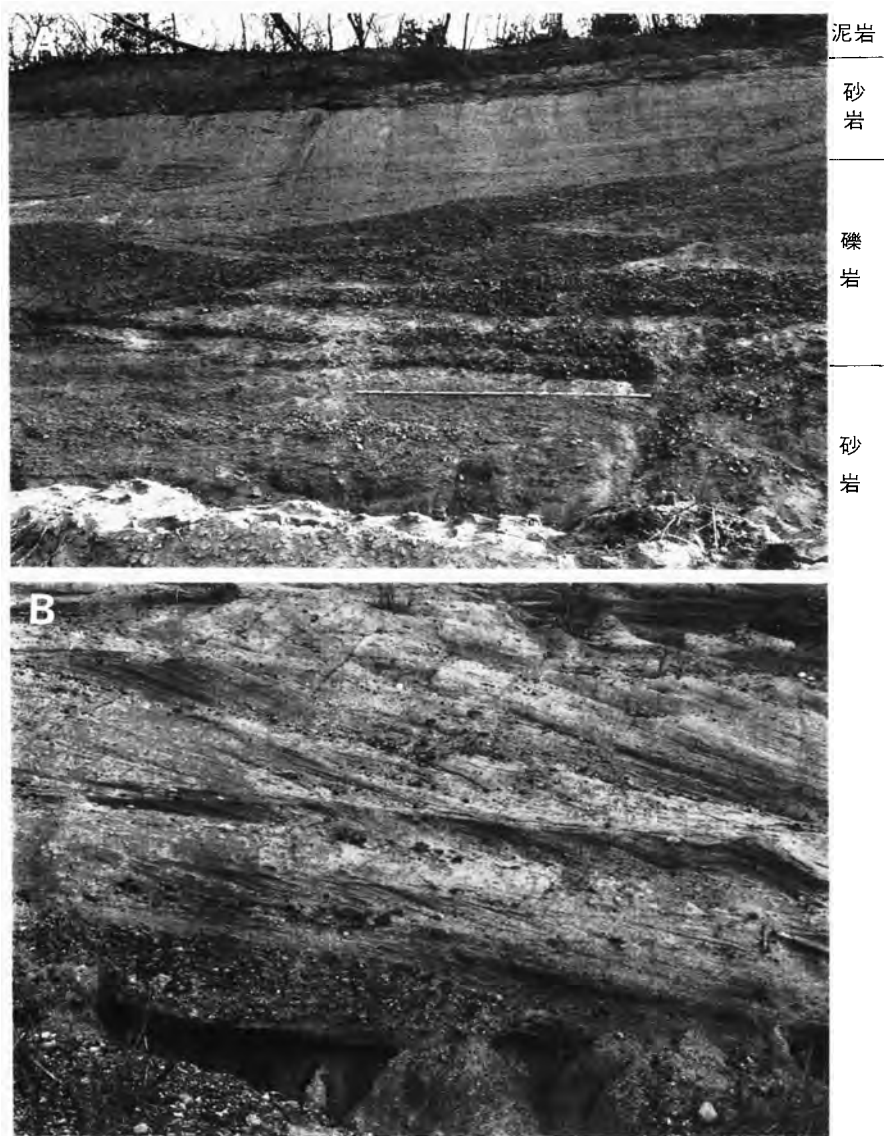
層厚 270-170 m。三田盆地中央部の吉川町付近で最も厚い。

岩相 下位から礫岩、砂岩、泥岩が累重する厚さ7-25 m の上方細粒化型堆積サイクルの繰り返しからなる礫岩砂岩泥岩相(第25・28図)と、礫岩を伴わない砂岩・泥岩から構成される砂岩泥岩相に区分できる。

[礫岩砂岩泥岩相] (Ky1) 本部層の主体をなす。礫岩は、砂質基質で礫の単位面積当たりの礫の占める面積が60%以上の塊状ないし成層する礫岩と、礫が20%程度で凝灰質砂岩を基質とする斜交層理-平行層理の発達する礫岩に区別できる。砂質基質の礫岩は上方細粒化型堆積サイクルの下部を占め、しばしば下位の地層を削り込みチャンネルの形態を示す。礫岩は多くの場合正級化を示し、側方への連続は良くない。凝灰質の基質を持つ礫岩は凝灰岩の直上に良く見られ、淘汰が悪く層理に浴って細粒の凝灰質砂岩やシルト岩を薄く挟んでいる。また、細礫サイズの軽石を含む場合もある。

砂岩は厚さ数m-20 m と厚く、天狗岩・坊主岩・大岩鼻といわれる崖の岩石は、いずれも吉安砂岩泥岩礫岩部層最下部の厚い砂岩層からなる。砂岩の淘汰は良く、塊状ないし弱く成層し、一部斜交層理も認められる(第28図)。

泥岩は、礫岩や凝灰岩の下位、砂岩の上位に挟まれることが多い。色調はolive grayを呈し、塊状で一部平行葉理を認められる。吉安砂岩泥岩礫岩部層の下・中部の泥岩は砂サイズ以下の軽石を含む凝灰



第28図 吉安砂岩泥岩礫岩部層の岩相

- A) 礫岩→砂岩→泥岩の上方細粒化層 (地点: 25, 付図参照)
 B) 吉安砂岩泥岩礫岩部層に認められる斜交層理 (地点: 16, 付図参照)

質のものが多く、凝灰岩層とともに地すべりの素因となっている。

斜交層理及び礫の覆瓦構造から求められる古流向は、三田盆地中部では北から、西部では西からの方向を示すものが卓越する(第24図)。

[砂岩泥岩相] (Ky₂) 神戸市北区淡河町, 三木市東縁部に分布する。本相は本部層の上部に位置し, 砂岩優勢の砂岩泥岩の互層からなる蛇行河川堆積物である。砂岩は数 m-10 数 m の層厚を持ち, 淘汰は良い。塊状ないし平行層理・斜交層理が認められる。泥岩の色調は olive gray を呈する。

IV. 3. 3 ^{はらさか} 原坂泥岩部層(新称)(Km)

模式地 三木市細川町原坂付近

分布 三木市原坂・東中，東条町大谷付近に分布する。

層序関係 下位の吉安砂岩泥岩礫岩部層とは漸移関係。上位の細川層とは整合関係で，大礫礫岩の下限を境界とする。

層厚 25-0 m.

岩相 下井沢泥岩部層と同様な岩相で，厚さ数 cm- 数 10 cm の細粒砂岩と厚さ数 10 cm- 数 m の泥岩からなり，一部細粒砂岩を挟む(第 25 図)湖成堆積物である。泥岩の色調は，olive gray ないし greenish gray で下井沢泥岩部層に特徴的にみられた very dark red と greenish black のまだら模様は認められない。単層の境界には，亜炭層が良く挟まれる。

IV. 4 ^{ほそかわ} 細川累層(新称)(Kh)

模式地は三木市細川町蓮花寺付近とする。三田盆地南西部，小野市脇本町西部から三木市細川町蓮花寺・桃坂・金屋付近に分布する。5 万分の 1 図幅「神戸」地域内では，三木市志染町しじまにも広く分布する。

下位の原坂泥岩層及び吉安砂岩泥岩礫岩部層とは，本部層最下部の厚い礫岩層の下限を境界として整合関係で接する。東条町大谷北部では，吉安砂岩泥岩礫岩部層と一部漸移関係にある。厚さ 60 m 以上で，上限は不明である。本累層の更に上位の層準と考えられる本図幅地域外(三木市南部)の神戸層群が未調査のため，本報告では本累層を細分しない。礫岩主体で，ほかに砂岩・泥岩を挟む。上限不明のため本部層の全体の特徴は把握できないが，厚さ 60 m の範囲でみると，下部は礫岩主体で，上部に砂岩泥岩が卓越する。

礫岩の厚さは 10 数 m-20 数 m に達し，一部厚さ数 m の砂岩・泥岩を挟む。礫種は 90% が，有馬層群及びその相当層から由来した流紋岩類で，ほかにチャート・砂岩が約 10% 含まれる。神戸層群の中で最もチャートを多く含む累層である。礫径は吉安砂岩泥岩礫岩部層に比べ大きく主に大礫からなり，一部巨礫も含まれる。礫の覆瓦構造及び砂岩の斜交層理は，北ないし東からの古流向を示す(第 25 図)。砂岩は中-粗粒主体で，淘汰は良い。ほかに凝灰岩層の上位に凝灰質の不淘汰砂岩が認められる。泥岩は厚さ数 m のものが挟まれ，本累層上部では砂岩と互層する。泥岩の色調は olive gray を呈する。丘陵頂部で大阪層群に不整合で覆われているため，全体に風化が著しい。

IV. 5 堆積環境

後背地 三田盆地の神戸層群中に含まれる礫岩の礫種は，中礫の個数比で 90% 以上が有馬層群から由来する礫で，一部三田盆地南東部の西宮市山口町(5 万分の 1 図幅「神戸」「大阪西北部」地域内)付近で花崗岩の礫が多量に認められる。有馬層群の礫は亜円礫で，中礫から巨礫に及ぶ。チャートや頁岩及び砂岩は含有量 10% 以下で，中礫より小さい礫が主体である。三田盆地北東部における大阪層群三木累層の

礫層に、チャートの大-巨礫が約30%含まれるのとは対照的である。三田盆地北部に分布する神戸層群(例えば新田礫岩部層)に含まれるチャート礫が、三木累層と同様に篠山盆地周辺に分布する丹波層群から由来したと単純に考えると、チャート礫に関して三木累層と同様な礫の大きさや含有量が期待できるはずである。しかし、実際は三木累層に含まれるチャート礫に比べ、その含有量は少なく礫径も小さい。このことは神戸層群中のチャートや頁岩及び砂岩の礫は、有馬層群(凝灰角礫岩中に含まれるチャートなどの角礫など)から由来した再食礫、あるいは神戸層群堆積時に篠山盆地付近にも有馬層群が広く覆って、神戸層群への丹波層群からの礫の供給が少なかったことを示している。

いずれにしても三田盆地に分布する神戸層群は、ほぼ有馬層群の分布する範囲内に堆積盆を形成し、後背地もほぼ有馬層群分布域が大部分であったと言える。

堆積環境 岩相の特徴から、各部層の堆積環境は以下のように推定した。しかし、露頭の保存状態など、必ずしも細かい部分に関しては明瞭とは言えず、詳細については今後の課題である。

新田礫岩部層は三田盆地の北縁部から東縁及び南東縁部にかけて分布し、盆地縁部から中央部に向かって巨礫岩相→大礫岩相→砂岩・礫岩相と細粒化する。巨礫岩相は、東西方向の断層が発達する盆地南東縁部沿いに限られる。その礫岩層は淘汰が悪く塊状で、逆級化が認められ、盆地中央部へ向かって急激に礫岩の礫径が小さくなる。更に大礫岩相、砂岩・礫岩相の地層には、上方細粒化が認められ、礫岩も淘汰は普通で、壘円礫が主体となる。これらのことから巨礫岩相は扇状地上部、大礫岩相と砂岩・礫岩相は扇状地縁部からその前面付近の網状河川の堆積物と考えることができる。

細川累層は三田幅地域内に限って言えば、その下部は新田礫岩部層の礫岩相と同様の岩相を示す。現在、細川累層の分布は三田盆地南西部に限られているが、細川累層の礫を供給した扇状地がこの近くに発達していた可能性がある。

長尾砂岩泥岩部層の砂岩泥岩相、吉安砂岩泥岩礫岩部層の砂岩泥岩相、砥石川泥岩砂岩部層の一部及び細川累層の一部は、厚さ5m-20mの砂岩→泥岩の上方細粒化型堆積サイクルの繰り返しからなる。砂岩層の基底はチャンネルの形態を示し、その下底部には薄い中礫を伴うことが多い。砂岩層の下部は粗粒でトラフ型の斜交層理がしばしば発達し、砂岩層の上部は中-細粒で塊状または平行層理が認められる。泥岩層は塊状ないし平行層理が発達し細粒砂岩を挟むことから、ALLEN(1970)などの蛇行河川の堆積相モデルに近いと言える。

長尾砂岩泥岩部層の砂岩泥岩礫岩相と吉安砂岩泥岩礫岩部層の砂岩泥岩礫岩相は下方より礫岩→砂岩→泥岩から構成され、厚さ5-25mの上方細粒化型堆積サイクルが認められる。砂岩→泥岩の上方細粒化型堆積サイクルに数m-10数mと厚い礫岩が加わったような形になっている。MIAL(1977)のDonjek type(カナダ)の網状河川堆積物の堆積型に近いが、それと比較すると本層の方が泥岩が厚く、上方細粒化層の1サイクルの厚さがより厚い。しかし、厚い礫岩の存在から蛇行河川堆積物とは考えられないこと、後背地が近くに存在し扇状地堆積物(大礫岩相)と接していることから、本層を網状河川堆積物と考える。

砥石川泥岩砂岩部層の一部、下井沢泥岩部層及び原坂泥岩部層は、厚い塊状の泥岩で特徴づけられ、薄い細粒砂岩や亜炭を挟む。これら厚い泥岩層は三田盆地の中央部に分布し、盆地周辺部ではしばしば砂岩と泥岩からなる長尾砂岩泥岩部層や吉安砂岩泥岩礫岩部層と漸移関係にある。これらのことから、

下井沢泥岩部層と原坂泥岩部層は、網状河川あるいは蛇行河川が発達する沖積平野の中央部に存在した湖成の堆積物と推定できる。

以上のことから、三田盆地に分布する神戸層群全体の堆積環境は、次のように推定できる。現在の三田盆地南縁部に東西方向の断層が発達することによって比較的高い山に囲まれた断層角盆地が現在の三田盆地東部に形成された。この三田盆地南縁(断層崖側斜面)沿いには規模の大きい扇状地が、三田盆地北部及び南東部には小規模の扇状地が発達した。これら粗粒堆積物の前面(現在の三田盆地中央部)には、網状河川や蛇行河川の発達する沖積低地(河川の堆積作用によって形成された低地という意味で、時代的な意味は持たない)が広がっていた。この低地は時に湖水環境に移行した。より上位の地層は西に認められることから、神戸層群の堆積盆の中心は時代とともに西へ移動していった。

IV. 6 凝 灰 岩 層

神戸層群には流紋岩凝灰岩層が挟まれており、比較的連続するものだけで少なくとも9層の凝灰岩層が挟在する。これら凝灰岩層は各々数10cm-35mの厚さを持つ。これらのうち特に鍵層となる凝灰岩層は、下位から東条湖・上久米・北畑・石上山・戸田凝灰岩層である(第22図)。これらの名称は、すべて新称である。東条湖・上久米・北畑・石上山凝灰岩層は、池辺編(1961)、藤田・笠間(1971)、Huzita *et al.* (1971)の累層及び部層の区分境界として利用されている(第3表)。東条湖凝灰岩層及び上久米凝灰岩層は、それぞれ藤田・笠間(1965a)の第2凝灰岩及び第3凝灰岩に相当する。なお、本図幅地域の神戸層群にはこのように多くの凝灰岩層が挟まれているが、溶岩や岩脈は確認できなかった。

三田盆地に分布する神戸層群のこれら凝灰岩層は、以下の8つの岩相の幾つかの累重によって構成されている。

岩相 A 降下軽石

粗粒砂-極粗粒砂サイズ(最大径1cm)の分級のよい軽石粒からなる。色調は風化して dusky yellow から grayish yellow を呈する。各々の凝灰岩層の基底や他の岩相の間に挟まれ、特に炭質泥岩の直上でよく認められる(第51図)。細かく見ると、何層かに分けられるが級化は弱く、全体に塊状である。厚さは数cm-数mで、各々の岩相Aは側方変化が少ない。水分を含むと膨張し、地すべり面を形成する。岩相Aは、塊状で分級のよいこと、層厚の変化が少ないことから降下火砕堆積物であるとする。

岩相 B 級化層理の繰り返しが認められる軽石火山礫凝灰岩

本質あるいは類質岩片・異質岩片・軽石のサイズの変化による級化層理の繰り返しが認められる軽石火山礫凝灰岩である(第29図)。一枚の級化層の厚さは10数cm-数10cmで、全体として厚さ数m-10数mに達する。岩相Bは硬質で、上方及び側方で岩相C・D・Eに移化する。軽石に比べ岩片は少ない。異質岩片以外の岩片は、white ないし greenish gray を呈し、径1mm-1cmの紡錘状-角礫状の形態を示す。一般に異質岩片は岩相Bの下部によく含まれ、その礫種は小礫サイズで亜角礫の頁岩・チャートからなる。軽石は白色を呈し、引き延ばされ、ちぎれたような紡錘形・偏平をなす。軽石の径は数mm-2cm程度のものが多く、最大径5cmに達する。ほかに炭質木片をよく含む。以上の特徴から岩相Bは、



第29図 三田盆地の神戸層群に狭在する軽石火山礫凝灰岩（岩相B）（地点：30，付図参照）
岩相Bの下底部にみられる級化層理を示す。シャーペンの長さは13.5cm

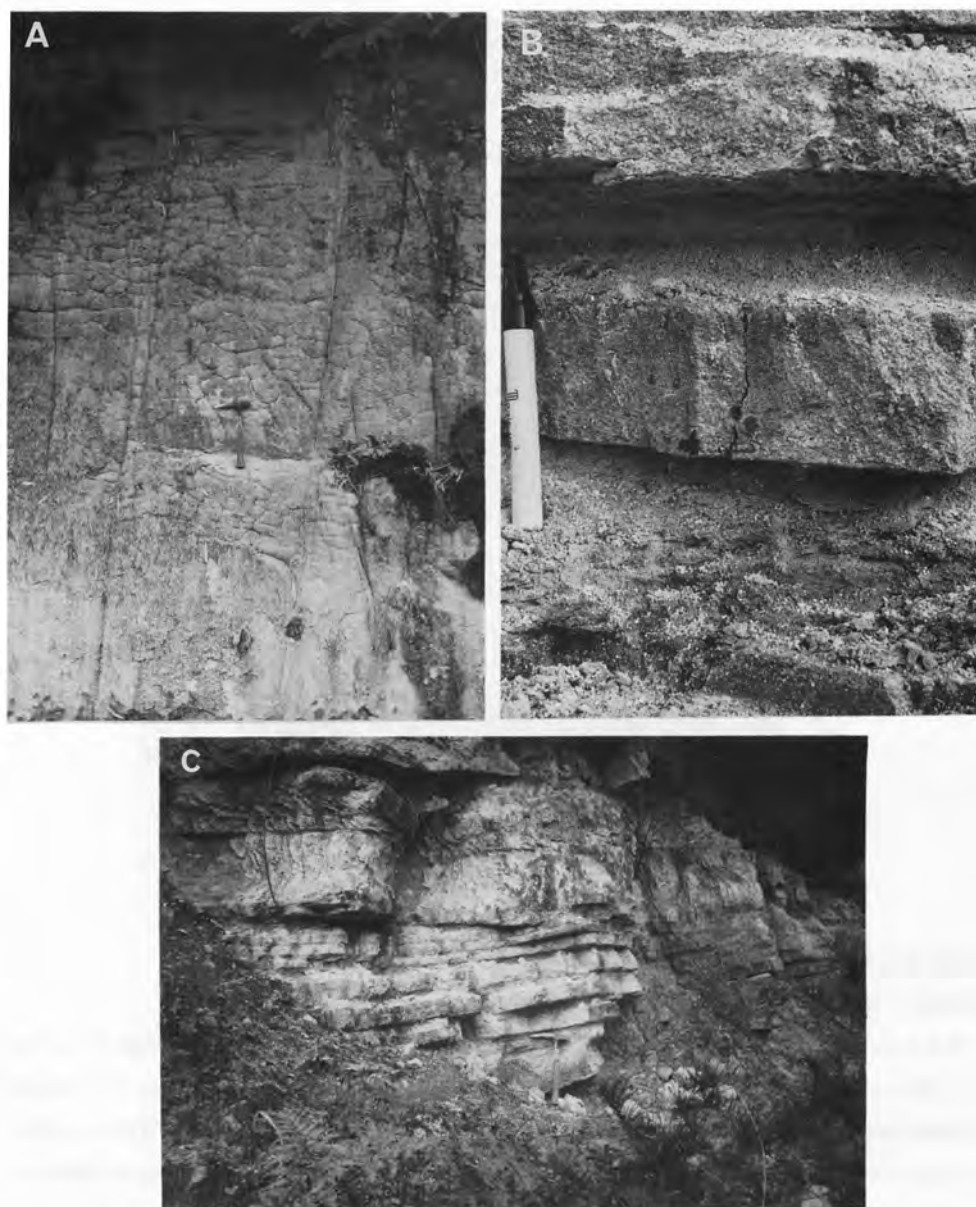
火砕流堆積物であると考える。

岩相C 平行層理の発達する粗粒凝灰岩

厚さ数cmから20cmの平行層理が発達する粗粒凝灰岩で、全体として数10cm-10mの厚さのものがよく認められる。個々の平行層理の上部の軟質部には細礫サイズ以下の軽石が密集しており、下部の硬質部構成物に比べ風化作用に対して弱く、露頭では平行な凹凸が見られる(第30図)。異質岩片は小礫サイズ以下で硬質部に存在し、主に亜角礫の泥岩・チャート・流紋岩類からなる。軽石の表面は繊維状の外観で、形は不定形ないし扁平ときに亜円礫で、色調はyellowish grayを呈する。ときに炭質木片を含む。しばしば上位及び側方で、凝灰質の基質を持つ不淘汰な細礫岩に移行する。

