

浅層反射法地震探査とボーリングによる 邑知瀉断層帯南縁部の地下地質構造調査

High-resolution shallow seismic reflection profiling and boring surveys for the subsurface geologic structure at the southern margin of the Ohchigata fault zone, Ishikawa Prefecture

水野清秀¹・下川浩一²・吾妻 崇³・杉山雄一⁴
片川秀基⁵・柴田俊治⁶・吉田 進⁷・浜田昌明⁸

Kiyohide Mizuno¹, Koichi Shimokawa², Takashi Azuma³, Yuichi Sugiyama⁴,
Hideki Katagawa⁵, Toshiharu Shibata⁶, Susumu Yoshida⁷ and Masaaki Hamada⁸

^{1,2,3,4}活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, k4-mizuno@aist.go.jp,
k.shimokawa@aist.go.jp, t-azuma@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

^{5,6,7,8}北陸電力株式会社 (Hokuriku Electric Power Co., katagawa.hideki@rikuden.co.jp.,
shibata.toshiharu@rikuden.co.jp, yoshida.susumu@rikuden.co.jp, hamada.masaaki@rikuden.co.jp)

Abstract: We conducted S-wave seismic reflection profiling survey and all-cored boring, as well as reprocessing of P-wave reflection data acquired in 2001, to clarify the subsurface geologic structure around the Sekidosan fault at the southern margin of the Ohchigata plain in Ishikawa Prefecture, central Japan. The S-wave and reprocessed P-wave profiles clearly image several southward-dipping reflectors beneath the hills to the south of the plain. The northernmost inclined reflector, located at the border between the hills and lowland, is interpreted as a fault, because it juxtaposes folded strata in the hills with nearly horizontal strata in the lowland. Pollen analysis of a 100-m-deep core, together with existing boring data, suggests that the bottom of the borehole reaches Middle Pleistocene in age, and the Quaternary/Tertiary boundary is at the depth of 130-150 m in the lowland. Widespread tephra of Aira-Tn (ca. 25 ka) and Aso-4 (ca. 80 ka) were also identified in the core.

キーワード: 邑知瀉断層帯, 反射法地震探査, ボーリング, 地下地質, 石動山断層

Keywords: Ohchigata fault zone, seismic reflection profiling, boring, subsurface geology, Sekidosan fault

1. はじめに

邑知瀉断層帯は、石川県能登半島の付け根にあたる邑知平野の北西縁と南東縁に位置する断層群である。北西縁は眉丈山断層、南東縁は主に石動山断層から構成される(太田ほか, 1976; 活断層研究会, 1991など)。

眉丈山断層は山地よりの第1断層と平野よりの第2断層に分かれる(太田ほか, 1976)が、第1断層についてはその存在が疑わしいとされ(木村・恒石, 1978など)、また第2断層については、ボーリング調査などから、後期更新世以降ほとんど活動していないとされている(片川ほか, 1995; 池田ほか, 2002)。石動山断層については明瞭な断層変位地形が認められ(太田ほか, 1976)、完新世の地層にも変位が及んでいる(堤ほか, 2000)という報告がある一方、地すべりの存在(木村・恒石, 1978など)や地塊毎に活動の時期が異なっている(片川ほか, 2002a)という指摘がある。また邑知平野南部地区のボーリング調

査からは、後期更新世以降に平野側の相対的な沈降は認められないとされている(片川ほか, 2002b)。

このような既存の研究結果を踏まえ、活断層研究センターと北陸電力株式会社は、邑知瀉断層帯の詳細な地質構造や後期更新世以降の断層運動の解明を目的として、平成13年度から2年間にわたり、共同研究を実施した。

平成13年度には、北陸電力株式会社が主にマスマーブメントに起因する地質構造形成の可能性に留意した詳細地形・地質調査を実施し、活断層研究センターは邑知平野を横断する測線上でP波を用いた反射法地震探査を実施した。その結果、地表調査からは、石動山地側に幅1 km、長さ3 km程度のsackung (sagging)と考えられるいくつかのブロックが存在し、このブロックの運動が断層活動による山地隆起に起因すると考えられた(片川ほか, 2002c)。また反射法地震探査からは、眉丈山(第2)断層及び石動山断層に対応する、逆断層と推定される地質構造が確認され、また深度1 km程度までの平野地下の構造

が明らかにされた（下川ほか, 2002）。

しかし、これらの調査結果だけでは、断層近傍の詳細な地質構造や断層の活動度、活動時期などに関する情報が十分に得られたとはいえない。そこで平成 14 年度には、羽咋市本江地区の石動山断層近傍に調査範囲を限定して、浅層反射法地震探査とボーリング調査を実施した。活断層研究センターはS波を用いた反射法地震探査と平野内での深度 100 m の層序ボーリング調査を、北陸電力株式会社は平野と丘陵の境界付近での群列ボーリング調査を、それぞれ分担した。本稿では、活断層研究センターが行った調査結果について報告する。

2. S波反射法地震探査

2.1 探査・解析方法

探査測線は、断層の存在が推定される羽咋市本江町の丘陵 - 平野境界を挟んで、平成 13 年度の P 波反射法地震探査の B 測線とほぼ平行に、北西 - 南東方向に展開した。探査に適した道路の制約から、測点（発震点及び受震点）の B 測線への垂直投影が一部重なるように、S-1 測線（長さ 443 m）と S-2 測線（長さ 320 m）の 2 測線を設けた（Fig. 1）。データの処理・解析のための重合測線は、多くのところで探査測線と重なるが、S-1 測線西部の丘陵 - 平野境界部では、両者はわずかにずれている。

本探査の主要諸元を Table 1 に示す。S-1、S-2 測線とも、発震点と受震点の間隔は、いずれも 1 m とした。震源には油圧式 S 波震源を用いた。標準同時収録チャンネル数 101、標準水平重合数 50、標準垂直重合数 20、収録記録長 2 秒、サンプリング間隔 1 ミリ秒の仕様で探査を実施した。

データの処理は、通常の CMP 重合法による処理手順に従って行った。すなわち CMP 編集、プレフィルタリング、位相補償、振幅回復、デコンボリューション等の波形処理を行った後、静補正、NMO 補正、CMP 重合等を行って、時間断面を作成した。さらに、マイグレーション処理、並びに速度解析結果に基づく深度変換を行って、深度断面を作成した。

2.2 探査結果

S-1 測線及び S-2 測線のマイグレーション後時間断面を、それぞれ Fig. 2 と Fig. 4 に示す。また両測線の深度断面（相対振幅表示）を Fig. 3 と Fig. 5 に示す。

S-2 測線は、断層が推定される平野 - 丘陵境界よりも平野側に位置する。深度断面図をみると、標高およそ -40 m 以浅では、ほぼ水平に続く複数の反射面が明瞭に認められる。それ以深では反射面はあまり明瞭ではない。

S-1 測線の深度断面をみると、平野-丘陵境界にあたる CMP No. 650 付近から平野（西）側では、S-2 測線と同様に、標高約 -40 m 以浅ではほぼ水平な反射面が認められる。S-1 測線沿いの丘陵部の地形は、CMP No.

