

55(521.75) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

岡山 (12) 第 83 号

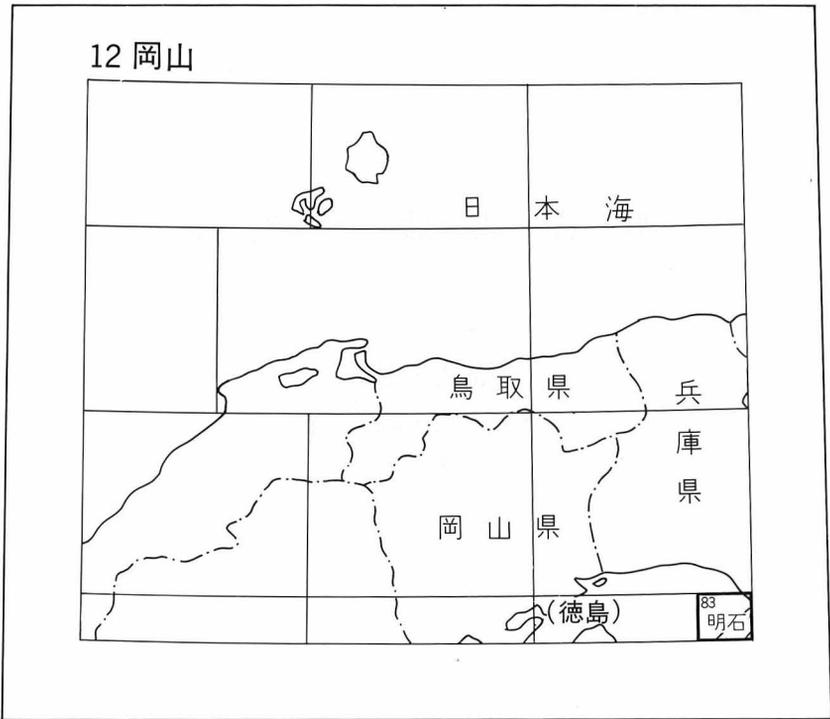
明 石 地 域 の 地 質

水野清秀・服部 仁
寒川 旭・高橋 浩

平成 2 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地形	(寒川 旭)	1
I. 1 山地		3
I. 2 丘陵・台地		4
I. 3 低地		5
I. 4 活断層		5
II. 地質概説	(服部 仁)	6
III. 花崗岩類	(服部 仁・高橋 浩)	8
III. 1 概要及び研究史		8
III. 2 都志川花崗岩		11
III. 3 閃緑岩類		12
III. 4 志筑トーナール岩		13
III. 5 野島花崗閃緑岩		14
III. 6 篝場山花崗岩		15
III. 7 岩屋花崗岩		17
III. 8 東山寺花崗岩		18
III. 9 岩脈類		19
III. 9. 1 ひん岩		19
III. 9. 2 花崗斑岩		21
IV. 神戸層群岩屋累層	(水野清秀)	21
IV. 1 概要及び研究史		21
IV. 2 層序		22
IV. 2. 1 下部層		24
IV. 2. 2 中部層		25
IV. 2. 3 上部層		25
IV. 3 対比及び年代		28
IV. 4 地質構造		28
V. 大阪層群	(水野清秀)	29
V. 1 概要及び研究史		29
V. 2 明石地区の大阪層群(明石累層)		32
V. 2. 1 層序		32
V. 2. 2 対比及び年代		33
V. 2. 3 地質構造		33

V. 3	淡路島北部の大坂層群	34
V. 3. 1	富島累層	35
V. 3. 1. 1	浅野互層	36
V. 3. 1. 2	舟木礫層	36
V. 3. 1. 3	小倉礫層	37
V. 3. 2	仮屋累層	37
V. 3. 2. 1	久留麻砂泥互層	38
V. 3. 2. 2	城原砂層	38
V. 3. 2. 3	斗ノ内砂礫層	38
V. 3. 2. 4	松帆礫層	38
V. 3. 3	愛宕累層	39
V. 3. 4	火山灰層	39
V. 3. 5	対比及び年代	40
V. 3. 6	地質構造	41
VI.	上部更新統・完新統及び活断層 (寒川 旭)	43
VI. 1	段丘堆積物	43
IV. 1. 1	明石地区	43
IV. 1. 2	淡路島地区	15
VI. 2	沖積層	50
VI. 2. 1	明石地区	50
VI. 2. 2	淡路島地区	52
VI. 3	活断層	54
VI. 3. 1	野島断層	55
VI. 3. 2	浅野断層	57
VI. 3. 3	楠本断層	57
VI. 3. 4	東浦断層	60
VI. 3. 5	志筑断層	61
VI. 3. 6	活断層の特徴	63
VI. 4	埋立地	64
VII.	応用地質 (寒川 旭・高橋 浩・水野清秀)	64
VII. 1	海岸浸食	64
VII. 2	歴史上の地震	67
VII. 3	風水害と地すべり	70
VII. 4	鉱物資源	72
VII. 5	採石	72

VII. 6 地下水	73
VII. 7 鉱泉	73
文献	74
Abstract	82

図・表・付図・附表・図版の目次

第1図 淡路島及びその周辺地域の地質図	2
第2図 四国北東部-近畿西部の地形及び活断層	3
第3図 「明石」図幅地域の埋谷面図	4
第4図 淡路島北部における花崗岩類分布図	9
第5図 都志川花崗岩・志筑トータル岩及び野島花崗閃緑岩のモードを示す三角図	12
第6図 「明石」図幅地域及び周辺地域における主な花崗岩類の黒雲母のK-Ar年代	13
第7図 野島花崗閃緑岩に貫入する篝場山花崗岩岩床	16
第8図 篝場山花崗岩・岩屋花崗岩及び東山寺花崗岩のモードを示す三角図	17
第9図 熱変成作用を受けた都志川花崗岩・志筑トータル岩・ひん岩岩脈	20
第10図 淡路島における神戸層群岩屋累層の分布と地質構造	22
第11図 主要な区域における岩屋累層の模式的な地質柱状図	23
第12図 岩屋累層下部層中に挟在する亜炭層及び珪化木の層	24
第13図 岩屋累層中部層の砂岩中に見られるサンドパイプ	25
第14図 岩屋累層上部層基底に発達するカキの化石床	25
第15図 岩屋累層上部層の砂岩層を挟む泥岩層の露頭	26
第16図 大阪層群の模式地，明石周辺及び淡路島北部・中部間の層序の対比	30
第17図 淡路島地区の主要区域における大阪層群の模式的な地質柱状図	35
第18図 小倉礫層の露頭	37
第19図 久留麻火山灰層を挟む久留麻砂泥互層の露頭	41
第20図 北淡町富島-生田区域における大阪層群に見られる地質構造	42
第21図 「明石」図幅地域の明石地区周辺の段丘面分布図	44
第22図 明石海岸における西八木段丘堆積物の地質柱状図	45
第23図 斗ノ内から室津にかけての段丘面の分布	46
第24図 淡路島地区における段丘堆積物の地質柱状図	47
第25図 斗ノ内から育波にかけての段丘面及び現河床投影図	50
第26図 仮屋南方における高位及び中位段丘面並びに段丘堆積物の模式断面図	51
第27図 明石平野の最終氷期以降における古地理変遷図	53

第28図	「明石」図幅地域の淡路島地区における沖積層の地質柱状図	54
第29図	野島断層の断層崖	55
第30図	野島断層による段丘面の変位地形	56
第31図	低位段丘面を切る野島断層の断層崖	57
第32図	楠本断層の断層崖	58
第33図	楠本断層の断層露頭模式図	59
第34図	楠本断層の断層露頭	59
第35図	楠本断層による河谷の系統的な屈曲	60
第36図	楠本断層による河谷の屈曲量と上流の長さとの関係を示す図	61
第37図	東浦断層Cの断層露頭模式図	62
第38図	東浦断層による河谷の屈曲	62
第39図	西日本における主要活断層と応力場	63
第40図	北淡町斗ノ内周辺の分限絵図	66
第41図	北淡町斗ノ内周辺の都市計画図	66
第42図	北淡町斗ノ内周辺の斜空中写真	67
第43図	淡路町松帆の浦周辺の分限絵図	68
第44図	松帆の浦周辺の2500分の1地形図	68
第45図	北淡町野島周辺の分限絵図	69
第46図	北淡町野島周辺の都市計画図	69
第47図	昭和36年「第二室戸台風」による海岸の被害	71
第48図	昭和46年「たなばた豪雨」によって流された橋梁	71
第1表	「明石」図幅地域の地質総括表	7
第2表	神戸層群岩屋累層の層序区分の比較と主な岩相	23
第3表	神戸層群岩屋累層上部層から産出した貝化石のリスト	27
第4表	淡路島北部における大阪層群の累層区分の変遷	31
第5表	明石海岸周辺における大阪層群明石累層の層序区分	32
第6表	「明石」図幅地域内淡路島地区における大阪層群の層序区分	34
第7表	大阪層群富島累層下部の浅野互層から産出する植物化石一覧表	36
第8表	大阪層群中の主要な火山灰層の重鉱物組成と屈折率	40
第9表	斗ノ内から育波にかけての中位及び低位段丘堆積物の特徴	51
第10表	楠本断層による河谷の屈曲量及び上流の長さ	60
第11表	淡路島地区における最近150年間の海岸線の変化	65
第12表	北淡町小倉山鉱泉の泉質一覧表	74
Table 1	Summary of the geology of the Akashi district	73

付図 A-1	淡路島地区における段丘堆積物及び断層露頭観察地点	79
付図 A-2	火山灰層, 植物化石及び貝化石採取地点図	79
付図 A-3	淡路島地区における海岸線変化の算定に用いた基準点	80
付表 A-1	「明石」地域及び周辺地域における花崗岩類の黒雲母のK-Ar年代一覧表	81
付表 A-2	大阪層群中の火山灰層のフィッシュントラック年代値一覧表	81
第 I 図版		
1	都志川花崗岩の研磨面	87
2	都志川花崗岩の顕微鏡写真	87
3	志筑トータル岩の研磨面	87
4	志筑トータル岩の顕微鏡写真	87
第 II 図版		
1	野島花崗閃緑岩の研磨面	88
2	野島花崗閃緑岩の顕微鏡写真	88
3	篝場山花崗岩の研磨面	88
4	篝場山花崗岩の顕微鏡写真	88
第 III 図版		
1	岩屋花崗岩の研磨面	89
2	岩屋花崗岩の顕微鏡写真	89
3	東山寺花崗岩の研磨面	89
4	東山寺花崗岩の顕微鏡写真	89
第 IV 図版		
1	熱変成した志筑トータル岩の顕微鏡写真	90
2	熱変成ひん岩の顕微鏡写真	90

明石地域の地質

水野清秀*・服部 仁**

寒川 旭***・高橋 浩**

明石図幅地域は、昭和53年に指定された地震予知研究の特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の西端に位置する。現地地質調査は、昭和62・63年度の2か年間行われたが、先行調査として昭和60・61年度の2か年間水野及び寒川によって主に新生界、特に段丘と活構造の調査が実施された。本地質図幅及び研究報告をまとめるに当たっては、東隣「須磨」図幅地域の調査結果(昭和57年度、服部及び河田清雄による)が活用されている。

本研究を進める過程において、現地の兵庫県津名郡淡路町、北淡町、東浦町、津名町及び一宮町の役場並びに北淡町歴史民俗資料館から資料提供を受けるとともに、調査のための便宜を図っていただいた。また採石場の調査の際、東浦町の竹中土木・佐伯建設共同企業体、北淡町野島平林の寄神建設株式会社、北淡町小倉の朝日工業株式会社、及び淡路町の青木建設株式会社から資料提供を受けるとともに作業場への立ち入りを許された。一方、千葉県立中央博物館の百原 新氏には大阪層群産の植物化石に関する資料を、また川崎地質株式会社の居川信之氏には明石地区の大阪層群に関する未公表資料をそれぞれ提供していただいた。以上の方々のご協力と御援助に厚くお礼申し上げます。

本研究に用いた岩石薄片及び研磨片は当所試料調製課の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び木村朗の5技官によって作成された。また、神戸層群岩屋累層から産する貝化石の採取と同定は地質標準課の佐藤喜男技官による。近畿・中部地域地質センターの小村良二技官から鉱物資源・採石について、水文地質課の黒田和男技官から地下水について、それぞれ資料の提供を受けた。

なお、本研究の執筆分担は次のとおりであり、総合調整は服部が行った。

地形(寒川 旭)、地質概説(服部 仁)、花崗岩類(服部 仁・高橋 浩)、
神戸層群(水野清秀)、大阪層群(水野清秀)、上部更新統・完新統及び活断層(寒川 旭)、
応用地質(寒川 旭・高橋 浩・水野清秀)

I. 地 形

(寒川 旭)

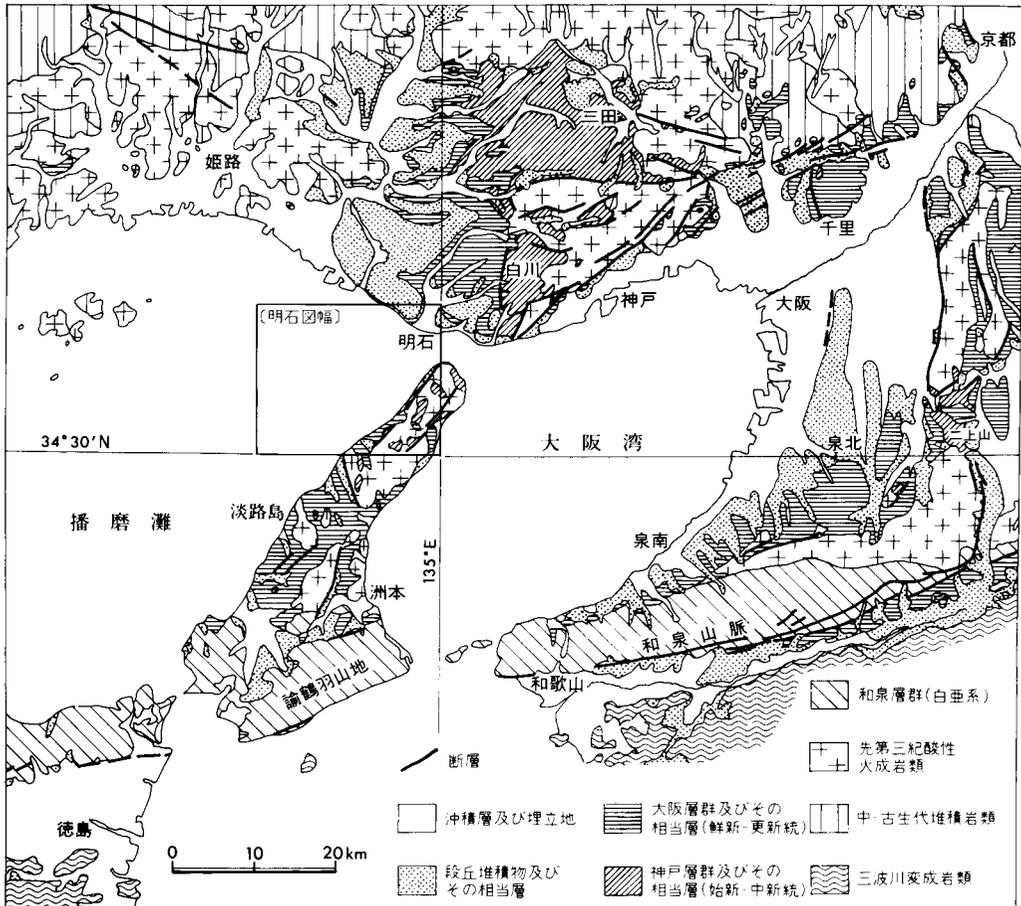
「明石」図幅地域は、北緯34°30'~34°40'、東経134°45'~135°0'の範囲にあり、淡路島の北部、及び明石

*環境地質部 **地質部 ***近畿・中部地域地質センター

海峡を隔てた対岸の明石市中央部よりなっている。

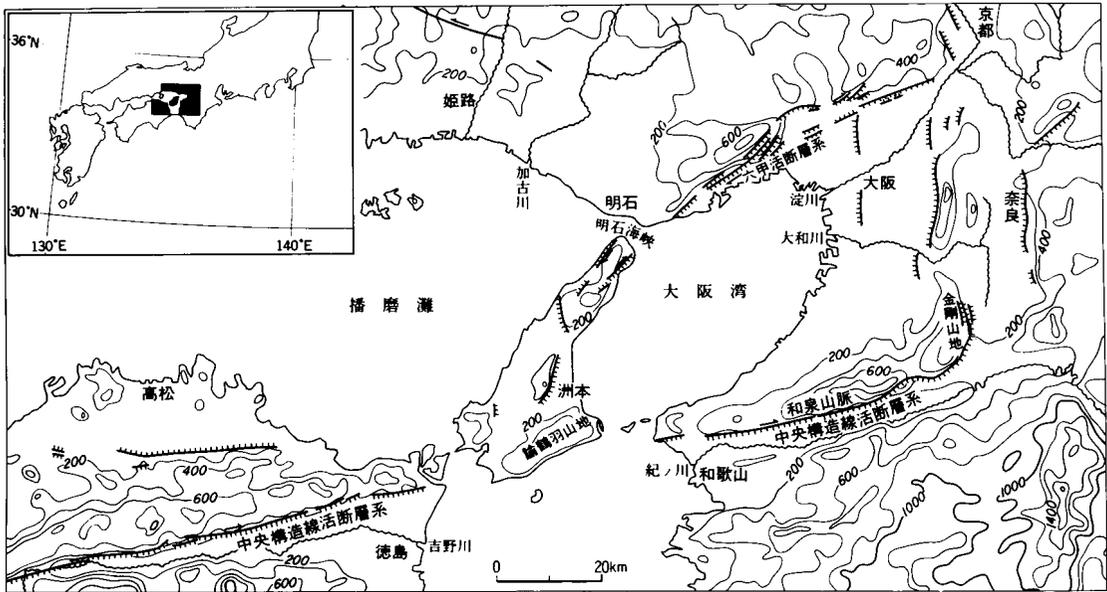
淡路島の地形は、北東-南西方向に直線的に延びる背梁山^{はすらは}地と東北東-西南西方向に延びる論鶴羽^{はすらは}山地によって骨組みができており、山地の周囲に発達する丘陵・台地・低地によって細やかな肉付けが行われている（第1, 2図）。

本図幅地域を取り巻く広い範囲の地形を概観すると、四国北東部の中央構造線の北側に沿った讃岐山脈が東北東-西南西方向に真っすぐ延びている。淡路島に入るとこれが二つの方向に分かれる。一つは、中央構造線に沿う論鶴羽山地の方向で、紀淡海峡を渡って一直線に紀伊半島の和泉山脈・金剛山地へと連続している。他は、これより約30°北よりに角度を変えた淡路島の背梁山地の方向で、明石海峡を越えて六甲山地、更には大阪平野北縁の北摂山地へと連なっている。



第1図 淡路島及びその周辺地域の地質図

主として広川ほか(1973), 田中ほか(1982), 佃ほか(1982, 1985), 寒川ほか(1983), 市原ほか(1988)より編集



第2図 四国北東部-近畿西部の地形及び活断層
埋谷面図に活断層を記入。 数字の単位は海拔高度(m)

このような二方向の地形配列は片側又は両側に明瞭な活断層を伴っており、第四紀の地殻変動に伴って形成されたものである。このなかで、淡路島は四国と近畿の地形を連結する重要な位置にあり、淡路島の地形発達を考察することは、近畿と四国の地形発達のつながりを考える上で必要不可欠である。

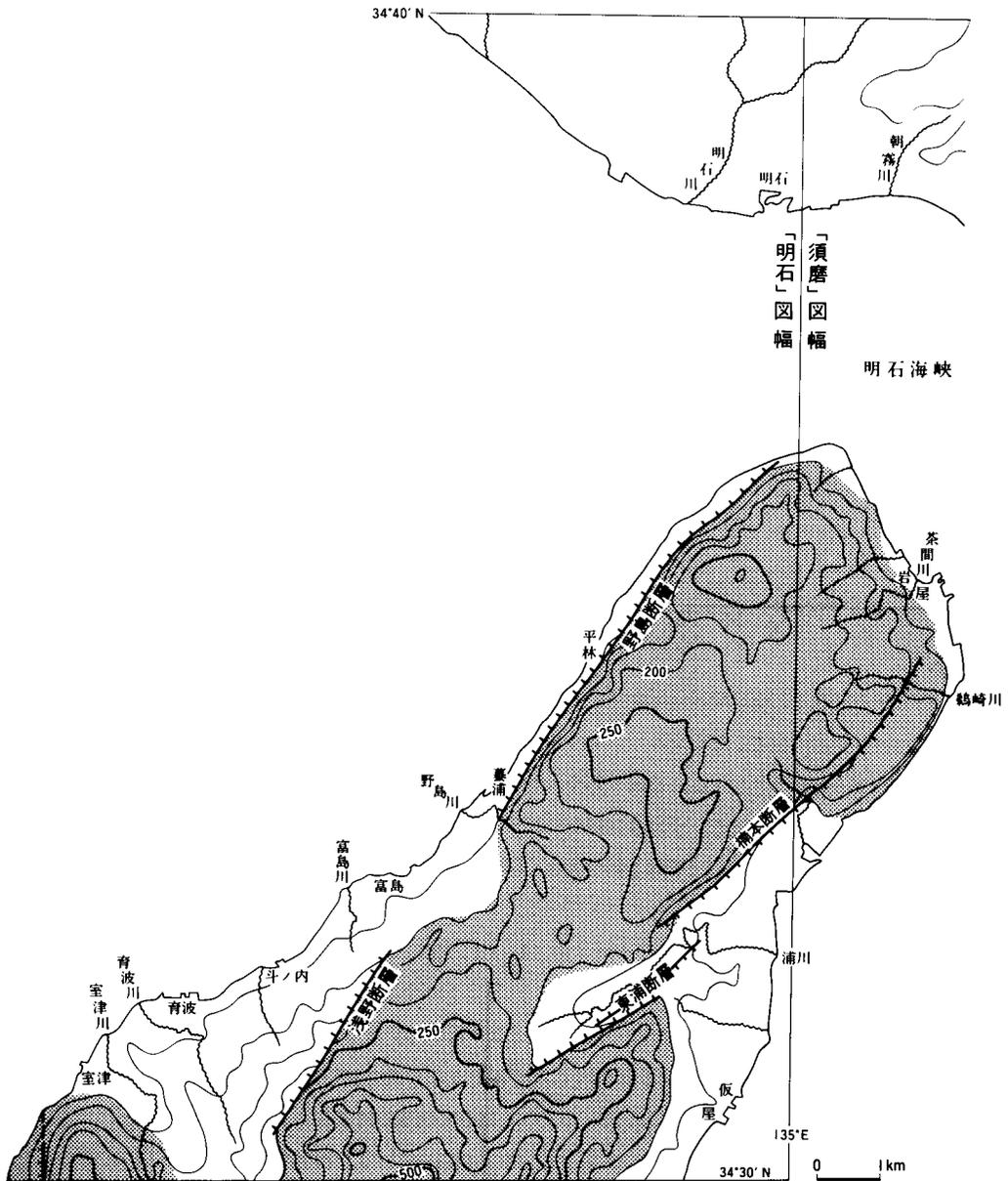
本図幅地域は、山地、丘陵、台地及び低地に区分できる。そして、これらの地形境界の多くの部分には活断層が分布し、地形形成に断層活動が大きく関与していることを示している(第3図)。

I. 1 山地

本図幅地域の淡路島地区¹⁾には北東-南西方向に延びる山地が広く発達している。山地の北部から中部にかけて高度200-300mで定高性のある平らな尾根の連なりを示しておりこの尾根部付近に中新世から更新世の堆積物が広く分布している。このような地形・地質の特徴は、古くから中国山地において注目されている「浸食小起伏面」(大出, 1912など)と類似している。本図幅地域は中国山地と比較して、堆積物の保存が良好なので、このような特異な地形の形成過程の研究において重要な資料を提供し得ると考える。

本図幅地域の南部には、前述の小起伏面と対照的な起伏に富んだ山地地形が見られる。これらの南限は南隣「洲本」図幅地域内に入り、伊勢ノ森(標高515.3m)、妙見山(標高522m)を中心に多くの支谷に開放されたやや丸味を帯びた稜線より構成されている。

1) 記載の都合上、陸域の範囲の名称に、地域・地区・区域の三種類を用いた。すなわち、本「明石」図幅地域を明石地区と淡路島地区に二分し、更に淡路島地区を、北淡-東浦区域、一宮区域などに細分し、地質図上でも識別して示した。



第3図 「明石」図幅地域の埋谷面図 数字の単位は海拔高度(m)

I. 2 丘陵・台地

淡路島地区は、山地の周囲に丘陵及び台地が発達しており、明石地区は台地のみからなっている。丘陵は、東岸区域で標高100m以下、西岸区域で標高200m以下に分布しており、ほとんどの区域が大坂層群で構成されているが、一部の区域で花崗岩類や神戸層群よりなっている。

丘陵を構成する堆積物を不整合に覆って段丘堆積物が広範囲に発達しており、段丘堆積物の分布が台地の分布とほぼ一致している。段丘堆積物の堆積環境は、淡路島地区と明石地区ではかなり異なっている。

明石地区は、六甲山地西麓域に広く発達する広大な段丘面が播磨灘に接する位置に相当しており、段丘堆積物も海成の要素が強く第四紀後期の海水準変動の影響を強く反映した堆積状況を示している。段丘は、魚住段丘（八木，1983）・西八木段丘（市原・小黒，1958；市原ほか，1960）と二区分される。

淡路島地区では、山地内に生じた多くの河川が山麓地域に堆積物をもたらし、海域に注いでいる。この間の距離が平均 2 km と極めて短かく、河川の勾配も明石地区に比べて著しく急である。このため、多くが淘汰不良の粗粒な河成堆積物より構成されており、海成の堆積物の発達がほとんど認められない。段丘面はすべて河成で、大きく、高位、中位、低位、最低位に区分されるが、区域によっては更に細分することが可能である。

主に海成の段丘面からなる明石地区と河成の段丘面からなる淡路島地区を直接対比することは困難である。しかし、形成時代を考慮して両地区の段丘を比較すると、明石地区の魚住段丘、及び西八木段丘はともに淡路島地区の中位段丘形成期に発達したものと考える。

I. 3 低地

明石地区では明石川沿いに低地が広く発達し、厚い沖積層で構成されている。低地の南部は明石市の中心部に相当し、明石港・明石公園及び明石市の主要官公庁などが立ち並び開発が著しく進んでいる。このため、沖積層に関する地下資料も豊富である。

淡路島地区の低地は海岸沿いに細長く分布している。この低地内に、西海岸では、^{ひきのうら} 菫浦・^{としま} 富島・斗ノ内・^{いくわ} 育波・室津、東海岸では、仮屋などの漁港を中心に集落が発達している。

I. 4 活断層

淡路島地区内では顕著な活断層が発達しており、断層崖・河谷の系統的な屈曲・段丘面の切断などの典型的な断層変位地形が認められる。

活断層として顕著なものは、野島断層・楠本断層・東浦断層（藤田，1974；活断層研究会編，1980；佃ほか，1982）である。野島断層は、淡路島の北西端において北東-南西方向に 6 km にわたって延び、東側の山地と西側の丘陵・台地・低地を直線的に境している。楠本断層及び東浦断層は島の東部において、前者は北東-南西方向に 6 km、後者が同方向に 3 km にわたって発達しており、山地と丘陵・台地を直線的に境している。両断層はともに、河谷の系統的な屈曲を示していることから水平変位成分の存在が認められる。

Ⅱ. 地 質 概 説

(服部 仁)

本「明石」図幅地域は明石海峡によって南北に二分され、北側の狭い陸域の明石地区では第四紀層が、南側の淡路島地区では第四紀層・第三紀層及びこれらに覆われる基盤岩の花崗岩類が分布する。

本図幅地域の地質は次のように区分できる。

1. 白亜紀の花崗岩類
2. 花崗岩類を貫く岩脈類
3. 中新世の神戸層群 (岩屋累層)
4. 鮮新世中頃から更新世前期の大阪層群 (明石累層及び富島・仮屋・愛宕累層)
5. 更新世後期以降の段丘堆積物
6. 完新世の沖積層及び現河床・海岸堆積物

本図幅地域の地質及び地史の概要を第1表に示す。

本図幅地域は、地体構造区分上西南日本内帯に属し、淡路島南端をかすめる中央構造線から北方へ約35km離れた位置にある。明石地区の東方に続く六甲山地では、花崗岩類の一部が領家帯新期の花崗岩類あるいは新期領家深成岩類に区分されているため、淡路島北端を占める本図幅地域も領家帯に位置づけられている。しかし、本図幅地域には領家帯を特徴づける変成岩は露頭規模でも、花崗岩類中の捕獲岩としても確認されていないので、領家帯への位置づけについて言及することは難しい。

花崗岩類は第四紀層及び第三紀層の基盤になっており、本図幅地域では7種類の岩体として識別した。更に、各岩体間の貫入関係及び接触変成作用の程度から、花崗岩類Ⅰ、Ⅱ及びⅢの三つに大別した。

花崗岩類Ⅰは都志川花崗岩、閃緑岩類及び志筑トータル岩からなり、花崗岩類Ⅱの野島花崗閃緑岩による貫入を受け、境界付近において熱変成作用の影響あるいは角閃石の黒雲母による交代再結晶化が認められる。

野島花崗閃緑岩は、分布面積が他の花崗岩類と比べて広く、その分布域の北縁及び東縁において花崗岩類Ⅲの岩屋花崗岩及び簗場山花崗岩によって貫入されている。しかし熱変成作用は認められず、花崗岩類Ⅲの周縁相あるいは枝分かれ相としての岩脈、一部において境界に平行な流理構造の出現が特徴になっている。本図幅地域に分布する花崗岩類には、石英のサブグレイン化及び縫合線組織などの破碎変形が顕微鏡下で広く観察される。変形はマイロナイト化のように再結晶を生ずるものではなく、浅所の低封圧下における固相変形であり、第四紀の構造運動に伴ってできた可能性を示唆する。

花崗岩類が定置した後に、花崗斑岩及びひん岩の岩脈類が貫入しているが、その時期は明らかでない。古第三紀には堆積層が認められず、中新世の神戸層群岩屋累層が沈積し始めるまでの本図幅地域の地質事象は不明のままである。

第1表 「明石」 図幅地域の地質総括表

地質時代		層 序		貫 入 岩	主 な 地 質 事 象	
		明石地区	淡路島地区			
第 四 紀	完新世	現河床及び海岸堆積物 沖積層			沖積平野の形成	
	更新世	後期	西八木・魚住段丘堆積物	最低位・低位段丘堆積物 中位段丘堆積物 高位段丘堆積物	段丘の形成	
		中期	明石累層	大阪層群	飯屋累層 富島累層 愛宕累層	大阪層群の堆積
		前期				
鮮新世						
新第三紀	中新世		神戸層群	岩屋累層	海進 第一瀬戸内累層群の堆積 淡水	
	漸新世 始新世 暁新世					
白 亜 紀	後期		(岩脈類)	花崗岩類Ⅲ { 東山寺花崗岩 岩屋花崗岩 篝場山花崗岩 } 花崗岩類Ⅱ { 野島花崗閃緑岩 } 花崗岩類Ⅰ { 志筑トール岩 閃緑岩類 都志川花崗岩 }	節理系に沿う貫入岩 酸性深成岩の進入・定置 塩基性及び酸性深成岩の進入 泉南酸性岩類の形成	
	前期					
先白亜紀						

[] 内は 他地域における層準を示す

[] (周辺地域の地質)

神戸層群岩屋累層は山地及び沿岸に分布し、その全層準が揃っているのは山地である。沿岸には上部層相当の海成層が露出する。岩屋累層は、現地性の角礫層等からなる下部層、河川-海浜成の砂岩及び礫岩層からなる中部層、及び石灰質化石床に富む海成砂岩・泥岩層の上部層に三分できる。これらの地層は中新世前期から中期に堆積しており、第一瀬戸内累層群に属するものである。

その後鮮新世の中頃から後期にかけて、淡水成、デルタ成の礫層・砂層が陸地化していた花崗岩類及

び神戸層群を覆って堆積し始めた。この主堆積相が大阪層群の富島累層・仮屋累層であり、本図幅地域南端から南方の淡路島中部にかけて分布するのが愛宕累層である。

大阪層群には、広域対比可能な三枚の火山灰層が挟在する。同じ時期に明石地区では明石累層が堆積しており、仮屋累層あるいはそれよりも若干上位の地層に対比できる。淡路島地区の大阪層群は頻りに砂礫層を挟んでいる。その構成礫は多様であるが結晶片岩の礫を含んでおり、なかでも紅れん石石英片岩の礫が普遍的に確認できることは、その供給源を考察する上で注目しなくてはならない。すなわち現在の地理的位置関係から、紅れん石石英片岩の起源は変成帯として三波川帯に限定しても差し支えない。そうすると、30km以上離れた南方の陸地から北方へ運搬されたことになる。

本図幅地域には、二つの断層系が明瞭である。このうち北東-南西系の断層は活断層として認定されているが、断層活動に伴った地震は歴史的に記録されていない。しかし大阪層群や段丘堆積層が変位・変形している事実や、津波災害や海岸浸食の記録から判断して、第四紀における地震活動は無視することができない。

近年、沿岸地域における埋立工事の進行とともに、花崗岩類の、特に著しく風化した場所における大規模な砂利採掘は、地形図上に示される山容を激変させるような大変化をもたらしている。採掘場において日々変貌する露頭は、風化作用が深くまで（100m以上）及んでいることのみでなく、第四紀における花崗岩類の破碎変形が極めて著しかったことも示している。

Ⅲ. 花 崗 岩 類

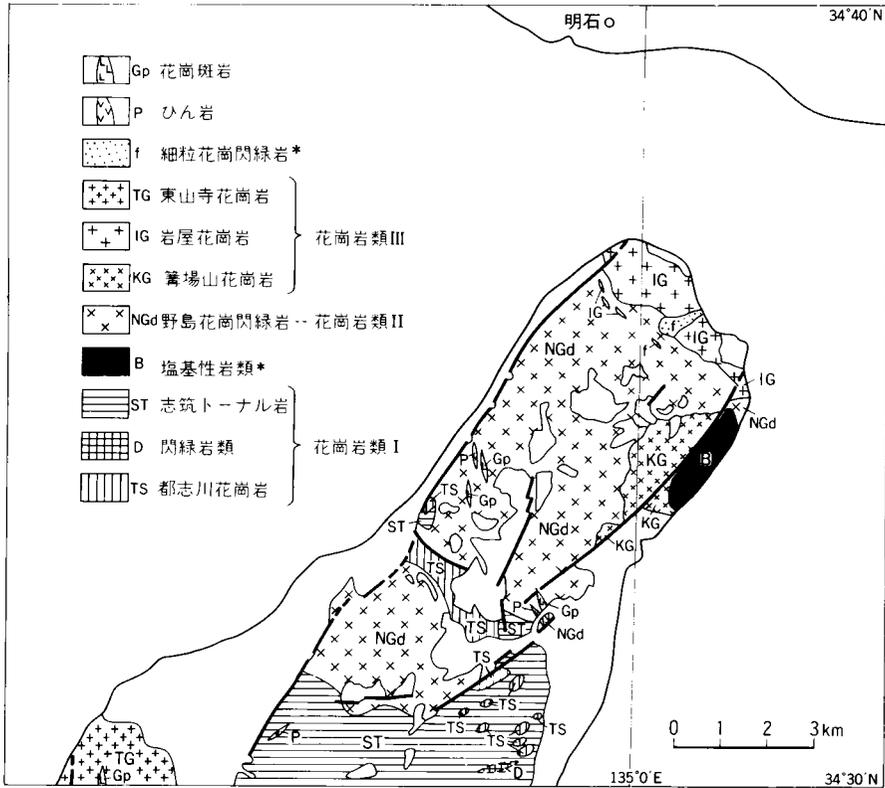
(服部 仁・高橋 浩)

Ⅲ. 1 概要及び研究史

花崗岩類は、本図幅地域内では強弱の差はあるものの全域において破碎変形を受けている。花崗岩類は閃緑岩、トーナル岩、花崗閃緑岩、花崗岩、アプライト、ペグマタイトなどの多様な岩石からなり、分布及び貫入関係から7種類の岩体として区分し（第4図）、更に貫入時期と接触変成作用から花崗岩類Ⅰ、Ⅱ及びⅢに三大別した。

古い岩体から新しいものへ、①都志川花崗岩、②閃緑岩類、及びこれら二種類の花崗岩類を巨大な捕獲岩塊として取り込んでいる③志筑トーナル岩が花崗岩類Ⅰにまとめられる。都志川花崗岩は極めて粗粒の黒雲母花崗岩で、黒雲母の配列において弱いフォリエーションを作っている。閃緑岩類は、志筑トーナル岩中に普遍的に存在する塩基性捕獲岩と同質の岩石であるが、特に本岩が卓越する領域を識別し、地質図上に示した。志筑トーナル岩は主に有色鉱物に富む角閃石黒雲母トーナル岩からなり、黒雲母及び角閃石の並行配列による弱いフォリエーションをもっている。一部の志筑トーナル岩は有色鉱物に乏しく優白質の角閃石黒雲母花崗閃緑岩まで変域が広がっている。

最も広く分布するのが④野島花崗閃緑岩であり、主に中粒塊状で角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。



第4図 淡路島北部における花崗岩類分布図

* 本図幅地域には露出しない

岩体南縁部では弱いフォリエーションを作ったり、しばしば塩基性捕獲岩を含む。野島花崗閃緑岩は、花崗岩類 I とした都志川花崗岩と志筑トータル岩に貫入し熱変成作用を与えている。この事実から、野島花崗閃緑岩は、花崗岩類 I に引き続いて貫入したのではなく冷却期間を挟む長い時間間隙の後形成したものと解釈し、花崗岩類 II として区別している。

野島花崗閃緑岩に貫入接触する後成の花崗岩類は⑤箒場山花崗岩と⑥岩屋花崗岩である。両花崗岩は離れて分布するので相互の直接の前後関係は確かめられない。両花崗岩はともに野島花崗閃緑岩の東縁及び北東縁において、直線的な貫入面で接している。岩屋花崗岩の場合、境界面近くで顕著な流理構造が観察される。

本図幅域南西隅の山体を構成する花崗岩類は⑦東山寺花崗岩で、単独で飛び地状に分布しており、他花崗岩類との関係が見られないので形成時期は確認できていない。これら三種類の花崗岩類を一括し最も新期の貫入岩と位置づけ花崗岩類 III とした。

以上7種類の花崗岩類が地質構造区分上でどのように位置づけされるか、以下の本図幅域の花崗岩類に関する研究史のなかで言及してみる。

淡路島北部の花崗岩類が本格的に研究されたのは諏訪・濡木(1968)からである。それまでは、小川(1896)の巡検記録的な概説と吉沢(1950)の塩基性岩に関する程度であった。地質図幅では、50万分の1

「京都」(地質調査所, 1951) のなかで, 先新生代の「花崗岩-石英閃緑岩」の一つに塗色され, 同様に50万分の1「高知」(地質調査所, 1952) で後期中生代「花崗岩-石英閃緑岩」の一つにまとめて図示されている. 領家花崗岩類として明示されたのは, 20万分の1「徳島」図幅(対馬・片田, 1961)と17万分の1兵庫県地質鉱産図(池辺編, 1961)からである. 後者では古生代末-中生代初期の領家花崗岩類と分類されている.

