



大阪湾とその周辺地域の反射法地震探査測線と主なボーリング地点(本文 図2-1の部分)

Kubota

URBAN KUBOTA 39

アーバンクボタ NO.39 MARCH 2001 株式会社クボタ

特集 = 続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 市原 実 = 大阪市立大学名誉教授

目次

1 大阪堆積盆地 - その形成と古瀬戸内河湖水系 -	2
はじめに	
大阪平野地下の地層	
大阪湾湾底下の地層	
紀ノ川堆積盆地	
紀伊水道南方海底下の地層	
古瀬戸内河湖水系	
2 地震後の調査・研究から	14
大阪湾, 明石海峡, 紀淡海峡 ~ 紀伊水道北東部の反射波地 震探査と東灘1700mボーリング(GS-K1)	
大阪湾の断層分布と基盤深度	
和歌山平野根来地区の深層ボーリング	
阪神地域の反射法地震探査と深層ボーリング	
大阪市域における反射法地震探査と深層ボーリング	
上町断層系と上町上昇帯	
大阪南部(大和川以南)地域の反射法地震探査とボーリング	
大阪平野東部(河内平野)と生駒山地西縁の反射法地震探査	
奈良盆地の反射法地震探査とボーリング	
京都盆地とその周辺の地震探査とボーリング	
淡路島北部の反射法地震探査と野島断層沿いの観測井	
内陸直下型地震と活断層	
3 別府 - 島原地溝	34
四国地方北部および中国地方南部の大阪層群相当層	
別府湾の地質構造	
猪牟田(埋没)カルデラと広域火山灰層	
別府 - 島原地溝	
4 中国東部陸・海域の第四紀層	42
中国東部大平原下の第四紀層	
渤海・黄海・東海(東シナ海)大陸棚の形成	
中国東部大陸棚地区の第四紀海進層	
瀬戸内沈降帯西部と中国大陸・朝鮮半島間の陸橋問題	
5 鮮新・更新統の境界問題	54
- 中国黄土層・泥河湾層・深海堆積物を中心に -	
中国黄土層	
泥河湾層	
深海堆積物の酸素同位体記録と鮮新統・更新統境界	
参考図書および引用・参考文献	64

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 2001年3月

編集製作 = (株)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

大阪堆積盆地

- その形成と古瀬戸内河湖水系 -

はじめに

編集 今回は、「続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 」というテーマでいろいろとお話を伺いたいと思います。

市原 私は、10年ほど前(1988年)に大阪市大を定年で退職しまして、そのとき退職の記念事業として「大阪層群」という本をつくることになりました。しかし、「大阪層群」の編集は予想以上に困難な作業でした。まず最初に地質図の作成から取りかかったのですが、これに大変な時間がかかりました、幸いなことに、この地質図は「大阪層群」とは別にアーバンクボタ誌に特集してもらえらることになりまして、それが1991年に出版された本誌30号の「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」です。

この地質図が出たものですから「大阪層群」の方もやや書きやすくなりまして、その2年後の1993年に、ようやく創元社から「大阪層群」を出版することができました。退職した年の翌年に出すといっていたのが、結局5年もかかってしまったわけです。「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」と「大阪層群」はいずれも好評でしたが、1995年に阪神・淡路大震災が起きたために、さらに多くの人々に活用されたようであります。

ところで「大阪層群」を出すさいに、その刊行が大幅に遅れていたものですから、最後の「まとめ」の部を仕上げるのに十分な時間がなく、こここのところを簡単にすませてしまいました。しかも、この簡単な「まとめ」のなかに、「主要地域の大阪層群の地質柱状図」と「大阪層群の総合層序表」のほかに、あえて「大阪層群と中国黄土層・深海底コアの対比」の図をのせました。これは、大阪層群の広域的な古地理を明らかにするには、当時の水系から考えて、中国大陸との関係を解明していくことが必要になるからです。

そしてこの水系を「古瀬戸内河湖水系」と呼ぶことを提唱しました。その文章(「大阪層群」の第24章の3)は簡単ですから、その全文を以下に再録します。

『古瀬戸内河湖水系

市原(1966)は、大阪層群とその相当層が堆積した第2瀬戸内沈降帯の古地理図を画いて、第2瀬戸内前期(鮮新世)・第2瀬戸内後期(更新世前・中期)の水系についてのべたことがある。その内容を要約すると次のとおりである。

第2瀬戸内前期：淡路島や大阪盆地(大阪堆積盆地の略)南部の大阪層群最下部の層準には、中央構造線の南側から供給された結晶片岩類の礫が存在する。これらの結晶片岩類の礫の存在は、現在の紀伊水道域にあった分水嶺から河川が北流し、大阪盆地域に流入していたことを示している。北流し、大阪盆地域に流入した河川の水は、おそらく西流し、瀬戸内から現在の有明海域をとおって、九州の南西方で海にそそいでいたであろう。また、この淡水の水系と大陸の河川との連絡も考えられる。

第2瀬戸内後期：第2瀬戸内後期には、現在の紀伊水道域(古紀伊水道)から大阪盆地域に海水が浸入したと考えられる。

吉田(1992)も、第2瀬戸内前期の東海層群・古琵琶湖層群・大阪層群の各堆積盆地(淡水域)は河川によってつながっていて、嘉例川火山灰などの火山灰は、東海堆積盆地から大阪堆積盆地に運搬されたいと述べている。このように、第2瀬戸内前期の瀬戸内には、各堆積盆地に河湖域がひろがり、各堆積盆地は河川でつながり、水系は全体として東から西に向かって流れていたと考えられるのである。この水系を古瀬戸内河湖水系とよぶことにする。

古瀬戸内河湖水系の問題は、第2瀬戸内沈降帯の古地理を明らかにするためだけでなく、中国大陸を含めた広域の古地理を明らかにするため、是非とも解明されねばならない課題である。』

ここで少しだけ注釈しますと、現在の瀬戸内海を東西に延長した地域、東は長野県南部から西は九州中部までの、中央構造線の北側の地域には、新第三紀中新世以降の、同じ時代

の同じような地層が各地に分布しています。それで、この地質区を瀬戸内区と呼んでいるわけです。中新世前期に瀬戸内区に生じた沈降帯が第1瀬戸内沈降帯で、この沈降帯に堆積した地層群を第1瀬戸内累層群といいます。また鮮新・更新世に瀬戸内区に生じた沈降帯が第2瀬戸内沈降帯で、この沈降帯に堆積した地層群を第2瀬戸内累層群といいます。これらについては、また後で述べる予定です。要するに、大阪層群最下部が堆積した鮮新世の西南日本には、中央構造線の北側に西へ西へと流れる大きな河湖水系があった。その大きな河川は、瀬戸内から九州の有明海域をとおって、東シナ海(東海)のどこかで海に注いでいたであろう。それは、揚子江(長江)流域や黄河流域の水を集めた河川と合流していたかもしれない、あるいは別々に東シナ海のどこかで海に注いでいたかもしれない。いずれにせよ、大陸と日本は陸続きだったので、大阪層群の広域的な古地理を明らかにするには、今後は、その辺りの実情を解明していくことが必要な課題になる。そう指摘しておいたのです。

もちろん、「大阪層群」の「まとめ」の部が不十分なことは私自身が重々承知しておりました。それで私は「大阪層群」刊行の直後から、大阪堆積盆地の形成や九州の別府・島原地溝の問題、さらに同時代の中国東部および東シナ海(東海)の堆積盆地についての資料を収集・検討し、大阪層群研究史についての多少の追加とあわせて、これらを「続・大阪層群」というようなタイトルで一冊の本にまとめようと思い、懸命に原稿を書き始めていました。

ところが、その途中で思わぬ大病にかかり、危うく命だけはとりとめるといような状態になりました。退院後、また気を取り直して原稿を書き続け、ともかくもまとめることができましたが、それが「大阪層群と中国黄土層」という本です。これは1996年に築地書館から出版されました。

ところが、やはり病み上がりで書いたもので

すから推敲が足りません。また多くの図版を新たに作成したのですが、すべて単色なものですから、どうもなじみにくいです。それで私は、できればこれらの図を色刷りにして理解しやすいものにしたい、さらには地震後の調査から明らかになった問題にも触れてみたいと思っておりました。ちょうどそうしたときに、アーバンクボタ誌の方から、30号は地質図が主体なので、その続きができるかどうかという相談がありました。そこで私の方から是非にとお願いし、「続・大阪層群 - 古瀬戸内河湖水系 - 」というテーマで、本日お話をさせて頂くことになったわけです。

大阪平野地下の地層

まず最初に大阪平野の地下の地層、つぎに大阪湾の湾底下の地層について述べますが、話の都合上、地震後の調査結果から明らかになったことからは次章でまとめてお話することにいたします。また、今回は本誌30号の続編にもあたりますから、同号の地質図・地質断面図および解説書を参照してください。大阪では、天然ガス開発のために1950年代のはじめに、いずれも500m深の2本の試掘井(試1井、試2井)が掘削されました。そのご1960年代には地盤沈下対策に関連して、大阪市とその周辺域で全部で9本の深層ボーリング(OD1~OD9)が行われています(図1・1)。これらの深層ボーリングでは、コア(岩芯)を採取して海成粘土層や火山灰層を調べましたから、それらの鍵層となる地層が、どの場所ではどの深さにあるかがわかり、平野下の地質構造の概略がほぼ明らかになりました。図1・2は、これらの深層ボーリングのうち、大阪平野の3つの代表的な深層ボーリングの地質柱状図です。臨海部の港区田中元町のOD1は西大阪平野の地下の様子を、東大阪市御厨ごのくのOD3は東大阪平野(河内平野)の地下のそれを示し、上町台地のすぐ北にある都島南通のOD2は、大阪平野を東西に分けている上町上昇帯の地下の状態を示しています。これら3本の柱状図で、それぞれの海成粘土層・火山灰層の深さを比べてみれば、上町上

昇帯が隆起し、東西の両平野地域が沈降していることがよくわかります。上町上昇帯のOD2では、アズキ火山灰層(Ma3層準)は47m深と浅く、基盤の領家花崗岩類は656m深に伏在します。一方、田中元町のOD1ではアズキ火山灰層はぐんと深くなって414m深にあります。OD1の掘削深度は907m、深層ボーリングのなかでは一番深いのですが、この深度では基盤に達しません(なお、OD1地点では、ボーリングの直前に、爆発による反射法地震探査が行われ、同地点の基盤深度は約1,500m深と推定されました)。またOD3でも、アズキ火山灰層は413m深と深くなっています。掘削深度は701mで、もちろん基盤には届いていません。結局、深層ボーリングで基盤に当たったのはOD2の1本だけであつたうえに、OD2では、435m深~656m深の地層は、現在では大阪層群であることが判明していますが、当初は中新統の神戸層群とされました。ですからこの時点では、平野下の大阪層群が予想以上に厚いことがわかったのですが、その厚さは、上記のデータと地質構造から推定して、おそらく1,000m内外だろうとされたわけです。1980年代以降になると、大阪平野やその周辺域では地下深くに温泉源のあることがわかり、いろいろな場所で温泉ボーリングが行われるようになりました。これは温泉が目当てですから、平野部では、少なくとも1,000mから深いものでは1,500mぐらいまで掘ります。ただ、泥水とともに上がってくるのはスライム(切粉・切片)だけで、コア(岩芯)は採取できませんから、海成粘土層や火山灰層については確かめられず、電気検層によって、粘土質あるいは砂礫質といった層相の推定ができるにすぎません。しかし非常に深くまで掘るので、いくつかのボーリングでは基盤岩に当たっていて、その種類や深度など貴重なデータを提供してくれます。図1・1には、温泉ボーリングで基盤岩に達したものと、掘削深度が1,500mに達したものをあわせて示しました。図にみるように、

この範囲でも8本の温泉ボーリングが基盤に達しています。大阪平野の地質断面図は、主として前述の深層ボーリングと、こうした温泉ボーリングのデータにもとづいて作成することができたのです。なかでも江戸堀2丁目のデータは、本誌30号の地質断面図作成の際、締切期限の直前になって判明したので大いに助けられたのを覚えています。その基盤深度は1,474mもあって、それまでの私の予想をこえる深さでした。温泉ボーリングには、本誌30号の出版前にはそのデータを入手できなかったものもありました。図1・1には、桃谷の温泉ボーリングの南南西約4kmの田辺の温泉ボーリングと、OD1の南西約1kmの港晴こうせいの温泉ボーリングを示してありますが、これらがその例です。田辺では1,300m深まで掘削し、1,254m深で基盤の領家花崗岩類に達しています。一方、港晴では1,500m深まで掘削していますが、基盤に届いていません。ですから、大阪市臨海部で基盤に達しているボーリングは、地震の前には、江戸堀2丁目のものが唯一であつたわけです。地下の地層を調べるには、ボーリングのほか反射法(=反射波)地震探査による方法があります。これは、石油探査のために開発されたもので、陸の上でも海や湖の上でも活用されています。陸上では、起震車(パイプレーターまたは油圧インパクト)で地盤に大きな打撃を与えると、弾性波が地中を伝わり、地層と地層の境界や地層と岩盤の境界にまで達して戻ってくる。その反射波には、地層や基盤岩の性質を反映して強弱があるので、これを受震器(地震計)で捉えると、地下の様子をいくつかの反射面が重なる記録として得ることができます。1つの測線に沿う多くのこれらの記録データにもとづいて、時間断面および深度断面を作成することができます。岩盤(基盤岩)の上面には、一般に顕著な反射面があらわれ、地層の傾斜や撓曲の姿、断層の所在なども浮かび上がってきます。ただ、深度断面中の各反射面が何を意味するのか

地層の境界なのか、火山灰層なのか などは、深度断面だけではよくわかりません。それで測線付近のボーリング・データや地表地質と対応させて検討するわけです。

海上や湖上の場合には、船で発震装置（エアガン）と受震器（ハイドロホン）を曳行します。エアガンなどを使って海水・湖水に衝撃を与えますと、弾性波が海・湖底に達し、さらに海・湖底下の堆積物中を伝わり岩盤に達して戻ってくる。その反射波を受震器（ハイドロホン）でキャッチし、陸上の探査と同様に測線にそって記録された多くのデータから深度断面を作成し、同断面について検討します。陸上の探査にくらべて、非常によい結果が得られています。

大阪市域では、1987年に吉川宗治氏らによって、油圧インパクトを用いた本格的な反射

法地震探査が行われました。図1・1で、A、B、Cを付した太い線がこの探査が行われた測線です。ただ、この方法で、大阪市域の地下1,500m深内外からそれ以深を探査するのは非常に難しいようです。実際の記録をみても、反射面が不明瞭であったり、岩盤を示すようなラインも僅かに出ているだけというケースが多いようです。

図1・3の地質断面図は、これらの反射法地震探査による深度断面にもとづいて、深層ボーリングや温泉ボーリングのデータを考慮して私が作成したものです。図で一番下位は基盤岩で、これは領家花崗岩類です。層は大阪層群最下部・下部で、ここにはMa 0層とMa 1層の反射面を推定しました。層は大阪層群上部下半で、層と層の境がアズキ火山灰層下限(M a 3層準)になります。層

は大阪層群上部上半で、層と層の境はMa 6層上限、層は段丘堆積層と沖積層です。まずAの大阪南港南測線ですが、私はこの測線での基盤深度は1,700~1,800m深と考えました。これは、OD 1や港晴の温泉ボーリングのほか、1990年に大阪北港付近で行われた反射法地震探査の結果、またこのA測線ではアズキ火山灰層下限(M a 3層)の深度が440m深と推定されることによっています。

Bの中之島測線では、測線近くに江戸堀2の温泉ボーリングがあり、図中にその掘削深度1,500mと基盤深度1,474mを示しました。この基盤上面すなわち反射面は、東方へは御堂筋付近まではたどれるのですが、上町断層に近づくにつれて不明瞭になり、識別できません。この測線では、上町断層以西の基盤深度は1,500~1,600m深と考えられます。

図1・1 - 大阪平野の天然ガス試掘井(試1井・試2井)、深層ボーリング(OD1~OD9)、主要な温泉ボーリングおよび反射法地震探査測線を示す図



Cの大阪城測線では、約850m深の反射面が基盤との境とみなせます。図1・1で、上町上昇帯の基盤深度を北からみると、OD2が656m深、温泉ボーリングでは高津が1,014m深、桃谷が1,034m深で、北から南にむかって深くなっていきます。ほぼその中間にあるC測線の基盤深度が約850m深というのはいずれもなすけです。

またB測線では、上町断層より東側の基盤の深度を約800m深にしてありますが、この深度も、B測線がC測線よりやや北側にありますから妥当なところでしょう。上町断層は東上がり西落ちの逆断層です。B測線での上町断層以西の基盤深度を1,500~1,600m深とすると、この断層による基盤の垂直変位量は700~800mになります。

図1・2 - 大阪平野の代表的な深層ボーリングの地質柱状図

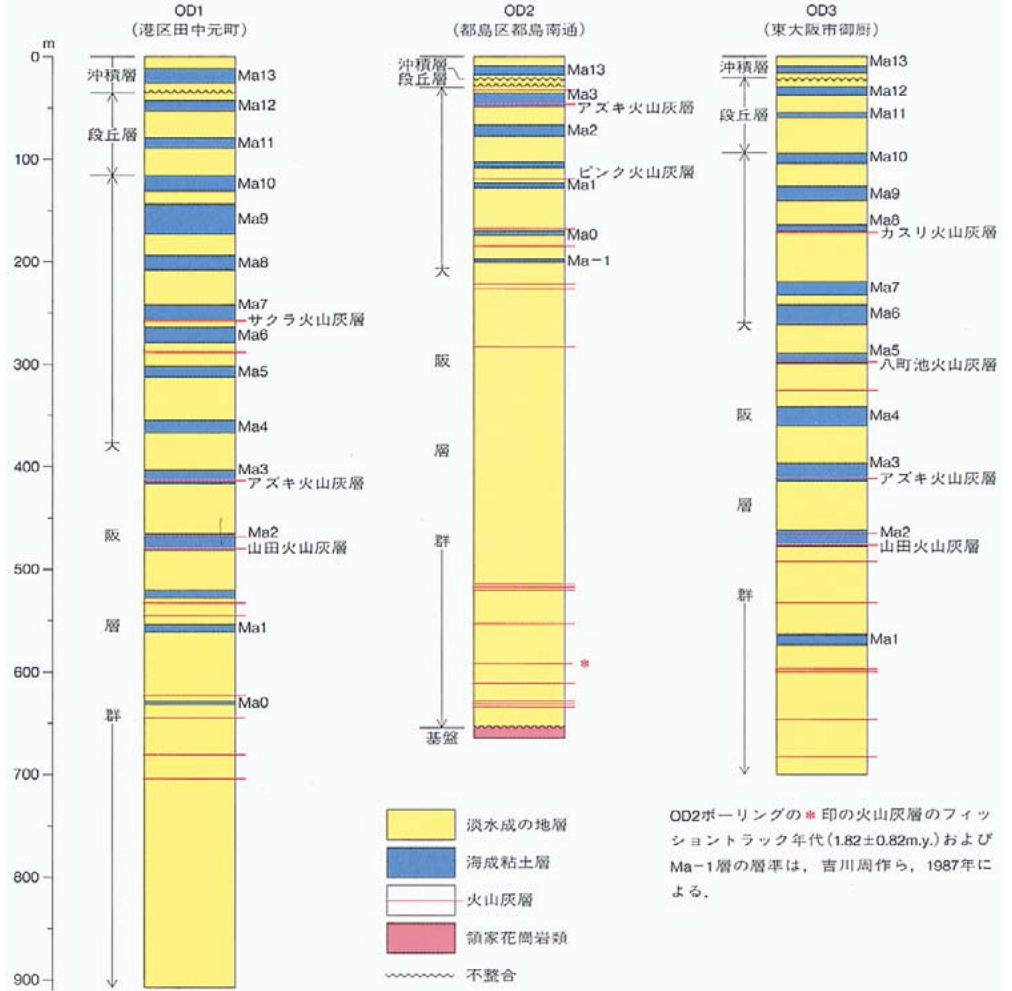
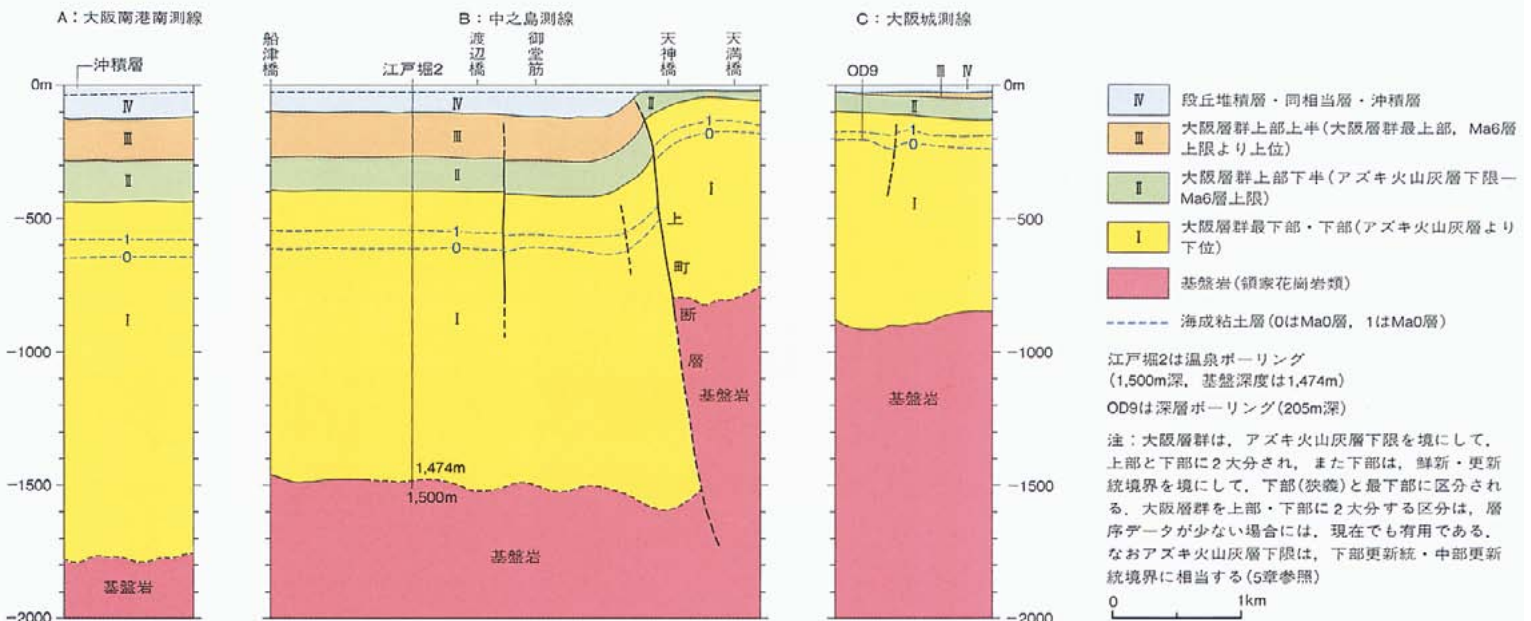


図1・3 - 大阪南港南測線(A測線)、中之島(B測線)および大阪城測線(C測線)の反射法地震探査震度断面にもとづく地質断面図

〔吉川宗治ほかの1987年の深度断面に、温泉ボーリングとODボーリングのデータを加えて作成〕



大阪湾湾底下の地層

大阪湾での本格的な反射波 (= 反射法)地震探査は、岩崎好規氏らによって行われました。その調査結果は、1990年に土質工学研究発表会で、1994年には日本地震学会誌「地震」に公表されています。図1・5が、探査の行われた3つの測線(A, B, C)の位置図です。図1・4の地質断面図は、岩崎氏らの深度断面にもとづいて、私が、大阪湾沿岸部のボーリング・データを考慮し作成したものです。この図では、一番下位が基盤岩、層Ⅰが大阪層群最下部・下部、層Ⅱが大阪層群上部で、層Ⅲと層Ⅳの境がアズキ火山灰層の層準です。

層Ⅳが段丘相当層・沖積層になります。まずC測線ですが、これは、関西国際空港をつくるときにおこなわれた400mボーリング(57-30)地点を通過する測線で、同地点はC

測線の南端部に位置しています。このボーリングでは、Ma 3層の下部には含まれるアズキ火山灰層が海水面下353m深に認められ、同火山灰層に対応する反射面が層Ⅱと層Ⅲの境になっています。基盤の反射面は同地点では約1,500m深にみられます。この測線では、アズキ火山灰層の深さも基盤の深さも、南から北に向かって徐々に深くなっていくのが特徴で、大体の感じでいうと、アズキ火山灰層の深度を4倍にしたあたりが基盤の深度になっていて、大阪層群最下部・下部が非常に厚いことがわかります。

A測線は、友ヶ島の北から尼崎の沖合にかけての約40kmにわたる長い測線です。基盤の深度は、南西端の友ヶ島の北で約1,200m深、湾中央部が最も深く約2,500m深、北東端の湾奥部は約2,000m深です。基盤の上面は、

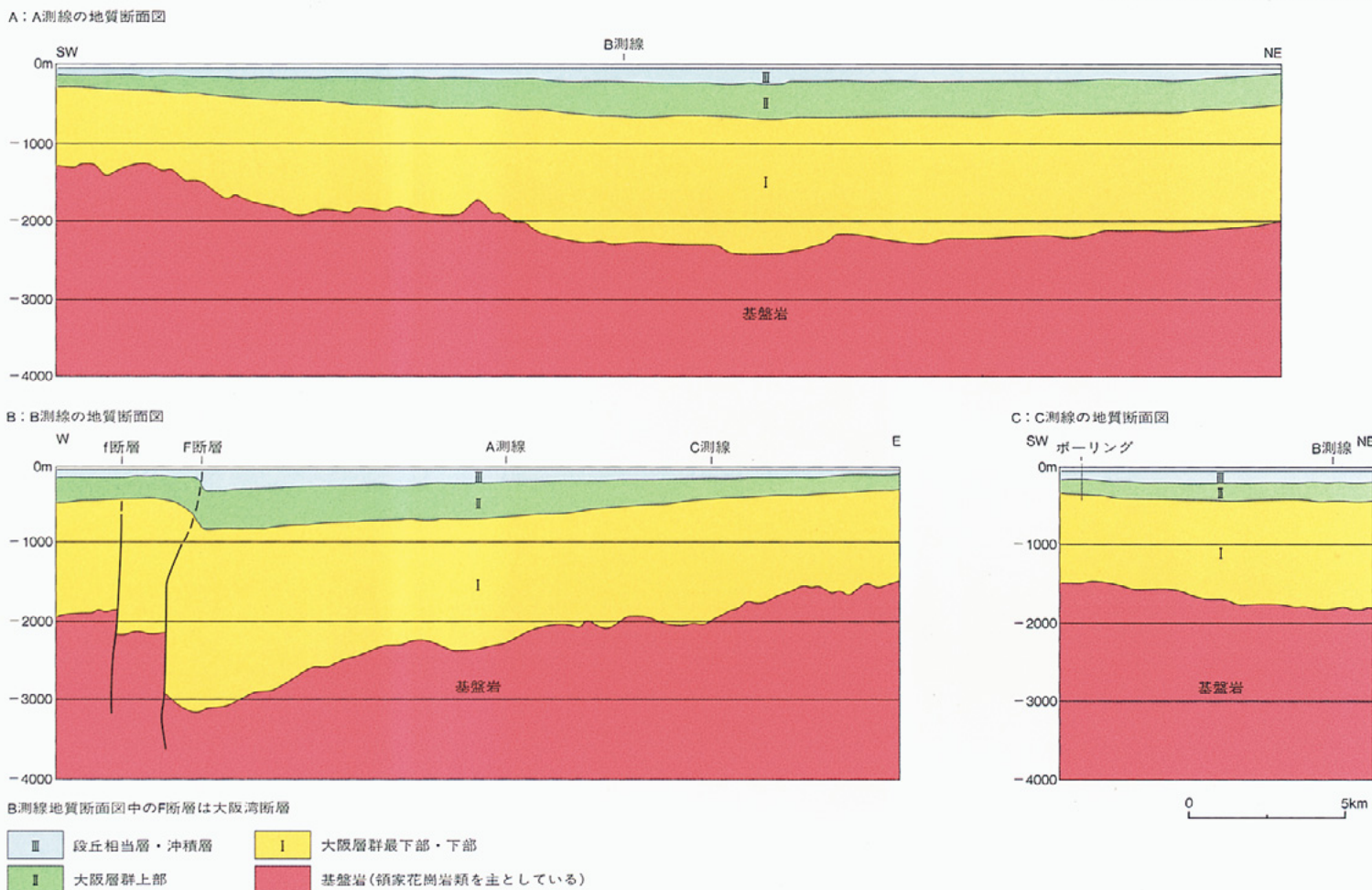
測線南半にやや凹凸がみられますが、概してなだらかで、湾中央部で撓んでいます。

最後にB測線、大阪湾を東西に横切る約28kmの測線です。この地質断面図は非常に興味深いもので、大阪盆地の形成の特徴を最も端的にあらわしています。基盤深度は、測線の東端では約1,500m深ですが、西に向かうにつれて深くなり、淡路島の海岸から約10kmほどのところで最も深くなり、その深さは3,000mをこえます。

この最深部の西を限るのが、西上がり東落ちの大規模な逆断層(F断層)で、これが大阪湾西部を北東方向に走る大阪湾断層です。この断層の西側の基盤の深さは約2,000m、大阪湾断層による基盤の垂直変位量は約1,000mにも達します。大阪湾断層は、盆地形成の当初から活動しつづけてきた成長断層ですが、

図1・4 - 大阪湾のA測線、B測線およびC測線の反射波地震探査深度断面にもとづく地質断面図

〈岩崎好規ほか、1990・1994年により作成〉



約1,000m深以浅になると断層は不明瞭で、地層は撓曲しているにすぎません。その西にあるf断層も成長断層でしたが、約500m深以浅の地層には、この断層による変位はみられません。またこれらの断層の西方には、淡路島東岸沿いに仮屋断層(30号・本文の図4参照)が走っていますが、この断層の西側には、基盤の領家花南岩類が地表に顔を出しています。

このように大阪堆積盆地の主部は、大阪湾断層にむかって西に傾動沈降している、つまり同断層以西の淡路島側の基盤ブロックに対して、大阪湾側の基盤ブロックが大きく傾動沈降していることが大きな特徴です。ただし南北方向では、基盤は湾の中央部で撓んでいて異なった様相を呈します。

大阪堆積盆地の主要な基盤となっている領家

帯は、北は有馬 - 高槻構造線によって丹波帯と境され、南は中央構造線によって三波川帯と境されます。北の有馬 - 高槻構造線は、右横ずれ・北上がりの逆断層で、その垂直変位量は200~300m以上です。一方、南の中央構造線も右横ずれ・北上がりの逆断層ですが、この断層は、次にお話するように、北に傾動沈降する紀ノ川側の基盤ブロックの上に低角で衝上し、その垂直変位量は800m以上にも達します。このように大阪堆積盆地の形成には、東西性と南北性という2方向の圧縮が働いているのですが、東西性の圧縮は基盤ブロックの西への傾動沈降として、南北性の圧縮は基盤の褶曲による沈降となってあらわれているわけです。

紀ノ川堆積盆地

《紀ノ川下流域の地下の地層》

西南日本を内帯と外帯に区分し、領家帯の南を限る中央構造線は、近畿地方では和泉山脈の南麓を東西方向に延びています。その南側には、紀ノ川沿いに東西に細長い紀ノ川堆積盆地が広がり、ここには葛蒲谷層とよばれる大阪層群相当層(大阪層群最下部・下部)が堆積しています。盆地の南側は、結晶片岩類からなる三波川帯です。

紀ノ川堆積盆地は大阪堆積盆地の形成とは切り離せない関係にあり、その地下地質については以前から注目していたのですが、近年、吉川宗治氏らによってこの地域の反射波地震探査が行われ、その輪郭が浮かび上がってきました。図1・6Aは、1992年に同氏らが反射波深度断面にもとづいて作成した地質断面

図1・5 - 大阪湾の反射波地震探査測線位置図
(岩崎好規ほか, 1994年による)

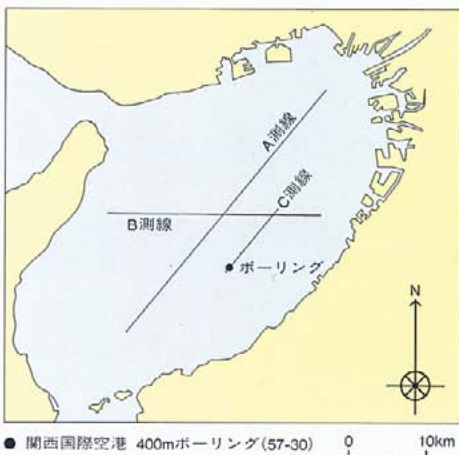
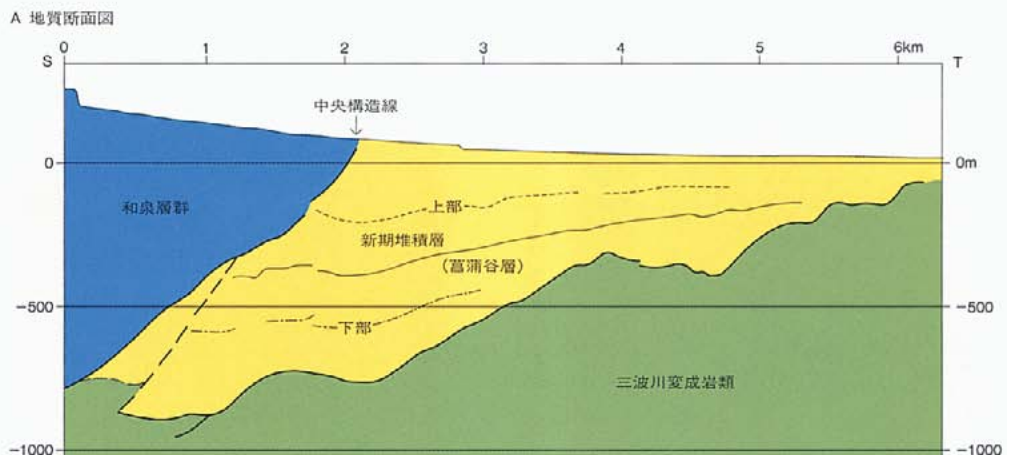


図1・6 - 紀ノ川下流域の中央構造線を南北に横切る反射波地震探査にもとづく地質断面図および同探査測線位置図
(吉川宗治ほか, 1992年, 断層は, 水野清秀ほか, 1994年による)



B 探査測線位置図



図で、その測線は和泉山脈の志野峠から中央構造線をほぼ直角に横切り、紀ノ川川岸(竹房)にいたるS-T測線です(図1・6B)。

図1・6Aに示されている同氏らの研究結果の要点を述べますと、

1. 和泉山脈と紀ノ川の間には、基盤の三波川変成岩類をおおって厚い新期堆積層(菖蒲谷層と考えられる)が発達している。
2. 新期堆積層は、中央構造線付近では海水面下約400m深の強い反射面により、上部と下部に分けられる。
3. 新期堆積層の層厚は南から北にむかって厚くなり、中央構造線付近で最も厚く約800mに達する。新期堆積層の反射面は北に緩く傾斜しているが、その傾斜角は下位のものほど大きい。したがって基盤の三波川変成岩類は、新期堆積層の堆積期間を通じて北への傾動沈降運動を継続していた。
4. それと同時に、中央構造線にそって和泉層群が新期堆積層(菖蒲谷層)の上に傾斜角約20°Nという低角で衝上した。

このように菖蒲谷層は非常に厚く、その最大積算層厚は約1,000m、基盤の三波川変成岩類の最大伏在深度は約900mに達していて、右横ずれが卓越するとされてきた中央構造線が大きな垂直変位をもつ断層系であることが明らかになってきました。

一方、地表地質調査にもとづいて、水野清秀氏は、1993年に菖蒲谷層を上部層・下部層・最下部層に区分し、菖蒲谷層の上部層・下部層には、それぞれ大阪層群のピンク火山灰層・福田火山灰層に対比される火山灰層がはさまれること、菖蒲谷層の下部層と巨礫を含む同最下部層の関係は不整合の可能性あることを指摘しています。現在の知識では、図1・6Aの新期堆積層上部は菖蒲谷層の上部層・下部層、つまり大阪層群下部に、新期堆積層下部は菖蒲谷層の最下部層、つまり大阪層群最下部に対応すると考えられます。

《結晶片岩礫の存在と河川の北流》

鮮新世の中頃、現在の大阪湾域で基盤の領家帯(領家花筒岩類)が沈降し、大阪層群最下部

が堆積し始めた頃、紀ノ川流域では中央構造線の活動と基盤の三波川帯(三波川結晶片岩類)の沈降によって、菖蒲谷層が堆積し始めます。この時期、和泉山脈はまだ低平な準平原状の姿を保っており、また紀伊水道も開いてはおりません。

中央構造線は、現在、紀ノ川ぞいから淡路島の南端をかすめ、四国の吉野川ぞいに西に走ります。その北側には、和泉層群からなる山地 和泉山脈、淡路島南部の諭鶴羽山地、讃岐山脈 が連なります。中央構造線の南側は外帯となり、結晶片岩類からなる三波川帯が帯状に延びています。

ところで、中央構造線の南側にしか露出していないはずの結晶片岩類が、礫になって、中央構造線より北側、和泉層群よりさらに北側に分布する大阪層群の最下部と一部ではその直上の地層に含まれているのです。大阪では泉南地域の内畑付近と同地域西端の岬町付近、淡路島では西岸の五色ヶ浜や北端の松帆岬などが分布域で、泉南地域や五色ヶ浜では、紅礫石片岩というきれいなピンク色をした結晶片岩の礫も合まれます。また高松の南西方の三豊層(大阪層群相当層)からも同様に結晶片岩類の礫がでてきます。

これらの礫の存在は、鮮新世には、紀伊山地と四国脊梁東部山地(剣山地)を結ぶ線上、つまり現在の紀伊水道の中部を横断する線上に太平洋と瀬戸内を分ける分水界があり、その分水界から北流する河川が、三波川帯の岩盤を削って結晶片岩類の礫を運び、まだ低平であった和泉山脈や諭鶴羽山地を横切って、大阪堆積盆地や播磨堆積盆地に流入していたことを語っています。

また現に、当時の北流した河川の跡と推定される地層も残っておりまして、泉南の岬町からその南方、和泉山脈西端の標高100~200mの低平な山地の尾根上には、標高150m近くまで大阪層群の砂礫層が南北に細長く連なっています。現在、大阪層群と紀ノ川ぞいの菖蒲谷層は和泉山脈によって、また高松付近の三豊層(大阪層群相当層)と吉野川ぞいの森山

層(菖蒲谷層相当層)は讃岐山脈によって隔てられていますが、鮮新世には、これらの地層は一連の地層として堆積したのです。

ところで、紀ノ川下流域に分布する菖蒲谷層からは、これまでに(地震前まで)紅礫石片岩の礫が見出されてないのです。これがいかにも不思議で以前から気にかかっていたのですが、さきの地質断面図(図1・6A)を見たときに、この疑問は氷解しました。中央構造線の垂直変位が非常に大きく、紀ノ川下流域に伏在する菖蒲谷層の層厚は800mに達しています。図の新期堆積層(菖蒲谷層)下部は大阪層群最下部に相当しますから、多くの紅礫石片岩の礫はこの部分に埋積されているはずで、このことは、地震後の調査によって確かめられました(図2・7、図2・8)。

紀伊水道南方海底下の地層

つぎに、中新世から鮮新・更新世にかけての外帯(南海区)の様子も一瞥しておきます。地質調査所は、1974・75年にかけて紀伊水道南方海域を調査し、20万分の1の「紀伊水道南方海底地質図」と「同表層堆積図」を刊行しています。その際に行われた反射波地震探査の結果 とくに紀伊水道南方の上部大陸斜面から室戸舟状海盆をへて、外縁隆起帯の土佐にいたる海域の地質断面図(図1・7)について検討した井内美郎氏は、1978年に、その研究結果を「紀伊水道南方の上部大陸斜面成立時期」として公表しております。それによれば、紀伊水道南方海底下の地層は、下位より、

1. T層(中新世前期・中期)・K1層(中新世後期・鮮新世前期)・K2層(鮮新世中斯・後期)・K3層(更新世前期)・P層(更新世中期以降)に分けられる。
2. P層は室戸舟状海盆を水平に埋立てるように堆積していて、その分布は、現在の海底地形と調和している。一方、K層の分布は現在の海底地形と不調和で、たとえばK1層の分布は上部大陸斜面の地形と斜交し、K3層の最大層厚部は上部大陸斜面に位置している。

3. 紀伊水道南方の上部大陸斜面が成立した時期は、K3層堆積後、P層堆積前である。陸上における更新世前期末ないし更新世中期はじめの六甲変動最盛期には、海底でも同様の地質構造運動があり、上部大陸斜面が形成されたと考えられる。

ここでT層というのは、「紀伊水道南方海底地質図」によれば、紀伊半島の田辺層群・熊野層群に対比されていますから、これは大阪周辺の神戸層群・二上層群（第1瀬戸内累層群）に相当する地層群です。そしてK層はT層を不整合におおっていますから、これは大阪層群に対比されます。またP層はK層を不整合におおっているので、これは段丘堆積層・沖積層に対比されます。

図にみるように、K層(大阪層群相当層)の基盤となっているT層は大きく変位・変形していて、この基盤上面の形状は、上部大陸斜面から室戸舟状海盆にかけて下がり、同海盆から土佐簀にかけて上がるV字形になっています。もちろんT層の変位・変形は、T層の堆積後、鮮新世以降の六甲変動によって生じたものですが、T層上面の深度つまり基盤深度は海水面下500~2,000m深で、大阪湾湾底下の基盤深度の2,000~3,000m深に比べればずっと浅いのです。鮮新世初頭には、紀伊水道から南方海底下のこの基盤上面は、まだ起伏

にとぼしい平坦面であったに違いありません。ところで、紀伊水道の東を限る紀伊山地では、中新世中期に、西南部には田辺層群、南東部には熊野層群が堆積し、潮岬では潮岬火成複合岩類の活動があります。その直後には、中軸部に南北に連なる大峯酸性岩類と南東部の熊野酸性岩類の活動があり、紀伊山地の隆起が中新世に始まったことを示しています。また紀伊水道の西を限る四国脊梁東部山地（剣山地-室戸岬を中軸とする山地）も、紀伊山地と同様に中新世以来の隆起地塊で、両山地に東西を限られた紀伊水道地域は、中新世以来の沈降帯であったと考えられます。

ただし紀伊水道南部の海底下には、図1・7から判断して、T層・K層・P層が伏在していると推定できますが、紀伊・四国両山地の脊梁部を結ぶ線上に位置している紀伊水道中部の海底下にT層・K層が伏在しているかどうかは、いまのところ明らかではありません。

古瀬戸内河湖水系

《第1瀬戸内と瀬戸内火山岩類》

中新世の前期・中期のはじめ、西南日本では、東は長野県の富草から、^{したら}設楽・^{みずなみ}瑞浪・伊勢湾周辺地域、さらに京都・奈良・神戸へ延び、岡山・津山・^{みよし}三次などの中国地方をへて日本海側にいたる地域が沈降します。この中新世前期・中期のはじめの沈降域が第1瀬戸内沈

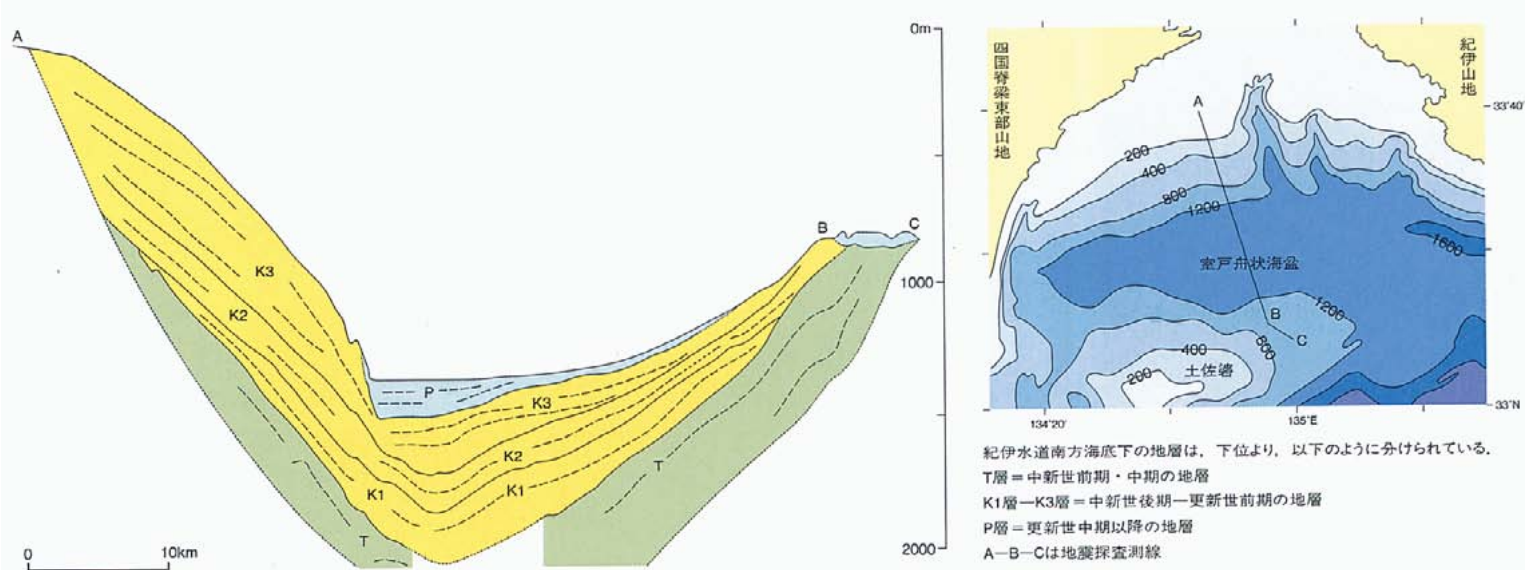
降帯で、ここに堆積した湖成・海成の地層群が第1瀬戸内累層群です。また、この時期に形成された広い海域を古瀬戸内海と呼んでいます。

