

高分解能反射法地震探査による新潟市赤塚地区における 越後平野西縁断層の浅部変形構造イメージング

Imaging of the near-surface deformation structure caused by recent activities in the western marginal fault of the Echigo Plain, Akatsuka district, Niigata City, by means of high-resolution seismic reflection surveying.

稲崎富士¹・宮地良典²・卜部厚志³・楮原京子⁴

Inazaki Tomio¹, Miyachi Yoshinori², Urabe Atsushi³ and Kagohara Kyoko⁴

Abstract: We conducted high-resolution shallow seismic reflection surveying using Land Streamer at Akatsuka, Nishi Ward, Niigata City to image on- and off-fault deformation structure in a faulted zone. Newly assembled P- and S-wave type Land Streamers were adopted for the survey purposed to delineate paleoseismic deformation events caused by recent activities of the western marginal fault of Echigo Plain, Niigata Prefecture. A 1.6 km-long seismic line, and a 900 m-long line were deployed to obtain P- and S-wave seismic profiles respectively at the site. As a result, CMP stacked migrated sections clearly profiled off-fault primary faultings in addition to the major on-fault flexure structure at the near surface down to 200 m in depth. Correlation of seismic profiles with the drilled core and logging data obtained at GS_NAK1 site enabled to distinguish the recent paleoseismic events and to assess their ages and recurrence intervals.

キーワード: 越後平野西縁断層, 活断層, 高分解能反射法地震探査, ランドストリーマー, 検層

Keywords: Western marginal fault of the Echigo Plain, Active fault, High-resolution seismic reflection survey, Land Streamer, Logging

要旨

越後平野西縁断層の浅部変形構造をイメージングすることを目的として、新潟市赤塚地区においてランドストリーマーを用いた高分解能反射法地震探査を実施した。ランドストリーマーとは多数の地震計を一体化して容易に牽引・移動ができるようにした地震探査用の測定ツールであり、今回新たに組み立てた P 波および S 波ランドストリーマーを用い、各々 1.6km, 900m の測線上で探査を実施した。一連の処理を施して得られた CMP 重合断面には、主断層部のみならず撓曲変形帯内の副次断層による変形構造が明瞭に捉えられていた。探査測線近傍ではオールコアボーリング (GS_NAK1) が掘削された。この GS_NAK1 孔においてサスペンション PS 検層, ダウンホール VSP 等を

実施して浅部の速度層構造を把握した。さらにコア試料の堆積相解析および ¹⁴C 年代測定結果を基に、沖積層に対比される浅部反射面の変形構造を解釈した。その結果、主断層前縁部に位置する 1 本の副次断層のみで、0.4mm/yr 程度の平均上下変位速度を有していることが明らかになった。

1. はじめに

新潟県中央部には長岡市から新潟市にかけて、信濃川沿いに沖積平野が発達している。この平野の西縁部は、全長 70km に及ぶ「長岡平野西縁断層帯」(地震調査研究推進本部, 2004) と称される活断層に境されている。同断層帯は通常 3 つの活動セグメントに区分され、そのうち陸域最北部のセグメントは、弥彦活動セグメント (産業技術総合研究所, 2009), 角田

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 / 土木研究所 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation / Public Works Research Institute)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

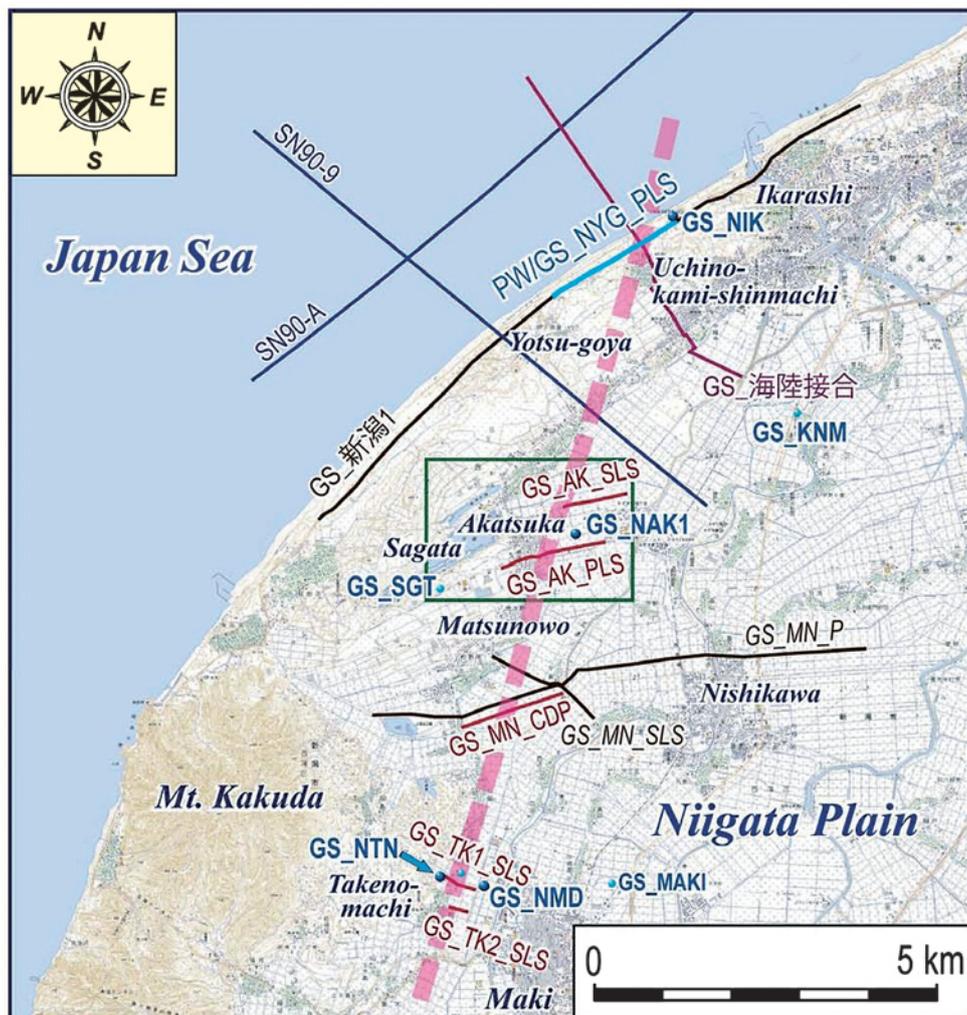
³ 新潟大学災害復興科学センター (Niigata University, Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery)

⁴ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

山東縁断層（池田ほか，2002），角田・弥彦断層（仲川，1985）などと称されてきた。活動セグメントの区分には，セグメントごとに特有の活動様式とその範囲が明らかにされている必要がある。当該セグメントについては，延長約 25km，西側上りの逆断層であり，反射法地震探査と試錐資料（石油公団，1991，1992）から，下部更新統の灰爪層に対して 3000m 以上の垂直変位を与えていると評価されている。一方で地表部には明瞭な変位地形は認められず，伏在位置，変形様式とその空間的差異，海域部への連続性についての地球科学的知見が乏しかった。そこで，新潟市赤塚地区において同セグメントの最近の活動履歴を明らかにすることを目的として，沖積層を主対象としたオールコアボーリングおよび高分解能反射法地震探査を実施した。なお本報告ではト部ほか（2007）になら

い，当該活動セグメントを越後平野西縁断層（小林，1996）と称することとする。

越後平野西縁断層に対しては，前述した石油公団による海域および海陸接合部での大規模反射法地震探査（SN90-A，SN90-9）のほか，松野尾から西川にかけて（GS_MN_P；加野ほか，1999），沿岸部（GS_新潟1；山口ほか，2009），海陸接合部（GS_海陸接合；楮原ほか，2010）など，これまで大型震源あるいはダイナマイト震源による P 波反射法地震探査が実施されてきた（第 1 図）。これに加え電力会社や大学機関もこの断層を対象とした探査を実施してきている（石山ほか，2009 など）。これらの反射法地震探査は，基本的に対象断層の伏在位置や累積変形様式を明らかにすることを目的としたものであり，最近の断層の活動性を明らかにするために必要とされる時間的空間的



第 1 図 調査値周辺における反射法地震探査およびボーリング地点の位置図。国土地理院発行 1/50000 地形図「内野」と「弥彦」を使用した。

Fig.1 Location map showing Akatsuka survey site, previous seismic reflection survey lines and drill sites. 1/50000 scale digital maps “Uchino” and “Yahiko” issued by GSI are used as the base map.

