

長岡平野西縁断層帯における浅層反射法地震探査 —新潟市松野尾地区の地下構造

Subsurface structure of the Western boundary fault zone of Nagaoka Plain, based on high-resolution seismic reflection data

楮原京子¹・稲崎富士²・卜部厚志³・宮地良典⁴

Kyoko Kagohara¹, Tomio Inazaki², Atsushi Urabe³ and Yoshinori Miyachi⁴

Abstract: We conducted a high-resolution P-wave reflection survey to reveal the subsurface structure of the Kakudatama toen Fault. The Kakudayama toen fault is northern portion of the Western marginal fault zone of Nagaoka Plain, is distributed in littoral zone of the Niigata coast, central Japan. Along the seismic profile, 240 channels of geophone arrays were deployed. The source used in this survey was an impactor JMI-200. Survey source spacing was 2.5 m, and also receiver spacing was 5 m. The obtained seismic profiling data were processed by conventional common mid-point (CMP) methods. The obtained seismic section indicate that east-facing folded reflectors which are correlated with middle Pleistocene to Holocene strata were deformed by active folding of Kakudayama toen fault.

キーワード: 長岡平野西縁断層帯, 活断層, 反射法地震探査, CMP 重合法, 地下構造

Keywords: Western marginal fault zone of Nagaoka Plain, active fault, seismic reflection data, CMP stack method, subsurface structure

1. はじめに

長岡平野西縁断層帯は、全長 70km 以上にわたる活構造である。長岡平野西縁断層帯の北部を構成する角田山東縁断層は、延長約 25km、西側上がりの逆断層であり(第 1 図) 反射法地震探査と試錐資料(石油公団, 1991, 1992)からは、下部更新統(灰爪層)に 3000m 以上の垂直変位が生じていることが明らかにされている。地震調査研究推進本部(2004)では、これらの調査結果に基づき、その平均上下変位速度を 3mm/yr と評価している。一方で、この断層に沿った断層変位地形は微弱(例えば、高位段丘に 20m 程度の垂直変位)であることから、変位速度はそれよりも一桁(あるいはそれ以上)小さいとの考えもある(池田ほか, 2002)。越後平野の沈降・埋積速度が速ことや、軟弱な堆積層が厚く分布するために、断層活動の地形表現が幅の広い撓曲となることに起因して、地

表には角田山東縁断層の分布や活動履歴を示す証拠はわずかである。そのため角田山東縁断層の最近の活動履歴や活動性に関する情報は得られていない。角田山東縁断層の活動性や断層活動に伴う地形・地質の変形を知るためには、地下浅層部における変形構造の把握が重要である。そこで、本研究では断層の変形帯が通るとされている松野尾地区において、約 1.5km の測線を設定し、P 波による稠密発震の反射法地震探査を実施した。