400 前後を頂点として、CMP No. 650 付近から CMP No. 280 付近まで緩やかな高まりを示している。反射断面をみると、表層近くではこの斜面にほぼ平行な反射面が認められる。CMP No. 600~380 付近では、これらの反射面の下位に、30°程度の傾斜で見かけ上南東に傾くほぼ平行な反射面が認められ、地表面にほぼ平行な反射面を切っているようにみえるところもある。この傾斜した反射面は断層の可能性があるが、詳細については後ほど議論する。

S-1 測線の CMP No. 300 付近から CMP No. 50 付近にかけては、浅所に緩い向斜状の反射波構造が認められる。この地域は、上述した地形的高まりの背後の相対的な凹地に当たっており、高まりを構成する地層よりも新しい堆積物で埋積されているように思われる。

S-1 測線においても、深度 50 m 以深では、ほとんど反射面を認定できないが、CMP No. 500~350 付近では、標高-100~-140 m あたりにほぼ水平な反射面がみられる。

3. 層序ボーリング調査

3.1 ボーリング地点

層序ボーリングは、S-1 測線の西端に近い CMP No. 840 付近にあたる標高約 5.0 m の沖積扇状地面上にある休耕田で行った（Fig. 1）。掘削深度は 100 m であり、オールコアで地層を採取した。このボーリング地点及びボーリングコアを GS-OC-1 と呼ぶ。

3.2 ボーリングコアの記載

GS-OC-1 の地質柱状図を Fig. 6 に示す。採取されたコアは、全体的にやや淘汰の悪い粗粒砂層が主体であり、礫層や薄いシルト層を頻繁に挟んでいる。また砂層やシルト層には植物片が含まれていたり、泥炭質の部分が比較的多い。礫層は、深度約 61 m から上位に頻繁に見られ、中礫サイズの花崗岩類の亜円-亜角礫を主体とする。明瞭な不整合面は認められず、また海成であることを示す硫黄の析出や海棲化石がみられないことから、全体が扇状地的な環境における淡水成の堆積物と考えられる。

上部に挟まれる泥炭層の¹⁴C年代測定値（測定は加速器分析研究所による）をTable 2 に示す。また、Fig. 6 の柱状図に $\delta^{13}\text{C}$ 補正值を示した。それらの年代値によると深度約 4 m 以浅が完新統、深度約 4~15 m が最終氷期の堆積物と考えられる。

火山灰層は 3 層確認された。深度 5.19-5.23 m の黄褐色火山灰層は、バブル型（町田・新井, 1992）の火山ガラスを主体とし、その屈折率は $n=1.499-1.501$ である（株式会社京都フィッション・トラック製 RIMS86 による）。上下の地層の年代測定値や火山ガラスの化学分析値等から、本火山灰層は始良-Tn 火山灰（AT：町田・新井, 1992）であると考えられる。深度 19.88-19.90 m には、パッチ状に挟まれる、やや風

化した黄褐色火山灰層が認められた。本層は風化の影響で火山ガラスの含有量が少ないが、その形状は薄手のバブル型が多く、屈折率は $n=1.501-1.510$ とレンジが広い。また重鉱物として輝石と角閃石を含み、斜方輝石の屈折率は $n=1.699-1.702$ を示す。この低屈折率の斜方輝石の特徴などから、本層は阿蘇 4 火山灰（町田・新井, 1992）である可能性が高い。深度 66.60-66.70 m には、桃色がかかった灰白色の風化した細粒火山灰層が見られた。火山ガラスは風化の影響で全く残っていない。本層中からジルコン粒子を取り出し、そのフィッション・トラック年代を測定した結果、 0.41 ± 0.11 Ma という値が得られた（株式会社京都フィッション・トラック測定）。

3.3 花粉分析

古気候やボーリングコアの堆積年代を推定する目的で、24 層準において泥炭質 - シルト質堆積物の花粉分析を行った（分析は株式会社パレオ・ラボによる）。サンプルの採取層準を Fig. 6 に、また花粉組成図を Fig. 7 及び Fig. 8 に示した。

検出された花粉・胞子の分類群数は、樹木花粉 53、草本花粉 32、形態分類を含むシダ植物胞子 3 の総計 88 である。寒冷要素と考えられるトウヒ属 (*Picea*) やマツ属単維管束亜属 (*Pinus subgen. Haploxylo* : キタゴヨウやヒメコマツなどのいわゆるゴヨウマツ類) を含むマツ科、及びカバノキ属 (*Betula*) の相対的な産出比などを基に、花粉群集帯を設定し、下位より群集帯 I ~ VIII に区分した。奇数帯の I, III, V, VII は相対的に温暖な層準、偶数帯の II, IV, VI, VIII は相対的に寒冷な層準と考えられる。

最上部の花粉群集帯 VIII は最終氷期に相当すると考えられることから、各層準間に大きな堆積間隙がないと仮定すると、最下位の花粉群集帯 I は酸素同位体比ステージ 11 (約 40 万年前) に対比される。I 帯からは、常緑のコナラ属アカガシ亜属が数%産出しており (Fig. 7)、杉山・水野 (1991) などによって、アカガシ亜属を多産し、中～後期更新世における最も温暖な時期とされているステージ 11 への対比を支持する。さらに、この層準にはメタセコイア属 (*Metasequoia*) などの前期更新世以前を示す植物の要素がみられないことから、より古い時代まで遡るとしても、前期更新世にまでは及んでいないと考えられる。

4. 考察

4.1 反射法地震探査結果による地質構造の解釈

今回実施した S 波を用いた反射法地震探査結果と比較する目的で、平成 13 年度に行った P 波を用いた反射法地震探査結果のうち、B 測線（解析測線の位置は Fig. 1 参照）のデータを再解析した。特に深度 500 m 以浅の地質構造を詳細に把握するため、断層推定位置に注意を払うと共に、オフセット（発震点・

受震点間距離）を制限した CMP アンサンブルを作成した。すなわち、各 CMP に対して、比較的短い発震点・受震点間距離のトレースのみを集めた CMP アンサンブルを作成し、空間分解能を高めた。再解析した B 測線の深度断面を Fig. 9 (A) に示す。

S 波探査による反射断面では、深度 40 m 程度までの反射波構造が判読可能である。一方、P 波探査データの再解析による断面では、深度 500 m までの反射波構造が判読可能である。ただし、表層部の深度数 10 m の範囲は S 波断面に比べて精度が落ちる。そこで、両断面図を併せて、地質構造を解釈する。

B 測線の深度断面 (Fig. 9) をみると、CMP No. 260 付近の地表近くから、南東に低角度で傾き下がる反射面が明瞭に認められる。この反射面はみかけの傾斜が CMP No. 240 付近で 40° 、CMP No. 200 付近で 20° 、CMP No. 120 付近で 10° 程度となり、リストリックな形状を示す。この反射面を境に、東西両側でほかの反射面の傾斜や反射波パターン^の側方連続性など反射波構造が異なっていることから、この反射面が断層である可能性が高い。浅層部における断層の性状を探るため、ここで S-1 断面 (Fig. 3) を改めて検討する。

