水路部研究報告　第36号　平成12年３月10日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.36 March, 2000

反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造†

岩淵　洋*，西川　公**，野田直樹***，雪松隆夫****，
田賀　傑**，宮野正実*****，酒井建治*****，深沢　満*****

Basement and Active Strucures Revealed by the Seismic Reflection Survey in Osaka Bay †

Yo IWABUCHI*, Hiroshi NISHIKAWA**, Naoki NODA***, Takao YUKIMATSU****,
Masaru TAGA**, Masami MIYANO*****, Kenji SAKAI***** and Mitsuru FUKAZAWA*****

Abstract

Multi-channel seismic reflection surveys at seven tracks were conducted in Osaka bay. Osaka bay fault whose length is more than 37 kilometers, was recognized from the south of Kobe to the east of Sumoto, Awaji island. Very thick sediments, maximum thickness being more than 2,700 meters, were recognized to the eastside of Osaka bay fault. The surface of the basement of Osaka bay becomes shallower gently toward the southeast. Besides, the basement morphology to the northwest of the fault is steeper. Distribution and thickness of each sedimentary unit suggest that the basement of Osaka bay was subsiding in ductile in late Pliocene to early Pleistocene. Then, the basement was ruptured and Osaka bay fault was formed in early Pleistocene. Since then, subsiding of the basement was concentrated along the fault. The fault is developed at constant rate since early Pleistocene. Another burried fault was also found at the southeast of Tsuna. Activity of the fault is increasing since middle Pleistocene.

1．はじめに

大阪堆積盆地は鮮新世以降には堆積盆となっており，その周囲では更新世以降に六甲変動(Ikebe and Huzita, 1966, 藤田, 1968) と呼ばれる造構造運動によって，六甲山，淡路島，金剛，生駒などの山系が隆起している．隆起域である山系と，沈降域である堆積盆地との間は，六甲—淡路断層系や金剛—生駒断層系などの活断層が存在している．1995年兵庫県南部地震は，六甲変動が現在もなお継続していることの現れである(藤田, 1996).

活断層は堆積盆地の縁だけでなく，堆積盆地の中にも伏在している．ただし，ここでは堆積層の被覆のためにその詳細はよく分かっていない．伏在断層が存在するということは，基盤には大きな起伏が存在するということでもある．1995年兵庫県南部地震では，強震動による被災域が偏在することから，基盤の起伏による地震波のフォーカシング（中川・大阪市立大学阪神大震災学術調査団, 1995, 入倉, 1996）についても，注目を受けることとなった．

地震防災対策を講じる上で，どのような地域に強震動を生じるのかといった予測は重要である．このためには，伏在する活断層と，基盤の形状に

† Received 1999 August 31st. ; Accepted 2000 February 21st.
* 海洋調査課 Ocean Surveys Diviton.
* * 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Divition.
* * * 海洋情報課 Oceanographic Data and Information Divition.
* * * * 測量船「天洋」Survey Vessel TENYO.
* * * * * 国際航業株式会社海洋エンジニアリング部 Marine Engineering Department, Kokusai Kogyo Co., Ltd.

関する情報は欠かすことが出来ない．

大阪堆積盆地の東半にあたる大阪平野では，これまで多くの物理探査がなされ（反射法探査；吉川ほか，1987，戸田ほか，1992，堀家ほか，1995，1996，杉山・寒川，1996，屈折法探査；香川ほか，1990，重力探査；Nakagawa et al., 1991，など），伏在する断層の存在や，基盤の形状が明らかになりつつある．

これに対し，大阪堆積盆地の西半にあたる大阪湾では，浅層部の音波探査（早川ほか，1964）によって，大阪湾の北西部に伏在する大きな撓曲構造が認められていたが，これ以降しばらくは調査の進展はなかった．岩崎ほか（1994）は，大阪湾を横断・縦断するマルチチャンネル反射法探査を行い，早川ほか（1964）が指摘した撓曲が，基盤上では落差1000 mにも達する断層（大阪湾断層）であることを明らかにした．また，大阪湾の北～東岸にかけては，臨海域開発に伴う各種の調査資料が蓄積されつつあり，岩崎（1995）は，これらのデータに基づき大阪湾の基盤形状を推定した．これによれば，大阪湾は北東一南西の長軸をもつ楕円形をしているのに対し，基盤の沈降の中心は，地形の中心とずれた淡路島寄りにある．ただし，岩崎（1995）による大阪湾の基盤形状に関する研究は，大阪湾の西部はわずか1測線の反射法探査データに過ぎず，詳細はよく分からなかった．

1995年兵庫県南部地震以後，大阪湾では多くの機関等によって音波探査が行われている．岩淵ほか（1995）はスパーカーとソノプローブを音源としたシングルチャンネル音波探査記録から，大阪湾の上部堆積層に見られる断層の分布を明らかにした．また，主に大阪湾北西部においてマルチチャンネル反射法探査が行われ（平田ほか，1996，横倉ほか，1996，1998，井川ほか，1996，藤田・佐野，1996，など），六甲山・淡路島の隆起ブロックと大阪湾の沈降域との間にある伏在断層の分布や，大阪湾北西部の基盤形状などが明らかにされつつある．

我々のグループも，大阪湾全域において潜在する活断層の検出と，基盤の形状を明らかにすることを目的として，7測線のマルチチャンネル反射法探査を実施したので報告する．

2．調査の概要

反射法探査の震源には，エアガン（150c. i. GI ガン，Harmonic mode）を用い，空気圧力110kg/m²，水深5 m，12.5 m間隔で発振した．受信には24ch×12.5 mのハイドロホン（最大オフセット距離440 m）を用いた．調査船の測位は，財団法人近畿移動無線センターが神戸市須磨浦公園に設置したGPS局を基準局としたDGPS法により行った．東西方向の測線を約7 km間隔で4測線を設け，基盤の形状を三次元的に把握するためこれと交差する測線も3測線設けた．大阪湾の南西部については，横倉ほか（1996，1998）の測線があることから交差測線は設定していない．今回の調査における測線をFig. 1に示す．

取得された反射法探査記録は，海域の資源探査や地質調査等で一般的に行われているCDP（Common Depth Point）重合処理を行い，F-Kマイグレーション処理，深度変換処理を施して断面記録を作成した．

なお，基盤上で認められた断層が，最上位層付近にまで変形が及んでいるかどうかについては，エアガンを震源としたマルチチャンネル反射法探査では，分解能が乏しいためによく分からない．このため，マルチチャンネル反射法探査と同一の測線で，放電式探査機（200J，60Hz～700Hz，約1.2秒間隔）と磁歪式探査機（36J，1.2kHz～8 kHz，1/3秒間隔）によるシングルチャンネル探査も実施した．シングルチャンネル反射法探査記録は，ヘリカルスキャンのアナログ記録紙に記録している．

3．反射法探査記録と層序対比

(1) 層序区分と対比

大阪湾におけるマルチチャンネル反射法探査記録例をFig. 2に，また，シングルチャンネル反射法探査記録例をFig. 3に示す．大阪湾に発達する堆積層は，音響的に透明な最上位層と音響基盤を

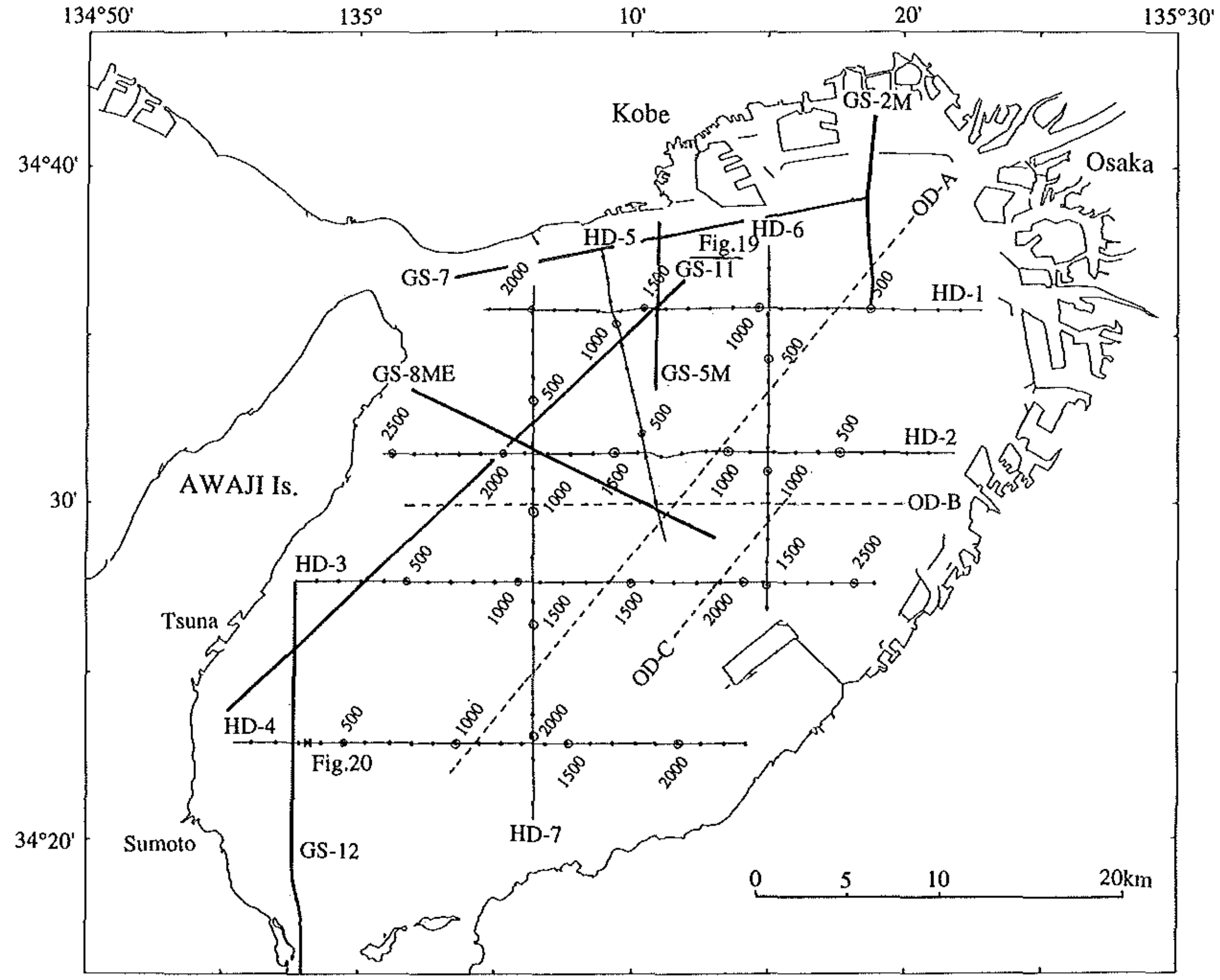

Fig. 1 The survey lines of multi-channel seismic profiling. HD-1 to 7 show the survey lines in this study. OD-A to C are after Iwasaki et al. (1994). GS-2M, GS-5M, GS-7, GS-8ME, GS-11, and GS-12 are after Yokokura et al. (1998).

