

土地分類基本調査

地形・表層地質・七じょう

米 子

5万分の1

国土調査

経済企画庁

1967

序

国土の開発、保全および利用の合理化ならびに高度化をはかることは、かぎられた土地資源にたいし人口の稠密なわが国において、特に緊要な課題であることはいうまでもない。このため従来、種々の調査、研究が各方面においておこなわれてきたが、いずれも単一の利用目的のためのもの、もしくは単なる利用現況の把握にすぎないものが多く、合理的な効果的な土地利用計画を策定するために充分なものはずくない。

当経済企画庁においては、昭和26年6月1日、法律第180号をもって制定された国土調査法に基づき、土地の基本的な条件を規定している地形、表層地質、土じょうの三つの要素をとりあげ、その各々について、建設省国土地理院発行の縮尺5万分1の地形図を基図とする土地分類基本調査をおこなってきた。この調査における地形調査は、主として地形の成因的、性質的な分類に、表層地質調査は、岩石の物理性による分類に、土壌調査は、比較的広い地域にわたる土壌の類および統の分類などにおいて、従来の他の調査にみられなかった特色をもつものである。これらの調査は、それぞれ相互補完的な関係にあり、この三調査あいまって自然的土地条件の骨髄をあきらかにするものである。昭和41年度、調査の完了した図幅は、米子、飯田、仙台、西条の4図幅である。この「米子」図幅は、昭和40年度に地形、表層地質調査を、昭和41年度に土壌調査をおこなった。

「米子」図幅は、山陰地方と呼ばれ、鳥取、島根の両県にまたがり、行政的には米子市、安来市、境港市の一部、西伯郡の大部、能義郡の一部が包含され、地勢的には中国山脈の北側、大山山麓の西側に展開する日野川を中心とする沖積平野と花崗岩山地および大山火山噴出物の山地からなる。この地域の中心をなすのは米子市であって、古くから農業地帯として知られ、弥生式初期には稲作がおこなわれ、「米子の」地名も「米生の里」からきているといわれる。しかしながら、大山山麓の豊富な森林資源を背景として、日本パルプ米子工場があり、また「たたら製錬」による砂鉄を利用する製鋼工場が安来市にあるのほかめばしい産業にとぼしく、また大山山麓の酪農経営も緒についたばかりで、どちらかといえば経済地理的に隔絶されたこの地域は、地域開発からとりのこされた地域であるといえよう。

しかしながら、昭和37年9月、この「米子地区」に低開発地域工業開発地区に指定されていらい、鳥取、島根の両県にまたがる中海干拓事業に着手し、また米子市も総合都市計画を策定して、拠点都市としての整備や産業開発にのりだすなど、地域開発に積極的な意欲をみせはじめている。また、この地域は昭和41年11月16日には、新産業都市「中海地区」として指定されるにいたった。

この調査は、これらの地域開発計画の策定にあたって、客観的基礎資料を提供するものであり、さらに、これらの成果は、類似の地域性をもった地域の開発、保全ならびに土地利用上、有益な示唆をあたえるものと信ずる。幸いにして、この報告書を十分に理解され、広く各方面に活用されるならば、関係者としての喜びこれにすぎるものはない。

この調査は、経済企画庁が地形調査は建設省国土地理院に、表層地質調査は通商産業省地質調査所に、土壌調査は農林省林業試験場および農業技術研究所に、経費を支出委任しておこなったものである。また、現地の連絡には、鳥取県農林部耕地課および島根県農林部農地開拓課のご尽力ならびに大阪営林局、米子市、安来市その他の関係市町村のご協力をいただいた。

ここにご援助をいただいた各位にたいし、謝意を表する次第である。

昭和42年3月

経済企画庁 国土調査課長 牧野俊衛

総目次

序	1 ~ 2
総論	1 ~ 25
地形各論	1 ~ 28
表層地質各論	1 ~ 35
土じょう各論	1 ~ 70
あとがき	71 ~ 72
地形分類図	
(傾斜分布図)	
(水系及び谷密度図)	
表層地質図	
(表層地質図付図)	欠
土じょう図	

土地分類基本調査簿（国土調査）第64～66号

総 論

米 子

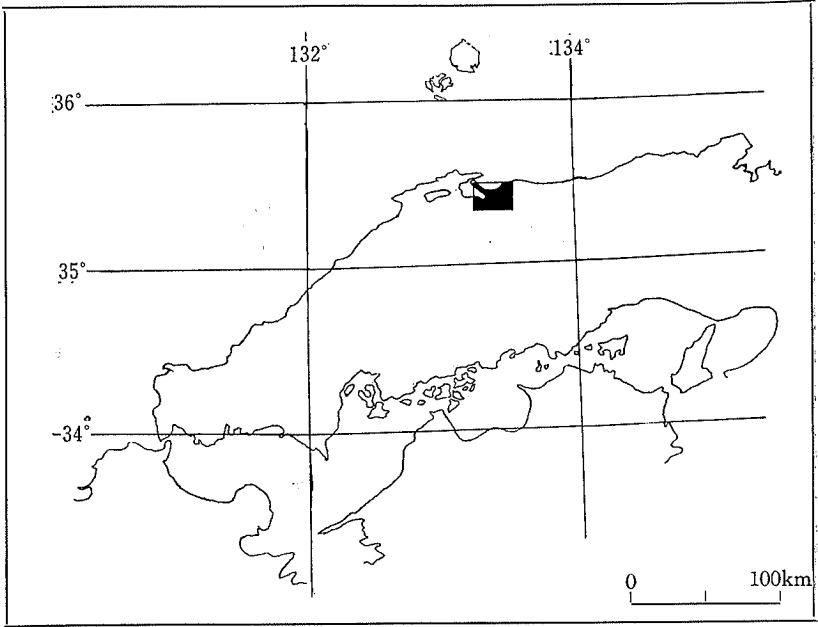
5 万 分 の 1

国 土 調 査

経 済 企 画 庁

1 9 6 7

位 置 図



目 次

I 地域の概要	I
I. 1 位 置	1
I. 2 産 業	4
I. 3 気 候	7
II 地形概説	8
III 表層地質概説	11
III. 1 地質構成	12
III. 2 層 序	15
IV 土壌概説	19
IV. 1 山地・火山性台地地域の土壌	19
IV. 2 低地地域の土壌	22

1 : 50,000

総 論

米 子

経 済 企 画 庁 総 理 府 技 官	長 池 敏 弘
島根大学文理学部 文部教官	小 畑 浩
〃 文部教官	三 位 秀 夫
鳥取大学教育学部 文部教官	赤 木 三 郎
農林省林業試験場 農林技官	吉 岡 二 郎
〃 農業技術研究所 農林技官	山 田 裕

1 地域の概要

I. 1 位 置

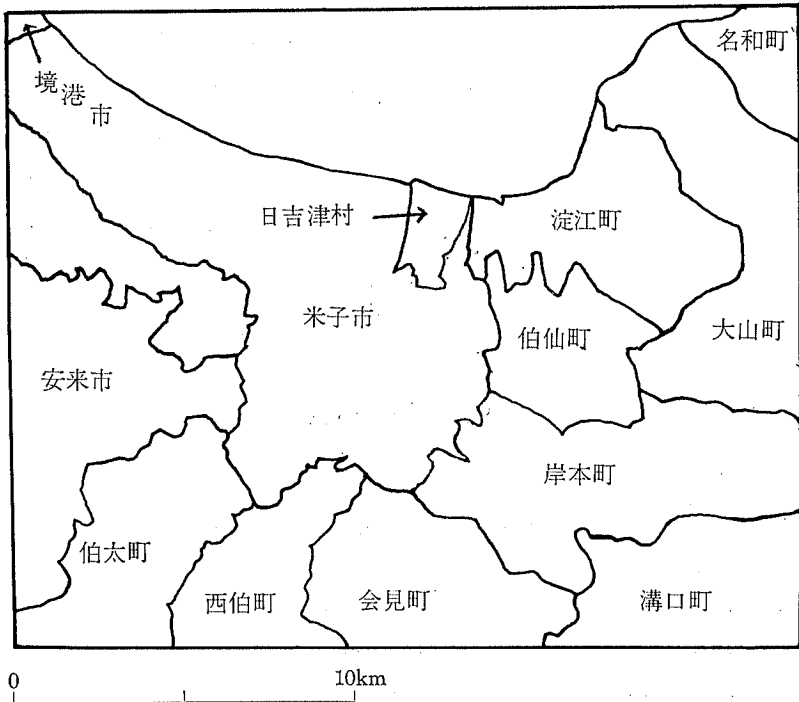
「米子」図幅は、北緯 $35^{\circ}20'$ から $35^{\circ}30'$ まで、東経 $133^{\circ}15'$ から $133^{\circ}30'$ までの経緯線に囲まれた範囲である。

本図幅は、行政的には山陰地方における鳥取、島根の両県にまたがり、鳥取県側は、図幅東南部に日野郡溝口町、東部から中央部にかけて西伯郡の名和町、大山町、淀江町、伯仙町、岸本町、会見町、西伯町、中央部から北西部にかけて米子市がある。米子市中に西伯郡の日吉津村があり、北西端に境港市がある。島根県側は、西部に安来市、西南部に能義郡伯太町がある。したがって、両県あわせて3市9町1村があり、そのうちほぼ全域がふくまれるのは米子市のみであって、他はその一部を図幅内にふくむ。

図幅中で最大の都市は米子市である。古くは日野川平野の政治的中心は尾高附近にあったといわれる。慶長7年(1602年)当時の賀茂と呼ばれていた小村に中村一氏

が城を完成し、徳川時代は荒尾氏の居城として以来、城下町として多少の盛衰はあったが、商工業や交通の機能をもって発達をつづけてきた。明治22年(1889年)の町村制の施行、明治35年(1902年)の境線の開通、大正1年(1912年)に山陰本線、つづいて大正12年(1923年)伯備線がそれぞれ開通してから、この地方の商工業の中心として栄え、町勢の進展にともない昭和2年(1927年)市制をしいた。そのご隣接町村を

第1図 行政区画



合併して、逐次、都市形態を充実して、現在は、松江市、鳥取市とならび山陰地方における代表的な中心都市を形成しており、その経済圏は西伯地方のみならず、島根県の東部におよび、より進んで「山陰の大阪」と称されるにいたっている。

米子市は、前面に中海をひかえ、後方に大山を擁して、経済的に、観光的にこんご一層の伸展が期待されている。米子市は、山陰地方における交通の要衝として、現

在、米子鉄道管理局の所在地であり、また、私鉄日の丸自動車鉄道の起点でもある。他方、米子港は3000トン級の船舶の入港が可能であり、米子空港（美保飛行場）から東京、大阪、広島などと直航便が往来し、また、道路交通は一級国道9号線が通過し、二級国道180号線の終点であり、さらに、国土開発幹線自動車道建設法（昭32.4.16. 法律第68号）に基づく中国横断自動車道岡山・米子線（岡山市一境港市）の建設も予定されている。

第1表 米子圏幅に関する市町村別面積および人口

市町村	面積 km ²	昭和40年の人口			昭和35年の人口	増減数 (▲は減数)	
		総数	男	女			
鳥取県	米子市	79.77	99,484	47,005	52,479	94,808	4,676
	境港市	21.37	32,846	15,767	17,079	32,714	132
鳥取県	西伯郡						
	西伯町	83.18	7,778	3,702	4,076	8,454	▲ 676
	会見町	31.04	4,072	1,951	2,121	4,472	▲ 400
	岸本町	39.61	5,565	2,695	2,870	6,128	▲ 563
	伯仙町	16.57	4,501	2,151	2,350	4,929	▲ 428
	日吉津村	4.39	2,204	1,038	1,166	2,266	▲ 62
	淀江町	25.86	8,367	3,924	4,443	8,846	▲ 479
	大山町	85.40	8,473	4,043	4,430	8,987	▲ 514
名和町	45.53	9,236	4,477	4,759	9,972	▲ 736	
日野郡							
溝口町	100.06	7,291	3,443	3,848	8,193	▲ 902	
島根県	安来市	94.35	30,778	14,916	15,862	31,330	▲ 552
	能美郡 伯太町	95.68	6,888	3,286	3,602	7,732	▲ 844
計	722.81	227,483	108,398	119,085	228,831	▲ 1,348	

注 昭和40年の人口は昭和40年国勢調査（昭41.10.1）による

この地域は、東西に走る中国山脈にさえぎられて、山陽と山陰が隔絶され、山陰は関西からの一級国道9号線、国鉄山陰本線に依存している。しかし、これらの輸送路は、未整備の状態にあり、また陰陽を連絡する道路や鉄道の整備もいちじるしく立ちおけているため、工業立地条件に恵まれていない。したがって、低開発地域工業開発促進法に基づく「米子地区」および新産業都市建設促進法に基づく「中海地区」に

指定されているにもかかわらず、直ちにその発展を期待しがたい現状にあるので、当面は、自然条件の不利を克服して、関西や広島など大集積地への時間的距離の短縮のための外部経済的条件の整備が先決とされている。幹線自動車道の建設は、これによって、この地域が太平洋ベルト地帯と密接に結びつけられることになり、遅れた山陰の地域開発の中核として発展することが期待されているのである。

なお、昭和40年度の国勢調査によれば、この図幅にある市町村の人口は、第1表のとおり米子市、境港市をのぞき、昭和35年度国勢調査による人口より減少しており、都市への人口集中という全国的動きが、このに図幅においてもみられる。

I. 2 産 業

「米子」図幅は、低開発地域工業開発促進法に基づく「米子地区」（昭和37年9月指定）また新産業都市建設促進法に基づく「中海地区」（昭和41年11月16日指定）に属しており、その中心は、いうまでもなく米子市である。

この地帯は、古くから農業地帯として知られ、2200年前の弥生式初期には、稲作りがおこなわれ、米子の地名は、はじめ稲のよく実る「^{よなご}米生の^{さと}里」と名付けられ、これが「米生郷」となり、「よなご」と訛って呼ばれるようになったといわれ、山陰でも最古の水田の跡もある。しかしながら、大山山麓の火山性台地は、いわゆる普通畑作地帯を包む地域で、農業の部門構成にも特色がなく、専業農家率は高いが生産力は低い。また、安来市、伯太町、溝口町は特殊土じょう指定地帯（花崗岩風化土）（昭和27年10月指定）となっており、土地保全上の問題も多い。さらに、農業構造改善事業実施地区として、昭和37年、西伯町（基幹作目、米、牛乳、）、昭和38年、安来市（基幹作目、米、煙草、なし、牛乳）、昭和39年、名和町（基幹作目、牛乳、なし、まゆ）、昭和41年、大山町（基幹作目、米、牛乳）が指定され、また米子市、岸本町、溝口町も計画地区となっている。

このように、最近、この図幅の大山山麓一帯は、その自然条件の特色を生かして酪農が推進され、昭和39～41年、「大山地域」大規模草地改良事業として、草地改良が実施された。しかしながら、牛の値段の不安定や飼料作物の管理のむずかしいこと、また、熱意の喪失などから、放棄されて、原野または煙草作りに変わっている場合もみられる。

第2表 米子図幅に關係する市町村の經營耕地面積

市 町 村		総面積 km ²	經營耕地面積 ha			耕地 率 %	備 考
			田	畑	計		
鳥 取 県	米子市	7,977	2,055	1,411	3,466	43	畑には樹園 地を含む
	境港市	2,076	267	667	934	45	
	西伯郡 西伯町	8,318	867	111	978	12	
	会見町	3,104	477	100	577	19	
	岸本町	3,961	642	209	851	21	
	伯仙町	1,657	405	163	568	34	
	日吉津村	439	182	46	228	52	
	淀江町	2,586	607	175	782	30	
	大山町	8,540	993	339	1,332	16	
	名和町	4,553	544	594	1,138	25	
日野郡 溝口町	10,004	731	211	942	9		
島 根 県	安来市	9,394	2,640	463	3,103	33	
	能美郡 伯太町	9,568	950	136	1,086	11	
計		72,177	11,360	4,625	15,985	22	

また、中海の埋立、弓ヶ浜半島の農業開発、日野川の多目的開発を目的とした地域の総合開発計画の一環として、昭和38年から中海に約2800haの大規模干拓「中海干拓事業」に着手した。このうち、この図幅にはいるのは安来地区210ha 彦名地区170haである。なお、鳥取県は中海干拓事業に先立ち、代行干拓事業「崎津地区」の干拓が完了している。

この図幅は、水平的には暖帯林北部から温帯林に属し、垂直的には暖帯林上部から温帯林下部に属している。特に大山山麓の火山堆積物の台地上は、アカマツの優良な天然更新地であり、大山町佐摩には森林組合がある。また、伯太町は昭和41年、林業構造改善事業の計画樹立指定町村となっており、これら後背地の森林資源を給源として、日吉津村に日本パルプ米子工場がある。

米子市は、山陰地方における拠点都市として、昭和40年3月、米子総合都市計画を策定し、特に工業開発（日野川河岸、弓ヶ浜、中海臨海）を促進し、これによって、

現在の卓越した商業機能を維持し、発展させようとしている。その工業出荷額から、米子市の工業構造をみると、第3表のとおり、紙パルプ、食品などの生産施設の集積度が高く、紙パルプ、食品、金属、せんいの四業種でほぼ78%をしめ、重化学工業がほとんどなく、その工業構造は、資源立地産業に偏寄し、安定性に乏しいことが、特徴となっている。

第3表 米子市における工業の概要

業 種	工場数	工業出荷額	
	実 数	実 数 百万円	百分比 %
総 数	445	12,074	100
化 学 工 業	4	52	0.4
鉄 鋼	3	517	4.3
非 鉄 金 属	—	—	—
機 械 工 業	11	304	2.5
(重化学工業計)	(18)	(873)	(7.5)
食 料 品	211	2,304	19.1
せんい(縫製を含む)	28	839	7.0
木 材 ・ 家 具	90	1,050	8.7
パ ル プ ・ 紙	11	5,960	49.3
ゴ ム 製 品	—	—	—
窯 業 ・ 土 石	25	131	1.1
金 属 製 品	17	311	2.6
そ の 他	45	606	5.0
(軽化学工業計)	(427)	(11,201)	(92.8)

注 1. 昭和38年工業統計調査による概数から抽出した

2. 日吉津村をふくむ

3. 米子都市計画策定委員会「米子総合都市計画策定報告書」

(昭和40年3月)を参照のこと

安来市は、寛永年間から松江藩の鉄、米の積出港であったが、明治42年(1909年)、伝統的な山砂鉄の採取業をひきついで、安来製鋼所が発足し、昭和12年(1937年)に日立製作所安来工場となった。現在も砂鉄から優秀な特殊鋼を製造し、この工場が市の経済を支えるとともに、重工業の少ない山陰地方では、特異な存在となっている。

I. 3 気 候

山陰地方の気候の特色としては、梅雨期、台風期とともに冬季の降水量の多いことである。冬季の降水量は東部ほど、梅雨期のそれは西部ほど多いといわれている。米子市を中心とするこの図幅の気候は、その位置上、冬多雨の北陸型から、夏多雨の北九州型に漸移する中間にあるといえよう。すなわち、図幅の南端を走る中国山地と日本海の対島海流の影響をうけて、いわゆる裏日本型の気候に属し、山陽地方に比較して年降水量が多く湿潤で曇天の日が多い。

年平均気温は、山間部で 13°C 、海岸部で 14°C で最高、最低の差が少くない。季節推移の点からみると、日平均気温が 10°C 以上になるのを春の始まりとすると、春は西から訪れ、4月上旬である。この時期は、気温の日較差が秋とともに最大である。日平均気温が 20°C を越えて夏らしくなるのは、6月中旬である。6月中旬を中心とすを梅雨期があるが、そのはじまりと終りが明瞭でない。8月中旬には気温が最高となり、日平均気温が 20°C 以下になるのは9月下旬である。11月にはいると、寒波の襲来があり、裏日本特有の時雨がはじまる。日平均気温も11月中旬末には 10°C 以下になり冬の季節となる。12月にはいると、北西の季節風が主となり、多量の雨雪をもたらす。日平均気温の最低は2月である。この地域における年間の曇天日数が200~230日にも達し、降雨日数は、山陽地方より50~80日も多く、湿気が停滞して、陰惨な気象がつづくこともあるが、大陸からの寒波の襲来と移動性高気圧におおわれる暖かい日との交代を繰り返す。降雪は11月下旬から3月下旬にかけてである。ただし、平野部の積雪はかならずしも多くないが、山間部では積雪2mをこえるところもすくなくない。降霜は11月上旬から4月にかけてみられる。

降水量は、年間総量1,600~2,500mmで米子測候所の観測によると、過去63年間平均では1,712mmとなっている。年間の推移をみると、冬季の月雨量が130~140mm、春季が年間最少で月雨量が110mm内外、梅雨期の月雨量が170mm、盛夏の月雨量が140mm、台風期が年間最高で月雨量が230mm、秋から冬にかけて減じて150mmから110mmとなっている。すなわち、梅雨期と台風期に2回の降雨ピークがあらわれることがその特徴である。

第4表 昭和39年気象概況

月	気 温。C			降水量 mm	天気日数 日			現 象 日 数 日					
	平均	最高	最低		快晴	曇	晴	降水量 (0.1mm 以上)	降雪	霜	雷電	結氷	暴 風 (0.1mm 以上)
総数 (平均)	14.9	36.6	-3.5	2,233	35	218	113	219	34	36	26	43	44
1	5.7	19.0	-1.9	154	—	26	5	26	8	8	1	9	6
2	3.0	9.9	-3.5	194	—	27	2	28	20	7	1	19	4
3	6.7	24.9	-2.8	121	1	14	16	18	3	14	1	10	5
4	14.9	29.6	4.7	170	—	24	6	18	—	—	3	—	8
5	17.3	39.4	5.2	81	10	13	8	9	—	—	1	—	—
6	20.5	29.7	11.2	173	2	21	7	13	—	—	1	—	5
7	26.6	34.8	17.9	563	6	14	11	14	—	—	6	—	2
8	28.0	36.6	21.1	62	8	9	14	10	—	—	5	—	1
9	22.2	32.7	9.0	321	1	19	10	22	—	—	—	—	4
10	16.2	30.1	4.1	116	4	15	12	20	—	—	—	—	2
11	10.9	22.3	0.5	145	3	15	12	20	—	2	—	—	4
12	7.0	17.3	-0.3	134	—	21	10	21	3	5	—	4	3

注 資料は米子測候所（鳥取地方気象台）

Ⅱ 地 形 概 説

本地域は、中国5県のうち日本海沿岸のやや東寄りの地方である。本図幅の東隣の「大山」図幅には、中国地方の最高峯大山が標高1731mの偉容をみせ、山陰地方中部一帯の地形は、大山の直接、間接の影響をのぞいてかんがえることはできない。

図幅の南端を中国山地が東西に走り、標高1000mをこえる諸峯が連なり、これによつて、山陰・山陽の両地方にわけられる。この主脈から、北方、日本海にむかつて幾多の支脈を派出しているが、北に離れるにしたがつて、標高は下り、図幅内では標高300m以下になる。図幅内の山地は、東部の3分の1が大山山麓であり、大山の寄生火山群が孝霊山を中心に存在し、主峯孝霊山の標高751.4mは、この図幅内における最高峯である。大山火山以外の山地は、中国山地が日本海にむかつて下る北端にあたるところで、米子市、安来市の後背附近で、海または沖積平野の下へ埋没する。これらの山地は、日野川、法勝寺川、伯太川などの河川で2~3の山塊に分断され、そのあいだは、谷底平野が山奥までつづいている。山地内には、これら河谷の支谷が高密度

ではいりこみ、標高の低いこととともに、山地というより丘陵地と呼ぶにふさわしい。

この丘陵性山地について重要なことは、そのうちでも標高が特に低い100m以下の部分、たとえば図幅西部の安来市の後背の部分が、かなりの山頂の等高性をもっていることである。これら丘陵性山地は、山頂に平坦面自体をもっていないが、その切崖面にあらわれる等高性は明瞭で、これを西にむかって追跡すると、宍道湖の南岸、北岸の同様な丘陵地に連なり、特に松江市から平田市にかけての島根半島の南斜面や出雲市後背の丘陵地にいちじるしい。これは出雲市以西で一時、中絶するが、さらに西にいくと石見大田市附近からふたたびより広範囲にあらわれ、山口県との県境附近まで分布しているようである。そして、出雲市附近では、丘陵地のうえに腐しょくした砂礫層(山廻り礫層)をのせていることが、すでにみとめられている。この丘陵地の外観は、多摩丘陵によく似た印象をあたえるが、詳しい性質はまだよくわかっていない。

一方、中国山地とほぼ平行する島根半島は3条の雁行する山列からなるが、その東の山列が日本海に突出して美保湾をつくっている。この島根半島と中国山地にはさまれて、いわゆる宍道地溝帯があり、出雲平野、宍道湖、松江平野をへて、中海につづいている。

