

2003 年宮城県北部の地震の震源域北西部における反射法地震探査

伊藤 忍¹・山口和雄¹・横倉隆伸¹・加野直巳¹・大滝壽樹¹・住田達哉¹

keywords : seismic reflection survey, fault, earthquake, source region, Miyagi Prefecture

要旨

2003 年に宮城県北部で発生した地震の震源域北西部において反射法地震探査を実施し、石巻湾断層に起源を持つと考えられる明瞭な反射波と、地殻下部に起源を持つと考えられる明瞭な反射波を検出した。この調査地域の北方において行った調査では、これらの反射波は明瞭には見られなかった。2 回の調査の諸元は大きく異なるが、僅かな違いが反射波の明瞭度の差の原因となっている可能性がある。石巻湾断層に起源を持つと考えられる反射波の差異については、断層面の本質的な違い、すなわち断層破砕帯の厚さの違いや断層破砕帯内部の地震波速度の違いが、反射波の明瞭度の差となって表れていることも考えられる。

1 はじめに

地震予知研究の目標は、「地震がいつ、どこで、どの程度の規模で発生するか」の定量的な予測を可能にすることである。現状は、時期の予測に関しては長期予測の段階であるが、「地震がどこで、どの程度の規模で発生するか」については比較的よく予測できていると認識されている。場所と規模については、過去の地震記録、地表でのトレース、トレンチ調査、物理探査等によって予測されている。反射法地震探査は場所の予測については大変有効である。特に、地表に兆候が見られないような、いわゆる伏在断層の検出には特に威力を発揮する。規模の予測は、主として、断層の総延長距離やトレンチ調査による断層変位量から推定される。しかしながら、断層面上のすべり分布は一様ではない。現状では、過去の地震のすべり分布や微小地震の震源分布から推定している。もし、反射法地震探査によって、断層

面上の不均質性が検出でき、過去の地震のすべり分布や微小地震の震源分布との関連が見られれば、反射法地震探査によって将来の地震のすべり分布を予測できる可能性がある。このような目的で調査を実施するために必要な条件として、なるべく低角な逆断層であること、最近地震が発生していること、そのすべり分布や余震分布等が詳細に明らかになっていることが挙げられる。

2003 年 7 月 26 日 00 時 13 分に、宮城県北部を震源とする M5.6 の地震が発生し、続いて 07 時 13 分にはその約 3km 南方で M6.4 の地震（本震）が発生した（海野・ほか、2004）。さらに 16 時 56 分には M5.5 の最大余震が発生した（第 1 図）。この地震は気象庁・地震予知情報課（2004）によると低角逆断層型である。震源過程は、たとえば引間・纈纈（2005）、青井（2003）、八木・ほか（2003）等によって詳しく調べられている。また余震分布も Umino et al.（2003）によって詳しく調べられている。さらに、この地域の地表地質は、石井・ほか（1982）によって詳しく調べられている。これらのことから、この地域は、上述した、反射法地震探査の結果と地震のすべり分布や微小地震分布との比較を行うテストフィールドとして極めて良好な条件であり、この地域の断層面上の不均質性を明らかにするのが本研究の目的である。

2 調査の概要

調査は 2008 年 5 月 13 日から 19 日までの 7 日間に宮城県遠田郡美里町内で実施した。測線の総延長は約 4.3km である（第 1 図）。発震は大型バイブレータ（IVI-Y2400）を 2 台使用し、10m 間隔で 367 カ所（発震不可の点を含む）、合計 2348 回の

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 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

発震を行った。発震スイープ長は 25 秒、発震周波数は 5-45Hz である。受振には OYO 社製の DAS-1 を 3 台使用し、同時に 288 点で収録を行った。サンプリングは 4ms で十分であるが 2ms の方が収録に要する時間が短いことから、2ms でサンプリングした。リスニング長は 40 秒、相互相関処理後の記録長は 15 秒である。ただし、調査時間の節約のため、相互相関未処理の記録の収録を基本とし、1 日の最初の発震や休憩後の発震のみ、確認のためにコリレーション後の記録も収録した。