S-1 断面の CMP No. 600 付近では、南東に傾斜する反射面が深度 20 m (標高-5 m) 付近にまで、深部から延びてきているようにみえる。この反射面と平行に、その南東側にも数本の反射面が見られる。S-1 測線に沿った地表地質調査結果によると、丘陵部では中部更新統と考えられる地層が西翼側で急傾斜する非対称の背斜構造を示しており、CMP No. 500 付近に背斜軸が位置する。CMP No. 470~350 付近の地表では、シルト・砂互層が 30° 程度南東に傾斜する露頭が観察される。したがって、この付近での南東に傾く反射面は、地層の層理面に対応すると考えられる。しかし、CMP No. 600~500 付近の南東傾斜の反射面は、推定される地層の傾斜方向とは異なることから、断層面を表している可能性がある。ただし、この範囲の露頭では断層は確認されていない。今後、平野 - 丘陵境界部で実施した群列ボーリングの解析によって、より詳細な地質構造を明らかにしていく必要がある。

4.2 地下での第四系・第三系の境界層準

北陸農政局 (1980) や片川ほか (1995) によると、邑知平野地下には第四系と第三系が分布しているとされている。北陸農政局 (1980) が行ったボーリング調査によると、第四系と第三系の境界は、羽咋市次場で地表下 120 m、鹿島町久江で 145 m、鳥屋町^{ひとつと}一青で 131 m と、ほぼ同様の深度を示している。第三系最上部の地層は、鮮新世の中川砂岩層と考えられている。一方、第四系最下部の層準は、花粉分析の結果から、特に、メタセコイアなどの前期更新世を示す分類群が見られないことから、中期更新世である可能性が高い。鹿島町久江のボーリングコアの

花粉分析結果では、第四系最上部の沖積層と下部の層準に常緑のコナラ属アカガシ亜属 (*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*) が産出している (北陸農政局, 1980). GS-OC-1 コアの最下部でも、既述のようにアカガシ亜属が数%産出しており (Fig. 7), 平野地下に分布する第四系下部の層準に相当すると考えられる。

B 測線の反射断面 (Fig. 9) をみると、平野地下では標高-130~-150 m 付近を境に、反射面の連続性や強さ、傾きに微妙な違いが見られる。この深度付近に第三系・第四系境界があると推定される。この境界は、推定される断層を挟んで丘陵側では不明瞭であるが、標高-70~+30 m 程度の位置で、平野側に深くなっていると思われる。推定される大まかな地質境界を Fig. 9 (B) に示した。

5. まとめ

邑知潟断層帯石動山断層近傍の地下地質構造を明らかにする目的で、石川県羽咋市本江地区において、S 波を用いた反射法地震探査と深度 100 m の層序ボーリング調査を実施した。その結果は以下のようにまとめられる。

1) S 波反射法地震探査によると、平野部では、深度 40 m 以浅にほぼ水平な複数の反射面が認められた。丘陵との境界付近では、表層部の反射面は斜面と平行に緩く北西に傾いている。これらの反射面の下位には、逆に 30° 程度の傾斜で南東に傾き下がる複数の反射面が認められた。平成 13 年度に実施した P 波反射法地震探査の再解析結果を併せて考えると、南東傾斜の反射面の少なくとも一部は断層と推定される。

2) 平野部の標高約 5 m で掘削したボーリングコア (GS-OC-1) は、礫層や薄いシルト層を挟む粗粒砂層が主体であり、淡水成の堆積物と考えられる。年代測定結果から、深度約 4 m までが完新統と考えられ、深度約 5.2 m に始良-Tn 火山灰、深度約 19.9 m に阿蘇 4 火山灰がそれぞれ挟まれている。完新統より下位の地層を、花粉分析による寒暖の繰り返しのに基づき、8 つの花粉群集帯に区分した。各層準間に大きな堆積間隙がないと仮定すると、コア最下部の層準は約 40 万年前の温暖期に相当する。

3) 既存のボーリング資料によると、邑知平野地下では、第四系基底の深度は地表下約 120~145 m である。この境界面は、反射断面の標高-130~-150 m 付近に認められる反射波パターンの急変層準にあたりと推定される。また、丘陵側における第四系の基底深度は、推定される断層を挟んで、これよりも 100 m 程度以上、浅くなると思われる。

謝辞 本研究を遂行するにあたって、石川県、羽咋市、本江町自治会の関係者及び土地所有者の方々には、多大なご協力とご配慮を頂いた。長尾英孝氏を

はじめとする株式会社阪神コンサルタンツの方々には反射法地震探査で、また高瀬信一氏、石井順一氏をはじめとする株式会社ダイヤコンサルタンツの方々にはボーリング調査でそれぞれ献身的なご尽力を頂いた。大阪市立大学研究生の三好直哉氏には図面の作成を手伝って頂いた。これらの方々には厚く御礼を申し上げる。

文 献

- 北陸農政局計画部 (1980) 地盤沈下調査, 邑知平野地区調査報告書. 北陸農政局, 168p.
- 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.
- 片川秀基・大村一夫・中村俊夫 (1995) 邑知潟平野北西縁のリニアメントと断層. 第四紀研究, **34**, 9-18.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田進・藤井昌彦 (2002a) 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造. 地学雑誌, **111**, 16-32.
- 片川秀基・穴田文浩・吉田 進 (2002b) 邑知平野南部地区の平野下の第四紀層. 第四紀研究, **41**, 145-160.
- 片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明・下川浩一・水野清秀 (2002c) 邑知平野南東縁の活構造と石動山地北西斜面の Mass-Movement. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, J029-P013.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 木村敏雄・恒石幸正 (1978) 太田陽子・松田時彦・平川一臣著「能登半島の活断層」に対して. 第四紀研究, **17**, 39-42.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976) 能登半島の活断層. 第四紀研究, **15**, 109-128.
- 下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治 (2002) 石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.2, 69-79.
- 杉山雄一・水野清秀 (1991) 中期更新世のアカガシ多産層準. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 21, 84-85.
- 堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口 強 (2000) 石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査. 活断層研究, No.19, 69-76.

(受付: 2003 年 8 月 19 日, 受理: 2003 年 9 月 16 日)

第 1 表. 反射法地震探査の主要諸元.

