

近畿地方の地殻とその深部

宮村 学・吉田 史郎 (大阪出張所)

はじめに

私達が住む地球は 地震波が地下のある深さのところ で 屈折したり 反射されたりする事実から その深さにおいて密度のちがった物質が はっきりした境で接するいくつかの層から成り立っているものと考えられている(第1図). 1962~1967年に実施された国際地球内部開発研究(UMP)では 第1図に示された地殻の部分の状態について研究が行なわれた.

この一環として わが国でも深部構造の解明が1964年に始められ 日本列島を それぞれが示す地質学的特質から A地帯(東北日本) B地帯(中部日本) C地帯(西南日本)の3地帯に分けて日本列島の深部構造が解明された(第2図).

近畿地方は 西南日本の地質学的特質を代表する地域(C地帯)として取り上げられ 地質学的 地震学的方法により解明が行なわれた. ここにC地帯の研究グループによる研究成果を中心にして 近畿地方の地殻とその深部について概説した. なお 新第三紀の地殻は別にした.

地質学的に見た近畿地方

近畿地方では 新第三紀以前に堆積した古い地層は 西南日本の島弧に平行に特徴的な配列を示し 中央構造線を挟んで内・外帯の地質系統が一貫して見られる(第3図). さらに 構造的には新第三紀以後の構造運動が東日本(A地帯)や中部日本(B地帯)ではよくとどめられているが 近畿地方(C地帯)ではそれによる影響は若干であり 基盤の古い構造の特徴はよく保存されている.

新第三紀以前の堆積物は シルリア紀中頃から中生代初期にかけて存在し 二畳一三畳紀にかけて起こった本州造山運動で終息した本州地向斜と 中生代中頃から古第三紀にかけて地向斜をなした 四万十地向斜に発達した(第1表). 一方火成活動は白亜紀末から盛んになった(第4図).

近畿地方の地殻

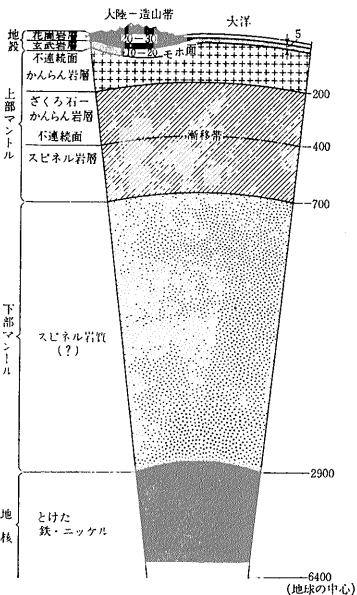
地殻は地向斜堆積物とその基盤からなる地殻と それらの下位にくる“下部地殻”とから成り 前者の新第三紀以前に形成された地殻は 本州主帯と四万十主帯に大きく分けられ さらに 本州主帯はその地質学的特質により6帯に 四万十主帯は2帯に分けられる(第3図).

新第三紀以前の地殻

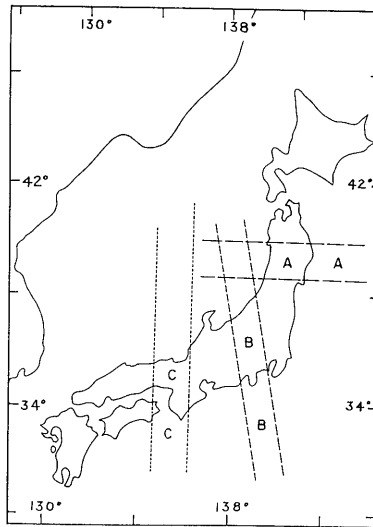
1. 本州主帯

中国帯

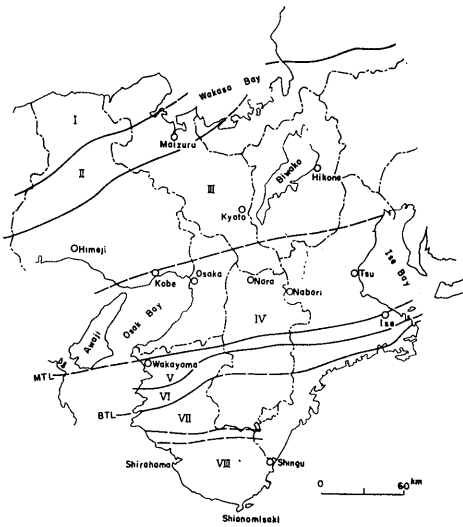
近畿地方の中国帯は その東端部のみが見られ ここでは古生層はほとんど見られない. 白亜紀と新第三紀に噴出した基性・中性・酸性のいろいろな火山岩・火山碎屑岩とそれらの噴出と前後して堆積した新第三紀の地層が広く分布している. 白亜紀の火山岩中に進入し 新第三紀の火山岩や堆積岩に不整合に被われる花崗岩も広く分布している(第7図). 三



第1図 地球の断面(単位 km 井尻正二・漢正雄 1965)

