

1. はじめに

鳥取県の地震活動について

山陰地方では、マグニチュード6から7クラスの地震が繰り返し発生しています。古くは、西暦880年に出雲地震(M7.0)が起きています。その後、約700年間、地震の記録は残っていませんが、江戸時代には、鳥取県中部で宝永の地震(1710年 M6.5)、正徳の地震(1711年 M6.3)が、20世紀になってからは、兵庫県丹後地方での北但馬の地震(1925年 M6.8)、北丹後地震(1927年 M7.3)、鳥取県東部での鳥取県沖地震(1943年 M6.2)、鳥取地震(1943年 M7.2)などの大地震が起きています。特に、鳥取地震は、鳥取市を中心に、死者1,083名、家屋全壊7,485戸の壊滅的な被害が発生しました。昭和30年以降は、鳥取県中部から西部地域でマグニチュード5から6クラスの地震が繰り返し発生しています。

これらの過去の地震活動を見ると、ある時期に一つの地域で連続して地震が発生していることがわかります。

平成12年の鳥取県西部地震の約3年前にも、鳥取県西部でM5.1の地震が発生しています。この時は、一部断水が生じたり、屋根瓦の破損や墓石の倒壊が起きましたが、それほど大きな被害は発生しませんでした。

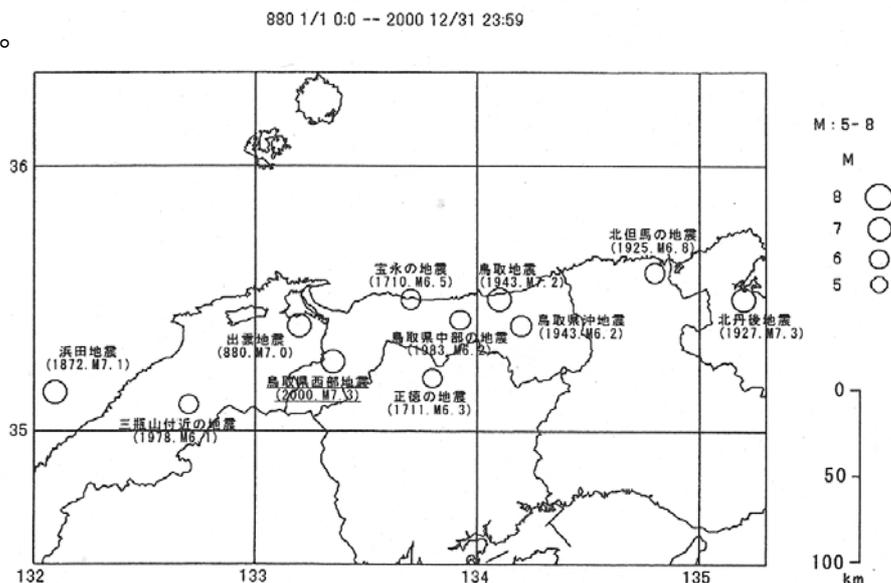


図1 山陰地方・近畿地方北部の主な被害地震分布(西田、2002)

● マグニチュード M

地震の規模を示す尺度で、Mが1増えると、エネルギーは約32倍になります。日本では気象庁が1952年に計算を始めた気象庁マグニチュード(Mj)を公式値として用いています。一般に、マグニチュード7以上の地震を「大地震」と呼びます。なお、マグニチュードは地震の揺れの大きさを示す震度とは直接の関係はありません。

鳥取県西部地震以前、過去 100 年間の鳥取県内で発生した主な地震

発生日月	場所	規模	概要
大正 14 年 7 月 4 日	美保湾	M=5.8	境・米子付近で被害が大きく、壁の亀裂、屋根瓦の落下、道路・堤防の亀裂、石垣の破損、地割れや井戸の埋没がみられた。
昭和 18 年 3 月 4 日 " " 3 月 5 日	鳥取沖	M=6.2 M=5.7 M=6.2	鳥取県東部が被害を受けた。建物の倒壊 68 戸、同半壊 515 戸、湖山村では延長 300 メートルに渡り崖が崩れ、温泉にも異常が見られた。
昭和 18 年 9 月 10 日	鳥取付近	M=7.2	鳥取市の被害が全体の約 80 パーセントに達した。 死者 1,083 人 家屋全壊 7,485 戸 土木関係のほか、交通網、通信網にも大きな被害を受けた。
昭和 30 年 6 月 23 日 " " " "	鳥取県西部	M=4.3 M=4.6 M=5.5	日野郡根雨町付近で石垣や橋の脚台が破損
昭和 58 年 10 月 31 日	鳥取県中部	M=6.2 M=5.9	負傷者 13 人、約 200 戸が断水(青谷町) 住家一部破損 689 戸、非住家 98 戸、 被害総額 2,455 万 9 千円
昭和 60 年 7 月 2 日	大山付近	M=4.9	群発地震
平成元年 10 月 27 日 11 月 2 日	鳥取県西部	M=5.3 M=5.4	被害総額 1 億円
平成 2 年 11 月 21 日 11 月 23 日 12 月 1 日	鳥取県西部	M=5.1 M=5.2 M=5.1	目立った被害は見られなかった。
平成 9 年 9 月 4 日	鳥取県西部	M=4.6 M=5.1	一部断水が生じたり、屋根瓦の破損や墓石の倒壊が見られたが、目立った被害は見られなかった。

資料提供：大阪管区気象台 「平成 12 年鳥取県西部地震の記録」(鳥取県)より引用

● 震度

震度とは、地震による揺れの度合いを「気象庁震度階級」に基づき、10段階(0、1、2、3、4、5弱、5強、6弱、6強、7)で表示したものです。実際の震度は、震度計で測定した地震の加速度などの数値をもとに決定されます。震源からの距離が同じでも、地形や地盤などの影響で、震度は大きく異なることがあります。

鳥取県西部地震について

平成12年10月6日13時30分、マグニチュード7.3の大地震が鳥取県西部で発生しました。震央は、西伯郡西伯町～日野郡溝口町付近で、鳥取県境港市、日野町で震度6強、西伯町、会見町、岸本町、日吉津村、淀江町、溝口町では震度6弱を観測しました。この地震により、鳥取県内では、家屋の全壊394棟、半壊2,494棟、一部損壊14,134棟と大きな被害が起きました。境港市では、直接地震の揺れによる損壊以外に、地盤の液状化による地盤沈下や傾斜などによる被害も多数発生しました。

地震直後から大学や国の研究機関などが余震などの観測を集中的に実施しました。その地震観測データの解析から、震源断層は東西方向に圧縮軸のある北北西-南南東走向の長さ約20km、幅約10kmの左横ずれ断層であると推定されています。多くの余震は、この震源断層に沿って帯状に分布していますが、本震の南側と北側ではその様相が異なります。南側では、ほぼ線状に並んでいるのに対して、北側では、平面的に広がりを持ち、枝分かれを起こしており、複雑な発生機構であることが推定されます。