2. 松野尾地区における P 波稠密反射法地震探査・GS_MN_CDP 測線のデータ取得

2.1 GS_MN_CDP 測線の概要

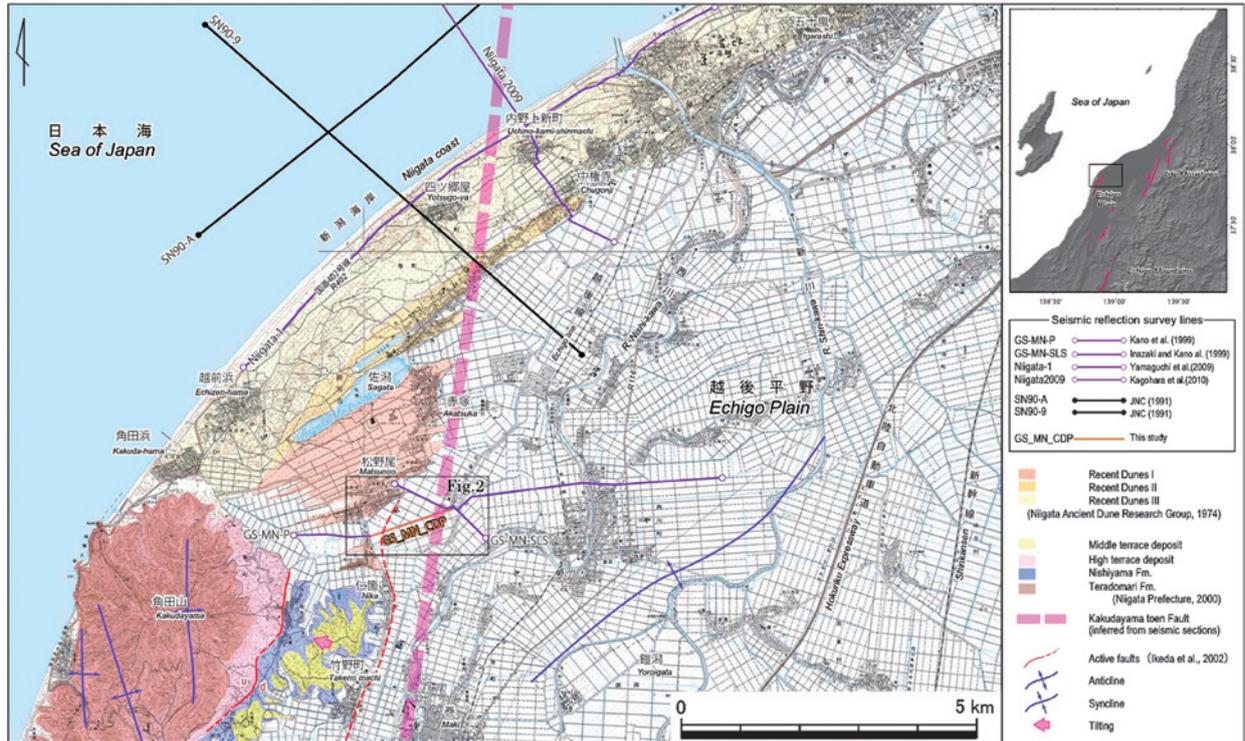
探査は平成 21(2009)年 10 月 28 日—同年 11 月 1 日までの間、新潟市西蒲区松野尾において実施した。測線西端よりやや南に位置する仁箇では、低崖や段丘面の傾動が認められる。その分布は松野尾付近では、

¹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)

²土木研究所 (Public Works Research Institute, 1-6 Minamihara, Tsukuba, Ibaraki, 305-8516 Japan)

³新潟大学 (Niigata University, 8050 Ikarashi 2-no-cho, Nishi-ku, Niigata, 950-2181 Japan)

⁴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)