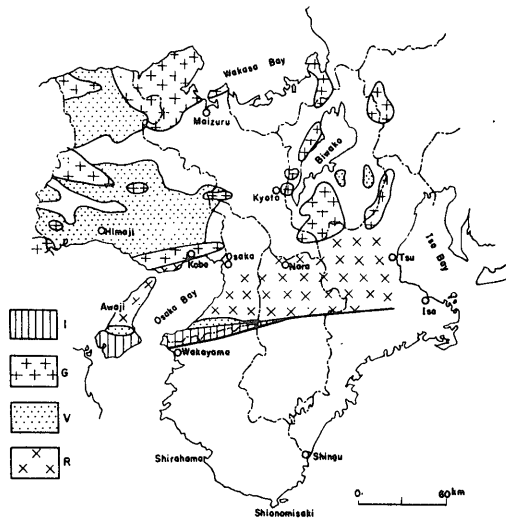


第2図 国際地球内部開発研究(UMP)で行なわれた日本地域の調査研究の位置図(日本地域の地殻と上部マントル Part II UMP C-Zone 1973)



第3図 近畿地方における新第三紀以前の古期岩類の分帯図 (日本地域の地殻と上部マントル Part II UMP C-Zone 1973)

- I 中国帯
 - II 舞鶴帯
 - III 美濃-丹波帯
 - IV 領家帯
 - MTL 中央構造線
 - V 三波川帯
 - VI 秩父帯
 - BTL 仏像構造線
 - VII 日高川帯
 - VIII 牟婁帯
- } 内 } 本州主帯
- } 外 } 四万十主帯



第4図 後期白亜紀岩類の分布 (IKEBE and ICHIKAWA 1967)

- I : 後期白亜紀後期の和泉層群
- G : 後期白亜紀 (一部前期古第三紀) の花崗岩
- V : 後期白亜紀の火山岩
- R : 領家花崗岩と変成岩

舞鶴帯

舞鶴帯は 北は中国帯 南は丹波帯に接した構造帯で 島弧の方向に対して斜めに大略東北-西南に分布している。この帯の特徴は 夜久野侵入岩 二疊紀後期に堆積した舞鶴層群 三疊紀前期-中期に堆積した夜久野層群 三疊紀後期に堆積した難波江層群が複雑な帯状配列を示していることである。舞鶴層群の中上部ではフズリナ化石帯の最上位を示し 三疊紀の堆積層には多くの二枚貝と少量のアンモナイトが含まれる。夜久野侵入岩は剪断された花崗岩と塩基性侵入岩およびこれに断層で接するか又は貫入しているレンズ状の高変成の舞鶴変成岩からなる。舞鶴変成岩は古生代後期の地向斜の基盤が押し出されたものと解釈され その放射年代は 230~332m.y. とされている。各時代の地層の厚さは三疊紀層およそ2,000m 二疊紀後期の堆積層およそ1,500m と計算され 堆積層の最も厚いところでおおよそ6,000m とされている。地質構造は大きく見て北に急斜する多くの断層で切られた複向斜を示す (第7図)。

丹波帯

丹波帯は 北は舞鶴帯に 南は領家帯に接し 非変成または弱変成の厚い上部古生層によって占められている。この上部古生層は丹波層群と呼ばれ 主に碎屑岩 チャート 海底に噴出した塩基性火山岩および石灰岩からなる。大きく見て 丹波層群の下部は厚いチャート 上部は粗粒の碎屑岩 (主に砂岩 まれに礫岩) で特徴づけ

郡変成岩という変成古生層は露出していないが 地下には中国地方からの延長部があるものと推定され その時代は明らかでない。おそらく二疊紀およびそれ以前のものと思われる。

第1表 近畿地方の中新世以前の地史時代区分

絶対年代 m.y. (百万年)	区分		本州主帯			四万十主帯		
	相対年代	堆積	火成	変成	構造史	堆積	火成	構造史
25	新第三紀	中新世	浅海・湖成堆積物	▲		浅海堆積物	▲	造山
58	古第三紀				造山	+		造山
135	白亜紀		浅海・湖成堆積物	▲	L.H.	+		四万十地向斜の堆積岩層
181	ジュラ紀			▲		?		四万十地向斜
230	三疊紀		浅海一部地域の遷移相					
280	二疊紀			▲				造山
345	石炭紀		本州地向斜の堆積岩層	▲				本州地向斜
405	デボン紀							+ 酸性侵入 V 酸性火山活動 △ 中性火山活動 ▲ 塩基性火山活動 L : 低温変成 H : 高温変成
425	シルリア紀							大陸
			変成岩類 (基盤)					

られる。塩基性火山岩はこの層群の中部において基性または中性の火山岩と火山灰の厚い互層をなし、下部と上部では薄層または小レンズをなしている。丹波層群は化石（フズリナ、サンゴ）から判断して二疊紀前期から二疊紀中期に堆積した地層で、この層群の最下部は化石は見られないが石炭紀後期の地層と考えられる。この帯の西部では石炭紀後期を示すサンゴの化石が発見されていることから充分に上記のことが推察出来るであろう。

化石の出る地層の最上部層の上の非常に厚い砕屑岩層は二疊紀後期の地層と推定されている。三疊紀後期を示す二枚貝、コノドントが京都の西山山地で小レンズ状の石灰岩から発見されたが、その石灰岩の産状は明らかでない。また京都北部では礫岩の転石中に三疊紀後期を示すモノチスが発見されるが、その露頭は不明である。これらのことは丹波帯南部には三疊紀後期の地層が分布していることを物語るものであろう。