分解能を有していなかった。近年、群列ボーリングと採取試料に対する稠密な年代分析にトレンチ調査を組み合わせた調査手法が活断層・古地震調査で広く採用されてきている（吉岡ほか，2007；Naruhashi, et al., 2008 など）。しかし、この手法の適用には多大の調査経費を必要とし、地質構造の空間的な不連続性把握にも限界があった。これに対し高分解能反射法地震探査、特に伝播速度の小さなS波を用いた反射法地震探査は、高い空間分解能を有しており、微細な変形構造のイメージングをも可能にする。そこで越後平野西縁断層の推定伏在部と交差するように測線を配置し、新潟市内の4地区、すなわち四ツ郷屋、赤塚、松野尾および竹野町において高分解能反射法地震探査を実施した（第1図）。本報告ではこのうち赤塚地区で実施した探査結果を、探査測線近傍で掘削されたオールコアボーリング（GS_NAK1）孔における検層結果およびコア堆積相解析結果と対比して解釈する。

2. 高分解能反射法地震探査

2.1 高分解能反射法地震探査の概要

反射法地震探査は、もともと資源探査手法として地下数 km 程度の深い深度領域を対象として発達した探査手法であるが、我が国では資源探査より防災調査で多用されており、地方自治体等が進めてきた活断層調査の主要な調査手法となっている。反射法地震探査のうち、深度数 100m～数 10m を対象とするものを特に浅層反射法、深度数 10m～数 m を対象とするものを極浅層反射法と称することがある。また従来の反射法探査では起振点／受振点間隔は 10m～25m 程度に設定されるのに対し、この間隔を 2.5m～数 10cm と狭小に設定し、高い空間分解能を保障する手法を特に高分解能反射法地震探査と称する。

反射法地震探査では、反射波信号を強めるために共通中点（CMP）重合法という特徴的な現場計測・データ処理技法が採用される。そして CMP 重合データを効率的に取得するために、あらかじめ多数の地震計を地表に展開しておき、まずある起振点で震源を操作して信号を記録する（共通起振点記録）。ここで受振点間隔を小さくすれば、反射点の密度が上がり水平方向の空間分解能が向上するので詳細な構造解析が可能となる。また起振点間隔を密にすると、CMP 重合数が大きくなり反射波の S/N 比を向上させることができる。従来の反射法地震探査では CMP 重合数は最低でも 24、通常で 60～120 程度に設定されることが

多い。しかし受振点間隔および起振点間隔を密にすればするほど、単位区間あたりの作業密度も大きくなり、結果として探査効率が低下する。そこで、対象とする構造が有すると想定される不均質性のオーダー、あるいは検出すべき構造のスケールと現地での作業性を考慮して、受振点間隔と起振点間隔を設定する。なお深度方向の空間分解能は反射波信号の波長に依存する。地盤の速度は変えられないが、周波数を高くすれば波長が短くなるので分解能を向上させることができる。

2.2 探査測線

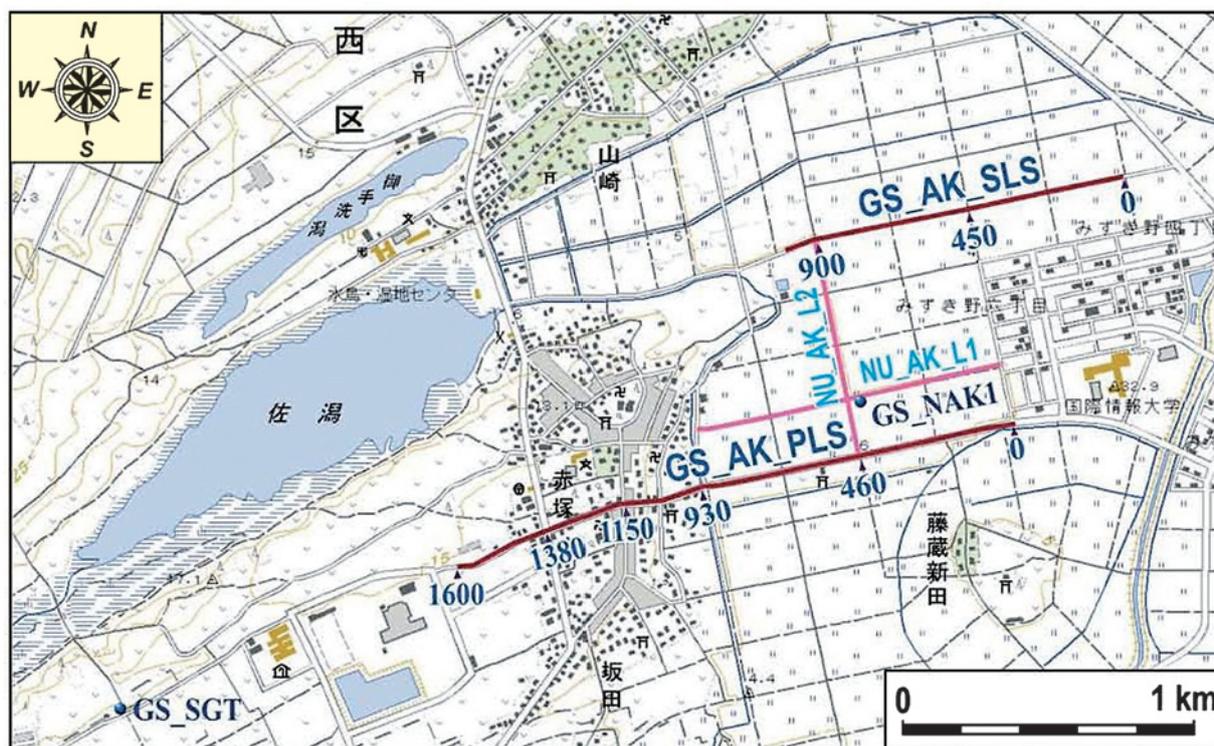
新潟市西区赤塚地区において、越後平野西縁断層の伏在推定部と交差するように測線を設定し、高分解能反射法地震探査を実施した。測線設定位置を第2図に示す。

探査測線の大部分の区間は、赤塚集落の東側に広がる低平地上に位置する。この低平地は、標高約 3.5m で平坦であり、表層部には河川成の砂質堆積物が分布することから、旧信濃川の氾濫原ないし旧可道に比定することができる。赤塚集落は新砂丘 I（縄文前～中期）ないし新砂丘 II（縄文後～晩期）上に立地している（ト部ほか，2006）。この砂丘地形は東側に徐々に高度を下げ、その末端部は低平地の地下に埋没している（ト部ほか，2006）。赤塚集落を載せる砂丘部と低平地との地形境界は明瞭で西側に膨らんだ弧状を呈している。藤蔵新田が位置する旧蛇行河道地形と調和的であり、比較的新しい時代の側刻地形の痕跡であると解釈することが可能である。

第2図に示すように、赤塚地区に2本の探査測線を新たに設定した。このうち南側の測線（GS_AK_PLS）は、県道46号新潟大外環状線の南側車道舗装路面部に設置した。また北側測線（GS_AK_SLS）は、1948年以降に整備された圃場内を走る舗装された農道上に設置した。なお赤塚地区ではト部ほか（2007）によって、予察的な高分解能反射法地震探査が実施されていた（NU_AK_LS1, NU_AK_LS2）。また両測線の間中部においてオールコアボーリング（GS_NAK1）が計画されていた。測線の設定にあたっては、これらの既往調査結果も参照した。

2.3 測定諸元および使用機器類

赤塚地区に設定した2本の探査測線の測定諸元および使用した機器類を第1表に掲げた。GS_AK_PLS 測線は測線長 1600m、測定には 144ch 同時受振可



第 2 図 赤塚地区探査測線およびボーリング地点位置図。
国土地理院発行 1/25000 地形図「巻」を使用。

Fig.2 Map showing two survey lines; GS_AK_PLS and GS_AK_SLS deployed in this study, existing survey lines, and drill sites at Akatsuka site, Niigata City. A 1/25000 scale digital map “Maki” issued by GSI is used as the base map.