標準の垂直重合数は 8 ショットである。受振器は旧 MarkProducts 社製の UltraMark2 (固有周波数 10Hz) を 1 点につき 6 個のアレイを組んでおり、固定展開を基本とした。調査の期間中、192 点については固定、残りの 96 点分の受振器は 1 回移動した。従って、移動の前後をあわせて記録を得ている点の総数は 384 点である。

調査地は農地の中の道路であり、見通しがよく、上空に障害もないため、どのような方法でも測量は容易である。今回の調査では Kinematic Differential GPS で測量を行った。

3 データの処理

今回の調査の記録は、2005 年に実施した調査 (伊藤ほか, 2009) の記録と併せて処理をすることにより、最終的な結果を得ることを目的としている。本報告ではそれにむけての予備的な処理として 2008 年の調査記録のみの処理を行い、データに含まれる情報を把握し、2005 年取得データとの併合処理のための基礎的情報を得ることを目的とする。

はじめに、SEG-2 形式のファイルを Claritas 拡張された SEG-Y 方式に変換、4ms にリサンプリングし、相互相関処理とダイバーシティスタックを行った。CMP (Common Mid Point・共通反射点) は 5m 間隔に設定して CMP アンサンプルを作成した。250ms の時間窓で AGC 処理を行ったのちに CMP 重合を行い、再び 200ms の時間窓で AGC 処理を行い、8-45Hz のバンドパスフィルタをかけた。

一連の処理でトレースエディットや静補正は行っていない。NMO 処理や深度変換では、2005 年調査で行った速度解析の結果を使用している。

4 結果と考察

得られた時間断面を第 2 図に示す。往復走時の

8-9 秒付近に顕著な反射波 (A) が見られる。また、往復走時の 6 秒付近にも明瞭な反射波 (B) が見られる。この時間断面を、2005 年調査で行った速度解析の結果を用いて深度変換したのが第 3 図である。時間断面で 8-9 秒付近に見られた反射波は深度 20km 付近 (A) に、時間断面で 6 秒付近に見られた反射波は深度 14km 付近にそれぞれマッピングされている。

第 3 図の深度 20km 付近に見られる反射面は、その深度から下部地殻に相当すると考えられる。この断面図を作成するにあたりデコンボリューション処理を行っていないので、これが一枚の顕著な反射面によるものなのか、あるいは多数の速度不連続によるものなのか、判断するのは困難である。前者であるならば上部地殻と下部地殻の境界面、いわゆるコンラッド面であると考えられる。後者であるならば下部地殻において速度の擾乱が大きいかを反映していると考えられる。今後、適切な処理によって、判断が可能となることが期待される。

第 3 図の深度 14km 付近に見られる反射面は、横倉・ほか (2005) を参考にすると、2003 年に宮城県北部で発生した地震の震源となった断層面と考えられる。第 1 図で示したように、本研究における測線は、横倉・ほか (2005) の測線の西端付近と交わる。横倉・ほか (2005) の結果では、旭山丘陵以東、深度では 7km 以浅では、西に傾斜した反射面がイメージングされている。この反射面は、Umino et al. (2003) による、宮城県北部で発生した地震の余震分布とよく一致することから、この面は宮城県北部で発生した地震の震源となった断層面であると結論づけている。この反射面は、旭山丘陵以西・7km 以深では鮮明にイメージングされていない。しかしながら、これを西方・下方に延長すると、本研究で得られた深度 14km 付近に見られた反射面に至ると考えることが可能である。

ここで、本研究で得られた深度断面の絶対値が不確実なものであることに注意しておかなくてはならない。本研究の測線は断層の走向に沿っている。すなわち、構造の変化に対して直交する測線であるために、マイグレーション処理等によって絶対値に置き換えることが不可能である。確実に言えることは、測線からの往復走時が 6 秒程度であるということであるが、この反射面が横倉・ほか (2005) によってイメージングされた断層面の深部延長から大きくはずれるものではない。従って、この反射面は宮城県北部で発生した地震の震