第 1 図 調査地域周辺の地形・地質と反射法地震探査測線。
地質図は新潟県地質図改訂委員会（2000）、活断層線は、池田ほか（2002）による。

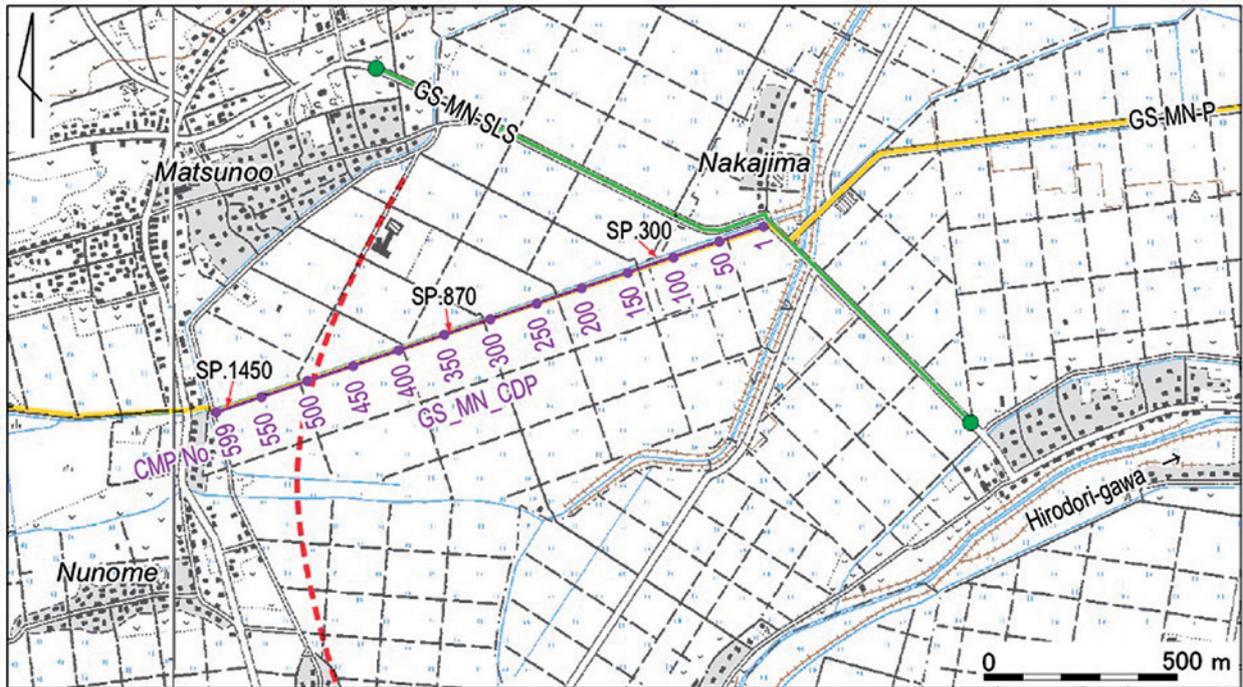
Fig.1 Geology and seismic lines around the survey area.
The geologic map is after Niigata Prefecture Geological Map Revision Committee (2000). The distribution of active faults is after Ikeda et al. (2002).

不明瞭となるが、角田山西縁から東方へ連続する砂堆（新砂丘 I 相当）が平野下に埋没していることが明らかにされている（卜部ほか，2006；第 1 図）。これらの地形からは、角田・弥彦山塊と平野との境界にそった西側隆起・東側沈降の変動があること、新砂丘 I 形成以降もその変動が継続していることが示唆される。反射法地震探査測線（GS_MN_CDP）は用水路に沿った未舗装道路で、仁箇の低崖から連続する沖積低地内の傾斜変換部（断層推定位置）および石油公園（1991，1992）の SN90-A と SN90-9 から推定された断層（撓曲帯）を横断する。第 2 図に探査測線図を示す。測線上では交通の往来もなく、住宅地からも離れていたため、生活ノイズのレベルは非常に低かった。しかし、時折吹く強風がノイズとなった。

2.2. 探査仕様

本探査の主なデータ取得パラメータを第 1 表に示す。本探査は、地下 500m 程度までの高分解能断面を取得することを目的としているため、受振点間隔を 5m とし、震源には油圧インパクター JMI-200（株式会社地球科学総合研究所製）を用いて受振点と受振

点間の中点を発震点とする発震間隔 2.5m の稠密発震とした。1つの発震点における垂直重合数は 8 回とした。受振器には固有周波数 28Hz のジオフォン（4 個組）を使用した。データの収録は DSS-12（サンコーコンサルタント（株）製）を用いて 240ch で収録した。また受振点は、東側 144ch、西側 96ch のスプリット展開を基本形として、固定した 240ch の受振点の 144ch 目から測線上方へ 12ch 分発震し、その後、次の展開（受振点を 12ch 分前進）へ移動する方式をとった。したがって、発震・受振の最大オフセットは発震位置により 720m から 1200m の間で変化する。第 3 図に発震点番号（SP）300，SP.870，SP.1450 におけるショット記録を示す。いずれの記録も表層の低速度層によると思われる震源エネルギーの減衰が著しく、初動は 600m 程度までしか届いていない。加野ほか（1999）はこうした震源エネルギーの減衰原因として、地表付近に天然ガスの気泡あるいは浅部のガス胚胎層の存在を指摘している。また、記録は高周波のノイズが卓越していたため処理の初期段階にバンドパスフィルタを施した。周波数帯域は、FK スペクトルを参考に 20-120Hz とした。第 3 図の右に示すよ



