

b) MDRS 解析

特殊解析処理として、マルチディップ型 CRS 法（MDRS 法）を適用した。入力とするデータは a)(xi)の処理適用後の共通反射点編集後のギャザーである。以下に、主要パラメータ及び処理手順の概要を記述する。図 23 に MDRS 解析概念図を示す。また、MDRS 解析に関するパラメーター一覧は表 4 に示す。

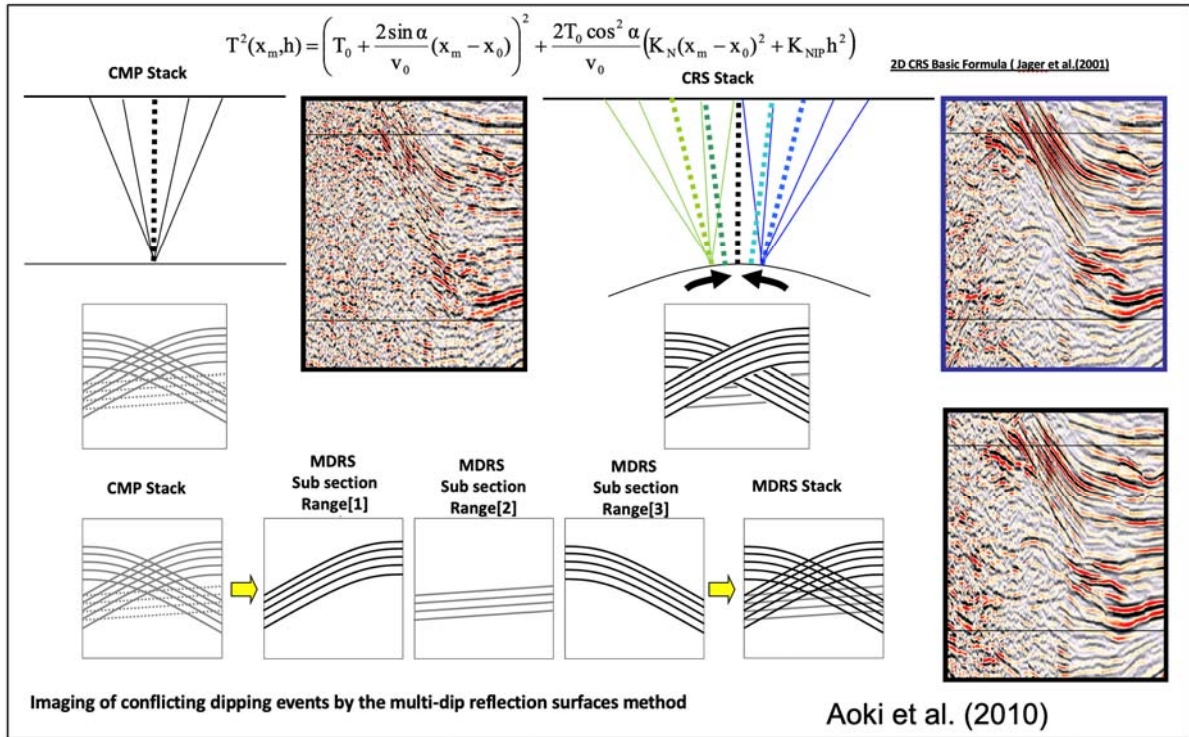


図 23 MDRS 解析の概念図 10, 11)

表 4 MDRS データ解析パラメーター一覧

No.	Process	Parameters	
1	Super Gather Generation	super gather range	41 CMP
2	Constant Velocity Scan	Semblance Window	64 msec
		Stretch Limit	1.4
3	MDRS SCAN	Offset (CMPs) :	7, 41
		Surface Velocity :	1500 m/sec
		Number of Dips :	201
		Dip interval :	9 msec/km
		Minimum N-Wave Curvature :	-0.8
		Maximum N-Wave Curvature :	1.2
		Semblance Window :	64 msec
		Stretch Limit :	1.4
		Guide Velocity :	Stacking Velocity
		Low Velocity Guide Scale :	75 %
		High Velocity Guide Scale :	150 %
4	MDRS Picking	Dip range	-300 ~ 300 msec/km
5	MDRS Stack	Method	1st - 2nd Highest Semblance Point

i) スーパーギャザーの作成 (Super Gather Generation)

以降の MDRS 処理のために近隣の CMP ギャザーを併合しスーパーギャザーを作成した。

ii) 定速度スキャン (Constant Velocity Scan)

定速度重合パネルと関連する各アトリビュートパネルを作成した。

iii) MDRS スキャン (MDRS Scan)

CRS 法は CMP に属するトレースだけでなく、その近傍の CMP 多数を併せたスーパーギャザーを重合処理することで、従来の CMP 重合法に比べて飛躍的に高い S/N 比を得る手法である。しかし CRS 法では各時間サンプルで 1 つの傾斜角 (1 組の CRS パラメータセット) しか選択できないため、異なる反射面からの反射波が交差する状況 (コンフリクティング・ディップ) には対応できない。本処理の対象地域のように、複雑な地質構造を有する地域ではゼロオフセット断面上でコンフリクティング・ディップの存在が予想されるため、ここではマルチディップ CRS スキャンを実施した。

手順として、傾斜範囲を設定し、それぞれの傾斜に対して CRS スキャンを実施した。求めた CRS アトリビュートを用いてスーパーギャザーへの走時補正を行い、それぞれの傾斜に対して重合処理を行った。

iv) MDRS ピッキング (MDRS Picking)

重合結果及び関連するアトリビュートに対してサンプル毎にセンブランス値の高い順に並べ替えを行った。この際、並べ替えに用いる傾斜範囲に対して制限を設けることで不要な傾斜ノイズを除去した。

v) MDRS 重合 (MDRS Stack)

センブランス値の高い方から 2 番目までのセクションを用いて MDRS 重合を実行し、コンフリクティング・ディップに対応した CRS 重合記録を作成した。このようにセンブランス値の高い方から複数枚のセクションを加算することで、ゼロオフセット断面上で複数 (ここでは最大 2 つまで) の反射波が交差する状況に対応した。

尚、MDRS 重合処理後の処理に関しては、a) の反射法データ解析と同様のパラメータを適用した。以上の処理ステップを逐次経ることによって、図 24 の MDRS 重合処理断面図、図 25 の MDRS 重合処理時間マイグレーション断面図が得られた。また、これらの重合記録及び時間マイグレーション記録を用いて深度変換を実施した結果を図 26 に示した。