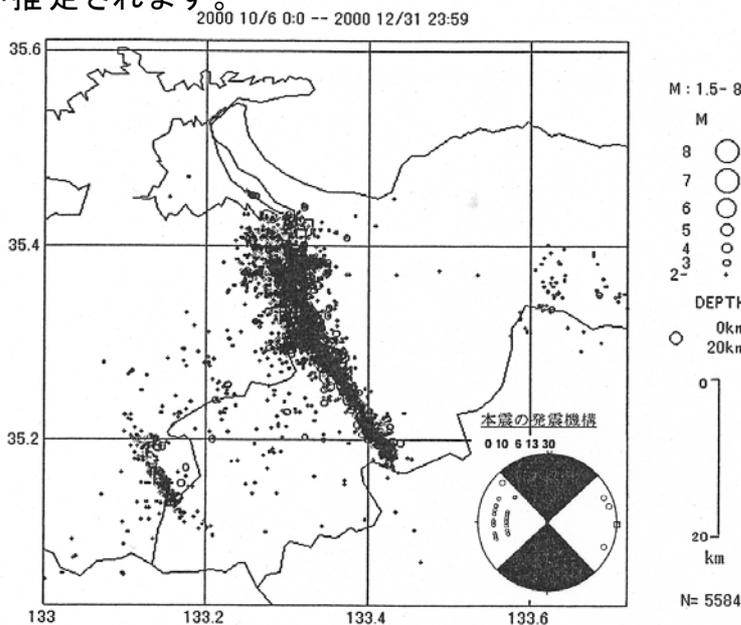


図2 鳥取県西部地震の発震機構と余震域(西田、2002)



写真1 鳥取県西部地震の被害
境漁港
岸壁が湾曲するとともに、市場の支柱が東に移動しました。



写真2 地震により倒壊した家屋(境港市)

●鳥取県西部地震の特異性

鳥取県西部地震は、陸域の浅い地震としては M7クラスの大地震でありながら、地表での活断層が確認されていない地域で発生したこと、**地震直後においても地表に断層が出現していない**など、これまでの大地震とは多分に様相が異なっていました。内陸地震は活断層の運動によって生じます。大規模な地震では一般に、その地震を発生させた断層(震源断層)が地表に現れます。1943年の鳥取地震の時には、地表に明瞭な地震断層(鹿野・吉岡断層)が現れました。兵庫県南部地震では、野島断層という地震断層が見られました。しかしながら、鳥取県西部地震では、余震分布から地下の震源断層の位置は推定できますが、地表には明瞭な地震断層が見られません。

また、**弓ヶ浜半島北部の境港市**では、震源から比較的離れているにもかかわらず、**震度6強の大きな揺れ(震度異常)**を記録し、液状化現象も起きて被害が集中しました。地震動は、通常、震源から離れるにしたがって小さくなります。しかしながら、その岩盤の上に柔らかい地層が堆積していると、地震波が増幅されたり、堆積平野の縁で反射した波がもとの地震波と重なったりして、局地的に振幅が大きくなる場合があります。

兵庫県南部地震での被害地域(震災の帯)は、そのような地震波による現象であることが知られています。

境港市で生じた大きな揺れ(震度異常)は、地下構造(特に、弓ヶ浜半島の堆積平野の構造)と密接に関連していると考えられます。

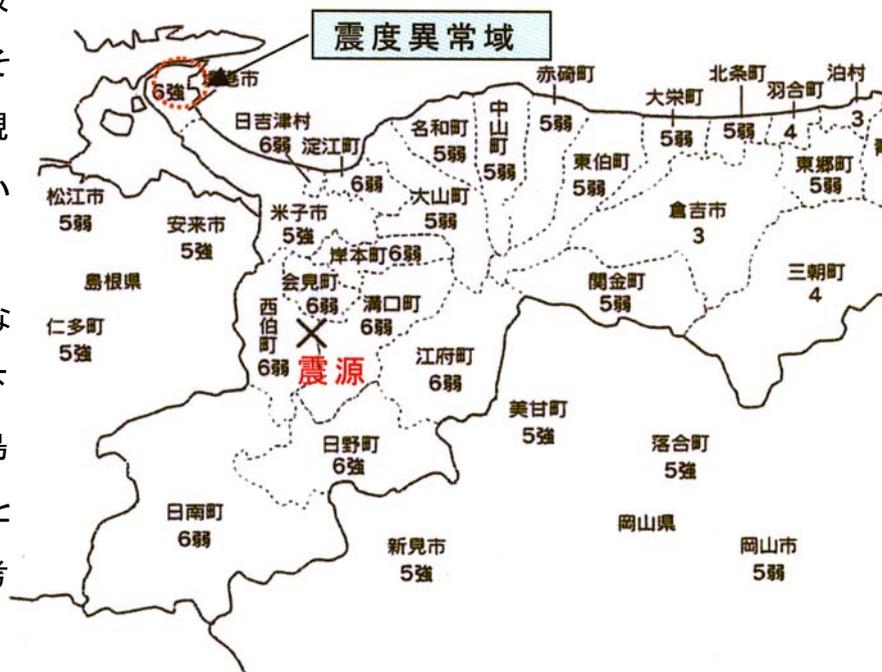


図3 鳥取県西部地震の震度分布(鳥取県、2002)

地下構造調査の実施

鳥取県は、従来の内陸地震では見られない鳥取県西部地震に関連した地域の地下構造を解明し、地震発生機構及び弓ヶ浜半島部の震度異常との関連性を示す基礎資料を得ることは、今後の地震防災を考える上で極めて有益であると考え、平成 13 年度より 2 か年計画で文部科学省の地震関係基礎調査交付金を受けて、地下構造調査を実施しました。調査地域は鳥取県西部地震の余震域から弓ヶ浜半島部、境水道を経て島根半島に至る地域とし、主として南北方向の地下構造を調べました。

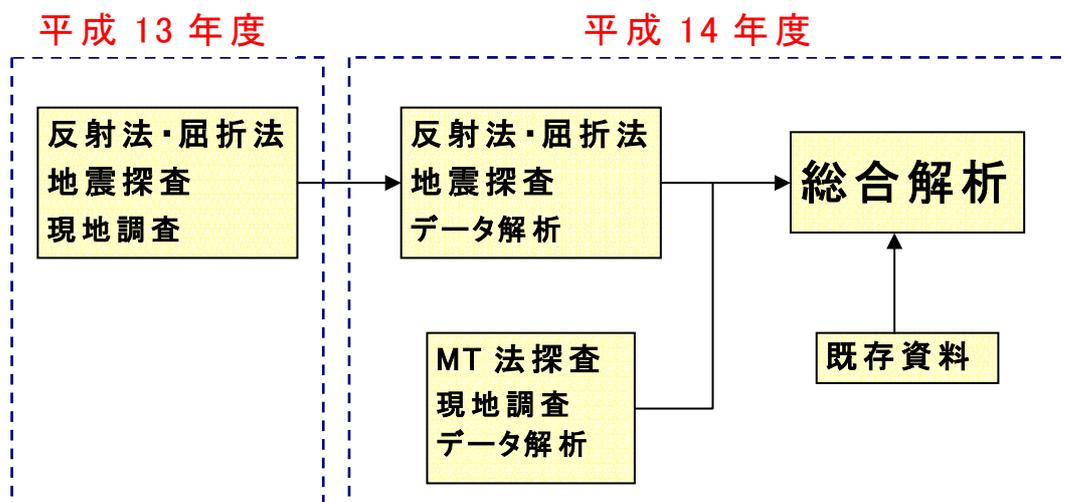
● 地下構造調査の対象および探査深度

- ・ 余震域での深部構造(探査深度:約 30km まで)
- ・ 弓ヶ浜半島部での堆積平野の構造(探査深度:2km~3km まで)