丹波層群の厚さはおよそ9,000mに達するものと思われる。

地質構造は多くの断層を伴う東西方向の褶曲構造を示し、褶曲の波長は多くの場合10~20kmで、八丁背斜軸を伴う複背斜である。この複背斜の北の若狭地区と南の京都地区では複向斜をなしている（第7図）。

第7図の南北断面では丹波層群の基底は地表面に露出していないが、前述したように丹波帯西部では地表面に露出している。このことから厚い石炭紀後期の地層は地表面で見られる地層の下に整合的に連続するものと思われる。丹波層群とそれに整合的に連続する地層（二疊紀層と石炭紀後期の地層）の厚さは約10,000mに達するかも知れない。この一連の地層の下には石炭紀前期ないしシルリア紀中期の岩石もまたかくされていることが考えられ、その厚さは試算としておよそ3,000m、古生層の最下部は海面下10~12kmの深さに達するものと推定される。

領家変成帯

領家変成帯は丹波帯の南に位置し、変成堆積岩、変基性岩、花崗岩からなる。粗粒の変基性岩を除いて前二者の原岩は古生層に由来し、花崗岩は白亜紀の深成岩であると考えられている。

変成堆積岩は泥質岩・チャート・砂質岩・石灰質岩から由来したもので、そのうち泥質岩とチャートから由来したものが他のものより多い。変成相は北部と南部は緑色片岩相に、中部は角閃岩相の最高部に属し、近畿地方の領家変成作用は中部において最高点に達した。変成堆積岩は一般に顕著な片理と線状構造を示す。

変基性岩は細粒質で低変成度の弱い片理を示すものと粗粒質で塊状のものがある。前者の原岩のあるものは基性火山灰であるかまたは貫入岩であるのに対し、後者のそれはノーライトまたは相対的に深成岩であると考えられている。近畿では前者が後者よりも量的に多く、それらの産状は前者が層状を、後者が岩株またはドーム状を呈する。

領家花崗岩は一般に新しいものと古いものとの2つの型がある。新しい花崗岩の大部分は構造運動後に貫入したが、あるものは構造運動後期に貫入したかも知れない。古い花崗岩は構造運動と同時に貫入したと解釈されている。

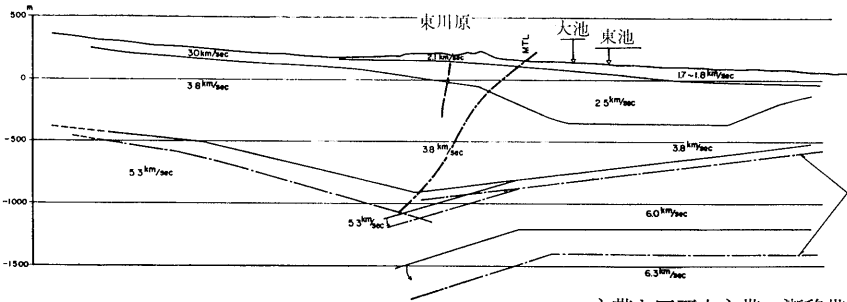
新しい花崗岩は大体塊状で、成分的には花崗岩から花崗閃緑岩へと変化している。古い花崗岩は常に変成堆積岩の片理に整合的な苦鉄質鉱物の平行配列によって示される葉状構造が見られ、成分的には花崗閃緑岩からトナル岩へ変化している。これらは高度に変成した変成堆積岩または変基性岩と常に密接な関係で産出する。

原岩の古生層の時代を明らかにするデータは、領家変成帯においては乏しいが、まれに石灰岩レンズから二疊紀を示すフズリナが見出されている。しかし石炭紀を示すものは見出されていない。原岩の古生層の厚さは明らかでないが、およそ6,000mとされている（第7図）。

中央構造線

中央構造線は三波川帯（外帯）と領家変成帯（内帯）を分ける顕著な断層線であり、中性代以後の長くて複雑な歴史を示し、ちがった時代のいろいろな断層の集まったものである。近畿の西部ではこの断層線の北側において白亜紀後期の和泉層群が領家変成帯の火成岩を被い、一方南側では鮮新世の菖蒲谷層が三波川帯を被っている。ここでは中央構造線は鮮新世以後の衝上断層を示している（第7図）。

和歌山県粉河町から大阪府岸和田市間の南北方向の地震波探査と地質調査の結果は第5図に示されている。構造線の南の1.7~1.8km/secの地層は菖蒲谷層で、厚層およそ100m、この層の下は和泉層群と三波川変成岩が強く破碎された表面付近と考えられている。これらの地層の基底部の最深部は地表面下およそ900mで中央構造線が通過すると推定される位置に当る。5.3 km/secの地層は和泉層群に、他方6.0~6.3 km/secの地層は三波川変成岩に当り、この両者の境界は北に向ってゆるやかに傾斜する傾向がある。このことは中央構造線が地表下1kmで低角度になることを意味するかも知れない。



第5図
和歌山県粉河町を通り中央構造線を南北方向に横切る地震波速度の断面
(日本地域の地殻と上部マントル Part II UMP C-Zone 1973)
鎖線は地下深部への中央構造線の推定線
MTL 中央構造線