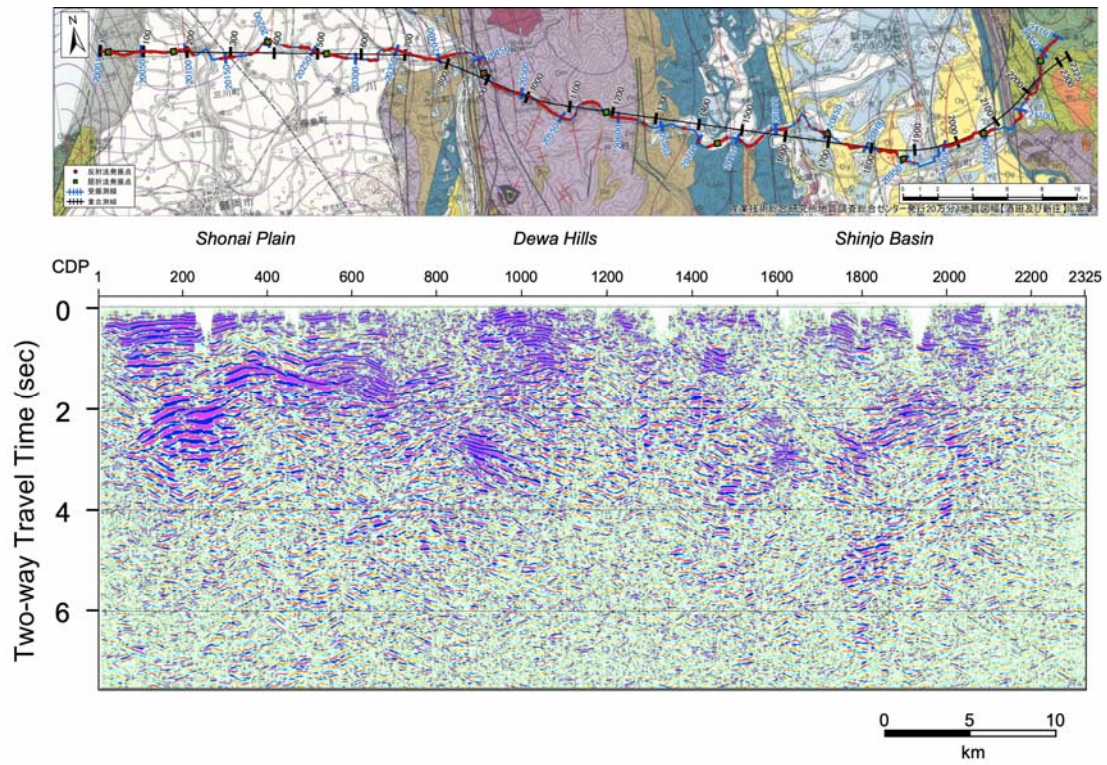


図 24 MDRS 重合処理断面図。

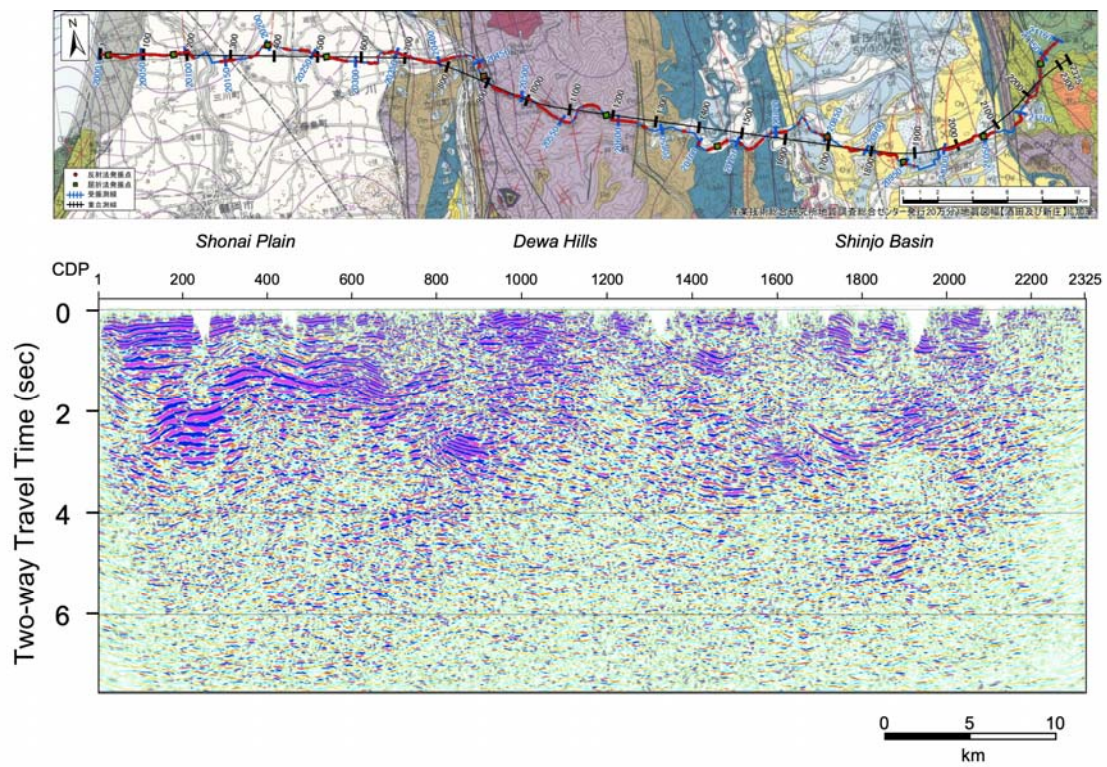


図 25 MDRS 重合後マイグレーション時間断面図。

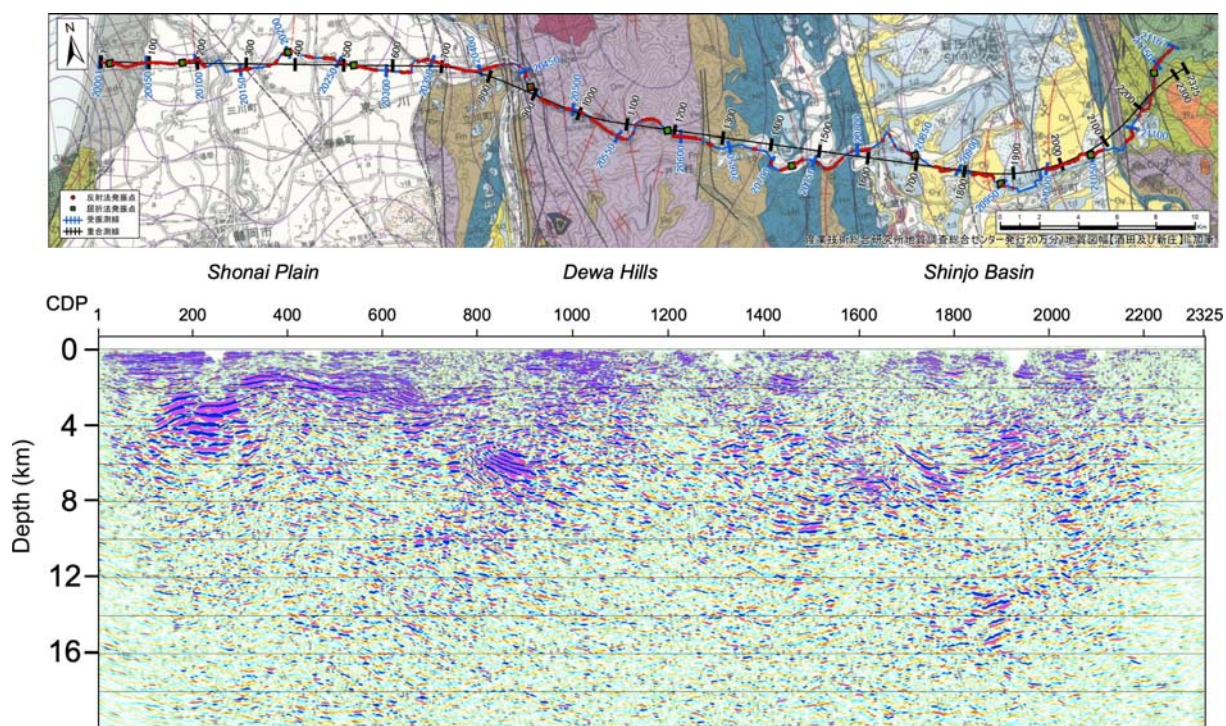


図 26 MDRS 重合後マイグレーション深度変換断面図。

c) 屈折トモグラフィ解析

i) トモグラフィ解析の概要

トモグラフィックインバージョンにおける理論走時のフォワードモデリングには、Linear Traveltime Interpolation 法(LTI 法, Asakawa and Kawanaka, 1993⁸⁾)を用いた。波線の計算では対象の領域を格子に分割し、各格子を通る波線を求める。LTI 法は各格子をさらに細かく分割し、隣接する格子上的各分割点を結ぶ波線の走時を計算した後、得られた走時の組を用いて走時が最小になるよう波線を補間する。格子のサイズ・分割点にかかわらず走時が最小になる波線経路を計算することにより、他の走時計算法と比較して正確さと安定性に利点を持つ。

インバージョンのアルゴリズムには Simultaneous Iterative Reconstruction Technique(SIRT 法)を用いた。トモグラフィックインバージョンでは一般に、格子に分割された領域に対し波線経路に沿った格子上的に走時の観測値と計算値の差を速度の修正値として割り振り、波線計算と速度修正値の決定の反復計算をする Algebraic Reconstruction Technique(ART 法)によるインバージョンを行う。通常の ART 法では各格子上で波線ごとに計算した速度の修正値をそれぞれ逐次的に適用するが、SIRT 法では全波線で計算した速度の修正値の平均を取った値による修正を適用する。さらに本解析に用いる SIRT 法では、速度の修正値の計算において各格子内を波線が通過する時間により残差走時を比例配分する改良を施してある。また波線周辺の格子を波線からの距離に応じた重みをつけて更新対象にすることで、計算の安定化を図っている。

インバージョンの信頼性評価として、初期モデルランダム化によるモンテカルロ不確実性解析(白石ほか, 2010⁹⁾)を行った。ランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィック解析を実施し、全ての結果を平均した速度分布および平均値からのばらつきを示す

標準偏差分布を得る。これら二つの情報はそれぞれ、トモグラフィ解析による速度構造モデル解とその確からしさの指標として提供できる。

ii) 解析内容

計算領域は発震点・受振点を含む直線投影測線を図 27 のとおり設定した。解析データとして、屈折法発震（11 点）および反射法発震（329 点）から読み取った屈折初動走時（図 28）を用いた。