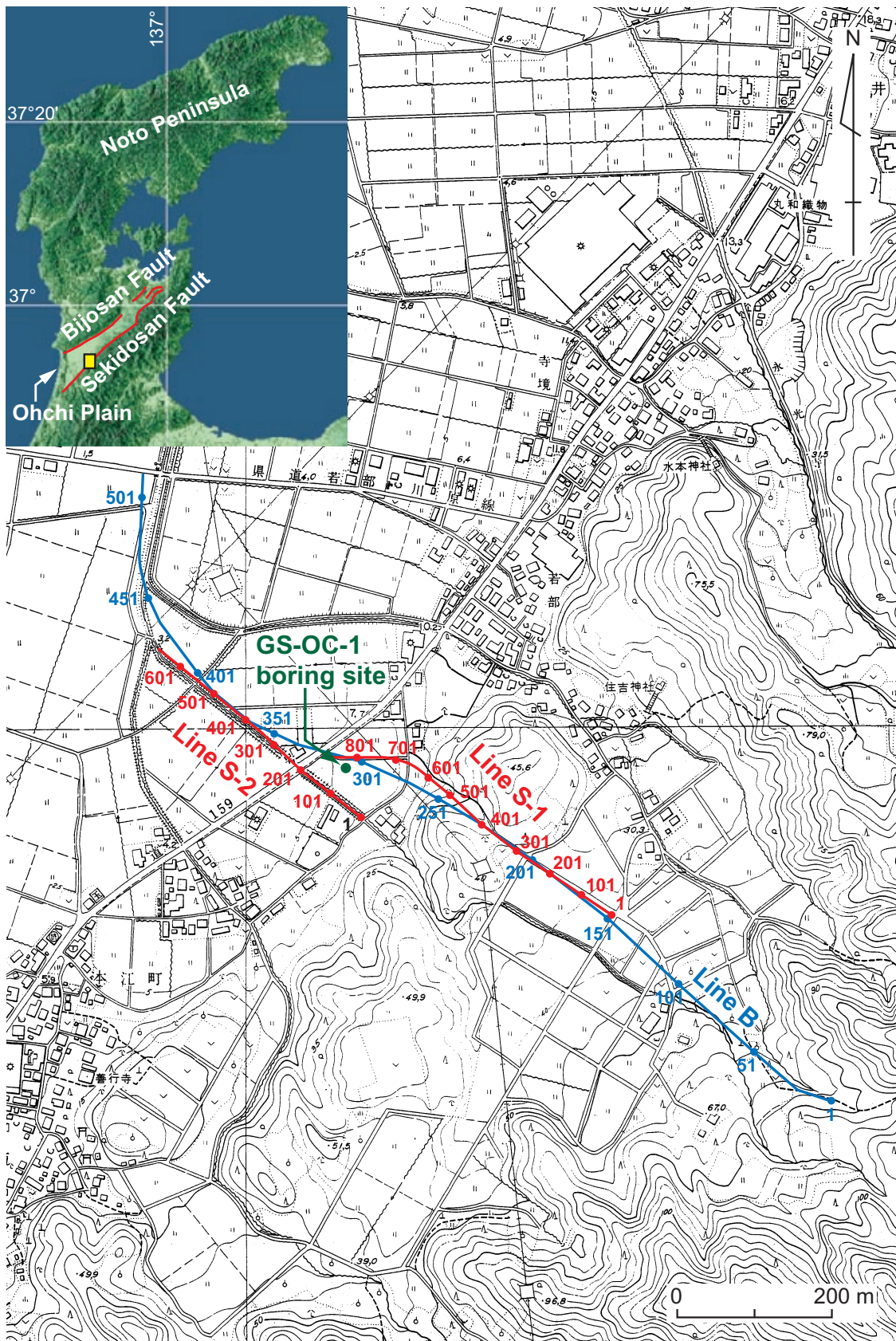
Table 1. Main parameters of seismic reflection profiling.

Survey line length	S1 : 443 m
	S2 : 320 m
Shot point interval	1 m
Receiving point interval	1 m
Standard vertical stacks	20
Standard receiving channels	101
Maximum offset	100 m
Standard CMP fold	50
CMP interval	0.5 m
Record length	2 s
Sampling interval	1 ms

第 2 表. GS-OC-1 コアの¹⁴C年代測定値一覧.

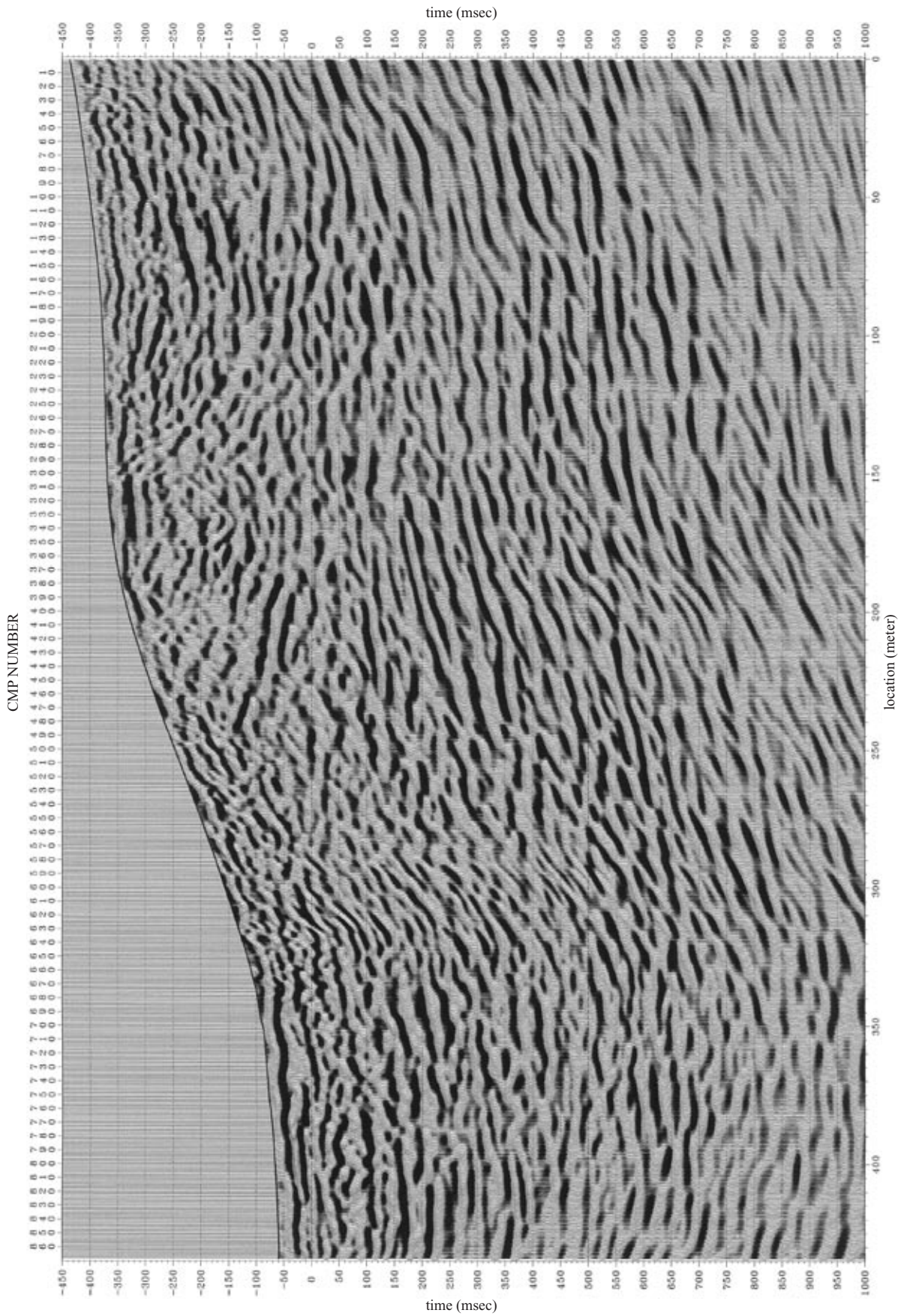
Table 2. Radiocarbon dating results of GS-OC-1 core.