諏訪・濡木(1968)は, 本図幅地域の花崗岩類を志筑花崗閃緑岩, 明神花崗岩, 洲本花崗閃緑岩及び岩屋花崗岩に区分した. そして, 志筑花崗閃緑岩を領家古期花崗岩類に, 明神花崗岩及び洲本花崗閃緑岩を領家新期花崗岩類に属するものとし, 泉南酸性岩類を挟んで岩屋花崗岩が中国地方に広く分布する後期白亜紀花崗岩類の一つと位置づける見解を提出した. 50万分の1「岡山」図幅(広川ほか, 1973)では, 岩屋花崗岩を白亜紀後期(-古第三紀)の黒雲母花崗岩及び角閃石黒雲母花崗岩(広島花崗岩, 万成花崗岩及び鳥取花崗岩)とし, 他の古期・新期領家花崗岩類を一括して白亜紀又はそれ以前の領家花崗岩類として図示している.

一方, 淡路島北部の花崗岩類を六甲山地の花崗岩類と対比させた研究がある. 笠間(1968)は六甲山地の花崗岩類を三分し, そのうち六甲花崗岩を広島花崗岩に, 布引花崗閃緑岩を領家花崗岩類(新期)に対比した. その後, 本図幅地域内の淡路島北部山地の花崗岩類について, 笠間(1975)は, 「北端部の岩屋-松帆海岸付近に六甲花崗岩がわずかにみられるほかはすべて領家花崗岩類で占められる」と結論し, 岩屋花崗岩を六甲花崗岩と同一のものとみなした.

100万分の1日本地質図(広川ほか, 1978)では, 岩屋花崗岩が白亜紀後期花崗岩類, その他の領家花崗岩類が白亜紀後期花崗岩類(主に片麻状花崗閃緑岩, 古期領家深成岩類)にまとめられている. 50万分の1「京都」図幅, 第4版(田中ほか, 1982)では, 淡路島北端の花崗岩類を二つに区分し, 岩屋花崗岩を白亜紀後期花崗岩類(山陽帯)及びその他の花崗岩類を白亜紀後期花崗岩類(領家帯, 新期)に位置づけた. 中島ほか(1982, 昭和57年の領家帯総研報告書の中の手記)では, 諏訪・濡木(1968)とは相当異なる結果が得られたとして, 淡路島の花崗岩類をすべて領家帯のものとし, 第1期, 第2期及び第3期火成岩類に三大別した. 特記すべきは, 諏訪・濡木(1968)が領家花崗岩類に位置づけしなかった新しい岩屋花崗岩を最も古い第1期火成岩類の明神花崗岩に相当するものとして設定していることである.

東隣の5万分の1地質図幅「須磨」図幅(藤田・前田, 1984)では基盤岩類の研究担当者笠間太郎氏(大阪市立大学教授)が研究途上の昭和57年11月16日急逝されたため, 服部仁及び河田清雄が代わりに地質調査を行い, 服部が原稿執筆・取りまとめを行っている. すなわち, 淡路島北東端の花崗岩類は, ①洲本花崗閃緑岩の主岩相, ②洲本花崗閃緑岩中の塩基性岩類, ③岩屋花崗岩及び④細粒花崗閃緑岩の4種類に区分され, 岩屋花崗岩が洲本花崗閃緑岩を貫く関係が明示された. これらの花崗岩類が六甲山地の布引花崗閃緑岩, 六甲花崗岩と対比されているものの, 領家花崗岩類としての位置づけについては触れられていない.

その後, 中島ほか(1985)及び中島ほか(1986)は詳細な岩石記載を行い, 淡路島中央部と北部の領家花崗岩類を総括している. 二つの論文は, 約1年の期間において公表されているが名称や分類の変更が行われている. 後者のまとめによれば, 第1期花崗岩類を領家古期, 第2期花崗岩類を領家新期, 第3期

花崗岩類を岩質的には山陽帯の小豆島花崗岩や広島花崗岩（細粒相）に類似しているとしながらも、領家花崗岩類に区分している。岩屋花崗岩は第2期花崗岩類に含まれている。

このように淡路島北部の花崗岩類が、岩体区分、貫入・形成時期、地質構造区分上の位置づけなどにおいて変遷してきているのは、領家帯の変成岩類を全く欠如している場所で、領家花崗岩類を識別することが難しいからである。1960年代後半から報告され始めたRb-Sr法及びK-Ar法による放射年代測定値やその評価、更に領家帯に位置づけられている諸岩体や岩石に関する詳細な記載や論述が、必ずしも対比上の基準として収斂していないためであろう。

今後の検討課題として、例えば、領家帯の意義、地域間の岩体対比及び領家帯の北限の設定、片麻状、片状等で示される鉱物の配列形態の用語、カリ長石の淡橙色化などの地質事象、放射年代測定値の解釈等について、花崗岩類マグマの貫入、冷却、定置、変形等を含めた時系列変化解析と関連づけて解釈することが望ましい。

本研究報告では、鉱物の並行配列についてフォリエイションを採用し、片麻状及び片状の用語を用いなかった。

III. 2 都志川花崗岩 (TS)

命名：中島ほか（1985）。

模式地：南隣「洲本」図幅地域西部の五色町都志川。

分布：本図幅地域内では、北淡町野島臺浦南方の採石場周辺から同町舟木、小田本村にかけての区域に広く露出しているほか、長径1km以下の小岩体として野島臺浦東南方-常盤ダムサイト間及び東浦町仮屋西方に分布する。

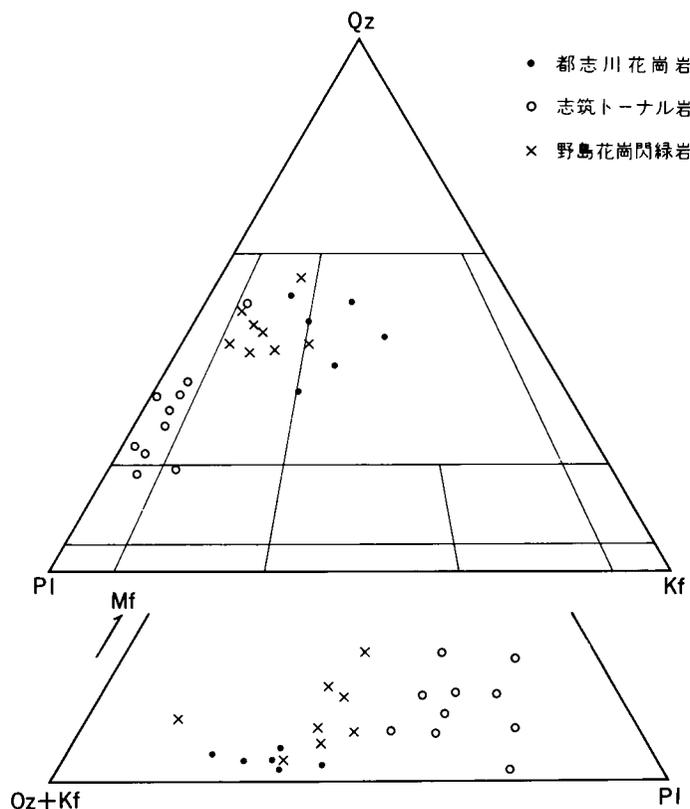
貫入関係：本図幅地域内では、本花崗岩は最も古い岩体をなす。本岩は志筑トータル岩の中に約1×1.5m大-長径1kmのブロック状捕獲岩として取り込まれている。両者には共通の弱いフォリエイションが認められる（東浦町仮屋西方の山中では、走向NE-SW、傾斜15-20°SE）、また、本岩及び本岩を貫く志筑トータル岩が、野島花崗閃緑岩による熱変成作用を受けている（北淡町野島臺浦東南方）。

岩相：本岩は粗粒で、黒雲母の面状配列による弱いフォリエイションをもっている。カリ長石は一部斑状を呈し、石英とともに弱い面状配列をなすことがある。苦鉄質鉱物は容量比7%以下であり主に花崗岩質で、一部花崗閃緑岩質となる（第5図、第I図版1）。本岩は捕獲岩を全く含まず、均質な岩石である。斑状カリ長石は灰白色、斜長石は乳白色、石英はガラス光沢のある紫色を帯びた淡灰色を呈する。

岩石記載：斑状粗粒黒雲母花崗岩〈GSJ R47308〉 [第I図版2]

産地：北淡町富島東方、朝日工業株式会社北淡町小倉・仁井・長島区域採石場

鏡下では本岩は、5-15mm大の斑状のカリ長石と斜長石が顕著で、石英はサブグレン化しているが光学的連続性から最大10mm程の粒状のものが認められる。黒雲母は長さ2mm前後の葉片状を呈し、一部フィルム状に伸長することがあるが、いずれも弱いフォリエイションをなすように定向配列する。以上の斑状結晶を取り巻く細粒部は1mm大の石英・斜長石・カリ長石からなる。



第5図 都志川花崗岩・志筑トータル岩（花崗岩類 I）及び野島花崗閃緑岩（花崗岩類 II）のモードを示す三角図

Qz: 石英, PI: 斜長石, Kf: カリ長石, Mf: 苦鉄質鉱物

カリ長石は半自形-他形で、パーサイト構造を示し石英と斜長石の微小結晶をポイキリティックに包有する。斜長石は自形-半自形で、An 20-35の組成をもち、顕著な累帯構造を示すことがあり、その内部は二次的変質鉱物で汚染されている。また、一部の斜長石はカリ長石との間にミルメカイトを形成している。石英は、著しくサブグレイン化し、波動消光及び縫合線組織を示す。黒雲母は、自形-半自形で 0.1-0.3mm大の微細結晶が集合して、長さ 2mm程の葉片をなすがその多色性は、X=淡黄色、Y=Z=褐色である。副成分鉱物として、角閃石、ジルコン、燐灰石、褐れん石、電気石、不透明鉱物を伴う。本岩のモード（容量比）は、石英48%、斜長石37%、カリ長石13%、黒雲母 2% である。

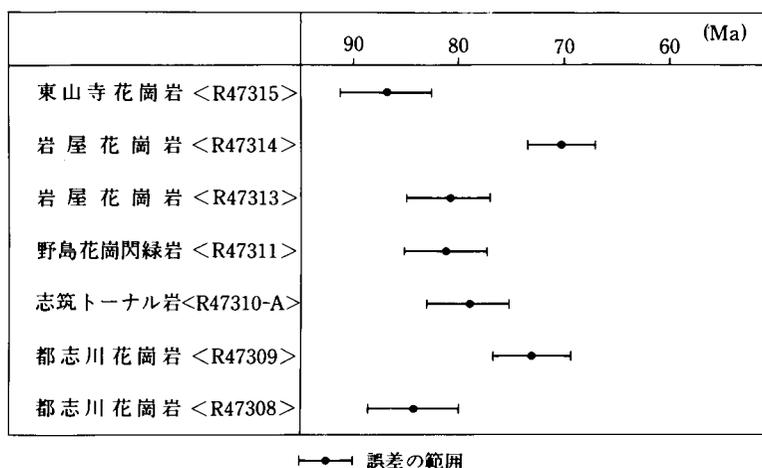
〈放射年代〉

黒雲母 K-Ar法 84.0±4.2 Ma

（測定：Teledyne Isotopes 社、第6図及び付表 A-1 を参照）

III. 3 閃緑岩類 (D)

本岩は、本図幅地域南東部の東浦町釜口において、志筑トータル岩に区分している中粒トータル岩から花崗閃緑岩質岩石中に塩基性捕獲岩として存在する。その大きさは、普通径数cmから10mであるが、特に本岩が卓越する領域が 200m×800m に達する部分を本閃緑岩類として識別し、地質図上に塗色し



第6図 「明石」 図幅地域及び周辺地域における主な花崗岩類の黒雲母のK-Ar年代
(測定：Teledyne Isotopes社)

た。そのほか、本岩は、東浦町釜口から南西方の南隣「洲本」図幅地域北端の興隆寺付近にかけて点在する。本岩は、細粒、緻密で塊状の暗灰色-黒色の岩石であり、周囲の志筑トータル岩とは容易に区別できる。中島ほか(1986)は、本閃緑岩類の分布域を志筑花崗閃緑岩中の有色鉱物に富む岩相としている。代表的な本岩の鏡下での特徴は以下のとおりである。

岩石記載：細粒角閃石石英閃緑岩 (GSJ R47310-B)

産地：南隣「洲本」図幅地域内、津名町興隆寺佐野川沿い

本岩は、3mm 大の斑状の斜長石が 0.5-1.0mm大の斜長石・石英・角閃石などの中に散点する。斜長石は、自形-半自形で弱い累帯構造を示し、内核部はしばしば汚染されている。石英はサブグレイン化し波動消光と縫合線組織を示す。角閃石は、自形-半自形で累帯構造を示し、多色性は核部と周縁部で次のように異なっている。X=淡褐色、Y=緑褐色(核部)、褐緑色(周縁部)、Z=褐色(核部)、褐緑色(周縁部)。そのほか、少量の黒雲母、燐灰石、ジルコン、褐れん石を含む。

III.4 志筑トータル岩 (ST)

命名：新称。

模式地：南隣「洲本」図幅地域中東部津名町志筑北方。

分布：本図幅地域南部から南方に広く露出するほか、野島臺浦に都志川花崗岩とともに小岩体をなす。

貫入関係：分布域の北東縁は断層で断られているが、北西縁はWNW-ESE 性境界面をなして野島花崗閃緑岩に貫入を受け、本岩は幅 100m以上にわたって岩相変化する。すなわち、本岩中のカリ長石が増加し、また角閃石の一部が黒雲母に交代される。

対比：本志筑トータル岩の西側約半分は、諏訪・濡木(1968)の志筑花崗閃緑岩の塊状部、東側約半分は明神花崗岩の塊状部にそれぞれ相当する。一方、中島ほか(1986)は、本志筑トータル岩を野島花

崗閃緑岩のうちの常陸寺花崗閃緑岩相と位置づけた。

岩相：本岩は、中粒の暗灰色、角閃石に富むトータル岩が主であり、一部には有色鉱物に乏しい花崗閃緑岩質岩石が認められる。角閃石はしばしば長さ 5mm を越す自形柱状結晶に成長しているのが特徴であり、黒雲母とともに面状並行配列し、フォリエイションをなす。しばしば数cm-10数cm 大の塩基性捕獲岩を含む。特にその量と大きさの目立つ東浦町釜口西方では、閃緑岩類として識別しているが、その周辺では本岩自体も有色鉱物に富み石英閃緑岩質になる。本岩のモード値（第 5 図、第 1 図版 3）は、有色鉱物で 25% 近くに達し、カリ長石も 10% 以下と乏しいのが特徴である。野島花崗閃緑岩の貫入を受けた部分では、肉眼でも黒雲母の葉片状結晶が細粒黒雲母に置換されたり、角閃石が劈開に沿って部分的に細粒黒雲母に交代されているのが認められることがある。更に、接触部付近では本岩はカリ長石に富んでいる。野島墓浦東南方における本岩の小岩体は、都志川花崗岩とともに、暗灰色の熱変成岩になっている（第 IV 図版 1）。

岩石記載：中粒角閃石黒雲母トータル岩（GSJ R47310-A） [第 I 図版 4]

産地：南隣「洲本」図幅地域内、津名町興隆寺佐野川沿い。

本岩は、乳白色斜長石及び淡灰色石英の中に、自形・短柱状角閃石と葉片状黒雲母がフォリエイションをなす。角閃石及び黒雲母は一部に遍在して濃集部と少ない部分を作る。また、角閃石は粒径 2 - 3 mm のものが多いが、一部に 5 mm を越える結晶に成長しており、これが本岩の特徴になっている。

鏡下では、主に 1-3mm 大の黒雲母、角閃石、斜長石、石英及び少量のカリ長石からなり、副成分鉱物として褐れん石、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物が含まれる。黒雲母は、半自形で外形は一様でなくキンクバンド状の変形を示すものがある。多色性は、X = 淡黄色、Y = Z = 褐色である。角閃石は、自形-半自形柱状で累帯組織を示すものがあり、また一部が細粒の黒雲母に交代されている。X = 淡褐色、Y = 褐色（核部）、緑色（周縁部）、Z = 褐色（核部）、緑色（周縁部）。斜長石は自形性が強く、正累帯構造を示し、An 20-40 と変化する。累帯構造の内部はしばしば汚染されていて、0.1mm 大の角閃石の細粒結晶を含むことがある。石英は、波動消光をなししばしばサブグレイン化し、境界は縫合線構造を示す。カリ長石はパーサイト構造をもち粒間を埋めたり、また、3mm 大の結晶としてポイキリティックに細粒斜長石を包有する。

本岩のモード値：斜長石 56.6%、石英 26.2%、カリ長石 4.1%、黒雲母 6.8%、角閃石 6.2%。

（放射年代）

黒雲母 K-Ar 法 78.7 ± 3.9 Ma

（測定：Teledyne Isotopes 社、第 6 図及び付表 A-1 参照）

III. 5 野島花崗閃緑岩（NG d）

命名：中島ほか（1986）。

模式地：北淡町野島、常盤ダムサイト。

分布：本図幅地域南部を除く、花崗岩類分布域の主要域を占める。

貫入関係：分布域の北縁では、岩屋花崗岩の貫入を受けており、その境界面はおおよそ走向 NW-SE、傾斜 50°NE である。貫入面の南側では、岩屋花崗岩がその面に平行に岩脈状に貫く。分布域の東縁では、篝場山花崗岩の貫入を受けており、その境界面は走向南北性で、東へ緩傾斜をなす。上記二つの貫入関係はどちらの場合も本岩に熱変成作用を与えていない。

対比：本岩は、諏訪・濤木（1968）が洲本花崗閃緑岩と名づけて以来、中島ほか（1982）、藤田・前田（1984）、中島ほか（1985）まで踏襲して使われてきた。しかし、中島ほか（1986）で野島花崗閃緑岩に改称再定義された。本報告で使用する野島花崗閃緑岩は、中島ほか（1986）の野島花崗閃緑岩のうち主岩相に相当する。

岩相：本岩は、乳白色の斜長石、カリ長石及びガラス光沢をもった淡灰色石英からなる珪長質鉱物中に、自形短柱状の黒色角閃石及び葉片状黒雲母が混じった、ごま塩状・暗灰色を呈する中粒・塊状で角閃石含有の黒雲母花崗閃緑岩である。長径cmオーダーの塩基性捕獲岩に富む部分では、本岩は有色鉱物に富み濃灰色を呈し、特に岩体南縁部では弱いフォリエイションを形成する。カリ長石は斑状の5×20mm大に達することがあり、石英も丸味を帯び紫灰色を呈する〈野島藁浦の採石場〉。有色鉱物に乏しく淡灰色の部分では、淡紅色化したカリ長石が目立ち、典型的な岩相よりも優白質である。その付近ではアブライト細脈が貫入したり、40cm大のペグマタイトプールができていく〈北淡町野島平林、寄神建設採石場〉。このペグマタイトには、石英・カリ長石の巨晶中に暗緑色緑泥石、緑れん石のほか、黄銅鉱及び輝水鉛鉱が確認された。

モード分析値（第5図、第Ⅱ図版1）から判断できるように、苦鉄質鉱物の量は5-25%と変化し、珪長質鉱物の量では石英に富む花崗閃緑岩の範囲に入り、花崗岩質のものはごくわずかしか認められない。代表的な本岩の鏡下における特徴は次のとおりである。

岩石記載：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩〈GSJ R47311〉 [第Ⅱ図版2]

産地：北淡町野島藁浦南東方、常盤ダムサイト。

本岩は、斜長石が5mm大に達するほか、主に径1-2mm位の斜長石（36%）、石英（40%）、カリ長石（7%）、角閃石（6%）及び黒雲母（11%）からなる。斜長石は自形-半自形で、著しい正の累帯構造と、An 20-50のように幅広い組成変化を示す。核部はしばしば汚染されており、細粒の角閃石と黒雲母をボーキリテックに包有する。石英は他形で明瞭な形状をもたず、粒間充填的であったり、あるいは粒状になっている。石英には弱い波動消光が見られる。カリ長石は他形で、石英と同様の形状を示し、パーサイト組織をもっている。角閃石は柱状自形をなし、その多色性は、X＝淡褐色、Y＝褐緑色、Z＝緑色である。角閃石の中には、微粒黒雲母や褐れん石を包有することがある。黒雲母は一部緑泥石に交代されていたりキンクバンド模様をなしたり、またジルコン、角閃石や不透明鉱物を含む。黒雲母の多色性はX＝淡黄色、Y＝Z＝褐色である。そのほかの副成分鉱物として燐灰石、スフェンなどを含む。

〈放射年代〉

黒雲母 K-Ar法 80.9±4.0 Ma

（測定：Teledyne Isotopes 社、第6図及び付表A-1を参照）

III. 6 簗場山花崗岩（KG）

命名：新称。

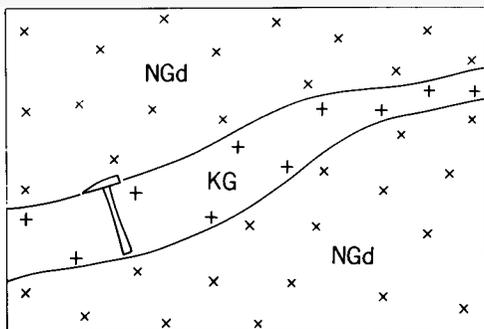
模式地：東隣「須磨」図幅地域内、東浦町簗場山付近。

分布：本図幅地域東端に、本岩分布の西縁がかかる程度で、模式地東方の海岸まで含めても、東西1.5km、南北2km位の小岩体にすぎない。本岩は細粒-中粒、緻密堅固のため風化作用に強く、このため急峻な高い地形を作っている。また、半径500m位の半円状岩体が東浦断層沿いに露出する。

貫入関係：野島花崗閃緑岩とは、走向南北性で東へ緩傾斜する明瞭な境界面をなして貫入²⁾する。この関係及び派生岩床（第7図）は東浦町楠本川沿いの谷山ダムサイト下流付近で観察される。東隣「須磨」図幅地域内の淡路町鶴崎から東浦町楠本東にかけての大規模採掘場や海岸では、塩基性岩類（第4図）中に本岩が岩脈状で貫入している。

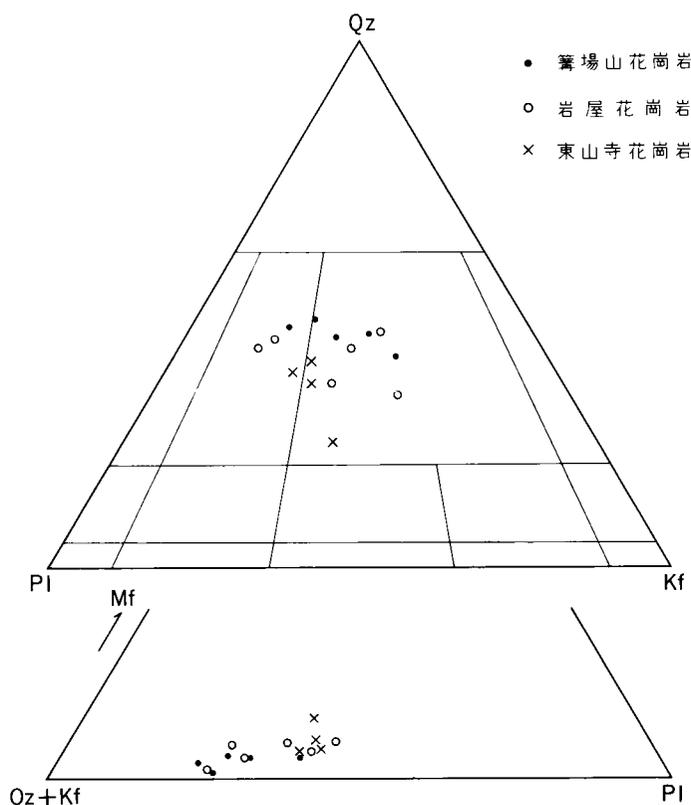
対比：中島ほか（1986）は野島花崗閃緑岩を三つの岩相に分けており、本岩はそのうちの灘川アプライト質花崗岩相に相当する。しかし本岩の分布域はそのうちの灘川アプライト質花崗岩相の占める面積の西側半分位と狭く、その東側の約半分の面積はかつて藤田・前田（1984）が洲本花崗閃緑岩の塩基性岩類（斑れい岩ないし石英閃緑岩で一部に層状構造が認められる、第4図）と区別したものである。

岩相：本岩は細粒-中粒、灰色、塊状均質な黒雲母花崗岩である。乳白色の斜長石、淡橙色のカリ長石及びガラス光沢を帯びた淡灰色の石英からなる珪長質鉱物中に葉片状黒雲母が混じっており、塩基性捕獲岩を含むこともなく岩相変化に乏しい（第8図、第II図版3）。篝場山山頂付近では、ペグマタイ



第7図 野島花崗閃緑岩(NGd)に貫入する篝場山花崗岩岩床(KG)
 <東浦町谷山ダム付近>

2) 本岩の北縁は、東隣「須磨」図幅地域内にあり露頭条件に恵まれずその境界面を確認していない。



第8図 篝場山花崗岩・岩屋花崗岩及び東山寺花崗岩（花崗岩類Ⅲ）のモードを示す三角図
記号は第5図と同じ

トが直線状細脈あるいはアメーバ状不定形状に貫いたり、径5-15cmの捕獲岩状（晶洞のない）に入っている。この捕獲岩状のペグマタイトは径10mm以上の暗褐色ざくろ石を包有している。

本岩の鏡下における特徴は次のとおりである。

岩石記載：中-細粒黒雲母花崗岩（GSJ R47312）〔第Ⅱ図版4〕

産地：東浦町楠本北方

本岩は、径0.5-2mmの等粒状に近い石英（38.3%）、カリ長石（33.4%）、斜長石（25.4%）及び黒雲母（2.7%）からなり、一部に微文象組織が認められる。石英は弱い波動消光を示すものの、サブグレイン化は進んでいない。カリ長石は、他のカリ長石との粒間に沿って微細粒斜長石が晶出している。

斜長石は累帯構造をもつが、自形状のものはほとんど認められない。黒雲母は一部緑泥石や褐色鉱物に交代されており、多色性はX=淡褐色、Y=Z=褐色である。副成分鉱物として少量のジルコン、不透明鉱物が含まれる。

Ⅲ. 7 岩屋花崗岩（IG）

命名：諏訪・濡木（1968）。

模式地：東隣「須磨」図幅地域内，淡路町岩屋付近。

分布：淡路島最北部の花崗岩類で，北淡町江崎付近から約 1 km の幅で北西-南東方向に直線状に延びる。

貫入関係：本岩の南縁は野島花崗閃緑岩に貫入しており，その貫入面は走向 NW-SE，傾斜約 50°N である。本岩の派生岩脈が境界面に平行な幅約 50m で貫く。本岩分布域の東南縁で，東隣「須磨」図幅地域内の淡路町鶴崎団地や淡路中学校舎裏の崖において，主に斑れい岩からなる塩基性岩類に接するところでは，本岩は水平に近い顕著な流理構造をなしている。本岩は北東-南西に延びる細粒の黒雲母花崗閃緑岩の細長い岩体に切られる。

対比：本岩は，諏訪・濡木（1968）の岩屋花崗岩であり，当時は南側に分布する花崗閃緑岩とは断層関係として記載された。中島ほか（1982）は，本岩を淡路島の領家帯花崗岩類の中で最も古いものと位置づけ明神花崗岩とした。藤田・前田（1984）は，上記の貫入関係を確認し，明神花崗岩とは異なりむしろ六甲花崗岩に対比できる新しい花崗岩とした。中島ほか（1986）は岩屋花崗岩を新しい花崗岩として見直した。

岩相：本岩は，中-粗粒，弱い斑状を示し，乳白色斜長石，ガラス光沢を持ち紫色を帯びた淡灰色石英及び淡紅色のカリ長石からなる珩長質鉱物中に黒雲母の混じる黒雲母花崗岩である。普通均質であるが，まれに径 5 cm 位の塩基性捕獲岩を含んだり，角閃石の散点する花崗閃緑岩質になることがある（第 8 図，第 III 図版 1）。カリ長石は，淡橙色から淡紅色を呈するものの一部に淡灰色の場合も認められ，また，10mm を超す斑状結晶に成長するものがある。本図幅地域内には，本岩を貫くアプライト及びペグマタイト岩脈は乏しい。

代表的な本岩の鏡下での特徴は次のとおりである。

岩石記載：弱斑状中-粗粒黒雲母花崗岩（GSJ R47313） [第 III 図版 2]

産地：東隣「須磨」図幅地域内へ約 300m 入った砂利採石場，北淡町松帆の浦南方。

本岩は，径 3-5mm のカリ長石斑状結晶が目立つ弱斑状岩である。本岩は主に石英 40%，斜長石 30%，カリ長石 27% 及び黒雲母 3% からなる。カリ長石は 10mm 以上に成長したり，石英が丸味を帯びた外形で，同様に 10mm 大を越すことがある。細粒結晶は，径 0.5-2mm 位でその量は斑状結晶と同じ程度である。カリ長石はパーサイト構造をもち，別のカリ長石と隣り合うとき，その粒界に沿って微粒の斜長石集合体が介在する。石英は著しい波動消光を示すとともに，サブグレイン化し，そのサブグレイン間の境界は縫合線組織を示す。斜長石は自形で正累帯構造を示し，An 15-30 の組成変域をもち，その核部はしばしば変質鉱物などにより汚染されている。黒雲母は，多色性 X = 淡黄褐色，Y = Z = 褐色を示し，一部で細粒の集合体をなす。副成分鉱物としてジルコン，燐灰石，不透明鉱物，褐れん石を伴っている。

（放射年代）

黒雲母 K-Ar 法 80.9 ± 4.0 Ma

（測定：Teledyne Isotopes 社，第 6 図及び付表 A-1 を参照）

III. 8 東山寺花崗岩（TG）

命名：中島ほか（1982）。

模式地：南隣「洲本」図幅地域北西端。一宮町尾崎から北淡町生田田尻。

分布：本図幅地域南西端，北淡町室津南方の山岳地帯を占め，更に南方の模式地を経て，淡路島ゴルフ場から東山寺付近に至る山体を構成する。

貫入関係：本図幅地域には，岩体の北縁部が露出しているにすぎず，中新統岩屋累層に覆われたり，第四系と断層で接しており，他の花崗岩類との関係は確認できない。

対比：本岩は，諏訪・濡木（1968）の志筑花崗閃緑岩の塊状部に相当し，中島ほか（1982）による先山型花崗岩類の東山寺花崗岩，更に中島ほか（1986）で詳細な記載に基づいて定義された東山寺花崗岩そのものである。本研究報告では本岩の形成時期はこの定義に従う。

岩相：本岩は，乳白色斜長石，ガラス光沢をもつ淡灰色石英及び淡橙色を帯びたカリ長石からなる珪長質鉱物中に黒雲母が混じった均質・塊状の中粒黒雲母花崗岩である。模式地の北淡町生田田尻付近では塩基性捕獲岩を含まないが，室津南西方の海岸では中粒ないし粗粒で，5-10cm大の塩基性捕獲岩が1m²内に2-3個包有されたり，幅10cm位のシュリーレンができていないなど不均質である。更に幅1-20cmのアプライトないし花崗斑岩の岩脈に貫かれている。本岩は，モード分析値（第8図，第Ⅲ図版3）から，苦鉄質鉱物5-10%位で花崗岩から花崗閃緑岩の組成域にかかる岩質であることがわかる。