除き，各層準とも音響的層理が発達しており，音響的な層相に基づく層序区分は難かしい．しかし，大阪湾南部では傾斜不整合が認められること（Fig. 2）から，不整合面をもって音響的に層序区分が可能である．

大阪湾の地層を，主に大阪湾南部において音波探査断面に認められる不整合面をもって，上位から順にⅠ～Ⅳ層に区分した．これを，測線の交差点から他測線の断面記録に展開して，大阪湾の全測線において層序区分を行った．なお，区分にあたっては海底から数十m～100m程度までの上位層においてはシングルチャンネル反射記録を，また，それより下位層ではマルチチャンネル反射記録をもとに層序区分を行った．

本地域に広く分布する大阪層群は，不整合を境とした区分（藤田・笠間，1983）と，特定の火山灰層を境とした区分（市原ほか，1986）があり，両者は一致していない．本研究における層序区分は音波探査記録に基づいているので，不整合の認識は出来ても，特定の火山灰層を認識することは不可能なので，本地域における鮮新統及び第四系の区分及び対比は，藤田・笠間（1983）に従った．

HD-3, HD-6測線は，深度400mまでの海上ボーリング（中世古ほか，1984）地点を通過する反射法測線（岩崎ほか，1994；Line-C）と交差することから，今回得られた音波探査記録とボーリング資料とを間接的に対比することが可能である．この結果，Ⅰ層は空港島累層のアカホヤ層に，Ⅱ層

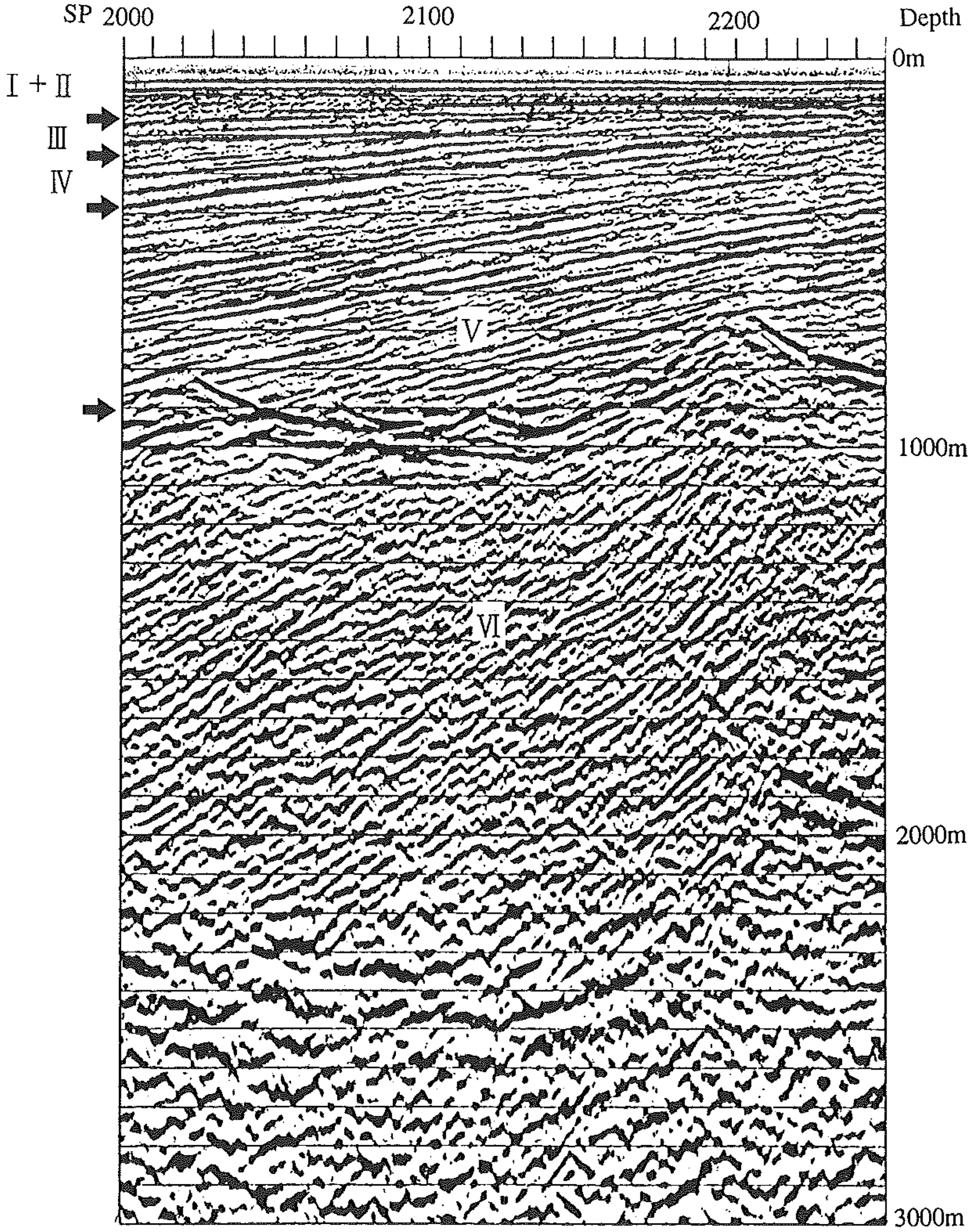

Fig. 2 An example of multi-channel seismic profile (HD-7). I to VI indicate the acoustic stratigraphic unit.

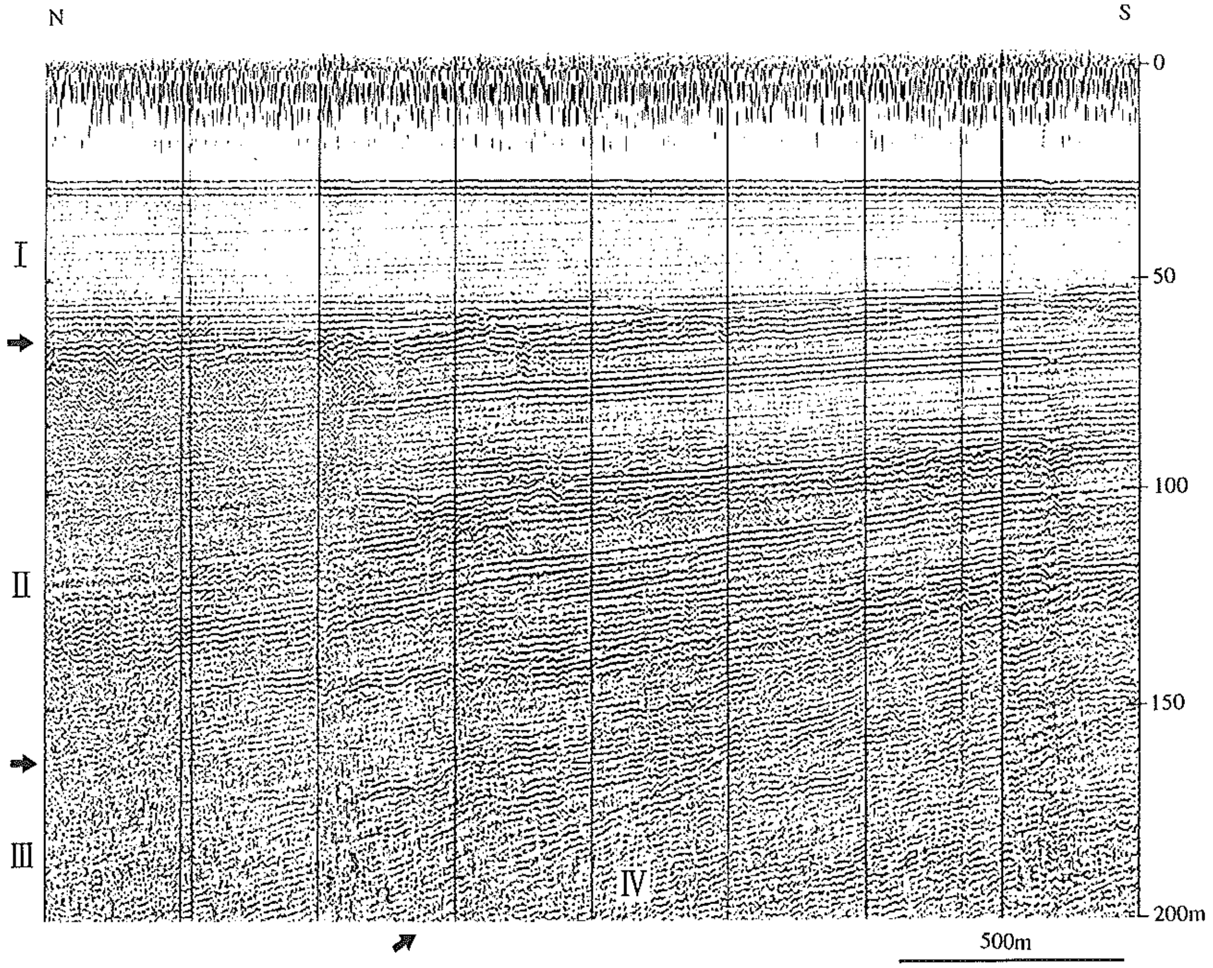

Fig. 3　An example of single channel seismic profile (SP 200 to 2190 in HD-7). The Vertical axis is displayed in meters on the assumption that the P-wave velocity is 1500 m/s. I to IV indicate the acoustic stratigraphic unit.

は同じくトウヒ層，スギ層，ノニオン層に，III層は同じくトガサワラ層，ハックスレイ層，アカガシ層，メロシラ層，ダイノ層，ラクノーサ層及び基底礫層に，IV層は泉南沖累層にそれぞれ対比される（以上の地層名は，中世古ほか，1984，による）．空港島累層のうちアカホヤ層は沖積層に，トウヒ層上部は天満層に，ノニオン層は大阪湾海成粘土のMa12に，トガサワラ層はMa11に対比される（中世古ほか，1984）．また，空港島累層の基底には不整合があり，これは満池谷不整合に相当するものと考えられている（中世古ほか，1984）．以上のことから，I層を沖積層に，II層を上部洪積層に，III層を大阪層群上部亜層群に，IV層を大阪層群中部亜層群にそれぞれ対比した．ボーリング調査では泉南沖累層の下限は不明であるが，音波探査では基盤との間にさらに1つの不整合が認められる．大阪層群の下位の層準には大きな不整合があって，この不整合をもって大阪層群は中部亜層群と下部亜層群とに細分される（藤田・笠間，1983）．したがって，IV層と不整合の関係で接するV層を大阪層群下部亜層群に，VI層を基盤に対比した．層序対比をTableに示す．

(2)　各測線における断面

今回の調査によって得られたマルチチャンネル反射法記録をFig. 4～10に，解釈断面図をFig. 11～17に示す．なお，本断面は記録を1/5に間引き水平方向を縮小したもので，垂直方向は5倍に誇張されている．

HD-1（Fig. 4，Fig. 5）

SP1560より東は，西に向かって層厚を増す緩く

Table Geological Correlation. Ages and geology on land area are after Nakagawa and Sano (1996).

Geologic Age	Absolute Age (ka)	Geology on Land		Stratigraphic Division in Osaka Bay
Holocene	10	Alluvium		I
Pleistocene	20	Diluvium		II
	200	Osaka Group	Upper Subgroup	III
	600		Middle Subgroup	IV
	1200		Lower Subgroup	V
Pliocene	1700			
	3000			
Pre-Pliocene		(Basement Rocks)		VI

傾いた堆積層が発達する．本断面においては，基盤と堆積層の境界は音響的には明瞭ではない．堆積層厚はSP1560付近では2800mに達する．SP1650付近より西では，地層は東に向かって傾く．深度1km以浅をみると，SP1880，1720，1620付近で地層の傾きが大きくなる．ここでは，それぞれが撓曲をなしているが，全体として見ると大きな一つの撓曲帯をなしている．SP1650～1700付近では基盤に比高差400m以上に達する段差が認められる．これが大阪湾断層に相当する．

HD-2（Fig. 6，Fig. 7）

SP1900より東では，西に向かって層厚を増す緩く傾いた堆積層が発達する．本断面においては，基盤と堆積層の境界は音響的には明瞭ではない．SP2010から2440の間の堆積層は水平かやや西に傾いているが，SP2010と1900の間は堆積層が大きく東に傾いた撓曲となっている．ここでの基盤上面は明らかに断層によって切られている．これが大阪湾断層で，基盤上面における垂直方向の食い違いは約1000mにも達する．

SP2460付近にも地層が東に向かって大きく傾く撓曲が認められる．この撓曲帯の西縁は明瞭で，本測線における断層（撓曲）面の見かけ上の傾斜は西傾斜67°で，断層の分布図（後述）にもとづく走向から真の傾斜を求めると，70°程度となる．

HD-3（Fig. 8，Fig. 9）

SP900より東では，西に向かって層厚を増す緩く傾いた堆積層が発達する．本断面においては，基盤と堆積層とは音響的に明瞭に識別される．基盤には比高200～300m，波長1.5～2km程度の起伏があり，その上をV層がアバットする．

SP2220付近とSP1700付近の堆積層は変形を受けている．このうち，後者については，下位の層準ほど変形が大きく，基盤上で120m程度の食い違いを生じている．

大阪湾断層と考えられる地層の変形域はSP600～800付近にあって，幅広い撓曲帯をなしている．このうち，変形が最も著しいのはSP700～750付近であるが，これより東でも地層は緩く東に傾いている．基盤の上面は断層近傍まで追跡され，その上面は大きく撓んでいるものの特に食い違いは生じてはいないように見える．

SP440～600の間は地層はほぼ水平となっているものの，さらに西のSP350～400の間は，堆積層は緩く西に傾いている．ただし，ここの基盤上にも明瞭な食い違いは認められない．

HD-4（Fig.10，Fig.11）

SP850より東では，西に向かって層厚を増す緩く傾いた堆積層が発達する．本断面においては，基盤と堆積層とは音響的に明瞭に識別される．基盤には比高100～200m，波長1km程度の起伏があり，その上をV層がアバットする．

SP820付近とSP780付近の基盤にはそれぞれ落差200m程度で東側が沈降する断層があり，上位の堆積層は，この2つの断層を覆って全体で一つの撓曲帯となっている．撓曲帯の西縁は明瞭で，ここで断層面の見かけの傾斜を求めると，V層で西傾斜84°，III～IV層で60°，真の傾斜を求めると，それぞれ85°，65°程度となる．