源となった断層面であると判断するのが妥当である。

伊藤・ほか(2009)によって2003年に実施された調査の南北方向の深度断面を第4図に示す。この断面図では地殻浅部からの反射波は明瞭にイメージされているものの、地殻深部からの明瞭な反射波を認識することは困難である。しかしながら、第4図中に示した反射波(C)については、測線の両端で実施した80-120回のスイープ記録を重合したものととの比較により、有意であることが確認されている。この反射面は本研究で見出された他の反射面(第2図、第3図のA、B)よりも明らかに浅く、石巻湾断層に起因するとは考えにくい。第3図の深度8km付近には、第4図のCに相当すると思われる反射波が見られる。しかしながら連続性は良くない。これは補正等が十分に行われていないためであると考えられる。これらの反射面の深度が8-9km程度であることから、基盤内に存在する地震波速度の擾乱に起因しており、旭山撓曲からつながる断層に起因すると考えられる。これ以外にも反射波と疑わしい相も見られる。例えば、本研究による調査から得られた第3図を参考にしながら第4図を見ると、深度14km付近に見られる相(B)が石巻湾断層に起因した反射波であるようにも見える。また、深度20km付近に見られる相(A)が、下部地殻からの反射波であるようにも見える。しかしながら、これらは明瞭ではなく、断定は困難である。すなわち、本研究において石巻湾断層からの反射波が明瞭に捉えられたのとは対照的に、その北方では石巻湾断層からの反射波が明瞭には捉えられていない。

この差異の原因として考えられるのは、調査の諸元の違いである。調査で使用した機材等はほぼ同一であるが、本研究では発震点と受振点の最大オフセットが約2.9kmであるのに対し、北方での調査での最大オフセットは約1.9kmである。ただし、これらはいずれも対象深度に対して著しく短く、反射法地震探査としての反射波のマッピングは不可能である。言い換えると、ここで見えている反射波は、単純に発震・受振したものをスタックした効果によるものである。単純に計算した最大重合数は、本研究の調査が2304(288点×8回)、北方での調査が1736回(192点×8回+2点×100回)となる。北方での調査の方がやや少ないが、測線の端でも重合数が100であるという優位性がある。総合的に見て、どちらに優位性があるか判断することは困難で

ある。ただし、これらの重合数は、地理条件等による発震不可能点や、CMPの配置による重合数の増減を考慮していない。また、数値は垂直重合とCMP重合を併せたものである。

他の原因として、本質的に反射強度が異なるということが考えられる。地下の地震波速度コントラストの存在する面から反射してくる波が反射波であるが、断層面が厚さを持たず、面の上下で速度コントラストが存在しなければ反射波は発生しない。本研究における調査地域では、深度14kmでは基盤の内部に該当し、断層面の上盤と下盤に速度コントラストが存在するとは考えにくい。断層が破碎帯を持っていて、断層破碎帯が周囲の基盤と比較して速度が低下していれば、反射波が発生し得る。断層破碎帯の厚さが一定以上であれば検出可能である。これらのことから、本研究の調査地域ではその北方地域と比較して、断層破碎帯が厚い、あるいは破碎帯の速度低下が大きいことが考えられる。

5 結論

2003年に宮城県北部で発生した地震の震源域北西部で反射法地震探査を実施した。その結果、下部地殻からの明瞭な反射波と、石巻湾断層に起因すると推定される顕著な反射波を検出した。2005年に実施した調査では、これらに起因する反射波と推定される相が検出されているが、不明瞭である。石巻湾断層に起因すると考えられる相の見え方の差異は、調査諸元の違い、あるいは断層破碎帯の厚さやその内部の地震波速度の違いに起因している可能性がある。