代表的な本岩の鏡下における特徴は以下のとおりである。

岩石記載：斑状中粒黒雲母花崗岩〈GSJ R47315〉 [第Ⅲ図版4]

産地：南隣「洲本」図幅地域内へ約1km入った北淡町生田田尻。

本岩は，カリ長石が5mm大を超える斑状結晶に成長しているほかは，径1-3mmの斜長石（38%），石英（36%），カリ長石（21%），黒雲母（5%）からなる。斜長石は自形-半自形で正累帯構造を示し，An 25-55の組成変域をもつ。核部はときおり汚染されていて0.2mm大の細粒の斜長石，黒雲母を包有する。石英は波動消光し，サブグレイン化し，縫合線組織ができていない。カリ長石は，他形で粒間充填的なものと大きな斑状のものがあがり，どちらもパーサイト構造をもっている。斜長石と接する場合ミルメカイトが斜長石側に生じているほか，カリ長石同志の間には微粒の斜長石がフィルム状に粒界を埋める。黒雲母にはキンクバンドができていないことがあり，多色性は，X=淡黄色，Y=Z=褐色である。副成分鉱物としてジルコン，燐灰石，褐れん石及び不透明鉱物がある。

〈放射年代〉

黒雲母 K-Ar法 86.7±4.3 Ma

（測定：Teledyne Isotopes 社，第6図及び付表A-1を参照）

Ⅲ. 9 岩脈類

本図幅地域内の岩脈類は，花崗岩類を貫くもので，アプライト及びペグマタイトを除くと，主にひん岩及び花崗斑岩類の二種類である。安山岩，文象斑岩及び流紋岩の岩脈は極めて少ない。一部のひん岩は熱変成作用を受けており，その貫入時期から少なくとも二つ以上に区分できるが，地質図上では区別していない。本地質図幅には主要な岩脈のみを図示している。

Ⅲ. 9. 1 ひん岩（P）

ひん岩の岩脈は本図幅地域に広く分布し，普通幅1-3 m位であり，その主な貫入面は走向N-S系及びNE-SW系でそれぞれ急傾斜している。まれに幅50mを超えるものが北淡町野島轟木で確認されてい

る。安山岩は、東浦町釜口西方の月ノ山観音南方において、志筑トータル岩を貫く幅約 2 m の岩脈として確認された、暗灰色・緻密な岩石で、鏡下では斜長石斑晶とガラス質石基からなる。

代表的なひん岩の特徴は次のとおりである。

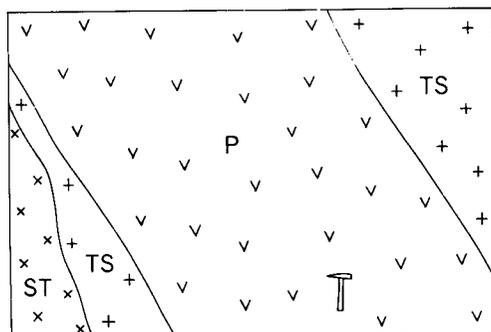
岩石記載：角閃石輝石ひん岩 (GSJ R47319)

産地：東浦町白山。

肉眼では黒色細粒緻密な岩石で、斑状の斜長石を含む。鏡下では径 1-3mm の斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び角閃石の斑晶と、0.5mm 大以下の斜長石、角閃石の石基からなり、少量の石英が粒間を埋める。

一方、熱変成作用を受けたひん岩は、幅 20 及び 150cm、走向 N20°-30°W 鉛直及び E-W、鉛直の二方向に貫くものが都志川花崗岩の中で見つかっており (第 9 図)、暗灰色ないし淡黒色の緻密堅固な岩石である。

鏡下で、褐色角閃石は 0.2mm 前後の粒状角閃石に置き換えられ、また黒雲母は 0.2 mm 大の粗粒葉片状結晶が 0.5mm 位のクロット状集合体をなすなど、ホルンフェルス化の状況が確認できる。また、石基は 0.2 mm 以下の自形斜長石、角閃石、黒雲母及び少量の石英からなるが、特に石英の細粒モザイク結晶が目立つ (第 IV 図版 2)。



第 9 図 熱変成作用を受けた都志川花崗岩 (TS) ・志筑トータル岩 (ST) ・ひん岩岩脈 (P) < 北淡町野島臺浦南東方、野島川沿い道路 > この露頭から東方 200m 離れたところに野島花崗閃緑岩 (NGd) が現れる

Ⅲ. 9. 2 花崗斑岩 (Gp)

花崗斑岩の岩脈は、ひん岩と同様に本図幅地域全域にわたり広く分布し、その脈幅は通常3-10mである。本岩はカリ長石の斑晶に乏しい。主に斜長石及び石英を斑晶とする黒雲母花崗斑岩である。

本岩に類似の文象斑岩が北淡町野島平林採石場において野島花崗閃緑岩を貫く幅 2m以上の岩脈として、また、流紋岩が東浦町大磯において野島花崗閃緑岩を貫く幅 2mの岩脈として見つっている。

IV. 神戸層群岩屋累層 (中新統)

(水野 清秀)

IV. 1 概要及び研究史

神戸層群は、鹿間 (1936) によって淡路島北部及び神戸市西部の白川地区を中心に分布する半固結-固結した第三紀堆積岩に対して命名された。その後、三田盆地及びその周辺に分布する第三系も神戸層群に含まれている (池辺編, 1961)。神戸層群は、淡路島北部及び神戸市西部の一部の地域では淡水成層と海成層からなり、三田盆地やその周辺ではすべて淡水成の地層からなる。

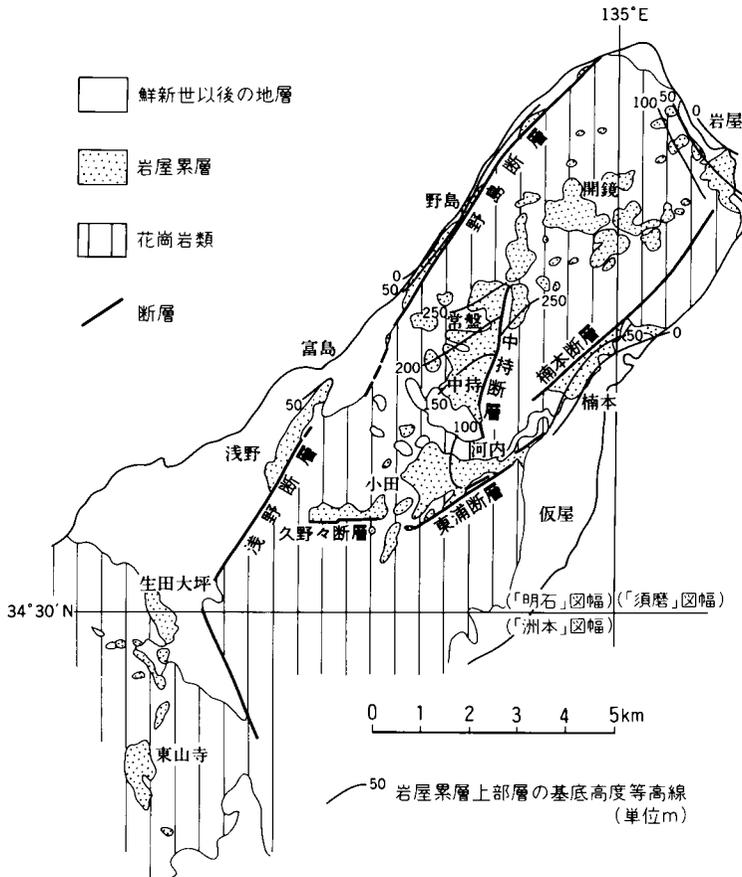
淡路島北部に分布する神戸層群は鹿間 (1936, 1938) によって岩屋層と呼ばれ、その後池辺編 (1961) で岩屋累層とされた。岩屋累層の層序や貝化石については鹿間 (1938)、池辺編 (1961)、糸魚川 (1969, 1983)、岡・寒川 (1981)、藤田・前田 (1984)、野田 (1984) などの報告が、また小型有孔虫化石についてはTAI (1959) の、更に淡路島の地質構造については池辺編 (1961)、岡・寒川 (1981) の報告がある。神戸市西部や三田盆地の神戸層群については多数の研究があるが、それらは 5 万分の 1 地質図幅「神戸」(藤田・笠間, 1983)、「須磨」(藤田・前田, 1984) 及び「三田」(尾崎・松浦, 1988) にまとめられている。

岩屋累層は、小型有孔虫や貝化石群集などから瀬戸内区に属する他の地域の海成中・下部中新統とほぼ同時期あるいは相前後する時期の地層であると考えられている (TAI, 1959; 柴田・糸魚川, 1980 など)。また神戸市白川地区や三田盆地に分布する淡水成層は、淡路島北部や神戸市西部の海成層と同時期又はその上位に当たると推定されていた (池辺編, 1961; 藤田・笠間, 1983; 藤田・前田, 1984)。しかし尾崎・松浦 (1988) は三田盆地に分布する神戸層群の凝灰岩について始新世末から漸新世前期を示す放射年代値 (36.9-32.8Ma) を報告し、同時に神戸層群全体の層序や年代の再検討の必要性を指摘した。そして神戸市西部や三田盆地に分布する神戸層群を古第三紀として扱い、淡路島北部地域の岩屋累層を、古第三紀の神戸層群より新しい地層とみなした。これらの地層の対比や年代については様々な未解決の問題が含まれており、検討していく必要があるが、今回の貝化石の研究成果に基づき、鹿間 (1936, 1938) 及び池辺編 (1961) の定義を修正することなく、岩屋累層を神戸層群に含め、その年代を新第三紀として扱う。

IV. 2 層 序

岩屋累層は淡路島北部の脊梁山地上や東西両海岸側の断層沿いに点々と分布している（第10図）。本層は花崗岩類を不整合に覆い、また鮮新・更新統の大坂層群や段丘堆積物及び沖積層に不整合に覆われる。

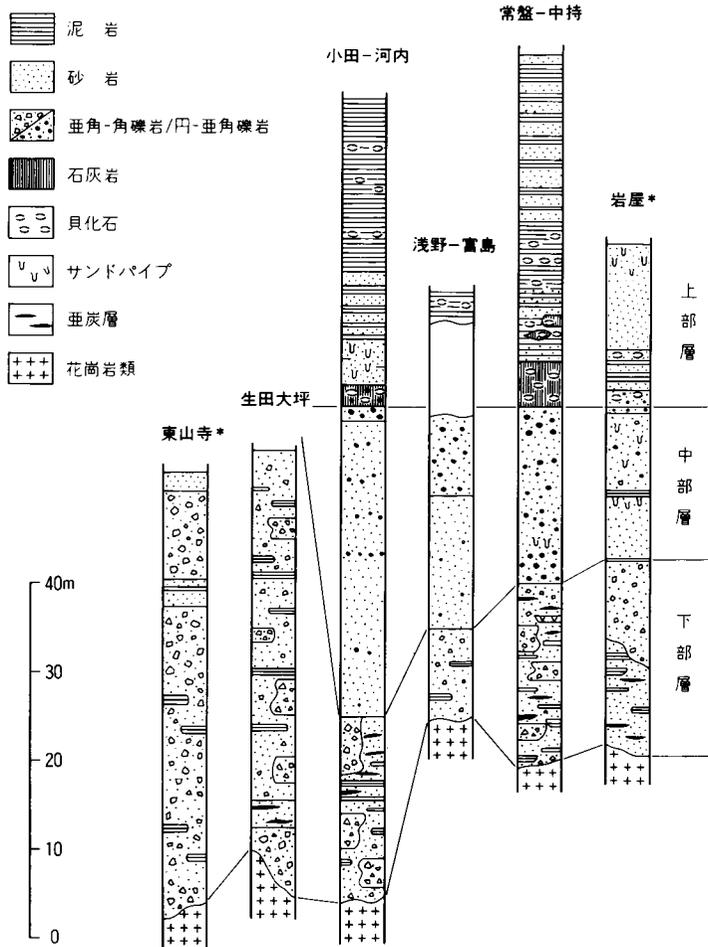
岩屋累層の模式地は東隣「須磨」図幅地域内の淡路町岩屋付近である（池辺編，1961）。本図幅地域内の北淡町常盤-中持区域でも、岩屋累層の下部から上部までの一連の地層が模式的に観察できる。岩屋累層は層厚100m前後で、主として泥岩、砂岩及び礫岩から構成され、下位から上位へ、主として不淘汰な砂礫岩から淘汰のよい砂岩及び礫岩、更に海成の泥岩及び砂岩へと層相が変化する。岩屋累層をこのような層相の違いから下部層、中部層及び上部層の3部層に区分した。鹿間（1938）は岩屋累層を下部層と上部層とに、また野田（1984）は下部層、中部層、上部層に区分しているが、ここで述べる区



第10図 淡路島における神戸層群岩屋累層の分布と地質構造

第2表 神戸層群岩屋累層の層序区分の比較と主な岩相

	鹿間(1938)	野田(1984)	本報告 水野ほか(1990)	岩相
岩屋累層	上部層	上部層	上部層	海成泥岩及び砂岩 貝化石含む
	下部層	中部層		貝殻石灰岩(カキ化石床)
		下部層	中部層	淘汰のよい砂岩及び礫岩
			下部層	泥岩, 角礫岩挟む淘汰の悪い 礫混じり砂岩, 亜炭層挟む



第11図 主要な区域における岩屋累層の模式的な地質柱状図

* 岩屋及び東山寺は本「明石」図幅地域外

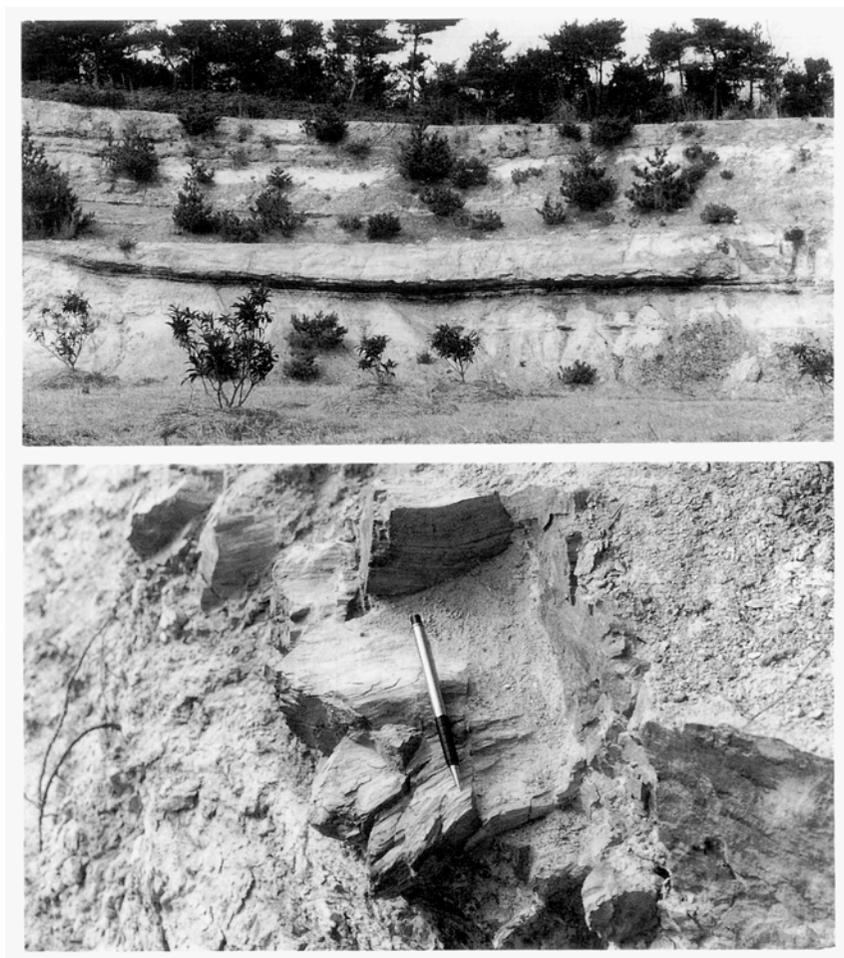
分とは第2表のように異なっている。

主要な区域での岩屋累層の模式的な地質柱状図を第11図に示す。

IV. 2. 1 下部層 (I)

層厚 10-50m.

岩相 マトリックスが泥質である淘汰の悪い花崗岩質粗粒砂岩層や小礫岩層を主体とし、薄い砂質泥岩層を不規則に挟んでいることが多い。また中-巨礫サイズ（最大径 1 m程度）の花崗岩類の礫からなる淘汰の悪い亜角-角礫岩層が頻繁に挟まれている。更に連続性の悪い薄い亜炭層を何枚も挟むことが多く、局所的に珪化木が見られることもある（第12図）。また薄い凝灰岩層がまれに挟まれている。本部層は恐らく淡水成である。



第12図 岩屋累層下部層中に挟在する亜炭層（上の写真；黒色層，厚さ約 40cm）及び珪化木の層（下の写真）＜北淡町常盤南西＞

IV. 2. 2 中部層 (1m)

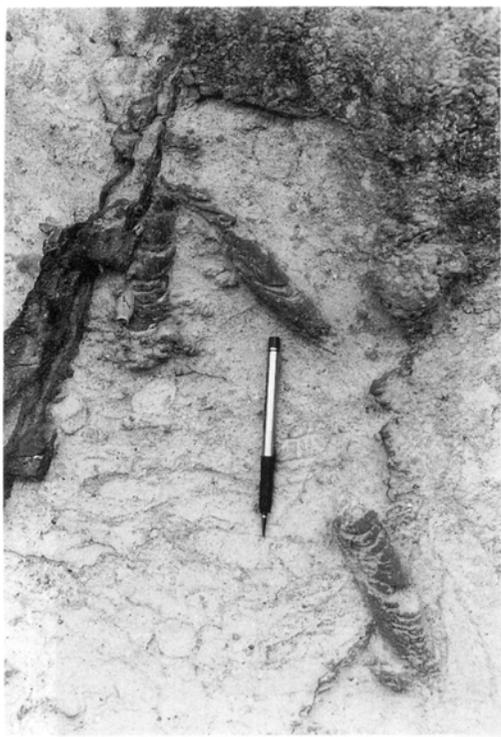
層厚 20-40m 程度.

岩相 下部層から上方へ漸移的に変化する. 主として淘汰のよい砂岩層又は砂礫岩層から構成される. 北淡町常盤付近では主として中礫サイズのチャート, アプライト, 石英斑岩, 酸性火砕岩などの円-亜角礫と砂からなるやや固結度の低い砂礫層で, 局所的に中-巨礫サイズ (最大径40cm 程度) の石英斑岩, 花崗岩などの亜円-亜角礫からなるマトリックスの少ない礫岩層が見られる. 他の地域では, 一般に小礫を混じえる中粒砂岩-細礫岩層であるが, 上部層の基底に当たるカキの化石床の直下には中礫岩層が発達することが多い. 北淡町中持や野島付近の本部層中にはサンドパイプがよく見られる (第13図). 本部層は河川から海浜成の堆積物である.

IV. 2. 3 上部層 (1u)

層厚 40m 以上.

岩相 海成の泥岩及び砂岩を主体とする. 本部層の最下部はカキ化石の密集した砂岩ないし小礫岩層であり, 基質が石灰質化し著しく固結していることが多い (第14図). この層はよく連続し鍵層となる.



第13図 岩屋累層中部層の砂岩中に見られるサンドパイプ
<北淡町野島>

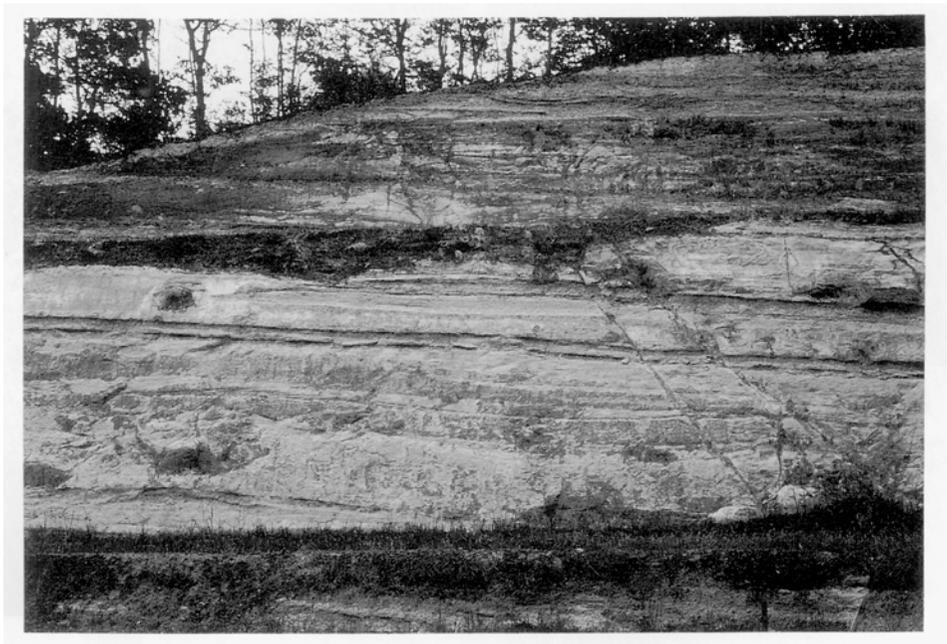


第14図 岩屋累層上部層基底に発達するカキの化石床
<北淡町常盤>
石灰岩化し, 著しく固いために, この部分だけが露頭
の中で特にとび出している.

その層厚は普通 2 m 前後であるが常盤では最大10mに達し、また小河川の浸食によって鍾乳洞が形成されているところがある。この化石床の直上からその上位10-20 m 間は普通サンドパイプや貝化石が散在する泥岩層や細粒砂岩層からなり、部分的に貝化石が密集した薄層が数枚挟まれ、また石灰質団塊が含まれることもある。更にこれらの上位20 m 以上に及び泥岩層と細-中粒砂岩層の互層が発達している(第15図)。

化石 貝化石については鹿間(1938)、池辺編(1961)、糸魚川(1969, 1983)などの報告がある。糸魚川(1983)は岩相ごとに産出する貝化石群集を区別し、貝殻石灰岩は1) “*Ostrea*” 群集、細-中粒砂岩は2) *Mactra-Saccella*群集、シルト岩は3) *Cyclocardia-Nuculana*群集、ときに *Cyclocardia-Saccella*群集からなることを明らかにした。それらの環境は、1) 岩礁-岩礁近くの浅海帯最上部-上部、2) 砂質底の浅海帯上部、3) 泥質底の浅海帯上部と推定されている。今回新たに北淡町常盤付近の貝殻石灰岩と泥質砂岩層中の石灰質団塊から多量の大型化石が得られた。これらの化石のリストを第3表に示す。貝殻石灰岩は主に離弁の “*Ostrea*” sp., 腕足類、フジツボ類の破片よりなる。石灰質団塊は *Mactra* sp. の優占や石灰藻が多産することによって特徴づけられる。産出した貝化石のなかで種まで同定されたものは、いずれも門ノ沢動物群(CHINZEI, 1986など)の外洋性で潮下帯砂底の要素である。

常盤からはTAI(1959)によって小型有孔虫化石が報告されている。それによると岩屋累層上部層の群集は *Elphidium-Elphidiella-Cibicides* 群集と呼ばれ、彼の分帯による *Miogyopsina kotoi-Operculina complanata japonica* 帯に対比されている。



第15図 岩屋累層上部層の砂岩層を挟む泥岩層の露頭 <北淡町常盤>
露頭の高さは約 8 m

第3表 神戸層群岩屋累層上部層から産出した貝化石のリスト

採取及び同定は佐藤喜男技官による] 採取地点は付図A-2参照

貝殻石灰岩 (産地M1)

- | | |
|---|---|
| 1. <i>Chlamys</i> sp. cf. <i>C. igeniosa</i> (YOKOYAMA) | C |
| 2. " <i>Ostrea</i> " sp. | A |
| 3. <i>Balanus</i> sp. | A |

石灰質団塊 (産地M2)

Pelecypoda

- | | |
|---|---|
| 1. <i>Acila</i> sp. | A |
| 2. <i>Saccella misensis</i> ARAKI | C |
| 3. <i>Barbatia</i> (<i>Abarbatia</i>) sp. | C |
| 4. <i>Lima</i> sp. | F |
| 4. <i>Arcopsis</i> sp. | R |
| 5. " <i>Ostrea</i> " sp. | F |
| 6. <i>Cyclocardia</i> sp. cf. <i>C. siogamaensis</i> NOMURA | R |
| 7. <i>Callista</i> sp. | R |
| 8. <i>Meretrix</i> sp. | F |
| 9. <i>Macoma izurensis</i> (YOKOYAMA) | F |
| 10. <i>Mactra</i> sp. | A |
| 11. <i>Varicorbula</i> sp. | R |

Scaphopoda

- | | |
|------------------------------|---|
| 1. <i>Dentalium</i> sp. | F |
|------------------------------|---|

Gastropoda

- | | |
|---|---|
| 1. <i>Diodora minoensis</i> ITOIGAWA | R |
| 2. <i>Turritella</i> (<i>Hataiella</i>) <i>sagai</i> KOTAKA | C |
| 3. <i>Protorotella togariensis</i> MAKIYAMA | R |
| 4. <i>Homalopoma</i> sp. | R |
| 5. <i>Minolia</i> sp. | C |
| 6. <i>Musashia yanagidaniensis</i> (ARAKI) | R |
| 7. <i>Onustus</i> sp. | C |
| 8. <i>Naticarius minoensis</i> ITOIGAWA | C |
| 9. <i>Babylonia toyamaensis</i> TSUDA | C |
| 10. <i>Siphonalia sukuhoraensis</i> ITOIGAWA | C |
| 11. <i>Siphonalia</i> sp. | F |
| 12. <i>Phos</i> sp. | F |
| 13. <i>Zeuxis</i> sp. | F |

A; abundant (more than 30 individuals)

C; common (more than 20 individuals)

F; frequent (more than 10 individuals)

R; rare (less than 9 individuals)

IV. 3 対比及び年代

神戸層群は前期-中期中新世に長野県南部から広島県北部に及ぶ瀬戸内区に堆積した地層群（第一瀬戸内累層群）の一構成要素とみなされてきた（池辺，1957；笠間・藤田，1957）。

岩屋累層については小型有孔虫や貝化石群集などに基づいて，第一瀬戸内累層群に属する他の地域の地層との対比が行われている（TAI, 1959；糸魚川・柴田，1973；柴田・糸魚川，1980）。糸魚川・柴田（1973），柴田・糸魚川（1980）によると，第一瀬戸内累層群中に認められる3回の海進・海退のサイクルのうち，淡路島から西の地域の海成層は最も大規模な海進である第Ⅲ期に相当すると考えられている。その年代は各地で報告されている浮遊性有孔虫群集からBlow（1969）の浮遊性有孔虫生層序のN. 8帯上部-N. 9帯下部に相当する時期，すなわち約16-15Ma（前期中新世末期-中期中新世初期）と推定されている（柴田，1985など）。

神戸市西部に分布する神戸層群下部（多井畑累層：池辺編，1961；藤田・前田，1984）には貝化石を含む海成層が挟まれている。多井畑累層と岩屋累層とは明石海峡で隔てられているために正確な層序関係は不明であるが，岩相などから多井畑累層と岩屋累層とはほぼ同層準であると推定されている（藤田・前田，1984）。また三田盆地に分布する神戸層群は多井畑累層やその上位の地層とほぼ同層準であると考えられている（池辺編，1961；藤田・笠間，1983）。しかし尾崎・松浦（1988）は三田盆地の神戸層群の凝灰岩から， 32.8 ± 2.1 - 35.9 ± 2.1 Maのジルコンフィッショントラック年代， 35.8 ± 0.7 - 36.9 ± 0.8 Maの黒雲岡母K-Ar年代を報告した。このことは淡路島と神戸市西部や三田盆地の神戸層群の年代が全く異なる可能性を示している。

IV. 4 地質構造

淡路島北部には幾つかの断層が存在し，岩屋累層は大きく変位を受けている（第10図）。また，これらの断層は鮮新・更新統や一部段丘堆積物を変位させている。各断層の詳細な記載はVI. 3 活断層の項に詳しいので，ここでは岩屋累層の地質構造について簡単に触れる。

西海岸部

西海岸側にはほぼN 30°E方向に延びる東側隆起の野島断層，浅野断層（藤田，1974）がある。これらの断層による岩屋累層の垂直変位量は撓曲部も含めて野島断層では最大300m+，浅野断層では北淡町浅野東で100-150 m程度と推定する。野島断層の西側では岩屋累層は一般に西へ30°-70°の急傾斜を示す。浅野断層の西側では断層の近傍を除いては一般に10°-20°の西傾斜である。

脊梁山地部

北淡町富島と東浦町河内を結ぶ線より北側の山地上では，岩屋累層の分布高度は北淡町江崎及び平林の1 km度東を最高点として，一般に南東へ10°前後の傾斜で傾き下っている。また常盤から中持にかけての地域には，ほぼ南北走向，東側隆起の中持断層（池辺編，1961）がある。その垂直変位量は最大80 m程度である。

富島-河内より南側の山地では、岩屋累層の分布高度は北淡町久野々付近で標高約300 mと最も高く、そこから一般に10°前後の傾斜で北東へ傾き下る。久野々には東西走向、南側隆起の小規模な**久野々断層**（新称）がある。また河内付近には走向 N 60°E、南側隆起の東浦断層（活断層研究会編，1980）があり、岩屋累層分布の南東限界になっている。

東海岸部

東海岸側の東浦町楠本付近にはほぼ走向 N 45°E、北西側隆起の楠本断層（藤田，1974）がある。本断層による岩屋累層の垂直変位量は最大200 m 程度である。楠本断層の東側では地層は断層近傍を除いて15-30°程度南東へ傾斜している。

V. 大阪層群（鮮新・更新統）

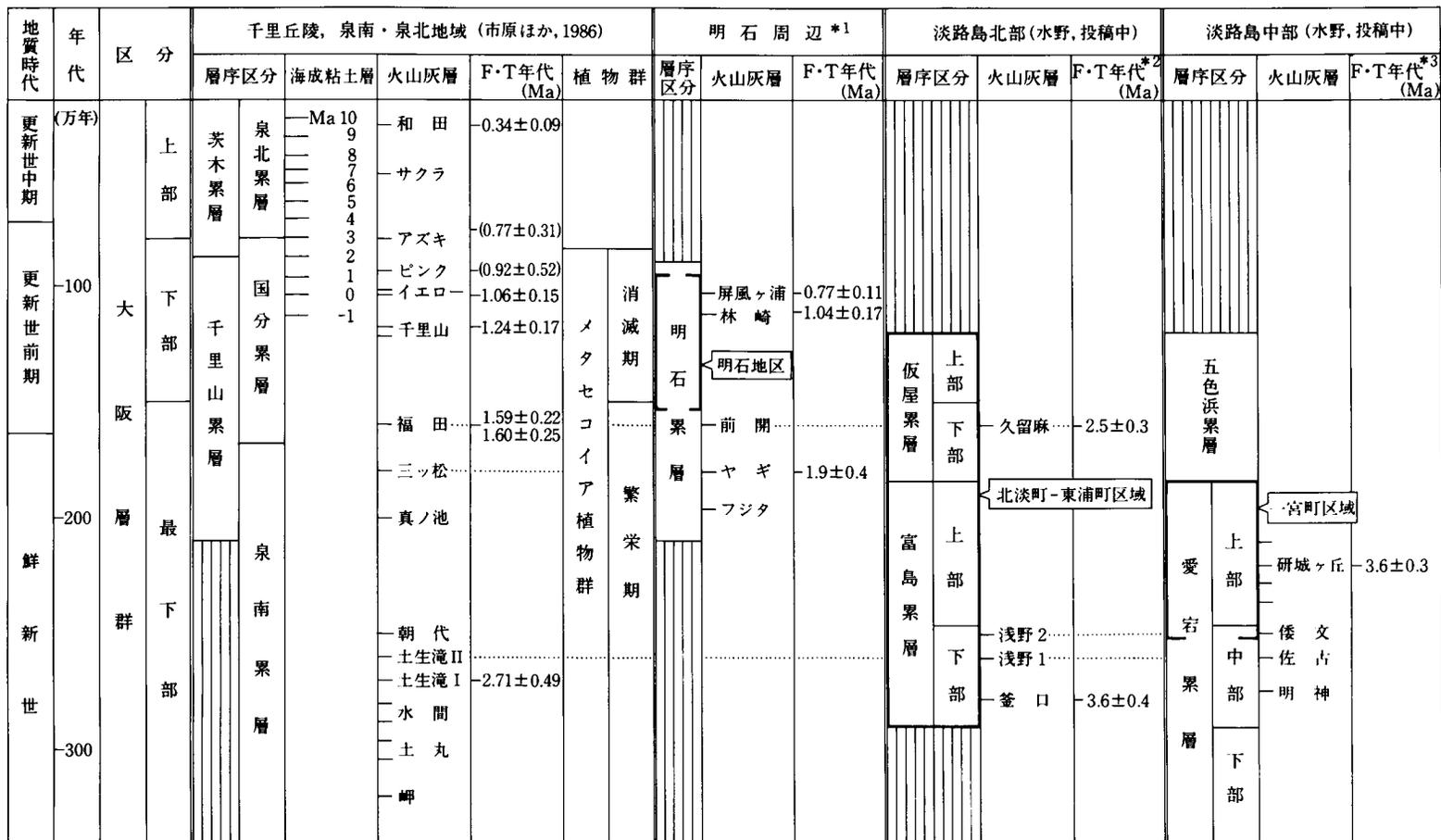
（水野 清秀）

V. 1 概要及び研究史

大阪層群は最初、大阪、京都、奈良の各盆地及びその周辺の丘陵地を構成し、段丘堆積物及び沖積層に不整合に覆われる未固結のシルト-粘土、砂、礫よりなる地層に対して与えられた総称である（大阪層群研究グループ，1951）。その後、本「明石」図幅地域が含まれている播磨盆地や淡路島に分布する同様な特徴をもつ地層も大阪層群に含められた（池辺，1959；池辺編，1961）。

大阪層群の模式地は大阪盆地の千里丘陵と泉南・泉北丘陵に置かれている（大阪層群研究グループ，1951；市原ほか，1986，1988）。大阪層群の年代は300万年以上前から約30万年前までとされている。約120万年前から後の地層にはMa-1-Ma10と呼ばれる海成粘土層が挟まれ、淡水成層と互層をなす。Ma-1より下位の地層はすべて淡水成である（市原ほか，1984，1988）。大阪層群はまた各地域ごとの岩相層序とは別にMa3層中に挟まれているアズキ火山灰層基底を境に下部（広義）と上部に二分され、更に下部（広義）はメタセコイア植物群（市原，1960）繁栄期と同消滅期の境界によって最下部と下部（狭義）に区分されている（市原，1960；市原ほか，1988；第16図参照）。

本図幅地域の明石地区の大阪層群は鹿間（1936）、市原・小黒（1958）、市原ほか（1960）によって調査され、最初は明石層群と呼ばれていたが、後に大阪層群に含められ、明石累層と呼ばれるようになった（池辺，1959；市原ほか，1960）。また明石累層上部と考えられた海成粘土層を挟む地層の一部（明美累層；藤田・笠間，1983）は、その後明石累層を不整合に覆うことが明らかにされ、いわゆる高位段丘層として位置づけられた（八木，1983；藤田・笠間，1983；前田・薺本・1983；藤田・前田，1984など）。ただしその正確な年代については研究者間で意見が分かれている。明石累層については市原ほか（1960）以後、藤田・笠間（1983）、前田・薺本・1983、藤田・前田（1984）、居川ほか（1986）、市原・稲田（1987）などの報告があり、明石累層は大阪層群最下部から下部に相当すると考えられている。明