SP550～520の間にも東側が沈降する逆断層が認められる．断層の垂直方向の変位量は，基盤では約150mで，断層面は見かけの傾斜55°程度で西に傾いている．

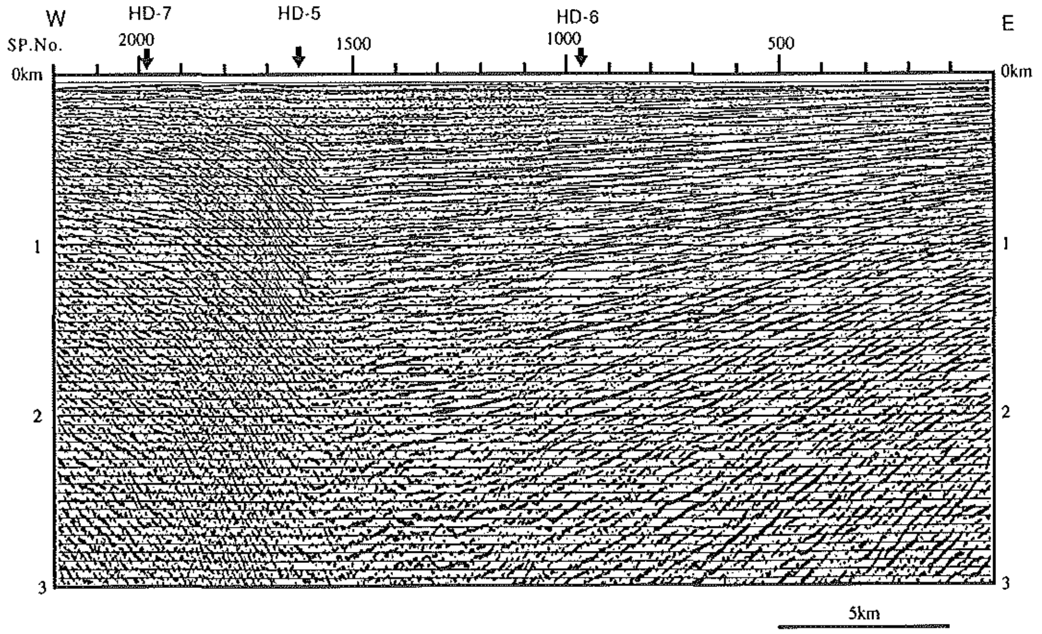

Fig. 4 Seismic profile on line HD-1 (depth section). Traces were thinned out at 1/5.

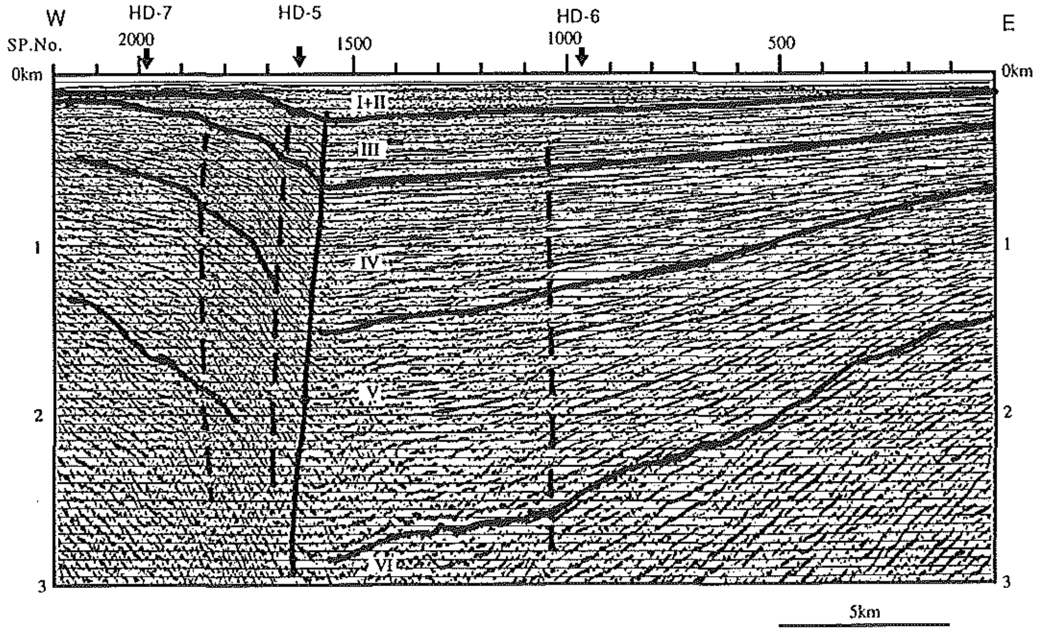

Fig. 5 Interaptions for the depth section of line HD-1. Vertical exaggeration is five times.

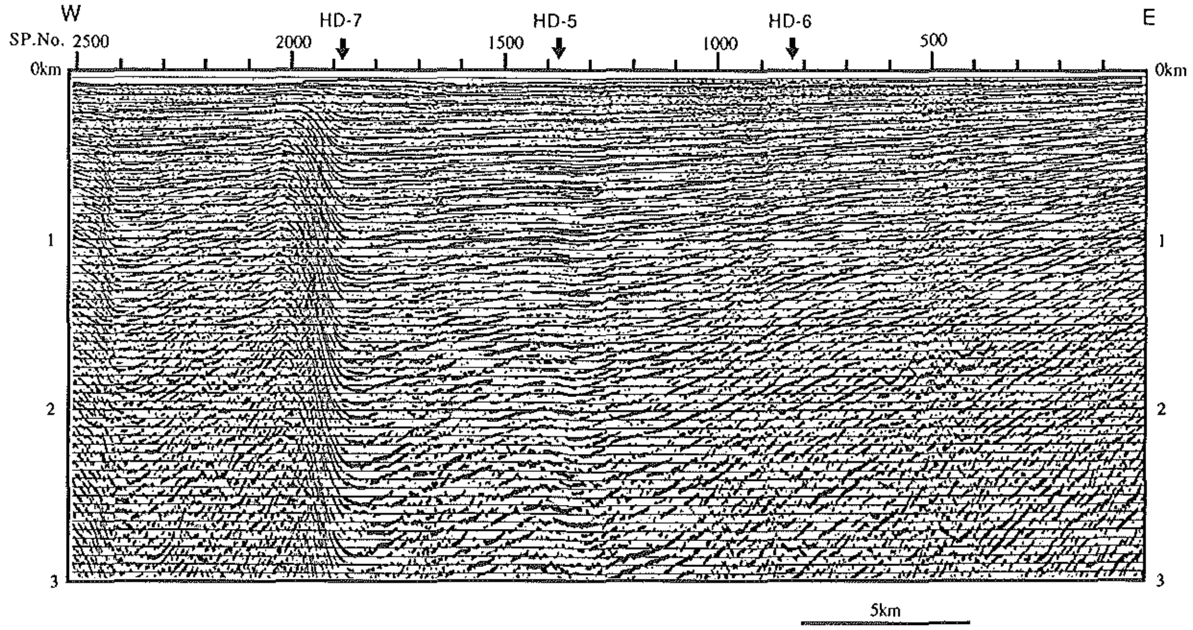

Fig. 6 Seismic profile on line HD-2 (depth section). Traces were thinned out at 1/5.

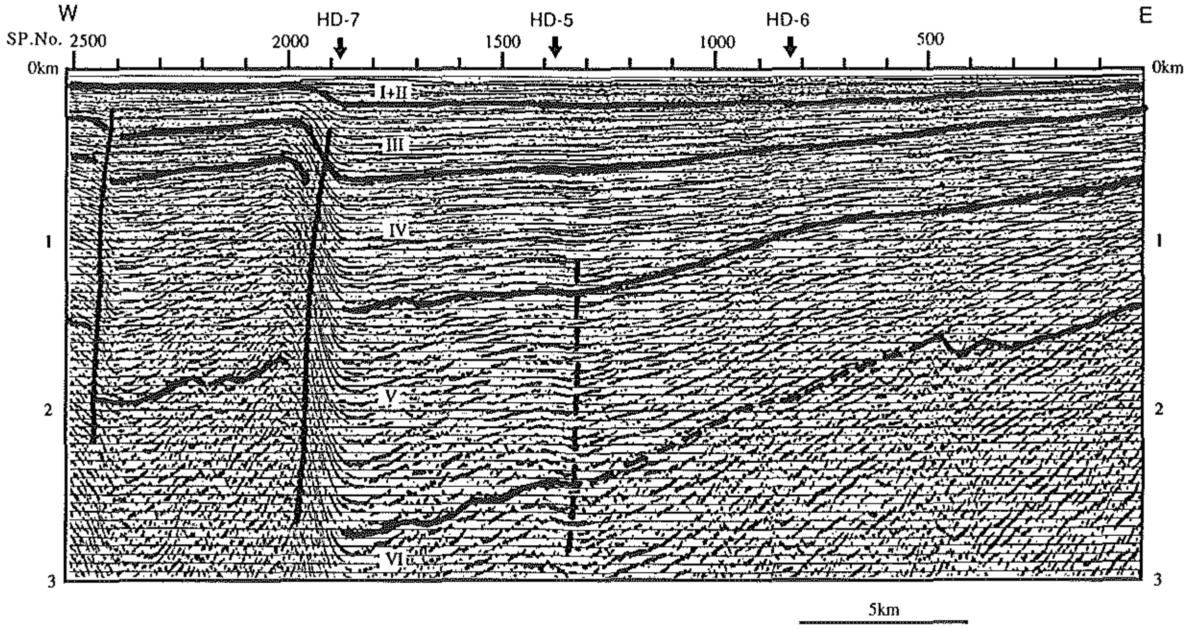

Fig. 7 Interaptions for the depth section of line HD-2. Vertical exaggeration is five times.

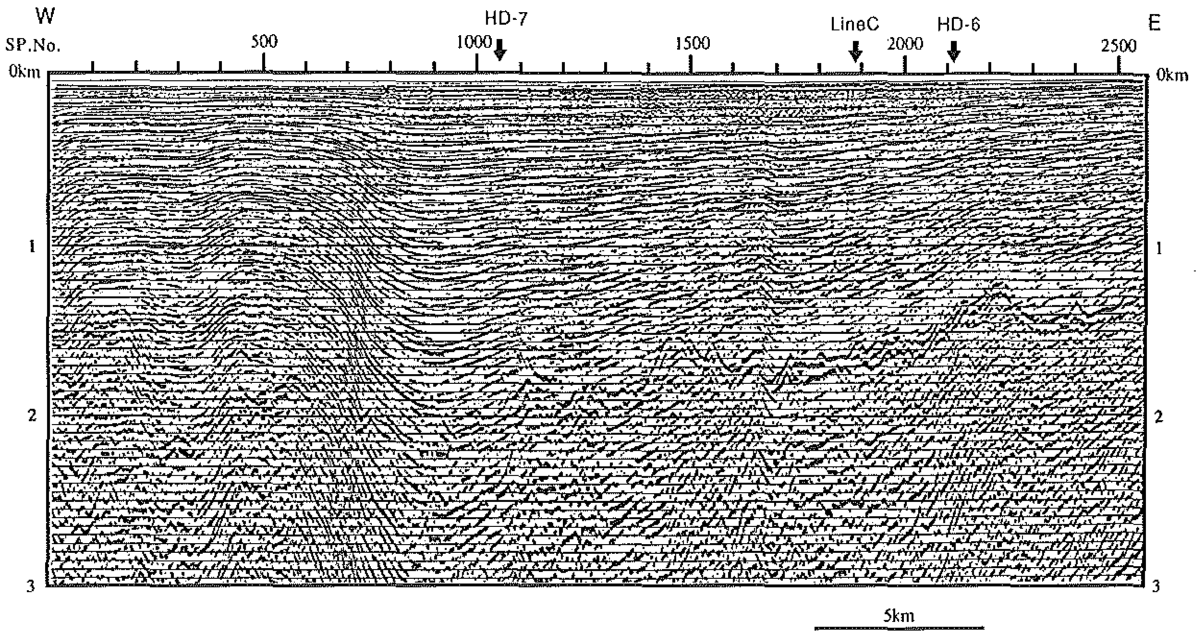

Fig. 8 Seismic profile on line HD-3 (depth section). Traces were thinned outat 1/5.