岩相D 火山礫凝灰岩

本質や類質の岩片を多く含む厚さ数cm-数mの火山礫凝灰岩である。岩相Dは、厚さ数cm-10数cmの単位で、岩相C・E・Fと互層する。岩片は、長径数mm-3cmの扁平ないし紡錘状及び亜円礫で、色調はwhiteないしyellowish grayを呈する(第31図)。岩片は硬質であるが、砕くと脆く、個々の岩片ごとにばらばらになる。

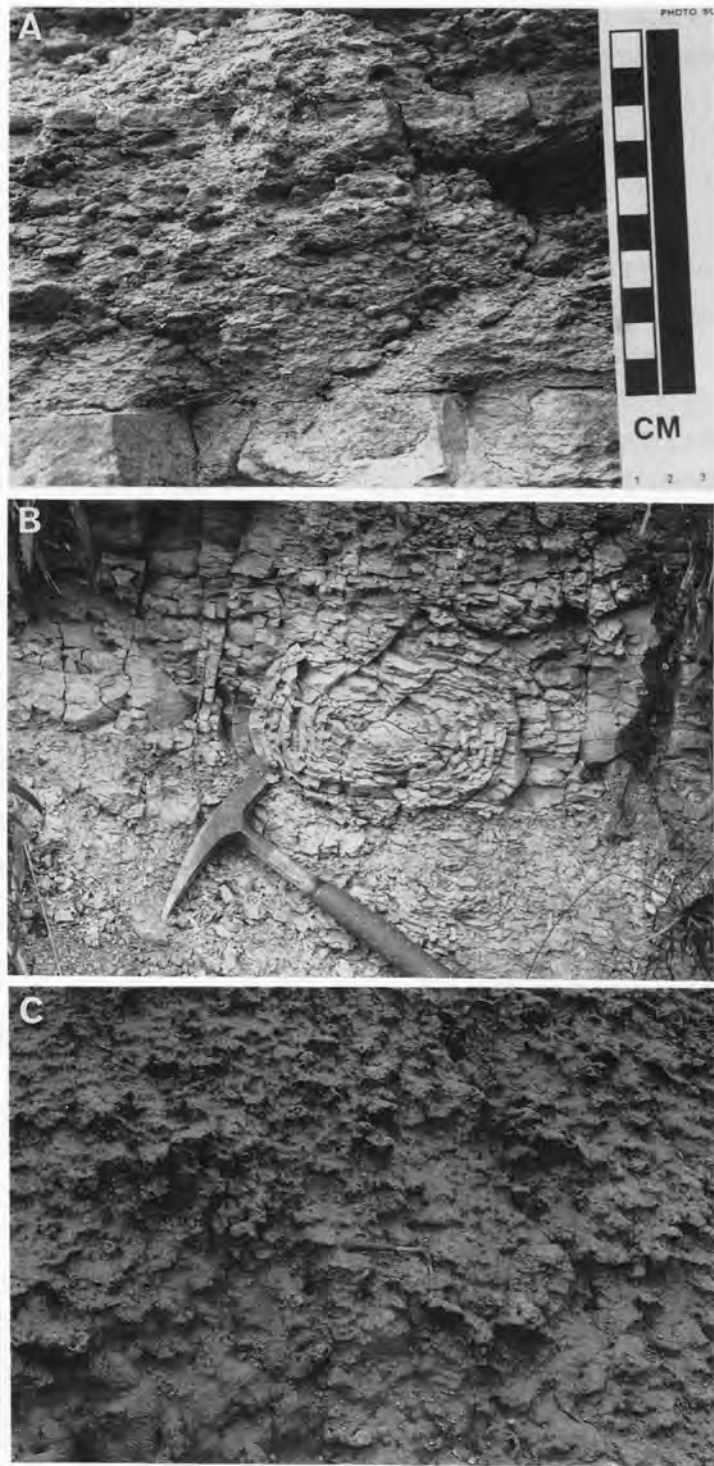


第30図 三田盆地の神戸層群に狭在する凝灰岩の岩相(1)

- A) 塊状の粗粒凝灰岩(岩相E)の外観(地点:28, 付図参照)
 B) 平行層理の発達する粗粒凝灰岩(岩相C)の層理(地点:28, 付図参照)
 C) 岩相Cの外観(地点:17, 付図参照)

岩相E 塊状の粗粒凝灰岩

厚さ数10cm-数mの極粗粒砂-中粒砂サイズの塊状凝灰岩である。無層理のため、露頭では平滑な外観が観察できる(第30図)。淘汰は普通で、岩相Dと同様粒子間の結びつきは悪く脆い。色調はwhiteないしyellowish grayを呈する。細礫サイズ以下の軽石及び本質あるいは類質岩片を含む。肉眼で、黒雲



第31図 三田盆地の神戸層群に狭在する凝灰岩の岩相 (2)

- A) 本質岩片による火山礫凝灰岩 (岩相D) (地点: 20, 付図第1図参照)
- B) 平行葉理を持つガラス質凝灰岩 (岩相F) に認められるたまねぎ状風化 (地点: 32, 付図参照)
- C) 砂質凝灰岩 (岩相H) が水分を含み露頭の表面が溶けたようになった様子 (地点: 34, 付図参照)

母・石英がよく目立つ。

岩相 F 平行葉理を持つガラス質凝灰岩

淘汰が極めてよく、平行葉理のよく発達する中粒砂-シルトサイズの凝灰岩である。本相は厚さ数10 cm-10 数 m で、しばしば岩相 B・C・E の上位や側方延長部で認められる。硬質で、風化するとくさび状に割れる。より細粒のものは平行葉理が発達するが、たまねぎ状風化も観察できる(第31 図)。径2 mm 以下の異質岩片でない white ないし yellowish gray を呈する岩片は比較的多く含まれるが、異質岩片や軽石はほとんど含まれない。ほかに炭質木片を含むことがある。

岩相 G 細粒凝灰岩及び凝灰質泥岩

厚さ数10 cm- 数 m の細粒砂から粘土サイズの細粒凝灰岩及び凝灰質泥岩で、淘汰はよく、しばしば平行葉理が発達する。上方で、泥岩に漸移することが多い。全体に light gray, grayish pink, white を呈する。固結は悪く、手で簡単につぶせるほどである。色調が grayish pink, white を呈する中粒砂サイズから小礫サイズの軽石を含む。

岩相 H 砂質凝灰岩

基質に径2 mm 以下の軽石を含む、厚さ数10 cm- 数 m の砂質凝灰岩である。水分を含むと膨張し、地すべりの素因となることもある(第31 図)。岩相 E の比較的細粒な部分に似て、岩相 E と漸移する。

それぞれの凝灰岩層中における個々の岩相の厚さは数10 cm から15 m で、同じ岩相が20 m 以上累重することはない。岩相 D の層厚は薄く、数 cm の薄層が他の岩相に挟在することが多い。

以上の岩相のうち、岩相 A は、それぞれの凝灰岩層の基底や他の岩相の間に挟まれ、他の岩相と側方や上方で漸移関係は認められない。岩相 B は、各々の凝灰岩層の下部に認められることが多い。岩相 C・D・E は、それぞれ互層あるいは側方変化の関係にある。岩相 F は、岩相 C・D・E の上位の細粒部として、更にその上位に岩相 G がよく存在する。また岩相 H は単独で碎屑性堆積物に挟まれるほか、岩相 E や C の側方及び上方に認められる。

一層の凝灰岩層における累重の順序として、下から上に岩相 A, B → C・D・E・F → G の順序で重なっていることが多い。そして、岩相 C-G は岩相 B の再堆積したものと考えられる。

各岩相の凝灰岩には石英・斜長石・黒雲母が多く含まれている。黒雲母は肉眼で観察でき、多くの場合変質をほとんど受けていない。ほかに磁鉄鉱・角閃石・ジルコンが含まれている。また、山下・笠間(1960)によると、普通輝石・角閃石・紫蘇輝石・ルチル・スフェン・ジルコンが確認されている。また、斜長石の An% は、15-30% と求められている。

以上のような岩相の累重によって構成される凝灰岩層は側方変化が著しく露出が断片的なため、個々の凝灰岩層の岩相の累重様式、側方変化など正確に把握できなかつた。したがって、以下の主な凝灰岩層の記載は、各々の凝灰岩層の比較的層厚の厚い地点や、模式地での特徴を記述したものである。なお、名称をつけた主要な凝灰岩層のほか、それらの間に挟在する連続性の悪い凝灰岩についても簡単に付記する。

とうじょうこ
東条湖凝灰岩層(新称)(P₁)

模式地 東条湖南岸 [地点:23, 付図参照]

分布 社町下久米・廻瀨, 東条湖南岸, 東条町小分谷北部, 三田市大川瀬・上相野・広野・砥石川・桑原・下田中, 神戸市北区道場町付近・大沢町上村に分布する。本図幅地域以外では三田盆地南東部西宮市山口町有野付近に分布する。

層準 主に新田礫岩部層の大礫岩相中に, 一部砂岩礫泥岩相に挟まれる。

層厚 一般に数m-20mの層厚を持つ。三田盆地北西部東条湖地域で35mと最も厚く, 新田礫岩部層の礫岩相に挟まれる本層は比較的薄く数m-10数mである。

岩相 模式地の東条湖では不完全であるが厚さ10-15mの岩相C・D・E・F→Gのユニットが少なくとも3回認められる(第32図)。三田市大川瀬付近では岩相A→C・D・F→Gが1回しか認められない。これは大川瀬付近では新田礫岩部層中に堆積しているためである。

東条湖凝灰岩層の下位約20mの層準には下位から岩相F→Gへの岩相を示す厚さ数mの凝灰岩層が挟まれている。層準的には西宮市山口町に分布する藤田・笠間(1965a)の第1凝灰岩に相当し, 本図幅地域では三田市西相野・上相野付近に分布する。

かみくめ
上久米凝灰岩層(新称)(P₂)

模式地 上久米南東部 [地点:25, 付図参照]

分布 加東郡社町上久米付近, 吉川町福井・上荒川南部付近, 三田市沢谷開拓北部, 吉川町吉安から南水上にかけて, 神戸市北区大沢町に分布する。

層準 吉安砂岩泥岩礫岩部層の最下部に挟まれる。

層厚 厚さ数m-15mで, 10m前後の層厚を持つ場合が多い。

岩相 模式地では下底部に厚さ約1mの岩相Aが存在する。その上位には, 砂岩, シルト岩及び礫岩が挟在するなど不完全であるが, 厚さ数mのB→C・D・E・F→Gのユニットの繰り返し3回認められる(第33図)。

きたばた
北畑凝灰岩層(新称)(P₃)

模式地 神戸市北区淡河町北畑(「神戸」図幅地域内) [地点:30, 付図参照]

分布 神戸市北区淡河町北畑, 吉川町奥谷・奥畑・湯谷・田谷・古市, 東条町岡本から藪にかけて, 小野市池田町付近に分布する。

層準 吉安砂岩泥岩礫岩部層の中部。

層厚 数m-10数m。北部で厚い。

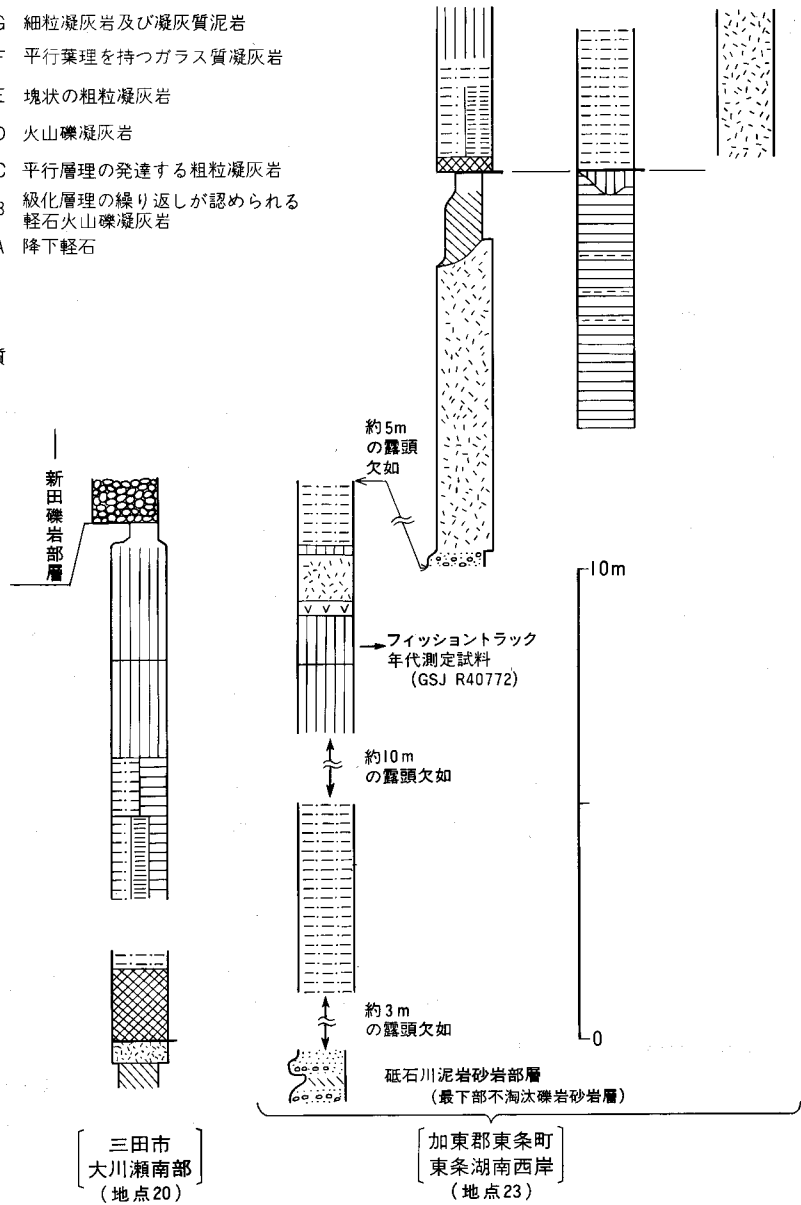
岩相 模式地では, 岩相A→F・B→G, Cの岩相変化を示す(第34図)。特に岩相Bがよく発達するのが本凝灰岩層の特徴である。岩相は安定している。

上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層との間には岩相AとGが欠け, 岩相B・C・D・E・Fの累重からなる厚さ10m前後の凝灰岩層が少なくとも3層挟在する(第35図)。これら凝灰岩層は上久米凝灰岩層及び北畑凝灰岩層と同様, 泥岩のような細粒堆積物の上位に載り, 凝灰岩層の上部は礫岩に削り込まれている。

凡例

- 亜炭層
- 炭質
- 泥岩
- 細粒-極細粒砂岩(シルト岩を含む)
- 極粗粒-中粒砂岩
- 含礫砂岩(細礫岩を含む)
- 小礫-中礫岩
- 大礫岩

- 岩相 H 砂質凝灰岩
- 岩相 G 細粒凝灰岩及び凝灰質泥岩
- 岩相 F 平行葉理を持つガラス質凝灰岩
- 岩相 E 塊状の粗粒凝灰岩
- 岩相 D 火山礫凝灰岩
- 岩相 C 平行層理の発達する粗粒凝灰岩
- 岩相 B 級化層理の繰り返しが認められる軽石火山礫凝灰岩
- 岩相 A 降下軽石
- 互層
- 累重
- 凝灰質



第32図 東条湖凝灰岩層の地質柱状図 (地点は付図参照)

いしがみやま
石上山凝灰岩層(新称)(P₄)

模式地 三木市細川町石上山北[地点:29, 付図参照]

分布 三木市細川町石上山・桃坂, 東条町蔵之谷, 神戸市北区淡河町淡河北部(神戸図幅地域内).

層準 原坂泥岩部層の上限, 一部吉安砂岩泥岩礫岩部層の上限.

層厚 約10m.

岩相 模式地では, 凝灰岩層は2層準に碎屑岩を挟んでいる. 岩相B・C・E・Fからなり, 岩相A・Gは欠如している(第34図).

とだ
戸田凝灰岩層(新称)

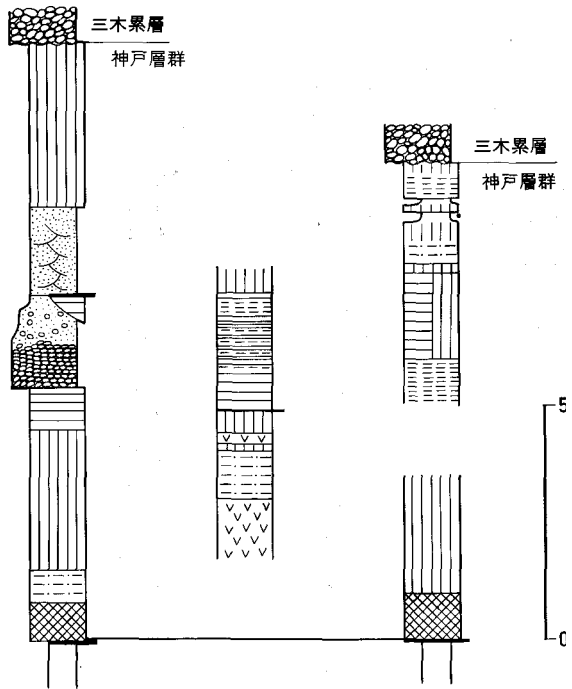
模式地 三木市志染町戸田北部(5万分の1図幅「神戸」内)[地点:31, 付図参照]

分布 三木市細川町桃坂・金屋・蓮花寺・垂穂, 志染町戸田・御坂付近(垂穂以下, 5万分の1図幅「神戸」地域内)に分布する.

層準 細川層の下部, 石上山凝灰岩層の上位約20-30mの層準に挟まれる.

層厚 数m-10数m.

岩相 模式地では, 岩相AとGが欠け, 岩相B→C・D・Eの累重からなり, 最上位に岩相Aが認められる. 北畑凝灰岩層と同様, 岩相Bが厚い(第34図).



〔加東郡社町 上久米南東部 (地点25)〕
〔美婁郡吉川町 金会東部 (地点33)〕
〔三田市 沢谷開拓北東部 (地点39)〕

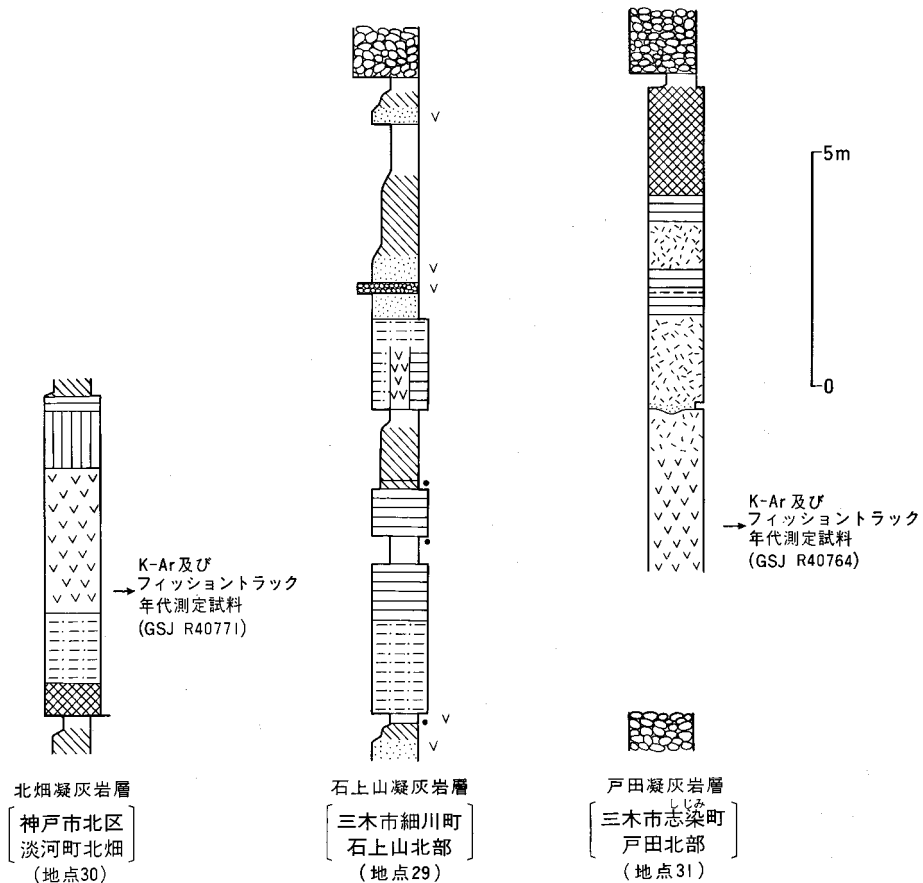
第33図 上久米凝灰岩層の地質柱状図(地点は付図参照)
凡例は第32図と同じ

IV. 7 神戸層群の地質年代

神戸層群の地質年代を推定する手がかりとしては, 植物化石・貝化石・有孔虫化石と, 放射年代とがある. 以下, 尾崎(準備中)の概要を述べる.

植物化石 神戸層群には植物化石が含まれ, 特に神戸市西部に分布する白川累層と藍那累層に多産する. 植物化石の報告は, MAEJIMA(1934, MS.)・鹿間(1938)・小島(1961)・堀(1976)によって行われている. これらの詳細については小島(藤田・笠間, 1983)がまとめて記述している.

