

4) 地質学的解釈

ここでは測線ごとに地質学的解釈を行う。測線は、福井沖～若狭湾にいたる地域と、鳥取沖の地域に分布している。この領域の海底地質については、玉木ほか（1982）¹⁹⁾、山本ほか（1990）²⁰⁾、山本ほか（1993）²¹⁾、山本ほか（2000）²²⁾ などによって詳細に記載されている。不整合を隔てて、下位より中新統の香住層群、鮮新統の浜坂沖層群、第四系の鳥取沖層群に区分されている。本報告では、基本的にはこれらの区分に従う。福井沖～若狭湾沖については直接参照できるボーリング資料が乏しいが、鳥取沖については、基礎試錐「鳥取沖」、「香住沖」（岩崎，1992）²³⁾によるボーリング資料がある。

a) 福井沖～若狭沖沿岸海域

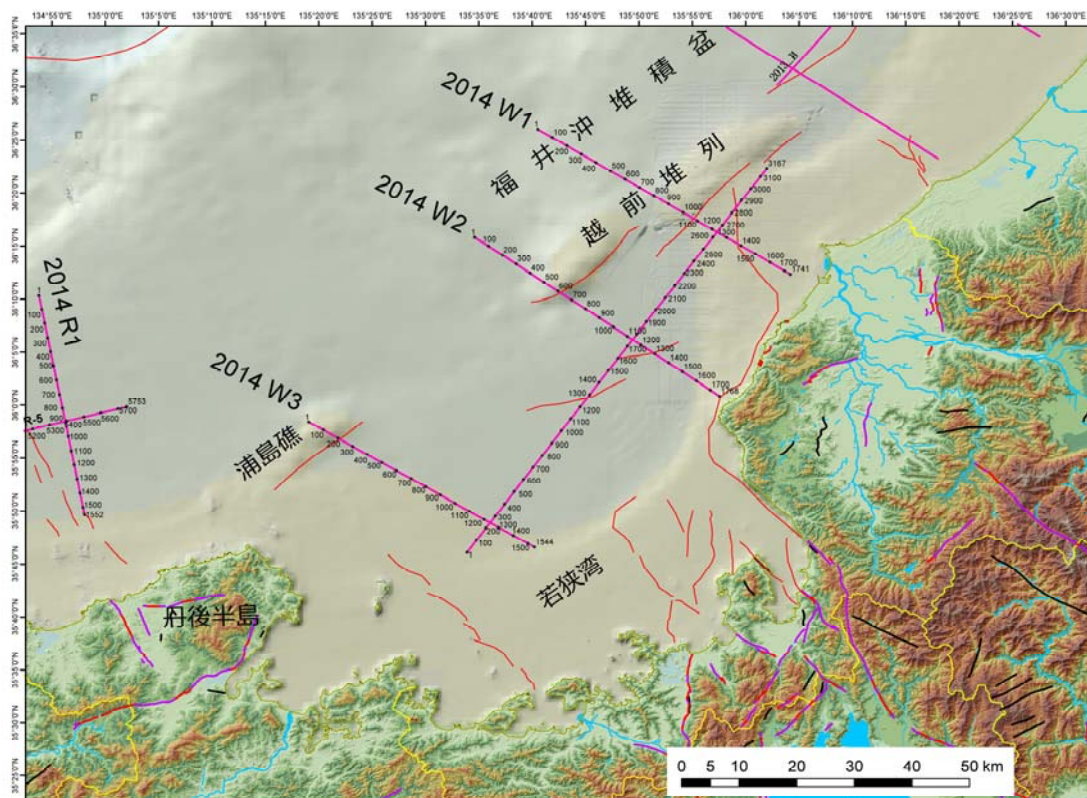


図 44 福井沖～若狭沖海域の探査測線。赤線：海底活断層（調査検討会，2014⁸⁾）。赤紫色実線：二船式反射法地震探査測線、測線上の黒丸と数値は、100 毎の CDP の位置と番号。

W1 測線: W1 測線は、測線群の最も北東に位置するもので、福井沖から北西方向に越前堆列を経て福井堆積盆地にいたる西北西-東南東方向に 40 km の測線である（図 44）。この測線の北東方延長は、平成 25 年度沿岸海域での探査海域²⁴⁾にほぼ連続する。層準の解釈を含む時間マイグレーション断面を図 45（上）に示す。図 46 には越前堆列を横切る時間断面の拡大図を示す。深度変換断面（図 45 下）では、測線中央部（CDP1060）に越前堆列の南東縁を限る北西側隆起の逆断層が存在する（図 44, 45）。この断層の隆起側では最新期堆積層についても、隆起側で薄く低下側で厚い成長層を構成していることから、活断層と判断される（図 46, 47）。この断層は、表層地質図や調査検討会としてもマッピング

されているものと同一である。この隆起部の北西側の CDP500 程度には規模の小さい南東側隆起の逆断層が分布する。構造的には前述した活断層と密接な関連性を有している。この大規模な背斜構造は CDP1060 の断層を隔てて隆起側の北西側で厚い堆積層を有しており、大局的にはリフト形成期の正断層が反転運動したものと理解される。CDP1350 では、海底活断層が記述されている(8.25)、この断層の走向と測線方向の交差角度が少ないが、時間断面では不明瞭ながら、南東側隆起の構造として認識することができる。

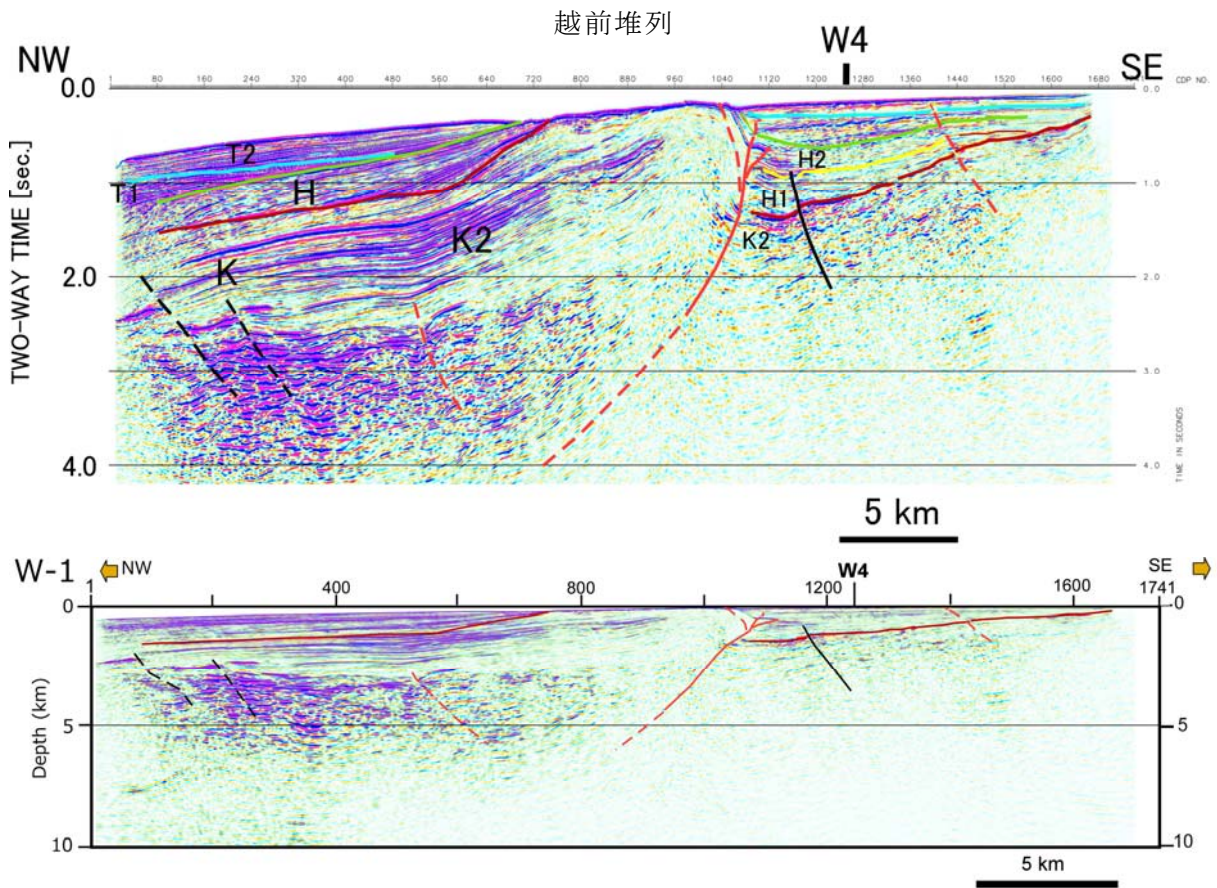


図 45 W1 測線の反射法地震探査断面の地質学的解釈。

(上) 時間マイグレーション断面、(下) 深度変換断面

K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。赤線: 活断層、赤波線: 推定活断層、青線: 鮮新世以降に活動した断層、黒線: 地質断層。

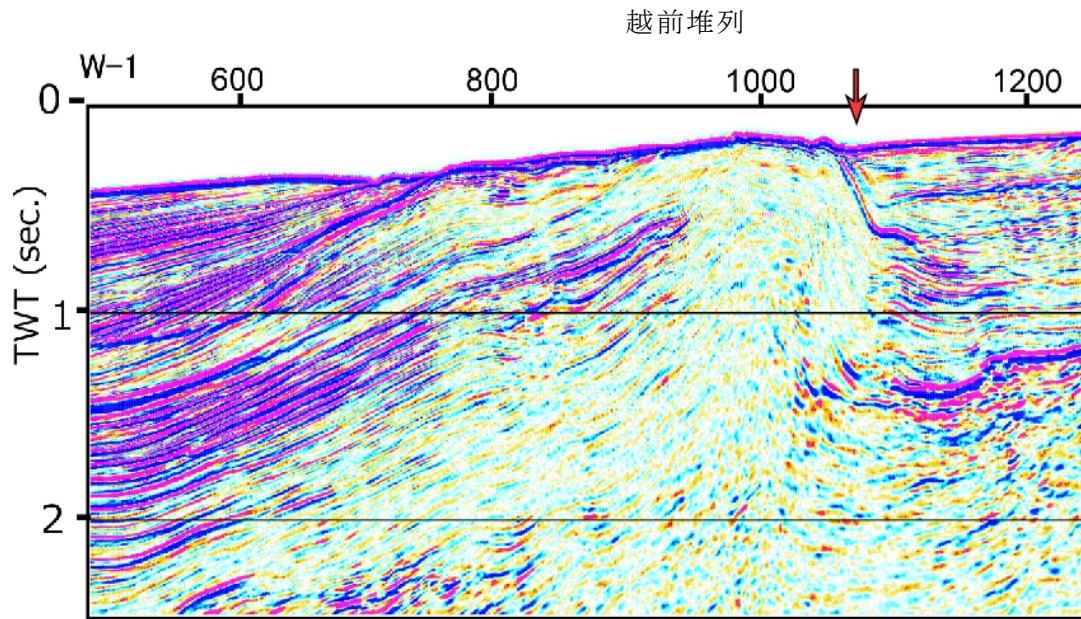


図 46 W1 測線中央の越前堆列を横切る反射法時間断面の拡大図。

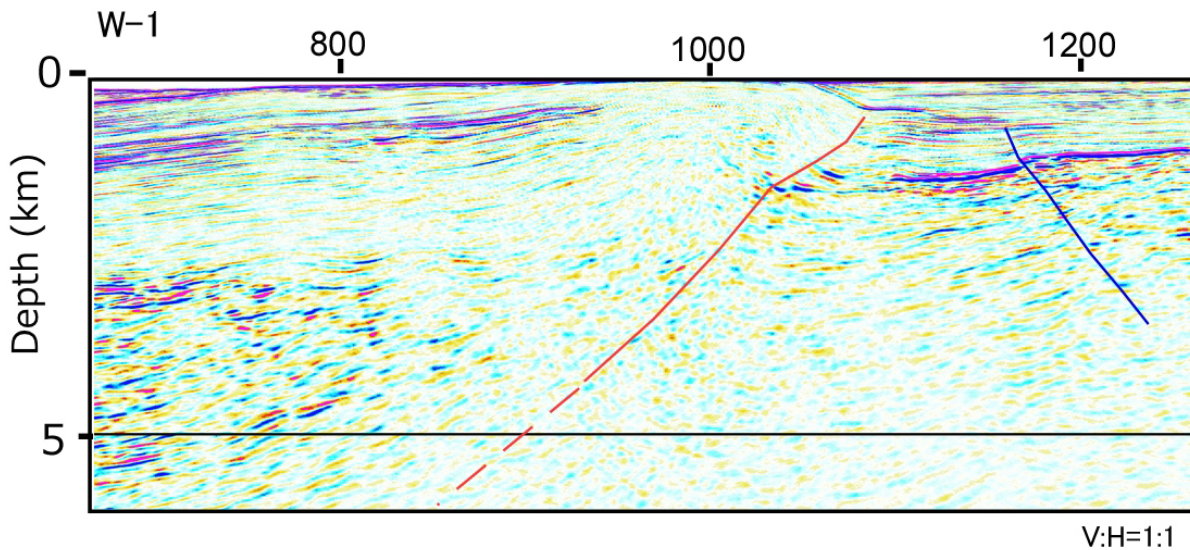


図 47 W1 測線中央の越前堆列を横切る深度変換断面の拡大図。

W2 測線：本測線は、W1 測線の南西 20km に位置し、北西-南東方向に伸びる長さ 40 km の測線である（図 44, 48）。測線北西部で越前堆列を横切る。測線北西部の CDP600 付近に越前堆列南東縁の北西側隆起の逆断層が分布する。構造の基本形状は、W1 測線の越前堆列南東縁の断層に類似し、リフト形成時の正断層のインバージョンであり、堆積層最新期の地層に成長層を伴う。隆起帯の北西翼には、副次的な逆断層が形成されている。この隆起帯を隔てて両側に分布する浜坂沖層群の層厚は変化に乏しく（図 48, 49）、主要な隆起運動は、鮮新世後期に開始された可能性が高い。測線南東部の CDP1300 付近では、北西側隆起の逆断層が分布する（図 50）。この断層は地表近傍まで変位を与えており、調査検討会と同様、活断層と判断される。調査検討会⁸⁾によれば、東北東-西南西の走向を有する。反射断面から高角、北傾斜と判断される（図 50）。

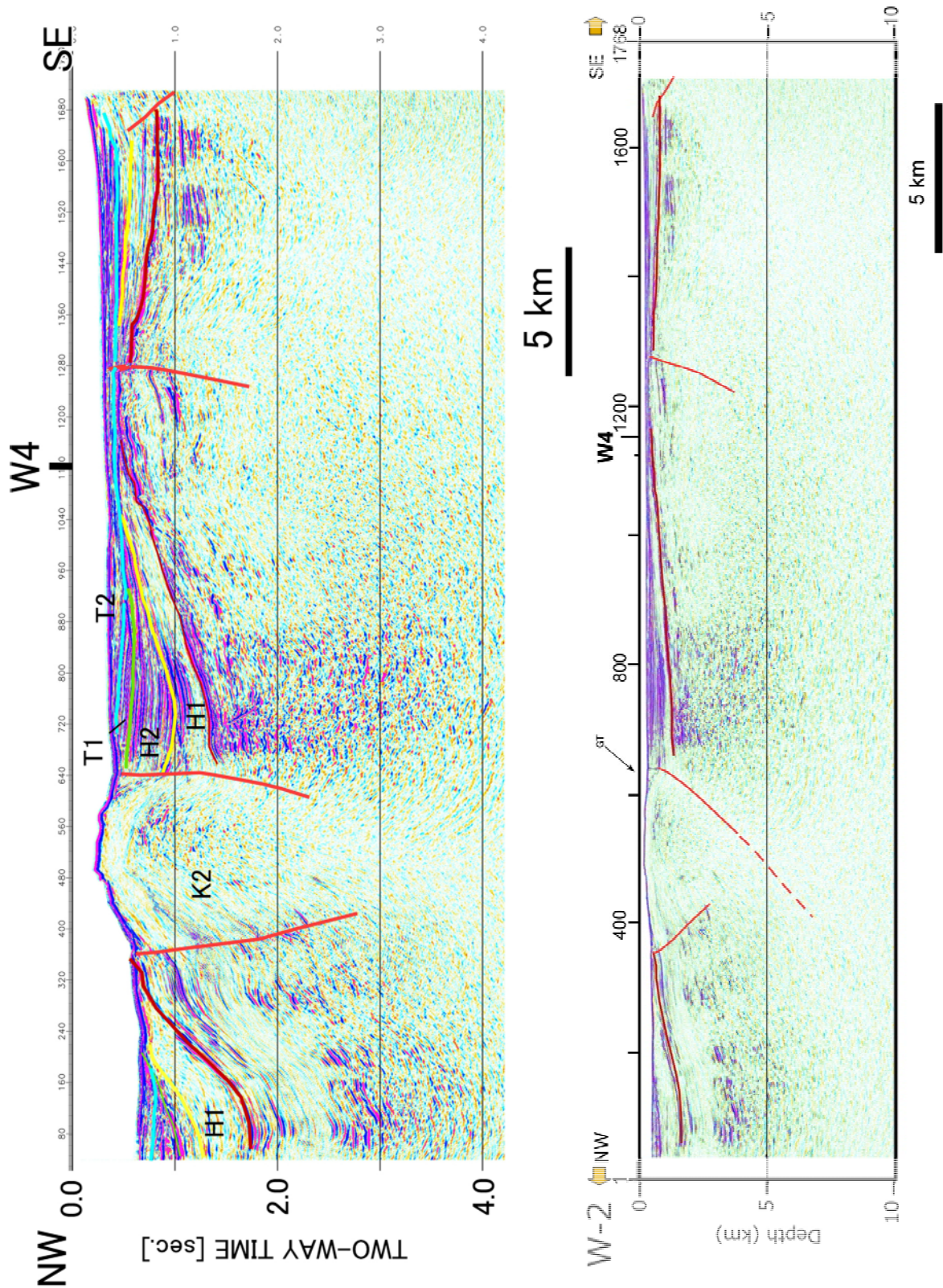


図 48 W2 測線の反射法地震探査断面の地質学的解釈。

左：マイグレーション時間断面、右：深度変換断面。K：香住沖層群、H：浜坂沖層群、T：鳥取沖層群。赤線：活断層、赤波線：推定活断層、青線：鮮新世以降に活動した断層、黒線：地質断層。