● 探査の手法

調査地域が広範囲であること、並びに、探査深度が深いことなどを考慮し、探査手法として**反射法・屈折法地震探査**と**MT 法探査**を用いました。

● 調査の流れ



● 調査地域

下図に今回実施した調査地域の地図を示します。



余震分布は、東京大学地震研究所の自動計測による(10/6-10/11)

- 発破点 (3箇所)
- MT法測定地点 (13箇所)

図 4 調査地域図

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の20万分の1地勢図及び5万分の1地形図を複製したものである。(承認番号 平15総復、第478号)

2. 調査方法

反射法・屈折法地震探査

地表面に人工的に振動を与えると、その振動（地震波）が地下に伝わり、地層の境界などではねかえって地表に戻ってきます。そのような地震波（反射波）を地表に並べた多数の地震計で観測し、堆積層の形状、基盤岩の深さや地震波の伝わる速度を調べる手法を**反射法地震探査**と呼びます。これにより、測線（地震計を設置した観測区間）に沿った地下の構造がわかります。

また、地層の境界面に沿って伝わる地震波（屈折波）も地表に戻ってきます。このような地震波を観測することにより、基盤面の深さや地震波の速度を調べることができます。そのような手法を**屈折法地震探査**と呼びます。

今回の調査では、この2つの手法を組み合わせ、余震が分布する地域（余震域）から弓ヶ浜半島を経て、島根半島部に至る約 45km の測線で地下構造調査を実施しました。人工振動源としては大型の起振車（バイブロサイズ車）を用いました。更に、深部構造の探査のためにエネルギーの大きな振動源として、内陸部の3箇所ダイナマイトによる発破も実施しました。



写真3 調査中の大型起振車
車両中央部のベースプレートを地面に圧着して振動を地下に伝えます。

● 地震波

地震波には、**P波（縦波）**と**S波（横波）**の2種類のタイプがあります。地震のときに最初に感じる小さな揺れがP波で、それに続く大きな揺れがS波です。P波はS波よりも速く伝わります。これらの地震波は、硬い岩石ほど速く伝わり、やわらかいほど遅く伝わる性質があります。したがって、地震波の速度から地盤の物理的な性質を推定することができます。今回の調査のように大型起振車や発破を振動源とした地震探査は、P波の性質を調べるのに適した方法で、本文中で使用している地震波・速度は、**P波・P波速度**を意味しています。

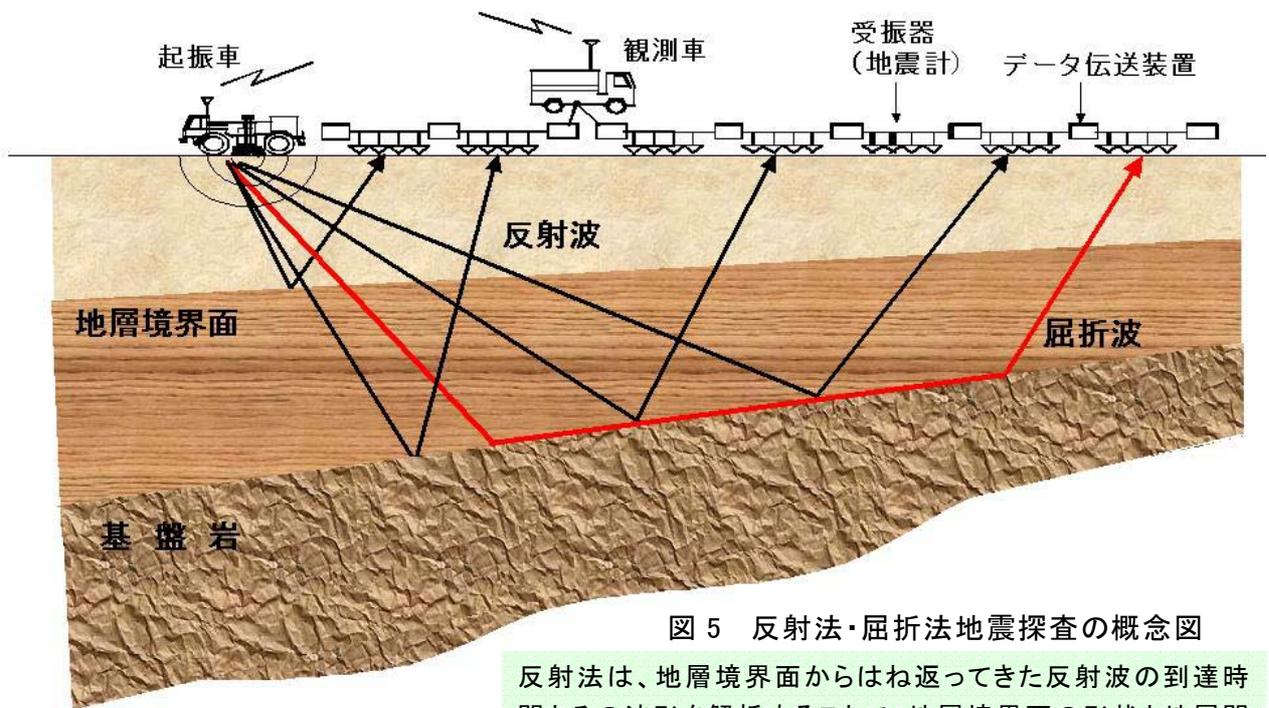


図5 反射法・屈折法地震探査の概念図

反射法は、地層境界面からはね返ってきた反射波の到達時間とその波形を解析することで、地層境界面の形状と地層間の速度がわかります。屈折波は、地層境界面に沿ってその下面の岩盤の速度で伝わる地震波で、その到達時間から境界面の位置と速度がわかります。

MT 法探査

太陽の黒点活動が活発になり、磁気嵐などが発生すると、一時的に地球磁場が大きく変動します。この磁場の変動は、電磁波として地下に伝わり、地球内部に電流を引き起こします。その応答（電流から誘導される電磁場の変動）を地表面で観測して地下の電気的性質（比抵抗構造）を調べる探査法を **MT 法探査** と呼びます。

一般に、流体を含まない緻密な岩石は高い比抵抗値を示します。逆に、破碎帯などの岩石の隙間に流体が存在すると電気が流れやすい状態となるので、低比抵抗値を示します。このように、MT 法探査から岩盤の隙間に含まれる流体の有無を推定することができます。

