

護岸内側は約50cmほど相対的に沈下し、護岸自体も少し沈下したようです。テトラポット群のない通常の船着場は海側へせり出し、岸壁内側では2m以上も陥没していました。

《ケーソン岸壁基底部の液状化・流動化》

地震直後の神戸港では、多くの岸壁が崩壊・水没し、コンテナや自動車などが海中に流出・漂流し、また海底にも沈み込んだので、港を使用するのが難しくなりました。そのため海上保安庁水路部の岩淵さんらは、これらの障害物を発見するための掃海作業にあたったのですが、その作業の中で、海底の岸壁基底付近の状況について、貴重な記録を残してくれました。以下、岩淵さんほか(1995)の報告書(注1)から引用します。

『図5・4は、1月27日に得られた神戸港第1南防波堤付近のサイドスキャンソナー記録である。この記録から防波堤の構造、すなわち、基底部には2段の粒径の大きな捨て石があり、基礎工上部にケーソンが設置されていることがわかる。捨て石の周囲の海底がやや黒く見えるのは、地盤の強度を増すために、床掘後、粗粒砂に置き換えられているためである。この中で注目されるのは、防波堤の基部に白い斑点の列が認められることである。この斑点の大きなものは径が数mに達し、クレーター状となっている。クレーターの高まりは比較的粗粒で、内部の凹地は細粒の物質が埋めている(図のA)。これらは、防波堤前面のリップルマークの上にも認められる(図のB)こ

写真5-2-液状化・流動化が起きた墓地



多くの墓石は転倒寸前で立っている(西宮市上田墓地)
(写真5-2,5-3:千葉県地質環境研究室)

とから、この斑点やクレーターの形成は極めて新しいものであることが推定され、形成時期や細粒物質の分布、形状などから考えて、これらが海底における液状化により形成されたものであると判断される。

海底での液状化は、防波堤のような独立した構造物の周囲だけでなく、岸壁等の周囲でも同じように認められ、噴出した物質が大きな高まりを形成しているところもある(図5・5)。図5・6では、突堤先端部のケーソンが側方移動し、前面の海底に「しわ」を形成しているのが認められる。なお、この突堤では、側方移動した岸壁の内部(陸部)にも音波が到達しているように見えるが、これはこの岸壁が沈水したためである』

さきの写真5・1では、ケーソン継ぎ目から砂礫が海底に漏れ出しているのが見られましたが、この岩淵さんらの音波探査では、ケーソン基底の置換砂が液状化・流動化している様子うかがえます。なお図5・5は、摩耶埠頭第1突堤の基底付近の状況です。この岸壁は、前述のように岸壁の移動がなく、岸壁内側で陥没・沈下がみられたのですが、内側の液状化層は岸壁外側の海底へ噴出し、そこで高まりをつくっていることがわかります。

《神戸地域と芦屋以東との沈下量の違い》

この地域全体の液状化・流動化現象を、構造物の抜け上がりから推定された沈下量の分布という点から見てみますと、大局的には、芦屋市を境にして、西の神戸地域と東の芦屋以

写真5-3-芦屋断層上の墓地



99%以上の墓石が転倒している(東灘区森北町5丁目)

東の地域とでは明らかな違いがあらわれています(図5・2A, 図5・3A, 図5・7)。

神戸地域の埋立地では広範囲にわたって20~30cmの沈下があり、さらに護岸付近の人工地層の縁辺部や船着場の突堤などでは、陥没を伴う1m以上の局所的な著しい沈下がみられます。埋立地や人工島などでは、この大きな沈下は、岸壁から20~50m離れたところでは1m以上の沈下、岸壁から50~100m離れた範囲でも50cm以上沈下しています。

岸壁内側の最大沈下量も、ポートアイランドで470cm、六甲アイランドで470cm、御影浜町・住吉浜町で約160cm、魚崎浜町で260cm、深江浜町で300cmと大きく沈下しています。そして多くの突堤では、先端部で著しい沈下がみられ、そのうちの約半数が海中に水没していません。築地町の兵庫突堤では先端部で3m以上、新港町の新港第4突堤では約3m、小野浜町の突堤では最大4m、摩耶埠頭では最大390cm、青木埠頭・神戸商船大学の船着場では約2m、それぞれ沈下しています。

なお、埋立地周辺の自然地層の分布域についてみると、新在家や御影本町などの強震動被害の大きかった地域では5cm程度沈下していますが、それ以外の神戸地域では沈下はほとんど認められません。

一方、芦屋市から東の地域になると、護岸内側での陥没を伴う1mを超える著しい沈下はほとんど見られなくなります。そうはいっても、埋立地では広い範囲で10~30cm以上の沈下が起きています。そして西宮市の今津浜や鳴尾浜の高層住宅地区、尼崎市の東海岸町の一部などでは、局所的に50cm程度の大きな沈下がみられます。以上のように、神戸地域と比べてみますと、芦屋市から東の地域では沈下様式が明らかに違っています。

《芦屋以東の液状化・流動化現象》

また噴出物についても、芦屋以東では明らかな違いがみられます。神戸地域では、砂をあまり伴わずに大量の泥水だけが噴出したり、あるいは非常に勢いで巨礫が噴出するというような、前例のない現象がみられます。しか

し、芦屋以東になるとこうした現象は見られません。噴砂口や亀裂ができ、そこから多量の砂や水が噴出しているのがほとんどで、従来の液状化・流動化現象で見られたものと変わりません。旧河口域や旧河道跡で液状化被害が発生しているのも、これまでの経験と共通しています。

建物の破損の仕方についても同様で、芦屋以東の液状化・流動化発生域では、支持力を失った液状化層によって、家屋が傾き、不等沈下するケースがほとんどです。その典型が尼崎の築地地区で、この地区には古い家屋が多く、傾いたり、沈んだりしてほとんどの家屋が被害を受けているのですが、全壊した家屋は一軒もないのです。ここでは、地震動は液状化層をつくりながら、同時に地震動のエネルギーが液状化層に吸収されている。液状化することにより、地層が液体状になるので強い揺れがそこに吸収され、地表には強い揺れがそのまま伝わってこないで、液状化層特有の揺れに変わっているのです。