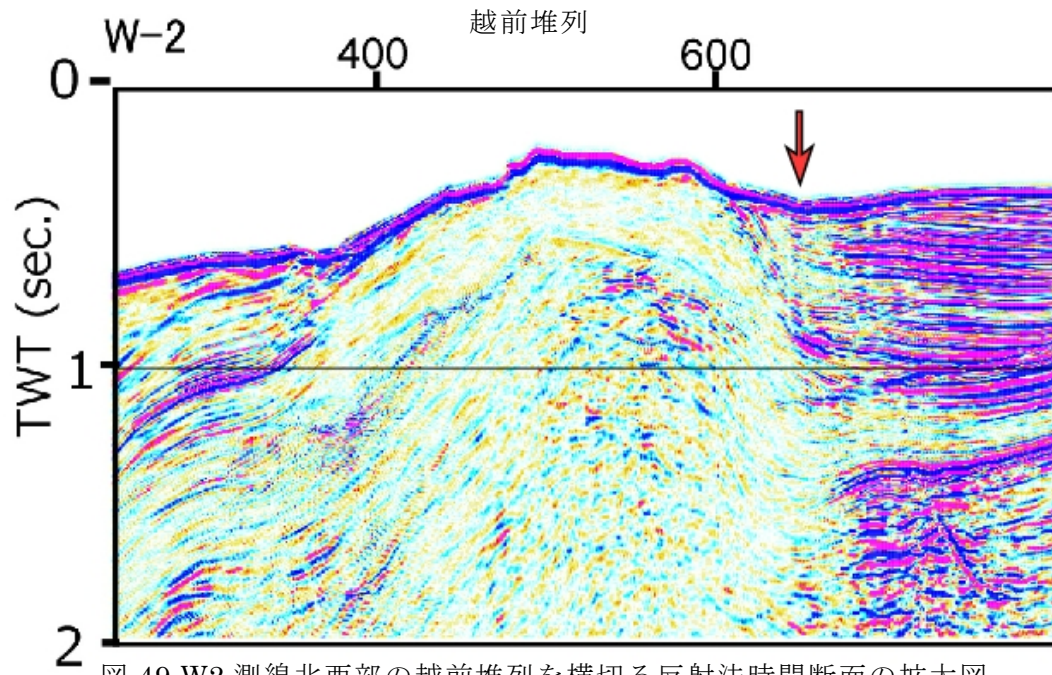


図 49 W2 測線北西部の越前堆列を横切る反射法時間断面の拡大図。

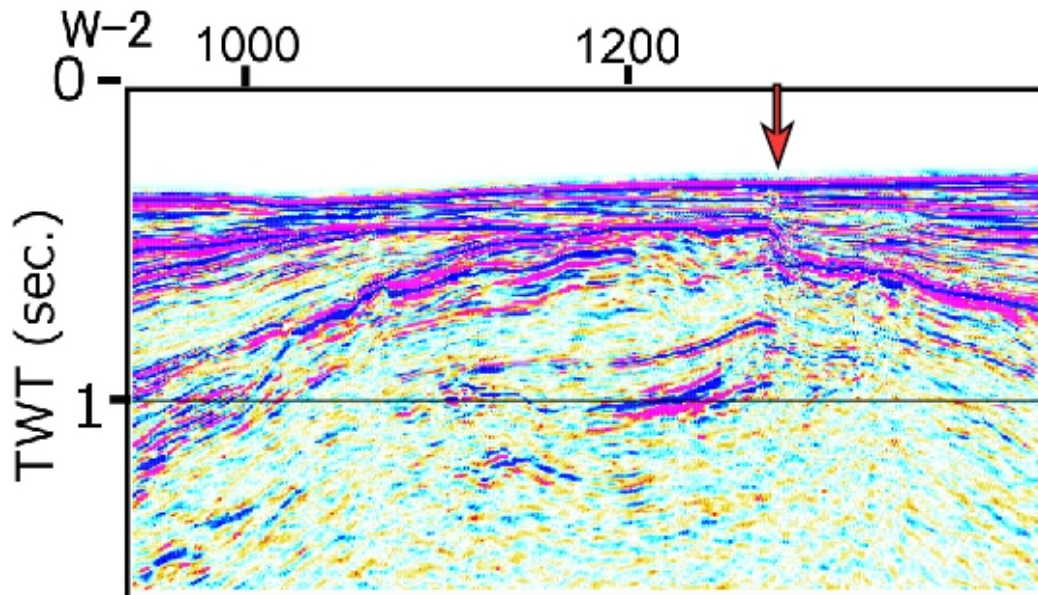


図 50 W2 測線南東部の隆起部を横切る反射法時間断面の拡大図。

W3 測線：本測線は、W2 測線の約 40 km 南西に位置し、浦島礁から南東に長さ 40 km に渡って伸びる（図 44、51）。測線北西部の CDP250 付近には浦島礁の南東縁を限る逆断層が分布する。反射面の傾斜から判断して鳥取沖層群の下部（T1）には大きな変形を与えているが、上部 T2 層への変形は見られない（図 52）。傾斜は中角度である（図 53）。断面図では CDP550 から 900 にかけて、ほぼ垂直な断層が分布する（図 51、54）。断層を隔てて反射面が不連続となっており、断面では対応する明瞭なオフセットは認められない。こうした特徴から横ずれ断層の可能性が高い。地表近傍まで変位させおき、活断層と判断される。杉山ほか（2013）²⁴⁾は経ヶ岬東方沖で東西方向の断層群を記述しており、これらの断層はこの断層系に相当する可能性が高い。

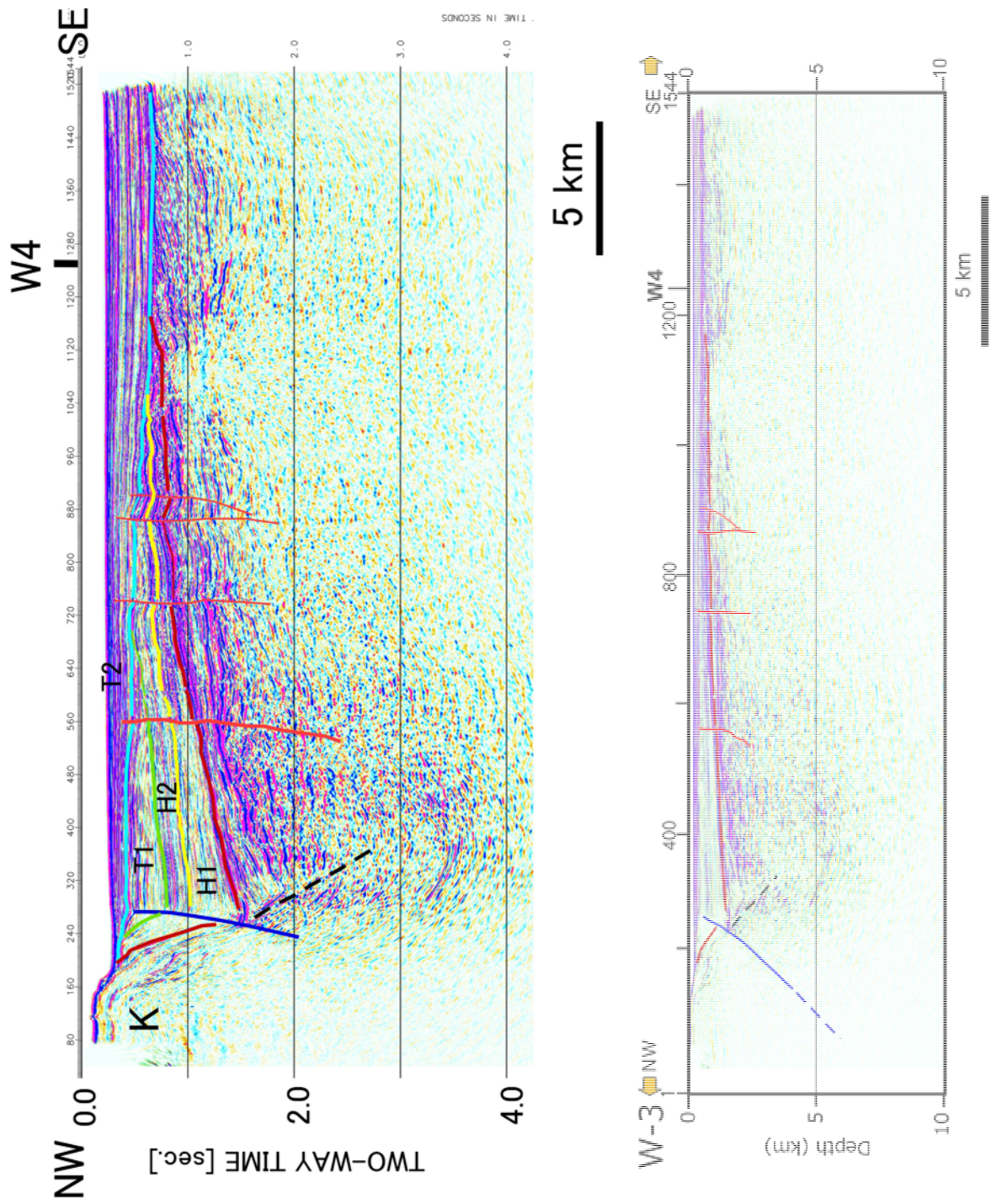


図 51 W3 測線の反射法地震探査断面の地質学的解釈。
 左: マイグレーション時間断面、右: 深度変換断面。
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

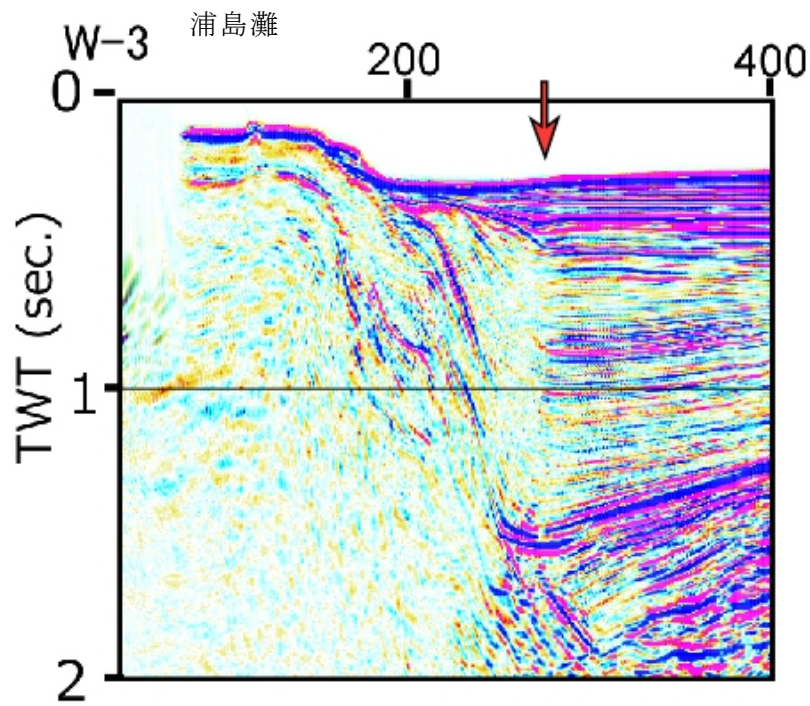


図 52 W3 測線北西部の浦島礁を横切る反射法時間断面の拡大図。

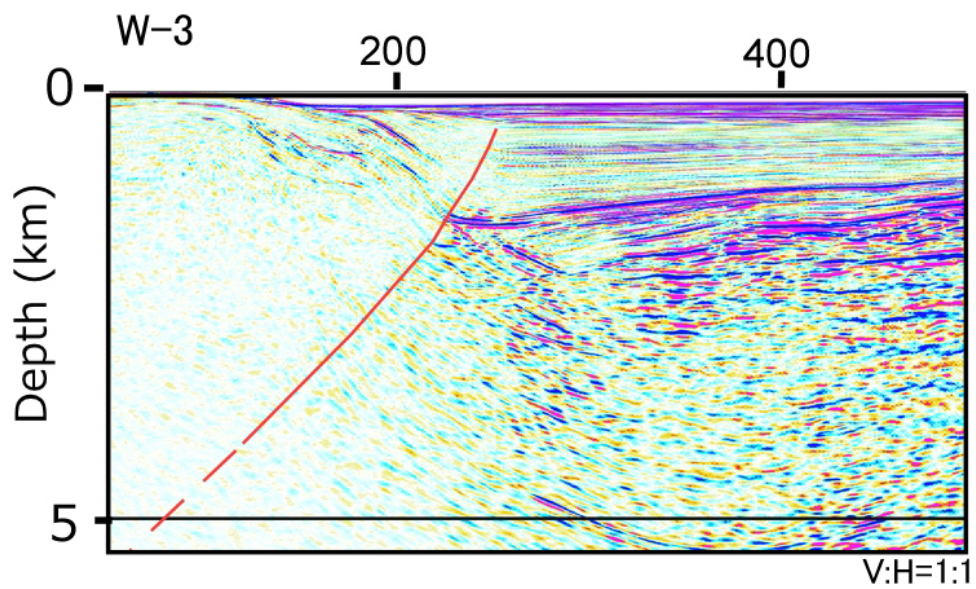


図 53 W3 測線北西部の浦島礁を横切る深度変換断面の拡大図。

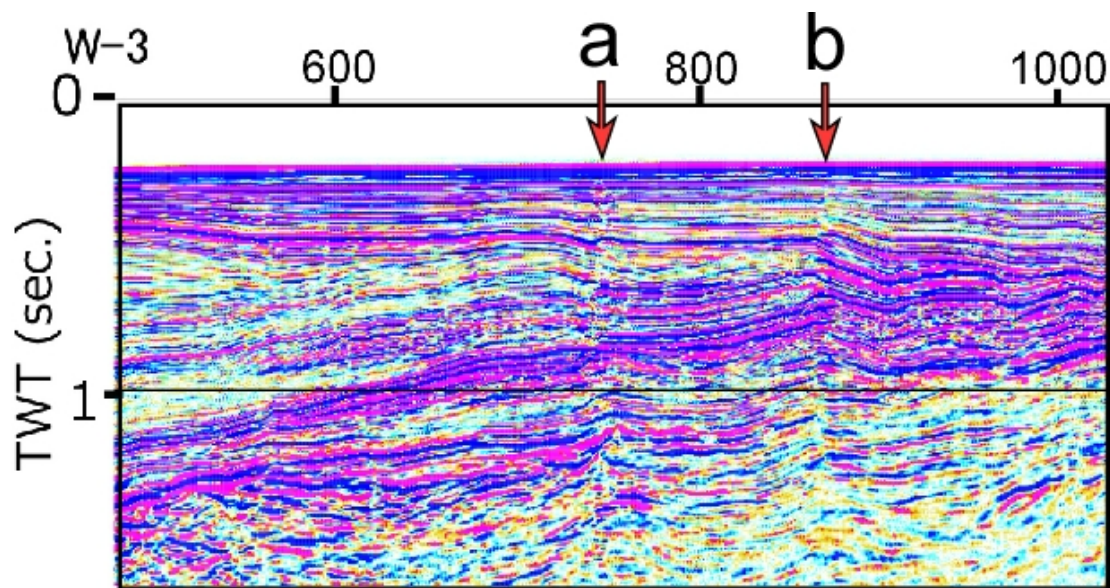


図 54 W3 測線中央部の時間断面の拡大図。浅部まで伸びる高角断層群が顕著。

W4 測線: 本測線は、北西-南東方向に伸びる W1~3 のそれぞれの測線に直交し北東-南西に長さ 75 km にわたる (図 44)。時間マイグレーション断面を図 55 に深度変換断面を図 56 に示す。測線南東部の若狭湾では、CDP550 と 720 付近に高角度の断層が位置する。CDP550 付近の断層の変位は鳥取沖層群までは及んでいない。CDP720 の断層については、鳥取沖層群の最上部付近まで変位を与えている活断層である (図 57 の矢印 a 断層)。広がりについては今後検討する必要がある。CDP950 の北東側隆起の逆断層 (図 57 の矢印 b 断層) は浜坂沖層群と推定される地層に成長層の構造を形成しているものの、鳥取沖層群堆積時には活動を停止している (図 57 の矢印 b 断層)。CMP1280 には北東側隆起の逆断層が存在するが、鮮新-更新統に成長層を形成しており活断層と判断される (図 58)。調査検討会の資料では、東北東-西南西方向の走向である。CMP2000-2400 にかけては、変位量が僅かな高角度の地表近傍まで変位させる断層群が見られる (図 59)。これらは杉山ほか (2013)²⁴⁾の南北方向の正断層群として記載している断層群に相当する。浜坂沖層群の基底など、鉛直方向への変位は軽微であり、断層を隔てた反射面の傾斜方向の変化など、大規模な構造には影響を与えていない。杉山ほか (2013)²⁵⁾においては、長さ 10 km 程度に渡って追跡している。断層面の傾斜は高角であり、横ずれ成分を有するものと判断される。CDP2750 付近には、北東側隆起の逆断層が存在する。これはほぼ杉山ほか (2013)²⁴⁾の柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長断層の北端部に相当する。杉山ほか (2013)²⁴⁾においても、この測線の区間では、波線でトレースを表記しているが、得られた断面では新期の堆積層に変形を与えておらず、断層は存在するものの活断層とは判断できない。