今回の地下構造調査では、調査地域全体にわたり、13 点の測定点を設けて、比抵抗構造を調べました。

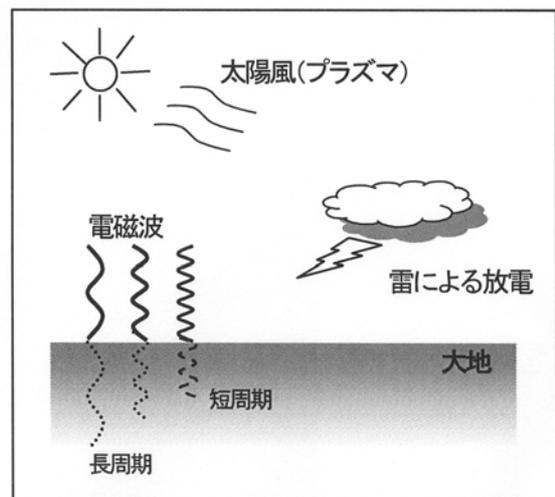


図6 MT 法探査の信号源

長周期の地球磁場変動ほど地下深くまで伝わり、その地表面での応答は深部の比抵抗構造を反映したものになります。

3. 余震域の地下構造

地下構造

反射法地震探査の断面図は、地下で反射波が生じた箇所(反射面)の構造を表しています。余震域北部から弓ヶ浜半島部にかけて実施した反射法の結果(図7)をみると、断面図の右上部(地表から深さ約 3,000m まで)に連続性の良い反射面が存在します。これは弓ヶ浜半島部の堆積平野の構造を表しています(その詳細については、次章で報告します)。基盤が地表に分布する内陸の余震域でも、断続的ではありますが、強い振幅をもった反射波が卓越する箇所があります。一般に、このような岩盤中の反射波の成因はよくわかっていませんが、周辺部とは異なったシート状の物性を表していると考えられています。

この地図は、産業技術総合研究所理事長の承認を得て、同所発行の20万部分の1地質図を複製したものである。(承認番号 第75000-A-20040204-002号)

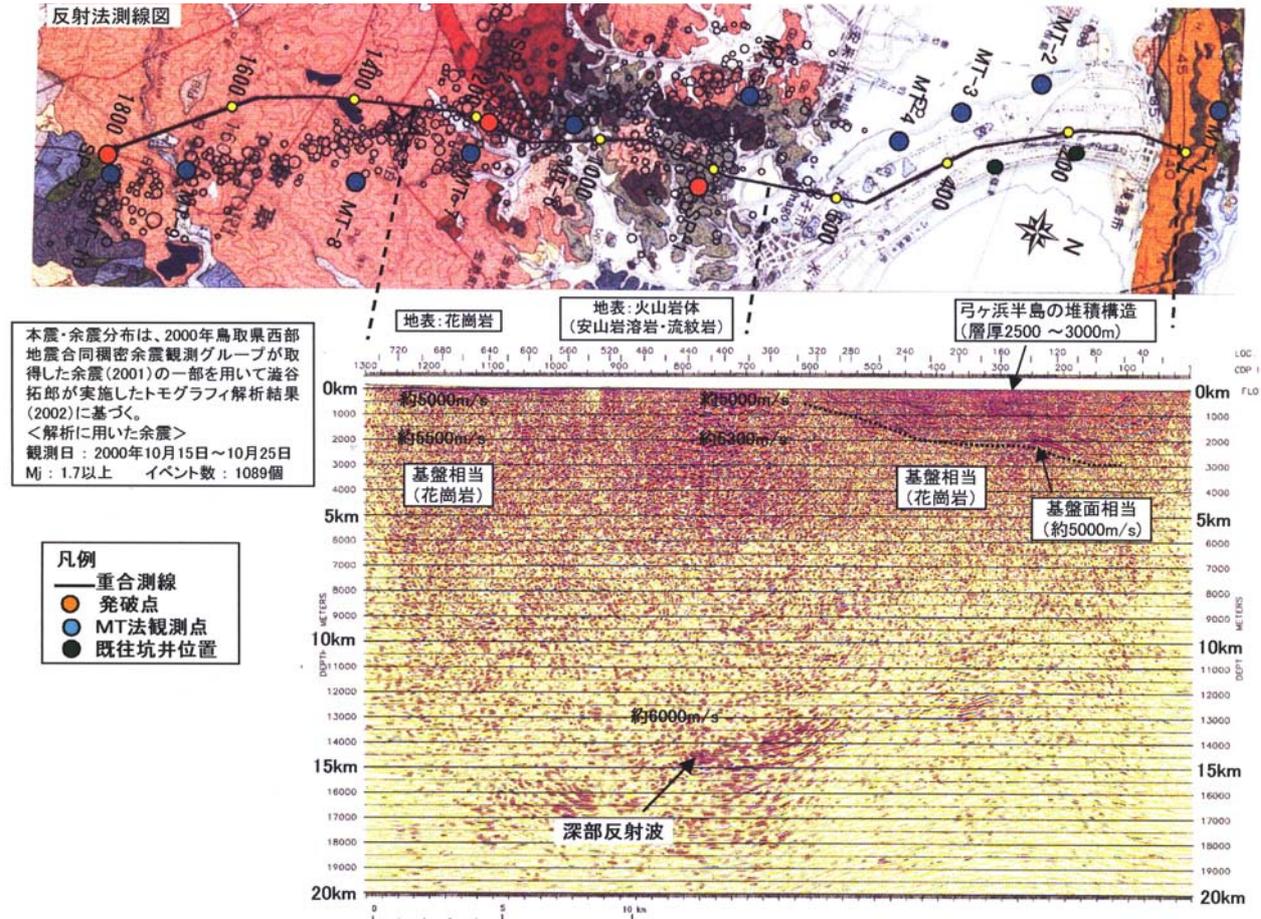


図7 反射法解析断面図

また、余震域には、本地域の基盤を形成する花崗岩が広く分布し、地表付近から約 5,000m/sec の速い P 波速度を示します。同地域には地震波速度が極端に変化する地層境界面は存在せず、深さとともに徐々に速度が速くなる傾向があります。深さ約 2km で 5,500m/sec の P 波速度（新鮮な花崗岩の P 波速度に相当）を示します。

余震域の深部構造と余震との関連性

発破を振動源とした反射法断面図から深部反射波を抽出し、余震分布との関連性について考察しました。なお、余震分布については、2000 年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループが取得した余震情報を用いて、さらに詳細な解析を行いました（澁谷、2002）。したがって、地震直後の分布図とは多少異なっています。

抽出した深部反射波

- A: 余震域南部 深さ 11km~12km
- B: 余震域北部 深さ 13km~14km
- C: 余震域北部 深さ 約27km
(モホ面相当の深さ)
- D: 反射波-Cの南端に連続、
深さ 約27km~32km(南傾斜)
- E: 測線南端の外側~測線中央部
深さ 45km~55km(北傾斜)

● 南部余震域

本震より南側の余震域では、余震は平面的にみて北西-南東方向に細い帯状に分布していて、震源断層は、この帯に沿って存在すると推定されています。余震は、深さ 2km から 12km の範囲に分布しています。反射法断面図と対比すると、**深部反射波-A**（深さ約 12km）がその余震分布の深さ方向の下限に相当しているのがわかります。深部反射波-Aより深いところには、ほとんど余震が分布していません。

また、本震は、深部反射波-Aの北端と深部反射波-Bの南端との境界域の上部（深さ約 6.4km）に位置しています。尚、深部反射波-Aと同-Bの間には 1km~2km の段差があります。

これらの調査結果は、深部反射波の存在と地震発生機構との間に関連性があることを示唆していると考えられます。

この地図は、産業技術総合研究所理事長の承認を得て、同所発行の20万分の1地質図を複製したものである。(承認番号 第75000-A-20040204-002号)