能な P 波型ランドストリーマーを使用した。ランドストリーマーとは多数の地震計を一体化して容易に牽引・移動ができるようにした地震探査用の測定ツールである（稲崎，1992）。本探査測線で使用したツールは，牽引用の 2 本のステンレスワイヤーロープに 1m 間隔で地震計ユニットが装着されている（第 3 図）。各地震計ユニットには固有周波数 40Hz の上下動エレメントが 4 個組み込まれている。地震計ユニットは金属製のベースプレートを通じて舗装路面と面的にカップリングしている。従来の地震探査では，スパイクを地中に突き刺して地震計を堅固に地面と固着させるか，あるいは三脚を介して地面とカップリングさせていた。このようなカップリング法では地震計を牽引移動させることは不可能である。ランドストリーマーは固着部がないことから容易に移動させることができる。震源にはミニ油圧インパクト JMS-Mini65（株式会社地球科学総合研究所製；第 3 図）を使用し，起振点間隔を 2m に設定して発震作業を繰り返した。起振点の移動時にはランドストリーマーも 2m 移動させる。ただし通行量の多い赤塚集落内の県道 2 号新潟潟泊線や集落内道路交差部では，ランドストリーマ

ーを展開することが車両の安全通行の妨げになる可能性があったことから固定展開とし，震源のみを移動させた。各起振点での垂直重合数は通行車両や測線近傍の家屋からの振動ノイズの強弱の状況に応じて 2-8 回とした。現地での測定作業は 2009 年 11 月 2 日～6 日にかけて実施し，総起振点数は 795 に達した。データの収録は DAS-1（OYO Geospace 社製）を用いた。

GS_AK_SLS 測線は測線長 920m，測定には 120ch 同時受振可能な S 波型ランドストリーマーを使用した。本測線での探査に使用したツールは，P 波型ランドストリーマーツールと同様に牽引部材として 2 本のステンレスワイヤーロープを使用し，50cm 間隔で 120 個の S 波用地震計ユニットが配置されている（第 4 図）。各地震計ユニットには固有周波数 14Hz の水平動エレメントが 2 個組み込まれている。震源にはエアハンマーを組み込んだ窒素ガス駆動 S 波震源（サンコーコンサルタント社製）を使用し，起振点間隔を 1m に設定してランドストリーマーと震源を 1m 毎に移動して測定を繰り返した。各起振点での垂直重合数は，風雨によるノイズの程度に応じて 2-16 回とした。現地での測定作業は 2009 年 11 月 11 日～14 日にか

第 1 表 ランドストリーマー反射法探査測定諸元.

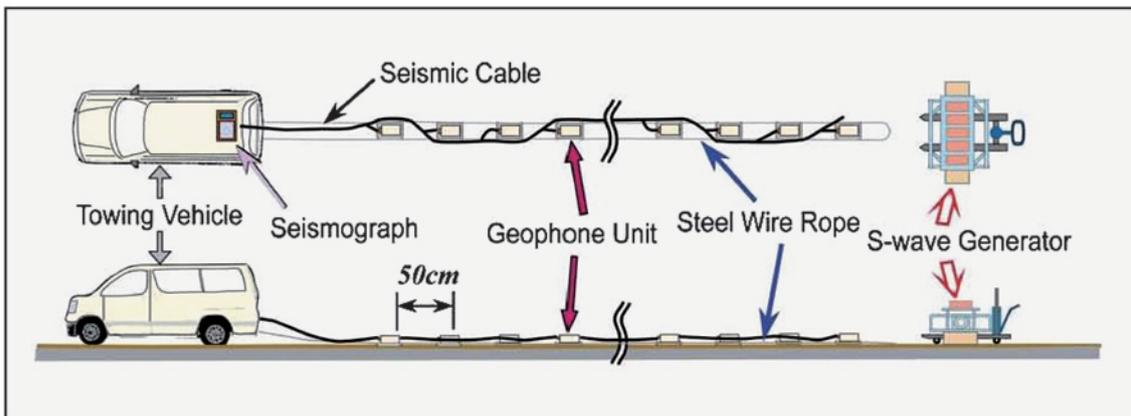
Table 1 Field parameters for the Land Streamer reflection surveys.

Line Parameters	GS_AK_PLS	GS_AK_SLS
Survey Length	1600 m	920 m
<i>Land Streamer Tool</i>		
No. of Channels	144	120
Natural Frequency	40 Hz	14 Hz
No. of Elements	4	2
Channel Spacing	1 m	50 cm
Streamer Length	150 m	65 m
<i>Source</i>		
Source Type	Mini Impactor	Air Hammer
Vertical Stack	2-8	2-16
Shot Interval	2 m	1 m
No. of Shotpoints	795	902
<i>Recording System</i>		
Instrument	DAS-1	DAS-1
Recording Length	1 sec	1 sec
Sampling Rate	0.25 ms	0.5 ms



第 3 図 P 波探査用ランドストリーマーおよび震源.

Fig.3 A photo showing the P-wave type Land Streamer and an impactor source.



第 4 図 S 波探査用ランドストリーマー概要図.

Fig.4 An illustration of the S-wave type Land Streamer deployed in this survey.

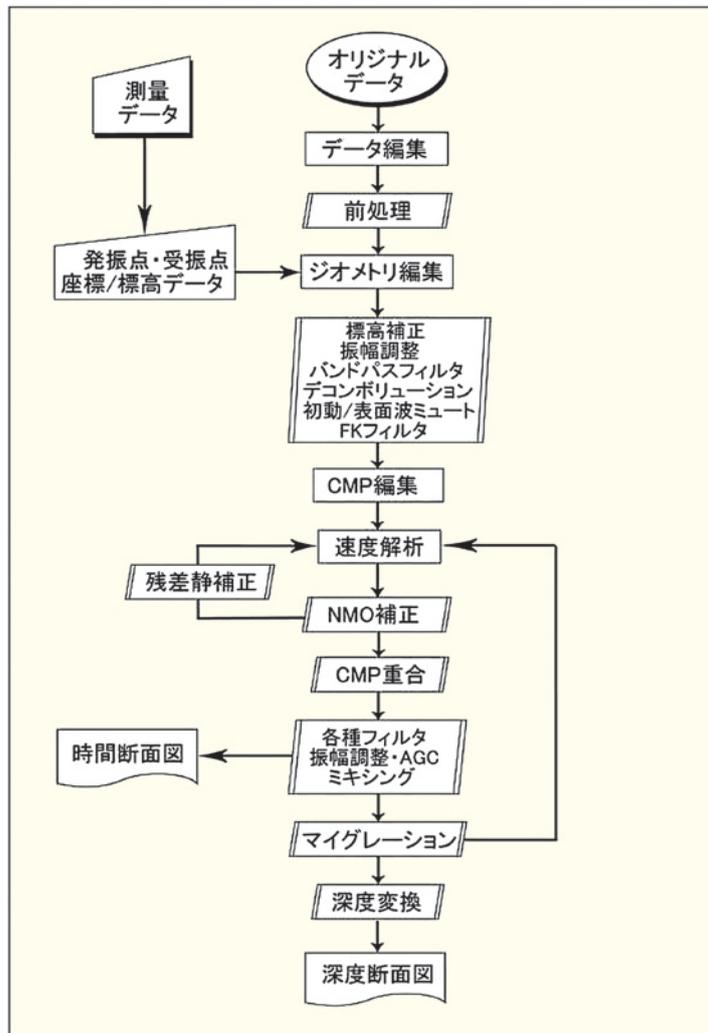
けて実施した。測定期間中はほぼ全日降雨および強風に見舞われたが、ランドストリーマーをゴムマットで覆い、風雨の影響を極力低減させるよう工夫した。これにより雨天下においても全日の測定作業が可能となった。