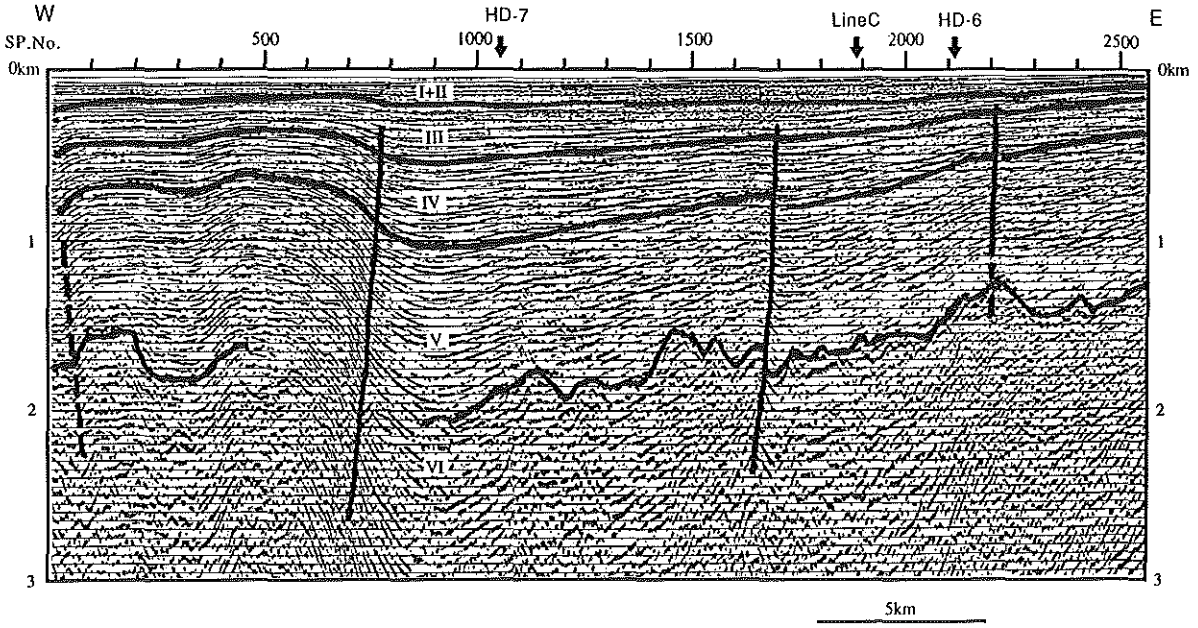

Fig. 9 Interaptions for the depth section of line HD-3. Vertical exaggeration is five times.

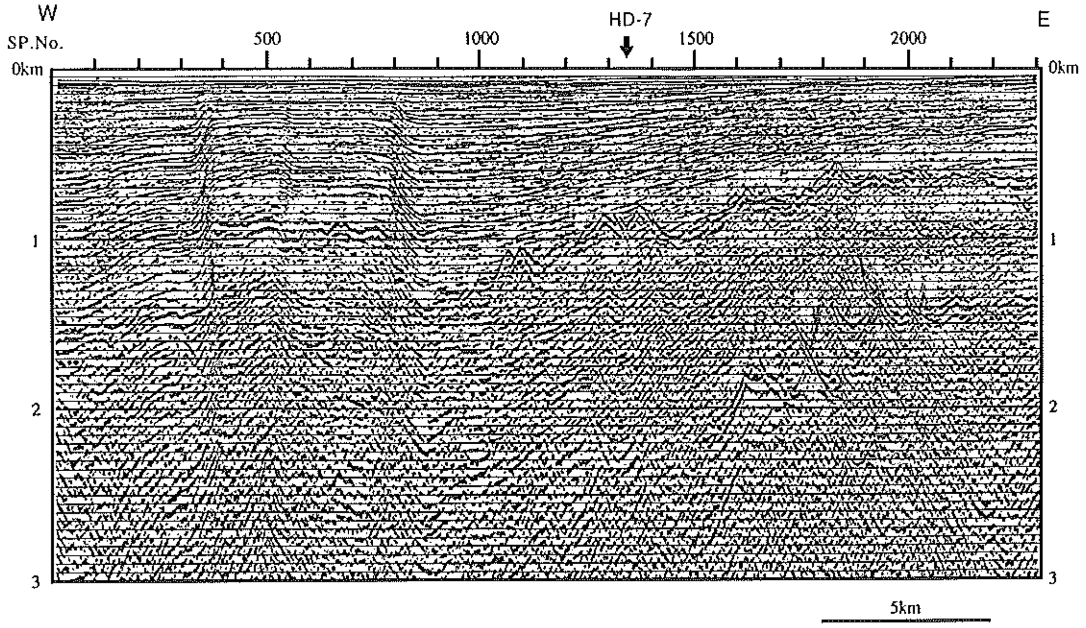

Fig.10 Seismic profile on line HD-4 (depth section). Traces were thinned outat 1/5.

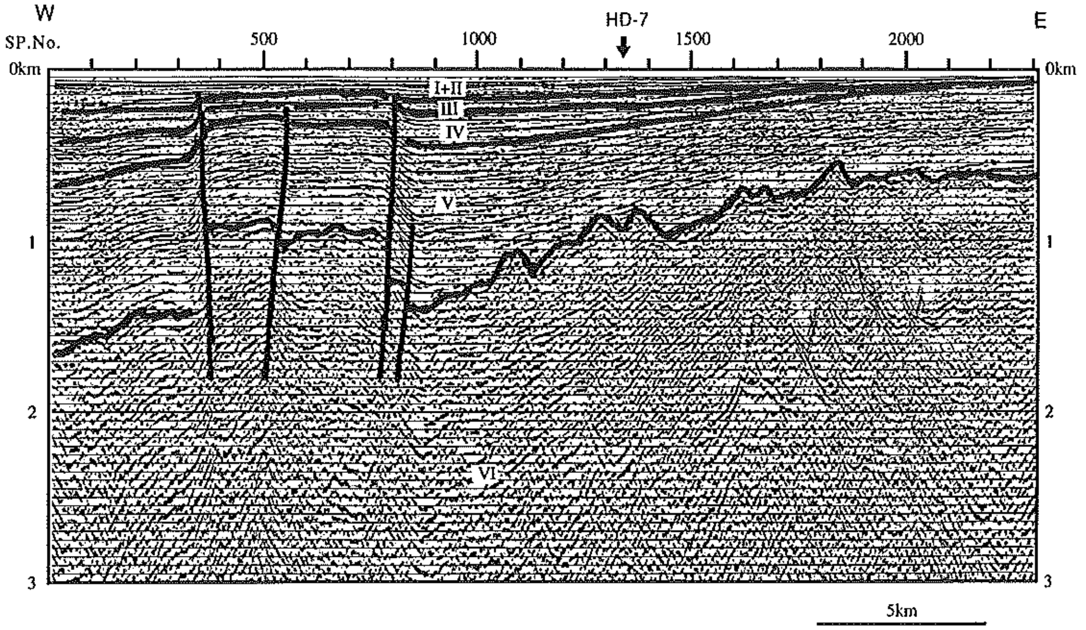

Fig.11 Interaptions for the depth section of line HD-4. Vertical exaggeration is five times.

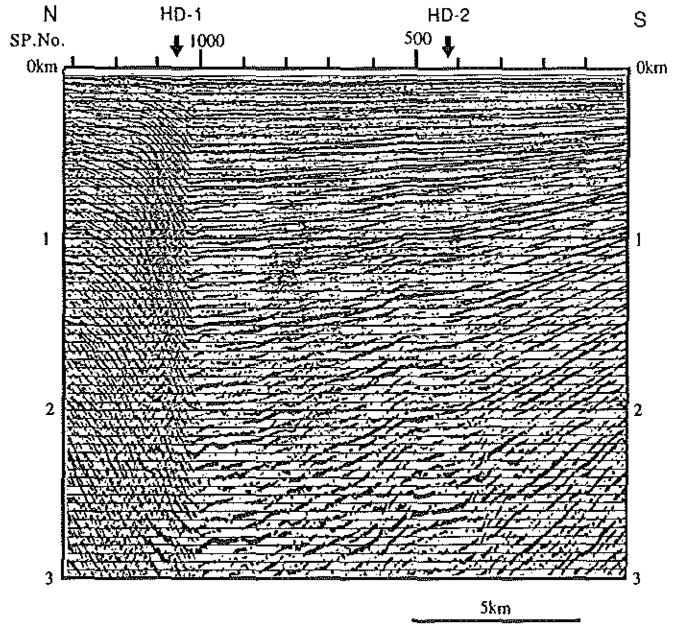

Fig.12 Seismic profile on line HD-5 (depth section). Traces were thinnedout at 1/5.

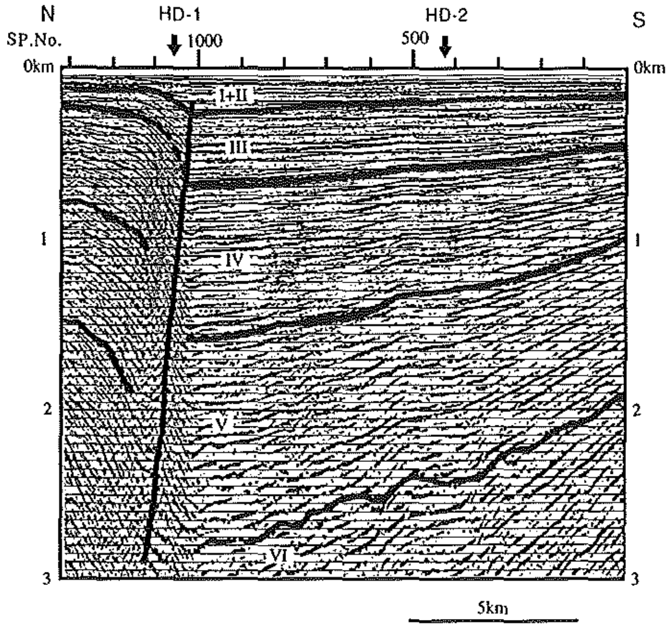

Fig.13 Interaptions for the depth section of line HD-5. Vertical exaggeration is five times.

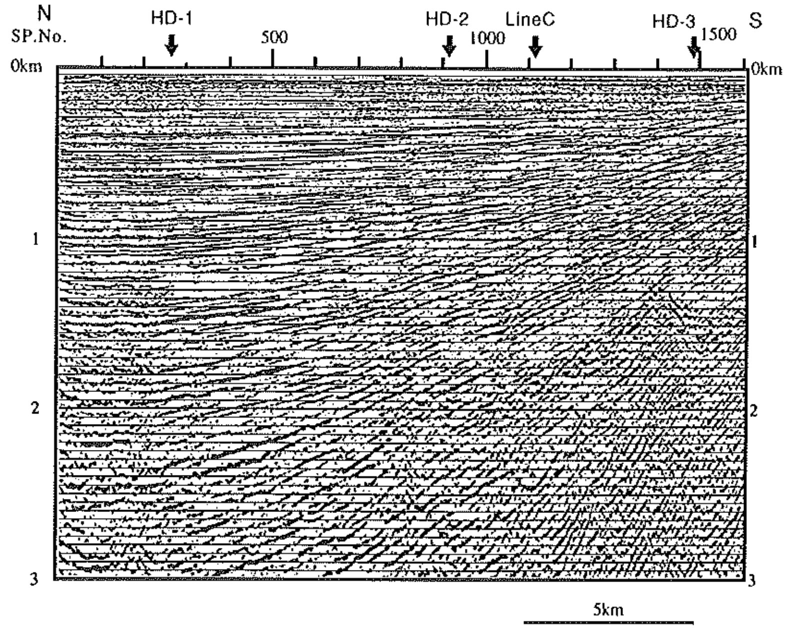

Fig.14 Seismic profile on line HD-6 (depth section).
Traces were thinned outatl/5.

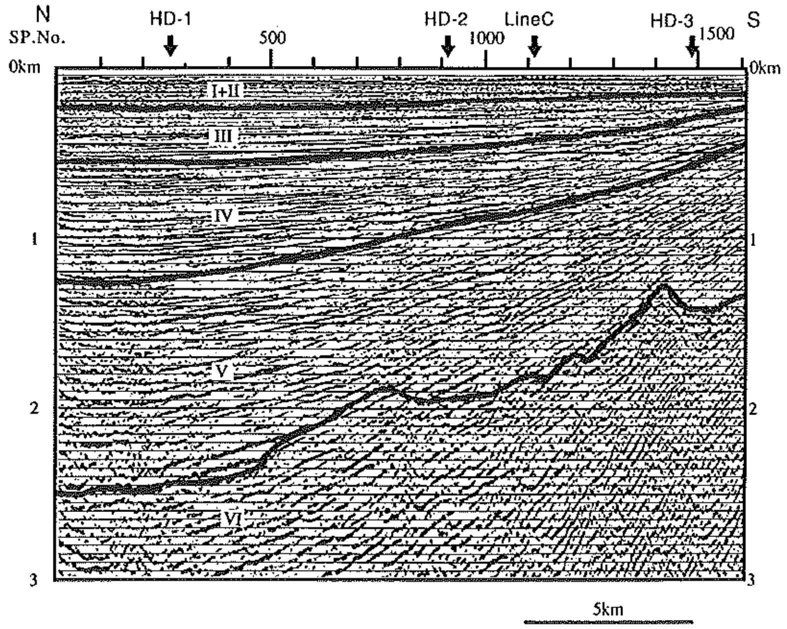

Fig.15 Interaptions for the depth section of line HD-6. Vertical exaggeration is five times.