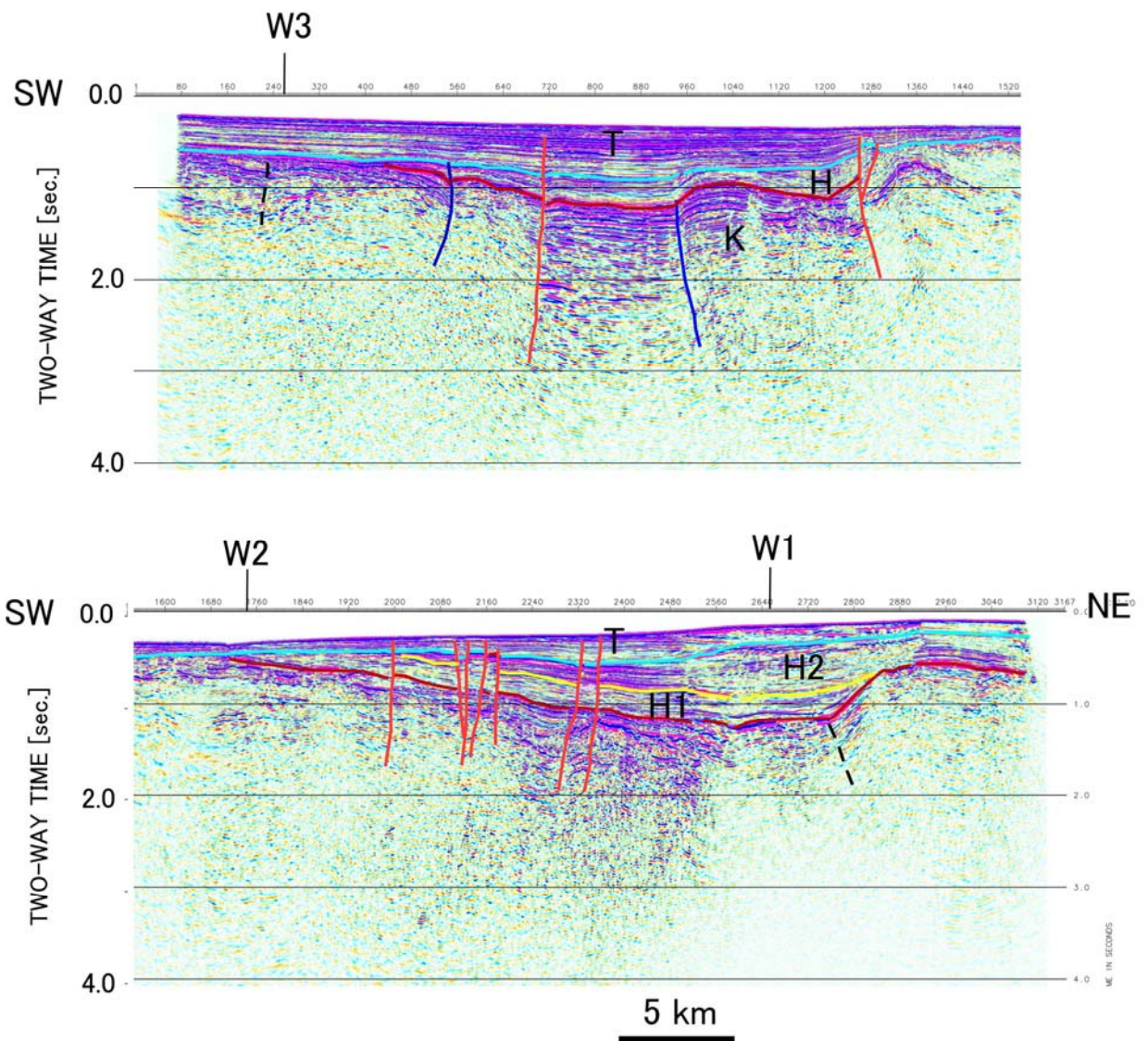


図 55 W4 測線の時間マイグレーション断面の地質学的解釈。
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

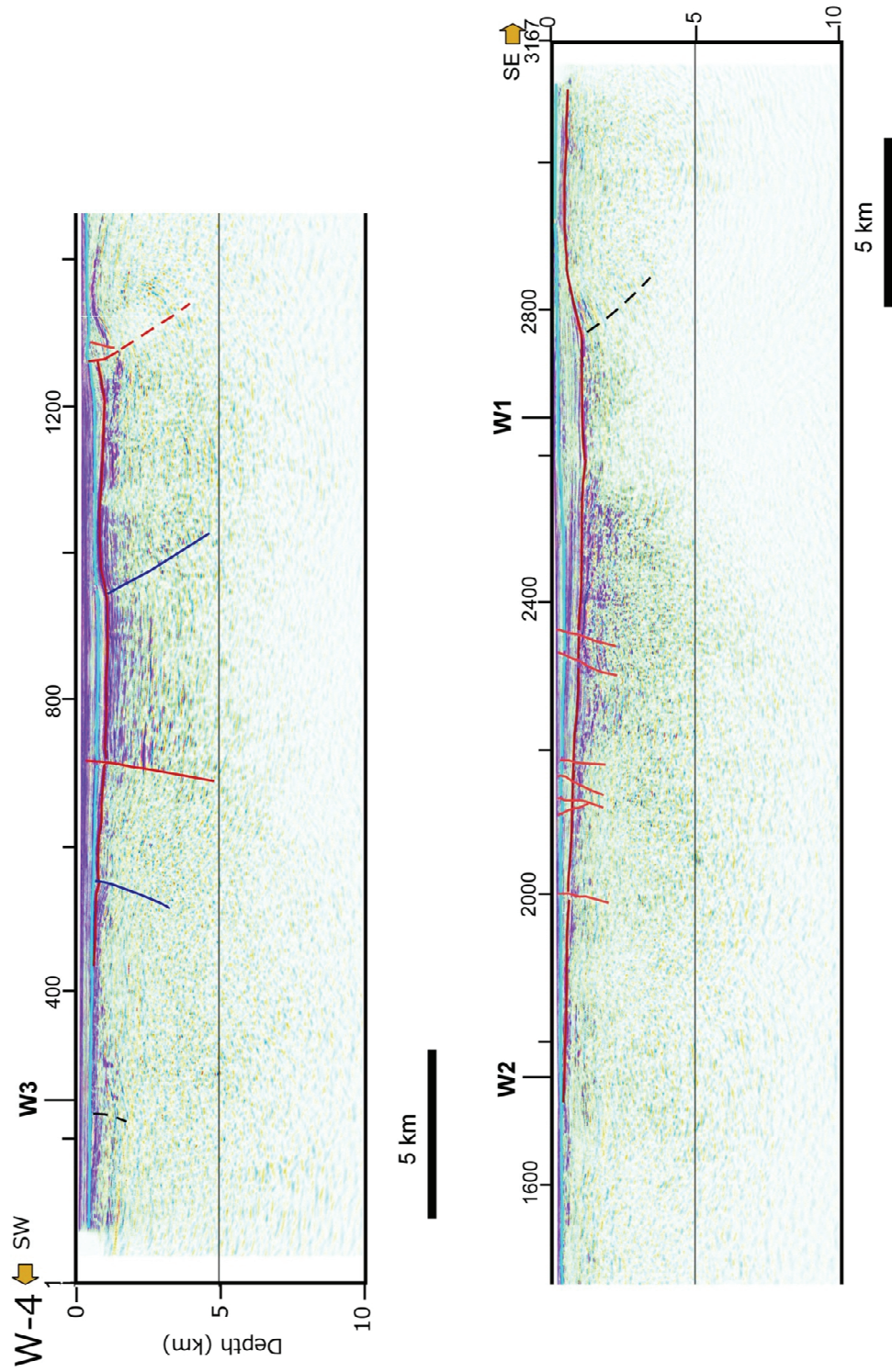


図 56 W2 測線の反射法深度断面。赤線:活断層、青線:鮮新統に変位を及ぼしている断層。

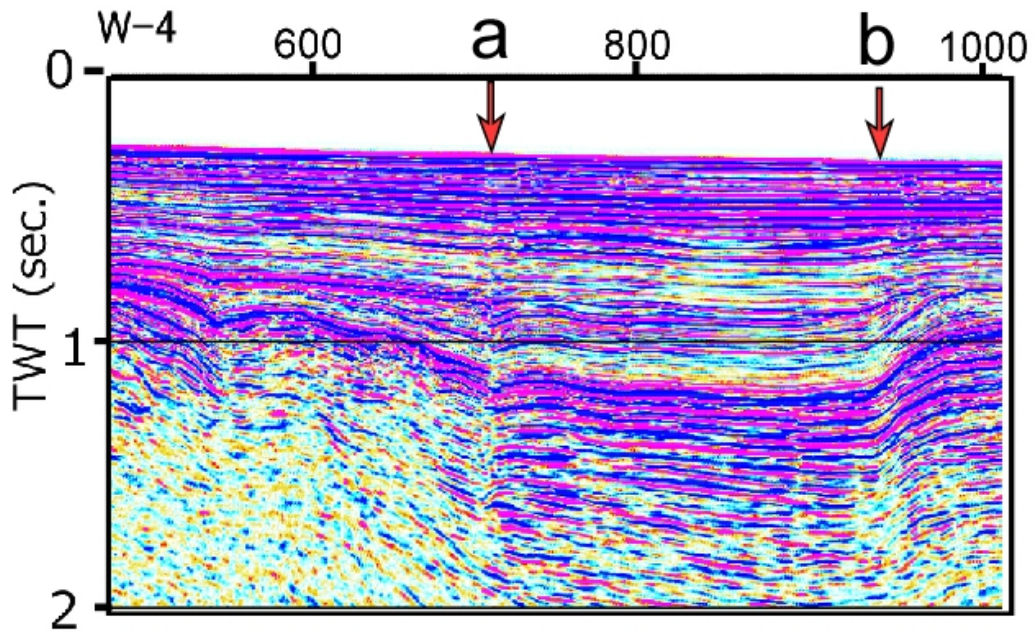


図 57 W4 測線南東部の隆起部を横切る反射法時間断面の拡大図。

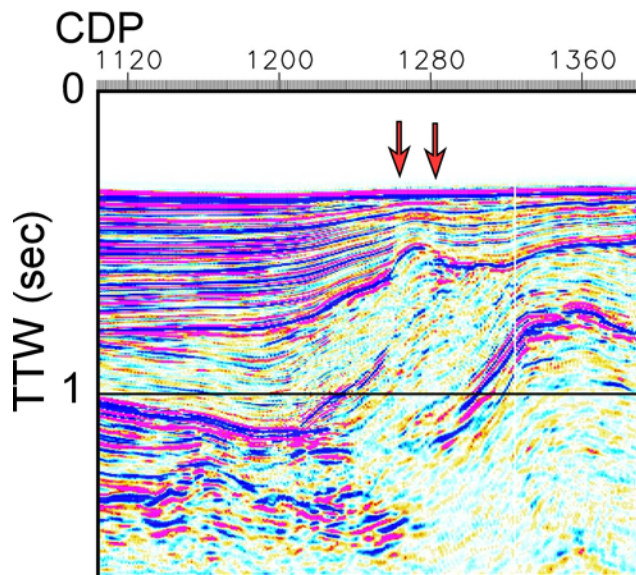


図 58 W4 測線 CDP1280 付近の時間断面。赤矢印の延長で、反射面の凸型の変形が地表近傍まで及んでいる。

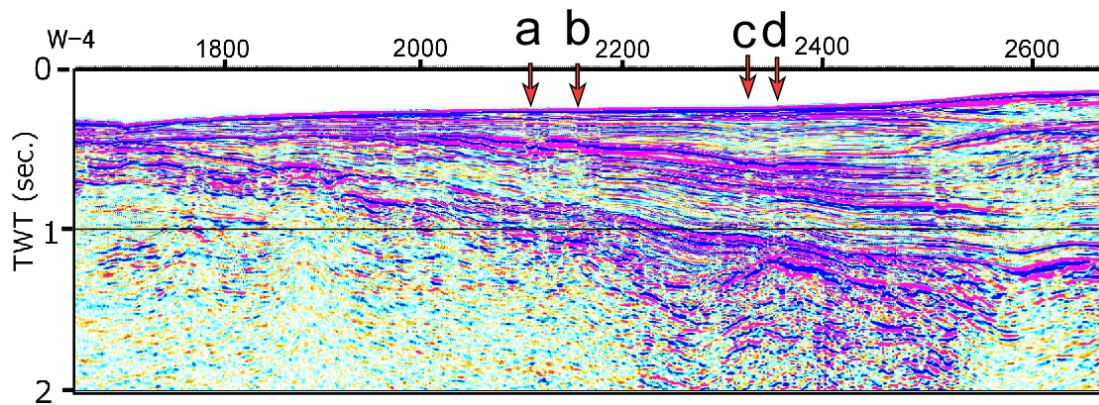


図 59 W4 測線福井沖の反射法時間断面の拡大図。

b) 鳥取沖沿岸海域

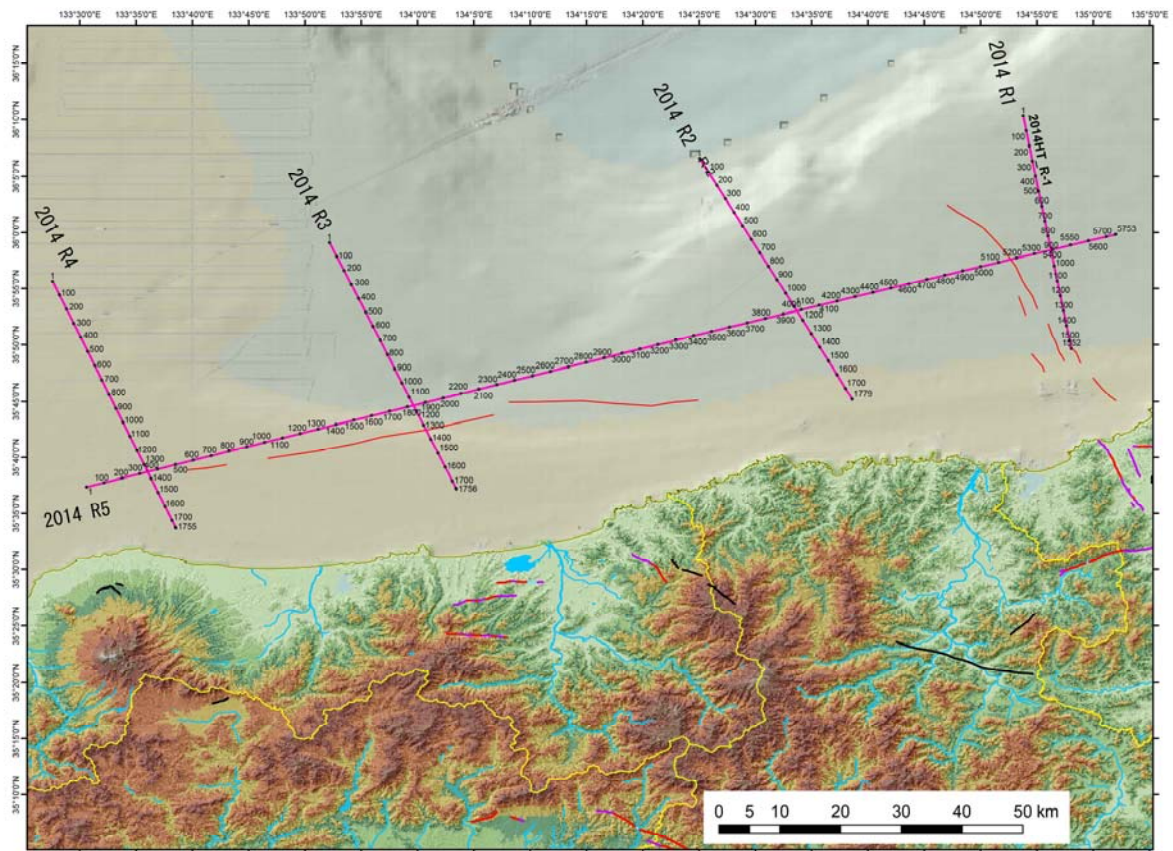


図 60 鳥取沖海域の探査測線。赤線：海底活断層（調査検討会(2014) 8)。赤紫色実線：二船式反射法地震探査測線、測線上の黒丸と数値は、100 毎の CDP の位置と番号。

R1 測線：京都府久美浜沖から北北西に 35 km に渡って伸びる区間である（図 60）。測線北部の CDP400-700 付近には、ENE-SWS 方向にのびる隆起帯が形成され²¹⁾、南縁には北傾斜の大規模な逆断層が位置する（図 61）。主要な断層運動は、上部鳥取沖層群堆積前に終了しているものの、第四紀とされる同層群中にこの隆起の進行による成長層が認められるため、活断層である可能性がある（図 62 の矢印）。ただし、明瞭な横ずれ変位は断面からは推定できないため、1Ma より古い時代の南北短縮²⁵⁾を反映している可能性がある。調査検討会（2014）⁸⁾では活断層と扱われていない。測線南端部（CDP1440）には北傾斜の逆断層が存在するが、鳥取沖層群上部には顕著な層厚変化を与えていない（図 63）。