2.4 探査データ処理

探査データは現地において探鉱機に接続した外付けハードディスクに収録した。このデータを当日中にハードディスクからノート PC にコピーしてバックアップデータとした。実質 8 日間の現地探査で取得したデータは、合計 1736 ファイル、約 1.8GB に達した。この取得データを研究所に持ち帰り、Windows 上で動作する専用の反射法処理ソフトウェア VISTA for Windows (GEDCO 社製) を用いてデータ処理を実施した。

データ処理の流れを第 5 図に、また各処理の概要を以下に記す。反射測線はほぼ直線であったので、測線の起点と終点の座標をつなぐ線分を CMP 重合測線とし、この測線に沿って共通反射点の編集を行なった。CMP の間隔は GS_AK_PLS 測線では 1.0m に、GS_AK_SLS 測線では 0.5m とした。

測量作業によって求められた各受振点および起振点の座標データを入力し、ジオメトリを定義した反射測定データに対して、まず前処理として振幅調整、バンドパスフィルタ（帯域通過フィルタ）、デコンボリューション、FK フィルタ等の処理を施し、反射イベントの分離・パルス化をはかった。速度解析は、定速度重合法と定速度走査センブランス計算法を用い、50CMP (50m ないし 25m) 毎に実施した。速度解析点数は、GS_AK_PLS 測線では 31 点、GS_AK_SLS 測線では 37 点に達した。得られた重合速度構造に対



第 5 図 反射法データ処理流れ図.

Fig.5 Processing flow for high-resolution seismic reflection survey data.

してさらに空間的スムージングフィルタをかけ、1次重合速度構造とした。さらにこの速度構造を88%~115%の間で3%間隔で変化させた値を用いて重合前マイグレーション処理を施し、対応する時間断面を作成した。この時間断面パネル上で反射面がもっともよく再現される速度を抽出し、最終的な重合速度構造を求めた。この解析を経て求めた重合速度構造を用いてNMO補正、CMP重合処理を施し時間断面を作成した。またNMO補正後のCMPギャザに対し、特定の反射イベントを含む時間ウィンドウを設定し、その領域内でのCMP重合の効果が最大となるような補正項を最小二乗反復計算法によって求める、パワー最大化自動静補正法（スタックパワー計算法）を用い、残差静補正量を計算した。NMO補正および残差静補正を数次繰り返した後、CMP重合を施して最終的な重合後時間断面を得た。この重合後時間断面に対して、反射面の連続性を強調するFX予測フィルタ処理を施し、さらに周波数帯域フィルタ処理等を加えた。また時間断面上の見かけの傾斜構造を真の構造に近い断面に変換する重合前時間マイグレーション処理、断面上での反射イベントの振幅を平滑化する自動振幅調整（AGC）処理等を必要に応じて実施している。さらにFX深度マイグレーション処理によって深度断面を作成した。深度変換には、上述した重合速度構造データに対して後述するGS_NAK1孔での速度検層によって得られた表層部の実測速度分布データを用いて、補正を施した値を使用した。

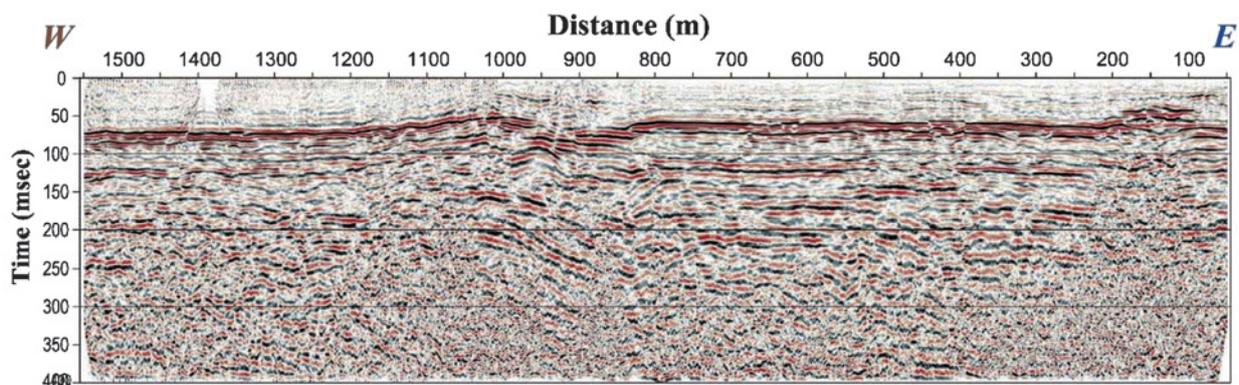
2.5 解析結果

GS_AK_PLS測線の重合時間断面を第6図に、またGS_AK_SLS測線の重合時間断面を第7図(a)に、深

度変換断面図を第7図(b)に示す。以下に、各断面に認められる特徴的な構造について記す。

P波重合時間断面（第6図）には、往復走時60msec付近に連続性の良い強振幅の反射面が認められる。NU_AK_L1測線の時間断面にもほぼ同じ走時に強い反射面が出現する。さらに四ツ郷屋地区におけるP波ランドストリーマー探査断面にもこの走時に連続性の良好な強い反射面が出現した（稲崎ほか、2010）。以上より、この地域に共通する特徴的な反射イベントであるということが出来る。この反射面は、測線距離850mから1000mの間で下方に撓んでいる。この区間では下位の反射面群もその傾斜構造が他の区間とは様相を異にしており、この位置に越後平野西縁断層の主断層を比定することができる。第2図に示したように、この変形構造の出現位置は砂丘部と低平地との地形境界に一致している。下位の反射面はおよそ300msecまで追跡することができる。これらの反射面群は、測線距離400m付近および200m付近で屈曲しているように見える。この部分に前縁副断層が存在している可能性があり、データ処理パラメータの適正化によって鮮明化を図ることが求められる。

S波重合時間断面（第7図(a)）には、往復走時300msec以深に連続性が良好で平行する反射面が数条認められる。一方300msec以浅の反射面の連続性は良好とは言えない。残差静補正および重合速度の適正化によって浅部反射面のイメージングを向上できる可能性がある。測線西端部で反射面の多くが上方に屈曲しているのが特徴的である。この部分に越後平野西縁断層の主断層を解釈することが可能である。第7図(b)は、後述するGS_NAK1孔での速度検層データを用いて深度変換して得られた、重合深度断面であ



第6図 P波重合時間断面。

Fig.6 A stacked time section along the GS_AK_PLS line.