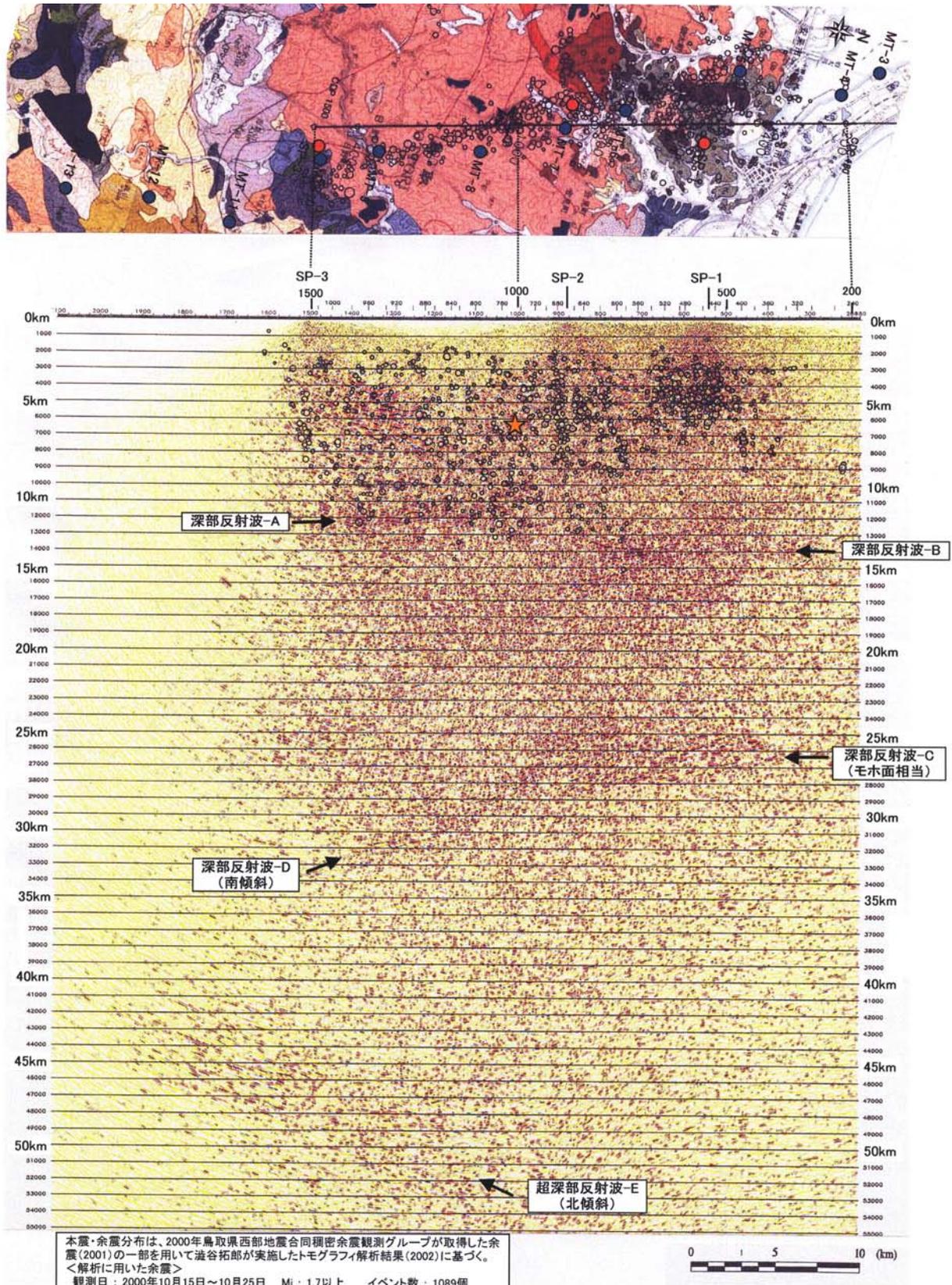


図8 深部反射法断面図と余震分布

発破(SP-1～SP-3)観測データから作成した反射法記録断面図に余震を投影した図面。余震域よりもさらに深いところに反射面が見られます。なお、★は本震の位置(深さ約6.4km)を表しています。

● 北部余震域

余震域北部は第四紀の火山噴出物が地表に分布しています。この地域の余震は平面的に広がりを持ち、枝分かれを起しています。その余震の深さは北に向かって浅くなり、弓ヶ浜半島に近い地域では、ほぼ 2km～7km の深さに分布します。

余震分布と反射波の振幅強度を表示した反射法断面図との対比を図 9 に示します。弓ヶ浜半島に近い地域において浅い余震が分布するところは、強振幅の反射波が卓越するゾーンとほぼ一致しているのがわかります。但し、この強い振幅をもった反射波の成因は、今回の地震活動が関係しているのかもしれませんが、現時点ではよくわかりません。

この地図は、産業技術総合研究所理事長の承認を得て、同所発行の20万分の1地質図を複製したものである。(承認番号 第75000-A-20040204-002号)