これに続いて中新世中期には瀬戸内火山岩類が活動します。これらの火山岩類は、東からいうと、設楽・室生・奈良・二上山・小豆島・香川・石槌山・松山周辺・山口大島というように、ほぼ中央構造線に沿ってその北側に、また九州では、大分県の大野周辺(代三五山・三宅山など)に分布し、第1瀬戸内沈降帯の方向とはやや異なって、瀬戸内方向(東西方向)に配列するのが特徴です。

《鮮新世はじめの準平原面》

その瀬戸内区では、凡そ500~600万年の長期にわたって静穏な時期が続きます。その結果、浸食・削剥作用による平坦化が進み、広域的に起伏の小さな準平原が形成されます。現在、中国山地には、高度1,000m内外に脊梁平坦面(中国準平原)、高度400~600mに吉備高原面が発達しています。多井義郎氏は、この準平原を層序学的に研究し、これらの平坦面上には海成の第1瀬戸内累層群がみられることから、両平坦面は第1瀬戸内累層群堆積後のほぼ同時期に形成された浸食平坦面であり、その後おもに断層運動を伴った地殻変動によって両者間の高度差が生じたことを明

図1・7 紀伊水道南方海域の反射波地震探査にもとづく地質断面図および同探査測線位置図



らかにしています。つまり、中国準平原・吉備高原が準平原化作用を受けたのは、中新世後期から鮮新世のはじめにかけてで、鮮新世の中国地方には、起伏の小さな準平原が広がっていたということです。

近畿の瀬戸内区とその周辺地域にも、鮮新世はじめには中国準平原・吉備高原に相当する準平原が広がっていたのですが、この地域は、鮮新世以降に地殻変動(六甲変動)が生じて、隆起域と沈降域とに細かく分割されてしまいます。そのため隆起域では、当時の準平原は変位・変形・浸食を受け、現在では、その原形を山地・山脈の接峰面(山地・山脈の頂をつらねた面)として残すに止まります。すなわち、淡路島脊梁山地・六甲山地・生駒山地・和泉山脈・鈴鹿山地などの接峰面に、当時の準平原面が残されているわけです。

一方、沈降域では、沈降による変位・変形を受けても、そこには新しい地層が堆積するので浸食をうけません。そのため変動前の凡その地形は、堆積盆地地下の基盤上面として残されることになります。さきに図1・4や図1・3で見たように、大阪湾湾底下や大阪平野地下の基盤上面の形態は、大阪湾断層や上町断層沿いの変位・変形と大阪湾南部の小さな起伏を除けば概してなめらかです。鮮新世初頭には、こうしたなめらかな地形が近畿の瀬戸内にも広がっていたわけで、中国地方と同様に、この地域にも準平原が形成されていたことがわかります。

こうした準平原ができたのは、近畿地方では瀬戸内が主に領家帯にあり、また中国地方では、中国山地が脊梁部まで広く第1瀬戸内累層群におおわれていて、いずれも基盤が浸食・平坦化をうけやすかったからでしょう。さきに図1・7でみたように、外帯の紀伊水道南方海域でも、基盤のT層(第1瀬戸内累層群相当層)上面の形態は、変動による変形を除けば起伏にとぼしい平坦面になっています。

《準平原周辺の隆起地塊》

しかし同じ沈降域にあっても、古琵琶湖層群が堆積した琵琶湖湖底下の基盤上面の形は異

なっています。この地域の基盤は、中・古生層の丹波帯および湖東流紋岩・花崗岩類からなりますが、その基盤上面は起伏が著しく南北方向に4~5列の凸部と凹部、つまり山地と河谷が配列しているのです(図1・8A,B)。琵琶湖湖底下の基盤上面の形状は、鮮新世から更新世はじめにかけての地形の姿を止めたものです。おそらく鮮新世の時代、中・古生層からなる丹波山地や美濃山地は、低平な準平原ではなく、琵琶湖湖底下の基盤と同様かなり起伏に富んだものであったのでしょうか。丹波高原面や美濃山地の接峰面は、中新世はじめの準平原面であったと考えられます。外帯では、前節で述べたように中新世から紀伊山地、四国脊梁東部山地の中軸部が隆起してきます。また石槌山周辺での面河酸性岩類の活動に示されるように、四国脊梁西部山地(石槌山・足摺岬を中軸とする山地)の隆起も同じ時期に始まっています。これらの3つの山塊の接峰面も、中新世はじめの準平原面であったと考えられます。

こうして見てきますと、いわゆる近畿三角地帯を限る丹波・美濃・紀伊山塊と、四国の2つの山塊は、第1瀬戸内の時代から隆起地塊として存在していたのでしょうか。そして第1瀬戸内累層群の堆積後、中新世後期から鮮新世のはじめにかけての準平原化作用により、中国・近畿の瀬戸内には、広大な平坦面が発達し、さらにそれは紀伊水道やその南方海域下にもひろがっていたものと思われれます。

《第2瀬戸内沈降帯》

鮮新世になると、瀬戸内の長い静穏期も終わり、この地域は変動の場へと変わっていきます。西は有明海・島原湾付近から瀬戸内海をへて、播磨平野・大阪平野・奈良盆地・京都盆地、そして琵琶湖を含む近江盆地・伊賀上野盆地へと連なり、さらに伊勢湾周辺から木曾谷にいたる地域が沈降します。この沈降域が第2瀬戸内沈降帯で、そこに堆積した鮮新・更新世の地層群が第2瀬戸内累層群です。また、この沈降帯に発生した鮮新世以降の地殻変動を六甲変動と呼んでいます。

第2瀬戸内累層群は、一般に湖沼成・河川成の地層からなりますが、大阪とその周辺地域や九州中部など一部には更新世の海成層がはさまれます、図1・9が第2瀬戸内累層群の分布図で、各地層(層群・累層)の名称を図に記しました。伊勢湾とその周辺地域に堆積した地層群は東海層群、伊賀上野盆地・近江盆地とその周辺地域に堆積した地層群は古琵琶湖層群、そして大阪とその周辺地域に堆積した地層群が大阪層群です。中央構造線沿いの沈降帯に堆積した紀ノ川流域の菖蒲谷層や吉野川流域の森山層も、大阪層群に入れるのがよいと思います。四国の三豊層・岡村層・郡中層、広島の方東の西奈層、九州中部の碩南層群・大分層群や口之津層群などは、いずれも第2瀬戸内累層群の地層です。

《古瀬戸内河湖水系》

さきに述べたように、大阪層群最下部とその直上の地層に含まれる結晶片岩礫の存在によって、大阪堆積盆地、播磨堆積盆地と紀ノ川堆積盆地の形成が始まった鮮新世には、現在の紀伊水道中部にあった低平な分水界から河川は瀬戸内側へ北流してしたことがわかります。じつは、このことを最初に述べたのは、1966年に、中国の研究者を招いて開催された地学団体研究会20回記念総会の「第四紀」討論会での私の講演です。そのさい、私が作成した古地理図が図1・10と図1・11です。私の講演「大阪層群と六甲変動」、中国の第四紀地質・地震地質学者として有名になった若き日の丁国瑜氏らの講演「中国北部の第四紀盆地の堆積について」などの内容は、同年に、地球科学85・86号として出版されています。図1・10と図1・11は、もちろん、当時の知識にもとづいて描いたものです。ありのままに言えば、その数年前に公表された笠間太郎・藤田和夫氏の古地理図を踏襲したもので、相違する点は、結晶片岩礫の由来にもとづいて、第2瀬戸内前期(鮮新世)には、現在の紀伊水道中部に瀬戸内側と太平洋側とを分ける分水界があり、そこから河川が北流したという点と、第2瀬戸内後期(更新世前期・中期)にな

ると、低平化した分水界をこえて、海が太平洋側から瀬戸内側へ浸入したとしていることです。

では、第2瀬戸内前期(鮮新世)に、現在の紀伊水道中部から北流し、大阪堆積盆地や播磨堆積盆地に流入した河川は、そこから東と西のどちらに向かい、どの地域で海に流出していたのか。鮮新世の瀬戸内の古地理では、この点が一番重要になるのですが、私は、当時(鮮新世)の中国大陸との関係や産出する化石からみて、この水系は、大阪層群堆積盆地や古琵琶湖層群堆積盆地の水系だけでなく、東海層群堆積盆地の水系をも合わせて瀬戸内を西へ流れ、九州の南西方で海に注いでいたと考えております(図1・10)。そして、この第2瀬戸内沈降帯を西流した河川と湖沼からなる大きな水系を、古瀬戸内河湖水系と呼んでいるわけです。

古瀬戸内河湖水系については、今後、解明していかねばならない多くの問題があります。紀伊水道と豊後水道にあったと推定される瀬戸内側と太平洋側とを分ける分水界の問題、東海層群堆積盆地の水系と古琵琶湖層群堆積盆地の水系とのつながり、九州における古瀬戸内河湖水系の問題、さらに古瀬戸内河湖水系と中国大陸の長江(揚子江)水系・黄河水系との関係など、多くの未解明の問題があります。中国大陸を含めた鮮新・更新世の広域の古地理を明らかにするためには、古瀬戸内河湖水系の問題は、是非とも解明されねばならない課題であると思います。

図1・8 A - 琵琶湖湖底下における基盤伏在深度

〈石油資源開発地球科学総合研究所, 1984年, および植村晋博・太井子宏和, 1990年による〉

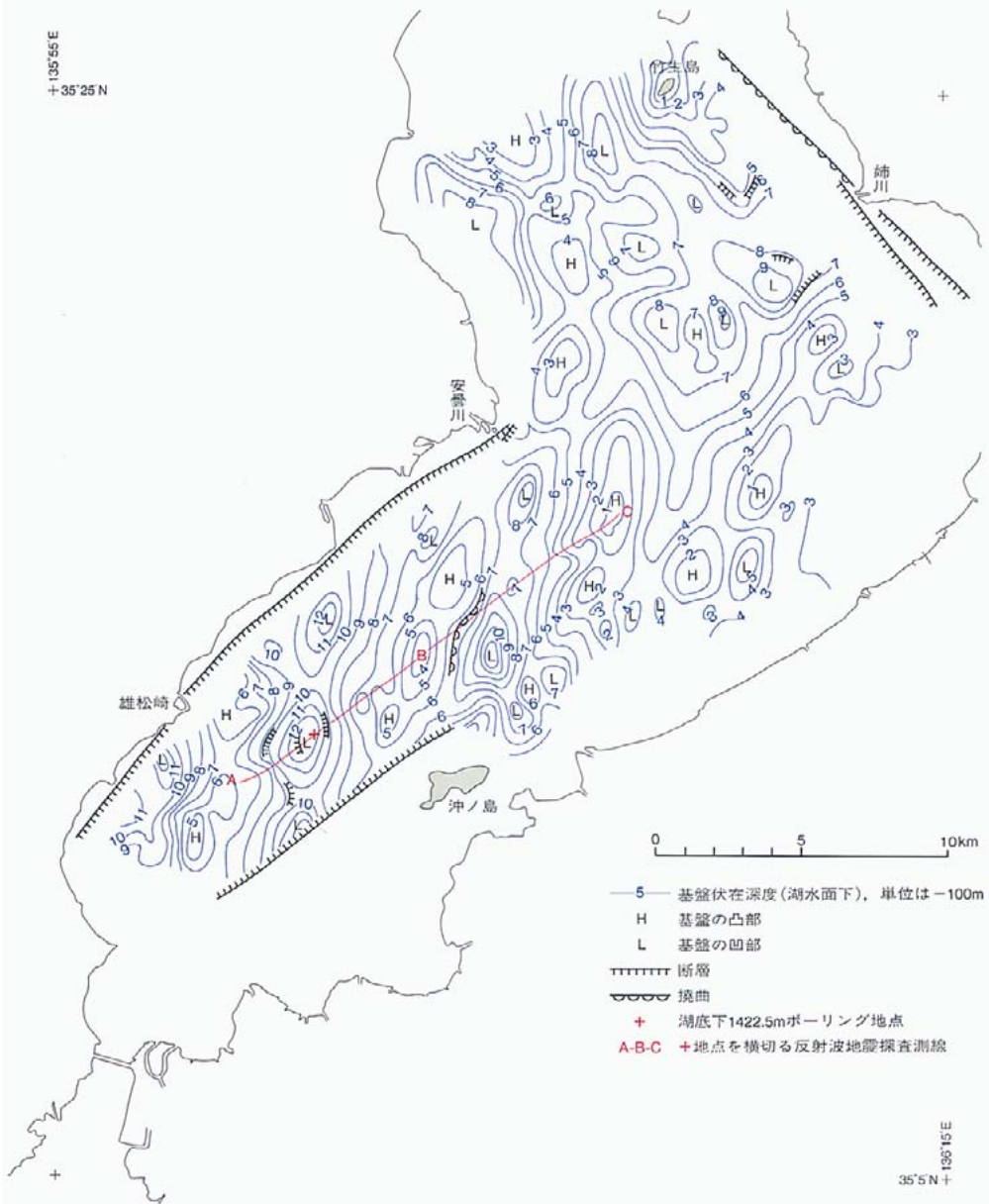
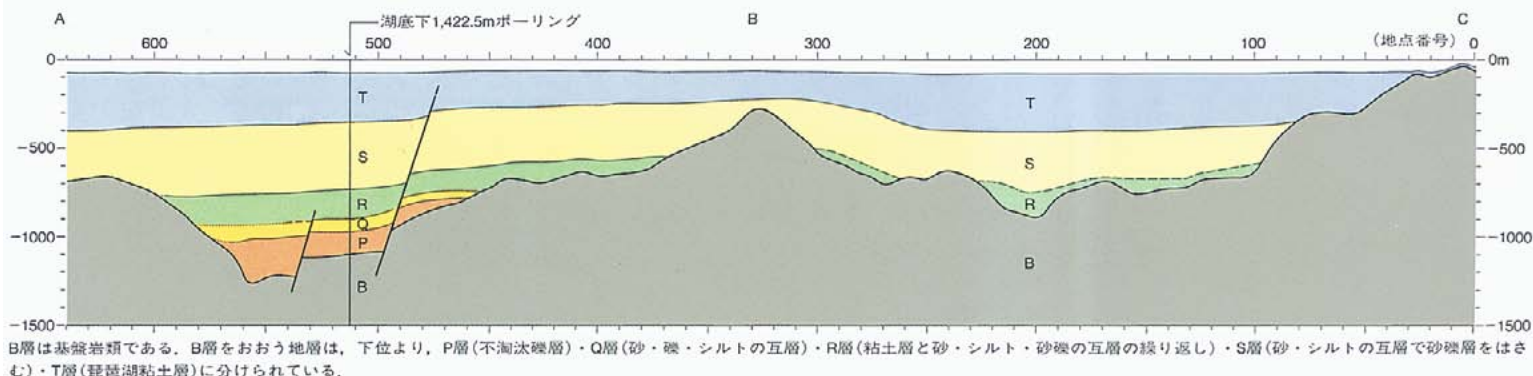


図1・8 B - 琵琶湖湖底下1,422.5mボーリング地点を北東方向に横切るA - B - C測線の反射波地震探査にもとづく地質断面図

〈石油資源開発地球科学総合研究所, 1984年による〉



《大阪層群堆積盆地への海の浸入》

第2瀬戸内後期(更新世前期・中期)になると、大阪層群堆積盆地にはたびたび海が浸入し、多くの海成粘土層が堆積します。現在の知識では、最初の海成粘土層は大阪層群下部に挟まれるMa - 1層で、その年代は更新世前期後半の約120万年前です。この海は、西の有明海の方からではなく、南方の太平洋側から浸入したと考えられます(図1・11)。

兵庫県の氷上町石生付^{いそう}付近には、日本海側へ流れる由良川支流の竹田川と瀬戸内海側に流れる加古川との分水界がありますが、この分水界の境界は地形的に明確なものではなく、河川の争奪に起因する谷中分水界として知られています。更新世則期に、紀伊水道中部にあった瀬戸内側と太平洋側を分ける分水界も、

ほぼこれと同様な低平化した分水界で、海は容易に第2瀬戸内沈降帯に浸入したと考えられます。また豊後水道も、ほぼ紀伊水道と似た状況にあったのだらうと思います。なお誤解を招かないように、さきの古地理図について一言付け加えますと、この図では淡水域が延々とつながって大きく広がっています。これは、30数年前の研究段階では各堆積盆地に堆積した地層群の対比もまだ不十分で、こうした図しか描けなかったのです。古瀬戸内河湖水系は湖と河川のつながりですから、淡水域が図のように広大なことはなく、その点は修正する必要があります。ただ修正するためには、各堆積盆地の地層群の広がり进行调查し、これらの地層群どうしを正確に対比しなければなりませんから、それも現状では

まだ難しいのです。東海層群の5万分の1地質図幅調査に長年にわたって従事してきた吉田史郎氏は、1992年に、瀬戸内区の発達史を整理し、中新世以降の古地理変遷図を発表しております。そのうち、鮮新・更新世については3枚の古地理図が描かれています。瀬戸内区東部の鮮新・更新世の古地理図としては、これらの図に現在の知識がまとめられていると思いますので、それを図1・12に紹介し、あわせて同氏の解説を要約し、若干の私見を加えて記しておきますので参照して下さい。阪神・淡路大震災の発生する前までに、大阪堆積盆地とその周辺について分かっていたことをまとめてみますと、だいたい以上ようになります。

図1・9 - 第2瀬戸内累層群の分布図

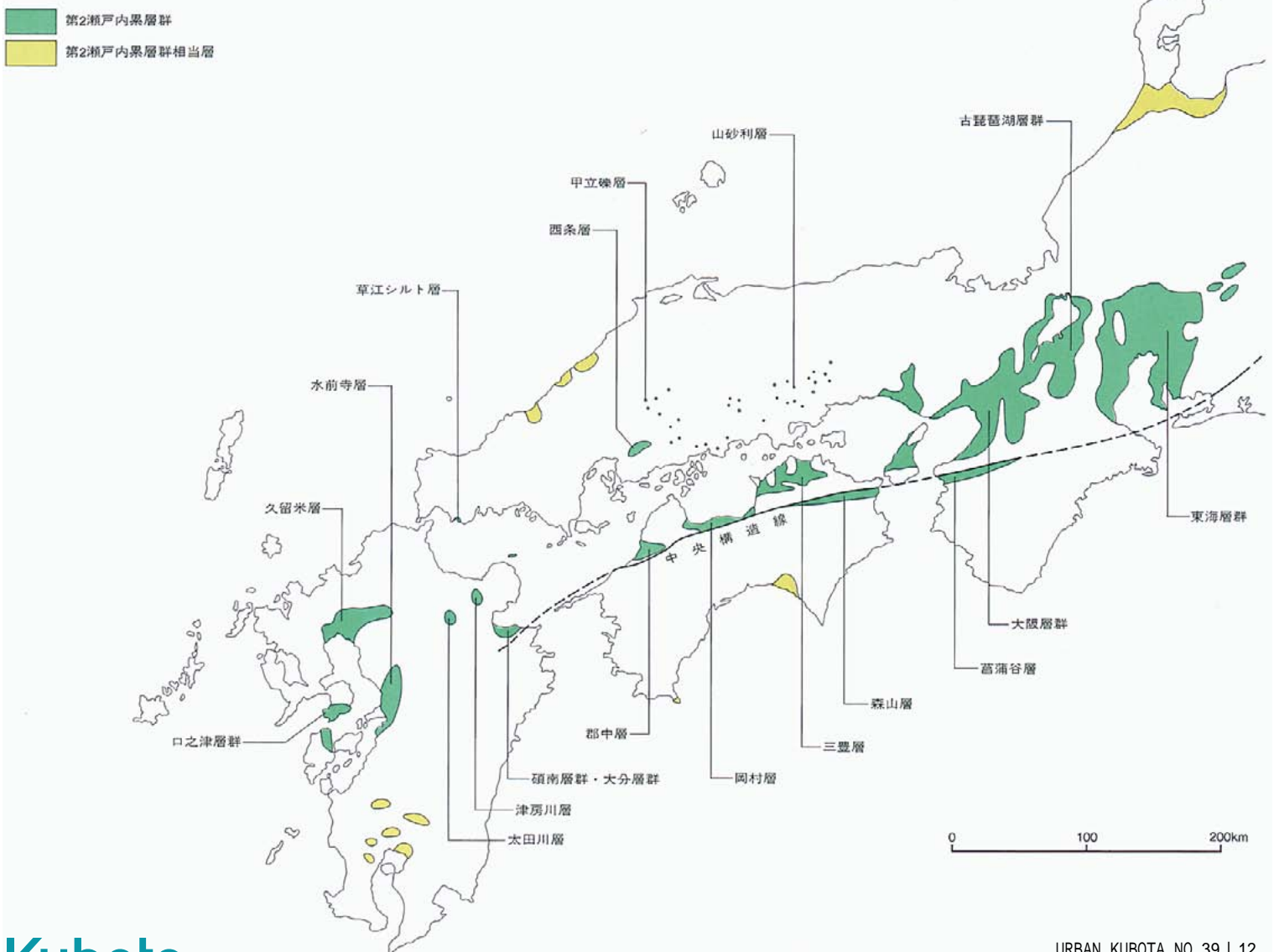


図 1・10 - 第 2 瀬戸内前期 (鮮新世) の古地理図 <市原, 1966>

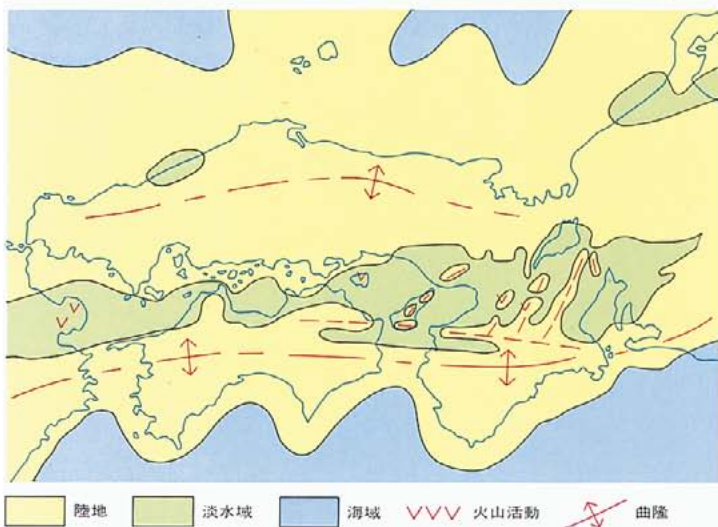


図 1・11 - 第 2 瀬戸内後期 (更新世前期 - 中期) の古地理図 <市原, 1966>

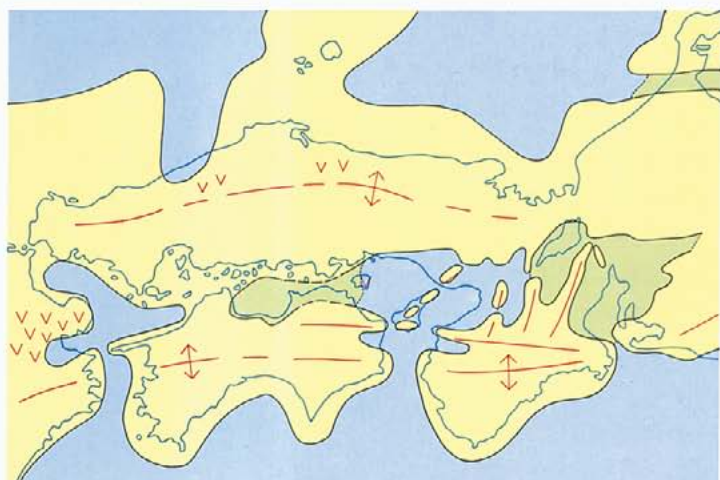
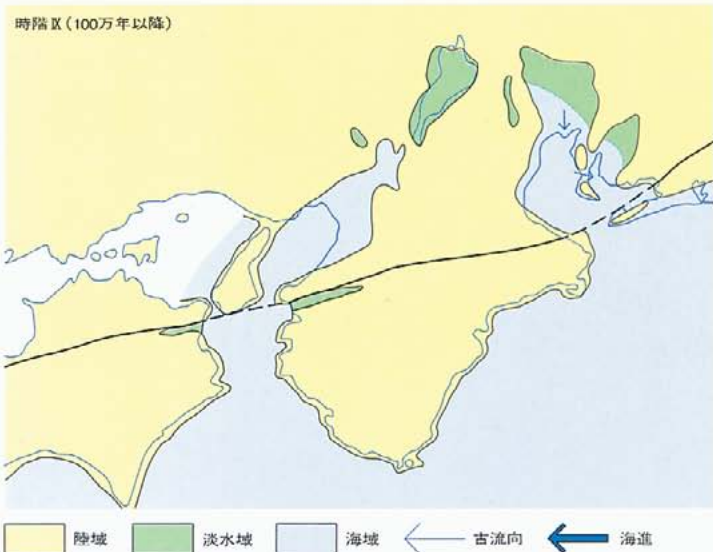
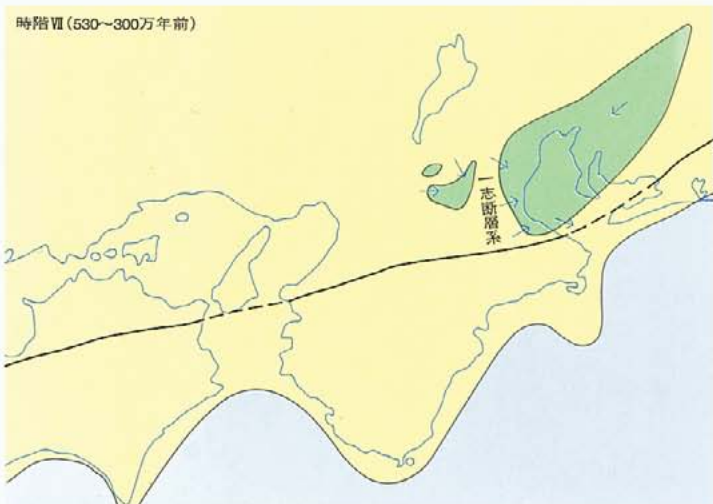
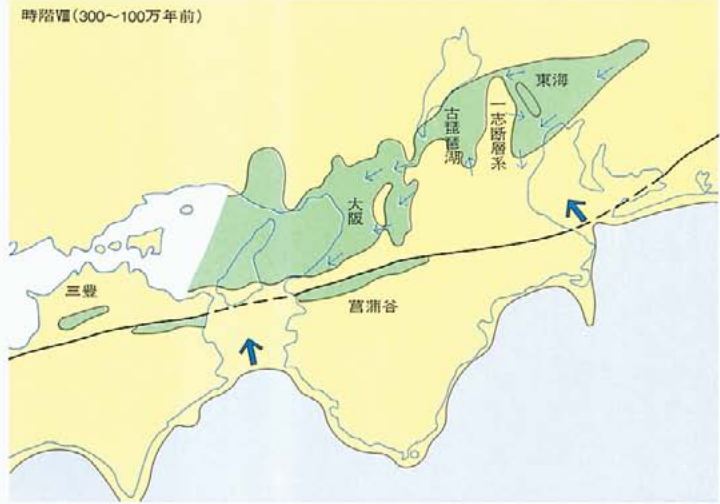


図 1・12 - 瀬戸内東部の鮮新世・更新世古地理



<吉田史郎, 1992による, 一部改変>



時階Ⅶ (530~300万年前)
第2瀬戸内累層群の堆積盆地の形成が始まった時期である。東海堆積盆地に東海層群下半部が堆積し、古琵琶湖堆積盆地ではやや遅れて伊賀上野に古琵琶湖層群下部が堆積した。

時階Ⅷ (300~100万年前)
東海・古琵琶湖堆積盆地が北に移動し、大阪層群堆積盆地の形成が始まった時期である。東海堆積盆地では東海層群上半部が堆積し、古琵琶湖堆積盆地では湖東地域に古琵琶湖層群中部が堆積した。大阪層群の堆積盆地の範囲はこの時期が最も広く、そこに大阪層群最下部・下部下半部が堆積した。中央構造線ぞいの堆積盆地にも宮浦谷層などの陸成層が堆積した。北東-南西方向に配列した東海・古琵琶湖・大阪層群の3つの堆積盆地は、関ヶ原や郷ノ口付近を通る河川でつながっていた。東海・古琵琶湖・大阪層群間で対比された嘉例川・五軒茶屋・福田火山灰層は再堆積火山灰層で、その主要構成物質の火山灰は、長野・岐阜県山岳地域の火山から噴出し、前述の河川を通じて東海堆積盆地から古琵琶湖堆積盆地へ、さらに大阪層群の堆積盆地へと運搬されていたと考えられる。なお、本時階末期から、第2瀬戸内累層群の堆積盆地は海進の影響を受けるようになった。

時階Ⅸ (100万年前以降)
東海・古琵琶湖・大阪層群の堆積盆地が移動・縮小し、堆積盆地と山地との地形対立が強くなった時期である。東海堆積盆地と古琵琶湖堆積盆地との連絡は断たれた。古琵琶湖堆積盆地はさらに北西に移動し、琵琶湖-湖西地域に同層群上部が堆積した。大阪層群の堆積盆地では、沈降域は大阪堆積盆地から京都堆積盆地にのびる細長い地域だけになり、そこに内陸型海陸互層の大阪層群下部上半部・上部が堆積した。

地震後の調査・研究から

《はじめに》

1995(平成7年)1月17日に発生した兵庫県南部地震は、阪神・淡路大震災と呼ばれるように、淡路島北部から阪神間の神戸市、芦屋市、西宮市、宝塚市などの地域に大きな被害をもたらしました。

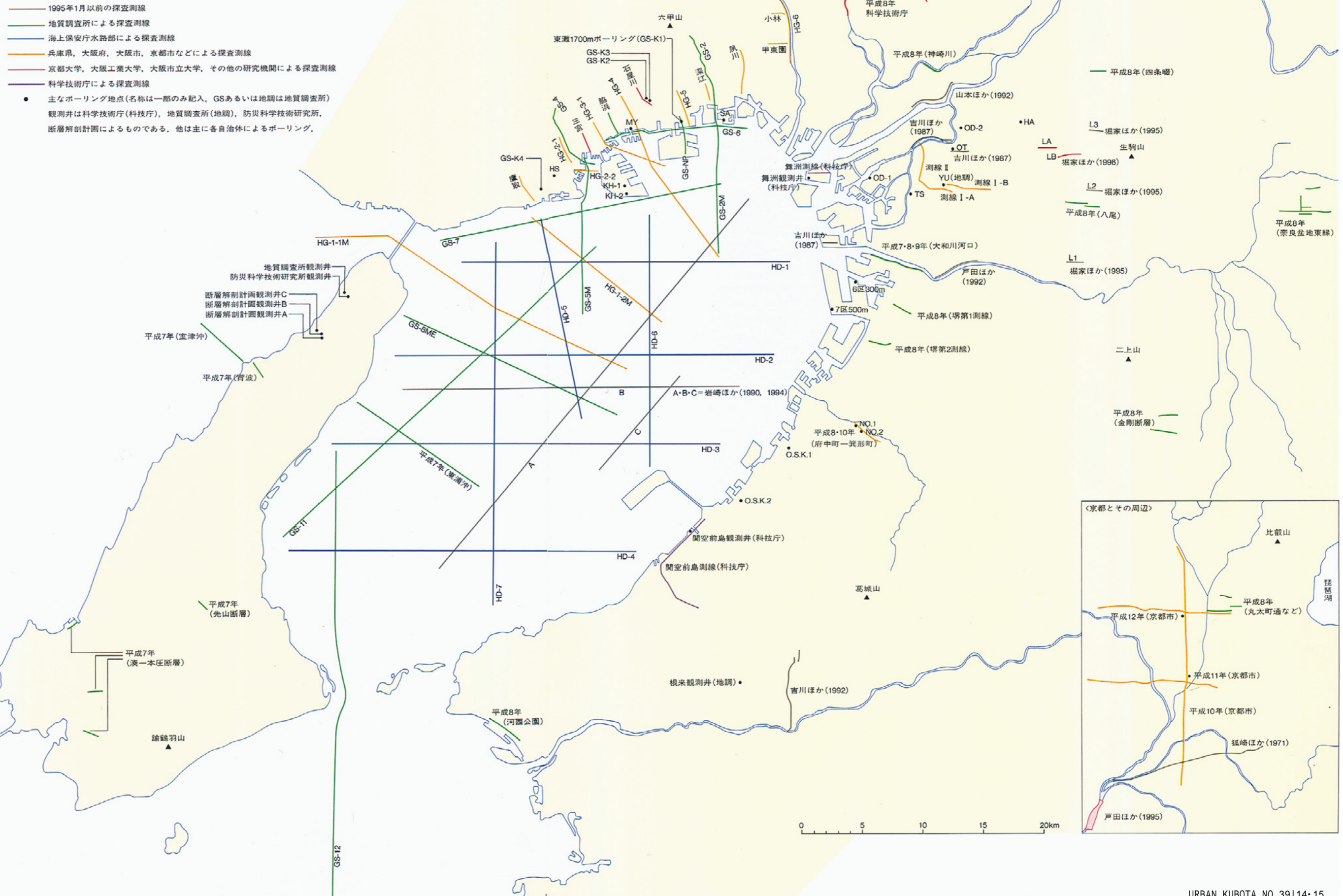
広島大学の中田高らは、地震後、ただちに淡路島北部地域を調査して、「西岸ぞいに走る野島断層が地震断層としてずれ動いた」と、最初に報じました。地質調査所も、同地域の調査を行なって、地表に出現したこの地震断層は、長さ約10km、水平変位(右横ずれ)が最大で1.8m、垂直変位(東上がり・西落ち)が最大で1.3m、断層面は70~80度南東傾斜であることを明らかにしました。

一方、明石海峡をこえた神戸側では、神戸市須磨区から西宮市西部にかけて、海岸より内陸部で、幅約2km・長さ約25kmにわたる地域が甚大な被害を被り、「震災の帯」とよばれるようになりました。そして、多くの研究者が調査・研究を行いました。震災の帯内に、野島断層のような地震断層は見られませんでした。

地表に地震断層が出現していないのに、どうして「震災の帯」ができたのか。その原因としては、いくつかの説があったのですが、結局、「深部地下構造によって地震波エネルギーが震災の帯に集中したため」と考えられました。このようにして、地震後、深部地下構造の調査・研究は、活断層の発掘調査とともに、地震防災の最も重要な課題の1つとなり、国や自治体などさまざまな関係機関により、多額の費用をかけて多くの調査が行われてきました。

図2・1は、おもに地震後に、深部地下構造とその構造を構成している岩体・地層の実体を明らかにするために、大阪湾とその周辺地域を中心にして、大阪層群の各堆積盆地すなわち大阪盆地・播磨盆地・紀ノ川盆地・奈良盆地・京都盆地で行われた地震探査の測線(ほとんどがP波による反射法地震探査)、深層ボーリングおよび観測井ボーリング地点を示

図2・1—大阪湾とその周辺地域の反射法地震探査測線と主なボーリング地点



したものです。

この章では、これらの調査・研究のうちその主要なものについて簡単に説明し、最後に、近畿の主要活断層の発掘(トレンチ調査)にもとづく地震危険度=地震発生確率についても触れておきます。

大阪湾、明石海峡、紀淡海峡～紀伊水道北東部の反射波地震探査と東灘1700mボーリング(GS-K1)

大阪湾を中心とした海域の(P波による)反射波地震探査は、地震前には、岩崎ほか(1990, 1994; 図1・4, 図1・5)によって、地震後は、兵庫県(HG)、地質調査所(GS)、海上保安庁水路部(HD)によって行われました。図2・3には、地震後の調査による代表的な7つの深度断面図を示しました。

さて、東灘1700mボーリング(GS-K1)では、1545.7m以深に伏在する基盤岩(花崗岩)をおおう堆積層(大阪層群・段丘相当層)中に、Ma-1層、Ma0層、.....Ma12層の海成粘土層が認められています(図2・1～2, 図2・10～11)。地質調査所は、このボーリング孔を利用して音波検層とVSP(垂直速度測定)を、またボーリング地点を通るGS-NP測線の反射波地震探査を行って、Ma-1, Ma3, Ma6, Ma10の層準に振幅の大きい反射面があることを確かめました(図2・2)。これらの層準は、GS-NP測線と交差するGS-6測線を介して、大阪湾全域に追跡されていて、湾底下の大阪層群中に不整合関係は認められていません(図2・3)。紀伊水道北東部に分布している菖蒲谷層(大阪層群)にも、Ma-1, Ma0, Ma1層準付近の海成粘土層が挟まれている可能性があります、それは今後の問題です。

兵庫県によるHG-1-1M測線の反射波地震探査の深度断面図(図2・3)では、地層岩体を、まず、基盤岩(花崗岩、淡路島側に一部神戸層群)、大阪層群、段丘相当層+沖積層の3つに大分し、つぎに、大阪層群をMa3(アズキ火山灰)層準を境にして上部と下部に分けました。

水路部によるHD-4, HD-7測線の反射波地

図2・2 - 東灘1700mボーリング(GS-K1)、測線GS-NPおよびGS-6における海成粘土層の対比

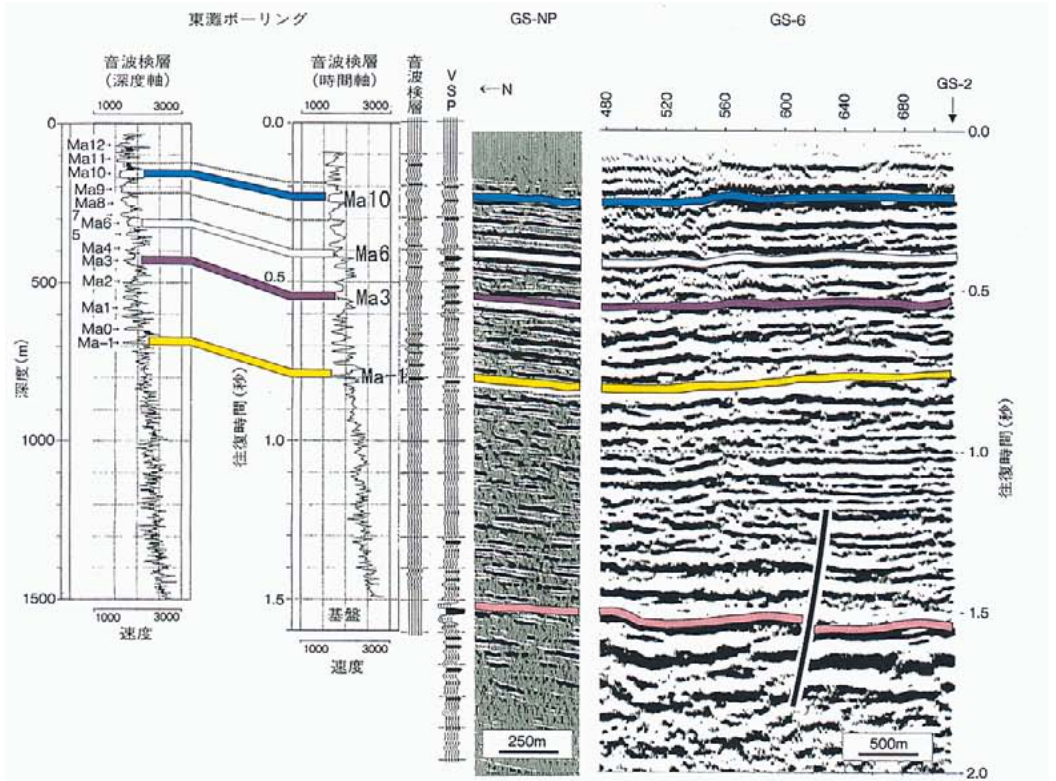
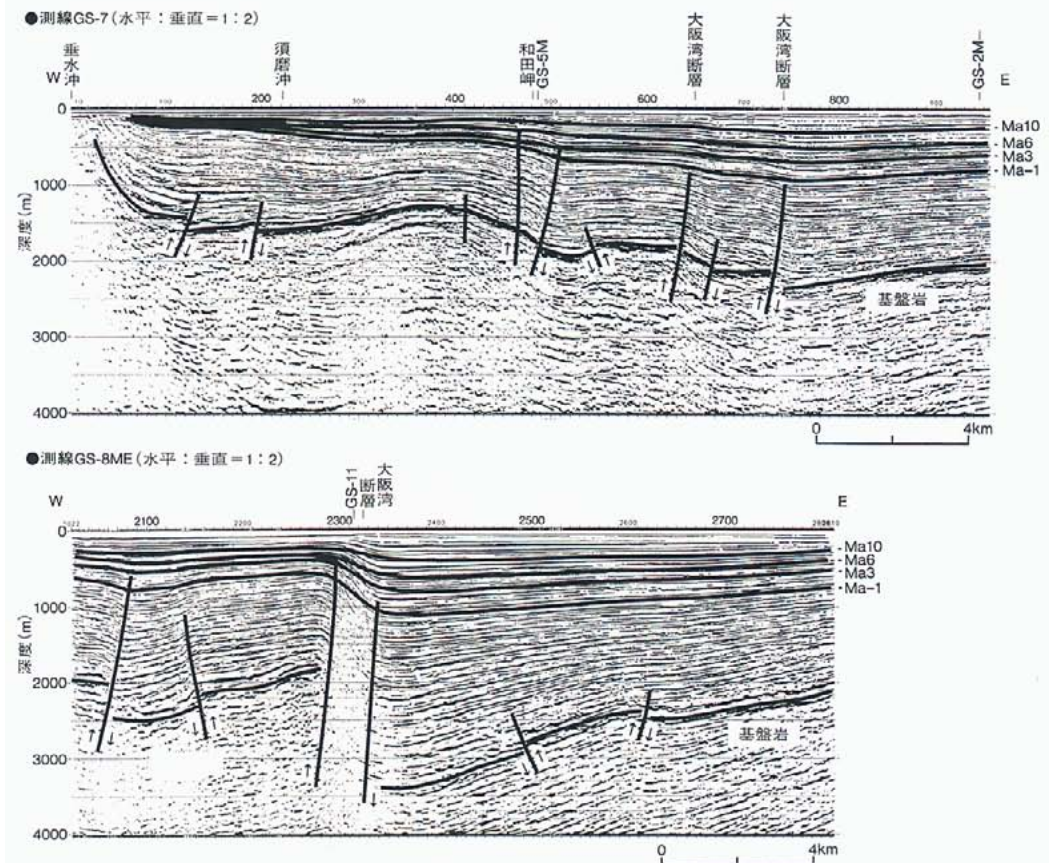
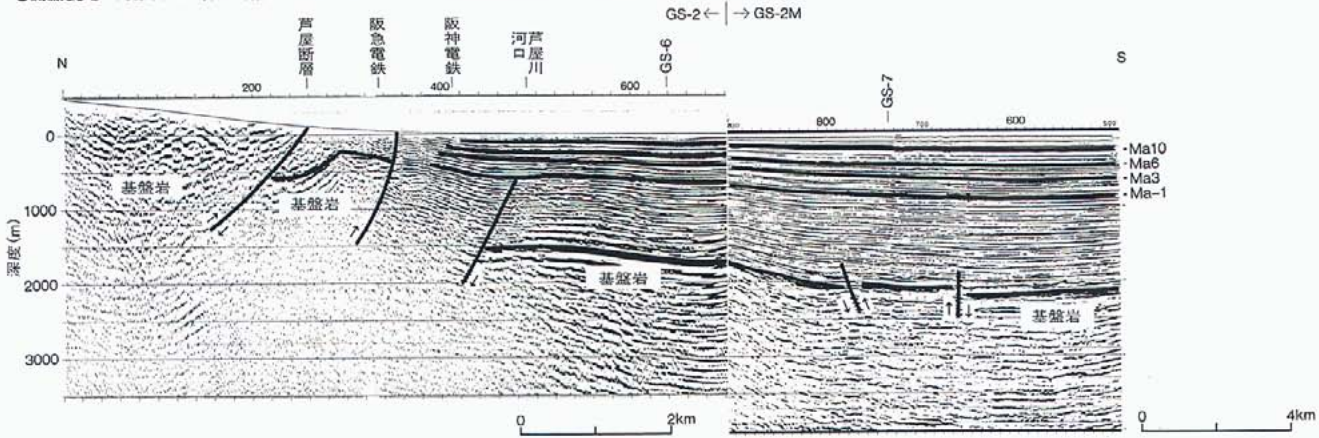