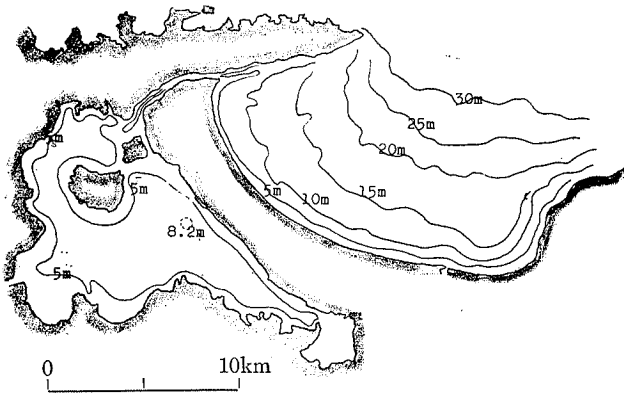
平野は、図幅中央に、米子平野があるが、これは平野の少ない山陰地方にあって、鳥取平野、倉吉平野、出雲平野などとならんで、最も大きいものの一つである。主なる河川は、日野川、法勝寺川、伯太川、阿弥陀川で海岸に達する距離が短かく一般に急流である。米子平野は、これら河川の形成した沖積平野である。特に、中国山地の最高峯大山から発する阿弥陀川、佐陀川は、火山地帯特有の崩かいにより融雪期のはんらんがいちじるしい。日野川、阿弥陀川の平野は、扇状地性のもので、河床は河口まで礫からなるが、法勝寺川、伯太川のそれは細礫以下の細かい砂土からなる。このほか、丘陵性山地を刻む支谷群が、小さい谷底平野をつくっている。日野川は、道後山北東斜面を水源とし、中国山地北斜面を北流する山陰地方第二の大河で、全長約80kmに達する。岸本町を頂点とする扇状地をつくり、かなりの荒れ川で、数度の流路変更があったという。同じ中国山地を横切りながら、中海へそそぐ飯梨川と異なり、天井川はつくっていない。

海岸は砂丘が発達するが、弓ヶ浜は幅約3km、長さ24km、日本における最大級の

砂州である。弓ヶ浜半島と島根半島、中国山地に囲まれた内海が中海で、外海とは境界水道で連なっている。

海洋は、美保湾および中海であるが、両者をわけるのが弓ヶ浜で、弓ヶ浜の先端は幅 1km未滿、長さ 4~5kmの狭い境界水道で連絡している。美保湾の水深は浅く、地蔵崎一名和町を結ぶ線以内を美保湾とすると、その線上地蔵崎寄りのあたりで約30m、弓ヶ浜にほぼ平均に沖へ5~7kmで約20m、沖へ1kmで約10mといった遠浅の海であ

第2図 美保湾と中海の水深



る。ただし、海岸近くでは比較的急に5m以上の水深になっている。底質は、海崖や礁をのぞいて、大体、砂質である。また、中海は周囲76km、面積101km²、美保湾よりさらに浅く、最深部で8.2m、大半が5~7mである。米子港附近は水深が3mで浚渫しなければ大型船は入港できない。中海のほぼ中央に約6km²、標高42m以下の玄武岩の溶岩台地である大根島がある。

なお、地形を形成する基岩についてみれば、花崗岩が中国山地ぞいに幅広く出現するが、この図幅では日野川西部の山地に、安山岩は大山、蘇山附近にみられ、火山岩層は大山を中心とした一円に堆積する。また第3紀層は、米子市南部、安来市の山地にみられるほか、沖積層である。

以上を総合して、日野川西方の法勝寺、越敷山の丘陵性山地、大山山麓の孝霊山火山群、中楨原、水無原、榎水原などの火山性台地に大別し、その間に介在する台地および諸河川によって形成された低地を、その特色にしたがって区分した。

その地形区の区分は、次のとおりである。

- I 山 地
 - I a 法勝寺丘陵性山地
 - I b 越敷山丘陵性山地
 - I c 孝霊山火山
- II 火山性台地
 - II a 大谷台地
 - II b 名和台地
 - II c 榊水原台地
- III 台 地
 - III a 長者原台地
 - III b 御来屋台地
 - III c 岸本原台地
- IV 低 地
 - IV a 阿弥陀川扇状地
 - IV b 日野川扇状地
 - IV c 佐陀川扇状地
 - IV d 法勝寺川低地
 - IV e 伯太川低地
 - IV f 島田海岸低地
 - IV g 弓ヶ浜砂州および砂丘
 - IV h 弓ヶ浜後背湿地

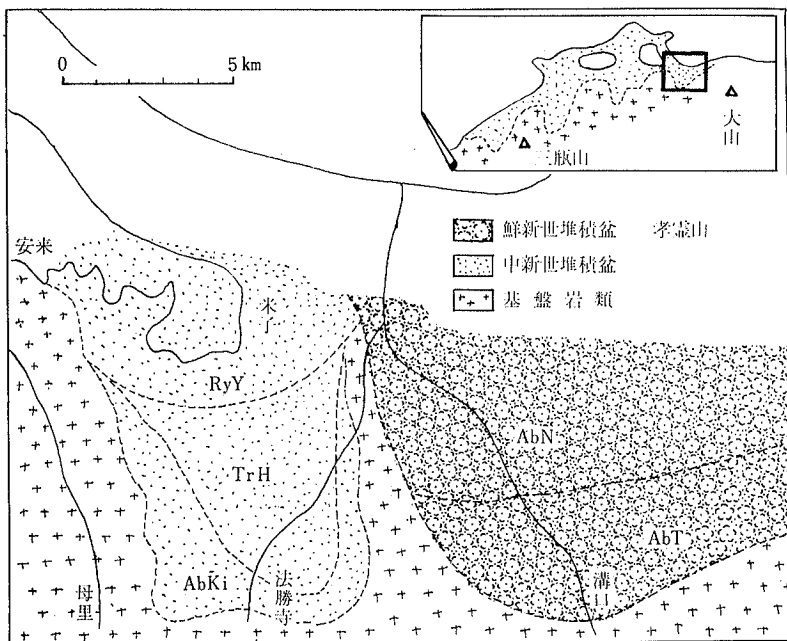
III 表層地質概説

米子図幅に分布する岩石および堆積物は、未固結～半固結堆積物・未固結～半固結火山砕屑物・火山性岩石・深成岩および変成岩に大別される。構成物・粒度・風化殻の性質および層位関係に基づいて、これらはさらに細分される。この区分にしたがって、地表付近の地質を表層地質図にしめし、地下地質を表層地質図付図にしめした。

Ⅲ. 1 地質構成

本地域は、地質構成に基づいて(1)岩石山地、(2)大山山麓および(3)“沖積”地の3種に大別される。この3者は、地質の物理性はもちろん地質構造・地形的特徴などがいちじるしく相違するため、これらを区別して取扱い必要がある。

第3図 米子附近の第三系堆積盆の模式平面図



北に開いた湾入となっている。中新世堆積盆と鮮新世堆積盆とが東西にずれて発達する。

Ⅲ. 1. 1 岩石山地

岩石山地は、本図幅南西部に広く分布するほか、大山山腹にそって点在する。ゆるい褶曲と小規模な断層とが発達しているが、全般的に20°前後北へ傾斜した凝灰岩および火山岩を主とした第三系からなり、この基盤をなすものは、中生代末の火成岩類

である。この基盤をおおって第三系が発達しているが、しかし、第三系が単調にのっているのではなく、巨視的には2つの堆積盆を形成している。1つの堆積盆は、本地域西南部を占める安来市十神山・清水、伯太町安田中・母里、西伯町法勝寺、米子市大袋・観音寺を結ぶ三角状の中新世堆積盆であり、南が堆積盆底にあたる。この堆積盆の東にすぐ接して、鮮新世～洪積世堆積盆が配列するが、この堆積盆は東へ細長くのびて大山火山の基盤をなしている。

岩石山地については、地表近くの岩石の種類を表層地質図にしめし、風化殻の深さと岩石の硬軟の程度を表層地質図付図にしめした。風化殻の一部には、崩落物ないし崖錐性堆積物がおおっている。大規模なものは表層地質図上にしめしたが、小規模な崩落物は省略した。火山灰がおおっている緩斜面では、例外なく火山灰の下位に風化崩落物がみられる。一般に、風化殻深度が中程度以上(3m以上)の斜面では、崩落物をかぶることが多い。

Ⅲ. 1. 2 大山山麓

本図幅東部の日野川右岸地域のほか、米子市四塚・尚徳、岸本町岩屋谷・大寺付近の台地には、大山火山山麓を構成する未固結～半固結堆積物が発達する。火山砕屑物と扇状地礫層とが広くおおっているが、山腹の各所に岩石山地の一部が露出する。すなわち、起伏に富む岩石山地を埋積する形式で、未固結～半固結火山砕屑物および礫層が発達している。これらの埋積物のうち、扇状地性の礫層(岸本層・御来屋層)と火砕流堆積物(名和層)とは、比較的大規模な谷を埋める傾向で堆積しており、そのため地層の厚さの地域的変化がいちじるしい。これに反して、降下火山灰層は、平坦地と緩斜面にそって一様に分布する。急斜面の岩石山地にも火山灰降下はあったはずであるが、一般にはみとめられない。急斜面地域では、雨水によって火山灰層が流下しきったものとかんがえられる。

大山山麓については、表層1～2mの地層をはぶいて表層地質図に表現し、表層地質図付図では未固結～半固結層の上下の組合せと岩盤までの大略の深度とをしめした。表層1～2mを省略した理由は、厚い黒ボクが発達していることと、2m以下の厚さの上部火山灰が表層地質図に表現しにくいからである。

Ⅲ. 1. 3 “沖積”地

本文で“沖積”層としたものは、沖積世堆積物とはかぎらず、一部に洪積世末の地

第5表 米子付近の地質層序表

地質時代		地層名	略号	最大の層厚m	主なる岩質	
第 四 紀	沖積世	“沖積”層	m・s・g	100	未固結泥・砂・礫	
		立川ローム期	上部火山灰	Lu	2	未固結火山砂礫・浮石層 (法万浮石)
	洪	岸本礫層	gK	10	未固結砂礫層〔低位段丘構成層〕	
		古志原火山灰	Lk	1.5	未固結浮石層・粘質火山灰 (ローム)	
	積	武蔵野ローム期	中部火山灰	Lm	4.5	未固結浮石層(倉吉浮石)・ 粘質火山灰
		名和火砕流	PmN	25	半固結火山角礫層	
	世	下末吉期	高姫礫層	CgT	8	半固結砂堆層〔中位段丘構成層〕
		多摩期	下部火山灰	Ll	5	半固結凝灰岩(尚徳火砕流)・ 未固結浮石層
			御来屋礫層	CgM	15	半固結砂礫層 〔高位段丘構成層〕
		初期?	溝口凝灰角礫岩	TrM	100	角閃石安山岩質・凝灰角礫岩・ 火山角礫岩
			孝霊山安山岩	AbK		角閃石安山岩
	新 第 三 紀	鮮新世	十神山安山岩	Tr		角閃石粗面安山岩 } ほぼ同時代
			鍋山安山岩	AbN		角閃石粗面安山岩 }
鶴田玄武岩			AbT	200	カンラン石粗面玄武岩	
中		大森期	羽根安山岩	AbH	200+	複輝石安山岩
		玉造期	米子流紋岩	RyY	600	流紋岩・流紋岩質凝灰岩
新 世		波	法勝寺凝灰岩	TrH	250	石英安山岩質熔結凝灰岩
		多	政凝灰岩部層	TrMa	60	石英安山岩質凝灰岩
		期	清水安山岩	AbKi	120	複輝石安山岩・安山岩質凝灰岩
中生代末期		花崗岩類	Gr		黒雲母花崗岩・閃緑岩	
		母里流紋岩	RyM		流紋岩・流紋岩質凝灰岩	
古生代	三郡変成岩	So		弱変成片状砂岩・スレート		

層がふくまれる。ともに未固結層ないし軟弱地盤をなす点に注目して一括し、地質学的な沖積層とは“ ”を付して区別する。

“沖積”地は、本図幅北西部の弓ヶ浜砂州・中海・美保湾底を構成する厚い未固結海成砂泥層、日野川下流部と阿弥陀川河口付近に発達する扇状地礫層、および各河谷にそって分布する谷底堆積層からなる。表層地質図では地表ちかくの堆積物をしめし、表層地質図付図では試錐柱状図に基づいて、地表下40m以浅部における最も卓越した堆積物の種類をしめした。試錐資料のない地域は、周辺の地質条件から推測した。海底については、鳥取県水産試験場および水路部の採泥資料を利用した。

Ⅲ. 2 層 序

本地域の地質層序は、第5表のとおりである。地層区分にあたっては、風化殻の深度・風化生成物の性質・岩質・層位関係を考慮して分類した。

層序と地質構造との差に基づいて本地域を区分すると、(1)中新世堆積盆、(2)鮮新世堆積盆、(3)大江山麓部および(4)“沖積”地の4種類がみとめられる。

Ⅲ. 2. 1 中新世堆積盆

本地域の基盤をなす岩石は、三郡変成岩・母里流紋岩および花崗岩類であり、本図幅の西南端と南端にそって分布するほか、西南部の第三系分布地域の各所に小露頭がみられる。この基盤をおおって、西南部では中新世火山岩・凝灰岩が堆積盆を構成する。

中新世堆積盆では、最下位に安山岩および安山岩質凝灰岩を主とする清水層があり、この上位には整合関係で石英安山岩質熔結凝灰岩からなる法勝寺層が発達する。両層のあいだには、漸移帯をなす石英安山岩質降下凝灰岩からなる政凝灰岩部層がはさまれる。これらを不整合におおって、流紋岩および流紋岩質凝灰岩を主とする米子層が発達する。基底の清水層から米子層まで、安山岩→石英安山岩→流紋岩という火山活動輪廻がみとめられる。これらをさらに不整合でおおって、安山岩熔岩および岩脈からなる羽根安山岩が発達する。

中新世の地層は、基盤岩上に累積して発達するのではなく、上位の地層が直接、基盤岩に接することがあり、堆積盆にたいして overlap ないし offlap の関係にある。そして、ゆるい褶曲構造が発達し、各地に基盤岩が点在的に分布する。

本地域における上記の中新世の地層から化石を発見していないが、上記のような層位関係と構造は、山陰第三系の全般について共通しており、この類似性に基づいて、

清水・法勝寺両層は波多層準、米子流紋岩は玉造層準、羽根安山岩は大森層準にそれぞれ対比できよう。

III. 2, 2 鮮新世堆積盆

中新世堆積盆のすぐ東に接して、大山火山の基盤岩をなす鮮新世～洪積世堆積盆が発達する。最下位は、鶴田玄武岩熔岩であり、この上位に整合的關係で鍋山安山岩が発達する。これらを不整合におおって、孝靈山安山岩および溝口凝灰岩が分布する。

溝口凝灰岩は、大山火山の山腹にそって広く分布し、大山の輪郭を構成する地層である。これに反して、鶴田・鍋山両層は、ともに東西性の帯状分布をなし、大山火山とは無關係である。鍋山安山岩以下の地層は、大山の骨格を構成しているのにたいし、溝口凝灰岩は大山の筋肉をなす地層であり、大山の火山活動初期の噴出物と推定される。すなわち、溝口層形成時は、鮮新世堆積盆が解体して、新たな火山を形成する運動へ移化しはじめている。このような地史学的見地からは、溝口層を大山山麓構成物にふくめるべきである。しかし、岩石化しているという岩石の物理性からは、むしろ大山の基盤としてあつかう必要がある。

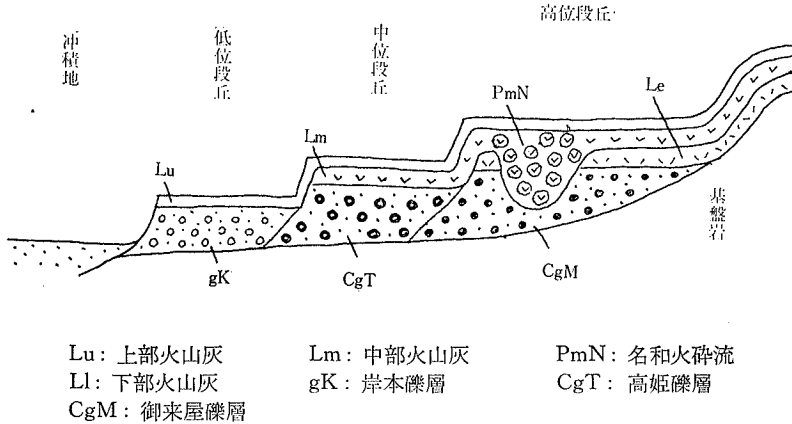
鮮新世堆積盆の形成時代をきめる直接の資料はないが、本地域から西の松江市和久羅山に鍋山安山岩と類似の和久羅山安山岩が分布し、この年代測定値 (K—A法 6.39×10^6 年) から判断すると、ほぼ鮮新世であろうとかがえられる。一方、大山の南麓を占める岡山県^{ひら}蒜山原では、鮮新世の湖成層とかがえられる蒜山原珪藻土層が発達し、この上に不整合で溝口層に対比される凝灰角礫岩がのる。鮮新世末か洪積世初頭かの決め手はないが、すでにのべた地史学的見地からは、溝口層形成が大山の初期火山活動でもあり、とりあえず洪積世初頭の噴出物とかがえることにする。

III. 2, 3 大山山麓

大山山麓を構成する地層は、溝口凝灰岩を不整合におおって、末固結～半固結火山灰および扇状地礫層が第4図にしめすように発達する。これらの地層のうち、御来屋層・高姫層・岸本層の扇状地性礫層と名和火砕流とは、谷を埋積して発達する。溝口層が大山の筋肉を構成するのにたいして、これらに起伏ある大山基盤を埋めて起伏を小さくする役割りを演じており、いわば脂肪部をなすといえよう。降下火山灰・浮石層は、すべてを一樣におおって発達し、大山表面の皮膚をなしている。

これらの堆積時代は、名和火砕流にふくまれる炭化木片が $30, 200 \pm 3, 500$ 年 B. P.

第4図 大山山麓段丘構成層の模式断面図



(Gak—225 名和町三倉谷), 上部火山灰の火山砂礫中の木片が 17,200+400 年 B. P. (Gak—383 名和町新高田) であることから, これらは武蔵野・立川ローム期の噴出物であろう。この両者には含まれた岸本層は低位段丘を構成するのにたいし, 中部火山灰の下位に不整合で発達する高姫礫層はクサリ礫からなり, 赤色土が発達する中位段丘堆積物である。岸本層の上位には, 上部火山灰のみがのるのにたいし, 高姫層には中部火山灰がおおっている。この関係から, 高姫層は下末吉期の河岸段丘礫層と推定される。

御来屋層は, 上・中部火山灰のほか下部火山灰をのせており, 高位段丘を形成する。下部火山灰は, いちじるしい赤色風化をうけているのが特徴である。これらの性質から, 御来屋層形成時代は多摩期とかがえられる。

III. 2. 4 “沖積”地

米子市付近の弓ヶ浜砂州上では, 基盤岩にまで達する試雑資料が幾本もあり, それらの深度を表層地質図付図にしめした。数少ない資料ではあるが, “沖積”層の深度は地地的変化のいちじるしいことがうかがえる。電気探査の結果(山本荘毅 1959), 日野川にそった米子市皆生温泉から車尾にいたる南北の測線にそって, “沖積”層基底が深度 50~100m にあり, その差が 50m に達する起伏をもっていることが知られている。

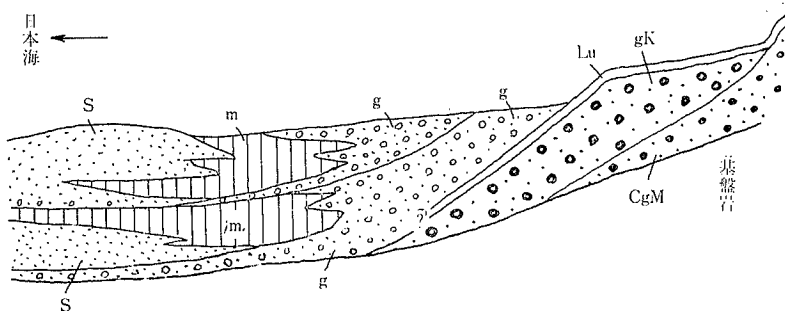
農林省による中海全般にわたる貫入試験調査（ペネトロ・サウンディング）では、安来市沖から米子市和田町沖へむかう東ないし北東方向の帯にそって軟弱粘土層が厚く発達している。この帯にそって谷が発達し、“沖積”層が厚く発達するものと推定される。

日野川と阿弥陀川との下流部においては、御来屋層・岸本層などの大規模な過去の扇状地礫層が発達し、ここにはさらに“沖積”世の扇状地が広く形成されている。これらの扇状地の形成は、第四紀を通じて長い歴史をもつものであり、“沖積”層によって埋積された大規模な谷の存在が予想される。日野川の河口に近い米子市皆生の温泉ボーリングでは、基盤岩（溝口凝灰岩らしい）が深度 80~100m にみとめられ、これは本地域で確認されている最大の厚さの“沖積”層である。

不完全な試錐資料ではあるが、本地域の“沖積”層の層序を、大局的には、次のようにまとめられる。

(1) 表層地質図付図でしめされるように、“沖積”層のうち深度40m以浅の部分でもっとも卓越する堆積物の種類を概観すると、洪積世からひきつづいて大規模な扇状地を発達させている日野川と阿弥陀川との下流部では、“沖積”層においても礫層が優勢であり扇状地性である。これらの河口以外の海岸地域では砂層が優勢であり、そ

第5図 海岸“沖積”層の模式断面図



“沖積”層が上下2つの堆積輪廻をしめす

m: 泥層 S: 砂層 g: 礫層 Lu: 上部火山灰 gk: 岸本礫層 CgM: 御来屋礫層

の分布の平面形は砂州状である。この砂州状部の内陸側には、潟湖堆積物として泥層が厚く発達して軟弱地盤をなしている。

上記のような地域的分布から、礫・砂・泥が層位的に上下関係にあるとはかぎらず、堆積環境の差によって礫が優勢な地域や泥が卓越するなどの堆積相の差が生じていることが第一に強調される。

(2) “沖積”層の柱状図を堆積輪廻（下が粗粒で上位へ細粒化）の立場で概観すると、最上部10～20mの深度までのあいだに不完全な一つの堆積輪廻がみとめられ、一般に砂が卓越している。明瞭な堆積輪廻としては、上部の30～40mまでと、この下位100mまでとの2つがある。各輪廻の基底には、粗砂ないし砂礫層が発達し、地下水の帯水層として利用されている。

堆積年代の測定資料はないが、“沖積”層の一般性から判断して、上部30～40mまでの一輪廻が沖積層であり、下部の30～40m以深100mまでの輪廻は洪積世末期の地層と推定される。

なお「米子」図幅に発達する地層は、次のようにまとめられる。

- 1) 基盤岩をなす古生代三郡変成岩と中生代火成岩類の母里流紋岩および花崗岩類
- 2) 中新世堆積盆を構成する火山岩および凝灰岩類
- 3) 鮮新世堆積盆の構成層をなす火山岩類
- 4) 大江山麓を構成する洪積世火山灰・火山角礫・扇状地礫層
- 5) “沖積”平野を構成する最大100mの厚さに達する下部“沖積”層（＝一部洪積層を含む）と上部“沖積”層（＝沖積層）

Ⅵ 土 壌 概 説

Ⅳ. 1 山地・火山性台地地域の土壌

山地・火山性台地地域は、図幅中央部の法勝寺・日野川扇状地を囲むように分布し、東部および南部ほど高く、図幅内面積の約60%を占めている。

この地域は、森林植物帯としては暖帯林に属しているが、常緑広葉樹を主体とする

極盛相をしめす林分は皆無に近く、人為の影響をうけたアカマツ—コナラの天然生林（2次林）となっている。山地・火山性台地地域に出現する土壌は、褐色森林土、黒色土壌、赤色土、黄赤色土などである。褐色森林土は図幅内全域に出現するが、黒色土壌は日野川以東の大山火山に属する山地および火山性台地に、また赤色土および黄赤色土は日野川以西の丘陵性山地地域にみられる。

褐色森林土は、母材および断面形態の特徴によって、5種の土壌類（清水土壌、母里土壌、会見土壌、法勝寺土壌、壺瓶山土壌）に区分される。これらの土壌類は、それぞれ水分環境や堆積様式の違いに起因する断面形態の特徴によって、2種の土壌統（各土壌類の1・2統）に区分することができる。

一般的に、1統は各土壌とも全土層が浅く、緻密に堆積して腐植の少ない乾性の土壌である。アカマツ—コナラを主体にした天然生林になっているのが普通であるが、生育は悪い。尾根筋近くでは、せき悪林地になっているところもみうけられる。2統の土壌は、適潤性の崩積型土壌で条件がよく、砂礫まじりの深い土層もっている。斜面下部に出現する場合が多く、一般に広葉樹類の成立が密なため、アカマツの更新は悪い。しかし、アカマツが混生する場合には、その生育は良好である。この地区で、スギ・ヒノキの植栽地は、そのほとんどが2統の土壌の分布するところで、特に凝灰岩類を母材とした法勝寺2統がスギの造林地として適している。