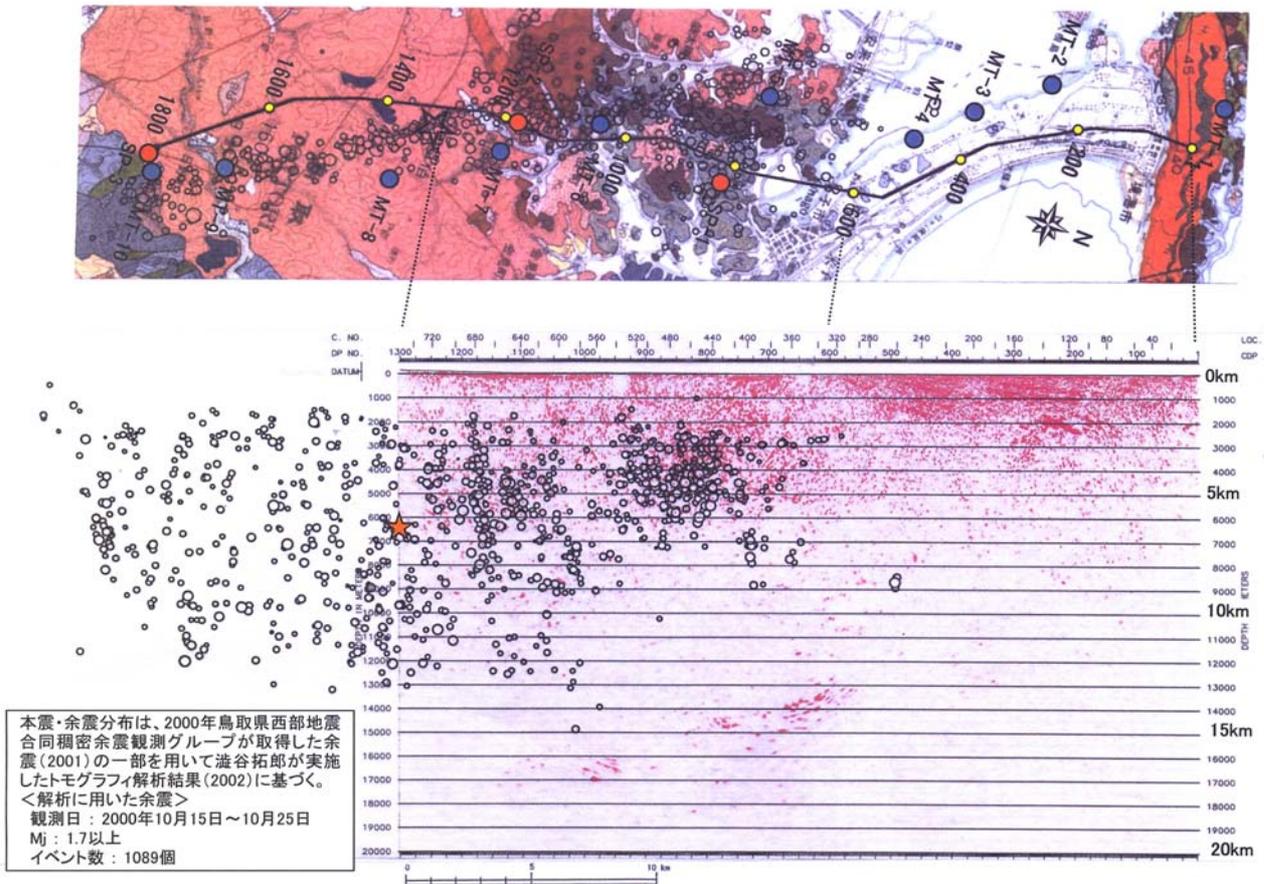


図 9 反射法断面図(振幅強度表示)と余震分布

反射法断面図(図 7)に見られる反射波の強度を表示したもので、一定の振幅値よりも大きな振幅をもつ部分を赤色で表示しています。それに図 8 と同様に、余震分布を投影させています。

比抵抗構造

MT法探査から得た調査地域の比抵抗構造を下図に示します。余震域北部では、深さ2kmから8kmの範囲に1,000Ω・m以上の高比抵抗が分布し、南に行くにつれて、その下限の深さは浅くなる傾向にあります。深さ12km～20kmにも高比抵抗が分布し、測線中央部の深さ10km前後は、高比抵抗域に挟まれた構造となっています。余震域南部では深さ2km～12km前後に厚く高比抵抗帯が分布しています。

100Ω・m以下の低比抵抗は、測線北側と測線中央部にその分布域が見られます。特に、弓ヶ浜半島部では10Ω・m以下の低比抵抗値を示していますが、これは同半島の堆積層に対応した低比抵抗帯であると考えられます。

●余震分布との関連性

MT法探査の結果と本震/余震分布との対比により、本震付近に低比抵抗帯が存在するのが明らかになりました。本震より南部では、高比抵抗域に挟まれた領域に余震が分布しています。余震の北限周辺では、高比抵抗域に余震が分布しています。その高比抵抗部は反射法断面図において強振幅の反射波が存在するゾーンにほぼ一致しています。

このように、余震分布と比抵抗構造の間にも関連性があることが明らかになりました。

この地図は、産業技術総合研究所理事長の承認を得て、同所発行の20万分の1地質図を複製したものである。(承認番号 第75000-A-20040204-002号)

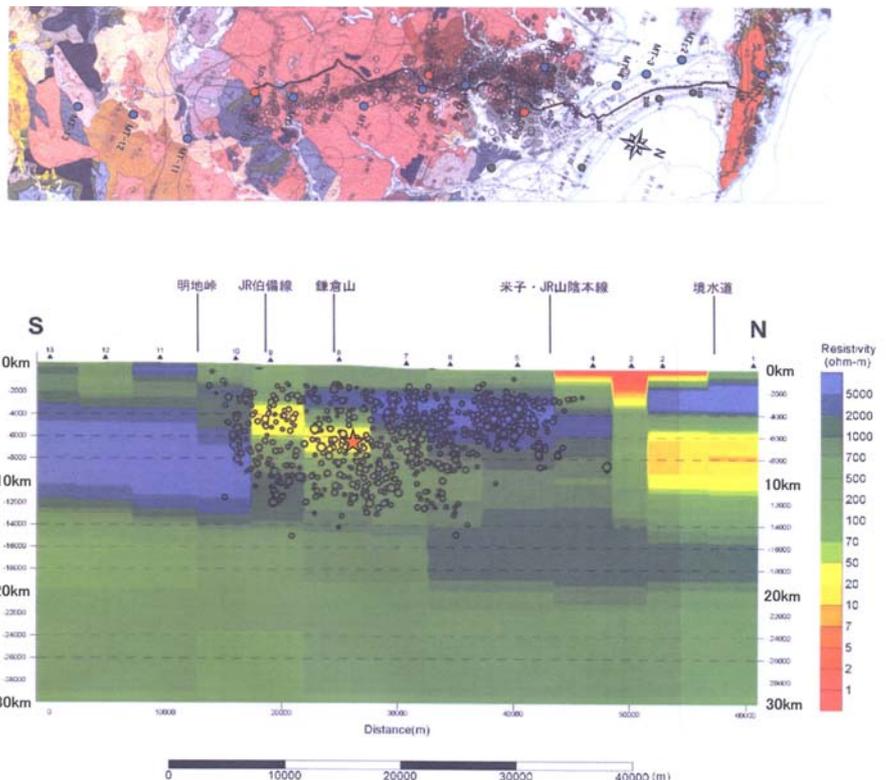


図10 調査地域の比抵抗構造と余震分布

比抵抗構造に余震分布を投影して重ね合わせた断面図。寒色系の色は高比抵抗を、暖色系の色は低比抵抗を表しています。

4. 弓ヶ浜半島部の地下構造

● 米子市から境港市にかけて

弓ヶ浜半島部の堆積平野は、米子市安倍付近を南端とした北傾斜の構造を呈し、境水道から約 3km 南の地点で、約 2,500~3,000m の厚さをもつと推定されます。その堆積層の年代は、以前に竹内団地で実施したボーリング資料との対比から新第三紀の地層と考えられます。

その新第三紀層中では明瞭で連続性の良い反射面が卓越しています。反射面の連続している部分は新第三紀層の砂岩/泥岩の堆積層を示し、反射面がとぎれている部分は、火山岩などの影響と考えられます。

基盤からの反射面は断続的で、貫入岩体の存在も考えられます。このボーリングは基盤岩まで達していないので、基盤の岩質については明らかになっていませんが、弓ヶ浜半島の付け根のボーリング資料では、深さ約 500m で花崗岩基盤に達しています。また後述する速度構造から推定して、弓ヶ浜半島部の基盤も花崗岩であると言えます。