第 2 図 GS_MN_CDP 重合測線。

紫線は GS_MN_CDP 探査測線の重合測線と CMP 番号を示す。活断層の位置は池田ほか（2002）による。GS-MN-SLS および GS-MN-P はそれぞれ稲崎・加野（1999）および加野ほか（1999）の反射法地震探査測線を示す。

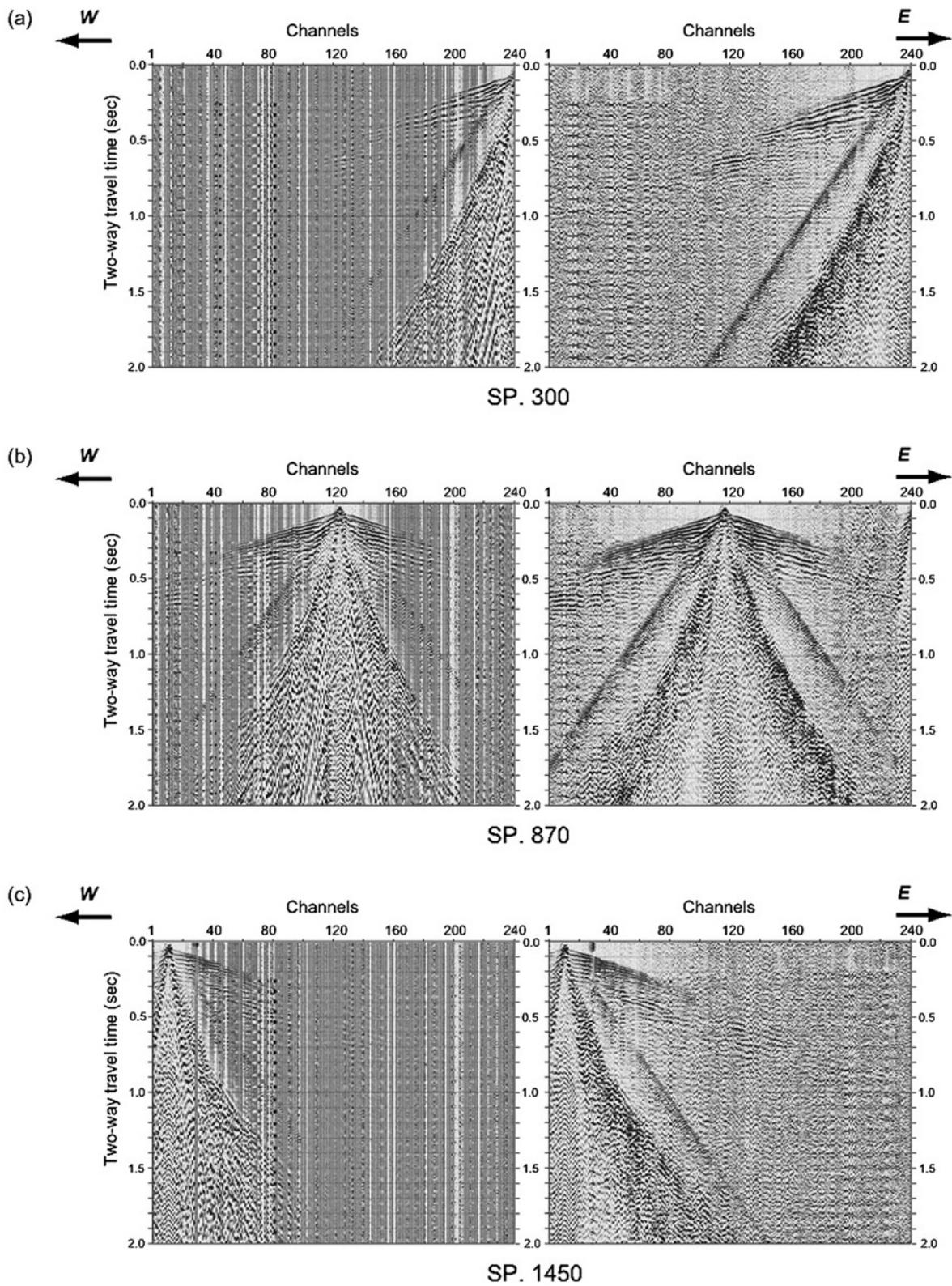
Fig.2 Detailed topographic map showing location of the GS_MN_CDP survey line (Purple line) with CMP numbers. The distribution of active faults is after Ikeda et al. (2002). GS-MN-SLS and GS-MN-P indicate seismic lines from Inazaki and Kano (1999) and Kano et al. (1999), respectively.