墓石や石碑は、単体で独立して建っているもので、その場所での地震時の揺れを比較的良好に反映します。写真5・2は、武庫川河口右岸にある上田墓地の地震直後の状態、写真5・3は甲南女子大学東側の芦屋断層上の墓地（東灘区森北町5丁目）での状況です。

多くの砂が噴出し、液状化・流動化した上田墓地では、墓地東側半分にある306基の墓石のうち272基は、傾いてはいるものの転倒寸前の状態で立っています。また傾かず直立している墓石が22基もあり、転倒した墓石はわずかに12基を数えるだけです。一方、芦屋の墓地は、液状化・流動化や地盤沈下とは直接関係がない段丘上に位置し、強震動をまともに受けたため、99%の墓石が一瞬にして転倒してしまいました。

このように、液状化・流動化発生域では、地震波のエネルギーが液状化・流動化層の形成に使用され、また液状化層によってS波（横波）が減衰し、その分、強震動の影響が低減していったと推定されます。

④神戸・阪神間の地盤変動

地震に伴う地盤変動には、液状化・流動化による地盤沈下以外に、沖積層（とくに沖積粘土層）の地層収縮による地盤沈下、さらには地殻変動による先沖積層の隆起・沈降などがあり、変動量は、これら要因の総合された結果としてあらわれます。神戸・阪神間から大阪平野にかけての地盤変動については、国土地理院による一等水準点の変動調査が地震前では1990年7～11月に、地震後では地震直後の1995年1～3月に行われ、その結果が公表されています。

図5・8は、地震の影響がほとんど認められない姫路のJ425(不動点)から西大阪までの一等水準点の上下変動です。これを見ますと、大まかには、明石市のJ439から神戸市のJ446までは隆起傾向を、J447以東からは沈下傾向を示し、隆起から沈降へと大きな変動のギャップがみられる地点はJ446付近にあります。

沈下傾向にあるJ447以東では、神戸市内でわずかに隆起を示す部分もみられ、隆起・沈降が混在していますが、西宮市のJ460以東から西大阪までは一様な沈下が見られます。そうした中で、J452、J456、J459は、周囲とは非調和的に大きな沈下を示しています。

図5・9は、上記水準点のうち、明石市のJ439以東の各水準点の位置を地質図上に示したものです。この図で、水準点変動と地質環境の関係をみますと、隆起から沈降へと変動様式が大きく転換するJ446付近には、六甲断層系の横尾山断層と須磨断層が存在します。第四紀の六甲変動以降、六甲断層系を境に山地側が隆起し、平野側が相対的に沈降していますから、今回の地震前後の変動分布は大局的には六甲変動と調和的です。

J447以東の神戸地域では、沖積層の層相は礫

図5・8—国土地理院一等水準点の地震前後の上下変動(姫路～西大阪間)

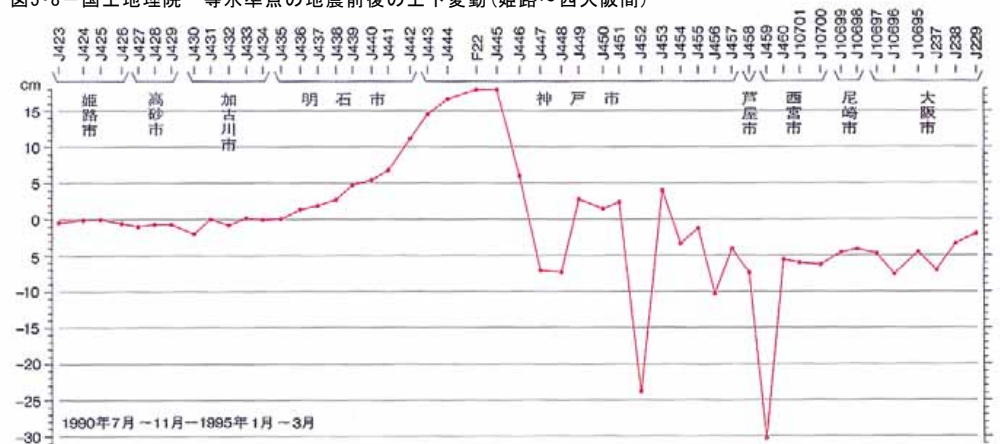
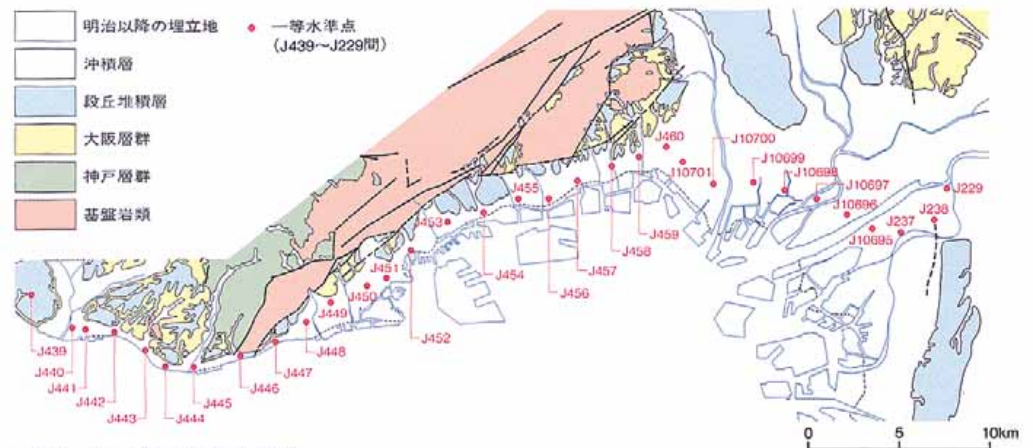