第16図 大阪層群の模式地, 明石周辺及び淡路島北部・中部間の層序の対比

* 1 明石周辺の層序は藤田・前田(1984), 居川ほか(1986), 市原・稲田(1987),

フィッシュン・トラック年代は藤田・前田(1984), 鈴木(1987)による

* 2 本報告[測定は(株)京都フィッシュン・トラック]による

* 3 HORIE(1986)による

太線枠は「明石」図幅地域内に露出する層準の範囲を示す

石累層からの化石の報告には三木（1936, 1948）による植物化石，鹿間（1936），小村（1973），藤田・笠間（1983），神戸の自然研究グループ（1987）などによる象化石などがある。

明石累層は，本図幅地域の範囲（明石地区）では明石市街周辺の台地を構成する段丘堆積物の下位に小規模に露出している。

淡路島の大阪層群は，最初淡路累層と呼ばれ（池辺，1959；池辺編，1961），三木（1948），引田（1954）による植物化石の報告，東中（1951），東中・永井（1960），池辺編（1961）による地質記載に基づき，すべて淡水成の地層からなり，その層準はMa1より下位で大阪層群最下部までに及ぶことが示された（池辺編，1961）。その後，岡・寒川（1981）は淡路島に分布する地層を大阪層群全体に匹敵する厚さを持つなどの理由から淡路層群と呼び，3地区にわけて累層区分を行った。すなわち，淡路島中西部の五色町周辺では愛宕層と五色浜層あたらご ごしきはまとに，本図幅地域内の北淡町では富島層と五色浜層としまとに，東浦町では富島層と仮屋砂泥層とに分類した。また水野（投稿中）は，淡路島に分布する地層を大阪層群に含めながらも，基本的に岡・寒川（1981）の分類に従って層序区分を行った。すなわち大阪層群の分布を北部地域（北淡町-東浦町），中部地域（一宮町-津名町-五色町-西淡町-洲本市），南部地域（南淡町阿万，灘）とに分け，大阪層群を北部地域では富島累層と仮屋累層，中部地域では愛宕累層と五色浜累層とに区分し，南部地域の地層を油谷累層と呼んだ。更に火山灰層や植物化石に基づいて，富島累層を愛宕累層中・上部に，仮屋累層を五色浜累層に，また油谷累層を愛宕累層中・下部にそれぞれ対比した。更にこれら全体を含めた層準を，大阪層群の模式地のひとつである泉南・泉北地域での大阪層群最下部のほぼ全層準及び大阪層群下部の一部に対比した（第16図，第4表参照）。大阪層群の層序に関してはこれらのほかに中部地域については稲田（1986），南部地域については水野（1987）の報告がある。また象化石について池辺（1959），樽野（1986, 1988）の報告がある。

本図幅地域内では，淡路島側（淡路島地区）の大部分（北淡-東浦区域）が水野（投稿中）の分類による北部地域に当たり，富島累層と仮屋累層が分布する。また一宮町枯木付近が淡路島中部地域として含まれ，この区域に愛宕累層が分布している。

第4表 淡路島北部における大阪層群の累層区分の変遷

池 辺(1959) 池辺編(1961)		岡・寒 川 (1981)			水野(投稿中)・本報告(1990)			
	淡路島 全 域		北淡町	東浦町	五色町		北淡町 -東浦町	一宮町 -五色町
大 阪 層 群	淡 路 累 層	淡 路 層 群	五色浜層	仮 屋 砂泥層	五 色 浜 層	大 阪 層 群	仮 屋 累 層	五 色 浜 累 層
			富 島 層	富 島 層	愛 宕 層		富 島 累 層	愛 宕 累 層

V. 2 明石地区の大阪層群（明石累層Ak）

明石市周辺に分布する大阪層群は明石累層と呼ばれる。明石累層は高位段丘層（明美累層；藤田・笠間，1983）やそれより新しい地層に不整合に覆われている。以下には特に明石地区内に分布する地層を中心に述べる。

V. 2. 1 層序

分布 明石累層は神戸市西部及び明石市とその周辺に広く分布し、特に明石市街の西及び東に広がる台地周縁の崖や海岸に、段丘堆積物の下位に露出している。

層厚 明石累層全体で200m以上。

岩相 明石累層は全体として砂礫層優勢な淡水成のシルト-粘土層、砂層及び礫層の互層であり、主として河川ないしは湖沼成の堆積物である。また最上部には海成粘土層を挟むとされている。明石累層全体の中・上部にシルト-粘土層が比較的発達する層準があるが、明石市林崎町から大久保町付近の海岸（明石海岸）に露出する地層は、この比較的細粒な層相の部分に当たる（居川ほか，1986）。この付近の明石累層は市原・小黑（1958）によると、下位より林崎粘土層（層厚5m+）、藤江層（10m±）＝谷八木砂礫層（5m±）、屏風ヶ浦粘土層（10m±）からなり、これらはすべて淡水成である。この海岸の西側延長の北隣「高砂」図幅地域では、更に上位に層厚40m±の東二見層と呼ばれるシルト層を挟む砂層主体層が重なり、その最上部は海成粘土層を挟むとされている（市原・小黑，1958）。ボーリング資料によると、明石累層は林崎町-大久保町付近で地表下200m以上、明石公園付近で約150mの厚さがあり、それらの下部は砂層主体層、中・上部は粘土-シルト層、砂層及び礫層の互層からなる（国土庁土地局国土調査課，1975など）。

火山灰層 林崎町-大久保付近に分布する林崎粘土層及び屏風ヶ浦粘土層中にはそれぞれ林崎火山灰層及び屏風ヶ浦火山灰層（市原・稲田，1987）が挟まれている（第5表）。林崎火山灰層は厚さ10cm程度の白色-ピンク色の層である。また屏風ヶ浦火山灰層は厚さ15cm程度の灰白色の層で、下部に角閃石

第5表 明石海岸周辺における大阪層群明石累層の層序区分
市原・小黑（1958）、市原・稲田（1987）による

層序区分		火山灰層
明 石 累 層	東二見層	
	屏風ヶ浦粘土層	屏風ヶ浦火山灰層
	谷八木砂礫層／藤江層	
	林崎粘土層	林崎火山灰層

を主体とする重鉱物がごま塩状に点在している。

化石 象化石としては、林崎粘土層から、*Stegodon insignis sugiyamai* (TOKUNAGA, 1936) の臼歯、象牙などや“*Parastegodon akashiensis* (TAKAI, 1936)”の臼歯が、また屏風ヶ浦粘土層から *Stegodon shodoensis akashiensis* (TAKAI, 1936) の臼歯が産出している (鹿間, 1936; 池辺, 1959)。また植物化石としては屏風ヶ浦粘土層からメタセコイア (*Metasequoia disticha* MIKI), オオバタグルミ (*Juglans cinerea* var. *megacinerea* MIKI), シナサワグルミ (*Pterocarya stenoptera* DC.), ブナ (*Fagus crenata* Bl.), コナンキンハゼ (*Sapium sebiferum* var. *pleistoceaca* MIKI), シキシマハマナツメ (*Pariurus nipponicus* MIKI) などが産出している (三木, 1936, 1948)。

V. 2. 2 対比及び年代

明石累層の年代に関して次の報告や考察がある。

1) 火山灰層のフィッシュントラック年代

明石累層の比較的下部に挟在するヤギ火山灰層 (「神戸」及び「須磨」図幅地域内に分布) に対して 1.9 ± 0.4 Ma の年代が報告されている (藤田・前田, 1984)。また明石累層の比較的上部に挟在する屏風ヶ浦火山灰層に対しては、鈴木 (1987) によって手法別の年代値の比較が行われており、 1.01 ± 0.19 Ma (2π -Conversion法), 1.04 ± 0.17 Ma (4π -Conversion法), 0.78 ± 0.13 Ma ($S2\pi$ ES-I 2π ED法), 0.77 ± 0.11 Ma ($S4\pi$ IS-I 2π ED法) の各値が出されている。

2) 火山灰層・海成粘土層の対比

居川ほか (1986) は明石累層の中・下部に挟在する大沢火山灰層 (=ヤギ火山灰層) 及び前開火山灰層 (ともに「神戸」及び「須磨」図幅地域内に分布) がそれぞれ大阪府泉南・泉北地域の大阪層群最下部に挟在する三ツ松火山灰層及び福田火山灰層 (吉川, 1976) に対比される可能性を指摘している。また市原・稲田 (1987) は屏風ヶ浦火山灰層を大阪盆地周縁に広く分布する、大阪層群下部中のイエロー火山灰層に対比している (第16図参照)。一方藤田・前田 (1984) は明石市朝霧駅周辺に分布する海成粘土層 (川西粘土層) が Ma1 に相当する可能性が高いとした。また市原・稲田 (1987) は東二見層最上部の海成粘土層を Ma1 層に対比している。

3) 植物化石

三木 (1948) 及び藤田・前田 (1984) によれば、明石累層の比較的下部からメタセコイア植物群繁栄期を示すとされるスイショウ (*Glyptostrobus pensilis* KOCH) が、他の層準からはメタセコイア (*Metasequoia disticha* MIKI), オオバタグルミ (*Juglans cinerea* var. *megacinerea* MIKI) などのメタセコイア植物群の構成要素が産出している。

以上を総合すれば明石累層が大阪層群最下部から下部に相当することは確実であり、その年代は約 2 Ma から 1 Ma に及ぶことになる。また、後述する地質構造も考慮すると、本明石図幅地域の明石地区に露出する地層はこのうちの中部から比較的上部に相当することになる。

V. 2. 3 地質構造

本図幅地域の明石累層分布域には大規模な断層や褶曲は見られない。

明石累層内の大規模な撓曲帯及び断層は、明石累層分布のほぼ東縁に当たる神戸市垂水区押部谷町南から高塚山付近にかけて（「神戸」及び「須磨」図幅地域内）ほぼ南北に延びる東側隆起の高塚山撓曲（断層）である（藤田・笠間，1983，前田・髯本，1983，藤田・前田，1984）。明石累層は高塚山撓曲付近に最も下位の層準が露出していて、その撓曲より西側では地層は緩やかにおおむね西へ傾斜し、西側により上位の地層が現れるようになる（居川ほか，1986）。林崎町から西の海岸でも、地層は緩くうねりながら西へ少しずつ上位の地層が現れている（市原・小黒，1958）。

V. 3 淡路島北部の大坂層群

淡路島の大坂層群は水野（投稿中）によって、その分布域に基づいて淡路島北部地域、淡路島中部地域及び淡路島南部地域に分けられ、それぞれ累層区分が行われている（第16図）。本図幅地域内では大部分の分布域（北淡-東浦区域）が上記の淡路島北部地域に含まれ、一宮町枯木付近のみが淡路島中部地域に属している。

北淡-東浦区域（淡路島北部地域）の大坂層群は下位の富島累層と上位の仮屋累層に区分され、更に

第6表 「明石」図幅地域内淡路島地区における大坂層群の層序区分

北 淡 - 東 浦 区 域 (淡路島北部地域*)				一 宮 区 域 (淡路島中部地域*)		
層 序 区 分				火山灰層	層 序 区 分	
仮 屋 累 層	上 部	斗ノ内 砂礫層	城原 砂層			
	下 部	久 留 麻 砂泥互層		久留麻		
富 島 累 層	上 部	小倉礫層			上 部	郡家砂礫 優勢層
	下 部	舟木 礫層	浅野 互層	浅野2 — 浅野1 — 釜口	中 部	鮎原互層

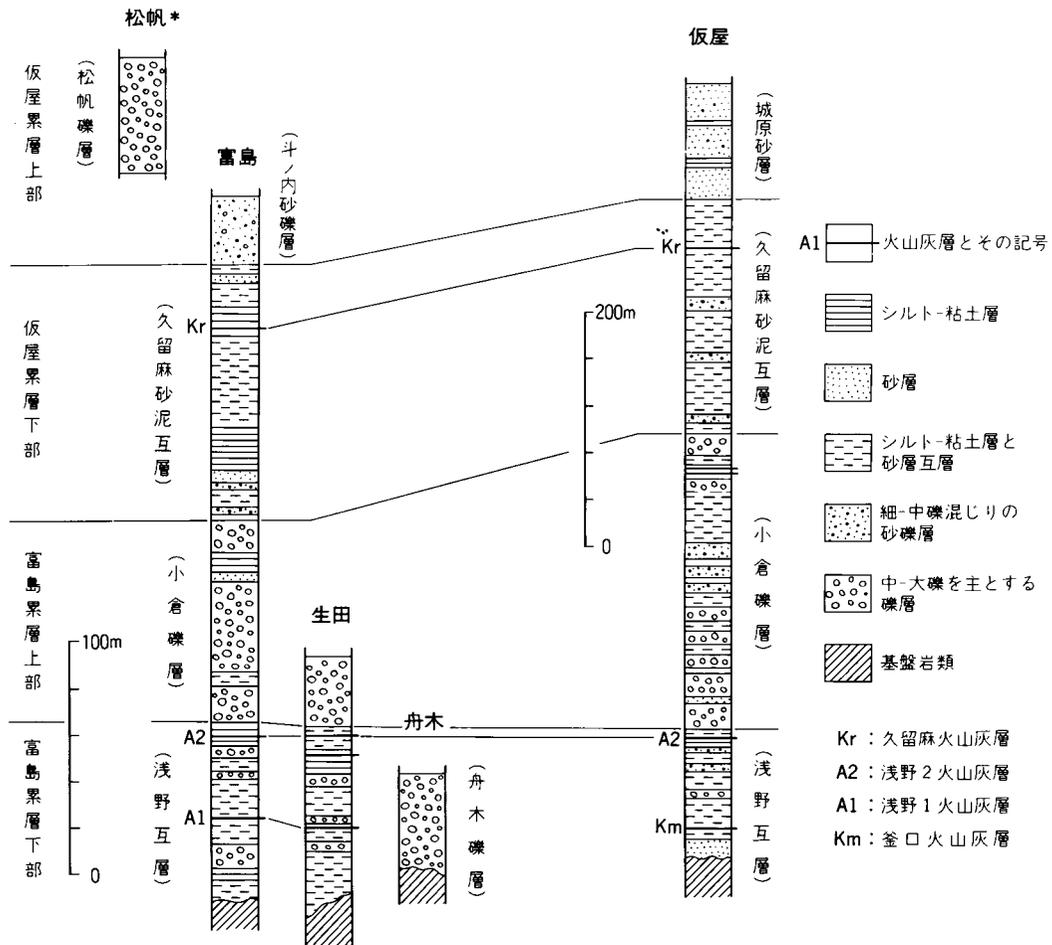
*水野(投稿中)による地域区分

幾つかの部層に細分される（水野，投稿中；第6表）．累層区分の基準は岡・寒川（1981）による東浦町での富島層と仮屋砂泥層との区分に基づいている．なお岡・寒川（1981）は北淡町側の地層を下位の富島層と上位の五色浜層とに区分しているが，水野（投稿中）では北淡町側の地層も富島累層と仮屋累層との区分に統一されている（第4表参照）．一方，一宮区域から南の淡路島中部地域の大坂層群は下位の愛宕累層と上位の五色浜累層に区分されているが，一宮町枯木付近ではこのうちの愛宕累層の上半部が分布している．この層準はほぼ富島累層の層準に相当する．

以下の地層の記載は水野（投稿中）の層序区分に基づいている．また淡路島地区内の主要な区域での模式的な地質柱状図を第17図に示す．

V. 3. 1 富島累層

富島累層は北淡-東浦区域に分布し，淡水成のシルト-粘土層，砂層及び礫層の互層からなり，全体と



第17図 淡路島地区の主要区域における大坂層群の模式的な地質柱状図
水野（投稿中）に加筆．*松帆礫層は「須磨」図幅地域に分布

して礫層が優勢である。これらは主として河川ないし湖沼成の堆積物である。上部の層準に広域にわたって礫層が発達するが、この厚い礫層の始まりを境に、本累層を下部と上部に二分する。下部は浅野互層（浅野部層）と舟木礫層から、上部は小倉礫層からなる。

V. 3. 1. 1 浅野互層 (Ta)

模式地 北淡町浅野

分布 北淡町小倉-富島, 浅野, 室津-生田, 東浦町仮屋-釜口。

層厚 約 100m.

層位関係・岩相 淡路島地区の大坂層群の最下部に当たる。岩相は単層の厚さ10m以内のシルト-粘土層と砂層の互層を主体とする。厚さ数 m の比較的淘汰のよい中-大礫層を数層挟む。また釜口（記号 Km）、浅野 1 (A1)、浅野 2 (A2) の各火山灰層や植物化石を含む炭質シルト-砂層が挟まれている。

化石 本部層中の炭質シルト-砂層から第 7 表に示すような大型植物化石が産出している（百原 新の資料による）。これらはメタセコイア植物群を特徴づけるもので、その中には特にメタセコイア植物群繁栄期を示すとされるイヌカラマツ、スイショウ、セコイア属が含まれている。

V. 3. 1. 2 舟木礫層 (Tf)

模式地 北淡町舟木。

第 7 表 大坂層群富島累層下部の浅野互層から産出する植物化石一覧表
(百原 新の資料による)採取地点は付図 A-2 参照

種 名	産出部位	P1	P2	P3	P4
<i>Pseudolarix Kaempferi</i> (LAMB.) GORDON	イヌカラマツ 球果鱗片	+			
<i>Glyptostrobus pensilis</i> (STOUNT.) K.KOCH	スイショウ 球果			+	+
<i>Metasequoia glyptostroboides</i> HU et THENG	メタセコイア 球果		+		
<i>Sequoia</i>	セコイア属 球果				+
<i>Juglans cinerea</i> var. <i>megacineria</i> MIKI	オオバタグルミ 核		+		
<i>Alnus</i> cf. <i>iaponica</i> STEUD. (THUNB.)	ハンノキ近似種 果実序			+	
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	コナラ属コナラ亜属 穀斗・果実	+	+		
<i>Magnolia</i> cf. <i>kobus</i> DC.	コブシ近似種 種子		+		
<i>Cinnamomum</i>	クス科 種子		+		
<i>Prunus</i>	サクラ属 核		+		
<i>Zanthoxylum</i>	サンショウ属 種子		+		
<i>Phellodendron amurense</i> RUPR.	キハダ 種子		+		
<i>Buxus</i>	ツゲ属 葉	+			
<i>Symplocos</i> sect. <i>Palura</i>	ハイノキ属サワフタギ節 核	+			
<i>Styrax</i>	エゴノキ属 種子		+		
<i>Meliiodendron</i>	セツリミアサガラ属 果実	+			

産地 P1: 富島東; 浅野 2 火山灰層の約 60m 下位 P2: 生田大坪北部; 浅野 2 火山灰層の数 m 下位 (?) P3: 富島東; 浅野 2 火山灰層の直下 P4: 浅野; 浅野 2 火山灰層の約 1 m 上位

分布 北淡町富島東，浅野東部の浅野断層沿い，舟木周辺，東浦町河内，仮屋北部及び浦。

層厚 約 100m.

層位関係・岩相 浅野互層と指交関係にある。岩相は礫層主体層からなる。礫層は中-大礫サイズの円-亜角礫を主とし，最下部の層準を除いて比較的淘汰がよく，またトラフ状のクロスラミナがよく見られる。礫種は砂岩，酸性火砕岩類，石英斑岩，チャート，花崗岩を主とし，他に結晶片岩類や安山岩などを含んでいる。

V. 3. 1. 3 小倉礫層 (To)

模式地 北淡町小倉。

分布 北淡町江崎-平林，小倉-浅野-生田畑北部，東浦町仮屋-釜口。

層厚 小倉-浅野付近で約 100m，仮屋付近で約 250m.

層位関係・岩相 浅野互層及び舟木礫層に整合に重なり，シルト-粘土層及び砂層を挟む礫層主体層からなる（第18図）。礫層は中-大礫大の円-亜角礫が主体で，比較的淘汰がよく，トラフ状のクロスラミナがよく発達する。礫種は舟木礫層と同様に砂岩，酸性火砕岩類，チャート，花崗岩類が多く，結晶片岩も少量含まれている。本部層の上部にはシルト-粘土層又はシルト-粘土層と砂層との互層が発達する層準がある。

V. 3. 2 仮屋累層

仮屋累層は北淡-東浦区域に分布し，富島累層に整合に重なる。主として湖沼ないし河川成の堆積物



第18図 小倉礫層の露頭<北淡町浅野>
図の縦の長さは約 3 m

である。岩相はシルト-粘土層と砂層との互層を主とするが、上部では砂層あるいは砂礫層が発達する。この厚い砂層あるいは砂礫層の始まりを境にして本累層を下部と上部に二分する。下部は久留麻砂泥互層、上部は城原砂層、斗ノ内砂礫層及び松帆礫層からなる。

V. 3. 2. 1 久留麻砂泥互層 (Kk)

模式地 東浦町仮屋。

分布 北淡町江崎，小倉，富島-浅野西部，東浦町仮屋。

層厚 浅野西部で約 100m，仮屋で約 200m。

層位関係・岩相 小倉礫層を整合に覆う。岩相は厚さ10m以内のシルト-粘土層と砂層の互層を主体とし、薄い中礫サイズの円-亜角礫層を 2-3層挟んでいる。本部層上部には久留麻火山灰層 (Kr) が挟まれている。

V. 3. 2. 2 城原砂層 (Kj)

分布 東浦町仮屋東部

層厚 100m+

層位関係・岩相 久留麻砂泥互層を整合に覆う。岩相は薄いシルト層を挟む細礫混じりの淘汰のよい砂層からなる。

V. 3. 2. 3 斗ノ内砂礫層 (Kt)

分布 北淡町浅野西部。

層厚 30m+

層位関係・岩相 久留麻砂泥互層を整合に覆う。岩相は砂層及び細-中礫サイズの円-亜角礫層からなる淘汰のよい砂礫層である。礫種はチャート，砂岩，花崗岩類，酸性火砕岩類，結晶片岩類（紅れん石石英片岩を含む）を主体とする。特に結晶片岩礫が下位の礫層よりもはるかに多く含まれている。本部層は岡・寒川（1981）が五色浜層と呼んでいる層準に当たる。

V. 3. 2. 4 松帆礫層

分布 淡路町松帆（東隣「須磨」図幅地域内）。本図幅地域には分布していない。

層厚 40m+

層位関係・岩相 花崗岩類を直接覆う。岩相は中-大礫サイズの円-亜角礫からなる礫層で、淘汰度は高い。礫径は全体として上方へ粗粒化する傾向がある。礫種はチャート，砂岩，花崗岩類，酸性火砕岩類，結晶片岩類（紅れん石石英片岩を含む）が主体である。本部層と他の地層との直接的な関係は不明であるが、結晶片岩礫を多く含むなど岩相が斗ノ内砂礫層と類似しており、また礫径が上方粗粒化を示し、斗ノ内砂礫層よりも大きいことから、斗ノ内砂礫層の少し上位に位置する可能性がある。なお藤田・前田（1984）は本部層が大阪層群上部亜層群（Ma5 の上位から高位段丘面を構成する地層までの層準）に属すると推定している。

V. 3. 3 愛宕累層 (A)

愛宕累層は一宮区域から南に分布していて、富島累層などと同様に河川ないし湖沼成の堆積物であり、シルト-粘土層、砂層及び礫層の互層からなる。その下部及び上部は礫層が比較的優勢で、これらの岩相によって愛宕累層は下部、中部及び上部に区分され、更に幾つかの部層に細分されている。一宮区域には愛宕累層中部-上部が露出している。これらの区域では中部はシルト-粘土層と砂層との互層が優勢な鮎原互層（模式地：五色町鮎原）、上部は砂礫層が優勢な郡家砂礫優勢層（模式地：一宮町郡家-北山）からなる。一宮町枯木付近には鮎原互層と郡家砂礫優勢層の層準が分布しているが、鮎原互層の層準は志筑断層（池辺編，1961）沿いにわずかに露出するのみで不明な点が多い。以下には枯木付近に限定して、両部層を合わせて地質記載を行う。なお枯木付近の鮎原互層及び郡家砂礫優勢層は稲田（1986）が志筑砂泥互層及び尾崎砂礫優勢層と呼んでいる地層に相当する。

層厚 150m+

岩相 淡水成のシルト-粘土層、砂層及び礫層の互層からなり、少なくとも上部の 100m以上は砂礫層が優勢である。礫層は主として中礫サイズの円-亜角礫からなり、比較的淘汰がよく、トラフ状のクロスラミナがよく発達する。礫種は砂岩、チャート、酸性火砕岩類、花崗岩類を主体とし、少量の結晶片岩礫を含んでいる。

化石 三木（1948）によるとトガサワラ (*Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA)、ランダイスギ (*Cunninghamia konishii* HAY)、スイショウ (*Glyptostrobus pensilis* KOCH)、セコイア (*Sequoia sempervirens* ENDL.)などの植物化石が産出している。

対比 枯木付近の愛宕累層は岩相や地質構造などから、その大部分は北側に分布する富島累層上部の小倉礫層の層準に相当する。

V. 3. 4 火山灰層

淡路島地区に分布する大阪層群中に挟在する主要な火山灰層は以下の特徴をもっている。各火山灰層の重鉱物組成、火山ガラス及び斜方輝石の屈折率を第8表に、また2枚の火山灰層のフィッシュントラック年代値を付表 A-2 に示す。

(1) 釜口火山灰層 (Km; 地質図では省略)

分布 東浦町釜口付近。

挟在層準 富島累層浅野互層下部。

特徴 層厚30-80cm、淡黄色-灰白色のガラス質の層である。少量含まれる重鉱物は主として斜方輝石と角閃石からなる。

フィッシュントラック年代 3.6 ± 0.4 Ma

(2) 浅野1火山灰層 (A1)

分布 模式地は北淡町浅野であり、浅野及び生田大坪-生田畑に分布する。

挟在層準 富島累層浅野互層中部。

特徴 層厚40-60cm、淡黄色-灰白色のガラス質の層で、下部にやや粗粒な部分がある。少量含まれる重鉱物は主に斜方輝石及び不透明鉱物である。

第8表 大阪層群中の主要な火山灰層の重鉱物組成と屈折率
採取地点は付図A-2参照

	火山灰層名	試料番号	重 鉱 物 組 成 (粒数%)							屈 折 率	
			Bio	Amp	Opx	Cpx	Ap	Zr	Opq	ガラス：n	斜方輝石：Y
北 淡 町 区 域	久留麻上部	Kr-2c	0.5	46.5	26.5	8.0	0.5	1.0	17.0	1.499-1.502	
	久留麻中部	Kr-2b	0	59.5	13.5	1.0	0.5	1.0	24.5	1.500-1.503	1.702-1.738+
	久留麻下部	Kr-2a	2.5	9.0	28.5	2.5	0.5	4.0	53.0	1.500-1.502	1.713-1.738+
	浅野2	A2-1	0	49.0	35.0	4.0	0.5	0	11.5	1.504-1.505	1.700-1.709
	浅野1	A1-1	0	16.5	47.0	5.5	0.5	8.0	22.5	1.501-1.504	1.703-1.737
	浅野1	A1-2	0	2.5	71.5	8.0	0	0.5	17.5	1.500-1.503	1.704-1.738
東 浦 町 区 域	久留麻上部	Kr-1c	15.5	46.0	17.5	4.5	0	5.0	11.5	1.500-1.502	
	久留麻中部	Kr-1b	0	63.5	17.5	4.0	1.5	0	13.5	1.501-1.503	1.703-1.738+
	久留麻下部	Kr-1a	0.5	7.5	27.0	3.5	0	4.5	57.0	1.500-1.502	1.709-1.738+
	浅野2	A2-2	0	58.5	27.5	1.0	0	0	13.0	1.502-1.504	1.697-1.712
	釜口	Km-1	0	24.0	25.5	0.5	0	1.0	49.0	1.502-1.504	1.718-1.731
	釜口	Km-2	0	33.0	53.5	0	0	0	13.5	1.502-1.504	1.721-1.729

Bio：黒雲母 Amp：角閃石 Opx：斜方輝石 Cpx：単斜輝石 Ap：燐灰石 Zr：ジルコン Opq：不透明鉱物
分析試料は粒径 1/4-1/16mm 測定：水野 清秀

(3) 浅野2火山灰層 (A2)

分布 模式地は北淡町浅野であり、北淡町小倉、浅野及び東浦町仮屋西部に分布する。

挟在層準 富島累層浅野互層上部。

特徴 層厚30-40cm、灰白色で上・下部はガラス質、中部にやや粗粒の、角閃石及び斜方輝石がごま塩状に散在する結晶粒の含有量が多い層が挟まれている。

(4) 久留麻火山灰層 (Kr)

分布 模式地は東浦町仮屋北部であり、北淡町江崎、浅野西部及び東浦町仮屋に分布する。

挟在層準 仮屋累層久留麻砂泥互層上部 (第19図)。

特徴 層厚60-300cmのガラス質の層で、下部約20cm、上部40-250cmは灰白-白色、中部約20cmはアズキ色を呈する。少量含まれる重鉱物は下部では主に不透明鉱物と斜方輝石、中・上部では主に角閃石である。

フィッシュントラック年代 $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$

V. 3. 5 対比及び年代

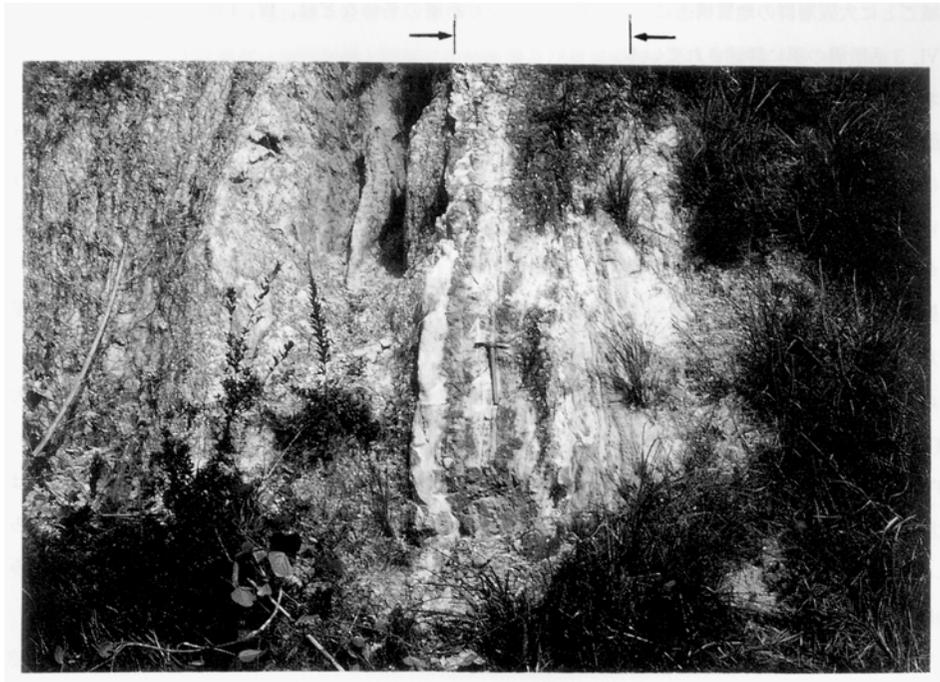
淡路島地区の大阪層群の年代に関する資料や考察をまとめると次のとおりである。

1) 火山灰層のフィッシュントラック年代

富島累層に挟在する釜口火山灰層に対して $3.6 \pm 0.4\text{Ma}$ 、仮屋累層に挟在する久留麻火山灰層に対して $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$ の値が出されている (付表 A-2)。

2) 火山灰層の対比

水野 (投稿中) は岩石記載学的特徴に基づいて、富島累層中の浅野1火山灰層及び仮屋累層中の久留



第19図 久留麻火山灰層（矢印）を挟む久留麻砂泥互層の露頭<東浦町久留麻>
地層は急傾斜している。ハンマーの長さは約 45cm

麻火山灰層が、それぞれ大阪府泉南・泉北地域の大阪層群最下部に挟在する土生滝Ⅱ火山灰層及び福田火山灰層（吉川，1976）に対比される可能性が高いとした。また富島累層中の浅野2火山灰層が土生滝Ⅱ火山灰層の少し上位にある朝代火山灰層（吉川，1976）に対比される可能性がある」と指摘した。

3) 植物化石

富島累層下部及び愛宕累層からメタセコイア植物群繁栄期を示すイヌカラマツ，スイショウ，セコイアが産出している。すなわち富島累層下部及び愛宕累層は大阪層群最下部に位置づけられる。

火山灰層の対比が正しいとすれば，富島累層から仮屋累層下部までの層準及び愛宕累層の層準は大阪層群最下部に，また仮屋累層上部は大阪層群下部にほぼ相当することになる。年代で言えば，富島累層から仮屋累層下部までが約 3 Maから 1.5Ma，仮屋累層上部が 1.5Maから1.2Ma 位までに及ぶことになる（第16図参照）。しかし，例えば $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$ という年代値が出された久留麻火山灰層に対比される福田火山灰層の年代は約 1.6Ma頃と考えられている（市原ほか，1984）ことなどから，求められたフィッシュトラック年代は火山灰層の対比から推定される年代に対して約 1.2-1.5倍の古さを示している。現段階では放射年代値が系統的に古めに出ていると考えているが，火山灰層の対比を含めて再検討する必要がある。

V. 3. 6 地質構造

淡路島地区には幾つかの断層や撓曲が存在し，大阪層群は神戸層群と同様に変形している。以下に小

区域ごとに大阪層群の地質構造について触れる．なお断層の名称などは，IV. 4 神戸層群の地質構造及びVI. 3 活断層の項に詳述されている．

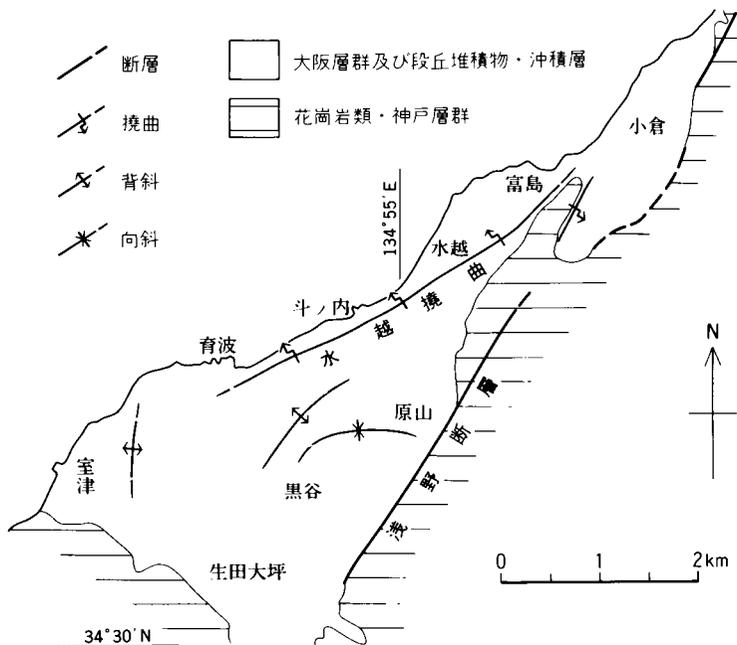
北淡町区域

西海岸側の野島断層及び浅野断層沿いでは大阪層群は神戸層群を不整合に覆いつつも，同様な傾斜で西に傾き，また直接花崗岩類と断層で接するところもある．両断層沿いの大阪層群の岩相は主に淘汰のよい垂円礫主体層からなり，断層活動に伴う不淘汰な角礫層などが挟まることはほとんどない．このことから大阪層群堆積当時にはまだ明瞭な断層崖は形成されていなかったと考える．