第 1 表 GS_MN_CDP 測線のデータ取得パラメータ。

Table 1 Data acquisition parameters for the GS_MN_CDP seismic line.

Length of seismic line	1500 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver	Geophone, group of 4
Natural frequency	28 Hz
Receiver interval	5 m
No. of receiver points	600
<i>Source parameters</i>	
Source	JMI-200
Shot interval	2.5 m
No. of shot points	599
No. of sweeps	8
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	DSS-12
No. of channels	240 ch
Recording length	2 sec
Pre-triggre	10 ms
Sampling rate	1 ms

うに、この処理によって多少の記録の改善は認められたが、捉えられた明瞭な反射面は往復走時 0.7sec 以下であった。

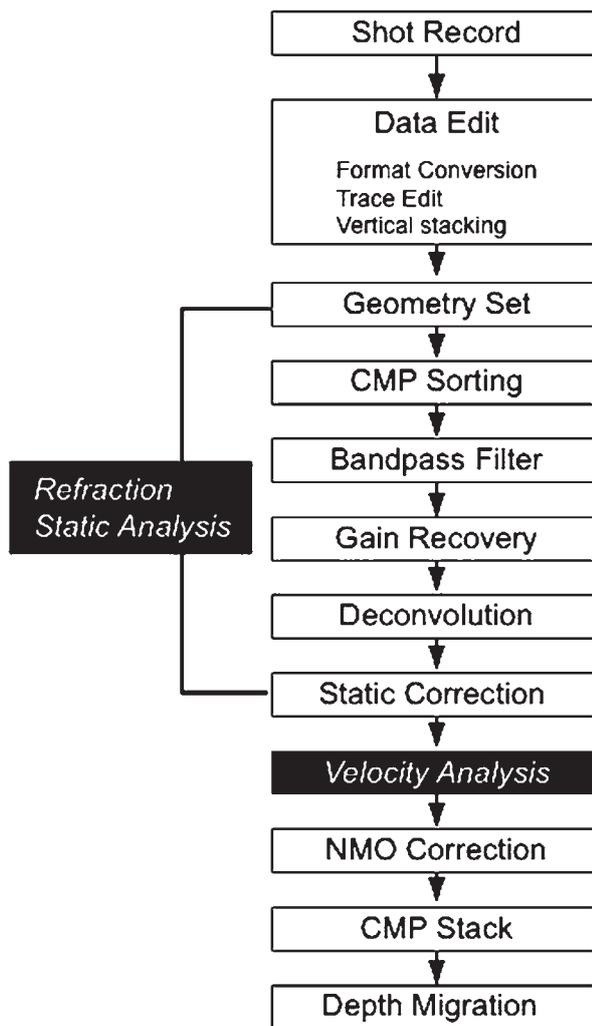


第 3 図 発震点 300, 870, 1450 におけるショット記録.