図5・9—国土地理院一等水準点(J439～J229間)位置と地層分布(地質図は市原ほか, 1991による)



〈図5-8, 5-9: 千葉県地質環境研究室〉

層・泥層・扇状地成の砂礫層・砂層など、場所ごとに様々ですが、各水準点は、こうした層相とは関係なく隆起・沈降しています。沖積層も厚くはなく、主要地域には沖積粘土層がほとんど分布しません。この地域は強震動域にあるので、これらの水準点の上下変動には、先沖積層の変動の影響が強く反映されている可能性があります。

一方、周囲とは非調和的に大きな沈下を示したJ452, J456は、液状化・流動化分布地にあり、この沈下は、液状化・流動化が主原因と考えられます。なお夙川沿いに位置するJ459の大きな沈下については、その原因を確定できるデータが見当たりません。

⑤西宮～大阪の地盤沈下

西宮から東に向かうにつれて、神戸地域とは違って沖積層および沖積層中の海成粘土層は次第に層厚を増し、大阪平野地下には、厚い難波累層(沖積層)が広範囲に分布します。今回の地震は、神戸・阪神間だけでなく、大阪平野にも広く影響を及ぼしましたから、西宮～大阪の低地帯では、広域にわたって液状化地盤沈下ならびに沖積層収縮による地盤沈下が発生しました。しかもこの地域は、過去に地下水の大量揚水によってすでに大きな地盤沈下を経験していて、その回復がのぞめない地域です。そうした状態に追い打ちをかけるように、今回の地震が起きたわけです。

《西宮市の地盤沈下》

西宮市の一等水準点の変動については、西宮

市環境保全課(1995)により、過去の変動データも含めて公表されています。測量は、地震前が1991年12月、地震後では1995年6月に行われており、地震前後の地盤沈下の状況を知ることができます。それが図5・12で、この図には地層分布、難波累層(沖積層)の層厚、液状化・流動化分布をあわせ示しました。

図で地盤沈下をみますと、低地帯では全体的に沈下していますが、とくに臨海部では5cm以上、さらには10cm以上の大きな沈下域が広がっています。図5・10は、これらの沈下した場所の過去の水準点変動の経緯です。1964年から観測が始まり、1964～1974年の10年間で最大25cmと大きく沈下し、1974年以降は横ばい状態が続いています。それが今回の地震により、一瞬のうちに大きく沈下し、その沈下量は1960年代の年間沈下量を大きく上回り、数年間分の沈下量に相当します。

一方、内陸部では、甲山の南東を走る甲陽断層の更に南東約1kmあたりに、北東方向に延びる隆起域と沈降域が並びます。また武庫川の中流部にも川に平行して大きな沈降域があり、夙川沿いにも沈下域がみられます。

これらの変動と地質環境との関係をみますと、臨海部の5cm以上の大きな沈下域は、大局的には難波累層が厚く、層厚が12m以上ある地域です。しかし詳細にみると食い違って、むしろ大きな沈下の分布域は、埋立地の分布とほぼ一致します。

武庫川中流部の大きな沈下域は、武庫川の旧

河道にあたり、液状化・流動化が発生したところですが、ただ、夙川沿いの沈下域については、その要因となる地質環境は不明です。

また、丘陵近くの甲陽断層に平行して帯状に隆起・沈降する部分は、この付近を走る城山断層(平野・波田, 1995)にほぼ一致します。

《尼崎市の地盤沈下》

尼崎市の一等水準点の変動については、尼崎市土木局緑地部河川課(1995)により1993年までのデータが公表され、また地震前後の地盤沈下の状況も同課から発表されています。これらに、前述の国土地理院のデータや図5・7の地盤沈下分布を参考にして作製したのが図5・13です。同図には、難波累層の層厚および液状化・流動化分布地も示しました。

この地域でも臨海地域で5cmを越す大きな沈下が見られます。図には、この沈下域の北側の自然地層分布域に、J10698, J10699を記してあります。図5・11は、この水準点の過去の変動履歴で、1959年に観測が始まり、1960年代前半には年間10cmもの沈下が続き、1960年代末には累計で約46cm沈下しましたが、1970年代からは横ばい状態が続いています。今回の地震では、図のように変動はわずかで近年の変動と調和的です。この地点では地震による影響は特にみられません。

地盤沈下と地質環境との関係をみますと、この地域では3cm以上の大きな沈下があった場所は、難波累層の層厚が20m以上の部分にあたり、同時にこの沈下域は、埋立地の分布と

図5・10-西宮市臨海部の代表的水準点の変動経過

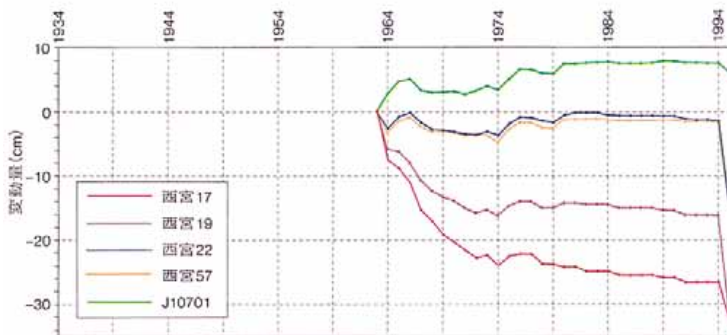
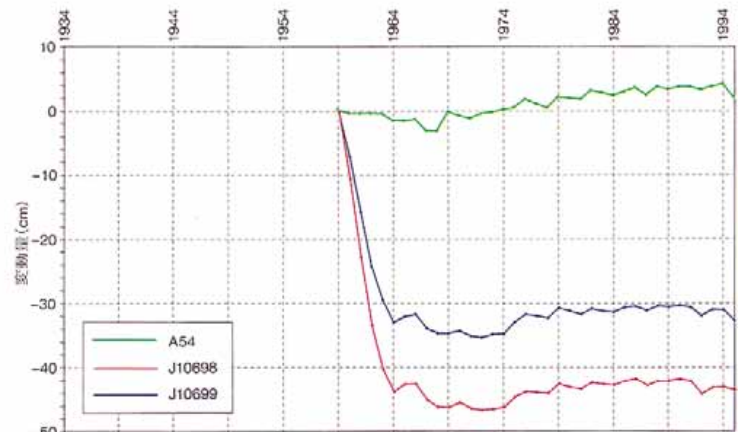