白川累層及び藍那累層に含まれる植物化石群から神戸層群の地質年代は, 以下のように推定されてきた.



第34図 北畑凝灰岩層、石上山凝灰岩層及び戸田凝灰岩層の地質柱状図 (地点は付図参照)
凡例は第32図と同じ

鹿間(1938) 中新世中期から鮮新世前期

徳永(1963) 鮮新世(島倉(1959)の花粉層序学的研究より推定)

堀(1976) 中新世後期(三徳型植物群及び新庄型植物群に属する)

小島(池辺編, 1961及び藤田・笠間, 1983) 中新世中期(台島型植物群に属する), 一部中新世後期に及ぶ可能性あり.

貝化石 貝化石は, 淡路島北部の岩屋累層と神戸市西部の多井畑累層に挟在する多井畑貝化石層に産する.

岩屋累層に産する貝化石に関しては, 鹿間(1938), HUZITA(1962)が種名を報告している. また, 藤田・前田の標本の糸魚川淳二による同定の一覧表が, 藤田・笠間(1983)に載せられている. 更に糸魚川(1984)は貝化石の一覧表とともに, 群集としての特徴を記述した. 岩屋累層からは, 時代決定に有効な *Turritella kiensis* の産出が知られている (HUZITA1962; 藤田・笠間, 1983).

多井畑貝化石層は、始め更新とされていたが(上治, 1935; 鹿間, 1938), その後中新統に属するとされた(安藤, 1956, 1957). 安藤の標本による糸魚川の同定が, 藤田・笠間(1983)と糸魚川(1984)に報告されている.

有孔虫化石

淡路島北部の岩屋累層からは底生有孔虫化石が検出されており, その群集の類似から *Miogypsina-Operculina* 帯に含められている(TAI, 1959).

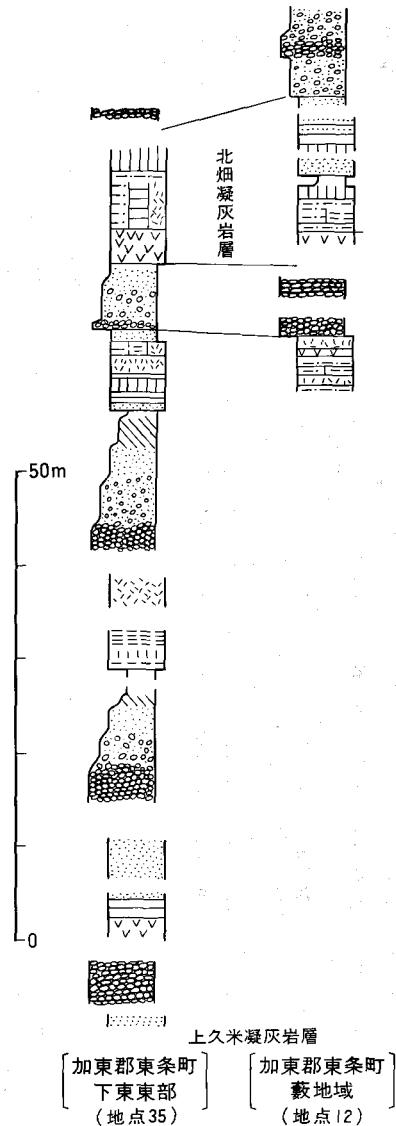
フィッシュントラック年代

三田盆地に分布する神戸層群に挟まれる東条湖凝灰岩層, 北畑凝灰岩層, 戸田凝灰岩層について, それぞれ含まれるジルコンを使ってフィッシュントラック年代が得られている(尾崎, 準備中). それによると東条湖凝灰岩層が $33.3 \pm 2.6\text{Ma}$, 北畑凝灰岩層が $35.9 \pm 2.1\text{Ma}$, 戸田凝灰岩層が $32.8 \pm 2.1\text{Ma}$ といずれも始新世末から漸新世前期の値を示す(第4表).

K-Ar 年代

上記のフィッシュントラック年代の試料と同一の試料である北畑凝灰岩層と戸田凝灰岩層に含まれる黒雲母から, K-Ar 年代値が求められている(尾崎, 準備中). 北畑凝灰岩が $36.9 \pm 0.8\text{Ma}$ 及び $36.7 \pm 0.8\text{Ma}$, 戸田凝灰岩が $36.2 \pm 0.8\text{Ma}$ 及び $35.8 \pm 0.7\text{Ma}$ で, いずれの値もフィッシュントラック年代と同様, 始新世末から漸新世前期の値を示す(第5表).

三田盆地の神戸層群の凝灰岩から求められたフィッシュントラック年代及び K-Ar 年代の値は, 誤差を含めて $30\text{--}38\text{Ma}$ で, 始新世末から漸新世前期の年代を示す. 測定に使われたジルコン及び黒雲母は見かけ上ほとんど変質を受けていない. またジルコンも見かけ上異質ジルコンは見当たらない. 更に同一試料についてフィッシュントラック年代及び K-Ar 年代の異なる方法でクロスチェック測定された年代値がほとんど一致する. これらのことから, 得られた放射年代値は信頼性が高いと考えることができる. しかし, これらの放射年代値は採取地点が離れているものの, 植物化石と貝化石から推定されていた中新世中期-後期あるいは一部鮮新世に及ぶとする見解とは大きく異なり, 年代値にして2倍以上の開きがある.



第35図 上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層に挟まれる凝灰岩層の地質柱状図(地点:35, 付図参照)凡例は第32図と同じ

第4表 神戸層群のフィッシュン・トラック年代値 (測定: 東京都フィッシュン・トラック) (尾崎, 準備中)

| 試料名 | 自発核分裂飛跡 | | 誘導核分裂飛跡 | | 熱中性子フルエンス | | | 年代値 | | 誤差 | | 結晶数 相関係数 | | 結晶面積 | | ウラン濃度 U (ppm) |
|----------------------------|---------------------------|---------------------------------------------------------------------|---------------------------|---------------------------------------------------------------------|---------------------------|----------------------------------|-----------------------------------------------|-----------|--------------------------|-----------------------|----------|----------|-------------------------|------|--|---------------|
| | 総数 ΣN_s (t) | 密度 ρ_s = $\Sigma N_s / \Sigma S$ (t/cm ²) | 総数 ΣN_i (t) | 密度 ρ_i = $\Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ²) | 総数 ΣN_0 (n) | ρ_d (n/cm ²) | 熱中性子線量 Φ_{th} (n/cm ²) | T (Ma) | $\pm \epsilon T$ (Ma) | $\pm \epsilon$ (%) | n (粒) | r | S (cm ²) | S | | |
| 戸田凝灰岩層 (GSJ R40764, 地点31) | 765 | 2.05×10^6 | 600 | 1.61×10^6 | 1019 | 6.92×10^4 | 4.31×10^{14} | 32.8 | 2.1 | 6.3 | 30 | 0.745 | 3.73×10^{-4} | 187 | | |
| 北畑凝灰岩層 (GSJ R40771, 地点30) | 953 | 2.45×10^6 | 679 | 1.75×10^6 | 1015 | 6.89×10^4 | 4.29×10^{14} | 35.9 | 2.1 | 5.9 | 29 | 0.917 | 3.89×10^{-4} | 204 | | |
| 東条湖凝灰岩層 (GSJ R40772, 地点23) | 445 | 1.60×10^6 | 342 | 1.23×10^6 | 1017 | 6.90×10^4 | 4.30×10^{14} | 33.3 | 2.6 | 7.8 | 29 | 0.882 | 2.78×10^{-4} | 143 | | |

- * 1. ρ_d : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)
- * 2. 年代値 $T = 5.96 \times 10^{-8} \times \Phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma N_i = \zeta \times \rho_s \times \rho_d / \rho_i$
- * 3. 誤差 $\epsilon = \{ 1 / \sqrt{\Sigma N_s} \}^2 + \{ 1 / \sqrt{\Sigma N_i} \}^2 + \{ 1 / \sqrt{\Sigma N_0} \}^2 \times 100(\%)$
- * 4. r : 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρ_s, ρ_i) の相関係数
- * 5. ウラン濃度 $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \Phi_{th}$ (但し, ρ_i はジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を $12 \mu m$ と仮定する)

熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS SRM 612

^{238}U の自発核分裂変定数: $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17}$ (1/yr)

熱中性子の U に対する核分裂反応断面積: $\sigma = 577 \times 10^{-24}$ (cm²)

^{235}U の ^{238}U に対する同位体比: $I = 7.253 \times 10^{-3}$ (635U/ ^{238}U)

B 値: $B = 6.23 \times 10^8$ ($\Phi_{th} = B \times \rho_d$)

ζ (zeta 値): Calibration factor (弊社採用値)

$\zeta = \Phi_{th} \times \sigma \times I / \rho_d \times \lambda f = B \times \sigma f \times I / \lambda f = 371$

神戸層群の植物化石群は、漸新世から中新世までの植物群の特徴が混在したようにみえる植物化石群である。すなわち、*Metasequia occidentalis* と言った古第三紀要素がかなり多く残されている(堀, 1976), 阿仁合型植物化石(中新世前期)に特徴的な種である *Fagus antipofi* が存在する(石田・佐藤, 1987), 植物群全体に台島型植物群の構成要素が認められる(池辺編, 1961; 堀, 1976; 藤田・笠間, 1983), *Fagus palaeocrenata* やスギ科の植物が多いなど三徳型植物群の特徴を持っている(堀, 1976), 日本の中新世の化石植物群ではなじみの薄い *Quercus japonalba* やユリ科の *Macclinoekia* などが存在する(池辺編, 1961; 藤田・笠間, 1983; 石田・佐藤, 1987) ことなどが指摘されている。いずれにしても現段階では、これら神戸層群の植物化石群からは必ずしも明確に時代を決定できないと考える。なお, 中新世前期末 - 中新世中期初頭から中新世中期以降と同様な汎世界的で急激な温度低下が, 始新世末から漸新世前期にも起こったことは注目される。

神戸層群の海成層である淡路島に分布する岩屋累層の貝化石及び有孔虫は, 明確には時代決定できないが, ほぼ第一瀬戸内累層群に含まれると考えることができる。岩屋累層は, 明石海峡を挟んで神戸市西部の多井畑累層に対比されている(第3表)。しかし, 明石海峡のボーリングのデータからは両層の層序関係は明らかでない。岩屋累層には三田盆地や神戸市西部の神戸層群に多く挟在する厚い流紋岩質凝灰岩層は存在せず, 一般に第一瀬戸内累層群に挟まれるような薄い凝灰岩層が挟在するにすぎない。更に, 岩相・化石・火山碎屑物・層厚等の特徴から, 神戸層群以外の大坂以西の第一瀬戸内累層群は岩屋累層と多く

第5表 神戸層群に挟在する凝灰岩中の黒雲母の分析値及びK-Ar年代値(尾崎, 準備中; 測定: 岡山理大)

| Sample No. | 試料 | K-Ar age (Ma) | Rad. argon 40 (10^{-8} ccSTP/g) | Air conc. (%) | Potassium (wt. %) |
|------------------------------|-----|---------------|------------------------------------|---------------|-------------------|
| 戸田凝灰岩層 (GSJ R40764, 地点31) | 黒雲母 | 36.2±0.8 | 1010.0±6.5 | 13.1 | 7.11 |
| | | 35.8±0.7 | 997.6±6.5 | 13.9 | ±0.14 |
| 北畑凝灰岩層 (GSJ R40767, 地点30) | 黒雲母 | 36.9±0.8 | 1016.6±6.1 | 6.7 | 7.0 |
| | | 36.7±0.8 | 1011.7±5.9 | 7.0 | ±0.14 |

の共通点を持つが, 三田盆地及び神戸市西部の神戸層群とは共通点が少ないことが指摘されている(柴田・糸魚川, 1980; 柴田, 1985)。また, 多井畑貝化石層も多井畑累層のどの層準に挟在するのか必ずしも明確ではない。

以上のことから, 層序・植物化石等に問題が残るが, 神戸市西部や三田盆地に分布する神戸層群の地質年代はほぼ始新世末-漸新世前期であり, 淡路島北部に分布する岩屋累層は神戸市西部や三田盆地に分布する神戸層群より若い時代の地層であると考えられる。

V. 第四系

本図幅地域の第四系は, 更新統の大阪層群・段丘堆積物, 完新統の崖錐堆積物・扇状地堆積物・沖積層に区分できる。なお段丘堆積物のうち, 完新統と考えられる段丘堆積物は分布が狭く地形的にも不明瞭のため, 沖積層に含めた。また, 扇状地堆積物は沖積層に含めることができるが, 本報告では区別した。

V. 1 大阪層群

V. 1. 1 概要

本図幅地域を含む播磨地区(加古川中・下流域, 神戸市西部及び周辺地域を含む)の鮮新-更新統は, 最初, 鹿間(1936)によって明石海岸の地層について調査された。その後, 市原・小黒(1958), 市原ほか(1960)によって加古川下流域, 明石川流域が調査され, 新鮮-更新統は, 下位から明石累層, 明美礫層(高位段丘層), 中位段丘以降の段丘層に区分された(第6表)。

市原(1960)は, 大阪層群を最下部・下部・上部に区分した(第6表)。最下部と下部はメタセコイア植物群の繁栄期と消滅期の境界(Ma-1海成粘土層の少し下位)によって下部と上部はアズキ火山灰層の基底(メタセコイア植物群出現の上限で, Ma3海成粘土層の層準付)によって区分されている。そして, 明石累層は大阪層群下部に含められている(池辺, 1959; 市原, 1960)(第6表)。

市原(1960)の区分とは別に, 藤田・笠間(1982, 1983)及び藤田・前田(1984)は, 大阪層群をMa0海成粘土層の下位の層準に存在する芝の不整合(YOKOYAMA *et al.*, 1977)と, Ma5海成粘土層とMa6海成粘土層の間付近に存在する満池谷不整合(まんちだに)(HUZITA, 1954)によって, 下部亜層群・中部亜層群・上部亜

第6表 三田図幅地域及びその周辺地域における大阪層群の層序区分

| | | | | | | | |
|------|--------------------------------------------------|----------|-----------|-------|------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|----------------|
| 地質時代 | 市原・小黒(1958) 市原(1960) 市原ほか(1960) による層序区分 | | 植物群 | 海成粘土層 | 藤田・笠間(1983)による層序区分 | | 本報告尾崎・松浦(1988) |
| 更新世 | 高位段丘構成層 | 明美礫層 | | | 上部亜層群 | 明美累層 | 三木累層 |
| | 大阪層群 | (明美丘陵北部) | | | 明石累層(狭義) | 大阪層群 | |
| 鮮新世 | 最下部 | 明石累層 | 西条層 | 三木礫層 | 下部亜層群 | | |
| | | | メタセコイア植物群 | 繁栄期 | Ma10 Ma9 Ma8 Ma7 Ma6 Ma5 Ma4 Ma3 Ma2 Ma1 Ma0 Ma-1 | 満池谷不整合 中部亜層群 芝之不整合 | |

層群に区分している。そして、神戸市西部の鮮新-更新統を下位から狭義の明石累層、明美累層、西八木累層(中段丘)に区分し、狭義の明石累層を中部亜層群に、明美累層を上部亜層群に含めた(藤田・笠間, 1983)(第6表)。

本図幅地域内の大阪層群は、三田盆地西部(三木市, 小野市, 加東郡社町付近)と、三田盆地北東部(三田市, 美囊郡吉川町付近)に分布する。これら大阪層群は、下位から小野累層、三木累層に区分できる。小野累層は本図幅地域内では三田盆地西部のみに、三木累層は三田盆地西部と北東部に分布する。三木累層は岩相及び分布の連続性から明石累層の三木礫層(市原・小黒, 1958)と明美累層(藤田・笠間, 1983)の両層に相当する。小野累層の大阪層群における層準は不明である。

三木累層の最上位には段丘面が存在する。この段丘面の構成層は、大阪層群以降に堆積した高位段丘堆積物であるという見解もあるが、本報告では後述の理由により三木累層の堆積面(堆積物頂面)とみなすのが妥当と考えた。この堆積面の名称は明美面(市原ほか, 1960)を使用する。

V. 1. 2 ^{おの}小野累層(新称)(O)

模式地 小野市脇本町東部付近。

分布 本図幅地域内では、小野累層は三田盆地西部のみに分布し、三田盆地北東部に分布する三木累層の下位には認められない。

層序関係 神戸層群を不整合に覆い、三木累層に整合で覆われる大阪層群相当層である。本層が、大阪層群の中でどの層準に位置するかは不明である。

層厚 本図幅地域内では厚さ30m以下。

岩相 主に礫、砂、シルト、粘土からなる。堆積物の基質はwhiteないしgrayを呈する。礫は中礫以下で、淘汰は悪い。礫種はチャート・頁岩(丹波層群起源)、流紋岩類(有馬層群起源)、砂岩・シルト岩(神戸層群起源)からなる。これら礫は三木累層の礫と異なりクサリ礫とはなっておらず、両層を区別する際の一つの目安となる。神戸層群に含まれている礫に比べチャート礫が多く50%前後を占める。砂・シルト・粘土はlight grayの色調である。本図幅地域に分布する本層には、海成粘土層は認められなかった。加東郡東条町蔵之谷約1km南には、dusky yellowを呈する厚さ50cmに達するシルトサイズの火

山灰層が、レンズ状に挟まれている。しかし、この火山灰層は強く変質しているため、大阪層群に挟まれる他の火山灰層との対比は行えなかった。

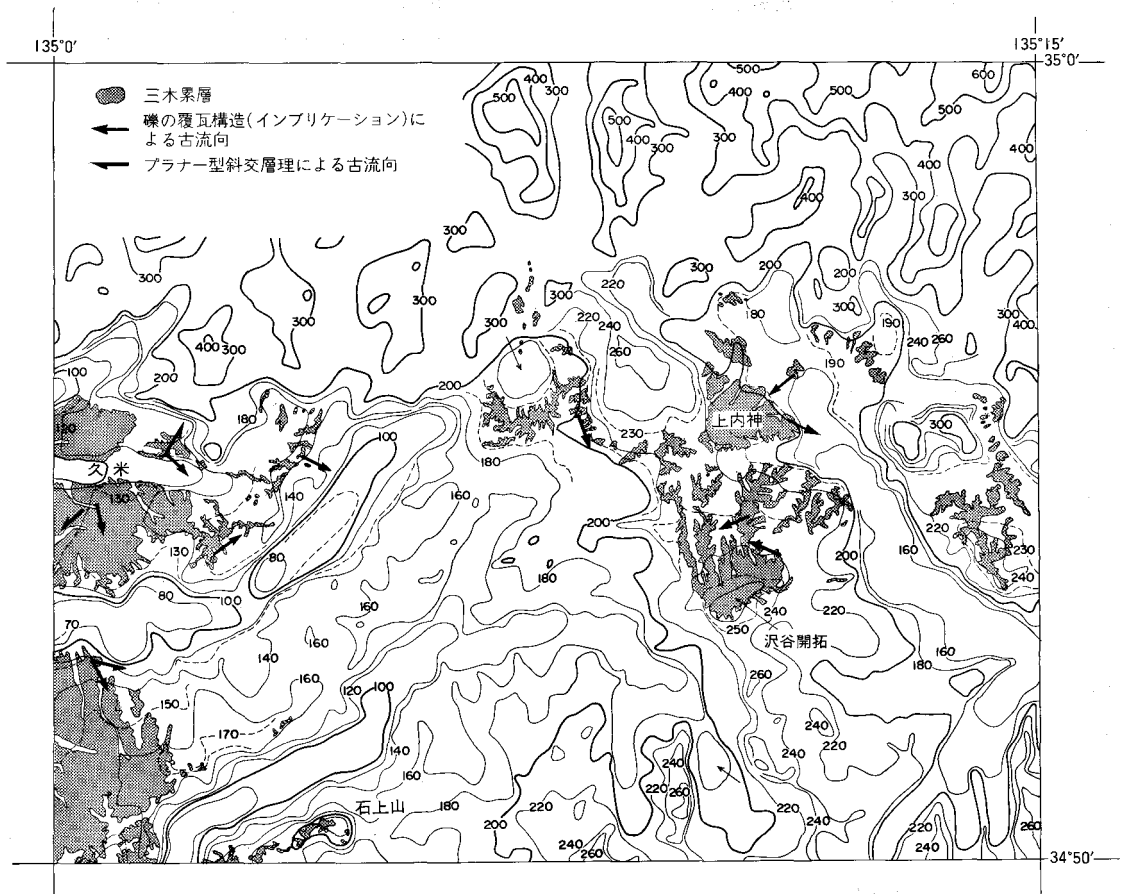
V. 1. 3 ^{みき}三木累層(新称)(M)

模式地 市原・小黒(1958)の定義する三木礫層の模式地と同様、三木市高木より小林へのぼる道路沿いの崖とする。

分布 三木累層は三木市・小野市・社町・東条町の加古川沿い及び三田市南西部・東条町北部・吉川町北部に分布する(第36図)。

層序関係 三木累層は、三田盆地西部の三木礫層(市原・小黒, 1958)及び明美礫層(高位段丘堆積物)(市原ほか, 1960), 更に三田盆地北東部に分布する長尾山礫層(水山ほか, 1967)を一括したもので、大阪層群最上部の明美累層(藤田・笠間, 1983)にも一致する。本層は、小野累層を整合で覆う。