Fig.3 Shot records obtained at shot point 300, 870 and 1450.

3. データ処理

取得したデータは、反射法探査データ処理ソフトウェア Omega (Western Geco 社製) を用いて、一般的な共通反射点 (CMP) 重合法に基づいて処理した。第 4 図にデータ処理のフローを示す。反射測線は、ほぼ直線であったため、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、この測線に従って共通反射点の編集を行った。CMP の間隔は 2.5m に設定した。表層静補正は、全てのショット記録から屈折初動走時を読み取り、ショット記録のオフセット 40m~200m の初動データを用いて、受振点ならびに発震点の補正値を Refraction tomography method で求めた。表層第 1 層の速度を 400m/s と仮定した。速度解析は定速度重合法および定速度スペクトル法に従い、40CMP 毎に行った。その後、得られた重合速



第 4 図 観測データの解析フロー。

Fig.4 Flowchart of data processing.

度構造に基づいて NMO 補正を行った。その際、補正に伴う波形の歪みを抑制するために、波形の最大伸び率を 2 倍に制限した。NMO 補正後 CMP gather 内の記録を重合し、CMP 位置における 1 個の波形記録を作成した。CMP 重合後のデータに対しては、バンドパスフィルタを施した。マイグレーションには FX 深度マイグレーションを採用し、速度情報には速度解析結果 (重合速度関数) を水平方向と時間方向に平滑化したものを用いた。