図5・10=西宮市(1995)より作図。各水準点とも1963年より観測開始
図5・11=尼崎市(1995)より作図。各水準点とも1959年より観測開始

図5・11-尼崎市における水準点の変動経過



<図5・10, 5・11: 千葉県地質環境研究室>

もほぼ一致します。しかし東部をみると、難波累層の層厚が20m以上あっても沈下のみられない区域があって両者は一致せず、東部での沈下域は、埋立地の分布と一致します。

また中央部には、沈下域が北に向かって凸状に延びる地域がありますが、この部分は液状化・流動化がみられたところですが、ですから大きな沈下は、埋立地および液状化・流動化分布地で起きていることがわかります。ただし、その中で沈下量の違いについては原因を示す具体的なデータはなく、これらは、人工地層の質の違いによると思われる。

《大阪平野の地盤沈下》

大阪平野は、安土桃山時代から始まって現在に続く埋立によって、臨海部には広大な埋立地が広がります。また大正時代からは工業活動が盛んになり、地下水の大量揚水による地下水位の低下および地層収縮をひきおこし、広範囲にわたって激しい地盤沈下が起きました。

1960年頃のピーク時には、地下水位が-25m~-30mまで低下し、この時には臨海部では年間14cm~18cmもの大きな沈下が起きています。その後、地下水位が上昇するにつれて年間沈下量は減少し、1990年には地下水位は大部分の地域で-3m以上に回復し、沈下は小康状態になっています。しかし昭和初期から続いた長期間の地盤沈下によって、西大阪では海拔0m以下の広大な地域をつくってしまいました(図5・18)。

地盤沈下による公害は、「一度沈下したら元に戻らない」ため、わずかな沈下量でも長期にわたると大きな沈下量となり(図5・16)、気づかぬうちにその地域の社会的・経済的基盤に深刻なダメージを与えてしまいます。現に、大阪平野の昭和初期の地盤沈下と、これによる大規模な高潮被害はその典型です。そのため大阪では、橋の掛け替え、堤防・防波堤のかさ上げ、排水機場の設置、海拔0m以下

の地域の土盛りなど、さまざまな対策を施してきており、これは現在にいたっても続けられています。

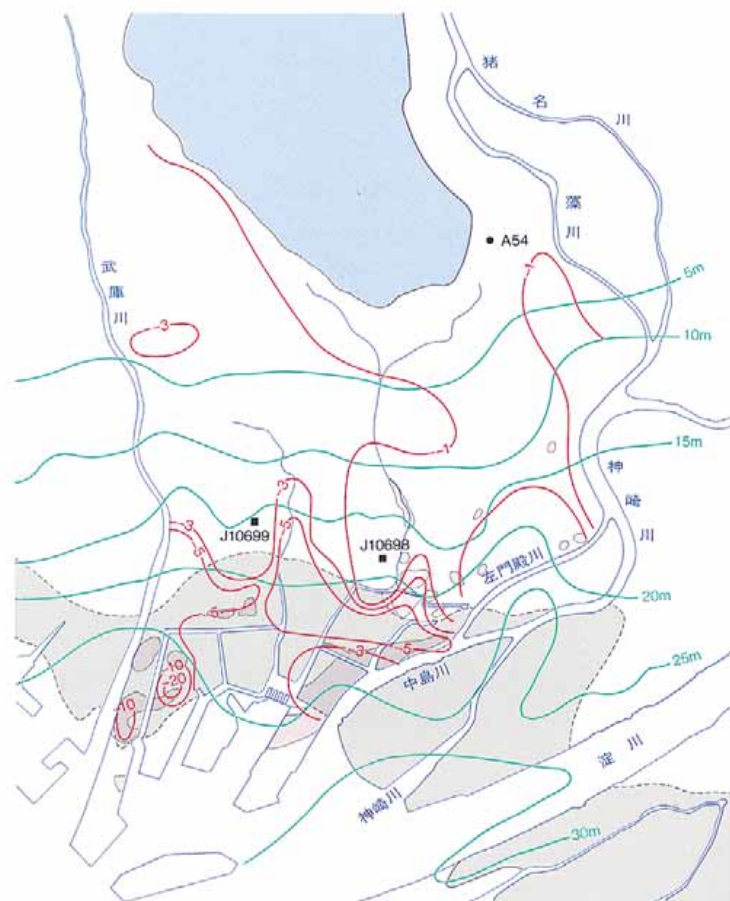
今回の地震による大阪市の一等水準点の変動については、大阪市環境保健局環境部(1995)により、地震前では1994年10月~1995年1月前半に、地震後では1995年2月~3月に測量が行われています。また過去の水準点の変動データは、現在の機関の前身である大阪市総合計画局公害対策部(1969)によって公表されています。図5・17に、大阪市の水準点変動と地層分布、それに難波累層および同中部層(Ma13層)の層厚分布を示し、図5・18に大阪市の水準点変動と液状化・流動化分布地、さらに過去の1961年11月~1962年11月の年間の地盤沈下量と、現在の標高0mの地域をもあわせ示しました。