層厚 模式地付近の層厚は100m以上。三田盆地西部に分布する三木累層は、西側ほど厚く、社町嬉野・



第36図 三田幅地域における三木累層の分布

地形は500mの谷埋めによる埋谷面図(数字は標高, 単位:m)。北方ないし西方へ三木累層の分布する標高が低くなることに注意

小野市池田町南部付近で厚さ 50m に達する。三田盆地北東部では、沢谷開拓から上内神にかけて分布する三木累層が最も厚く、25m に達する。一方、大川瀬付近及び上野付近の三木累層は、厚さ数 m と薄い。

岩相 主に礫からなり、一部シルト・砂をレンズ状・層状に挟む河成堆積物である。

礫径は、大礫主体でしばしば巨礫を含む。有馬層群起源の礫は他の礫種に比べひとまわり大きく、巨礫が多い。礫層は亜円礫- 亜角礫主体であるが、一部円礫も混在する。

礫層の基質は、一般に砂質であるが、上部では white から yellowish gray を呈する粘土(チーズ状)が基質となっている。

礫種は、チャート・頁岩(丹波層群起源)、流紋岩類(有馬層群及びその相当層起源)、砂岩・シルト岩・凝灰岩(神戸層群起源)からなる。これら礫の色調は、礫種によって異なり、有馬層群の溶岩は very dusky purple, 有馬層群の凝灰岩- 角礫凝灰岩と神戸層群の砂岩は dusky yellow, 丹波層群の頁岩は black, 神戸層群のシルト岩は gray を呈する。礫は、チャート礫以外すべてクサリ礫となっている。礫種の個数比を大礫サイズに限ると、流紋岩類が 40%, チャート・頁岩が 30%, 神戸層群の砂岩・シルト岩・凝灰岩が 30% 含まれている(第 37 図)。三田盆地北東部の三木累層は少しチャート礫が少なく(約 20%), 大川瀬付近の三木累層ではチャート礫を全く含まない(第 37 図)。

本礫層には、しばしば覆瓦構造(インブリケーション)や斜交層理(第 37 図)が発達する。これら堆積構造から求めた古流向は、三田盆地西部で北ないし西から、三田盆地北東部で北ないし東からの流向を示す(第 36 図)。

三木累層の最上部の厚さ数 m の地層は赤色土化作用を受け、横しま模様(トラ斑模様)が認められる(第 38 図)。横しま模様は、白色部と赤色部のしま模様が厚さ数 mm- 数 cm で細かく互層している。この横しま模様部は、漂白されたチャートの中礫及び砂を含む不淘汰な粘土層からなる。

明美面(m) 三田盆地北東部及び西部、更に加古川沿いの三木累層頂部には段丘面が発達する。この段丘面の直下には、前述のように、横しま模様が認められ、漂白されたチャートの中礫及び砂を含む不淘汰な粘土層が存在する。この段丘面は多くの研究によって異なる名称を与えられている(第 7 表)が、本報告では明美面(市原ほか, 1960)の名称を使用する。ただし、本報告での明美面は、河名(1973)の浄谷面や八木(1983c)の小野Ⅲ-Ⅴに対比される段丘面は含まない。明美面の標高は、三田盆地北東部で 260-180m, 西部で 260-110m の変化が認められ(第 36 図)、北ないし西に 1/100 位の勾配で傾斜している。

明美面に関しては、大阪層群を不整合に覆う高位段丘堆積物の段丘面とする考え方(市原・小黒, 1958; 市原ほか, 1960; 河名, 1973; 小野間, 1985)と、大阪層群の堆積面(堆積物頂面)とする考え方(藤田・笠間, 1983; 八木, 1983c; 田中・野村, 1984)がある。

河名(1973)は、高位 I 段丘面(本報告での明美面)直下の赤色風化殻の認められる地層(厚さ 4m 以下)は、礫がほとんどチャートからなり、淘汰度が良いなど、三木礫層と異なる特徴が認められるとしている。小野間(1985)は赤色風化殻の認められる地層は段丘形成後の再堆積層であり、嬉野面(本報告での明美面)と三木礫層との不整合面は嬉野面の直下数 10m に求められるとした。

三田図幅地域内では、(1)明美面直下の赤色風化殻(横しま模様)が認められる地層は、三木累層の氾濫原土と考えることができること、(2)赤色風化殻の発達する地層より下位の三木累層中に、層相の違いや不整合は認められないこと、(3)三木累層と明美面の分布が全く一致することから、藤田・笠間(1983)、



第37図 三木累層の岩相及び堆積構造

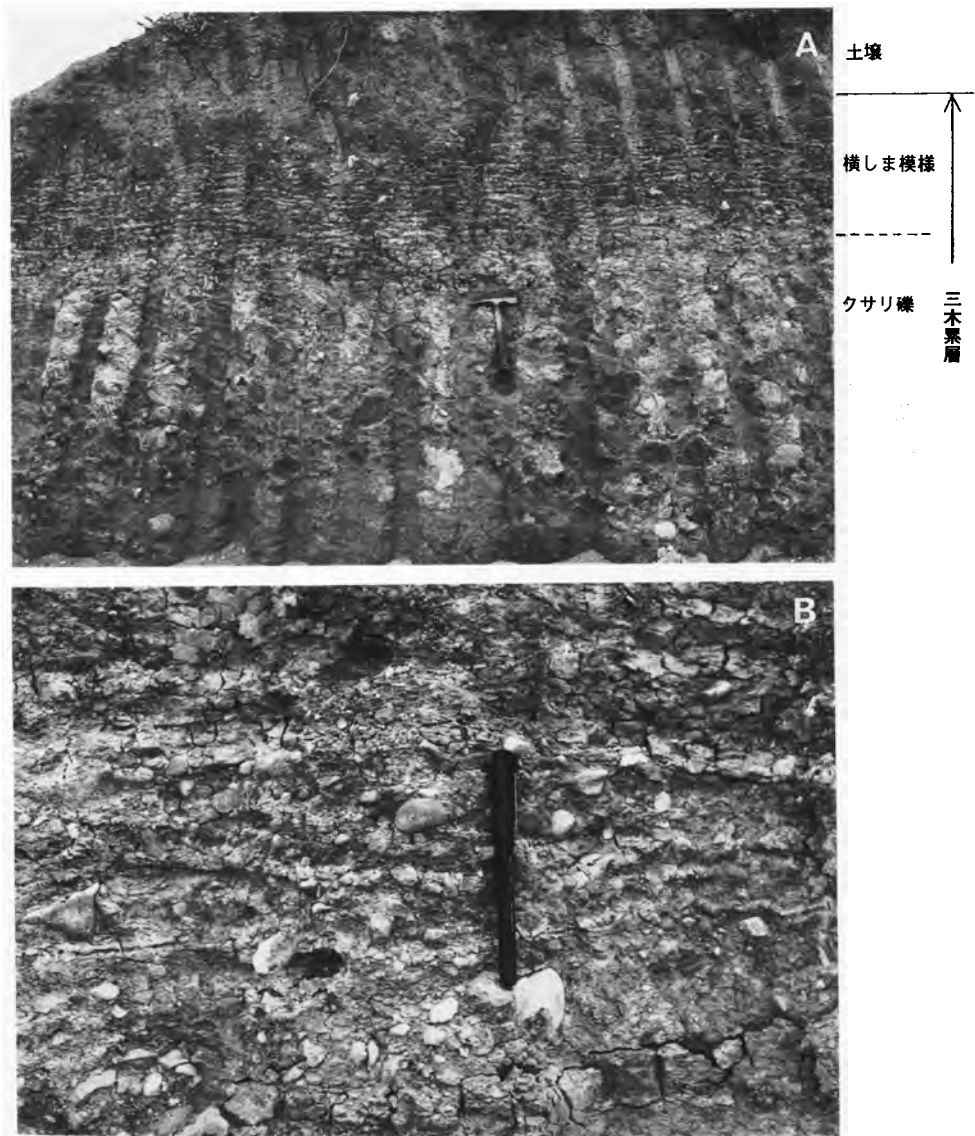
A) 三木累層の礫層. 社町嬉野北部(地点: 26, 付図参照).

c: チャート, s: 細粒砂岩(神戸層群), r: 流紋岩質溶結凝灰岩(有馬層群) ハンマーの長さは28cm, ペンの長さは13.5cm

B) 三木累層に発達する斜層理. 社町嬉野北部(地点: 19, 付図参照) スケールは2 m

C) チャート礫を含まない三木累層の礫層

三田市と東条町の境界, 北攝津変電所南(地点: 26, 付図参照) ハンマーの長さは28cm



第38図 三木累層最上部の岩相

A) 三木累層最上部の外観.

三田市広野開拓 (地点: 3, 付図参照) ハンマーの長さは28cm

B) 三木累層最上部に認められる横しま模様

三田市上内神 (地点: 4, 付図参照) ペンの長さは13.5cm

八木(1983c)及び田中・野村(1984)と同様,本報告も明美面を大阪層群三木累層の堆積面とする.ただし,河名(1973)及び小野間(1985)の調査地域における赤色風化殻の認められる地層の特徴と,三田図幅地域の相当層の特徴が一部異なることは注意を要する.

第7表 三田図幅地域及びその周辺地域における明美面及び段丘面の対比

水山ほか(1967)は長尾山礫層・売布礫層の一部を大阪層群に含めている。

| 市原・小黒 (1958) 及び市原ほか (1960) | 藤田・笠間 (1971) 藤田・笠間 (1983) | 平野(1973) | 八木(1983b) | 河名(1973) | | 八木(1983c) | 小野間 (1985) | 田中・野村 (1984) | 田中・野村 (1983) | 本報告 (尾崎・松浦, 1988) | 水上ほか (1967) |
|-------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------------------------------|------------|----------------|------------|-------------------|------------------|------------------------------|------------------------------------------|----------------|
| 加古川 中・下流域 | 加古川中下流域 神戸図幅地域 | 加古川 中・下流域 | 加古川 下流域 | 加古川 下流域 | 加古川 中流域 | 加古川 中流域 | 加古川 中流域 | 北条図幅 地域 | 三田図幅 地域 | 三田図幅 地域 | 武庫川 中流域 |
| | | | 舞子面 | (沖積低地) | | 沖積段丘面 | 沖積面 | 低位段丘Ⅲ面 低位段丘Ⅱ面 | 低位段丘 下位面 | 沖積面 | |
| 井手面 | 低位段丘面 | | 低位段丘面 伊谷川面 (1万年) | 草谷面 | 低位段丘面 葉多面 | 小野Ⅶ面 | 葉多面 | 低位段丘Ⅰ面 | 低位段丘 上位面 | T ₅ 段丘面 | 低位面 (L礫層) |
| 西八木面 | 中位段丘面 | | 中位段丘面 西八木面 | 西八木面 | 中位段丘面 小野面 | 小野Ⅵ面 | 社Ⅲ面 社Ⅱ面 社Ⅰ面 | 中位段丘 | 中位段丘 下位面 | T ₄ 段丘面 | 中位面 (売布礫層) |
| | | | 高位段丘面 魚住面 (10-6万年) 金ヶ崎面 山手台面 | 低位 国岡面 | 高位Ⅱ段丘面 淨谷面 | 小野Ⅴ面 | 山国Ⅱ面 山国Ⅰ面 | 高位段丘Ⅲ面 | 高位段丘 下位面 | T ₃ 段丘面 T ₂ 段丘面 | |
| 明 美 面 | 高位段丘面 (明美面) | 明美面 河名(1973) の淨谷面を 含まず、 万勝寺面に 一致する | 明美Ⅱ面 (17-12万年) | | | 小野Ⅳ面 | 木梨Ⅱ面 | 高位段丘Ⅱ面 | 高位段丘 上位面 | T ₁ 段丘面 | 高位面 (長尾山礫層) |
| | | | | | | 小野Ⅲ面 | 木梨Ⅰ面 | 高位段丘Ⅰ面 | | | |
| | | | 明美Ⅰ面 | 高位 国岡面 | 高位Ⅰ段丘面 万勝寺面 | 小野Ⅱ面 | 三草面 | 最高位段丘 Ⅱ面 | 最高位段丘 下位面 最高位段丘 上位面 | 明美面 | |

V. 2 段丘堆積物

V. 2. 1 概要

本図幅地域に発達する河岸段丘は、現在の河川に規制された分布を示す。すなわち武庫川及びその支流(相野川・八多川・長尾川・有野川)と加古川支流(千鳥川・東条川・美囊川等)に沿って分布する。本図幅地域に分布する段丘は分布が狭く、厚さ数mの堆積物(いわゆるベニヤ礫層)を載せる岩石浸食面段丘(strath terrace)である。本図幅地域の段丘堆積物は主に礫層からなり、広域での対比に有効なローム層や火山灰層を伴わない。したがって段丘区分に際しては、段丘面の高度・段丘面相互の比高・構成堆積物の特徴を基準にして、上位からT₁、T₂、T₃、T₄及びT₅段丘堆積物に区分した。加古川中流-下流の左岸に広く分布する段丘堆積物及び武庫川沿いの段丘堆積物との対比を第7表に示す。

V. 2. 2 T₁段丘堆積物(t₁)

本図幅地域では武庫川沿い、三田市末野付近から長坂付近にかけて分布する。段丘面の高度は、西から東へ(末野→長坂→中野→四辻)190-175mと漸次低くなる。段丘面の開析は良く進んでいる。T₁段丘面は、三田盆地北東部において比高5-10mの不明瞭な崖で明美面と接する。

堆積物は層厚5m以下の大礫-中礫主体の地層で、色調は全体にdarky yellowからmoderated redを呈する(第39図)。礫種は、チャート・流紋岩類・砂岩からなる。チャート礫は砕けたものが多い。全体に赤色化を受け、本段丘堆積物の最上部には横しま模様が認められる。

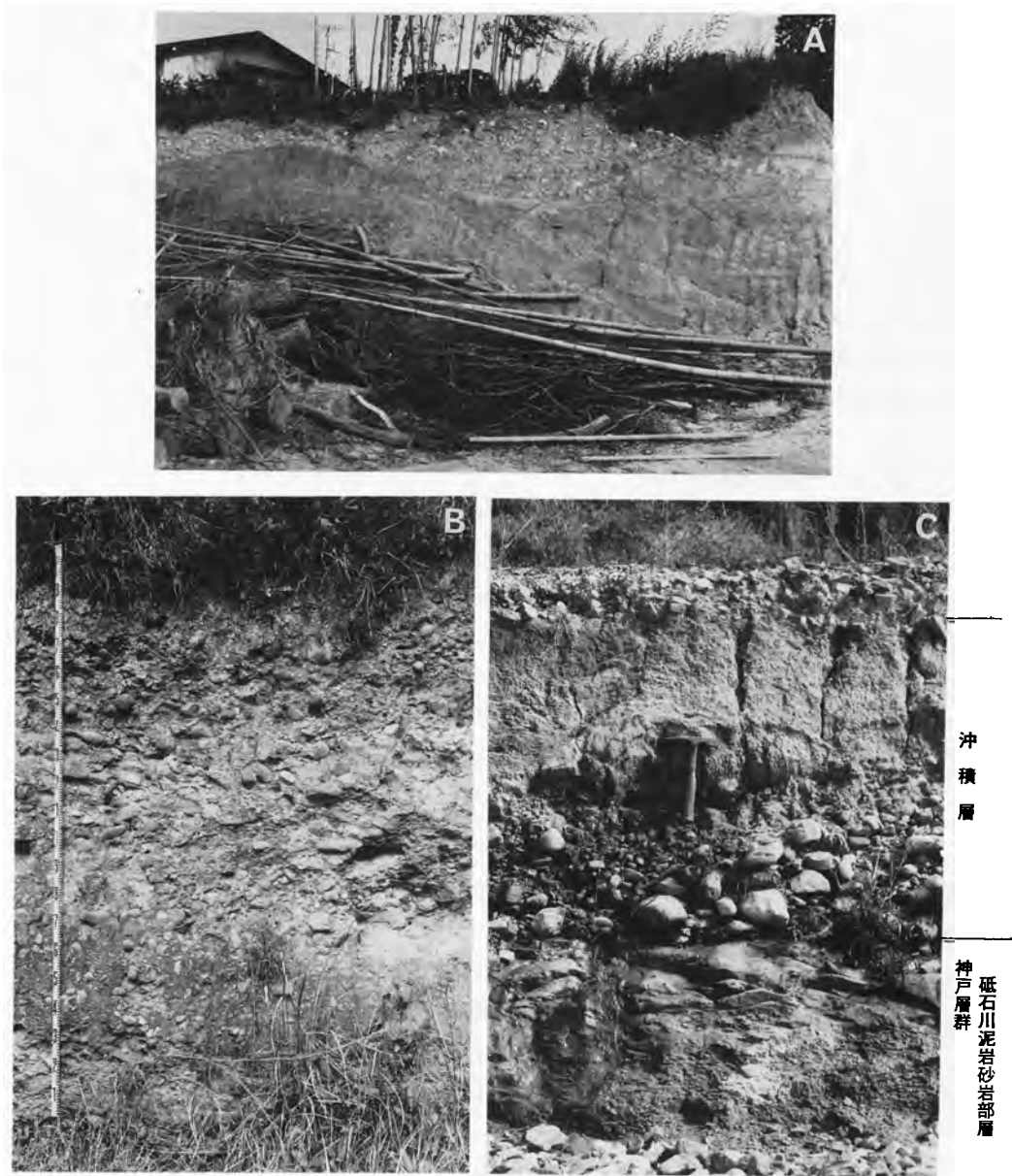
V. 2. 3 T₂段丘堆積物(t₂)

本段丘堆積物は、東条川・美囊川・武庫川・有野川沿いに狭く分布するが、三田盆地に限られ丹波山地には認められない。東条川沿いに分布するT₂段丘面の標高は、東条町長貞付近で130-125m、小野市池田町付近で80-85mである。明美面との比高は30-50mである。現河床との比高は35-40mで、開析が比較的良く進んでいる。美囊川沿いの三木市口吉川町から細川町にかけて分布するT₂段丘面の標高は100-115mで、現河床との比高は約40mである。本図幅地域ではT₁段丘とT₂段丘は直接接していない。

T₂段丘堆積物は、T₁段丘堆積物のような著しい赤色変化は受けていないが、最上部の色調はtan(黄褐色)を呈する。主に中礫からなる大礫混じりの礫層と砂あるいはシルト層の繰り返しが、東条川下流域では少なくとも3回認められる。礫種は、後述のT₃-T₅段丘堆積物と異なり、チャートが95%以上含まれている。このチャート礫は、三木累層に含まれる礫の再堆積と考えられる。淘汰は普通である。本礫層の基質は、砂ないしシルトである。

V. 2. 4 T₃段丘堆積物(t₃)

本図幅地域では、東条川・美囊川・武庫川沿いに狭く分布する。段丘面の幅は500m以下である。東条川・美囊川沿いで、T₃段丘面はT₂段丘面と比高20mの明瞭な段丘崖で接する。本段丘と現河床との比高は、20-25mである。T₃段丘面の標高は、東条川沿いの長貞付近で105-110m、美囊川沿いの三木



第39図 三田図幅地域にみられる段丘堆積物及び沖積層

- A) T_1 段丘堆積物 (地点: 1, 付図参照) ハンマーの長さは28cm
- B) T_2 段丘堆積物 (地点: 36, 付図参照) スケールは2m
- C) 沖積層 (地点: 37, 付図参照) ハンマーの長さは28cm

市口吉川町南畑付近で95-105 m, 武庫川沿いの広野付近では175-180 mの標高を持つ。

露頭不良のため、堆積物の明確な特徴はつかめなかった。堆積物は厚さ数mで、礫は流紋岩類・チャー

ト・シルト岩からなる中-大礫サイズの亜円礫である(第39図)。本堆積物は、赤色化やクサリ礫化は受けていない。

V. 2. 5 T₄ 段丘堆積物(t₄)

武庫川・有野川・長尾川・東条川・美囊川・北谷川・千鳥川・三草川沿いに分布する。T₂・T₃ 段丘堆積物に比べ、広く分布する。段丘面の幅は700m以下である。T₂ 段丘面とは、比高5-10mの段丘崖で接する。本段丘と現河床との比高は15-20mである。

堆積物は層厚数mの礫層からなり、多くの場合砂層やシルト層を挟まない。礫は円礫-亜円礫の中-大礫からなる。礫種は、流紋岩凝灰岩が70%近くを占め、ほかにチャートを10-20%含む。巨礫サイズのシルト礫が混在することもある。淘汰は普通である。

V. 2. 6 T₅ 段丘堆積物(t₅)

本図幅地域のほとんどの河川に発達する。T₄ 段丘面とは、比高5-10mの段丘崖で接する。本段丘と現河床との比高は約10mである。

露頭不良のため、堆積物の特徴は正確には把握できなかった。しかし、一般に堆積物は、巨礫を含む大礫主体で、淘汰が普通の礫層からなる。礫種は主に流紋岩礫からなり、チャート礫は10%以下しか含まれない。