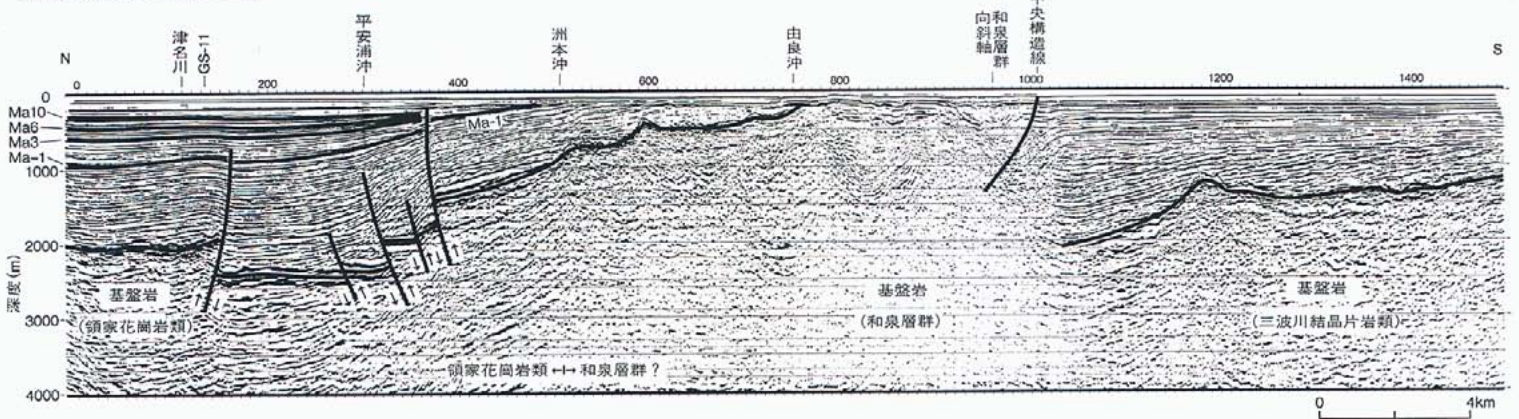
図2・3 - 大阪湾における反射波地震探査深度断面図



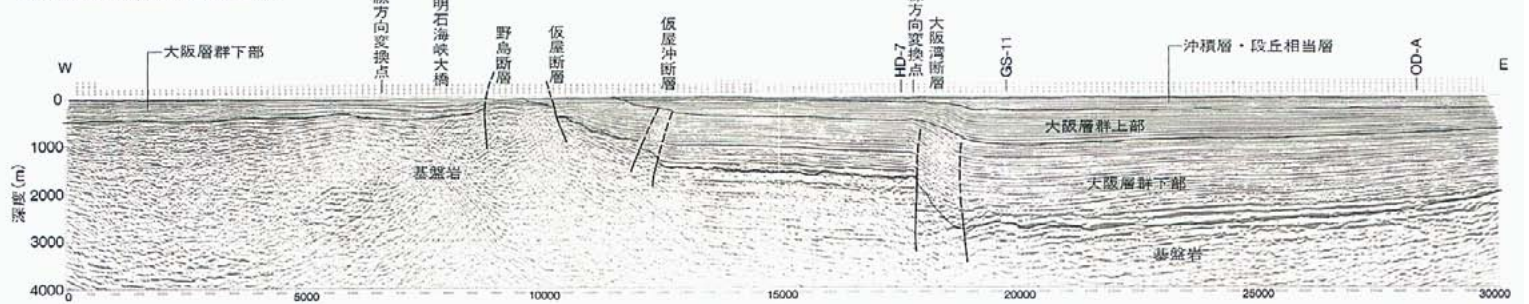
●測線GS-2～測線GS-2M (GS-2断面は水平：垂直=1:1, GS-2M断面は水平：垂直=1:2)



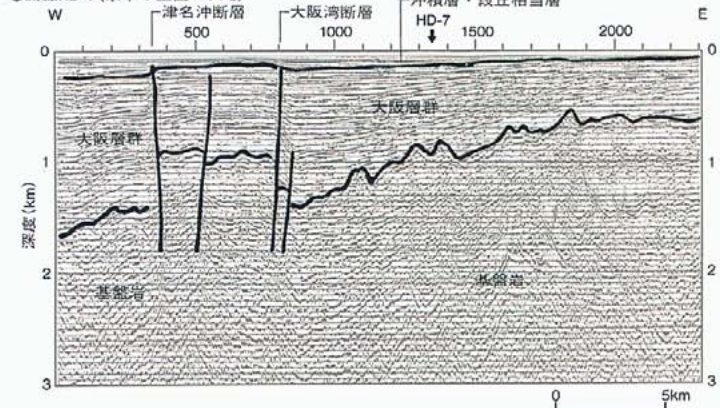
●測線GS-12 (水平：垂直=1:2)



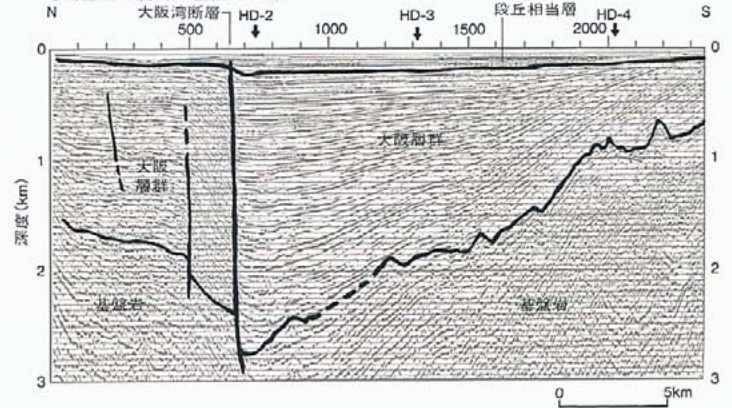
●測線HG-1-1M (水平：垂直=1:1)



●測線HD-4 (水平：垂直=1:5)



●測線HD-7 (水平：垂直=1:5)



震探査の深度断面図では、地層・岩体を、基盤岩、大阪層群、段丘相当層 + 沖積層の3つに分けました(図2・3)。大阪層群を2つの不整合により3つに細分する水路部の区分を採用しなかったのですが、その理由は、HD-4、HD-7測線の深度断面図では、沿岸部の段丘相当層と大阪層群の間に、不整合が認められるにすぎないからです。泉南では、沿岸部から内陸に向かって、大阪層群とくに同層群上部の地層の層厚が減少します。その状況を、深度断面図上で不整合と判断されたのだと考えます。これと同様の状況は、陸上では、開発前の泉北の光明池周辺で、よく観察することができました。

図2・4 - 大阪湾における基盤上の断層分布図

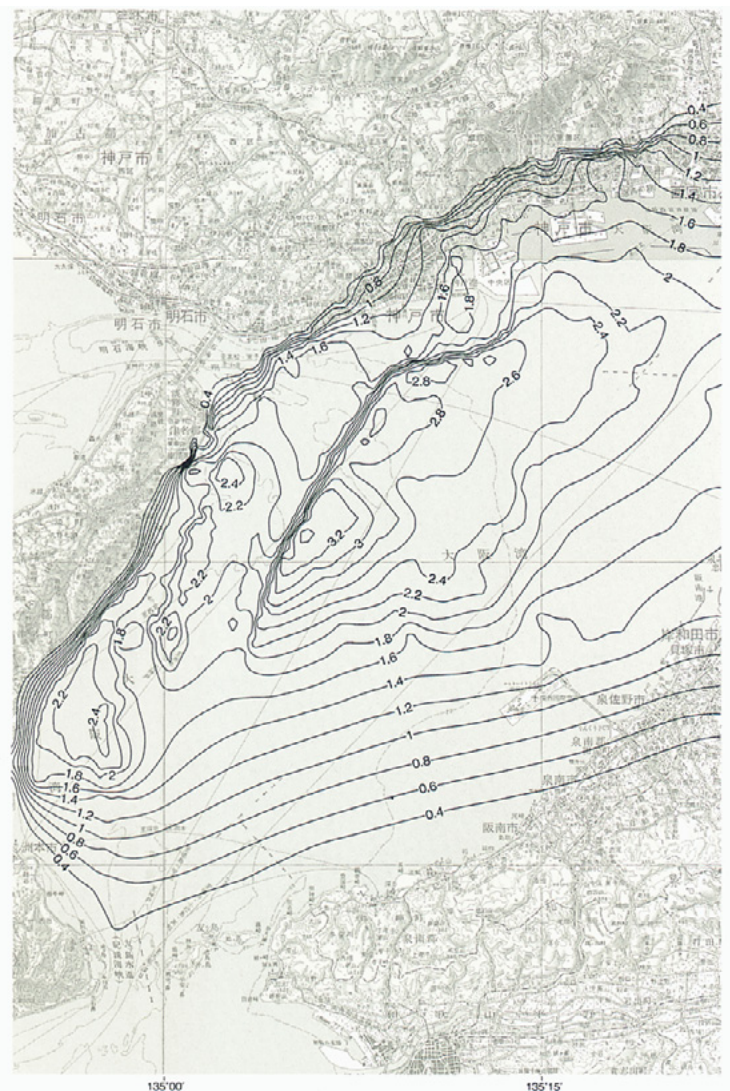
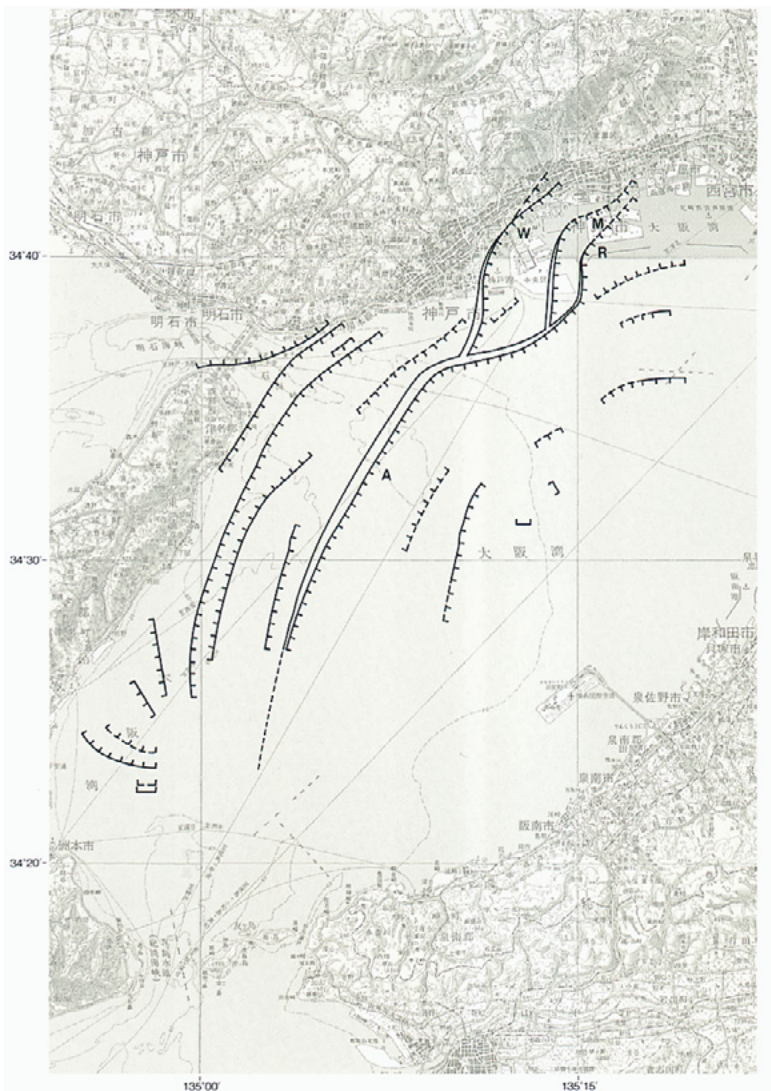
大阪湾の断層分布と基盤深度

地質調査所の横倉ら(1998, 1999)と水路部の岩淵ら(2000)は、反射法地震探査の深度断面図にもとづいて、大阪湾の基盤上の断層分布図と基盤深度図を作成しました(図2・4~6)。横倉らの基盤上の断層分布図(図2・4)に示されているように、大阪湾断層(A)は、全長約40km、大阪湾の長軸のやや西に南南西-北北東に延びていて、神戸沖で3つの断層、すなわち西から和田岬断層(W)、摩耶断層(M)、六甲アイランド断層(R)に分岐しています。大阪湾断層の東側には断層はわずかしきありませんが、西側には同断層に平行に多くの断層が走っています。大阪湾断層とその西側に

並行する断層は、その多くが活断層であって、断層・撓曲構造が大阪層群からさらに上位の地層にまで発達していて、断層・撓曲による地層の変位量は下位ほど大きく、上位にいくほど小さくなります。なお、岩淵らは、津名沖の西落ちの断層を津名沖断層と呼んでいます(図2・6)。

大阪湾断層の変位について、横倉らは、大阪湾中部での同断層の垂直変位は1,000m以上、また、同断層の一部での変位速度(垂直成分)は、過去100万年間、0.5~0.6m/1000年であったとしています。そして、近畿の広域応力場は東西圧縮であるから、同断層は、大きな水平成分の変位をあわせもつ活動度の高い

図2・5 - 大阪湾の基盤深度図



A: 大阪湾断層 W: 和田岬断層 M: 摩耶断層 R: 六甲アイランド断層
 実線: 鉛直落差100m以上の断層 破線: 鉛直落差100m未満の断層
 点線: 想定される大阪湾断層の延長部 ケバ: 断層の沈降側

単位: km, コンター間隔200m
 同図とも国土地理院発行 1/200,000地勢図「京都及大阪・和歌山・姫路・徳島」を使用

断層だと述べています。

基盤深度について見ると、横倉らの基盤深度図(図2・5)では、基盤の最深地点は大阪湾断層の東側で3,000mを越えていますが、岩淵らの基盤深度図(図2・6)では、須磨南沖12km付近で最も深く、深度は2,700m以上です。基盤の上面は、大阪湾断層の東では、多少の起伏をもちながら、緩やかに北西に傾斜しています。大阪湾断層の西では、多くの断層のために、淡路島東岸沖に小さな堆積盆地や高まりがあって、基盤上面の形は複雑です。しかし、大きくみて、大阪湾断層より西方では、大阪湾断層ぞいの急傾斜面、明石海峡東縁 - 淡路島東岸ぞいの急斜面が特徴的です。

和歌山平野根来地区の深層ボーリング

地質調査所は、岩出町根来地区東坂本の白亜系和泉層群の小丘陵上(標高108m)で、中央構造線ぞいの菖蒲谷層の地下水を観測するために、625mの深層ボーリングを行いました(図2・7、同付図)。水野ら(1999)は、同ボーリングのコアについて、岩相、大型植物化石、火山灰層を詳しく調べています。その研究結果によれば、地下の地質は上位から、NG-1、NG-2、NG-3、NG-4、NG-5の5ユニットに分けられていて(図2・8)、NG-1は和泉層群の破碎岩類(深度35~137m)、NG-2からNG-5は菖蒲谷層(深度137~625m)で、NG-2は礫優勢層(深度137~215m)、NG-3は

砂礫まじりシルトと中・細礫の互層(深度215~301m、深度290mにV290火山灰層)、NG-4は礫優勢層(深度301~453m、結晶片岩礫を含有)、NG-5はシルト・砂質シルト優勢層(深度453~625m、結晶片岩礫を含有)です。大型植物化石の研究では、NG-4より下位からイヌカラマツ、フウ、メタセコイアなど大阪層群最下部から産出する化石が見つかっています。古地磁気極性の研究では、菖蒲谷層(NG-2からNG-5)は、上位から、磁極帯1(逆帯磁)、磁極帯2(正帯磁)、磁極帯3(逆帯磁)に分けられ、磁極帯1は松山逆磁極帯、磁極帯2はガウス正磁極帯に対比されています。また、NG-3に挟まれるV290火山灰層は、淡

図2・6 - 大阪湾の基盤深度図

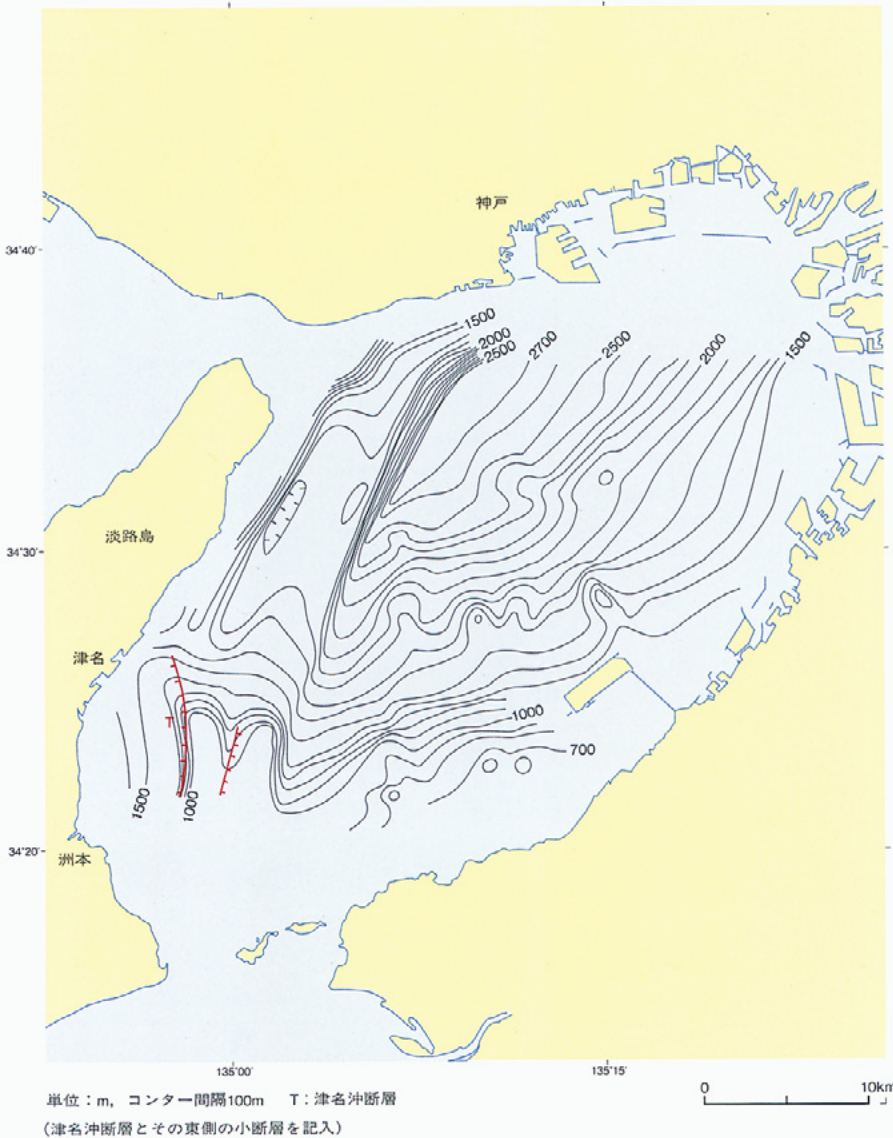


図2・7 - 紀ノ川堆積盆地の地質断面図

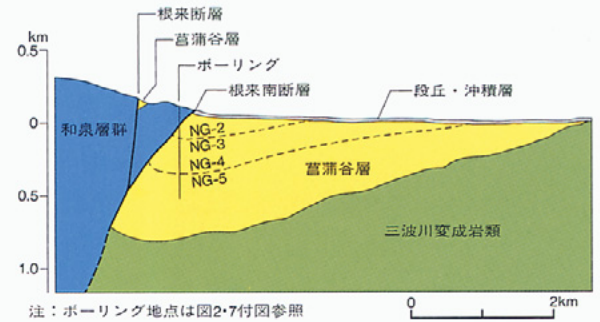


図2・8 - 根来地区深層ボーリングの地質柱状図と古地磁気極性および大型植物化石産出層準

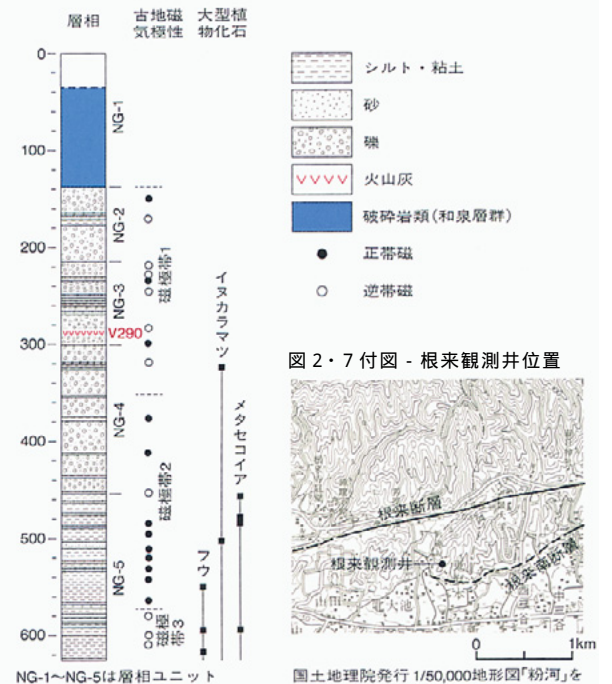
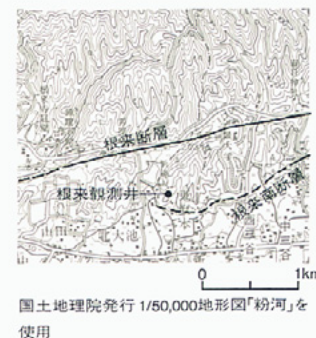


図2・7付図 - 根来観測井位置



路島の大坂層群最下部の研城ヶ丘1火山灰層に対比されています。

図2・7の地質断面図は、ボーリングと吉川ほかの深度断面図(図1・6)にもとづいて作成されています。同図で見られるように、ここでは中央構造線系の断層として根来断層と根来南断層があります。根来断層は高角断層、根来南断層は低角断層であり、根来断層ぞいには菖蒲谷層はさみ込まれています。

紀ノ川河口の河西公園(図2・1)で地質調査所が行った反射法地震探査でも、吉川らの図1・6、水野らの図2・7に見られるのと同様に、中央構造線系の断層があって、和泉層群が菖蒲谷層に衝上しています。

阪神地域の反射法地震探査と深層ボーリング

兵庫県南部地震後、阪神地域の地下地質構造を明らかにするために、多くの(P波による)反射法地震探査と深層ボーリングが、主に兵庫県と地質調査所によって行われました(図2・11)。これらの反射法地震探査の深度断面図と深層ボーリングの地質柱状図については、関西地盤情報活用協議会編(1998)「新関西地盤 - 神戸および阪神間 - 」に詳しく記述されました。ここでは、それにもとづいて簡単に説明します。

14の測線で実施された反射法地震探査の深度断面図は、図2・9に示しました。これら14の深度断面図は、横田・末広らととりまとめたものであって、地下の地層の層準をMaナンバー(Ma0, Ma1, Ma10)で示しているのが特徴的です。そして、深度断面図の反射面とMaナンバーとの関連を決めるための基準となったのが、地震後に行われた深層ボーリングです。これらのボーリングのうち、主要なものの地質柱状図を、図2・10に示しました。ただし、ポートアイランドのKH-1は神戸市が地震前に掘削したものです。これらのボーリングには、大阪湾の深度断面図のMaナンバーの基準になった東灘1700mボーリングも含まれています。

図2・9の深度断面図には、基盤岩が地下深くに伏在していること、基盤岩を切る六甲断

図2・9 - 阪神地域の反射法地震探査にもとづく深度断面図

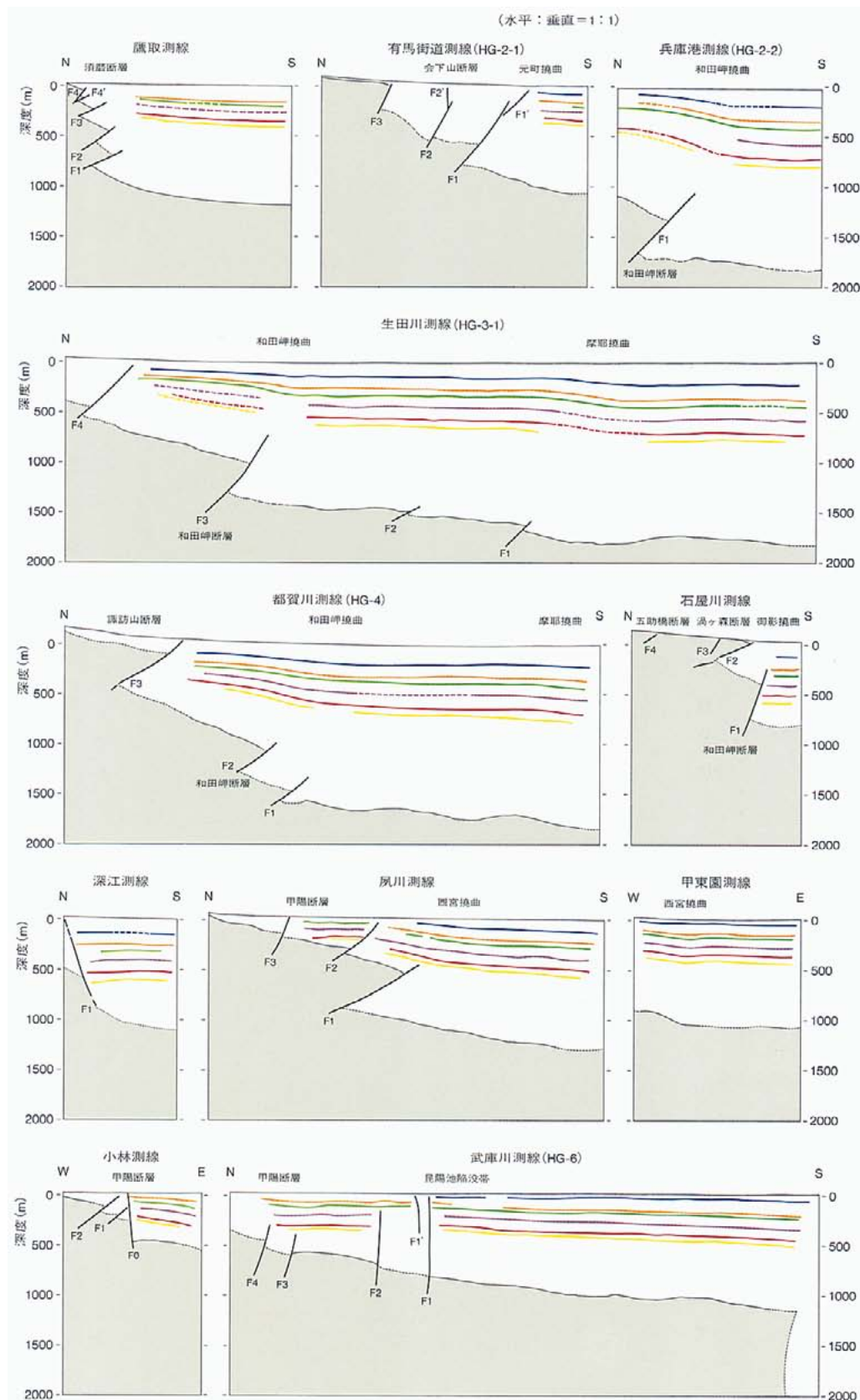


図 2-10 - 阪神地域の深層ボーリングの地質柱状図

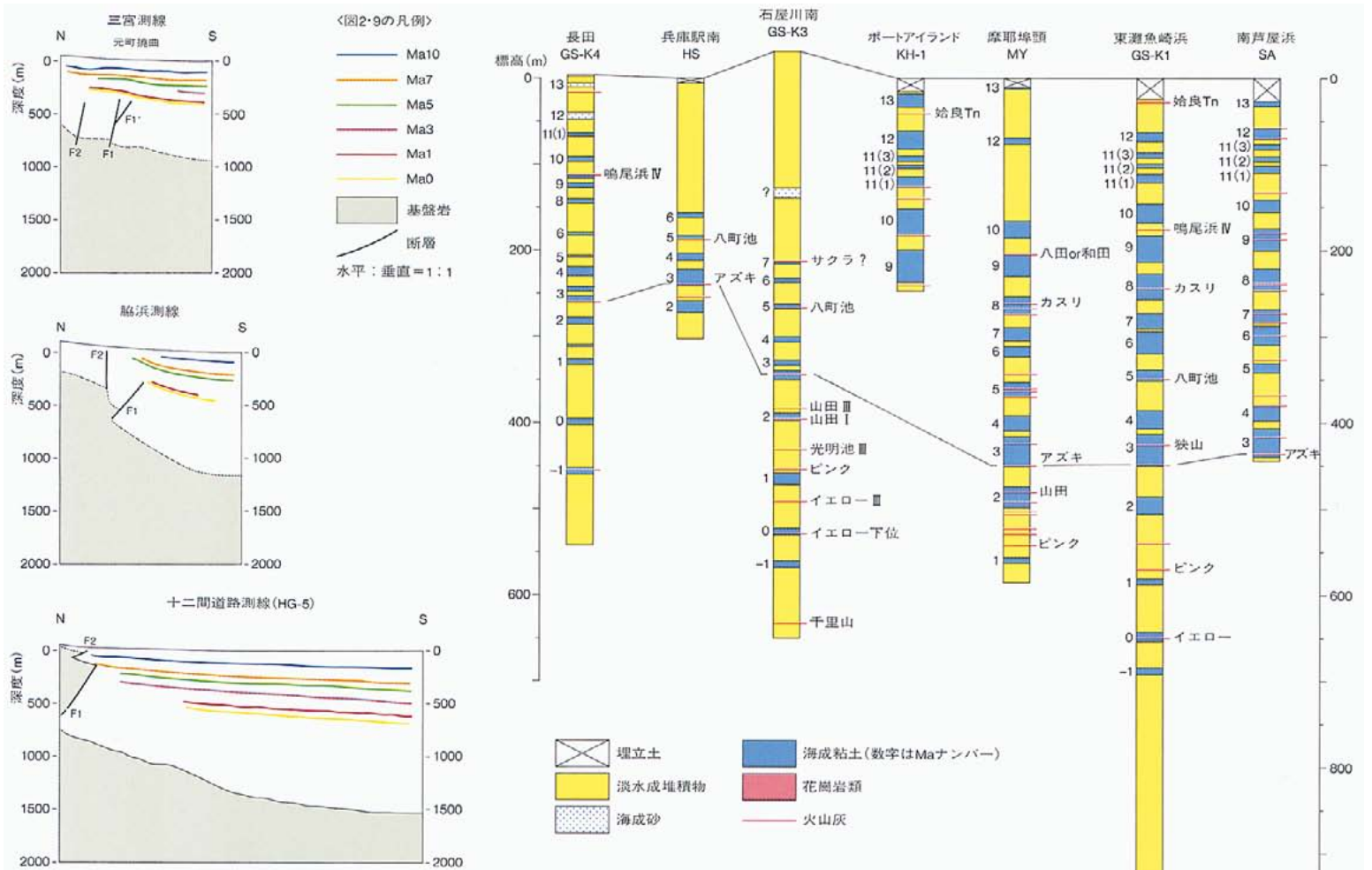


図 2-11 - 阪神地域の反射法探査測線および深層ボーリング地点



層系の多くの断層が、大阪層群を変位させていることが示されています。また、これらの断層が大阪層群より上位の段丘沖積層(Ma11~Ma13層を含む)を変位させていることも分かってきています。

ここで、大阪層群の不整合問題について、少しだけ触れておきます。図2・9の深度断面図に示されているMa0, Ma1, ……Ma10の各海成粘土層の累重関係に不整合は認められていませんし、Ma0層から基盤上面までの大阪層群にも不整合は示されていません。また、満池谷不整合が存在するとされている小林測線の西端でも、F0・F1・F2断層(甲陽断層、F0断層は市原が追加記入)による基盤の落差を考慮すると、大阪層群最上部(Ma6層より上位の地層)がそこに分布する可能性はありません。大阪層群中に不整合が存在するか否かは、海成粘土層(Ma層)や火山灰層など単層の追跡によって、同層群の地質図を作成し、はじめて明らかにされることです。ただ不整合があると主張するだけでは、不整合による地層の欠如・時間のギャップ(間隙)を具体的に示すことはできず、科学的ではありません。

大阪市域における反射法地震探査と深層ボーリング

大阪市域では、地盤沈下対策のために、1960年代にOD1~OD9深層ボーリングと爆破による基盤深度の探査が行われました。前章で述べた吉川ら(1987)の中之島・大阪城測線(図1・3)、および山本ら(1992)による淀川長柄橋付近測線の探査が行われ、その後、阪神大震災をへて、これまでに、地質調査所、大阪市、科学技術庁(編注)などがP波による反射波地震探査を、また大阪市が3本のボーリング、地質調査所と科学技術庁がそれぞれ1本の地下水・地震観測用の深層ボーリングを行いました(図2・1、図2・15)。

図2・12は、大阪市域の主要ボーリングであるOD1, OD2と地震後掘削のTS, YU, OT, HAの地質柱状図です。同図に示されているように、上町上昇帯西縁の西落ち・東上がり

図2・12 - 大阪市域における上町断層周辺のボーリング地質柱状図

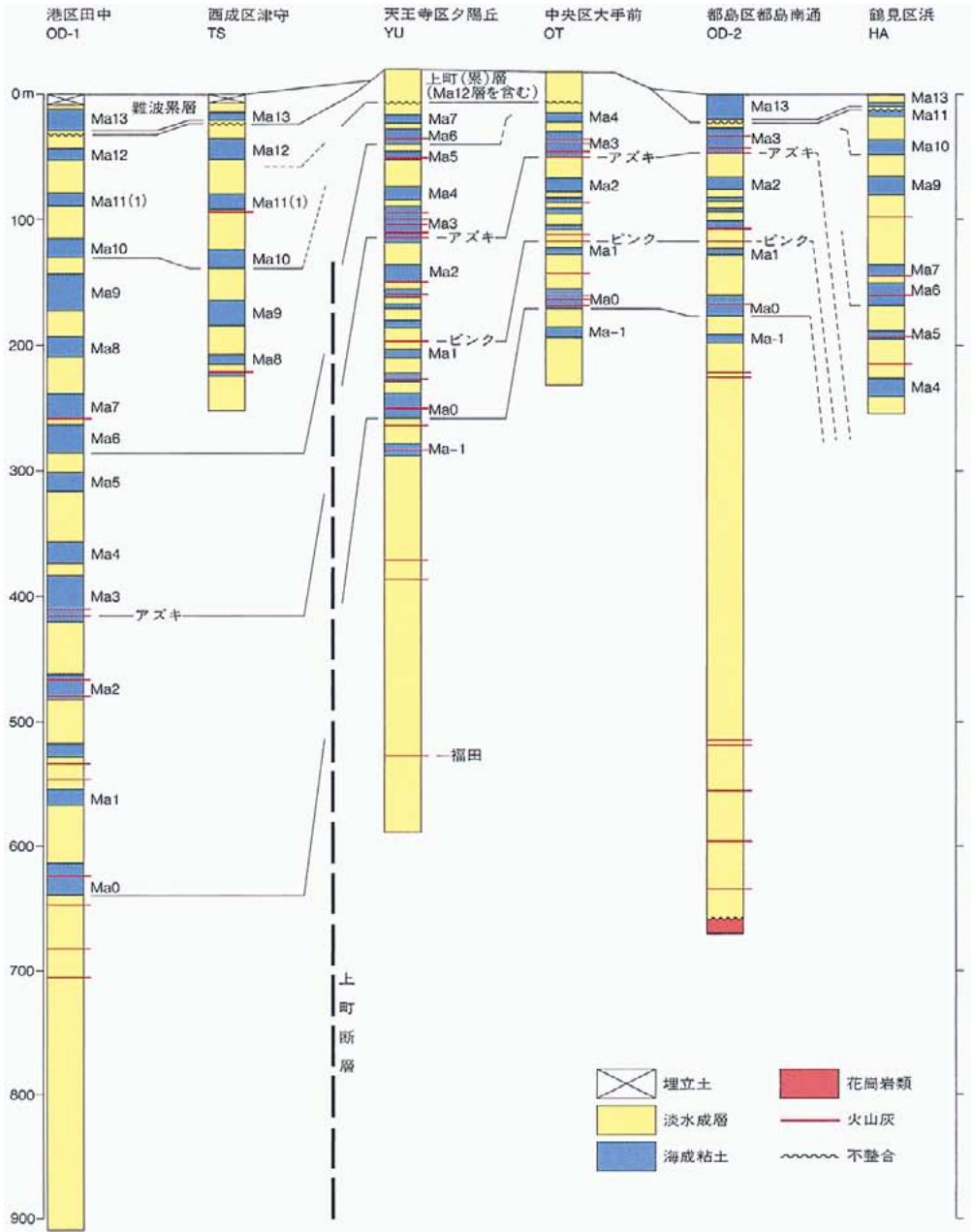


図2・13 - 神崎川測線の深度断面図

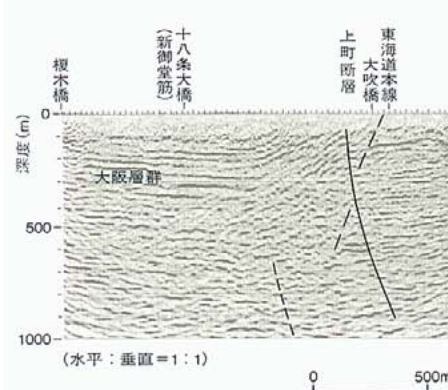


図2・14 - 淀川長柄橋付近測線の深度断面図

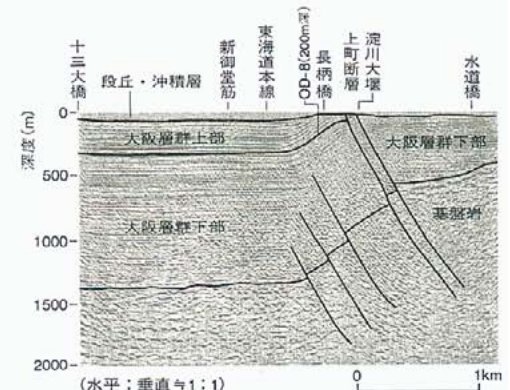


図 2-15 - 上町断層周辺の反射法地震探査測線およびボーリング地点

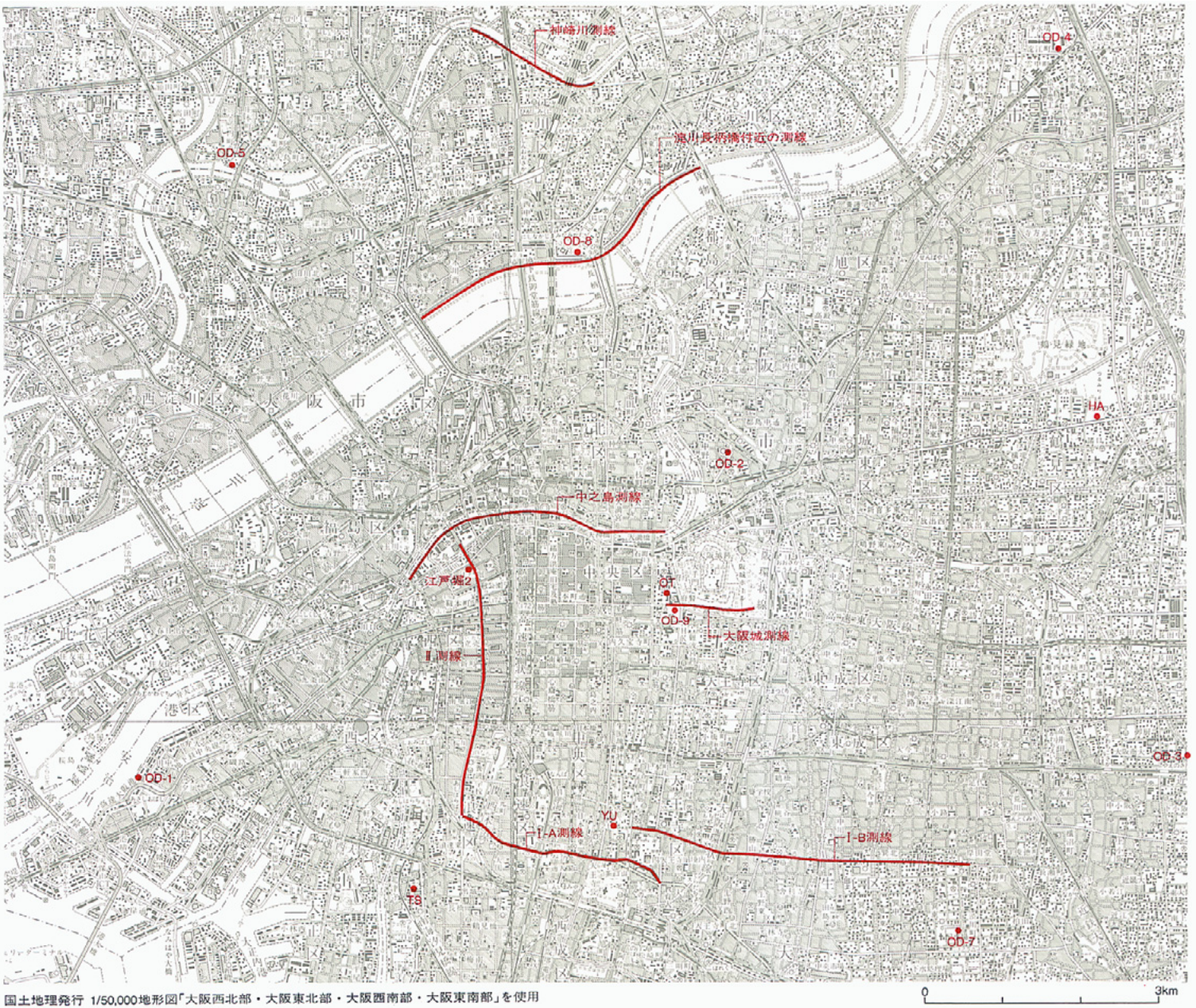


図 2-16- 測線の深度断面図 (水平：垂直=1：1)

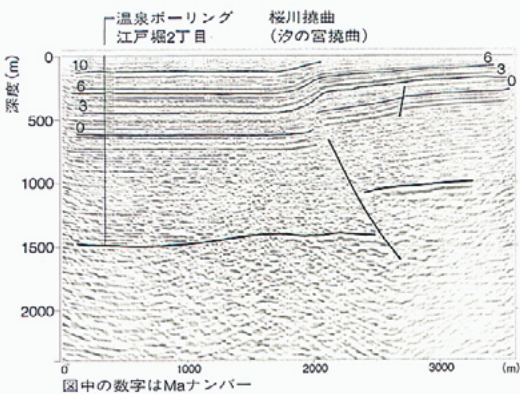


図 2-17- I-A 測線・I-B 測線の深度断面図 (水平：垂直=1：1)

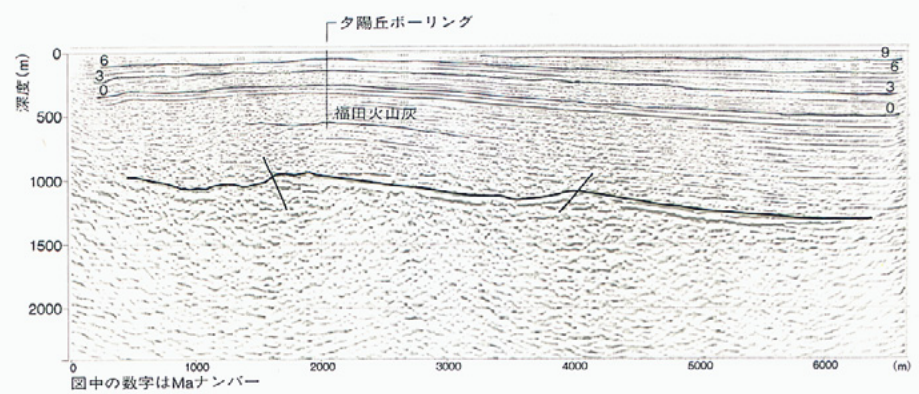
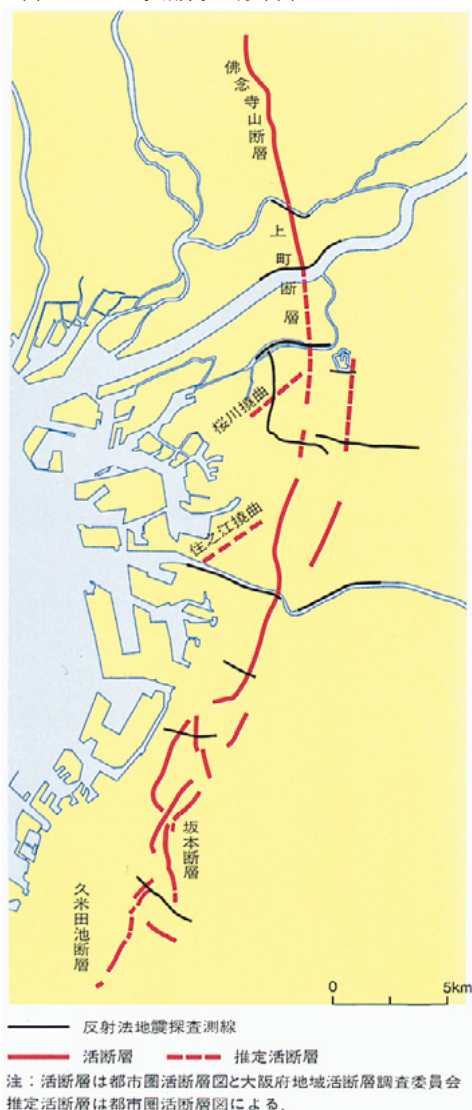


図2・18 - 上町断層系の分布図



の断層は上町断層と呼ばれてきました。これらの地質柱状図と温泉ボーリングは、深度断面図の地質的解釈の基準として役立ちます。地質調査所(平成8年度)が行った神崎川測線の深度断面図(図2・13)では、上町断層(撓曲)が認められ、大阪層群は、西落ち・東上りに、少なくとも200m以上、変位していると考えられます。つぎに、淀川長柄橋付近測線の山本ら(1992)の深度断面図(図2・14)では、上町断層(撓曲)は鮮明で、OD8ボーリングでアズキ火山灰層が195m深にあり、その傾斜が約50度であることから、基盤岩は、西落ち・東上りに、大きく800～700mほど変位していると判断されます。

大阪市(平成7年度)による反射法地震探査測線II(江戸堀2丁目-芦原橋)の深度断面図が図2・16、同測線I-A・B(芦原橋-天王寺-布施)の深度断面図が図2・17です。測線IIの深度断面図(図2・16)では、基盤上面、Ma0・Ma3・Ma6・Ma10層準、江戸堀2丁目温泉ボーリングと桜川(汐の宮)撓曲-断層(図2・18)が示され、同撓曲-断層の基盤上面での変位は約400m、上位の地層ほどその変位は小さくなっています。一方、測線I-A・Bの深度断面図(図2・17)では、基盤上面、福田火山灰層・Ma0・Ma3・Ma6・Ma9層準と夕陽丘ボーリングが示されていますが、上町断層の延長にはごく小さな断層が存在しているに過ぎません。

大阪市地域の上町断層は、既存の中之島の深度断面図(図1・3)、阪神高速堂島川ボーリングと近鉄難波線のデータを加えて考察すると、北から神崎川大吹橋、淀川長柄橋、中之島公園(円形バラ園)、堺筋日本橋付近までたどれますが、それより南の天王寺では、その変位はごく小さくなるようです。

科学技術庁(平成8年度)の舞洲測線と観測井(図2・1)については、ボーリングの概要を述べるだけにします。舞洲ボーリングは、地震計を孔底に設置するために、2,038m深まで掘削されました。ボーリング試料は、そのほとんどがカッティング(切片、スライム)で、