まず水準点変動に着目すると、上町台地では隆起を示し、その北方延長部では、難波累層

図5・12—西宮市の地盤沈下と難波累層の層厚および液状化・流動化分布



図5・13—尼崎市の地盤沈下と難波累層の層厚および液状化・流動化分布



凡例およびスケールは図5・12と同じ <図5・12、5・13：千歳県地質環境研究室>

が厚いにもかかわらずわずかに隆起しています。一方、上町台地の西縁の水準点は、難波累層は非常に薄いのですが若干の沈下を示しています。

北部の神崎川沿いの自然地層分布域（北部低地帯）では、ほとんどの地点が1cm以内の沈下で、神崎川と左門殿川に挟まれた地点で1～2cmの沈下がみられます。図5・14は北部低地帯の代表的な水準点の変動履歴です。両地点は、1960年代の前半に沈下が進みましたが1970年頃からは横ばいで、今回の変動は最近の変動状況と調和的で、とくに地震の影響は認められません。

南部の尻無川の南から木津川沿いまでの埋立地（南部低地帯）では、ほとんどの地点が1～2cmの沈下で、西36地点でわずかに2cmを越えています。図5・15は南部低地帯の西36、西38水準点の変動履歴で、両地点は1960年代末までは沈下が進行していますが、1970年頃からは横ばいで、今回の変動は最近の変動状況と調和的です。

これに対して、淀川河口を中心とした低地帯、神崎川の南側から尻無川の北側までの埋立地では5cm以上の大きく沈下した地点が4ヵ所みられます。ただし沈下は一樣ではなく、地点ごとに変動量が大きく変化しています（地盤沈下量乱高下地帯）。図5・16は、この乱高下地帯の代表的な水準点の変動履歴です。ここでは1930年代から沈下が進み、累積沈下量は最大地点では2m50cmにも達していますが、1970年頃からは横ばいが続いていました。それが今回の地震では、西46、西10地点にみられるように、一部の地点では最近の傾向とは非調和的に大きく沈下し、横ばい状態が一瞬のうちに降下しています。

これらの沈下と地質環境との関係を全体としてみますと、上町隆起帯の部分は別として、大局的には、難波累層の層厚の厚い部分、例えば20mより厚い部分では1cm以上の沈下が、難波累層中部層（Ma 13層）の層厚の厚い部分、例えば10mより厚い部分では1cm以上の沈下がみられます。ただし、5cm以上の大きく沈下

した地域で、とくに難波累層の層厚が厚いわけではありません。

また図5・18は、過去の地盤沈下量（1961年11月～1962年12月）および標高0m地帯と、今回の地震による沈下との関係をみたものですが、図に示されるように、過去の地盤沈下と今回の沈下との間には密接な関係は認められません。むしろ沈下の大きい地域は、埋立層の分布ないし液状化・流動化分布と一致します。しかし、その沈下域でも5cm以上の大きな沈下量の原因を直接的に示すデータはありません。これは、埋立地の地盤沈下量乱高下地帯で沈下量分布が大きく変化していることからわかるように、人工地層というのは地層構成が一樣ではなく、局地的にその構成がさまざまに異なるので、その影響が強くあらわれているからと思います。

⑥直下型地震と噴礫現象

楡井 ポートアイランドでは、従来の液状化・流動化では経験しなかった噴礫現象がみられました。1つは、ポートアイランド第2期埋立地の神戸シティアターミナル（K-CAT）駐車場北縁にある地盤沈下観測井用マンホール付近（図5・19のA地点）、もう1つは、第1期埋立地と第2期埋立地との間にある旧岸壁の北側（図5・19のB地点）です。

《A地点の噴礫現象》

A地点では、重さ63kgもあるマンホールの蓋が吹き飛ばされて移動し、そこから約1m離れた周囲に、人間の頭ほどの巨礫がドーナツ状に分布していました（写真5・4、表5・3）。これらの礫の環の幅は約2.5m、内周付近には人頭大の巨礫を含む最も大きな角礫が配列し、外周に向かって礫径は小さくなります。礫環の外側には、砂の薄層が幅2mで環状に分布し、その環のなかには中礫程度の角礫も点在します。層厚は内周部分で2cm、外周部分で0.2cm、表面に泥が薄く被覆します。その外側には、約2.5mの幅をもつ環状の浸水域がみられます（図5・20）。

図5・21は、巨礫が噴出したマンホールの構造とその中の観測井の位置で、マンホールは内

部の直径が150cm、出口が60cm、下が太くて出口が細くなっています。観測井の直径は50cm、マンホールの中心より出口側に位置しています。観測井に取り付けた鉄の足場（上から2番目のステップ）は、上方に最大5cmも曲がり、その上に大きな礫がのっています。そしてマンホール出口の直下付近には大きな礫が、マンホール内部の奥には小さな礫が沈降・堆積し、逆級化構造が認められます。

第2期埋立地の現場や既存の地質資料（神戸市、1980）からマンホール周辺のアスファルト下の層序を推定すると、次のようです。

30m以深：最終氷期のものと思われる堆積物で、砂礫層・泥炭層・砂質粘土層の互層。

深度30m～深度15m付近：縄文海進時の海成粘土層（Ma 13層）。

深度15m付近の旧海底面～深度2m：流紋岩、砂岩や風化花崗岩の角礫からなる埋立層。

深度2mからアスファルト舗装下まで：砂を多く含む角礫（ブル押し層）。

《B地点の噴礫現象》

第1期埋立地の南縁には、第2期埋立地との境界となる旧岸壁があります。この旧岸壁の北側には東西に延びる2車線道路があって、地震前には車道と歩道の高さがほぼ同じで、側溝と歩道間に15cmの段差がありました。それが、地震によって車道と歩道の間には1m10cmの段差ができ、コンクリート製の側溝の蓋のほとんどが吹き飛ばされて裏返しになっていました。側溝のコンクリート枠の多くは沈下し、周辺には泥、砂、そして人頭大の巨礫が分布します（写真5・5）。礫の分布の幅は、車道側・歩道側とも約2mで、車道側の方が礫が大きい。この噴礫現場では、水と礫と空気が噴出物の主体になっていますが、砂・泥を伴っている場合もあります。つまり、空気を含む高圧の三相流体であったと思います。