黒色土壌は、大山火山を中心に広く分布する火山灰母材の黒～黒褐色の土壌で、そのほとんどは図幅東半の山地および火山性台地に出現する。一般に土層は厚く、A—B層の境は明瞭で黒～黒褐色から褐～黄褐色に急変する。礫はふくまず、微砂～壤質のことが多い。崩落堆積などにより砂礫をまじえたものがあり、2つの土壌統（鍋山1・2統）に区分した。アカマツの生育が良好で、特に緩斜面に分布する鍋山1統には、人工・天然のアカマツ優良林分が多い。また、鍋山2統にはスギの人工造林地があり、かなりよい生長をしている。黒色土壌（鍋山1統）は、分布する地域が緩斜面に多いため、農耕地、果樹園などに利用されているところが非常に多い。

赤色土および黄赤色土は、主として丘陵性山地地域に出現する。両者ともに、母材はいまだ明確ではなく、土壌中に下部基岩の風化物をふくんでいる場合もある。

赤色土（横山1統）は、丘陵先端の平坦面から突出部にかけて出現する場合が多

く、面積は小さいが、出現個所数は多く、広域にわたってみられる。また、標高約120m以下の場所に集中している。堆積は緻密で、赤褐～赤橙色を呈し粘質な土壌である。黄赤色土（横山2統）は、標高約170m以下の丘陵性山地の各種基岩をおおった形で、広く分布する。下部基岩と不連続な場合があり、赤色土と同様、母材は不明確である。黄褐～明黄褐色を呈し埴質な土壌で、一般に赤色土よりやや高海拔の地点まで出現する。アカマツ～コナラの天然生林になっているのが普通であるが、アカマツの生育は比較的よい。赤色土、黄赤色土ともに、農耕地、果樹園として利用されているところがかかり多い。

これらの土壌を、母材・断面形態の性状・水分環境・堆積様式などの違いから、次のように区分した。

なお、これらの各土壌統の出現状態を、模式的にしめたものが第6図である。

1. 褐色森林土

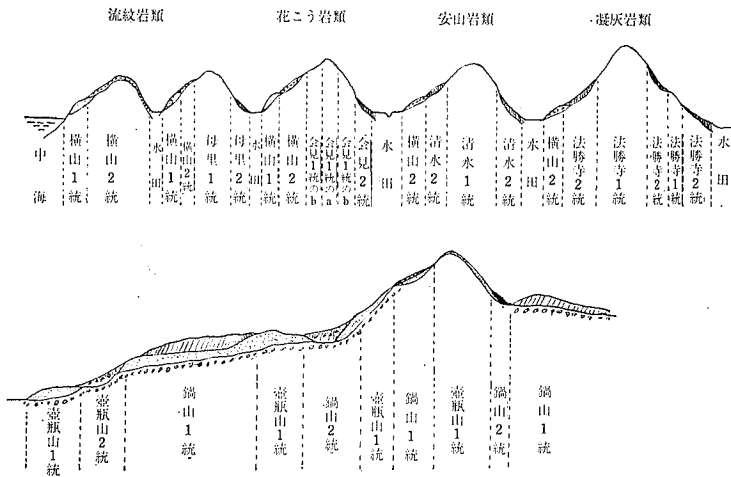
- (1) 会見土壌……母材は花崗岩類
 - i 会見1統のa……露岩地
 - ii 会見1統のb……乾性褐色森林土
 - iii 会見2統……適潤性褐色森林土（やや未熟）
- (2) 清水土壌……母材は安山岩類
 - i 清水1統……乾性褐色森林土
 - ii 清水2統……適潤性褐色森林土
- (3) 法勝寺土壌……母材は凝灰岩、凝灰角礫岩類
 - i 法勝寺1統……乾性褐色森林土
 - ii 法勝寺2統……適潤性褐色森林土
- (4) 母里土壌……母材は流紋岩類
 - i 母里1統……乾性褐色森林土
 - ii 母里2統……適潤性褐色森林土
- (5) 壺瓶山土壌……母材は火山灰
 - i 壺瓶山1統……定積型土壌
 - ii 壺瓶山2統……崩積型土壌

2. 黒色土壌

- (1) 鍋山土壤……母材は火山灰
- i 鍋山 1 統……定積型黒色土壤
 - ii 鍋山 2 統……崩積型黒色土壤
3. 赤色土および黄赤色土
- (1) 横山土壤……母材は不明
- i 横山 1 統……赤色土
 - ii 横山 2 統……黄赤色土

なお、赤色土と黄赤色土は母材・生成過程などに不明の点が多い。分布高度および断面形態の性状（特に色調）の違いから、土地利用上の点も考慮して、2つの統に区分した。

第 6 図 山地・火山性台地地域における土壤分布の構成図



IV. 2 低地地域（一部、台地を含む）の土壤

低地地域は、図幅内の阿弥陀川および日野川の扇状地、日野川・法勝寺川・伯太川流域の谷底平野、中海沿岸平野ならびに弓ヶ浜の砂丘・砂州地帯からなる。また、図

幅の東部から中央南部には山地・丘陵地との境界部に若干の台地群が存在する。

扇状地・谷底平野・海岸平野は、主として水田として利用されているが、弓ヶ浜の砂州および砂丘地帯は、後背湿地をのぞいて、本図幅内における主要畑作地帯となり、桑・煙草・果樹・そ菜など各種の作物が栽培され、また、最近は施設園芸が急速にのびるすう勢にある。

山麓の台地は、一部、牧野、普通畑、果樹園として、また比較的傾斜がゆるやかでかつ水利に便なところでは、かなりの面積が水田として利用されている。岸本原・耕水原・長者原などの台地では、特にその分布が大きい。

日野川・法勝寺川・伯太川流域の谷底平野は、上流の花崗岩質母材の影響をうけて、比較的粗粒質な灰色土壌が多く分布している。また、現河道ぞいには比較的浅い位置から砂礫層の出現する礫層・礫質の灰色土壌の分布が大となっている。この種の土壌がいわゆる秋落性の土壌である。

一方、日野川下流右岸、米子市春日を中心とする扇状地、すなわち箕蚊屋平坦地と呼ばれる地帯には、大山町阿弥陀川扇状地と同様、大山山体を構成する安山岩さらにそれを被覆する火山灰の影響を強くうけた灰褐色土壌が広く分布している。阿弥陀川扇状地では、その影響が特に顕著となり、塩基置換容量、磷酸吸収係数などもかなり高い値をしめす土壌が多くみられる。この地帯の水稲平均収量は、約 480kgといわれるが、これは昭和30～39年の統計資料による全国平均 387kg、中国地方平均 368kg、鳥取県平均 381kgに比べてかなり高い値であるといえる。この地帯の山地あるいは台地に接する低地には、腐植質火山灰層が土層内に出現する黒色土壌が分布している。また、台地に接する低地には強グライ土壌が分布するが、面積は狭少である。

庭江町の壺瓶山と孝霊山山地とのあいだの低地は、かつての入江といわれ、壺瓶山よりに泥炭土壌、これにつづいて黒泥土壌がみられる。これらの土壌群さらに隣接する灰褐色土壌群もふくめて、土性が細かく、粘質ないし強粘質である。

図幅西南部の山地間の狭少な谷底平野は、一般に排水が悪く、グライ土壌・強グライ土壌が広く分布している。安来市の海岸平野は門生の干拓地をふくめて大部分、強グライ土壌からなり、粘質ないし強粘質の土壌が多い。また、この強グライ土壌地帯の東部には、ひきつづき陰田、奥谷などに黒泥土壌が分布している。いずれも地下水位が極めて高く、内部排水も悪い土壌であるので、水稲生産力を上げ高度利用するた

めには、排水が必要不可欠である。

弓ヶ浜の砂州・砂丘地帯には全層砂質の灰褐色土壌が広く分布し、また、一部に同様砂質の灰色土壌・黄褐色土壌も分布している。この地帯は主要畑作地帯であり、現在は多種目にわたるそ菜が混在栽培されているが、こんごは栽培作目をしぼり、高度な集約そ菜団地を造成するよう計画されている。この地帯は、地下水位は高いが、河川がないため、用水が不足し、年によっては干ばつの被害がみられる。自然肥沃度が低く、かつ養分の吸収保持力も極めて小さな土壌であるので、堆肥の増施、客土などによって土壌の本質的改良をはかるとともに、施肥の面では特に微量要素について配慮することが必要である。

また、半島のほぼ中央部を走る米川用水路ぞいの低地および中海沿岸の低地には、砂質の強グライ土壌・グライ土壌が分布している。この地帯の強グライ土壌は、年間を通じて地下水位が極めて高く、一毛作田として利用されているが、水稲生産力は極めて低い。したがって、砂州・砂丘地帯ではかん排水施設を完備したうえでも、砂州・砂丘の地形的・土壌の特徴を充分に考慮にいれた管理を行なうことが必要である。

一方、大山西麓の岸本原・樹水原を始めとする台地群、図幅中央南部の越敷山周縁の長者原台地などの台地群は、いずれも大山起源の火山灰に由来する黒色土壌によっておおわれている。母材となる大山の火山灰は洪積世に噴出したものとされ、噴出時期によって上部ローム・中部ローム・下部ロームに大別されているが、各ロームによってその性状に若干の相違がみとめられる。さらに、これらのロームは、地形によって浸食あるいは再堆積などの二次的影響をうけている場合がかなりみられる。また、比較的浅い位置に火砕流が出現し、その影響を顕著にうけていることもある。台地上に分布する黒色土壌は、一般に腐植含量が高く怪鬆であり、酸性が強く、自然肥沃度が低く、かつ磷酸吸収力が極めて高いといった特徴をもっているため、これらの点を考慮に入れておくことが必要である。

本低地地域（一部、台地を含む）の土壌は、断面形態、母材、堆積様式に基づいて、次の9つの土壌群に大別される。

1. 黒色土壌
2. 赤色土壌
3. 黄褐色土壌

4. 灰褐色土壌
5. 灰色土壌
6. グライ土壌
7. 強グライ土壌
8. 黒泥土壌
9. 泥炭土壌

以上の9土壌群は、さらに総計53の土壌統に細分される。

土地分類基本調査簿（国土調査）第64号

地 形 各 論

米 子

5万分の1

国 土 調 査

経 済 企 画 庁

1 9 6 7

目 次

I	地形細説	1
I. 1.	山地	1
I. 1. 1.	法勝寺丘陵性山地 (I a)	1
I. 1. 2.	越敷山丘陵性山地 (I c)	3
I. 1. 3.	孝靈山火山 (I c)	3
I. 2.	火山性台地	4
I. 2. 1.	大谷台地 (II a)	4
I. 2. 2.	名和台地 (II b)	6
I. 2. 3.	榊水原台地 (II c)	7
I. 2. 4.	大山火山灰 (補遺)	8
II. 3.	台地	9
I. 3. 1.	長者原台地 (III a)	9
I. 3. 2.	御来屋台地 (III b)	11
I. 3. 3.	岸本原台地 (III c)	14
I, 4.	低地	17
I. 4. 1.	阿弥陀川扇状地 (IV a)	17
I. 4. 2.	日野川扇状地 (IV b)	18
I. 4. 3.	佐陀川扇状地 (IV c)	19
I. 4. 4.	法勝寺川低地 (IV d)	19
I. 4. 5.	伯太川低地 (IV e)	20
I. 4. 6.	島田海岸低地 (IV f)	21
I. 4. 7.	弓ヶ浜砂州・砂丘 (IV g) および弓ヶ浜後背湿地 (IV h)	21
III	地形分類と開発および保全との関連	25
II. 1.	土地利用	25

II. 2. 土地保全.....	25
III 資 料	26
Summary	27

1 : 50,000

地形各論

米 子

建設省国土地理院 建設技官 高 崎 正 義

鳥根大学文理学部 文部教官 小 畑 浩

I 地 形 細 説

I. 1 山 地

標高1000m内外の中国脊稜山脈から北へ派出する山地が、日本海へ没しさる末端がこの附近の山地である。したがって、大山火山地域をのぞいて、標高の最高は 329m、大部分は300m以下の低い山地である。

山地の地質は、大別して白亜紀の花崗岩類、中新世の石見層群、鮮新世の玄武岩の3つである。

花崗岩山地は、図幅南西部の伯太町母里の西方山地、安来市の南方山地、西伯町法勝寺周辺、図幅中央南部の会見町^{てま}天万（手間）から御内谷へさかのぼる谷の両側山地、図幅南東部の溝口町の東の鬼住山山塊などである。

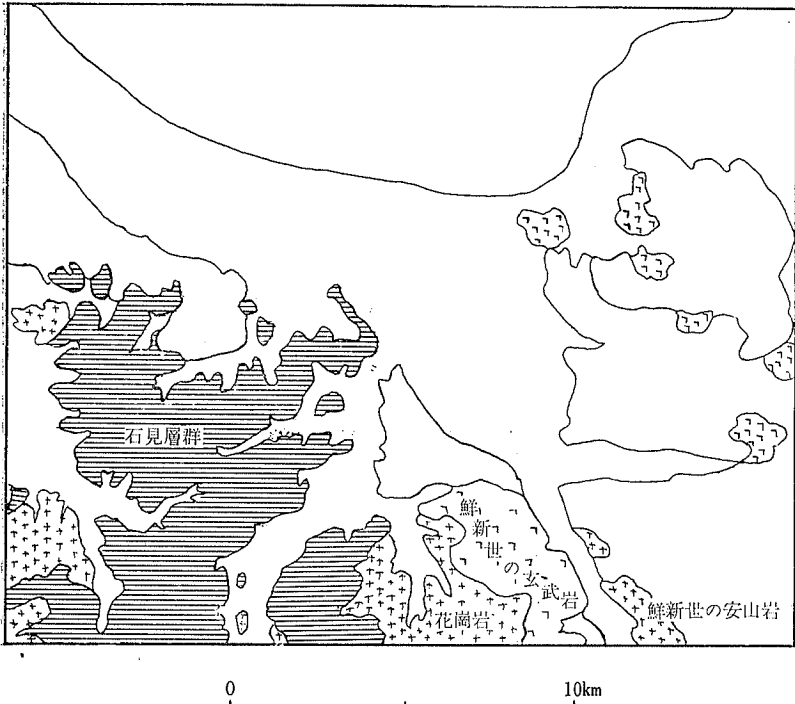
玄武岩山地は、日野川左岸の越敷山、越敷野、御墓原を中心とする山塊、それ以外が中新統の石見層群の山地となっている。

I. 1. 1 法勝寺丘陵性山地（I a）

法勝寺丘陵性山地地形区内にあって、花崗岩山地と中新統山地は、その山腹斜面形の性質をやや異にしている。花崗岩山地は谷密度が比較的大きく、細かい山ひだをもち、山腹斜面は上に凸形をする傾向がある。したがって谷底の沖積面は一般にせまい。谷の平面形は、密な樹枝状を呈している。

これにたいし中新統山地は、谷密度が比較的小さく、山ひだは花崗岩山地に比べて

第1図 米子図幅における地質略図



ややあらい。また、山腹斜面は上に凹形を呈し、谷底の沖積面はやや広い。谷の平面形は同じ樹枝状であるが、やや粗で、また、各支谷が直線状になる傾向がある。

一方、両者に共通する性質もあって、たとえば標高300m以下の低い山地であるにもかかわらず、山腹は急峻な斜面で 30° 以上のところが多い。

地形概説において述べたように、島根県西部の海岸ぞいに発達する100m内外の等高性の山頂は、おそらく浸食性の地形面の性質をもつものであろうが、その延長とおもわれるものが本図幅西部までつづいている。安来市南～南東の山地、安来市大塚町の南西～南東の山地の100m内外の山頂を連ねた面がそれであって、これは花崗岩、中新統の両地域にみられるものである。

山地に、時として山崩れがおきることがある。昭和39年7月19日～20日の山陰豪雨、昭和40年7月21日～23日の豪雨などによって山腹が山崩れをおこした。これは中新統や花崗岩山地の表層物質が崩落したもので、崩壊面積は目測 100m^2 ないし 200m^2 以下

の小規模な豪雨性の山崩れである。その位置は、山頂近くの傾斜の変換線附近のものや直線的な山腹の中央部のものなどである。その正確な数は不明であるが、少ないとおもわれる。

また、主に花崗岩の山地にみられるが、山頂部が禿げ山化しているところがある。いずれも尖った山頂に存在するもので、豪雨による崩壊の拡大したものか、積雪によるものか不明である。その規模、数は小さいもので、また、それが急速に拡大しつつある様子はない。

地蔵りは発見されない。丘陵性山地内の地形に関係する災害は、一般に少ないといえる。

I. 2. 2 越敷山丘陵性山地 (I b)

越敷山丘陵性山地は、鮮新世の玄武岩類*の山地であって、法勝寺丘陵性山地と形態を異にしている。100mから300mの標高をもつこの山地は、山頂部にいちじるしい平坦面をもっているのが特徴である。地質図によると、玄武岩の基底は標高約150mの揃った山頂の花崗岩山地で、玄武岩はその上に100m内外の厚さでの上っているようである。全体の形状は、周縁部で急峻、頂上部は平坦で卓状の熔岩台地を形成している。ただし、越敷山、三角点301.0の山頂および両者の中間の260mの閉曲線などは、例外的に突出する山頂をもっている。谷の浸食は、相当すすんでいるが、まだ山頂平坦面を御墓原などに明瞭に残している。

この平坦面は、分布が玄武岩地域だけにかぎられ、それ以外の地質のところにもみられないことからして、おそらく玄武岩の熔岩台地の原面であろうとおもわれる。

これを刻む谷は、熔岩台地を浅く刻下し、それが台地末端で大きな遷急点をへて流下し、台地外の谷へつづいている。谷底は一部に水田をつくるような狭い沖積面があるが、大半はそれをもたない若い谷形である。

I. 1. 3 孝霊山火山 (I c)

本図幅東部には、孝霊山(瓦山)、鍋山などの大山の寄生火山群がある。その位置は、大山の東南方から下^{しもひるぎん}蒜山、中蒜山、上蒜山、擬宝珠山、烏ヶ山、大山主峰をへて豪円山をとおる線、つまり南東—北西の方向の線上に相当するものである。本火山は

* 太田良平によると普通輝石橄欖石粗面玄武岩および橄欖石粗面玄武岩(火山礫凝灰岩をとまなう)

孝霊山*（標高751.4m）を中央火口丘とし、その周囲を鍋山をはじめとする凝灰角礫岩の山地が、東方をのぞいて孝霊山の三方をとりまいている。

この凝灰角礫岩の山地は、直径数キロのカルデラの性質をもつものとされているが、浸食がすすんで数箇の山塊に分断され、カルデラとしての地形はすでに不明瞭になっている。したがって、かつて火山灰砂台地の性質をもっていたものであるが、現在は台地としての地形をもっていないので、孝霊山とともに山地として分類をした。

その分布は、鍋山からその南方「赤松池」を挟んで三角点380.8までの山地、本宮部落のすぐ北方の、東西ほぼ4km南北1kmの山塊（ただし三角点213.4の附近は鮮新世の安山岩地域で別である）、寺坂部落の南の三角点112.4から南へほぼ3km、幅1~0.5kmの山地、平部落のすぐ南の三角点151.6の山塊などである。これらと孝霊山の円頂熔岩丘との境界は、いずれも鞍部、谷、傾斜変換線がありその認定は容易である。

これにたいして、孝霊山の浸食はほとんどすすまず、円頂熔岩丘の原地形が明瞭である。この山頂には、おそらく5箇の火口が南北に大きく開口し、そこから噴出した角礫凝灰岩**が北、西、南の三カ所の山麓に分布する（火山灰砂台地Ⅳ）。この噴出物の堆積した地形は、谷がわずかに下刻したのみでほとんど原地形のままである。

凝灰角礫岩の山地の附近には、壺瓶山はじめ三角点213.4周辺、独標点126周辺などに数箇の山塊がある。これらは無斑晶安山岩の山塊で鮮新世のものであるといわれるので、現在の大山には関係の薄いものとし、火山でない山地として図示した。

I. 2 火山性台地

I. 2. 1 大谷台地（大山外輪山の地域）（Ⅱ a）

大谷台地は、地形分類図の火山灰砂台地Ⅰに相当する。大山火山は、山麓全域に、かつてぼう大な量の火山噴出物を噴出した。この火山噴出物は、太田良平によると甲が山、矢筈山から烏ヶ山と弥山の中央をとおり、榎水原へつづく長径6.5kmのカルデラの形成と関係するものとされている。

火山噴出物の分布は、大山北方から東方へかけてと大山南方へかけての地域が特に広いが、大山西方にあたる本図幅へもかなり広く存在する。水無原と中楨原に挟まれ

* 太田良平によると紫蘇輝石含有雲母角閃安山岩の山塊（米子図幅地質図および説明書）

** 太田良平の東山泥流および西山泥流

た標高約500mの丘陵性の山が西方および北西方へ標高を下げながら広がり、西方末端で標高80m、北西方末端が壺瓶山の麓にあたるところで標高30mとなっているが、この地域がそれである。また、水無原、榊水原の末端部もこの地域で、清山の三角点151.3から東へ2kmまで、鬼住山の東方の地域などがこれである。

水無原、榊水原末端部では、より新しい火山の噴出物に山頂部部分が埋め残されたり、ほとんど山頂まで埋められながら、被覆をとおして山の起伏をわずかにのぞかせたりすることから、下に

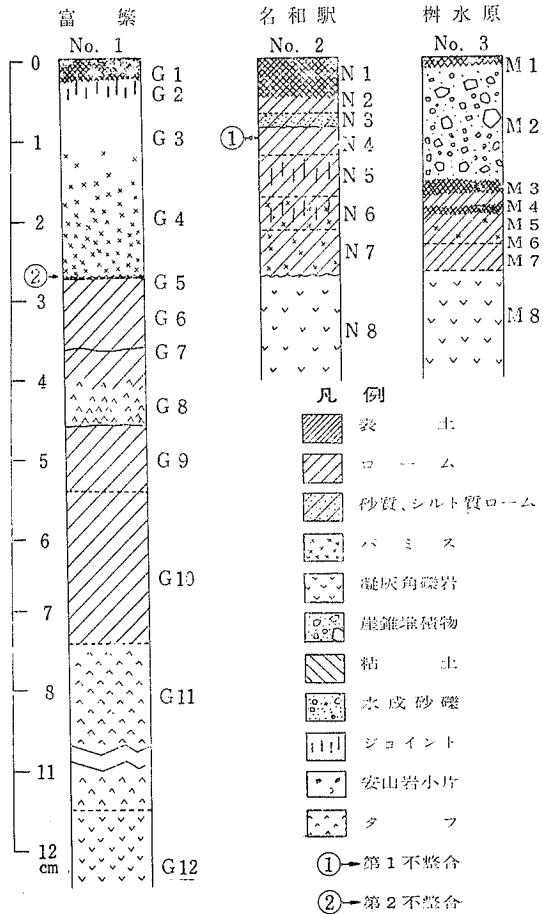
第2図 各地の大山口ール柱状図

山地が埋められていることがわかることもある。

火山噴出物は凝灰角礫岩で、角礫は図幅内で大体5cm以下、風化がすすみ、安山岩礫の大半はスコップで削れるくらい腐しよくしているので、あとで述べる他の噴出物との区別は容易である。

なお、壺瓶山附近の標高の低いところでは、堆積原面を残し、火山灰砂台地の地形を呈しているが、これ以外の地域では、一般に原面を残さず、丘陵性の状態を呈している。

孝霊山の凝灰角礫岩との新旧の関係は、孝霊山のその位置がより高く、その部分を埋め残した形で堆積原面を残す大山凝



灰角礫岩地域がとり囲んでいるので、孝霊山のものが古いとかがえられる。

大谷台地形区における火山灰の代表地を、富繁西100mとする（第2図No.1）。

- G. 1 黒色火山灰（表土）
- G. 2 ジョイントのあるロームらしい。
- G. 3 ロームらしい
- G. 4 長石粒の多い黄褐色パミス粒層 170cm
- G. 5 黒色粘土質硬盤 4cm
- G. 6 黒色線条入り、硬い灰褐色ローム 190cm
- G. 7 軟かい橙褐色ローム 35cm
- G. 8 黄白色パミス粒層 65cm
- G. 9 黒色線条入りの褐色、灰褐色の斑状ローム 80cm
- G. 10 軟かい橙褐色、淡褐色の斑状シルト質ローム 190cm
- G. 11 淡褐色、黄白色、灰白色の斑状の米糠状タフ、風化 450cm
- G. 12 凝灰角礫岩、角礫は風化し亜円礫状を呈する

以上のうち、G. 1～G. 3は急崖上にあり、詳細は不明であるが、第2図No.2のN. 1一N. 7、または、後述の第5図のK. 2～K. 11と大差ないものとおもわれる。

I. 2. 2 名和〔中楨原〕台地（名和軽石流の地域）（II b）

名和台地は、地形分類図の火山灰砂台地IIに相当する。名和軽石流は、大山の主に北側に噴出した軽石混りの凝灰角礫岩で、層厚は図幅内で20mをこえないようである。国鉄名和駅附近から東にかけて国道新9号線にそって標式的にあらわれているが、図幅内にも一部、分布している。それは図幅東部中央の中楨原から赤松部落をへて、一の谷からさらに西へ約1.5kmまで追跡できる。また、図幅の東北端に極く一部が分布する。