野島断層の南の延長ともとれる富島東部の基盤山地沿いでは，大阪層群が局所的には $N20^{\circ}E$ ， $70^{\circ}W$ の走向・傾斜を示しているが，基盤岩との接触部が断層なのか不整合なのかは明らかにできなかった．この地点の約 700m 西側には $N30^{\circ}E$ 方向に延びる西側隆起の短い撓曲帯があり，大阪層群は東へ最大 70° 程度の傾斜を示す．また富島集落の東縁から育波集落のすぐ南にかけての海岸沿いには走向 $N40-60^{\circ}E$ ，東側隆起の大阪層群の撓曲帯がある．この撓曲を特に**水越撓曲**（新称）と呼ぶ．水越撓曲では大阪層群の傾斜は普通北西へ 50° 前後であるが，富島から水越ではほとんど直立しているところが見られる．浅野断層と水越撓曲の間には，大阪層群の小規模な背斜，向斜構造が見られるが，全体としてみれば地層は浅野では北西へ，また生田畑では北東へ傾斜している（第20図）．

東浦町区域

仮屋付近では大阪層群全体が南北ないし走向 $N20^{\circ}E$ で 東に $50-75^{\circ}$ 急傾斜している（第19図）．西側の花崗岩類との境界付近でも同様の傾斜を示し，基盤岩との間に断層は見られない．仮屋北部の基盤岩



第20図 北淡町富島-生田区域における大阪層群に見られる地質構造

沿いでは大阪層群の傾斜は幾分緩くなっている。

山地内部では、大阪層群は神戸層群と同様に中持断層及び東浦断層によって変位を受けている。

一宮町枯木付近

枯木付近にはほぼ南北走向で東側隆起の志筑断層（池辺編，1961）があり，大阪層群と花崗岩類が接している。大阪層群は断層付近の幅 100m 以上にわたって西側へ急傾斜している。

VI. 上部更新統・完新統及び活断層

（寒川 旭）

VI. 1 段丘堆積物

VI. 1. 1 明石地区

扇状地は，六甲山地から流下する多くの河川によって形成され，その前縁で播磨灘に至る地域で海成及び河成の段丘面がよく発達している。市原・小黒（1958），市原ほか（1960），河名（1973），藤田（1976），藤田・前田（1984）は，これらの段丘面を高位段丘面（明美面），中位段丘面（西八木面），及び低位段丘面に区分した。八木（1983,1987）は，これらを更に細分し，上位より，明美Ⅰ面，明美Ⅱ面，山手台面，金ヶ崎面，魚住面，西八木面，伊川谷面及び舞子面とした。このなかで，明美Ⅰ・Ⅱ面，山手台面，金ヶ崎面及び魚住面は従来明美面として一括されていたものを細分したものである。上記の段丘のなかで本図幅地域に分布しているものは魚住面と西八木面のみである。八木（1987）による段丘面と段丘堆積物の概要は次のようになる（第21図）。

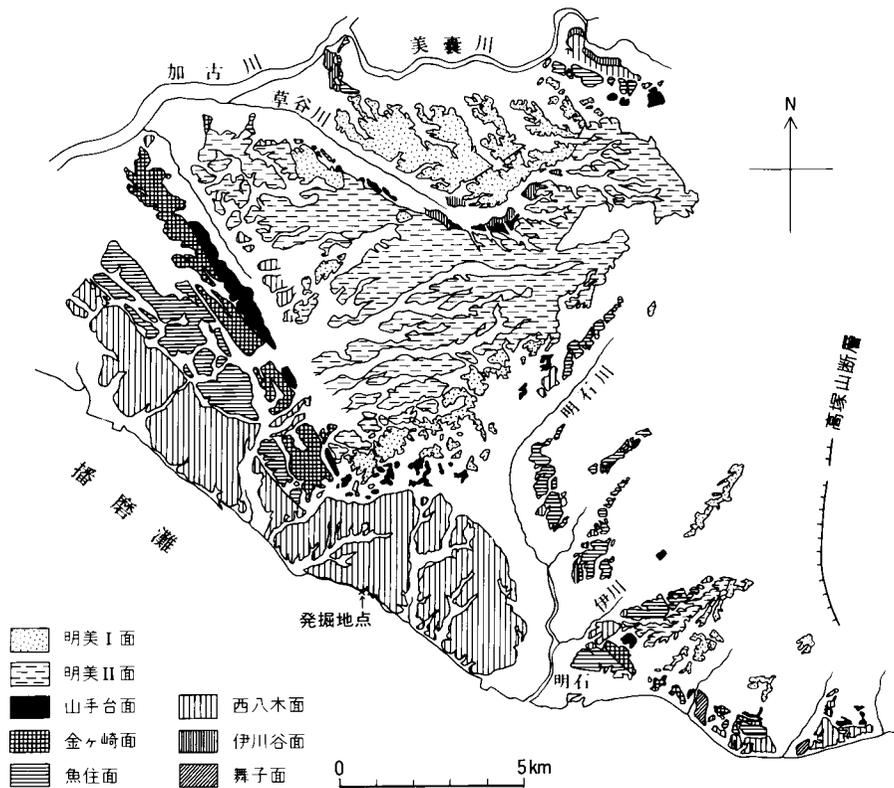
明美Ⅰ面は，段丘堆積物中に海成粘土層（赤阪粘土層：市原・小黒，1958）を含んでいる。これは，大阪層群のMa10海成粘土層（20-25万年B.P.）に対比される可能性があり，この段丘面の形成時期もMa10堆積期前後と考えられている（八木，1987）。明美Ⅱ面は厚さ5-9mの河成礫層からなる段丘面で，本地区周辺の中で最も広範囲に分布している。

山手台面・金ヶ崎面，魚住面，及び西八木面は海岸線に平行に発達する海成の段丘面である。魚住面は厚さ8m以上の砂礫層よりなっている。西八木面は最下位の海成段丘面であり，最大幅3kmで広範囲に分布しており，上位の面に比べて面の開析程度はるかに小さい。その堆積物は厚さ10m以内の砂-砂礫層より構成されている。

伊川谷面及び舞子面は現河川沿いにわずかに分布しており，最終氷期及びそれ以降に形成された河成段丘面である（八木，1983）。

各段丘面において，古いものほど風化が進み，地表付近の赤味が強くなっている。土壌の色調は明美Ⅰ面で10R-2.5YR，明美Ⅱ面-金ヶ崎面で2.5YR，魚住面で7.5YR，西八木面で10YR-7.5YRと徐々に赤味が少なくなっている（八木1987）。

西八木段丘が播磨灘に接する林から東二見（北隣「高砂」図幅地域内）に至る海岸では高さ12m前後

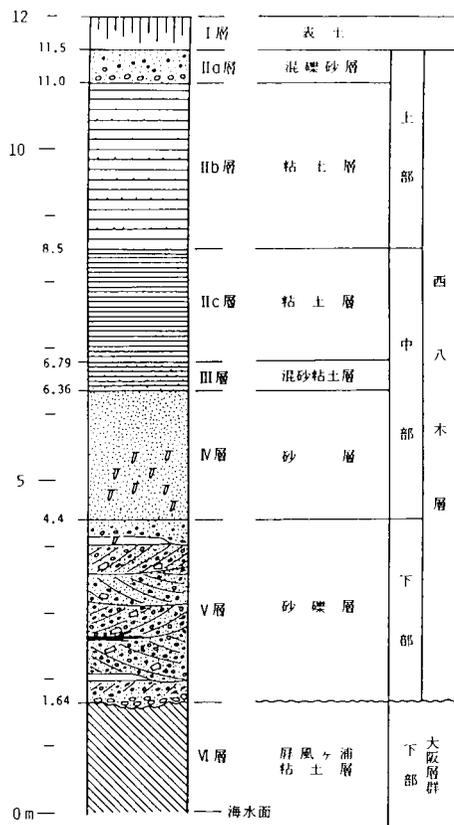


第21図 「明石」 図幅地域の明石地区周辺の段丘面分布図
(八木, 1987の図54に一部加筆)

の段丘崖がそびえ、屏風ヶ浦と呼ばれている。考古学研究者の直良信夫は1931年4月18日にこの海岸の段丘崖下の崩壊土中から一片の人骨を発見した。これが「明石人骨」として大きな反響を呼び、西八木段丘形成時の人骨説と現代人の人骨説の両説が相譲らず今日に至っている。本図幅地域内では人工改変が進んでおり、西八木段丘堆積物の観察を十分に行うことができないので、以下の研究成果を中心に問題点を述べる。

1985年3月に、国立歴史民俗博物館が中心になって、明石人骨の産出地点付近において西八木段丘堆積物の大規模な発掘調査が行われ、西八木段丘堆積物の堆積状況や当時の古環境が精査され、(「国立歴史民俗博物館研究報告13」(小林ほか, 1987))

発掘地点の層序は6区分され、上位よりI-VI層と名付けられた(第22図)。I層は表土である。II層は暗黄灰色粘土及び砂礫層で、更にa-cに細分された。III層は暗青灰色砂混じり粘土層で、II層下部より砂の含有量が多く、貝の型化石や生痕化石が見られる。IV層は暗青灰色砂層で貝の型化石や生痕化石が多い。V層は黄褐色灰色砂礫層で、砂層中の斜層理から北東方向からの流れが推定できる。また、V層は河成堆積物であり、下位の青色粘土層と(VI層)と不整合関係で接している(市原・稲田, 1987; 竹村・亀井, 1987)。



第22図 明石海岸における西八木段丘堆積物の地質柱状図
(市原・稲田, 1987の図29を引用)

百原ほか(1987)による大型植物化石群集、辻(1987)による花粉化石群集及び野口(1987)による珪藻遺体群の検討から、V層堆積中に堆積環境が沿岸暖地化し、IV層以降の海進期の堆積物の堆積が行われたことが判明した。またV層中部からは、長さ26.9cm、幅5.0cm、最大幅7.5mmの木器が出土した(春成, 1987)。

市原・小黑(1958)、市原ほか(1960)及び市原・稲田(1987)は、西八木段丘が中位段丘堆積層としてリス氷期晩期からリス・ウルム間氷期(約10数万年前から約7-8万年前)に形成されたと考えた。また、八木(1983, 1987)は前述のように、この明石地区及び周辺における海成段丘面を4区分し、最上位の山手台面は最終間氷期極相期に形成され、西八木面はその後の亜間氷期的高海水準に形成されたもので、南関東の小原台海進(約8万年B.P.)又は、三崎海進(約6万年B.P.)に対応する可能性が強いと考えた。

小林ほか(1987)は西八木段丘堆積物のV層から得た木材片を用いて¹⁴C年代測定を行い、54,000(+10,000, -4,000B.P.)の値

を出した。また、広岡・湯田(1987)は西八木段丘堆積物のIV層の古地磁気を検討し、この層は5-6万年前のイナエ・エクスカージョンの頃のものと考えた。

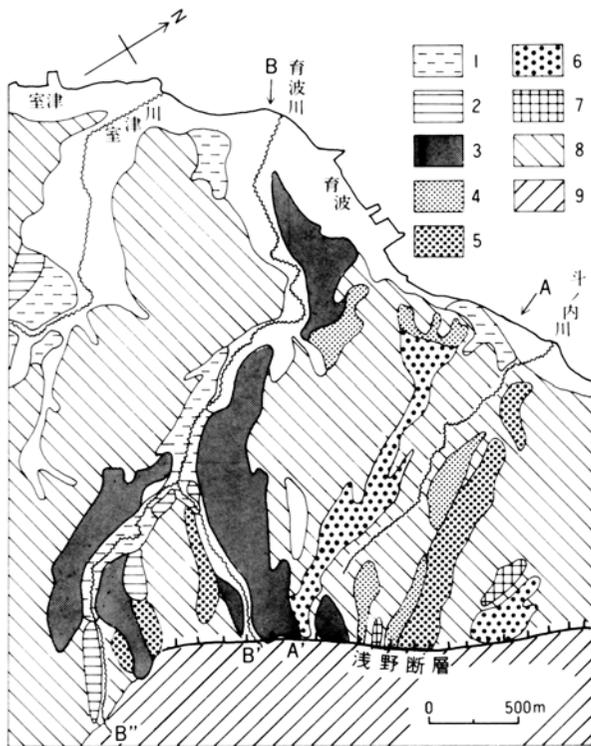
VI. 1. 2 淡路島地区

淡路島地区の段丘面は、分布の特徴から3区域に分けて記述する。また、段丘面の区分は、古いものから高位、中位、低位及び最低位の各段丘面となるが、区域によっては、中位段丘面が更に4区分できる(第23図)。明石地区の魚住面及び西八木面は淡路島地区の中位段丘面形成期内に発達したものと位置づけ、以下のとおり記載を行う。

(1) 淡路島西海岸の北淡町江崎-野島区域

この区域では、野島断層による急峻な断層崖から海岸に至る幅200-300mの地帯に扇状地性の段丘面が発達している。

このなかで最も高位に分布するのは中位段丘面で、大川周辺の海拔高度20-40mにかけてわずかに分布しており堆積物も弱い風化を受けている。Loc. 1(大川)では、大阪層群を不整合に覆って、花崗



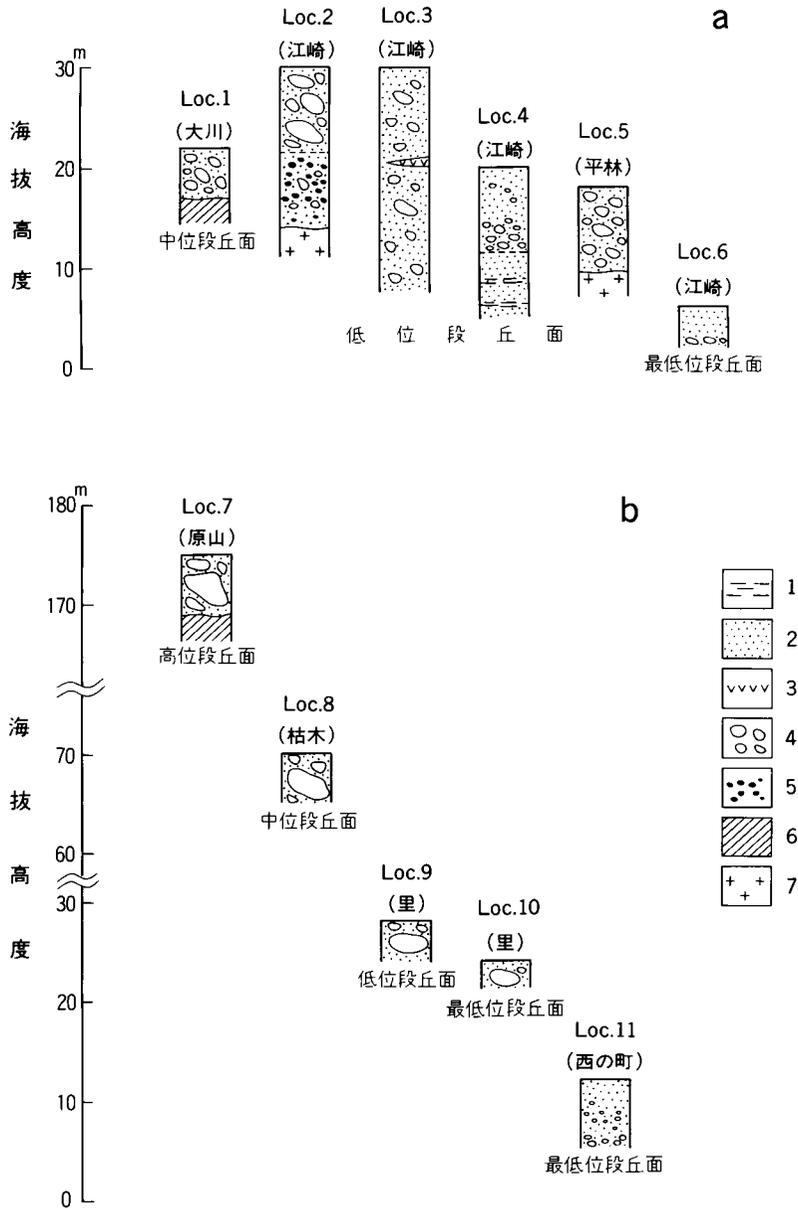
第23図 斗ノ内から室津にかけての段丘面の分布
 1 : 最低位段丘面, 2 : 低位段丘面,
 3 : M4面, 4 : M3面, 5 : M2面,
 6 : M1面, 7 : 高位段丘面,
 8 : 丘陵, 9 : 山地

岩の亜角礫（最大径30cm）及び砂からなる中位段丘面堆積物が約5mの厚さで堆積している（第24図a）。

江崎・平林・大川（Loc.2, 3, 4, 5）などでは、低位段丘面が扇状地状に発達している。この面はほとんど海拔高度10-40mの範囲に分布し、原面は開析されておらず、堆積物も風化を受けていない。

江崎周辺の3地点で段丘堆積物がよく観察できる。Loc.2（江崎灯台東方）では岩屋花崗岩を不整合に覆って16mの厚さの段丘堆積物が発達している。そのなかで、下部の7.6mの部分は、チャートの円礫（最大径11cm）と花崗岩の亜角-亜円礫（最大径25cm）より構成されている。この中のチャート礫は大阪層群中より搬出されて再堆積した可能性が高い。上部の8.4mは花崗岩の亜角礫（最大径80cm）より構成されている。この地点で、上部の礫層堆積期に背後の山地から多量の粗粒な礫がもたらされるようになったことを示している。

Loc.3（江崎灯台の西方）では、少なくとも厚さ22.5m以上の段丘堆積物が認められる。この堆積物は花崗岩の亜角礫（最大径35cm）及び粗砂よりなり淘汰の悪い扇状地堆積物の層相を示している。この堆積物の、地表下9.3mの部分に幅16cm、長さ1.6m以上の白-薄褐色（標準土色帖のマンセル標示で2.5Y8/2）の火山灰層がレンズ状に堆積していた。この火山灰層は主にバブルウォール型の火山ガラス片からなるガラス質の層で、重鉱物として斜方輝石、単斜輝石及び角閃石を含んでいる。屈折率は、火山ガラスが $n=1.498-1.500$ 、斜方輝石が $\gamma=1.702-1.735$ である。これらの特徴からこの火山灰層は始良Tn火山灰（町田・新井, 1976）に対比できる。始良Tn火山灰は2.1万-2.2万年B. P. 頃に降下した（町



第24図 淡路島地区における段丘堆積物の地質柱状図

a : 淡路島地区北東部, b : 同地区南西部

1 : シルト及び粘土, 2 : 砂, 3 : 火山灰, 4 : 花崗岩由来の礫, 5 : チャート由来の礫, 6 : 大阪層群, 7 : 花崗岩類

Loc. 番号は露頭観察地点を示す (付図A-1を参照)

田・新井, 1976) と考えられているので, この段丘面の形成も, この火山灰の降下期, 又はそれより若干新しい時期に行われたものとする。

Loc. 4 (江崎) では, 少なくとも15m以上の厚さの段丘堆積物が認められる。下部の厚さ6mの部

分は砂・粘土・シルトの互層になっている。また、上部の厚さ 9 m の部分は花崗岩の亜角礫（最大径20 cm）及び粗粒砂より構成されている。

Loc. 5（平林）では、花崗岩の亜角礫（最大径40cm）及び砂からなる段丘堆積物が8.6 m の厚さで堆積している。

Loc. 6（江崎）では、海拔高度30m 以下に最低位の段丘面が発達し、少なくとも 4 m 以上の厚さの段丘堆積物が認められる。このなかで下部の厚さ 1 m の部分は花崗岩の亜角礫（最大径30cm）及び砂で構成されている。上部の厚さ 3 m の部分は主に粗砂よりなっている。

(2) 淡路島西海岸の北淡町富島—一宮町枯木区域（第24図 b）。

この区域では、浅野断層（藤田，1974）に沿う直線的な急崖から海岸線に至る幅 1 - 3 km の範囲に河成の段丘面がよく発達している。ここでは、高位・中位・低位・最低位面とすべての段丘面が分布している。

高位段丘面は、山麓線に近接した位置でわずかに分布している。Loc. 7（原山）では、大阪層群の砂礫層を覆って花崗岩の亜角礫（最大径130cm）が 6 m の厚さで堆積している。礫は強く風化を受けており、段丘面付近の厚さ 1 m 程度の部分に赤色風化殻（5YR4/6）が発達している。

中位段丘面は、斗ノ内-育波間で育波川・斗ノ内川などの河川による扇状地性の河岸段丘面として広く分布している。更に、一宮町枯木の海岸付近にも枯木川に沿う河岸段丘面としてわずかに分布している。Loc. 8（枯木）では、大阪層群の砂礫層を覆って花崗岩の亜角礫（最大径120cm）が厚さ 5 m 以上で堆積している。

低位段丘面は、富島川・育波川・室津川などの河川に沿って断続的に発達している。Loc. 9（里）では、花崗岩の亜円-円礫（最大径80cm）が少なくとも 3 m 以上の厚さで堆積している。堆積物もほとんど風化を受けていない。

最低位段丘面は、富島川・育波川・室津川の河道沿い及び斗ノ内や水越南方の海岸沿いに継続的に分布している。Loc. 10（里）では、花崗岩の円-亜円礫（最大径50cm）及び砂-シルトよりなる段丘堆積物が少なくとも 3 m 以上の厚さで堆積している。Loc. 11（西の町）では、厚さ6.7 m 以上の段丘堆積物が見られる。下部の1.2 m は花崗岩の亜円礫（最大径15cm）及び粗砂が堆積している。上部の2.8 m は径 5cm 以内の小礫を含む粗砂よりなり、最上部の1.5m はシルト及び粗砂よりなっている。

斗ノ内から育波にかけての区域では、特に中位段丘面の発達が良好で、地形的に 4 つの段丘面に細分することが可能である。これらを上位（形成時期の古いもの）よりM1面・M2面・M3面・M4面とする。

第25図は斗ノ内から育波にかけての地域の主要河川沿いに段丘面及び現河床の高度を示したものである。基図として1985年発行の2,500分の 1 北淡町都市計画図を用いた。基線の方向は斗ノ内川の主方向である N60°W に定め、基線の直角方向に分布する段丘面の中央部の高度を図に示した。更に、各段丘面の堆積物について層厚・構成礫種・礫の形態・最大礫径・風化程度などを第 9 表に示した。

M1面は上流部（約600m の区間）で 7° の勾配、下流部（約800m）で 4° から 5° の勾配を示している。また、現河床との比高は全体を通して 50m 程度である。構成礫はほとんどが花崗岩由来の亜角-亜円礫で最上流部での最大径は50cm程度であるが、下流になるに従って礫径を減じ、海岸付近になると20cm程度になる。

M2面も7°前後の勾配をもち、現河床との比高も25-30 mになる。主に花崗岩の亜角-亜円礫よりなるが、上流部で200cm近い巨礫が見られるものの中流部では最大径60cm程度になっている。Loc. 12 (撫)において、M2面にほぼ相当する段丘面が見られ、チャート及び花崗岩の円礫より構成されている。この面は背後に海岸線に平行する段丘崖を持つことを含めて、海成の段丘面の可能性がある。

M3面は上流部での勾配が7°で現河床からの比高は10-20mである。下流部では勾配が5-6°で現河床からの比高は20-25mとなる。上流では最大径80cmの花崗岩由来の角-亜角礫で構成されているが、下流部では最大径30cm程度の亜円礫になる。

育波川沿岸についても同様の考察を行った。ここではM4面が現河道沿いに連続的に分布している。上流部(約600mの区間)で6-7°の勾配、中-下流部で3°の勾配を示している。現河床からの比高は20m前後である。構成礫は花崗岩で上流部から海岸付近に至るまでに、礫径が減少し、礫の円礫度も増している。

L面が上流部及び中流部に分布している。全体として4-5°の勾配をもち、現河床との比高も10-15 m程度である。Loc. 13 (五斗長南)では、花崗岩の亜円-亜角礫(最大径30cm)よりなる堆積物が5-6 mの厚さで堆積しておりほとんど風化を受けていない。

以上の各段丘面(第25図及び第9表)は、扇状地性の河成段丘の様相を示しており、上流部では背後の山地からもたらされた粗粒な亜角礫よりなっており、下流に至る過程で礫径も急激に小さくなり礫も円磨されている。

M1面からM4面にかけて新しい段丘面ほど構成礫の風化程度は小さくなる。しかし、地表付近の風化土壌の色調は全体として7.5YR程度で、各段丘間の差異はほとんど認められない。

(3) 淡路島東海岸の東浦町楠本-下田区域

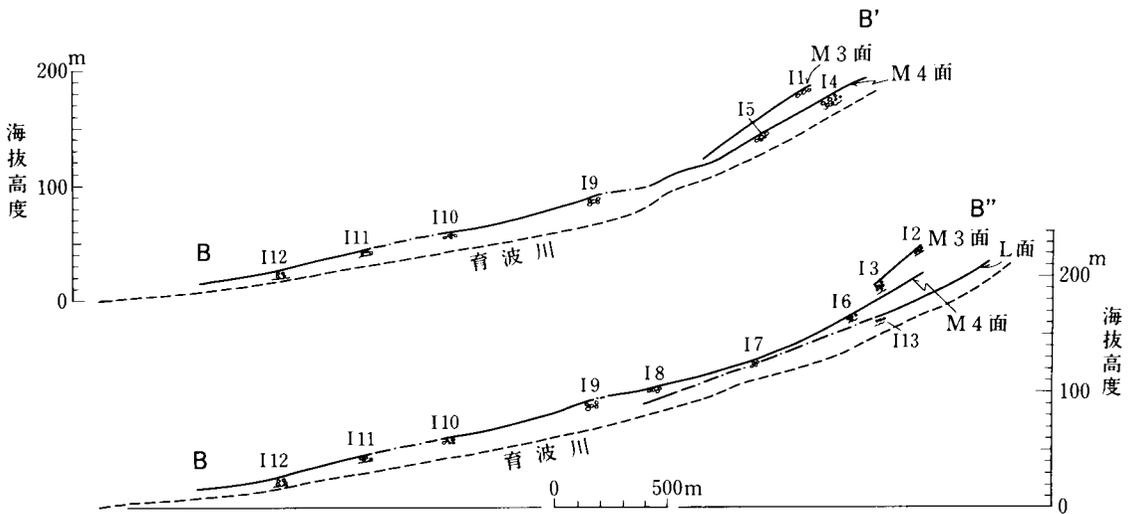
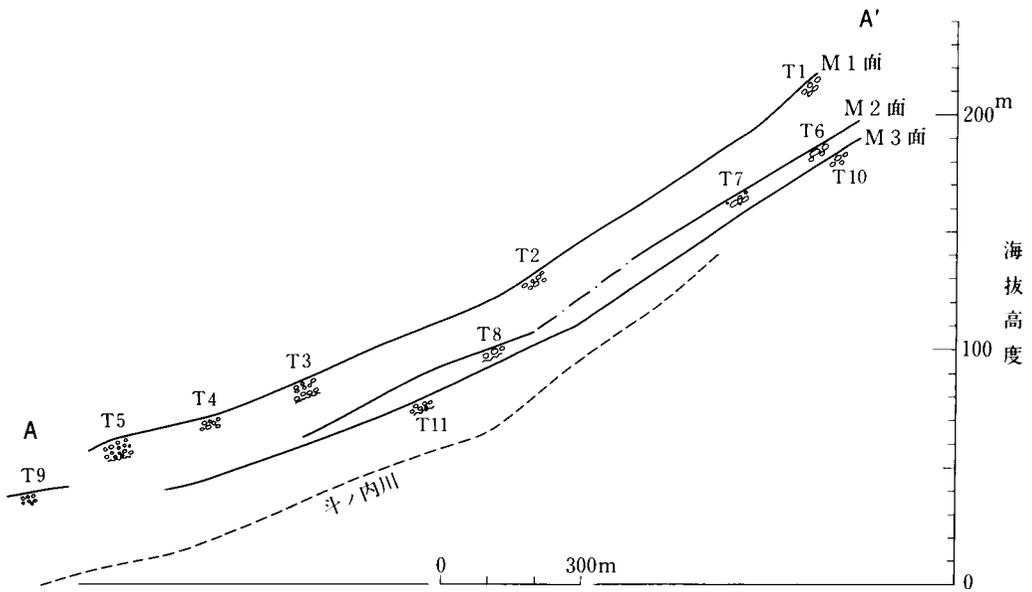
この区域の海岸沿いに丘陵が発達しているが、段丘面の分布域は狭い。仮屋南方の台地に高位及び中位段丘面が分布している(第26図)。

高位段丘面は海拔高度60-70mに分布しており2°前後で東へ傾斜している。そしてLoc. 14(仮屋)では約8 mの厚さで段丘堆積物が堆積している。この最下部及び最上部の1-2 mに花崗岩の亜円-亜角礫(最大径20cm)が見られるが、全体として粗砂(礫径10cm以内の花崗岩及びチャート礫を少量含む)が卓越している。構成礫は強く風化しており、くさり礫化したものが多い。また、地表下数10cmに赤色風化殻(5YR5/8の色調)が発達している。

中位段丘面は、高位段丘面の北側に平行して、海拔高度30-55mに分布しており、4-5°で東へ傾斜している。Loc. 14のすぐ北では約4 mの厚さの段丘堆積物が堆積している。この下部の2 mがやや粗粒な花崗岩の亜角-亜円礫(最大径40cm)及び粗砂で構成されており、上部の2 mが最大径20cmの花崗岩の亜角-亜円礫で構成されている。堆積物は風化を受けているものの、くさり礫にまでは至っておらず、地表下数10cmまで赤色風化殻(5YR4/6-7.5YR4/6の色調)が発達している。

今出川上流の右岸には、小さな扇状地状に中位段丘面が発達している。Loc. 15(柿原)で厚さ3 mの段丘堆積物が見られ、花崗岩の亜円礫(最大径20cm)及び砂で構成されている。

浦川沿いに断続的に最低位段丘面が分布している。このうち、Loc. 16(河内)では、少なくとも3 m以上の厚さで花崗岩の亜角-亜円礫(最大径60cm)及び砂が堆積しており、構成礫はほとんど風化を



第25図 斗ノ内から育波にかけての段丘面及び現河床投影図（水平：鉛直＝1：2）
測線A-A'、B-B'及びB-B''の位置を第23図に示す

受けていない。

VI. 2 沖積層

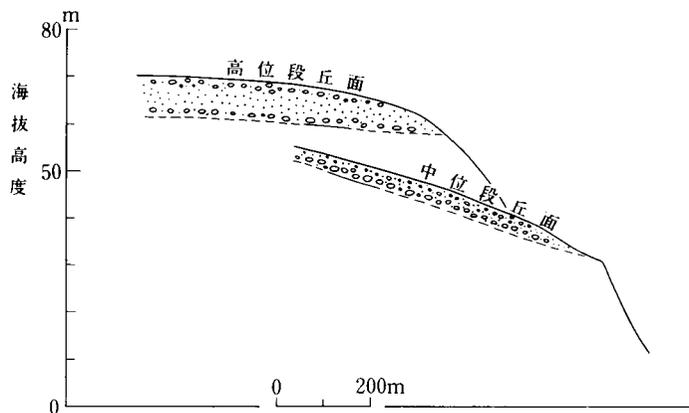
VI. 2. 1 明石地区

明石川流域には、沖積層が厚く堆積して低地を形成している。この低地は、地形・地質の特徴から完新世段丘・現氾濫原・自然堤防・砂嘴などの地形単元に細分できる（前葉，1984a）。

第9表 斗ノ内から育波にかけての中位及び低位段丘堆積物の特徴

地点	段丘面	層厚	構成礫種	礫の形態	最大礫径	風化程度	風化殻の色調
T1	M1	5m以上	花崗岩	S ₃	50cm	W ₂	7.5YR 5/6
T2	M1	4m以上	"	S ₃	22	W ₃	
T3	M1	6-7m	"	S ₃	30	W ₃ -W ₄	
T4	M1	4m以上	"	S ₃	30	W ₃ -W ₄	
T5	M1	7-8m	"	S ₃	20	W ₄	
T6	M2	2m以上	花崗岩	S ₂	120	W ₄	7.5YR 5/8
T7	M2	4m以上	"	S ₃	200	W ₂	
T8	M2	3m	"	S ₃	60	W ₄	
T9	M2	3m以上	チャート・ 花崗岩	S ₅	7	W ₄ -W ₅	
T10	M3	2m以上	花崗岩	S ₁ -S ₂	80	W ₄ -W ₅	
T11	M3	3m	"	S ₄	30	W ₄	
I1	M3	2m以上	花崗岩	S ₂	70	W ₄	7.5YR 4/6
I2	M3	5m	"	S ₁ -S ₂	20	W ₃ -W ₄	
I3	M3	12m	"	S ₄	30	W ₃ -W ₄	
I4	M4	8m	花崗岩	S ₃	75	W ₄	7.5YR 5/6
I5	M4	3m以上	"	S ₃	70	W ₄ -W ₅	
I6	M4	5-6m	"	S ₃	30	W ₄ -W ₅	
I7	M4	2m	"	S ₄	50	W ₄ -W ₅	
I8	M4	3m以上	"	S ₄	60	W ₃ -W ₄	
I9	M4	5m以上	"	S ₃	55	W ₄	
I10	M4	2m以上	"	S ₄ -S ₅	30	W ₄	
I11	M4	5m	"	S ₄ -S ₅	45	W ₄ -W ₅	
I12	M4	6-7m	"	S ₄ -S ₅	30	W ₄ -W ₅	
I13	L	5-6m	花崗岩	S ₃	30	W ₅	

S₁角礫 S₂亜角礫 S₃亜角-亜円礫 S₄亜円礫 S₅円礫
 W₁くさり礫 W₂くさり礫を含む W₃かなり風化 W₄やや風化 W₅未風化



第26図 仮屋南方における高位及び中位段丘面並びに段丘堆積物の模式断面図 (水平:鉛直=1:10)

前葉(1984 a, b)は、明石川流域の沖積層に関するボーリング資料を収集・整理し、明石川河谷横断面図を作成している。これによると、明石川の河口部における沖積層の基底高度は約T. P.³⁾-13mで、基盤の大板層群相当層を覆って10m近い厚さの泥層が堆積しており、更に、その上位に4m前後の厚さの砂層・泥層・砂層が交互に堆積して低地を形成している。河口から約2km上流では、基盤を覆って、厚さ約20mの沖積層が堆積している。ここでも砂層と泥層が交互に堆積しており、明石川などの河川による砂礫がこれらを約8m削り入んで堆積している。断面内の中部泥層には多くの貝化石が含まれ、海域で堆積したことを示している。また、同層にはアカホヤ火山灰(約6,400年前に噴出)が含まれており、この火山灰の噴出期前後に堆積したことがわかる。

更に、前葉(1984 a)は、明石川下流域における沖積層のボーリング資料の詳細な検討をもとにして、完新世の古地理変遷を明らかにしている(第27図)。この成果は次のように要約される。