《噴礫現象の地質環境と地震エネルギー》

これまで、わが国で経験した液状化・流動化現象では、中礫程度の礫が流出した例はありません。しかし、今回のように人頭大の巨礫が爆発的に噴出したのは初めてで、これが巨

図5・14－北部低地帯の代表的水準点の変動経過

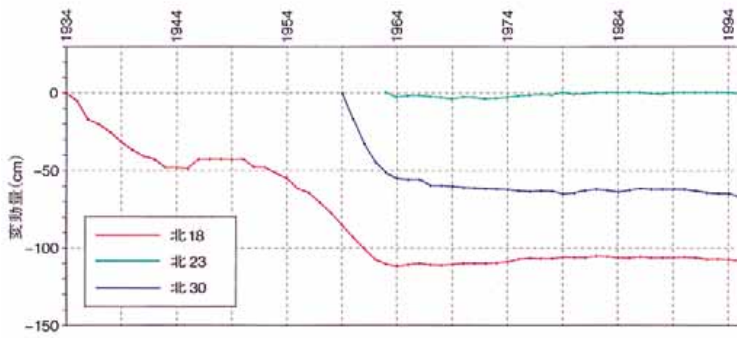


図5・15－南部低地帯の代表的水準点の変動経過

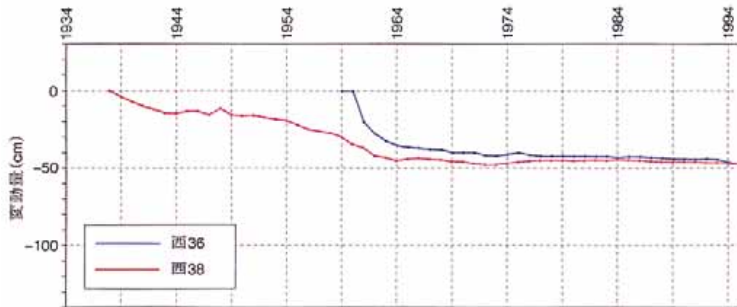


図5・16－地盤沈下量乱高下地帯の代表的水準点の変動経過

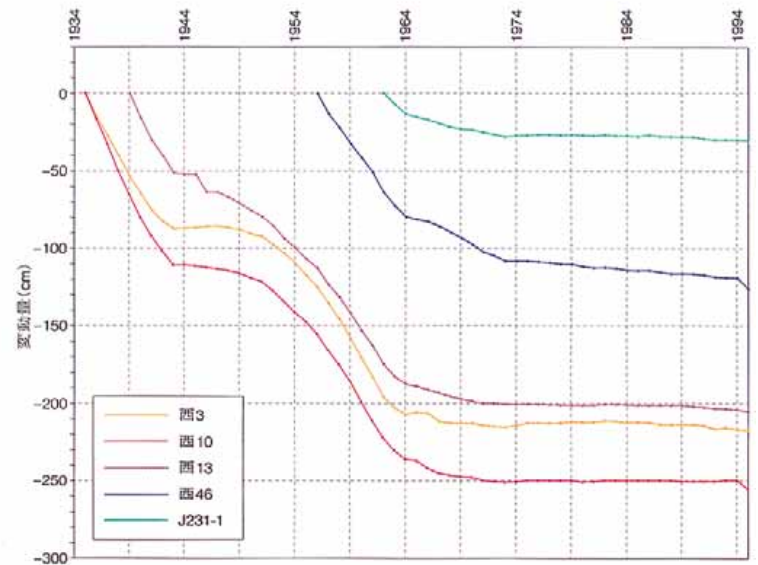
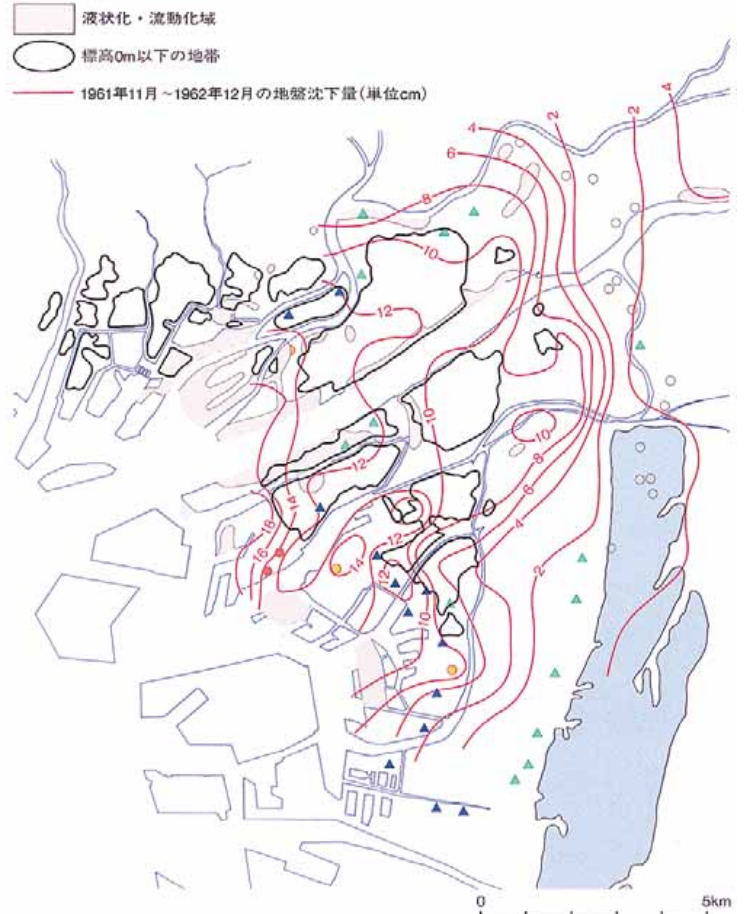