6 今後の課題

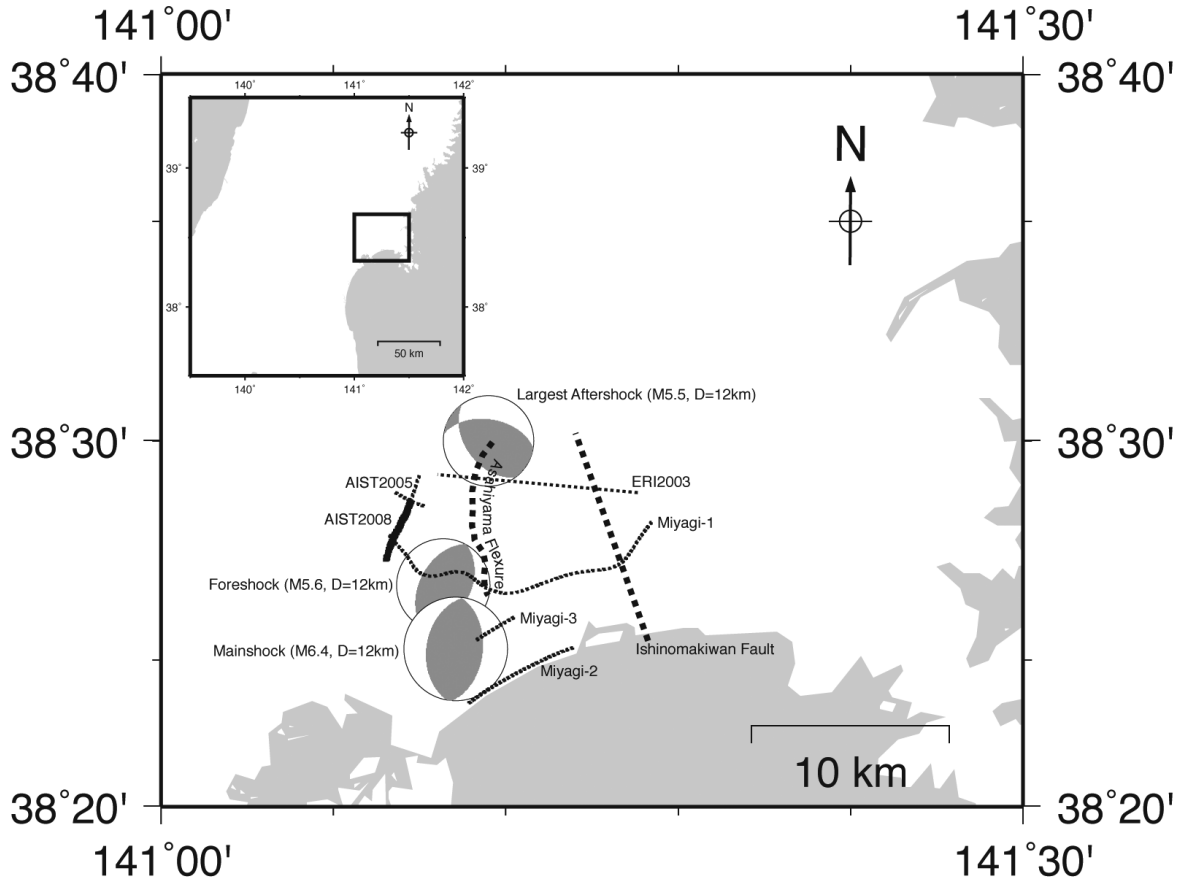
本研究による測線と、2005年に実施した調査の測線は約500mに渡って重複している。この重複部分付近での重合数を大きく改善するために、2回の調査のデータを併合処理する。

2003年に宮城県北部で発生した地震の震源過程に関する研究があるが、それらと反射波の有無とを比較することにより、地震時のすべりとの関係、さらにはその物理的な意味について検討する。