ステージⅠ(18,000年B. P.頃)：最終氷期最盛期に相当し、現明石川河口付近にはT. P.-10-15mまで達する幅広い谷底平野が形成されている。この谷の範囲が現在の沖積平野の分布範囲に近似している。更に、河谷の周囲には、現在は沖積層下に埋没している段丘が発達していた。当時は、海水準が著しく低下した時期で、現在の瀬戸内海域はほとんど陸化していた。(第27図a)

ステージⅡ(8,700年B. P.頃)：後氷期における海水準の上昇に伴って、汀線がほぼ現在の海岸線付近まで到達している。貝化石の存在から、当時の海水準はT. P.-10m付近にあった。

ステージⅢ(7,000年B. P.頃)：氷期の谷に沿って広がった海域が更に拡大し、水域が谷の外側へも広がっている。明石川流域では砂礫-砂などの河川によって運搬された堆積物の供給が著しくなった(第27図b)。

ステージⅣ(6,000年B. P.頃)：海水準の上昇に伴い、海域が最大になっている。海成層の上面はT. P.+2m前後にあり、当時の海水準は更に上にあった。海成層の上端より1.3m下位にアカホヤ火山灰が認められるので、海水準が最高に達したのは6,400年B. P.より若干後になる。海岸の一部では砂嘴が形成され始め、ステージⅠでみられた河谷内の段丘はすべて埋もれている(第27図C)。

ステージⅤ(5,000年B. P.頃)：海水準が低下し始め、現在の海岸線付近まで汀線が退いた。海岸の砂嘴は更に西に発達した。

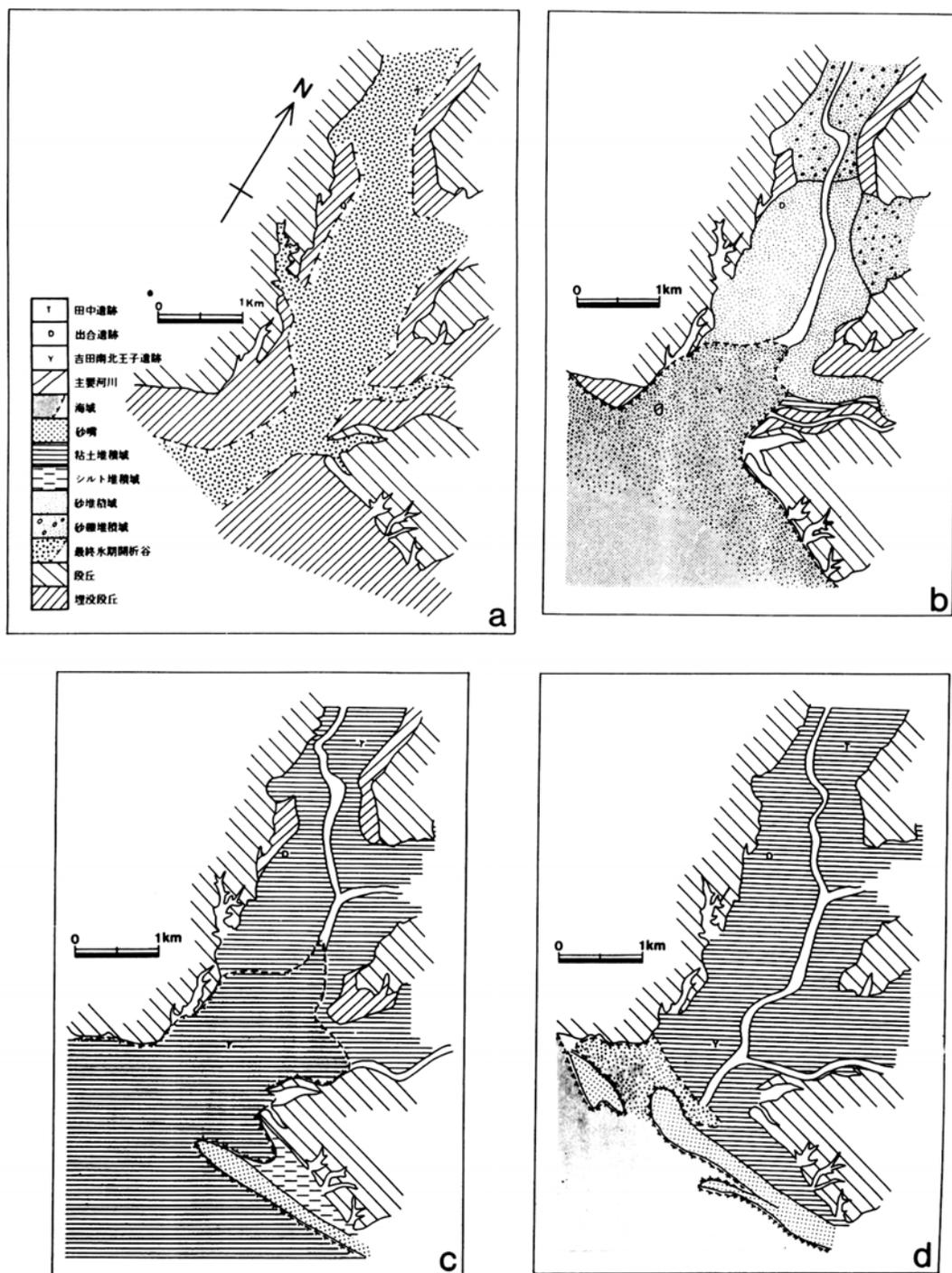
ステージⅥ(4,000年B. P.頃)：前のステージに比べて海域がわずかに拡大し、明石川下流域は低湿な状態になった。河口付近では、最初の砂嘴の外側に新しい砂嘴が形成され、河口部はラグーンの状態になった。(第27図d)。

VI. 2. 2 淡路島地区

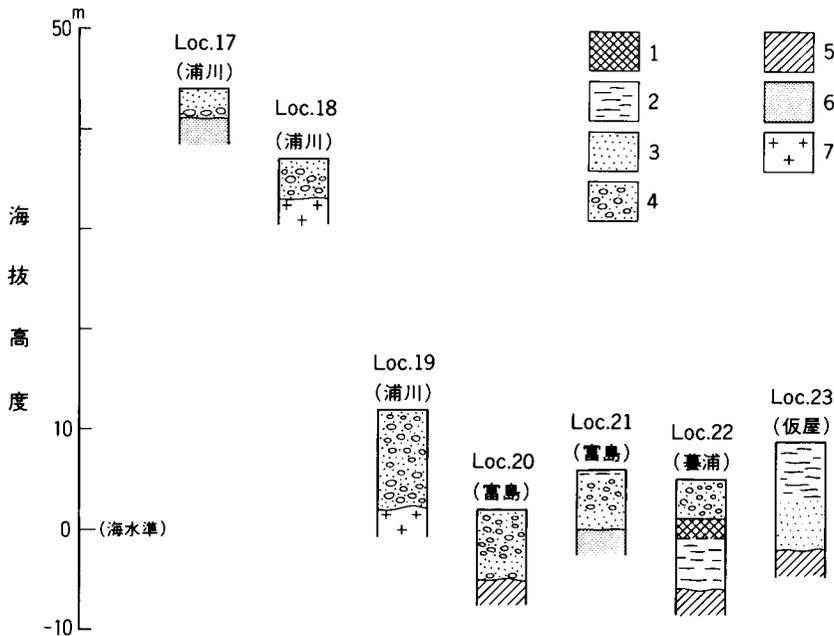
淡路島の本図幅地域内及び周囲に分布する低地は、沖積層によって構成されているが、明石市の市街地と比較して開発の規模が小さく、ボーリング資料も少ない。この中で比較的精度の良い資料の得られた幾つかの地点について沖積層の概要を述べる。

当地区で最も大きな河川である東海岸の蒲川について3地点で資料が得られた。第28図(Loc. 17, 18,

3) 高さの基準で、東京湾の平均海面を示す。



第27図 明石平野の最終氷期以降における古地理変遷図 (前業, 1984aの図6, 8, 10, 11を引用)
 a : 18,000年B.P., b : 7,000年B.P., c : 6,000年B.P., d : 4,000年B.P.



第28図 「明石」 図幅地域の淡路島地区における沖積層の地質柱状図

1：腐植土，2：粘土，3：砂，4：砂礫，5：大阪層群，6：神戸層群，7：花崗岩類
 Loc. 番号は露頭観察地点を示す（付図 A-1 を参照）

19) に示したように、基盤岩を覆って砂礫層が堆積しており、中流域で3-4m、下流域で10mと、下流ほど堆積物の層厚が大になる傾向が示されている。

西海岸の富島川に沿うLoc. 20 (富島) では大阪層群を覆って厚さ5mの砂礫層が堆積している。また、小倉川に近接したLoc. 21 (富島) では大阪層群を覆って厚さ6-7mの砂礫層が堆積している。

規模の比較的大きな河川の後背湿地に相当する2地点で資料が得られた。Loc. 22 (藁浦) では大阪層群を覆って厚さ11mの沖積層が堆積している。下部の5mは柔らかい粘土で構成されている。中部の2mは腐植土よりなり、典型的な後背湿地状の環境を示している。上部の4mは砂礫層よりなり、この時期には背後の山地から堆積物がもたらされる環境になったことを示している。

Loc. 23 (仮屋) では、大阪層群を覆って、柔らかい粘土シルト・砂が約10mの厚さで堆積している。全体として下半部で砂が卓越し上半部でシルト・粘土が卓越する傾向がある。

VI. 3 活断層

本図幅地域には、三本の顕著な活断層が認められる。それらは、野島断層・楠本断層・東浦断層と称されており（活断層研究会編，1980など）、すべて、山地と丘陵・台地の境界に位置し、北東-南西方向に直線的に延びている。そのほかに活断層の可能性の高い断層（浅野断層：藤田，1974）があり、山地と台地を直線的に境している。また、南隣「洲本」図幅地域の北部に発達する志筑断層（池辺編，1961な

ど)の北端部が本図幅地域の南西端に延びている。

VI. 3. 1 野島断層

野島断層は淡路島の北西端において、海拔高度200-300mの山地と海拔高度80m以下に分布する丘陵・台地の境界に発達している。そして北淡町江崎から野島にかけてN60°E方向にほぼ一直線に延びる長さ約7kmの南東上りの断層崖を形成している(第29図)。この断層上の3地点で断層露頭が認められ、数地点で断層活動に伴うひきずりによって大阪層群が急傾斜する露頭が観察された。

1) Loc. 24(平林; 第30図)において、花崗岩と大阪層群中の粘土層が走向N7°E, 傾斜48°Eで接する逆断層露頭が認められた。

2) Loc. 25(大川)では、著しく風化して粘土状になった花崗岩と大阪層群の砂礫層が、走向N40°E, 傾斜60°Eで接する逆断層の露頭が認められた。

3) Loc. 26(墓浦)では、まさ状に風化した花崗岩と大阪層群の砂礫層(走向N20°E, 傾斜60°W)がNE-SW方向の断層で接するようにみえた。しかし、断層面に相当する部分が土砂に覆われており、断層面の観察はできなかったが、周囲の状況より傾斜50°E前後の逆断層であることは確実である。

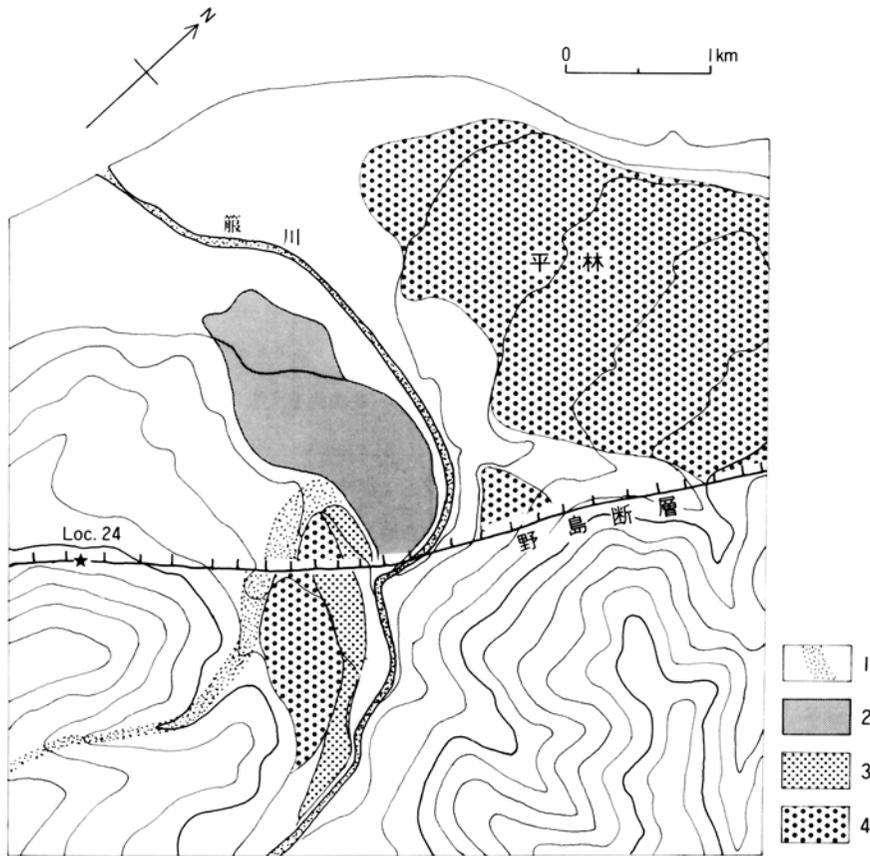
4) Loc. 27(江崎)では、断層の推定位置付近から北西方向へ約100mの区間で、主に砂礫層からなる大阪層群が、走向N40°-50°Eでほぼ鉛直方向に急傾斜していた。

5) Loc. 28(平林北方)では主に砂礫層からなる大阪層群が走向南北方向で傾斜45°Wを示していた。また、大阪層群中に走向N30°E, 傾斜32°Eの逆断層が認められ、断層面に沿って幅5-7cmの断層粘土が発達していた。これらは、野島断層の活動に伴う現象である。

6) Loc. 24(前述)至近において、花崗岩と大阪層群が接する断層面(走向N75°E, 傾斜48°S)から、花崗岩側は幅4mにわたって白褐色の粘土-シルト状に著しく破砕を受けていた。また、断層面から数m以内の大阪層群の粘土層は走向N20°E, 傾斜86°Eとなり、断層活動に伴う著しい引きずりによって反転している。断層面から約30mの位置にある大阪層群の砂礫層は走向N22°E, 傾斜83°Wと著しく急斜しているが、更に20m離れた位置では走向N30°E, 傾斜30°Wと傾斜角が急に減少している。



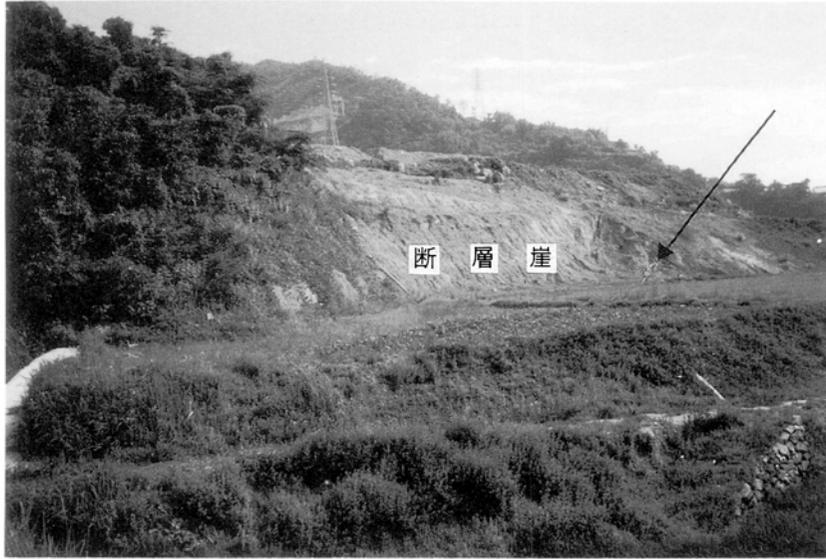
第29図 野島断層の断層崖 <北淡町富島から北東方を見る>



第30図 野島断層による段丘面の変位地形 <北淡町平林>
 1 : 河川, 2 : 最低位段丘面, 3 : 低位段丘下位面 (LL面), 4 : 低位段丘面 (L面)

Loc. 24 (平林) の断層露頭に隣接した位置で、段丘面を切る変位地形が認められる (寒川ほか, 1979) (第31図)。ここでは、低位段丘面 (L面と呼ぶ) が広く分布し、その下位 (比高約1.5 m) に更に新しい段丘面 (LL面と呼ぶ) がわずかに分布している。断層は両段丘面を横切る方向に発達し、段丘面に南東側隆起の鉛直変位を与えるとともに、段丘崖や開析谷に右横ずれ方向の水平変位を与えている。

鉛直変位量は L面 で約9.5m, LL面 で5.7-6m と算出した。また、L面を開析する河谷とL面の段丘崖を約20m, LL面の段丘崖を約12 m 変位させている。L面は前述のように堆積物中に AT 火山灰を含むことから、2.1万-2.2万年前頃、又は、これより若干新しい時期に形成されている。そのため、形成時代のわかる L面を断層基準として野島断層の平均変位速度を求めると、鉛直方向に0.4-0.5m/10³年、右ずれ方向に0.9-1.0m/10³年が得られる。



第31図 低位段丘面を切る野島断層の断層崖 < 北淡町平林 >
 矢印は断層露頭観察地点Loc.24の位置を示す

VI. 3. 2 浅野断層

浅野断層は淡路島の北西部において、野島断層の南西延長上に位置し、海拔高度500mに至る山地と海拔高度200m以下に分布する丘陵・台地の境界に発達している。

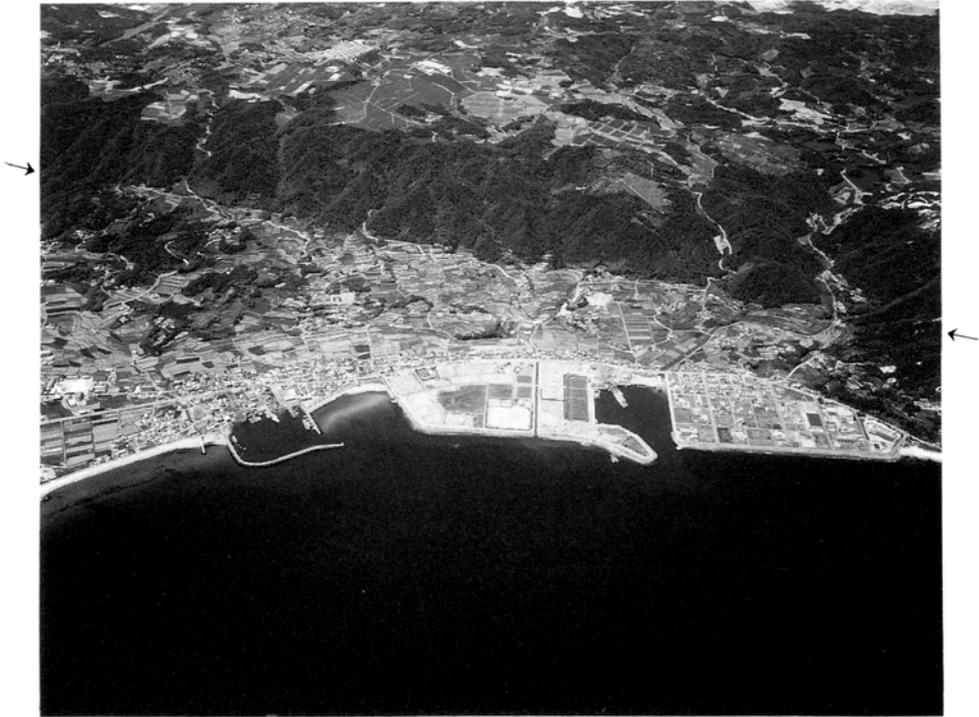
Loc. 29 (五斗長東方)において、花崗岩と大阪層群の砂礫層が走向 $N40^{\circ}E$ 、傾斜 $40^{\circ}E$ の逆断層で接する露頭が認められた。断層面に沿って、花崗岩由来の幅8cmの断層粘土が発達している。また、断層面付近の砂礫層がひきずりを受け、礫の長径が断層面に平行する方向に配列している。

Loc. 30 (末切東方)では断層の位置から約100m北西の位置で大阪層群の砂礫-粘土層が走向 $N25^{\circ}E$ 、傾斜 $70^{\circ}W$ と急傾斜している。Loc. 31 (原山)では、大阪層群の火山灰層を含む砂層が、断層から40m北西の位置で走向 $N40^{\circ}E$ 、傾斜 $54^{\circ}W$ と急傾斜しており、浅野断層の活動に伴って大阪層群が変形している。

浅野断層は、段丘面の変位や河谷の系統的な屈曲などの第四紀後期の活動を示す明瞭な証拠は認められない。しかし、断層の上盤側から多量の礫が供給され山麓に広い段丘面を形成していること、このような堆積物を多く供給してなお断層崖の形態を保っていることより、第四紀後期にも山地側が上昇を続ける断層活動を続けていることはほぼ確実である。

VI. 3. 3 楠本断層

淡路島の北東端において、海拔高度200-300mの山地と海拔高度90m以下に分布する丘陵の境界に発達している(第32図)。そして、淡路町田之代(東隣「須磨」図幅地域内)から東浦町山田原にかけて、 $N50^{\circ}E$ 方向に直線的に延びる長さ6km前後の西上がりの断層崖を形成している。この断層は、花崗岩



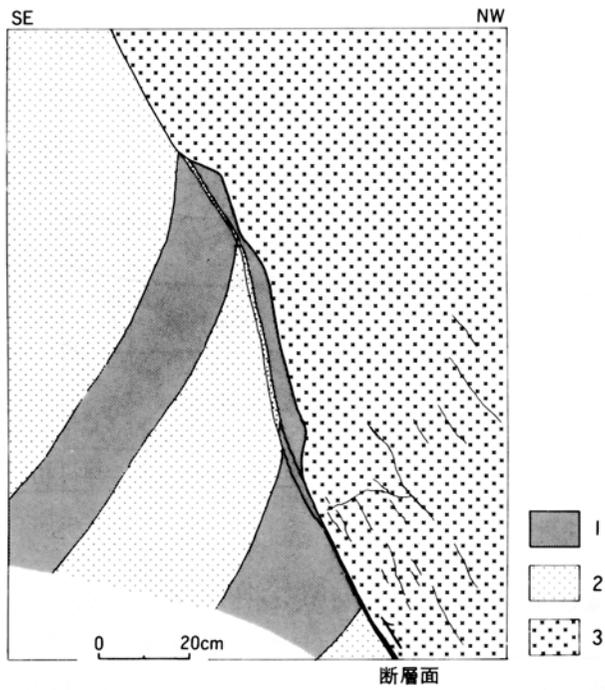
第32図 楠本断層の断層崖 <大磯港西方>
矢印は断層崖の位置を示す [東浦町役場提供, 1984年撮影]

類からなる山地の稜線に比高150m前後の西上がりの断層崖を作っている (藤田・前田, 1984)。

この断層上で顕著な断層露頭が認められた。Loc. 29 (楠本) において, 神戸層群基底の礫岩及び砂岩が砂岩及びシルト岩と逆断層で接している (第33, 34図)。この図の下部では, 断層面は走向N35°E, 傾斜60°Wを示し, 断層面に沿って幅1-2cmの柔らかい断層粘土が発達している。図の中部では, 断層面は3本に分かれ各断層面の間に神戸層群のシルト岩及び砂岩が取り込まれている。上部では再び, 断層面は一つにまとまっている。上盤側は破碎を受け断層面に平行する方向の割れ目が多く発達している。下盤側の砂岩及びシルト岩はひきずりによって傾斜60°-85°を示している。

楠本断層の断層崖を横切る多くの河川に右横ずれを示す系統的な屈曲が認められる (寒川ほか, 1979) (第35図)。このなかでかなり明瞭な屈曲を示す9河川について, 屈曲量(D)と断層崖から上流域の長さ(L)を測定して第10表及び第36図に示した。これによると, 比較的新しい時期に生じた河川(上流域の長さが小さい)では屈曲量が小さくより古い時期から存在する河川(上流域の長さが大きい)ほど屈曲量が増加する傾向が示されている。これは, 楠本断層の右ずれ変位が累積的に進行していることを示す有力な証拠となる。

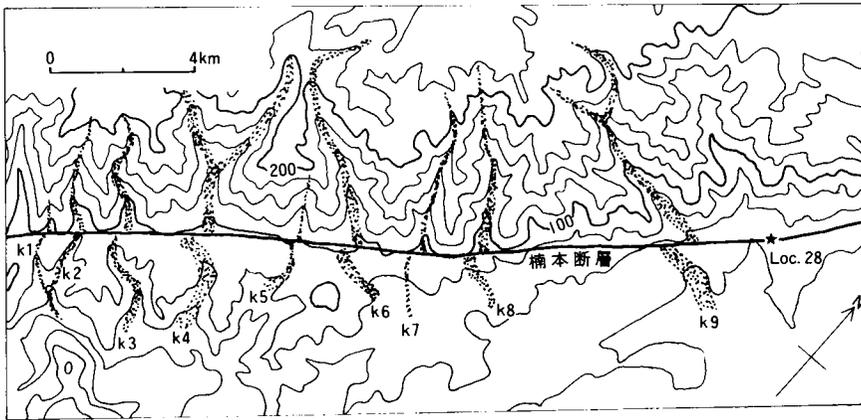
松田(1975)は, 関係式 $D = aL$ において, 日本の横ずれ断層の場合, A級の活動度をもつもの(平均的変位速度が $110\text{m}/10^3\text{年}$)では a の値が0.1, B級の活動度をもつもの(同速度が $0.1\text{-}1\text{m}/10^3\text{年}$)では a の値が0.01-0.1の範囲に, C級の活動度をもつもの(同速度が $0.01\text{-}0.1\text{m}/10^3\text{年}$)では a



第33図 楠本断層の断層露頭模式図
 <東浦町楠本>
 1: 神戸層群岩屋累層のシルト岩,
 2: 同累層の砂岩,
 3: 同累層の砂岩-礫岩



第34図 楠本断層の断層露頭<東浦町楠本>
 第33図中央の下半部を撮影
 矢印は断層面の位置を示す



第35図 楠本断層による河谷の系統的な屈曲<東浦町楠本-山田原間>

第10表 楠本断層による河谷の屈曲量及び上流の長さ
k1-k9の地点は第35図に示す

	右ずれ屈曲量	断層より上流の長さ
k 1	10 - 15m	110m
k 2	15 - 20	370
k 3	40 - 50	390
k 4	70 - 90	690
k 5	20 - 25	190
k 6	50 - 60	700
k 7	30 - 35	490
k 8	30±	500
k 9	60 - 70	700

の値が更に小さいと考えている。

楠本断層の場合、第36図に示したように、 a の値は0.04から0.14の間に位置している。このため、楠本断層の活動度はB級の中-上位でわずかにA級に達する程度に相当する。また、この断層は、比高200m前後の鮮明な断層崖を形成しているので、右横ずれ成分のほかに北西側隆起の鉛直変位成分も存在するはずである。しかし、鉛直変位成分については指標がないため量的な把握はできていない。

VI. 3. 4 東浦断層

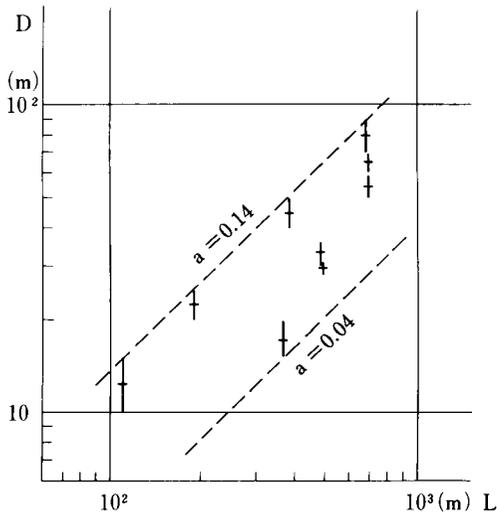
東浦断層は楠本断層の南西において、主に海拔高度300m前後の山地と海拔高度90m以下の丘陵の境界に発達して

いる。細かくは東浦町白山から奥にかけて、雁行状に発達する三つの断層で構成されている。これらを、西側から、東浦断層A、B及びCと呼ぶ。

東浦断層AはN50°E方向に約2.5kmの長さで発達している。中-西部では花崗岩類の山地と大阪層群・神戸層群の丘陵の境界に一致している。

Loc.33 (河内南西)では、花崗岩類と神戸層群が走向N66°E、傾斜64°Sの逆断層で接している。

Loc.34 (河内北東)でも断層露頭が見られ、花崗岩と大阪層群の礫混じり粘土が走向N50°E、傾斜



第36図 楠本断層による河谷の屈曲量と上流の長さとの関係を示す図
L : 上流の長さ, D : 河谷の屈曲量

り低角度になる。

東浦断層 C は N 50°E の方向で、東浦断層 A の東方延長に位置する。長さは数100m程度である。Loc. 37 (白山の南西) で花崗岩類と砂及び泥層が接する断層露頭が見られた (第37図)。主断層面は、走向 N 50°E, 傾斜 79°E (北側上昇の逆断層) で幅 7 cm の断層粘土が発達していた。主断層面から約 30cm 下盤側の砂岩及び泥岩中にも断層が見られた。断層面は走向 N 50°E, 傾斜 89°S と主断層にほぼ平行しているが、上部では低角度の走向 N 60°E, 傾斜 64°N を示す。

東浦断層 A 及び B を横切る 3 河谷 (h₁-h₃) が右横ずれ方向に屈曲している (寒川ほか, 1979) (第38図)。屈曲量は h₁ が 160-180m, h₂ が 200m となり、ともに断層上に明瞭な風隙地形 (ウインドギャップ) が認められる。また、h₃ は断層 A に沿って約 30 m, 断層 B に沿って約 40 m 屈曲している。このため東浦断層も、野島断層及び楠本断層と同様に右横ずれ変位成分を有していることがわかった。

VI. 3. 5 志筑断層

本断層は、南隣「洲本」図幅地域北部において、北北西から南南東方向に約 6 km の長さで延び、海拔高度 300m 前後の山地と海拔高度 100m 以下の段丘群の境界に発達している。本断層は、津名郡一宮町新村 (「洲本」図幅地域内) 北西などで花崗岩類と大阪層群が接する露頭において逆断層として確認できる。

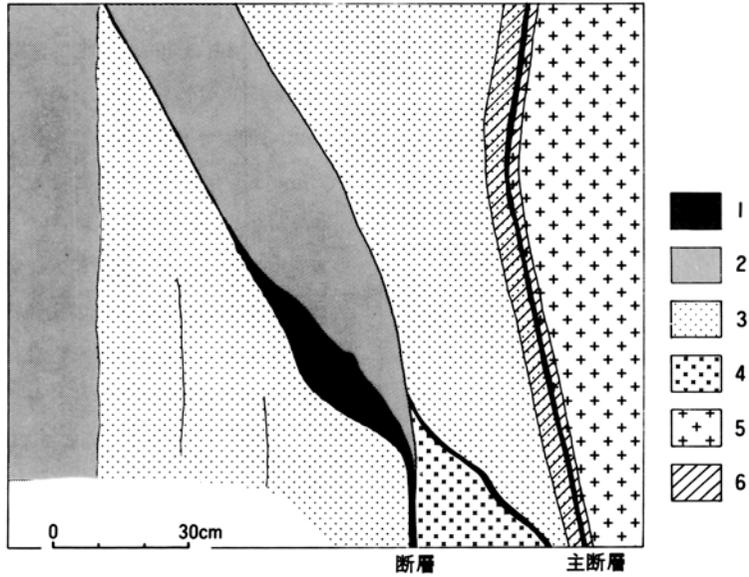
本図幅地域南西端の一宮町枯木の Loc. 35 は、志筑断層の活動によってできた断層崖から 100m の位置にあるが、ここでは大阪層群の砂礫層がひきずりを受け、走向 N 10°W, 傾斜 83°W と著しく急傾斜している。

50°S の逆断層で接している。

東浦断層 B は走向 N 50°E で、東浦断層 A の約 100m 北に平行している。地形・地質的に約 500m の範囲で追跡・確認できる。

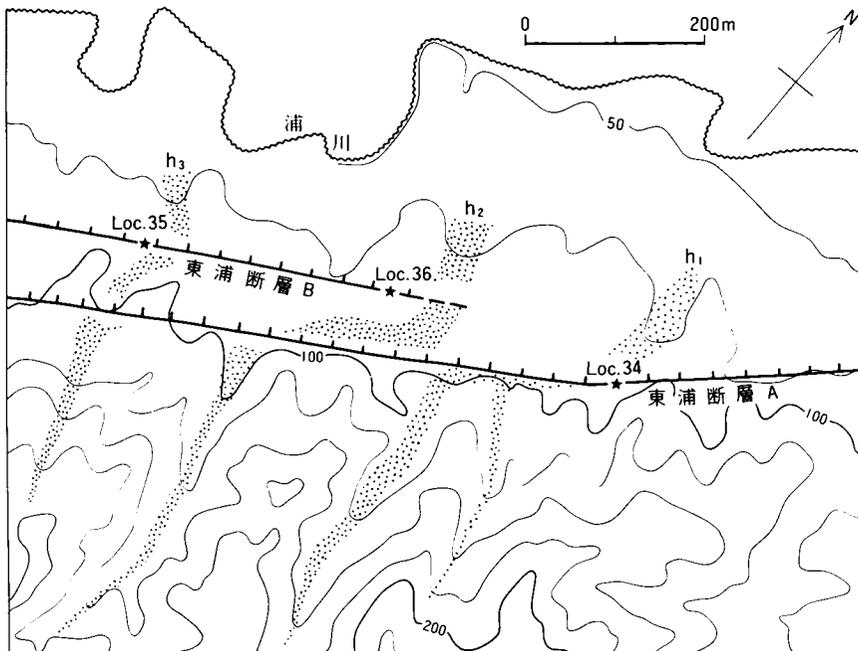
Loc. 35 (河内) では花崗岩と大阪層群の砂礫層が接する断層露頭が見られた。ここでは、両者が走向 N 65°E でほぼ鉛直な傾斜で接しており、接触部には幅 27cm の花崗岩由来の断層粘土が発達している。また、断層面から幅 17 cm の範囲で砂礫層がひきずりを受けてほぼ直立し、礫の長径が鉛直方向に並ぶ状態が観察された。

断層の東部にある Loc. 36 (河内) では、大阪層群中に断層露頭が見られ、シルト層と砂礫層が走向 N 76°E, 傾斜 88°S (地表下 6 m) と高角度の逆断層で接している。地表下 4 m の位置での断層面は走向 N 75°E, 傾斜 60°S とかなり



第37図 東浦断層Cの断層露頭模式図<東浦町白山>

1：粘土，2：シルト岩，3：砂岩，4：花崗岩塊，5：花崗岩類，6：断層粘土



第38図 東浦断層による河谷の屈曲<東浦町河内>

数字の単位は海拔高度 (m)

VI. 3. 6 活断層の特徴

①活動の様式

本図幅地域内の活断層はすべて北東—南西走向で、長さも10kmを越えない。また、野島・楠本・東浦の各断層にはすべて右横ずれ変位を示す河谷や段丘崖の系統的な屈曲が認められる。