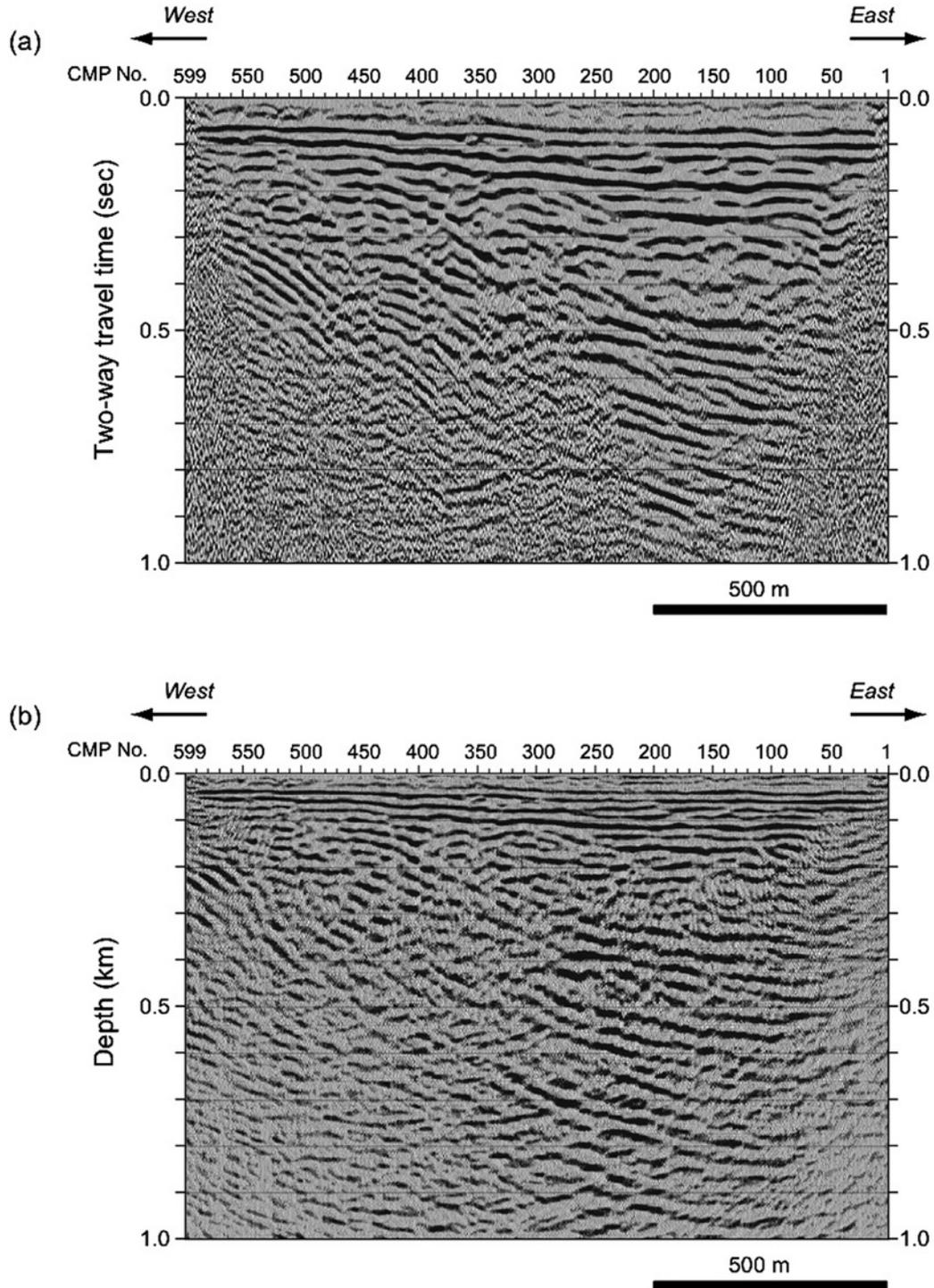
4. 解析結果

GS_MN_CDP 測線の重合時間断面を第 5 図 -a に、深度変換断面図を第 5 図 -b に示す。解析の結果、重合時間断面では深度 1000m 付近までの高精度の地下断面が得られた。以下には、予察的な解釈を述べる。

第 6 図では、地表から深度 100m 付近に、ほぼ水平か東へ緩く傾斜する連続の良い反射面群を捉えている。この反射面群の最下面深度は、ボーリング資料等 (新潟県地質図改訂委員会, 2000) から知られる沖積層の基底深度とほぼ一致することから、下部更新統-完新統の黒鳥層・白根層に対比される。

一方、この反射面群の下位には、大きく東へ撓み下がる反射面群とその東翼斜面を覆う反射面群が認められる。前者は、CMP440 付近に軸をもつ単斜構造と解釈され、下位ほど大きく傾斜している。また、東傾斜の反射面群中には、いくつかの傾斜不整合も認められる。後者の反射面群は CMP400 の深度 100m~CMP70 深度 360m の範囲に認められ、東傾斜の反射面が多いように見える。上部では側方への連続が良いものの 100m 以浅の反射面群に比べ起伏があり、深度 220 以深では反射面が乏しくなっている。沖積層の下位にあたるこれらの反射面は中部・上部更新統の蒲原層群と推定される。

地表で活断層が通るとされた位置は CMP500 付近であるが、反射断面には地表に達するような断層を見ることができない。しかし、下位の蒲原層群には下位ほど東へ撓み下がる単斜構造が認められ、その軸の延長 (CMP280-350) において、黒鳥層・白根層の反射面の勾配がやや急になっている。このことから両層に認められる変形が同じ断層 (褶曲) の活動に伴うものであると推定され、黒鳥層・白根層堆積以降も西上がりの変動が継続していることは明らかである。このような浅層部における緩やかな撓曲変形は稲崎・加野 (1999) が本測線のやや北東で行った S 波反射断面



第 5 図 重合時間断面 (a) と深度断面 (b).