コアは数層準から採取されているにすぎません。主にこれらの試料にもとづき、密度検層、音波検層などを参考にして、舞洲観測井では、基盤岩(花崗岩類)は1,595m以深に伏在していて、それを大阪層群が不整合におおっていると推定されます。なお参考までに、温度検層の結果を記しますと、2,000m深の地温は約80℃です。

上町断層系と上町上昇帯

大阪南部(大和川以南)地域では上町断層はどうなるのかを説明する前に、上町断層系と上町上昇帯について述べておきます(図2・18)。

戦後、大阪平野下の天然ガス開発の基礎調査として、千里丘陵の地質調査が行われ、私もこの調査に参加しました。海成粘土層、アズキ火山灰層、ピンク火山灰層などの鍵層を追跡して、地質図が作成され、千里丘陵の鮮新・更新統は大阪層群と命名されました。また、同丘陵西縁を南北に走る仏念寺山断層によって、同断層付近の大阪層群が急傾斜し、東上り・西落ちの変位は200～300mにも達していることも分かりました。

仏念寺山断層は、アーバンクボタ30号の「2万5千分の1千里丘陵とその周辺の地質図」に示したように、北大阪急行緑地公園駅の南東方で平野部に入り、神崎川測線の大吹橋付近から、前述のように堺筋日本橋へとつながります。

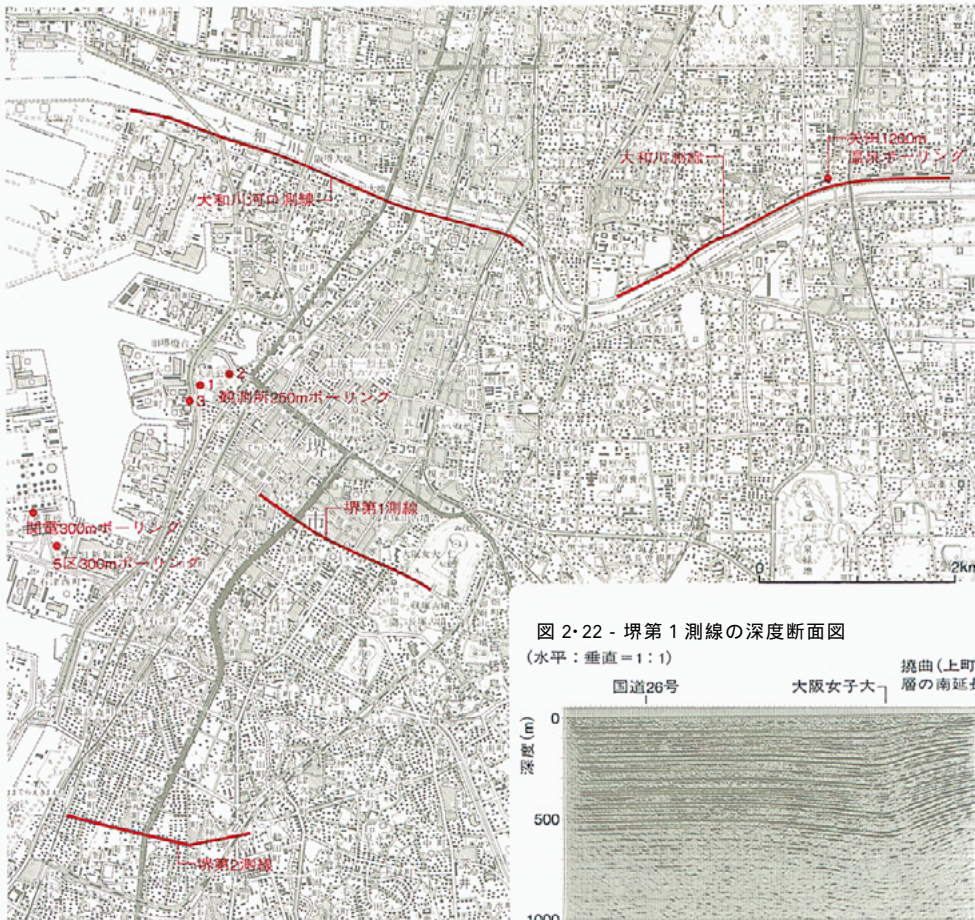
大阪堆積盆地は、千里丘陵-上町台地-泉北丘陵を連ねる南北方向の上昇帯によって、狭義の大阪堆積盆地と河内堆積盆地に分けられています。この上昇帯は、大阪山脈(基盤の埋没山脈)、また大阪市域では上町上昇帯と呼ばれていて、同上昇帯西縁の東上り・西落ちの断層が上町断層です。

私は、千里丘陵-上町台地-泉北丘陵を連ねる上昇帯を千里・上町・泉北上昇帯、仏念寺山断層・上町断層とその南方延長および分岐断層を上町断層系と呼ぶことにします。

大阪南部(大和川以南)地域の反射法地震探査とボーリング

大阪南部(大和川以南)地域では、地盤沈下対

図 2-19 - 大和川河口・大和川・堺第1・堺第2測線



国土地理院発行 1/50,000地形図「大阪西南部・大阪東南部」使用

図 2-20 - 大和川河口測線の深度断面図

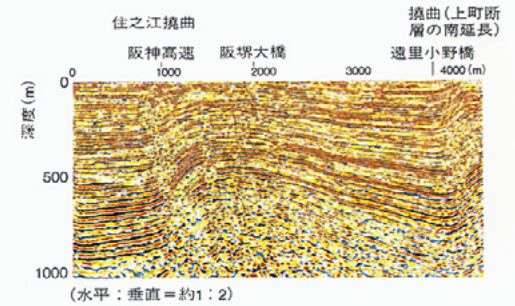


図 2-21 - 大和川測線の深度断面図

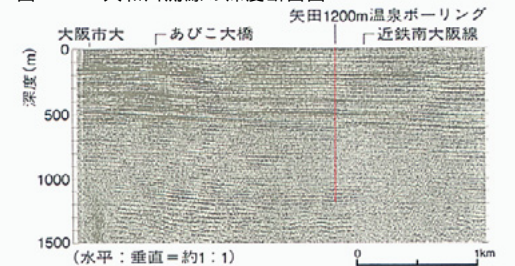


図 2-22 - 堺第1測線の深度断面図

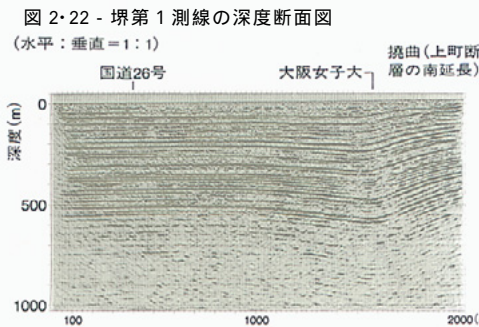


図 2-23 - 堺第2測線の深度断面図

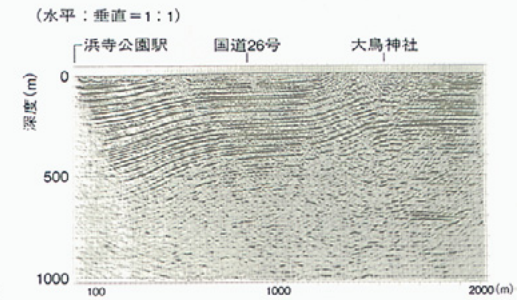
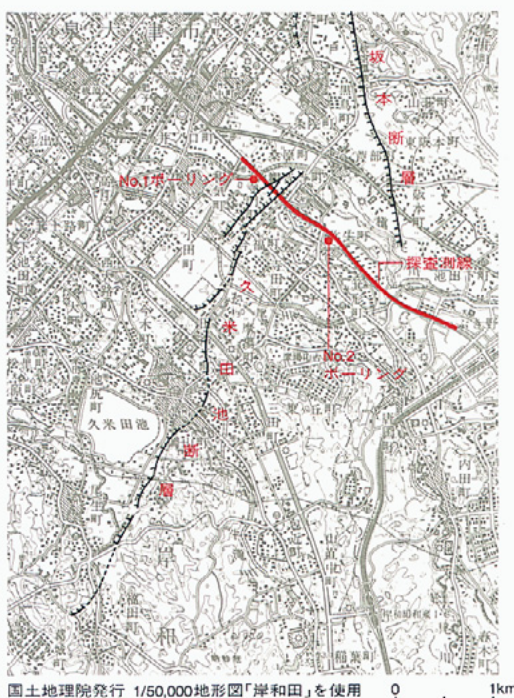


図 2-24 - 府中町・箕形町測線と久米田池断層(撓曲)



国土地理院発行 1/50,000地形図「岸和田」を使用

図 2-25 - 府中町・箕形町測線ぞいのボーリング柱状図

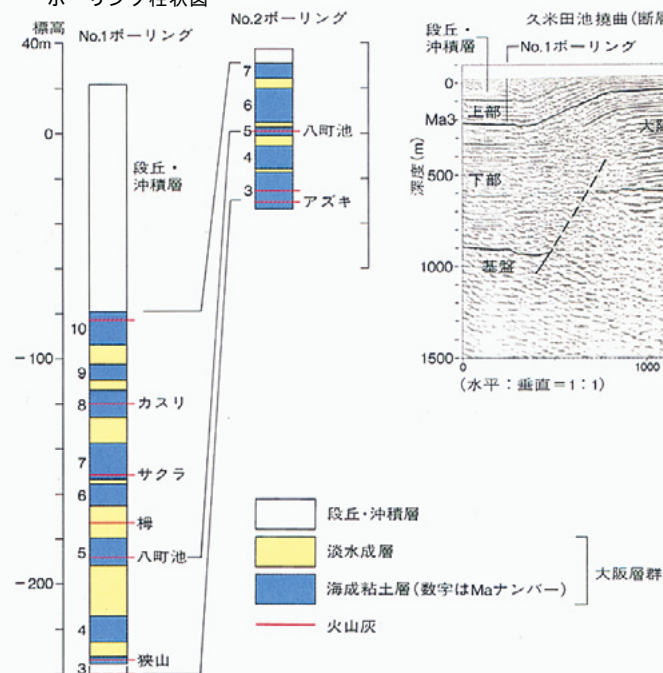
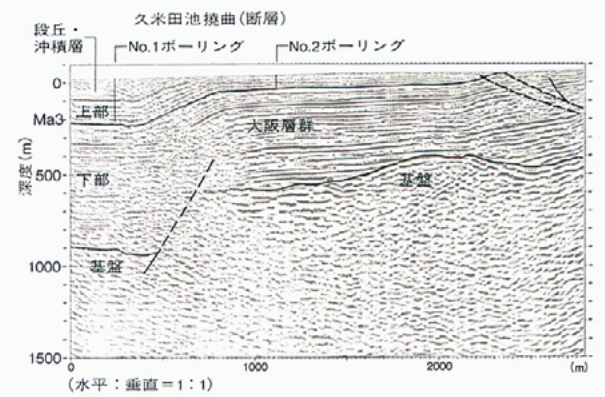


図 2-26 - 府中町・箕形町測線の深度断面図



策のために、1960年代に、堺臨海地域で、大阪府が6本のボーリング(250~500m)、関西電力が1本のボーリング(300m)を掘削し、1970年代には、大阪府が、岸和田市岸城町でO.K.S.1(240m)、泉佐野市下瓦屋町でO.K.S.2(200m)の2本のボーリングを掘削しました。反射法地震探査は、阪神大震災以前には、戸田ら(1992)の1測線があるにすぎませんでした。しかし震災後には、多くのP波による反射法地震探査と探査結果を検証する

ためのボーリングが、地質調査所・大阪府・科学技術庁によって実施されました(図2・1、図2・19、図2・24、図2・29)。

地質調査所は、平成7・8年度に、大和川河口測線で反射法地震探査を行いました。同測線の深度断面図(図2・20)には、2つの撓曲が認められます。西側の阪神高速4号湾岸線大和川橋付近の撓曲が住之江撓曲(図2・18)、東側の大阪和泉南線遠里小野橋付近の撓曲は上町断層の南延長です。変位は住之江撓曲の方

が大で、最大300m以上に達しているようです。戸田らは、1992年に、大和川河口測線のすぐ上流の大和川測線で反射法地震探査を行っています。同測線の深度断面図(図2・21)では、反射面は緩やかに東に傾斜しています。近鉄南大阪線の西の矢田温泉ボーリングは、1,200m深まで掘削して基盤に到達していません。しかし、矢田の東南東約3.7kmの松原市別所の温泉ボーリング(図1・1)では、1,398m深で基盤岩(花崗岩)に到達しているの

図2・27 - 住之江撓曲部群列ボーリングにもとづく地質断面図

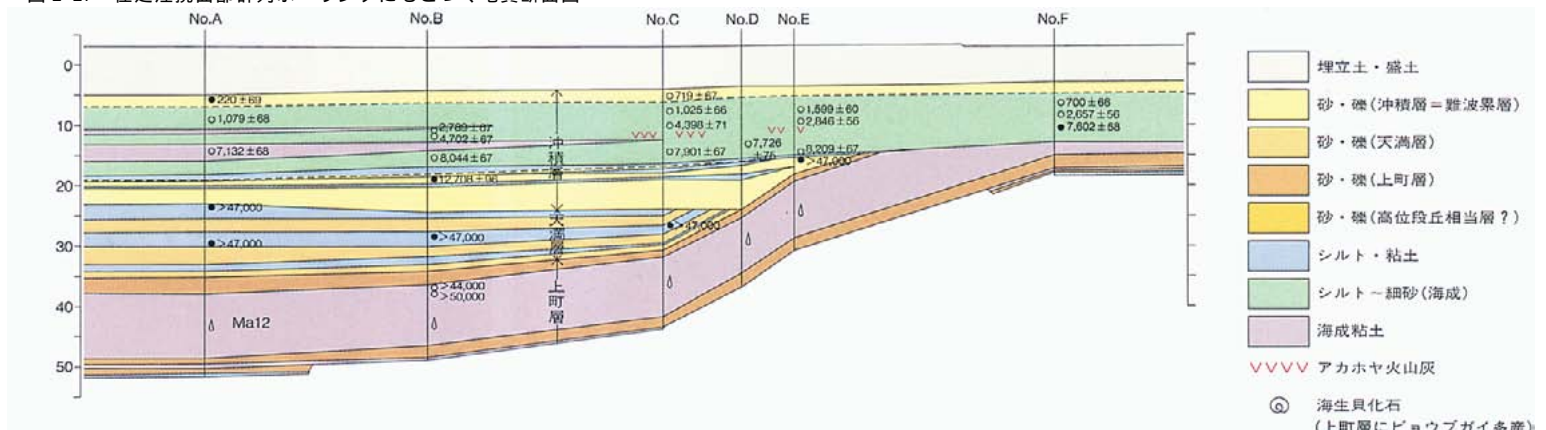


図2・28 - 阪神高速15号堺線・大和川架橋工事ボーリングと潜函排土にもとづく地質断面図

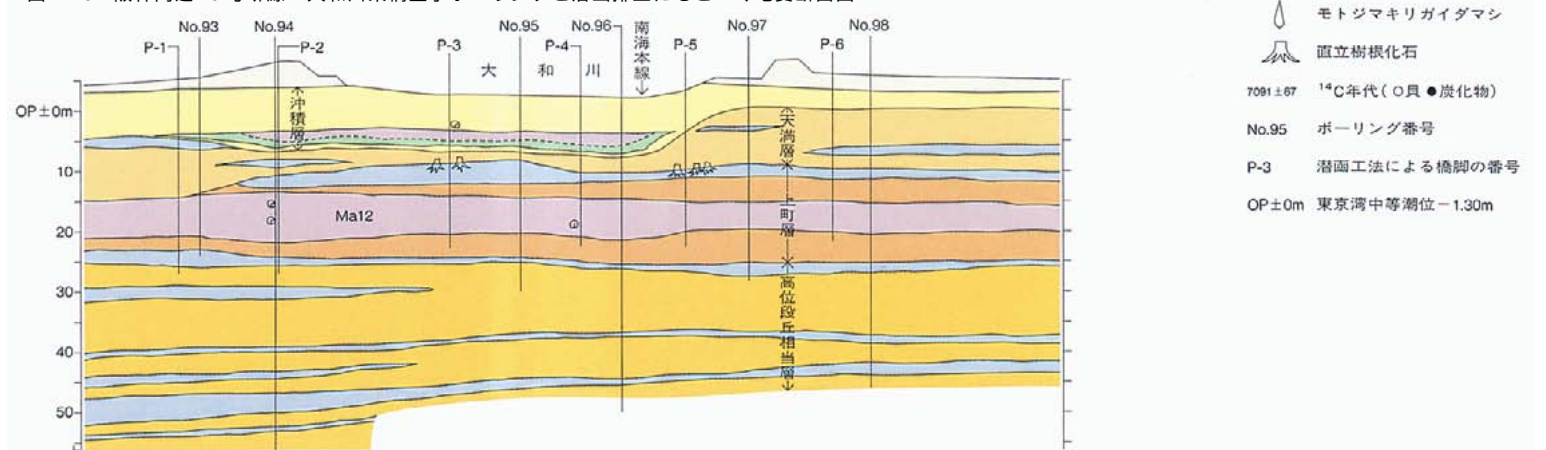


図2・29 - 群列ボーリング及び大和川架橋工事ボーリングと潜函の位置図



基盤深度は矢田付近で約1,300m深、大阪市大付近で約1,200m深と推定されます。地質調査所は、また、平成8年度に、堺第1測線(仁徳陵前から西方)堺第2測線(大鳥 - 浜寺)で反射法地震探査を行いました。第1測線の深度断面図(図2・22)では、大阪女子大付近に上町断層の南延長に相当すると考えられる撓曲があります。臨海地域5区300mボーリングでは、アズキ火山灰層が224m深にありますから、第1測線での同火山灰層

の深度も200m内外と推定されます。第2測線の深度断面図(図2・23)には、2つの撓曲があって、大鳥神社付近の撓曲が上町断層の延長と推定されています。坂本断層(図2・18)は、地形面の段差から存在が予測されている断層です。大阪府は、平成8・9年度に、坂本でトレンチと浅いボーリングによる調査をしましたが、断層は見つかっていません。坂本断層の南西には、久米田池断層(図2・24)

があります。大阪府は、平成8～10年度に、同断層を横切る反射法地震探査、トレンチ、群列ボーリングを行いました。図2・26、図2・25は、府中町 - 箕形町測線の深度断面図と久米田池撓曲(断層)をはさんで掘削されたNo.1・No.2 ボーリングの地質柱状図です。これらの図は、久米田池断層による基盤の変位が約300m、同撓曲によるアズキ火山灰層の変位が約150m、段丘沖積層の層厚が約100mとたいへん厚いことを示しています。久米

図2・30 - 大阪平野東部と生駒山地西縁の反射法地震探査測線



図2・31 - 大阪平野東部 LineA・LineBの深度断面図

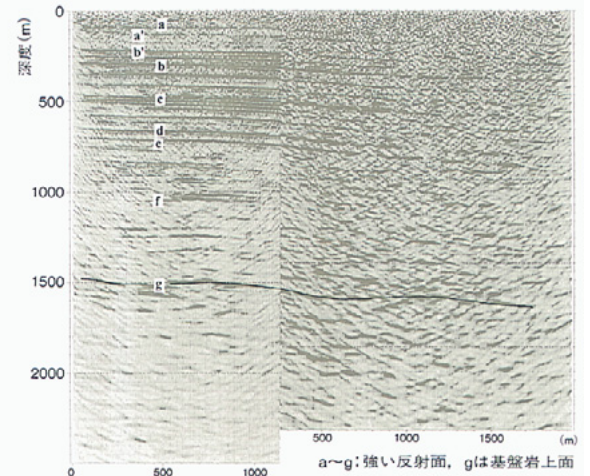


図2・32 - 八尾測線の深度断面図 (水平: 垂直 = 1: 1)

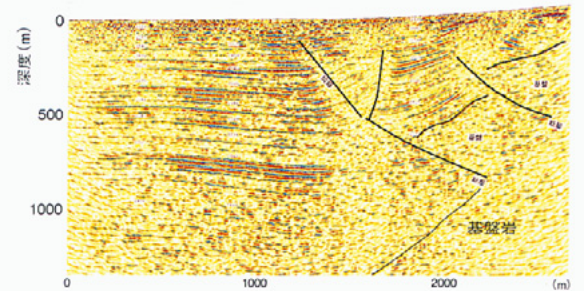
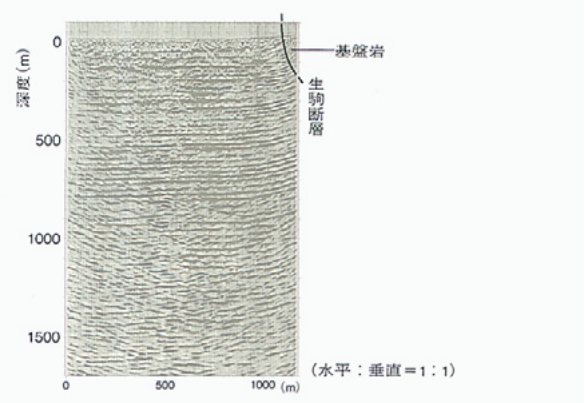


図2・33 - 生駒山地西縁 Line 1の深度断面図



田池断層は、岡山町から尾生町まで延長されていて、尾生町では変位は認められなくなります。上町断層の南延長は尾生町までと考えられているようですが、尾生町は南北に走る神於山撓曲の北縁にありますから、それは妥当な考えです。

大阪南部地域の説明のかわりに、関西国際空港前島の観測井と大和川河口の群列ボーリングについて述べておきます。

科学技術庁は、平成8年度に、関西前島に地震観測井(図2・1)を掘削しました。観測井の掘削深度は1,535mで、地震計が孔底に設置されています。カッティング(切片,スライム)と6層準のコアの記録、および反射法地震探査の深度断面図にもとづいて、地下地質は、地表~15m深が沖積層、15~約700m深が大阪層群、約700m以深が領家花崗岩類であると推定しました。

大和川河口部のボーリング(図2・29)による地質断面図を、図2・27と図2・28に示しました。地質調査所(平成9年度)の住之江撓曲部群列ボーリングにもとづく地質断面図(図2・27)では、天満層上部を沖積層に含めました。その理由は、天満層中・下部(図2・27の天満層)までが撓曲に参加していると記述されているからです。私が作成した阪神高速堺線・大和川架橋部の地質断面図(図2・28)では、上町層・天満層を不整合におおう沖積層(海成層を挟む)は、遠里小野橋から杉本町付近の台地に向かって尖滅します。しかし上町層・天満層は、遠里小野橋付近の撓曲(図2・20)によって、杉本町付近の台地に分布すると考えられます。大阪市大の倉(1992)によると、杉本町付近の大和川左岸には、中位段丘層の上町層中・上部(厚さ約8m)が露出し、それを、低位段丘層の常磐層(厚さ5m)が不整合におおっています。低位段丘層の時代には、遠里小野から杉本町・浅香・常磐町にかけての堆積域はつながってありました。一般に、中位段丘層(上町層)の堆積面とされてきた上町台地に、低位段丘層がどのように分布しているかは、まだよく分かっていません。

大阪平野東部(河内平野)と生駒山地西縁の反射法地震探査

大阪平野東部(河内平野)と生駒山地西縁での反射法地震探査には、阪神大震災以前に行われた堀家ら(1995)の研究、同震災以後の堀家ら(1996)と地質調査所(平成8年度)の研究・調査があります(図2・1)。これらのうち代表的な探査測線(図2・30)について説明します。図2・31は、大阪平野東部の測線Aおよび測線B(LineA・LineB)の深度断面図(堀家ら、1996)です。堀家らは、両測線の深度断面図に見られる強い反射面(a~g)を一致させるために、測線Bの深度断面図を深さ方向に8%圧縮しています。このようにして、基盤上面の深度は、測線Aの西端で1,500m深、測線Bの東端で1,700m深と推定されました。図2・32は、地質調査所(平成8年度)の八尾測線の深度断面図です。この深度断面図からは、生駒断層系には少なくとも2つの衝上断層があって、これらの断層によって地層が撓曲していること、平野側では地層(大阪層群、段丘・沖積層)は東にゆるく傾斜していること、平野下の基盤岩伏在深度は1,500mを越えていることが分かります。

図2・33は、堀家ら(1955)の生駒山地西縁の測線1(Line1)の深度断面図です。基盤伏在深度は不明ですが、東端(図の右上)に生駒断層系の衝上断層と基盤岩が認められます。

奈良盆地の反射法地震探査とボーリング

奈良盆地の反射法地震探査とボーリングについては、地質調査所(平成8年度)の金剛断層系と奈良盆地東縁断層系の研究・調査があります。

金剛断層系は、奈良盆地南西縁にあつて、同断層系北部の御所以北では、3本の断層 - 西から山口断層・金剛断層(北部)・山田断層 - が南北に並走しています。地質調査所は、金剛断層系北部域の新庄町でP波による反射法地震探査(2測線)と林堂100m層序ボーリングを行っています(図2・1, 図2・34)。2測線のうち北側の測線の深度断面図(図2・35)について説明します。基盤(花崗岩)の深度は

300~380m、大阪層群を切る金剛断層(北部)・山田断層は西傾斜の低角逆断層で、これらの断層は基盤岩中で1本の断層に収斂しているようです。大阪層群下部・上部の区分は、林堂100mボーリングでM a3層準が56m深に、平岡の東(標高120m)でアズキ火山灰層が淡水成層中にあることにもとづいています。なお、深度断面図の東端に、金剛断層系と考えられる西傾斜の断層(F)があります。

地質調査所(平成8年度)は、奈良市の南で、奈良盆地東縁断層系の調査・研究を行いました(図2・36)。5測線で実施された反射法地震探査測線のうち、P3測線の深度断面図と同測線上の2ボーリング(図2・37)を示して、地下地質構造について説明します。

大阪層群は、基盤の花崗岩類と中新統の藤原層群を不整合におおい、段丘・沖積層におおわれています。帯解断層、天埋撓曲は東傾斜50~60度の逆断層であり、かつ活断層でもあって、幅200m程度の撓曲帯をともなっています。帯解断層によるピンク火山灰層の変位は約80mです。高樋断層と三百断層は、奈良盆地の東縁を画している断層であり、三百断層の西側にも撓曲が見られます。

京都盆地とその周辺の地震探査とボーリング

まず京都盆地南西方の淀川河川敷(図2・1, 図2・38)での地震探査から説明します。

戸田らは、1995年に、有馬 - 高槻構造線を横切る楠葉の淀川測線でP波による反射法地震探査を行いました。同測線の深度断面図(図2・39)に示されているように、陥没帯の基盤深度(D層上面の深度)は約600mで、陥没による変位は、北側で約350m、南側で約200mです。

京都盆地南部では、狐崎らが、1971年に山崎 - 黄檗山測線(図2・38)で屈折法地震探査を行いました。その探査結果にもとづいて作成された地下断面図が図2・40です。この断面図からは、京都盆地南部の地下には、大阪層群が厚く堆積し、基盤岩の伏在深度は700mに達していること、また、測線東端部の黄檗断層(F)が、京都盆地南東縁を限っていることが

分かります。

京都盆地の反射法地震探査とボーリングは、兵庫県南部地震後に、地質調査所(平成8年度)によって、そのご、京都市(平成10・11・12年度)によって本格的に行われました(図2・38)。ここでは、京都市による調査のうち、平成10年度のP波による反射法地震探査と平成11年度のボーリングに限って説明します。上賀茂から堀川通り沿いに巨椋池にいたる測線の深度断面図(図2・41)に示されているよ

うに、京都盆地地下の基盤岩(中・古生界の丹波層群を主とする)の伏在深度は、南部の約800mから北部の100m以下と変化し、やや起伏に富んでいます。この深度断面図の測線沿いで行なわれた鉾立町公園ボーリングでは、225.2m深で基盤の丹波層群の頁岩に着岩して、M a 3層は213.5~207.9m深に、アズキ火山灰層(厚さ約50cm)はM a 3層の最上部にあります。大阪層群は、基盤を不整合におおっていて、アズキ火山灰層下限を境に

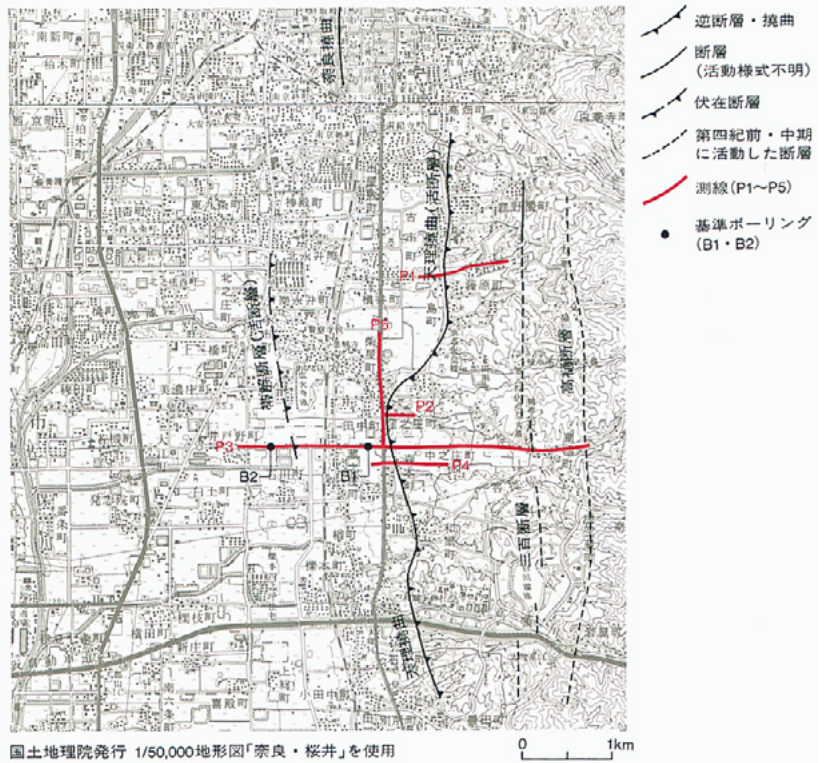
して、下部・上部に2分されます。大阪層群は、京都盆地南部に典型的に発達し、宇治川付近で断層・撓曲によって、大きく変位しています。京都盆地の中・北部にも、今出川通り以南には、大阪層群上部が厚く堆積していて、何層もの海成粘土層と淡水成層の互層が発達していると考えられます。段丘・沖積層(厚さ数10m)は、大阪層群(一部では丹波層群)を不整合におおっていて、京都盆地地面を形成しています。

図2・34 - 金剛断層系北部の反射法地震探査測線とボーリング地点



国土地理院 1/50,000地形図「五条」を使用

図2・36 - 奈良盆地東縁断層系の反射法地震探査測線とボーリング地点



国土地理院発行 1/50,000地形図「奈良・桜井」を使用

図2・35 - 金剛断層系北部の探査測線の深度断面図 (水平:垂直=1:1)

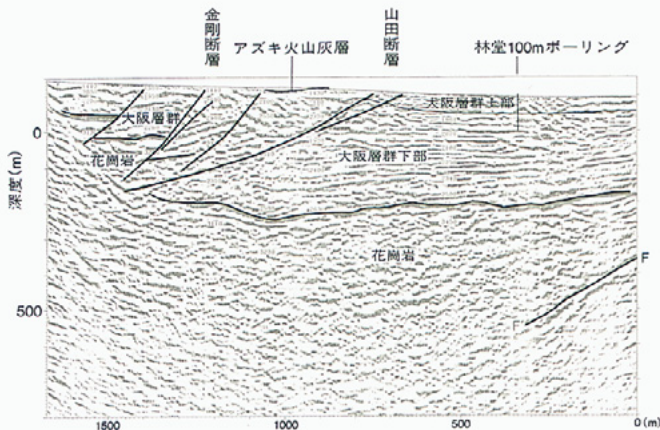
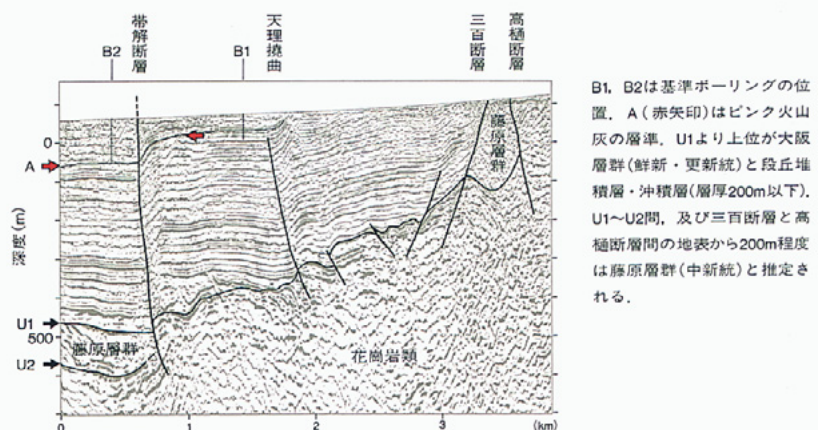


図2・37 - 奈良盆地東縁P3測線の深度断面図 (水平:垂直=1:3)



B1, B2は基準ボーリングの位置。A(赤矢印)はピンク火山灰の層準。U1より上位が大阪層群(鮮新・更新統)と段丘堆積層・沖積層(層厚200m以下)。U1~U2間、及び三好断層と高橋断層間の地表から200m程度は藤原層群(中新統)と推定される。

淡路島北部の反射法地震探査と野島断層沿いの観測井

《淡路島北部の反射法地震探査》

淡路島北部の西岸地域では、丘陵と山地の境界に野島断層と浅野断層があり、富島から室津にかけての海岸部には水越撓曲があります。はじめに述べたように、兵庫県南部地震では、活断層と考えられてきた野島断層のほか、水越撓曲の一部や浅野断層の一部も地震断層として活動しました。その最大変位は、水平変

位(右横ずれ)1.8m、垂直変位(東上がり・西落ち)1.3mでした。

地質調査所(平成7年度)は、水越撓曲西端部の育波測線、同測線の海上延長の室津沖測線、東岸の東浦沖測線で、P波による反射法地震探査を行いました(図2・41、図2・42)。

図2・43は、育波測線の深度断面図です。この断面図は、水越撓曲の直下に高角逆断層(野島断層の南西延長)があって、基盤岩の垂直変位が約300mに達し、大阪層群が大きく撓

曲し、段丘・沖積層も変位していることを示しています。

図2・44は、室津沖測線の深度断面図の地質解析図です。この地質解析図には、陸上の^土筑断層の延長が認められ、同断層によって、基盤の神戸層群(F)は垂直に約400m変位し、大阪層群(C～E)も大きく撓曲していますが、上部洪積層(B)は変位をうけていません。

図2・45は、東浦沖測線の深度断面図の地質解析図です。この地質解析図には、沖合約10km

図2・38 - 京都盆地とその周辺の地震探査測線とボーリング地点

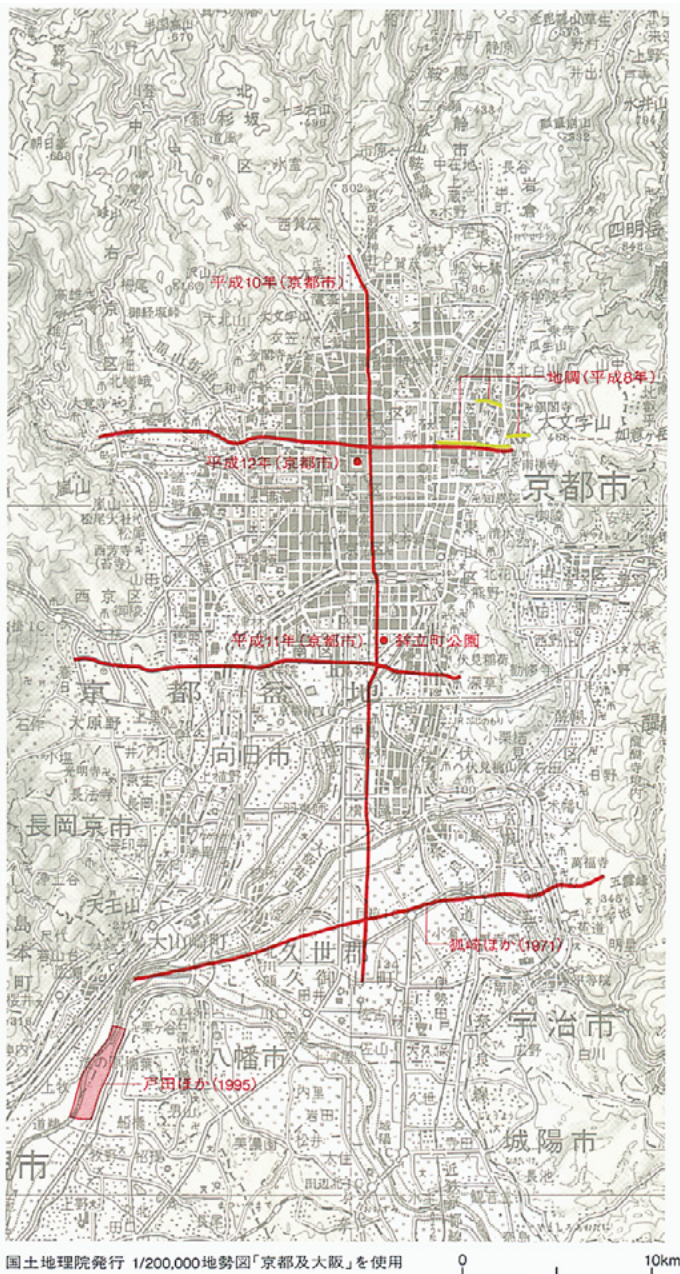


図2・39 - 有馬 - 高槻構造線を横切る楠葉淀川測線の深度断面図

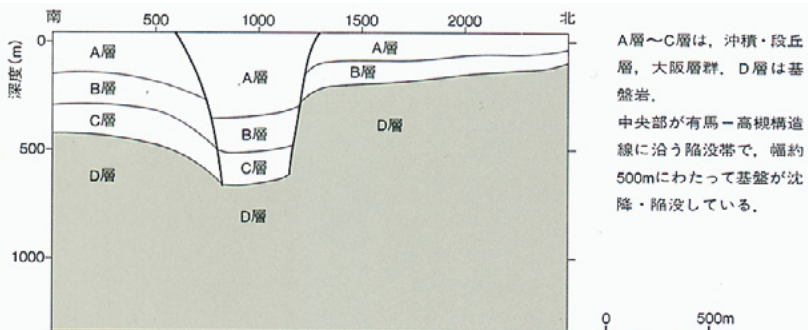


図2・40 - 屈折法による京都盆地南部(東西方向)の地下断面図

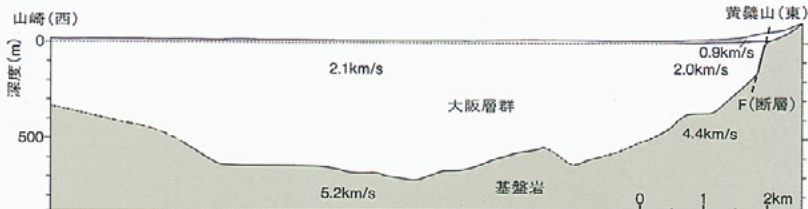
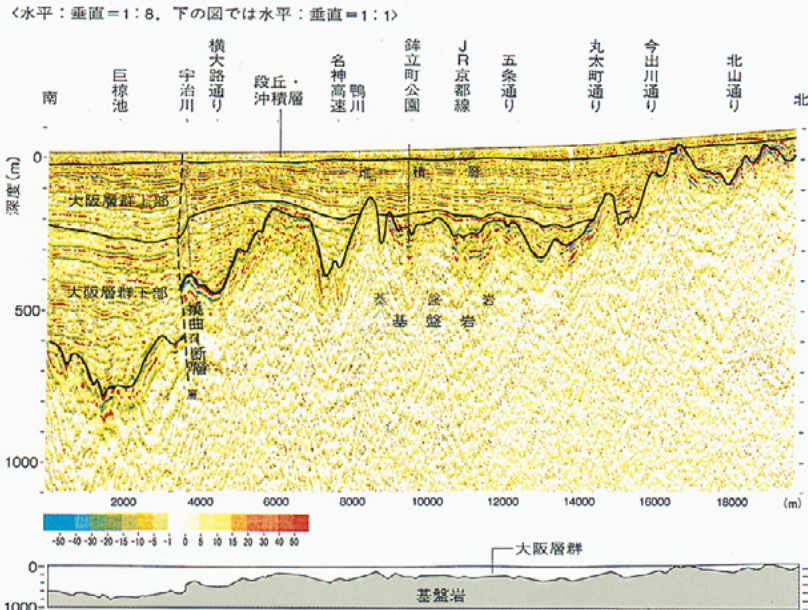


図2・41 - 京都盆地を堀川通り沿いに南北に走る測線の深度断面図



に大阪湾断層(撓曲), 沖合約 3 km にもう一つの撓曲が認められているにすぎません。しかし, 私は, この測線の北西端には, かなり大きな撓曲があり, 仮屋沖断層の延長がこの撓曲にあたるかと考えています。

《野島断層沿いの観測井》

地下深部における断層の様子を調べるために, 野島断層沿いに, 北淡町平林 1(地質調査所, 平成 7 年度)・同 2(防災科学技術研究所, 平成 7 年度)と北淡町富島 A・B・C(断層解

剖計画 - 東大・京大など -, 平成 7 年度)の 5 本の観測井が掘削されました(図 2・41, 図 2・42)。これらの観測井は, C 観測井以外は, 基盤岩の花崗岩類を掘削したものです。観測井による調査・研究の詳細については, 「断層解剖計画」月刊地球, 1998 年, 号外 21 をご覧ください。以下に, 各観測井について簡単に説明します。

平林 1(地質調査所観測井): 掘削 747 m, 断層破砕帯 526 ~ 708 m, 孔内に地震計を設置。

平林 2(防災科学技術研究所観測井): 掘削は 1,838 m で, 1,140 m 付近に断層破砕帯, 温度測定。

富島 A(断層解剖計画観測井 A): 掘削 800 m, 孔底に, 歪計, 地震計, 温度計を設置。

富島 B(断層解剖計画観測井 B): 掘削 1,760 m, 1760 m 付近に破砕帯。1,700 m 付近に地震計, 温度計を設置。

富島 C(断層解剖計画観測井 C): 掘削 551 m, 60 ~ 70 度の傾斜掘り, 地表 ~ 118 m は大阪層

図 2・42 - 淡路島北部の反射法地震探査測線と観測井

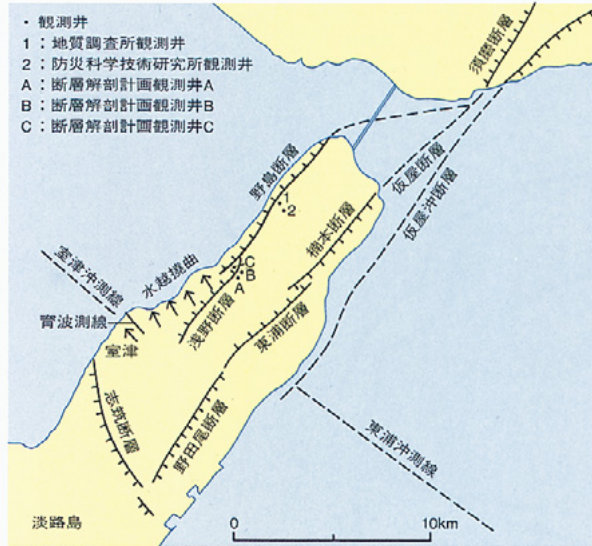


図 2・43 - 水越撓曲を横断する育波測線の深度断面図

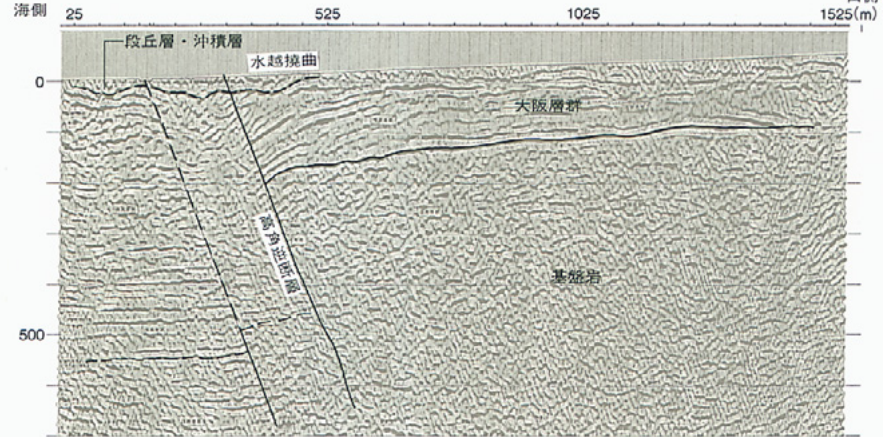


図 2・44 - 室津沖測線の探査結果の地質解析図

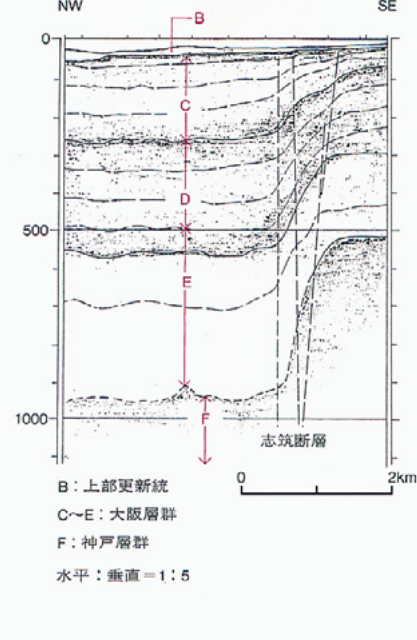
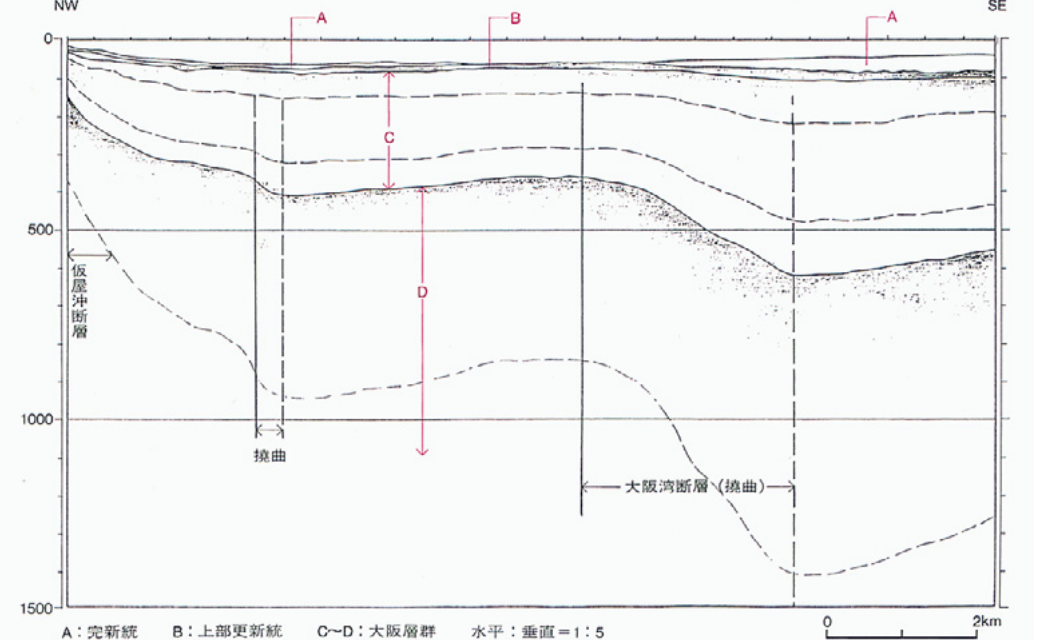