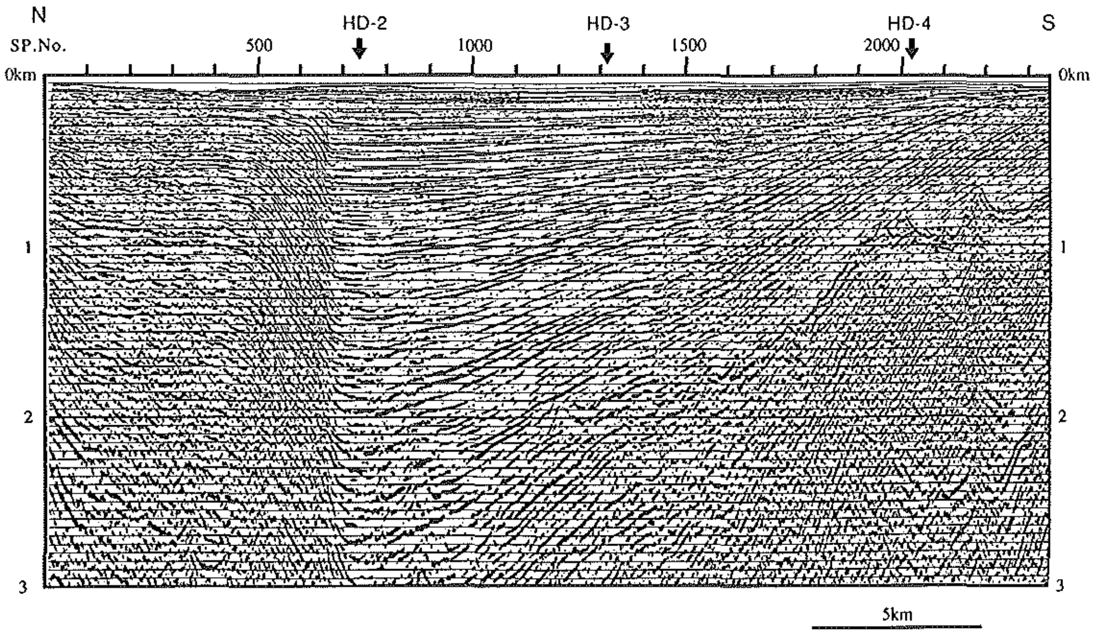

Fig.16 Seismic profile on line HD-7 (depth section). Traces were thinned out at 1/5.

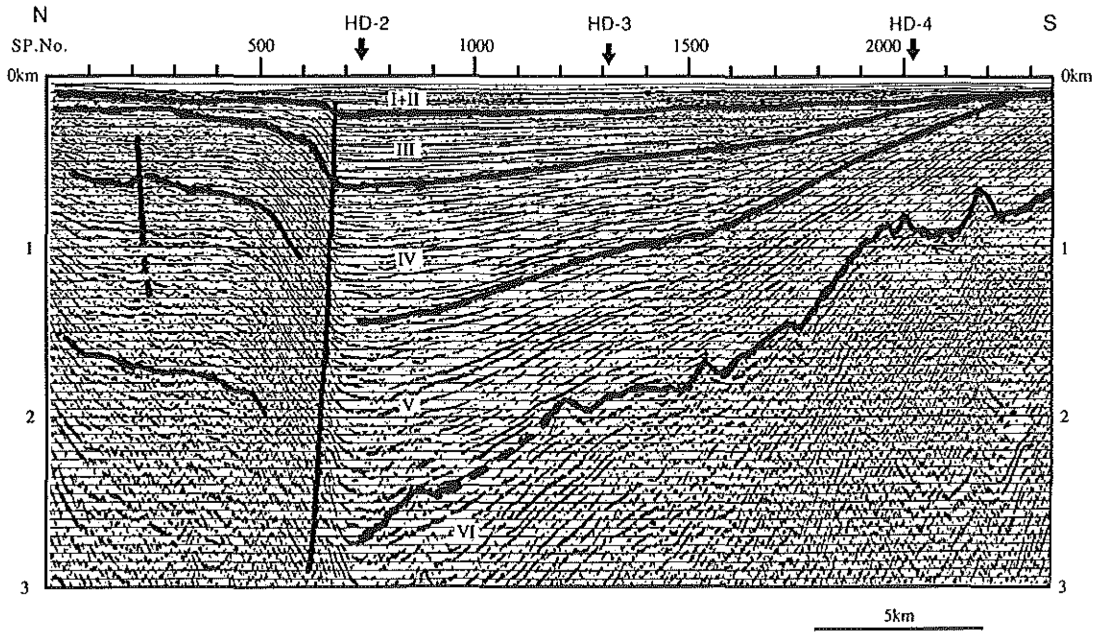

Fig.17 Interaptions for the depth section of line HD-7. Vertical exaggeration is five times.

SP380～320には，西側が沈降する逆断層が認められる．断層の変位量は基盤上面で500mである．撓曲帯の東縁は明瞭で，断層（撓曲）面の見かけの傾斜は東傾斜80°であり，真の傾斜もほぼ80°である．シングルチャンネル反射法探査記録（Fig. 20）によれば，この断層によってI層（沖積層）まで変形を受けている．

HD-5（Fig.12，Fig.13）

本断面においては，基盤と堆積層とは音響的には識別しにくい．SP1020より南では，北に向かって層厚を増す緩く傾いた堆積層が発達する．SP1020より北では堆積層は南に向かって緩く傾く．このうち，SP1150～1220の間は地層の傾斜が大きく，撓曲帯となっている．

HD-6（Fig.14，Fig.15）

堆積層は北に向かって緩く傾斜する．本断面においては，基盤と堆積層とはSP1100付近までは音響的に比較的明瞭に識別されるものの，それより北では音響的には識別しにくくなる．堆積層中に傾斜不整合が明瞭に認められる．SP1430付近に比高300m程の基盤の高まりがあって，V層がアバットする．

HD-7（Fig.16，Fig.17）

堆積層は北に向かって緩く傾斜する．本断面においては，基盤と堆積層とはSP1200以南では音響的に比較的明瞭に識別されるものの，それより北では音響的には識別しにくくなる．南部では堆積層中に傾斜不整合が明瞭に認められる．基盤上には比高200m程の高まりがあって，V層がアバットする．

大阪湾断層がなす撓曲はSP500～670の間にある．ただし，単調に地層が撓んでいるのではなく，SP540付近と610付近に傾斜が変化するところがある．

SP500より北では堆積層はほぼ水平ないしやや南に傾いているが，SP220付近において相対的に北側が沈降する小さな断層が認められる．

4．地質構造

大阪湾では，岩淵ほか（1995）により，潜在する断層の分布が明らかにされている．ただし，彼らの探査深度は海底下数百m程度までに過ぎず，検出された断層が必ずしも基盤の動きを反映したものとは言えない可能性がある．一方，今回の調査では測線密度が不十分であり，断層分布についてはよく判らない．このため，岩淵ほか（1995）が示した断層（撓曲）のうち，今回の調査において基盤上でも断層として認められたものをFig. 18に示す．なお，マルチチャンネル反射法探査記録によれば，撓曲の幅は広い所では2.5kmにも達するため，平面図には堆積層の変形が認められる領域の前縁を表した．

各断面記録から検出された断層（撓曲）の大部分は，下位層ほど変位量が大きく，いわゆる変位の累積性が認められる．これらは，上位の堆積層では撓曲となっているため断層面ははっきりしないものが多い．しかし，撓曲帯の幅が狭いものでは，相対的隆起側における地層の変形境界は明瞭で，断層面の音波探査断面から断層面の傾斜を求め得るものもある．断層はいずれも85°～65°程度の高角の逆断層であった．

検出された断層のうち，大阪湾断層とHD-4測線で検出された西落ちの断層（津名沖断層，仮称）について以下に述べる．

(1) 大阪湾断層

岩淵ほか（1995）は大阪湾断層の全長を32km程度としていた．しかし，今回の調査では大阪湾断層はHD-4測線よりもさらに南に続くことが明らかになったので，全長は37km以上に達することになる．

大阪湾断層は，大阪湾の北岸に近いHD-1測線では明瞭であるが，津名の沖合にあたるHD-3測線では，幅の広い撓曲となってしまい，断層として追跡することが困難となる．しかし，それより南のHD-4測線では，再び幅の狭い撓曲として認識できる．

大阪湾の北岸に近いHD-1測線では，大阪湾断層は基盤上面での落差400mの逆断層として認められ，上位の堆積層では幅広い撓曲となっている．ここでは，幅広い撓曲帯の中で単調に堆積層の傾

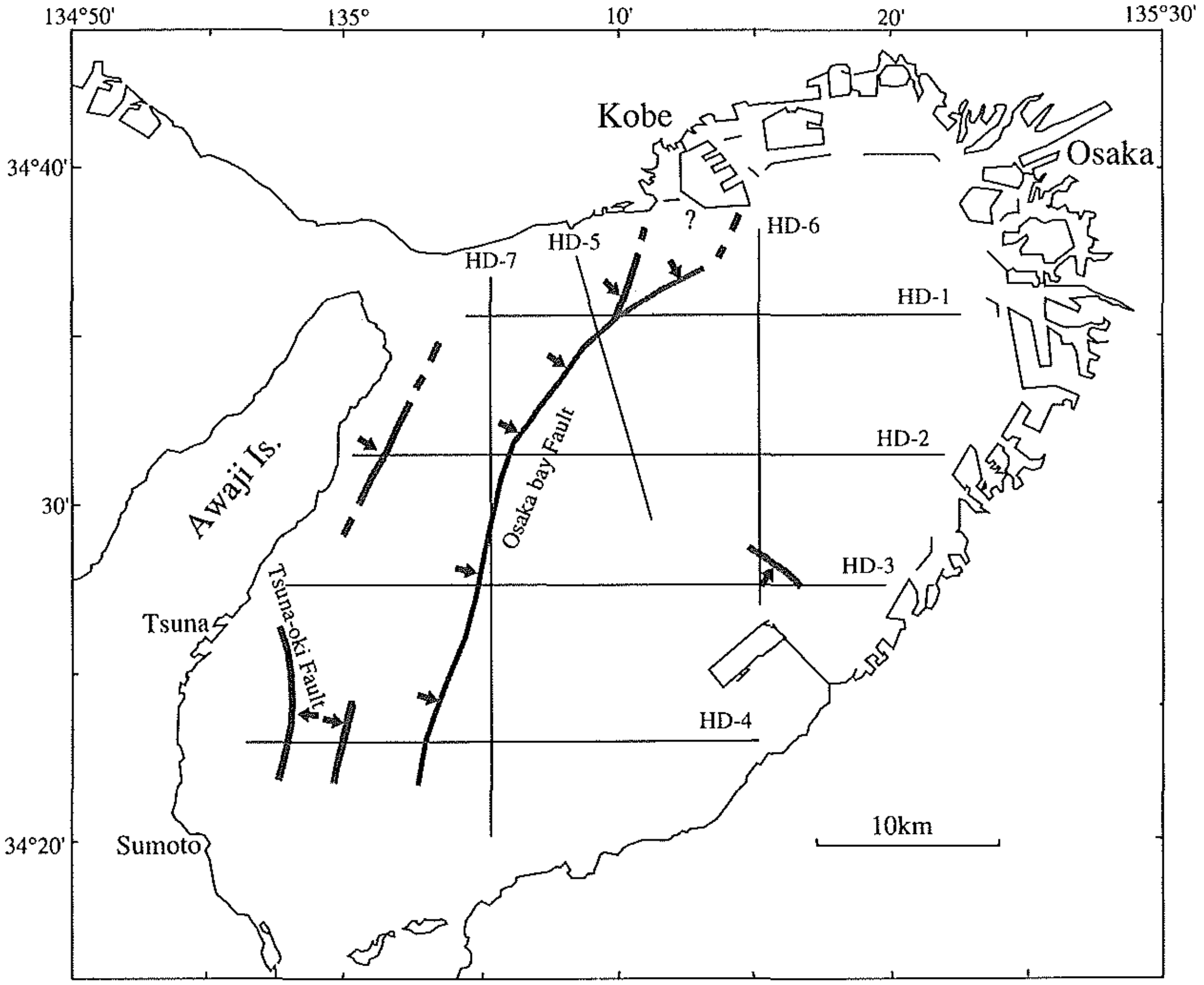

Fig.18 Fault distributions on the basement in Osaka bay.