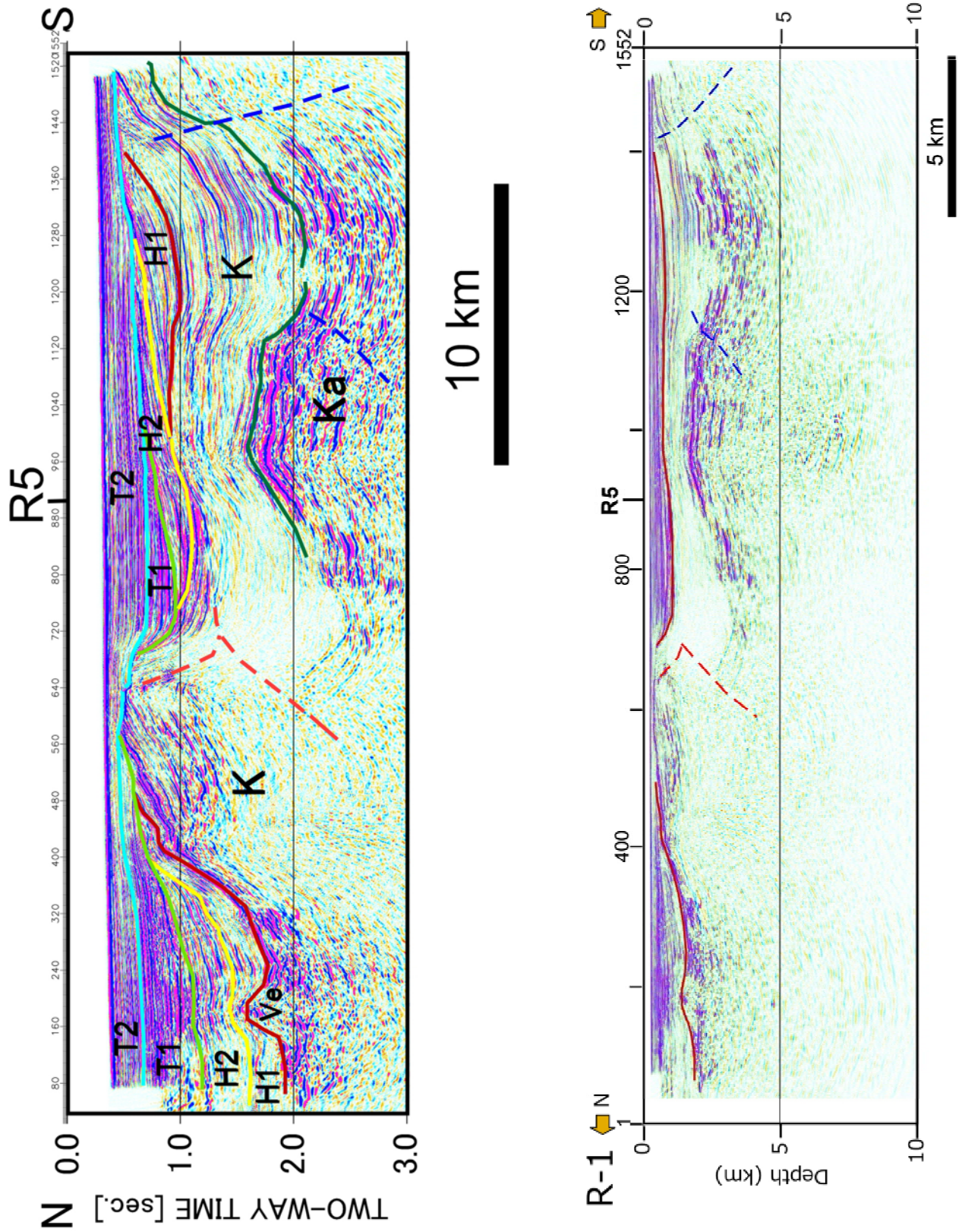


図 61 R1 測線の反射法地震探査断面の地質学的解釈。
 (左): 時間マイグレーション断面、(右): 深度変換断面
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

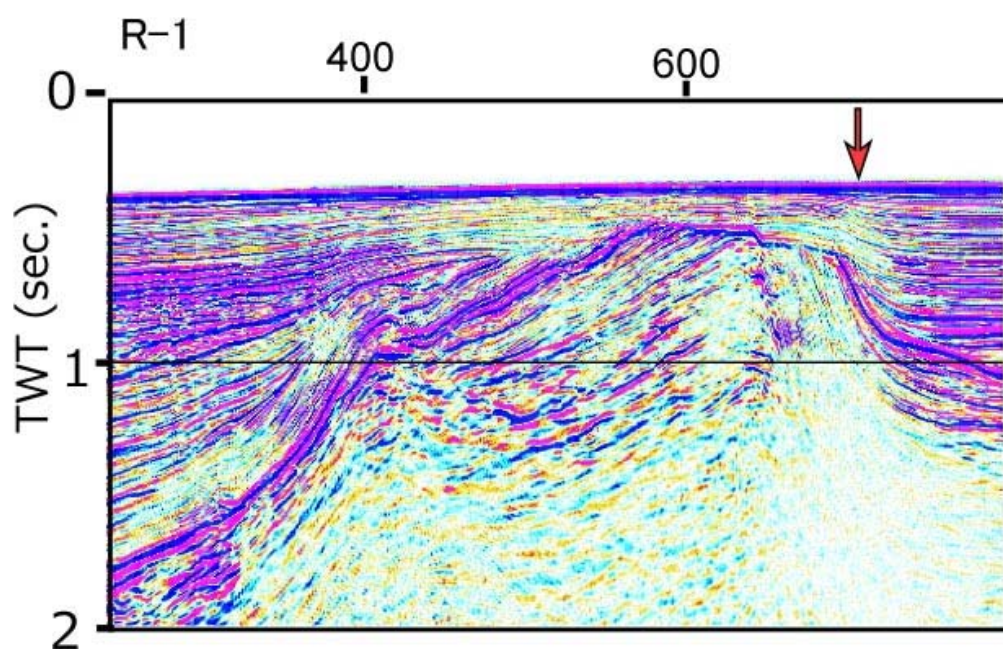


図 62 R1 測線北部の時間マイグレーション断面の拡大図。

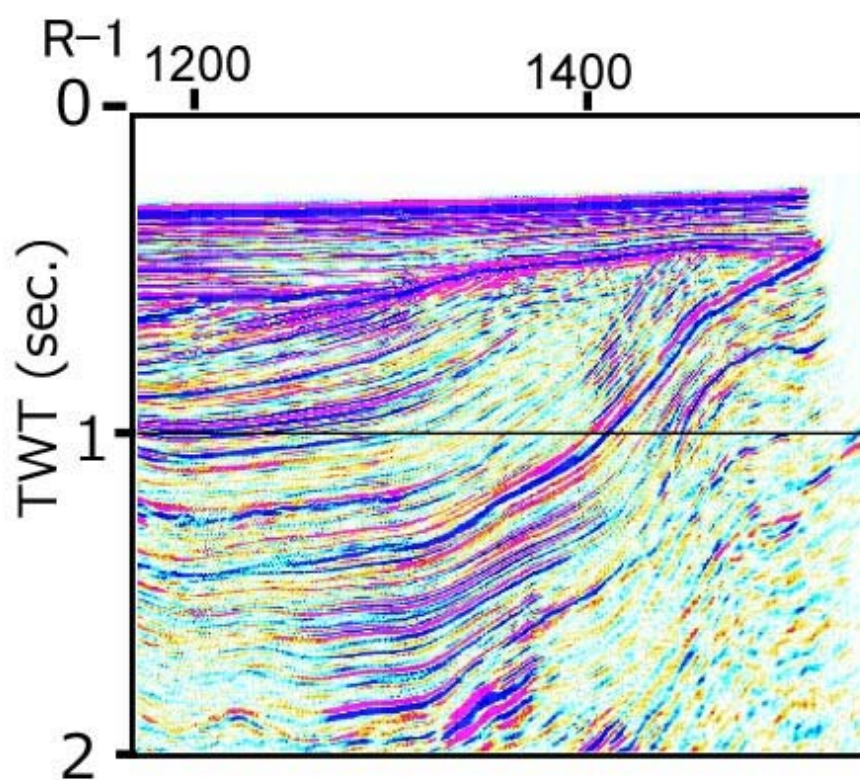


図 63 測線 R1 南端部の時間マイグレーション断面の拡大図。

R2 測線: R2 測線の西方 30 km に位置する香住沖から NNW-SSW 方向に隠岐舟状海盆の南端に達する長さ 40 km の測線である。測線北部には CDP640 付近に北傾斜の逆断層による隆起帯が形成されているが、北にフォアセットする堆積層に覆われており、新しい変形は認識できない。測線南部の CDP1520 の円錐形の高まりは、形状から水底成層火山と推定される。

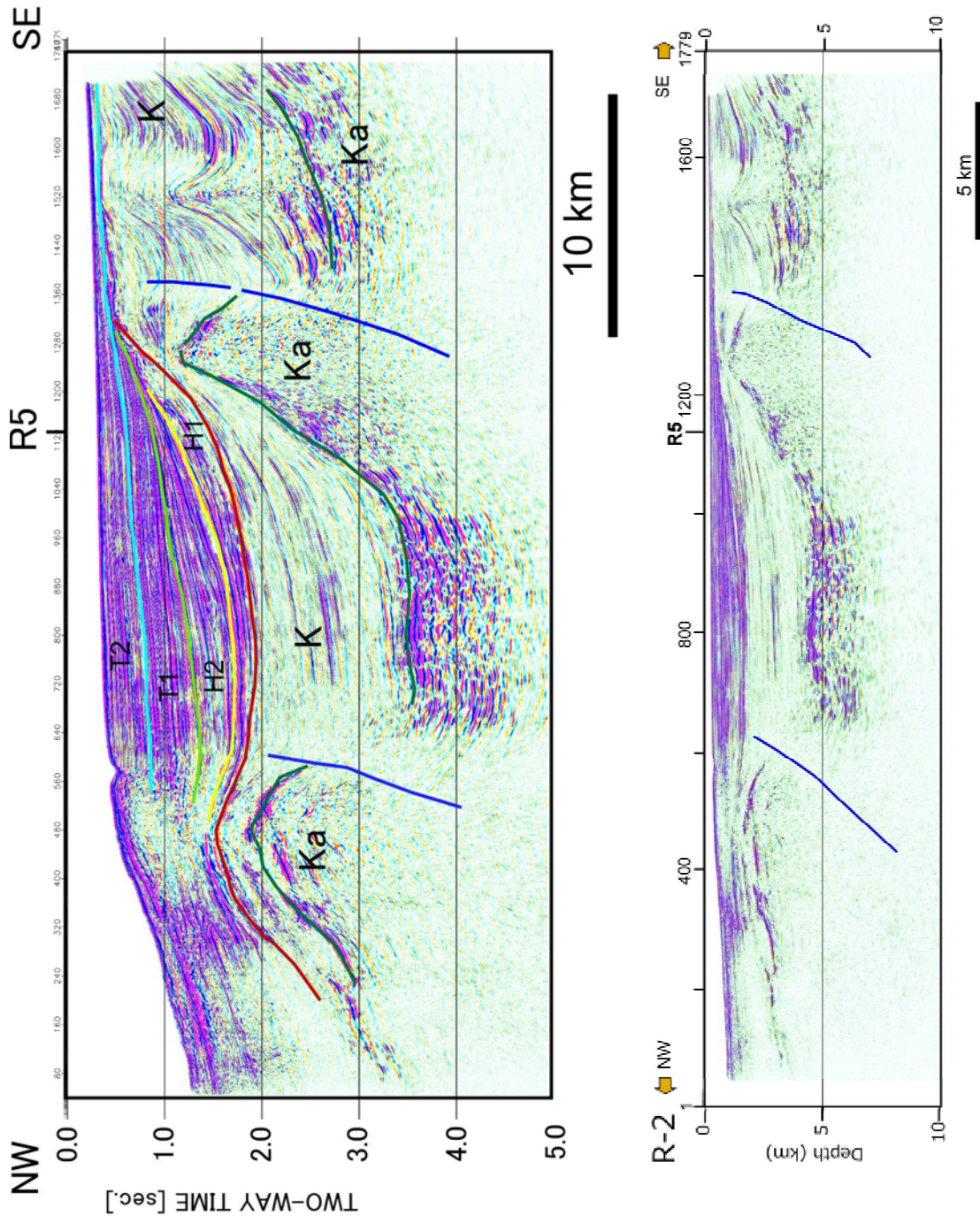
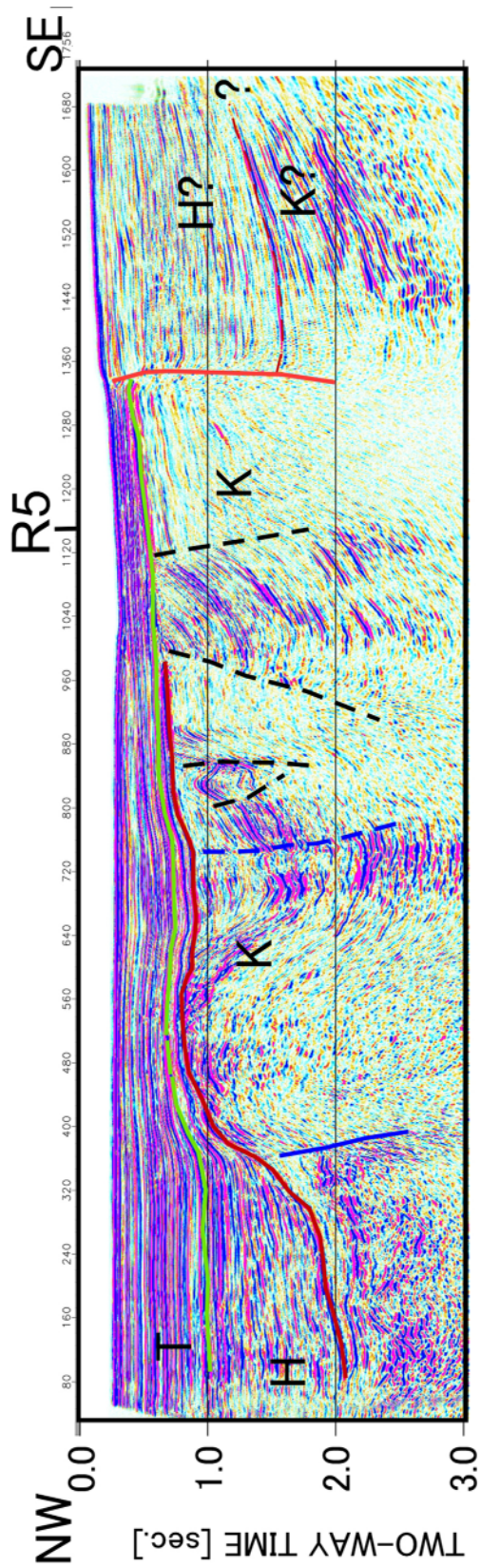
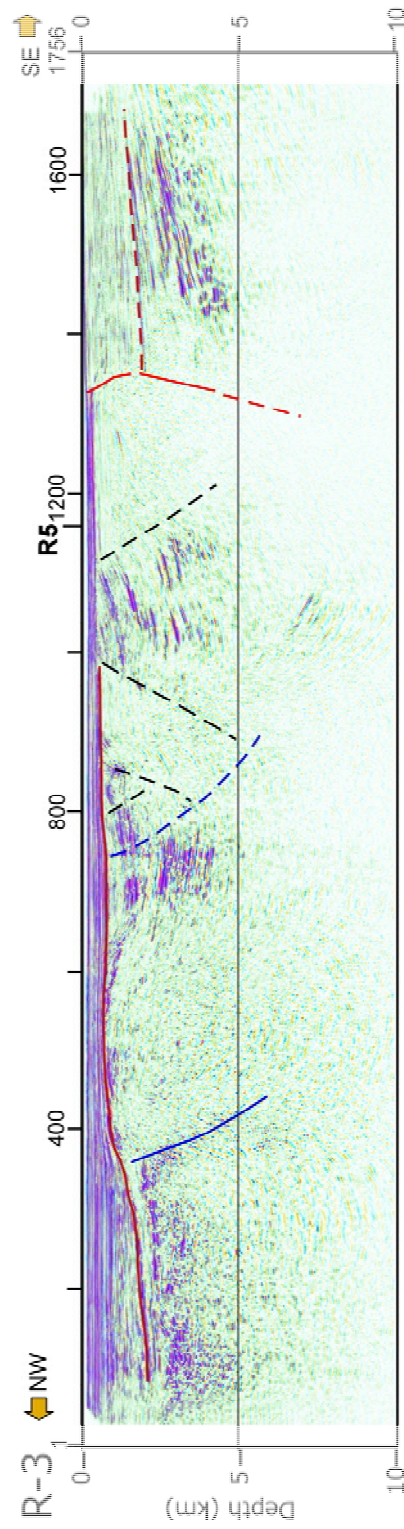


図 64 R2 測線の反射法地震探査断面の地質学的解釈。
 (左): 時間マイグレーション断面、(右): 深度変換断面
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。