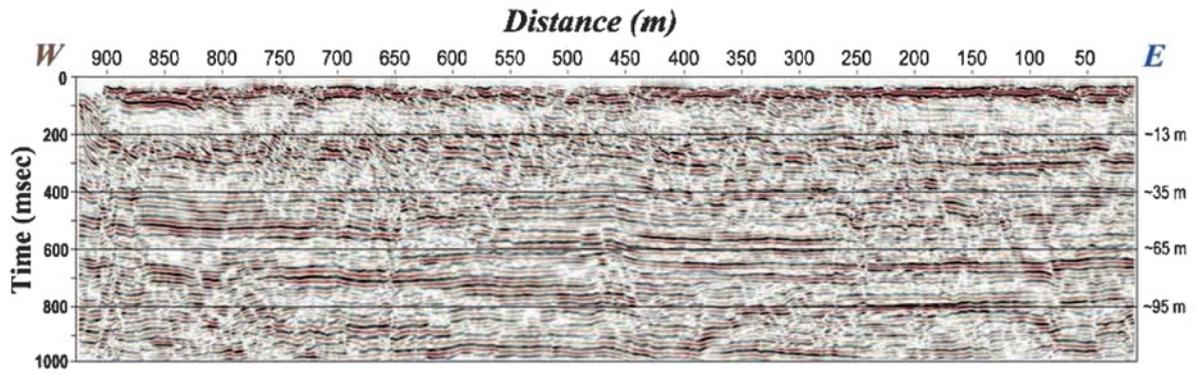
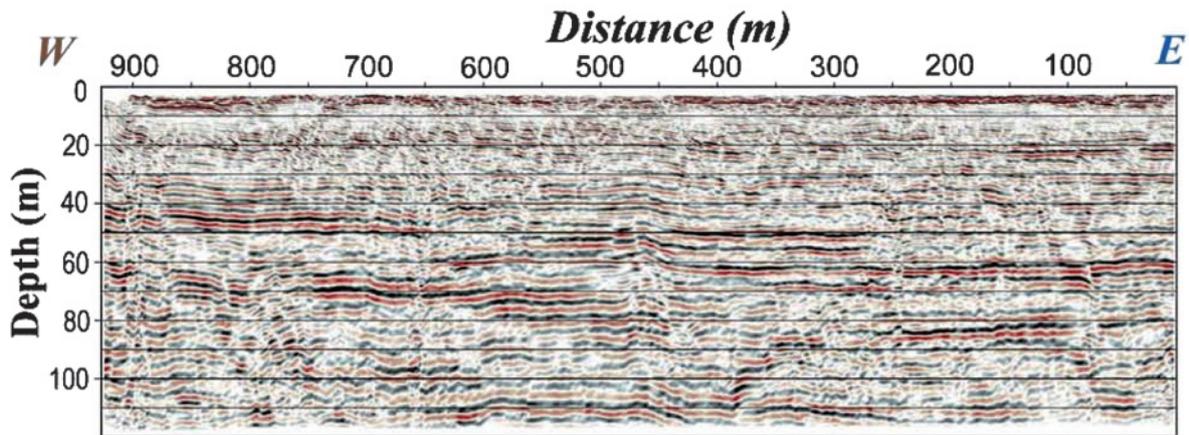


Fig.7 (a)



(V/H=2.5)

Fig.7 (b)

第 7 図 S 波重合時間断面 (a) および深度断面 (b).

Fig.7 Stacked time section (a) and depth section (b) along the GS_AK_SLS line.

る。同図は、適用した高分解能 S 波ランドストリーマー反射法地震探査によって、深度約 120m までの浅部地質構造が詳細にイメージングされていることが示されている。特徴的であるのは、測線距離 400m 付近にくさび状に上方に広がる変形構造が捉えられていることである。測線距離 250m 付近および 700m 付近にも同様の変形構造がイメージングされている。これらは主断層の下盤側に発達する前縁副断層群に比定することができる。

3. GS_NAK1 孔における孔内検層

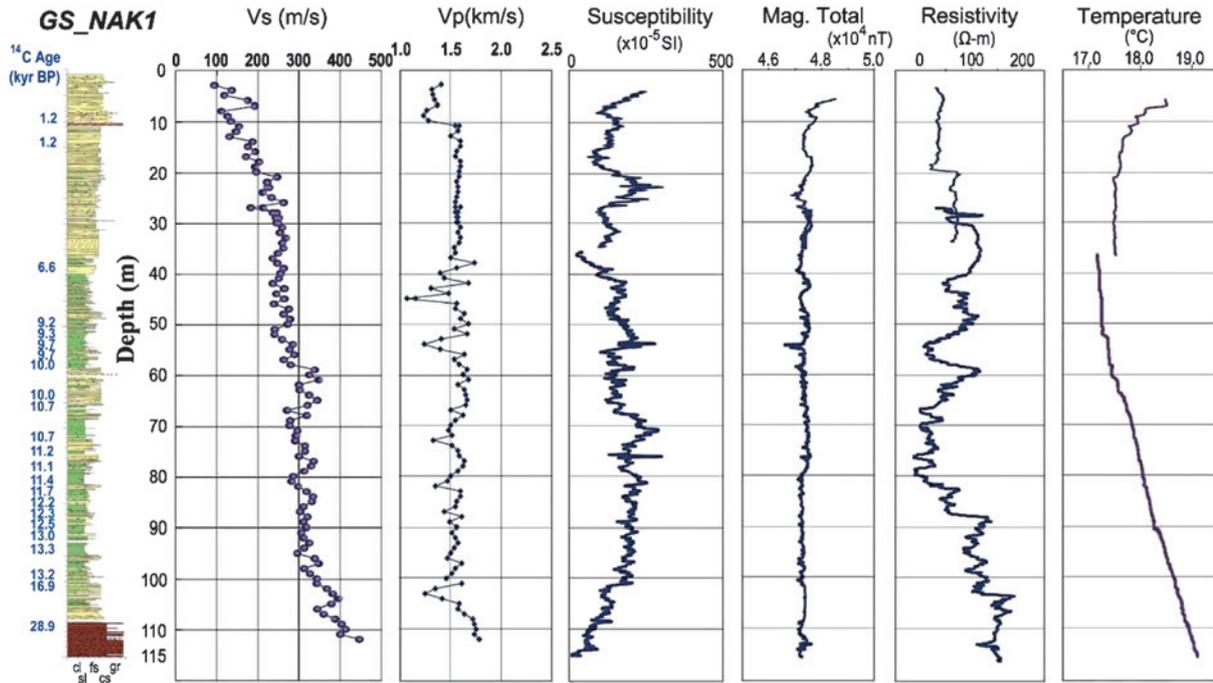
3.1 GS_NAK1 孔およびコア層相概要

越後平野西縁断層の活動によって沖積層がどの程度変形を受けているかを明らかにするために、断層帯の上盤側 (GS_SGT; 第 1 図) と下盤側 (GS_KNM; 第 1 図) で層序ボーリングが実施されていた (宮地ほか, 2010)。さらにそれらと対比することによって変

形帯の詳細な変形構造を明らかにすることを目的として、断層変形帯内部あるいは極近傍においてコアボーリング調査が実施された (GS_NAK1 孔)。ボーリング地点 (WGS84 : N37°48'58.9", E138°53'31.4", 標高 +3.67m, 掘進長 115m) を第 1 図, 第 2 図に示す。この地点では新潟大学によって深さ 65m までのコアボーリングが実施されていた (ト部ほか, 2006) ことから、GS_NAK1 孔は深さ 50m 以浅についてはノンコアで掘進された。以下深さ 50m 以浅の部分についてはト部ほか (2006) にしたがって層相を概説する。またコア記載柱状図を第 8 図左端に示す。

深さ 0.00~1.00m : 道路盛土。

深さ 1.00~11.00m : シルトと細粒砂の薄層互層あるいはシルト層からなる氾濫原堆積物, および極粗粒砂~細礫層ないし中礫層からなる河川流路堆積物。



第8図 GS_NAK1 孔総合検層図.