広い原面を残し、谷の浸食はあまりすすんでいない。浸食の程度からみて、前述の外輪山の凝灰角礫岩とは、大きな時間差があったとおもわれる。

赤松部落南西方では、本軽石流が外輪山山地の一部を埋めている。これを中楨原から上流にむかって追うと、図幅外になるが大山寺部落の下流約1.5km附近まで地表にあらわれ、それ以上は大山寺部落をのせる扇状地状の堆積物の下に埋没してしまつて、その上限は不明になる。

名和台地の火山灰の代表地を国鉄名和駅付近とする。（第2図No.2）

- N. 1 黒色火山灰(表土) 50cm
- N. 2 黒褐色ローム 10cm
- N. 3 橙褐色シルト質ローム 25cm
- N. 4 黒褐色, 褐色の斑状ローム 30cm
- N. 5 多角形ジョイント入り褐色ローム 50cm
- N. 6 縦ジョイント入り, 長石粒混りの黄褐色ローム 40cm
- N. 7 パミス細粒, 安山岩小片入り褐色ローラ 60cm
- N. 8 名和軽石流

I. 2. 3 榑水原台地(弥山熱雲の地域) (IIc)

榑水原台地は, 地形分類図の火山灰砂台地Ⅲ+に相当する。榑水原台地は, 大山主峰附近から北西～南西方向にむかって噴出したものである。本図幅では, 水無原, 榑水原, 大平原, 福永原に主に分布する。これらの地域で, 本噴出物は前述の大山外輪山台地の一部は埋没し, 一部は埋め残している。外輪山山地がすでに浸食しつくされた水無原, 榑水原などでは, 極めて平坦な堆積面をもっているが, 外輪山上にのりあげた下流側では, 弥山熱雲の堆積物をとおして下の外輪山の起伏が多少あらわれている。榑水原下流の宝殿附近や真野部落の東方がそれである。

この堆積面は, 谷の浸食はまだほとんどない。また, その上をおおう火山灰からみても, 大山の火山碎屑流中で最も新しいものである。

弥山熱雲の他の一派は, 図幅北東の阿弥陀川右岸にかけて分布している。この部分では, 大雀部落後背の崖端に露出している。また, 同じく阿弥陀川右岸, 河口から約5km上流の上高田部落, さらにそれから3km上流の原向附近(図幅外)まで追跡される。これらの東側は, 数m以上の比高の高い御来屋砂礫層の地域であり, また, 西側の阿弥陀川ぞいの崖には, 熱雲が発見できないことからみて, 弥山熱雲は向原から上高田をへて大雀にいたる幅500m位の狭い帯状の分布をしているらしい。おそらく浅い凹地にそって流下したものである。この弥山熱雲帯の周囲は, 阿弥陀川の隆起扇状地を形成しており, 末端部で沖積面上20～25m, 上流へむかうにつれて比高は低下する。そして熱雲層の一部は, 大山ローム最上部をのせて地表に露出するが, 他の部分は上に層厚数m以下の円礫, 亜円礫層を不整合にのせている。熱雲が地表に露出する部分も, 現在の隆起扇状地とほとんど同じ標高を保っていて, その境界をしめす起

伏がないので、地形だけからその分布を決定することは困難である。

この柘水原台地の火山灰の代表地を、図幅外であるが柘水原上端のキャンプ場附近とする（第2図No.3）。

- M. 1 黒色火山灰（表上） 15cm
- M. 2 安山岩角礫の崖錐堆積物 140cm
- M. 3 黒色火山灰 20cm
- M. 4 暗灰褐色ローム 10cm
- M. 5 黒色火山灰 15cm
- M. 6 長石粒入り明黄褐色ローム 40cm
- M. 7 長石粒，安山岩小片混りの粗鬆の明褐色ローム 35cm
- M. 8 弥山熱雲

I. 2. 4 大山火山灰（補遺）

大山の火山灰（通称，大山ローム）については，公刊されたものは少ないが，大山ローム団体研究会で調査が行なわれており，また，小畑もそれとは別に多少の調査を行なったが，これについては各火山性台地地形区の項に記した。

一方，地形面の対比には，火山灰が有力な手段となることはいうまでもない。これは大山火山地域でも同様である。

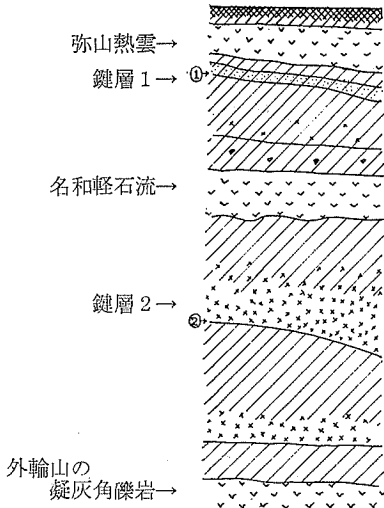
地形面の対比に有力な鍵層となるものが前記の火山灰中に2層ある。その1は，第2図No.2のN.3の橙褐色シルト質ロームで，手ざわりは澱粉を固めたような感じのものである。これは，大山の四周をほとんどとりまいて分布するが，西方には赤松部落から遠くには発見できない。これは，おそらく風向の関係であろう。

その2は，第2図No.1のG.4のパミス粒層である。これは一部で軽石流，一部で降下物の形で堆積したものらしい。本層も，大山の周囲全域に，これに該当する地形面のあるかぎり分布している。

大山ロームは，米子図幅のような大山のすぐ近くでは，その地点により分布の違いが相当ある。したがって，上記の3点は，その位置が相互に離れていることもあって，厳密な対比はできないが，このほかの大山西部の数十点の露頭の観察を総合すると，3種の火山砕屑流*にたいするロームの関係は，模式化して第3図のようにかん

* 大山主峯から南方へかけて，上記の3種以外の砕屑流が存在するが，本図幅にはないので省略する。

第3図 大山ローンと火砕の関係の構成図（凡例は第4図に同じ）



がえることができる。

すなわち、第1の鍵層から上にある碎屑流は弥山熱雲、第1、第2の鍵層のあいだにあるものが名和軽石流、第2の鍵層の下にあるのが外輪山の凝灰角礫岩である。

I. 3 台 地

山陰地方は日本の他の地域とくらべて、段丘地形の少ない地域であるが、大山周辺には、多少の段丘が発達している。これらの段丘のあるものは、大山ローンにおおわれているが、大山ローンと一言でいっても、前述のように古いものから新しいものまで長い時間にわたっている。これらのローンは、日本の他の地域との対比や山陰地方の他の火山、たとえば、三瓶山のローンとの関係がまだわかっていない。また、カーボン測定 (C^{14}) の資料も不十分である。しかし、いままでの調査で、大山西部の諸地形面と大山ローンの関係があきらかになった点から、一応の段丘面の対比を行なった。

I. 3. 1 長者原台地 (III a)

ここに高位段丘 (GtI) としてあげるものは、大山西部で最も厚いローンにおおわれた段丘である。この段丘よりもさらに古いとおもわれる段丘群が大山東側には存在するが、図幅内にないので、ここではこれを高位段丘とした。

長者原台地 (高位段丘) は、岸本町の対岸から北西ないし西方へ広がる面積数平方キロのもので、長坂、長者原、岩屋谷などの諸部落の立地するものである。

台地の本体は、大山外輪山の凝灰角礫岩中の腐しよくした安山岩礫やパミス粒と、それをセメントする煉炭灰状のタフからなっている。大山に近いほど安山岩礫が多く、遠ざかるほどパミス粒が多くふくまれる傾向がある。これらは、明白な層理やラミナを

もっていて、外輪山の凝灰角礫岩が流水によって（場所によっては静水中に）二次的に堆積したものである。

この台地（段丘）上のロームを、国道180号線ぞいの米子市福市と岸本町大寺部落後背を代表地としてみると、第4図のとおりである。

F. 1 黒色火山灰（表土）20cm

F. 2 黒色線条入り褐色ローム
30cm

F. 3 黒褐色ローム 20cm

F. 4 黒色線条入り黄白色パミス粒層 30cm

F. 5 赤褐色ローム 50cm

F. 6 粘土質褐色ローム 50cm

F. 7 長石粒を含むジョイント入り黒褐色砂質ローム
40cm

F. 8 パミス細粒を含む褐色ローム 50cm

F. 9 長石粒を多く含む黄白色パミス粒層 260cm

F. 10 灰白色粘土盤 3cm

F. 11 褐色ローム 35cm

F. 12 ジョイント入り褐色ローム 30cm

F. 13 硬い褐色ローム 17cm

F. 14 パミス細粒を含む黄褐色ローム 30cm

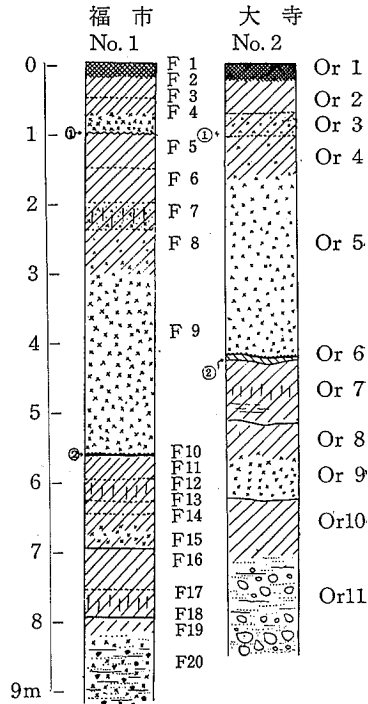
F. 15 黒色盤 1cm

F. 16 淡灰褐色の硬いローム 60cm

F. 17 ジョイント入り黄褐色、灰褐色の斑状ローム 40cm

F. 18 黒色盤 1cm

第4図



- F. 19 軟かい黄褐色ローム 25cm
- F. 20 パミス粒, 安山岩小礫の堆積物
- Or. 1 黒色火山灰(表土) 25cm
- Or. 2 黒色線状入り褐色ローム 45cm
- Or. 3 長石粒を含む黄褐色ローム 30cm
- Or. 4 パミス細粒を含む黄褐色ローム 50cm
- Or. 5 長石粒を多く含む黄褐色パミス粒層 270cm
- Or. 6 灰白色粘土盤 5~10cm
- Or. 7 黄褐色, 褐色の斑状ローム 80cm
- Or. 8 黄褐色ローム 50cm
- Or. 9 長石粒を多く含む黄白色パミス粒層 60cm
- Or.10 硬い赤褐色ローム
- Or.11 砂礫層(礫は安山岩)

長者原台地を認定する鍵になるものは、第4図のF. 14, または、Or. 9のパミス粒層である。長者原台地より新しい諸段丘には、これが存在しない。

段丘面に沖積面との比高20~25cm, 崖端浸食谷がかなり発達しているが、原面は目測で面積50%以上残っている。浸食谷の谷壁と原面は緩斜面でなだらかに移行することが多い。

I. 3. 2 御来屋台地(Ⅲb)

高位段丘上のローム中には、少くとも2つの不整合が確認された。第4図のF. 4とF. 5のあいだのものと、F. 9とF.11のあいだのものである。これを仮りにそれぞれ第1不整合、第2不整合と呼べば、第1不整合は第2図No. 2のN. 3, N. 4間、第4図No. 2のOr. 3, Or. 4間、第5図のK. 4, K. 5間に、第2不整合は第2図No. 1のG. 4, G. 6間、第4図No. 2のOr. 5, Or. 7間、第5図のK. 12, K. 13間に、それぞれ相当する。*

ここに御来屋台地(中位段丘 GtⅡ)としたものは、長者原台地の高位段丘より新しく、かつ、第1不整合より古い時代に形成されたものを指す。この期間は、第2不整合より前か後かによって、さらに2つの時代にわけられるが、第2不整合より新し

*二つの不整合以外にF14とF15の間、またはOr9とOr10の間も推定であるが不整合面であるとおもわれる。

く、第1不整合より古い段丘面は、ここには存在しない。* したがって、結果的にはここにいう中位段丘は、高位段丘以後、第2不整合以前のものということになる。

この中位段丘は、太田良平のいう御来屋砂礫層から構成されるものである。御来屋砂礫層は、国鉄名和駅附近から東へかけての山陰線や、国道9号線にそってあらわれるもので、その一部が本図幅北東隅に分布している。礫径は1m以下、上流ほど角礫が多く、下流ほど丸みをおびる礫と砂層で、流水による陸上の水成層である。

本層は、太田良平によると、大山外輪山の山腹、山頂から供給された岩屑が、水流で山麓斜面上に二次的に堆積したものとされている**。したがって、その点では前述の長者原台地を構成する砂礫層とほぼ同じということになるが***、その上をおおうロームが両者で違う点をかんがえて、太田良平のいう御来屋砂礫層の堆積面を、ここでは、より新しいものとし、中位段丘と呼んだ。

この中位段丘は、地形面が浸食基準面にたいする位置関係をかえたり、営力に量的、質的な変化があったりして形成された一般の段丘とはやや性質が違っているが、現在の状態は、沖積面より比高が高く、構成層は水流によって堆積した砂礫層で、古い時代の形成であるなど、堆積段丘に似た点が多いので、ここでは段丘地形として扱うことにした。

御来屋台地の分布は、名和町東高田部落東方から茶畑部落をへて門前部落にいたる地域であるが、河岸では沖積面下にも本砂礫層がみとめられる。

砂礫層の上には、数mのロームがおおっている。

第5図は、名和町東高田部落南東約1kmの断面図で、図幅からはずれるが、図幅内に適当な露頭がなく、また、図幅内と大差ないとおもわれるので、ここに掲げた。

- K. 1 灰青色凝灰角礫岩 100cm
- K. 2 褐青色火山砂 3cm
- K. 3 やや粗粒の褐色ローム 15cm
- K. 4 橙褐色シルト質ローム 30cm
- K. 5 縦ジョイント入り褐色ローム 15cm
- K. 6 硬い褐色ローム 100cm

* 段丘以外では、名和台地の地形面がこの時代である。

** 太田良平：大山、赤崎図幅説明書。ただし、原文のままではない。

*** ここでいう長者原台地を、太田良平は大山外輪山の凝灰角礫岩および稲市砂礫層よりなるとしている。

- K. 7 長石粒入り軽い淡褐色ローム 30cm
- K. 8 褐色ローム 30cm
- K. 9 安山岩小片入り褐色ローム 25cm
- K. 10 淡黄褐色凝灰角礫岩 25cm
- K. 11 褐色ローム 90cm
- K. 12 黄褐色パミス粒層, 長石粒を多く含む 80cm
- K. 13 赤褐色ローム 35cm
- K. 14 褐色ローム 55cm
- K. 15 褐色砂質ローム 15cm
- K. 16 砂礫層, 礫は角礫~亜礫岩の水成層
(御来屋砂礫層)

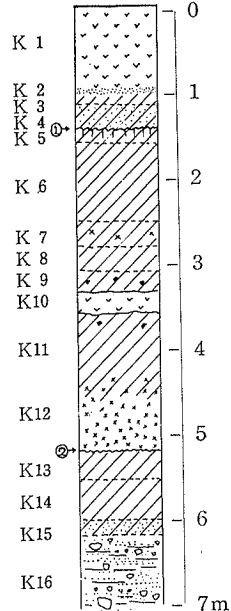
上記のうち K. 1 は弥山熱雲, K. 10 が名和軽石流で, 各々は K. 16 の砂礫層が当時やや高い地形面をつくっていたために, 溢流した噴出物だけが薄く狭まれたので, 本体はずっと厚いものである。

K. 16 の砂礫層の堆積面とほぼ同じ時代の地形面とおもわれるものは, 極く断片的であるが, 図幅中央南部の会見町天万(手間)部落附近と天万部落から南南東へさかのぼる谷にみられる。ただし, この部分の露頭が不良で地形面の性質はよくわからないが, 会見町寺内部落の日の丸自動車鉄道の切割りでは, 第4図の K. 12 と K. 13 と同じものがみとめられ, その下は黄褐色, 灰褐色の斑入り粘土層があり, それ以下は不明であるが, ロームは K. 13 より上の層があることから, 時代はほぼ同じころのものではないかとおもわれる。

これらの段丘は, 太田良平によると, 外輪山の凝灰角礫岩の噴出で法勝寺川が福市~大袋附近で封鎖され, その上流側が湖水になった, その湖成層からなるとされている。会見町天万部落南東約 1 km の宮前部落の切割りには, 湖沼堆積物が海拔 25m 前後の山脚にみとめられるが, そこでは段丘地形を呈していない。

また, 会見町朝金部落, 高姫部落附近の段丘には, K. 12 に相当するとおもわれるパミス粒層がみとめられるので, これらも同じ時代の形成とかがえられる。

第5図 上大山のローム柱状図(凡例は第4図に同じ)



I. 3. 3 岸本原台地 (III c)

ここに岸本原台地 (低位段丘) としてまとめたものは、第 1 不整合以後に形成されたものである。その分布は阿弥陀川流域のもの、伯仙町尾高部落後背のもの、岸本町後背から東へ広がるもの、日野川の谷底平野にそうものなどであって、大山火山に関係したものが多し。これらを細分すると、さらに 3 段以上に分けられる。

このなかで、最も古いものは伯仙町尾高部落後背のものである。この断面を第 6 図にしめした。

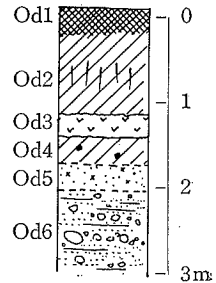
- Od. 1 黒色表土 30cm
- Od. 2 ジョイント入りの淡褐色、黄褐色の汚れた斑入りローム 90cm
- Od. 3 青灰色凝灰角礫岩 25cm
- Od. 4 淡灰褐色シルト質ローム 30cm
- Od. 5 浮石混り灰色砂 30cm
- Od. 6 径20cm以下の亜円～円礫層

このうち、Od. 4 の凝灰角礫岩は弥山熱雲の溢流したものである。したがって、この段丘は弥山熱雲とほぼ同期か、または、それよりやや古い時代のものである。これは河岸段丘が隆起扇状地の性質をもったものである。谷の浸食はすすんでいない。

阿弥陀川の両岸に、隆起扇状地の形態をした段丘群が存在し、尾高後背の段丘より新しいものである。これらは、5 つの段丘群に分断されているが、全体的にみると東に高く海岸ぎわで約 20m、西へむかうにつれて低下し、淀江町附近ではほとんど沖積面と同高になる。また、上流へむかうにつれても沖積面との比高は減少し、特に阿弥陀川左岸の 4 つは、すべて 2 km 以内で沖積面下に埋没する。右岸のものも、同じように上流にむかって比高が低下し、名和町西高田部落附近では沖積面とほぼ同高となるが、さらに上流側はふたたび段丘化し、上高田部落南方までつづいて、そこで切断され消滅する。この段丘は、そこから 1.5 km 上流であらわれ、さらに図幅外であるが広い段丘面の草谷原へつづくとおもわれる。

この段丘上には、前述のように名和町上高田部落から大雀部落へいたる幅 500m の

第 6 図 尾高後背段丘
のローム柱状図
(凡例は第 4 図に同じ)



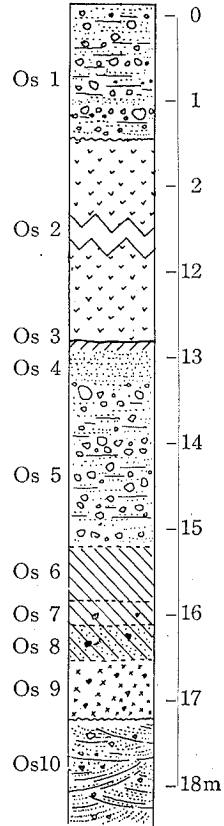
帯状部に弥山熱雲が分布し、その構成は第7図のようになっている。

- Os. 1 安山岩の円～亜円礫層、径20cm以下で5～10cmが多い 150cm
- Os. 2 青灰色または褐灰色の凝灰角礫岩10m内外
- Os. 3 汚れた灰褐色ローム 5～10cm
- Os. 4 褐色水成砂 35cm
- Os. 5 径20cm以下の円～亜円礫層 200cm
- Os. 6 極めて均質な青灰色粘土 65cm
- Os. 7 淡褐色粘土 30cm
- Os. 8 安山岩小片入り淡褐灰色シルト質粘土 40cm
- Os. 9 淡褐色パミス粒層 70cm
- Os. 10 ラミナ、偽層のある砂礫層、礫は亜円～角礫

すなわち、Os. 2 が弥山熱雲、Os. 1、Os. 5 が扇状地礫層である。かつて、Os. 5 の上にOs. 3 のロームが降り、それが残留する環境であった。その上に弥山熱雲が噴出し、ついでローム層最上部が堆積したが、のちに何らかの条件の変化によってローム層と熱雲の上部が削割され、上にOs.1 が堆積し、段丘化したものとおもわれる。弥山熱雲は、一部で地表にあらわれるところもあるが、大部分は薄い扇状地礫層におおわれているので、熱雲地域と扇状地礫層地域の区別は、地形のうえにあらわれず、地形の性質からいえば、すべて(隆起)扇状地である。Os. 1 層は薄く、したがって、弥山熱雲の地域は、浸食面の性質が強いので、本図幅ではこの部分を岩石台地としてしめた。なお、Os. 10 のラミナや偽層のある砂礫層は、推定であるが、太田良平のいう御来屋砂礫層ではないかとおもわれる。

一方、阿弥陀川左岸には、4つの段丘が半ば沖積層に埋没しかかって存在する。これらには、弥山熱雲は発見できず、現在のところ、扇状地礫層のみからなるとかんが

第7図 大雀後背段丘の柱状図(凡例は第4図同じ)



える。西へいくほど標高が低下しているが、これが地盤運動の結果かどうかはわからない。西の4つのみ便宜的に台地 GtⅢとした。

これらが、5つの段丘に分断されているのは、阿弥陀川本流の浸食によるものとおもわれ、崖端からの浸食谷はほとんどない。

阿弥陀川の段丘群とほぼ同じ時代のものに、岸本町から東へ細長く連なるかなり高い台地がある。これは隣接する弥山熱雲の堆積面より5~10m低く、表層の構成層は弥山熱雲の二次的堆積である粗大な歪角礫~歪円礫である。地表はローム層におおわれていない。

台地の比高は、岸本町後背で約20m、上流では40m以上になる。台地表面は平坦で崖端浸食谷はほとんどない。

これと同じ段丘が、枡水原、福永原の末端や支谷ぞいに点在する。すなわち、岸本町清山部落北の三角点151.3の北西方のもの、溝口町上野部落後背で大平原南方のもの、日野川左岸の岸本町小野部落のるものなどがそれである(砂礫台地Ⅲ+)。

第1表 段丘と大山ロームと大山火砕流

	段 丘	大 山 ロ ー ム	大 山 火 砕 流
低位 段丘 (GtⅢ GtⅢ+)	最低段丘群	ローム上限 (大山東部)	弥山熱雲
	阿弥陀川隆起扇状地		
	岸本町後背段丘		
	尾高後背段丘	ローム上限 (大山西部)	
		上部鍵層(シルト質ローム)	
中位 段丘 (GtⅡ)		ローム 下部鍵層(軽石層)	名和軽石流
	湖成段丘	ローム	
	中位段丘(の下段)	軽石層	
		? ~ ? ~ ?	
高位 段丘 (GtⅠ)		ローム	外輪山凝灰角礫岩
	長者原段丘 (倉吉附近の古段丘群)		

これらの段丘群からさらに低い一群が、日野川の谷ぞいに存在する。溝口町後背のもの、岸本町小野部落の周囲のもの、岸本町口別所、久古部落へのるものや大山町赤

松部落のものなどで、いずれも沖積面上10m内外の比高をもち、円礫層を主体とするものが多く、河岸段丘の性質をもつものである（砂礫台地GtⅢ）。

以上の諸段丘と、3つの大山火山碎屑流と、大山ロームの相互関係をまとめると、第1表のようになる。

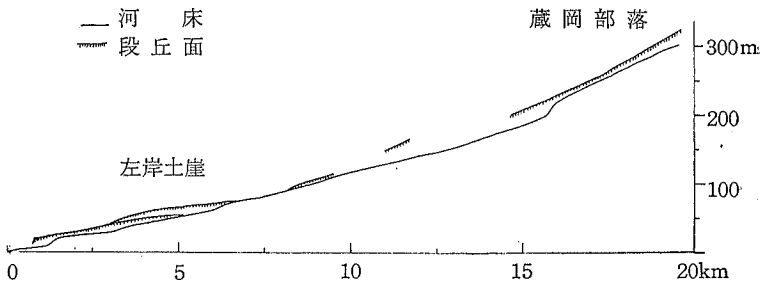
I. 4 低地

低地は河成の阿弥陀川扇状地、日野川扇状地、法勝寺川の沖積地、伯太川の沖積地などと、海成の弓ヶ浜半島に大別される。

I. 4. 1 阿弥陀川扇状地 (IV a)

阿弥陀川は、大山主峰の北東にある三鉆峰の北側斜面を水源とする全長約17kmの小河川である。ここに阿弥陀川扇状地と呼んだものは、大山町坊領部落附近を扇頂として下流に広がる半径6km、中心角約45°の扇状の地域で、海岸まで扇状地でありデルタの地形はみられない。河川の長さに比較して、その面積が大きいことが特徴である。これは、その水源地域が荒廃の激しい荒れ山であって、砂礫の供給量の多いことが一因である。また、その多量の砂礫を流量の少ない小河川が運搬するために、河床は急勾配で下流の扇状地の部分でも約1/40の傾斜である。