斜が増しているのではなく，幾つかの場所で傾きが急に変わっている．HD-1測線よりも北で得られたシングルチャンネル探査記録(Fig.19, 岩淵ほか，1995）によれば，大阪湾断層の北東部は全体としては幅広い撓曲で，この中に小さな撓曲がいくつか含まれていることが分かる．大阪湾断層は，基盤上では断層，中深部では幅の広い撓曲，さらに上位では幅の広い（波長の長い）撓曲の上に，幅の狭い（波長の短い）撓曲が載っている．

(2) **津名沖断層（仮称）**

HD-4測線のSP380～320付近に認められた断層である．今回の調査では1測線において検出されたのみであるが，岩淵ほか（1995）によれば，北北西―南南東の走向をもつ．横倉ほか（1998）のGS-11測線のSP1190付近に認められる南西落ちの断層，GS-12測線のSP150付近に認められる南落ちの断層がこれに相当するものと考えられる．津名沖断層の延長上の淡路島では，南西落ちの活断層である育波断層(確実度I, 活動度C級；活断層研究会，1991）が位置し，その南には同じく南西落ちの活断層である志築断層(確実度I, 活動度B級；活断層研究会，1991)が併走している．松田（1990）は，1）5km以内に他の活断層のない孤立した長さ10km以上の活断層，2）走向方向に5km以内の分布間隙をもってほぼ一直線にならぶほぼ同じ走向の複数の断層群，3）5km以内の相互間隔をもって併走する幅5km以内の断層群，4）その断層線の中点の位置が主断層から5km以上離れている走向を異にする付随断層あるいは分岐断層，を一連の断層系と見なし，一つの大地震に対応する単位であると考えた．松田（1990）の基準によれば，津名沖断層は育波断層や志築断層

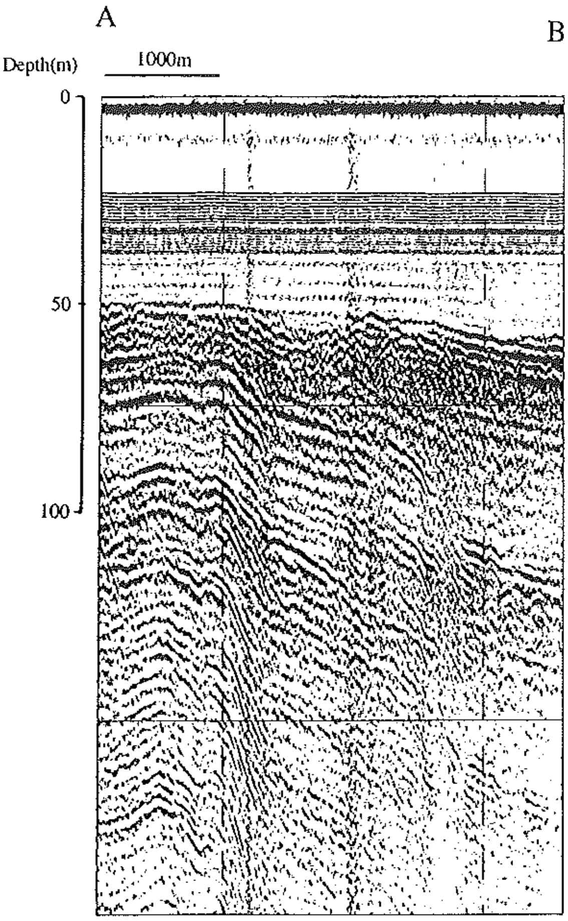

Fig.19 Single channel seismic record on the northern part of the Osaka bay Fault (after Iwabuchi et al., 1995).

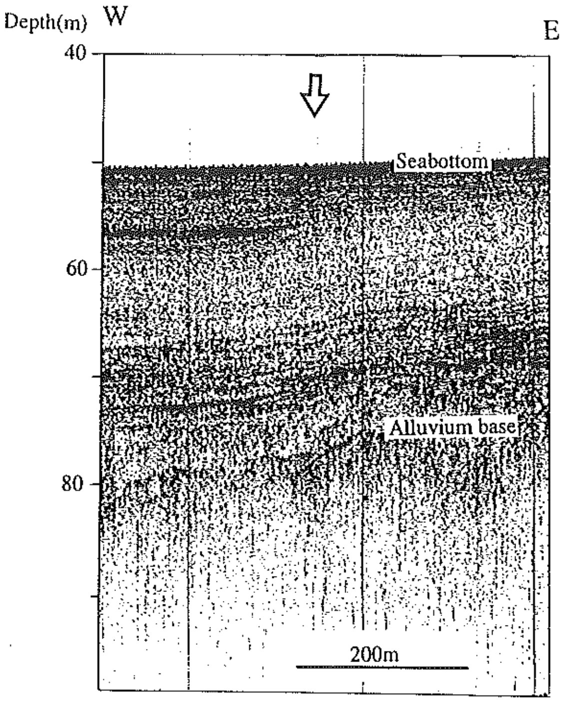

Fig.20 Single channel seismic profile (Sono-probe record) on the off Tsuna fault in HD-4 (SP330 to 370).

と一連の断層系ということになり，断層系全体の延長は少なくとも15km以上に達する．

なお，本断層では沖積層に対比されるI層にも変形が認められる（Fig.20）．

(3) 基盤の形状と堆積盆

今回得られた反射法断面記録に基づいて基盤の形状及び各層の層厚を求めた．なお，兵庫県南部地震以降，大阪湾では多くの機関が調査研究を実施しており（平田ほか，1995，横倉ほか，1996，1998，井川ほか，1996，藤田・佐野，1996，など），測線が互いに交差するものも多い．これらの研究では，深度断面作成にあたっては，マルチチャンネル反射法処理過程において得られた重合速度に基づいている．探査深度に比べオフセット距離の短いマルチチャンネル反射法探査において得られた重合速度は，誤差をかなり含んでいるため，独立して行われたこれら研究の間では測線の交差点における時間断面では反射面は一致するものの，深度断面では反射面深度が1～2割ほども食い違うことがあり（Fig.21），統一的な基盤深度図の作成は現状では困難である．このため，本研究の基盤深度図の作成にあたっては，他の研究において得られている深度断面は用いていない．

本研究において得られた基盤深度図をFig.22に示す．

大阪湾の北西部にあたる神戸市須磨の南沖12km付近が最も基盤が深く，深度は2700m以上に達する．大阪湾の基盤は，南東に緩く北西に急な非対称な形状となっている．基盤の最深部から南東に向けては単調な斜面となっているが，西に向かう斜面には，淡路島に沿って北東一南西に続く基盤の急傾斜部があるなど，複雑な形状をしている．大阪湾の南東部の基盤上に比高300m以下の小さな高まりがあるが，調査密度が不十分なため，その分布や延びについては推定の部分が大きい．

また，各断面記録における層序区分に基づき，

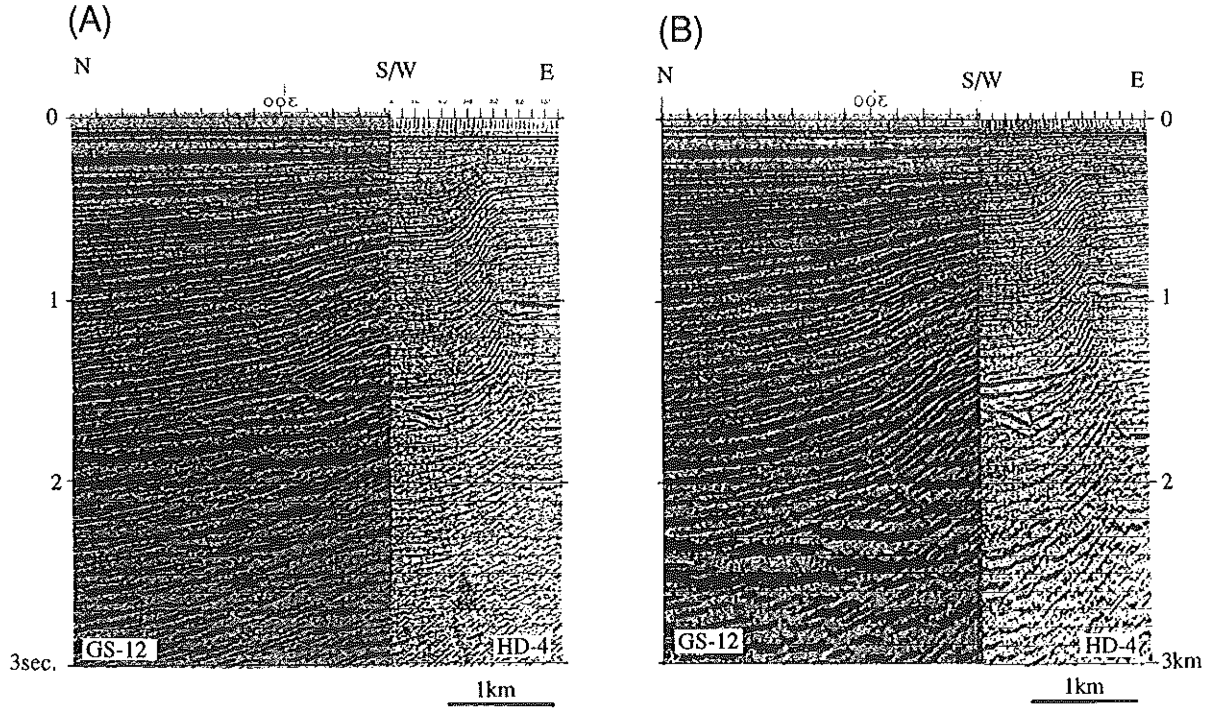

Fig.21 Comparision of HD-4 to GS-12 on the cross point. (A) : time sections, (B) : depth sections. Profiles of GS-12 are after Yokokura et al. (1998).

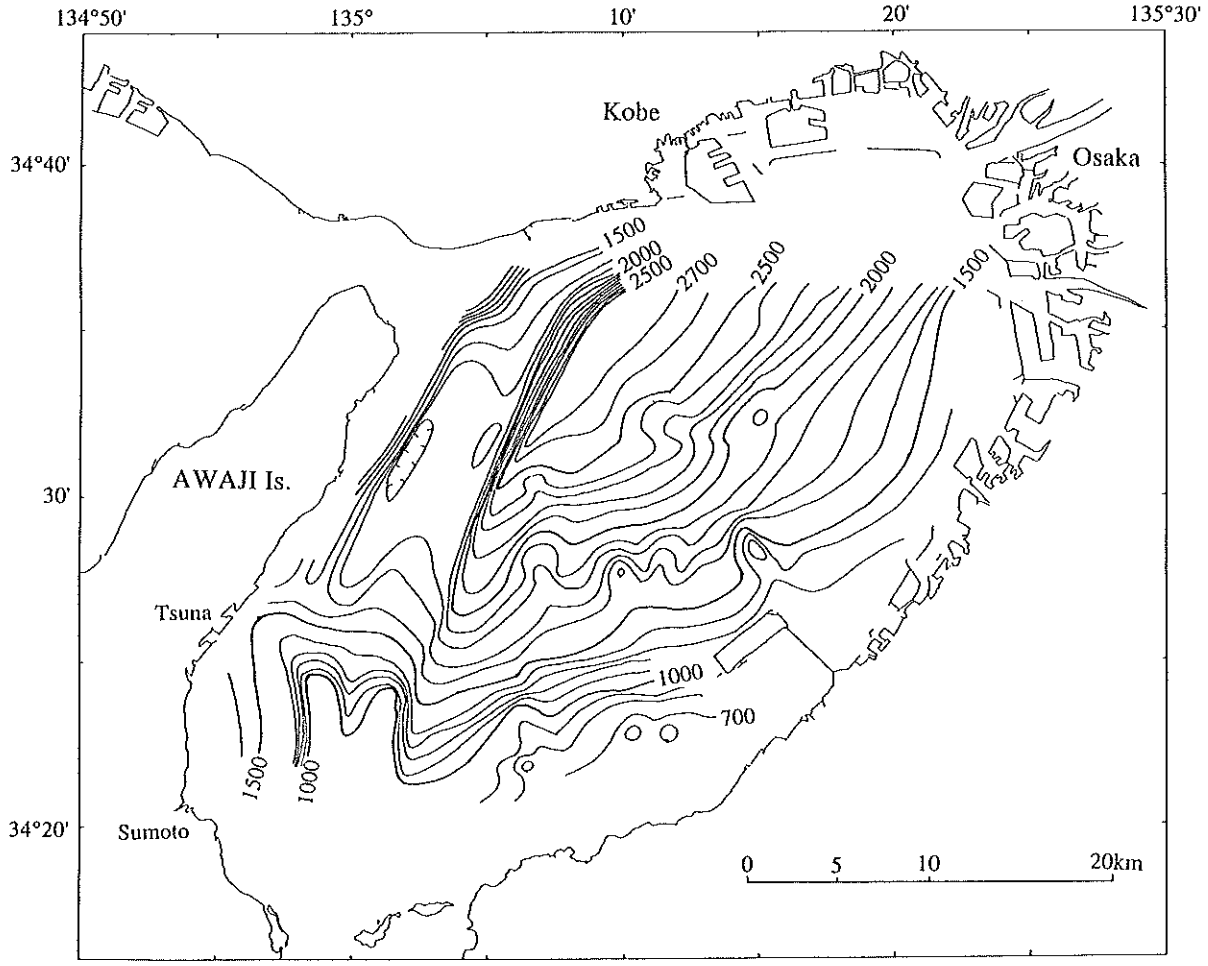

Fig.22 Basement contours in Osaka bay. Contour interval is 100m.