V. 3 崖錐堆積物(d)

本図幅地域内の丹波山地山麓部には崖錐堆積物が分布する。これらの多くは完新世に堆積したものであるが、多少固結した崖錐堆積物は後期更新世に堆積した可能性がある。

崖錐堆積物は礫・砂・シルトからなり、淘汰は悪い。礫は、角礫-亜角礫からなる。本堆積物は、有馬層群平木溶結凝灰岩から構成される山地の山麓部に良く分布する。これは平木溶結凝灰岩が強く溶結して堅く、風化に抵抗して急崖になり易いので、節理が発達しているために岩塊として崩れ易い性質によるものと考えられる。一方溶結度の低い火山岩類は風化によって土壌化して、雨水で流亡するために平木溶結凝灰岩ほどには崖錐が発達しないのであろう。

V. 4 扇状地堆積物(f)

三田盆地の河川の支流沿いには、礫及び砂からなる小規模な扇状地堆積物が分布する。礫は、神戸層群及び大阪層群起源のため、亜円礫からなる。扇頂から扇端までの幅は500m以下で、200m程度のものが多い。段丘面上に分布し、T₅ 段丘堆積物を覆う。

山地の崖錐堆積物の存在する小さな谷沿いにも傾斜の比較的大きい扇状地が発達する。扇状地の傾斜は3-10度で、斜面の上限と下限の標高差は50-80mのものが多い。なお、山地内の扇状地堆積物は、地質図では崖錐堆積物に含めている。

V. 5 沖積層(a)

本図幅地域の主な河川沿いには、沖積層が分布し、谷底平野を形成している。

三田盆地の沖積層は、砂・シルトからなり、一部礫を含む。武庫川・有野川沿いに良く分布し、その幅は数100mから1.5kmに及ぶ。沖積層のうち、特に盆地内の武庫川沿いには氾濫堆積物がみられ、地形的に自然堤防・後背湿地・旧川道・現河床が形成されている。三田市北部の武庫川や神戸市北区道場付近(第4図)の有馬川沿いには明瞭な自然堤防が良く発達している。

東条川・美囊川上流域は、沖積面とT₅段丘面との比高が極めて小さいため、両者を区別できない。両川中流では現河床に堆積物は分布せず、神戸層群や有馬層群が河床に露出している。

山地内の武庫川沿いの沖積層は、厚さ数mの礫・シルトからなり(第39図)、一部炭質シルトを挟む。礫は亜角礫の流紋岩類の礫からなり、チャート礫はほとんど存在しない。山地内の武庫川を除く河川では厚さ数mの角礫主体の堆積物が部分的に存在するのみで、多くの場合河床には有馬層群が露出している。

VI. 地質構造

VI. 1 概要

第40図に、三田図幅地域及びその周辺地域の断層系(リニアメント、撓曲も含む)の分布を示す。

本図幅地域及び周辺地域における断層系の分布の特徴は、有馬-高槻構造線(藤田・奥田, 1973)の北側に十万辻断層・名塩断層・有野断層などの西北西-東南東走向の断層(第40図)が雁行状に発達すること、三田盆地北部を中心に北東-南西方向の断層やリニアメントが卓越することである。ほかに、本図幅北東部には、有馬層群に発達するコールドロンの周岡を縁どる断層(第40図のa,b)が認められる。

本報告では、地質構造を神戸層群の堆積する前の構造、神戸層群に変位を及ぼす構造、第四系に変位を及ぼす構造に区分する。第四系の三木累層以降の新しい堆積物に変位・変形を及ぼした構造を活断層として扱う。

VI. 2 神戸層群堆積以前の地質構造

VI. 2. 1 撓曲

兵庫県南部の先第三系の地質構造を第41図に示す。

基盤岩類(ジュラ紀以前の堆積岩類)及び篠山層群(白亜紀前期)は広域にわたっておおむね東西ないし北西-南東の方向性を持っている。これに対して白亜紀後期火山岩類は広く連続する岩体の内部においても、直径10-20km程度の盆状構造に分かれており、広域にわたって一定の方向性を持たないように見える。これらの構造はすべて神戸層群などの第三紀以降の地層に不整合に覆われる。

三田図幅地域及びその周辺地域を拡大した地質構造を第42図に示す。

この地域の有馬層群は、北西部で基盤岩類及び篠山層群の東西系の褶曲構造に大きく斜交して、山南町石戸から三田市大川瀬に至る北北西-南南東方向の向斜軸と、南東部で基盤岩類の褶曲構造と平行な宝塚市武田尾付近を通る東西方向の背斜軸とがある。前者の向斜軸は軸の南と北が持ち上がった舟底状の形をしているので、北縁では下位の鴨川層が上位の平木溶結凝灰岩を取り囲み、南東縁では平木溶結凝灰岩の走向線が向斜軸を取り囲むように南にまわり込んでいる。また、この向斜軸の西側には鴨川層の流紋岩のドーム状溶岩が向斜軸に直角に貫入している。後者の武田尾付近を通る背斜軸は西にブランチして、東側が扇形に開いている。

VI. 2. 2 断層

活断層研究会(1980)は本地域内に確実度ⅡとⅢの合計3本の活動層を推定したが、これらのすべては有馬層群内に分布し、神戸層群やそれよりも新しい地層中には分布していない。その多くには花崗斑岩の岩脈が貫入しているが、岩脈は切られていないので、岩脈の貫入後は動いていないと判断される。したがって、これらは神戸層群堆積以前の構造に含める。本研究では5万分の1の地質図において、地層の変位又は接触として表現できるもののみを取り上げ、リニアメントとして認められるだけのものは取り上げない。

本地域の断層は第42図の中心を占める佐曾利凝灰角礫岩を取り囲むものと、それ以外のものに分けられる。前者の断層は後述するので、後者についてのみ述べる。

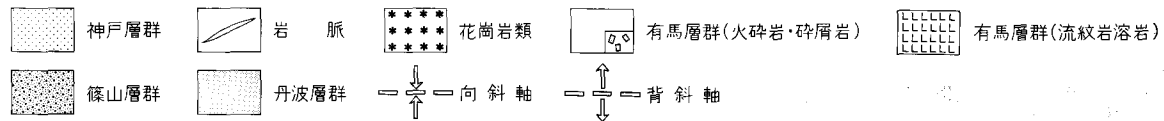
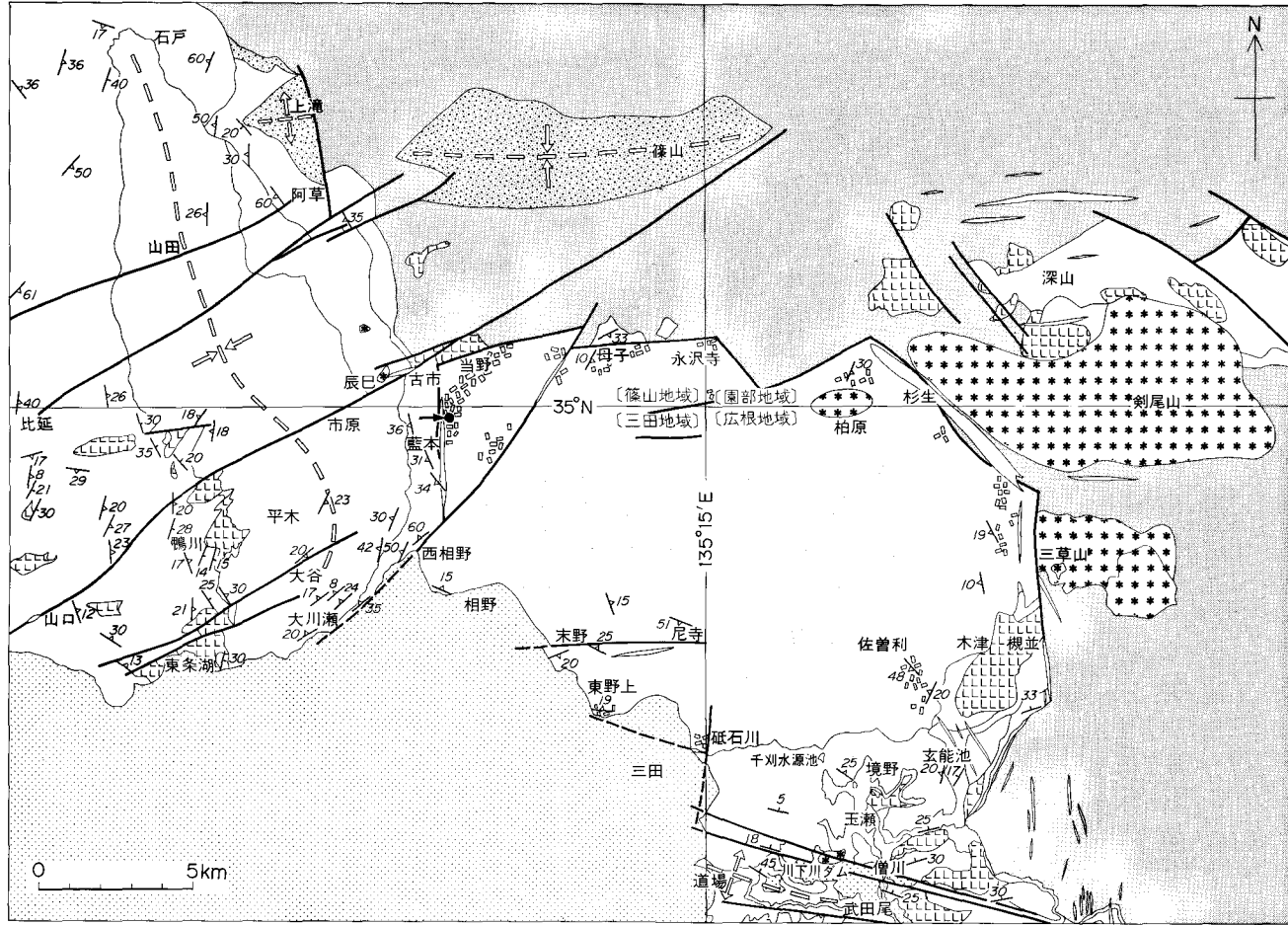
三田-篠山図幅地域西部には東北東-西南西ないし北東-南西方向に断層が発達してLANDSAT画像にも顕著な直線的な谷として認められる。これらの断層は有馬層群の火山岩類を変位させ、神戸層群に覆われる。最も南側の三田市西相野を通る断層は佐曾利凝灰角礫岩を取り囲む断層を変位させている。大川瀬の採石場跡にはこれの副断層と思われる露頭があって、HUZITA *et al.*, (1971)ほか多数の文献に写真が紹介されている。

三田-篠山図幅地域東部から広根-園部図幅地域内では北西-南東ないし西北西-東南東系の断層が発達する。三田市街北方の末野-^{にんじ}尼寺には東西系の断層があり、LANDSAT画像にも南北に並ぶ尾根を鋭く切り込んだリニアメントとして認められる。青野ダムに水没する地域の付け替え道路に沿って多数の破碎帯、花崗斑岩脈が観察される。

VI. 2. 3 佐曾利凝灰角礫岩をめぐる構造 —— 佐曾利コールドロン ——

有馬層群佐曾利凝灰角礫岩は東西約19 km、南北約14 kmの多角型の地域内に分布し、西縁・北縁・東縁と南縁の一部を断層と花崗斑岩の岩脈で囲まれるという特徴的な構造を持っている。これに対して松浦・三村(1987a, b)は分布の縁辺部に外側から内側に流れ込んだ斜面崩壊によるとみられる堆積物(本報告中のタイプⅡの岩相)を認め、白亜紀に佐曾利凝灰角礫岩の周囲を崖で取り囲んだ地形(カルデラ)が存在したことを推定した。また河吉田(1987)も佐曾利凝灰角礫岩が環状の凹地を埋積したと考えた。この構造を佐曾利コールドロンと呼ぶ。

佐曾利コールドロンの詳細は別に報告するので(松浦・三村、準備中)、ここでは概要を述べる。佐曾



有馬層群佐曾利凝灰角礫岩のタイプIIの岩相が見られる露頭
 プレートの露頭の位置と撮影した向き

第42図 三田図幅地域及び周辺地域における有馬層群の地質構造図

利コールドロンをめぐる構造は以下の4点である。

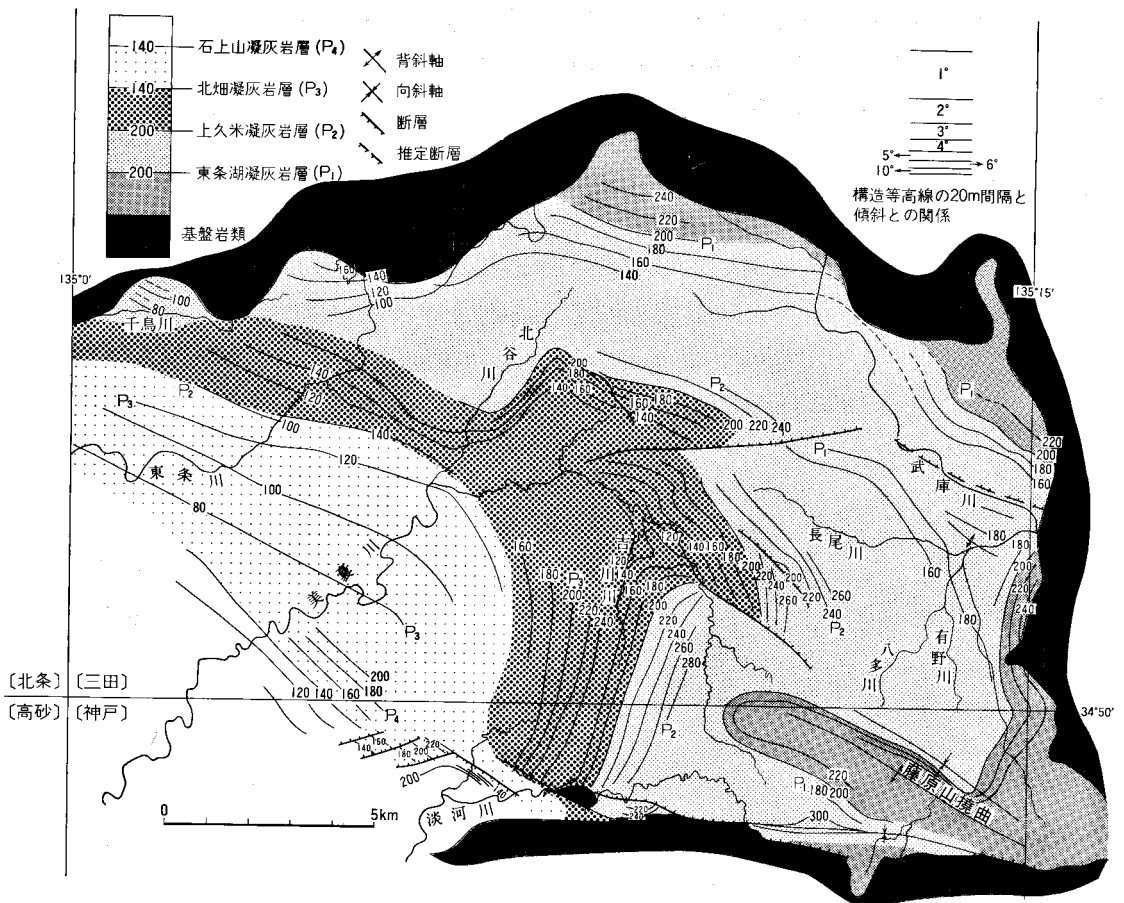
1. 佐曾利コールドロンは多角形環状の断層によって囲まれ、外側には佐曾利凝灰角礫岩の下位の有馬層群と基盤岩類が分布している。断層の見えない南縁のうち、西部は神戸層群に覆われるが、三田市砥石川の一部に断層が露出している。また、砥石川と東野上には後述するタイプⅡの岩相が分布するので、砥石川の断層の延長部が神戸層群の下に伏在すると推定される。南縁中部は後述するように佐曾利凝灰角礫岩の下に埋没している可能性がある。
2. 佐曾利凝灰角礫岩には、主として10cm以下の岩片を含む弱溶結のタイプⅠ(第11図)と、淘汰不良で剪断変形を受けた直径1-120mの岩塊や樹幹を含む非溶結まれに弱溶結のタイプⅡ(第1図版)の岩相がある。水平的にはタイプⅠが全域にわたって分布するのに対し、タイプⅡは環状断層に沿って分布する(第42図)。垂直的にはタイプⅡはタイプⅠに挟在して緩い角度で堆積している(第Ⅱ図版)。タイプⅡの岩相は岩屑なだれ堆積物としての特徴を持っている(三村・松浦, 1987)。タイプⅡに含まれる岩石は場所によって卓越する種類が異なり、卓越種は近接した断層の外側の地質に一致する。また一部には流動の方向を示す火炎状構造や、岩塊ののし上げ構造が残り、これらから岩屑なだれは環状断層の外側から内側に向かって流れたと推定される。以上の点から、多角形環状断層に沿って内側が窪んだ地形(カルデラ)を想定することができる。タイプⅡの堆積物はカルデラ壁が崩壊した岩屑なだれ堆積物で、LIPMAN(1976)のColdera-collapse brecciasのmegabrecciaと同じものであろう。タイプⅠはカルデラ内を埋積した堆積物で、佐曾利凝灰角礫岩の南縁部では断層崖を埋め尽くして下位の境界溶結凝灰岩を覆った可能性がある。
3. 佐曾利凝灰角礫岩の直前の噴出物である平木溶結凝灰岩は佐曾利コールドロンから離れる方向に薄化・尖滅する。平木溶結凝灰岩下部は中-弱溶結の火砕流堆積物の間にしばしば非溶結の凝灰角礫岩や凝灰質砂岩・泥岩を挟み、比較的弱い火山活動の産物である。これに対して上部は強く溶結した均質な火砕流堆積物で、強い噴火によって下部よりも遠方にまで流れたと考えられる。したがって平木溶結凝灰岩下部が向斜軸の東側にのみ露出することは、東側の佐曾利コールドロン内に供給源を求めうることを示すのであろう。
4. 佐曾利凝灰角礫岩の内部と周辺部にはこれを取り囲むように・花崗岩類が貫入している。地表で見られる岩体は今田町辰巳、猪名川町柏原、能勢町剣尾山、三草山、宝塚市川下川ダム付近に分布している。また三田市相野では神戸層群下に花崗岩が伏在するのが、ボーリング試料で報告されている(後藤, 1983)。このように環状断層を取り囲むように花崗岩類が分布することは佐曾利凝灰角礫岩の直下にも、地表に露出する花崗岩類と連続する岩体が潜在する可能性を示すものかもしれない。なお、北東部の岩体ほど露出面積が広いのは、南西部が古第三系の神戸層群に覆われ、北部-東部に基盤岩類が露出することからみて、この方面の隆起・剝削が大きかったためであろう。環状断層の南縁の一部が露出しないことも同じ理由によると考えられる。

VI. 3 神戸層群に変位を及ぼす地質構造

三田盆地に分布する神戸層群は、有馬層群などの基礎岩類と三田盆地北縁部と東縁部では不整合、三

田盆地南縁部では幾つかの断層を境として接する。三田盆地の堆積盆の形態は、盆地南縁沿いに発達する東西方向の断層による断層崖を前面とする三方を基盤岩類で囲まれた断層角盆地となっている。しかし、三田盆地西部では、断層角盆地の形態が不明瞭になる。地層の分布はこの断層角盆地に大きく規制され、神戸層群は東西方向を軸として緩やかに西へ開く盆状構造を持ち、より上位の地層が西側に分布する(第43図)。また、断層沿い以外の地層の傾斜は度数と極めて緩い。この堆積盆を大きく規制している盆地南縁沿いの断層は、次の理由から、神戸層群の堆積当時既に存在していたと考える。すなわち、(1)神戸層群の層厚が盆地南部で厚いこと(第22図)、(2)盆地南縁部に沿って不淘汰な巨礫岩層が分布すること(第23・24図)、(3)三田盆地の神戸層群最下部の堆積がこの南縁沿いで始まったことの3点である。ただし、現在みられる変位の一部は、神戸層群堆積後の活動によってもたらされたと考える。

三田盆地南縁以外の神戸層群中には、北西-南東走向と北東-南西走向の断層・褶曲(撓曲)が発達する(第43図)。これら断層・撓曲の走向と神戸層群の走向とは大きく斜交することから、これら断層系は神戸層群堆積以後に発達した構造であると言える。また確認できたこれら断層の露頭からは不整合に載る



第43図 三田盆地における神戸層群の地質構造図

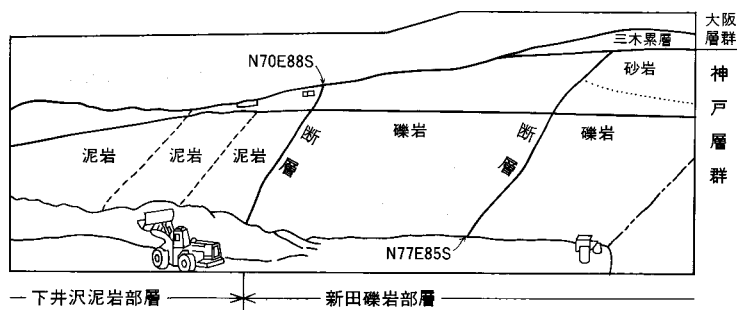
三木累層を変位させているものは確認できなかった(第44図)。しかし、神戸層群には確認個数は多くないが小断層(第45図)が発達し、それらの中で北西-南東走向を持つ正断層と北北東-南南西走向を持つ正断層が三木累層を変位させていることが確認できた。本図幅地域内に認められるこれら断層・撓曲の変位(撓曲も波高を単純に断層変位として置き換えた)をすべて垂直変位で説明すると、垂直変位100 m以下で北側落ちのセンスを示す。三田盆地南縁にも、西北西-東南東や東西走向の断層が神戸層群中に発達する(藤田・笠間, 1983)が、明確に第四系を変位させている証拠はない。