第8図 阿弥陀川の河床および段丘の縦断面図



河口まで扇状地であるということは、換言すれば、河口まで平野が礫で構成されているということである。河床礫についてみれば、正確な計測をしたものではないが、国鉄山陰本線の鉄橋下で礫径の最多頻度は15~25cm、河口から約5.5km上流で同じく20~25cmである。

この河川は、火山地方によくみられる荒れ川で、広い川幅をもち、平時には流量が少ないが、洪水のたびに多量の砂礫が運ばれて、河床の上昇がいちじるしい。河原は一面の砂礫で、一年生草本はあるが灌木以上の樹木はほとんどない。昭和39年7月、昭和40年7月の豪雨によって、木橋が破壊されている。砂防ダムや堤防の補強が常に行なわれているが、完全な効果をあげていない。河床の上昇は、扇央で低位段丘が沖積層の下に埋没されていることから、その傾向がうかがえよう。

I. 4. 2 日野川扇状地 (IV b)

日野川は、全長約80km、中国山脈中を北流し、岸本町岸本部落附近で平野にでる。中流部の山間では、沖積地と点在する河岸段丘があるのみの狭い谷底を流下するが、岸本部落で山間を離れた日野川は、その下流に約29km²の沖積地を広げている。沖積地の性質は、一言でいえば扇状地であって、河口まで礫質の河床である。岸本部落から下流の扇状地面の平均傾斜は約1/200、河床の傾斜は1/290で、阿弥陀川のそれよりずっと小さい。また、扇状地面の傾斜が河床のそれよりやや大きいことからわかるように、米子市福市部落から上流では、河床は扇状地面を少し下刻し、その値は扇頂で約5mとなっている。福市部落から下流では、河床と扇状地面はほぼ同高であるが、天井川になっていない。

扇状地の構成層は、砂礫・粗砂などであるが、礫の大きさは河床でみると、扇頂で最多頻度25cm内外、国鉄山陰本線鉄橋下で10cm内外の礫である。

扇央部および扇端部の柱状断面を既存の資料* から転写すれば、第9図のとおりである。これをみると、扇央の米子市東八幡で地表下25mで基盤とおもわれる頁岩があるが、対岸の津の森では地下35mまで砂礫、砂の累層で基盤の深さはわからない。扇端では、日本パルプ米子工場内で30mまで砂礫層、伯耆大山駅北西約400mの地点で³3~34mに腐植土があり、それ以下が凝灰岩となっている。少ない資料からであるが、この地域の基底は深さ25~35m程度の起伏があるもので、この上に河成、または、海成の砂、砂礫などが堆積し、上部が河成の扇状地礫層となったもので、これらの資料だけからは河成堆積物の深さはわからない。

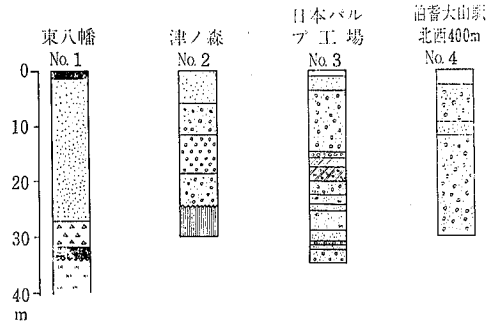
地表は、肉眼でやっとみとめられる程度の緩やかな傾斜面で、平坦な水田地帯となっているが、畑や集落の立地するところは比高数10cm以上の微高地となっている。地形

* 鳥取県地下資源開発局：鳥取県水理地質図、(昭和39年)。

分類図では、この微高地を自然堤防として表示した。

地下水は、自由地下水でその地下水面は浅く、扇央から扇端にかけて、大体、地下2～3m以下で、これが扇端部で急に0m近くになっている。この自噴帯は旧国道9号線にそっているものとおもわれる。

第9図 日野川扇状地の柱状図（凡例は第12図に同じ）



I. 4. 3 佐陀川扇状地 (IV c)

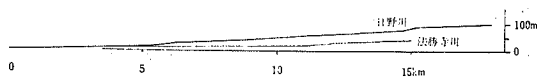
一方、東の大山山麓から流下する小河川が、山麓で日野川扇状地上に小さな扇状地をつくっている。大山町赤松部落をとおって伯仙町尾高部落南で平野にでる小河川、中楨原南方から岸本町半川部落、伯仙町上福万部落をとおる佐陀川などがそれである。後者のつくる小扇状地は、伯仙町石州府部落^{せきしゅうふ}の位置で、高さ15m以下の急崖をへだてて日野川の扇状地にのぞみ、また、その南方にある前述の低位段丘と同じ高さで連続的に接している。したがって、一見、隆起扇状地のようにおもわれるが、小扇状地の末端の一部を、本流である日野川が側方浸食で削りとったためできた急崖で、本質的には、現在の沖積面であり、佐陀川もこの小扇状面を刻下していない。

I. 4. 4 法勝寺川低地 (IV d)

法勝寺川は、日野川の下流で合流する一支流である。この川の沖積地は、扇状地性の日野川沖積地と性質がちがっている。

支流が本流と合流する場合、本流と支流の河床は合流点で同じであるかまたは支流のほうが高く、そして本流、支流とも上流にすすむにつれ河床は高くなり、その高くなる割合は支流のほうが大きいのが普通である。法勝寺川と日野川の関係は、その逆であって、第10図にみられるように法勝寺川平

第10図 日野川、法勝寺川の河床縦断面



野の傾斜は日野川のその約 1/2 である。具体的にいえば、合流点の河床ないし平野面の標高は約 10m であって、法勝寺川の平野で標高 20m の地点は合流点から約 6 km 上流であるのたいし、日野川の同上の点は約 2 km の上流でしかない。

このように河床および沖積地の傾斜の緩いことは、沖積地を構成する物質と関係があるのであって、法勝寺川沖積地は日野川のそれよりずっと細かい物質からなっている。たとえば米子市大袋部落附近の河床で、砂と礫の体積比は目測で砂 10 にたいして礫 1、礫径の最多頻度約 2 cm となっているが、合流点附近では礫はすでにみられない。会見町天万部落附近の沖積層断面は、第 11 図のとおり砂質粘土層、砂層、粘土層の互層であって礫ははいっていない。このように法勝寺川は、粗大な物質をほとんど運ばない河川であるといえる。柱状断面の資料が少ないので推定にすぎないが、河川の堆積作用のおよばない地域には、泥炭質土壌が発達している可能性がある。

地表は、会見町天万部落の下流では、下流へむかう傾斜は、肉眼ではわからないぐらい極めて緩傾斜で平坦である。

法勝寺川谷の天万部落から上流側、および天万から南南東へさかのぼる支谷では、両側の山腹からでる小河川の扇状地や崖錐などの流下物が両側の山麓にならんで、陸上堆積物の様相が明白になるので、その部分から上流を谷底平野として地形分類図に表示した。天万部落から下流では、これも推定であるが、表層の河川堆積物の下には、米子市街地の地下にあるのと同じ貝殻をふくんだ海成層があるものとおもわれるので、これを三角州および海岸平野として地形分類図に表示した。

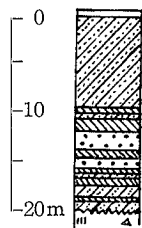
なお、この地域は、四方を山で囲まれ、河の出口は日野川本流で塞がれて完全な盆地になっている。したがって、日野川がこの部分で破堤したり、あるいは破堤しなくとも異常な出水でもあれば日野川の水が逆流して、冠水する危険がある。

I. 4. 5 伯太川低地 (IV e)

地表の勾配が全体として極めて緩く、微細な高低も少ないという点では、伯太川の沖積地も法勝寺川低地下流域と同様である。河口から約 10 km 上流の安来市大塚町附近で標高 10 m、したがってこの部分の平均傾斜は 1/1000 である。

この平坦な沖積面は、伯太川の谷の奥まで入りこみ、谷の両側山地からもたらされ

第 11 図 法勝寺川天万(手間)の柱状図 (凡例は第 12 図に同じ)



る崖錐や崩壊物がほとんどないために、主に海浜性堆積物からなる沿岸の平野の部分と、河川堆積物からなる谷底平野の部分との境界が、地形上にあらわれない。ここでは、谷の幅の狭びまる安来市大塚町上流2.5kmを便宜的に両者の境界とした。

1. 4. 6 島田海岸低地 (IV f)

このほか、丘陵性山地が中海に接する部分、安来市島田町附近の小さな谷には、谷底平野群が存在している。これらの平野の前面には、性格不明の小沖積地があるが、おそらく沖積世初期の海進時の海浜性堆積物からなるとおもわれるので、三角州および海岸平野として一括した。これらと谷の奥の谷底平野との境は、わずかに傾斜の変換線がある場合が多いので、これをもって境界とした。

1. 4. 7 弓ヶ浜砂州・砂丘 (IV g) および後背湿地 (IV h)

弓ヶ浜は、日本における大型の砂州である。砂州は、日野川左岸のみでなく、右岸にもび、淀江町まで達し、全長約24kmにおよんでいる。

したがって、米子平野の前面は、弓ヶ浜砂州によってまったく塞がれ、日野川はそれを切断して、海にそそいでいる。全体を細分すると、「砂州の部分」、「後背湿地の部分」、「砂州上の砂丘群」および「干拓地」にわけることができる。砂州は畑、桑園などに、後背湿地は水田に利用されているが、その分布を現地調査と写真判読から調べると、砂州は1列でなく、先端に近づくほど多くなり境港市では数列以上、図幅内では3列にわけることができる。

3列の砂州のうち、中海側のもは米子市街地を起点として北西にのびる幅1.5km内外のもの、中央の列は比較的小さく形も明瞭ではないが、米子市街北東から幅数100m長さ10kmぐらゐまで追跡できる。それ以上になると、あいだをへだてる後背湿地が、消滅して中海側の砂州に吸収されるが、さらに図幅外では、ふたたび境界の後背湿地があらわれて、両者の区別が明瞭である。

美保湾側の砂州は、淀江町からはじまり、日野川をこえて美保湾ぞいに先端部までつづき、長さ24km、幅は皆生温泉附近で約1.8kmで最も広くなる。ただし、皆生温泉の附近で幅が広いのは、米子市皆生、上福原、西福原、上谷の諸部落のある部分が、もう一列の砂州と合したためかもしれない。この列は長さ、幅とも最大であるが、後背湿地との境界も明瞭で、その形状がはっきりしている。弓ヶ浜は全体としてみると、美保湾に凹部をむけて彎曲し、その彎曲の度合は先端ほどいちじるしい。この印

象は、主に美保湾側砂州の彎曲によるものであって、中海側中央の両砂州の彎曲は、それほどいちじるしくない。

特に、図幅内においてこの両砂州は、北 65° 西の方向へほぼ直線的にならんでいる。したがって、2列の砂州と彎曲する美保湾側の砂州とは、平面形が多少、不協和的に接することになり、角度にして約 10° のギャップができる。このギャップが、幅広い水田地帯になっているものである。

この砂州には、後背湿地から美保湾へぬける排水路が砂州を直角に横断しており、図幅内では11の排水路ができています。美保湾沿岸では、特に皆生温泉附近で、冬の北西の季節風による海岸浸食が問題になっている。砂州上には、砂丘群が散在している。その大きさは、長径 800m 以下、高さ 20.7m 以下、砂州の高さ海拔約 5 m として、砂丘砂層の厚さ約 15m 以下の小型のものである。

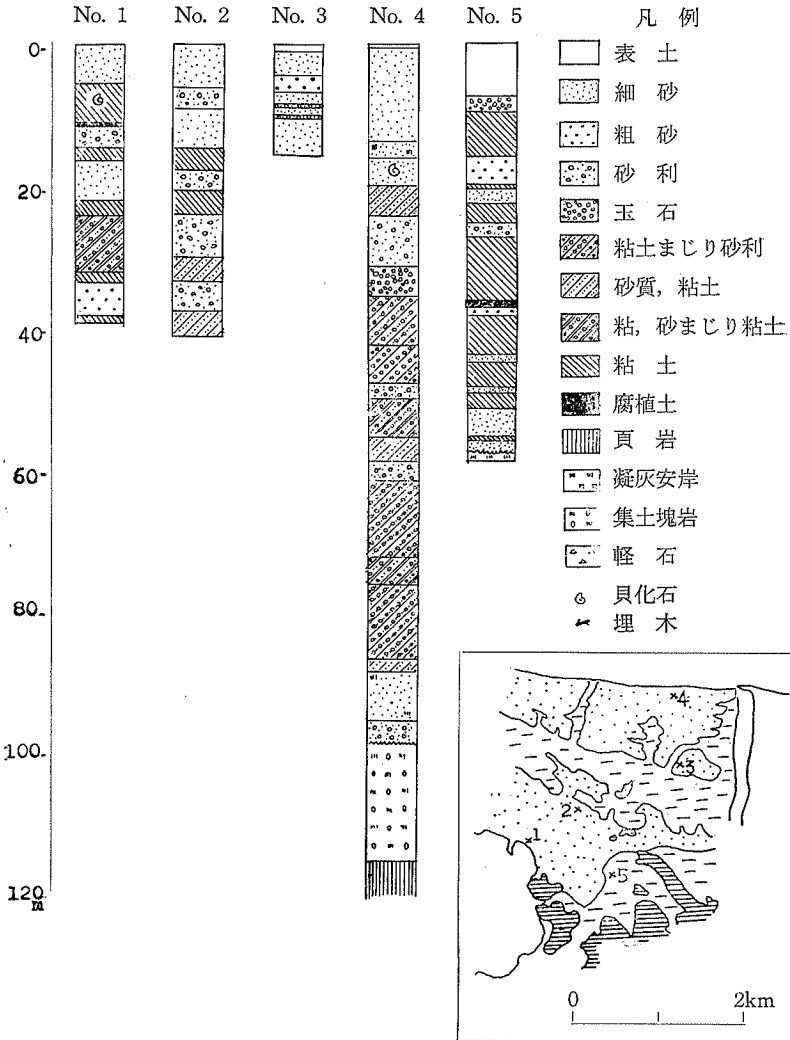
図幅内では、砂丘の位置は中海側の砂州上にかぎられているが、図幅外の境港市域では、中央の砂州および美保湾側の砂州上にも分布している。砂丘は、現在、公共建築物や農地として利用がすすみ、あるものは土木工事で削りとられている。また、砂丘はクロマツなどの樹林地と、裸出地が半々くらいで、全体としてみれば安定しているが、裸出したところでは、局部的に砂の移動があるようである。

なお、米子市三本松南の小さい砂丘はパミス層でおおわれている。パミス層、またはパミス粒まじり褐色ロームの厚さは 10cm 以下で、砂丘の現在の表面近くに薄く挟まれている。パミスは第 2 図 No. 1 の G 4 に似ている。ただし、このパミスは、人工的に運ばれてきた疑いがあるので、これを基にして砂丘の時代をかんがえることは危険である。3列の砂州について、市瀬由自は、中海側のもので最も古く、ついで中央のもの、美保湾側のものが最も新しいとかんがえている*。

市瀬によると、沖積世初期の海の相対的に高かった時代のある時期に当時の日野川から供給された砂が、米子市街周囲の山地を起点として砂州が形成され、また、形成中にその上に砂丘群ができた。ついで中央の砂州、最後に美保湾側の砂州の順に形成されたもので、新しい時代の砂州ほど、外側に配列するのは、この砂州のみでなく、他の地域でも例の多いことであるとしている。砂州の構成物は、中海側の砂州の例で見ると砂・礫・粘土であるが、表面に表土のあるところとないところがある。その下

* 市瀬由自：砂丘と沖積平野の形成 法政大学文学部紀要 昭和39年第10号

第12図 弓ヶ浜砂州・砂丘および後背湿地における柱状図



は、砂層または礫層で、その深さは大体、地下10mまで、その下は貝殻まじりの粘土層である。

これは沖積世初期の海進をしめすものとかんがえられる。それ以下は、場所による違いが大きくなり、資料が不足のため各層の対比はできない。その例を第12図にしめした。

米子市長砂町を例として後背湿地の状態をみると、大体、水田となっている低湿地であるが、深度35mに腐植土を挟んで粘土層が厚い。ときに2～3回の洪水で砂礫層が押出されてきたこともあったであろうが、大体は、古くから内湾または潟湖の状態がつづいて、陸化したのはごく最近のこととおもわれる。

砂州の中海沿岸の部分は、最近、干拓事業が盛んに行なわれつつある。これらは、日野川の水を引いて農地として開発されるものである。

第2表 河 川 表

	測 点	流域面積	流 量	比 流 量	測 定 年 月 日
日 野 川	岸本町岸本	678.0 km ²	20.76m ³ /sec	0.031m ³ /sec. km ²	33.11.5
法勝寺川	米子市戸上	174.0 "	3.72 "	0.021 "	33.11.4
佐 陀 川	伯仙町日下	12.6 "	0.77 "	0.062 "	37.10.13
阿弥陀川	大川町坊領	34.0 "	0.93 "	0.027 "	37.10.31

第3表 災 害 表

地 域	災 害 の 様 相	原 因
阿 弥 陀 川	河床上昇	上流部の山地の荒廃
	洪水による橋の破損	"
丘陵性山地	小規模な山崩れ 山頂の秃げ山化	豪 雨 "
皆生温泉海岸	海岸浸食	冬季の北西季節風

Ⅱ 地形分類と開発および保全との関係

Ⅱ. 1. 土地利用

図幅東部の大山山麓は、裾野上に多くの農業集落を展開する。標高 300 m くらいまで、緩斜面・平坦面は畑地・果樹園・草地・放牧場に、傾斜地はアカマツの純林となっている。開析谷底の低地は、2毛作田として利用がすすんでいる。戦後の開拓地として水無原のほか、多くの林地が耕地に転換した。また、大山町楨原、溝口町金屋谷には県営牧場がある。

図幅中央部を北流する日野川、その支流の法勝寺川、図幅西南端の伯太川流域は広大な 2毛作田である。これら諸河川に挟まれる丘陵性山地は、大部分がアカマツの純林で、山頂、山麓緩斜面は果樹園、谷頭部は多く溜池となっている。

図幅西北部にのびる弓ヶ浜地域は、大部分が畑地で、後背湿地および中海湖岸は、徳川時代以降の新田開発と干拓で水田化している。弓ヶ浜砂州の基部で、中海東奥に位置する米子市は、農産物の集積地のみならず、商工業の中心地でもある。弓ヶ浜のネギ、人参、大根等の蔬菜類に工芸作物タバコ・綿を集貨し、また図幅西端の安来市とならんで、周辺のナシ・モモ・カキの果実や米の集貨、積出の機能を有する。

米子駅から北西に走る国鉄境線にそう平坦な砂堆地域は住宅区で、湖岸にそって、日曹製鋼、造船所が立地する。冷凍工場、水産加工業は米子港附近に集中しているが、日本レーヨン米子製糸工場、日本パルプ米子工場などは市外平坦部に立地する。

一方、安来市は商業中心地である。南部にひかえる農産物を中心に、北流河川の運搬する砂鉄利用の製鉄加工の歴史があり、時計ゼンマイ、ピアノ線などの加工業が発達し、代表的な企業として日立製作所安来工場がある。

Ⅱ. 2. 土地保全

地域の観光資源として、第一にあげられる皆生温泉は、弓ヶ浜砂州の基部に近く、美保湾に面する海浜温泉として知られている。かつてこの附近は漂砂により年々海岸線の進出をみていたが、大正12年を最大として日野川水系の河川改修、上流の砂防工事の進捗とともに、その搬出する上砂量の減退にしたがい、海岸浸食が地区の保全上

の重要事項となった。海岸線の後退は、最大前進時より 300 m におよび、温泉の旧源泉を海中に没しさり、旅館街にもおよぶ勢であったので、海岸堤防、テトラポット等により、その進行を阻止している。一方、砂州の中部から先端部にかけては、海岸線が前進をみせる傾向にある。

阿弥陀川は、孝靈山北縁に三角州扇状地を発達させるが、その河床は荒れ川の様相をしめし、巨礫を運搬しており、岸欠潰をおこす可能性がある。

日野川も米子平野の一翼をになう扇状地を発達させているが、その支流、法勝寺川の流域は、その合流部を本川の形成する扇状地にかぎられる形となり、全般に排水不良の後背湿地的性格の地域となり、冠水危険度が高い。

米子市街東南域、あるいはその北域の田面は、弓ヶ浜砂州を形成する砂堆背後の後背湿地ないし砂堆間湿地をなし、日野川がその東域を貫流するものの、その扇状地的性格の河道およびその自然堤防により排水にたいする条件は悪く、内水排除に意を用いる必要のある地域となっている。

図幅西域を北微西流して中海にそそぐ伯太川は、中海に三角州を前進させているが、その運搬物は砂質で、河道はやや天井川的性格をしめしている。図幅内の伯太川低地も、上記の日野川下流域の地域と同様の問題をもっている。地形分類図上において、湿地記号でしめしている三角州地形地域がそれである。

Ⅲ. 資 料

- 1) 清島信元(1950)：伯耆大山北麓地帯の地下水概査報告(地質調査所月報 I〔5〕)
- 2) 和達清夫(1962)：日本の気候
- 3) 太田良平(1962)：米子図幅地質図及び説明書
- 4) 太田良平(1962)：大山図幅地質図及び説明書
- 5) 市瀬由自(1964)：砂丘と沖積平野の形成(法政大学文学部紀要 昭和39年10月)
- 6) 鳥取県地下資源開発局(1964)：鳥取県水理地質図および説明書(鳥取県)
- 7) 米子市(1964)：米子市勢要覧
- 8) 石黒 勲(1964)：皆生海岸の浸蝕について 海岸 5号 pp. 57~71

Geomorphological Land Classification "YONAGO"

(Summary)

The mapped area is situated along the northern coast of Chugoku District, the western-most part of Honshu. Yonago city, one of the principal cities along the Japan Sea coast of Chugoku District, lies almost in the center of the sheet, facing the tidal inlet, Chukai.

The mapped area is divided into four main landform areas:

- (1) mountains
- (2) pyroclastic plateaus
- (3) terraces and tablelands
- (4) lowlands.

(1) **Mountains**

The mountains occupy the southwestern part of the sheet. They are divided into two or three mountain blocks by the north flowing rivers, namely, River Hino, River Hosshoji and River Hakuta. The density of dissecting valleys is comparatively high, and the summit of mountains are generally below 300 meters in height, so that the area may well be said hills. It is noteworthy that the lower portion of mountains, below 100 meters in height, shows the concordance of the summit level.

Korei-san, the parasitic volcano of Daisen, which is located in the eastern part of the sheet, shows the highest part of the mapped area.

(2) **Pyroclastic plateaus**

Daisen volcano, one of the famous volcanoes in Japan, lies to the east of the mapped area and the western foot of the volcano covers the one third of the sheet area.

The volcanic gentle slope of the foot of Daisen is dissected by many valleys forming pyroclastic plateaus. They are divided into three, according to the kind of pyroclastics, stage of ejections and volcanic ashes covering the plateaus.

(3) **Terraces and tablelands**

They are located around the foot of the Daisen volcano and along

the Hino River and her tributaries.

Most of them are considered to be dissected fans and river terraces, and they are mostly gravelly terraces and tablelands, covered by volcanic ashes.

Some of them, situated in the southern part of the mapped area, are considered to be originated from the lacustrine deposit.

(4) **Lowlands**

Yonago plain, which occupies the central part of the mapped area, is one of the large and important plains in San-in Region, the region facing Japan Sea in Chugoku District. The plain is the alluvial one in origine, formed by River Amida, Hino, Hosshoji and their tributaries.

The plains formed by River Amida and River Hino show characteristics of fan. Their river beds are composed of gravel up to the mouth of the rivers.

The plains drained by River Hosshoji and River Hakuta indicate much more deltaic nature.

In the lower mountain area, narrow valley plains distribute showing dendritic pattern.

Yumigahama, about 3 kilometers in width, 24 kilometers in length, is one of the largest sand bars in Japan. The sand bar stretches northwestwards from the mouth of River Hino, separating tidal inlet Nakaumi from Japan Sea and composed of several sand bank rows and inter-bank lowlands. Small sand dunes develop on the inner sand bank. Along the coast of Nakaumi, small paddy fields have been reclaimed.