図 2・45 - 東浦沖測線の探査結果の地質解析図



群，118～192mは神戸層群，192～389mは花崗岩類，389mに野島断層，389～411mは大坂層群，411～494mは神戸層群，494～551mは花崗岩類。野島断層の断層面は南西へ83度傾斜。同断層による基盤岩の変位は東上がり・西落ち約 200m。

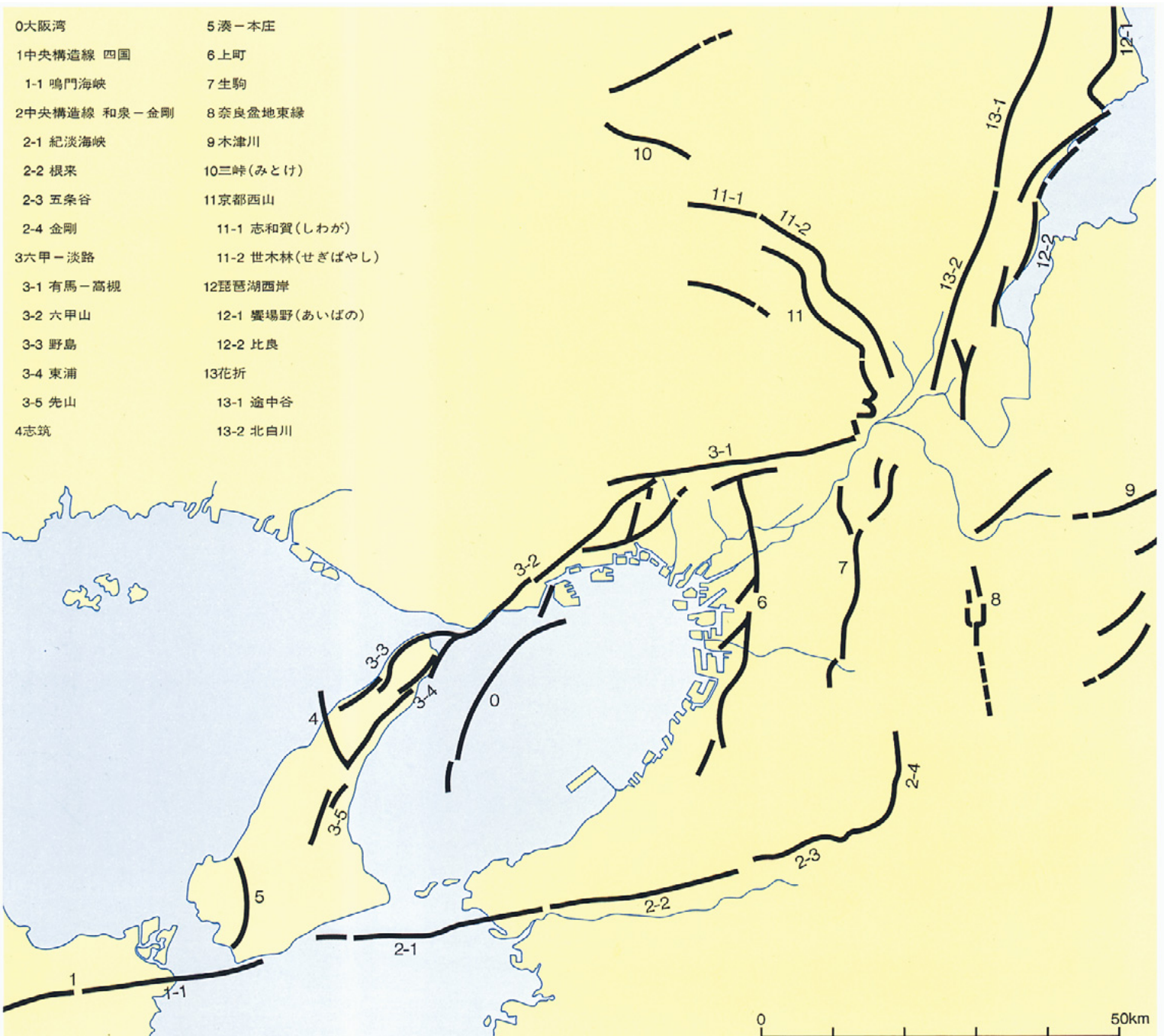
内陸直下型地震と活断層

《巨大地震》

巨大地震は，M(マグニチュード)が8.0程度以上の地震です。このような巨大地震は，太平洋側の海洋プレートが，日本海溝や駿河・南海トラフ(舟状海盆)沿いに，日本列島の下にもぐり込むために発生すると考えられています。

駿河・南海トラフ沿いの巨大地震は，約90年から150年の間隔で発生しています。1707年の宝永地震(東海・南海道)，1854年の安政地震(東海・南海道)，1944年の東南海地震，1946年の南海道地震がそれらの巨大地震です。海域で発生するため津波を伴います。1944年・1946年の地震については，記憶されている方も多いと思います。

図 2-46 - 大阪とその周辺地域の活断層分布図



《内陸直下型地震と活断層》

兵庫県南部地震は、内陸直下型地震の典型です。まず、活断層から説明します。活断層とは「最近の地質時代に繰り返し活動して、将来また活動すると考えられる断層」と定義されています。この定義のなかで注意してほしいのは、「最近の地質時代」が第四紀(約200万年前～現在)、「繰り返し」の周期が短くても1,000年前後、長いときは数万年かそれ以上、と長大なことです。日本の活断層は主に内陸部に分布しています。近畿では、とくに、同地方の中央構造線を底辺として、若狭湾東部(湖北)を頂点とした三角地帯、すなわち紀伊山地、美濃山地、丹波山地(北摂・六甲・淡路島脊梁山地を含める)に囲まれた近畿三角地帯に活断層の発達が顕著です。

兵庫県南部地震は、内陸直下型地震(震源深度15～20kmまで)であり、規模はM7.2で、そのエネルギーは広島型原子爆弾に相当します。内陸直下型地震では、震源の岩石が破壊されると同時に、剪断破壊面=断層面にそって岩盤がずれ動いて、地震波が発生します。地震波を発生させた地下の断層は震源断層と呼ばれ、また、震源断層が地表にまで達した場合、それは(地表)地震断層と呼ばれています。兵庫県南部地震では、約1700～2000年前に活動した前歴のある野島断層が、再活動して、岩盤・地層を約1～2mも動かしましたから、野島断層は活断層であり、地震断層でもあります。活断層は、M7.0程度かそれ以上の内陸直下型地震によって動き、そのずれは1回に1～2m程度、最大はM8.0の濃尾地震の1回に8mです。

したがって、近畿に大震災をもたらすM7級以上の内陸直下型地震の予知は、活断層の分布位置と活動周期が分かると可能といわれています。しかし、活断層の位置は比較的容易に確かめられますが、各活断層の活動周期を正確に求めるのは困難で、歴史時代の古地震記録と活断層発掘の試み・資料によるその周期決定に努力が払われています。

地質調査所が公表した報文「近畿三角地帯に

おける主要活断層の調査結果と地震危険度」(平成10年度)にしたがって、大阪とその周辺地域の活断層(近畿三角地帯西部の活断層; 図2.46)の地震危険度=地震発生確率を、高い方から順に示すと、以下のようになります。〔大阪とその周辺地域の活断層の今後100年以内の地震発生確率(%)〕

12-1	琵琶湖西岸(饗庭野)	12～38%
2-2	中央構造線(根来)	0.6～30%
2-4	中央構造線(金剛)	0.0～17%
11-2	京都西山(世木林)	0.0～7%
6	上町	0.0～5%
4	志筑	0.0～4%
13-2	花折(北白川)	0.0～0.3%
2-1	中央構造線(紀淡海峡)	0.0～0.2%
12-2	琵琶湖西津(比良)	0.0%?
7	生駒	0.0%
9	木津川	0.0%
3-1	有馬-高槻	0.0%
3-2～5	六甲	0.0%

今後100年以内の地震発生確率はわかりにくい表現ですから、一般には、琵琶湖西岸(饗庭野)、中央構造線(根来)、中央構造線(金剛)が、危険なようだと理解されるでしょう。

3 別府 島原地溝

四国地方北部および中国地方南部の大坂層群相当層

さて、再び古瀬戸内河湖水系の西流の問題に話をもちます。四国地方北部の鮮新・前期更新世の地層としては、香川県では讃岐山脈北麓の丘陵地および讃岐平野の地下に三豊層が分布し、備讃瀬戸の海底下にも三豊層相当層が確かめられています。さらに愛媛県では小松町から西条市・川之江市にかけての新居浜平野周辺に岡村層とその相当層が分布し、松山平野周辺には郡中層とその相当層が分布します(図1・9)。これらはみな湖成・河成の堆積層で、産出する化石も大阪層群最下部・下部のものと変わりません。

中国地方南部では、三次市付近の甲立礫層をはじめとし、広島県南東部・岡山県南部の標高400~100mのところには山砂利層が点在し、また東広島市西条付近に西条層、宇部市では海底下に草江シルト層が分布します(図1・9)。甲立礫層・山砂利層からは化石が発見されていませんが、その層相からみて大阪層群最下部・下部に相当する河成層とみなされています。一方、西条層と草江シルト層は、大阪層群上部に相当する中期更新世の地層で、前者は湖成層、後者は海成層です。当時(更新世中期)、西条地域にはかなり広い湖が形成され、また宇部地域には海が浸入しました。

このように第2瀬戸内沈降帯は、第2瀬戸内前期(鮮新世)には、現在の瀬戸内海よりも南に広がっていました。その南限は、讃岐山脈北麓と愛媛県西部の中央構造線を結び線あたりですが、第2瀬戸内後期(更新世前期・中期)には、沈降帯は北に移動したと考えられます。古瀬戸内河湖水系は、第2瀬戸内前期の湖沼をつないで西流していたのでしょう。中央構造線は、四国地方北部でも泉層群と三波川帯の境界断層となっていて、西端の松山市の南西で海に入り、伊予灘から別府湾を抜けて中部九州に向かいます。別府湾の海底下では、領家帯と三波川帯は、直接に接しています。三波川変成岩類は、地表では佐田岬半島から中部九州の佐賀関半島へと連なりま

すが、それより以西には分布しません。

別府湾の地質構造

別府湾の地質構造については、京都大学の由佐悠紀氏らが反射法地震探査と海底重力計による重力探査を行って、その研究成果を1992年に公表しております。それによりますと、別府湾は、図3・1に見るように別府湾横断断層(BB)を境にして西側のA・Bブロックと東側のCブロックに分けられています。

まずB・Cブロックの東西断面を図3・3の - '断面で見ますと、Bブロックには最低重力異常値・58ミリガルを示すスリ鉢型の盆状構造(図3・2)が発達し、その底は海面下4,000m深にも達します。この姿から、別府湾のBブロックは、厚い堆積層でおおわれた火山性の陥没地であると考えられます。なおAブロックでは堆積層は南に傾斜し、海面下300m深に達する東西方向の断層群がよく発達しています。

Bブロックの東側がCブロックです。ここでは、中央構造線に平行する舟状構造が発達し(図3・1)、基盤の領家帯(北側)と三波川帯(南側)は直接に接していて、その境界線(RS)は、舟状構造の最深部(海面下約3,500m深)の南を舟状構造の底部沿いに走っています。図3・3の - '断面に示されているように、この舟状構造基盤は厚い堆積層でおおわれています。そして南側の三波川帯を覆う堆積層にくらべて、北側の領家帯をおおう堆積層には断層の発達が著しいのが特徴です。

別府湾南岸の大分平野周辺の丘陵部や平野地下には、鮮新・更新統の碩南層群(下位)・大分層群(上位)が分布し、その年代は碩南層群の最下位の層準でも300万年より若いとされています。碩南・大分層群は、主として淡水成のシルト・砂礫からなっていて、大分層群にはアズキ火山灰層に対比される火砕堆積物(曲火砕流堆積物)も挟まれます。さらに大分層群の最上位には内湾成の地層がはさまれ、中期更新世に海が入り込んだ様子がうかがえます。このように、別府湾周辺および別府湾東部からその東方の海底下の地層は、大阪周

辺および大阪湾湾底下の地層と非常によく似ております。

以上のように、別府湾湾底下には鮮新・更新統が厚く堆積し、その周辺陸域にも大阪層群相当層が分布します。ですから、古瀬戸内河湖水系がこの地域にまで達していたことは間違いありません。

猪牟田(埋没)カルデラと広域火山灰層

別府湾の西方には、由布・鶴見火山群や九重火山群が連なります。この地域には、こうした新しい火山だけでなく、その周辺やその下位にはより古い火山岩類が広く分布し、陥没した基盤の上を厚くおおっています。それでこの地域は、豊肥火山地域とか九重・別府地溝などと呼ばれています。じつは本誌30号の刊行後、大阪層群の重要な鍵層であるアズキ火山灰層とピンク火山灰層の噴出源がこの地域にあることが明らかになりました。30号の2刷以後にはこのことを簡単に追記しましたが、まずはその点を補足しておきます。

図3・4は、鎌田浩毅氏のもつめた豊肥火山地域とそのブーゲー重力異常で、図の丸点のラインに囲まれたところが豊肥火山地域です。丸点のラインは構造線で、西側は小倉・田川断層帯の南方延長線、南側は大分・熊本構造線とされます。図のブーゲー重力異常は、相対的に負の異常値であれば、地下に密度の小さな軽い物質があり、その部分が陥没し、岩盤が深いことをあらわします。鎌田氏は、これら3つの断層に区切られた地域は火山活動によって陥没し、そこを火山性の堆積物が厚く埋めている火山構造性陥没地としています。この地域は日本有数の地熱発電地域で、近年では大規模深部地熱発電のために地質調査所が精力的に調査・研究を行っております。そうした調査・研究が進むにつれて、この地域には、大阪層群のアズキ火山灰層やピンク火山灰層に対比される火砕堆積物が広く分布し、それらの噴出源が、この地域にあることが次々に指摘されてきました。

まず1986年に下川浩一氏らが、大分層群片島層に挟まれる曲火砕流堆積物(降下軽石層と

火砕堆積物)をアズキ火山灰層に対比し、この火山灰層の噴出源が九州にあると指摘します。次いで1989年に鎌田浩毅氏は、中部九州に広がる耶馬溪火砕流堆積物の噴出源は猪牟田を中心とした直径約10kmの低重力異常域にあり、この異常域の地下にはカルデラが埋没されているとして、それを猪牟田(埋没)カルデラと名づけます(図3・4)。

さらに翌1990年には、吉川清志氏らによって、耶馬溪火砕流堆積物(碩南層群東植田層最上部)がピンク火山灰層に対比されます。そして1994年には鎌田浩毅氏らが、中部九州の今市火砕流堆積物をアズキ火山灰層に対比し、今市火砕流堆積物の噴出源も、耶馬溪火砕流堆積物の噴出源と同じく猪牟田(埋没)カルデラであると指摘します。一方、この間には、全国的な火山灰層の対比も進展します。

こうして、約100万年前に猪牟田カルデラから噴出した耶馬溪火砕流堆積物由来の火山灰は、大阪ではピンク火山灰層として堆積しただけでなく、遠く関東地方にまで飛んでいて、房総半島では上総層群大田代層中にO7火山灰層として挟まれることが明らかになります。またその10万年後の90万年前には、再び猪牟田カルデラが活動し、カルデラ周辺地域に今市火砕流堆積物を噴出します。このときの火山灰は、大阪ではアズキ火山灰層として堆積し、房総半島では上総層群国本層中にKu6c火山灰層としてはさまれることも明らかになりました。

これらの火山灰層は、房総の上総層群だけでなく古琵琶湖層群や東海層群にはさまれ、さらにピンク火山灰層は、新潟の魚沼層群にもはさまれているなど典型的な広域火山灰層で、

日本の前期・中期更新世の地層を対比するための重要な鍵層になっています。

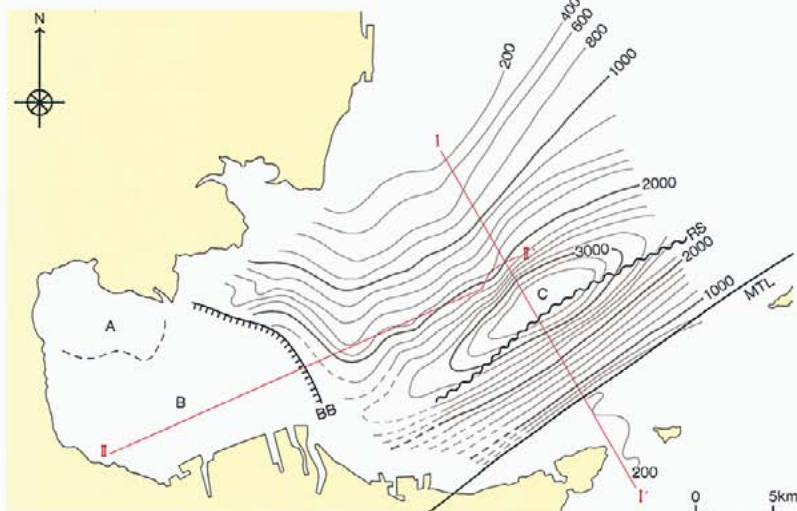
別府 - 島原地溝

《別府 - 島原地溝》

図3・5は、久保寺章氏らが測定した中部九州のブーゲー重力異常図で、低重力異常域の中心部にはLの記号が付されています。図に見るように、Lの目玉は東の別府湾から西の島原湾まで、中部九州を横断する形で連なっています。松本征夫氏は1979年に、この重力異常図と、この地域一帯に広く厚く分布する中新世以降の火山岩類の存在・基盤岩類の深度・地殻の変形などにもとづき、この地域は地溝性陥没(構造)地域であるとして、これを別府 - 島原地溝と名づけています。ただしこの地溝内には3つの不連続点があり、それらを境に九重 - 別府地溝、阿蘇 - 九重地溝、島

図3・1 - 反射法地震探査による別府湾の構造区分と基盤深度

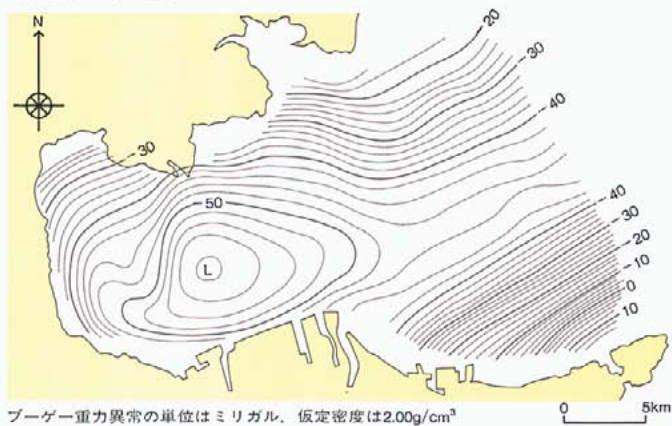
〈由佐悠紀ほか, 1992年〉



A・B・Cはブロック、等深線は基盤深度(m)。I-I'・II-II'は反射法地震探査測線。MTLは中央構造線。BBは別府湾横断構造線。RSは領家帯と三波川帯の境界。

図3・2 - 別府湾における海底重力測定によるブーゲー重力異常

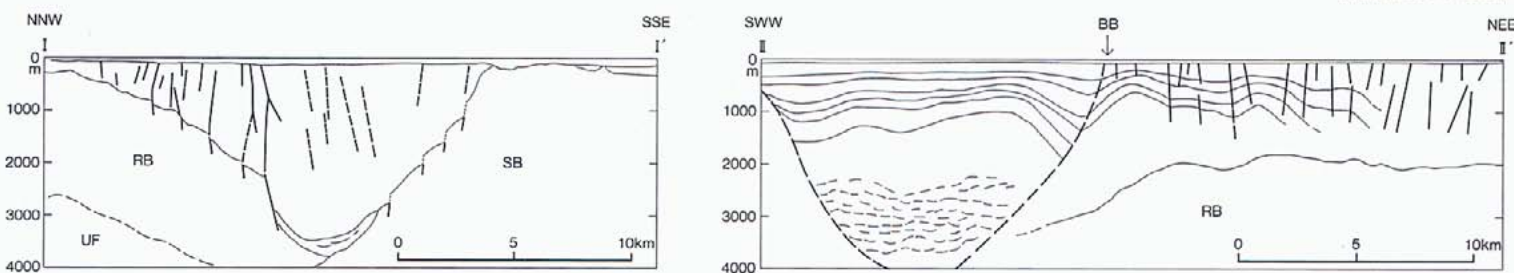
〈由佐悠紀ほか, 1992年〉



ブーゲー重力異常の単位はミリガル。仮定密度は2.00g/cm³

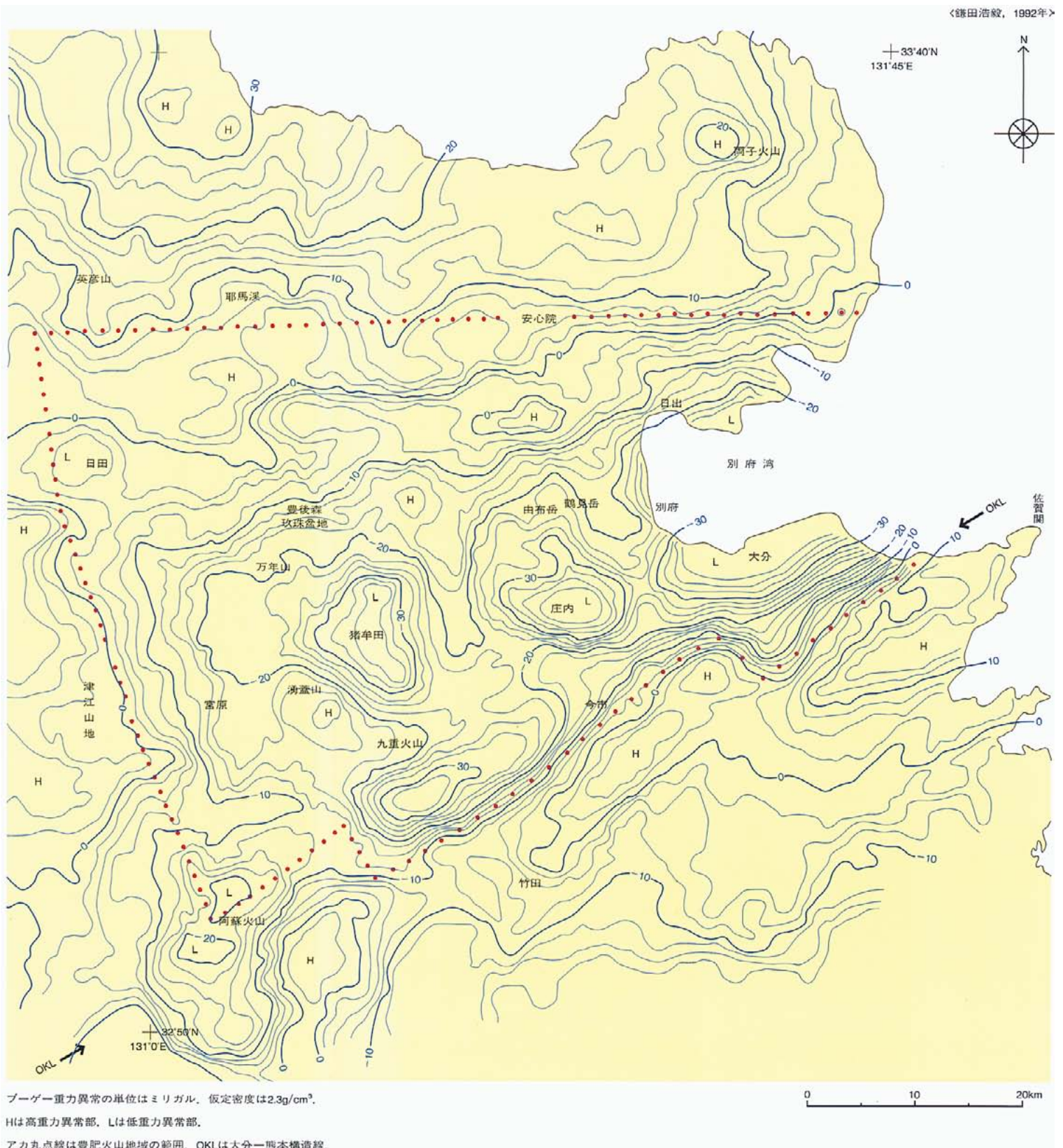
図3・3 - 別府湾CブロックのI-I'測線と別府湾B・CブロックのII-II'測線における反射法地震探査結果

〈由佐悠紀ほか, 1992年〉



太実線と太破線は断層・断裂。SBは三波川帯基盤、RBは領家帯基盤、UFは未知の基盤岩体。

図 3・4 - 豊肥火山(火山構造型陥没)地域とブーゲー重力異常



原 - 熊本地溝に細分し、これら3地溝の合体したものが別府 - 島原地溝であるとしています。また別府 - 島原地溝は、天草灘地溝(北北東 - 南南西方向にのびる)に連続するかのようにみうけられると述べています(図3・6)。上述の豊肥火山地域は、別府 - 島原地溝の東部に位置します。

《豊肥火山地域と古瀬戸内河湖水系》

ところで松本氏は、別府 - 島原地溝内の瀬戸内系火山岩類(大野火山岩類)およびグリーンタフ系火山岩類(鯛生・宇佐層群など)を中新世中期~後期の火山活動によるものとし、地溝の形成のはじまりを中新世中期としています。一方、鎌田・小玉氏は、豊肥火山地域の約100個におよぶ火山岩の放射年代値(K - Ar年代値)がすべて600万年前より新しいことから、同地域の火山活動は、約600万年前(中新世最末期)~約500万年前(鮮新世初頭)の開始期 - 最盛期をへて、その後は単調に衰えたとし、たとえ600万年前の火山活動があったとしても、同地域の火山噴出物の約90%以上は600万年前以降のものとしています。

別府 - 島原地溝は、西南日本の瀬戸内区と琉球弧の会口部に位置しますから、その地質構造発達は、純然たる瀬戸内区のそれとは異なります。しかし、豊肥火山地域のすぐ南側には瀬戸内火山岩類の大野火山岩類が分布し、豊肥火山地域南部の久住山南麓の地下では、ボーリングによって大野火山岩類の存在が確かめられています。ですから豊肥火山地域では、少なくとも瀬戸内火山岩類の活動があったことは否定できません。

ただいづれにしても、豊肥火山地域の地下の地層・岩体の様相は、東方の瀬戸内区のそれに比べれば一変します。落ち込んだ基盤の上を埋積しているのはほとんどが火山岩類で、これらの火山岩類の間には厚い堆積層ははさまれていないといわれています。

しかし、豊肥火山地域北縁の安心院町には鮮新統の津房川層が堆積し、また同火山地域北部の玖珠盆地には鮮新統の太田川層が分布します。これらの地層からは、植物化石・淡水

生貝化石・淡水生の魚類化石・ゾウ化石が産出しますが、それらのほとんどが第2瀬戸内前期を代表する化石類です(後述)。

また、上述の久住山南麓の地下には大野火山岩類の上位に堆積層がみとめられますが、この堆積層は、長谷義隆氏らの1993年の研究によれば、玖珠盆地の太田川層に対比されています。このように豊肥火山地域の鮮新世の堆積層は、同火山地域の北部に限らず南部にもみとめられ、西流した古瀬戸内河湖水系が、豊肥火山地域までは到達していたことがわかります。

じつは、別府 - 島原地溝内の古瀬戸内河湖水系を考えると、問題になるのは豊肥火山地域を区切る西縁の断層の存在です。というのも、第2瀬戸内前期(鮮新世)に入る前に、この断層の活動によって東側の豊肥火山地域が大きく落ち込んでしまっていれば、それが障壁となって、古瀬戸内河湖水系は西流を阻まれてしまうからです。それで、次にこの点を検討してみます。

豊肥火山地域の北西部を中心に、同火山地域の地質構造を調査・研究している木戸道男氏は、1991年・1993年の論文でその結果を公表しております。それによりますと、豊肥火山地域の西縁を画しているのは小倉から南に向かって延びてくる小倉 - 田川断層帯の南方延長ではなく、つぎの3つの断層(帯)です。すなわち、豊肥火山地域西縁の北部は、北北西 - 南南東方向に延びる東落ちの桑野 - 大行司断層によって画されます。そして西縁の中・南部は、ほぼ南北方向に並列して走る2本の東落ちの断層、つまり日田 - 白草線と、その東側を大山川(筑後川の上流部)沿いに走る大山断層という2本の断層によって画されているのです(図3・7、図3・9)。

これら3つの断層は、いずれも鮮新世前期から活動を始めています。しかし、桑野 - 大行司断層と大山断層が更新世をつうじて活動しているのに対して、日田 - 白草線は耶馬溪火砕流堆積物を切っており、同線は更新世前期末以降にはほとんど活動していません。

各断層の垂直変位量をみますと、北部の桑野 - 大行司断層では1,000m以上、中・南部では西側の日田 - 白草線が600m以上、日田 - 白草線のすぐ東側を走る大山断層では500m以上です。とくに大山断層以東の地域は、更新世前期末の100万年前以降の沈降が大きく、木戸氏は、図3・9のアカ線がかかった地域を「九重 - 別府地溝」としています。こうしてみますと、鮮新世には、豊肥火山地域西縁の障壁はまだ大きなものではなく、第2瀬戸内前期の古瀬戸内河湖水系は、同地域の西縁を越えてさらに西流したと思われます。

《中部九州の鮮新世の河湖成堆積層》

長谷義隆氏らは、1993年の研究で、中部九州における鮮新世・更新世の堆積層の分布地点をまとめています。このうち、鮮新世の堆積層についてみると、すべてが河湖成で、その分布地点は、図3・9、図3・5、図3・6に示したようになります。以下、地点ごとに簡単に説明します。

は長崎半島基部の橋湾に面した茂木海岸の崖にみられる茂木植物化石層。この植物化石層には、大阪層群のメタセコイア植物群繁栄期を代表する樹種が含まれます。

は島原半島南部の口之津層群の最下部の大屋層(鮮新統)です。口之津層群は、下位より大屋層・加津佐層・南串山層・西正寺層・北有馬層に分けられていて、更新統の加津佐層より上位の地層には浅海成層がはさまれます。口之津層群は、東海層群・古琵琶湖層群・大阪層群と並んで、日本の鮮新・更新世を代表する各種のゾウ化石を産出することでよく知られています。

日本の鮮新更新世のゾウ化石の大きな特徴は、時代ごとにゾウの種類が入れ代わって出現することで、古い方から順にいいますと、シンシュウゾウ = 鮮新世中期、アケボノゾウ = 鮮新世後期~更新世前期、シガゾウ = 更新世前・中期、トウヨウゾウ = 更新世中期、ナウマンゾウ = 更新世中・後期に分帯されます。鮮新世を代表するシンシュウゾウは、中国大陸東部のツダンスキーゾウあるいはコウ

ガゾウの近縁種または同一種、アケボノゾウは、現在ではシンシュウゾウから進化した日本の固有種と考えられています。

口之津層群では、最下位の大屋層下部層からはシンシュウゾウ、大屋層下部層と加津佐層からはアケボノゾウ、口之津層群最上位の北有馬層からはアケボノゾウ・シガゾウが産出します。このように口之津層群からは、第2瀬戸内前・後期を代表する化石類が産出します。このことは、古瀬戸内河湖水系が別府 - 島原地溝(別府 - 天草灘地溝?)を西流し、さらに第2瀬戸内前期の西南日本が中国大陸と陸続きであったとする考えの重要な根拠の1つになっています。

は天草下島の本渡市北部に分布する佐伊津層で、口之津層群大屋層に対比されます。

は天草上島と宇土半島の間の大矢野島北部に分布する大矢野層で、口之津層群大屋層および天草下島の佐伊津層に対比されます。

は久留米市の南方丘陵に分布する久留米層。は八女市東方の黒木丘陵に分布する黒木層で、久留米層の下部・中部に対比されます。

黒木層は、淡水湖に形成された三角州堆積物で、シンシュウゾウの化石を産出します。黒木層久留米層は八女層群ともよばれますが、首藤次男氏は、1963年の菊地秀夫氏の研究にもとづいて、八女層群の基底最深部は柳川付近にあって、その深度は - 900mを越えることから、鮮新世の筑後平野地域には大きな堆積盆地が形成されたとしています(図1・9)。また、有明海研究グループは、筑紫平野の地下には礫層・泥層の互層が厚く(330m以上)発達し、ボーリング(188m深)試料の珪藻・有孔虫化石の分析から、同互層には何層もの海成層が挟在していることを明らかにしています。これらの礫層・泥層の互層は、八女層群の上部に含められる地層であると考えられます。

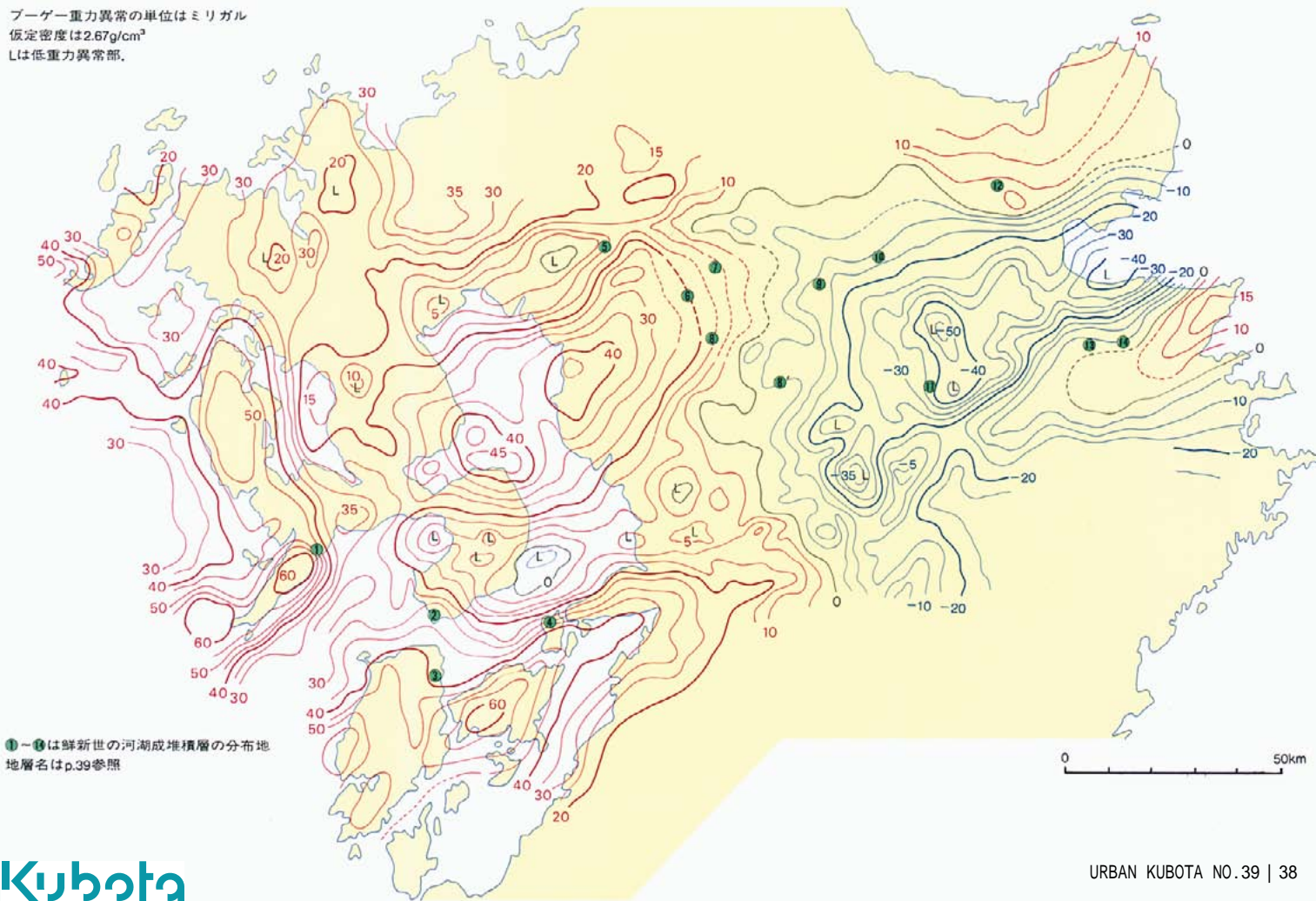
は鹿里層で、福岡県八女郡星野村鹿里付近に分布します。

は星原層です。は熊本県鹿本郡鹿北町星原付近に分布します。は、その東南東約12kmの地点、穴川峠・兵戸峠・観音岳付近に分布する湖成層です。星原層の命名者の山岡一雄氏は、同層を新第三紀層としています。星原層は、産出植物化石から黒木層に対比されるようです。

は小五馬層。大分県日田郡大山の中間～小五馬の大山川沿いにみられ、玖珠盆地の太田川層下部に対比されます。ごく最近の中島らの研究(2001年)によると、小五馬層からは、コイ科魚類の咽頭歯化石として、クセノキブリス亜科のクセノキブリス属とディステゴドン属、クルター亜科のアナバリリウス属、およびコイ科のフナ属とコイ属を産出します。この魚類相は、日本列島の鮮新世から更新世にかけての典型的魚類相であり、またこ

図3・5 中部九州のブーゲー重力異常図

ブーゲー重力異常の単位はミリガル
仮定密度は2.67g/cm³
Lは低重力異常部。



これらの化石から推定される環境は、沿岸帯が発達した開けた湖であると考えられています。

は玖珠盆地の太田川層。玖珠盆地は、中部九州では、鮮新・更新統が分布する代表的な地域の1つです。玖珠盆地の鮮新世の堆積層が太田川層で、この地層からは、メタセコイアを含む植物化石のほか、淡水生貝類化石ではマルタニシ属、カワニナ属、カラスガイ属、ドブガイ属が産出します。これらの貝類の間は、大阪層群・古琵琶湖層群にもみられます。さらにコイ科魚類の咽頭歯化石では、大陸型のクセノキプリス亜科のクセノキプリス属とブラギオグナトプス属、およびコイ亜科のコイ属とフナ属が産出します。これらのコイ科魚類は、小五馬層のコイ科魚類とともに、古琵琶湖層群から産出する化石とほとんど変わりなく、遠く離れた中部九州と古琵琶湖の淡水系につながりがあったことをうかがわせます。

は久住山南麓の地下に分布する太田川相当層です。新エネルギー・産業技術総合開発機構は、地熱資源調査のために久住山南麓でも多くのボーリングを行い、そのデータを公表しています。長谷氏は、これらのボーリング資料にみられる堆積層(湖成層)・火山岩類を、玖珠盆地の地表に露出する堆積層・火山岩類と対比し、この地域の地下に太田川層相当層が伏在していることを確かめています。

は津房川層。大分県宇佐郡安心院町から内町にかけて分布する湖沼性堆積物で、従来からヒシやメタセコイアなどの植物化石が産出することが知られていましたが、1995年以降、シンシュウゾウの化石をはじめ、魚類、両生類、爬虫類、鳥類、哺乳類など、大量の化石群が発見され、脊椎動物化石の宝庫であることが明らかになりました。このなかには、ヨウスコウワニやオオアタマガメなどが含まれ、その動物相は、現在の中国南部から東南

アジアにかけて生息するものと非常によく似ているということです(図3・8)。

は碩南層群東庄内層。大分郡野津原町(大分市の南)およびその西方に分布します。東庄内層からはメタセコイアなどの植物化石が産出しています。

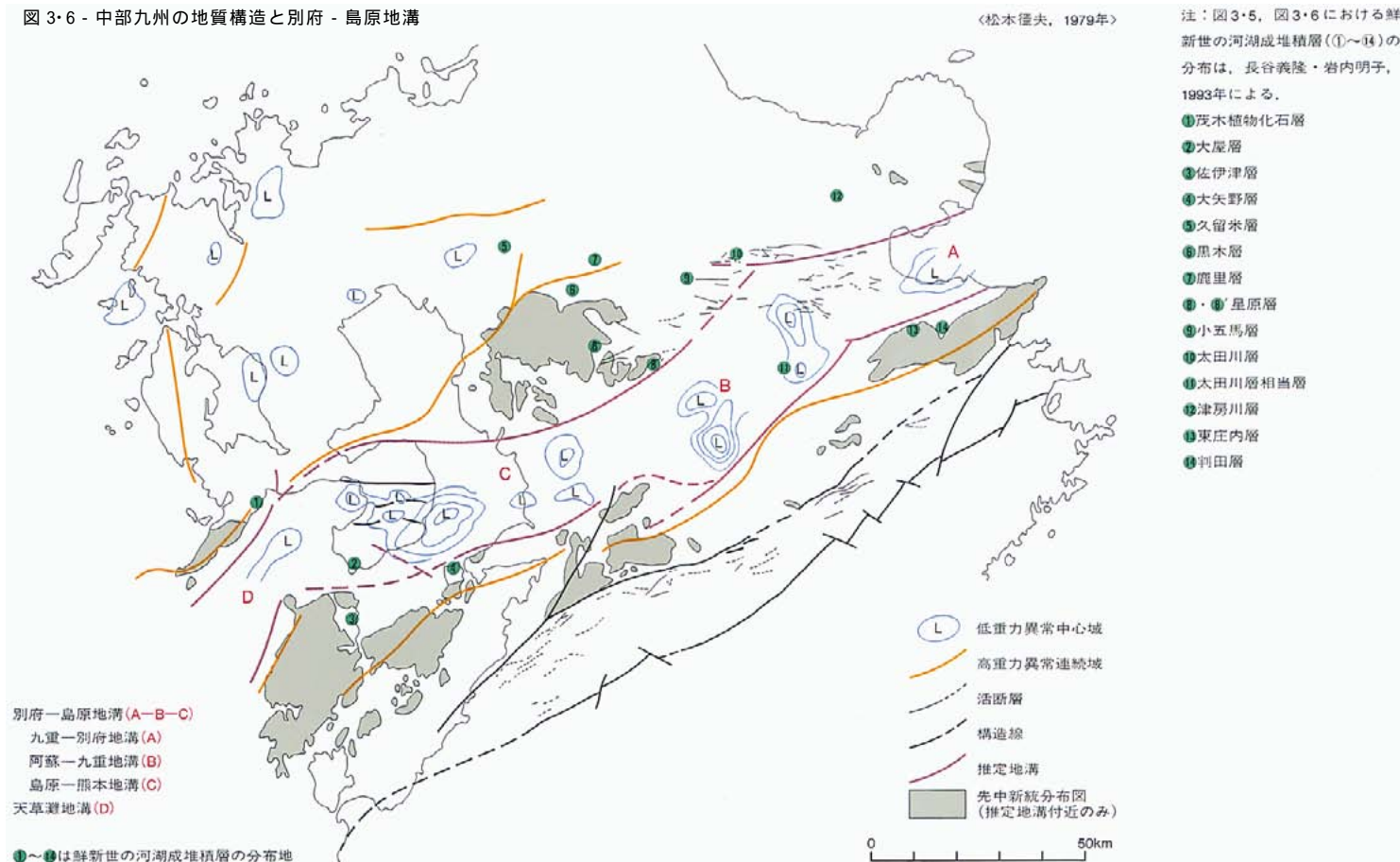
は碩南層群判田層。主として大分市南部の中判田から竹中にかけて分布し、メタセコイアなどの植物化石を産出します。なお碩南層群の上位には大分層群がかさなりますが、大分層群の最上部の鶴崎層(中部更新統)からはトウヨウゾウの化石が産出し、また鶴崎層上部には浅海成層がはさまれます。

《中部九州の古瀬戸内河湖水系》

以上、中部九州における鮮新世の河湖成堆積層について、ひととおり説明しました。

これらの地層の分布(図3・9、図3・5、図3・6)からみると、中部九州の古瀬戸内河湖水系は、大分・別府、玖珠盆地、日田から、先行河川

図3・6 - 中部九州の地質構造と別府・島原地溝



である筑後川ぞいに、筑紫平野（久留米・八女・柳川・佐賀）にいたり、さらに同平野から島原へと流れていたように考えられます。しかし、図3・5、図3・6に示されているように、有明海には、その中央部を東西に横切る高重力異常連続域(基盤の高まり)があって、この考えはなりたちににくいようです。