Fig.8 Synthetic log profile of GS_NAK1. Left to right; Lithofacies column with ^{14}C dating data, S- and P-wave velocity profiles, susceptibility, total magnetic field intensity, apparent resistivity, and temperature logging profiles.

深さ 11.00～14.56m：シルトの薄層を挟在する細粒～中粒砂層を主体とする砂質ラグーン堆積物。
 深さ 14.56～20.84m：淘汰のよい細粒～中粒砂層からなる後浜～下部外浜堆積物。
 深さ 20.84～29.00m：細粒～中粒砂層からなり、シルト、粘土薄層を挟在する砂質ラグーン堆積物。
 深さ 29.00～36.76m：淘汰のよい細粒～中粒砂層からなる前浜～下部外浜堆積物。
 深さ 36.76～50.74m：細粒砂層、ないし砂質シルト層と泥質細粒砂層の互層を主体とするエスチュアリー堆積物。
 深さ 50.74～83.49m：淘汰のよい細粒砂層およびシルトを主体とするデルタフロントないし塩水湿地堆積物。
 深さ 83.49～101.64m：淘汰のよい細粒砂層とシルトとの互層を主体とするデルタプレーンないし氾濫原堆積物。
 深さ 101.64～105.19m：淘汰の不良な粗粒砂を主体とする河川流路堆積物。
 深さ 105.19～115.00m：極粗粒砂～中礫層からなる上部更新統堆積物。
 以上の堆積相解析および年代測定データから、沖積層の基底は 105.19m に比定された。

3.2 孔内検層手法概要

沖積層の物性構造、特に P 波および S 波速度構造を把握し、高分解能反射法地震探査データの処理解析に活用するとともに、沖積層の対比に利用することを目的として各種物理検層を実施した。実施項目を第 2 表に示すとともに、以下にその手法の概要を記す。

サスペンション PS 検層（狐崎，1975）は、未固結堆積層の P 波のみならず S 波速度を測定可能な、最も簡便かつ高精度の速度検層手法の一つである。検層プローブに組み込まれたソレノイド震源をダイポール発振、あるいはモノポール発振させることで、S 波、P 波を発振させ、同じプローブに 1m 間隔で配置された 2 連の受振器で波形を測定し、その走時差から区間速度を求める。プローブを孔壁に圧着させる必要がないことから作業性に優れているが、ケーシング部分では原理的に地層の速度を求めることができないため、伐管、再測定を必要とする。

ダウンホール PS 検層は、地表で発振させた振動を孔内に降下させたプローブで測定する手法である。今回の検層では、1m 間隔で 26 深度にセンサを配置した hidroフォンアレイプローブ（DH-5）を用いて主として P 波相を、また孔壁にプローブを圧着させて測定するボアホールピック 3315 を用いて浅部の S 波相を測定した。コンビネーション検層は、多数のセ

第 2 表 物理検層実施項目および仕様ツール.

Table 2 Deployed logging methods, tools and measured variables.

Logging Method	Tool	Measured Variable
Suspension PS	Suspension PS Logger	Vs, Vp
Downhole P/S	DH-5 Hydrophone Array	Vp, (Vs)
	Borehole Pick3315	Vs
Combination	BMP-04	Resistivity, Temperature, Tilt Susceptibility, Magnetic Field
Caliper	B3C-01	Borehole Diameter

ンサを組み込んだプローブを孔内に挿入し、同時に多種類の物性情報を取得するものである。今回の検層では、比抵抗、帯磁率、地磁気（全磁力、水平 2 成分、鉛直）、温度、および傾斜角を同時測定可能なコンビネーションプローブ（BMP-04:IFG 社製）を使用した。孔径変化を測定するキャリパ検層には、3 アームのプローブ（B3C-01:IFG 社製）を用いた。

3.3 孔内検層結果

サスペンション PS 検層によって求められた GS_NAK1 孔の S 波および P 波速度構造と、コンビネーション検層で得られた、帯磁率、全磁力、比抵抗、孔内温度プロファイルとを並べて第 8 図に示す。一部のプロファイルが不連続であるのは、ケーシング伐管前後による孔内環境の変化の影響である。

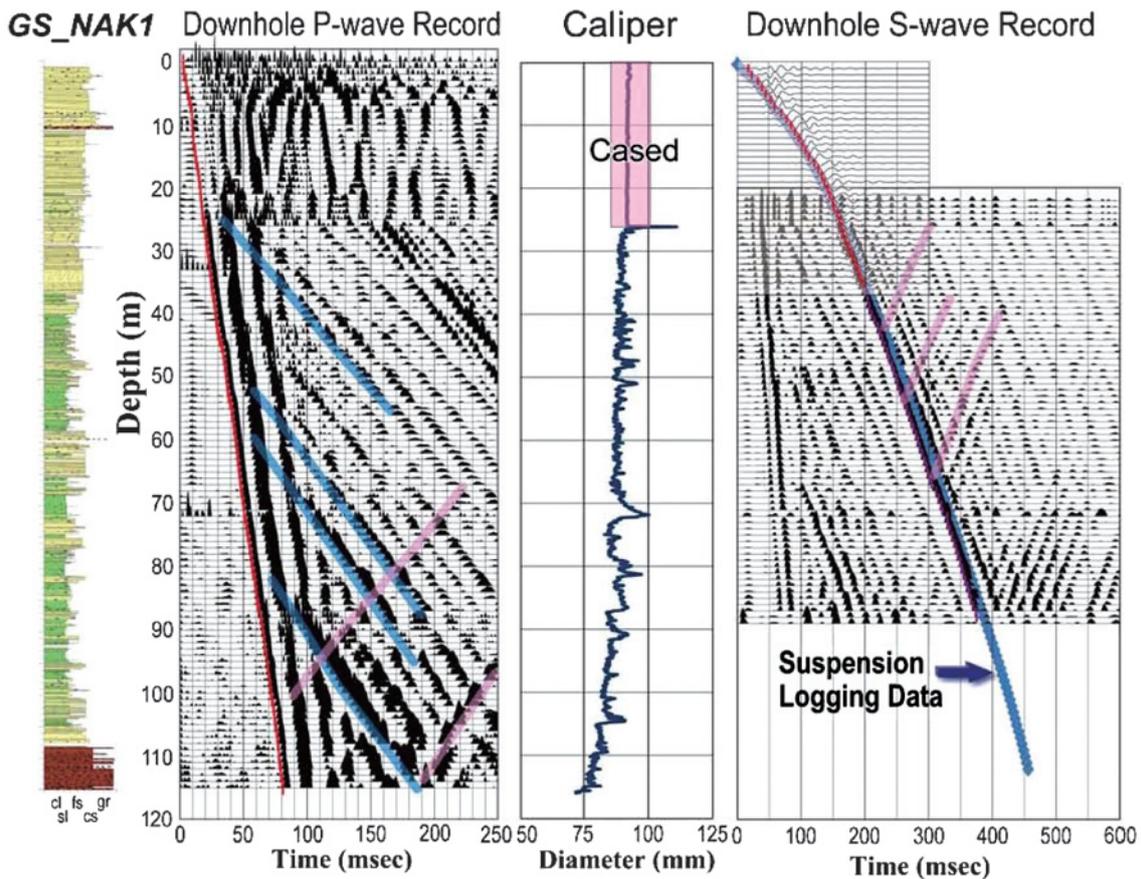
S 波速度プロファイルは、基本的に深くなるほど速度値が大きくなるという一般的な傾向が表れている。また一般的には砂礫層で大きく、シルト・粘土層では小さくなる傾向があり、本孔でも深さ 20m, 58m, 95m および 105m に速度境界が認められる。また深さ 109m 以深の更新統では Vs が 400m/s を超えている。P 波速度は深さ 10m 以深では、ほぼ 1.6km/s で一様である。泥質部で小さな値を示す部分がある。深さ 105m 以深の部分は明らかに大きな値を示している。