土地分類基本調査簿（国土調査）第65号

表層地質各論

米 子

5万分の1

国土調査

経済企画庁

1967

目 次

I. 表層地質細説	1
I. 1 未固結堆積物	1
I. 2 半固結堆積物	4
I. 3 未固結火山碎屑物	8
I. 4 半固結火山碎屑物	11
I. 5 凝 灰 岩 類	14
I. 6 流 紋 岩 類	16
I. 7 安 山 岩 類	19
I. 8 深 成 岩	21
I. 9 変 成 岩	22
II 表層地質分類と開発および保全との関連	22
II. 1 風 化 殻	22
II. 2 山 崩 れ	26
II. 3 海 岸 浸 食	26
II. 4 地 下 水	27
II. 5 温 泉	30
II. 6 石 材	30
II. 7 砂 鉄	30
II. 8 要 約	31
III. 資 料	31
Summary	34

1 : 50,000

表層地質各論

米 子

島根大学文理学部 文部教官 三 位 秀 夫

鳥取大学教育学部 文部教官 赤 木 三 郎

I 表層地質細説

I. 1 未固結堆積物

I. 1. 1 泥 (m)

本地域の泥質堆積物は、潟湖堆積物として海岸平野と中海とに分布するほか、河川沿岸の一部に発達する。

海岸平野において地表ちかくで泥が分布するのは、地形的くぼみにかぎられ、現江線とほぼ平行な帯状分布をしめす。米子市から北西へのびる弓ヶ浜砂州上と、この砂州の東方延長部の日野川の河口附近から淀江町にいたる海岸平野上には、2～4列の離水砂州が浜堤 (beach ridge) をなして発達する。これらの地形的高まりにはさまれた低部は湿地帯であり、砂質泥ないし泥質砂として腐しよく質な泥質堆積物が発達する。この泥質層は、比較的厚さが薄く、地表下では砂層を主とする。

海岸平野の地表下では、砂層のあいだにしばしば泥層が発達する。これらは、規模の大小はあろうが、過去の低位海水準に対応する潟湖性の堆積物であろう。総論の第5図の概念図で、砂層中にはさまれる泥層の発達状態をしめた。

本図幅の北西部を占める中海は、弓ヶ浜砂州によって外海からさえぎられた潟湖である。この湖底は、硫化水素臭をもった黒灰色～暗褐色のへドロ状堆積物からなり、20m以上の厚さにわたって厚く発達して軟弱地盤をなす。

海岸平野において泥質物が分布するのは、本地域西端の伯太川と日野川支流の法勝寺川との沿岸である。腐しよく質の泥を主とし、試錐資料が会見町天万に1本あるの

みではあるが、ここでは深度20mまで泥が卓越する。

I. 1. 2 砂 (s)

砂層が広く分布するのは、海岸平野と美保湾底である。比較的薄い砂層は“沖積”層にしばしばはさまれるが、しかし砂層が卓越するのは、弓ヶ浜砂州から日野川の河口をへて淀江町にいたる海岸地域であり、汀線に平行した幅600~4,000mの帯状をなして発達する。

海岸平野における表層部の砂は、2~4列の浜堤（離水砂州）として、地形的高まりをなして分布する。4列の浜堤のうち海側の1列と陸側の3列との2組は、互いに不連続の発達をなしており、形成時代が相違するものと推定される。海側の1列には、さらに2~3列の小規模な浜堤が発達し、一部には風成砂がおおって砂丘をつくる。そして、この海側の1組は、現汀線にほぼ平行して発達する。しかし、陸側の1組の発達方向は、現汀線よりも曲率の小さな曲線をなしており、初期の砂州とかんがえられる。

試錐資料によると、陸側の砂洲は、地表下においてさらに陸側まで発達し、中海の新期潟湖堆積物によって埋積されている（表層地質図付図参照）。さらにまた、淀江町から日野川の河口ちかくの日吉津村にかけて砂嘴状に砂層が発達し、この上を新期の扇状地性礫や小潟湖の堆積物がおおっている。

砂州上には、しばしば風成砂が発達する。海側の浜堤上では小規模な砂丘を形成し、陸側部では比高10~20mの比較的大規模な砂丘が分布する。いずれも、淘汰のよい中~細砂からなる。

海岸平野に砂が分布する弓ヶ浜から淀江町にいたる海岸の沖合に相当する美保湾底は、採泥資料によると中~細砂が広く分布する。* 汀線ちかくの沿岸流は、西向きが卓越している。したがって、日野川および阿弥陀川から供給された砂礫のうちの砂だけが、この沿岸流によって美保湾底へ運搬され堆積しつつあるものとかんがえられる。

I. 1. 3 礫 (g)

“沖積”平野をなす礫層は、本地域中央を流れる日野川と東北部に河口をもつ阿弥陀川との両河川下流部附近に広く分布する。ともに扇状地ないし三角州礫層として形成されたものである。両地域では、地表附近はもちろん、試錐資料でわかっているか

*水路部海図No. 5,116,133.鳥取県水産試験場, 1965,

ぎりで最大100 mの深度まで、礫層を主とした“沖積”層が発達する。

本地域の東北端をしめる阿弥陀川扇状地では、汀線からさらに沖合の日本海海底にまで礫ないし粗粒砂が分布し、沈水扇状地をなしている。“沖積”層では、上記の扇状地礫層のほか、“沖積”層の基底附近（深度80～100m）と“沖積”層中部（深度30～40m）との2層準に、礫層ないし粗粒砂層をはさむ。この2層準の砂礫層は、かなり連続性がある。

礫の大部分は大山火山系の角閃石安山岩からなり、新鮮なかない亜円礫からなる。しかし、礫を充填する砂は未固結であり、透水性が高い。

I. 1. 4 岸本礫層 (g k)

岸本礫層は、本図幅東北端の阿弥陀川の河口附近、伯仙町尾高～淀江町中間および岸本町岸本～久古～大原附近に扇状地性段丘として広く分布するほか、岸本町清原・小野、溝口町大江・溝口、米子市吉谷などに小分布がみられる。沖積面上に最大20mの比高をもって発達するが、つねに明瞭な段丘崖によって境されているとはかぎらず、一部では沖積面とほぼ一致したり、局部的には沖積礫層によっておおわれていることがある。大山町富岡・荘田・野田附近や伯仙町上福万附近がこの例である。これらの地域では、岸本礫層と沖積礫層とが互いに類似した岩相をもつため、区別しにくい。

本層は、層理の発達した砂礫層からなり、礫の大部分が大山系角閃石安山岩のコブシ大～人頭大の亜円礫であり、未固結砂がこれを充填している。地表ちかくでは、厚さ1～2mの上部火山灰が本層を整合的におおっている。上部火山灰の分布は、日野川以東にかぎられているため、日野川以西に断片的に分布する本層では直接、表土におおわれる。

岸本礫層の厚さは最大10mであり、河川の上流へむかって次第に厚さを減じる傾向がある。本層は、低位段丘を構成し、本層のう上に整合的にのる上部火山灰にふくまれる木片が17,200±400年B.P. (C¹⁴法 Gak-383) であることから、洪積世末立川ローム期に対比できよう。

岸本礫層は、“沖積”層下に埋没している可能性があるが、現在の試錐資料では不明である。しかし、米子市附近の“沖積”層では、岸本礫層が、この地域から上流で沖積礫層におおわれて地表下に没していることから、地下の一部に岸本礫層が発達しているものと推定される。

“沖積”層が扇状地性礫層として発達する日野川と阿弥陀川との下流部において、過去の扇状地である岸本礫層が広く分布していることは特筆される。すなわち、これら両地域では、“沖積”世にかぎらず洪積世からひきつづいて扇状地が発達しているのである。

I. 1. 5 崖錐堆積物 (t)

大規模な崖錐は、大山町孝靈山の山麓に発達する。そのほか、小規模な崖錐ないし崩落物は、山地斜面の下部にしばしば発達する。ごく小規模なものは、表層地質図上に表現できないので省略した。本図幅の西南部山地に火山灰層が点在するが、この火山灰の下位には、例外なく3m以下の厚さではあるが崩落物が発達している。

崖錐堆積物は、角礫ないし亜角礫をふくむ泥質物であることが多い。しかし、円礫や亜礫をふくむ地層（御來屋層や溝口層）から崩落したもの、および玉ネギ状風化するため風化物に円礫をもつ地層（孝靈山安山岩）からの崩落物では、円礫ないし亜円礫からなっている。いずれも、泥質物が充填し淘汰が極度に悪い（粒度が不揃い）・礫の配列が不規則・充填物に木片や砂が不規則に混入して一様性がないなどの特徴がある。

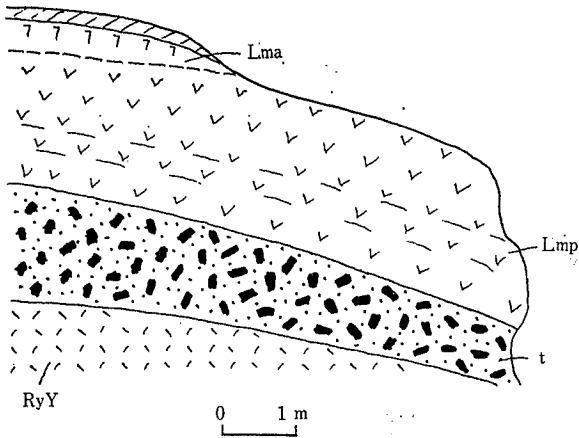
崩落物は、一般に非常にやわらかく、しまりが悪いため再度、崩落しやすい。そのため、しばしば崩落物が露頭をなすことがある。これらの露頭を観察すると、崖錐堆積物が火山灰でおおわれていることが多い。すなわち、最近の崩落物もあるが、しかし大部分の崖錐堆積物は、過去に発達したものとかがえるべきである。本地域でもっとも大規模な崖錐をなす孝靈山山麓では、崖錐堆積物のうえを上部火山灰がおおっている。この古崖錐堆積物は、中部火山灰のうえに発達することから、前記の岸本礫層とほぼ同じ層準にあるといえよう。一方、第1図の例のように、中部火山灰の下に発達する古崖錐もある。これらの関係から、過去の崖錐ないし崩落物が特にいちじるしく形成された時期は、中部火山灰降下前と上部火山灰降下直前との2時期であることは疑いない。

I. 2 半固結堆積物

I. 2. 1 高姫礫層 (CgT)

高姫礫層は、本図幅南中央の会見町高姫を模式地にとった礫層であり、高姫・御内

第1図 古崖錐堆積物の産状



島根県安来市細井の露頭スケッチ

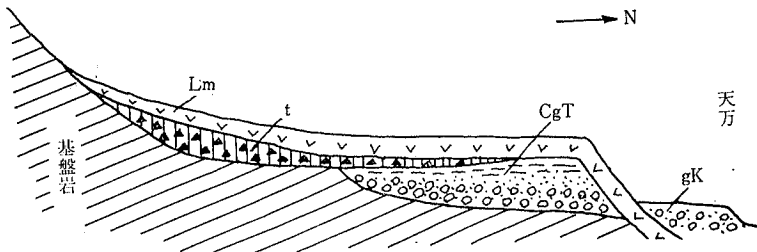
Lma：中部火山灰の褐色粘質火山灰（ローム）

Lmp：中部火山灰の倉吉浮石（下半部が成層）

t：崖錐堆積物

RyY：風化した米子流紋岩

第2図 鳥取県西伯郡会見町天万附近の南北模式断面図

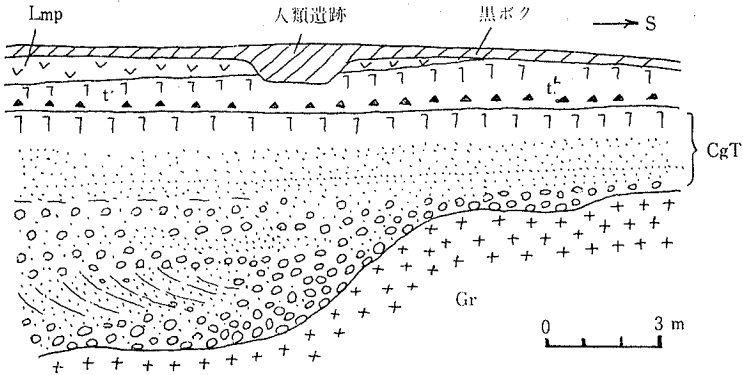


崖錐堆積物（t）が高姫礫層（CgT）の上，中部火山灰（Lm）の下部に発達する。 gk：岸本礫層

谷・朝金・浅井・天万附近のほか、西伯町西附近に分布する。

下位に礫層があり、上位へ砂層をへてシルト層にいたる1つの堆積輪廻からなる。層厚は観察できるかぎりでは、8 m以内にすぎない。下位の礫層は、主に安山岩・玄武岩・アプライトおよび花崗岩類のコブシ大円礫ないし亜円礫からなり、充填物は花崗砂である。かなり固結しているが、しかし礫の半数は風化によって極度に軟化し、褐色の“クサリ礫”である。最上部のシルト層は、網状斑のあるシルト層をへて、厚さ0.5~1 mの赤色土となっている。

第3図 高姫礫層の産状



鳥取県西伯郡会見町浅井の露頭スケッチ

Gt: 花崗岩, CgT: 高姫礫層

t: 崖錐崩落物, Lmp: 中部火山灰の倉吉浮石

高姫礫層は、中部火山灰でおおわれる。第3図にしめすように、両者のあいだに古崖錐堆積物がはさまれることがあり、両層の関係は不整合とかがえられる。本層の下位には直接、花崗岩類ないし中新世堆積岩類が発達し、後述する御来屋層と接することはない。しかし、地形的に、高姫層は中位段丘を構成し、御来屋層は高位段丘の堆積面をなすこと、および前者は中部火山灰でおおわれるが、後者には中部と下部火山灰とが発達すること（総論第4図参照）から、時代的新旧のあることは明らかである。中部火山灰が武蔵野ローム期に対比されることと、高姫層が中位段丘を構成することから判断すれば、本層の堆積時代は下末吉期と推定される。

本層が一つの堆積輪廻からなることと、かぎられた地域にのみ分布することに注目すると、本層は扇状地性堆積物であることがうかがえる。太田良平（1962）は、本層を湖成層としてあつかい、大山火山の噴出によって法勝寺川が一時的にせきとめられたときに堆積したものとかがえている。後述する下部火山灰中の尚徳火砕流堆積物が法勝寺川をせきとめたことは推定できるが、しかし高姫層とは時代的にいちじるしく相違することは間違いない。また、高姫層のしめす堆積相は、湖底堆積相ではなく、河成堆積相とおもわれる。

I. 2. 2 御来屋礫層 (CgM)

御来屋礫層は本図幅東北端の名和町御来屋を模式地とし、名和町茶畑、淀江町本宮伯仙町尾高、岸本町真野、米子市尚徳など、大山山腹にそって広く分布する。

一般に、大山系角閃石安山岩からなるコブシ大～人頭大の亜円礫を主とした礫層と、凝灰質粗粒～中粒砂との不規則な互層となっている。層理がよく発達し、部分的には偽層をしめす。露頭柱状図でしめすように、部分的には浮石質凝灰岩をはさむが連続性はない。

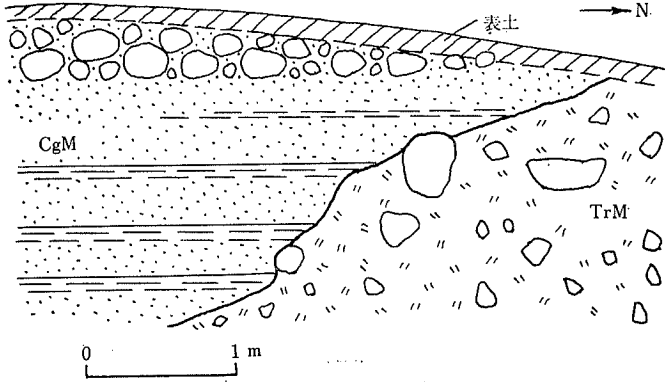
層厚の地域的变化がいちじるしく、名和町・淀江町の海岸、伯仙町尾高、米子市尚徳から岸本町岩屋谷・大寺・^{おさえ}押口をへて久古にいたる地域では、10m以上の厚さで発達する。すなわち、“沖積”扇状地礫層と岸本礫層とが厚くそして広く分布する日野川下流部と阿弥陀川河口附近とで、御来屋礫層もまた厚く発達するのである。堆積相および分布から、過去の扇状地礫層として形成されたものとかがえられる。

御来屋礫層の堆積面は、かなり開析されてはいるが、高位段丘面を形成している。これは標高 50～200m に発達し標高変化にとむ段丘であり、大山へむかって段丘面が次第に高くなる傾向にある。

御来屋層のうちで、凝灰質な部分はかなり固結しているが、しかし、大部分は半固結程度の堆積物である。本図幅内での本層の風化程度はごく弱く、部分的にクサリ礫化しているにすぎない。

御来屋層の上位には、下部火山灰が整合に発達する。下位の溝口層とは不整合関係にある。溝口層に谷が刻まれ、この谷を埋積する型式で御来屋層が堆積しているのであって、両者は比較的大規模な平行不整合の関係にあるものとかがえられる。

第4図 溝口凝灰角礫岩 (TrM) と御来屋礫層 (CgM) との不整合関係



鳥取県西伯郡大谷の道路切割りのスケッチ

ここでは御来屋礫層に砂泥互層がはさまれ、この互層部が下位の溝口凝灰岩にアバットとしている。

I. 3 未固結火山砕屑物

I. 3. 1 上部火山灰 (Lu)

上部火山灰は、本図幅東半部の日野川以東に広く分布する。日野川以東の岸本礫層・中部火山灰および名和火砕流の各堆積面には、例外なく上部火山灰が発達する。上部火山灰の厚さは2m以下にすぎないので、表層地質図では記載を省略したが、しかし、上記3種の堆積面が平坦地となる部分を全面的におおっている。

最下部に、厚さ20cm前後の黄褐色細粒浮石層があり、キナコを固めたような岩相をしめす特徴的な鍵層である。厚さがつねに20cm前後であることも特徴であり、これは、本図幅の東隣の「大山」・「倉吉」図幅はもちろん鳥取砂丘にいたるまで、連続的に発達する。この20cm浮石層のうえには、成層した灰色火山砂礫があり、あるていど固結している。前述したように、上部火山灰の厚さは、本地域で1~2mにすぎないが、しかし非常にやわらかい未固結堆積物の上をおおって、比較的かたい上部火山砂礫が発達することは特記されよう。本層は、地表ちかくで厚さ50cm前後の黒ボクとなっている。

上部火山灰は、低位段丘を構成する岸本礫層のうえを整合的におおい、中部火山灰を不整合でおおう。そして 20cm 浮石層直上の火山砂礫にふくまれる木片の C¹⁴ 年代は 17,200±400年 B.P. (Gak-383) をしめしている。これらから、上部火山灰は、立川ローム期に対比できよう。

I. 3. 2 古志原火山灰 (Lk)

本図幅の西、松江市古志原附近の乃木段丘面上をおおう 2 枚の浮石質火山灰のうち上部のものを、「古志原火山灰」と呼ぶ。この火山灰の東の延長として、本図幅西部に古志原火山灰がみとめられる。確認された分布の東限は、米子市陰田と会見町天万南西とであり、ほぼ法勝寺川以西に分布する火山灰といえよう。表層地質図では、法勝寺川以西で「中部火山灰(Lm)」として彩色した部分に発達する。

下部に 0.5～1 m の厚さで暗褐色粘土質浮石層があり、浮石粒はゴマ粒大の小さなものからなる。このうえに褐色粘土質火山灰(ローム)が 1 m ていど発達し、全体の層厚は 1.5 m にすぎない。古志原火山灰は、西へ厚くなるとともに浮石粒の大きさを増す傾向があり、松江市附近では浮石層が 1.5 m 前後の厚さで浮石粒は米粒大である。さらに西の島根県大原郡加茂町・木次町附近では厚さが 2～3 m になって浮石粒は大豆大にまで達する。さらに西南西の三瓶山山麓では、この浮石層が 3 m 以上になり、クルミ大～コブシ大の浮石がまった降下浮石となる。この特徴から、古志原火山灰は三瓶火山起源の噴出物と推定される。

火山灰にふくまれる重鉱物は、角閃石・雲母が大部分であり、組成そのものは大山火山の中部火山灰と差がみとめられない。しかし、重鉱物含有量はいちじるしく相違し、古志原火山灰ではごく少量しかふくまれていないのが特徴である。大山系火山灰とは、重鉱物の多少によって肉眼的にも区別できる。これは、本地域が三瓶火山から 40～50km 離れているにもかかわらず、大山火山からは 20km 以内の範囲であるという火山灰運搬距離の差を意味するものとかんがえられる。

古志原火山灰は、他の火山灰にくらべていちじるしく風化をうけており、粘土化が顕著である。地表では黒ボク化し、50cm 以上の表土を発達させている。

本層と上部火山灰との直接の関係は不明である。上部火山灰は本図幅の東半部のみに分布し、古志原火山灰は西半部だけにかぎられた分布をするため、両者の接する例が観察できない。しかし、本層が中部火山灰を不整合におおうことと、岸本礫層上を

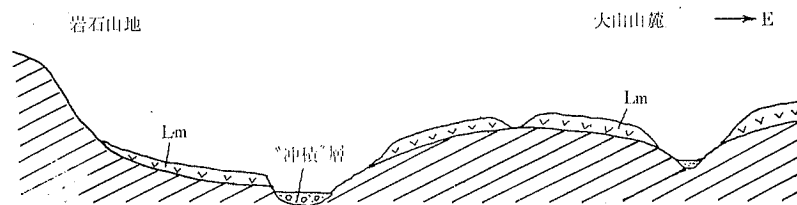
古志原火山灰がおおわれなことから判断すれば、層位的には岸本礫層の直下に発達するものとかがえられる。

1. 3. 3 中部火山灰 (Lm)

中部火山灰は、本地域の“沖積”地と岸本礫層からなる低位段丘面とをのぞくすべての平坦地ないし緩斜面上に分布する。なお、名和火砕流堆積物の上位には、中部火山灰上半部の粘土質火山灰のみが発達し、下半部の降下浮石層を欠除しているのが特徴である。

平坦地ないし緩斜面は、本図幅東半部の大山山麓およびこの基盤をなす鮮新世堆積盆構成層の発達地域に多い。そのため、中部火山灰は本地域東半部で特に広く分布する。平坦地ないし緩斜面にのるとはいえ、それらを谷が開析しているため、谷部では火山灰層が流出されつくしていることが多い。

第5図 中部火山灰 (Lm) の発達様式の概念断面図



中部火山灰の発達様式は、第5図のようにまとめられる。比較的急斜面をなす岩石山地では、その山腹の緩斜面部（ふつう崩落物が堆積している）にかぎって分布する。ゆるやかな起伏の台地からなる大山山麓では、比較的大規模な谷の壁にそってほうように（谷へむかって低くなって）火山灰が発達する。ごく小さな谷では、火山灰が流出しているのみで、火山灰層が谷を埋めた形跡はない。これは、比較的大きな谷では、谷地完成後に火山灰降下があったことを物語っている。

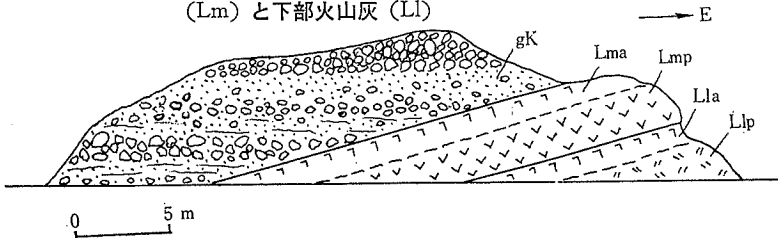
中部火山灰の下半部には、倉吉浮石と呼ばれている黄褐色降下浮石層が発達する。本地域では、厚さ1.5～2.5mで発達し、米粒大ないし大豆大の浮石が密集している。これを、土地の人々は「ミソ土」と呼んでいる。この浮石層には、しばしば直径5mm前後長さ1cm前後の六角柱状をなすギブサイト鉱物がふくまれるほか、重鉱物として角閃石・雲母を多量にふくむ。

倉吉浮石は、大山火山から東北東方向に帯状をなして厚く分布する浮石層であり、倉吉市附近で層厚5mに達し、浮石粒はクルミ大のものが大部分をなす。大山から約40km離れた鳥取砂丘においても、厚さ2~2.5mの浮石層が発達し、浮石粒は小豆~大豆大である。本地域は大山火山にごく近いにもかかわらず、西方に位置するため厚さ2.5mは以下であり、浮石粒も東方に比較して小さい。

倉吉浮石の上には、漸移関係で褐色粘土質火山灰（ローム）が、0.5~1.5mの厚さで発達する。この火山灰にふくまれる重鉱物は、倉吉浮石のそれとほぼ同様に角閃石・雲母からなる。

倉吉浮石も粘質火山灰も、ともにいちじるしい粘土化をうけている。浮石は、大部分が水分で飽和され軟化している。

第6図 岸本礫層（gk）の下位に不整合で発達する中部火山灰（Lm）と下部火山灰（Ll）



鳥取県西伯郡岸本町久古の道路割りリスケッチ

Lma：中部火山灰の粘質火山灰（ローム）

Lmp：中部火山灰の倉吉浮石

Lla：下部火山灰の粘質火山灰（ローム）

Llp：下部火山灰の尚徳火砕流堆積物

中部火山灰の層位的関係は、第6図の例のように、岸本礫層の下位に不整合で発達する。そして、後述する下部火山灰のうえに、大規模な不整合をもって堆積している。

I. 4 半固結火山碎屑物

I. 4. 1 名和火砕流（PmN）

名和火砕流は、本図幅東北端の名和町附近に模式的に発達するほか、孝霊山南麓の

大山町赤松・中楨原附近、溝口町榊水原・金屋谷附近、溝口町添谷・富江附近に分布する。これらは、いずれも大山から放射状の帯をなして山腹にそって分布するものであり、谷を埋積して発達し、その堆積面がほぼ保存されている。