一方、同じく図3・5、図3・6に示されているように、熊本平野周辺には低重力異常中心域のLの目玉が並んでいます。熊本市内で行われた数本のボーリング・データからは、熊本平野の地下には、約30万年前のA so-1火砕流堆積物の直下に、海成のシルト・砂層（水前寺層）が伏在していることが明らかにされています。一番深い力合小学校のボーリングでは、水前寺層は260～300m深に伏在し、熊本平野地下の基盤の沈降が相当なものであることがわかります。しかし、このボーリングの掘削深度は300m深に止まっているために、それ以深に伏在する地層・基盤については残念ながらわかっておりません。筑後平野の地下では、八女層群の基底深度は900m以深に達していますから、熊本平野の地下深くにも、同様に鮮新世の堆積層が伏在しているかもしれません。

また、さきに述べたように、熊本の北東方の地点『の穴川峠兵戸峠観音岳付近には、鮮新世の湖成層である星原層が分布しています。ですから、阿蘇-九重地溝から島原-熊本地溝を抜け、島原にいたる水系についても考慮しておくべきです。現時点で、別府から島原にいたる別府-島原地溝の水系を否定してしまうのは、早急にすぎるのではないかと思います。

更新世になると、第2瀬戸内沈降帯には海が浸入してきますが、この海は、大阪湾には紀伊水道から、周防灘や燧灘には豊後水道から、有明海には九州の西側から直接に海が浸入してくるのだらうと思います。いずれにしても中部九州の古瀬戸内河湖水系にまつわる問題は、詳しい層序学的な調査・研究によって解決されるでしょう。

図3・7-「九重-別府地溝」北西縁の断層とその周辺の地質

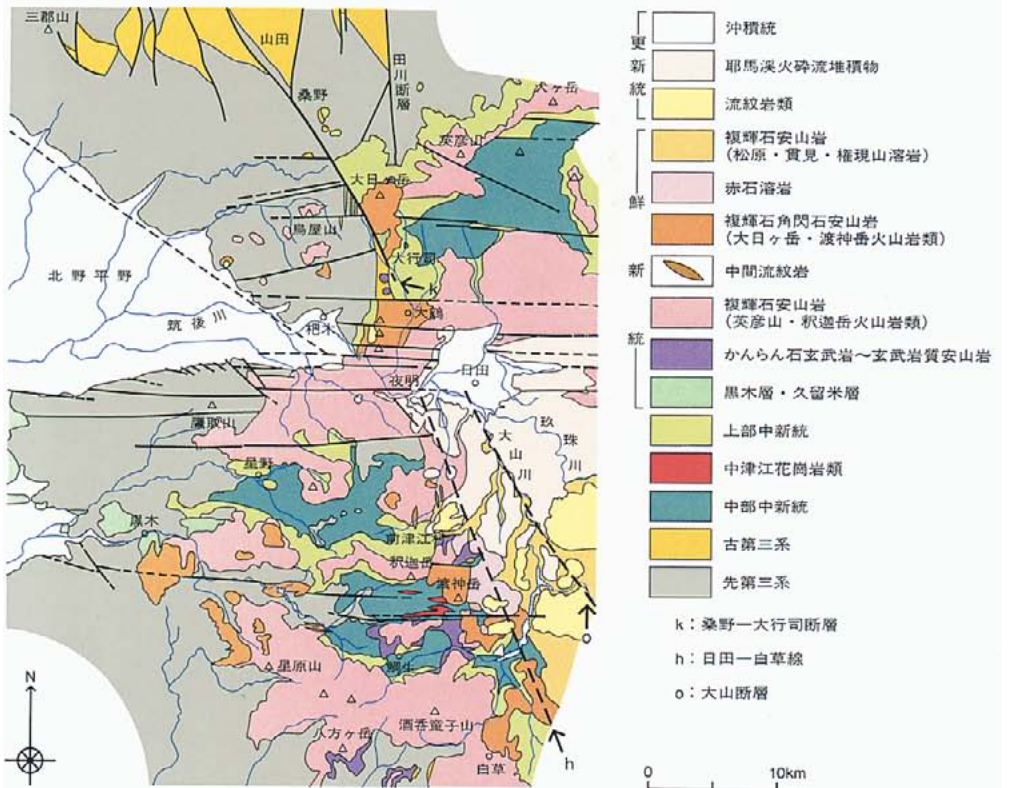


図3・8-津房川層産出の化石郡とその産出地点および層準

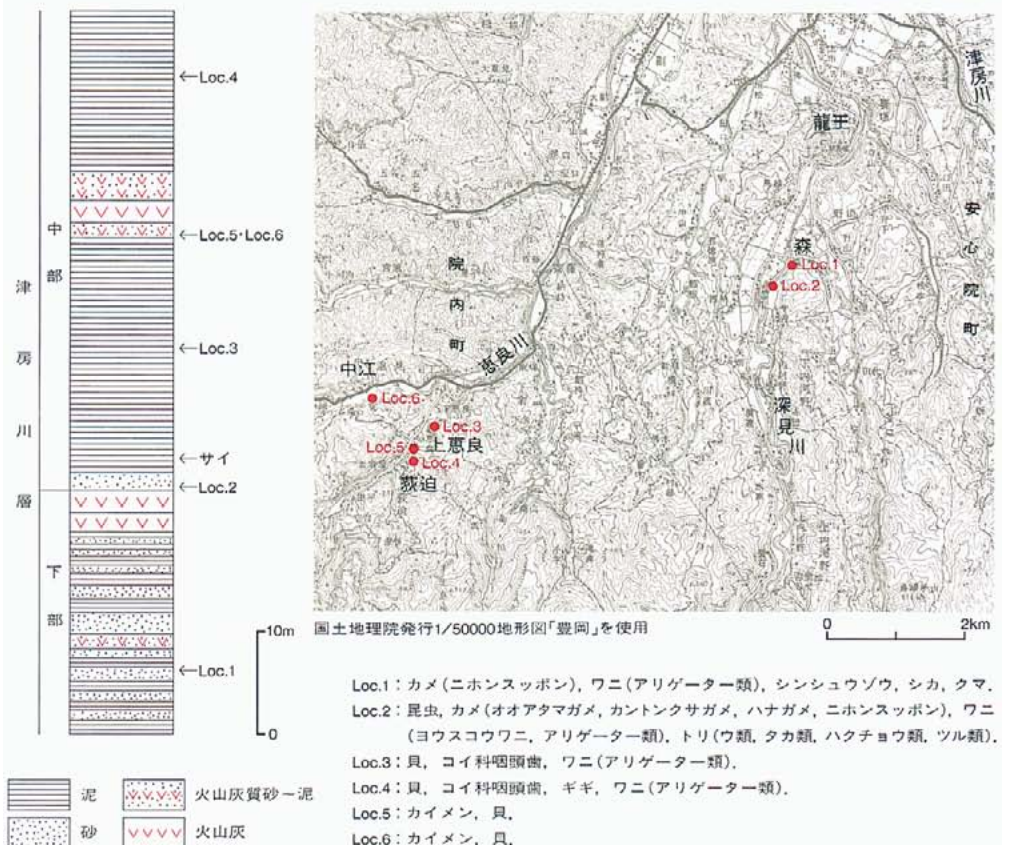
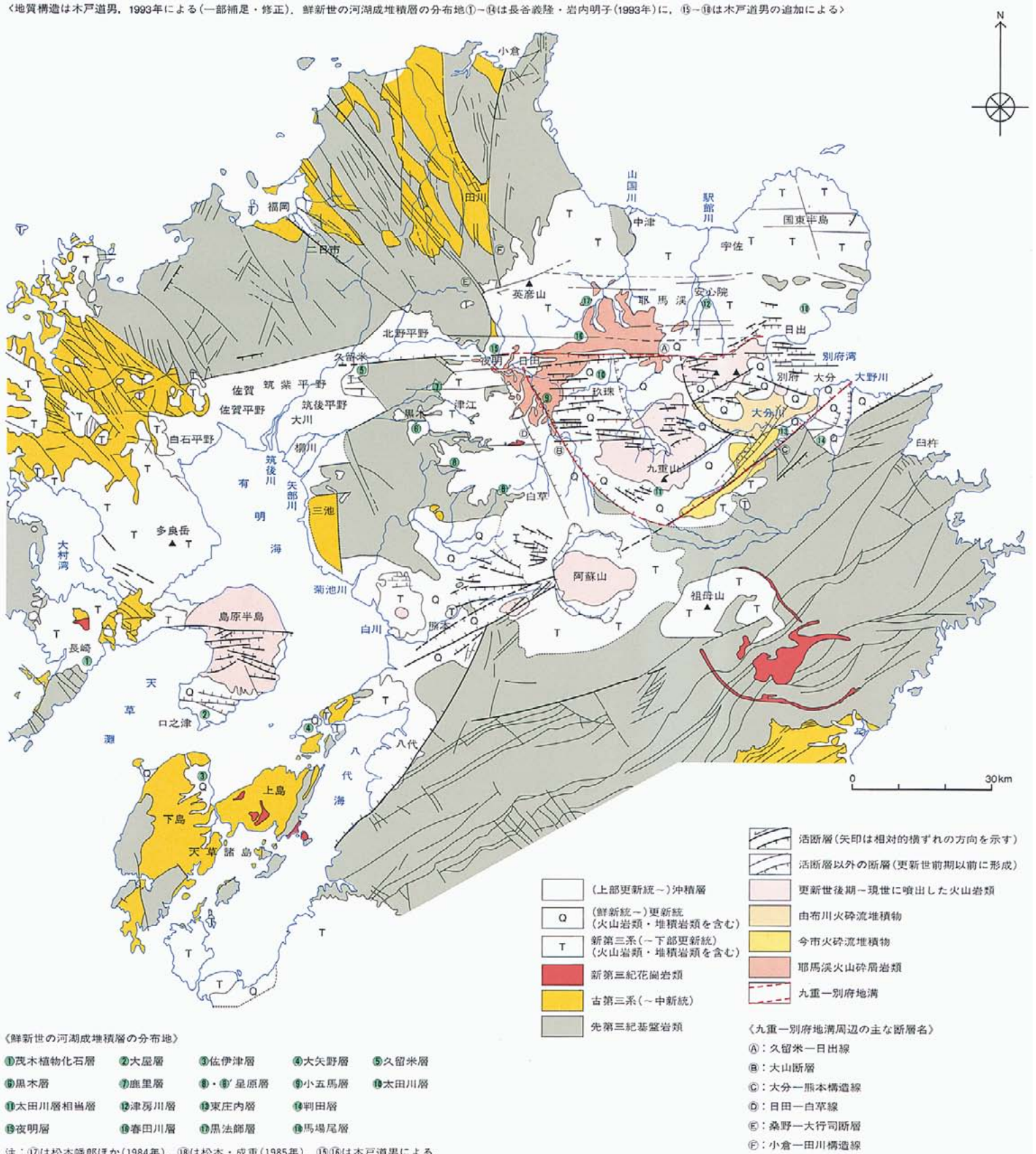


図 3-9 - 中北部九州の地質構造と鮮新世の河湖成堆積層の分布

〈地質構造は木戸道男, 1993年による(一部補足・修正), 鮮新世の河湖成堆積層の分布地①-⑬は長谷義隆・岩内明子(1993年)に, ⑭-⑯は木戸道男の追加による〉





中国東部陸・海域の第四紀層

中国東部大平原下の第四紀層

次は中国大陸の話になります。日本の新第三紀末(鮮新世)～第四紀(更新世・完新世)の地層と中国大陸の同時代の地層との関係を考える場合、朝鮮海峡や九州北西部から東海(東シナ海)大陸棚にかけての海域の海底下の地層についての検討が重要になります。しかし、何といても中国東部の陸・海域の鮮新統・更新統についての知識が欠かせません。それで中国東部陸・海域の鮮新統・更新統について、中国の研究者たちの研究成果を紹介し、西南日本と中国大陸との陸橋問題に触れたいと思います。

中国というのは、日本と違ってとにかく広大です。例えば、日本第四紀学会編の100万分の1日本第四紀地質図(地形・地質・活構造図)はA0判の大きさに3枚におさまっていますが、張宗祜ら編の250万分の1中国第四紀地質図となると、同じ大きさのA0判でまとめられたもので全部で9枚にもなります。中国では、そうした広大な地域の全域を調べていくわけですから、研究者の数も日本とは比べられないほど多く、また地質の文献も次から次にたくさん出ていまして、これらのすべてを検討するのは不可能なほどです。

そうした文献を読む場合、私のような年齢になると難しい中国語を最初から勉強するのは容易ではありませんから、英語版で読みます。ところが英語版では、肝心の地名の漢字がわからないのです。それで手間ですけれど、同じ文献の中国語版があれば、それを入手して中国の辞典と地名辞典を使って、固有名詞を読み合わせながら読んでいきます。ですから、英語版・中国語版の両方を使えば、時間がかかりますが、かなりの中国の文献を読むことができます。

《中国東部大平原の第四紀地質図》

中国東部には、北は北京から南は揚子江(長江)下流の南京・上海にかけて大平原が広がっています。一般に、北部は華北平原、南部は江淮平原と呼ばれますが、両者をあわせた名称としては、黄淮海平原あるいは中国東部

大平原などが使われています。

この大平原下の第四紀層については、1989年に刊行された邵時雄氏ら編「100万分の1中国黄淮海平原第四紀地質図・同説明書(英文・中国文)」にまとめられています。これは、過去30年以上にわたって行われた5,000本以上のボーリングの資料と900本以上のボーリングのコア(岩芯)の分析にもとづいて、大平原下の第四紀層について集大成した労作です。100万分の1地質図・地質断面図のほかにも200万分の1で描かれた4枚の第四紀古地理図もセットされており、第四紀の環境変遷がよくわかる研究です。

その翌年の1990年には、さきに触れた張宗祜氏らが編集した「250万分の1中国第四紀地質図・同説明書(英文・中国文)」が出版されますが、これには中国東部大平原という名称が使われています。「大阪層群と中国黄土層」には、邵時雄氏ら編の説明書に載っている図を引用しました。それが図4・1です。ただし図のタイトルは、中国東部大平原(黄淮海平原)としました。

こういう調査・研究をしているのはどういう人たちがといますと、張宗祜氏は、河北省石家荘にある中国地質鉱産部水文地質工程地質研究所の名譽所長で、邵時雄氏も同研究所の第四紀地質研究室に所属しています。石家荘の水文地質工程地質研究所は、中国の地下水の調査・研究の中心であって、地下水の開発も担当しているようです。

《中国東部大平原の形成》

さて中国東部大平原は、一般に標高100m以下で、図4・1にみるように、北を燕山山地、南を浙江山地、西を太行山脈、南西を伏牛山脈・大別山脈、東を渤海・黄海・東海(東シナ海)にかざられています。そして中央東部には、山東半島(膠東半島)の山地と沂蒙泰山地があり、南部には、江淮・蘇北丘陵と揚子江下流の南京・銅陵間の丘陵があります。主要な河川系は、海河(灤河を含む)、黄河、淮河(沂河・沭河を含む)、揚子江(長江)、钱塘江の5つの水系です。

中国東部大平原は、大部分が中朝地塊に、一部が揚子地塊に属します。中朝地塊は、先震旦系を基盤とする地塊で、華北から朝鮮半島に延びています。揚子地塊も同じく先震旦系を基盤とする地塊で、この方は揚子江の中・下流域に広がっています。

中国東部大平原では、こうした先震旦系の基盤を、震旦系(12億～9億年前)、下部古生界(海成)、上部古生界(海成・陸成)、中生界(陸成)、新生界(第三系・第四系)がおおっています。第三系はおもに河湖成層からなり、その層厚は4,000～5,000m、先第三系を不整合におおい、第四系に整合あるいは不整合でおおわれます。

中国東部では、中生代後期に大規模な火成活動をともなう地殻変動(燕山運動)が起こりますが、そのご、古第三紀始新世にはじまるヒマラヤ運動による隆起・沈降によって、大平原地域にはいくつかの堆積盆地が形成されます。新第三紀以降になると、この地域一帯が広く沈降し、最終的には、統合された1つの堆積盆地として、現在の広大な中国東部大平原が形成されます。平原と山地のかたちは、一般に、隆起・沈降に伴う北北東・北東・北西・東西方向の断層に支配されています。

《中国東部大平原下の第四紀層》

図4・1には、ほぼ中央部に商丘、その西に新郷という地名がみられます。ここには、東西方向に走る商丘-新郷断層があって、大平原を北部と南部に分けています。第四紀層の層厚は、大平原北部では350～450m、最大で500mになりますが、南部ではそれより薄く150～250mほどです。

中国では、第四紀層はQ₁層～Q₄層に分けられ、下位よりQ₁層=下部更新統、Q₂層=中部更新統、Q₃層=上部更新統、Q₄層=完新統に区分されます。Q₁層の下限は松山・ガウス境界(約248万年前)に、Q₂層の下限はブリュンヌ・松山境界(約73万年前)に、Q₃層の下限は約15万年前の層準、Q₄層の下限は約1万年前の層準におかれています。

中国では、鮮新・更新統の境界および更新統

の区分は、黄土高原に広がる黄土層の層序を基準とし、黄土層の基底が松山・ Gauss境界にあるという研究結果にもとづいて上記のように区分しています。日本では、1985年の国際層序委員会のとりきめにしたがって、鮮新・更新統の境界を松山逆磁極期中のオールドバイ正磁極帯の直上(約164万年前)としています。この問題については、次章で詳しく説明するつもりですが、ともかく現状では、前期更新世の始まりの年代は、中国と日本では大きな違いがあるわけで、この点をお断りして話を進めます。

中国東部大平原下の第四紀層のほとんどは河湖成層・扇状地成層で、海成層は渤海・黄海・東海(東シナ海)沿岸部の $Q_1 \sim Q_4$ 層には含まれていないにすぎません。一方、氷河成の堆積層、あるいは、氷河が溶けて、流出した水流が運んでできた融氷流水成層といわれるものがあり、これらは、燕山・太行・伏牛山山地山麓部の Q_1 層中には含まれています。

邵時雄氏らは、中国東部大平原下の第四紀層は、層序学的に 区 ~ 区の 8 つの地質区に区分されるとしています(図 4・1)。それぞれの地区の第四紀層の特徴を要約しますと、以下ようになります。

I. 燕山・太行山山麓平原

第四紀層の層厚は200~350m、沈降域で最大約500m。代表的ボーリングによれば、層厚は Q_1 層が約310m、 Q_2 層が約90m、 Q_3 層が約49m、 Q_4 層が10~30mです。燕山・太行山山麓部地下の Q_1 層中には、2層準に氷河成・融氷流水成層が認められます。天津付近から渤海にかけては、海成層が Q_1 層中に2~3層、 Q_2 層中に1~2層、 Q_3 層中に2層、 Q_4 層中に1層は含まれます。なお、 Q_1 層の下位には、暗褐・赤褐色粘土からなる明化鎮層(N_2 層 = 鮮新統)が伏在します。

. 津沽(天津・塘沽)・冀南(南部河北)・魯北(北部山東)平原

第四紀層の層厚は一般に200~350m、沈降域で300~450m。代表的ボーリングによれば、層厚は Q_1 層が211m、 Q_2 層が約69m、 Q_3 層

が約55m、 Q_4 層が10~40mです。渤海湾沿岸部では、 Q_1 層中に海成層と火山成堆積層(凝灰岩層)がそれぞれ2層、 Q_2 層中に海成層が2層、 Q_3 層中に海成層が2層と火山成堆積層が1層、 Q_4 層中に海成層が1層は含まれます。 Q_1 層は、シルトの薄層をはさむ赤褐・紫褐色粘土から構成されている明化鎮層(N_2 層)を平行不整合でおおっています。

. 黄河平原

第四紀層の層厚は一般に数10~200m、沈降域でも約300mです。代表的ボーリングによれば、層厚は Q_1 層が約116m、 Q_2 層が約80m、 Q_3 層が約55m、 Q_4 層が約26mです。伏牛山山麓部地下の Q_1 層中には、2層準に氷河・融氷流水成層が認められます。 Q_1 層の下位には、. 地区と同様に、明化鎮層(N_2 層)が伏在します。

. 沂蒙泰山地・山東半島

Q_1 層は、その分布が局所的で、層厚は30m以上、新第三紀層の瓜漏河層(N_1 層 = 中新統)を不整合におおっています。 Q_1 層からは原歯象(アーキディスコドンゾウ)を、 Q_2 層に相当する洞穴堆積層からは中国犀・鹿の化石を産出します。 Q_3 層は沿海部では海成層をとまなう第2段丘層(低位より数えて2番目の段丘層)をつくっていて、同層に相当する洞穴堆積層からは蒙古馬(ブルジェパリスキーウマ)・李氏猪(ライデッカーイノシシ)を産出します。 Q_4 層は山東半島では海成層をはさみます。

. 淮北平原

第四紀層の層厚は、西部では一般に140~200m、東部では60~100mにすぎません。代表的ボーリング炭坑坑道地表調査によると、 Q_1 層は厚さ20~80m、 Q_2 層は厚さ20~90m、 Q_3 層は厚さ10~40m、 Q_4 層は厚さ10mです。 Q_1 層からはサンメンウマ、 Q_2 層からはトウヨウゾウ・四不像鹿(シフゾウシカ)、 Q_3 層からはナウマンゾウの化石を産出します。なお、 Q_1 層は新第三紀層の明化鎮層(N_2 層)を平行不整合に、また唐山棚層(N_1 層)を不整合におおっています。

. 江淮・蘇北丘陵

第四紀層の層厚は一般に20m以下、最大でも50mほどです。代表的ボーリング・地表調査によると、 Q_1 層は欠如し、 Q_2 層の厚さは5~20m、 Q_3 層の厚さも5~20m、 Q_4 層の厚さは2~10mです。 Q_3 層からは四不像鹿(シフゾウシカ)・ゾウなどの化石を産出します。

. 蘇北平原

第四紀層の層厚は、西部で50m、東部で250m、最大で350mです。代表的ボーリングによれば、層厚は、 Q_1 層が約125m、 Q_2 層が10~120m、 Q_3 層が65~86m、 Q_4 層は20m以下です。海成層は、 Q_1 層と Q_2 層中に各1層、 Q_3 層中に2層、 Q_4 層中に1層の計5層が認められています。 Q_1 層の下位には、新第三紀層の塩城層(N_1 ・ N_2 層)が伏在します。

. 揚子江(長江)下流

揚子江下流地域は、 1 の南京・銅陵と 2 の揚子江(長江)三角州に分けられています。

1 . 南京・銅陵丘陵

この地区の地質調査は、おもに地表調査によっています。第四紀層の層厚は数10m程度です。 N_2 層(鮮新統) - Q_1 層は、砂・礫・シルトからなり、厚さ約12mで、 N_2 層・ Q_1 層をあわせて雨花合層とよばれています。 Q_2 層は山麓部に分布し、厚さ20~30m。 Q_3 層は第1段丘層をつくっていて、厚さ10~20m。 Q_4 層の層厚は約30mです。

2 . 揚子江(長江)三角州

第四紀層の層厚は約280m。代表的ボーリングによれば、層厚は、 Q_1 層が約115m、 Q_2 層が約55m、 Q_3 層が約70m、 Q_4 層が約38mです。揚子江三角州地下では、海成層が、 Q_1 層・ Q_2 層・ Q_3 層中に各2層、 Q_4 層中に1層の計7層がはさまれています。 Q_1 層の下位に伏在するのは新第三紀層の塩城層(N_1 ・ N_2 層)です。

なお最近(1996年)、渋谷平八郎氏によって、上海地質産局水文地質工程地質隊編の「上海市第四紀地質図(1988年刊)」が紹介されており、それによりますと、第四紀層の層厚は上海市北方の揚子江河口部で最も厚く、

約360m (Q₁層 = 210m, Q₂層 = 60m, Q₃層 = 30m, Q₄層 = 60m), また鮮新統 (N₂層, 崇明層) の厚さは約130mです。ですから上海市区域では, 主として先新第三系から構成されている基盤岩類の最大伏在深度は約500m深です。大阪層群の層厚は約3,000mにも達していますから, 大河揚子江の三角州地下の鮮新・更新統の層厚は, 大阪層群のその約6分の1にすぎません。

《地質断面図で見る海成層の分布》

以上のような中国東部大平原下の第四紀層の特徴は, 同じ第四紀地質図の地質断面図をみると非常によくわかります。地質断面図は, 東西方向や南北方向のものなど全部で10枚の断面図が描かれていますが, ここでは, 海成層や氷河成・融水流水成層の分布状況がよくわかる5枚の地質断面図を選び, 層相など細かい部分は省略し, 簡略化して紹介いたします(図4・2 A ~ E)。各断面線の位置は, 図4・1に示してあります。

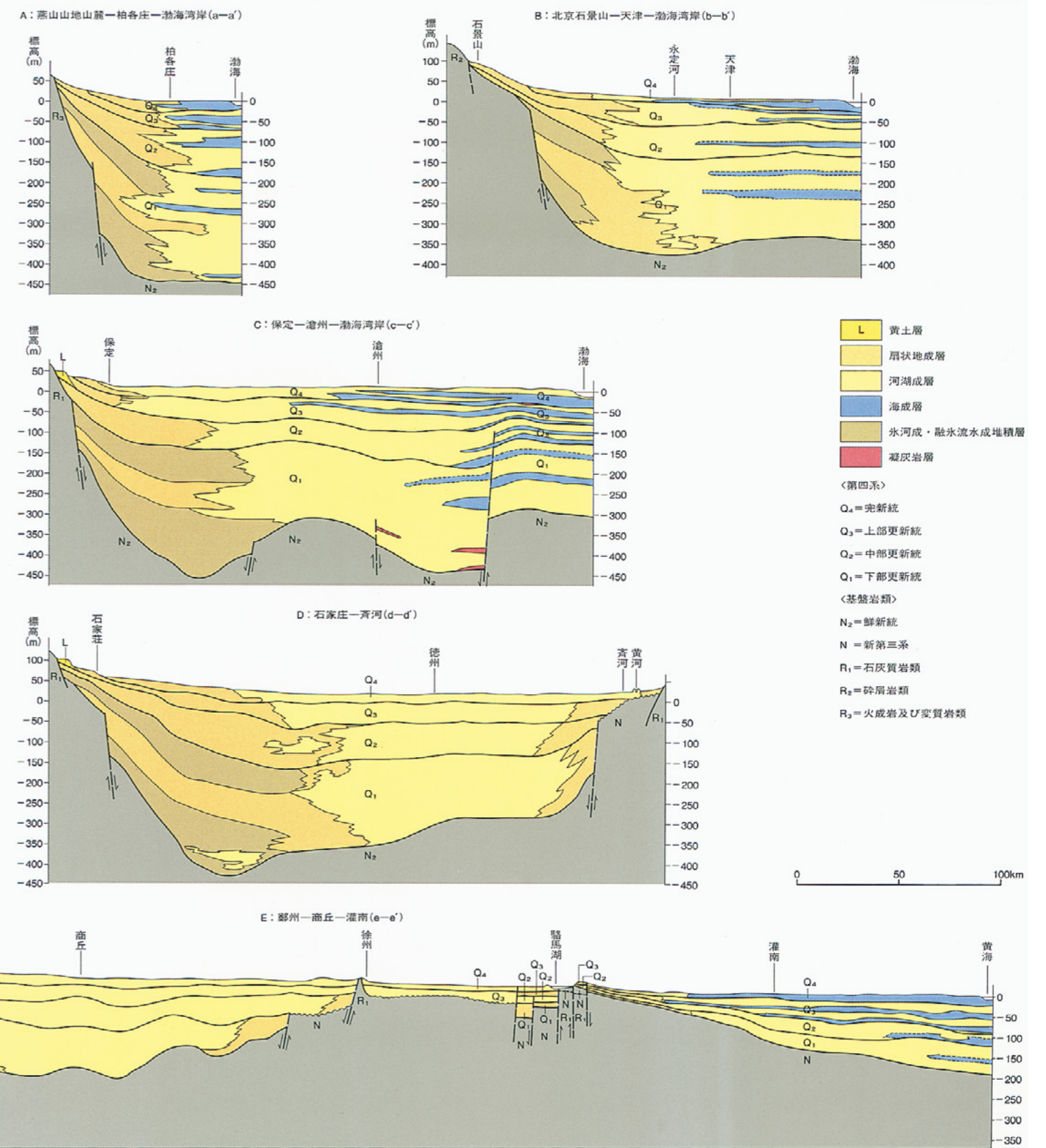
図4・2 Aは, 燕山山地山麓から柏各庄を通過して渤海湾岸にいたる南北の断面です。第四紀層は450mと非常に厚く, Q₁層中に3枚, Q₂層・Q₃層中に各2枚, Q₄層中に1枚の海成層がはさまれます。Q₁層中の最下位の海成層は約430m深にあり, 前期更新世のはじめ頃には, この地域にまで入り込んだ海進のあったことがわかります。山麓沿いのQ₁層中には2層の氷河成・融水流水成層がはさまれます。Q₁層の下位に伏在するN₂層(鮮新統)は明化鎮層です。

図4・2 Bは, 北京石景山から天津・渤海湾岸にかけての地質断面です。Q₁層中には沿岸部に2層の海成層がはさまれていて, 前期更新世の2回の海進時には, 海は渤海湾から天津付近にまで浸入しています。海成層は, Q₂層中に1層, Q₃層中に2層, Q₄層中にも1層はさまれます。全部で6回の海進のうち, 完新世(Q₄)の海が最も内陸深くまで入り込んでいます。西側の山麓沿いでは, Q₁層は西上がり東落ちの断層で画され, 2層の厚い氷河成・融水流水成層をはさんでいます。Q₁

図4・1 中国東部大平原(黄淮海平原)の第四紀層序学的地区区分



図4・2 中国東部大平原(黄淮海平原)の第四紀地質断面図



層の下位の地層は明化鎮層(N₂層)です。

図4・2Cは、保定から滄州を通して渤海湾岸にいたる断面です。Q₁層は、山麓沿いに非常に厚い2層の氷河成・融氷流水成層をはさみ、また滄州の東では2層準に凝灰岩層をはさんでいます。海成層は、Q₁層・Q₂層・Q₃層に各2層、Q₄層に1層は含まれます。後期更新世(Q₃)の海が内陸深くまで入り込んでいるのが目立ちます。Q₁層の下位には明化鎮層(N₂層)が伏在します。大規模な断層としては、山麓部にQ₁層を切る東落ちの断層、滄州と海岸の間には、Q₁層・Q₂層を切る西落ちの断層、小規模なものとしては、滄州とその西にQ₁層を切る2本の断層が認められています。

図4・2Dは、石家荘から齊河にいたる華北平原のほぼ中央部を北西-南東方向に切る断面です。ここでは、西縁には太行山脈山麓沿いにQ₁層を切る東落ちの断層、東縁には沂蒙泰山地山麓沿いにQ₁層・Q₂層を切る西落

ちの断層が伏在していて、両断層間の地域の沈降している様子がわかります。また、この沈降域ではQ₁層の下位に明化鎮層(N₂層)が伏在するのに対し、東縁の断層の東側ではQ₂層・Q₃層・Q₄層が新第三紀層(N層)を不整合におおっています。西側の山麓沿いには、Q₁層中に2層の厚い氷河成・融氷流水成層がはさまれます。海成層はどの層準にもみられず、この地域には第四紀の海は入っていません。

図4・2Eは、鄭州から商丘・徐州・灌南を通過して黄海に抜ける断面です。さきの地区名でいうと、黄河平原・蘇北丘陵・蘇北平原をほぼ東西に貫いた断面です。中国東部大平原は新郷-商丘のラインを境に南北に分けられ、南の方が第四紀層が薄くなりますが、この図を上述の4つの図と比べれば、そのことがよくわかるとおもいます。

黄河平原下の第四紀層は、東西両縁が断層に境された沈降域に堆積しています。Q₁層は、

その基底が一般に200m深ほどで、鮮新統の明化鎮層(N₂層)をおおっています。ただ西部にはQ₁層を切る断層によって形成された300m深以上の最大沈降域があつて、前期更新世(Q₁)の厚い氷河成・融氷流水成層が堆積しています。黄河平原には海成層はみられません。

蘇北丘陵では第四紀層は最も薄く、その層厚は最大でも50mほどです。蘇北丘陵地域の西縁の徐州付近には、Q₂層・Q₃層・Q₄層を切る西落ちの断層があつて、Q₂層が新第三紀層(N層)を不整合におおっています。徐州の東方ではQ₃層・Q₄層が薄く分布しているにすぎませんが、本丘陵東縁の駱馬湖付近には第四紀(Q₁~Q₄)を通じて活動した5本の断層があつて、Q₁層からQ₄層がみとめられています。この断層密集帯では、Q₁層は新第三紀層(N層)をおおい、第三紀層(N層)は基盤の石灰質岩類(R₁)をおおっています。この地域にも、第四紀の海は浸入しておりませ

せん。蘇北平原下の第四紀層は、東部の黄海沿岸部で厚く、西部にいくほど薄くなります。海成層はQ₁層・Q₂層中に各1層、Q₃層中に2層、Q₄層中に1層、全部で計5層の海成層がはさまれます。上位の海成層が内陸深くに達しているのが特徴的です。Q₁層の下位は新第三紀層(N層)の塩成層です。

《第四紀海進層の対比》

このように、中国東部大平原の臨海部の第四紀層には何層もの海成層がはさまれます。中国の研究者たちは、これらの海成層が堆積した各時期の海進に対して、各地域ごとに河北平原(天津・北京)・魯北平原(惠民)・蘇北平原・揚子江三角州といった各地域ごとに、それぞれの海進に対して特定の名称をつけ、それぞれの海進層を対比しています。これらの対比は、臨海部の150本以上のボーリング・コアに含まれる微化石の分析にもとづいて行われております。その結果をまとめたのが図4・3です。

この図に見られるように、中国東部大平原臨

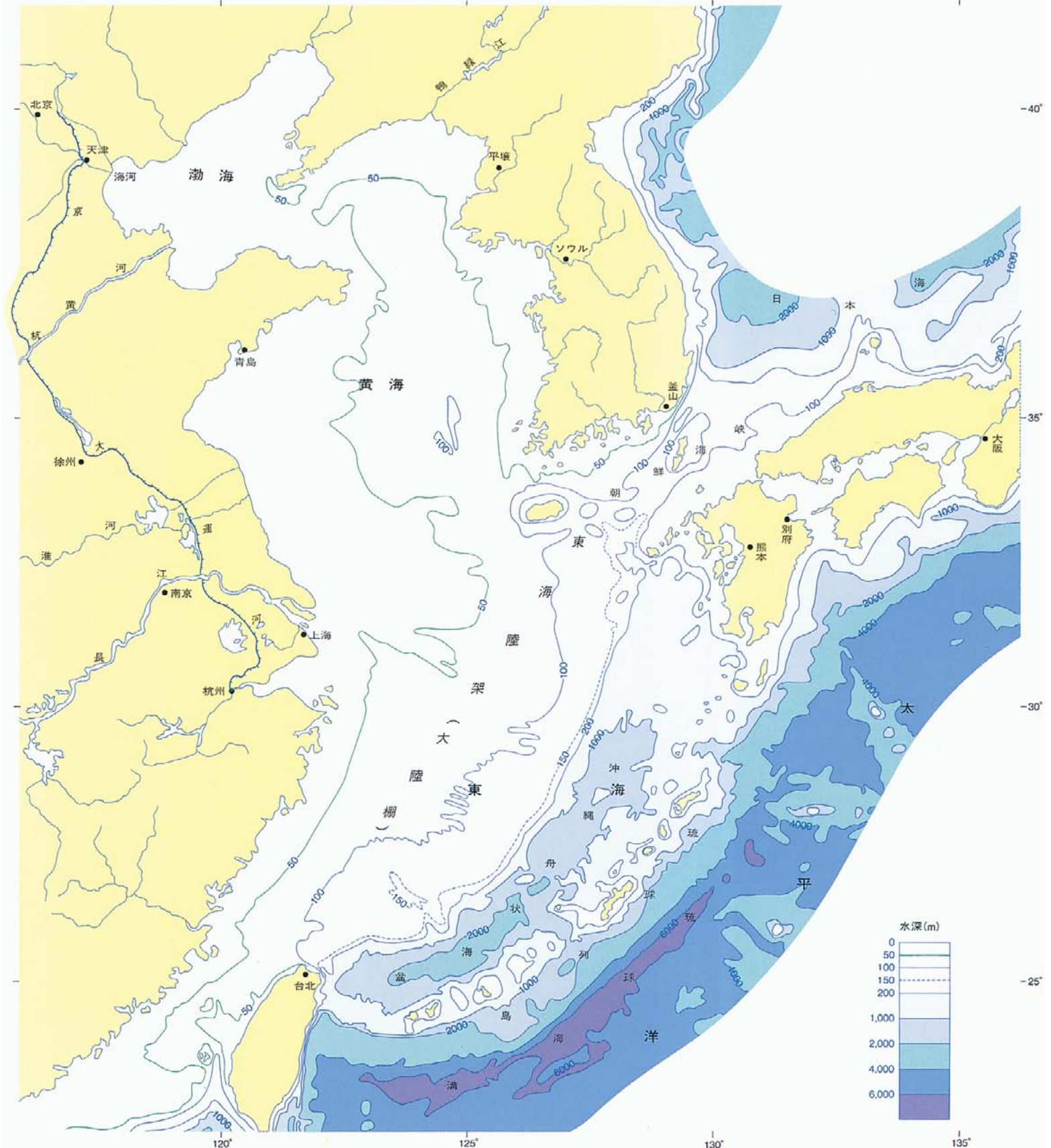
図4・3-中国東部大平原(黄淮海平原)の第四紀海進層の対比

〈邵時雄ら編, 1989年〉

地質年代		気候期	海進層	年代 万年前	河北平原 (天津、北京)	魯北平原 (惠民)	蘇北平原	揚子江 三角州				
完 新 世	Q ₄	Q ₄ ³	後 氷 期	I	0.3-0.85	滄東海進 献県海進	壘利海進	平橋海進	鎮江海進			
		Q ₄ ²										
		Q ₄ ¹										
更 新 世	後 期	Q ₃	IV 氷期	II	2.5 3.8	滄西海進	広饒海進	漣王海進	湯潮海進			
			III 間氷期									
			IV 氷期									
	中 期	Q ₂	III 氷期	IV	7-15	青東海進	浜東海進	洪沢湖海進	王店海進			
			II 間氷期									
			V							73	黄驛海進	惠民海進
	前 期	Q ₁	II 氷期	VI	100	津西海進	?	?	周浦海進			
			III 間氷期									
			II 氷期									
I 間氷期			180							海興海進	?	如阜海進
I 氷期			220							渤海海進 あるいは 北京海進	渤海海進	
III 間氷期												
I 氷期												
鮮新世	N ₂	先氷期										

図 4-4 - 中国東部海区及び陸域の地形図

〈劉光鼎編, 1993年を簡略化〉



海部には、前期更新世以降、海進Ⅰから海進Ⅷまでの8回の海進がみられます。これらの海進による海環境は、海浜・湾・沿海などさまざまですが、Ⅰの海進は大規模でその期間が長く、一方、Ⅷの海進は小規模で、海進の範囲も限られています。

また海進Ⅱを除き、海進Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵ・Ⅶは、いずれも温暖な間氷期に起こっていますが、最寒冷の氷期（中期更新世）に起こった海進（嘉定海進）は揚子江三角州だけにみられ、これは基盤の沈降に起因する海進と考えられています。なお、海進Ⅱの年代が約220万年前、海進Ⅲの年代が約180万年前という点も注目されます。

ご存じのように、大阪層群の海成粘土層は前期更新世の約120万年前頃のMa-1層からはじまって、縄文海進のMa-13層まで計15層を数えます。これに比べると中国での海進は、約220万年前頃にはじまって、それ以降、完新世の海進まで8回にすぎず、ずいぶん少なく感じられます。しかし、大阪層群の海成層が、中国の第四紀海進層とどのように対比されるのか、という年来の課題に対して、中国東部大平原の第四紀海進層を対比したこの研究(図4・3)は確実な足掛かりを与えていて、今後の研究に大きく寄与するでしょう。

渤海・黄海・東海(東シナ海)大陸棚の形成
 以上のように大平原臨海部では前期更新世以降、8回の海進がみられます。一方、大平原の東側の海域、渤海・黄海・東海(東シナ海)の海底下にも、もちろん第四紀の河湖成層や海成層が分布しており、これらは主として海底ボーリングによって調査・研究されています。それで次に、陸域と海域下にみられる海進層の関係をみようと思いますが、ただその前に、この海域に広がる大陸棚の形成について一瞥しておく必要があるでしょう。

琉球列島の南東側の海底には、水深が7,000mをこえる琉球海溝があります。また琉球列島の西側の海底には、列島とほぼ平行して沖縄舟状海盆(沖縄トラフ)が延びています。沖縄舟状海盆は、その水深が南部で2,000m深、

図4・5 - 中国東部海区及び隣域の新生代盆地地図

〈劉光鼎編, 1992年による〉

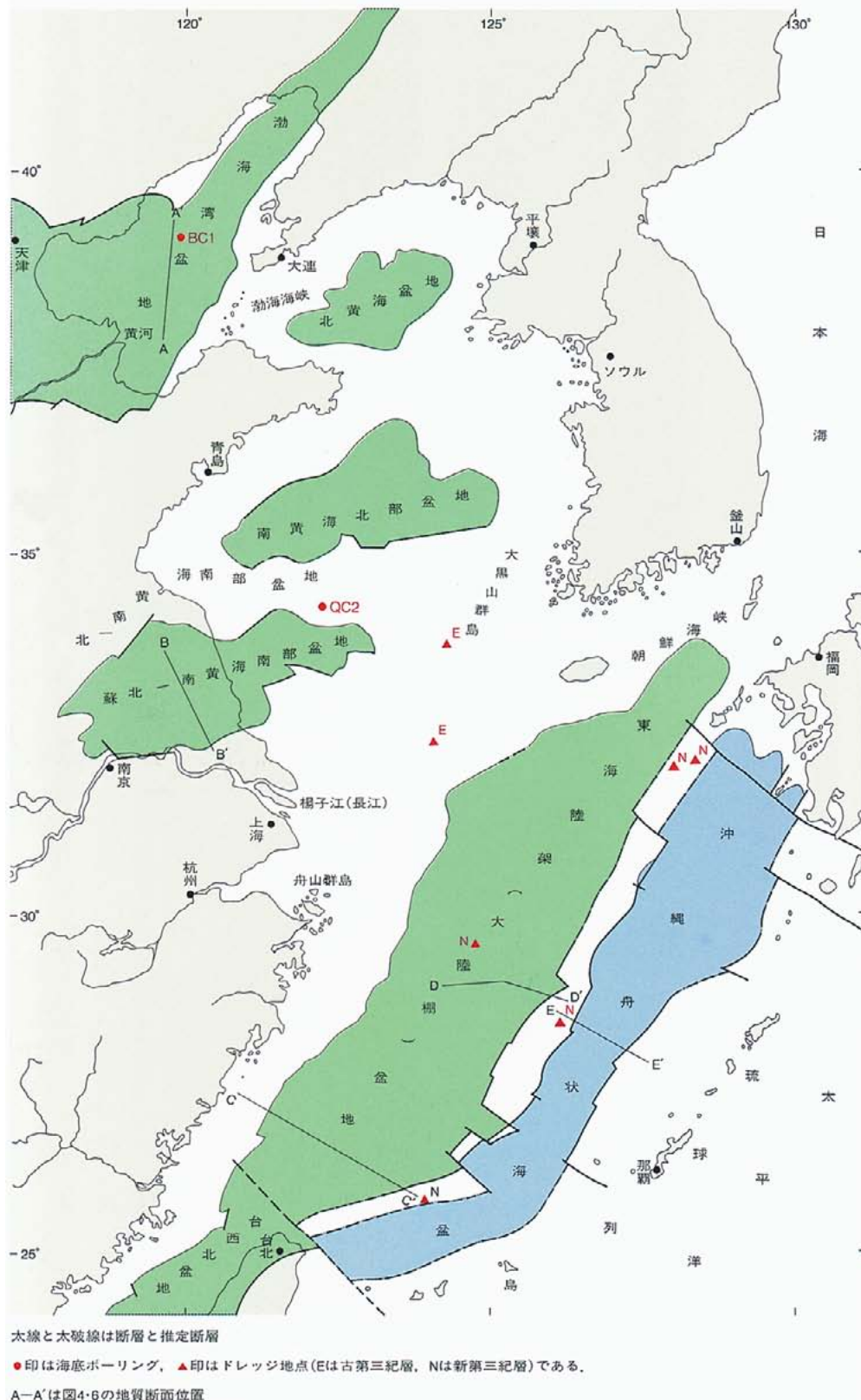
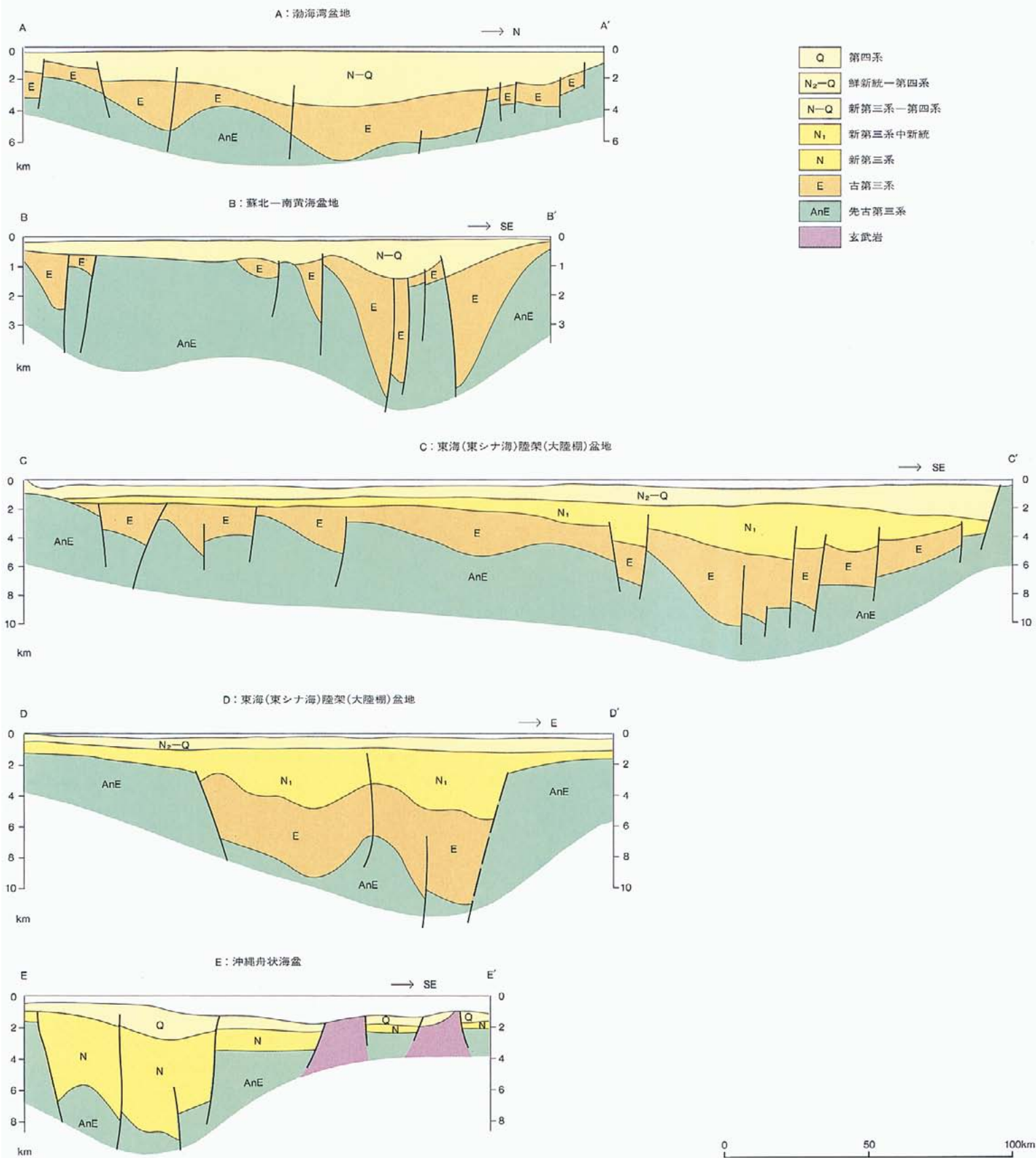