三波川変成帯

三波川変成帯は中央構造線の南に広く拡がり 緑色 緑泥石—角閃石 海緑石などの結晶片岩からなる。これらは石炭紀から二疊紀初期の優地向斜に堆積した堆積岩から変成したもので 原岩の岩質によって5層に分けられ 上位から下位へ I II III IV V とされている。

- I 層：主に基性海底火山岩で チャート 石灰岩 蛇紋岩 輝緑岩 斑岩を伴い 100~1,000m の厚さを示す
- II 層：岩質的には I 層と余り変らなく I 層との正確な関係も明らかでないが 一連の地層に属するものと考えられ I 層に比べ若干古いらしい 薄いチャートと泥質岩を伴う厚く褶曲した基性海底火山岩からなり 若干の蛇紋岩と滑石を含み 100~2,000m を示す
- III 層：主に泥質岩で 基性海底火山岩とチャートからなり 1,000~3,000m
- IV 層：泥質岩 基性海底火山岩 チャート 砂岩で 500~1,500m
- V 層：主に砂岩で 泥質岩を伴う 500~700m

地層の変形のため始めの層厚は計算し難いが全層厚は 2,200m (背斜部) と 8,000m (向斜部) の間であろうとされている。構造は北部と南部は向斜 中央部は背斜構造をなし 秩父帯との境界では背斜を示している (第7図)。北部と南部は地向斜の沈降地域と考えられ チャートは塩基性または超塩基性岩に密接に関係して堆積している。南部の向斜地域の海底火山作用は北部のものよりも浅海において発生したかも知れない。最南部の背斜帯は 秩父沈降帯から三波川沈降帯を分離した海中の優地背斜であったことを示し 中央部の背斜帯は粗粒の碎屑岩で占められる海底隆起帯であったことを示す (第7図)。

秩父帯

秩父帯は三波川変成帯の南に位置する非変成帯で 古生代後期の優地向斜の堆積岩層と 中生代の海成層の複雑な帯状構造によって特徴づけられる。

秩父帯は 北・中・南の3帯に分けられ 南帯は本州

主帯と四万十主帯の漸移帯を示している。北帯と中帯は 二疊紀層が 褶曲した白亜紀層により傾斜不整合で被われるので 白亜紀以前と以後の2つの時期の構造運動が識別される。南帯は二疊紀層がジュラ紀後期の堆積岩層によって傾斜不整合に被われ より古い構造運動を示している。南帯の地向斜堆積岩の正確な時代は不明であるが おそらくジュラ紀後期以後のものと考えられ 四万十主帯に主として分布する中生代中頃から古第三紀 (中新世を含む) にかけて存在した 四万十地向斜の堆積岩層の初期の発達を示すものであろう。

北帯と中帯の間に四国の黒瀬川構造帯の延長と思われるところに シルリア紀中期を示すサンゴ化石を含む結晶質石灰岩を花崗閃緑岩が捕獲している。花崗閃緑岩の放射年代は Rb—Sr 法で 434m.y. を示している。

秩父帯におけるシルリア—デボン紀の地層の厚さはおよそ 1,000m 石炭紀前期の地層は明らかでない 石炭紀後期の地層の厚さは 北帯でおよそ 1,600m であるが一般に 1,000m を超えない。二疊紀層は北・中・南帯で それぞれおよそ 3,000m 1,500m 2,000m の厚さと考えられ 南帯における未詳中生層は 600m 以下 ジュラ紀後期の地層は 300m の厚さと推定されている。北帯と中帯の白亜紀層の基底の最下部は海面下 1,500m を超えないであろう (第7図)。

2. 四万十主帯

四万十主帯は中生代と新生代初期の厚い地向斜堆積物の広範な発達によって特徴づけられ 仏像構造線によって本州主帯と分けられる (第7図)。四万十主帯は 御坊—萩構造線により日高川帯 (北側) と牟婁帯 (南側) に分けられる。日高川帯は地向斜性の中生代の堆積物からなり 一方牟婁帯は古第三紀と中新世初期のフリッシュ様の互層を示し 僅かな火山灰を伴い チャートを伴わない。

日高川帯

日高川帯は非常に少ない化石により 白亜紀層であることが明らかにされたが 地表では白亜紀以前の中生層

第2表 近畿地方の地震波速度による地殻区分

地層区分	地震波速度 km/sec	深 度
第 1 層	$V_p=5.5$	3kmまで
第 2 層	$V_p=6.1$	16kmまで
第 3 層	$V_p=6.6$	39kmまで
第 4 層	$V_p=8.0$	マントル

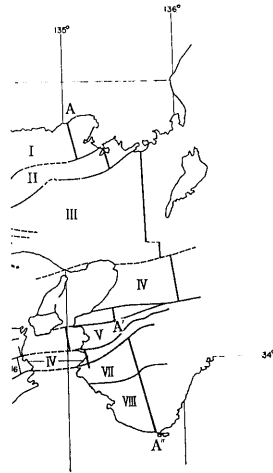
(藤田・岸本 1974)