VI. 4 第四系に変位を及ぼす構造(活構造)

第四系の変位・変形の顕著なものは、大阪層群三木累層の堆積面である明美面に傾斜が認められることである(第36図)。三田盆地西部加古川沿いの明美面の傾きについては、既に幾つかの研究により指摘されている。

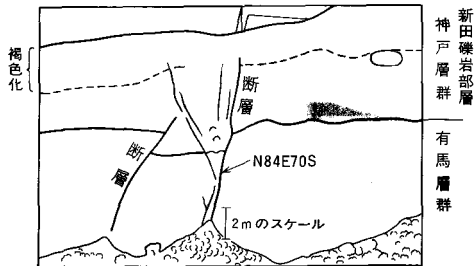
東木(1929)は、小野市付近の加古川中流沿い本報告での明美面を含む河岸段丘の非対称的配置の原因を、地塊の西への傾動に求めている。

藤田(1968)は、六甲変動に伴う六甲山地の隆起部に対する沈降部として加古川流域をとらえ、明美面の西への傾動の原因をこの六甲変動に伴う傾動運動に求めている。



第44図 東北東-西南西走向の断層露頭及び説明図(1) 三田市上深田(地点:6, 付図参照)

説明図の走向傾斜は断層の走向傾斜を表す。写真の左側の断層による下井沢泥岩部層の引きずりが認められる。本断層は三木累層に変位を及ぼしていない。



第45図 東北東-西南西走向の断層露頭及び説明図(2)
三田市大川瀬 (地点: 21, 付図参照)

平野(1973)は、直線的な北西-南東ないし西北西-東南東方向の地形面の不連続の存在を加古川中流域に発達する明美面の分布高度によって示し、これらの不連続部は山崎断層の南東延長部及び共役方向(北西-南東及び北東-南西方向)の横ズレ断層であり、明美面の傾動はこれら横ズレ断層を発達させる運動に伴う変位であるとした。

八木(1983 a)は、加古川下流域における明美面を含めた段丘面の西方への傾動は120万年前以降現在に至るまで継続しているとした。更に八木(1983 c)では、東条-小野地域(三田盆地西部)を、御所谷断層と三木断層(第40図)の共役な横ずれ断層系に囲まれた地塊(会合部)として、小野I面(明美面)の西への傾動は、応力の集中によるふくらみ(bulge)の発生による垂直隆起運動の結果であると説明した。

本報告では、三田盆地西部と北東部の両地域に発達する明美面がそれぞれ西北西と北北西へ1/100の勾配で傾動していることから、藤田(1968)と同様、六甲変動に伴う六甲山地の南側斜面を傾動地塊の断層崖(前面)とし、三田盆地及び加古川中・下流域を緩斜面側(背面)とする、北西方向へ傾く傾動運動(六甲変動)の結果生じたものとする。ただし、この傾動運動が基盤褶曲による地質構造であるかどうかは、本図幅地域の調査だけでは判断できない。

本図幅地域の段丘堆積物は、特に認められる変位・変形は受けていない。

リニアメント

本図幅地域内における神戸層群の分布する地域には明瞭なリニアメントは認められないが、有馬層群の分布する地域には明瞭なリニアメントが認められる(第40図)。リニアメントの方向は、本図幅地域内では北東-南西方向が最も卓越し、他に南北、西北西-東南東方向が発達する。

これらの有馬層群に発達するリニアメントは、従来より断層とみなされ変位不明のまま個々のリニアメントについて奥畑断層谷、古市断層谷(以上、辻村(1932))、梅木断層、大谷断層、三本峠断層(以上、井上(1970))の名称が与えられている。なお、三本峠断層は、篠田(1970)及びHUZITA *et al.* (1971)によって大川瀬断層と呼ばれている。今回の調査でも、リニアメントと一致する断層の露頭は確認できなかった。しかし、北東-南西方向のリニアメントについては、有馬層群を切る断層であることが、リニアメントの両側で有馬層群の地層に食い違いが認められることから確認できた。

大川瀬断層は、横ずれ擦痕から右ずれ変位が推定され、神戸層群の分布から南東側が相対的に100 m 落ちの変位を示すとされている(HUZITA *et al.*, 1971)。しかし、HUZITA *et al.* (1971)で示された大川瀬断層の露頭は、神戸層群と有馬層群の境界に当たる断層ではなく、神戸層群がアバット不整合で有馬層群と接している。したがって、大川瀬断層は、神戸層群堆積以後の活動についての確かな証拠はない。

御所谷断層は古市断層谷の副断層で、社町馬瀬から上三草にかけて存在する。山脚部の小河川や尾根が系統的に屈曲するとして水平変位最大500 mの右ずれ断層と記載されている(八木, 1983 c)。しかし、御所谷断層沿いの有馬層群中には、花崗斑岩の併入が観察され固結した断層破砕帯が確認できることから、御所谷断層に相当するリニアメントは古い断裂による組織地形の可能性もある。

VII. 応用地質

VII. 1 鉱物資源

VII. 1. 1 金属鉱床

三田図幅地域内の有馬層群中には破砕帯に伴う小規模な硫化鉄鉱や胆礬の鉱染が各所に見られるが、鉱山として稼行した記録はないようである。本図幅地域に隣接する広根・篠山・生野・北条図幅地域には鉱脈型の金・銀・銅・鉛・亜鉛などの鉱床が古くから近年に至るまで採掘されていた。

VII. 1. 2 ろう石鉱床

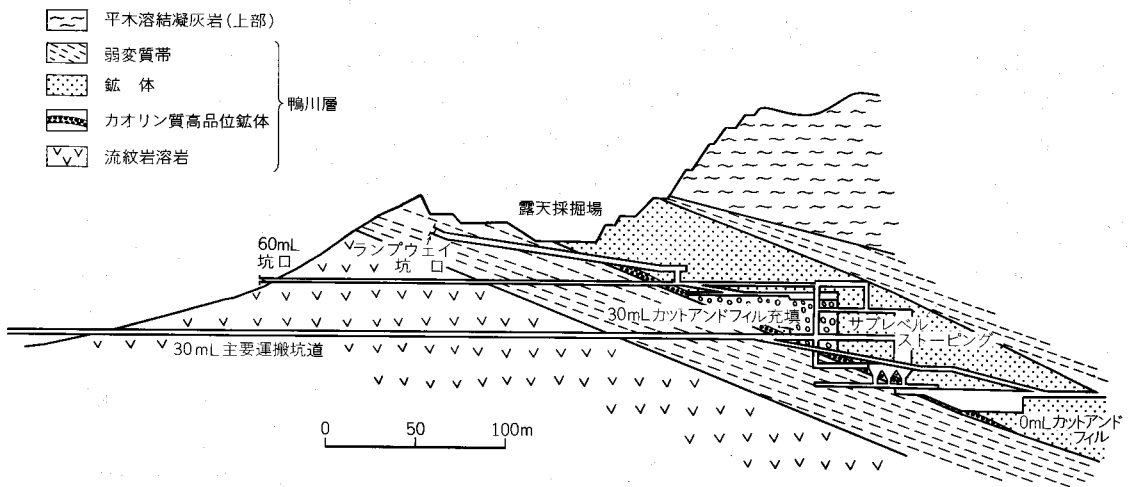
本図幅地域内では有馬層群鴨川層にろう石化している部分がある。稼行しているのは社町平木に所在する服部鉱業(株)平木鉱山(第46図)1か所である。

以下には、平木鉱山について、田中ほか(1963)、谷波・藤田(1984)、平木鉱山・鉱山概況(1987)及び本研究の資料によって記述する。

地質 本鉱山は鴨川層上部の流紋岩非溶結凝灰岩と同溶岩からなる部分(田中ほか(1963)の下部累層)が、平木溶結凝灰岩上部(同上の上部累層)に不整合に覆われる場所に位置する。ここでは溶岩の上位に非溶結の凝灰角礫岩・成層凝灰岩が厚さ100 m以上にわたって重なり、南東ないし東南東に15-20°傾斜



第46図 平木鉱山の全景



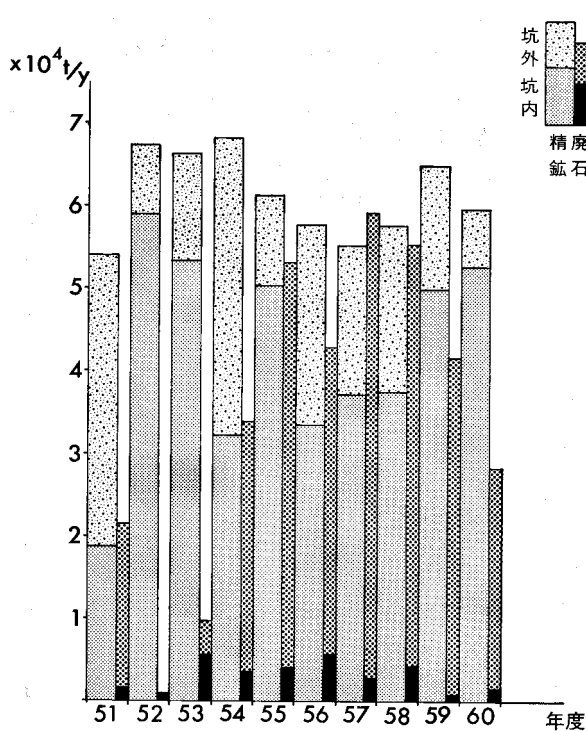
第47図 平木鉱山鉱床断面図

平木鉱山(1987)鉱山概況付図による。地層名などは本報告で用いるものに改めた

している。

鉍床は鴨川層の非溶結凝灰岩がN70°W方向の裂か脈に沿う浅熱水変質作用を被り、カオリン化して生成した。鉍体の幅は約250mである。鉍床断面図(第47図)を見ると、鉍体は本層の中位に厚さ40-50mの部分を含み、その上下は同じ地層内で弱変質帯となっている。鉍体は下盤際にカオリン質高品位鉍体を持っている。

鉍床を生成した鉍液の通路とみられるカオリン化した裂か脈は本鉍山内のほか、鉍山北側に露出する赤色の流紋岩溶岩中、鉍山南南西の檜バエ地区、社町荷籠谷西方の溜池の堰堤脇など数か所で認められ、いずれも北西-南東ないし西北西-東南東方向でほぼ垂直に発達する。



第48図 平木鉍山の年度別生産量

鉍石及び用途 鉍石はカオリナイト

(30-60%)と石英(残りの大部分)とからなり、まれに細脈状のディッカイトが存在する場合がある。X線回折では少量の長周期粘土鉍物のピークが認められる。このほかに、場所によっては微量の黄鉄鉍・酸化鉄を含むことがある。鉍石の耐火度はSK31位である。鉍石の一軸圧縮強度は平均300kg/cm²で、上盤(平木溶結凝灰岩上部)の1,300kg/cm²、下盤(鴨川層の流紋岩溶岩)の1,200kg/cm²に比べて弱い。

本鉍山産の鉍石はタイル・食器・玩具などの陶磁器原料や合成ムライトの原料に使用される。また輸入ろう石と混合・成分を調整してガラス繊維原料としても出荷されている。

採掘 採掘は露天・坑内の両方で行われるが、鉍床断面図(第47図)から

明らかなように、露天では採掘するにつれて鉍床の上盤の被覆が厚くなるので、近年は坑内での生産が大部分を占めている(第48図)。坑内採掘ではサブレベルストーピング法、盤下げ採掘法、及びメカニズドカットアンドフィル法が採用されている。

VII. 2 砕石

採石は有馬層群鴨川層の溶結凝灰岩を対象に1か所(社町愛宕山南)と、平木溶結凝灰岩上部に2か所(三田市大川瀬、1か所は既に閉鎖)がある。そのほかにも小規模なものが各地にあるが、稼行中のものはない。

大川瀬の採石場は平木溶結凝灰岩のもろい下部を避けて、強く溶結した上部を稼行している。

本図幅地域内の採石場はいずれも骨材用の砕石を行っているが、北隣の篠山図幅地域内には平木溶結凝灰岩上部の薄く割れるものを「丹波鉄平石」と称して建築材用に採掘する所がある。小規模な採石場は庭石を目的としたと思われる。

Ⅶ. 3 亜 炭

本図幅地域の三田盆地神戸層群中には亜炭が挟在し、神戸市北区道場で道場炭田と称して一時稼行されたことがある(日下部・鈴鹿, 1973)。ほかに原坂泥岩部層・長尾砂岩泥岩部層・砥石川泥岩砂岩部層の分布する地域で、試掘された形跡が認められるが、いずれも採鉱には至らなかったようである。

Ⅶ. 4 粘 土

本図幅地域の北部、四斗谷川沿い多紀郡今田町の上立杭・下立杭・釜屋地区には丹波立杭焼の窯元が存在する。立杭焼の窯の形式・焼成の方法等は、日本唯一の古代式の窯として窯業無形文化財として指定されている。立杭焼きの原料となる粘土は、現在三田市四ツ辻東南部から産出するものが主体であるが、一部篠山地区の田地の下部の粘土も混合されている(湊, 1985)。四ツ辻の粘土は、神戸層群砥石川泥岩砂岩部層の泥岩に相当する。

Ⅶ. 5 地 下 水

本図幅地域の水系はほぼ本図幅地域中央部で、西側の加古川水系と東側の武庫川水系に分れる。

加古川の支流である美囊川・東条川・千鳥川・三草川の水量は多くなく、農業用・家庭用に地下水が利用されているにすぎない。帯水層を形成するのは大阪層群三木累層及び神戸層群である。

武庫川本流は、現在篠山盆地手前の谷中分水界で上流は終わっており、氾濫原の幅から期待されるほど水量は多くない。

武庫川の支流、有野川の上流では温泉・鉱泉の影響で溶存成分が多く塩素イオンの含有量が多く、またフッ素も含まれており、この付近の地下水は飲料水には適さない。

Ⅶ. 6 鉱 泉

本図幅地域の三田盆地は有馬温泉の北ないし北西に当たり、神戸市北区長尾宅原の南鹿の子温泉、吉川町湯谷・貸潮、東条町岡本などに鉱泉が知られている。鹿の子温泉の泉質は単純硫黄泉、湯谷・貸潮・岡本の鉱泉は食塩泉である。現在、鹿の子温泉以外はほとんど使用されていない。

Ⅶ. 7 地 す べ り

三田盆地は第三紀層の地すべり多発地帯となっている。付図第1図に建設省及び農林水産省指定による地すべり防止指定地区を示す。地すべり指定地域以外にも多くの地すべりが存在するが、特に三田盆地中・南部部の美濃郡吉川町中南部、神戸市北区淡河町・大沢町に集中して分布する。

三田盆地の地すべりに関しては、三田盆地の地すべり全般の特性に関するもの(藤田・笠間, 1983; FUJITA, T., 1984 など)、農地地すべりの特性に関するもの(石田陽博・西浦, 1975; 石田陽博ほか, 1976, 1977; ISHIDA, Y. *et al.*, 1985)、神戸北区の地すべりについてその発達過程などを明らかにしたもの(笠間・藤田崇, 1979; 藤田崇, 1983)、吉川町南部の地すべりに関する詳細な研究(廣田ほか, 1987)などがある。

5万分の1地質図幅「神戸」(藤田・笠間, 1983)では、地すべりと地形及び地すべりと地質との関係、地すべりの素因に関して、以下のように述べている。地すべりは、HUZITA *et al.* (1971)の吉川累層及び淡河累層上部(第3表)の泥岩と凝灰岩の多く挟まれる地層に発達する。凝灰岩は粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩に区分でき、地すべりは細粒凝灰岩に関係している。地すべりに関係する泥岩や凝灰岩にもともとモンモリナイトの含有量が多い。地形的に東側で急傾斜(20度程度)、西側で緩傾斜(7-8度程度)を示すものが多く、東斜面で崩壊、西斜面で地すべりが発生する傾向がある。個々の地すべりの活動は幅10m程度で、1回の移動量も数10-数mである。これら小規模な地すべりが集まって、全体として100-200m程度の地すべり地域を形成している。

本研究においても、藤田・笠間(1983)などと同様な結果を得た。以下その概要を述べる。

地すべりの規模は、長さ・幅ともに小さな地すべりの集合によって500m以下の地すべり地域が幾つも形成されている。地すべり移動方向は神戸層群の凝灰岩層から求められた傾斜方向(第43図)とほぼ一致する。地すべり基底部の傾斜は3-5度で、砂岩や礫岩を基底としている。そのため地すべりの発達する斜面は、しばしばケスタ地形の背面をなし、その反対側は急崖(階崖)を示す(第49図)。階崖には地層の傾斜とは逆方向に小規模な地すべりが認められる。

地すべりの多くは、層準的に神戸層群の吉安砂岩泥岩礫岩部層の中・下部、すなわち上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層の間の層準に多発している。IV. 6で述べたように神戸層群に挟在する凝灰岩は多くの岩相に区分できるが、大きく分けると従来の区分と同様、硬質なもの(本報告での岩相B, C, D, E, F)と軟質なもの(岩相A, G, H)に区分できる。硬質な凝灰岩は粘土化することはないが、細かく割れて崩壊する。軟質な凝灰岩は粘土化しやすく、多くの場合地すべり面となっている(第50図)。林田・山田(1974)は、分析した神戸層群の塊状凝灰岩中にはモンモリナイトが全く含まれていないという結果を得ているが、恐らくこの分析に用いられた凝灰岩は上記の硬質な凝灰岩であったと考えられる。

凝灰岩層の中で、吉安砂岩泥岩礫岩部層の下部に挟まれる上久米凝灰岩層下底部の軽石凝灰岩(岩相A)は、よく水を含み地すべり層に特になりやすく(第51図)、軽石凝灰岩より上位の上久米凝灰岩層全体の崩壊及び岩屑化を促している。上久米凝灰岩層の上位の層準に挟まれる凝灰岩質の砂岩・泥岩も、軟質な凝灰岩と同様、地すべり層を形成しやすい。廣田ほか(1987)は、吉川町南部に分布する神戸層群の吉川累層と淡河累層の一部(HUZITA *et al.*, 1971)を細かく部層に区分し、第52図のような地質図を描いている。そして、この地質図と地すべりブロックの分布(第53図)との関係を調べ、Kyu-tf₂凝灰岩部層とKyu-ss₂砂岩部層(凝灰岩を挟む)の分布する地域に地すべりブロックの分布が多いことを明らかに



第49図 地すべり地形

上) 南水上付近に発達する地すべり地形 (撮影地点: 38, 付図参照)

写真右側の斜面では滑落崖が稜線まで達し、ケスタ地形をなす。この地すべり地は現在水田に利用されているが、地すべり層は上久米凝灰岩層の層準に一致し、直下には砂岩が、直上には礫岩が分布する

下) 上) を反対方向から見た地形 (撮影地点: 14, 付図参照)



第50図 凝灰岩層の崩壊及び粘土化（地点：38，付図参照）

A) 崩壊した上久米凝灰岩層の露 B) 上久米凝灰岩層上部の砂質凝灰岩（岩相H）の粘土化 C) 上久米凝灰岩層中部の平行葉理を持つガラス質凝灰岩（岩相F）の崩壊 D) 上久米凝灰岩層下部の級化層理の繰り返しが認められる凝灰岩（岩相B）の崩壊

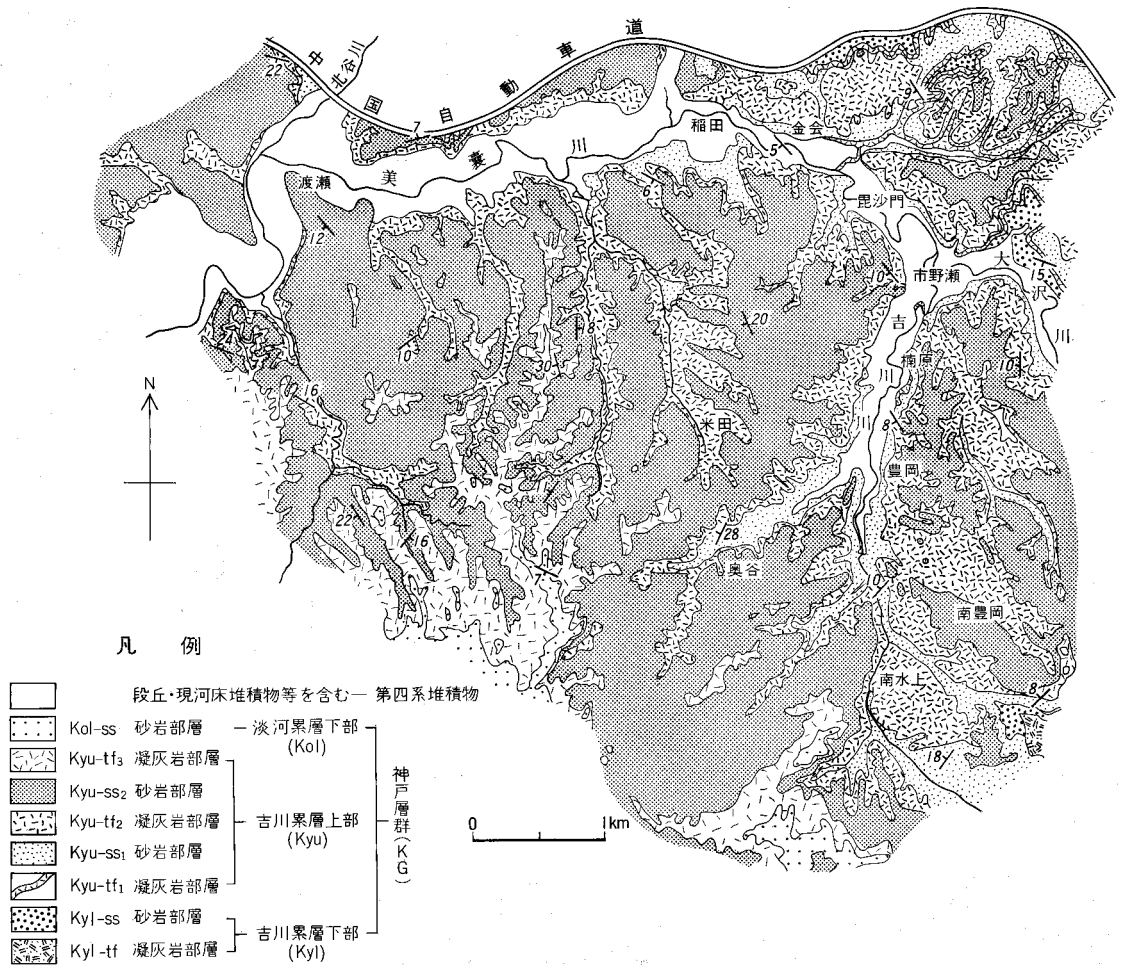


降下軽石

炭質泥岩



第51図 上久米凝灰岩層最下部にみられる降下軽石堆積物の粘土化 (地点: 15, 付図参照)
 A) 露頭全景 B) A) の拡大
 C) B) の拡大, 径1-2mmの軽石の粒が認められる.