10 km



5 km

図 65 測線 R3 反射法地震探査断面の地質学的解釈。
 (左): 時間マイグレーション断面、(右): 深度変換断面
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

R3 測線： 鳥取沖から北北西に 40 km の測線である（図 44、65）。北端部には厚さ 2.5 km に及ぶ堆積層が重なる。測線中央部の CDP300 から CDP1200 には著しく短縮変形を受けた中新統、香住層群が分布する。この ENE-WSW 方向の変形帯は、宍道褶曲帯³⁾の東方延長である。CDP350 付近には北側低下の逆断層が発達するが、鮮新統に不整合で覆われ、変形は鮮新統にはおよんでいない（図 66）。鮮新統はこれら中新統を不整合で覆う。CDP1000 から 1300 までは、高重力異常を示し堆積層が背斜を構成する（図 3）。重力図ではこの高重力異常はほぼ ENE-WSW 方向に追跡される。この重力異常帯の南縁には高角度の断層が位置する。この断層は、南側隆起で海底地形にも南側隆起の変位を与えており、活断層と判断される（図 67）。南側の低重力異常帯には 5 km に達する厚い中新統が重なる。断面では、断層を隔てて適切な垂直隔離のマーカが認められず、Itoh et al. (2002)⁹⁾の指摘のように横ずれ変位が卓越した断層である可能性が高い。

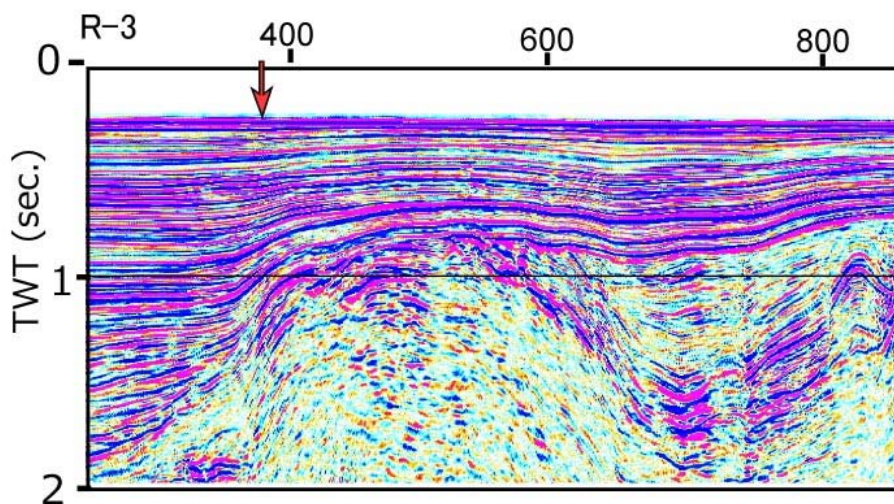


図 66 測線 R3 北部の時間マイグレーション断面の拡大図。

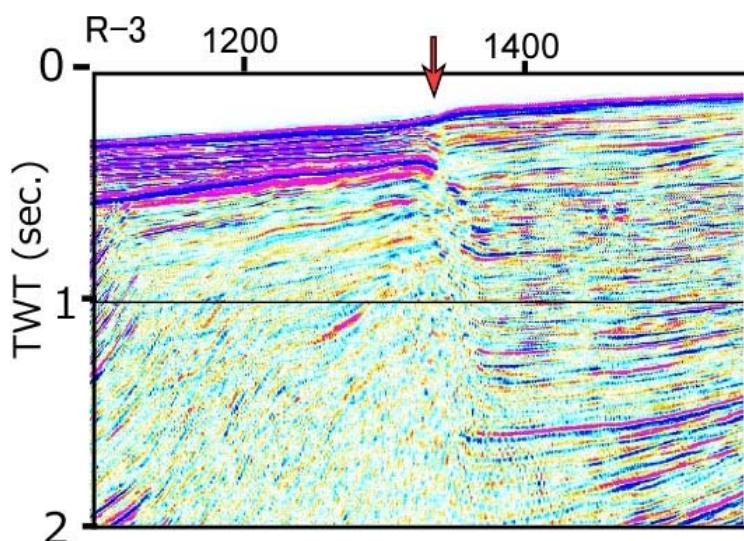


図 67 測線 R3 南部の時間マイグレーション断面の拡大図。

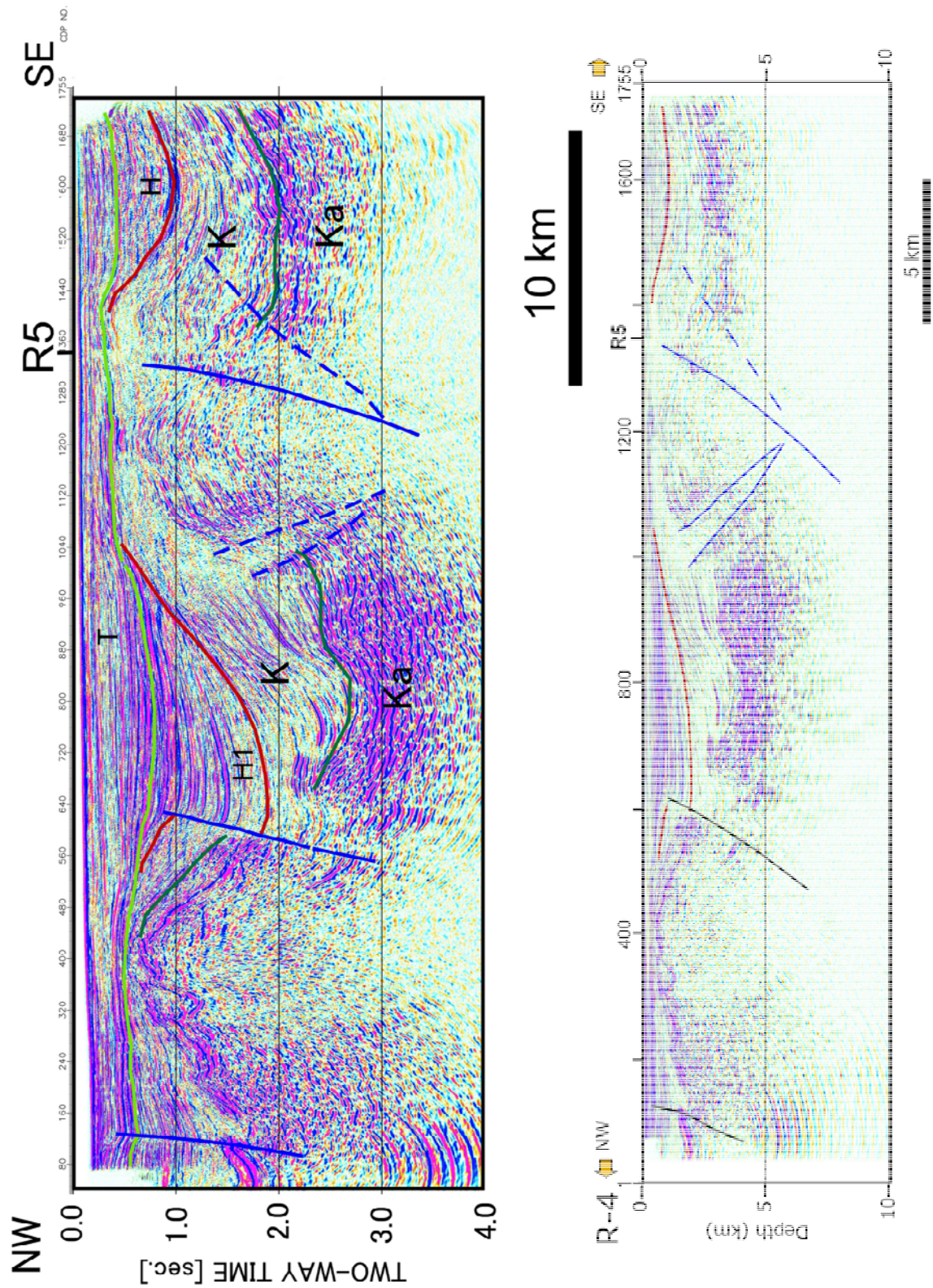


図 68 測線 R4 反射法地震探査断面の地質学的解釈。
 (左): 時間マイグレーション断面、(右): 深度変換断面
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

R4 測線: 倉吉沖から北北西に長さ 40 km の測線である (図 44、68)。北端部の CDP100 付近には北側隆起の逆断層が形成されているが、表層の堆積層には顕著な変形を与えておらず、活断層とは判断しなかった (図 69)。CDP400 と CDP1300 付近に複背斜軸を有する二つの隆起帯が形成されている。北方の複背斜は南北非対象で、南翼が急傾斜となり、CDP650 に北傾斜の逆断層が形成されている (図 68)。50 度程度の中角度を示し、構造形態からリフト時の正断層の反転した逆断層である可能性が高い。鳥取沖層群上部には顕著な成長層を構成せず、逆断層運動は鮮新世末には停止したものと判断される (図 69)。より南部に位置する CDP1300 付近の背斜は、背斜軸部でより厚い堆積層が分布すること、非対象な形状を示すことから、基本的には北傾斜の正断層の反転運動によって形成されたものと判断される。新期の堆積層まで背斜翼部で成長層を構成することから、背斜の成長をもたらす断層活動が第四紀までつづいたものと判断されるが、地表近傍まで達する断層は認められない (図 70)。またこの背斜の北翼には伏在するバックスラストが形成されている。

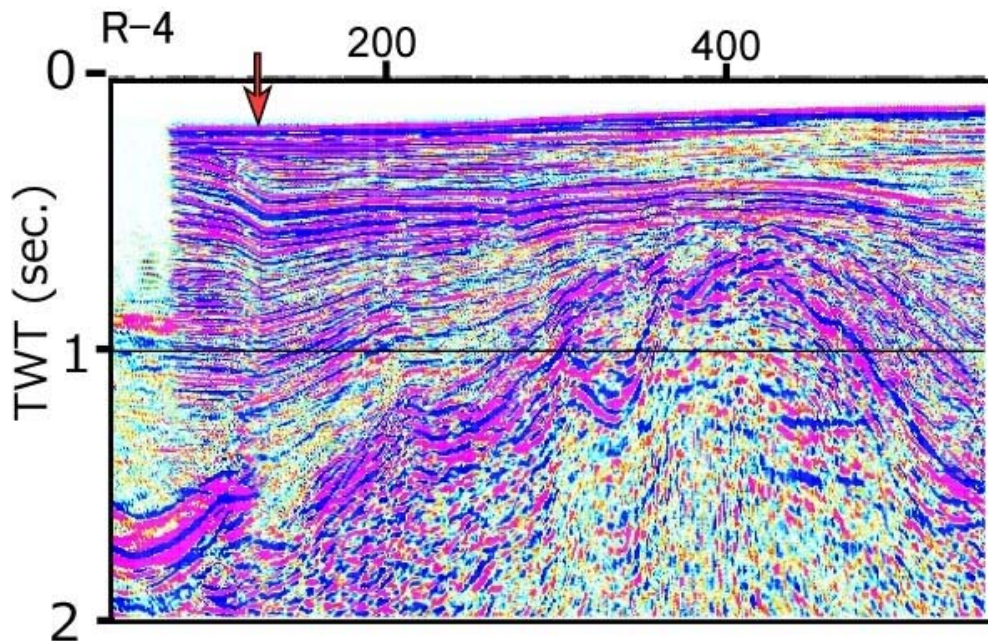


図 69 R4 測線北端部の時間マイグレーション断面の拡大図。

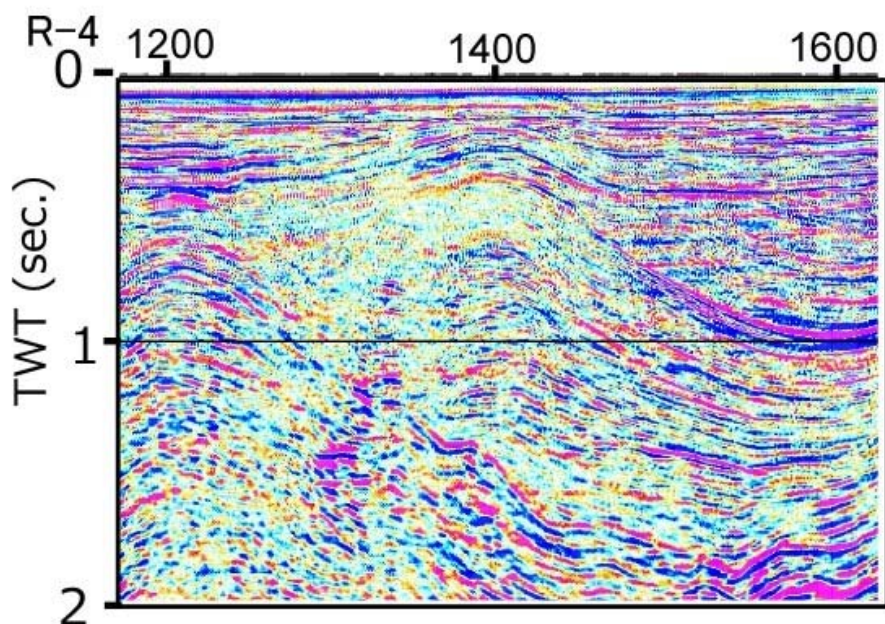


図 70 R4 測線 時間マイグレーション断面の拡大図。

R5 測線: 大山沖から丹後半島沖まで R1 から R4 とほぼ直交する東北東-西南西方向、長さ 140 km の測線である (図 44、71、72)。測線西部の CDP550 程度で、島根半島の東方に東北東方向に伸びる正の重力異常で示される隆起部の南縁を通過する。このため見かけ上西に傾斜した反射面が見られる。CDP2000 程度からこの隆起部を外れるため東傾斜の堆積層が分布する。これから R2 測線との交点である CDP4000 程度までは、深い堆積盆地が構成されていて、堆積物の厚さは 5 km を越える。これらの堆積層には非対象褶曲が発達している。ここでは、石油公団の鳥取沖の試錐が掘削されており (岩崎, 1992)²³⁾、褶曲する中新統を鮮新統が不整合に覆う層序が明らかにされている。CDP3800 から 5200 までは測線は、音響基盤の浅い領域を通過している。

この測線東側では、CDP3760、4450、5120 付近で変位の大きな断層が見られる。大局的に見るとこれらの断層は、音響基盤の深度が大きく変化する部分に形成されている。このうち、CDP3760、45120 付近の断層は海底面近傍まで変位させている。CDP3760 付近の断層 (図 73) は西傾斜の高角度、西落ちの断層で直線的に往復走時 1.5 秒程度まで追跡できる。変位が少ないため、深度変換断面では不明瞭である。高角度の傾斜から横ずれ断層である可能性がある。断層の広がりについては、不明である。CDP4450 の断層 (図 74) は、西部で低く東に高い音響基盤の高度変化域に位置している。変位量の少ない反射面の不連続によって認識される。

CDP5200 付近の断層 (図 75) は調査検討会 (2014)⁸⁾でもマッピングされている活断層である。断面では高角で、反射面の僅かな不連続によって認識される。大局的には、隆起部と堆積盆地の境界付近にあたる。

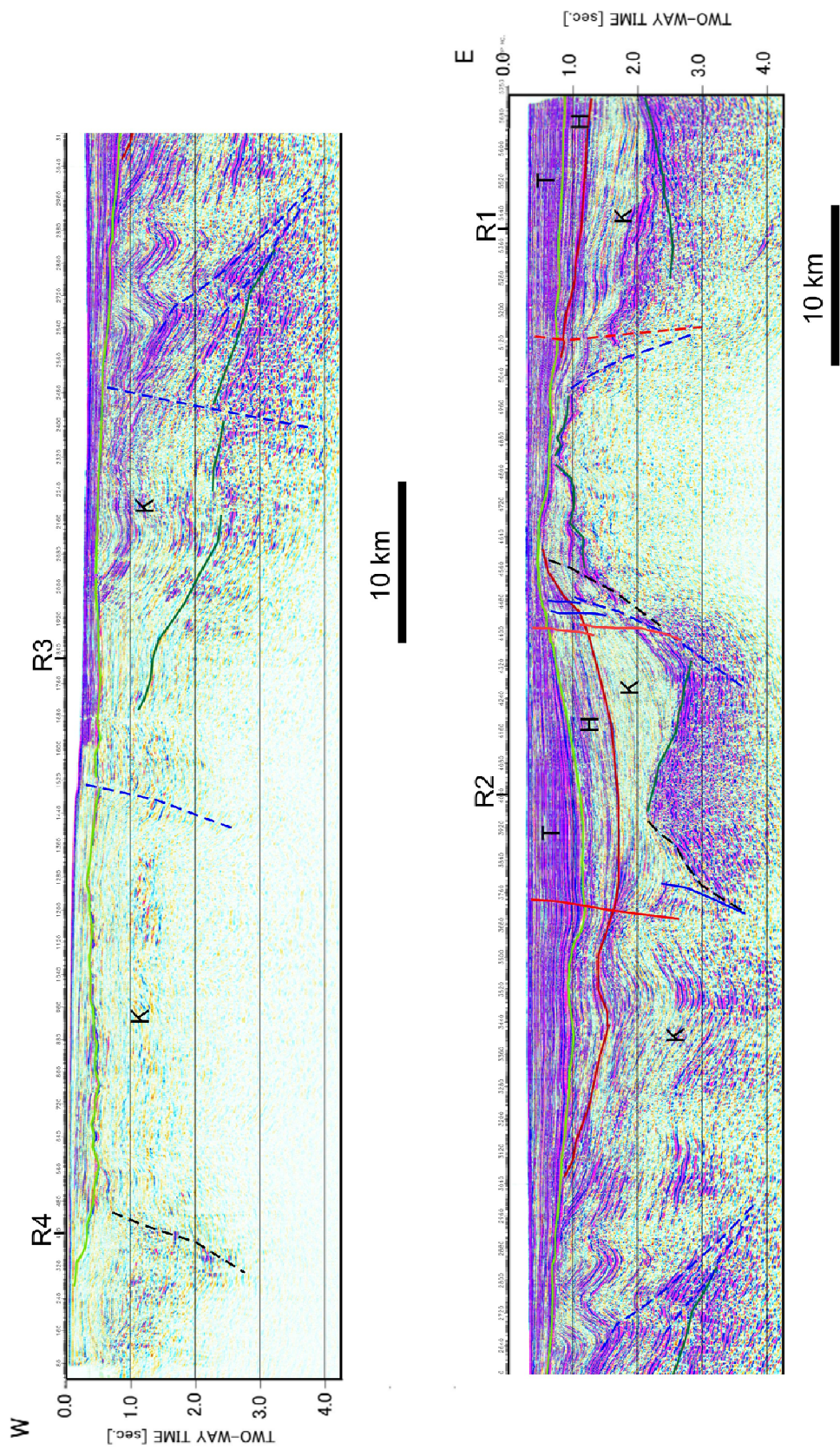


図 71 R5 測線の時間マイグレーション断面の地質学的解釈。
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層群、T: 鳥取沖層群。