謝辞: 反射法地震探査を実施するにあたり、宮城県遠田郡美里町南郷総合支所、遠田郡土地改良区(水土里ネットなんごう)のご協力を得た。記して感謝の意を表します。

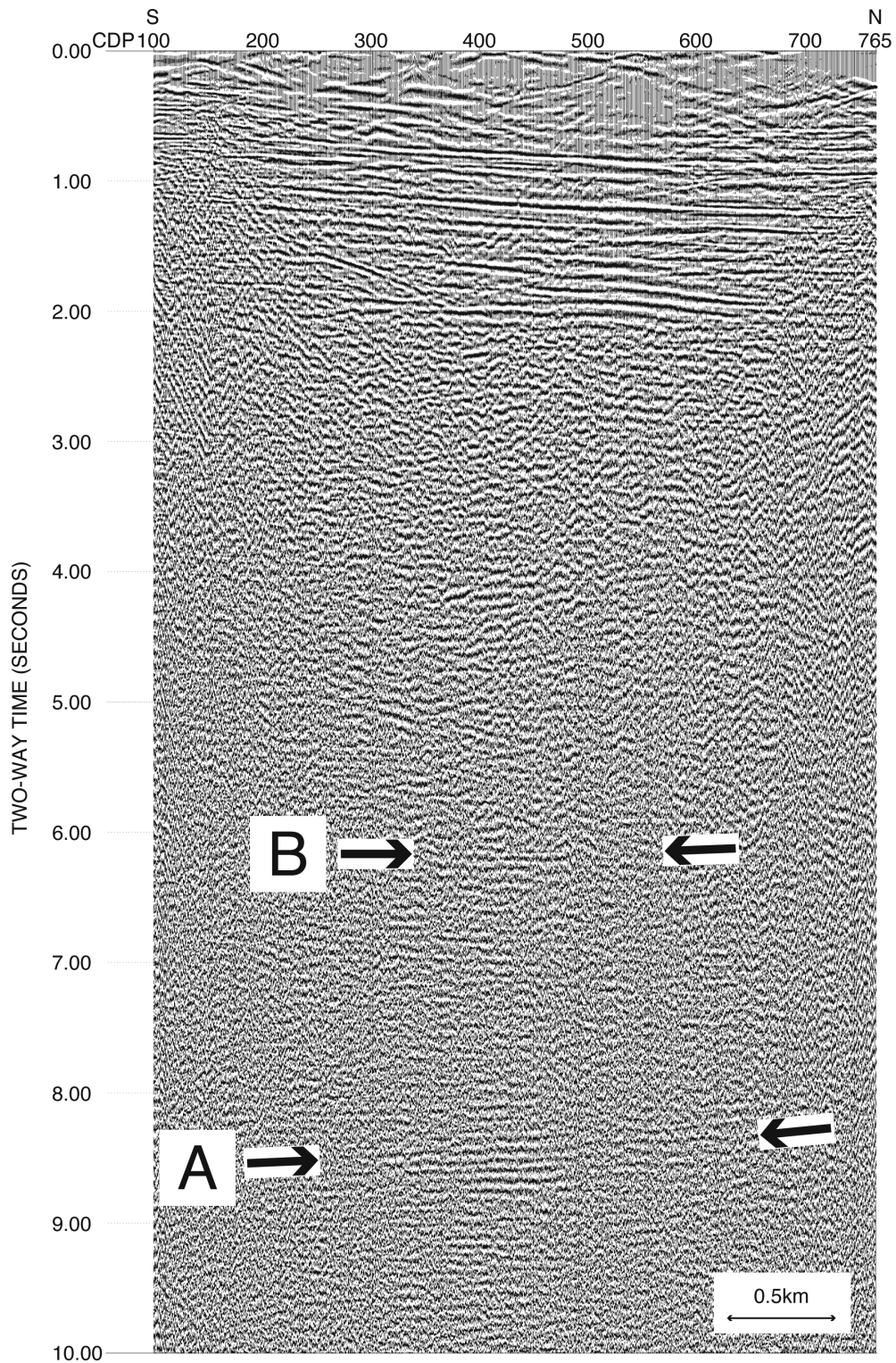
文献

- 青井 真 (2003), 強震動データからみた宮城県北部の地震 (2003 年 7 月) の地震動と震源過程, サイスマ, 7, 12, 14-15.
- 引間和人・瀬藤一起 (2005), 強震波形による 2003 年宮城県北部地震の本震・最大前震・最大余震の震源過程, 地球, 27, 2, 100-105.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982), 松島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 121p.
- 伊藤 忍・横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・大滝壽樹 (2009), 反射法地震探査による 2003 年宮城県北部の地震の震源域北西部の地下構造, 地震 2, 投稿中.
- 気象庁・地震予知情報課 (2004), 2003 年 7 月 26 日の宮城県北部の地震 (M6.4), 地震予知連絡会会報, vol. 72, 229-234.
- 中村光一・石原丈実・駒澤正夫 (1990), 金華山沖海底地質図, 海洋地質図 no.33, 地質調査所.