帯磁率は一般には重鉱物が濃集する砂層で大きく、泥質層では小さな値を示すが、本孔のプロファイルでは層相による一般的な傾向は不明瞭である。ただし深さ 22~25m 付近、53m、および 75m 付近ではサージが認められ、全磁力プロファイルにも同深度に対応する変動が認められることから、重鉱物の濃集層に対比が可能である。比抵抗値は一般に泥質層で低く、砂礫層で高い値を示す。本孔のプロファイルにおいても、

砂泥境界部で同様の傾向が認められる。特に 42m 付近、および 58m 付近にこの特徴が表れている。第 8 図に示されている温度検層プロファイルは、孔内洗浄後の検層データであり基本的に地層温度と不平衡状態の値である。それでも深くなるほど温度が上昇する一般的な傾向と、地表部でも上昇する特徴的な傾向が表れている。また 21m 付近、および 52m 付近に微小な温度跳躍が認められる。透水層の存在を示唆しているものと解釈することができる。

第 9 図に、ダウンホール PS 検層のペーストアップ波形とキャリパ検層結果を、柱状図とともに示す。P 波記録には、上部のケーシング部を除いて初動が鮮明に捉えられている。初動片走時は、110m の更新統砂礫層上面で 77.5msec（往復走時 155msec）、105m の沖積層基底部は 75.0msec、81m の砂層上面で 57.5msec、55m の泥層-砂層境界が 40.0msec、46m の泥層-砂層境界で 34.5msec、37m の砂層-シルト層境界部は 25.5msec に対応する。これらの境界は速度コントラストが大きく、P 波反射法探査断面上に反射面として出現することが期待された。ただし第 9 図に示した P 波記録には、これらの境界からの上向反射波は明瞭ではない。一方、P 波初動の所どころから、PS 変換下向波が生起していることが特徴的である。このような変換波は、一般的に孔径の変化部で生起されることが知られている。実際、観測された PS 変換下向波、上向波の多くはキャリパ検層で測定された孔径プロファイルの変化部から生起しているように見える。

第 9 図右にはダウンホール S 波記録波形とそれから読み取った初動走時、ならびにサスペンション検層で決定された 1m 毎の区間走時を合成して作成した累積 S 波走時曲線が描かれている。地表から深さ 35m まではボアホールピックによる S 波板叩き起振波形を



第9図 GS_NAK1 孔ダウンホール PS 検層波形記録.

Fig.9 Correlation of the downhole P- and S-wave records with the lithofacies and caliper log profile. Left to right; Lithofacies column of GS_NAK1, Downhole P-wave record obtained using a hydrophone array tool, Caliper log profile, and downhole S-wave traveltimes determined from three different dataset.

測定したが、この走時はサスペンション検層による累積S波走時と極めて調和的である。一方同図には、深さ22mから89m間で、ハイドロフォンアレイプローブで観測したS波板叩き波形起振波形を重ねて示してある。その後続波群の走時は、他の手法で算出したS波走時と基本的に一致しており、この波群を、地盤を伝播したS波下向波の走時として取り扱うことが可能である。S波下向波の初動片走時は、110mの更新統砂礫層上面で453msec（往復走時906msec）、105mの沖積層基底部で440msec、81mの砂層上面は365msec、55mの泥層－砂層境界で280msec、46mの泥層－砂層境界で245msec、37mの砂層－シルト層境界は210msec、20mの砂層内境界は140msecに、そして深さ13mが片走時で100msecに対応し、これらの2倍値の往復走時にそれぞれの層境界に対応する反射面が出現することが期待される。またハイドロフォンアレイプローブで観測したS波下向波からは、深さ44m、55m、および66m付近から顕著な上向波が生起している。前の2つの出現

深度は、上述の地層境界とほぼ対応している。66mのそれは、デルタフロント相堆積物中の砂層－シルト層境界に対応しており、負のコントラストを有する速度境界として、往復走時600msec付近に出現する反射面に対比することができる。

4. 越後平野西縁断層による沖積層の変形構造評価

高分解能反射法地震探査断面、特に沖積層内の構造が詳細にイメージされているランドストリーマーS波探査断面（GS_AK_SLS測線）を用いて、越後平野西縁断層の最近の活動による変形史の解析を試みる。

第10図は、第7図(b)に示したS波重合深度断面に対して、主だった反射面を追跡するとともに、その変形の集中域を断層変形帯として解釈したものである。抽出した6枚の反射面の特徴を以下に概述する。

H1：深さ20m付近に出現する。測線東側では良く連続するが、西半部では断続的となる。表層の重合速

度がこの部分では適切でない可能性がある。S波速度プロファイルで深さ 20m に認められる速度急上昇部に対比される。

H2：深さ 35m 付近に出現する反射面。一部で断続的になるもののほぼ測線内全区間で追跡可能。GS_NAK1 コアで深さ 37m に認められる砂層—シルト層境界部に対比することが可能。ただし極性は負となる。

H3：深さ 50m~45m 付近に認められる強い反射面。測線東側では不明瞭となる。GS_NAK1 コアで深さ 46m にある泥層—砂層境界に対比することが可能。

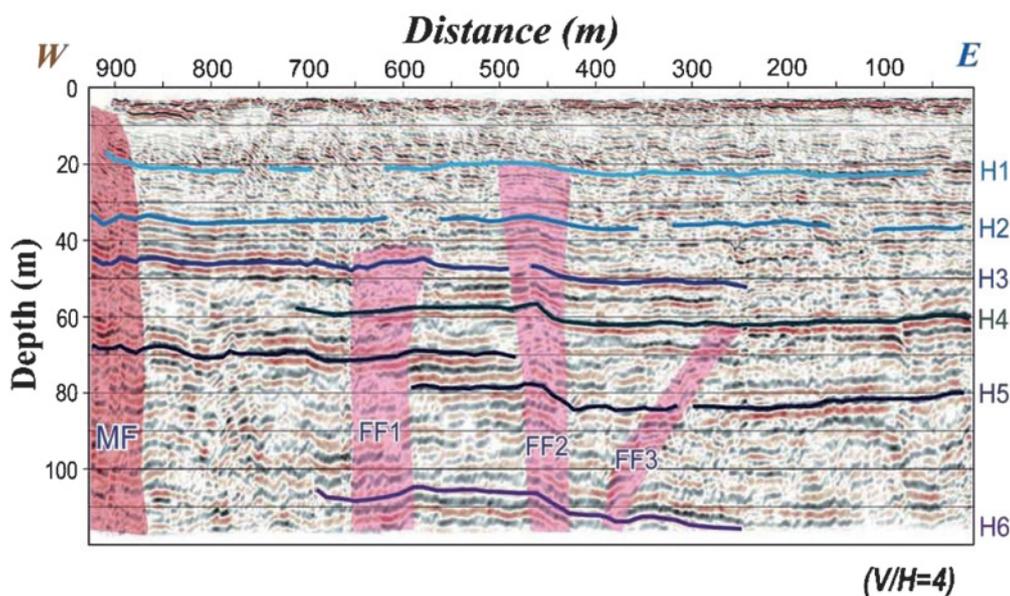
H4：深さ 60m 付近に認められる強い反射面。測線西側では不明瞭となる。GS_NAK1 コアでは深さ 55m の泥層—砂層境界に対比が可能。また S 波速度プロファイルでは深さ 58m に認められる速度境界に対比することができる。