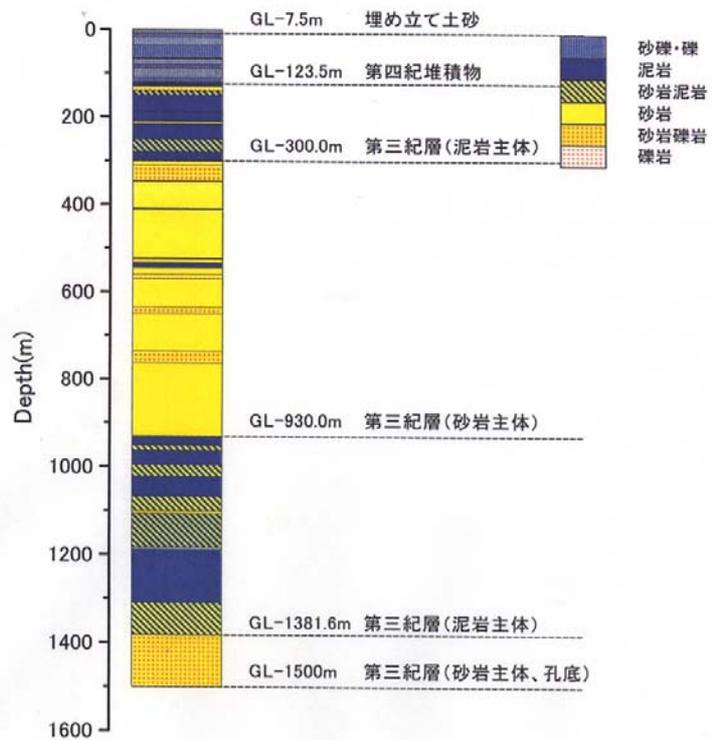
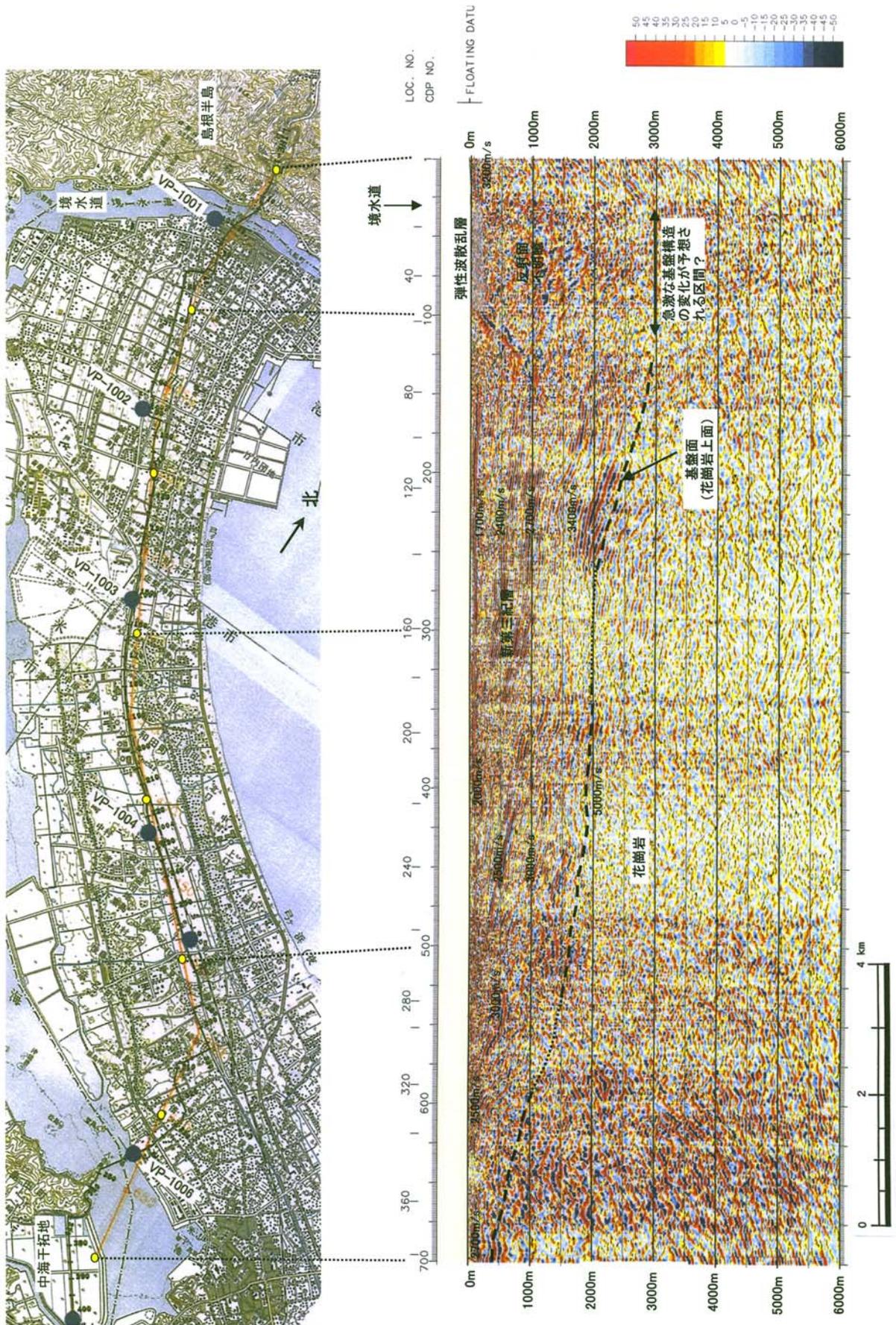


図 11 ボーリング柱状図

以前に竹内工業団地で実施した温泉調査用ボーリング資料を本調査の参考資料として使用しました。



この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の20万分の1地勢図及び5万分の1地形図を複製したものである。
(承認番号 平15総複、第478号)

図 12 弓ヶ浜半島部の反射法解析断面図

●境港市北部から島根半島にかけて

境水道から約 2.5km 南の地点から北側（境港市の市街地および島根半島側）では、成層構造を示す連続性の良い反射面は見られません。その理由の一つとして、大根島玄武岩（あるいはその延長部）が同区間の浅い部分に存在するために地震波が散乱し、その下部にある堆積層の反射波が捕捉できていない可能性が考えられます。また、表層部の風化層は周辺部よりも厚く（約 50m）、そのため地表の振動源からのエネルギーが減衰して地下によく伝わらなかったのかもしれませんが、ただし、この辺の詳しい状況は、今回の調査データからはよくわかっていません。

境水道の北側の島根県側（美保関町宇井地区）には古浦層（中新世）が分布し、地表近くで約 3,200m/sec の P 波速度を示します。一方、境港市北部は沖積層で被覆され、表層基底では 1,700m/sec の P 波速度を示すことから、その境界で急激な基盤構造の変化が予想されます。しかしながら、反射面が不明瞭なため、その詳細な構造変化は捕捉できていません。

●震度異常域（境港市北部）の地下構造

境港市の北部地区は周辺部と比較して、

- ① 堆積平野の縁で最大層厚（約 2,500m～3,000m）をもつ
- ② 地下の反射面が不明瞭
- ③ 表層部には、低速度の層が周辺部よりも厚く（約 50m）存在

など、周辺部とは異なった地下構造をもつことがわかりました。鳥取県西部地震での震度異常は、これらの地下構造が複合的に作用して生じた可能性があります。

屈折法地震探査から得た弓ヶ浜半島部の速度構造を次ページの図 13 に示します。全体的に、半島の付け根から北方向に傾斜をもつ構造をもっています。これは、反射法地震探査から得た堆積平野の構造と調和的です。地表付近の P 波速度は、境港市北部で約 1,700m/sec を示し、南部に向かうにつれて、徐々に速くなり、弓ヶ浜半島付け根で約 2,500m/sec を示します。中海を挟んだ対岸では、約 3,000m/sec の P 波速度となります。これらの結果と反射法データの解析から得た速度情報、反射面の

深さ、岩盤が地表に分布している余震域での速度などを総合的に解析し、弓ヶ浜半島部の基盤の P 波速度は約 5,000m/sec であると推定しました。

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の20万分の1地勢図及び5万分の1地形図を複製したものである。(承認番号 平15総複、第478号)