Sample depth (m)	Laboratory number	Material	Method	Measured ¹⁴ C age (yBP, ± 1)	¹³ C (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yBP, ± 1)	Calibrated age (AD/BC, ± 2)
1.7	IAAA-11704	Organic sed.	AMS	1,510 ± 30	-33.12 ± 1.02	1,440 ± 30	AD555-AD660
3.0	IAAA-11705	Organic sed.	AMS	4,560 ± 40	-32.11 ± 1.24	4,510 ± 40	BC3360-BC3090, BC3060-BC3040
3.5	IAAA-11706	Organic sed.	AMS	8,380 ± 40	-24.37 ± 1.46	8,390 ± 50	BC7580-BC7320
7.75	IAAA-11707	Organic sed.	AMS	25,860 ± 120	-27.69 ± 1.09	25,840 ± 120	BC24140-BC23650
10.1	IAAA-11708	Organic sed.	AMS	26,540 ± 130	-29.54 ± 0.90	26,510 ± 130	BC24850-BC24300
16.5	IAAA-11709	Organic sed.	AMS	>50,700	-29.04 ± 1.42	>50,700	



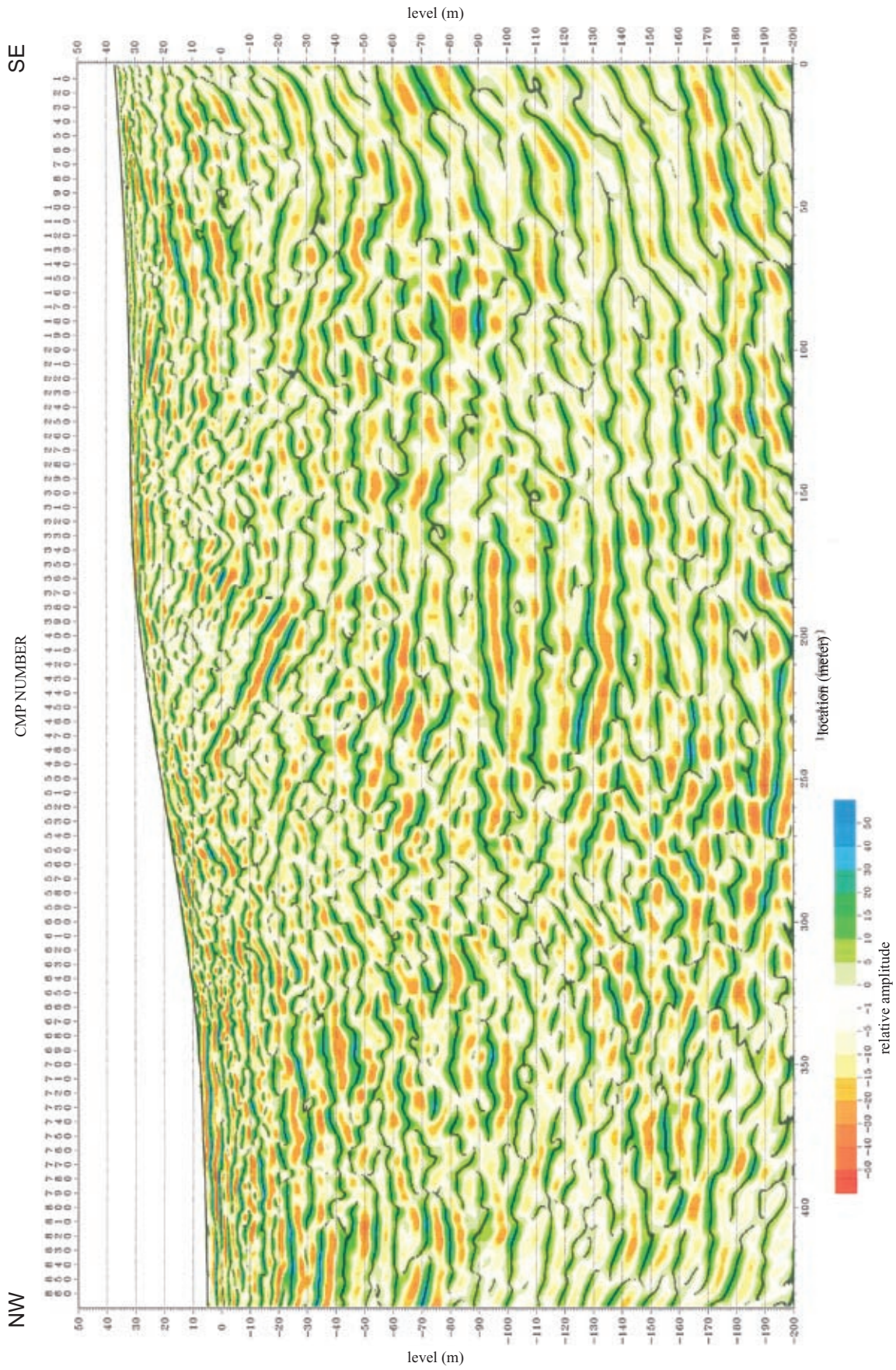
第1図. 調査地域及び反射法地震探査解析測線位置図. 国土地理院発行50mメッシュ数値地図及び羽咋市発行の5,000分の1地形図を使用. 図中の数字はCMP番号.

Fig. 1. Index map of the study area, and the location map of the lines for seismic reflection data processing and common mid-points.