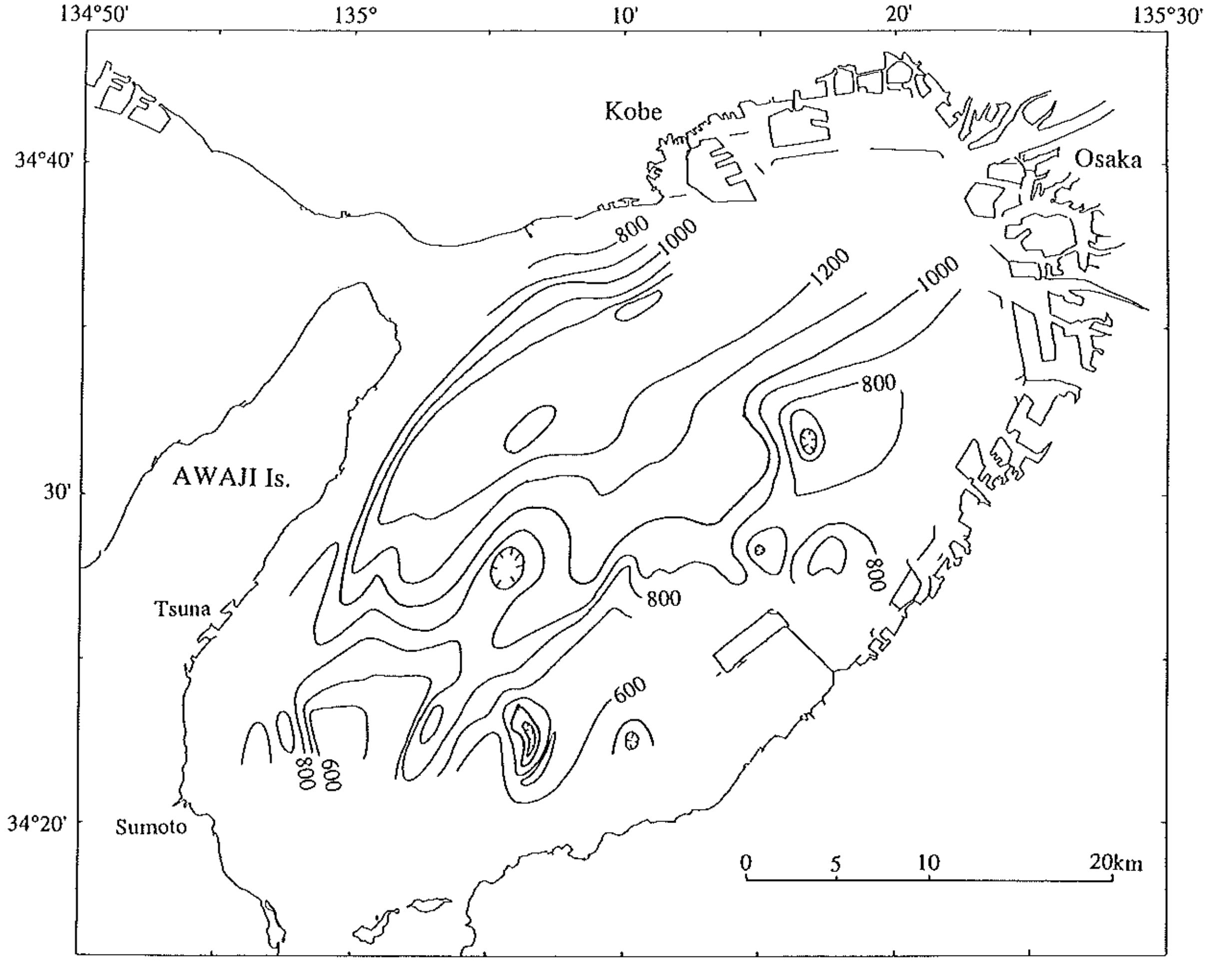

Fig.23 Isopack of the unit V. Contour interval is 100m.

各層の等層厚図を作製した．Fig.23に大阪層群下部亜層群に対比されるV層の，また，Fig.24に大阪層群中部亜層群に対比されるIV層の等層厚図を示す．大阪層群は浅海成層及び淡水成層からなるので，二千数百mにも達する厚い堆積層の存在は，この場所にあった深い堆積盆が埋積されたのではなく，堆積盆の沈降に伴って堆積物が堆積していったことを示す．

IV層の層厚分布は，基盤深度と同じパターンを示している．堆積の中心は基盤の最も深い大阪湾断層の下盤側近傍に位置し，断層の上盤側では堆積はあまり進んでいない．この著しく非対称な層厚分布は，IV層堆積時には現在見られるような構造運動が既に生じていたことを示している．一方，V層の層厚分布を見ると，堆積の中心は大阪湾断層付近に位置しているものの，層厚は大阪湾断層を挟んで比較的対称に分布する（Fig.23）．これは，V層堆積時には，現在大阪湾断層が位置する付近を向斜軸として，大阪湾の基盤が緩やかに変形し，沈降していたことを示している．

IV層とV層の堆積の中心が異なることは，堆積盆の発達を考える上で重要である．大阪堆積盆地は，最初から断層によって盆地が形成されたのではなく，藤田（1983）の指摘のように，当初は基盤の可塑的な変形により沈降していたが，後に可塑的な変形の限界を越えて基盤に断層を生じたのであろう．断層が生じたIV層の堆積以降は，変形は断層部に集中することになるので，基盤の沈降は断層に沿っておきることになる．ただし，IV層より上位層でも，大阪湾断層の北西側の堆積層が断層に近づくにつれやや層厚を増していることは，堆積盆の基盤変形の大部分を断層が受け持っているものの，堆積盆全体の沈降も続いていることも示している．

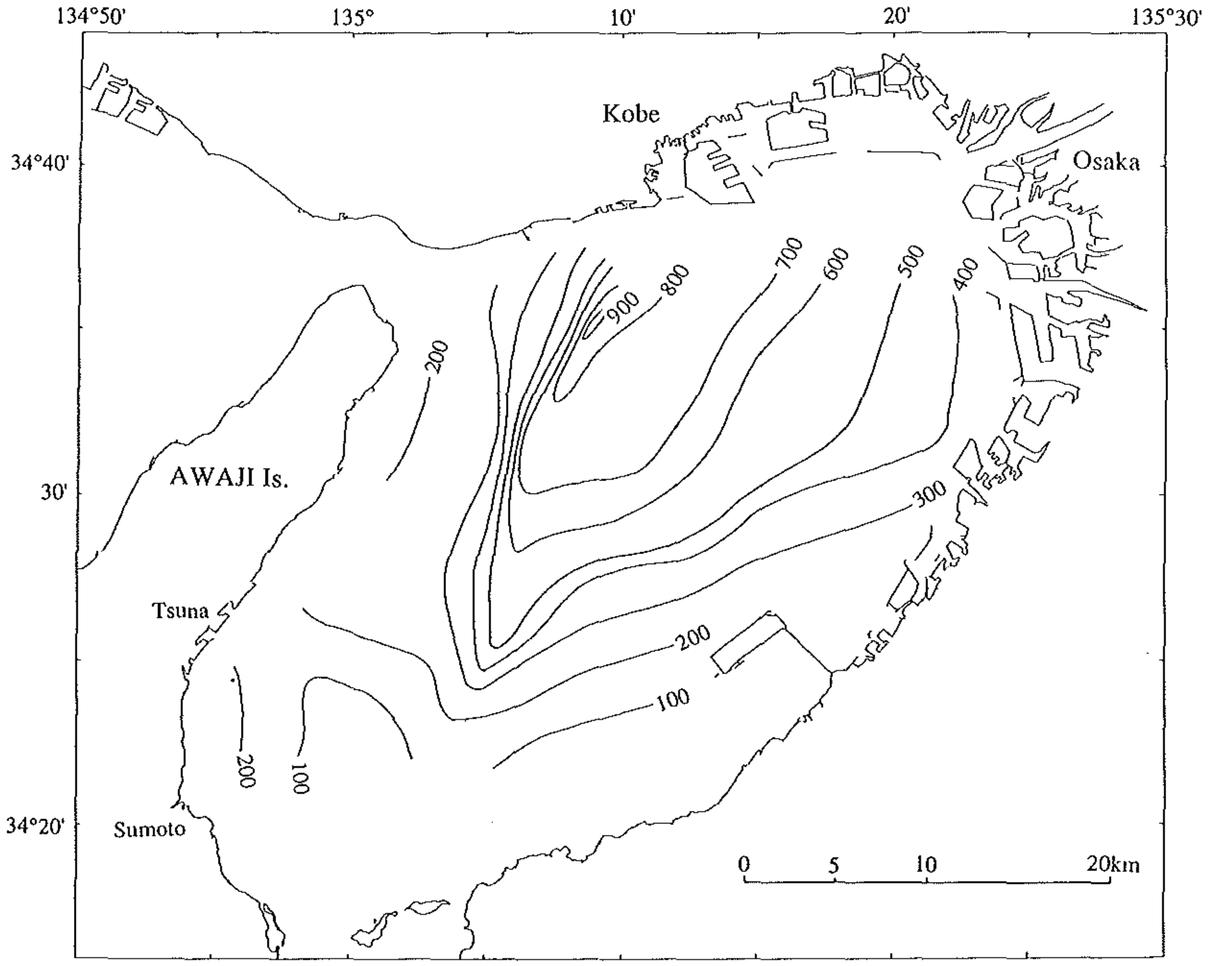

Fig.24 Isopack of the unit IV. Contour interval is 100m.

大阪層群下部亜層群に対比されるV層は，鮮新世末期から更新世前期までの約200万年にも及ぶ間の堆積盆の様子を示している．鮮新世までに大阪堆積盆地の基底をなす基盤が浸食・削剥を受けて準平原化し，後に沈降して大阪層群下部亜層群の堆積が始まった(藤田，1983)．V層は神戸市須磨の南12km付近が最も厚く，最大1300mにも達する（Fig.23)．

5．音響層序に基づく断層の活動度の推定

反射法探査記録によれば,大阪湾断層付近では,断層の東側の地層の方が西側に比べ系統的に埋積深度が深く，津名沖断層においては，断層の西側の地層の方が系統的に埋積深度が深い．また，断層を挟んで下位の層準ほど埋積深度は大きく食い違っている．これは，断層運動が過去から継続していることを示している．断層を挟んだ地点における地層の深度の違いは，断層運動による変位だけでなく，堆積基底面としての原地形や，地層の削剥，圧密の問題などの原因も考えられる．削剥については主に隆起側が削剥されるので，埋積深度差を小さくする要因であり，圧密については堆積層の厚い方がより沈降するので，埋積深度差を大きくする要因である．原地形面の起伏については，現在の海底地形から類推すれば，海釜などでない限り距離が数km離れていても深度差は10m程度なので，断層を挟んだ地層の埋積深度差に比べかなり小さいとは考えられるものの，詳細は良く判らない．以上の3つの要素をそれぞれ見積もることは困難なので，本論では地層の埋積深度差が断層運動に起因するものと仮定し，断層の垂直成分の平均変位速度を推定した．