は露出していないようである。日高川層群は 砂岩頁岩およびフリッシュ様の砂岩と頁岩の互層からなり下部と中部に レンズ状チャートを伴う基性の溶岩と火山灰 中部と上部に酸性火山灰を挟む。この層群の中部と上部から それぞれ 白亜紀中期と後期を示すイノセラムスが 下部層の最上部から前期白亜紀の後期を示す浅海性の二枚貝が産出する。したがって 日高川層群の最下部は前期白亜紀の中期より古いかも知れない。

地質構造は一般的傾向として北に傾斜するが 小褶曲同斜褶曲 走向断層などで反復し 層厚を修正することは困難である。大ざっぱに上部は3,000~4,000m 下部は1,500mの厚さが算定される。古生層と三疊紀—ジュラ紀層は露出していないため 厚さの算定は困難であるが 古生層は2,000~3,000m 三疊紀—ジュラ紀層は1,500~2,000mほどと考えられる。

牟婁帯

牟婁帯の白亜紀前期の堆積岩層を牟婁層群と呼び 下から上へ音無川—牟婁 四村川—牟婁 請川—牟婁の3 亜層群に細分されている。音無川—牟婁亜層群は 主に頁岩と細粒のフリッシュ様の砂岩と頁岩の互層からなりまれに赤色または緑色の頁岩を挟み 化石はないが層序学的に始新世と考えられている。



第6図 第7図の断面位置図(日本地域の地殻と上部マントル Part II UMP C-Zone 1973) I II III IV V VI VII VIIIは第3図と同じ

四村川—牟婁と請川—牟婁の両亜層群は フリッシュ様の砂岩と頁岩の互層からなり しばしば塊状砂岩と礫岩を挟み 介化石から漸新世—中新世前期の堆積岩層と判断されている。

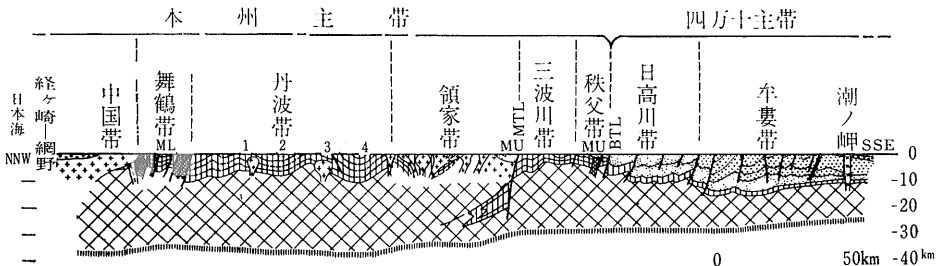
牟婁層群は相対的に大きな規模の複雑な褶曲をなし 12,000mの層厚が推計されている。牟婁帯の東と西には中新世中期の熊野層群と田辺層群が著しい傾斜不整合で牟婁層群を被い ゆるやかに海側へ傾斜し 厚さ3,000m ほどを示している。

牟婁層群下の基盤岩は地表面に露出していないので 正確な厚さを知ることが出来ない 一般的には日高川帯におけるよりも薄いと考えられている。

この他 南から北へ運ばれた外来的なオーソコーツァイトが分布しているところから 四万十地域の南縁に先カンブリア紀の堆積系のコーツァイトと花崗岩が基盤をなし 中新世前期を通じて消滅したと思われる山地があったと考えられている。

地向斜の基盤と“下部地殻”

近畿地方の地殻構造を知るために 倉吉—花房爆発観測が行われた。その結果は第2表に示され それによると 第1層と第2層は上部地殻 第3層は下部地殻 第4層はマントルに相当すると解析されている。した



- -- 新第三紀層
- -- 古第三紀層(下部中新統を含む)
- -- 中生層(MU上部: ML下部)
- -- 中・上部古生層
- -- 構造帯における古期深成—変成岩
- -- 基盤岩と下部地殻
- MTL -- 中央構造線
- MTL -- 仏像構造線
- -- 新第三紀の酸性岩
- -- 内帯の花崗岩
- -- 超塩基性岩
- -- モホ不連続面(推定)

- 1... 八丁背斜
- 2... 周山向斜
- 3... 保津川背斜
- 4... 桜井向斜

第7図 C-Zoneの地殻断面図 (日本地域の地殻と上部マントル Part II UMP C-Zone 1973)

第3表 近畿地方の地殻の厚さ

区分	本州主帯	四万十主帯	備考
地向斜堆積物	6~12km	10~16km*	* 四万十地向斜の基盤を含む 基盤の厚さ 2~4kmと推定されている
基盤と下部地殻	23~27km	14~20km	
地殻全体	30~39km	25~30km	

がって地域によって 多少の差はあるが 上部地殻は 16km 下部地殻は 23km の厚さがあるものと思われる。

つきに この爆発観測の結果と地質断面との総合されたものを第7図に示した。この図は近畿地方における地殻とマントルの境界面 モホ不連続面の深度について第6図に示した断面に沿って示したものである。この図から推測されるように モホ不連続面は中国・舞鶴・丹波の各帯の下では 海面下およそ 37~39km 領家帯に向って上昇し 三波川・秩父・日高川の各帯の下ではおよそ 30km 牟婁帯の南端 太平洋岸付近の下で海面下およそ 25km さらに その海岸からおよそ 50km 沖の熊野灘では海面下 16km の深さにあるものと考えられている。もし 第7図に示したようにモホ不連続面があるものとすれば 地向斜堆積物下の地殻の厚さは 本州主帯の下よりも四万十主帯の下の方が薄いことが指摘されるであろう (第3表)。