H5：深さ 80m 付近に認められる強い反射面。測線東側に出現し、西側では消滅する。GS_NAK1 コアで深さ 81m に確認された泥層—砂層境界に対比される。

H6：深さ 115m~105m 付近に認められる起伏する反射面。測線中央部で顕著で、東側では記録長が足りず捉えられていない。S 波速度プロファイルで深さ 108m に確認された速度境界に対比される。

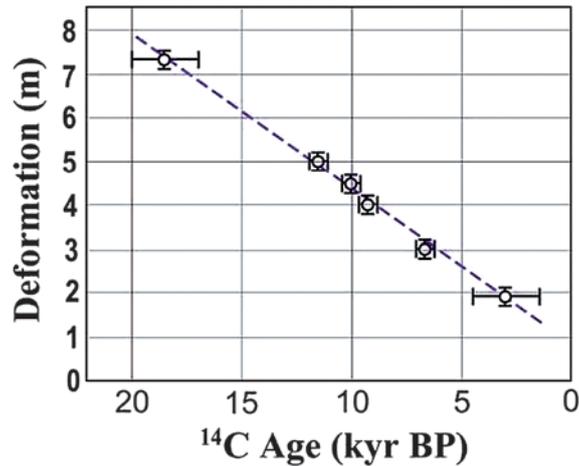
特徴的であるのは、これらの反射面群が、断面西端

部で屈曲すること、さらに測線中央部においても、特定の帯域内で変形していることである。特に測線距離 450m 付近では狭い帯域でこれらの反射面群が屈曲している。同様の屈曲変形は他の逆断層変形帯でも認められ(稲崎・中西, 2007)、逆断層の下盤側に特徴的に発達する前縁断層と解することができる。第 10 図にはこのような前縁断層として 3 条 (FF1, FF2, FF3) を見いだすことができる。このうち最も変形しているのは FF2 であり、さらに下位反射面ほど変形の度合いが大きいことがわかる。そこでこの FF2 を挟んで、各反射面がどの程度変形しているかを見積もった。結果を第 11 図に示す。同図で縦軸は FF2 を挟んだ累積変形量、横軸は各反射面の ¹⁴C 年代である。反射面 H1, および H6 の年代値は不確定要素が大きいが、全体としてほぼ直線上にプロットされることが示されている。平均変形速度は 0.4mm/yr と見積もることができ、この値が FF2 の固有値となる。なおこの図では直線的な回帰線を描いているが、断層活動が間欠的である場合、階段状の折れ線となるはずである。基準とする反射面をより多くとることで、変形の時代、すなわち FF2 の活動時期とその周期を絞り込むことが可能になると期待される。なおここで注意すべき事項は、この平均変形速度が、主断層のものではなく、前縁断層帯を形成する 1 本の副次的な断層の活動のそれであることである。これと同じ手順を主断層帯にも適用することで、越後平野西縁断層の全体的な活動



第 10 図 S 波解釈深度断面。

Fig.10 An interpreted depth section along the GS_AK_SLS line. Note that deformation structure in the off-fault zone is clearly delineated.



第 11 図 前縁断層による変位の累積.

Fig.11 A cumulative deformation curve caused by the activities of a frontal fault FF2. The average deformation rate for FF2 is estimated in range of 0.4 mm/yr from the curve.

履歴を復元することが可能になると期待される。あるいは主断層と前縁断層帯との変形の分配係数を見積もることができれば、間接的にでも主断層の変位速度を見積もることも可能となる。

今後、反射断面に対するより詳細な解析と地層境界の対比、および年代試料の追加によって、断層変形と堆積年代の関係を絞り込み、変形のイベントの年代の広域的な対比も検討していくことが求められているが、高分解能反射法探査による断層変形帯内の詳細な変形構造イメージングと、稠密な年代測定資料とを対比させることによって断層帯全域の変形構造とその形成史を明らかにするという方法は、従来の群列ボーリングと地表の局所的なトレンチの組合わせで対象断層の活動履歴を明らかにしようとしてきた手法の方法論的限界を打ち破ることができるものであり、今後の活断層調査手法において、標準的な手法として活用されることが期待される。

文献

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002)：第四紀逆断層アトラス。東京大学出版会，254p.
 稲崎富士 (1992)：地盤調査技術の開発，地下空間の利用技術の開発報告書，第 3 分冊，2-26，建設省。
 稲崎富士・中西利典 (2007)：ランドストリーマー S 波反射法による桑名断層の浅部変形構造イメージング，物理探査学会第 116 回学術講演会講演論文集，253-255。

稲崎富士・宮地良典・卜部厚志・山口和雄 (2010)：P 波ランドストリーマーを用いた新潟平野沿岸陸域における高分解能反射法探査，日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集，SCG088-P11。

石山達也・佐藤比呂志・今泉俊文・鈴木毅彦・戸田茂・越後智雄・小池太郎・鎌滝孝信 (2009)：角田山東縁断層における高精度浅層反射法地震探査と群列ボーリング調査。日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集，J245-P012。

地震調査研究推進本部 (2004)：長岡平野西縁断層帯の評価。地震調査研究推進本部，23p。

楮原京子・加野直巳・山口和雄・横田俊之・郷隆之・藤原明・清水信之 (2010)：新潟海岸南西部における海陸接合反射法地震探査—データ取得と処理—，平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告。

加野直巳・山口和雄・栗田泰夫 (1999)：角田・弥彦断層群の P 波反射法地震探査。地質調査所速報，EQ/99/3，47-58。

狐崎長良・中村研治・菊池真市 (1975)：漂遊型受震方式による S 波の検層—(2) 基礎実験—。物理探査，28，106-116。

小林巖雄 (1996)：越後平野地下の第四系。第四紀研究，35，191-205。

宮地良典・卜部厚志・田辺晋・安井賢・稲崎富士・鴨井幸彦・中西利典・小松原琢・水野清秀 (2010)：新潟平野沿岸部のボーリング試料から見た沖積層の地質構造。平成 21 年度沿岸

域の地質・活断層調査研究報告.

- 仲川隆夫 (1985) : 新潟平野の上部更新統・完新統-
とくに沈降現象との関係について-. 地質学雑
誌, 91, 619-635.
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O., and Awata,
Y., (2008) : Detecting vertical faulting event
horizons from Holocene synfaulting in shallow
marine sediments on the western margin of
the Nobi Plain, central Japan, Bulletin of the
Seismological Society of America, vol. 98, No.
3, 1447-1457.
- 産業技術総合研究所 (2009) : 活断層データベース.
産業技術総合研究所研究情報公開データベース
DB095, 産業技術総合研究所.
- 石油公団 (1991) : 平成 2 年度国内・石油・天然ガ
ス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅
海域」調査報告書. 28p.
- 石油公団 (1992) : 平成 3 年度国内・石油・天然ガ
ス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅
海域」調査報告書. 29p.
- 卜部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006) : 越後平野
の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの
発達様式. 地質学論集, 59, 111-127.
- 卜部厚志・渡部 俊・鈴木幸治・村尾治祐・高濱信
行・渡辺史郎・稲崎富士 (2007) : 反射法弾性
波探査による越後平野西縁断層帯の浅層構造調
査, 第四紀研究, 46, 427-431.
- 山口和雄・住田達哉・加野直巳・大滝壽樹・伊藤
忍・横田俊之・横倉隆伸 (2009) : 越後平野西
部の沿岸陸域における千部地下構造調査. 平成
20 年沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産
業技術総合研究所地質調査総合センター, 37-
44.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・真柄耕治 (2007) :
砺波平野断層帯および呉羽山断層帯の古地震
調査. 活断層・古地震研究報告, no. 7, 181-
196.