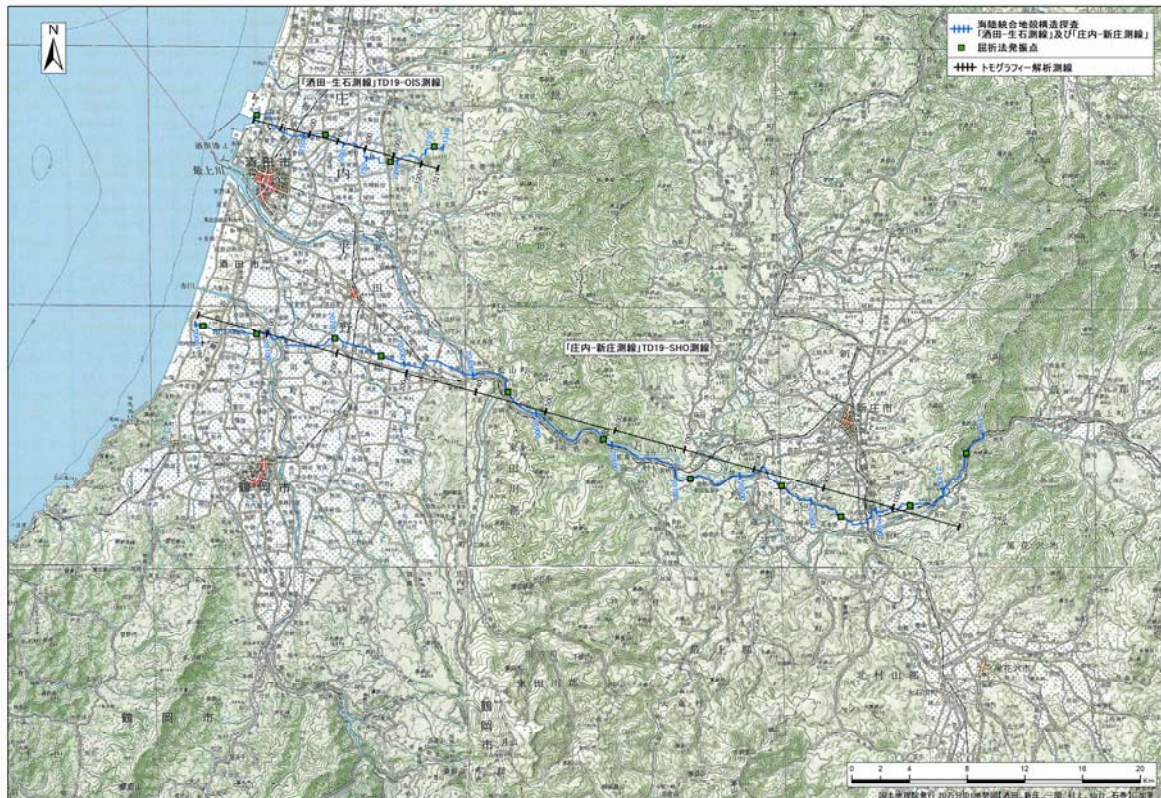


図 27 トモグラフィ投影測線

初期速度構造モデルはランダムな条件での 100 ケースについて構築し、各々についてトモグラフィックインバージョンを行った。初期速度構造モデルの生成条件としては 2 点の折れ点を含む一定速度勾配の速度範囲として、地表面で 1,000~4,000 m/s、深度 2,000 m で 2,500~5,500 m/s、深度 6,000 m で 4,000~7,000 m/s、深度 20,000 m で 5,500~8,500 m/s をランダムに選択した。

構築した異なる初期構造モデルに対して、それぞれトモグラフィックインバージョンの反復回数を 15 回とした。反復回数の設定においては、観測走時と計算走時の残差に十分な収束が得られる値を選択した。

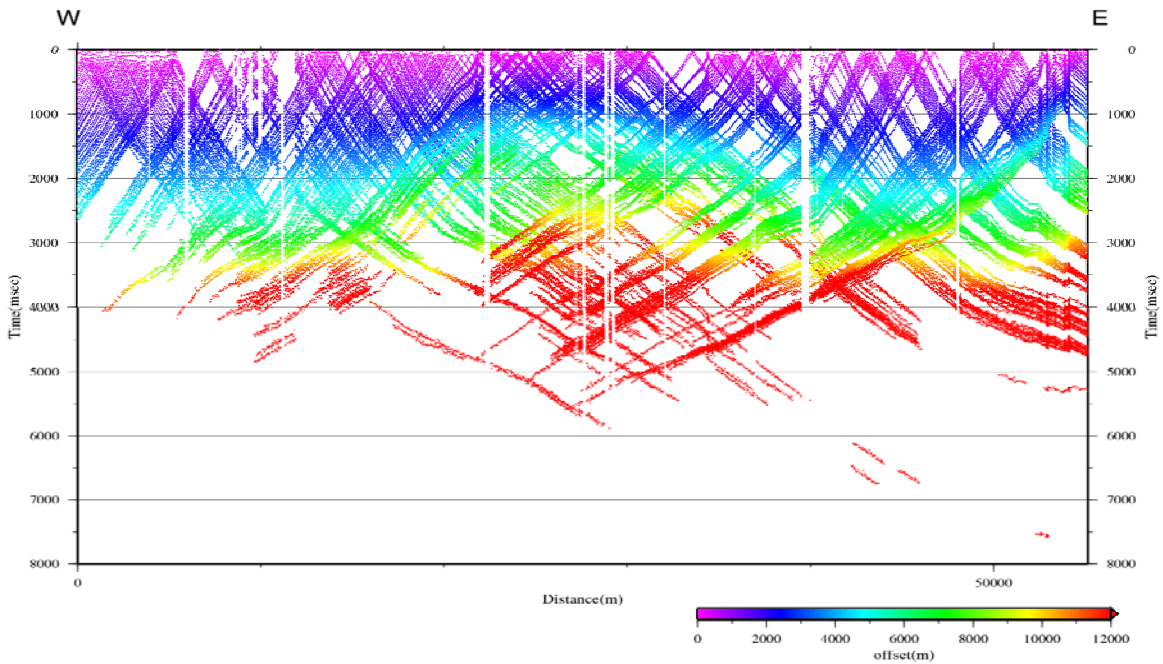


図 28 屈折初動読み取り図。

d) トモグラフィ解析結果

100 ケースの初期速度構造モデル（図 29）から得られた結果の平均をとってトモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布とした。全ての初期モデルに対して走時誤差が収束していることを確認した（図 29）。得られた最終的な速度分布および各トモグラフィックインバージョン結果から計算される速度分布・標準偏差分布・平均波線密度（図 30）に対して、トモグラフィ解析投影測線から反射法 CMP 測線に再投影し、波線の存在する部分にのみ表示した。図 31 に反射法処理によって得られた MDRS 処理および重合後マイグレーション適用後深度断面図に、屈折法解析の結果重合させた図面を提示した。