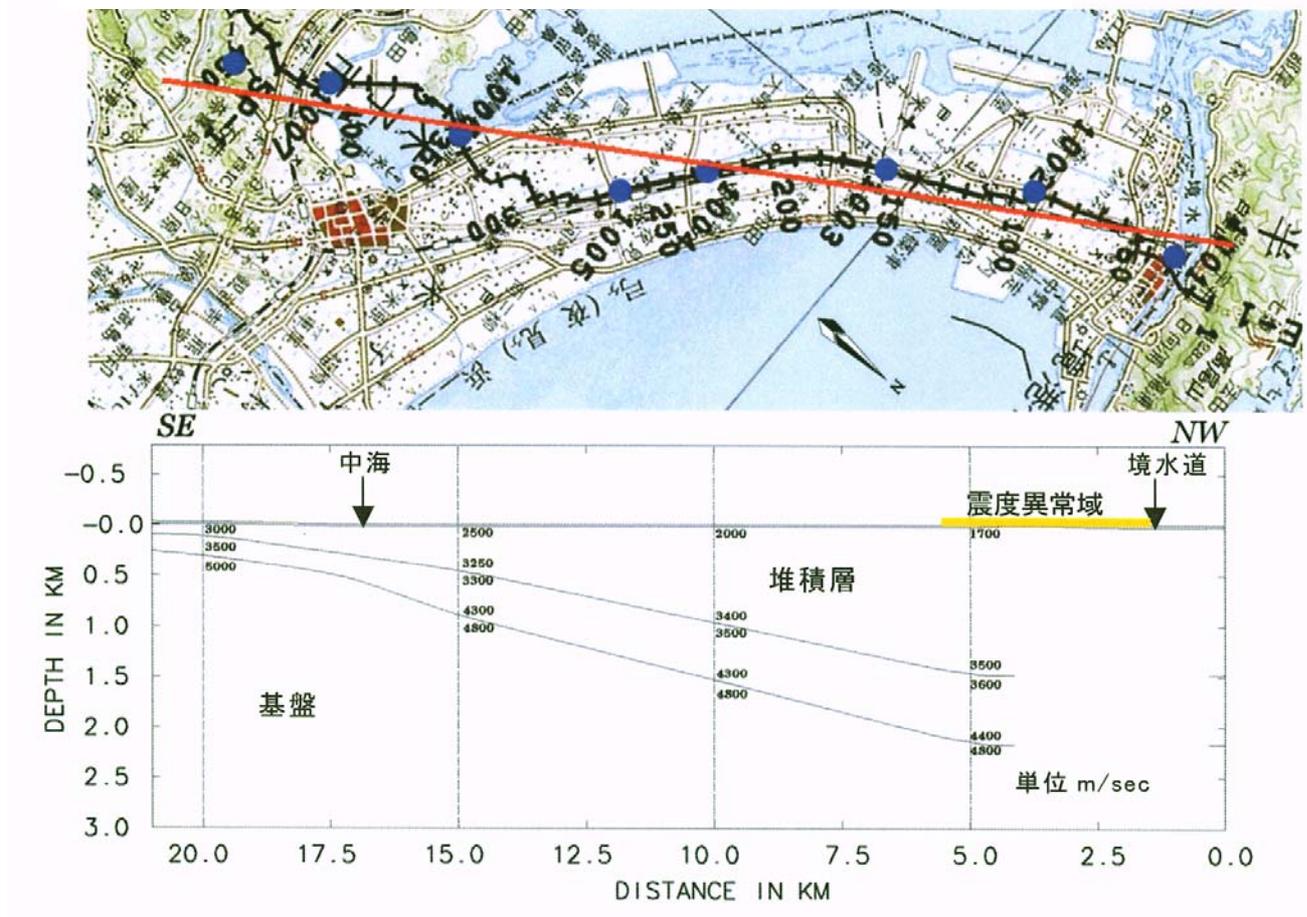


図 13 弓ヶ浜半島部の P 波速度構造

主な参考文献・資料

- 西田良平・安藤和也, 2002, 山陰地方の地震活動, 月刊地球号外, 38, 136-143
- 鳥取県, 2001, 平成 12 年鳥取県西部地震の記録
- 澁谷拓郎, 2002, 震源断層の不均質構造と破壊過程との関係—2000 年鳥取県西部地震の場合—2002 年秋季地震学会予稿集, A61
- 2000 年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループ, 2001, 稠密余震観測による 2000 年鳥取県西部地震の精密余震分布について, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, S3-005
- 鳥取県企業局, 1995, 竹内団地開発泉源掘削工事報告書
- 通商産業省工業技術院 地質調査所, 1982, 1:200,000 地質図 松江及び大社
- 通商産業省工業技術院 地質調査所, 1996, 1:200,000 地質図 高梁

5. まとめと今後の課題

調査のまとめ

本調査により、鳥取県西部地震の余震域から弓ヶ浜半島部までの地下構造が明らかになりました。余震域南部では深さ 12km~14km に存在する深部反射波が余震分布の下限の深さに相当すること、本震付近に低比抵抗帯が存在するなど、地震発生機構を解明するための情報を得ました。

弓ヶ浜半島部の堆積平野は、北傾斜の構造を呈し、境水道から約 3km 南の地点で厚さ 2,500~3,000m の堆積層が存在することが明らかになりました。また、その北側の境港市北部(震度異常域)は堆積平野の縁に位置すること、地表に低速度層が厚く分布するなど、周辺部とは異なった地下構造であることがわかりました。なお、この震度異常域では反射面が不明瞭なため、境水道付近で予想される急激な基盤構造の変化を捕捉することはできませんでした。

今後の課題

本調査の目的(鳥取県西部地震と地下構造との関連性を解明するための基礎資料の収集)はほぼ達成されましたが、地震発生機構や弓ヶ浜半島部の震度異常を引き起こした地震波の挙動が直接的に解明されたわけではありません。地震発生機構を解明するには、余震域での深部反射波や低比抵抗帯の成因(周辺部と比べてどのような物性の変化があるのか?)を研究する必要があります。また、弓ヶ浜半島北端部での震度異常を引き起こした地震波の増幅作用は、同地域での特異的な地下構造が複合的に作用して生じたと考えられます。この可能性を検証するためには、地震動シミュレーションによる定量的な評価が必要となります。今後、今回の成果をもとに、大学や国の研究機関と連携した研究が望まれます。

本調査の実施にあたり、鳥取県地下構造調査委員会を組織し、その指導と助言のもとで調査を行いました。

鳥取県地下構造調査委員会 委員(敬称略・委員長以下、五十音順)

	氏 名	所属・役職
委員長	西田 良平	鳥取大学工学部 教授
委員	梅田 康弘	京都大学防災研究所 教授
委員	大志万 直人	京都大学防災研究所 教授
委員	塩崎 一郎	鳥取大学工学部 助教授
委員	平田 直	東京大学地震研究所 教授
委員	横田 修一郎	島根大学総合理工学部 教授

鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査

発行 平成16年2月

発行者 鳥取県防災監防災危機管理課

鳥取県鳥取市東町一丁目271(〒680-8570)

電話 0857-26-7873 FAX 0857-26-8137

調査実施機関 株式会社地球科学総合研究所