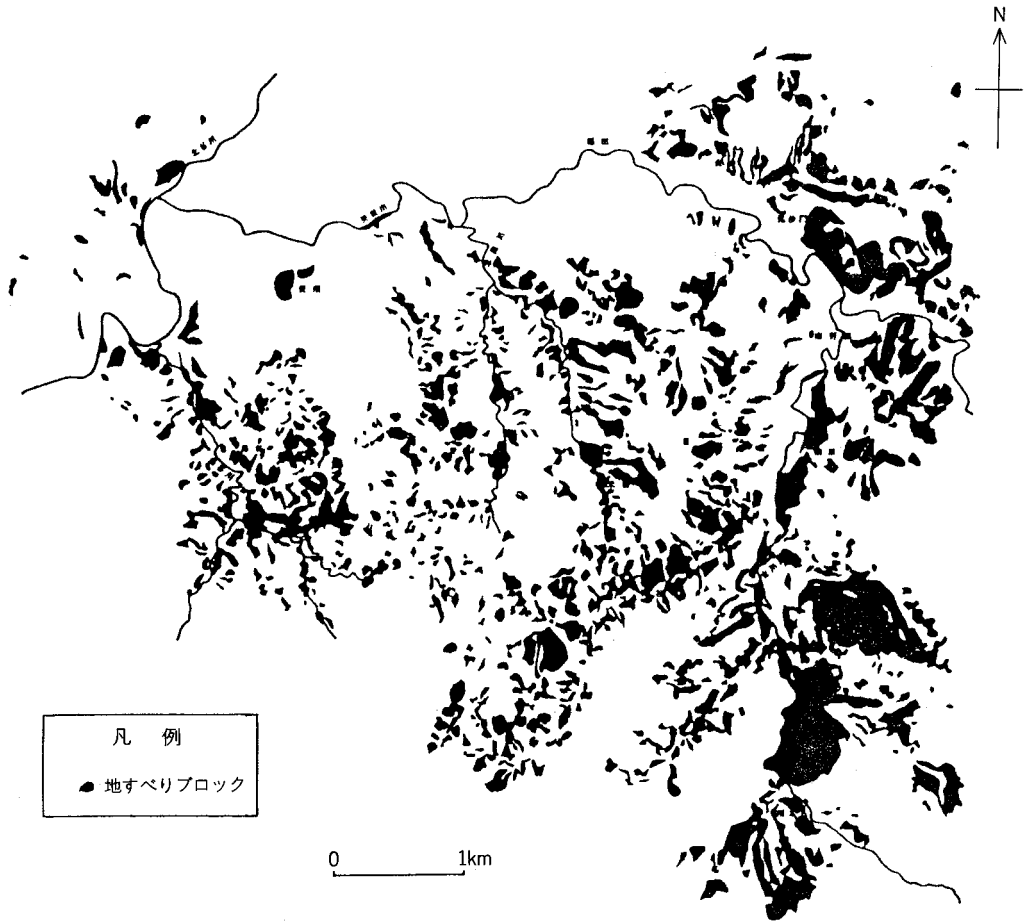
第52図 美濃郡吉川町南部の地質図 (廣田ほか, 1987)

累層区分は HUZITA *et al.* (1971) による。地質は、本報告の吉川累層吉安砂岩泥岩礫岩部層の中・下部 (ほぼ上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層の間の地層) に一致する。本報告では、吉川川以東の Kyu-tf₂ 凝灰岩部層と一の瀬以北の Kyu-tf₁ 凝灰岩部層を上久米凝灰岩層とし、渡瀬以南の Kyu-tf₂ 凝灰岩部層を北畑凝灰岩層としている。

している。この Kyu-tf₂ 凝灰岩部層は、ほぼ本報告の上久米凝灰岩層に当たる。

凝灰岩層と無関係である泥岩の分布地域では、極端に地すべりの発生頻度は減少する。この理由として、凝灰岩層の多く挟まれている層準の泥岩に比べ火山ガラスの変質によるモンモリナイトの量が少ないこと、泥岩の厚さが一般には 10 m 以下と薄く広がりも狭いことが挙げられる。

構造的には、地すべり多発地域は、二つの北西-南東方向の断層によって地層の走向が「つ」の字状に変化する地域と一致している。この地域は、三田盆地のなかでも標高の高い地域に属する。廣田ほか (1987) は、吉川町南部地すべりブロックの多発地域と起伏量 60 m 以上の地域とが一致することを明らかにしている。



第53図 美囊郡吉川町南部の地すべりブロック分布図 (廣田ほか, 1987)

文 献

- ALLEN, J. R. L. (1970) Studies in fluvial sedimentation : a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation: *Jour. Sed. Petology*, vol. 40, p.298-323.
- 安藤保二(1956) 多井畑貝化石層の再出現(予報). 兵庫生物, vol. 2, p. 1-2.
- (1957) 神戸市多井畑貝化石層について. 地質雑, vol. 63, p. 448
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 1. Variation trends and average composition of 1, 200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*. vol.78, p.39-49.
- 藤田 崇(1983) 北神地域の地すべりの特性. 日本応用地質学会昭和58年度研究発表会予稿集, p. 75-80.

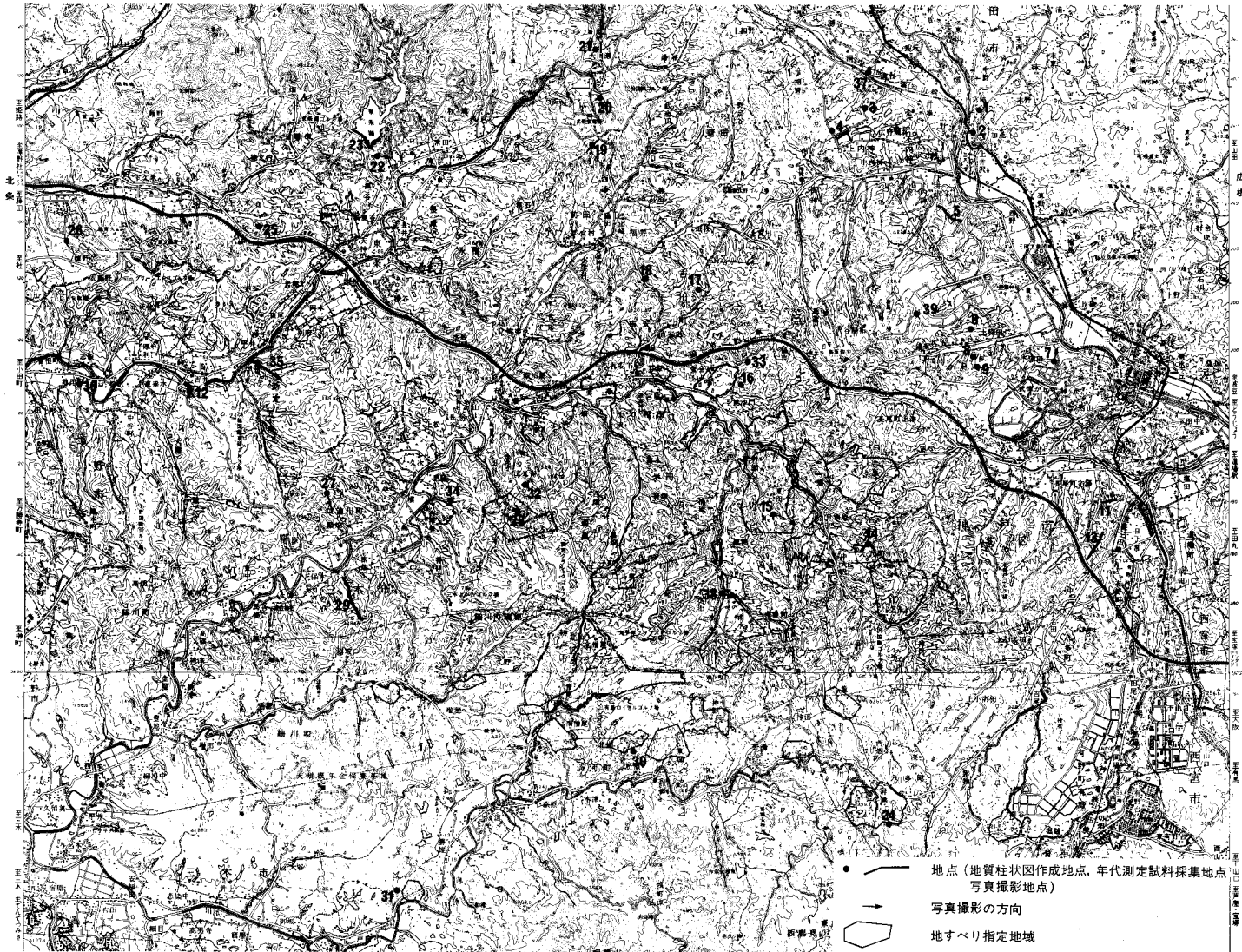
- FUJITA, T. (1984) Slope analysis of landslides of the soft rock type in Kinki, Southwest Japan. *Proc. 4th. Internatinal Symposium on Landslides*, vol. 2, p.75-80.
- 後藤博弥(1983) 表層地質図「三田」及び同説明書. 土地分類基本調査「三田」, 兵庫県, p. 33-43.
- 服部 仁(1971) 蛍光 X 線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調製法. 地調月報, vol. 22, p.103-116.
- 林田精郎・山田 健(1974) 神戸層群(中新世)泥岩の鉱物組成と物理的性質について. 応用地質, vol. 15, p.99-104.
- 平木鉦山(1987) 鉦山概況. 10p.
- 平野昌繁(1973) 加古川中流部の明美面を切る山崎断層の延長部における水平変位速度の推定. 大阪市立大学文学部紀要(人文研究), vol. 25, p.1099-1108.
- 廣田清治・佐々木一郎・谷岡健則(1987) 神戸層群の地すべりと地形, 地質の関係(兵庫南部地区・吉川町). 島根大学地質学研究報告, no. 6, p.119-130
- 堀治三郎(1976) 神戸層群産植物化石—後期中新世神戸層群の研究—. 日本地学研究会館刊行, 293p.
- HUZITA, K. (1954) Stratigraphic significanc 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(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 developmont of Southwest Japan in the Quaternary Period. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 12, p.53-70.
- 藤田和夫・笠間太郎編(1965 a) 2万5千分の1西宮市及び隣接地域地質図及び説明書. 西宮市, 30p.
- ・———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, 32p.
- ・———(1965c) 六甲山地とその周縁日本地質学会地質見学案内書. p.1-32
- ・———(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及び説明書. 神戸市企画局, 58p.
- ・———(1975) 宝塚の自然とその成立. 宝塚市史. 宝塚市, vol. 1, p.18-211.
- ・———(1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
- ・———(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- HUZITA, K., KASAMA, T., HIRANO, M., SHINODA, T. and YAMASHITA, M. (1971) Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan — with special reference to Quaternary tectonics —. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p.71-124.

- 藤田和夫・笠間太郎・市原 実・粉川昭平(1959) 西宮地方の地質と構造—その自然史—。西宮市史, 西宮市, vol.1, p.174-316.
- HUZITA, K. and MAEDA, Y. (1971) Itami Terrace with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p.53-70.
- 藤田和夫・前田保夫(1984) 須磨地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101p.
- ・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.
- 猪木幸男(1981) 20万分の1地質図幅「姫路」。地質調査所。
- ・弘原海 清(1980) 上郡地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.
- 池辺展生(1959) 近畿地方における旧象化石の分布。第四紀研究, vol.1, p.109-118.
- 編(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及ひ説明書。兵庫県, 171p.
- IKEBE, N. and HUZITA, K. (1976) The Rokko Movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria* vol.8, p. 277-287.
- 井上 茂(1970) 兵庫県東部, 白髪岳山塊の山麓緩斜面。地理学評論, vol.43, p.483-496.
- 石田志郎・佐藤隆春(1987) 神戸層群。近畿地方, 日本の地質「近畿地方」編集委員会編, p.124-125.
- 石田陽博・今井寿夫・安部章正・塔本晋也(1976) 第三紀層神戸層群における農地地すべりに関する研究, 第2報, 神戸市西簾地すべり地区における地形と土地利用区分の特性について。地すべり, vol. 13, p.33-39.
- ・川原敏宏・楳 幸行(1977) 第三紀層神戸層群における農地地すべりに関する研究, 第3報, 神戸市善入沢田池集水域における地形と土地利用区分の特性について。地すべり, vol. 14, p.15-21.
- ・西浦秀一(1975) 第三紀層神戸層群における農地地すべりに関する研究, 第1報, 神戸市西畑地すべり地区における地形と土地利用区分の特性について。地すべり, vol.12, p.17-23.
- ISHIDA, Y., OZAKI, E. and SAKANE, I. (1985) Studies on landslides of agricultural land in Kōbe Group, Tertiary deposit, part 5. *Jisuberi (landslide)*, vol.22, p.7-14.
- 市原 実(1960) 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題。地球科学, vol. 49, p.12-25.
- ・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- ・小黒讓司(1958) 明石層群, 播磨層群について(その1)。地球科学, vol. 40, p.13-20.
- ・———・衣笠博明(1960) 明石層群, 播磨層群について(その2)。地質雑, vol. 66, p.605-615.
- 糸魚川淳二(1983) 瀬戸内海東部沿岸地域の中新産軟体動物群集。瑞浪市化石博物館研究報告, no.10, p. 29-39.
- 笠間太郎(1959) 西宮市史, 西宮市, vol. 1, p. 193-197.

- 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.19-42.
- 笠間太郎・吉田久昭(1977) 宝塚市とその周辺の地質. 宝塚市史, 宝塚市, vol. 4, 50p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東大出版会, 363p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20万分の1地質図幅「京都及大阪」. 地質調査所.
- ・吉田久昭(1987) 有馬層群北縁部における基盤岩類との構造的関係. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 238.
- 河名俊男(1973) 兵庫県加古川中下流域の段丘地形. 第四紀研究, vol. 12, p.38-48.
- 岸田孝蔵・弘原海 清(1967) 姫路酸性岩類の火山層序—近畿の後期中生代火成岩類の研究(I)—. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p.241-255.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V)—西南日本の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p.191-211.
- 日下部吉彦・鈴鹿恒茂(1973) 日本地方鉱床誌「近畿地方」. 瀧本 清編. 朝倉書店. 436p.
- LIPMAN, P. W. (1976) Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87, p.1397-1410.
- MANDA, 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.
- MAEJIMA, T. (1934) Über die Tertiärformation bei Kobe. 京都卒論 (MS.).
- 松尾秀邦(1982) 有馬層群から産出した道場植物群と摺滝植物群 (Paleocene flora) の関係について. 地質学会関西支部報, no. 91, p.6-7.
- 松浦浩久・三村弘二(1987a) 有馬層群佐曾利凝灰角礫岩中の巨大岩塊群について. 地質調査所第181回所内研究発表会講演要旨, 地調月報, vol. 38, p.282.
- ・——— (1987b) 神戸市北方佐曾利コールドロン—白亜紀有馬層群の噴出源. 日本火山学会講演予稿集, 1987年度秋季大会(秋田大学), p.92.
- ・——— (準備中) 神戸市北方佐曾利コールドロンについて.
- MIALL, A. D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, vol. 13, p.1-62.
- 三村弘二・松浦浩久(1987) 有馬層群中の岩屑なだれ堆積物. 日本地質学会関西支部会報 (no. 104) および西日本支部会報 (no. 88) 合併号, p.9.
- 湊 秀雄(1985) 丹波立杭焼原料粘土の産状とその鉱物学的特性. 兵庫教育大紀要, vol. 5, p.109-124.
- 水山高幸・前田 昇・井上 茂・高橋達郎・羽田野誠一・守田 優・岡 義記・池田 碩・大橋 健・加藤瑛二(1967) 阪神とその周辺の地形—現地討議と今後の課題—. 地理学評論. vol. 40, p.585-600.
- 元木昭寿(1979) 六甲山地東南部の白亜紀火砕岩火道. 火山, 第2集, vol. 24, p.55-72.
- 小野間正己(1985) 加古川中流域の丘陵・段丘の形成過程. 地域をめぐる自然と人間の接点. 細井淳志郎先生退官記念論文集出版事業会編, p.68-79.

- 小野山武文(1931) 篠山盆地地質概観. 地球, vol. 16, p. 159-168.
- 大森貞子(1984) 岩石および鉱物中の主成分の蛍光X線分析法—第4報 酸化ランタン添加法による高カルシウム試料中の二酸化ケイ素の定量—. 地調月報, vol.35, p. 81-86.
- ・大森江い(1976) 岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法—第1報 ガラス円板作成について—. 地調月報, vol. 27, p. 195-211.
- 尾崎正紀(準備中) 神戸層群の放射年代.
- 坂口重雄(1960) 兵庫県篠山盆地の層序と構造—丹波地帯南部の地質(2)—. 大阪学芸大学紀要, no. 8, p. 34-46.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ(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. 地団研専報, no. 13, 50p.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner.*, vol. 45, p. 71-110.
- 柴田 博(1985) 中新世における瀬戸内区・瀬戸内区の特徴. 地団研専報, no. 29, p.15-24.
- ・糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新生古地理・瑞浪市化石博物館研究報告, no. 7, p. 1-49.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫(1984) K-Ar年代測定結果2—地質調査所未公表資料—. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- 鹿間時夫(1936) 明石層群に就いて. 地質雑, vol. 45, p. 565-589.
- (1938) 神戸層群とその植物群. 地質雑, vol. 49, p. 481-497.
- 島倉巳三郎(1959) 本邦新生代層の花粉層序的研究 III 神戸層群及び明石層群. 奈良学芸大学紀要, 自然科学, vol. 8, p. 65-77.
- SHINODA, T.(1969) Geologic structures of the northern marginal part of the Sanda basin. Graduation thesis, Osaka City University (MS.).
- 篠田竹外(1971) 兵庫県三田盆地の地質と構造. 大阪市立大学修士論文 (MS.).
- TAI, Y. (1959) Miocene Microbiostratigraphy of West Honshu, Japan. *jour. Sci. Hiroshima Univ.*, vol. 2, 265p.
- 田結庄良昭・中島和一・池垣憲二(1977) 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩—文象斑岩複合岩体について. 岩鉱, vol.72, p. 263-276.
- ・———・野村明央・安尾友宏・平尾 健(1983) 北摂・剣尾山周辺の酸性火山砕屑岩類および貫入岩類(予報). MAGMA, no.67, p. 57-62.
- 田中 稔・谷波正三・大谷 功(1963) 平木カオリンの鉱床と鉱物組成の研究—平木カオリンの基礎的研究(第1報)—窯業, vol.71, p. 187-195.
- 田中眞吾・野村亮太郎(1983) 地形分類図「三田」及び同説明書. 土地分類基本調査「三田」(5万分の1), 兵庫県, p. 13-32.
- ・———(1984) 地形分類図「北条」及び同説明書. 土地分類基本調査「北条」(5万分の1), 兵庫県, p. 13-33.