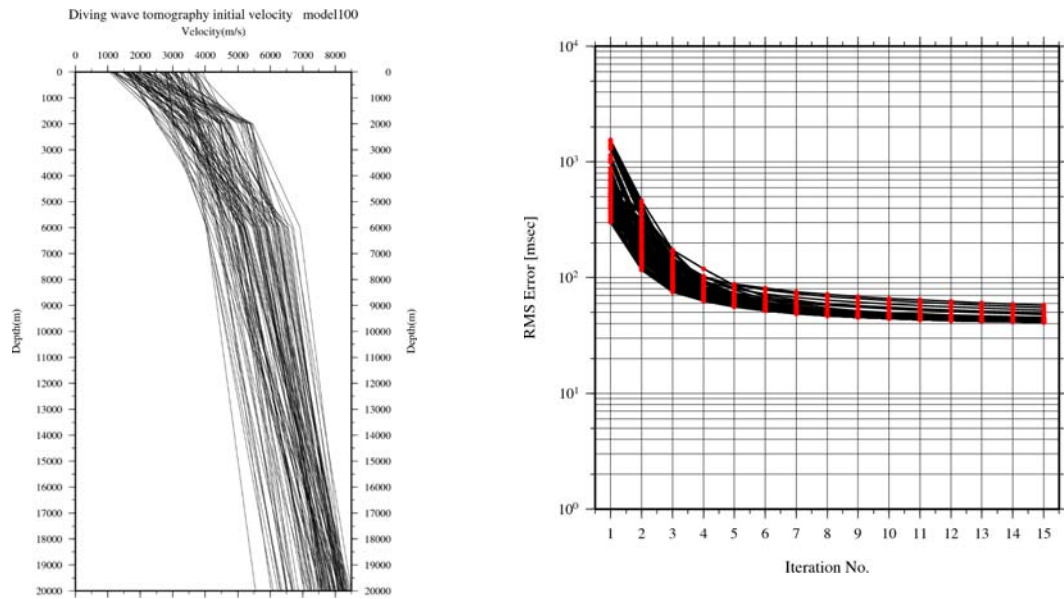


図 29 トモグラフィ解析における初期モデル群と走時誤差の収束。
(左) トモグラフィ解析における初期モデル群、(右) 走時誤差の収束。

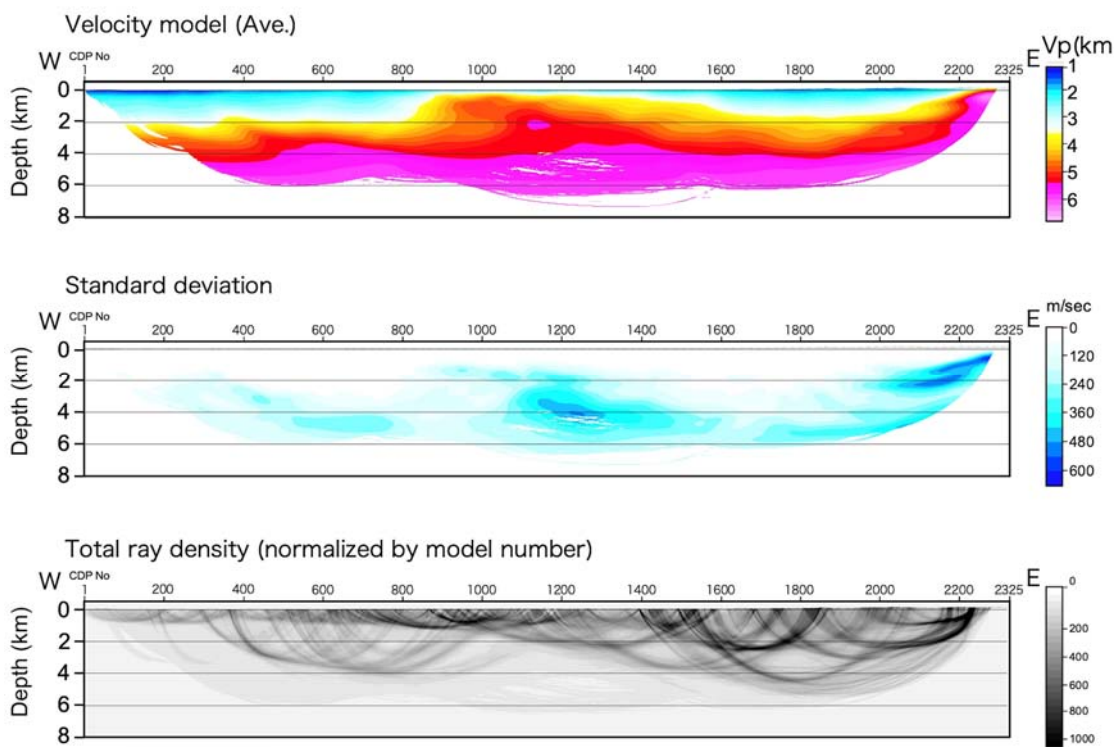


図 30 トモグラフィ解析結果 (速度分布、標準偏差、波線密度)。

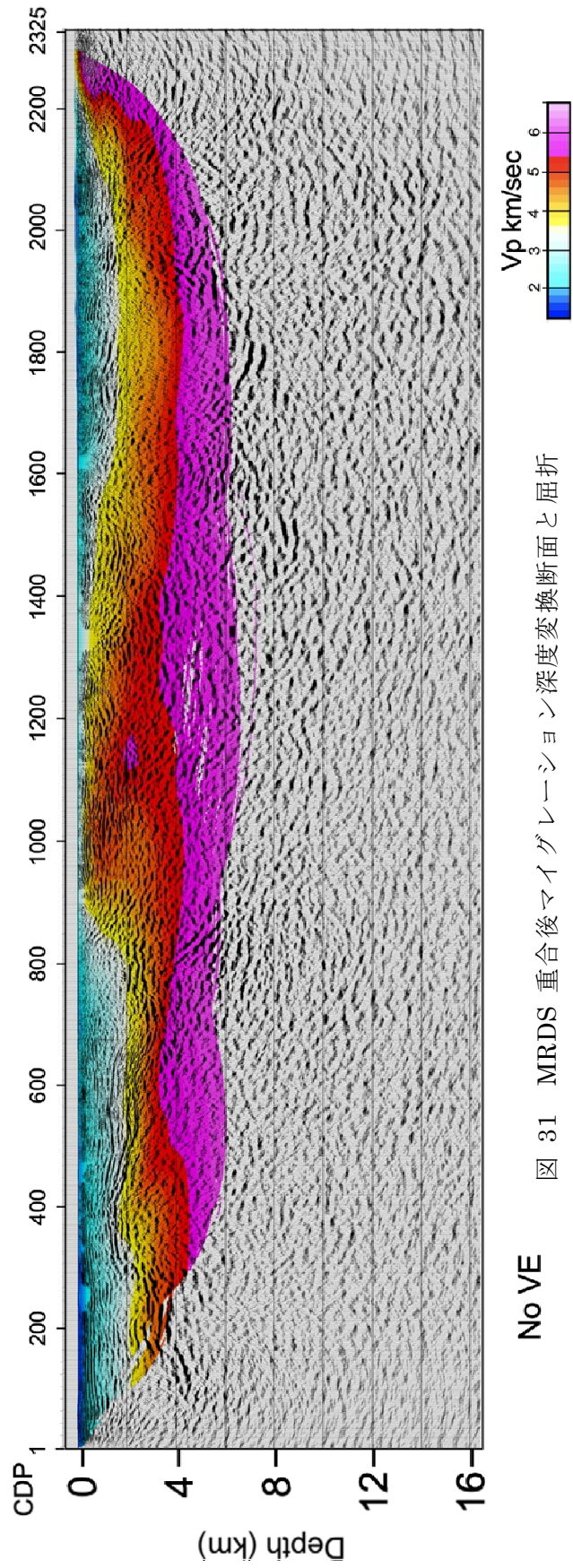
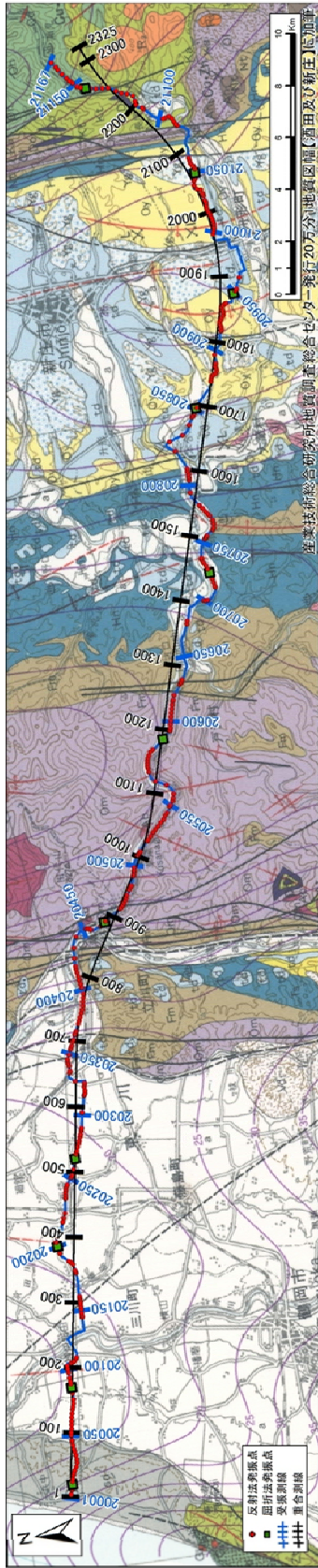


図 31 MRDS 重ね後マイグレーション深度変換断面と屈折
トモグラフィによる速度構造の重ね合わせ。

5) 地質学的解釈

得られた重合後マイグレーション処理後の深度変換断面と、屈折トモグラフィ解析によって得られた P 波速度構造断面について、地表地質・孔井資料などのデータを基に、地質学的解釈を行う。

a) 層序区分

庄内平野から新庄盆地にかけての層序については、図 32 に示した。庄内地域の層序については、基本的には鯨岡（1953）¹²⁾ の層序区分が踏襲されている。玄武岩質火山砕屑岩（青沢層）の上位には泥岩にはじまり上方粗粒化を示す堆積岩が分布する。庄内平野の北西部の層序試錐・遊佐 GS-1 では、浮遊性有孔虫による生層序によって、楯山層以上の諸層の年代が推定されている^{13, 14)}。

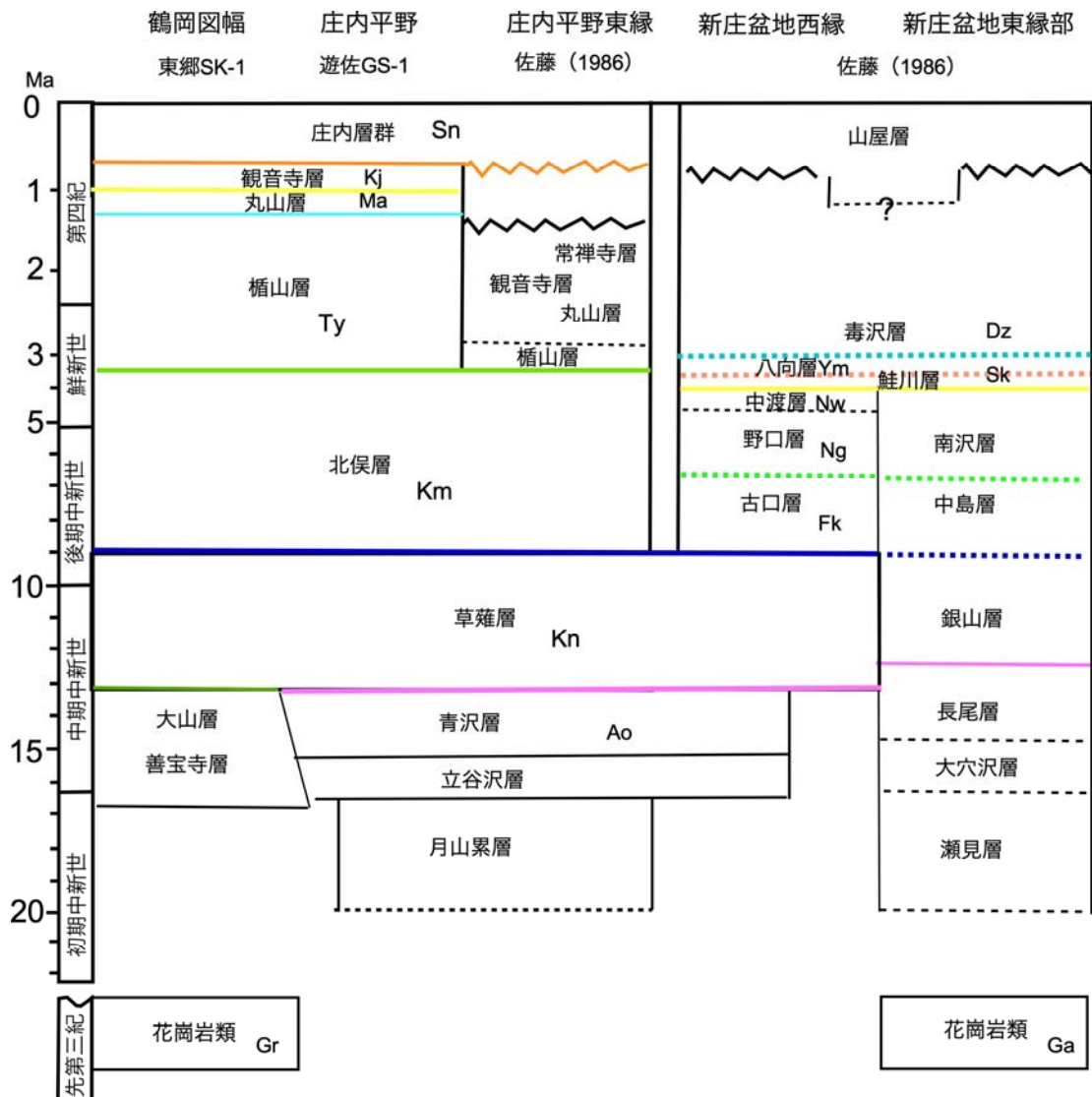


図 32 庄内平野から新庄盆地に至る新第三系の層序。

庄内平野の層序は、池辺ほか（1979）¹³⁾、土谷ほか（1984）¹⁵⁾、稲葉（2011）¹⁴⁾、佐藤（1986）⁶⁾ による。新庄盆地の層序区分は佐藤（1986）⁶⁾ により、年代は守屋ほか（2008）¹⁷⁾、石原ほか（2000）¹⁶⁾ を参考にした。