本州地向斜の基盤岩は シルリア紀中期以前まで大陸であり 主として変成岩類および花崗岩類から成り立っていると推測され 一方 四万十地向斜の基盤は 古生層および中生代前期の堆積岩であり その下位に上述の変成岩類および花崗岩類が存在するものと考えられている。これらの基盤岩の放射年代は第4表に示されているが この数値のうち 1,640~1,782m.y. は 先カンブ

第4表 近畿地方の基盤岩の年令

帯	岩石名	方法	年令 m.y.	著者
舞鶴帯	石墨雲母片岩 (舞鶴変成岩)	Rb-Sr K-Ar	332~306 205	早瀬・他1967
美濃-丹波帯	シリマナイト片麻岩 (二疊紀層中の礫岩)	K-Ar	1,660 ~1,640	柴田・他1971
領家帯	縞状片麻岩 (領家変成岩)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1,782	石坂 1969
秩父帯	閃雲花崗閃緑岩	Rb-Sr	434	早瀬・他1967

(松下 1971 一部加筆)

リア紀に相当するものと考えられ 基盤岩には先カンブリア紀の岩石の存在も予想される。

第7図に示された地向斜堆積物の地殻の下は 前述の基盤岩・中生代中期から中新世初期にかけて活動した花崗岩の“根” および $V_p=6.7$ km/sec を示す斑岩岩と他の火成岩から成り立っていると考えられている。

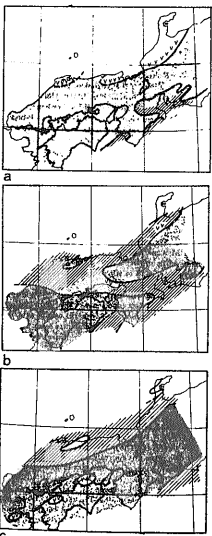
新第三紀の新しい地殻は 中新世に海進が起こり 上述の地殻の上に形成された。

新第三紀の地殻

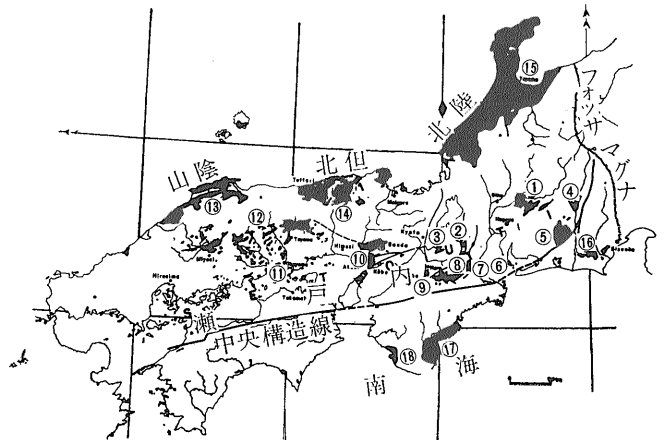
近畿地方では 中新世に入って太平洋岸から瀬戸内を通り日本海に達した海進があり この海進によって美濃・丹波山地や紀伊半島などの隆起帯からは碎屑物が供給され 新第三紀の地殻が形成されたとされている (第8図b)。新第三紀の地殻はその分布地域により 山陰・北陸区 瀬戸内区 南海区の3地区に分けられる (第9図)。

山陰・北陸区

山陰・北陸区にはおよそ 2,000~3,000m の厚い地層が



第8図 中新世の古地理変せん (a からcへ) (Huzita 1962)



第9図 西南日本 新第三紀層の分布 (Huzita 1962)

- | | | | |
|----------|----------|------------|-------------|
| 1. 瑞浪層群 | 2. 鮎川層群 | 3. 綴喜層群 | 4. 富草層群 |
| 5. 設楽層群 | 6. 師崎層群 | 7. 一志層群 | 8. 山粕層群 |
| 9. 藤原層群 | 10. 神戸層群 | 11. 帯江・浪形層 | 12. 備北層群 |
| 13. 安道層群 | 14. 北但層群 | 15. 八尾層群 | 16. 倉真・西郷層群 |
| 17. 熊野層群 | 18. 田辺層群 | | |

堆積し 流紋岩～安山岩質の火山岩および火砕岩類を多量に含み 複雑な構造を示す中新世の地層が発達している。この地層は岩質・構造が東北日本のグリーンタフと全く同じであることから この地区はグリーンタフ地域の延長と考えられている。しかし 火山活動・地層の厚さは東北日本のものと比べてはるかに劣っている。

近畿地方では 兵庫県北部 丹後半島 舞鶴市東北にかけて 白亜紀の花崗岩と酸性火山岩類の矢田川層群を基盤として 新第三紀の火山岩およびその碎屑岩を主体とする地層が広く分布している。これらの地層は第5表のように一括され 下位から上位へ北但層群と不整合を挟んで照来層群に分けられている。