人頭大からコブシ大の亜角礫ないし亜円礫からなる角閃石安山岩の火山岩塊および浮石が、灰色～紅灰色の火山砂で凝結された碎屑物であり、火山角礫層である。火山岩塊・火山礫の配列は不規則で、層理はみられない。名和駅附近や名和神社などで、本層の上部にガスの抜け穴が密集して発達し、炭化木片がふくまれる。

本層は、断崖をなして露出することが多く、本層を刻む小河谷はしばしば峡谷となっている。しかし、火山礫・岩塊を充填している火山砂は固結度が低いため、崩落しやすく、各地で崖崩れを生じている。

名和火砕流は、谷を埋積した堆積物であるため、層厚変化がいちじるしく、最大25mの厚さに達するが、大部分は5～15mである。本層は、ほとんど風化をうけていないが、しかし、直接、地表に露出しているときは、厚さ50cm程度の黒ボクとなる。

本層の上部には、整合に中部火山灰上半部の粘質火山灰がのり、そのうえをさらに上部火山灰が不整合で発達する。この関係は、本地域すべての名和火砕流について共通であり、層的には中部火山灰下半部の倉吉浮石と同層準にある。すなわち、火砕流としての本層に対応する降下浮石が倉吉浮石とかがえられる。中部火山灰と段丘との関係(総論第4図参照)および名和火砕流にふくまれる炭化木片のC¹⁴年代30,200±3,500年B.P. (Gak-225) から、本層は武蔵野ローム期の噴出物と推定できる。

I. 4. 2 下部火山灰 (L1)

下部火山灰は、大山山麓の御来屋礫層およびそれより時代的に古い岩石が平坦地となるところで、断片的に分布する。本層の主な分布地域は、淀江町壺瓶山の南方から伯仙町目下にいたる丘陵と、米子市四塚・尚徳から岸本町岩屋谷・大寺にいたる高位段丘上である。

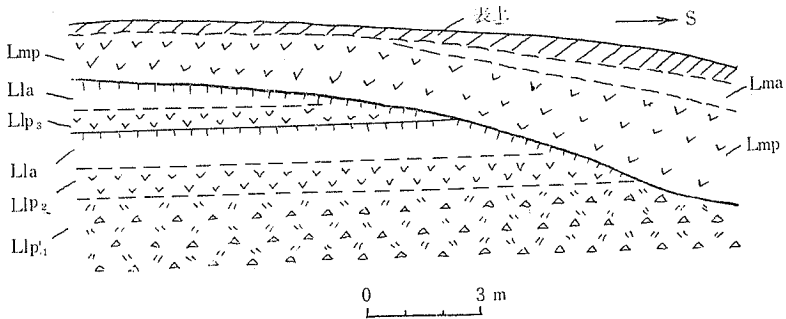
本層の最下部に、尚徳火砕流が発達する。これは、クルミ大～大豆大の浮石と、各種安山岩質火山礫および花崗岩岩片を灰白色火山砂が充填した凝灰角礫岩からなる。米子市尚徳・四塚附近でよく発達し、2～4mの厚さに達する。その他の地域では、尚徳火砕流を欠除することが多いが、わずかに名和町門前で厚さ2m、岸本町大寺南方と久古とで約1mの火砕流がみとめられる。分布が断片的であるため、この火砕流

の流路は不明である。

尚徳火砕流の上位には、漸移関係で黄褐色浮石層と赤褐色粘土質火山灰とが発達する。浮石は米粒大～小豆大程度の小粒であり、浮石のほか各種の小豆大岩片がふくまれる。また、粘土質火山灰にも各種の小岩片がふくまれ、かつ、いちじるしく赤色土化している。浮石層は、倉吉浮石にくらべて粘土化がすすみ、浮石以外の異物が多く汚染されている。土地の人々は、下部火山灰の浮石層を「ヌカドロ」と呼び、倉吉浮石の「ミノ土」と区別している。

下部火山灰には、重鉱物として磁鉄鉱・赤鉄鉱が多くふくまれ、中部火山灰の重鉱物組成とはかなり相違する。

第7図 下部火山灰(Ll)と中部火山灰(Lm)との不整合



米子市四ツ塚の露頭スケッチ

Lma : 中部火山灰の粘質火山灰 (ローム)

Lmp : 倉吉浮石

Lla : 下部火山灰の粘土質火山灰 (赤色土化している)

Llp3 : 下部火山灰のスコリアまじり浮石層

Llp2 : Llp1とLlaとの漸移帯

Llp1 : 尚徳火砕流 (下部火山灰最下部)

下部火山灰は、大規模な不整合によって中部火山灰におおわれ、下位の御来屋礫層とは漸移関係にある。

I. 5 凝灰岩類

I. 5. 1 溝口凝灰角礫岩 (TrM)

溝口凝灰角礫岩は、大山山腹の各所に断片的に露出し、孝靈山北麓の淀江町福岡・大山町長田附近、孝靈山南西麓の伯仙町附近、岸本町清山、溝口町大倉・添谷附近、および会見町諸木附近に分布する。溝口町大倉附近の道路切割りにそって、模式的露頭が観察される。

岩質は、角閃石安山岩の火山岩塊と火山礫とをふくむ凝灰角礫岩であり、充填物は褐灰色ないし淡紫色の火山灰まじり安山岩質火山砂からなる。ふくまれる火山岩塊は人頭大からクルミ大の歪円礫が多く、礫自身が風化によって軟化して赤紫色の泥質物となる。礫を構成する安山岩は、径5 mm以下の長石の斑晶が多く、風化して白斑点をなす。そのため、風化帯では、赤紫色の丸みのある礫が、ソーセージの切口状をなすのが本層の顕著な特徴である。充填物である泥質火山砂ちゅうには、しばしば不定形の黒い斑点がホクロ状にふくまれる (Mn, Fe の沈澱)。一般には、無層理であるが、局部的に成層することがある。

本地域における溝口凝灰岩は、最大の厚さが約100 mと推測される比較的薄い地層である。しかし、谷底にそって各地に本層が露出することから判断すれば、大山山麓をなす未固結ないし半固結堆積物すべての基盤をなしており、山麓のほぼ全域にわたって発達する地層であろう。そして、溝口層を下刻した大きな谷に、御来屋礫層・名和火砕流・岸本礫層などが堆積しているため、本来の溝口層上限が浸食しさらされている。したがって、元来の溝口凝灰岩の噴出量は、莫大であったものと予想される。

本層の地表ちかくでの風化殻は比較的浅いが、風化すると淡紫色～灰紫色の泥質物になり、基岩から直接、泥化する。充填物のみでなく、なかにふくまれる火山礫も一様に泥化し、ともにスコップで削られる程度の軟らかさとなる。

溝口層は、第4図にしめすように、御来屋層によって不整合でおおわれ、下位の鍋山安山岩ともいちじるしい不整合関係にある。下位の鍋山安山岩および鶴田玄武岩がほぼ東西方向にのびる帯状分布であるにもかかわらず、本層は大山山麓のほぼ全域をとりかこむ円形分布をなすことから判断すれば、大山の初期火山活動の産物であることは疑いない。おそらく、大山火山の外輪山形成時のいちじるしい噴出物であろう。

疑問があるが、第四紀初頭の噴出物とかがえられる。

I. 5. 2 法勝寺凝灰岩 (TrH)

法勝寺凝灰岩は、本図幅南部の西伯町法勝寺の東部山地に模式的に分布するほか、伯太町安田・関山・政・米子市古市・行者山附近に広く発達する。ほぼ西北西方向の帯状分布をなし、風化にたいして強いため、比較的急峻な山稜を形成している。

岩質は、淡緑灰色ないし淡褐灰色の石英安山岩質熔結凝灰岩からなる。火山礫を豊富にふくみ、しばしば扁平につぶれており、流理構造が発達する。上部と下部とは降下凝灰岩らしい部分があるが、特に下部では明瞭であり、これを「政凝灰岩部層」として区別した。

法勝寺層には流理構造は発達するが層理はない。流理面にほぼ直角に柱状節理が発達する。この節理は1 m前後の間隔で規則的に形成されており、一般に直交する2方向の節理が顕著にみられる。すなわち、幅1 m前後の直方体を束ねた構造からなる岩石である。

法勝寺層の層厚は、地質断面図上にあらわれる範囲では、かなり厚いようにみえるが、しかしゆるい褶曲をくりかえしているためであって、最大250 m程度にすぎない。

法勝寺凝灰岩は風化にたいして強く、一般に風化殻はごく浅い。柱状節理面と流理面とにそって風化が進行するため、岩塊状となり、これがさらに風化して、礫状をへて灰褐色礫質砂となる。

本層は、第三紀中新世の地層であり、下位の清水安山岩と漸移関係にある。

I. 5. 3 政凝灰岩部層 (TrMa)

前記の法勝寺凝灰岩の最下部を構成する降下凝灰岩を、政凝灰岩部層として区別した。区別した理由は、ともに石英安山岩質である点は共通であるが、しかし風化にたいする強さと風化物とがいちじるしく相違するからである。

本部層の分布は、前記の法勝寺層に接して発達し、伯太町政附近で標式的露頭を観察できる。岩質は、灰褐色の石英安山岩質火山礫凝灰岩からなり、不明瞭ながら層理が発達する。上位の法勝寺凝灰岩と比較して多少、安山岩質であるが、しかし、米粒～ゴマ粒大の石英粒を豊富にふくむ。石英安山岩および安山岩の火山岩塊・火山礫をふくむほか、しばしばコブシ大の花崗岩類歪角礫をふくむ。

層厚は最大60mであるが、中新世堆積盆の西と東端とではごく薄くなって、ついには消滅する。

風化にたいして弱く、風化殻が深く発達する。風化物は、赤褐色泥状ないし砂質泥であり、基岩から直接、泥化している。

I. 6 流紋岩類

I. 6. 1 米子流紋岩 (RyY)

米子流紋岩は、安来市から米子市にかけての中海沿岸にそって、東西に分布する地層である。主な岩相は、緻密な流紋岩と石英の斑晶を豊富にふくむ流紋岩からなる熔岩流と岩脈、および流紋岩質細粒～火山礫凝灰岩からなる。局部的には、コブシ大の各種角礫および花崗岩角礫をふくむ流紋岩質凝灰岩角礫岩が発達する。また、米子市城山・陰田附近では、流紋岩質細粒凝灰岩とシルト岩とが互層になっている。これら各種の岩石が、比較的明瞭な層理をもって複雑に互層する地層であるが、全般的に灰白～灰褐色の流紋岩質岩石からなるので、一括して米子層とした。

本層の上限は不明であるが、層厚はほぼ600mと推定される。

風化すると、黄褐～灰桃色になって細片状に碎ける。凝灰岩では、部分的に灰白～灰桃色の粘土化(カオリン化)がすすむが、一般的には風化にたいして比較的強い岩石である。

米子流紋岩は、西端の安来市附近では花崗岩類のうえに直接、不整合で発達し、東では清水層、さらに東では法勝寺層と接し、分布の東限である米子市観音寺では、ふたたび清水層と接する。この関係は、米子層が法勝寺層を大規模な斜交不整合をもっておおうようであるが、しかし、次の理由から大規模な不整合ではないとかがえる。本地域の中新世堆積盆(総論第3図参照)の中心部を埋めつくしたのが、法勝寺層の火砕流堆積物であるから、法勝寺層は清水層にたいしてofflapの関係にある。これを、米子層がover-lapの関係で発達するため、見掛け上の大規模な不整合をなすのであろう。局部的には、下位の層を切っているが、火山活動を主としたこの堆積盆発達史のうえでは、むしろ一連とかがえるほうが適切である。

I. 6. 2 母里流紋岩 (RyM)

母里流紋岩は、本地域西南端の伯太町母里西方を模式地とした地層であり、母里周

辺に最も広く分布するほか、安来市宇賀荘と米子市日原の東にも小分布がみられる。

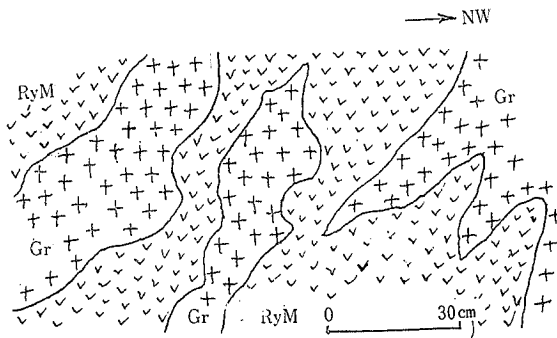
岩相は、灰褐色の無斑晶流紋岩、流紋岩質細粒～火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩などからなり、層理が発達する。西伯町法勝寺西方の絹屋附近では、流紋岩質熔結凝灰岩が厚く発達している。

母里層と花崗岩類との接触部ちかくでは、非常に複雑な混成関係をなしているため、花崗岩が選入したのか、流紋岩が岩脈として貫入したのか不明のこともある。しかし、このような混成部においては、花崗岩類の岩相変化がいちじるしく、しばしば緑岩質になったり斑状組織をしめしたりする。そして、接触部附近の母里流紋岩は、多少の熱変質をうけ、こまかくもめていることがある。花崗岩と母里層との混成部において、花崗岩が卓越する部分を表層地質図では花崗岩類 (Gr) として彩色し、流紋岩が優勢な部分を母里層 (RyM) としてしめた。両者の前後関係には、問題が多いが花崗岩が選入したとかがえる。

本層は、かなり複雑な褶曲構造が発達し、非常にもめた地層であるため層厚は不明であるが、最少限 150m はあろう。

一般的に、きわめていちじるしい風化作用をうけている。風化物は灰褐色～黄褐色の細片をへて泥状にまで変化する。しかし、本図幅南西端の伯太町母里西方では、風

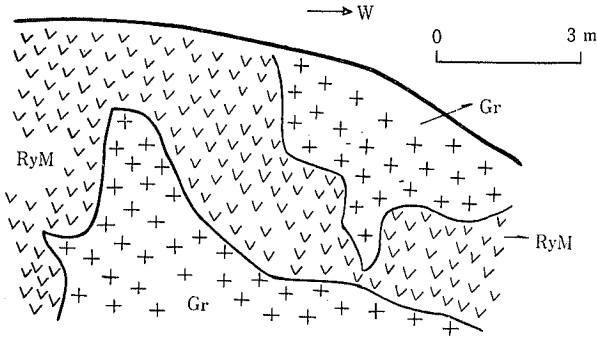
第 8 図 母里流紋岩 (RyM) と花崗岩類 (Gr) との混成部



島根県能義郡伯太町母里部落西方の露頭スケッチ

流紋岩は緻密で多少、変質をうけている。花崗岩は優白質中粒の斑岩状黒雲母花崗岩である。

第9図 母里流紋岩 (Rym) と花崗岩 (Gr) との混成部



鳥取県西伯部会見町高姫西方の道路切割りのスケッチ

母里層は微斑晶流紋岩であり、接触部にそつてもめている。
花崗岩は粗粒等粒状黒雲花崗岩。ともに概して風化の度が
高い。

化殻が比較的浅く、地形的に山稜をなしている。

母里流紋岩は、岩質が米子流紋岩と非常に似ており、太田良平(1962)は、両者を
同一としている。しかし、

- 1) 母里層は花崗岩によって選入されている
- 2) 米子層には花崗岩礫がふくまれる
- 3) 母里層は複雑な褶曲をとんでもめていますが、米子層は単斜構造である
- 4) 米子層は清水層の上位に発達するが、母里層は下位に不整合関係で分布する
- 5) 米子層は中新世堆積盆を構成する地層で東西性分布をしめすが、母里層の分布
はこの堆積盆と無関係である

などの理由から、両層は区別する必要がある。

母里層の岩相・構造・層位関係は、山陰地方に広く分布する白亜紀末火山岩類の石
見流紋岩類(三浦清1963)の特徴と同一であり、白亜紀末の噴出物とみなされる。

I. 7 安山岩類

I. 7. 1 孝靈山安山岩 (AbK)

孝靈山安山岩は、本地域東北部に高くそびえる孝靈山を構成する岩石である。岩質は、晴青～青灰色黒雲母角閃石安山岩からなり、斑晶として長石・角閃石を多量にふくむ。大山山頂をなす弥山の安山岩や名和火砕流ちゅうの大部分の火山岩塊にくらべて、やや緻密な岩石からなる。孝靈山安山岩と同質な角礫・火山岩塊は、溝口凝灰岩に多量にふくまれる。孝靈山安山岩には、不規則な節理がわずかに発達する程度であるが、しかし、孝靈山南西麓では、不規則な節理の発達がいちじるしい。

風化にたいして比較的強いが、玉ネギ状風化ないし細片化しやすく、一部では黄褐色の泥状物となる。

溝口凝灰岩が孝靈山安山岩をおおうようにして発達するが、その関係はあきらかでない。しかし、両者の安山岩が岩質的に類似していることから、整合関係であろうとかんがえられる。大山火山の外輪山の形成時における一つの寄生火山として、孝靈山安山岩が形成されたものと推定される。

I. 7. 2 鍋山安山岩 (AbN)

鍋山安山岩は、孝靈山西麓から鍋山附近、壺瓶山および岸本町丸山の東方などに分布する。

岩相は、暗紫色～赤紫色の緻密な角閃石粗面安山岩からなり、斑晶が小さく、大部分は肉眼的には無斑晶である。新鮮な岩石では、絹布状光沢があり、松江市東方の和久羅山安山岩に酷似する。板状節理の発達がいちじるしい熔岩流を主とするが、しかし、壺瓶山では1～5 m間隔で垂直の節理が発達し、貫入岩体と推定される。風化しやすい岩石であり、風化して基岩から玉ネギ状風化をへて、赤褐色～赤紫色の泥状風化物を形成する。

鍋山安山岩のうえを溝口凝灰岩が不整合におおう。下位には鶴田玄武岩が発達することは確かであるが、大山噴出物でおおわれているため両者の関係は観察できない。しかし、ともに東西性走向の北傾斜であり、同様な地質構造をしめすことから判断すれば、整合関係にあるといえよう。ともに、三朝層群を構成する岩石である。

鍋山安山岩と酷似する松江市の和久羅山安山岩が、 6.39×10^6 年 (K-A 法) である

ことから、本層も、ほぼ鮮新世であろうとかがえられる。なお、和久羅山安山岩に相当するものが、本図幅内では安来市内に十神山粗面安山岩(AT)としてしめされている。

I. 7. 3 鶴田玄武岩 (AbT)

鶴田玄武岩は、本図幅の中南部をしめる 会見町鶴田・岸本町越敷山一帯の台地上に、鶴田玄武岩が広く分布する。そのほか、日野川東岸の岸本町上細見、溝口町一ノ段・宝殿などにおいて、大山噴出物が埋め残した小露頭がみとめられる。

岩相は、黒色緻密なカンラン石粗面玄武岩からなり、新鮮な岩石では絹布状光沢をもっており、部分的に多孔質である。特に多孔質な部分の直上には、厚さ1 m以下の玄武岩質凝灰角礫岩をとまうことが多い。これは、おそらく数枚の熔岩流からなるものとかんがえられる。

ほぼ東西走向で、北へ平均5°前後傾斜した熔岩流からなり、一般に板状節理が発達している。会見町荻名・岸本町立岩・溝口町宝殿を結ぶ東西方向の一直線から北側では、カンラン石のほかに輝石を斑晶にもつ玄武岩からなっている。

会見町鶴田附近の台地は、鶴田玄武岩熔岩流にそって形成されたメーサ (Mesa) 地形をなす。

風化にたいしてやや弱く、細片化をへて赤褐色泥となっている。

本層は、花崗岩類のうえに直接、不整合で発達し、中新世岩石と接することがない。上位の鍋山安山岩とともに、法勝寺川以東の鮮新世三朝層群堆積盆(総論第3図参照)を構成する地層である。

I. 7. 4 羽根安山岩 (AbH)

羽根安山岩は、安来市羽根の北、八尋鼻附近と米子市陰田南方ドウド山とで、熔岩流として分布するほかは、すべて岩脈として本地域西部に点在する。

岩相は、暗灰色の輝石安山岩からなり、不規則な節理がわずかに発達する。風化にたいして強いため、風化殻はごく薄い。基岩から岩塊をへて細片化する傾向があり、風化生成物は赤褐色細片まじり泥である。

羽根安山岩は、中新世堆積盆にかぎられて発達し、米子層を不整合におおう。岩質・層位関係および地質構造上の位置から、中新世大森層準の安山岩とかんがえられる。

(注 表層地質図における米子市美吉の南、NEE~SWWの羽根安山岩の採色は、米子流紋岩の誤り)

I. 7. 5 清水安山岩 (AbKi)

清水安山岩は、安来市清水寺^{きよみず}附近を模式地とし、ここから南へ帯状に分布して、伯太町母里周辺では山稜部に広く発達するほか、米子市観音寺・大袋、会見町高姫西部などに分布する。中新世堆積盆（総論第3図参照）の基底部をなす地層であり、本層の分布は、ほぼこの堆積盆の形状をしめしている。

主な岩相は、暗青色輝石安山岩と安山岩質緑色火山礫凝灰岩からなる。基底部には、一般に安山岩質凝灰岩礫岩が発達し、コブシ大～人頭大の花崗岩類からなる歪角礫を豊富にふくむのが特徴である。本層の大部分は、安山岩質凝灰岩からなるが、安山岩熔岩流をしばしばはさむ。また、岩脈として、層位的に本層以下の地層を貫ぬいて発達し、それらの主なものは表層地質図にしめた。

風化にたいしては一般にやや強く、しばしば地形的山稜を構成している。しかし、緩斜面の谷壁そのほか局部的にはかなり風化し、暗紫色～赤褐色の泥状風化物を形成している。

清水層の層厚は、120mであるが、西伯町法勝寺および会見町天万附近では、ごく薄いかまたは消滅している。基盤の起伏があって、一部では積成しなかったものとかんがえられる。

本層は、下位の花崗岩類と母里流紋岩とにたいして、大規模な不整合関係をもって発達する。伯太町母里東方の豊岡から福寄附近では、下位の母里流紋岩が複雑な褶曲構造をなし、これを斜交不整合におおって、緩傾斜の清水安山岩熔岩と凝灰岩とが発達する。本層は、上位の法勝寺層とは漸移関係にある。

I. 8 深成岩

I. 8. 1 花崗岩類 (Gr)

花崗岩類は、本地域西端を流れる伯太川にそって広く分布するほか、西伯町法勝寺・会見町市山・朝金附近、溝口町宇代・谷川など本図幅南部にそって、第三系の基盤岩として発達する。これらのほか、各所に点的分布がみとめられ、起伏ある基盤岩のうえを、第三系と第四系とがおおっている状況がうかがえる。

岩質は、優白質等粒状の黒雲母花崗岩を主とし、そのほか細粒完晶質の花崗斑岩、黒雲母閃緑岩などがある。大部分をしめる黒雲母花崗岩は、細粒から粗粒まで粒度変

化がいちじるしい。一般的に、本地域の花崗岩類の岩質・組織・粒度の地域的変化がいちじるしく、表層地質図上では、すべて花崗岩類として一括した。概観すれば、母里流紋岩との接触部付近で斑状組織をもったり閃緑岩質になったり、粗粒から細粒へ変化するなどの岩相変化がいちじるしいようである。

一般に、幅1～2m間隔で節理が発達し、節理面にそって風化が進行している。いちじるしい深層風化をしめし、マサ化していることが多い。風化過程は、岩塊から直接、砂状のマサになっている。

花崗岩類は、白亜紀末ないし古第三紀の深成活動を意味する岩体であり、後期深成岩類（第2期黒雲母花崗岩、三浦清1963）の一部をなす。

I. 9 変成岩

I. 9. 1 三郡変成岩 (So)

三郡変成岩は、本図幅東南端の溝口町谷川東方、および大内の北の谷底にそって、花崗岩と接してわずかに露出する。岩質は、弱変成をうけた片状砂岩と片状スレートとの互層からなり、ともにいちじるしく珪質である。

三郡変成岩は、風化にたいして強く、風化殻はほとんど発達していない。わずかに、灰褐色の細片状に砕けているのみである。

北九州三郡山塊から北東方向に帯状に分布し、島根県をへて鳥取県若桜に達する、三郡変成岩の一部とかがえられる。

II 表層地質分類と開発および保全との関係

II. 1 風化殻

一般に、地表ちかくの岩石は、岩質に応じた特徴的な風化物を形成し、風化殻を構成している。岩質ごとの風化物の特徴は、表層地質細説で指摘した。

新鮮な岩石から風化物にいたる過程は、基岩から岩塊・岩片・細片と粒度を減じながら砂状をへて粘土化する傾向にあるが、しかし、この風化過程は連続的（漸移的）とはかぎらず、しばしば不連続的变化をしめすことがある。極端な場合は、基岩から直接、粘土状風化物を形成する。この風化過程の不連続性は、岩質と岩石構造（節理