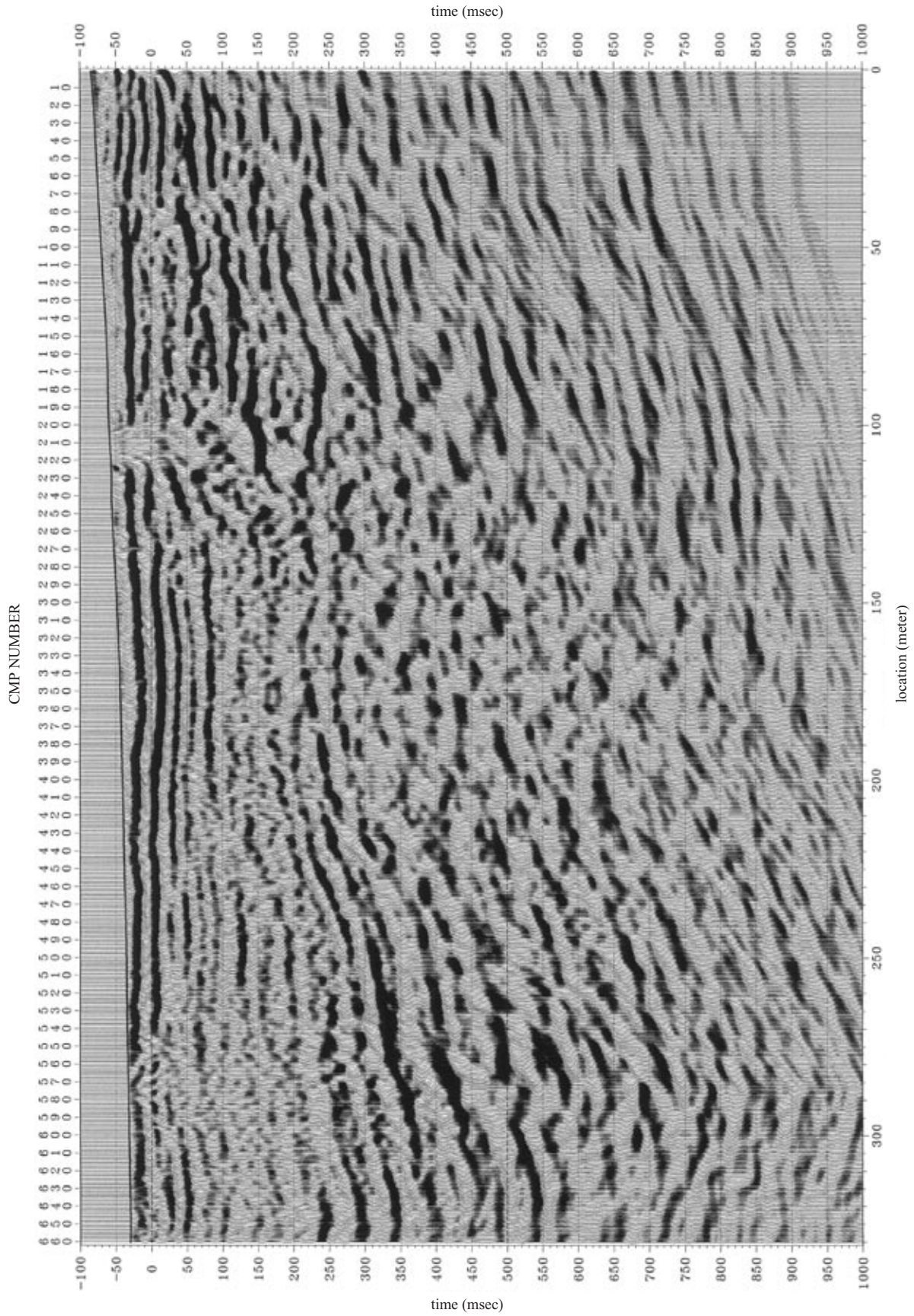


第2図. S-1測線のマイグレーション処理後時間断面.

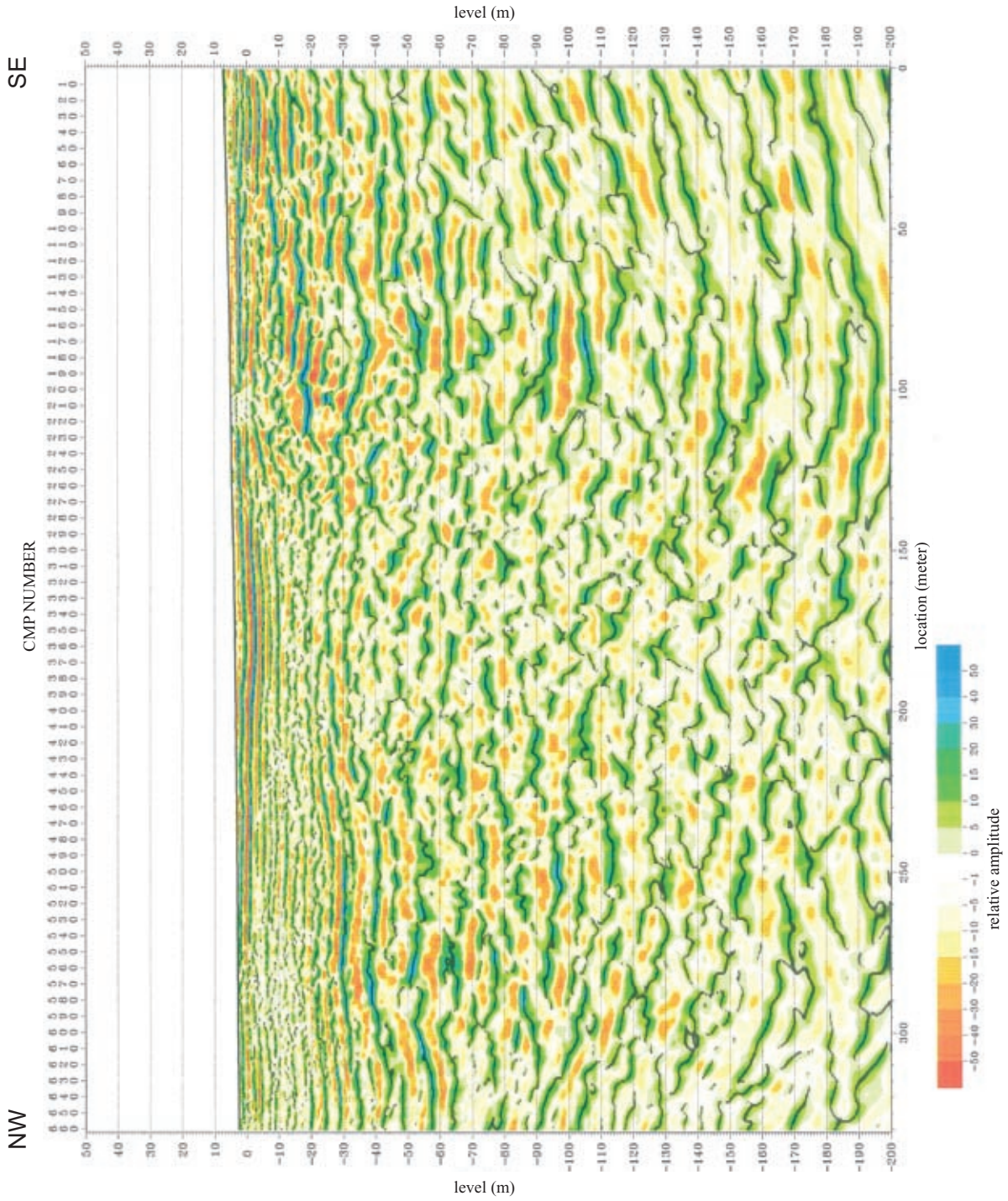
Fig. 2. Migrated time section for the line S-1.



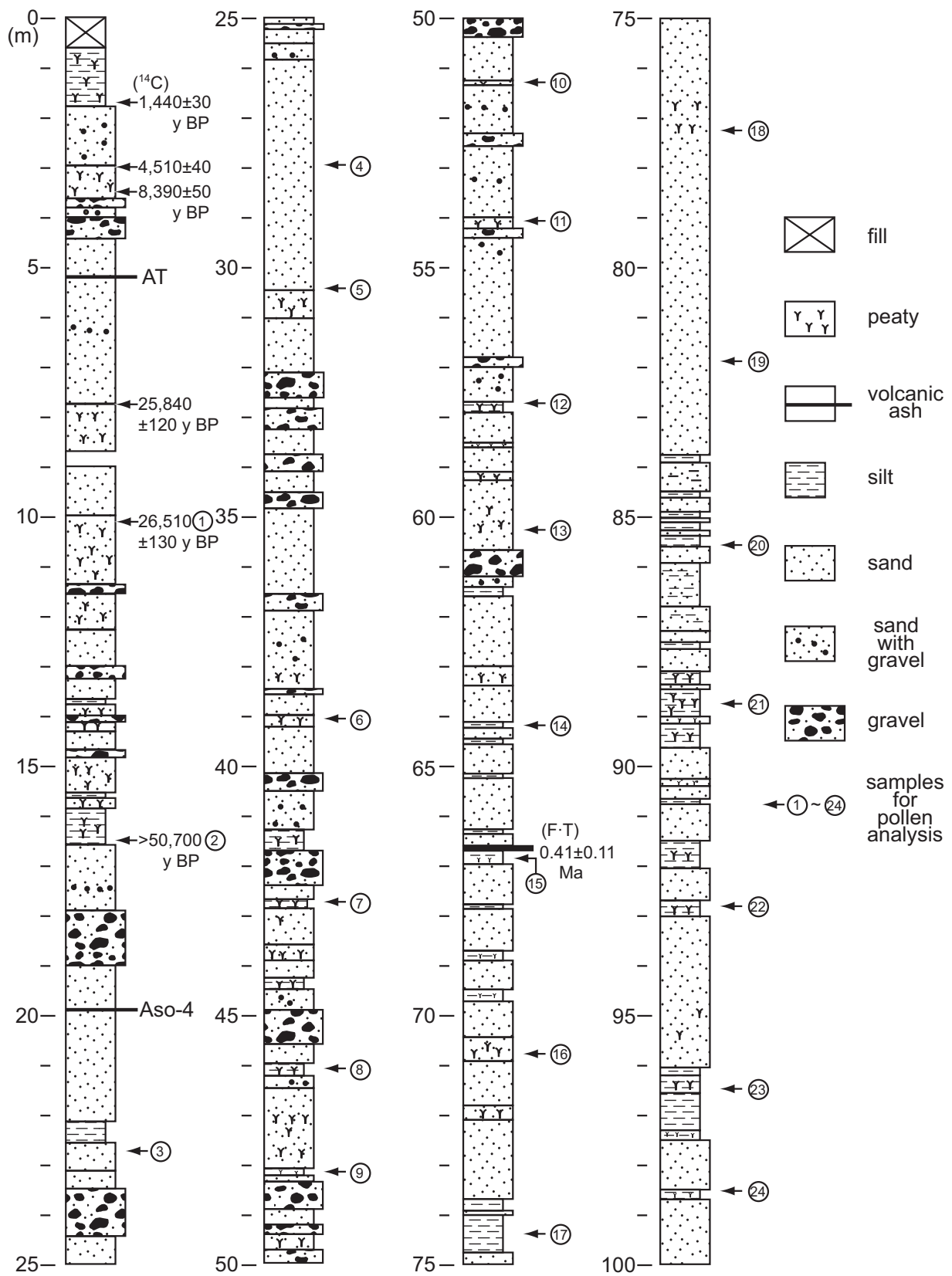
第3図. S-1測線の深度変換断面 (相対振幅表示)
Fig. 3. Depth-converted seismic reflection profile for the line S-1.