- Umino, N., T. Okada, J. Nakajima, S. Hori, T. Kono, T. Nakayama, N. Uchida, J. Shimizu, J. Suganomata, S. S. N. Gamage, A. Hasegawa, and Y. Asano (2003), Hypocenter and focal mechanism distributions of aftershocks of July 26 2003 M6.4 northern Miyagi, NE Japan, earthquake revealed by temporary seismic observation, Earth Planes Space, 55, 719-730.
- 海野徳仁・岡田知己・中島淳一・堀修一郎・河野俊夫・中山貴史・内田直希・清水淳平・菅ノ又淳一・ガマゲシャンタ・仁田交市・矢部康男・迫田浩司・佐藤凡子・伊藤 実・長谷川昭・浅野陽一・長谷見晶子・出町知嗣・矢島 良 (2004), 余震観測から推定した 2003 年 7 月 26 日宮城県北部地震 (M6.4) の余震の震源とメカニズム解の分布, 地震 2, 56, 4, 425-434.
- 八木勇治・伊藤善宏・浅野陽一・関根秀太郎 (2003), 2003 年 7 月 26 日宮城県北部で発生した地震の前震・本震・最大余震の震源過程とそれぞれの関係について (A086) (演旨), 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 77-77.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・駒澤正夫・稲崎富士・横田俊之 (2005), 地下地質調査, 平成 16 年度原子力安全基盤調査研究 原子力安全基盤調査自然科学分野総合的評価研究報告書, 産業技術総合研究所.