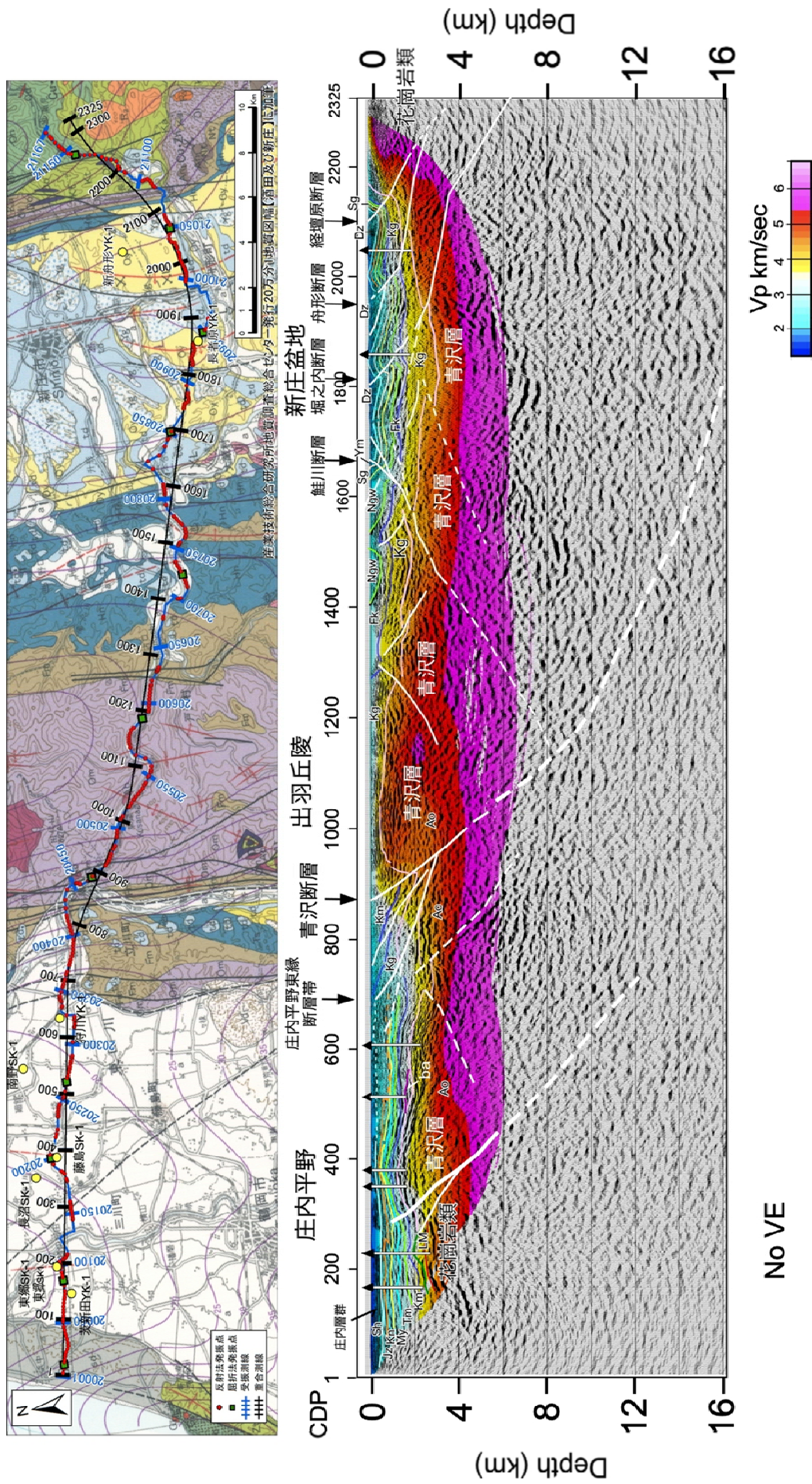


図 33 重ね合わせ構造探査断面 (図 31) の地質学的解釈。

Ao:青沢層、LM:大山層・善宝寺層、ba:玄武岩、Kg:草薨層、Km:北俣層、Tm:楯山層、My:丸山層、Kn:観音寺層、Jz:常禪寺層、Sh:庄内層群、Fk:古口層、Ngw:野口層・中渡層、Sg:鮭川層、Ym:八向層、Dz:毒沢層

遊佐 GS-1 では、楯山層上位の丸山層の基底から約 1.2 Ma に相当するマーカーA と呼ばれる層準が産出するのに対して、庄内平野東側の陸上の層序では、丸山層と上位の観音寺層からもこの層準の出現は認められず、岩相区分は時間面と大きく斜交する⁶⁾(図 33)。庄内平野下については、池辺ほか(1979)¹⁵⁾と土谷ほか(1984)¹⁶⁾の層序区分に従う。尚、本断面では陸域に楯山層以上の地層は分布しない。新庄盆地の新第三系～第四系の層序については、浮遊性海棲微化石の産出に乏しく、庄内地域との対比が難しい。佐藤(1986)⁶⁾では、古地磁気層序を用いて対比を試みたが、その後、新庄盆地の新第三系からフィッシュントラック年代が報告されている^{16, 17)}。ここで守屋ほか(2008)¹⁷⁾による年代を参考に層序対比を示した(図 32)。

b) 出羽丘陵西縁から庄内平野区間の反射法地震探査断面の地質学的解釈

解釈に使用した断面は、図 34 に示した MRDS 解析を行った重合後マイグレーション深度変換断面である。屈折トモグラフィでの速度構造プロファイルで見ると、出羽丘陵に対応した高速度領域が測線中央部に分布する。この西側の庄内平野では、厚さ 2 km に及ぶ V_p 3.0 km/s 以下の低速度層が分布する。出羽丘陵に相当する高速度領域は、西側で庄内平野との構造差が大きく、東側には緩く傾く非対称な形状を示している。出羽丘陵の西側は、青沢断層によって限られる。この断層は地表近傍では高角度の逆断層と推定され、南北走向で鳥海山麓下から南に最上川の南岸では立谷沢断層となり¹⁸⁾、月山山麓から大井沢断層¹⁹⁾に連続する。この全長 100 km に渡る区間は地形的にも明瞭である。大井沢断層は、東傾斜の逆断層で西側の花崗岩類に東側の新第三系が衝上する。この断層は、西側の領家型の花崗岩と東側の阿武隈型花崗岩の境界をなす断層で(図 1)、さらに南方には棚倉構造線に連なる。地球物理学的にも顕著な断層で、この断層に沿って地磁気地電流法によって地殻下部まで達する東傾斜の低電気伝導域がマッピングされている²⁰⁾。測線沿いでは青沢断層に相当し、東側隆起の逆断層である。反射法地震探査断面では、低角度の反射面が卓越し、必ずしも断層の存在は明瞭ではない。これは、この断層に伴って逆転を伴う急傾斜帯が形成され⁶⁾、反射面によるイメージングが困難であることを示している可能性が高い。P 波速度構造からは、CDP900-800 にかけて青沢断層に伴う垂直隔離は 3 km に及ぶ。活断層である庄内平野東縁断層帯は、上盤がほぼ一様に 30 度前後の東傾斜を示し、低下側ではほぼ水平な反射面群が分布することから CDP700 から東に傾斜する断層面が識別できる。この断層は、より高角な青沢断層と地下 3 km 程度で収斂する。地表の断層トレースからさらに西側の CDP680 から CDP610 の地下 1 km 以浅では、東に緩傾斜する反射面群が分布し、さらに西側に移動して伏在する活断層が推定される。同様の断層は、浅層高分解能探査でも推定されている⁵⁾。今回の探査で明らかになった反射面のパターンは従来の推定に比べ、深部で低角度で、庄内平野東縁断層に収斂する。速度構造で見ると、青沢断層の隆起側の CDP1000-1200 で、低下側(CDP800-900)に比べ、 V_p 4.0-5.5 km/s の層が厚い。またこの速度層は、青沢断層に向かって西側に厚くなる。青沢層は海底で噴出した玄武岩質の再堆積したラピリストーンから構成される。この岩相は水中火山活動で形成された火山砕屑物が、密度流などによった運搬・堆積したもので、青沢層の堆積域が構造的低地に位置していたことを示唆する。上盤側で厚くかつ断層に向かって厚くなる低速度層は、青沢断層が東傾斜の断層であったことを示している。その後の圧縮性の応力場へ

の変換に伴い²¹⁾、反転して出羽丘陵が形成されたことになる。反射面のパターンなどから、庄内平野東縁活断層帯とその前面の伏在断層は、青沢断層・立谷沢断層からの分岐断層であり、リストラク的な形状の正断層の逆断層としての再活動に伴って形成される **footwall shortcut thrust** と解釈される。こうした構造形態から、庄内平野東縁活断層帯の震源断層は、青沢断層・立谷沢断層の深部であると推定される。