北但層群は 始め岩相変化の著しい粗粒の碎屑物 花崗岩質砂 礫さらに玄武岩質の火山円礫が堆積し（高柳累層）続いて起こる火山活動の前ぶれとも考えられる現象が見られる。次に火山活動の激しい時期が到来し塩基性火山岩やその碎屑物が水中に沈澱し 火山活動の末期には陸上にも埋積した（八鹿累層）。その後しばらく堆積作用が中断し ふたたび基底礫岩の粗粒堆積物から堆積が始まり 中性・酸性の火山岩およびその碎屑物の噴出がありそれらの大部分は陸水域（湖水）に沈積した。その後ふたたび砂岩・礫岩の堆積がありピカリヤ・カキなどの海棲貝化石を含み さらに漣痕・生痕などが多数見られることからこの地層は浅海性堆積層と考えられ海進の前ぶれがあったことを物語る（豊岡累層）。次に海進は本格的になり 同時に地殻変動が起こり 堆積盆は隆起部によって内陸部と海岸部に分かれた。内陸部に堆積した地層（村岡累層）は細粒質の碎屑岩から成り 海岸部のそれは（網野累層）火山岩質が多く含まれる碎屑岩から成り 両者とも有孔虫 二枚貝などの海棲動物化石を含み 中新世中期から後期を示している。それらと前後して丹後半島には 安山岩質火山岩およびその碎屑岩の活動があり 前述の網野累層を被っている（丹後累層）。丹後累層の埋積後山陰地区は陸化した。

中新世末期から鮮新世中期にかけて山陰地区は火山活動が活発になり 酸性火山岩およびその碎屑物の噴出で始まり 中性火山岩およびその碎屑物の噴出で終了する一連の火山活動があった（照来層群）。山陰地区はそれ以後も火山活動が引き続き 鉢伏山の安山岩 玄武洞の玄武岩において見られるように 中性～塩基性の火山岩が噴出した。

瀬戸内区

瀬戸内区のもの 山陰・北陸区よりも層厚は薄く 一般に1,000m 以下で また火山活動も広範囲なもので

第5表 北但・丹後地域層序概要（池辺・弘原海・松本 1965）

年代区分	地層区分		
最新世	K	沖積層および浜砂・新砂丘砂	
	J ₃ ~K	玄武洞火山系 玄武洞玄武岩類	
	J	大いん 大山火山系 旧砂丘砂及び段丘礫層	
	I	鉢伏山安山岩類	
鮮新世	H ₂	照来層群	小代累層
	H ₁		春来累層
	G~H ₂		高山累層
中新世	G	北但層群	丹後累層
	F ₃		村岡累層・網野累層
	F ₂		豊岡累層
			養父累層
先新第三紀	中生代	白亜紀後期火山岩類	山陰型花崗岩類
		矢田川層群	
	古生代	蛇紋岩類	古生層および三郡変成岩類

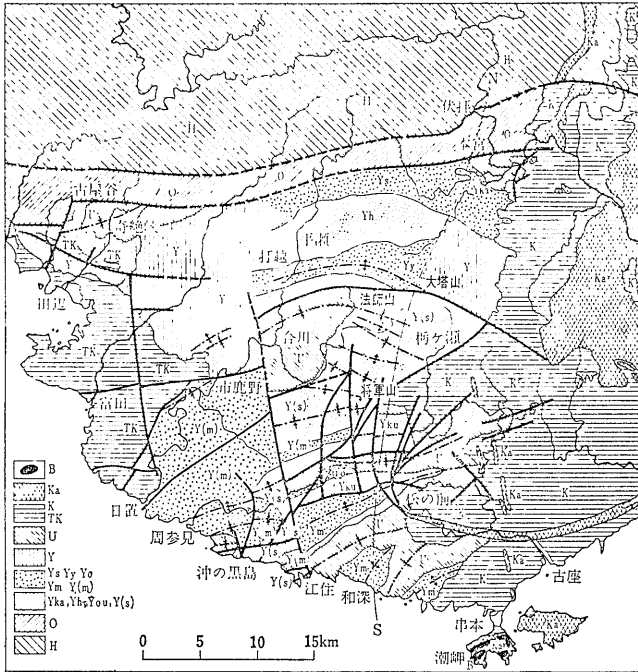
なく地域的なものであった（第8図c）。現在の瀬戸内海は瀬戸内区の沈降帯の名残りであるが 中新世の第一瀬戸内海と呼ばれる時期には 瀬戸内海は伊勢湾から日本海までつながっていたと推定されている（第8図b）。その後全般的な陸化の時代があり 瀬戸内火山系の活動があった（第8図c）。瀬戸内地区はふたたび海進を受け第二瀬戸内海の時代へと変遷していった。

瀬戸内新生代の地層の共通した特徴として

- 1) 地層の厚さが薄く岩相の側方変化が著しい
- 2) 著しい褶曲構造が見られない
- 3) 層序関係において不整合現象が数多く見られる
- 4) 基盤の著しい起伏によって 地層が各所で急激に基盤に接し尖滅する