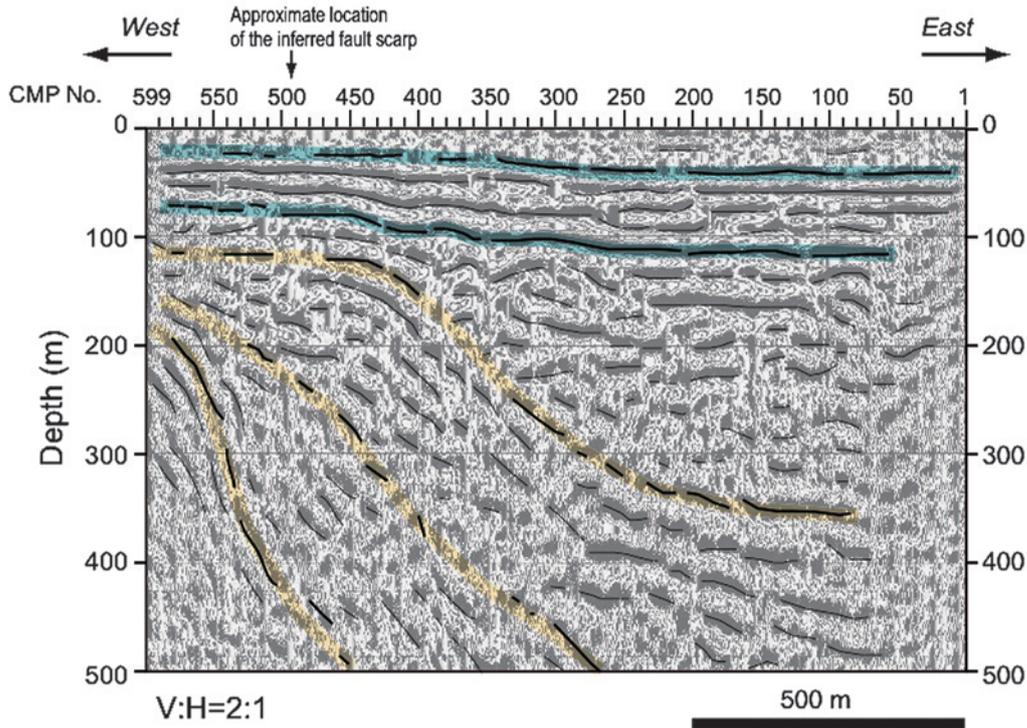
Fig.5 Filtered stacked section (a) and depth migrated section (b).

(GS-MN-SLS) の結果とも整合的である。今後、反射断面の改善と共にボーリング資料や地形と合わせ、断層の活動性についての検討を進める。

5. まとめ

新潟沿岸域の地質調査の一環として、本地域の主要

地質構造の一つである長岡平野西縁断層帯北部を構成する角田山東縁断層の位置・形状を明らかにすることを目的に、新潟市松野尾地区において測線長約 1.5km の稠密反射法地震探査を実施した。観測データは、反射法データ処理ソフトウェアを用いて解析し、反射断面を作成した。その結果、浅層部において角田



第6図 予察的な解釈断面.

Fig.6 Depth section with preliminary interpretation.

山東縁断層による変形構造は、東傾斜の反射面群として捉えられ、中部・上部更新統から完新統における変位の累積が確認された。

謝辞

反射法地震探査データ取得に際しては、村尾技研(株)および(株)ジオシスにご協力を賜った。新潟市役所、新潟県西蒲警察署、エチゴビール(株)および松野尾・布目地区の住民の方々には、探査へのご理解とご協力頂いた。産業技術総合研究所・地質情報部門の加野直巳氏には、探査仕様ならびにデータ解析においてご助言頂いた。以上の方々記して感謝いたします。

文献

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002) 第四紀逆断層アトラス。東京大学出版会, 254p.
 稲崎富士・加野直巳(1999) 高分解能S波反射法及びサイズミックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査。地質調査所速報, No. EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 59-68.

地震調査研究推進本部(2004) 長岡平野西縁断層帯の長期評価について。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm.

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, No. EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 47-58.

新潟県地質図改訂委員会(2000) 新潟県地質図(2000年版) 1:200,000 及び説明書。新潟県商工労働部商工振興課, 200p.

新潟古砂丘グループ(1974) 新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史I—。第四紀研究, 13, 57-65.

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ゲーンシステムの発達様式。地質学論集, 59, 111-127.