図 4・6 - 中国東部海区及び隣域の新生代盆地の地質断面図

〈劉光鼎編, 1993年による〉



中部で1,000m深をこえ、北部では約500m深で、南端の台湾の東方から北端は九州の西方にまで延びる長大な海底のくぼみです。この沖縄舟状海盆の西側に広がる海域、すなわち渤海・黄海と東海(東シナ海)陸架(大陸棚)は、水深200m以浅の緩傾斜の海底となり、広大な大陸棚を形成しています(図4・4)。

1960年ごろから中国地質鉱産部は、中国海区大陸棚での海底油田開発のために、海洋地質調査・海洋物理探査・海底ボーリングをおこなってきております。その研究結果の概要は1992年に、劉光鼎主編「500万分の1中国海区及び隣域地質・地球物理系列図・同説明書(中国文)」として公表されております。また、近年、中国科学院海洋地質研究所・中国地質鉱産部海洋地質研究所(青島)などは、海底下の第四紀層の調査をおこなって、渤海・黄海・東海などについての研究結果を公表しております。以下、これらにもとづいて説明します。

渤海・黄海から、東海(東シナ海)陸架(大陸棚)にかけて広がる大陸棚の形成には、中国東部大平原とほぼ同じような形成過程がみられます。この地域でも、中生代後期の地殻変動(燕山変動)が起こり、そのご、古第三紀に始まる運動にともなって多くの堆積盆地が発生します。すなわち、渤海湾盆地、北黄海盆地、南黄海北部盆地、蘇北-南黄海南部盆地、東海陸架(大陸棚)盆地が沈降し、それぞれの盆地には、古第三紀の厚い地層が堆積します(図4・5、図4・6)。

そのご、新第三紀・第四紀には、これらの盆地を含めた広域的な沈降が生じ、現在見るような大陸棚が形成されます。この過程が、中国東部大平原とほぼ同じであることは、渤海湾盆地の分布が河北平原・黄河平原にまで及び、蘇北-南黄海南部盆地が蘇北平原に入り込んでいることにもあらわれています。以下、各堆積盆地について簡単にふれます。

(a)渤海湾盆地

先震旦系-中生界の基盤岩類をおおって、おもに河湖成層からなる最大層厚10,000m以上

の新生代層が堆積しています(図4・6)。主要な含油層は古第三紀始新世・漸新世の地層で、勝利油田もこの地層中から開発されたものです。第四紀層は、河湖成層と海成層から構成されていて、その最大層厚は660mです。

(b)北黄海盆地

基盤岩類は先震旦系-中生界で、新生代層の層厚は2,000mをこえます。新第三紀-第四紀層の厚さは約500~600mです。

(c)南黄海北部盆地

震旦系(12億~9億年前)と中生界の白亜系の基盤岩類をおおって、最大層厚5,000mをこえる新生代層が堆積しています。第四紀層の層厚は200~300mです。

(d)蘇北-南黄海南部盆地

基盤岩類は古生界の二疊系と三疊系です。新生代層は、おもに河湖成層からなり、その最大層厚は5,000mをこえます(図4・6)。古第三紀の始新世・漸新世の地層には含油層がはさまれます。第四紀層は河湖成層と海成層からなり、層厚は200~300mです。

(e)東海陸架(大陸棚)盆地

基盤岩類は、原生界の片麻岩と中生界の白亜系で、新生代層の層厚は13,000mをこえています(図4・6)。古第三紀の暁新世・始新世の地層は海成層、古第三紀末の漸新世の地層は湖成層、新第三紀の中新世・前期鮮新世の地層は河湖成層です。新第三紀の後期鮮新世から第四紀にかけての地層は、海成・陸成互層から海成層へと移り変わります。なお、始新世・漸新世・中新世の地層には石油性天然ガスが含まれます。第四紀層の層厚は、375~455mにすぎません。

(f)沖縄舟状海盆

なお、東海陸架(大陸棚)盆地の東側の沖縄舟状海盆では、基盤の上部古生界と中生界変質岩を不整合におおって、新第三紀層・第四紀層が堆積していて、その最大層厚は10,000mをこえています。中新世の地層は陸成・浅海成・半深海成、鮮新世の地層は浅海成・半深海成、第四紀層は浅海成です。第四紀層の最大層厚は3,000mにも達しています。沖縄舟

状海盆には古第三紀層がみられず、この海盆は中新世に形成されはじめたことがわかります(図4・6)。

このように渤海・黄海から東海(東シナ海)にかけての大陸棚では、第三紀を通じて形成された堆積盆地を埋積している最大層厚10,000mをこえる第三紀層(古第三紀層・新第三紀層)の上を、厚さ数100mの第四紀層がおおっています。その第四紀層は、大平原下の第四紀層と同様に、第三紀堆積盆地の発達しなかった大陸棚地域にも同じように分布し、大陸棚のほぼ全域を広くおおっているわけですが、しかし、基盤が露出している場所も知られています。

まず渤海湾盆地と北黄海盆地の間にある渤海海峡の廟島群島には、震旦系が露出しています。また図4・5に示すように、朝鮮半島西端沖の白亜系と暁新統からなる大黒山群島と杭州湾口の上部ジュラ系からなる舟山列島をむすぶ線(黄海・東海の境界)上の海底表層からは、古第三紀層の岩片が採取されています。さらに東海陸架(大陸棚)盆地域と同域東縁の海底表層からは新第三紀層の岩片が採取されています。こうしてみますと、この大陸棚には、沈降帯と断層だけでなく隆起帯も存在し、それらの地質構造の主要方向は、北東方向ないし北北東方向であることがわかります。

中国東部大陸棚地区の第四紀海進層

この大陸棚下の第四紀層とその海進層についての研究には、1991年・1993年に刊行された楊子賡・林和茂氏の「中国東部の第四紀進程と国際対比(英文・中国文)」があります。以下、主としてこれにしたがって述べます。

《黄海海底下の第四紀海進層-標準層序断面としてのQC2海底ボーリング-》

南黄海南部とその海岸域では、QC1-QC5の5本の海底ボーリングがおこなわれていますが、そのうち、最も代表的なボーリングは、蘇北-南黄海南部盆地の北東縁の水深50mの海底でおこなわれたQC2ボーリングです(図4・7)。このボーリングは、海底からの掘削深度が108.8m、8つの海進層をつら

ぬき、その下底がオールドバイ正磁極亜帯に達しているの、中国沿岸地域の第四紀海進累層の模式断面とみなされています。8つの海進層は、図4・7と図4・8に示すように、上位から、黄海海進(H) V 層と名づけられています。

黄海海進層(H層) :

H層は厚さ17.8mで、0~17.8m深にあります。黄海海進(H)は完新世の海進です。黄海海進層(H層) :

H層は18.5~28.9m深の間にあり、厚さ1.3mの陸成層により、下位のH₁層と上位のH₂層に分けられます。黄海海進は後期更新世末(21,000~29,000年前)の海進です。黄海海進層(H層) :

H層は厚さ0.5m、31.1~31.6m深にあります。黄海海進(H)は後期更新世後半の軽微な海進で、海域だけにみられます。黄海海進層(H層) :

H層は厚さ21.1m、33.2~54.3m深にあります。黄海海進(H)は後期更新世の前半(75,000~127,000年前)の顕著な海進と考えられています。黄海海進V層(HV層) :

HV層は厚さ7.7m、54.4~62.1m深にあり、中期更新世の地層とされています。黄海海進層(H層) :

H層は厚さ11.2m、63.4~74.6m深にあり、中期更新世の地層とされています。黄海海進層(H層) :

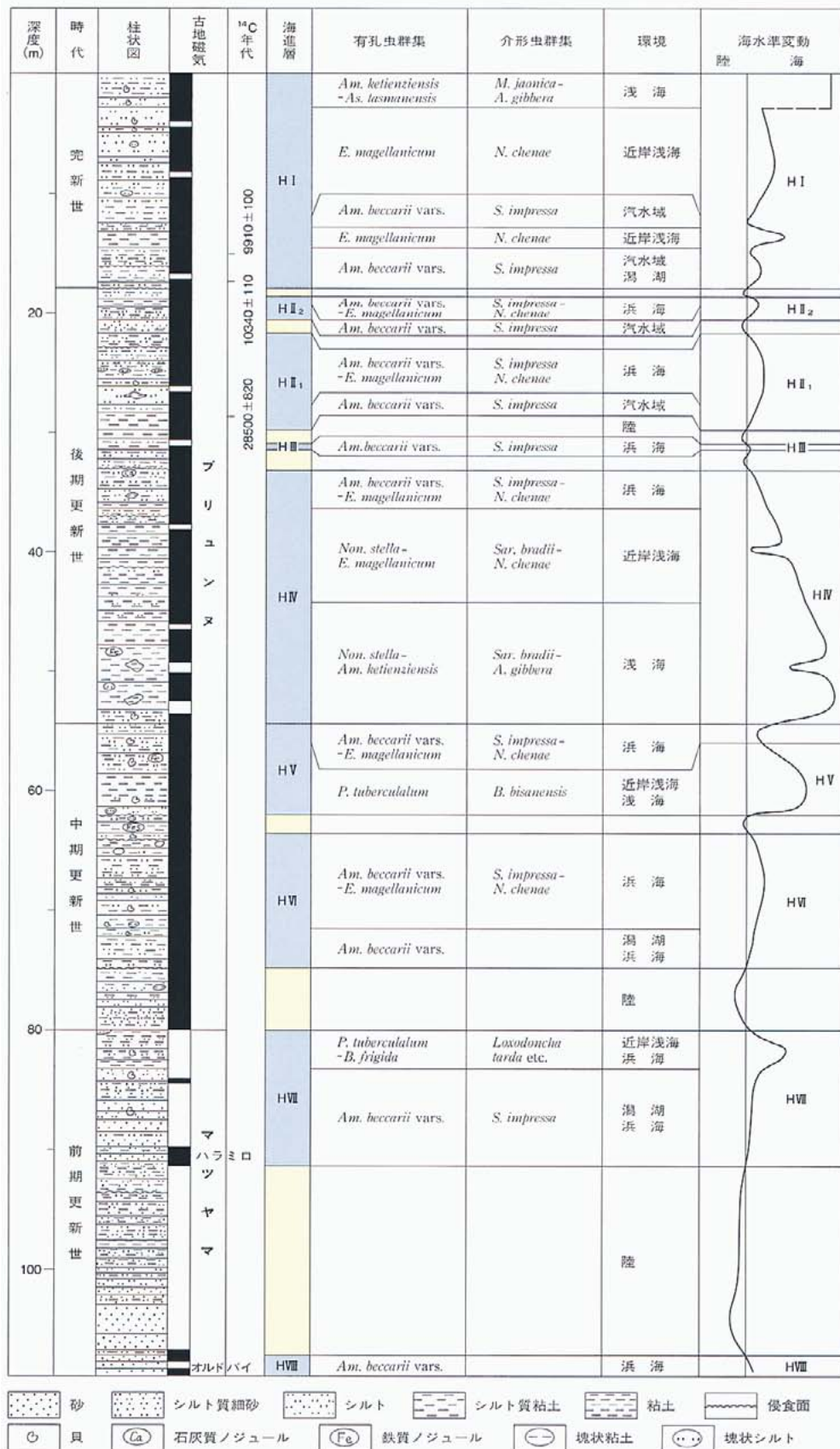
H層は厚さ11.5m、79.8~91.3m深にあり、ハラミロ正磁極亜帯から松山・ブリュンヌ境界(73万~93万年前)にわたっています。本層は、前期更新世の地層です。黄海海進層(H層) :

H層は厚さ約2m、106.9~108.8m深にあり、その下限はオールドバイ正磁極亜帯中にあります。本層も前期更新世の地層で、その年代は約170万年前と考えられています。

なお、前述した大平原沿岸部の第四紀海進層を対比した図4・3では、前期更新世に3回の海進がみられますが、この黄海海底下では、

図4・7 - QC2ボーリングの地質柱状図

〈楊子楙ら、1991年〉



前期更新世の海進は、黄海海進の2回だけです。QC2ボーリングでは、その下底がオールドバイ正磁極帯に達した部分で止まり、それより下位の河北平原・魯北平原にみられる約220万年前の渤海海進は確かめられておりません。

《渤海海底下の第四紀海進層》

渤海とその沿岸部には、層厚300m以上、最大550~660mに達する第四紀層が堆積しています。渤海海底下の第四紀層の代表的なボーリングは、渤海中央部の水深約27mの海底でおこなわれたBC1ボーリングで、掘削深度は240.5mです(図4・5)。BC1ボーリングでは、海進層は、上位よりM1F層、M2F層.....M7F層と名づけられ、黄海海進と対

比されています(図4・8)。

M1F層(0~8.6m深)=M1F海進は完新世の黄海海進(H)に対比されます。

M2F層(41.1~49.2m深)=M2F海進は後期更新世末の黄海海進(H)に対比されます。

M3F層(79.6~104.5m深)=M3F海進は後期更新世の後半の黄海海進(H)に対比されます。

M4F層(116.5~141.9m深)・M5F層(150~177.5m深)・M6F層(188~201m深)=M4F・M5F・M6F海進は、後期更新世前半の黄海海進(H)に対比されます。

M7F層(220.0~233.5m深)=M7F海進は中期更新世の黄海海進V(HV)に対比されま

す。

さきに述べたように、河北平原・魯北平原には、前期更新世に3回の海進がみられます。しかし、渤海海底下の掘削深度240.5mのBC1ボーリングでは、これらの海進層は確かめられておりません。

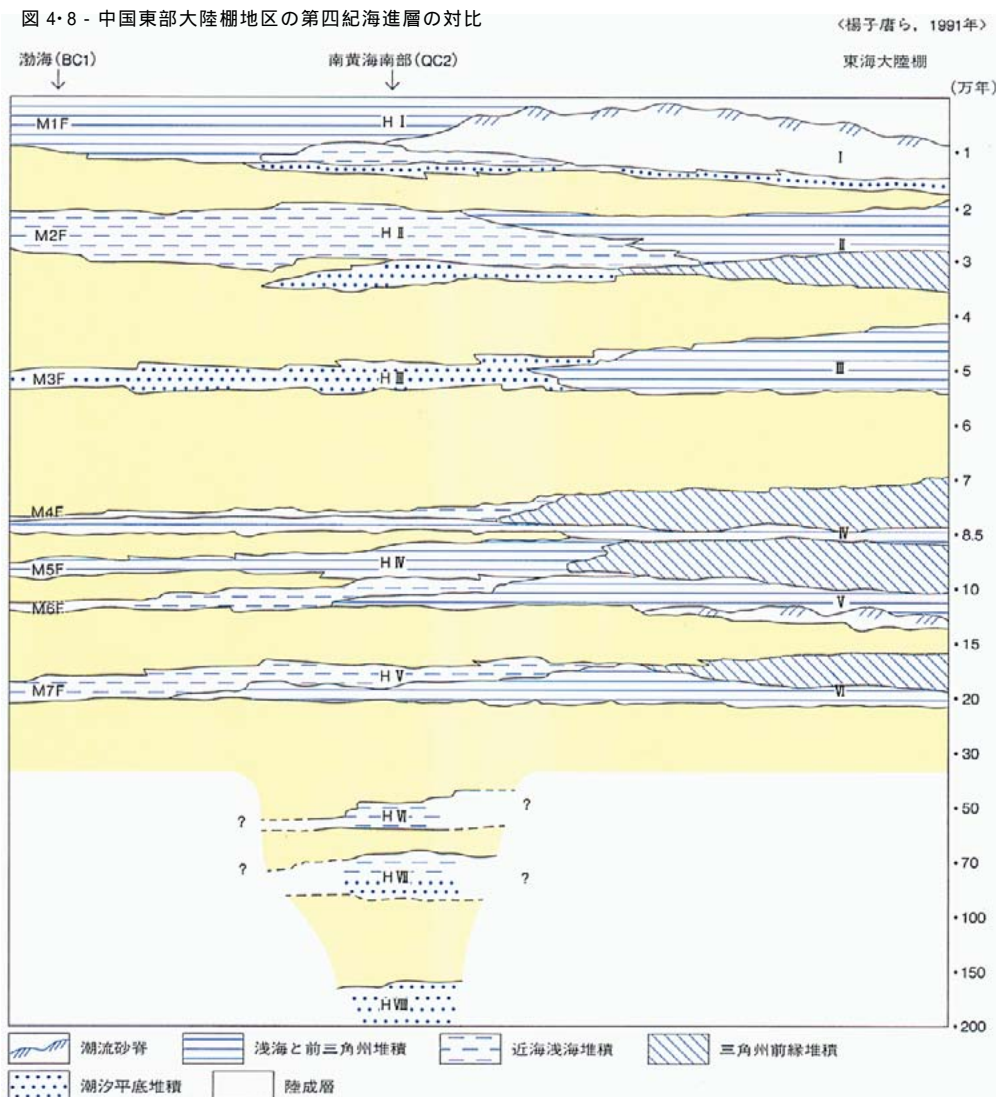
《東海(東シナ海)大陸棚下の第四紀海進層》
杭州湾と同湾以南の東海(東シナ海)大陸棚海域では、ボーリングによって3層の海進層の存在が知られています。また音波(地震)探査の結果によると、同海域の杭州湾口と奄美大島の間の大陸棚下では、厚さ100mをこえる第四紀層が12層に分けられ、海成層は上位より.....V層と名づけられています。それらの海成層は、図4・8に示すように、

- 層 = 黄海海進 (H)
- 層 = 黄海海進 (H)
- 層 = 黄海海進 (H)
- 層・層 = 黄海海進 (H)

層 = 黄海海進V(HV)に対比されています。この音波探査結果では、より下位の黄海海進.....層は確かめられていません。

《東海(東シナ海)大陸棚下の鮮新・更新統》
東海(東シナ海)大陸棚海域の石油探査のためのボーリングについては詳しくは公表されていませんが、その概要報告やいくつかの研究が公表されています。これらによりすると、同海域に広く分布している第四紀層(更新統・完新統)は東海群(群=層群)と呼ばれ、その層厚は一般に300~400m、最大500mで、下位から上位にむかって、海陸過渡層(海成・陸成互層)から海成層に移り変わります。また、第四紀層に整合におおわれている鮮新統の三潭組(組=累層または層群)は、層厚が西部では300~500m、東部では1,000~1,500mに達しています。三潭組の下部(下部鮮新統)は陸成層、同上部(上部鮮新統)は海陸過渡層(海成・陸成互層)です。

東海(東シナ海)大陸棚海域では、第四紀層の基底(東海群の基底)は、海生浮遊性のグロボロタリア・トランカトリノイデスが出現する



層準（オールドバイ正磁極亜期の海進とみなされている）におかれています。したがって、東海(東シナ海)大陸棚下の第四紀層(東海群)に、黄海海進層(H₁・H₂・H₃層)がはさまれているのは間違いありません。

以上をまとめますと、東海(東シナ海)大陸棚海域における鮮新世以降の地層の層相は、下部鮮新統が陸成層、上部鮮新統から下部・中部・上部更新統が海成・陸成互層、完新統が海成層、と変遷したと考えられます。

瀬戸内沈降帯西部と中国大陸・朝鮮半島間の陸橋問題

つぎに、日本海海底下の地層から推定される日本海環境変遷という側面から、瀬戸内沈降帯西部と中国大陸・朝鮮半島間の陸橋問題について考えてみます。

多田隆治氏は、1993年に「新生代における地球表層環境変化と日本海」という論文を發表しております。それによりますと、国際深海掘削計画(ODP)の日本海深海掘削(最深掘削は海底下900m深)は6つの地点でおこなわれ、海底下の第四紀から新第三紀中新世にわたる地層について研究がおこなわれています。これらの地層は、上位より、ユニット1・2・3・4・5・6に分けられ、各ユニットの境界の年代は、

ユニット1/2境界=約250万年前

ユニット2/3境界=570~680万年前

ユニット3/4境界=約1,000万年前

ユニット4/5境界=1,400~1,500万年前

ユニット5/6境界=1,700~1,800万年前

と見つもられています。

これらのユニットのうち、ユニット2は珪藻質堆積物からなりますが、それらの珪藻種のほとんどが寒冷系のもので、これは、前期鮮新世には西南日本と朝鮮半島が陸続きとなり、朝鮮海峡からの暖流系の流入が断たれ、ユニット2の上部(約350万年前)、すなわち後期鮮新世になって、ようやく朝鮮海峡から暖流系の流入がみられるようになったためと考えられています。

ユニット1は明暗互層の堆積物からなり、約120万年前の層準を境にして、上位の明暗のコントラストの強いユニット1aと、下位の明暗のコントラストの弱いユニット1bに2分されています。明暗互層の明部は間氷期、暗部は氷期を示しているため、日本海では、約120万年前頃から氷河性海面変動の影響が大きくなったと結論されています。

また鎮西清高氏は、1993年の論文「新第三紀における日本列島海域の古環境」のなかで、大桑・万願寺動物群(石川県の金沢周辺及び秋田県の万願寺付近から多産、鮮新世・前期更新世の寒冷系貝化石群)や、新大桑動物群(大桑・万願寺動物群より上位にあって、温暖帯の種を主とする貝化石群)など、おもに貝化石群集の研究にもとづいて、鮮新世・更新世の日本海域の古地理について、次のように述べています。

「おそらく120万以前には、日本海は外洋水の流入が少なく、太平洋から相対的に孤立していたであろう。それが、120万年前頃から氷河性海面変動の振幅が大きくなり、同時に朝鮮海峡の開口部が拡大されて、高海水面期には東シナ海を経由して暖流水が流入する……。日本海では、前期更新世の後半の120万年前頃から、現在とよく似た海が間氷期に出現するようになった……」。

つまり、ODP日本海深海掘削コアの珪藻化石群集と日本海沿岸の日本の鮮新・更新統の貝化石群集からみて、前期鮮新世には大陸と西南日本は陸続きであり、後期鮮新世には朝鮮海峡から日本海へ暖流が流入するが、前期更新世のはじめになっても、なお日本海は太平洋から相対的に孤立していた。前期更新世の後半の約120万年前頃から、氷河性海面変動にともなって、間氷期に暖流が本格的に日本海に流入するようになったのです。

朝鮮海峡から日本海への暖流の流入の問題は、西南日本と大陸との陸橋問題でもあります。さきに述べたように、中国の研究者たちは、東海(東シナ海)大陸棚下の鮮新世以降の地層

の層相について、下部鮮新統が陸成層、上部鮮新統と下部・中部・上部更新統は海成・陸成互層、完新統は海成層としています。これは、いま述べた日本海の研究から得られた古環境の変遷とも矛盾しません。

もちろん現在では、まだ東海(東シナ海)大陸棚下の地層についても、また朝鮮海峡海底下の地層についてもデータは不十分です。しかし少なくとも、西南日本と大陸とは、鮮新世・更新世には、何度となく、朝鮮海峡から東海(東シナ海)、黄海、渤海にかけて広がる大陸棚を陸橋として、陸続きであったと結論することができます。そして、揚子江(長江)水系・黄河水系は、この陸続きとなった大陸棚域を南流していたでしょう。

鮮新世から前期更新世のはじめにかけて、瀬戸内地域を西流した古瀬戸内河湖水系が、九州西方の大陸棚域で揚子江(長江)水系・黄河水系と合流していたのか、あるいはこれら3つの大水系は、沖縄舟状海盆に位置していた海にそれぞれ別々に流入していたのか、そのあたりのことは、現在はまだよくわかりません。それは、将来の調査・研究にまたねばならない問題です。



鮮新・更新統の境界問題

- 中国黄土層・泥河湾層・深海堆積物を中心に -

前章では、中国東部陸・海域の鮮新統・更新統について、中国の研究者たちの研究成果を紹介し、西南日本と中国大陸の陸橋問題を説明しましたが、その中で、鮮新統・更新統境界については問題が残されていると述べました。中国の第四紀層の標準層は風成の中国黄土層であり、また、中国の鮮新・更新統の標準層は河湖成の泥河湾層です。それで、この章では、やや専門的になりますが、まず中国黄土層と泥河湾層について、つぎに深海堆積物層について説明し、鮮新統・更新統境界問題について触れておきたいと思えます。

中国黄土層

中国黄土層は、北緯29～49度に分布していますが、北緯34～41度の甘肅省蘭州付近から寧夏回族自治区、陝西省、山西省西部にかけての地域に広がっている黄土高原に最も良く発達していて、その最大層厚は200m以上に達しています(図5・1)。

《中国黄土層の研究史》

ドイツのリヒトホーフエン(李希霍芬)が、中国の黄土層(レス層)とライン川流域のレス層とを比べて、両層が同じ特徴をもった風成層であることを明らかにしたのは、1877(明治10)年のことです。そのご、スウェーデンのアンダーソン(安特生)が、北京政府の顧問として、1914～25(大正3～14)年の11年間、中国の地質学・考古学的調査研究に従事して、その集大成を、32(昭和7)年に一般向けに『黄土人形(スウェーデン語)』として出版しました。同書の日本語版が松崎寿和訳の『黄土地帯』です。アンダーソンは、「黄土層(更新統)はカタツムリ、ダチョウの卵、ゾウなどの化石を産出し、赤色の三趾馬粘土層(鮮新統)をおおっている」と述べています。

中国科学院地質研究所に中国最初の第四紀研究室が設立されたのは、1954年のことです。53年には、三門峡水庫計画が開始され、劉東生(中国科学院)ら中国の第四紀研究者は、黄河中流の黄土の包括的調査研究に従事しました。58年までに黄土高原の10ヶ所の主要な地質断面、58～61年には黄土高原の外側の山東

・青海・河北省の黄土を調査して、中国の黄土分布図が作成されました。

1961年の第6回 I N Q U A (国際第四紀研究連合)大会(ポーランド)に参加するにあたって、劉東生らは、中国科学院の李四光副院長の指導のもとに、中国黄土層を、上位より、次生黄土層(完新統)・馬蘭黄土層・離石黄土層・午城黄土層の4層に分けました。これらの4層のうち、次生黄土層と馬蘭黄土層(原生黄土層)は、23(大正11)年に、アンダーソンが命名したものです。馬蘭是北京の西方約50km、離石は山西省中西部、午城も山西省中西部(離石の南約110km)にあります。

劉東生らは、1953年からの約10年間の調査・研究の成果として、64～66年に『第四紀地質問題(中国文)』・『黄河中流黄土(中国文)』・『中国の黄土堆積(中国文)』・『黄土の物質成分と結構(中国文)』を、そのごの約20年間の研究成果としては、85年に『黄土と環境(中国文、英文)』を出版しています。また、王永火(西北大学)と宋漢良(新疆石油管理局)は、83年に出版した写真集のなかで、岩漠・礫漠・沙漠(砂漠)・黄土が、一連のものであって、卓越風の風上から風下に向かって、岩漠・礫漠・沙漠(砂漠)・黄土の順に、分布していることを明らかにしています。

《中国黄土層の研究の発展》

西安北方約200kmの洛川地域の黄土高原の黄土層は、57年以来調査されてきました。洛川地域の黄土層は、一連のよく連続する黄土・古土壌サイクル[氷期(黄土)・間氷期(古土壌)サイクル]から構成されていて、中国黄土層を代表するものの一つです。劉東生らは、80年に、洛川の大露頭で黄土断面を詳しく調査し、さらにボーリングによってコア試料を連続的に採取しました。洛川では、谷底に露出する基盤岩は三疊紀の砂岩・砂質頁岩で、基盤岩を不整合におおう紅粘土層の厚さは5～10mから最大で30～40m、紅粘土層(鮮新統)の上には、下位より午城黄土層・離石黄土層・馬蘭黄土層(更新統)と黒炉土層(次生黄土層、完新統)がかさなっています。各黄

土層の層厚は、午城黄土層が40～50m、離石黄土層が約70m、馬蘭黄土層が10m以下、黒炉土層が約1.5mです。

洛川の黄土層の古地磁気層序については、ヘラー・劉東生が1988年に、笹島貞雄・王永火らが1983・84年に、劉東生らが85年に研究結果を報告しました。そのご、89(平成1)年8月には、安芷生・クラ・劉東生が、論文「洛川黄土地層学(中国文)」を公表して、地磁気極性逆転、磁化率と気候、黄土層のL・S(黄土・古土壌)サイクル、洛川黄土層の標準層序、黄土層の磁化率と深海気候記録との対比について研究・考察し、洛川黄土層の総括をおこなっています。

私は、『大阪層群』(市原編著、1993年)のまとめの章で、安芷生らの「洛川黄土地層学」の層序にもとづいて、大阪層群と洛川黄土層・深海堆積物層との対比をこころみました(図5・2)。大阪層群と中国黄土層の対比の大枠は、古地磁気層序にもとづいています。そして、その細部の対比では、大阪層群・段丘堆積層・沖積層の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバ)と中国黄土層のL・S(黄土・古土壌)サイクル、とくにアデクなどの常緑広葉樹遺体を産出して温暖気候を示すMa8層と磁化率が最も高く温暖気候を示すS5層最上部の対比と、グイマツなどの針葉樹遺体を産出し寒冷気候を示すMa6層・Ma7層間の層準と磁化率が低く寒冷気候を示すL6層上部の対比を重視しました。

洛川地域以外でも、つぎつぎに厚い黄土断面が発見されて、中国の黄土層の研究はさらに進展中です。クラは、87年に、洛川の黄土断面(層厚約130m)、西安北西約200kmの西峰の黄土断面(層厚約180m)、西安付近の劉家坡の黄土断面(層厚約110m)について総括をしました。また丁仲礼・劉東生は、新たに発見された西安西方約160kmの宝鶏の黄土断面(層厚約160m)、西安南東の段家村の黄土断面、西安東方約60kmの渭南の黄土断面を調査・研究し、露出が最も良い宝鶏の黄土断面を基準にして、89年3月・90年に、中国黄土

層の層序とその研究の新たな進展をとりまとめました(図5・1, 図5・3)。丁仲礼・劉東生のまとめにしたがって説明しましょう。

各地域の中国黄土層の対比に最も役に立つ厚い鍵層は、離石黄土層下部の最上位のS5層、同中位のL9層と同最下位のL15層です。S5層(第5古土壤層)は古土壤層、L9層(第9黄土層)は第1粉砂層(第1砂質黄土層)とよばれている黄土層、L15層(第15黄土層、約120万年前)は第2粉砂層(第2砂質黄土層)とよばれている黄土層です。また、L15層より下位の午城黄土層の対比に役立つ厚い鍵層は、L24・L27・L32の3層の黄土層です。宝鷄・西安(段家村)の黄土断面では、37層の古土壤層(S0, S1, S2-I・II, …… S5-I・II, …… S9-I・II, …… S32層)と33層の黄土

層(L1, …… L33層)が、また渭南の黄土断面でも、露出のない層準を除いて、S5, L6, …… S32, L33層の各古土壤・黄土層が認められています。

洛川・西峰の黄土断面では、L15層より下位の午城黄土層の従来の区分(W S・W L)が問題です。図5・3に示されているように、W S1層はS15~S23層、同W L1層はL24層、同W S2層はS24~S26層、同W L2層はL27層、同W S3層はS27~S31層、同W L3層はL32層に相当しますが、S32・L33層が洛川・西峰にあるかどうかは明らかではありません。しかし、最近の研究によれば、S32・L33層は、肉眼での識別はむつかしいが、紅粘土層の上部に含まれているそうです。なお図5・3の洛川の午城黄土層のW S・W L3

区分は、安芷生らの89年8月の区分(図5・2の洛川の地質柱状図)では、W S・W L4区分となっているので注意してください。

《中国黄土層の層序のL・S(黄土・古土壤)サイクル区分》

さて、中国黄土層の基準である宝鷄黄土断面では、ブリュンヌ・松山境界はL8層下部、ハラミロ正磁極亜帯はL10層とL12層の間、オールドバイ正磁極亜帯はL25層中下部とL27層最上部の間、松山・ガウス境界はL33層下部(黄土層基底の上位40cmの層準)にあります。松山・ガウス境界は248万年前と見つもられ、宝鷄断面では、黄土層の基底の年代は250万年前と考えられています。段家村と渭南の黄土断面の古地磁気層序も、宝鷄断面の研究結果と一致するそうです。このように中国の黄

図5・1 - 黄土高原、山西地溝・盆地地域とそれらの周辺地域の概略図

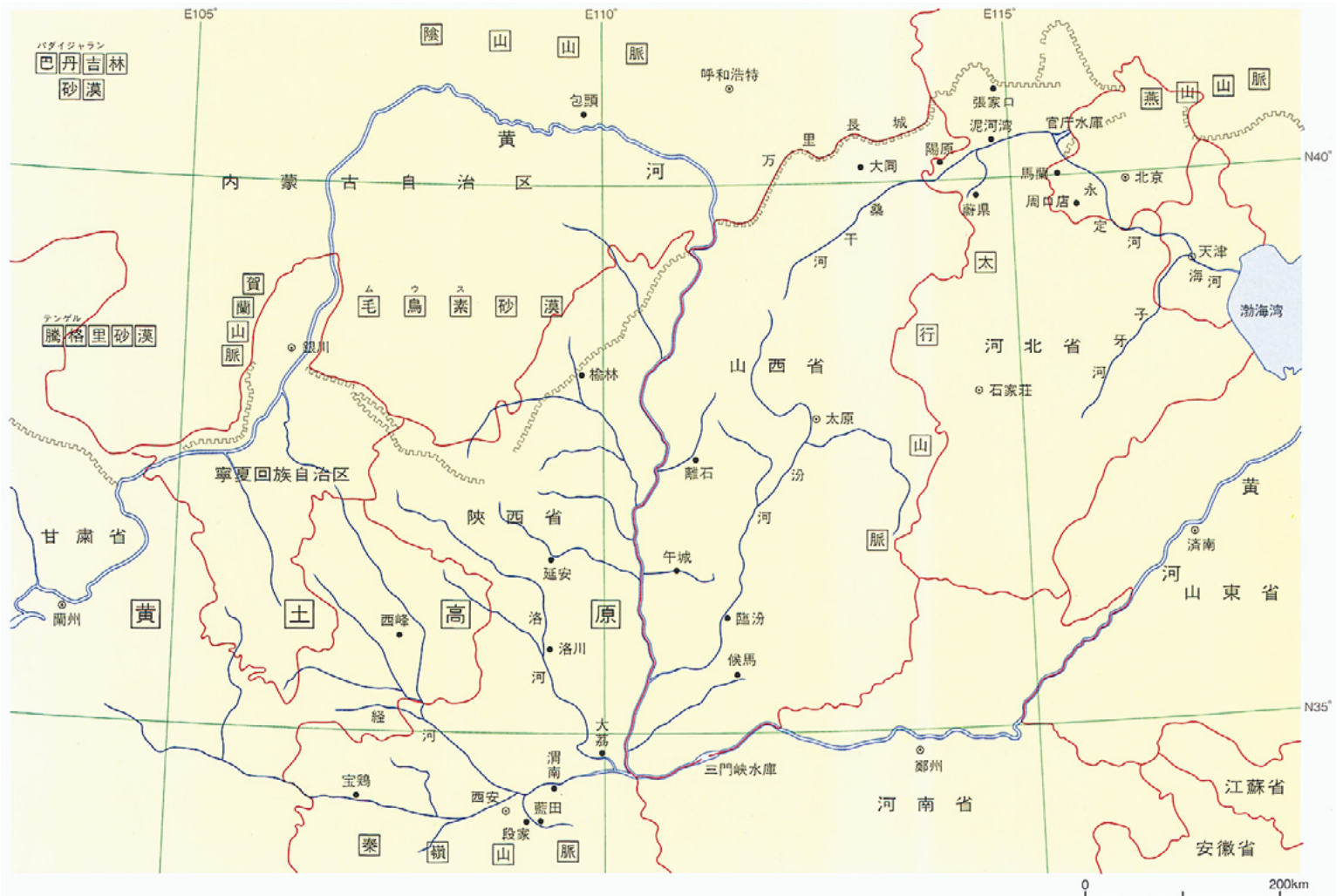
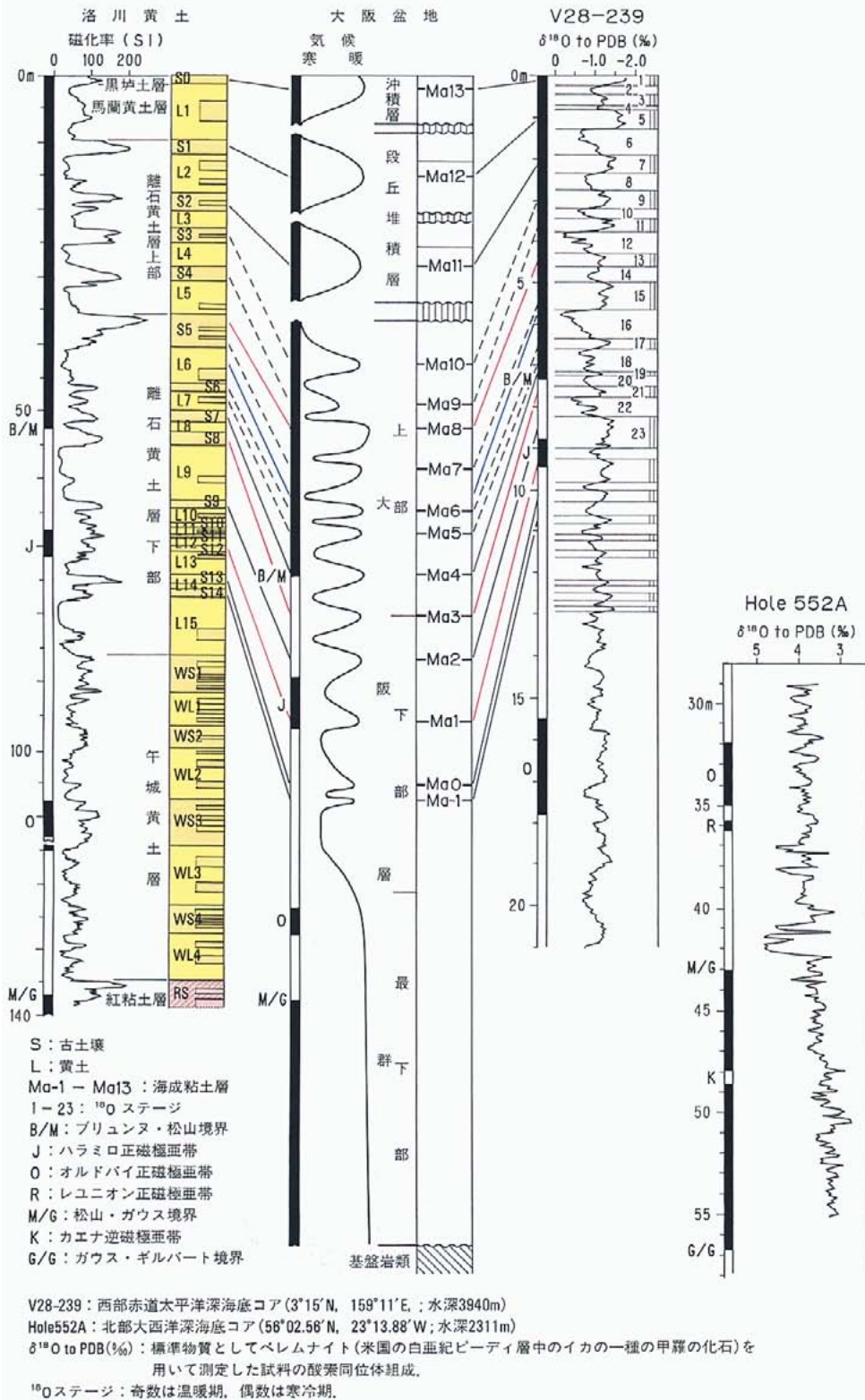


図 5・2 - 洛川黄土と大阪層群・深海堆積物の対比

〈市原 実, 1993年〉



土層は、37の黄土・古土壤サイクルに、37の黄土・古土壤サイクルは、74のステージといくつかのサブステージに分けられています。

黄土・古土壤サイクルすなわち気候変化には、10万年を周期とする振幅の大きな変化と、約4万年と約2万年を周期とする振幅の小さな変化があることも明らかになっています。ただ洛川と西峰の黄土断面では、松山・ガウス境界が紅粘土層最上部にあって黄土層基底の年代は240万年前、また西安付近の劉家坡では、松山・ガウス境界が黄土層基底の上位7mの層準にあって、黄土層基底の年代は266万年前と推定されていて、まだ問題も残されており。しかし中国北部の気候は、砂漠の拡大と黄土の堆積が示しているように、約250万年前に、温暖から寒冷へと大きく変化しました。丁仲礼・劉東生は、「したがって、中国黄土層の基底を鮮新統・更新統境界とするのが合理的である」と述べています。

中国の黄土層の区分には、従来、上位より、黒炉土層・馬蘭黄土層・離石黄土層・午城黄土層のほかに、L(黄土)・S(古土壤)・WL(午城黄土)・WS(午城古土壤)の黄土・古土壤サイクルが用いられてきました。丁仲礼・劉東生が、中国黄土層を、全層準にわたって、L(黄土)・S(古土壤)サイクルにもとづいて区分したのは、地球規模の鮮新世以降の気候変化に関する今後の研究に対応するためでしょう(図5・3)。

そのご、1992年に、鄭洪波・安芷生・シヨウ・岳楽平は、西安南東方の藍田県段家坡村の地質断面の研究結果を報告しました。段家坡の地質断面は、前述した丁仲礼・劉東生の段家村の地質断面と同地域に位置しているようです(図5・1)。段家坡断面では、プリュヌヌ・松山境界は断面の上限より48.7mのL8層中下部に、オルドバイ正磁極帯は同102.5~107.3mのL26層中部~L29層最下部に、松山・ガウス境界は同133.5mのL38層中下部に、黄土層と藍田層(紅粘土層、鮮新統)の境界は同135mのL38層下限に、ガウス・ギルバート境界は同147.5mの藍田層中に、基

盤岩(砂岩)をおおう藍田層の基底は同195mのギルバート逆磁極帯下限付近にあります。鄭洪波らの研究は、黄土・古土壤サイクルがL38層(午城黄土層=S15~L38層)まで拡大されること、黄土層の下限が約250万年前であること、藍田層(紅粘土層)が約250万~約500万年前の地層であること、藍田層と黄土層の間に時間間隙がないことを示しています。

泥河湾層

河北省北西部・山西省北部の桑干河流域から、同省中部・南部の汾河流域にかけての地域には、鮮新世以降の堆積盆地である大同・陽原・蔚県盆地、太原盆地、臨汾・侯馬盆地が連なっています。そして、これらの盆地は一括して山西地溝・盆地系とよばれています。大同・陽原・蔚県盆地の河湖成の鮮新・更新統が泥河湾層であり、太原盆地や臨汾・侯馬盆地にも泥河湾層相当層が分布しています。汾河が南に流れて黄河に合流するのに対して、大同・陽原盆地を流れる桑干河は、山西省北部に源を発して、大同付近から東流し、河北省北西部の陽原をへて、小渡口で蔚県からの壺流河をあわせて、泥河湾をへて、北京北西約80kmの官庁水庫に流入して、永定河となって南西流して、北京西郊の蘆溝橋をへて、天津にいたって、海河となって、渤海湾にそそいでいます。泥河湾は、北京から約180kmと比較的近距離に位置しています(図5・1)。

《泥河湾層の研究史》

バーボアは、1924(大正13)年に陽原・蔚県盆地を調査して、三趾馬紅粘土層をおおい黄土層におおわれている河湖成層を、泥河湾層と名づけて、同層を上部鮮新統としました。そのご、30(昭和5)年には、テラール・ド・シャルダンらが、泥河湾層の哺乳動物化石を泥河湾動物群と名づけて、同動物群を北イタリアのヴィラフランカ層(陸成層)のヴィラフランカ動物群に対応するものとしてしました。このようなわけで、中国の地質学者は、泥河湾層を中国北部の鮮新・更新統の模式層とみなしてきました。