庄内平野活断層帯（CDP700）直下の下盤側には、反射面のパターンから東および西に傾斜する 2 条の逆断層が認められる。東に傾斜する断層の深度 4 km 以深では、東に中角度で傾斜する反射面を伴っている。西傾斜の断層は、後述する余目複背斜のバックスラストである。

庄内平野下の地下構造については、「鶴岡」図幅¹⁵⁾に紹介されている石油資源調査のためのボーリング資料の情報をもとに層準を求めた。層準のトレースは反射面に沿って実施した。それらのボーリング間の対比は、反射面の連続から推定した構造と概ね調和的である。庄内平野区間の主要な構造は、余目複背斜¹³⁾に相当する CDP300-500 の背斜構造である。この背斜は西翼急傾斜の非対称な断層関連褶曲で、成長層を伴う。この成長層には庄内層群まで参加している。地質の年代は、丸山層の基底部が浮遊性有孔虫から 1.2 Ma と推定されており、背斜頂部と低下側の垂直隔離は 400 m である。長期間の垂直隔離速度は、0.33 mm/y となる。変動地形学的研究からも活褶曲として記載されている²²⁾。

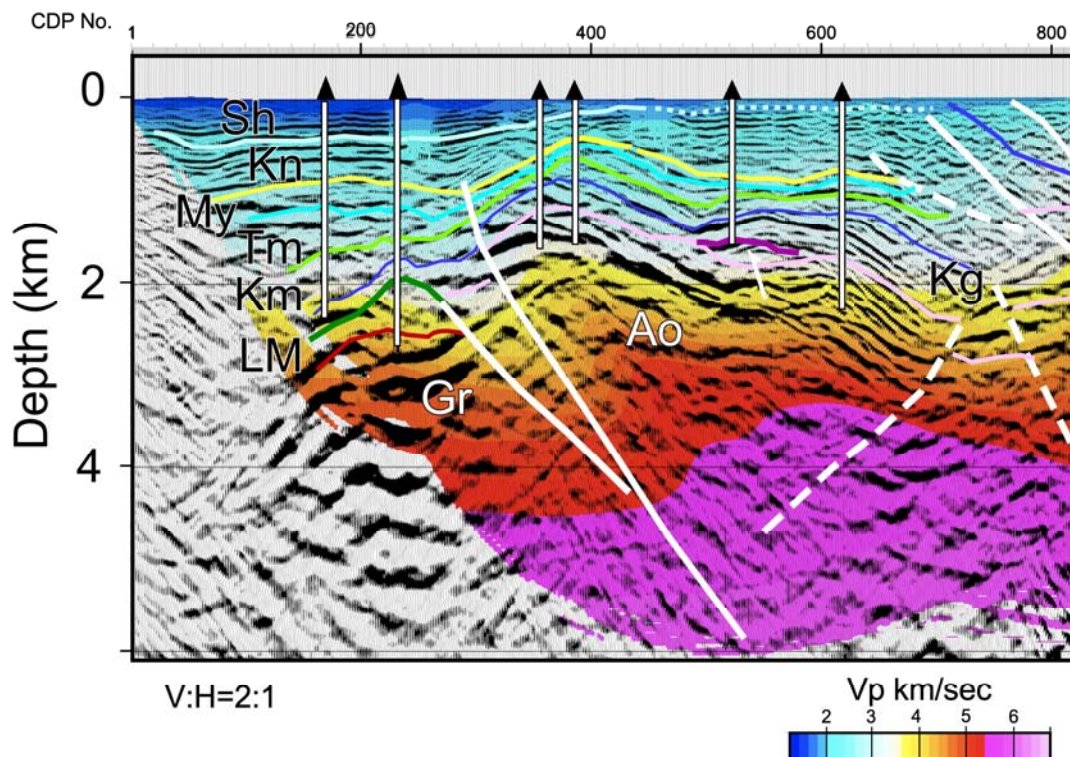


図 34 庄内平野下余目背斜周辺の反射法地震探査断面（MRDS 重合後マイグレーション深度変換断面と屈折トモグラフィの重ね合わせ表示）。地層面の名称は、図 33 と同様。

余目背斜西翼には、CDP300とCDP250の2条の断層が推定される。背斜軸部から東側で掘削されたボーリングでは厚い玄武岩質火山砕屑岩の分布が報告されている¹⁵⁾。これに対して東郷SK-1のボーリングでは花崗岩類の分布が報告されており、青沢層の玄武岩の西端を限る断層が、この2条の断層のいずれかになる。余目背斜は背斜軸跡が南北方向にのびる¹³⁾。一方、ボーリングによる平面的な玄武岩質火山砕屑岩の分布すら推定される断層は北西-南東方向もしくは西北西-東南東方向であり¹⁵⁾、ここでは西側のCDP250付近の断層が玄武岩と花崗岩の境界をなす断層であると判断した。この境界断層と測線は斜交するため見かけの断層の角度はより低角度になっている。余目背斜西翼の断層周辺の数値構造を見ると、青沢断層と同様に隆起側で低速度層が厚い傾向があり、東傾斜の正断層の逆断層としての再活動である可能性が高い。この構造は庄内平野東縁活断層帯とは、独立のもので、南北走向で北方に庄内平野北部まで延長する可能性が高い²³⁾。

c) 1894年 庄内地震 (M7.0) の震源断層

これまで述べたように、庄内平野周辺では庄内平野東縁断層帯と余目背斜西縁の伏在活断層が存在することが明らかになった。前者の震源断層は青沢・立谷沢断層の深部に相当し、余目背斜西翼の伏在断層の軸部から中角度で東に傾斜する震源断層が推定される。1894年に庄内平野に甚大な被害を発生させた庄内地震 (M7.0) があり、庄内平野東縁断層帯の活動によるものと推定されている²⁴⁾。庄内地震に伴う震度分布から見て、庄内平野下の伏在活断層は、この震源域に最も近接した断層であり、今後の検討が必要である。

d) 出羽丘陵東縁-新庄盆地区間の地質学的解釈

新庄盆地内には厚い新第三系が分布し、南北方向の軸跡を示す褶曲・逆断層が形成されている (図 35)。これらの褶曲の多くは活褶曲であり、対応する震源断層の位置と形状を明らかにすることを目的として、地殻構造探査を行った。浅部の詳細な構造については、浅層反射法地震探査が実施されている⁴⁾。走向線図からも明らかのように、逆断層の近傍には、幅の広い急傾斜帯を伴う。反射法地震探査断面の地質学的解釈にあたり、地表地質の他、佐藤ほか (2006)⁴⁾ によって紹介されているボーリング資料を参考とした。得られた解釈を図 36 に示す。

新庄盆地の東縁には、経壇原断層が分布し、地表では幅 400 m にわたるほぼ垂直に変位した地層が露出する。P 波速度構造では、奥羽脊梁山脈と新庄盆地の間で段差状の構造を示し、速度構造からは西側低下の垂直隔離は、1.8 km におよび地質構造からの推定とよく一致する (図 36、CDP2100 周辺)。断層の深部形状は、屈折トモグラフィによる速度の逆転構造によって示唆される。速度構造から推定した断層の傾斜は 30 度である。尚、経壇原断層は高位段丘には変位を与えているが、中位段丘に変位を与えていない。その西側には、舟形断層を西翼にもつ背斜が分布する。経壇原断層から舟形断層に至るシステムは一連の構造で、草薙層や古口層などの泥質岩内に形成されたデタッチメントで連結している。舟形断層は中位段丘を変位させる活断層である。

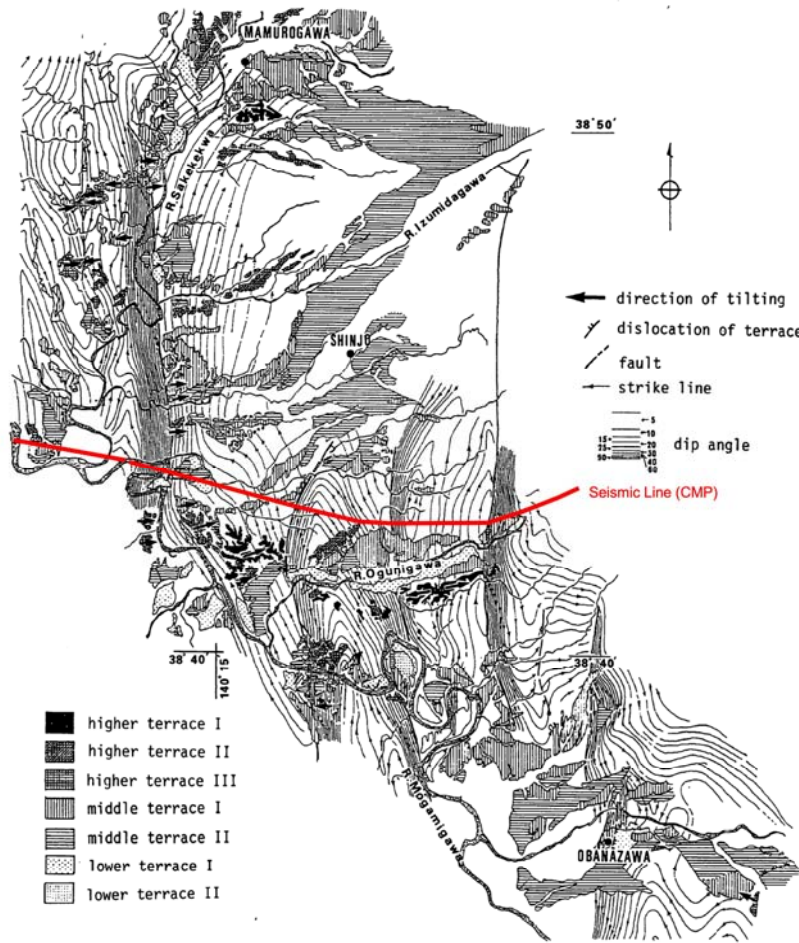


図 35 新庄盆地の新第三系の走向線図と段丘面の分布と変形 (佐藤、1986⁶⁾)