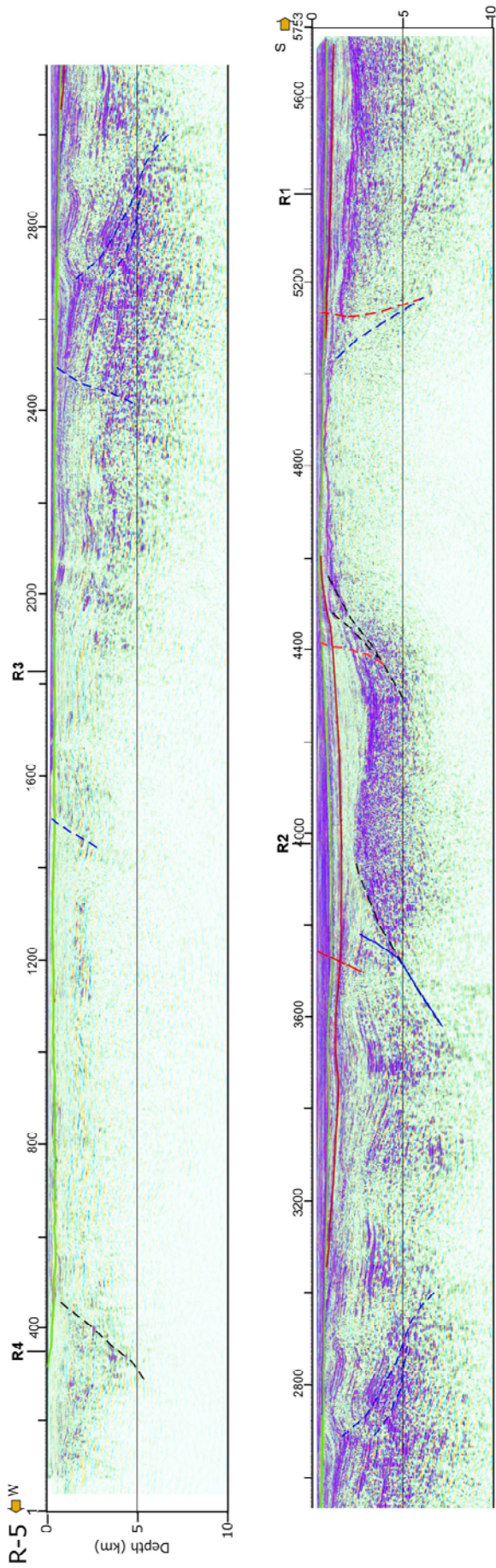


図 72 R5 測線の反射法地震探
 査断面の地質学的解釈。
 (左): 時間マイグレーション断
 面、(右): 深度変換断面
 K: 香住沖層群、H: 浜坂沖層
 群、T: 鳥取沖層群。

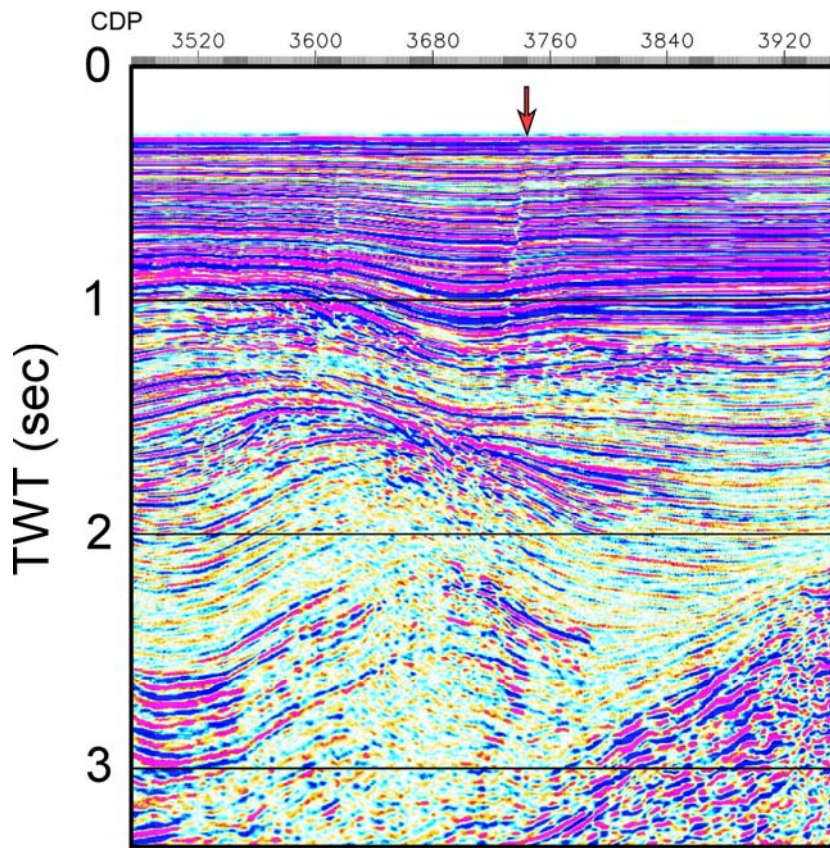


図 73 R5 測線 時間マイグレーション断面の拡大図。
赤矢印: 活断層

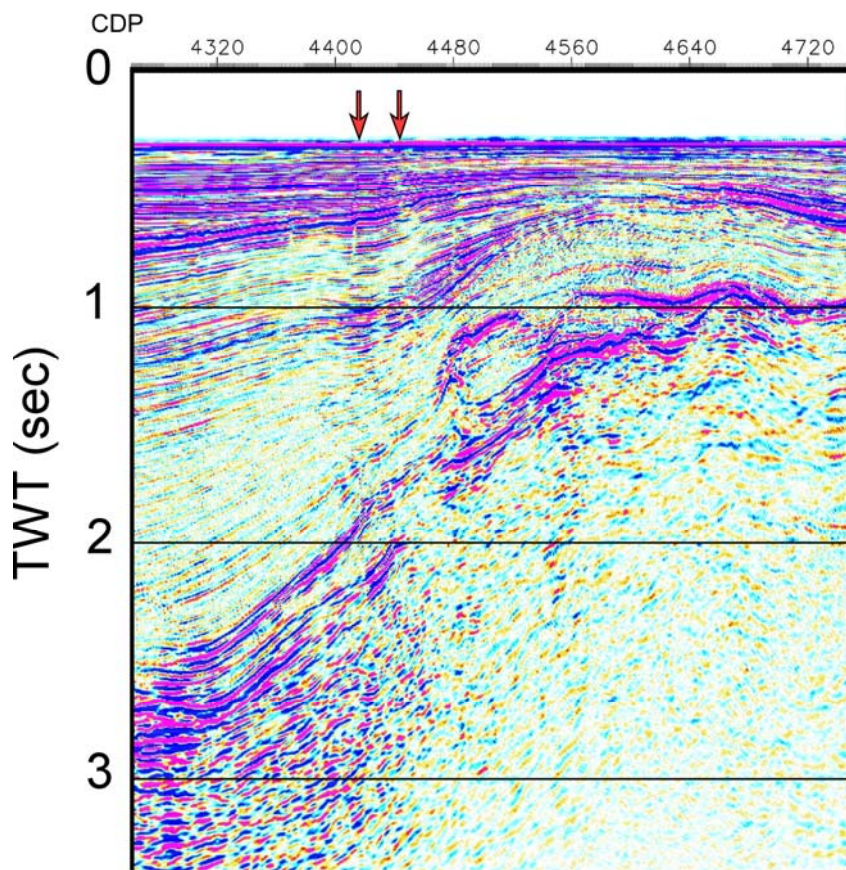


図 74 R5 測線 時間マイグレーション断面の拡大図。
赤矢印: 活断層

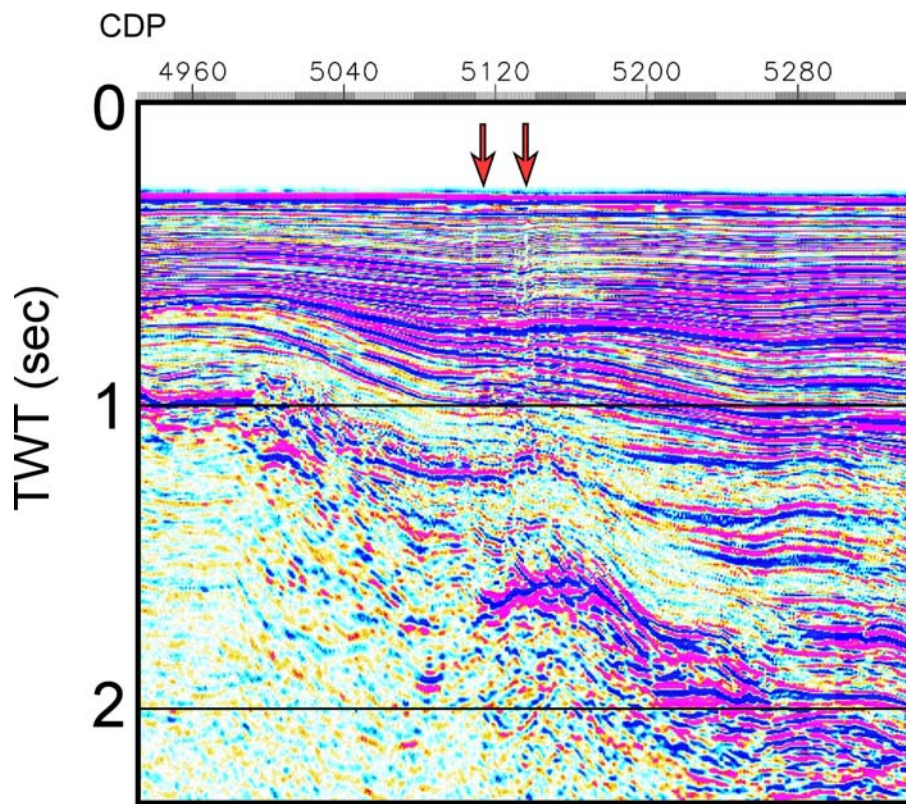


図 75 R5 測線 時間マイグレーション断面の拡大図。 赤矢印: 活断層

c) 海陸統合探査

KT01 測線: KT01 測線は宝達志水町沿岸から宝達丘陵・砺波平野を横断し、呉羽丘陵南端部に至る延長 63 km の海陸統合測線であり (図 76)、屈折トモグラフィによる P 波速度構造が得られている。測線西部では先新第三系基盤岩類である宝達花崗岩類とこれを切る正断層群に境された下部中新統およびこれを不整合に覆う黒瀬谷層・東別所層の露出する地域を横断する。測線東部では、黒瀬谷層・東別所層が広範に露出し、緩やかな褶曲を形成する地域を横断する。測線と層序との対比は、新第三系が伏在する平野部においては交差する既存測線 (改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会, 1992) ²⁶⁾ との交線から対比を延長した。また、新第三系の露出する丘陵部においては、山田中凝灰岩層 (早川・竹村, 1987 ²⁷⁾) などを鍵層として対比を行った (図 77)。

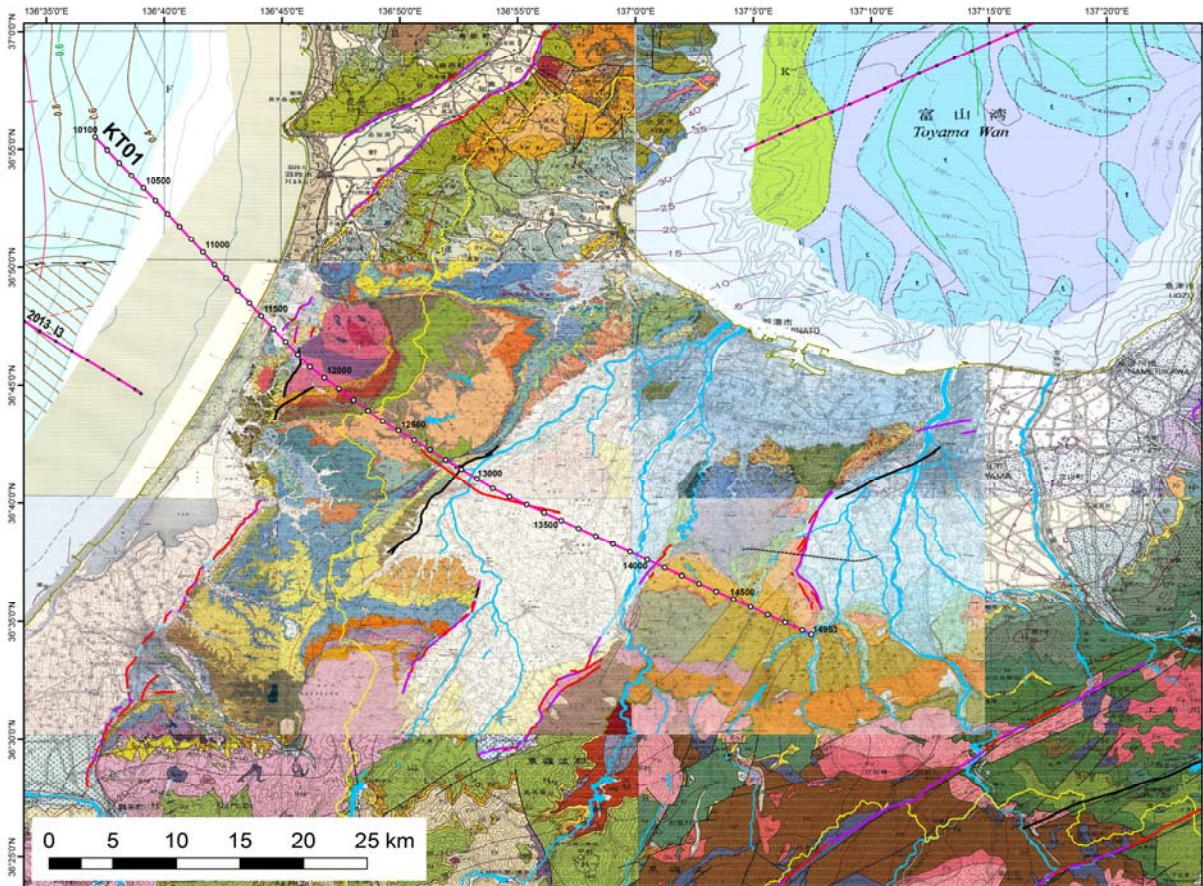


図 76 海陸統合測線 KT01 の測線図 (重合測線)。背景は地質調査総合センター発行の 5 万分の 1 地質図。測線中央部の赤線は高分解能浅層反射法地震探査の測線 (3.2.4 章を参照)。活断層の位置は中田・今泉編 (2002) ¹³⁾ に基づく。