図5・14＝北18は1934年，北30は1959年，北23は1963年から観測を開始。図5・15＝西36は1959年，西38は1938年から観測を開始。図5・16＝西3 西10は1935年，西13は1939年，西46は1956年，J231-1は1962年から観測を開始。各図とも大阪府総合計画局公害対策部(1969)および大阪府環境保健局(1975, 1979, 1983, 1987, 1991, 1995)より作図。

図5・17－西大阪平野の水準点変動と難波累層および難波累層中部層(海成粘土層)の層厚分布

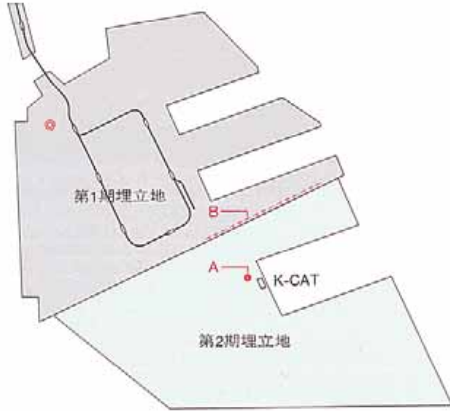


図5・18－西大阪平野の水準点変動と液状化・流動化分布，および過去の地盤沈下量(1961年11月～1962年12月)と標高0m地帯



<図5・14～5・18：千葉県地質環境研究室>

図5-19-ポートアイランドで噴礫現象が見られた場所(A, B)



A地点：神戸シティアターミナル(K-CAT)駐車場の観測井用マンホール周辺
 B地点：第1期埋立地と第2期埋立地を境する旧岸壁の北側部分
 ③：地震計位置

表5-2-ポートアイランドにおける深度別最大加速度値
 <岩崎好規, 1995>

深度	加速度(NS成分)
GL-00m	341.2gal
GL-12m	564.9gal
GL-28m	543.6gal
GL-79m	678.8gal

図5-20-観測井用マンホールを中心に円環状に分布する人頭大の巨礫および礫・砂・水の噴出状況

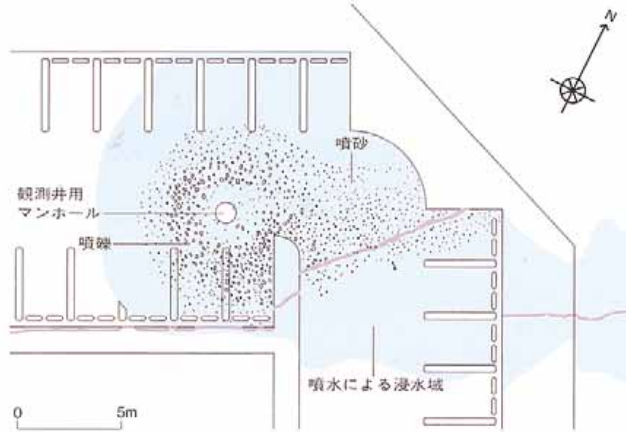
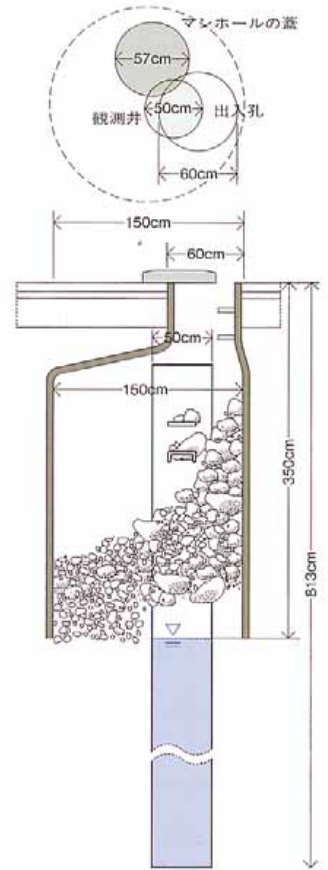


表5-3-マンホール周辺に噴出した礫の種類と重さ・大きさ

礫種	重量(kg)	大きさ(cm)		
		長径	中間径	短径
1 流紋岩	10.5	34	24	10
2 流紋岩	8.5	27	25	12
3 流紋岩	8.5	24	22	13
4 流紋岩	8.5	23	20	13
5 流紋岩	7.8	22	18	15
6 流紋岩	7.0	27	16	13
7 砂岩	5.5	22	19	13
8 流紋岩	5.5	20	17	15
9 流紋岩	5.5	25	20	10
10 砂岩	5.0	23	20	10
11 流紋岩	4.2	23	19	10
12 流紋岩	4.0	32	13	10
13 流紋岩	4.0	22	14	13
14 流紋岩	2.5	18	14	14
15 流紋岩	2.5	18	14	13

図5-21-礫を噴出した後のマンホールの断面図



<図5-19-5-21, 表5-3: 千葉県地質環境研究室>

写真5-4-マンホールから噴出し円環状に分布する人頭大の噴礫



写真5-5-第1期埋立地と第2期埋立地の間の旧岸壁北側の噴礫



<写真5-4, 5-5: 千葉県地質環境研究室>

●引用・参考文献

シンポジウム「阪神・淡路大震災と地質環境」論文集(1995); 楠田隆ほか, 125-130. 榎井久ほか, 137-142. 日本地質学会.
第5回環境地質学シンポジウム論文集(1995); 酒井豊ほか, 1-6. 古野邦雄ほか, 7-12. 香川淳ほか,

13-24. 楠田隆ほか, 25-28. 森崎正昭ほか, 29-34. 佐藤賢司ほか, 35-40. 日本地質学会.
榎井久ほか(1995); 京都大学防災研究所都市耐震センター 研究報告, vol. 9. 25-52.
楠田隆ほか(1996); 京都大学防災研究所都市耐震センター 研究報告, No. E18, 147-183.