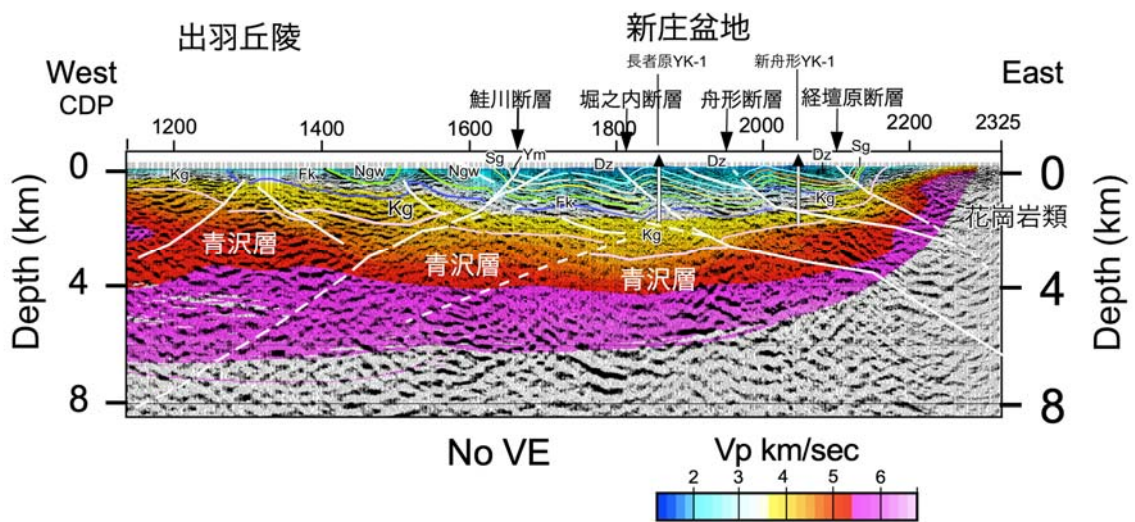


図 36 出羽丘陵-新庄盆地間の反射法地震探査断面の地質学的解釈 (図 33 の拡大、凡例は同一)。

舟形断層の西側には西翼急傾斜の非対称褶曲を伴い、CDP1800 には堀之内断層が分布する。この断層の深部延長が経壇原断層に収斂するかどうかは、不明である。図 36 では、青沢層上面に相当する速度構造に、段差状の構造があるため独立した断層とした。これより西側では、西傾斜の断層が卓越する。大局的には青沢断層などの東傾斜の大規模な逆断層の活動による隆起帯（出羽丘陵）のバックスラストである。鮭川断層の深部延長は深さ 8 km 程度で、青沢断層の深部延長に連結すると推定される（図 33）。

e) 東北日本中部の構造断面

図 37 に、本プロジェクトのサブテーマ沖合構造調査（3.2.2.1）によって明らかにされた庄内沖の大和海盆から大和礁にいたる P 波速度構造と、自然地震トモグラフィによる P 波速度構造断面を統合的に表示した断面²⁵⁾を示す。庄内・新庄測線によって明らかになった主要な断層を、陸域の自然地震トモグラフィによる速度構造断面に示した。庄内・新庄測線の結果からも明らかのように、基本的な断層の形成は日本海形成期の正断層に起源をもち、逆断層として再活動したものである。こうした伸張変形の影響は、地殻構造全体におよんでおり、とくに陸域では新庄盆地と北上低地帯の下部地殻から中部地殻において、P 波速度の高速化が顕著である（図 37）。

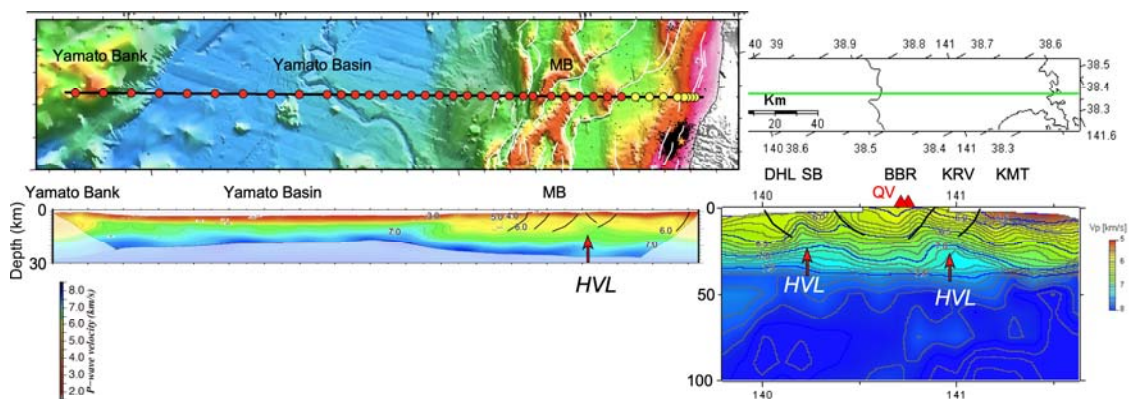


図 37 東北日本弧中部における東北日本陸域と大和海盆を横断する P 波速度構造。

西から、MB:最上礁、DHL: 出羽丘陵、SB:新庄盆地、BBR:奥羽脊梁山脈、KRV:北上河谷帯、KMT:北上山地。日本海の速度構造は、サブテーマ沖合構造調査（3.2.2.1）参照。陸域の速度構造は、Matsubara et al. (2019)²⁵⁾による。黒実線:断層（サブテーマ「断層モデルの構築」本報告 3.2.5.1 参照）、赤三角: 第四紀後期火山。

新庄盆地下での高速化している領域では、堆積層の厚い地域に相当し、苦鉄質成分の割合の高い中下部地殻が分布し、花崗岩質地殻が厚いか欠如している可能性がある。新庄盆地下での高速の中下部地殻は、ボーリングなどで確認されている玄武岩（青沢層）の分布域と一致する。トモグラフィ断面は、花崗岩が分布する測線南方の影響を受け、この断面では中下部地殻の高速化は見られない。同様の下部地殻の高速化は、日本海側での最上礁の近傍に認められるが、大規模なものではなく、大和海盆までは伸張変形を受けた大陸性の地殻が分布する。海域の断層形状や変形構造については、本報告 3.2.5.1「断層モ

デルの構築」で述べるが、短縮変形が著しい地域は、背弧域の中では伸張変形を受けた大陸地殻の領域に相当する。短縮変形は背弧域の広範な領域に拡散しており、想定される日本海東縁の「プレート境界」のように、特定の断層に大きなすべりを解消させている地殻構造は見られない。

(c) 結論ならびに今後の課題

東北日本弧の背弧域と日本海域における地震と津波発生を理解するためには、地殻構造を理解することは、基本的に重要である。本プロジェクトでは、2011年東北地方太平洋沖地震の背弧側にあたる東北日本中部から大和海盆を経て、大和確にいたる区間で、海陸統合地殻構造探査を実施した(3.2.2.1参照)。海陸統合地殻構造探査では、海陸両測線で発震記録を得たことにより、ほぼ連続的なP波速度構造を求めるための基礎資料が得られた。

陸域の庄内-新庄測線では、深さ6 km程度までのP波速度構造や断層の深部形状が明らかになった。この測線での地質構造を特徴づける南北方向の隆起帯である出羽丘陵は、西縁の東に中角度で傾斜する逆断層である青沢断層の活動によって形成された。P波速度構造から断層の隆起側で庄内平野下よりも厚い4.5-5.5 km/s層を有し、逆断層運動に先行した正断層運動の存在を示している。活断層である庄内平野東縁断層帯は、青沢断層から分岐した逆断層であり、浅部では低角度となりthin-skinned型の変形を示す。探査の結果、庄内平野下の余目複背斜の西翼には西傾斜の断層が位置することが明らかになった。この断層についても隆起側に厚い低速度層が分布することから、日本海拡大期に東傾斜の正断層として活動したことを示している。余目複背斜は軸部で丸山層から庄内層群までが薄化することや地形学的特徴から活構造であり、西翼の断層は1894年の庄内地震(M7.0)の震源断層である可能性が高い。

新庄盆地は厚い新第三系が分布し、奥羽脊梁山脈西縁の東傾斜の経壇原断層などの逆断層と、青沢断層のバックスラストである西傾斜の逆断層によって盆地中央部では断層関連褶曲が形成されている。堆積層にはthin-skinned型の変形が卓越し、中新統の泥岩中にデタッチメントが推定される。

自然地震トモグラフィによるP波速度構造と、海域の制御震源による速度構造から、下部地殻ではいくつかの高速領域が存在することが明らかになった。出羽丘陵から新庄盆地にかけては日本海拡大時に噴出した大量の玄武岩の分布域で、高速の下部地殻を有するリフト構造を示す。短縮変形は、こうしたリフトの周辺に集中し、伸張された大陸地殻域では、正断層の逆断層としての再活動が顕著である。