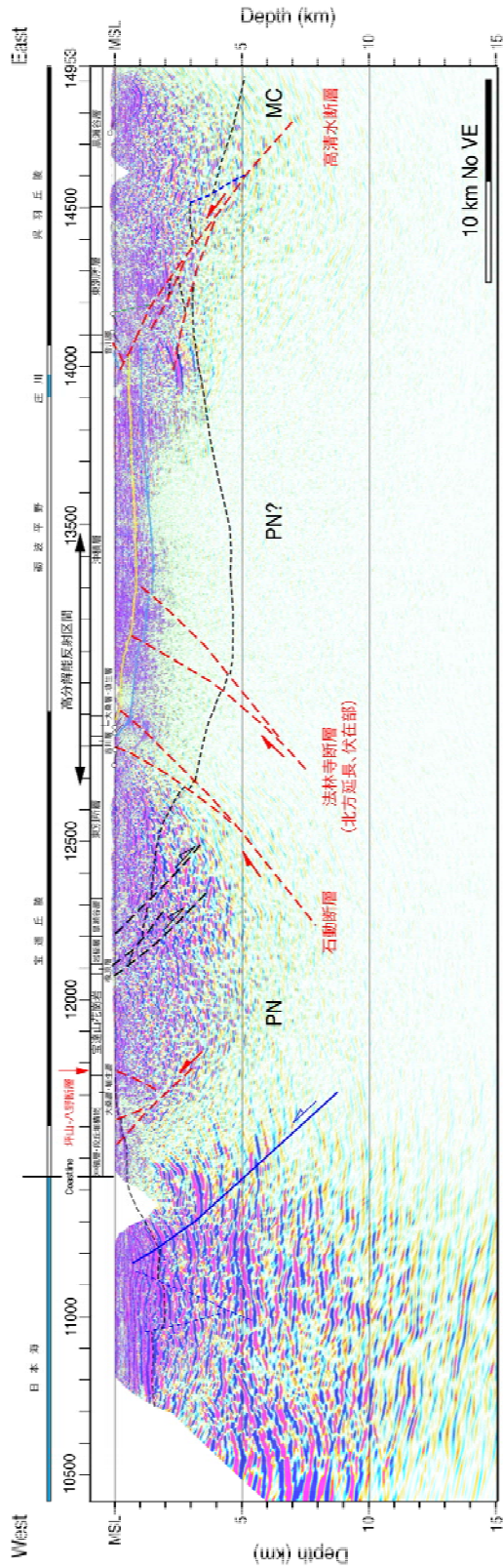
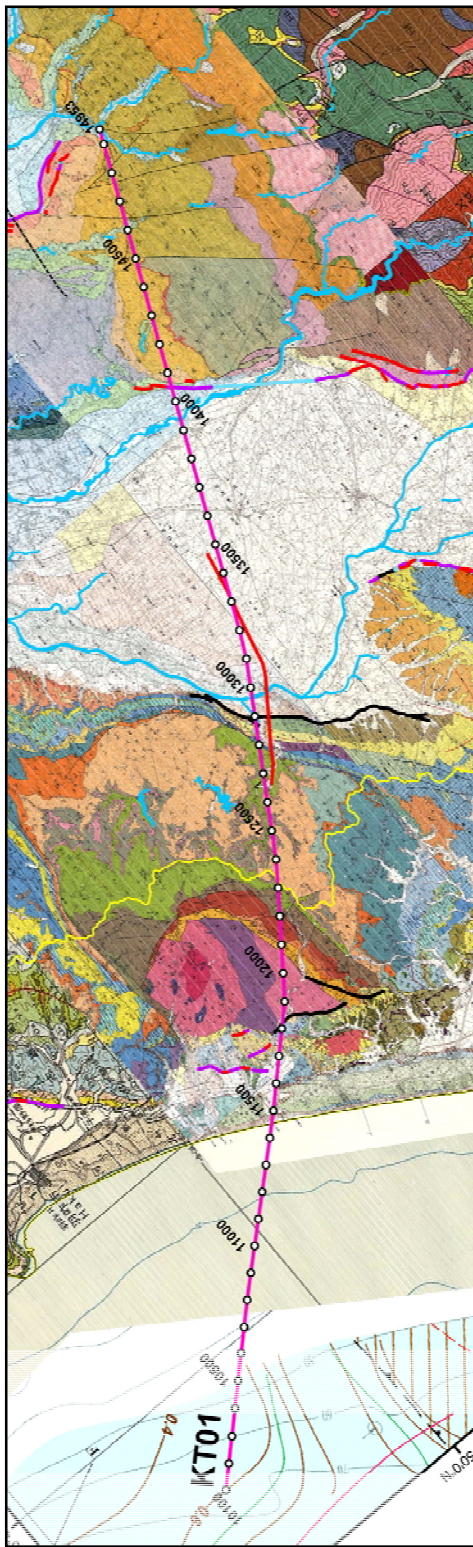


図 77 海陸統合測線 KT01 の反射法地震探査深度変換断面の地質学的解釈。上は図 76 と同じ。赤: 活断層、青: 逆断層、黒: 正断層、MC: 苦鉄質な地殻、PN: 先新第三系 (大陸性地殻)、水色: 音川層基底、黄色: 埴生層基底。

屈折トモグラフィによる速度構造（図 78）では、砺波平野下の深度 5 km に P 波速度 5.4 km/sec のホライズンが分布する。これは富山トラフで認められた 5.3 km/s 層上面深度（約 6 km）（佐藤ほか、2014）²⁸⁾に匹敵し、富山トラフの南西延長にあたる砺波平野の新第三系堆積盆地が、富山トラフと同等の規模と構造差を有することを示す。また、KT01 測線西端部と交叉する測線で行われた呉羽丘陵から富山平野にかけての重力探査では、富山平野の地下 6 km 以深に玄武岩類の分布が推定されている（山田ほか、2015）²⁹⁾。自然地震の解析によるトモグラフィ（Matsubara and Obara, 2011）によれば富山平野直下に下部地殻 P 波速度が周囲に比べて高速な領域が認められ、砺波平野直下はこの縁辺部にあたる。佐藤ほか（2014）²⁸⁾は下部地殻の P 波高速度領域を大規模な苦鉄質岩石の貫入によるとしたが、砺波平野～呉羽丘陵～富山平野はこの様な領域の直上にあたり、富山平野直下で下部地殻の P 波高速度領域が最も顕著に発達する。

砺波平野の両側は、南東および北西に傾斜する正断層によって区切られており、新潟・佐渡海峡などの日本海拡大期の中絶リフトの構造と類似する。高清水断層、法林寺断層、石動断層といった砺波平野縁辺に分布する逆断層の上盤側に見られる褶曲構造は、これら新第三系の堆積盆を境する正断層の再活動によって形成された反転構造であると考えられる。反射断面では、砺波平野の西縁を限る石動断層が大桑層・埴生層を变形させるほか、これより上位の層準まで変形に参加しているように見える（図 80）。また、砺波平野中央部には、西傾斜の伏在逆断層が分布すると考えられる。重力異常の急変帯の分布などから、この伏在逆断層は砺波平野南西縁部に分布する法林寺断層の北方延長にあると考えられる。また、砺波平野の東縁部を限る高清水断層は、西傾斜の逆断層である（図 81）。先端部でスラストウェッジを形成しており（加藤ほか、2013）³¹⁾その先端部は庄川右岸に伏在するものとみられる。高清水断層の上盤側では、砺波平野よりも新第三系の層厚が大きくなっており、呉羽山断層と合わせて新第三系の堆積盆を規定する正断層であると考えられる。

かほく市の海岸平野では、総変位量は小さいものの、先新第三系基盤岩類および新第三系の分布高度を食い違わせる構造が伏在しており、その直下に西傾斜の逆断層が存在していると推定される（図 79）。そのうちの分岐断層は第四紀後期の段丘面を西向きに撓曲させる変位地形の直下にあたるが、主断層の先端部は海岸砂丘下に埋没しているものとみられる。また、沿岸部の CDP11200 付近には西傾斜の逆断層が存在するが、これはほぼ水平な反射面に覆われており、現在は非活動的である。この褶曲構造は宝達丘陵と石動山地の境界部に東西に延びる新第三系の褶曲構造の西側延長とみられる。今回見出された西傾斜の伏在逆断層は、石動山断層（堤ほか、2010）³²⁾の南方にあたるが、両者の間にはこの東西走向の構造的不連続が存在すると考えられる。

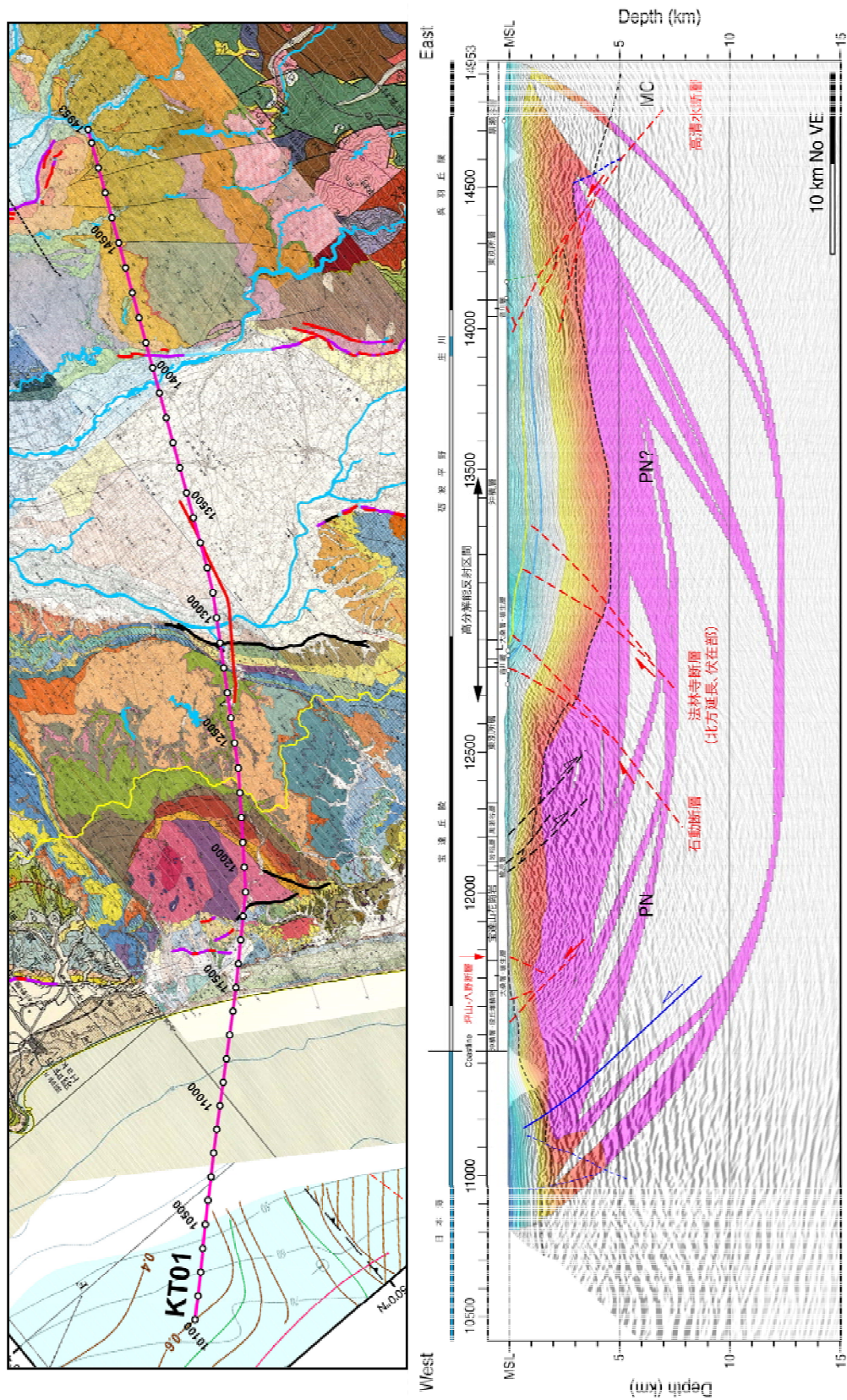


図 78 海陸統合測線 KT01 の屈折トモグラフィによる海陸統合測線の P 波速度構造と地質解釈断面。凡例は図 77 と同じ。

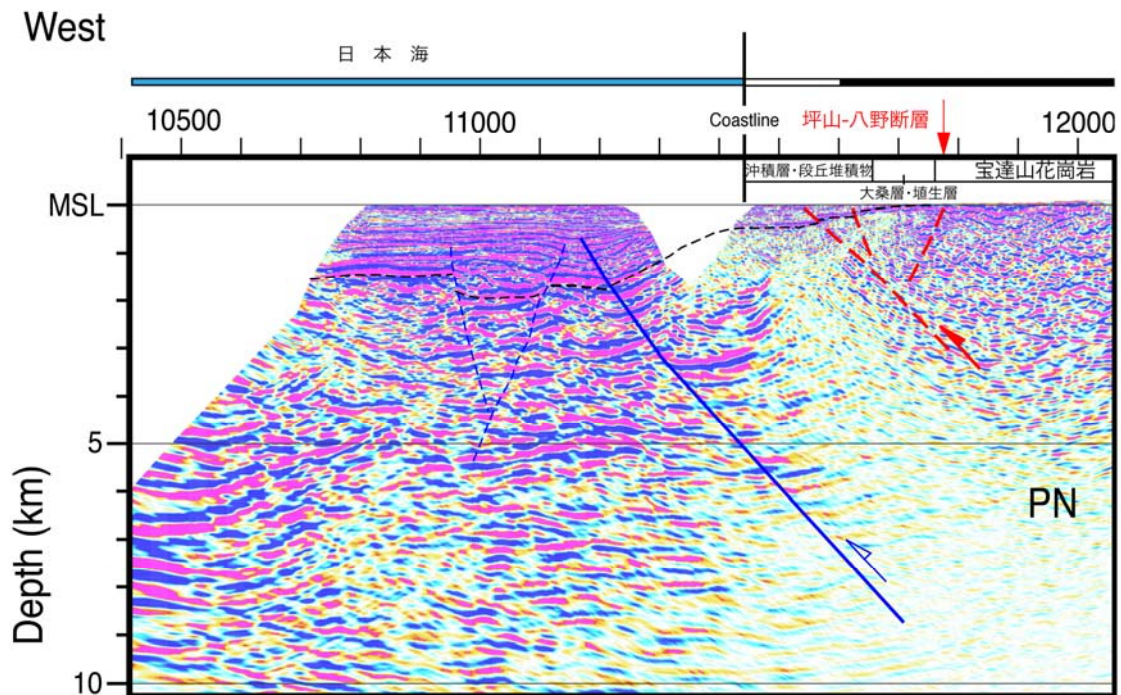


図 79 海陸統合測線 KT01 西部、日本海沿岸から宝達丘陵西麓部の地質解釈断面。凡例は図 77 と同じ。

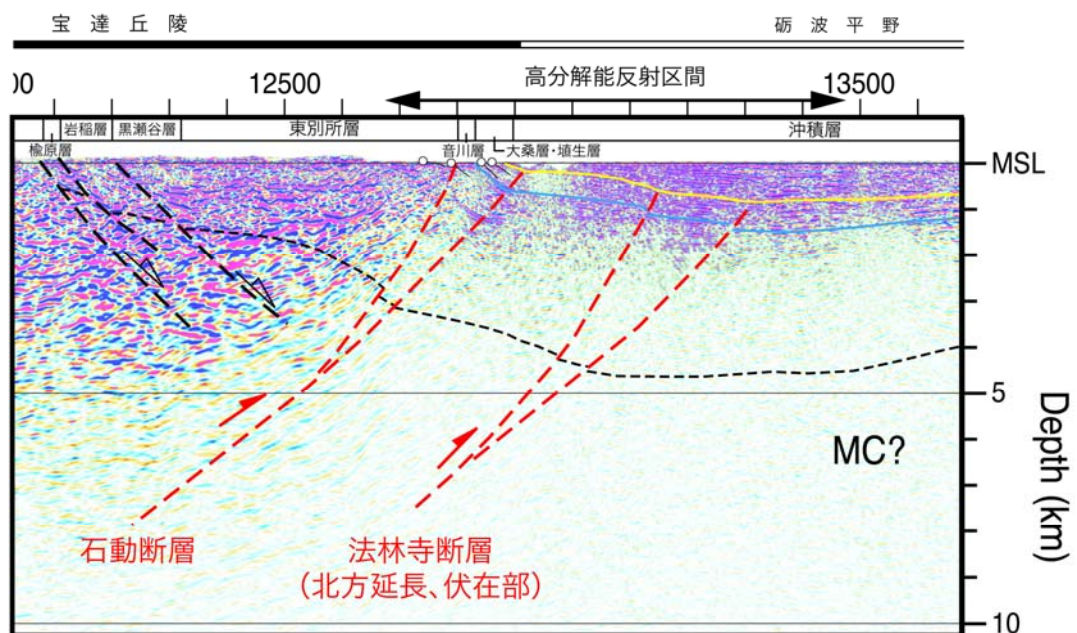


図 80 海陸統合測線 KT01 中央部、宝達丘陵東麓部から砺波平野にかけての地質解釈断面。凡例は図 77 と同じ。

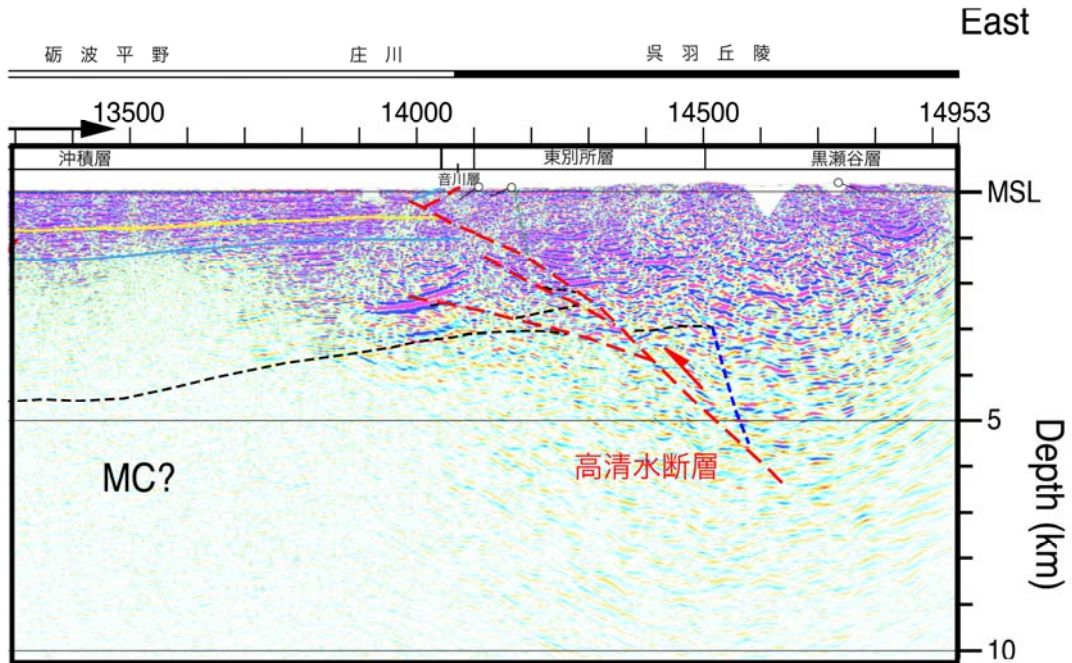


図 81 海陸統合測線 KT01 東部、砺波平野から呉羽丘陵にかけての地質解釈断面。凡例は図 77 と同じ。

(c) 結論ならびに今後の課題

震源・津波波源断層の位置と形状を明らかにするために、福井沖～鳥取沖の沿岸海域について、計 9 測線で、地殻構造調査を実施した。展開長を確保するために発震船とケーブル船を分離した二船式によってデータを取得した。最大オフセット距離は 4 km である。海陸統合調査は、能登半島西方の羽咋沖海域から砺波平野を経て富山平野西端にいたる領域「かほく-砺波測線」で実施した。陸上 45 km、海域 18 km の区間である。海陸統合探査では、羽咋沖から砺波平野、富山平野西部を構成する堆積盆地の基本的な形状と断層の深部形状が明らかになった。また、富山堆積盆地には最大 5 km に及ぶ堆積物の分布が明らかになるなど、強震動予測にとっても重要なデータが明らかになった。