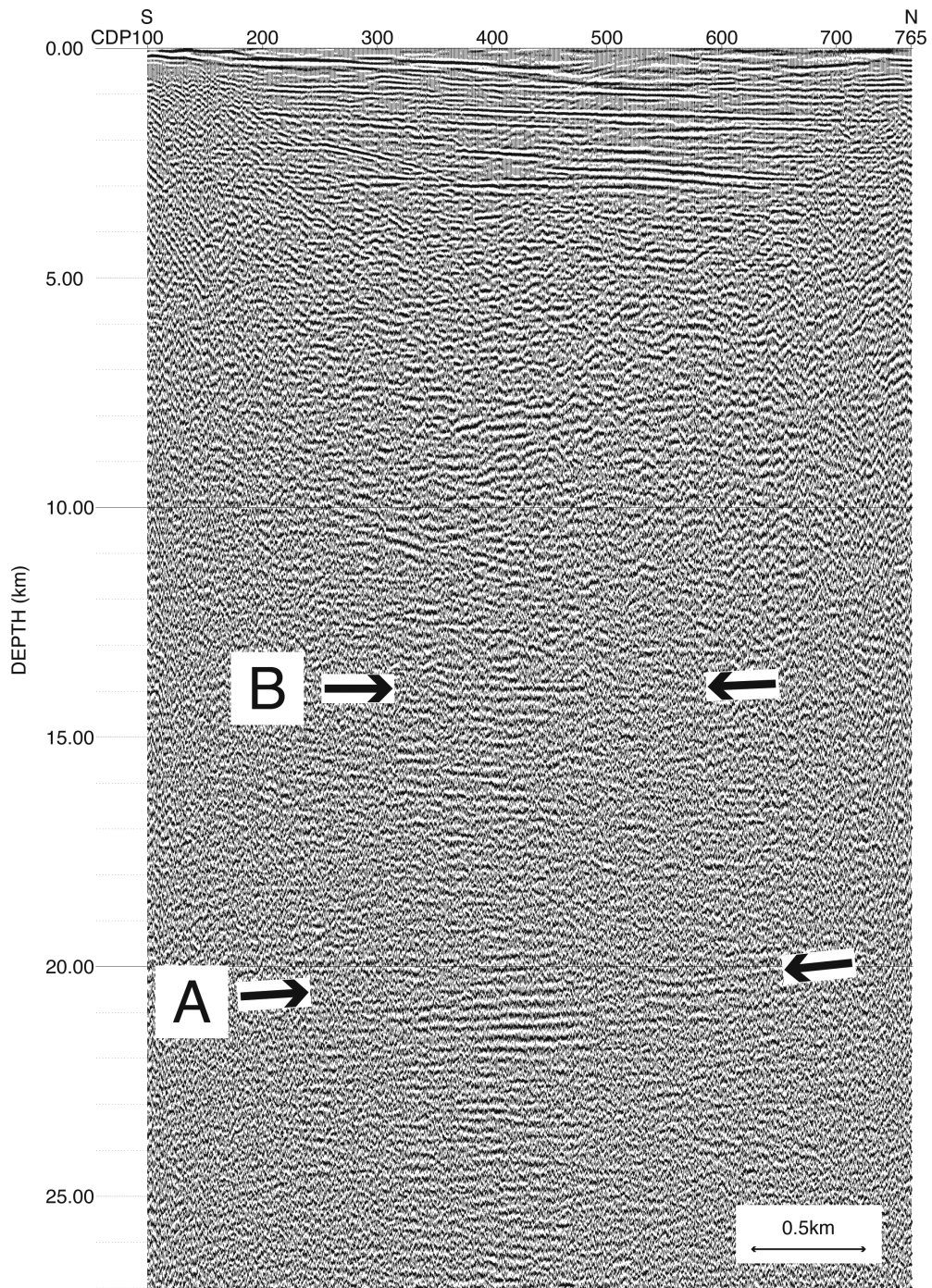
第1図 宮城県北部周辺の地図。左上の小図は東北地方を表示しており、その中の小さい長方形が拡大図に対応する。震源球はハーバード大学のCMTメカニズムを表示しており、震央は気象庁によって決定されたものである。太い実線は本研究の調査測線を示す。細い点線は過去の調査測線を示す。太い点曲線は旭山撓曲(石井・ほか, 1982)に対応し、太い点線は石巻湾断層(中村・ほか, 1990)に対応する。

Fig. 1 Map around Miyagiken-Hokubu. The small upper left map indicates Tohoku district, and a rectangular in it corresponds to the large map. Beach balls indicate CMT mechanisms by Harvard University, and located on epicenters determined by JMA. Thick solid line shows a survey line of this study. Thin dotted lines show survey lines of previous studies. Thick dotted curve corresponds to the Asahiya Flexure (Ishii et al., 1982), and thick dotted line corresponds to the Ishinomakiwan Fault (Nakamura et al., 1990).