大阪湾断層については，HD-2測線において断層を挟んで各層の埋積深度について比較した

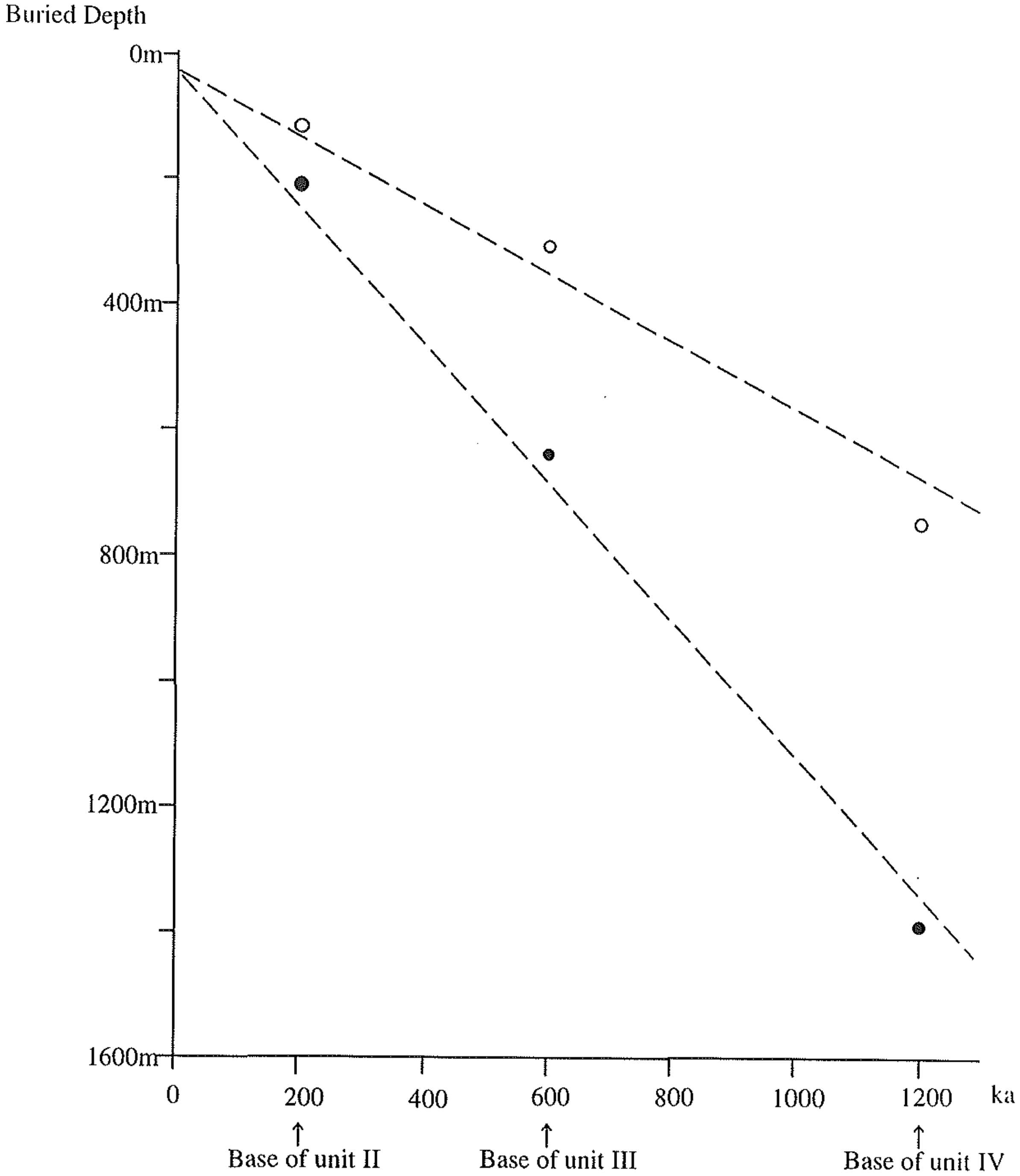

Fig.25 Burried depth of the each unit to the adjacent of the Osaka bay fault. Comparision of burried depth. Black circles are at SP1960 and open circles are at SP2150 in HD-2. The absolute ages are after Nakagawa and Sano (1996).

(Fig.25)．HD-2測線のSP1960地点(Fig.25の●)とSP2150地点(Fig.25の○)における各層の基底の深度は図のようにプロットされる．断層を挟んでII層の基底深度は約100mほど食い違っている．中川・佐野(1996)に基づき，II層(洪積層)の基底を200kaとすると，更新世後期以降に0.5m/kaの割合で垂直方向の食い違いを生じてきたことになる．同様にIII層(大阪層群上部亜層群)の基底を600kaとして見積もると0.6m/ka，IV層(大阪層群中部亜層群)の基底を1200kaとして見積もると0.6～0.7m/kaとなる．これはB級中～上位の活動度に相当する．大阪湾断層では沖積

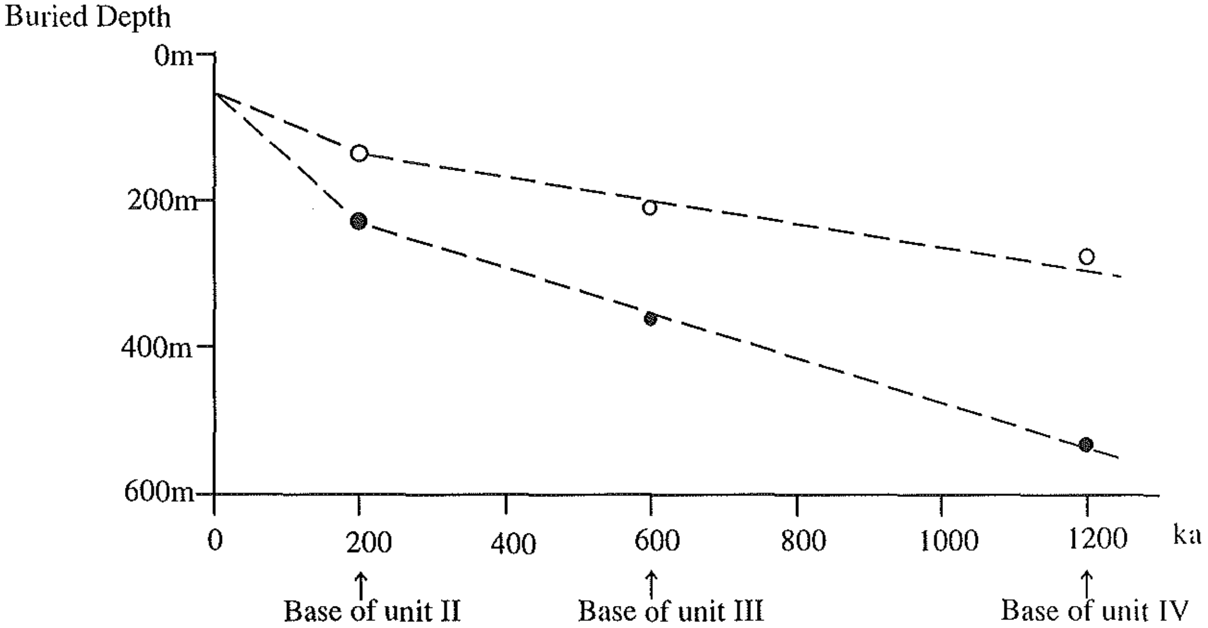

Fig.26 Burried depth of the each unit to the adjacent of the off Tsuna fault. Comparision of burried depth. Open circles are at SP300 and black circles are are at SP400 in HD-4. The absolute ages are after Nakagawa and Sano (1996).

層の中上部まで撓曲している（岩淵ほか，1995）ことから，最新の活動時期が完新世であることは間違いない．荒木ほか（1996）は，大阪湾断層の下盤側では，約3000年前，1700年前，800年前に堆積速度が一時的に変化したことを報告しており，これが大阪湾断層の活動時期を示している可能性がある．

津名沖断層についても，断層を挟んで地層の深度差をについて検討した．HD-4測線における断面においてSP300とSP400における地層基底の海面からの深度を比較する（Fig.26）．津名沖断層では，II層の基底を基準とすると約0.4m/ka，III層の基底を基準とすると0.2m/ka，IV層の基底を基準とすると0.2m/kaの割合で食い違いを生じてきたと考えられる．これはB級下位～中位の活動度に相当する．津名沖断層でもI層（沖積層）上部に撓曲が認められることから，完新世に活動していると考えられるものの，その時期についてはよく分からない．

六甲変動は更新世中期になって激しくなったと考えられている（藤田，1983）．今回の調査の結果に基づくと，津名沖断層は，更新世中期以降に活動度がやや大きくなった可能性があるが，大阪湾断層は更新世前期から現在まで同じ程度の活動度だったと考えられる．

6．まとめ

大阪湾には，大阪湾断層をはじめとする過去から繰り返し活動してきた断層がいくつか伏在することが確認された．このうち，大阪湾断層は延長が最も長く37km以上ある．津名の沖合にも断層が認められた（津名沖断層）．津名沖断層は，淡路島中部にある北北西一南南東走向の断層系と一連の断層系であると考えられる．

大阪堆積盆地の西半にあたる大阪湾では，鮮新世末に淡路島の北東沖から神戸の南岸沖にかけて，北東一南西を軸として基盤が可塑的に変形・沈降し，厚い堆積層が形成された．更新世前期には基盤の変形は，ついに断層を形成するに至った．断層の形成後も沈降運動が続き，現在では基盤の深さは2700m以上に達している．大阪湾断層では，断層運動は断層が形成された更新世前期以降同じ程度の活動度で続いているが，淡路島に近い津名沖断層では断層運動は，更新世の後期になって活

動的になっている可能性がある.

本論は主に7測線における反射法探査記録に基づいている. 大阪湾の北西部では, 多くの研究者によって反射法探査がなされているが, それぞれの研究における深度変換断面は必ずしも一致しない. 今後, 詳細かつ正確な速度構造が明らかにされ, これらに基づく統一的な再検討が期待される.

謝　辞

本調査の実現には海上保安庁水路部の方々の努力によるところが大きい. 作業の実施には国際航業株式会社の方々の助力を頂いた. また, 第五管区海上保安本部の方々には作業の円滑な実施のためのご配慮を頂いた. 以上の方々に深く感謝いたします.

参 考 文 献

荒木龍介・石丸恒存・藤原治, 1996, 神戸沖に見られる大阪湾断層の完新世における累積変位について, 地球惑星科学関連学会予稿集, 672.

早川正巳・森喜義・鎌田清吉・藤田和夫, 1964, 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究, 地調月報, **15**, 1-28.

平田直・伊藤谷生・佐藤比呂志・岩崎貴哉・篠原雅尚・吉井敏剋・池田安隆・嶋本利彦・村田明広・山北聡・宮内崇裕・狩野謙一・飯高隆・酒井慎一・津村紀子・吉本和生・荒井良祐・関根真弓・朴成実・浅沼俊夫・蔵下英司・三浦誠一・一ノ瀬洋一郎・酒井要・橋本信一, 荻野泉・井川猛・清水信之, 1996. 淡路島横断反射・散乱法地震探査（TASP）(2), 地球惑星科学関連学会予稿集, 38.

堀家正則・竹内吉弘・鳥海勲・藤田崇・横田裕・野田利一, 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2, **48**, 37-49.

堀家正則・竹内吉弘・今井智士・藤田崇・横田裕・野田利一. 井川猛, 1996, 大阪平野東部における地下構造探査, 地震2, **49**, 193-204.

藤田和夫, 1968, 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動—, 第四紀研究, **7**, 248-260.

藤田和夫, 1983, 日本の山地形成論, 蒼木書房.

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

藤田和夫, 1996, 近畿の第四紀テクトニクスから見た兵庫県南部地震—神戸の地震に“六甲変動”を見た—, 地質ニュース, 490, 7-13.

藤田和夫・佐野正人, 1996, 阪神・淡路大震災と六甲変動. 科学, **66**, 793-805.

市原実・市川浩一郎・山田直利, 1986, 岸和田地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅), 地質調査所.

井川猛・川中卓・清水信之・阿部進・横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗, 1996. 1995年兵庫県南部地震震源域周辺の深部反射法調査について, 物理探査, **49**, 420-434.

IKEBE, N.and K. HUZITA, 1966, The Rokko Movements, the Pliocene-Pleistocene Crustal Movements in Japan. Quaternaria, 8, 277-287.

入倉孝次郎, 1996, “震災の帯”をもたらした強震動, 科学, **66**, 86-92.

岩淵洋・春日茂・穀田昇一・沖野郷子・志村栄一・長田智, 1995, 大阪湾西部の海底活断層. 海洋調査技術, **7**, 11-19.

岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川猛・大西正純, 1994, エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震2, **46**, 395-403.

岩崎好規, 1995, 物理探査による大阪盆地構造, 物理探鉱, **48**, 451-462.

香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見晋, 1990, 発破実験より推定される大阪堆積盆地構造, 地震2, **43**, 527-537.

活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東大出版会.

松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の

地震分布図. 地震研彙報, 65, 289-319.

NAKAGAWA, K., K. RYOKI, N. MUTO, S. NISHIMURA and K. ITO, 1991, Gravity anomaly map and inferred basement structure in Osaka plain, central Kinki, south-west Japan. J. Geoscience. Osaka City Univ., **34**, 103-117.

中川康一・大阪市立大学阪神大震災学術調査団, 1995, 地震害と地盤, シンポジウム「阪神淡路大震災と地質環境」論文集, 232-237.

中川康一・佐野正人, 1996, 大阪盆地の地下構造と地盤特性, 阪神・淡路大震災報告書：(解説編), 84-99, 地盤工学会阪神大震災調査委員会.

中世古幸次郎・竹村恵二・西脇一二・中川要之助・吉谷正和・山内守明, 1984, 大阪湾泉州沖海底地盤の層序, 関西空港地盤地質調査報告書（中世古幸次郎編), 災害科学研究所, 279-282.

杉山雄一・寒川旭, 1996, 大阪平野に伏在する上町断層の反射法弾性波探査, 平成７年度活断層調査概要報告書, 地質調査所研究資料集259, 57-62.

戸田茂・中川康一, 三田村宗樹・西田智彦・山本栄作・寺田祐司・宇田英雄・横田裕, 1992, 大阪平野中央部における反射法地震探査Ｉ—大和川（遠里小野—矢田）—, 日本応用地質学会研究発表会予稿集, 189-192.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一. 川中卓, 1996. 1995年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造について（概報), 物理探査, **49**, 435-451.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一. 川中草・阿部進, 1998. 大阪湾における反射法深部構造探査, 地調月報, **49**, 571-590.

吉川宗治・町田義之・寺元光雄・横田裕・長尾英孝・梶原正章, 1987, 反射法地震探査による大阪市内の深部構造調査, 地震学会講演予稿集, No. 2, B31.