第39図は、近畿から四国北東部にかけての代表的な活断層の分布を示したものである。そしてこれらの活断層は第四紀の中頃に降に顕著になった東西方向の圧縮に伴う活動を行っていると考えられている（藤田，1968，1976，1986；岡田，1973；寒川，1980，1986；SANGAWA, 1984など）。本図幅地域の活断層も北東-南西方向で右横ずれ変位の成分を伴っていることより、東西方向の圧縮を受けて活動したものであり、周辺地域の地殻変動の傾向と矛盾しない。

②活動度

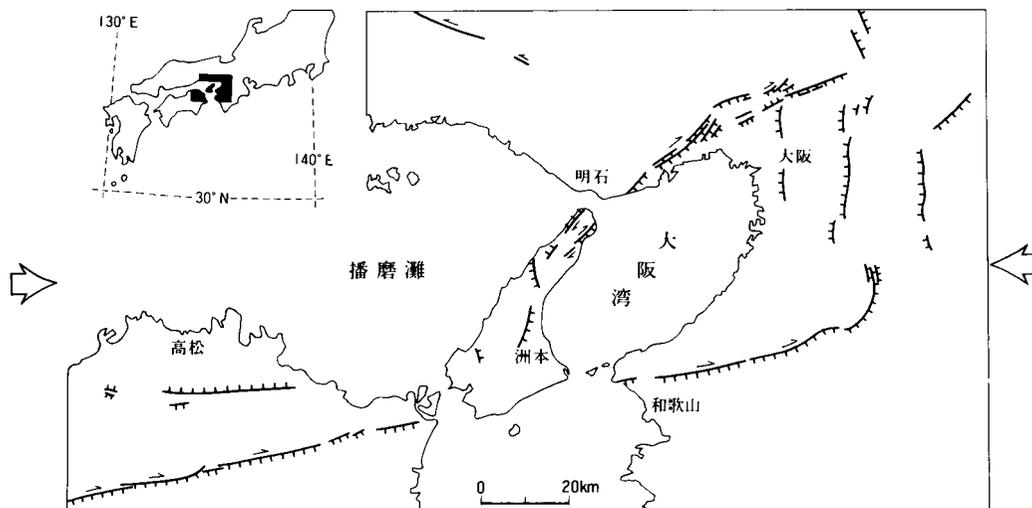
野島断層上の平林において、垂直方向の平均変位速度が $0.4-0.5\text{m}/10^3$ 年、右横ずれ方向の平均変位速度が $0.9-1.0\text{m}/10^3$ 年と算定した。これは、松田（1975）による活断層の活動度評価の基準によると、鉛直方向で、B級中位、右ずれ方向でB級上位から辛うじてA級にかかる程度の値である。

楠本断層の河谷の右ずれ屈曲量と上流部の長さより、この断層の右ずれ方向の活動度がBの中、上位からわずかにAに達する程度である。

右ずれ変位に関する活動度は、野島断層及び楠本断層とも類似の値を示している。また両断層とも断層崖の比高がほぼ等しく、鉛直変位の方向が正反対になる以外、類似の活動を示しているといえる。

③地形形成における活断層の役割

各活断層は、山地と丘陵・台地の境界に位置している。また、山地から流下する河成段丘面を構成する堆積物は大阪層群を構成する堆積物と顕著に異なる。前者は、断層の上盤側の山地からもたらされた花崗岩の粗粒な礫よりなっている。後者は、チャート・流紋岩などの背後の山地とは異なった堆積物より構成されており、礫径も小さく個々の礫の淘汰も良好である。



第39図 西日本における主要活断層と応力場

このような事実より、本図幅地域における現在の地形起伏は、藤田・前田（1984）や岡・寒川（1981）で述べたように、主に活断層の活動によって形成されたものと結論する。また、活断層は、大阪層群堆積後に主要な活動を開始し、急速に比高を増加させている断層崖の前縁に、粗粒な段丘堆積物をもたらしながら現在に至っている。

VI. 4 埋立地

本図幅地域では、明石港をはじめ、富島・育波・室津・井上浜・仮屋などの港湾部を中心に埋立地が分布している。

明石港は1619年からの明石城築城に並行して築港が行われた。特に、昭和40年代に本格的な埋立が始まり、本来、白浜青松の代表地と言われた沿岸は著しい変貌をとげた。淡路島地区においても、明治以降それぞれの港の発達に伴って埋立が行われた。特に災害のたびに復旧工事の一環として沿岸部が整備されてきている。

埋立工事などに伴う沿岸部の整備に伴って海岸地域は著しく補強された。反面、工事に必要な砂利採掘なども行われたため区域によっては大きな地形変化が生じた。また、これまでの自然に行われていた浸食・運搬・堆積のサイクルにも地形改変に伴う影響が生じている。

VII. 応用地質

(寒川 旭・高橋 浩・水野清秀)

VII. 1 海岸浸食

本図幅地域の地質災害で最も顕著なものは海岸浸食である。大阪層群と段丘堆積物で構成された海岸は浸食に弱く、明石海峡周辺の速い海流に洗われながら少しずつ後退している。更に昭和9年の室戸台風などの大きな災害に伴う浸食も顕著である。

明石地区における海岸線の後退は、1837（天保8）年の「西浦辺組絵図」に基づき宝永年間から120年間にわたって、最大15間（約27m）に及ぶと考えられている（黒田，1972）。

淡路島地区では、海岸線の変化を知る上で重要な絵図が多く残存している。1808（文化5）年、幕府は伊勢忠敬に四国・淡路島沿岸の絵図の作成を命じた。そのなかで淡路島地区は山瀬佐蔵が中心になって各村ごとの詳細な「分限絵図」を1836（天保7）年に完成させた。この絵図は、一丁を二寸として約1：1,800の縮尺で統一されている。絵図内には、当時の寺社や家屋が一軒ずつ明記されている。更に、田畑の区画が丹念に描かれており、全体として極めて精密なものである。現在、本図幅地域内の海岸線沿いに約7割の地域の絵図が残存しており、それを基に、1836年から現在に至る約150年間の海岸線の変化の概要を把握した。

第11表 淡路島地区における最近150年間の海岸線の変化

地点	指 標	分限絵図による距離		各町発行の地形図による距離		陸域の変化	
		陸	砂浜	陸	砂浜	陸	砂浜
1	えびす(育波)	14.5m	30.5m	15.5m	0	+1m	-30.5m
2	西えびす(斗ノ内)	27	25.5m	12	0	-15	-25.5
3	東えびす(＼)	7	36	60	0	+53(埋立)	-36
4	薬師堂(野島)	63	29	93	0	+30(＼)	-29
5	八幡宮(＼)	162	34	175	0	+13(＼)	-34
6	阿弥陀堂(＼)	167	18	157	5	-10	-13
7	観音堂(轟木)	140	18	140	0	0	-18
8	千手観音(＼)	131	32	120	12	-11	-20
9	大歳明神(平林)	148	16	157	0	+9	-16
10	貴船神社(＼)	86	11	87	0	+1	-11
11	阿弥陀堂(＼)	162	18	112	0	-50	-18
12	薬師堂(江崎)	284	18	260	0	-24	-18
13	えびす(松帆)	18	27	7	17	-11	-10
14	八幡神社(岩屋)	59	13	65	12	+6(埋立)	-1
15	石屋神社(岩屋)	63	20	42	7	-21	-13

第40, 41図のように、斗ノ内周辺(第42図)の分限絵図と1985年作成された1:2,500都市計画図が比較できる。絵図でエビスと記されている神社が2か所で確認できる。地元では、これを「西のエビス」「東のエビス(蛭子神社)」として区別している。このなかで、西のエビスの社殿の中心点を基準にして海岸からの距離と砂浜の幅を測定した(以下、代表的な建造物の中心点を基準にして測定している)。西のエビスの北西側には幅25.5mの砂浜が描かれ、砂浜も含めて海岸から52.5mの位置にエビスが描かれている。1985年の地形図では、砂浜は全く失われており、陸地より12.5mの位置にエビスが位置している。分限絵図の海岸線がほぼ中等潮位の状況で描かれたと仮定すると、西のエビスの面する海岸では、25.5mの砂浜がすべて消失し、全体として、海岸線が40m後退したことになる。

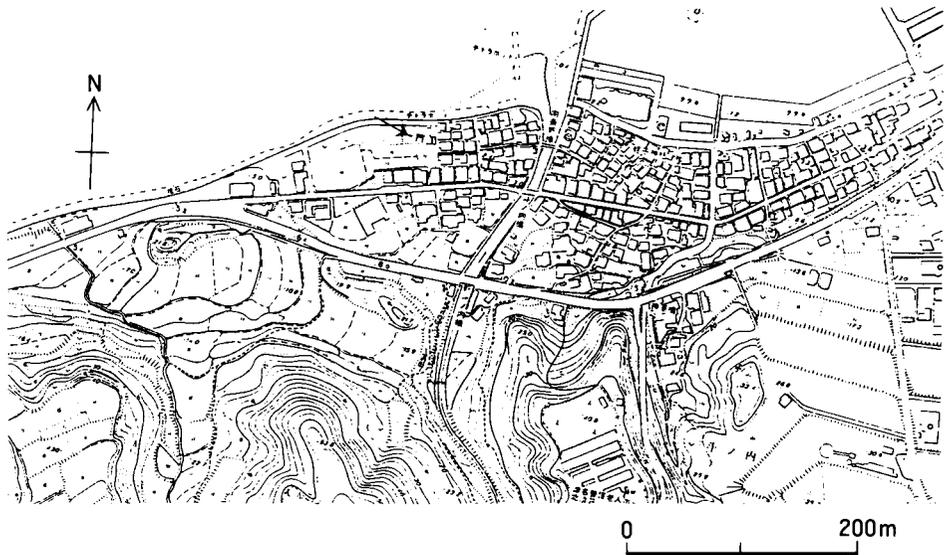
第43, 44図では、淡路島町西端の松帆の浦付近の分限絵図と1981年に作成された1:2,500地形図が比較できる。絵図の海岸付近には遠見御番所とエビス社が記されている。エビス社の面する海岸では、幅27mの砂浜が描かれており、砂浜も含めて、海岸から45mの位置にエビス社が描かれている。1981年の地形図では、恵比須神社の前面には幅17mの砂浜があり、同神社は海岸より24mの位置に記されている。地元の古老からの聞き取り調査により、恵比須神社の位置は明治初期よりほとんど変わっておらず、遠見御番所は海岸浸食により消滅したことが明らかになった。これらの事実より、恵比須神社付近では、砂浜が約10m後退し、全体として、海岸線が21m後退したことになる。また、恵比須神社の西で1:2,500地形図に松帆の浦と書かれている部分の砂浜は絵図では90mの幅に描かれているが、現在はほとんど消失している。

上述のように、絵図上の寺社を基準にして、各地点での海岸線(第45, 46図)の後退量を求めたものを第11表に示す。この方法によると、本図幅地域の海岸線において、1836年から1985年に至る約150年間に最大70m近い海岸線の後退(砂浜だけなら100m近い後退)が認められる。全体的な傾向として、

砂浜の後退は全域にわたって著しいが、陸域自体の後退量は地点ごとに差異がある。絵図に描かれた時点で海に対して凸形の海岸線で後退量が著しく、凹形の海岸線では少ない傾向がある。地域によっては後の埋立てによって陸域の増加している場合もある。



第40図 北淡町斗ノ内周辺の分限絵図
矢印は西のエビス [北淡町役場提供]



第41図 北淡町斗ノ内周辺の都市計画図
2500分の1原図を約45%に縮小 矢印は西のエビス [北淡町役場提供]



第42図 北淡町斗ノ内周辺の斜空中写真
北東方から南西方を見る [北淡町役場提供, 1988年撮影]

Ⅶ. 2 歴史上の地震

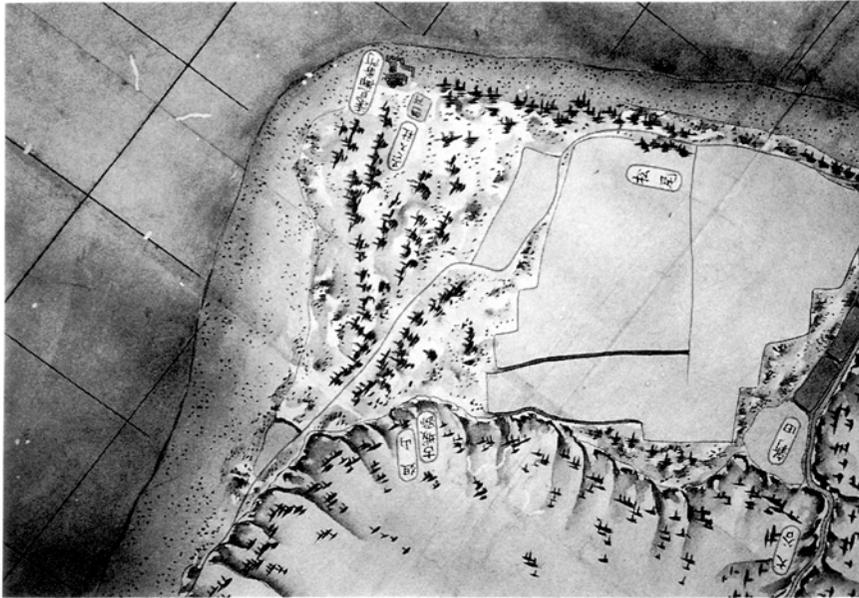
本図幅地域に大きな被害を与えた地震として、南海地震が挙げられる。この地震は南海トラフ沿いのプレート境界で発生する巨大地震で、古文書の記録などより、少なくとも、1946年、1854年、1707年、1605年、1361年、1099年、887年、684年に発生したことが推定されている（宇佐美，1987）。

1946年12月21日の昭和南海地震（M8.0）において、淡路島内で死者45名、全壊住家331戸に及ぶ大被害が生じた。また、島南部の福良町では津波のために778戸が床上まで浸水した（岡田，1949）

1854年の安政南海地震（M8.4）に関して、全島的にV-VIの地震動が起こったと予想されており（宇佐美ほか，1988）、昭和南海地震を上まわる被害が生じたと推定する。

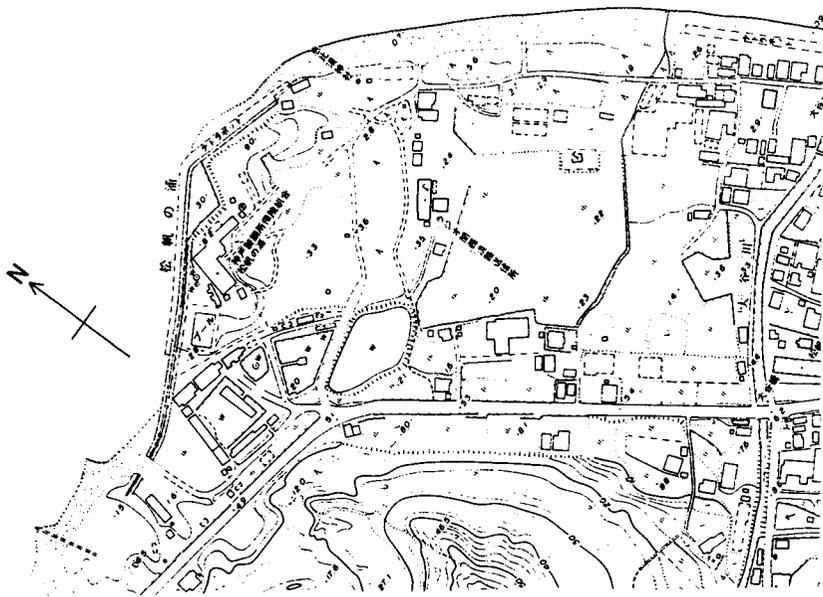
内陸地震として顕著なものは、1596年（慶長元年）伏見地震で、淡路島地域でも震度V-VIの地震動が推定されている（宇佐美，1987）。

淡路島には、洲本藩士小西友直とその子錦江二代にわたる郷土誌の大著で、1857年に完成された「味地草」がある。この中で、北淡町野島について、「東西三町余 南北一町半 仁和三年七月大地震没亡 旧跡自地方 一町半餘 在 底渚日万具利磯」の記述があり（小西友道・小西錦江，1972）、かなりの陸域が大地震で消滅したように書かれている。この地震は、仁和3年（887）7月30日に発生した仁和南海地震であり、宇佐美（1987）によれば西日本に大きな被害を与え、大阪湾内に著しい浪害を発生させたことがわかる。味地草の野島に関する記述は、この地震による津波で陸域が顕著な浸食を受けたことを示すと解釈できる。



0 200m

第43図 淡路町松帆の浦周辺の分限絵図 [淡路町役場提供]

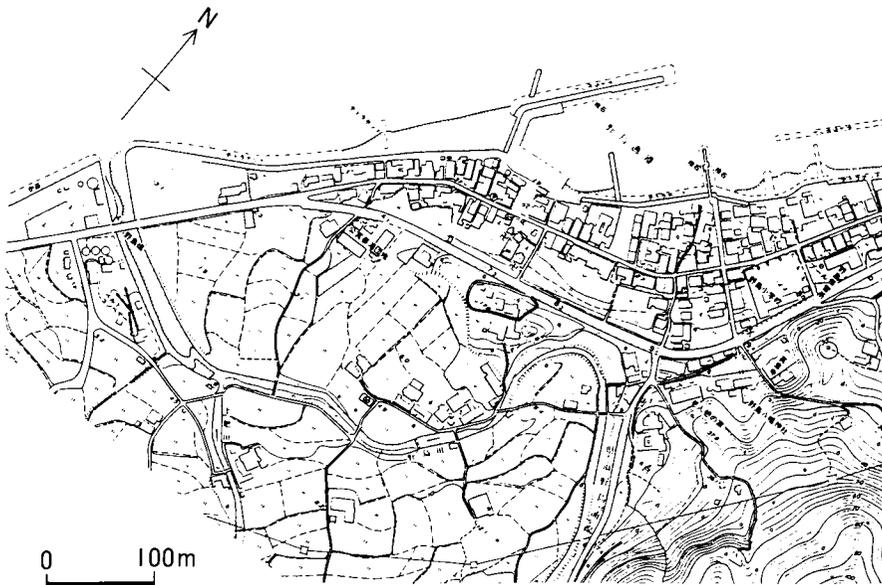


0 200m

第44図 松帆の浦周辺の2500分の1地形図
原図を約50%に縮小 [淡路町役場提供]



第45図 北淡町野島周辺の分限絵図 [北淡町役場提供]



第46図 北淡町野島周辺の都市計画図
原図を約40%に縮小 [北淡町役場提供]

野島区域では、過去には更に海側に細長い半島状の陸地があり、それが高波による浸食によって消滅したことが、1730年に仲野安雄によって書かれた「淡路常盤草」などに記されている。

この野島の地は、8世紀頃には有名な行楽地で多くの万葉歌人がこの地を訪れている。柿本人麻呂も「玉藻苅る富島を過ぎて夏草の野島が崎に船近づきめ」などと野島の崎を題材にして多くの歌を詠んでおり（新見，1977）、当時には崎というべき突出した陸地が存在して港として用いられていたことが推定される（北淡町誌編集委員会編，1975）。第45図の絵図に示されるように、天保年間（1830-1843）には、野島川の下流が海岸線に沿って北流し、左岸沿いの砂浜が海に向かって少し突出した形状を示している。このため8世紀頃には、更に顕著に、野島川左岸部が細長い砂嘴状に延びており、地震に伴う津波を含む海岸浸食によって消失したと推定する。

VII. 3 風水害と地すべり

本図幅地域は、台風・豪雨などの災害に頻繁に見舞われている。丘陵・台地・低地は大部分が未固結堆積物によって構成されているため、これらの災害に伴って地すべり、洪水・海岸浸食などが発生し大きな被害を生んでいる。

昭和9年の室戸台風では最大風速が65mに達するとともに、地域によっては大津波が発生し、島全体として死者12名、住家の全半壊1,430戸の大惨事をもたらした。

昭和13年7月には4日間にわたり降り続いた雨量が374mmに達し、各地に山崩れが発生した。溜地の埋没1,544か所、決壊739か所を数え、多くの家屋や田畑が流失している。

最近の台風として顕著なものは、昭和36年9月16日の第二室戸台風で、淡路島北部を襲った暴風雨は最大風速60mに達したため、2m以上の高潮が発生し、海水は防波堤を乗り越えて浸入し沿岸地域を中心に著しい被害をもたらした（第47図）。この台風で、北淡町だけでも10数戸の住家が全壊している（兵庫県津名郡北淡町役場，1961など）。

昭和49年7月7日の通称「たなばた豪雨」も大きな被害をもたらした。特に、日雨量191mmを記録する大雨によって室津川が氾濫し、三つの橋梁を押し流した（第48図）のを初め、数百にのぼる家屋の浸水をもたらした。更に、室津川周辺の溜池の決壊、山崩れなどの地変も著しかった（兵庫県津名郡北淡町役場，1974など）。

本図幅地域は、歴史時代にも頻繁に風水害に見舞われている。土肥衛匡著の「諸事見聞記（北淡町歴史民俗資料館所蔵）」には安政4年（1857年）7月の大風雨に関する記述がある。「兵庫灘より和田岬・明石川口迄大網大船小船夥数灘波舟人多く溺死（中略）常隆寺鐘撞堂打倒仁王門並寺屋根尾吹散山内凡拾貫目位之損、東之方に有之常店倒れ其余並木中折倒木数本本堂屋根吹散（中略）播磨姫路御領より倒家凡千軒困窮人江者金百疋（中略）加古郡加古林濱の宮境内の折木は八拾本、播磨灘、備前路大風大痛（後略）」と当時の被害状況が詳しく記述されている。

文久3年（1863年）にも津名町佐野村での水害に関する記録が残されている（津名町史編集委員会編，1988）。これは、”7月中に雨が続き、数百か所で土地が崩壊し、村内の溜池がほとんど破損又は土砂で埋積され、沿岸の耕地の多くが流失し、人家5戸、水車屋7戸、橋梁1か所流失し、放牧していた牛



第47図 昭和36年「第二室戸台風」による海岸の被害（東浦町下田付近）[東浦町役場提供]



第48図 昭和49年「たなばた豪雨」によって流された橋梁（北淡町室津）[北淡町役場提供]

馬の数10頭が圧死流失した。”と要約される。水害による住民の生活への影響の大きさが改めて認識される。

Ⅶ. 4 鉱物資源

本図幅地域内で、採掘稼行された鉱物資源は、石灰石鉱床のみである。

石灰石鉱床は、津名郡北淡町野島常盤の野島鍾乳洞付近に位置し、中新世神戸層群岩屋累層中に産した。昭和44年に鉱業権が設定されたが、現在は稼行していない。

Ⅶ. 5 採石

本図幅地域内で、現在操業中の採石場は、北淡町小倉・仁井・長畑区域及び同町野島平林・江崎区域の2か所に存在する。そのほかに、既に操業を終了した採掘場跡が、北淡町育波・室津区域、同町浅野区域、同町野島平林区域及び同町野島大川区域の4か所にある。現在採掘の対象になっているものは、ほとんどが花崗岩類であり、関西新空港関連の埋め立てなどのため、船積みもののち阪神の各地に搬出されている。昭和63年10月現在における採掘の状況は、以下のとおりである。

1) 北淡町育波・室津区域

採取面積：105万m²

採取量：16,425万m³

採掘期間：昭和46年4月 - 昭和57年7月

事業主：溝尾

2) 北淡町浅野区域

採取面積：46万m²

採取量：5,070万m³

採掘期間：昭和46年4月 - 昭和58年3月

事業主：熊谷組

3) 北淡町小倉・仁井・長嶋区域

採取面積：152万m²

採取量：8,480万m³

採掘期間：昭和46年 - 昭和61年，昭和62年以降の計画採取量 1,140万m³

事業主：朝日工業

4) 北淡町野島平林区域

採取面積：18.8万m²

採取量：2,909万m³

採掘期間：昭和46年5月 - 昭和54年3月

事業主：吉田組

5) 北淡町野島大川区域

採取面積：40万m²

採取量：10,580万m³

採掘期間：昭和48年7月 - 昭和61年3月

事業主：五洋建設・大新建設協同企業体

6) 北淡町野島平林・江崎区域

採取面積：115万m²

採取量：28,070万m³

採掘期間：昭和48年4月 - 昭和63年3月 昭和63年4月以降の計画採取量 1,900万m³

事業主：寄神建設

Ⅶ. 6 地下水

本図幅地域内の地下水は、被圧地下水では明石及び淡路島両地区の大坂層群、不圧地下水では段丘堆積物及び沖積層がそれぞれ有力な帯水層である。

明石地区では、特に大坂層群明石累層の砂礫層が帯水層として重要である。明石地区を含めた東播地域では、優れた地下水の補給源はなく、地域全体からわずかず浸透した水によってこの地域の地下水盆地が養われていると考えられている（岸田，1966，1967）。この東播地域の被圧地下水の水質は以下の特徴を有している。pHは一般に6台で微酸性を示す。また鉄イオンは特に明石地区で高く、普通1-2ppm台を示し、著しく高いものは4ppm以上に及ぶ。塩素イオンは塩水化の進んでいる区域は別として一般に少ない。更にSiO₂は全般に40ppm以上で著しく高い（岸田，1966，1967）。地下水は大部分が深井戸から揚水しており、特に明石市南部において工業用及び水道用の深井戸が多い。井戸の数は昭和30年頃から急激に増加し、同時に地下水利用量も急増している。そのために明石地区では地下水水位の経年的低下が生じた。また臨海部での塩水浸入も生じていて、自主規制などが行われている。その結果、地下水水位は、藤江観測井（明石市藤江町）では昭和45年頃まで、また二見観測井（明石市二見町；北隣「高砂」図幅内）では昭和53年頃まで低下し続けたが、その後は上昇ないし安定の傾向にある（兵庫県，1980；宮島，1982；菅野・黒田，1983）

淡路島地区では北淡町浅野から室津にかけての大坂層群分布域に深度100m前後の深井戸が比較的多く、農業用水、水道用水などとして地下水が利用されている（国土庁土地局国土調査課，1975など）。

Ⅶ. 7 鉱泉

本図幅地域内の鉱泉は小倉山温泉が唯一である。同温泉は北淡町富島の丘陵地に位置する。この場所は水越撓曲とその南東側の撓曲に挟まれた背斜部に当たり、地質は地表付近は神戸層群から構成され、その下位には野島花崗閃緑岩が分布している。鉱泉は深度約150mの坑井から採水されており、加温し

て浴用などに利用している。鉱泉の成分を第12表に示す。

第12表 北淡町小倉山鉱泉の泉質一覧表

pH	7.8
蒸発残留物	275 (mg/ℓ)
Ca ²⁺	22.02 (mg/ℓ)
Fe ²⁺	0.16 (mg/ℓ)
Al ³⁺	0.054 (mg/ℓ)
Cl ⁻	21.29 (mg/ℓ)
HCO ₃ ⁻	199.5 (mg/ℓ)
SO ₄ ²⁻	8.81 (mg/ℓ)
H ₂ SiO ₃	54.08 (mg/ℓ)
CO ₂	4.40 (mg/ℓ)
H ₂ S	0.00 (mg/ℓ)

分析：兵庫県衛生研究所

文 献

- BLOW, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONNIMANN, P. and RENZ, H., ed.: *First Internat. Conf. Plank. Microfossils, Geneva, 1967, Proc.*, vol.1, p.199-422.
- CHINZEI, K. (1986) Faunal Succession and geographic distribution of Neogene molluscan fauna in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, S.P.*, no.67, p.17-32.
- 地質調査所(1951) 50万分の1地質図幅「京都」.
- (1952) 50万分の1地質図幅「高知」.
- 春成秀爾(1987) 西八木層出土の人工遺物. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.55-82.
- 東中秀雄(1951) 淡路炭田中部及び南部地区調査報告. 地調月報, vol.2, p.5-13.
- ・永井浩三(1960) 淡路島の亜炭(その1, その2). 地調月報, vol.11, p.207-220, 273-288.
- 引田 茂(1954) 大阪湾周辺に於ける遺体植物の研究. 府立学校教員研究報告書, 第1集, p.1-17.
- 広川 治・服部 仁・猪木幸雄・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子
(1973) 50万分の1地質図幅「岡山」. 地質調査所.
- ほか編(1978) 100万分の1日本地質図, 第2版. 地質調査所.
- 広岡公夫・湯田 紀(1987) 明石海岸の古地磁気年代. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.163-175.

北淡町誌編集委員会編(1975) 北淡町誌, 481P.

HORIE, S. (1986) Fission-track dating data on fresh-water sediments for the study of land connection between the Asiatic Continent and Lake Biwa through the Seto Inland Sea. *Proc. Japan Acad.*, vol. 62, Ser. B, p. 377-380.

藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後. 第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.

————(1974) 第四紀地殻変動図「近畿」. 50万分の1, 地質調査所.

————(1976) 日本の山地形成論. 中尾佐助・加藤泰安・梅棹忠夫編『山岳 森林 生態学』(今西錦司博士古稀記念論文集 1), 中央公論社, p. 85-140.

————(1986) 中期更新世の断層地塊運動と海水準変動. 地球, no. 90, p. 725-728.

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

————・前田保夫(1974) 兵庫県の自然環境の変遷. 兵庫県史, vol. 1, p. 20-82.

————・————(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.

兵庫県(1980) 地下水利用等基礎調査報告書, 75p.

兵庫県津名郡北淡町役場(1961) 広報ほくたん. no. 20, p. 1-2.

————(1974) 広報ほくたん. no. 111, p. 1-5.

市原 実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.

————・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.

————・稲田卓史(1987) 西八木海岸の地質. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol. 13, p. 45-54.

————・小黒讓司(1958) 明石層群・播磨層群について. 地球科学, no. 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.

————・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌(1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no. 30, p. 111-125.

————・————・川辺孝幸・三田村宗樹(1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィックション・トラック年代—. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.

居川信之・阿部知宏・市原 実・吉川周作(1986) 東播丘陵の大阪層群. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 125.

池辺展生(1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no. 24-25, p. 508-517.

————(1959) 近畿における旧象化石の分布. 第四紀研究, vol. 1, p. 109-118.

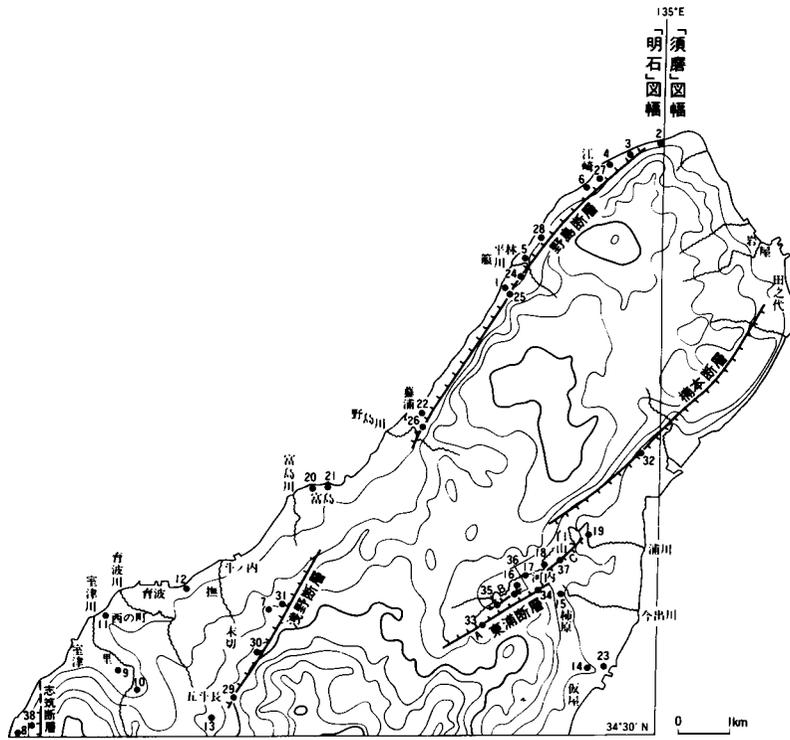
————編(1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.

稲田卓史(1986) 地形と地質. 五色町史, 五色町, p. 12-38.