・層理など)とによってそれぞれきまっている。

第1表 岩石ごとの風化殻の特徴

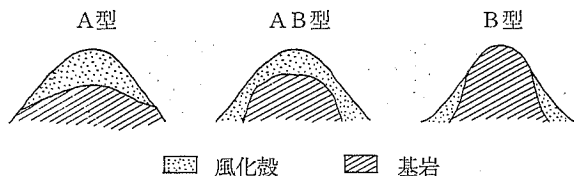
地層名	風化過程	風化物	風化殻の深さ	風化殻発達型式
火山灰	基岩 → 泥	褐色～赤褐色粘土・黒ボク	深	B型
溝口凝灰岩	基岩 → 砂質泥	淡紫色泥	浅	A B～A
十神山安山岩	基岩 → 岩塊 → 細片	黄褐色細片	ごく浅	B
孝霊山安山岩	基岩 → 岩塊 → 細片 → 泥	黄褐色細片～泥	ごく浅	B
鍋山安山岩	基岩 → 岩塊 → 泥	赤褐色～赤紫色泥	やや深	B
鶴田玄武岩	基岩 → 細片 → 泥	赤褐色細片～泥	やや深	A B
羽根安山岩	基岩 → 岩塊 → 細片 → 泥	赤褐色細片～泥	ごく浅	B
米子流紋岩	基岩 → 細片	黄褐～灰桃色細片	浅	B
法勝寺凝灰岩	基岩 → 岩塊 → 礫質砂	灰褐色礫質砂	ごく浅	B
政凝灰岩	基岩 → 泥	赤褐色泥	深	A B
清水安山岩	基岩 → 岩塊 → 泥	暗紫～赤褐色泥	やや深	B
花崗岩類	基岩 → 岩塊 → 砂	褐灰～灰白色砂(マサ)	ごく深	A～A B
母里流紋岩	基岩 → 細片 → 泥	灰褐～黄褐色泥	深	A B
三郡変成岩	基岩 → 細片	灰褐色細片	ごく浅	B

風化物の性質と風化過程の特徴とは、岩質と密接な関係にあるので、第1表のようにまとめられる。しかし、風化殻の深度や風化にたいする強弱は、かならずしも岩質だけに関係しているとはかぎらず、かなり複雑である。露頭観察に基づく概査にすぎないが、風化殻深度が深いものと浅いものと中程度のものとの3種に大別して、それを表層地質図付図にしめた。半風化程度の部分は、風化殻としないで基岩とみなした。

表層地質図付図の風化殻深度と表層地質図とを比較すると、両者は一部では対応するが、しかし、大部分では相関がないようにみえる。一つの山ないし山稜の単位で風化殻深度の変化をみると、第10図にしめす3種の基本型に区分できる。

A型は、山稜部で風化殻が厚く、山腹では薄い型式である。反対に、山稜部で薄く、

第10図 風化殻発達様式の基本型



山腹部で厚い風化殻をもつのがB型であり、両者の性質をもつ中間型をAB型とした。B型およびAB型風化殻のうち山腹斜面では、しばしば崖錐性崩落物がおおっている。すなわち、現地形成の風化物とはかぎらず、移動してきた崩落物をかぶっているため、特に厚い軟化物が発達するわけであり、各種岩石風化物が混入している。

第10図にしめす3種の風化殻型式は、岩質によってきまっているわけではないが、しかし、本域で最も一般性のあるものを第1表にしめた。

風化殻型式と風化殻深度そのものについて、岩質と無関係である部分を指摘すれば、以下のようにまとめられる。

1) 花崗岩地域において、比較的広い“沖積”地ないし谷底平野が接していて、山腹が緩斜面からなる場合は、AB型風化殻をしめす。そして、V字谷に接するか急峻な山腹からなる場合はA型である。ごく概括的には、海岸にちかい花崗岩山地では、AB型風化殻が発達し、海岸から遠い山地では、A型風化殻をなす。前者の例は、安来市の市街地から大塚町および伯太町安田附近まで、会見町宮前・市山附近などで観察される。後者の例は、伯太町母里、西伯町法勝寺、会見町御内容、溝口町附近などである。

2) 大部分の地域では、B型風化殻をなす岩石が、直接、海(中海)に面するときと深い谷で刻まれているときには、山腹の風化殻が除去されて、しばしばA型をしめす。中海沿岸の安来市から米子市にかけて分布する米子流紋岩や、V字谷で下刻された法勝寺凝灰岩からなる山稜部の一部などがこの例である。

3) 層位的に、上位の岩石が風化にたいして弱く、下位の岩石が比較的浅層風化を

なすにすぎない地質構成からなる山地では、下位の岩質の如何にかかわらずA～AB型風化殻をしめす。これは深層風化をなす上位層が下位層にまで風化作用をおよぼす結果、地形的高所に風化殻を厚く発達させるのであろう。他の原因として、上位層の存在が、下位層の風化殻崩落をさまたげていることがあげられよう。火山灰層がおおっている大山山麓で、この例が多い。本図幅東南部の溝口凝灰岩が、火山灰におおわれる地域で、とくに顕著に発達する。

4) 層位的に、下位の岩石が深層風化しやすく、上位の岩石が比較的に風化に強いという地質構成からなる山地では、上位の岩石の風化殻が異常に深くなっており、風化程度もいちじるしい。一般に、A型ないしAB型風化殻をしめす。ただし、その山稜部において、上位岩石の厚さが約50m以下であるときにかぎられる。これは、下位に透水性の風化殻が発達するため、上位の岩石が地下から地表へむかって風化されるものとかがえられる。花崗岩類とその他の岩石との接触部付近で、この例が多い。安来市附近では、花崗岩のマサに米子流紋岩がのり、これが泥状風化物となって深層風化をする。安来市宇賀荘・清水、伯太町安田・未明・豊岡、西伯町法勝寺附近、会見町天万・浅井などでは、マサ上に母里流紋岩ないし清水安山岩が発達し、ともにいちじるしい深層風化をなして風化物の粘土化がすすんでいる。会見町鶴田附近では、マサの上に鶴田玄武岩熔岩がのり、これが異常な粘土化をうけている。

5) 深層風化をする岩石の上位に、風化に強い岩石が約50m以上の厚さで発達するときには、下位の風化型式が上位へ影響することはほとんどない。上位層固有の風化殻型式をとり、同時に下位層の風化程度が弱まっており、風化殻がごく浅い。厚い清水安山岩や鶴田玄武岩の下位に花崗岩類が分布する伯太町北谷・政・安田宮内、会見町荻名などにおいて、この例がみとめられる。

6) 局部的に、いちじるしい深層風化をしていることがある。たとえば、米子市日原附近、榎原・大袋・西伯町境、西伯町猪小路附近などにおいて観察される。この原因はあきらかでないが、地質構造から推定すれば、これらの低い丘陵地の直下には、花崗岩類が発達しているものとかがえられる。これらの丘陵において、花崗岩の地表露頭はみとめられないが、下位にマサ状に風化した花崗岩が発達しているため、上位層が深層風化をしているものと予測できる。

上記のような関係から、風化殻は岩質ごとの固有な特徴をもっているが、しかし、

地形的条件と地質構成（岩石の上下の配列）とによって、その固有性がいちじるしく変化するものと結論される。したがって、岩石のかたさについての詳細を知るためには、風化殻の実体についての定量的なしかも綿密な調査がのぞまれる。

Ⅱ. 2 山崩れ

風化花崗岩地域、法勝寺凝灰岩からなる比較的急峻な山腹、および名和火砕流堆積物からなる崖においては、しばしば山崩れが生じている。これらは、昭和39年7月の山陰豪雨によって生じたものが多い。山崩れの分布は、表層地質図に「崩壊地」としてしめした。

花崗岩および法勝寺凝灰岩地域における山崩れは、主に表土部が滑落した型式である。一部では、古崖錐堆積物が再崩落している。名和火砕流からなる崖では、せん断型式で崩壊し、大山町赤松では、特に大規模な崩落が生じている。

Ⅱ. 3 海岸浸食

美保湾に面する弓ヶ浜海岸では、古くから漂砂現象が知られており、米子市皆生海岸では、海岸浸食にたいする建設省の防止工事が施工されている。弓ヶ浜海岸の西部をしめる境港市附近においては、大部分、海岸堆積がおこなわれつつあり、中部の米子市夜見町・大篠町附近では、堆積も浸食もほとんどうけていない比較的、安定した海岸である。しかし、東部の日野川河口附近においては、活潑な海岸浸食にさらされている。

皆生海岸においては、大正12年ごろ現在の汀線よりも約300m沖合に汀線があったのが、そのごの海岸浸食によって汀線が後退したという。これがため皆生町市街地に危険がおよぶにいたったので、昭和22～29年にかけて浸食防止工事が施工された。佐藤清一（1958）の調査結果によると、皆生海岸の浸食は、地形および気象条件から、西へむかう沿岸流が卓越することと、近年における日野川流砂量の減少とが原因しているという。

昭和30年（1955年）8月、異常気象（異常渾水）にともない、浸食防止突堤完成後にもかかわらず、皆生海岸では家屋の被害を生ずる海岸浸食をうけた。浸食防止にたいする長期対策がのぞまれる。

II. 4 地 下 水

米子図幅内の地下水について概観すると、大山山麓地区と、日野川の“沖積”地とが水理条件としてやや恵まれ、第三系を主とする岩石山地では、地下水の賦存状態が貧弱である。弓ヶ浜半島は海水の浸入を受けやすく、水理環境としては恵まれていない。

地下水は、ほとんど飲料その他生活用水にあてられているのが現状で、こんごの活用が期待される。深層地下水は、工業用水にのみ利用され、その他は浅層地下水が利用されている。

湧水・伏流水・自由面地下水および準自由面地下水を浅層地下水とし、深井戸による被圧地下水を深層地下水として、以下にそれらの概略を記述する。なお、鳥取県水理地質図(1964)が出版されているので、地下水の詳細についてはこれにゆずることとする。

II. 4. 1 浅層地下水

1) 米子地域

“沖積”層の砂礫層が、帯水層をなす。自由面地下水の水位は、南から北へ浅くなり、地形の勾配よりややゆるい。淀江町佐陀・日吉津村海川・米子市美濃・巖においては、4 l/sec 程度の湧水がある。海岸ちかくの砂浜地帯では、水位がふたたび深くなる。

日野川の河口附近の東岸では、旧河道が蛇行して発達し、日野川の水が伏流する。透水性がきわめてよく、日本パルプ米子工場の水源地では透水係数 4×10^{-3} m/sec、米子市戸上では 2×10^{-3} m/sec がえられている。米子市上水道では、伏流水を取水して最大28,700m³/日を給水し、日本パルプでは伏流水 80,000m³/日を工業用水として利用している。水の化学組成は carbonate hardness タイプをしめし、日野川の河川水の滲透をうけている。

2) 安来地域

伯太川は安来市南方で天井川をなし、伏流水となっている。透水係数は大きく、 $K = 1 \times 10^{-2}$ cm/sec 程度である。

3) 弓ヶ浜半島

大部分が“沖積”砂層からなる弓ヶ浜砂州においては、浅い自由地下水を利用した“野井戸”が農業用水に利用されている。自由面地下水の取得可能量が、1井戸(30mmφ)あたり500m³/日以下である。透水係数は、 $1 \times 10^{-2} \sim 1 \times 10^{-3}$ cm/secである。

4) 大山山麓

大山山腹を流下する佐陀川と阿弥陀川ともに扇状地を形成し、自由面地下水は容易に取得できる。淀江町附近の“沖積”地において、地下数mで、1井戸あたり500m³/日程度の水は容易にえられる。淀江町水道水源池(中西尾)では、大口径の浅井戸によって、自由面地下水を取水し、水温15.5°C水比抵抗は5,800Ω^{-cm}をしめす。

大山山腹の谷底地帯では、普通、浅井戸を利用している。また、山麓の台地上においても浅井戸によって取水しているが、これは火山灰層(ローム層)と礫層や火山礫層との境界や、砂礫層ないし火山礫層ちゅうに胚胎する宙水をえているものである。したがって、濁水することがある。

崖錐堆積物にふくまれる自由面地下水を、飲料用水源としている例がある。これは量的に期待できない。

伏流水としては、佐陀川が大山寺で伏流し約4km下流の岸本町丸山で復水する。また、精進川も大山町一ノ谷で没流し、伯山町石田において復水する。阿弥陀川においても、相当量が伏流している。透水係数は、火山灰層で 10^{-4} cm/sec以下、名和火砕流堆積物で $3.6 \times 10^{-5} \sim 2.5 \times 10^{-3}$ cm/sec、河川砂礫層で $10^{-1} \sim 10^{-2}$ cm/secである。

大山山麓において、もっとも重要な地下水として湧水があげられる。なかでも、鍋山安山岩の裂目から湧出するものは、 $1 \times 10^2 \sim 10^3$ l/secにおよぶ良好な湧泉である。一般に、新期の火山噴出物よりも、古期噴出物において良好な湧泉が発達している。主な湧泉は、表層地質図に「湧水」としてしめした。

II. 4. 2 深層地下水

取水の対象となる帯水層は、“沖積”層と洪積層とにふくまれる砂礫層である。

1) 米子地域

日野川の扇状地性“沖積”平野は、比較的透水性のよい砂礫層からなる。すでに指摘したように、海岸地域の“沖積”層は上下2輪廻からなり、その境界(深度25~50mぐらい)附近に帯水層(砂および砂礫層)が発達する。上部“沖積”層(=沖積層)の基底の帯水層からは、被圧地下水がえられる。日野川および佐陀川沿岸の透水帯を

総計約 $2 \sim 3 \times 10^5 \text{m}^3/\text{日}$ の水が流動し、米子市巖・蚊屋・日吉津村附近で自噴している。しかし、米子市街地の地下では基盤岩が60m以浅にあって浅く、しかも集水地をなす後背地がかぎられているため、揚水量 $500\text{m}^3/\text{日}$ 以上を期待するのはむずかしい。第2表に深井戸の利用状況をしめした。

第2表 主な深井戸の利用状況

	管 理 者	井戸深度 (m)	井戸孔径 (mm)	静止水位 (m)	揚水量 ($\text{m}^3/\text{日}$)	ストレーナの深度 (m)
1	国鉄後藤工場	60	250	-6	144	25~57
2	米子NHK	35	300	-0.8	398	16.5
3	米子西部生協	45	80~100	—	432	26.5~43.0
4	米子山陰合銀	50	65	-4.5	518	18~48
5	米子博愛病院	35	150	-2	360	16~35
6	米子市役所	55	75	-10	160	32~34
7	東光園	32	75	-2.2	153	31~32
8	富士ガスK.K.	32	100	-2.2	360	6.0~32

2) 弓ヶ浜半島

“沖積”層の厚さが、60~100mに達し、大部分が砂層からなる。シルト層をはさむが、深度35m前後から深部では、塩水の浸入が予想される。したがって、利用できる地下水は、20mぐらいまでの深度の砂層中にかぎられる。

3) 安来地域

伯太川が天井川となって伏流し、地下水は被圧されているため、伯太川の下流部においては、地下水が河川をかん養している。ほとんどが、50m深度までの上部“沖積”層(=沖積層)の帯水層から揚水し、 $100 \sim 400\text{m}^3/\text{日}$ の良質な水をえている。島根県工業試験場が行なったポーリングでは、深度23~47.5mにストレーナをつけ、孔径50mmで自然水位+1.1mという自噴性地下水をえ、揚水量は $620\text{m}^3/\text{日}$ であった。これは、上部“沖積”層(=沖積層)の基底部からの被圧地下水とかがえられる。これにたいして、竹広木材では95mの井戸のうち、35~40mと74~90mとの2カ所にストレーナをもうけて200mm孔径で $727\text{m}^3/\text{日}$ の水をえている。これは、上部と下部“沖積”層とのそれぞれの基底部から取水している例である。

4) 大山山麓

大山山麓においては、深さ40m前後の“沖積”層中部砂礫に、被圧地下水が帯水し、

$3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{日}$ 程度の水量が透水帯を形成して流動しているようである。

“沖積”層基底部の深度100m附近までにおいて、海岸部における地下水の限界揚水量は、口径250mmで500~600 $\text{m}^3/\text{日}$ と推定される。

“沖積”層以外の地層中の透水帯は、大山を中心として放射状にのびているが、水位が深いため充分に開発されていない。名和火砕流堆積物の透水係数は $10^{-5} \sim 10^{-7} \text{ m/sec}$ であるが、榑水原および大山寺において孔径8インチの井戸でそれぞれ380 $\text{m}^3/\text{日}$ 、500 $\text{m}^3/\text{日}$ をえている。

II. 5 温 泉

米子市皆生新田の海岸に、皆生温泉がある。含塩化土類 強食塩泉に属し、泉温は $35^\circ \sim 85^\circ \text{C}$ である。

発見されたのは大正時代であり、当初は海岸の浅瀬に自噴していたという。消費量の増加と海岸浸食による汀線後退のために、現在ではボーリングによって採水している。ボーリングによる泉源は、深さ200~300mの部分であり、溝口凝灰岩とかんがえられる岩盤から湧出している。

昭和40年1月の調査によると、現在、利用している、泉源は9本あり、総採湯量は3,253 l/mim, である。

II. 6 石 材

本地域の第三紀火山岩類および凝灰岩類は、石材として、各地で採掘されている。主な採石場の位置を表層地質図にしめした。これらのうち、米子市街地周辺の一部をのぞくと、一般に規模が小さく、人員5~10名程度で手工具により採掘している。石材は、本地域附近の石垣・家屋の土台・バラスなどに利用されている。

石材として利用され開発が期待される岩石は、清水安山岩・法勝寺凝灰岩・米子流紋岩・羽根安山岩および鍋山安山岩である。

II. 7 砂 鉄

日野川の河口から北西約4kmのあいだの弓ヶ浜海岸では、砂鉄が埋蔵されており、採取されている。一般に粗粒で、粒度は径0.4~2mmである。濃集部の着磁率は50

～70%に達して良好であり、品位は Fe 58～62%、TiO₂ 5～7%と良質である。海岸浸食が活潑に行なわれている皆生海岸に砂鉄が特に濃集していることは、海岸砂鉄鉱床の成因として、波浪による残留鉱床の可能性がある。したがって、砂鉄採掘にあたっては、海岸浸食を助長しないような対策が必要である。

Ⅱ. 8 要 約

岩石山の地表付近では、岩質・地形条件および地質構成とによって、複雑な風化作用を受けて岩石が軟化している。この風化生成物が雨水によって崩落し、山崩れの原因となっている。山地においては、一般に多量の地下水は期待できないが、石材資源を開発する余地がある。これら以外の地下資源としては、顕著なものが発見されていない。

大山山麓においては、各種の未固結～半固結堆積物が、一部は旧河谷を埋め一部は全面的におおって発達する。山腹にそった特に大規模な旧河底にそっては、洪積世から沖積世の長期間にわたって形成された扇状地礫層が厚くそして広く分布する。これらの旧河谷にそっては、多量の深層地下水が開発されうるのであろう。

“沖積”地のうち、米子市街地から中海・安来市の臨海地帯では、軟弱地盤からなる。日野川沿岸と阿弥陀川沿岸の平野部は、砂礫層からなるすぐれた基礎地盤である。両河川沿岸とも、各種浅層地下水のほか、沖積層基底と下部“沖積”層基底とに被圧地下水が賦存され、開発のための地質条件はすぐれている。弓ヶ浜砂州では軟弱地盤の発達はないが、塩水浸入のため多量の地下水は期待できない。

Ⅳ 資 料

- 1) 大山ローム団研(1963)・大山ローム研究の成果と問題点, 第四紀 No. 4, pp. 31—35.
- 2) 浜田達二・藤山知子(1964): 放射性炭素による年代決定の研究, 理研報告 40 (5), pp. 309—314.
- 3) 海上保安庁水路部(1937): 出雲海岸10万分の1海図, 海図 No. 133.
- 4) 海上保安庁水路部(1956): 美保湾3万5千分の1海図, 海図 No. 116.
- 5) 経済企画庁(1964): 全国地下水(深井戸)資料台帳(中四国編), 経済企画庁

国土調査課, 679pp.

- 6) Kigoshi, K, Endo, K. (1963) : Gakushuin Natural Radiocarbon Measurements II. *Radiocarbon* vol. 5, pp.109—117.
- 7) 黒柳準・橋本隆・赤木三郎 (1963・1964) : 米子市四ツ塚附近の粘土鉱物, 鳥取大学芸研報 (自然科学), 14巻 pp.61—69, 15巻 pp. 32—75.
- 8) 松井 健 (1964) : 古土壌学の動向と課題, 第四紀研究 3(4), pp. 223—247.
- 9) 三浦 清 (1963) : 山陰中部における 後期白亜紀～古第三紀の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究 (1), 岩鉱誌50(2), pp. 66—76.
- 10) 宮田年彦 (1965) : 皆生温泉に関する研究, 鳥取県衛生研究所調査研報 No. 2, pp. 1—9.
- 11) 西山省三・三浦 清 (1963) : 20万分の1 島根県地質図, 同説明書。島根県産業商工部, 23pp.
- 12) 農林省中四国農政局 (1955) : 弓ヶ浜半島農業水利計画地下水調査, 中海干拓資料, 162pp.
- 13) 農林省中四国農政局 (1962) : 農業用地下水調査大山北西部八郷地区, 地下水調査報告書, 115pp.
- 14) 農林省中四国農政局 (1963) : 畑地帯深層地下水調査報告書, 第2輯大山北麓.
- 15) 大西正巳・近藤正史 (1960) : 砂丘の生いたち, 268pp.
- 16) 太田良平 (1962) : 5万分の1「米子」地質図および説明書, 地質調査所 29pp.
- 17) 山陰第四紀研究グループ (1965) : 古崖錐と古砂丘, 第四紀, No. 6, pp. 65—68.
- 18) 佐藤清一 (1958) : 皆生海岸の浸食と対策, 建設省土木研究所報告, pp. 81—115.
- 19) 豊島吉則 (1956・1959) : 海岸堆積物と海岸断面形, 鳥取大学芸研報, 7, pp. 65—68, 10(2), pp. 11—18.
- 20) 鳥取県 (1959) : 地下水調査報告書 (中海臨海地区)
- 21) 鳥取県地下資源開発局 (1964) : 鳥取県水理地質図および説明書, 41 pp.

- 22) 鳥取県水産試験場(1965) : 鳥取県西部海域沿岸漁場環境調査報告書, 18 pp.
- 23) 山本莊毅(1959) : 海岸地下水とくに砂洲の地下水について, 地理評 37(11),
pp. 579—594.
- 24) 山名巖(1965) : 鳥取・米子平野の沖積層, 第四紀, No. 6, p. 55.
- 25) 安田満夫・小川康彦(1964) : 鳥取県地下資源調査報告, No. 1,
- 26) 安田満夫, 小川康彦(1964) : 鳥取県地下資源調査報告, No. 2,
- 27) 安田満夫, 小川康彦(1965) : 鳥取県地下資源調査報告, No. 4,

Subsurface geological survey "YONAGO"

(Summary)

Based upon the lithological characteristics, stratigraphical relationship and the characteristics of weathered mantle, the rocks and soft sediments occurring in the surveyed area are divided into the five units as follows: 1) The basement rocks consist of the Paleozoic Sangun schist, Cretaceous Mori rhyolite and biotite granite. 2) The volcanic and pyroclastic rocks composed the Miocene sedimentary basin developed in the western part of the area. This predominating lithology consists of in the ascending order, the kiyomizu andesite, Hosshoji dacite tuff, Yonago rhyolite and Hane andesite. 3) The volcanics composed the Pliocene sedimentary basin in the eastern part of the area surveyed. This comprises two formations, which in ascending order are, the Tsuruta basalt and Nabeyama andesite. 4) Daisen volcano showing a complex sequence of the pleistocene volcanic detritus and fluvial deposits. Based on the tephrochronological method and the results of radiocarbon dating, the sequence can be recognized as, in the ascending order, the Koreisan andesite, Mizokuchi tuff (Somma), Mikuriya fluvial gravel (Riss or Riss-Mindel), Lower volcanic ash, Takahime fluvial gravel (Riss-würm), Nawa pyroclastic flow, Middle volcanic ash, Kishimoto fluvial gravel (early würm), and Upper volcanic ash. 5) Alluvial plain comprises the late Pleistocene soft sediments developed between about 40 and 100 meters in depth, and the Holocene soft deposits overlaying them. Both of the sediments comprise a cycle of sedimentation, respectively.

In the hilly region, various types of weathered mantles are developed thereon in different degree according to the lithology, topography and geological succession. The cause of land collapses is mainly attributed to the gravity slide of the weathered mantles. The majority of collapsed or talus deposits are covered with some of the volcanic detritus, which

suggest the ancient collapse during the late würm stage.

The foot of Daisen volcano is characterized with the various scale of valleys buried by fluvial and flow-tuff deposits which are generally rich in underground water. The surface is extensively covered with the fall-ash deposits which are decomposed and very loose in general.

Of the alluvial plain, some comprise lagoon deposits or flood plain muddy deposits, others consist of bar or dune sand, and others are of fluvial or deltaic gravel. Without distinction of the depositional environments, the gravel or coarse-grained sand beds occur in the basal parts of both the Holocene and late Pleistocene deposits, and are rich in underground water.