- 谷波正三・藤田雅由(1984) 平木鉱山. 日本鉱業会誌, vol.100, p.981-986.
- 徳永重元(1986) 日本の新第三系と化石花粉群. 化石, no.5, p.78-86.
- 東木竜七(1929) 河岸段丘の非対称配置とその成因(1). 地理学評論, vol. 6, p.144-162.
- 辻村太郎(1932) 東日本の断層盆地. 地理学評論, vol.8, p.977-992.
- 上治寅次郎(1935) 神戸市須磨区多井畑化石層(雑報). 地球, vol.23, p.79-80.
- (1936 a) 兵庫県有馬町西南第三紀層の構造. 地球, vol.25, p.1-11.
- (1936 b) 神戸市北西丸山衝上断層に就いて. vol.25, p.77-84.
- 裏六甲酸性火砕岩研究グループ(1979) 神戸市北部, 帝釈山地の後期中生代酸性火砕岩類, 地質学論集, no.17, p.221-230.
- 弘原海 清(1984) 火山岩および火山砕屑岩類(近畿地方). 地学団体研究会シンポジウム「西南日本における白亜紀-古第三紀火成活動の変遷」資料. p.78-87.
- ・吉田久昭(1987) 近畿の白亜紀火山岩類. 日本地質学会第94年学術大会見学旅行案内書, p.73-89.
- 八木浩司(1983 a) 六甲山地西部の第四紀地殻変動. 地理予, vol.23, p.320-340.
- (1983 b) 播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比・地理学評論, vol.56, p.320-340.
- (1983 c) 加古川中流域の第四紀地殻変動. 東北地理, vol.35, p.73-80.
- 山田直利・仲井 豊・檀原 徹(1987) 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol.93, p.289-299.
- ・寺岡易司・秦 光男ほか編(1982) 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, 地質調査所, p.3-9, 22-25.
- 山下 操(1959) 三田盆地の神戸層群について. 大阪市大卒論(MS.).
- ・笠間太郎(1960) 神戸層群凝灰岩について(演旨). 地質雑, vol. 66, p.778.
- YOKOYAMA, T., NAKAGAWA Y., MAKINOCHI, T. and ISHIDA, S.(1977) Subdivision of Plio-Pleistocene Series in Kinki and Tokai Districts, Japan. *Proc. first Congr. Pacific Neogene Stratigraphy*, p.408-412.
- 吉田久昭(1975) 兵庫県宝塚市北部の有馬層群の層序. 濃飛(濃飛団研連絡誌), no.7, p.28-30.
- ・河田清雄(1987 a) 兵庫県東部の篠山・三田両盆地間における有馬層群. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p.239.
- ・———(1987b) 兵庫県東部篠山・三田両盆地間における有馬層群の概要. 地調月報, vol. 38, p. 427-441.

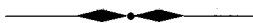


付図 地点（地質柱状図作成地点，年代測定試料採取地点，写真撮影地点）及び地すべり指定地域分布図
 本付図の地点番号は，地質図上の地点番号とは異なる（国土地理院発行5万分の1地形図「三田」「神戸」を使用）

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyōto (11) No. 37

**GEOLOGY****OF THE****SANDA DISTRICT**

By

Masanori OZAKI and Hirohisa MATSUURA

(Written in 1987)

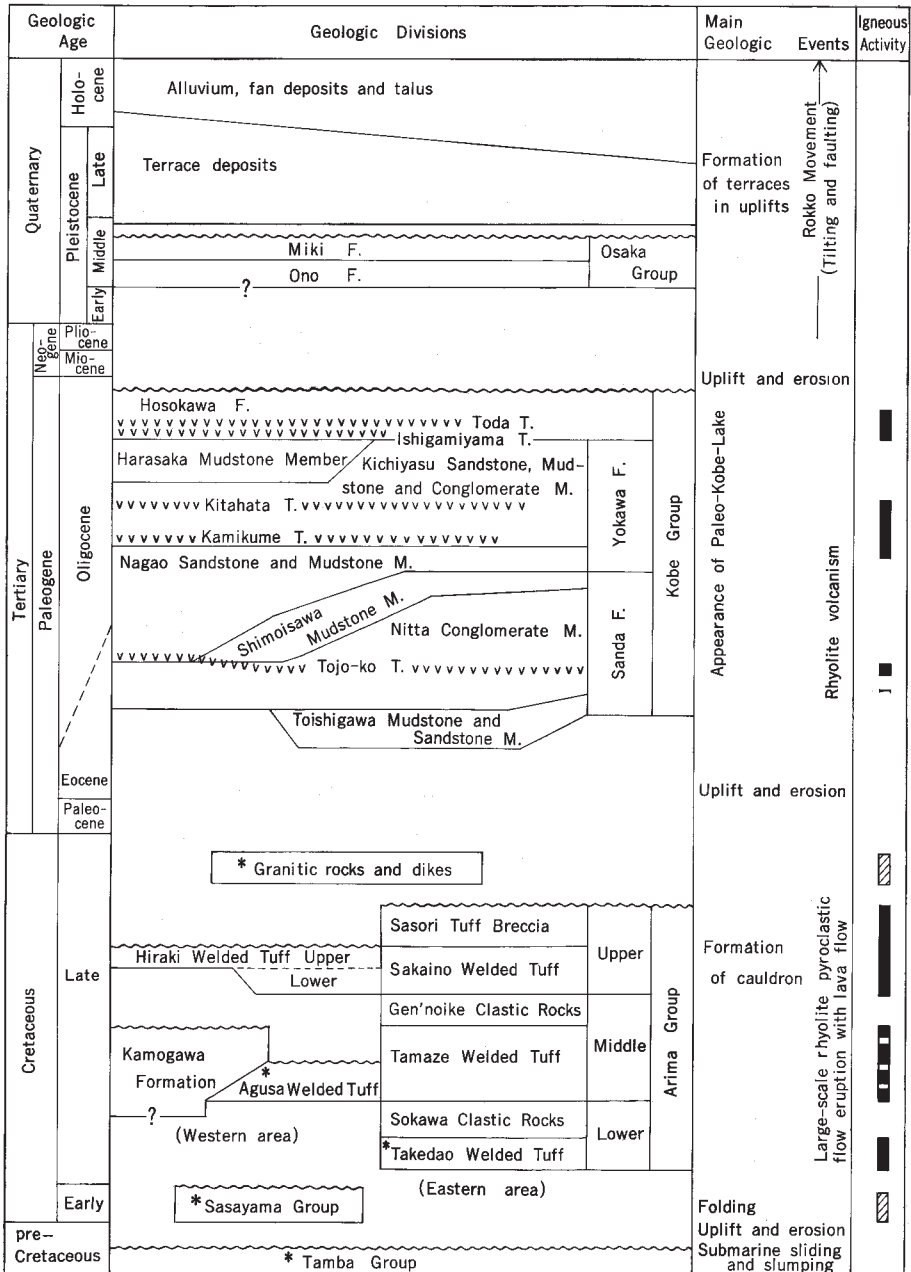
(Abstract)

The Sanda district, longitude 135° 0' - 135° 15' E and latitude 34° 50' - 35° 0' N., is situated in the southeastern part of Hyogo Prefecture. This district geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan.

The district can be topographically divided into the Tamba Sanchi (mountains) in the north and the Sanda Bonchi (basin) in the south. The Tamba Sanchi at the altitude of 350m to 650m summit level are composed of Late Cretaceous rhyolite pyroclastic rocks and dikes. The Sanda Bonchi at the altitude of 150 m to 300 m is subdivided into hills, diluvial upland, river terrace and lowland plain. The latest Eocene to Oligocene Kobe Group occupy in hilly land of the Sanda Bonchi. The top or upper part (diluvial upland) of the Sanda Bonchi is covered by the Middle Pleistocene Osaka Group.

A summary of the geologic units and main geohistorical events of the district and surrounding areas is shown in Figure 1.

Fig. 1 Summary of geology in the Sanda district and surrounding area



T. : Tuff Layer
F. : Formation
M. : Member

* not exposed in the Sanda district

■ : Rhyolite pyroclastic rocks
□ : Rhyolite lava
▨ : Felsic to intermediate intrusive and effusive rocks

LATE CRETACEOUS

Arima Group

The Arima Group is one of the vast Late Cretaceous volcanic rocks in the Inner Zone of Southwest Japan, and is distributed in the southeastern area of the Hyogo Prefecture. It unconformably overlies the Late Paleozoic to Jurassic Tamba Group and the Early Cretaceous Sasayama Group, and is intruded by the Late Cretaceous granitic rocks in the neighbouring district.

The Arima Group occupies the area from the northern part and southeastern margin of the Sanda district. In the southeastern margin to the northeastern part (eastern area), the Arima Group is divided into the Sokawa Clastic Rocks (200m in thickness), the Tamaze Welded Tuff (600m), the Gen'noike Clastic Rocks (200 m), the Sakaino Welded Tuff (350m) and the Sasori Tuff Breccia (700m +) in ascending order. In the northwestern part (western area), the group is divided into the Kamogawa Formation (welded tuff, tuff, lava and clastic rocks, 2,400m +) and the Hiraki Welded Tuff (1,300m +) in ascending order. The Kamogawa Formation corresponds to the Tamaze Welded Tuff, and the Hiraki Welded Tuff is correlated with the Sakaino Welded Tuff. The Arima Group is wholly rhyolitic in composition (SiO₂: 72.9-78.9 wt%). K-Ar ages of the Hiraki Welded Tuff have been determined as 70.0 Ma (biotite) and as 72.7 Ma (K-feldspar).

The Arima Group is gently folded with an E-W trend in the southeastern part of the Sanda district, and with NNW-SSE trend in the northwestern part.

There are two fault systems in the Arima Group. One is an NE-SW trend, and the other polygonally surrounds the Sasori Tuff Breccia. The latter is presumed to have made walls of the cauldron by subsidence. The geological evidence in the Sasori Tuff Breccia is as follows. 1) Poorly sorted deposits made of large blocks (1-120m in diameter, plate I) are distributed only close to the marginal faults of the cauldron. On the contrary, common deposits of the Sasori Tuff Breccia composed of small blocks (mainly < 10cm in diameter) are distributed throughout the cauldron. 2) The principal large blocks can be referred to the rocks close to the outside of the fault. 3) Internal structure of the deposits indicate inward flowage in the caldera from the surrounding area.

Dikes

Dikes of granite porphyry and porphyrite-quartz porphyrite are intruded into the Arima Group along the faults.

CENOZOIC

The Cenozoic strata in the mapped district are divided into the Kobe Group (latest Eocene to early Oligocene), the Osaka Group (middle Pleistocene), terrace deposits (late Pleistocene) and Holocene deposits.

Kobe Group

The Kobe Group is distributed separately in the Sanda Bonchi (Basin) and

western part of Kōbe City. The Kobe Group of the Sande Bonchi in mapped district was filled with a sequence of non-marine sedimentary rocks which unconformably overlies the Arima Group. The Sanda sedimentary basin of the Kobe Group is a fault-angle basin by the east-west faults on the south. The group within the basin dips gently westward or toward the center of the basin, except for the areas with several folds (flexure) and several fault zones of NW-SW and NE-SW trends.

The group is more than 800m thick, and is composed of sandstone, mudstone and conglomerate with some intercalations of thin lignite and more than 9 rhyolitic tuff layers. The group is divided into the Sanda, Yokawa and Hosokawa Formations in ascending order.

The Sanda Formation is subdivided into the following three members in ascending order.

The Toishigawa Mudstone and Sandstone Member (less than 40m thick) is restricted to the northern to the eastern margin of the Sanda Binchi. It is composed of mudstone and sandstone, accompanied with lignite and basal poorly-sorted conglomerate, sandstone and siltstone.

The Nitta Conglomerate Member (40 to 110m thick) is made of thick cobble-boulder conglomerate with some intercalations of thin sandstone, siltstone and tuff. It crops out at the northern and eastern parts of Sanda Bonchi. Poorly sorted boulder conglomerate is exposed near the fault scarp which is situated at the southern margin of the Sanda Bonchi (out of the mapped district).

The Shimoisawa Mudstone Member (10 to 50m thick) is narrowly distributed along the west side of the Nitta Member and has an interfingering relationship with the Nitta Member. It is characterized by dark red to greenish black-colored mudstone and intercalated thin beds of fine-grained sandstone and lignite.

The Yokawa Formation, about 400m thick, is conformable with the Sanda Formation, and is subdivided into following three members in ascending order.

The Nagao Sandstone and Mudstone Member (30 to 150m thick) is exposed in the northern and eastern parts of the district and is composed of sandstone and mudstone with some intercalations of pebble conglomerate. The member has a relation of contemporaneous heterotopic facies to the Nitta and Shimoizawa Members.

The Kichiyasu Sandstone, Mudstone and Conglomerate Member (170 to 270m thick) conformably covering the Nagao Member, occupies in the eastern half of the Sanda Bonchi in the mapped district. The member is made of pebble conglomerate, sandstone and mudstone which have characteristically a fining-upward sequence with intercalations of 5 tuff layers in the lower and middle part of the member.

The Harasaka Mudstone Member (less than 40m thick) is exposed in small area in the southwestern part of the district. It is predominated by mudstone, occasionally intercalated with sandstone and lignite. It has contemporaneous heterotopic lithologies to that of the Kichiyasu Member.

The Hosokawa Formation (more than 60m thick) is exposed in the southwestern part of the Sanda Bonchi. This formation is made of conglomerate and sand-

stone with mudstone and tuff.

Judging from the lithology and the sedimentary feature, the Nitta Member is alluvial fan and talus deposits. The Shimoisawa and Harasaka Members were accumulated in a lacustrine environment. The other members are deposits originated from braided and meandering rivers characterized by the fining-upward sequence.

The Kobe Group has been generally believed to be Miocene in age on the basis of plant fossils. However, fission-track and K-Ar ages determined on the tuff layers, indicate that the Kobe Group is of latest Eocene to early Oligocene age.

Osaka Group

The Osaka Group crops out at the west margin and the northeast corner of the Sanda Bonchi (Basin) in the mapped district. The Group dips gently west-northwest. It can be divided into the Ono Formation (lower) and the Miki Formation (upper) in the district.

The Ono Formation (less than 30m thick) is exposed only at the western margin of the Sanda Bonchi and is composed of pebble gravel, sand and silt.

The Miki Formation (3 to 50m thick) is made mainly of cobble gravel with intercalation of sand and silt. It has the depositional surface named Meimi Surface that was gently inclined toward the northwest, influenced by the continuous tilting movements (Rokko Movement).

Terrace deposits

Late Pleistocene river terrace deposits are distributed along the main rivers, such as Muko Gawa (River) and Tōjō Gawa, and are composed of gravel, sand and silt. The deposits are divided into the T₁, T₂, T₃, T₄ and T₅ terrace deposits, from the higher to the lower level, based on the altitude and sediments of each surface.

Holocene

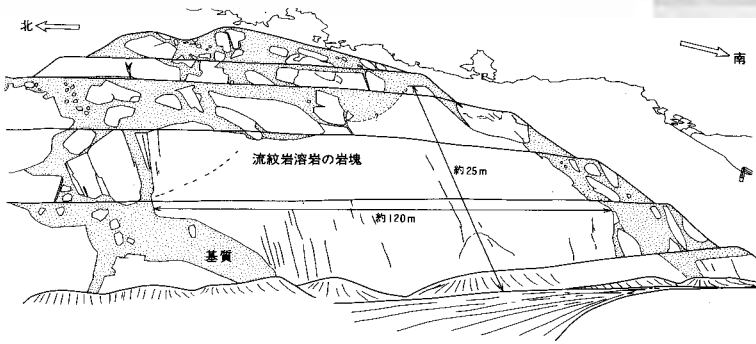
Holocene deposits are divided into talus deposits, fan deposits and alluvium. Talus deposits are mainly distributed on the foot of the slope of the Tamba Sanchi. Fan deposits are situated at a river mouth. Alluvium is deposited narrowly along rivers and contains river beds and flood plain deposits.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

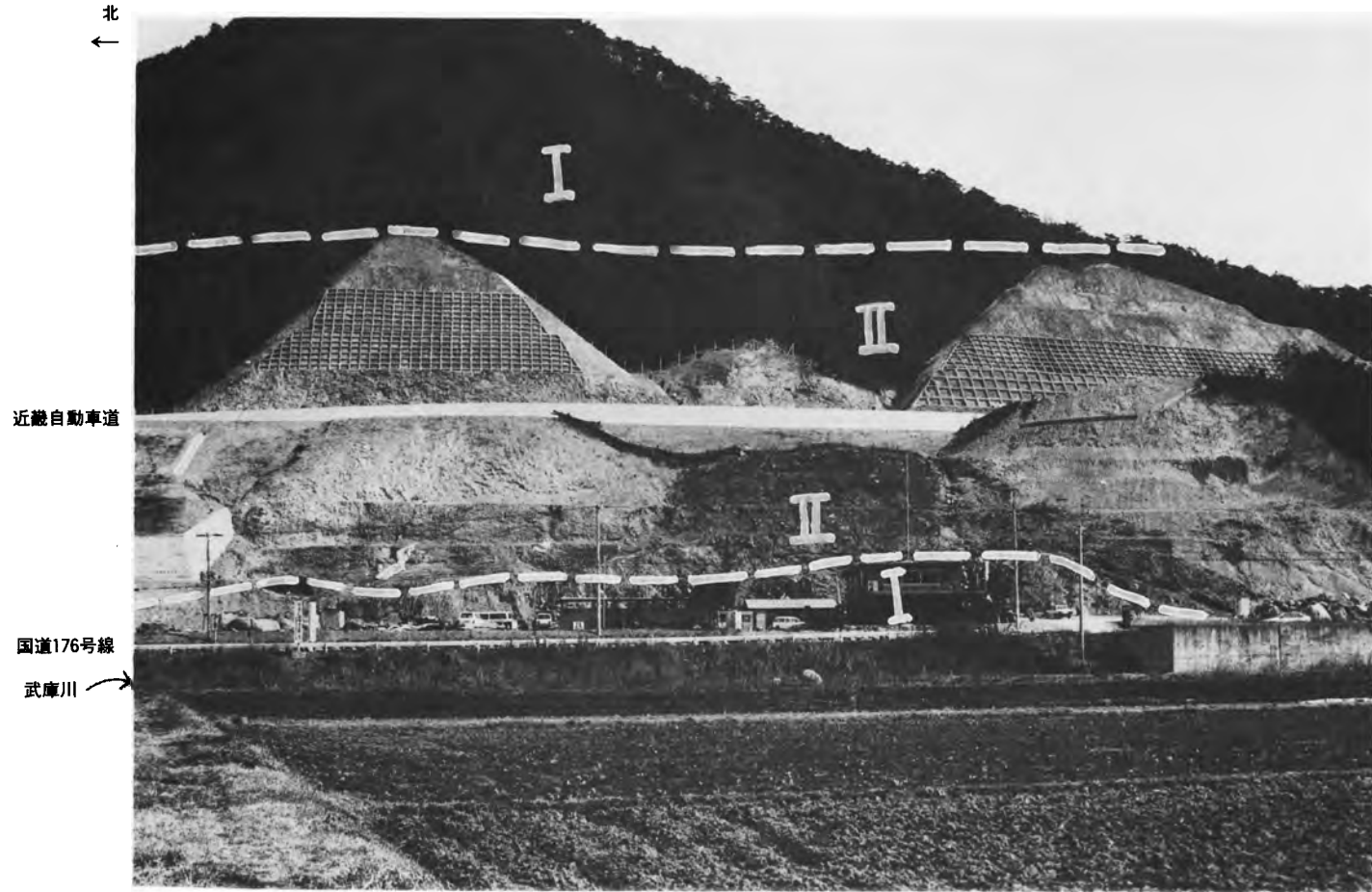
In the mapped district, the Hiraki Mine is a large kaolinite deposit in the Arima Group which was formed by hydrothermal alteration. The output of the kaoline ore is 5,000-6,000 ton/month, and it is mainly used for chinaware and glass-fiber.

Ground water has been pumping up in small quantities in alluvial lowland for mainly agricultural use.

Landslides of small scale are distributed over the Kobe Group in the Sanda Bonchi. The landslides often happen to occur in the intercalations of tuff layers in the lower and middle parts of the Kichiyasu Member.



第1図版 有馬層群佐曾利凝灰角礫岩タイプⅡの岩相の典型的な露頭(丹南町古森南、近畿自動車道舞鶴線の工事現場、位置は第42図参照)
 丹南町草野一当野(篠山図幅地域内)の約4kmにわたって、高速道路建設工事の切り取り面でタイプⅡの岩相が観察される。写真の露頭はほぼ南北方向で、西面している。比較的大きな岩塊は扁平で、水平に近い形で定置している。中央の流紋岩溶岩の岩塊の上面には基質が北側から楔状に侵入する様子が観察される。松浦・三村(準備中)は、この露頭ではタイプⅡは北方から南に向って流動し、堆積したと推定している。



第Ⅱ図版 佐曾利凝灰角礫岩のタイプⅠとタイプⅡの関係を示す露頭（丹南町古森南）Ⅰ：タイプⅠ，Ⅱ：タイプⅡ
 タイプⅡはタイプⅠに上下を挟まれて、ほぼ水平に産する。厚さは約70-100mである。近畿自動車道よりも下の露頭では丹波層群の頁岩、凝灰質砂岩・泥岩（僧川砕屑岩層に類似）などが含まれるが、近畿自動車道よりも上の露頭では流紋岩溶岩が多い。右上の露頭（第Ⅰ図版に拡大写真）からは樹幹を産する。

文献引用例

尾崎正紀・松浦浩久(1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

OZAKI, M. and MATSUURA, H. (1988) *Geology of the Sanda district. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000*, Geol. Surv. Japan, 93p. (in Japanese with English abstract 5p.).

昭和63年3月21日印刷

昭和63年3月25日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷所 株式会社 明文社

〒130 東京都中央区日本橋蛸殻町1-24-8

© 1988 Geological Survey of Japan