石川沖から鳥取沖にいたる範囲では、測線下で海面下 6-7 km までの地下構造が明らかになった。とくに堆積盆地の構造も含めた総合的な検討により、断層の再活動過程についての情報が得られた。この結果、正断層として形成された断層が逆断層として反転し、その中の一部が、とくに第四紀後期に横ずれ断層として形成した。断層の深部形状を推定するための良好な資料が得られた。小規模ではあるが、横ずれ断層の可能性の高い未記載の活断層も見いだされ、断層の広がりについて、今後の検討が必要である。

尚、海洋研究開発機構が実施した能登半島西方沖～大和海盆・大和堆にいたる地殻構造探査測線は、地震研究所が実施したかほく-砺波測線に連続する。この二つの測線についての統合的な解析については、次年度に実施する予定である。

(d) 引用文献

- 1) 日本列島の地質編集委員会編:日本列島の地質 (理科年表読本 コンピューターグラフィックス), 丸善, 1996.
- 2) 田中 隆:北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格、石油技術協会誌, 44, 5, 76-8, 1979.
- 3) 田中 隆・小暮近治:山陰沖における中期中新世以降の構造運動, 地質学雑誌, 87, 725-736, 1981.
- 4) Itoh, Y. and Nagasaki, Y.: Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene, *The Island Arc*, 5, 337-353, 1996.
- 5) Yamamoto, H.: Submarine geology and post-opening tectonic environment in the southern region of the Sea of Japan. *Mar. Geol.*, 112, 133-150, 1993.
- 6) 活断層研究会編:新編日本の活断層, 437p., 東京大学出版会, 1991.
- 7) 岡村行信・井上卓彦・阿部信太郎:山陰西部及び九州北部沖の第四紀断層. 活断層・古地震研究報告, 14, 157-177, 2014.
- 8) 日本海における大規模地震に関する調査検討会:日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 本文 48p., 図表集, 63p., 2014.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/
- 9) Itoh, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto, H., Arato, H.: Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 351, 301-314, 2002.
- 10) 早川秀樹・竹村厚司:富山県八尾地域の新第三系, 地質学雑誌, 93, 717-732, 1987.
- 11) 奥田 悟・岩崎哲治:北陸・山陰地域, 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」, 127-134, 天然ガス鉱業界・大陸棚石油開発協会, 1992.
- 12) 柳沢幸夫:富山県八尾地域下部一中部中新統の珪藻化石層序, 地質調査所月報, 50(3), 139-165, 1999.
- 13) 中田 高・今泉俊文編:活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 14) 地質調査総合センター(編):日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- 15) 坂本 亨・今井 功・角 靖夫・野沢 保・盛谷智之:20 万分の 1 地質図幅「七尾・富山」, 地質調査所, 1967.
- 16) 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久:20 万分の 1 地質図幅「富山」, 地質調査所, 1995.
- 17) 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久「金沢」, 地質調査所, 1999.
- 18) 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒澤正夫:20 万分の 1 地質図幅「高山」, 地質調査所, 1989.
- 19) 玉木賢策・湯浅真人・村上文敏:隠岐海峡海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no. 20, 地質調査所, 1982.
- 20) 山本博文・上嶋正人・岸本清行:鳥取沖海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no. 35, 27p, 地質調査所, 1990.
- 21) 山本博文・上嶋正人・岸本清行:経ヶ岬沖海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋

- 地質図, no. 40, 39p, 地質調査所, 1993.
- 22) 山本博文・上嶋正人・岸本清行: ゲンタツ瀬海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no. 50, 35p, 地質調査所, 2000.
- 23) 岩崎哲治: 北陸～山陰海域の石油地質, 石油技術協会誌, 57, 1, 59-66, 1992.
- 24) 杉山雄一・山本博文・村上文敏・宇佐見琢哉・畑山一人・島崎裕行: 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域 (坂井市沖～福井市沖) における活断層の分布と活動性, 活断層・古地震研究報告, 13, 145-185, 2013.
- 25) Sato, H., N. Kato, S. Abe, A. van Horn, T. Takeda, Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.
- 26) 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会: 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」, 天然ガス鉱業界・大陸棚石油開発協会, 520p., 1992.
- 27) 早川秀樹・竹村厚司: 富山県八尾地域の第三系, 地質学雑誌, 93, 717-732, 1987.
- 28) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・蔵下英司・加藤直子: 沿岸海域および海域統合構造調査, 日本海地震・津波調査プロジェクト(平成 25 年度)成果報告書, 105-188, 2014.
- 29) 山田 遼・越谷 信・佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・阿部 進・東中基倫: 富山県呉羽山断層帯南部の地下地質構造, 日本地質学会東北支部 2014 年度総会・学術講演会, O-12, 2015.
- 30) Matsubara, M. and K. Obara: The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, 663-667, 2011
- 31) 加藤直子・石山達也・佐藤比呂志: 砺波平野断層帯 (高清水断層) における浅層反射法地震探査, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 188, 2013.
- 32) 堤 浩之・石山達也・杉戸信彦・中田 高・平川一臣: 1:25,000 都市圏活断層図「邑知潟西南部」, 国土地理院, 国土地理院技術資料 D・1-No.561, 2010.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

発表成果 (発表題目, 口頭・ポスター発表の別)	発表者氏名	発表場所 (学会名等)	発表時期	国際・国内の別
「日本海地震・津波調査プロジェクト: 上越-北陸沖地殻構造探査の成果」(口頭)	佐藤比呂志・石山達也・白石和也・阿部 進・加藤直子・蔵下英司・武田哲也	日本地球惑星科学連合 2014 年大会	平成 26 年 4 月 30 日	国内
「日本海地震・津波調査プロジェクト: 上越沖地殻構造探査の成果」(ポスター)	加藤直子・佐藤比呂志・石山達也・白石和也・阿部 進・蔵下英司	日本地球惑星科学連合 2014 年大会	平成 26 年 4 月 30 日	国内

「日本海地震・津波調査プロジェクト: 金沢-能登沖地殻構造探査の成果」(ポスター)	佐藤比呂志・石山達也・白石和也・阿部 進・加藤直子・岩崎貴哉	日本地球惑星科学連合 2014 年大会	平成 26 年 4 月 30 日	国内
「日本海地震・津波調査プロジェクト: 富山トラフ横断海陸統合探査測線」(ポスター)	石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・白石和也・阿部 進・武田哲也・蔵下英司	日本地球惑星科学連合 2014 年大会	平成 26 年 4 月 30 日	国内
2013 年北陸沖地殻構造探査の成果ー背弧中絶リフトの地殻構造	佐藤比呂志 ほか	石油技術協会春季講演会 新潟	平成 26 年 6 月 5 日	国内
北部フォッサマグナおよび北陸沖の地殻構造: 北米プレート境界は存在するか? (口頭)	佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・稲葉 充	日本地質学会第 121 年学術大会 鹿児島	平成 26 年 9 月 15 日	国内
富山トラフ周辺地域の浅部～深部地殻構造と活構造 (口頭)	石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・阿部 進・白石和也・東中基倫・越谷信・小林健太・武田哲也・松原誠・戸田 茂	日本地質学会第 121 年学術大会 鹿児島	平成 26 年 9 月 15 日	国内
二船式反射法地震探査からみた能登半島西方沖から金沢沖にかけてのアクティブテクトニクス (口頭)	加藤直子・佐藤比呂志・石山達也・阿部 進・白石和也	日本地質学会第 121 年学術大会 鹿児島	平成 26 年 9 月 15 日	国内
Crustal structure of failed inner rift along the Sea of Japan coast of Honshu, Japan (口頭)	H. Sato, T. Ishiyama, N. Kato, S. Abe, H. Saito, K. Shiraishi, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. No, T. Sato, S.	16TH SEISMIX International Symposium (International Symposium on Multi-scale Seismic Imaging of the Earth's crust and	平成 26 年 10 月 16 日	国外

	Kodaira, Takeda, M. Matsubara, M. Inaba and T. Kawamoto	Upper Mantle), Spain		
Seismic reflection profiling for the mapping of earthquake source faults in back arc of central Japan (ポスター)	N. Kato, H. Sato, T. Ishiyama, S. Abe, K. Shiraishi	16TH SEISMIX International Symposium (International Symposium on Multi-scale Seismic Imaging of the Earth's crust and Upper Mantle), Spain	平成 26 年 10 月 16 日	国外
地震探査からみた新潟 堆積盆地東縁の活断層 と震源断層	加藤直子・佐藤 比呂志・石山達 也	日本地震学会 2014 年 度秋季大会 朱鷺メ ッセ (新潟市)	平成 26 年 11 月 25 日	国内
新潟堆積盆地の活断層 の構造的な特徴	佐藤比呂志・石 山達也・加藤直 子・阿部進・白 石和也・ 斉藤秀雄・稲葉 充・野 徹雄・ 佐藤 壮・小平 秀一・武田哲 也・松原 誠 (防災科技研)	日本地震学会 2014 年 度秋季大会 朱鷺メ ッセ (新潟市)	平成 26 年 11 月 25 日	国内

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 27 年度業務計画案

山口～北九州沖の沿岸海域において、反射法地震探査を実施する（図 82）。海陸統合測線は、南丹市美山町静原から、若狭湾に至る約 80 km の陸上および海域区間からなり（図 83）、大和海盆を横断し、大和礁にいたる沖合構造調査測線と連続する。この測線では活断層の深部形状の他、島弧・背弧海盆の基本的な地殻構造を把握する。

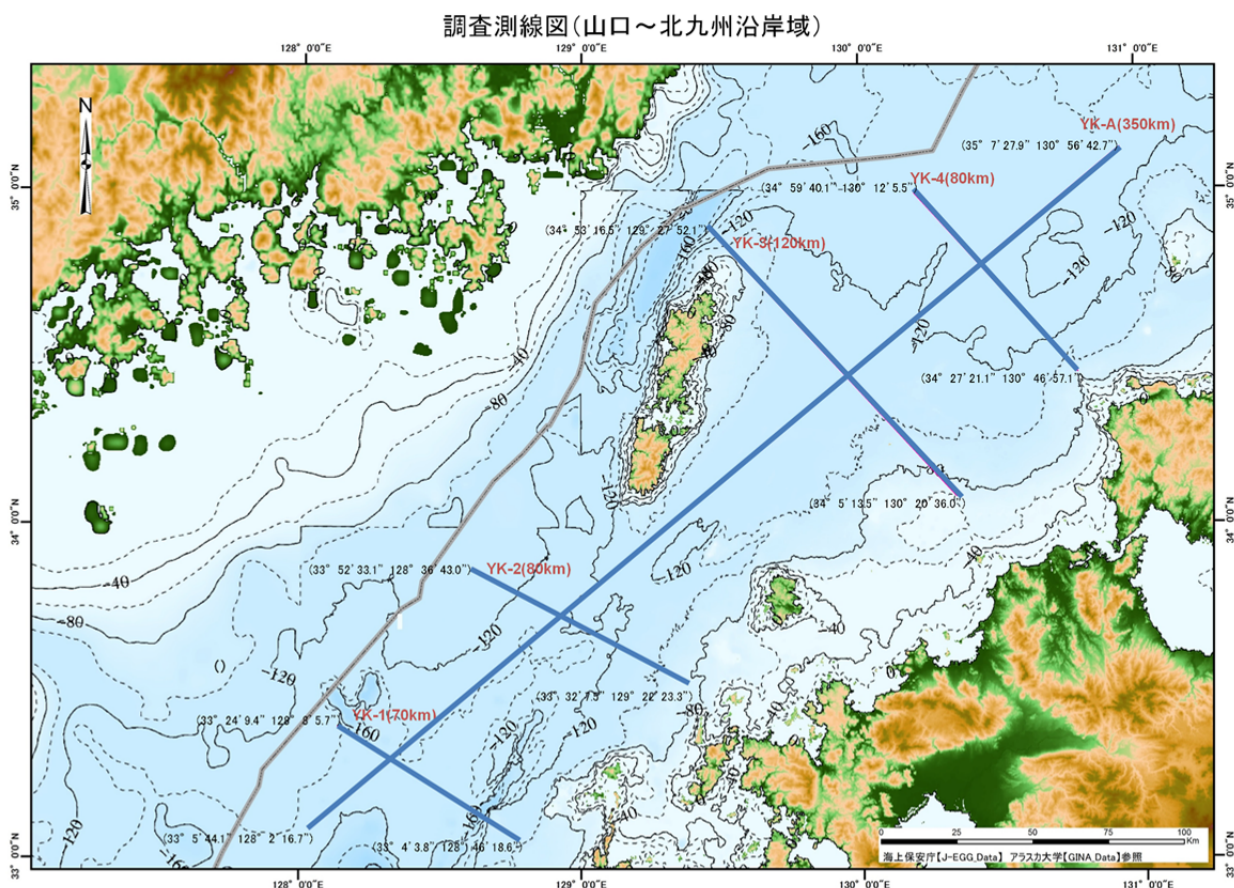


図 82 平成 27 年度沿岸海域反射法地震探査 予定測線図。

青線： H27 年度実施予定。

調査測線図(舞鶴沖)

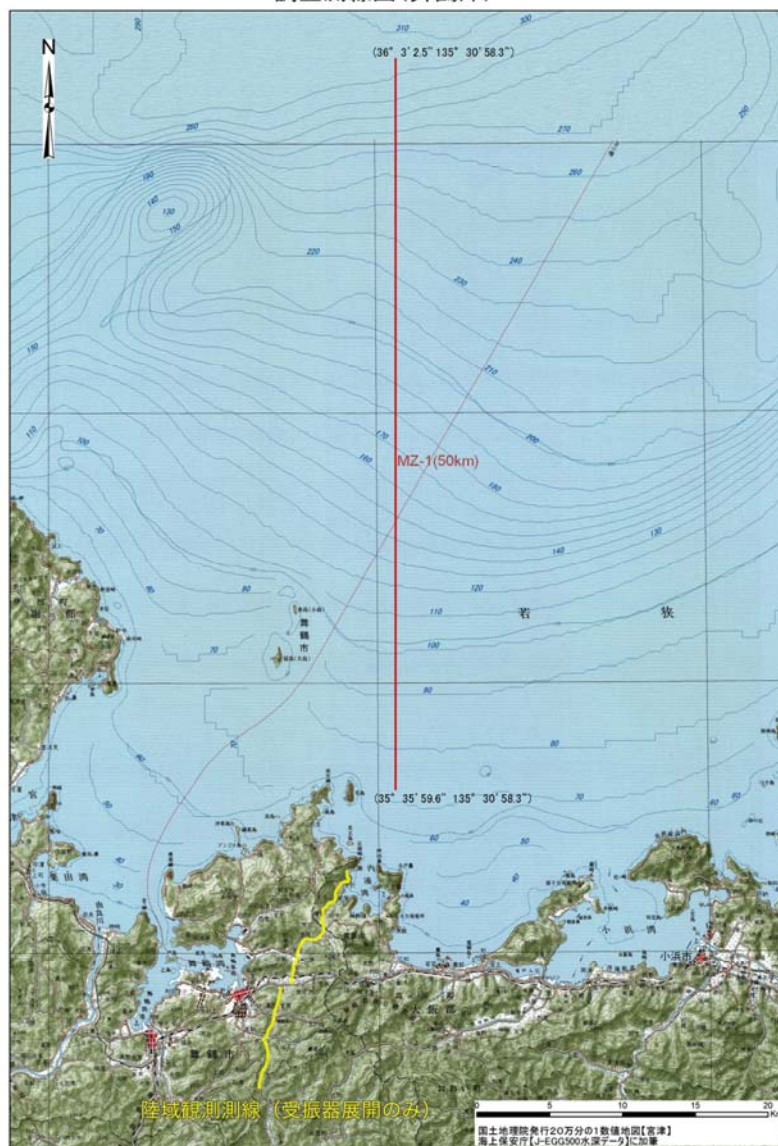


図 83 平成 27 年海陸統合地殻構造探査 「丹波-若狭湾測線」測線予定図。