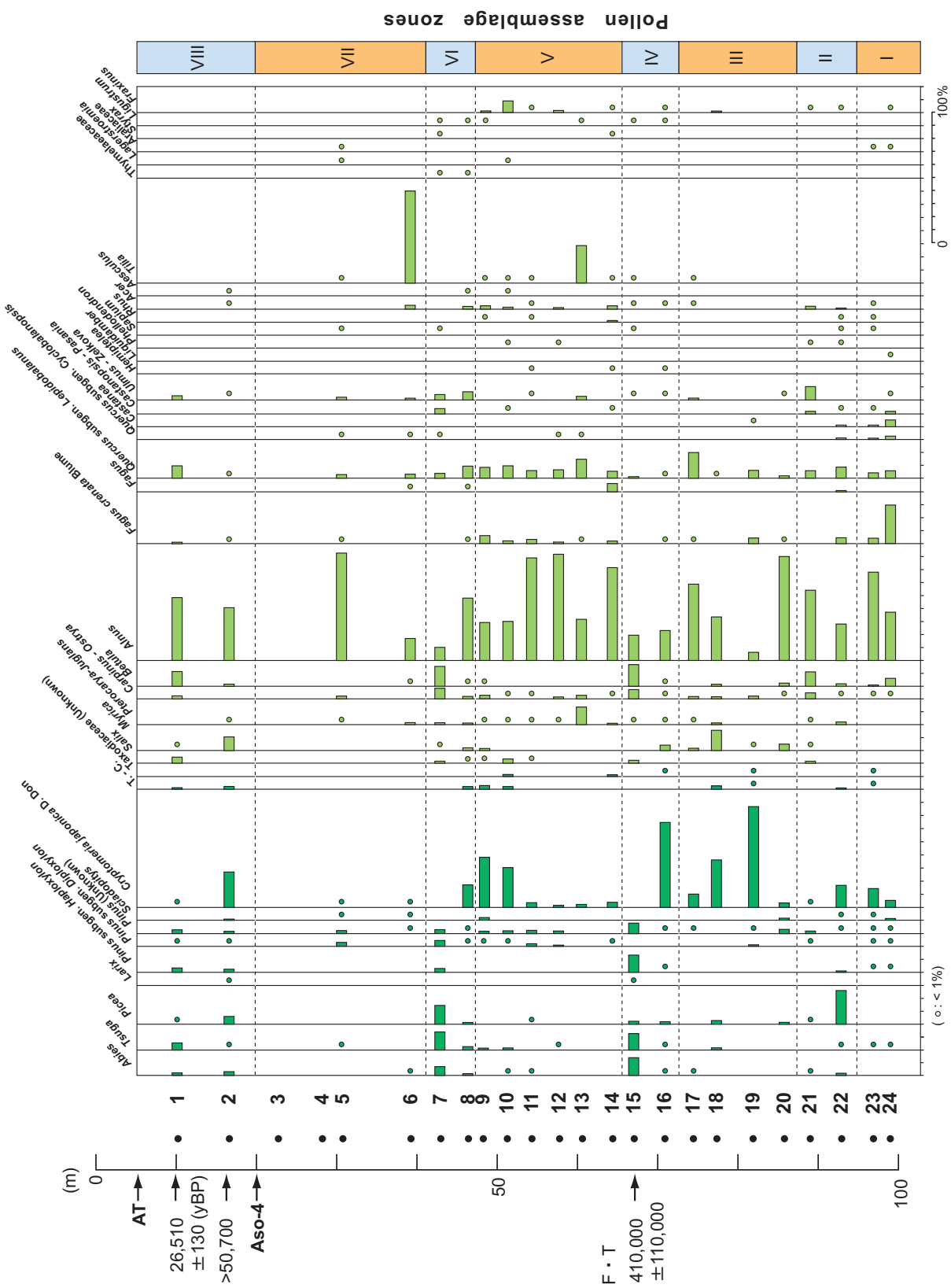
第4図. S-2測線のマイグレーション処理後時間断面.
Fig. 4. Migrated time section for the line S-2.