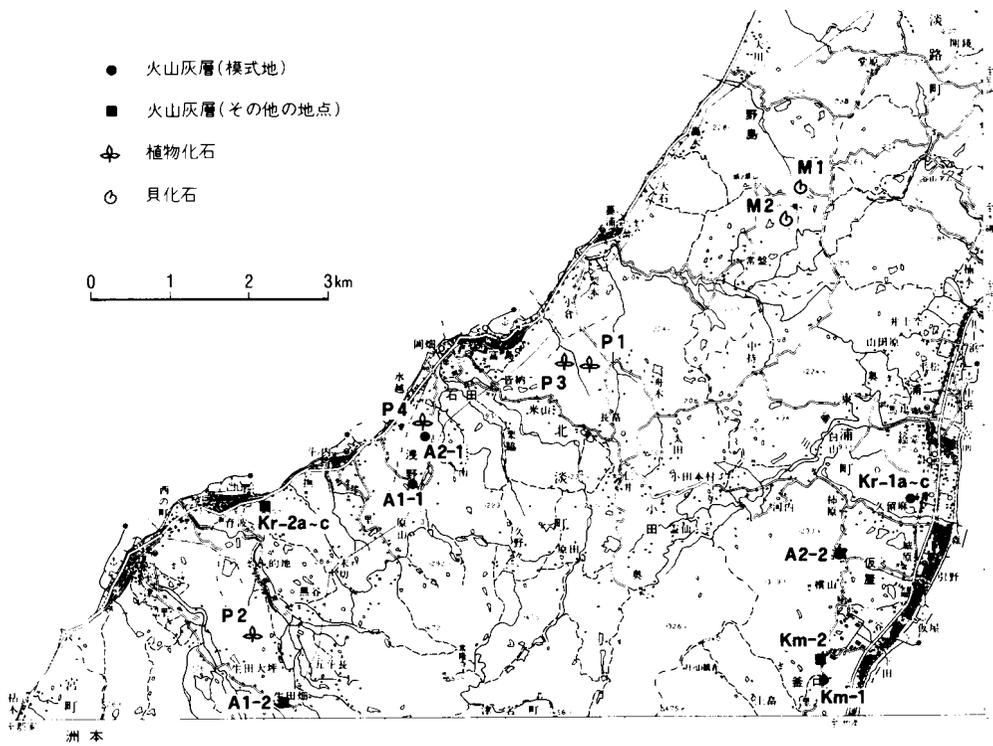
- 糸魚川淳二(1969) 瀬戸内東部地域中新統の貝化石群集. 化石, no.17, p.50-55.
- (1983) 瀬戸内海東部沿岸地域の中新世軟体動物群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 10, p.29-39.
- ・柴田 博(1973) 古環境の変遷と対比—瀬戸内区中新統の場合. 地質学論集, no. 8, p. 125-135.
- 菅野敏夫・黒田和男(1983) 兵庫県南部における地下水位通年観測記録について. 日本地下水学会昭和58年度春季講演会講演要旨, p.18-21.
- 笠間太郎(1968) 六甲山地の花崗岩類. 地質雑, vol.74, p.147-158.
- (1975) 淡路島の成立. 淡路島の地質構造と応用地質学的諸問題—昭和50年度淡路島見学案内書—. 日本応用地質学会関西支部. p.4-11.
- ・藤田和夫(1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(1)—瀬戸内地質区の特性と変遷—. 新生代の研究, no.24-25, p.518-526.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 河名俊男(1973) 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(1966, 1967) 兵庫県南西部地域水理地質図及び説明書. 日本水理地質図, no. 12, 地質調査所, 34p.
- 小林紘一・吉田邦夫・今村峯雄・永井尚生・吉川英樹・山下 博・沖崎昌平・八木進午・小林貴之・本田雅健(1987) 西八木層出土木片の¹⁴C年代・国立歴史民俗博物館研究報告, vol. 13, p. 176-186.
- 国土庁土地局国土調査課(1975) 近畿圏地下水(深井戸)資料台帳. 1233p.
- 小村良二(1973) 象歯化石の発見—兵庫県東播丘陵. 地質ニュース, no.228, p.24-29.
- 小西友直・小西錦江(1972) 味地草(第四冊). 名著出版, 885p.
- 神戸の自然研究グループ(1987) アカシ象発掘記. 神戸市立教育研究所, 98p.
- 黒田清隆(1972) 明石市史. 上巻. 90p.
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰-始良Tn火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p.339-347.
- 前葉和子(1984a) 玉津田中遺跡周辺の地形環境. 玉津田中遺跡調査概報 I, p.5-14.
- (1984b) 6000年前の明石平野. 「神戸の歴史」. no.10,p.77-92.
- 前田保夫・髯本 格(1983) 神戸の地震を読む1—神戸市研究学園都市の自然史—. 神戸市立教育研究所, 115p.
- 松田時彦(1975) 活断層としての石廊崎断層系の評価. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p.121-125.
- 三木 茂(1936) 明石舊象化石含有層内の植物化石. 地球, vol.26, p.155-190.
- (1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, 第9集, p.105-144.
- 宮島吉雄(1982) 近畿地方の地下水資源について. 応用地質学の最近の研究, 日本応用地質学会関西支

- 部, p.29-38.
- 水野清秀(1987) 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統について(予報). 地調月報, vol.38, p.171-190.
- (投稿中) 淡路島. 市原 実ほか編.「大阪層群」.
- 百原 新・南木睦彦・粉川昭平(1987) 西八木層の大型植物化石群集. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.116-124.
- 中島和一(1985) 淡路島北部の野島花崗閃緑岩体. MAGMA, no.73, p.79-82.
- ・政岡邦夫・杭田康弘・田結庄良昭(1982) 淡路島中央部の領家帯. 領家帯の岩石学的研究, 昭和56年度科学研究費補助金(総合A)研究報告書, p.19-24.
- ・————・田結庄良昭・杭田康弘(1985) 淡路島中央部の領家帯一特に花崗岩類の区分と相互関係一. 地球科学, vol.39, p.124-135.
- ・————・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三(1986) 淡路島北部の領家花崗岩類. 地球科学, vol.40, p.227-237.
- 新見貫次(1977) 淡国通記. 名著出版, 492p.
- 野田睦夫(1984) 淡路島常盤・中持の神戸層群. 兵庫地学, no.31, 32, p.7-13.
- 野口寧世(1987) 珪藻遺体群による西八木層の堆積古環境. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.143-156.
- 小川琢治(1896) 淡路島始原界橄欖輝紫岩并褐簾半花崗岩略説. 地質雑, vol.3, p.264-275.
- 大出 稔(1912) 中国筋の地貌に就て. 地質雑, vol.19, p.152-162.
- 岡 義記・寒川 旭(1981) 東部瀬戸内堆積区の形成と淡路島の隆起. 地学雑, vol.90, p.393-409.
- 岡田篤正(1973) 中央構造線の第四紀断層運動について.「中央構造線」東海大学出版会, p.49-86.
- (1980) 中央日本南部の第四紀地殻運動. 一地殻運動の変化と場の移動一. 第四紀研究, vol.19, p.263-276.
- 岡田貞一(1949) 淡路読本. 津名郡町村会内淡路読本刊行会, 114p.
- 大阪層群研究グループ(1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. 地球科学, no.6, p.49-60.
- 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, 93p.
- 寒川 旭(1980) 西南日本中央部の第四紀における地殻運動と地形発達. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p.60-65.
- (1986) 近畿中央部の新期地殻運動. 地球, no.90, p.752-755.
- SANGAWA, A. (1984) The history of fault movement since late Pliocene in the central part of Southwest Japan. *The Royal Society of New Zealand Bulletin*, vol.24, p.75-86.
- 寒川 旭・岡 義記・八木浩司(1979) 淡路島の活断層. 日本地理学会予稿集, 17,p.64-65.
- ・杉山雄一・衣笠善博(1983) 50万分の1活構造図「京都」. 地質調査所.
- 鹿間時夫(1936) 明石層群に就いて. 地質雑, vol.43, p.565-589.
- (1938) 神戸層群と其の植物群. 地質雑, vol.45, p.621-640.

- 柴田 博(1985) 中新世における瀬戸内区, 地団研専報, no.29, p.15-24.
- ・糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.7, p.1-49.
- 諏訪兼位・濡木輝一(1968) 淡路島の領家帯. 地球科学, vol.22, p.11-18.
- 鈴木正男(1987) 明石海岸における火山灰層のフィッシュントラック年代. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.191-200.
- TAI, Y. (1959) Miocene microbiostratigraphy of West Honshu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser.C, vol.2, p.265-395.
- 竹村恵二・亀井節夫(1987) 西八木層の堆積環境. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.85-94.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学(1982) 50万分の1地質図幅「京都」, 第4版. 地質調査所.
- 樽野博幸(1986) 象化石. 五色町史, 五色町, p.39-49.
- (1988) 地形と地質. 津名町史, 津名町, p.3-21.
- 辻誠一郎(1987) 西八木層の花粉化石群集. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.135-142.
- 佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博(1982) 50万分の1活構造図「高知」. 地質調査所.
- ・————・水野清秀(1985) 50万分の1活構造図「岡山」. 地質調査所.
- 津名町史編集委員会編(1988) 津名町史. 1469p.
- 対馬坤六・片田正人(1961) 20万分の1地質図幅「徳島」. 地質調査所.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- ・加藤正男・中村 操・内田篤貴(1988) 安政南海地震(1854,12,24)の震度分布について. 歴史地震, no.4, p.125-148.
- 八木浩司(1983) 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.324-344.
- (1987) 明石海岸の地形学的検討. 国立歴史民俗博物館研究報告, vol.13, p.103-115.
- 吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol.82, p.497-515.
- 吉沢 甫(1950) 淡路島ノーライトの産状とそれに基づく考察. 地学, vol.22, p.11-18.

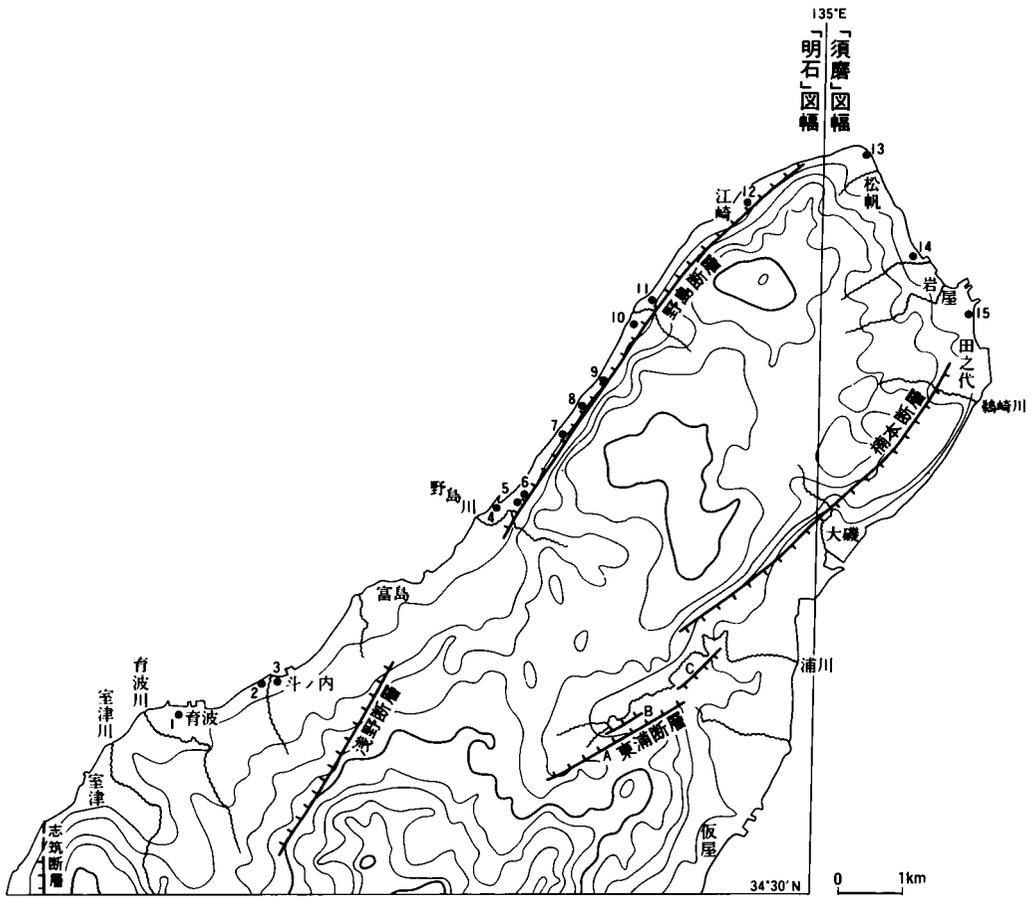


付図A-1 淡路島地区における段丘堆積物の露頭観察地点



付図A-2 火山灰層、植物化石及び貝化石採取地点図

国土地理院発行の5万分の1地形図「明石」を使用



付図A-3 淡路島地区における海岸線変化の算定に用いた基準点

付表A-1 「明石」図幅地域及び周辺地域における花崗岩類の黒雲母の K-Ar 年代一覧表

地質区分	産地	GEMS No.	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年齢 (Ma)
東山寺花崗岩	北淡町生田田尻	R 47315	5.65, 5.70	1.96, 1.96	93.9, 88.1	86.7 ± 4.3
岩屋花崗岩	淡路町鷗崎	R 47314	5.91, 5.96	1.66, 1.65	84.4, 83.3	70.3 ± 3.5
"	" 松帆	R 47313	6.84, 6.81	2.21, 2.18	88.2, 73.0	80.9 ± 4.0
野島花崗閃緑岩	北淡町野島常盤	R 47311	5.48, 5.52	1.77, 1.77	91.9, 83.1	80.9 ± 4.0
志筑トータル岩	津名町興隆寺	R 47310-A	6.05, 6.04	1.85, 1.93	83.7, 88.2	78.7 ± 3.9
都志川花崗岩	" 佐野	R 47309	6.43, 6.37	1.84, 1.85	92.2, 88.3	72.7 ± 3.6
"	北淡町小倉	R 47308	6.74, 6.61	2.22, 2.23	89.5, 87.5	84.0 ± 4.2

壊変定数 $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}/y$
 $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-2}$ atom%

$\lambda e = 0.581 \times 10^{-10}/y$

測定: Teledyne Isotopes社

付表A-2 大阪層群中の火山灰層のフィッショントラック年代値一覧表

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス			(*2)	(*3) 誤差		結晶数 n (粒)	(*4)	総計数面積 ΣS (cm ²)	(*5)
		総数 ΣN_s (t)	密度 $\rho_s = \Sigma N_s / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 ΣN_i (t)	密度 $\rho_i = \Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 $\Sigma N\phi$ (n)	(*1) ρd (n/cm ²)	熱中性子線量 ϕth (n/cm ²)	T (Ma)	$\pm e \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)		相関係数 r		ウラン濃度 U (ppm)
久留麻火山灰層 (Kr-1a)	Zircon	78	5.92×10^4	865	6.56×10^5	1124	7.60×10^4	4.73×10^{14}	2.5	0.3	12.2	29	0.550	1.32×10^{-3}	69
釜口火山灰層 (Km-1)	Zircon	108	8.24×10^4	844	6.44×10^5	1127	7.62×10^4	4.74×10^{14}	3.6	0.4	10.6	29	0.396	1.31×10^{-3}	68

測定者: 東京都フィッション・トラック

測定方法: S2 π ES-12 π ES-ED法

- *1. ρd : 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 $\epsilon = \{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2 \}^{1/2} \times 100$ (%)
- *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 $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi th$ (ただし, シルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を 12 μ m と仮定する)

熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS SRM612

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

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

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

B 値: $B = 6.23 \times 10^9$ ($\phi th = B \times \rho d$)

ζ (zeta 値): Calibration factor

$$\zeta = \phi th \times \sigma f \times I / \rho d \times \lambda f = B \times \sigma f \times I / \lambda f = 371$$

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Okayama (12) No.83



GEOLOGY

OF THE

AKASHI DISTRICT

By

Kiyohide MIZUNO, Hitoshi HATTORI,
Akira SANGAWA and Yutaka TAKAHASHI

(Written in 1989)

(ABSTRACT)

The Akashi district, a quadrangle of lat. 34°30'-34°40'N and long. 134°45'-135°0'E, is located in the northern mountainous area of Awaji Island, the Awaji Strait (Kaikyō) and the Akashi Plain. In contrast to the hilly lowland in the Akashi Plain, topography of the Awaji area is manifested by the prominent uplift of faulted blocks in Quaternary. This geomorphic features give a clue to understand neotectonics in the Kinki Region.

In the Akashi area, Quaternary terrace deposits and alluviurn are exposed and underlie. Whereas, in the Awaji area granitic rocks form mountains and hills as the basement of overlying Neogene and Quaternary deposits.

Granitic Rocks

Granitic rocks in the Akashi district can be divided into seven types, judging from their lithology, aerial extent and intrusive relation, and also classified into three age groups; Granitic Rocks I, Granitic Rocks II and Granitic Rocks III. All of the granitic rocks are more or less deformed, exhibiting distinct subgrains of quartz and sutured boundaries

Table 1 Summary of the geology of the Akashi district.

Geologic Age		Stratigraphy		Intrusive Rocks	Main Geologic Events	
		Akashi City	Northern Awaji Island			
Quaternary	Holocene	Recent riverbed & beach deposits			Formation of Alluvial plain	
		Alluvium				
	Pleistocene	Late	Nishiyagi & Uozumi T.D.	Lowest & Lower terrace deposits	Formation of terraces by uplifting	
				Middle		Middle terrace deposits
Neogene	Pliocene	Akashi F.	Kariya F. Toshima F.	Atago F.		Deposition of the Ōsaka Group
Paleogene	Oligocene	Kōbe Group		Deposition of the "First Setouchi Series"		
	Eocene					
	Paleocene					
Cretaceous	Late	(Dikes)		Granitic R. III { Tōsanji Granite Iwaya Granite Kagaribayama Granite	Intrusion of dikes along joints	
		Granitic R. II < Nojima Granodiorite >				Intrusion of acid plutonic rocks and their emplacement
Cretaceous	Early	Granitic R. I { Shizuki Tonalite Diorites Tsushigawa Granite			Intrusion of basic and acid plutonic rocks	
						Eruption of the Sennan Acid Rocks
Pre-Cretaceous						

T.D. : terrace deposits, F. : Formation, R : Rocks

[outside of the Akashi district]

between each of quartz subgrains under the microscope.

The main type of granitic rocks is the Nojima Granodiorite of the Granitic Rocks II, which is a key unit to classify the rest of granitic rocks. The Nojima Granodiorite intruded into the Granitic Rocks I and gave a slight thermal effect and recrystallization of hornblende and biotite of the Granitic Rocks I. On the other hand, the Nojima Granodiorite is invaded by the Granitic Rocks III. The following description explains some feature of the

seven types of the granitic rocks.

The Granitic Rocks I are composed of the Tsushigawa Granite, the Diorites and the Shizuki Tonalite. These are intruded by the Nojima Granodiorite and suffered thermal metamorphism near the intrusive boundary. The Tsushigawa Granite is a very coarse-grained biotite granite with weak foliation which is formed by parallel arrangement of biotite flakes. And the granite is intruded by the Shizuki Tonalite to make a block-like form. The Shizuki Tonalite has also a foliation made by biotite and hornblende, which is often parallel to the foliation of the Tsushigawa Granite. Diorites are basic inclusions in the Shizuki Tonalite and shown on the geological map when the size reaches 200m × 800m. However, the diorites are usually 10cm to 10m in length as dark-colored oval xenoliths in the host rocks of the Shizuki Tonalite. The Shizuki Tonalite is medium-grained hornblende-biotite tonalite to granodiorite with a foliation, and becomes more basic where plenty of basic rocks are included.

The Nojima Granodiorite is exposed most widely in this district and intruded by the Iwaya Granite at the northern margin and the Kagaribayama Granite at the eastern margin. Both boundaries dip gently to the north and the east, respectively. However, the Nojima Granodiorite has no recognizable effect of thermal metamorphism. It is massive and medium-grained hornblende-biotite granodiorite often including dark-colored basic oval xenoliths.

Granitic Rocks III are composed of the Kagaribayama Granite, the Iwaya Granite and the Tōsanji Granite. In this district only the western marginal part of the Kagaribayama Granite exists. It is massive homogeneous (fine- to) medium-grained biotite granite. The Iwaya Granite is medium- to coarse-grained, weakly porphyritic biotite granite and is usually homogeneous, and rarely includes dark-colored oval xenoliths. Only the northern part of the Tōsanji Granite exists in this district.

Miocene Kōbe Group

Miocene strata in this district is the Iwaya Formation, which is one of the Miocene Kōbe Group, typical unit of the “First Setouchi Series”. The Iwaya Formation crops out mainly in the mountainous area resting unconformably upon the granitic rocks, and partly along the faulted hills and lowlands facing seaside. The Iwaya Formation, having a thickness of about 100m, is lithologically divided into three members (the Lower, Middle and Upper member). The Lower member is mainly composed of unsorted arkose sandstone and breccia and sandy mudstones and thin lignite beds are intercalated. The Middle member is composed of well-sorted sandstone and conglomerate. And the Upper member is characterized by marine mudstone and sandstone beds and partly limestone beds containing some molluscan fossils.

Plio-Pleistocene Ōsaka Group

Unconsolidated sediments covering the granitic rocks and locally the Iwaya Formation,

are Pliocene to early Pleistocene formations belonging to the Ōsaka Group. The Ōsaka Group widespread in the Ōsaka Plain and surrounding areas and is one of the most thoroughly investigated Plio-Pleistocene strata in Japan from diversified methods such as volcanic ash layer analysis, fission-track dating, paleo-magnetic polarity, flora and fauna analysis, sea-level changes, marine clay identification and crustal movements. The Ōsaka Group in this district is situated in the western margin of depositional basin for the group, and has not been studied well. The Ōsaka Group consists of fluvial or lacustrine deposits, mainly unconsolidated silt-clay, sand and gravel, and intercalates peat beds and volcanic ash layers. The group is divided into the Akashi Formation in the Akashi area, and in the Awaji area the Toshima and the Kariya Formations in Hokudan and Higashiura and the Atago Formation in Ichinomiya. These formations are further subdivided into member unit in each of isolated places. The Akashi Formation has a thickness of more than 200m, and consists of alternating beds of silt-clay, sand and gravel beds. The Toshima Formation (200-350m thick) and the Atago Formation (more than 150m thick) consist of silt-clay, sand and gravel beds and especially in the upper part, thick gravel beds have developed. The Kariya Formation has a thickness of 150 to more than 300m and is mainly composed of alternating beds of silt-clay and sand beds in the lower part and sand and gravel beds in the upper part. The Atago Formation corresponds to the horizon of the Toshima Formation. The sedimentation age of these formations is regarded as Pliocene to Early Pleistocene based on the macrofossil assemblages characterized by the *Metasequoia* flora, the correlation of volcanic ashes and the fission track dating. In the Awaji area, the Ōsaka Group is dislocated by faults as same as the Kōbe Group.

Late Pleistocene deposits

Late Pleistocene deposits are terrace deposits and alluvium in this district. In the Awaji area, terrace deposits are formed along rivers, and are recognized as Higher, Middle, Low and Lowest surfaces in descending order. In the Akashi area only the Uozumi and Nishiyagi terraces are found, and are composed of marine and fluvial deposits. The two terraces can be correlated to the Middle terrace in the Awaji area.

Alluvium is developed along the Akashi River and locally along short rivers in the Awaji area. Geomorphological development of the Akashi River basin since 18,000 years B.P. is illustrated in Figure 27, based on numerous borehole data.

Active Faults

Four active faults are quite distinctive in the Awaji area: the Nojima, Asano, Kusumoto and Higashiura Faults. The Nojima Fault borders the western fringes of the mountains, and displaced the nearby terrace surfaces vertically and dextrally by accumulative fault movement. A mean rate of this fault movement is calculated $0.4-0.5\text{m}/10^3$ year vertically, and $0.9-1.0\text{m}/10^3$ year dextrally.

In the case of the Kusumoto and Higashiura Faults, dissected valleys crossing the fault

scarp are offset in the same sense, showing the dextral movement of the faults.

Environmental Geology

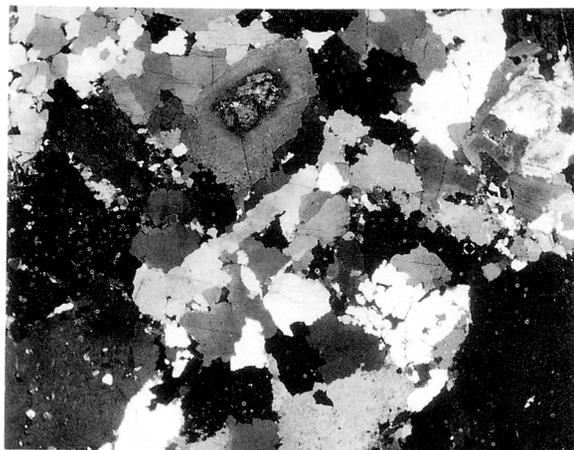
Coastline: Coastlines in the Akashi district have moved toward inland side, and apparently erosion progressed. Degree of the erosion during the last 150 years are calculated in many places, consulting the old drawings, named “Bungen Ezu” painted by Sazoh Yamase in A.D.1837. 60 meters is the maximum length of the progressive erosion.

Earthquake: Far to the south, great earthquakes named ‘Nankai Jishin’ occurred in A.D. 1946, 1854, 1707, 1605, 1361, 1099, 887 and 684, according to ancient documents. And these earthquakes attacked this district, particularly the A.D.887 earthquake gave tremendous damages by associated tidal waves, as described in the old record ‘Michikusa’ written in 1857.

Landslide and flood: Heavy rainfall and storm of typhoon caused another type of natural disaster in form of landslide, flood and erosion of shorelines. The Second Muroto Typhoon 1974 brought fatal damages in this district, one of the worst records in recent years.

Engineering Geology

Crushed rocks and earth: Two quarries are now in operation, and other four sites were closed. Strongly weathered granitic rocks have excavated on a large scale, to the extent that hilly and mountainous lands were transformed into gently inclined flat land spaces. The crushed rocks and earth of weathered rocks are largely shipped to the site of many landfill projects, e.g. Kansai Shin Kūkō (New International Airport in Kansai, off the coast of Sennan, Kii Peninsula).



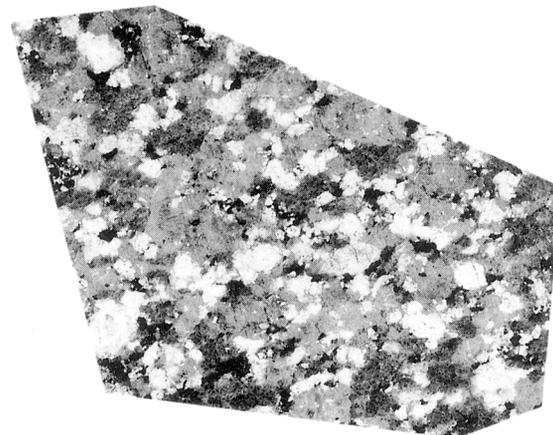
2

3mm



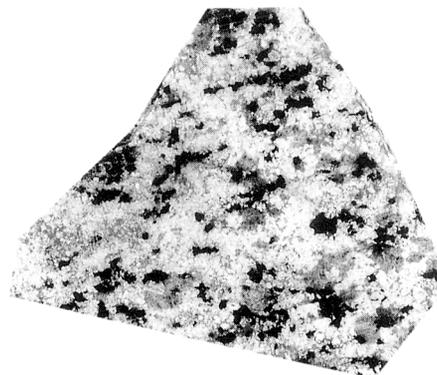
4

3mm



1

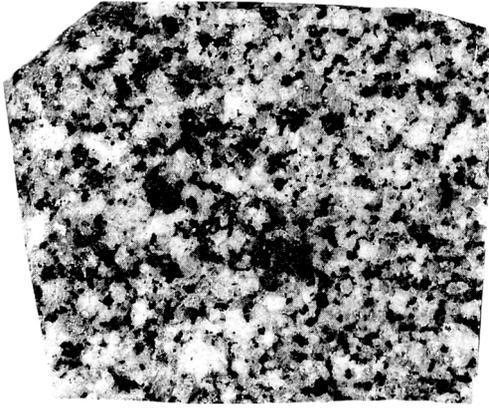
3cm



3

3cm

1. 都志川花崗岩の研磨面* <GSJ-R47308> 産地：北淡町富島東方，朝日工業株式会社北淡町小倉・仁井・長畠地区採石場。黒色部：黒雲母，暗灰色部：石英，灰色部：カリ長石，白色部：斜長石，黒雲母が面状に並び，弱いフォリエーションをなす。斑状カリ長石はフォリエーションに必ずしも並列しない* [カリ長石を染色法で黄色化して撮影]
2. 都志川花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47308> 石英が著しくサブグレイン化し，また，明瞭なジグソー状の縫合線組織を示す
3. 志筑トータル岩の研磨面 <GSJ-R47310-A> 産地：南隣「洲本」図幅地域内，津名町興隆寺。黒色部：黒雲母・角閃石，暗灰色部：石英，白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石。黒雲母及び角閃石の並行配列によるフォリエーションが認められる
4. 志筑トータル岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47310-A> カリ長石は遍在しボーキリティックに細粒斜長石を包有する（写真左下）



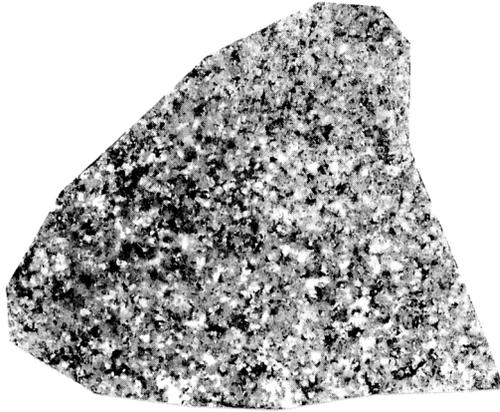
1

3 cm



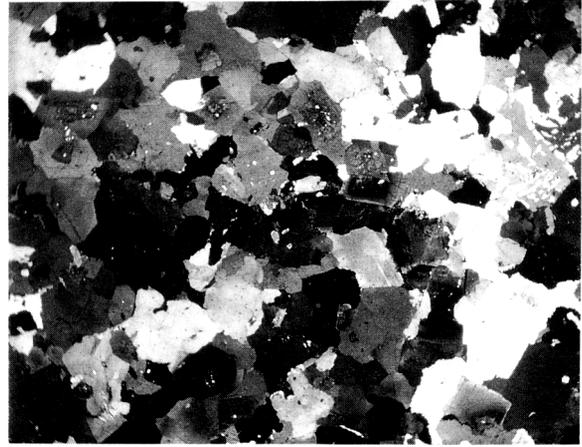
2

3 mm



3

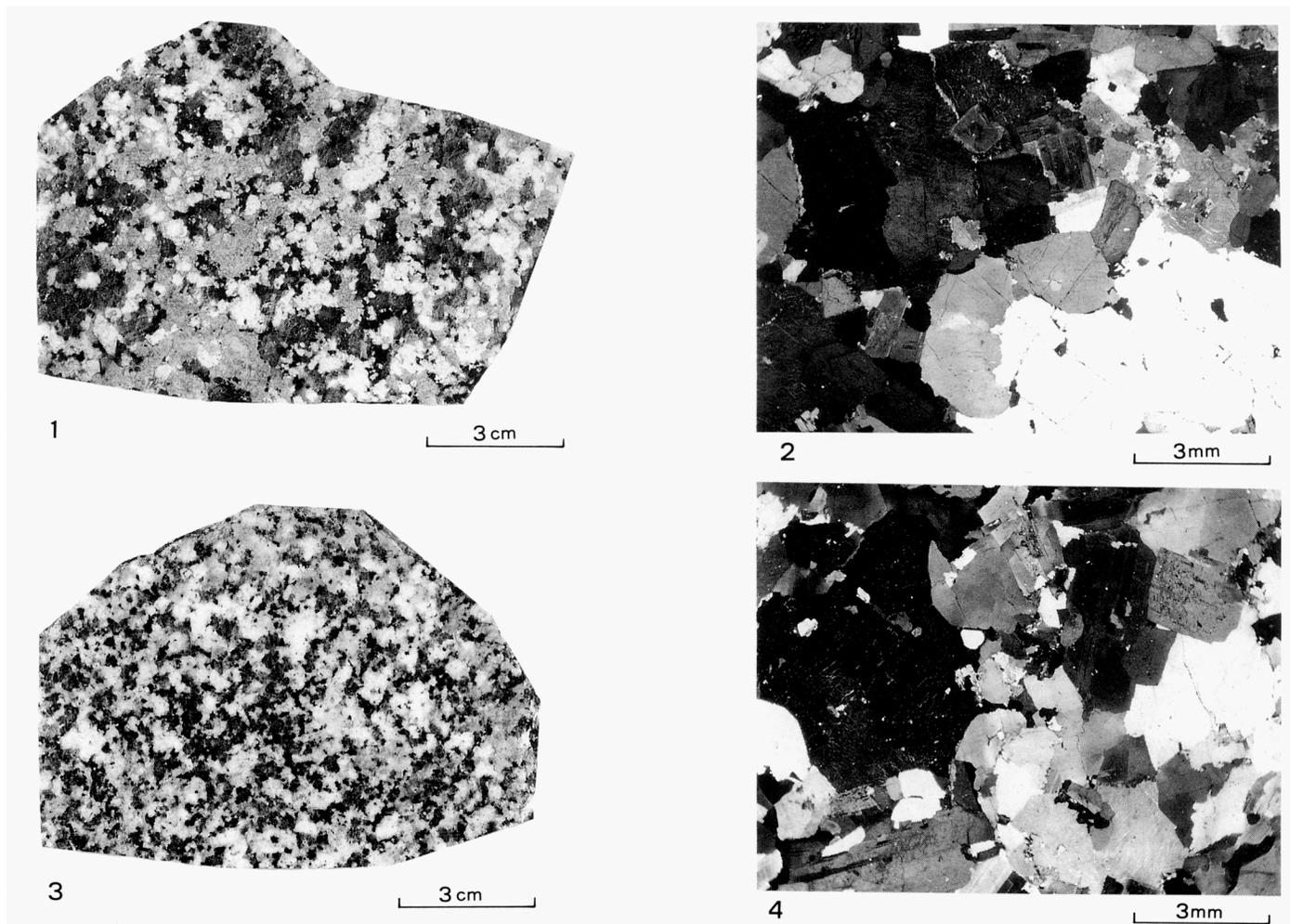
3 cm



4

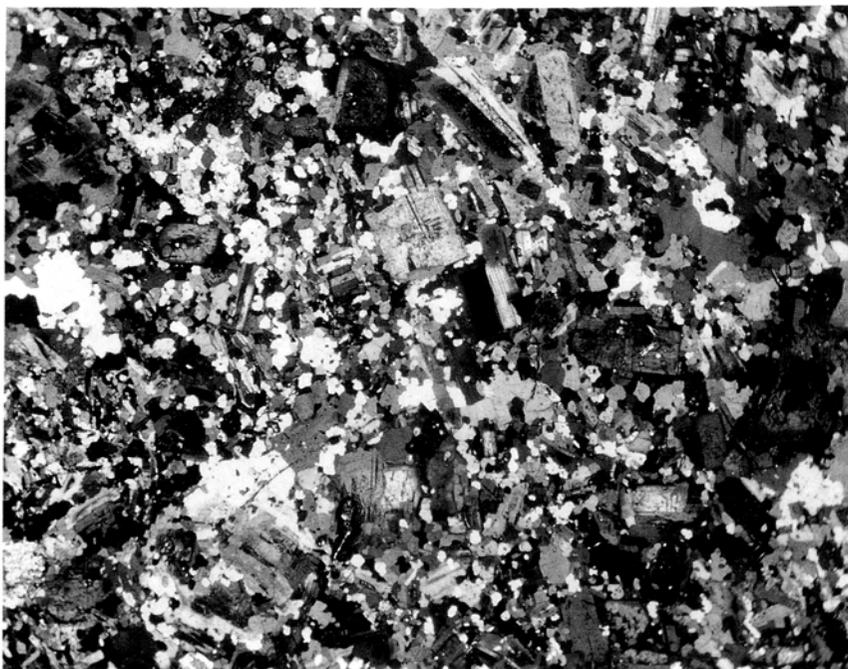
3 mm

1. 野島花崗閃緑岩の研磨面* <GSJ-R47311> 産地：北淡町野島臺浦東南方，常盤ダムサイト，黒色部：角閃石・黒雲母，暗灰色部：石英，淡灰色部：カリ長石，白色部：斜長石。
フォリエーションは認められず塊状で均質な岩相を示す。
2. 野島花崗閃緑岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47311> 自形-半自形の斜長石，角閃石及び半自形の黒雲母の間に他形の石英及びカリ長石（右下）が埋めている
3. 篝場山花崗岩の研磨面 <GSJ-R47312> 産地：東浦町楠本東，黒色部：黒雲母，暗灰色部：カリ長石，白色部：斜長石，中-細粒で均質な岩相を示す
4. 篝場山花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47312> 一部に微文象構造が認められる（右上）



1. 岩屋花崗岩の研磨面* <GSJ-R47313> 産地：淡路町松帆の浦南方，砂利採取場（東隣「須磨」図幅地域内）．黒色部：黒雲母，暗灰色部：石英，淡灰色部：カリ長石，白色部：斜長石．カリ長石及び石英は弱い斑状を示す
2. 岩屋花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47313> 石英はサブグレイン化し，石英粒同志の粒界は縫合状に入り組んでいる
3. 東山寺花崗岩の研磨面 <GSJ-R47315> 産地：北淡町生田田尻．黒色部：黒雲母，暗灰色部：石英，淡灰色部：カリ長石，白色部：斜長石．中粒塊状で均質な岩相を示す
4. 東山寺花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47315> カリ長石は，外形は他形であるが斑状結晶をなすものが存在する（写真左中央）

第IV図版



1



2

3mm

1. 熱変成した志筑トータル岩の顕微鏡写真* <GSJ-R47316> 産地：北淡町野島臺浦南東方，野島川沿い道路．石英は波動消光を示さず細粒のモザイク集合体になっている
2. 熱変成ひん岩の顕微鏡写真 <GSJ-R47317> 産地：北淡町野島臺浦南東方，野島川沿い道路．細粒黒雲母及び角閃石のクロット状集合体が認められる

文献引用例

水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩(1990) 明石地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

MIZUNO, K., HATTORI, H, SANGAWA, A. and TAKAHASHI, Y. (1995) *Geology of the Akashi district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 90p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成 2 年 2 月 26 日 印 刷

平成 2 年 3 月 1 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 者 亀田修平

印 刷 所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

© 1990 Geological Survey of Japan