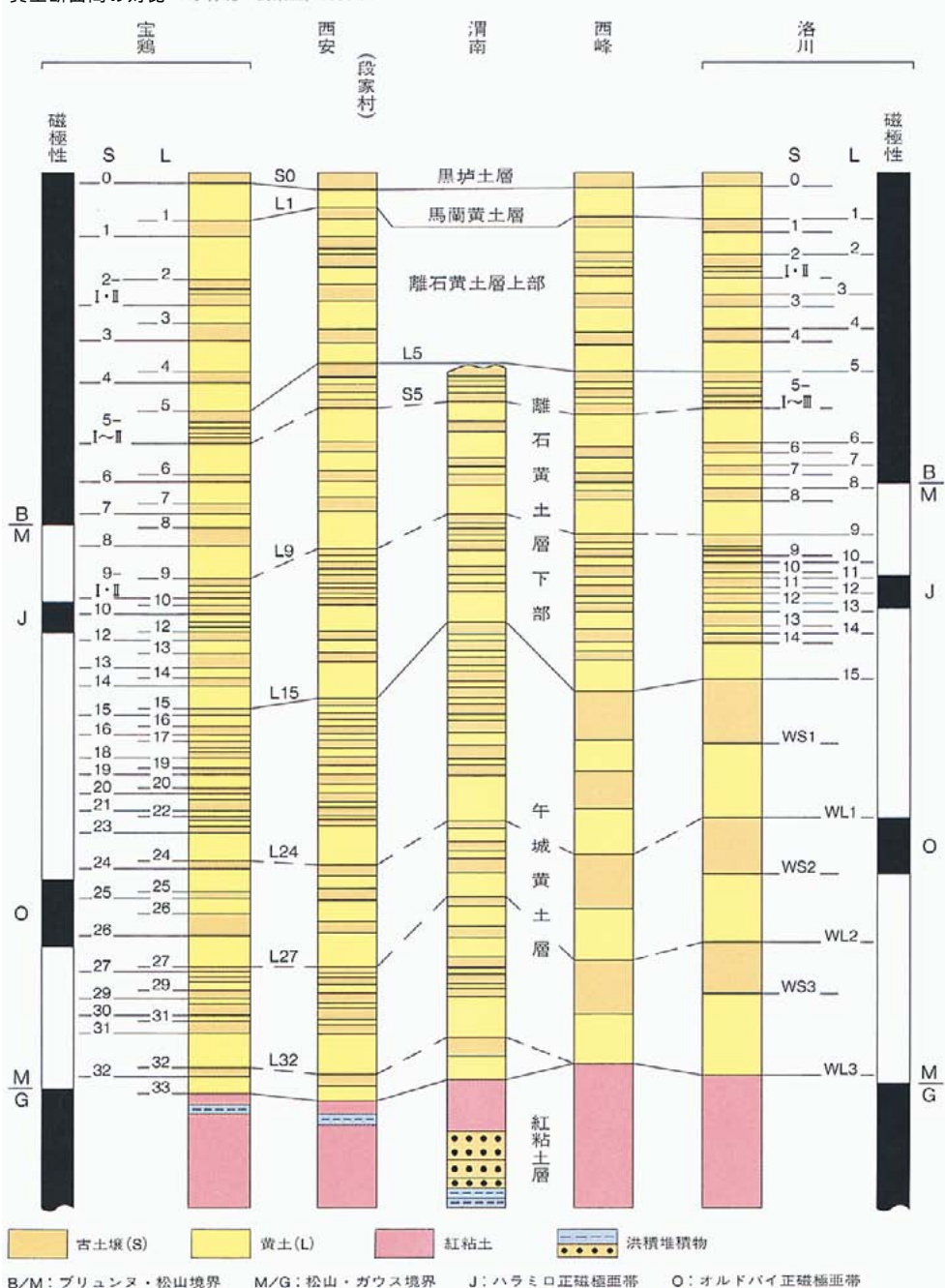
大同・陽原・蔚県盆地の泥河湾層は、ほぼ水

平に堆積し、地表調査では、その層厚は150m内外であるにすぎません。しかし、ボーリングによれば、大同付近では基盤岩(白亜紀層)が1218m深、蔚県付近では基盤岩(ジュラ紀層)が710m深にありますから、泥河湾層は、大同・陽原・蔚県盆地の中心部では地下深部にまで伏在しているようです。最近10数年間の層序、古生物、古地磁気層序などの

研究によって、泥河湾層は鮮新世~更新世中期の地層であることが明らかになりましたが、鮮新統・更新統境界をどこに引くかが問題として残されています。

泥河湾層の層序、古地磁気層序、哺乳動物群、鮮新統・更新統境界については、楊子賡・林和茂の91・93(平成3・5)年の『中国東部の第四紀進程と国際対比(英文・中国文)』にも

図5-3 宝鷄黄土断面における黄土層の黄土・古土壤サイクルと古地磁気極性、および中国の主要な黄土断面間の対比 (丁仲礼・劉東生, 1989年)



とづいて説明しましょう(図5・4)。

《泥河湾層の層序と古地磁気層序》

従来、泥河湾層の層序学的研究は、数~10km以上も離れているいくつかの地質断面をよせ集めた複合地質断面にもとづいて、おこなわれてきました。しかし、1つの地質断面で見られるある地層境界を他の地質断面まで追跡するのは非常に困難でした。この困難の解消に役立ったのが、李華梅ら(82年)の古地磁気層序の研究、湯英俊ら(83年)と劉錫清(89年)の古地磁気層序にもとづく哺乳動物群の研究

です。これらの研究は、図5・4の骨組みとなっているものです。

《三趾馬紅土層・泥河湾層・小渡口層の哺乳動物群》

つぎに、三趾馬紅土層(鮮新統)、泥河湾層(鮮新・更新統)と小渡口層(中部更新統)の哺乳動物群について説明します(図5・4)。

西窯子動物群：

三趾馬紅土層・大紅溝層からは、歩氏(ブラッキー)羚羊、中華大羚、大唇犀、古長頸鹿(古麒麟)、賀風(ハウフェン)三趾馬などをと

もなう鮮新世の西窯子動物群を産出します。東窯子頭動物群(賀風三趾馬動物群)：

泥河湾層下部(緑泥河湾層、東窯子頭層、下泥河湾層、泥河湾層第1段)からは、長鼻三趾馬をともなう賀風三趾馬動物群を産出します。賀風(ハウフェン)三趾馬は小型の三趾馬であり、長鼻(プロボシ)三趾馬は更新世前期まで生存した特殊化した三趾馬です。この動物群は、東窯子頭動物群ともよばれていて、渭河盆地の陝西省渭南遊河の下三门層(遊河層、緑三门層)の上部から発見された遊河象(進化初期段階の真象)をともなう遊河動物群に相当します。東窯子頭動物群と遊河動物群は、後期鮮新世の前期ヴィラフランカ動物群に対比されるものと考えられています。

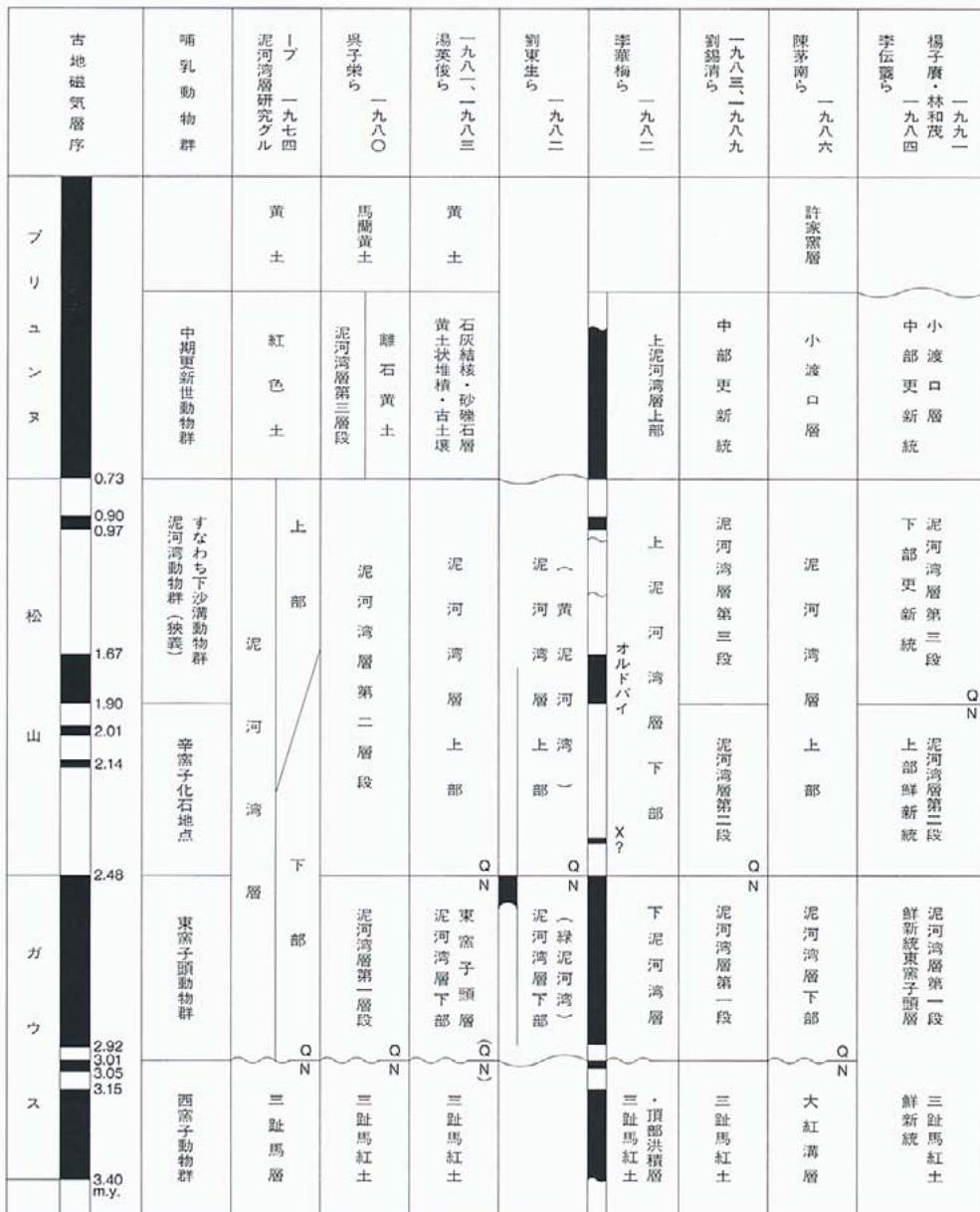
辛窯子動物群：

泥河湾層上部(黄泥河湾層、上泥河湾層下部)の下半(泥河湾層第2段)からは、長鼻三趾馬、三门(サンメン)馬、四不像(エラフルス)鹿、納瑪(ナマディクス)象、奥米加鼯鼠(オメガモグラ)などを産出します。この動物群が辛窯子動物群であって、渭河盆地の陝西省大荔の象(エレファス)、牛(レプトボス)、馬(エクウス)、奥米加鼯鼠をともなう后河村動物群に相当します。辛窯子動物群と后河村動物群は、中期ヴィラフランカ動物群に対比されています。

下沙溝動物群(狭義の泥河湾動物群)：

泥河湾層上部(黄泥河湾層、上泥河湾層下部)の上半(泥河湾層第三段)からは、下沙溝で、長鼻三趾馬、三门馬、納瑪(ナマディクス)象、牛(レプトボス)などの哺乳動物化石を多産します。そして、第三紀の遺存種は少なくなつて、丁氏鼯鼠(ティンギモグラ)など新しい種が出現するようになります。テラール・ド・シャルダンが30年に研究したのは下沙溝の動物群で、下沙溝動物群が狭義の泥河湾動物群です。下沙溝動物群は、長鼻三趾馬、三门馬、四不像鹿、南方(メリディオナリス)象などを産出する渭河盆地の上三门層(黄三门層)の動物群に相当し、後期ヴィラフランカ動物群に対比されています。

図5・4 - 泥河湾層の層序区分と鮮新・更新統境界 <楊子廉・林和茂, 1991年>



N: 鮮新統 Q: 更新統

中期更新世動物群：

泥河湾層の最上部（上泥河湾層上部，小渡口層、呉子栄らの泥河湾層第3層段）からは、梅氏（メルク）犀，古稜齒（パレオロクソドン）象，馬，桑干河大角鹿などの動物群を産出します。この中期更新世の動物群については、まだ研究がすすんでいません。

《泥河湾層と鮮新統・更新統境界》

泥河湾層と鮮新統・更新統境界の関係については、つぎの3つの意見があります(図5・4)。その1は、泥河湾新生代層研究グループ(1974年)，呉子栄ら(80年)，湯英俊ら(81年)，陳茅南ら(86年)の研究にみられるように、泥河湾層の基底を鮮新統・更新統境界とするものです。この境界—泥河湾層基底—は、李華梅らの古地磁気層序の研究(82年)によると、ガウス正磁極帯中ほどの層準(約300万年前)にあることとなります。

その2は、劉東生ら(82年)，湯英俊ら(83年)，劉錫清ら(83年)の研究にみられるように、前期ヴィラフランカ動物群に対比される東窯子頭動物群を産出する泥河湾層下部(東窯子頭層，泥河湾層第1段)の上限，つまり松山・ガウス境界を鮮新統・更新統境界とするものです。泥河湾層の花粉分析の結果にもとづいて、常緑広葉樹林の暖帯気候が針葉樹・落葉広葉樹林の温帯気候に移り変わる松山・ガウス境界を鮮新統・更新統境界とする意見もあります。

その3は、李伝夔ら(84年)，楊子賡・林和茂(91年)の研究にみられるように、狭義の泥河湾動物群，すなわち下沙溝動物群(後期ヴィラフランカ動物群に相当する)を前期更新世の最初の動物群として、泥河湾層上部の上半(泥河湾層第3段)の下限，つまりオールドバイ正磁極帯の下限を鮮新統・更新統境界とするものです。この境界は、84年に国際的に承認された南イタリアのブリカ(境界模式地)の鮮新統・更新統境界(オールドバイ正磁極帯上限の直下)よりやや下位の層準です。

これら3つの境界のうち、模式地の鮮新統・更新統境界の層準に近いものはその3です。

しかし、中国では一般に、黄土層が堆積しはじめる松山・ガウス境界の頃を鮮新統・更新統境界としています。

深海堆積物の酸素同位体記録と鮮新統・更新統境界

中国黄土層のところで述べたように、私は『大阪層群』(市原編著，1993年)のまとめの章で、大阪層群と洛川黄土層ならびに深海堆積物層—V28-239(シャックルトンほか，1976年)・Hole552A(ツイマアマンほか，1984年)—との対比をこころみしました(図5・2)。大阪層群と中国黄土層・深海堆積物層の対比の大枠は、いずれも、古地磁気層序にもとづいています。

大阪層群と深海堆積物層の細部の対比では、大阪層群・段丘堆積層・沖積層の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)と深海堆積物層の酸素同位体比にもとづく氷期・間氷期ステージ($\delta^{18}\text{O}$)値は氷期では大、間氷期では小である)の対比を重視してきました。しかし、Maナンバーと酸素同位体ステージの対比では、大阪層群の満地谷寒冷期(Ma6層・Ma7層間の層準，グイマツ層)と新香里温暖期(Ma8層準，アデク層)などの大型植物遺体産出層準を考慮にいれた納得のいく結論は、まだ得られていません。

中国黄土層のところで説明を繰り返しますが、大阪層群と中国黄土層の細部の対比では、大阪層群の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)と中国黄土層のL・S(黄土・古土壤)サイクル、とくにアデクなどの常緑広葉樹遺体を産出して温暖気候を示すMa8層と磁化率が最も高く温暖気候を示すS5層最上部の対比と、グイマツなどの針葉樹遺体を産出して寒冷気候を示すMa6層・Ma7層間の層準と磁化率が低く寒冷気候を示すL層上部の対比を重視しました。これは、大阪層群のMa8層とMa6層・Ma7層間の層準を、それぞれ中国黄土層のS5層最上部とL6層上部に対比すれば、大阪層群の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)が中国黄土層のL・S(黄土・古土壤)サイク

ルとよい一致を示すからです。図5・2の大阪層群と深海堆積物層の対比は、大阪層群と中国黄土層との上述のような対比を考慮したものです。

《深海堆積物の酸素同位体研究の進展》

さて、1990年代の始めから中頃にかけて、深海堆積物の酸素同位体に関する研究はめざましい進展をとげました。この研究分野の第一人者であるケンブリッジ大学のシャックルトンは、東太平洋で掘削された深海底堆積物に含まれる有孔虫(炭酸石灰質殻)化石の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)を測定して、1995年と97年に公表した論文の中で、更新世・鮮新世の気候変化と鮮新統・更新統境界について簡潔に説明しています(図5・5)。

シャックルトンが図5・5を作成するのに使用した資・試料は、0~62万年前がSPECMA Pスタック(5つの深海底コアの浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比を総合したもの)、62~200万年前がODP(国際深海掘削計画)サイト677のコア(ガラパゴス諸島東方，水深3461m，掘削309.4m)、200~600万年前がODPサイト846のコア(ガラパゴス諸島南方，水深3307.5m，掘削373.4m)です。

有孔虫化石の酸素同位体比は地球上の氷量を示すもので、その値が大きいほど氷量は大きく、その値が小さいほど氷量は小さくなります。ですから、酸素同位体比はまた地球上の気候を示していて、その値が大きいほど気候は寒冷、その値が小さいほど気候は温暖になります。図5・5では、縦軸は酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)で、上ほど値が小さく、気候が温暖、下ほど値が大きく、気候が寒冷になります。一方、横軸は年代(万年単位)で、左端が現在(0万年)、右方・下方ほど年代が古くなります。また、同図A, B, Cの下には、それぞれ古地磁気極性年代スケールが示されています。この年代スケール中の主要な磁気極性逆転の年代値は、シャックルトンが天文学的計算によって求めたものです。これらの年代値と鮮新統・更新統境界年代値を示すと、つぎのとおりです。

ブリュンヌ／松山境界 78.0万年前
 ハラミロ正磁極帯 99.0～107.0万年前
 オルドバイ正磁極帯上限 177.0万年前
 鮮新統・更新統境界 179.6万年前
 オルドバイ正磁極帯下限 195.0万年前
 松山／ガウス境界 260.0万年前
 カエナ逆磁極帯 304.1～313.1万年前
 マンモス逆磁極帯 323.3～333.1万年前
 ガウス／ギルバート境界 359.4万年前
 コチティ正磁極帯 419.9～431.6万年前
 ヌニヴァク正磁極帯 447.9～462.3万年前
 ショックジャール正磁極帯 478.1～487.8万年前
 スヴェラ正磁極帯 497.7～523.2万年前
 ギルバート正磁極帯下限 約588万年前

これらの天文学的計算による年代値は、放射元素によって求められた鮮新世・更新世の絶対年代値とよい一致を示しています。

さて、図5・5には、酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)が鋸の刃のような波形で記録されていて、波の山は間氷期を、波の谷は氷期を示しています。そして、これらの波の山(間氷期)と谷(氷期)には、新しいものから順に、ステージ1, ステージ2, ……ステージ103, ステージ104と、奇数が間氷期、偶数が氷期を示すステージ番号が付けられています。また同様に、ガウス正磁極期以前の波の山と谷にも、G(ガウス)1, G2, ……K(カエナ)1, K2, ……KM(カエナ・マンモス)1, KM2, ……M(マンモス)1, M2, ……MG(マンモス・ギルバート)1, MG2, ……Gi(ギルバート)1, Gi2, ……と、記号とステージ番号が付けられています。

どうして、このような永期・間氷期サイクルがくりかえすのか、ユーゴスラビア(セルビア)の地球物理学者ミランコヴィッチは、長年(1910～1930年)にわたって研究しました。ミランコヴィッチの説によれば、氷期・間氷期サイクルのくりかえしは、地球公転の軌道要素(離心率、地軸傾斜角、近日点)の永年変化にともなって、地球表面の日射量が約2～10万年単位の長周期で変動するためです。なお、地球公転の軌道要素(離心率、地軸傾斜

角、近日点)の変化がもたらす基本周期は5つあります。それらは、離心率の変化による約10万年と41.3万年、地軸傾斜角の変化による4.1万年、近日点(気候歳差)の変化による2.3万年と1.9万年です。

つぎは、シャックルトンの図5・5 A, B, Cの酸素同位体比記録について説明します。

図5・5 Aの左半部

現在～100万年前の酸素同位体比記録には、一般に、大氷床のリズムである10万年サイクルが卓越していますが、60万～100万年前の記録には10万年より短い周期もみられます。シャックルトンは、ステージ24の基底(90万年前)から、それ以前より大きな氷河作用が始まっているから、ステージ24の基底が中期更新統の基底となる可能性が高いと述べています。大阪層群ではMa 3層には含まれているアズキ火山灰層の直下の層準、正確には、富田林市五軒家のアズキ火山灰層直下約1 mの泥炭層(五軒家寒冷期)の層準を中期更新統の基底としていますが、その層準はステージ24の基底に相当します。

図5・5 Aの右半部～同図Bの左端部

100万年～約250万年前の酸素同位体比記録には、一般に、4.1万年のサイクルが卓越しています。このサイクルは、大氷河のサイクルに比べて振幅が小さく、ステージ24以前の小氷床のリズムであって、その水量は最終氷期極相の水量の2分の1または3分の2と考えられています。

ところで、鮮新統・更新統境界は、南イタリアのブリカを模式地として、半深海成層中のe腐泥層をおおう粘土岩層の基底(オルドバイ正磁極帯上限の直下、179.6万年前)に設定されています。そして、鮮新統・更新統境界以前の酸素同位体比記録では、多様なサイクルのために、その特徴をつかむのが容易でないのに対して、同境界以後の記録では、規則正しい4.1万年サイクルが特徴的です。このように、ブリカの鮮新統・更新統境界は重要な気候事件には該当しません。しかし、ブリカの境界は外洋堆積層中に設定されていて、

境界付近のいくつかの生層序学的層準(デイトム)は、広い地域にわたって、数千年以内の同時性をもっています。

ブリカの鮮新統・更新統境界(つまりe腐泥層をおおう粘土岩層の基底)は、当初、オルドバイ正磁極帯上限の直上(正確には3～6 m上位)の層準とされてきましたが、そのごの研究によって、オルドバイ正磁極帯上限の直下(正確には約7 m下位)の層準であることが明らかになりました。大阪層群での同正磁極帯上限直下の層準は、福田火山灰層・三ツ松火山灰層間の層準です。

図5・5 Bの中央部～同図C

約250万年～約300万年前の酸素同位体比記録には、地球上で氷河作用がだんだんと発達して、約250万年前にはかなりの強さに達したことが示されています。ところで、最近、シシリー島南部のゲラを模式地として設定された最上部鮮新統グラシアンの基底は、古地磁気極性年代スケールの松山・ガウス境界(260万年前)、つまり酸素同位体比のステージ103・104境界にひかれています。同基底の生層序学的層準(デイトム)は、ブリカの鮮新統・更新統境界の生層序学的層準(デイトム)ほどの確かさはありません。しかし、シャックルトンは、ステージ100・102・104ははっきりと定義できる事件であって、北大西洋では、ステージ104に氷山に運ばれてきた最初の岩屑堆積物がみられ、また、中国黄土層の堆積もこの頃からであると述べています。300万年以前にも、カエナ逆磁極帯期・マンモス逆磁極帯期の頃(310万年～340万年前)に、ごく小さな氷床のリズムではないかと推定されるステージKM2, ステージM2, ステージMG2が見られますが、それより前は、周期が短く振幅の小さいサイクル、つまり温暖な気候がつづいたようです。

図5・5(A, B, C)全体をながめなおしますと、地球上の気候は、350万年前頃から松山・ガウス境界、オルドバイ正磁極帯期、ハラミロ正磁極帯期にかけて、次第に寒冷化して、氷期・間氷期サイクルは松山・ガウス境界の頃

図 5・5 A - 現在 ~ 200 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

0~62万年前の記録はSPECMAPスタックの資料による。62~200万年前の記録はODP(国際深海掘削計画)サイト677のコアに含有される有孔虫化石による。SPECMAPスタックの記録は、サイト677の同時期のデータと平均・変動が同じになるように図示されている。CMはCobb Mountain正磁極面帯である。

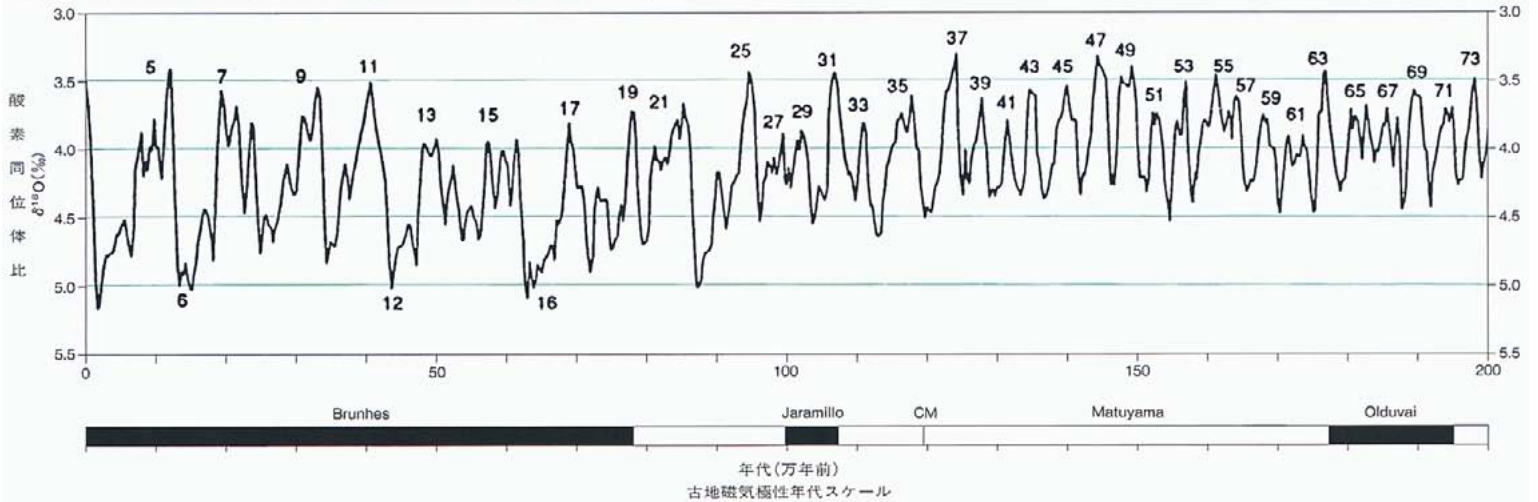


図 5・5 B - 200 ~ 400 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

200~400万年前の記録はODPサイト846のコアに含有される底生有孔虫化石による。

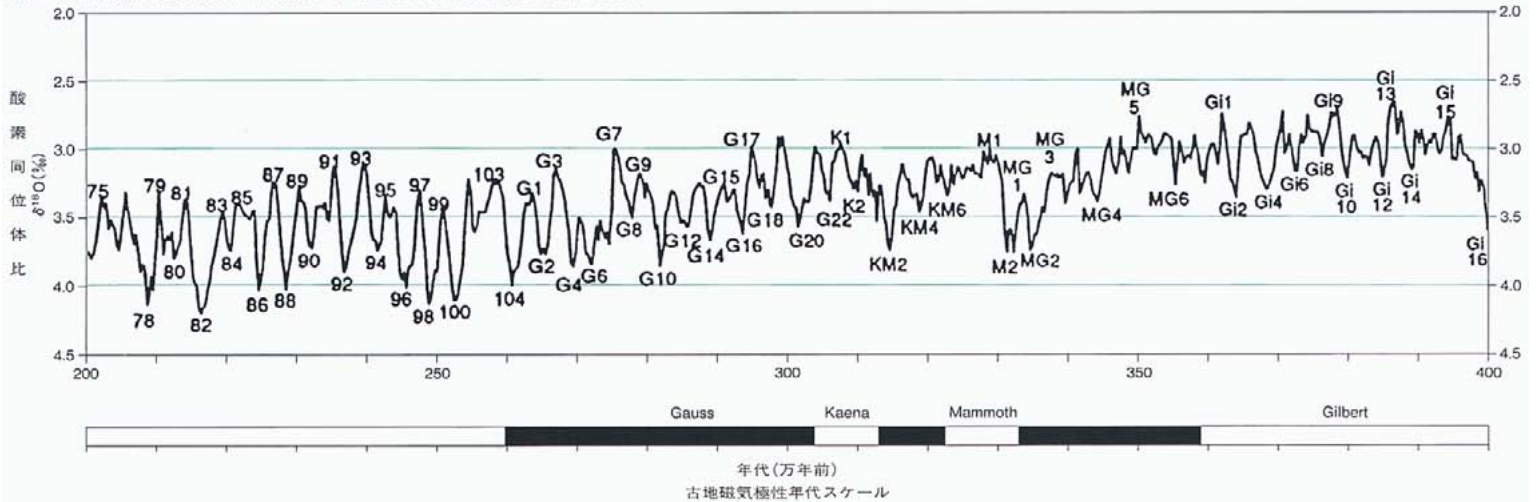
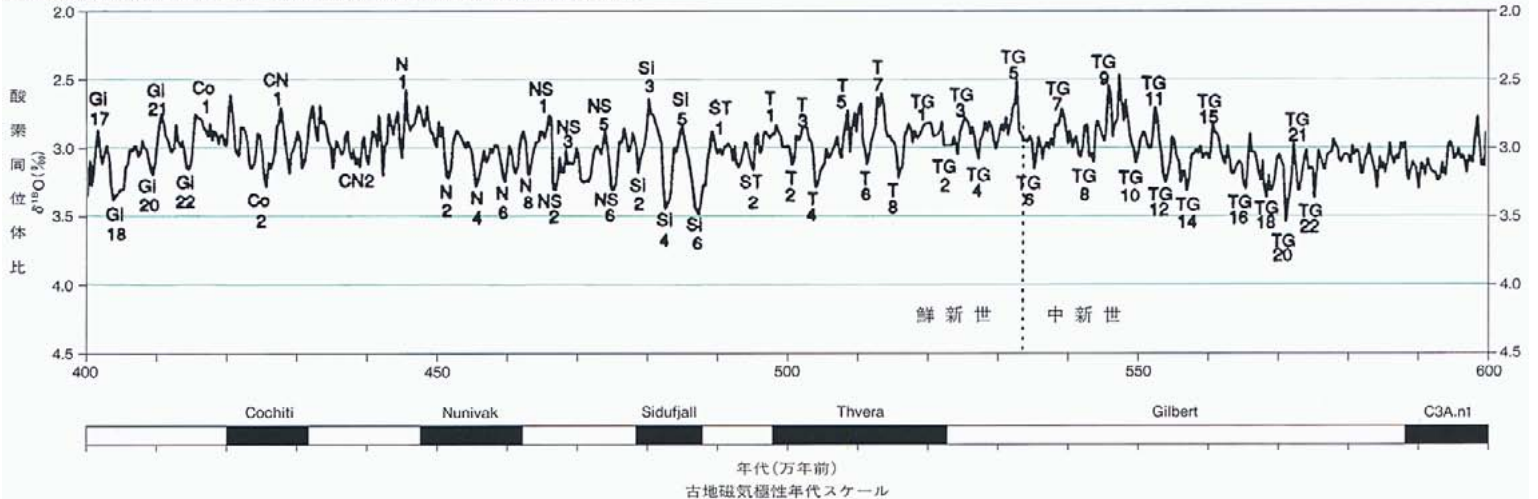


図 5・5 C - 400 ~ 600 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

400~600万年前の記録はODPサイト846のコアに含有される底生有孔虫化石による。



からはっきりとしはじめ、オールドバイ正磁極亜期の頃から規則正しく小氷床の周期(4.1万年)を示すようになります。ハラミロ正磁極亜期以後は、さらに寒冷化が進んで、氷期・間氷期サイクルの振幅が大きくなり、その周期も大氷床の周期(10万年)となります。

《鮮新統・更新統境界問題》

深海地堆積物に含まれている有孔虫化石の酸素同位体比($\delta^{18}O$)の詳細な記録(図5・5)にもとづいて、ステージ104に、北大西洋では氷山に運ばれてきた最初の堆積物がみられること、また、中国黄土層の堆積のはじまりもこの頃であることなどが明らかになってきました。そして、国際第四紀層序小委員会は、鮮新統・更新統境界(第三系・第四系境界)を、

現行のオールドバイ正磁極亜期上限直下の層準から、松山・ガウス境界付近の層準に下げるとの提案を、国際地質学連合(IUGS)の国際層序委員会に提出しました。詳しいことは省略しますが、1998年に、国際第四紀層序小委員会委員と国際第三紀層序小委員会委員が、提案「鮮新統・更新統境界の再定義：同境界をシシリー島のグラシアン(最上部鮮新統)の基底(ステージ103の基底に相当)に下げる」の可否を、郵便で投票しました。しかし投票の結果は賛成票が足りず、提案は可決されませんでした。

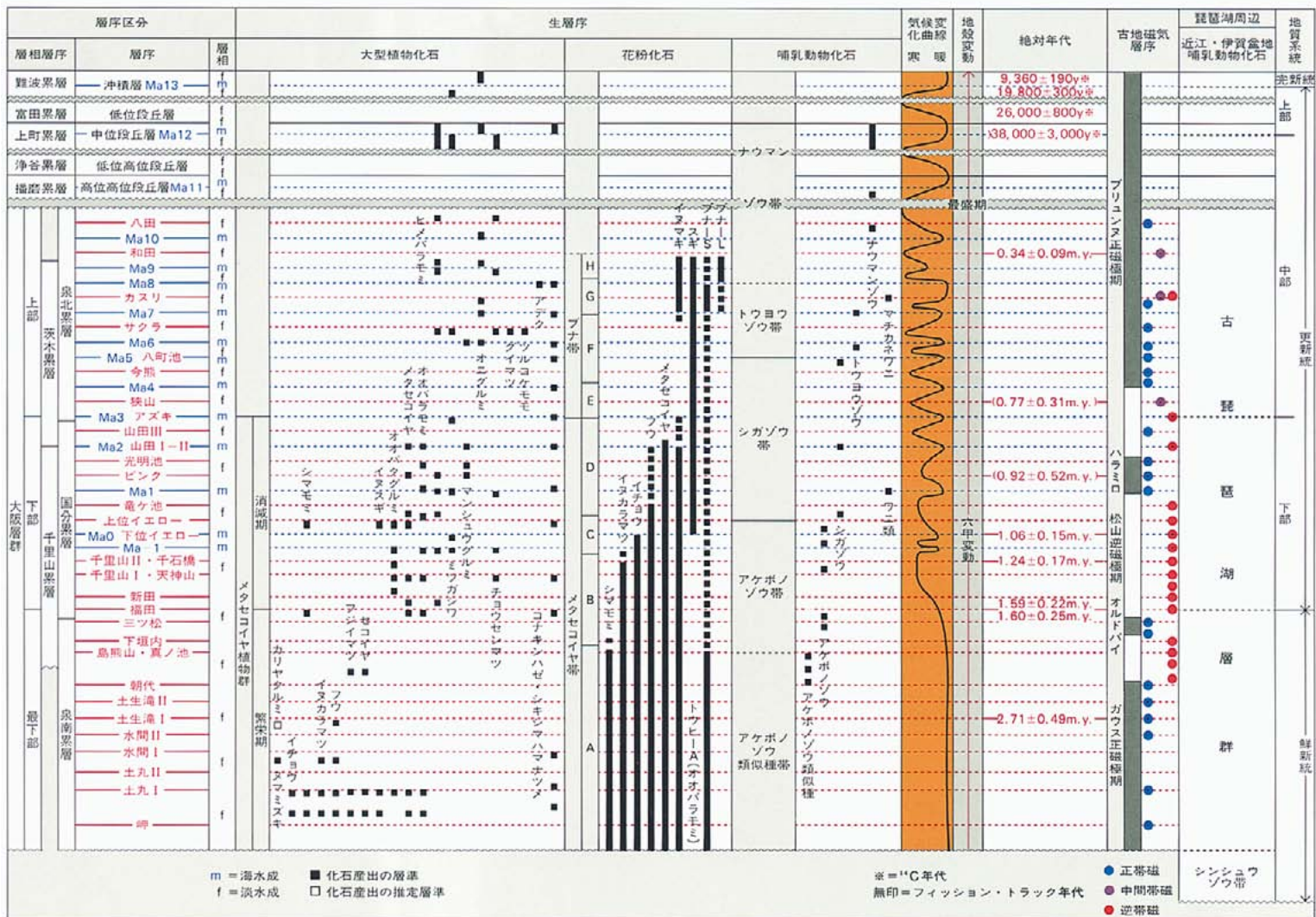
上海の同済大学の汪品先は、「境界を下げようとする試みは失敗におわった。鮮新統・更新統境界問題の核心は、新生代の最末期に世

界的な大生物進化事件がないことであり、また、ほかの地質時代にくらべて、第四紀では非海成(陸成)層がとくに重要である。」と述べています。彼の意見は正論です。

地質学的な時間には、生物進化による地質年代と放射性元素による絶対年代があります。地質年代は、古い方から、始生代、原生代、古生代、中生代、新生代に分けられています。始生代、原生代、……新生代の“生”は生物を意味しています。ですから、地質年代の区分は、鮮新統と更新統の区分であっても、生物進化にもとづかねばならないのです。氷床の出現、気候変化なども重要ですが、それらは主体ではありません。ブリカの鮮新統・更新統境界の設定、ゲラのグラシアン基底の

表 5-1 - 大阪層群(鮮新統・更新統)の総合層序表

＜市原ほか、1993を一部改訂＞



設定は、いずれも海成層を対象とした微化石層序学的な研究にもとづいています。しかし、第四紀を特徴づける大生物進化は、微生物の進化ではなく、人類の誕生です。鮮新統・更新統境界問題の解決には、人類化石の生層序学的研究、陸成層・海成層(深海堆積物を含む)の層序学的研究など、広範囲にわたる今後の詳細な研究が、なお必要であると考えられます。

表 5・2 - 地質年代表 〈ハルランドほか, 1989年〉

地質年代 化石すなわち生物進化にもとづく年代		絶対年代 単位はm.y.(100万年)		
新 生 代	第 四 紀 (人 類 紀)	完 新 世	0.01	
		更 新 世	後期	0.13●
			中期	0.78●*
			前期	1.796*
	第 三 紀	新 第 三 紀	鮮新世	5.2
			中新世	23.3
		古 第 三 紀	漸新世	35.4
			始新世	56.5
			暁新世	65.0
			白堊紀	145.6
中 生 代	ジュラ紀	208.0		
	三畳紀	245.0		
	二疊紀	280.0		
古 生 代	石炭紀	362.5		
	デボン紀	408.5		
	シルル紀	439.0		
	オルドビス紀	510.0		
	カンブリア紀	570		
	原生代	2500		
始生代	4000			
先始生代				

● INQUA(国際第四紀研究連合)第四紀大区分小委員会の暫定案による。*絶対年代値は最近のデータによる。
地質系統(地層・岩体)を示す場合には、代は界、紀は系、世は統、前期・中期・後期は下部・中部・上部となる。

参考図書および引用・参考文献

単行本としては、以下の3冊を参照してください。

市原 実『大阪とその周辺地域の第四紀地質図』アーバンクボタNo.30，株式会社クボタ，1991年。

市原 実編著『大阪層群』創元社，1993年。

市原 実著『大阪層群と中国黄土層』築地書館，1996年。

本誌の 章・章・章・章の引用・参考文献のほとんどは、『大阪層群』および『大阪層群と中国黄土層』に記載してありますので参照してください。 章の図版作成資料およびその出典、また上記2書に記載されていない引用・参考文献を、以下に記します。

章図版の出典

図 2・2 = 横倉隆伸ほか(1999)，神戸・芦屋周辺地域の反射法深部構造探査。地質調査所月報，50巻 4号。

図 2・3(測線 G S -7・測線 G S -8M E・測線 G S -2M・測線 G S -12) = 横倉隆伸ほか(1998)，大阪湾における反射法深部構造探査。地質調査所月報，49巻11号。

図 2・3(測線 G S -2) = 横倉隆伸ほか(1999)，神戸・芦屋周辺地域の反射法深部構造探査。地質調査所月報，50巻 4号。

図 2・3(測線 H G -1-1M) = 兵庫県(1997)，阪神・淡路大震災と六甲変動(兵庫県南部地震域の活構造調査報告)。

図 2・3(測線 H D -4・測線 H D -7) = 岩淵 洋(2000)，反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造。水路部研究報告，36号。

図 2・4，図 2・5 = 横倉隆伸ほか(1998)，大阪湾における反射法深部構造探査。地質調査所月報，49巻11号。

図 2・6 = 岩淵 洋(2000)，反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造。水路部研究報告，36号。

図 2・7，図 2・8 = 水野清秀ほか(1999)，和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地区の地質。地質学雑誌，105巻，3号。

図 2・9，図 2・10，図 2・11 = 関西地盤活用協議会(1998)，新関西地盤 - 神戸および阪神間 - 。

図 2・12 = 吉川周作ほか(1998)，大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序。地質学雑誌，104巻，7号。

図 2・13 = 杉山雄一(1997)，上町断層系の反射法弾性波探査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集No.303)。

図 2・14 = 山本栄作ほか(1992)，大阪平野中央部における反射法地震波探査 - 淀川(十三～柴島)測線 - ，日本応用地質学会平成4年度研究発表会講演論文集。

図 2・16，図 2・17 = 大阪市(1996)，平成7年度上町断層に関する調査成果報告書。

図 2・18 = 大阪府(1999)，平成10年度上町断層帯に関する調査成果報告書。

図 2・20 = 杉山雄一(1997)，上町断層系の反射法弾性波探査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集No.303)。

図 2・21 = 戸田 茂ほか(1992)，大阪平野中央部における反射法地震波探査 - 大和川(遠里小野～矢田)測線 - ，日本応用地質学会平成4年度研究発表会講演論文集。

図 2・22，図 2・23 = 杉山雄一(1997)，上町断層系の反射法弾性波探査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集No.303)。

図 2・24，図 2・25 = 大阪府(1999)，平成10年度上町断層帯に関する調査成果報告書。

図 2・26 = 大阪府(1997)，平成8年度上町断層帯に関する調査成果報告書。

図 2・27 = 七山 太ほか(1998)，群列ボーリング及びS波反射法弾性波探査による上町断層系住之江撓曲の活動履歴調査。平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書(地質調査所速報 no. EQ/98/1)。

図 2・28 = 阪神高速道路公団(1970)，阪神高速道路地質資料 ，湊町～堺編にもとづき市原作成。

図 2・31 = 堀家正則ほか(1996)，大阪平野東部における地下地質構造。地震，第2輯。49巻。

図 2・32 = 下川浩一ほか(1997)，生駒断層系の活動性調査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.303)。

図 2・33 = 堀家正則ほか(1995)，生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査。地震，第2輯。48巻。

図 2・34 = 佐竹健治ほか(1998)，金剛断層系のトレンチ掘削調査(補備調査)。平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書(地質調査所速報 no. EQ/98/1)。

図 2・35 = 佐竹健治ほか(1997)，金剛断層系の総合調査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.303)。

図 2・36，図 2・37 = 奥村晃史ほか(1997)，奈良盆地東縁断層系の総合調査。平成8年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.303)。

図 2・39 = 戸田 茂ほか(1995)，反射法地震探査の断面に見られる有馬 - 高槻構造線に沿う地溝帯。地震，第2輯。48巻。

図 2・40 = 狐崎長環ほか(1971)，地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題。京都大学防災研究所年報14号A。

図 2・41 = 京都市(1999)，平成10年度京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書(概要版)。増田富士雄・竹村恵二ほか(2000)，京都盆地コアの大阪層群第3海成粘土層。日本地質学会第107年学術大会講演要旨。

図2・42 = 粟田泰夫・角井朝昭(1996), 淡路島北部, 楠本・東 浦・野田尾断層の活動履歴及び活動性調査 . 平成7年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.259) .

図2・43 = 粟田泰夫・鈴木康弘(1996), 1995年兵庫県南部地震 を生じた野島断層系の活動履歴及び活動性調査 . 平成7年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.259) .

図2・44 = 吉岡敏和ほか(1996), 淡路島中部, 志筑断層及び先山断層の活動性調査 . 平成7年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.259) .

図2・45 = 粟田泰夫・角井朝昭(1996), 淡路島北部, 楠本・東 浦・野田尾断層の活動履歴及び活動性調査 . 平成7年度活断層研究調査概要報告書(地質調査所研究資料集 No.259) .

図2・46 = 杉山雄一ほか(1999), 近畿三角地帯における主要活断層の調査結果と地震危険度 . 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書(地質調査所速報 no. E Q/99/3) .

引用・参考文献追加 章

建設省近畿地方建設局(1997), 科学技術庁舞洲地殻変動観測井さく井工事報告書 .

建設省近畿地方建設局(1997), 科学技術庁関空前島地殻変動観測井さく井工事報告書 .

総特集・断層解剖計画 . 月刊地球, 号外21 . 海洋出版 (1998) .

章

Yamaoka, K. (1956), Geology of the northern central region of Kumamoto Prefecture. *Kumamoto Jour.Sci.,ser.B,sec.1.*

有明海研究グループ(1965), 有明・不知火海域の第四系 - とくに有明軟弱粘土層について - . 地団研専報, 11(地学団体研究会) .

首藤次男(1992), 九州地方の新生代の構造発達 . 日本の地質9「九州地方」, 共立出版 .

長谷義隆(1995), 熊本県の地盤 . 「地質と調査」1995年1号 .

中島経夫・松岡敬二・北林栄一(2001), 大分県大山町の鮮新・更新統小五馬層のコイ科魚類咽頭歯化石 . 地球科学, 55巻1号 .

章

劉 光鼎主編(1993), 中国海区及隣域地質地球物理図集 科学出版社, 北京 .

章

Shackleton, N. J. (1995), New Data on the Evolution of Pliocene Climatic Variability. p.242-248.

In; Vrba, E. S. *et al.* (1995), *Paleoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins.* Yale Univ. Press. 547p.

汪 品先(2000), 更新統下界の半世紀之争 . 第四紀研究, 20巻, 2期 .