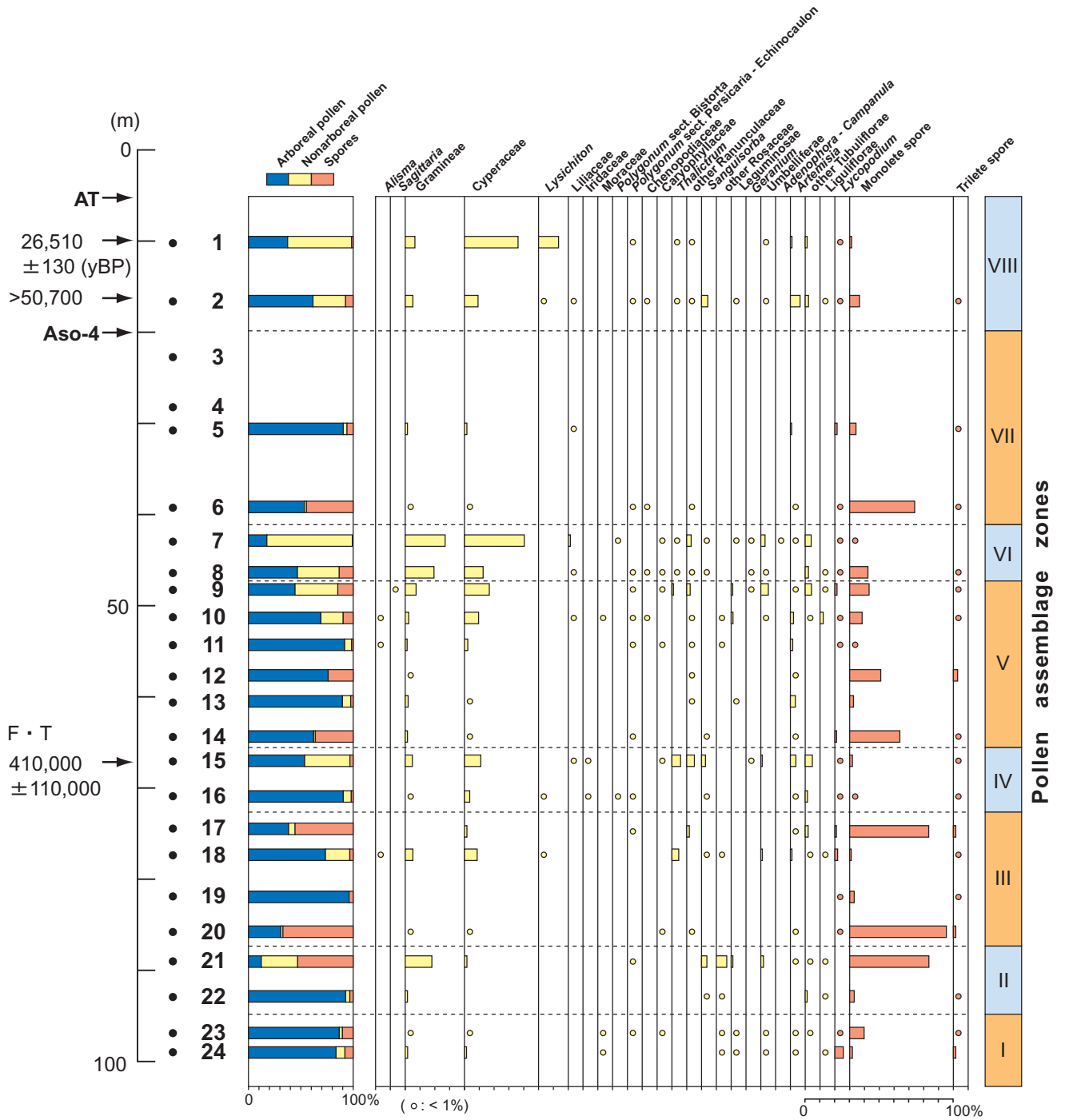
第5図. S-2測線の深度変換断面 (相対振幅表示)
Fig. 5. Depth-converted seismic reflection profile for the line S-2.



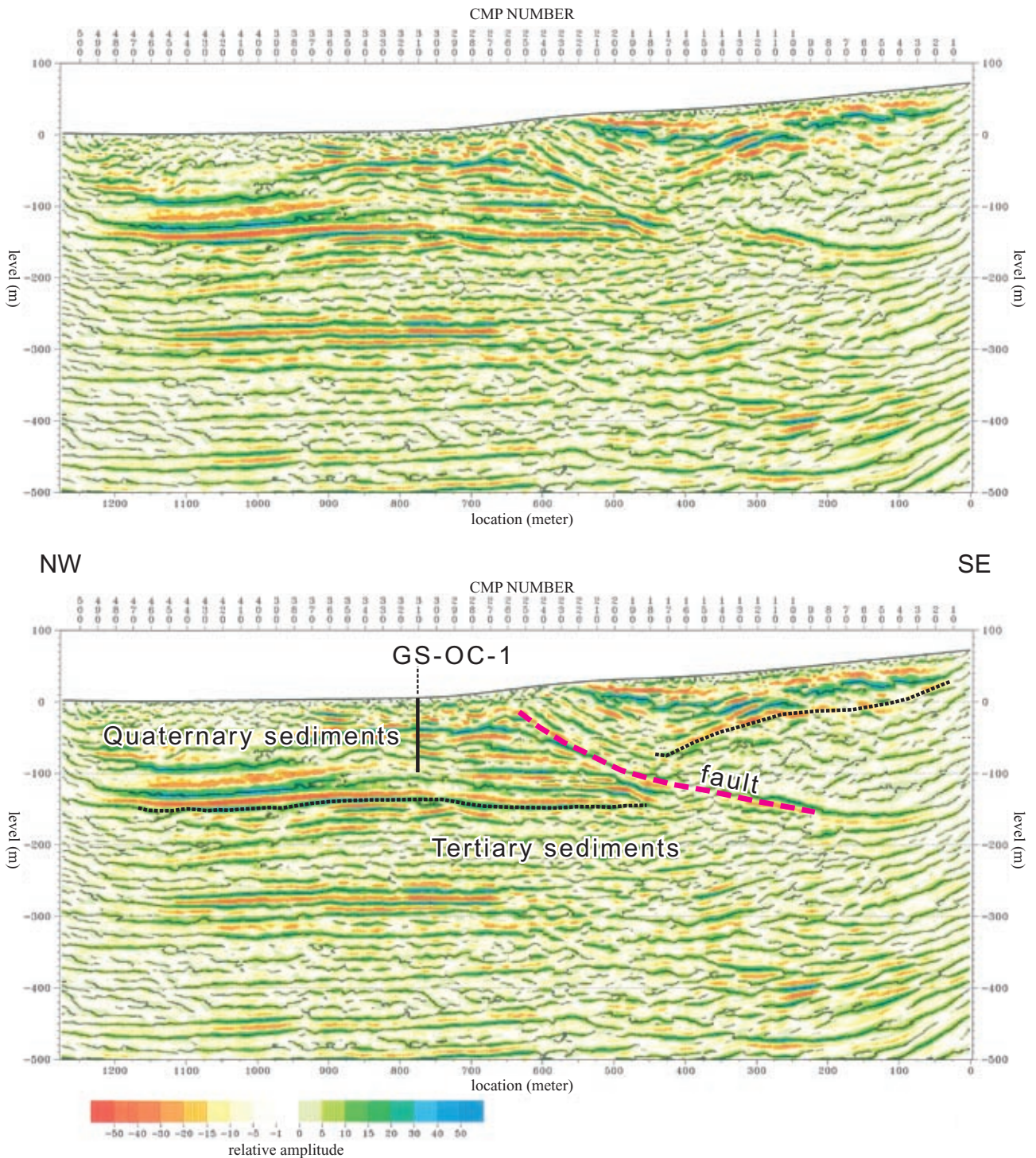
第6図. GS-OC-1コアの地質柱状図.
Fig. 6. Geological columnar sections of GS-OC-1 core.



第7図. GS-OC-1コアの木本花粉組成図. サンプル番号及び採取層準は第6図参照.
 Fig. 7. Arboreal pollen diagram of GS-OC-1 core. Sampling numbers and horizons are given in Fig. 6.



第8図. GS-OC-1コアの草本花粉及び孢子組成図.
Fig. 8. Nonarboreal pollen and spore diagram of GS-OC-1 core.



第9図. (A) : B測線の再解析深度断面, (B) : B測線の解釈断面.

Fig. 9. (A): Reprocessed depth-converted seismic reflection profile for the line B, (B): Interpreted depth-converted profile for the line B.