第6回環境地質学シンポジウム論文集(1996); 成尾英仁ほか, 49-54. 榎井久ほか, 55-58. 日本地質学会.
阪神・淡路大震災—都市直下型地震と地質環境特性—(1996); 榎井久ほか, 186-207. 東海大学出版会.

大直下型地震に伴うことはいまでもありません。

この場合、噴礫現象がみられた地点は、埋立地路盤下の空隙の多い埋立礫層に設置されたマンホールや、旧岸壁沿いにある埋立礫層の多い隙間など、いずれも閉鎖的な空間に限られているという特徴があります。

地震のエネルギーが開放される場となる地表近くの閉鎖的空間は、周囲が護岸で囲まれた人工島の一部に存在しています。つまり、周囲が護岸で包囲され、そして雛壇状に埋立・盛土造成されたポートアイランドなどの場合には、中心部に近い各雛壇の段丘面から涵養された地下水は、護岸の内壁部に向かって流下します。ですから人工島中心部では、地下水位は低く、そして上戴圧も大きい。それに対して、護岸近くの低位面や護岸付近では、地下水位は高く、当然、上戴圧も小さい。しかもこの地域には、岸壁の波止場・駐車場・事務所・道路といったように舗装面積が多く、当然これらの地下直下には閉鎖的空間分布が多くなっています。

以上のような条件下で、人間が体感した浮き上がるような衝撃的地震波で人工島が揺られる場合には、例えば、大豆と水を入れて蓋をした水槽を強力に振動すると、閉鎖された水槽の一部には大豆と水と空気からなる高圧の三相流が生成されますが、これと同じように衝撃的な上下動を伴う強震動に見舞われた人工島でも、礫(巨礫・砂礫)・水・空気の三相流からなる異常高圧体が発生したと思われる。そして、この異常高圧三相流が集中し、噴出しやすい場所が、低地部や護岸における上戴圧の小さい部分なのです。K-CAT駐車場北縁のマンホールからの噴礫現象などは、この例の1つです。

表5・2は、ポートアイランドに設置された地震計の記録から、岩崎好規さんによって解析された深度別の最大加速度値です。表にみるように、深度79mでは最大加速度は697.8galときわめて大きいのですが、地表面になるとその値は341.2galとなり、約50%に減衰して

います。とくに深度12m以浅の埋立層で急速に減衰しているのが目立ちますが、ここで消費された地震エネルギーは、当然、地表部の破壊に使用されたわけで、これによる高圧化した三相流体と、雛壇状造成地の高位面からあふれ下る地下水とが合流し、護岸付近の運動エネルギーは最も大きくなったと予想されます。

こうして、直下型地震の大きなエネルギーを吸収し異常に高圧化した流体は、護岸の強さが限界に達したとき、周囲の岸壁をことごとく破壊します。また、護岸近くに圧力伝達の可能な小さな流体通路があれば、その通路めがけて高圧の流体が集中し、爆発的なジェット水流となって地表に噴出するでしょう。そのさい、地震のエネルギーを溜め込み、護岸付近の高い圧力からすれば、重さ63kgのマンホールの蓋を吹き飛ばしたり、巨礫と一緒に噴出したりすることは、いとも容易のように思われます。

《アカホヤ噴火時の噴礫現象》

ところで地震時の噴礫現象は、上述の例が唯一ではなく、過去にも発生していることが明らかになりました。成尾ほか(1996)は、こうした噴礫現象が約6,300年前のアカホヤ噴火時にも発生し、地層中に礫脈として残されていることを報告しています。

アカホヤは、鬼界カルデラが大爆発したときに広く日本各地に堆積した降下火山灰で、広域テフラとしてよく知られていますが、このときの巨大噴火で発生した火砕流はきわめて大規模で、種子島や屋久島、さらには南九州の大隅半島にも達していて、それらは、幸屋火砕流と呼ばれています。

成尾さんには、種子島や屋久島で、基盤の熊毛層群(古第三紀の堆積岩)の直上からローム層中を上昇する礫脈の露頭に案内していただき、礫脈中の礫は、基盤岩の風化砕片礫や基盤岩の上に薄く堆積する段丘礫で、礫脈はアカホヤ層の幸屋火砕流下部やその内部に達している現場を見ることができましたが、これも、ポートアイランドのK-CAT駐車場北縁のマ

ンホールからの噴礫現象と類似したメカニズムで形成されたように思います。

成尾さんによれば、礫脈が認められたのは種子島で10露頭、屋久島で5露頭です。種子島の西之表市大広野では、道路工事で出現した長さ約30mの直線的露頭に、高さや幅が違う大小4本の礫脈が認められ、もっとも大きな礫脈では、最大長約20cmの砂岩礫を含む角～亜円礫群が450cm以上にわたって連なり上昇しています。西之表市能野の露頭では、少なくとも4本の礫脈が認められ、その中には約5m連なる大規模な礫脈もみられます。そのほか、古砂丘を切って上昇するもの、上部がラップ状に開いているもの、アカホヤ層直下の縄文時代早期の土器を含むものなど、さまざまな形態の礫脈が見出されています。

また大隅半島中部では、原口岡遺跡をはじめアカホヤ火山灰層に覆われた多くの噴礫脈が確認されています。そして、アカホヤ噴火に関連した噴砂・噴礫現象は南北120kmに及んでいること、これがアカホヤ層と密接に関係することから、これらの噴砂・噴礫現象は、アカホヤ噴火時の火砕流噴出に関連した巨大火山性地震による可能性が高いと思います。

このように大地震に伴う噴石時には、時として予想外の形態で激しい地層破壊が起きます。こうした自然が放出する巨大なエネルギーに対しては、それを力づくで押さえ込もうとするよりも、そのエネルギーを分散させ逃がす工夫をして、その力を少しでも緩和するという対処が必要だと思います。巨大噴火予測地域や活断層直上地域の防災軽減手法は、むしろ日本文化の柔の術を組み込むことでしょう。そのためにも自然の摂理を深く理解する必要があります。