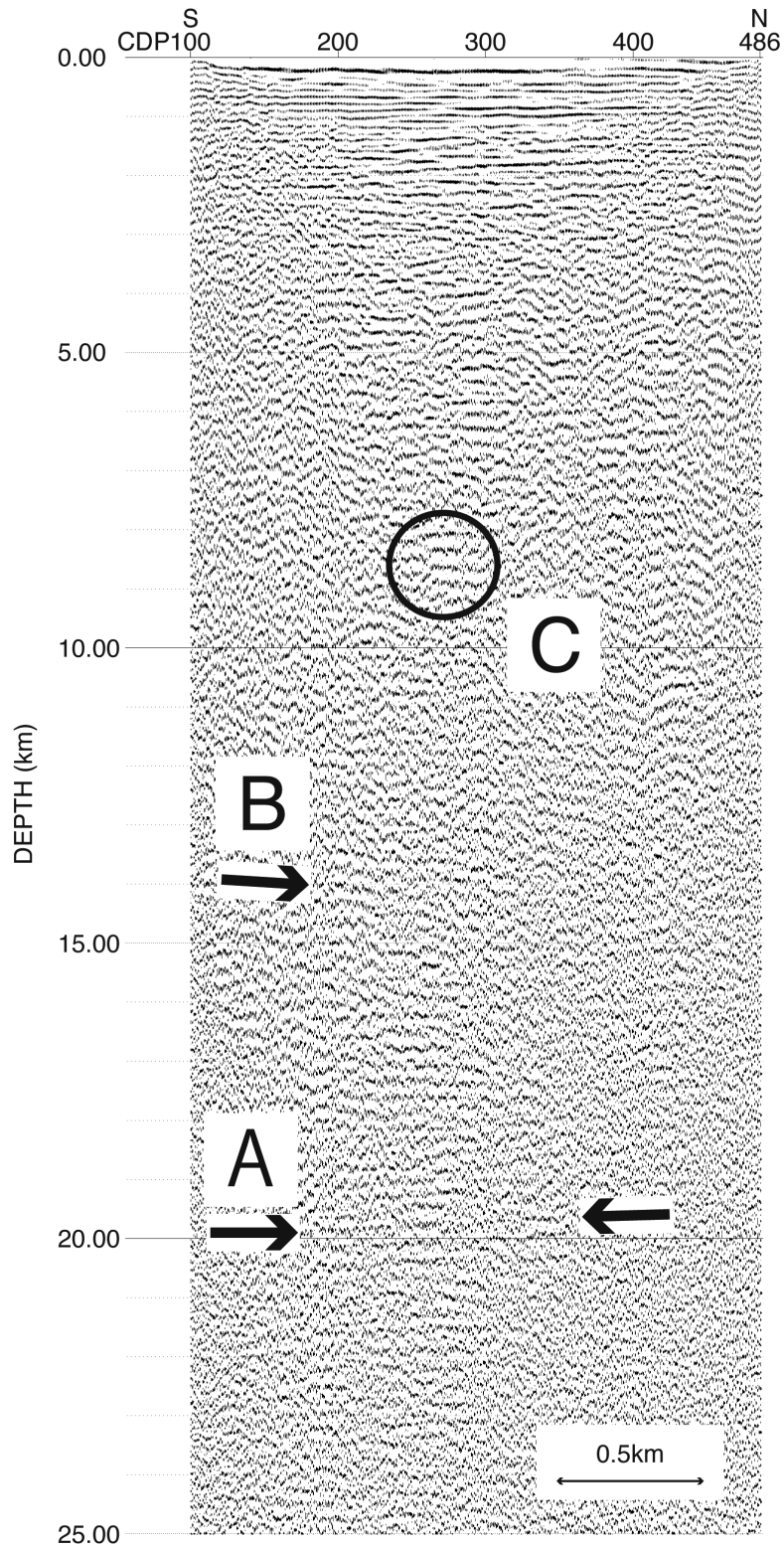
第 2 図 本研究の調査による時間断面。左側が南、右側が北に対応する。CDP (Common Depth Point・共通反射点) は 5m 間隔であり、従って、CDP の 100 点は 0.5km である。A と B で示された矢印は顕著なイベントを示す。

Fig. 2 Time profile of the survey of this study. The left side corresponds to South and the right side corresponds to North. An interval of CDP (Common Depth Point) is 5 meters, therefore 100 CDP is 0.5 km. Arrows with the letters A and B show remarkable events.



第3図 本研究の調査による深度断面. 水平方向のスケールは第2図と同一である. 鉛直方向と水平方向の比は1対5である. 矢印は第2図と同様である.

Fig. 3 Depth profile of the survey of this study. The horizontal scale is the same as the Fig. 2. The ratio between the vertical and the horizontal scale is 1 to 5. Arrows are also the same as the Fig. 2.



第 4 図 伊藤・ほか (2009) の調査による深度断面。鉛直・水平方向のスケールは第 3 図と同一である。A と B で示された矢印は比較的顕著なイベントを示す。C で示された円は顕著なイベントを示す。

Fig. 4 Depth profile of the survey by Ito et al. (2009). Both the horizontal and vertical scales are the same as the Fig. 3. Arrows with the letters A and B show relatively remarkable events. A circle with letter C shows a remarkable event.