背弧域の変形特性を定量的に理解するためには、地殻構造のみならずリソスフェア下限深度など、マントルを含む島弧域全体の構造の理解が欠かせない。今後、長期間の海陸での広帯域自然地震観測などによるリソスフェア全体の構造解明が重要な課題となる。

(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) 日本の地質「東北地方」編集委員会編：日本の地質2「東北地方」，共立出版，338，1998.
- 3) Sato, H. and K. Amano : Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation

- and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sediment. Geology*, **74**, 323-343, 1991.
- 4) 佐藤比呂志, 八木浩司, 池田安隆, 今泉俊文, 荻野スミ子, 宮内崇裕, 戸田 茂, 平野信一, 松多尚信, 越後智雄, 田力正好, 井川 猛, 酒井隆太郎, 新庄97反射法地震探査グループ: 新庄盆地東部活褶曲群を横切る反射法地震探査, 地震研究所彙報, **81**, 157-170, 2006.
 - 5) 加藤直子, 佐藤比呂志, 今泉俊文, 越谷 信, 戸田 茂, 荻野スミ子, 越後智雄, 木村治夫, 楮原京子, 森下信人, 小林 勉, 高橋就一, 梅津洋輔, 水本匡起, 吉田明弘, 小池太郎, 佐藤 良: 庄内平野東縁活断層系松山断層における反射法地震探査. 活断層研究, **26**, 87-93, 2006.
 - 6) 佐藤比呂志: 東北地方中部地域(酒田-古川間)の新生代地質構造発達史(第I・II部). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 88, 1-32, 1-45, 1986.
 - 7) 今泉俊文, 宮内崇裕, 堤 浩之, 中田 高編: 活断層詳細デジタルマップ(新編), USBメモリ, 東京大学出版会, 141p., 2018.
 - 8) Asakawa, E. and T. Kawanaka: Seismic raytracing using linear travelttime interpolation, *Geophy. Prosp.*, **41**, 99-111, 1993.
 - 9) 白石和也, 阿部 進, 岩崎貴哉, 齊藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷 信, 加藤直子, 新井隆太, 川中 卓: 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価, 物理探査, **63**, 4, 345-356, 2010.
 - 10) Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., & Nishiki, T.: Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010*, 3604-3608, Society of Exploration Geophysicists, 2010.
 - 11) 青木直史, 檜原省吾, 高橋明久, 西木司: MDRS法によるコンフリクティング・ディップのイメージング. 物理探査学会学術講演会講演論文集, **122**, 60-63, 2010.
 - 12) 鯨岡 明: 最近の探鉱結果(山形地域), 石油技術協会誌, **18**, 157-163, 1953.
 - 13) 池辺 穰, 大沢 穰, 井上寛生: 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 42p., 1979.
 - 14) 稲葉 充: 庄内の地質に関する最近の探鉱成果-その 1. 鳥海山南麓の月光川-相沢川間の新生界の層序について-. 山形応用地質, **31**, 8-19, 2011.
 - 15) 土谷信之, 大沢 穰, 池辺 穰: 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 77p., 1984.
 - 16) 石原敬久, 大平寛人, 立石雅昭: 山形県新庄盆地に分布する折渡層のフィッシュトラック年代. 地質学雑誌, **106**, 905-908, 2000.
 - 17) 守屋俊治, 壇原 徹, 岩野英樹, 山下 透, 中島 健, 鎮西清高: 山形県新庄盆地の鮮新統フィッシュ・トラック年代, 地質学雑誌, **114**, 1-15, 2008.
 - 18) 大沢 穰, 片平忠実, 土谷信之: 清川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 地質図幅), 地質調査所, 61p., 1986.
 - 19) 山路 敦, 天野一男, 大槻憲四郎, 石井武政, 1986, 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第 3 巻-その 2-島弧横断ルート No.2(3 栗島-温海-左沢-天童-作並-仙台), 36p., 宝文堂.

- 20) Ichihara, H., M. Uyeshima, S. Sakanaka, T. Ogawa, M. Mishina, Y. Ogawa, T. Nishitani, Y. Yamaya, A. Watanabe, Y. Morita, R. Yoshimura, and Y. Usui : A fault - zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan, *Geophysical Research Lett.*, 38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 21) Sato, H.: The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22261-22274, 1994.
- 22) 東郷正美：庄内・余目活褶曲について．法政大学多摩研究報告，22, 1-8, 2007.
- 23) 佐藤比呂志，稲葉 充，石山達也，加藤直子，竹花康夫：庄内平野の伏在活断層，日本地球惑星科学連合 2015 大会，幕張，5 月 28 日，SSS28-11, 2015.
- 24) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：庄内平野東縁断層帯の長期評価の一部改訂について．41p., 2009.
- 25) Matsubara, M., H.Sato, K.Uehira, M. Mochizuki, T.Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya: Seismic velocity structure in and around the Japanese island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Seismic Waves-Probing Earth System*, Intech Open, 1-19, 2019, doi:10.5772/intechopen. 86936

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
佐藤比呂志，石山達也，加藤直子，清水英彦，佐藤 壮，川崎慎治，野 徹雄，小平秀一，三浦誠一	渡島半島横断深部反射法地震探査（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2019 年大会（千葉市）	令和元年 5 月 29 日
野 徹雄，佐藤 壮，小平秀一，佐藤比呂志，石山達也	地震探査から見る日本海北海道南西沖における地殻構造（口頭発表）	日本地球惑星科学連合 2019 年大会（千葉市）	令和元年 5 月 29 日
佐藤 壮，野 徹雄，小平秀一，三浦誠一，石山達也，佐藤比呂志	地震探査による北海道南西沖・日本海盆～渡島半島沿岸部の島弧-背弧海盆域の地殻構造（ポスター発表）	日本地球惑星科学連合 2019 年大会（千葉市）	令和元年 5 月 29 日

(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) 令和2年度業務計画案

津軽半島を横断する地殻構造探査を実施する。青森平野から西方に津軽山地を経て津軽平野を横断する約 60 km の陸域区間において、地殻構造探査を行う（図 38）。青森県の地質構造は、東北日本中部とは主要断層の形状や堆積盆地の発達様式が異なっている。この探査では、津軽山地周辺の既知の活断層の深部形状の他、津軽平野下に伏在する活断層の存否について明らかにする。尚、津軽平野ではサブテーマ 3.3.2「強震動予測」において、強震動予測の精度向上を目的とした微動観測などによる速度構造モデルの検討が進められており、制御震源を用いた構造探査は、震源断層モデルやより精度の高い速度構造モデルの構築に資する。

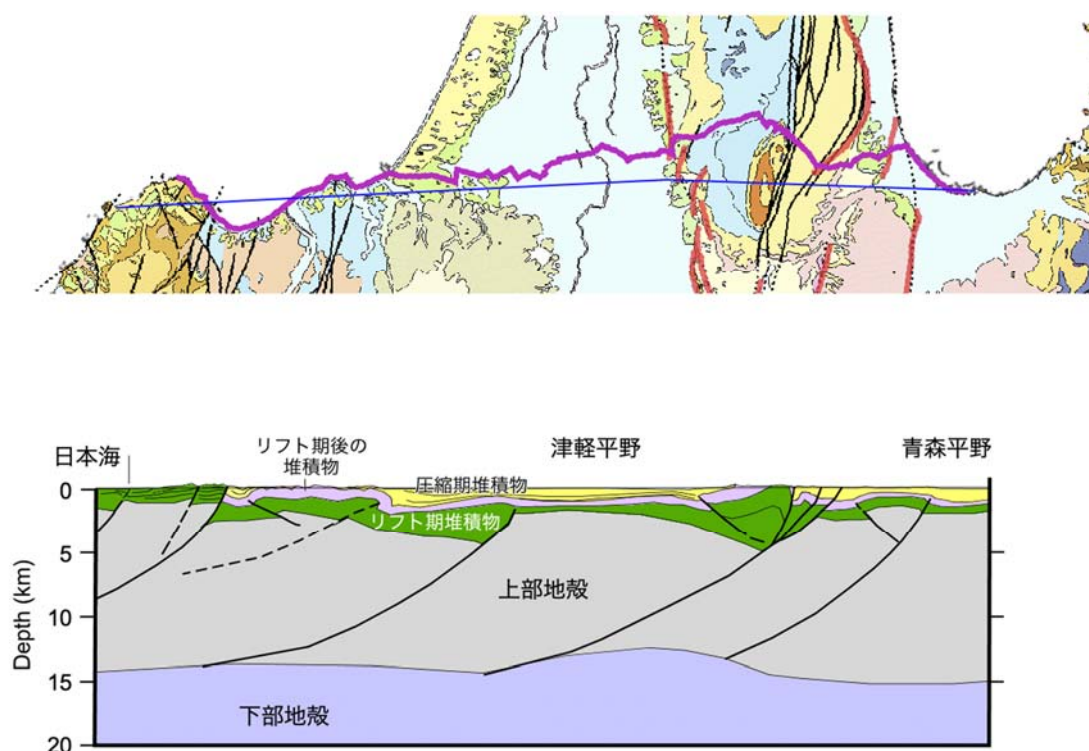


図 38 津軽半島横断地殻構造探査測線（上）と推定地殻構造断面図（下）。
赤紫実線：探査測線、赤実線：活断層。地質図 Navi による地質図・活断層図に加筆。