などが挙げられており この他に地域的な特徴も見られる。瀬戸内中新世の地層は 内海に堆積した 浅海性（一部は湖沼性）堆積物から成り 瀬戸内火山系は讃岐岩と含柘榴石安山岩によって特徴づけられ 流紋岩～安山岩質の火山岩とその碎屑岩を主体とし 湖水性の碎屑堆積物を含んでいる。

瀬戸内区の浅海性堆積層は 白亜紀以前の古期岩類を基盤として堆積したが その後 侵蝕作用により削剝され 現在では山地の縁辺地域 山間盆地に小規模に露出するか または 断層に挟み込まれて現われ いつれにしても分布範囲は小規模である。これらの地層は東から西へ三重・滋賀・京都・奈良・兵庫の各府県に断続して分布し 礫岩 砂岩 泥岩などの碎屑物から成り 凝



第6表 田辺層群の層序(品川1958)

		南	北
田 辺 層 群	鈴山累層 (約660m)	庄島礫岩 白浜砂岩・礫岩おとび砂岩・泥岩互層 堅田砂岩おとび砂岩・泥岩互層	
	梅累層 (約900m)	見草律動的互層	朝来黑色頁岩
		庄川砂岩・泥岩互層	丸山礫岩
		伊勢ヶ谷細粒砂岩	神子浜黑色泥岩
	日置累層 (約650m)	笠苜互層	芳養基礎礫岩 大坊礫質粗粒砂岩
牟婁層群	志原硬質砂岩 大古砂質シルト		

第11図
牟婁地帯の地質図(HARATA 1964)
B: 斑礫岩 輝緑岩 Ka: グラノファイア 黒雲母花崗斑岩
過晶質黒雲母流紋岩 K: 熊野層群 TK: 田辺・鈴山層群
U: 湯峰 請川 Ym: 比曾原累層 Y: 四村川-牟婁
層群 Ys: 静川累層 Yy: 安川累層 Y: 松ノ前累層
Yo: 追川累層 Y(m): 四村川-牟婁互層群の泥質累層
Yka: 川湯累層 Yh: 平瀬累層 Yku: 久留美累層
Y(s): 四村川互層群の砂質累層 O: 音無川互層群とその相
当相 H: 中生層

むすび

近畿地方を構成している地殻について 国際地球内部
開発研究 (UMP) C-Zone の研究成果を中心に紹介し
た。これらの成果のうち 深部地殻の岩石については
地表面の露出がきわめて限定されていることから 詳細
を欠く面のあることは否めない。しかしながら 地震
波速度と非常に限られた深部地殻の岩石露頭の情報によ
りある程度深部地殻の状態が推測出来た成果は大きく
地球科学の進歩に伴って 地球内部の状態がより一層詳
細に究明されることが期待されるであろう。

参考文献

荒牧重雄・羽田 忍 (1965): 熊野酸性岩類の中部および南部
の地質 地質雑 vol. 71 p. 494~512
HARATA, T. (1964): The Muro Group in the Kii penin-
sula, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*,
Ser. B, vol. 31, no. 2, p. 71-94
HUIJITA, K. (1962): Tectonic Development of the Median
Zone (Setouchi) of Southwest Japan since the Mio-
cene. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 6, p. 103
-144
藤田和夫・岸本兆方 (1974): 近畿のネオテクトニクスと地震
活動 世界の変動帯(上田誠也・杉村 新編) p. 306-
314 岩波書店 東京
井尻正二・湊 正雄 (1965): 地球の歴史(改訂版) 211p.
岩波書店 東京
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. 1-10
池辺展生・弘原海 清・松本 隆 (1965): 但馬・丹後地域

地質見学案内書 28 p.

IKEDA, N. & ICHIKAWA, K. (1967): Geologic Sketch of the
Kinki district, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka
City Univ.*, vol. 10, p. 135-148
糸魚川淳二・柴田 博 (1973): 古環境の変遷と対比—瀬戸内
中新統の場合— 地質学論集 vol. 8 p. 125-135
笠間太郎・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. 11-19
粉川昭平 (1954): 奈良県三笠山およびその周辺の火山層序学
的横相—特に三笠山安山岩の噴出時代について— 養徳社
90p.
松下 進 (1971): 地方地質誌—近畿地方(改訂版) 379p.
朝倉書店 東京
志井田 功他 (1960): 室生火山区の研究—特にその南部地域
について— 地質雑 vol. 66 p. 1-16
島倉己三郎 (1964): 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅷ 菴
芸 曾爾 都介野各層群 奈良学芸大紀要 自然科学 12
p. 37-49
SHINAGAWA, Y. (1958): On the Cenozoic Rocks in Tanabe
district, Wakayama Prefecture. (京大修論)
西南日本新生代研究グループ (1960): 西南日本の新生代地史
—構造発達史への序説— 地球科学 no. 50-51 p. 56-
65
弘原海 清・池辺展生・松本 隆 (1966): 近畿北部の新第三
系の対比—近畿北部の新生界の研究 その3— 松下進
教授記念論文集 p. 105-116
WORKING GROUP for TECTONIC of the C-Zone (1973):
Geologic Profile of the C-Zone, Southwest Japan;
*In "The Crust and Upper Mantle of the Japan
Area, Part III" (Chief Editors: Gorai, M. and Igi, S.).*
Geol. Surv. Japan Press. p. 84-112