

3.3.11.3 活断層および周辺地殻の三次元速度・減衰構造モデルの研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層および周辺地殻の三次元速度・減衰・密度構造モデルの研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助教授	伊藤 潔	ito@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	大見士朗	ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教授	赤松純平	akamatsu@drs.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	中村佳重郎	nakamura@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	尾上謙介	onoue@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
産業技術総合研究所	主任 研究員	駒澤正夫	komazawa-m@aist.go.jp
岡山理科大学	教授	西村敬一	nisimura@big.ous.ac.jp

(c) 業務の目的

近畿地方の活断層系について、断層の深部形状の把握および活断層とその周辺地域の地殻速度構造モデルの推定を過去の制御震源データを用いて調査・検討する。また、既存の地震観測網データベースを用いて活断層およびその周辺地殻の三次元速度構造モデルを推定する。さらに、既存の重力データベースに新たな重力観測データを加えて近畿圏の活断層を含む構造盆地の三次元基盤構造のモデリングを行う。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 1) 平成14年度： 既存の制御震源実験データ・地震観測網データ・重力データの収集・コンパイル、データ解析手法の検討を行った。
- 2) 平成15年度： 制御震源実験データの走時解析、地震観測網データによる三次元速度構造の解析、および重力データの解析を行った。
- 3) 平成16年度： 制御震源実験データの走時および波形(後続波群)の解析、自然地震の走時データを用いた三次元速度構造トモグラフィー解析、および重力データ解析の基礎となる基盤岩の密度測定を行う。
- 4) 平成17年度： 地殻構造と地震発生特性の検討、地殻内および活断層近傍の詳細な三次元速度構造モデルの作成、および活断層近傍と広域における三次元密度構造モデルの作成を行う。
- 5) 平成18年度： 近畿全体の地殻構造の特性、地殻内および活断層近傍の詳細な三次元速度構造、および近畿圏構造盆地の基盤構造と三次元密度構造に関する取りまとめを行う。

(e) 平成16年度業務目的

制御震源データについて走時データおよび後続波形の系統的な解析を行い、地殻深部までの速度構造の特徴を抽出する。地震観測網で蓄積された自然地震の走時データについて三次元速度構造のトモグラフィー解析を行う。重力データの解析に必要な基盤岩の密度を推定する。

(2) 平成16年度の成果

(2-1) 制御震源データを用いた地殻構造

伊藤 潔 (京都大学防災研究所)

ito@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

近畿および中部地方においては1960年代から人工地震による構造調査が実施されてきた。これらの実験はそれぞれの時代における器材、予算等の制約によって発展的に実施されてきている。平成15年度は、上記の実験のうち今でも有効な結果の一つである走時データを調べ、どの程度の深さまで速度構造が求められるかを調べた。これらの実験は必ずしも断層の調査を目的としたものではなかった。しかし、これらのデータを断層との関係などに注目して見直すことは、今後の調査にも有効である。近畿地方北部は活断層が密集している地域である。しかも、中央構造線および有馬高槻構造線のように東西方向に走向を持つ活断層や、上町断層および花折断層のように南北方向の走向を持つ活断層が混在し

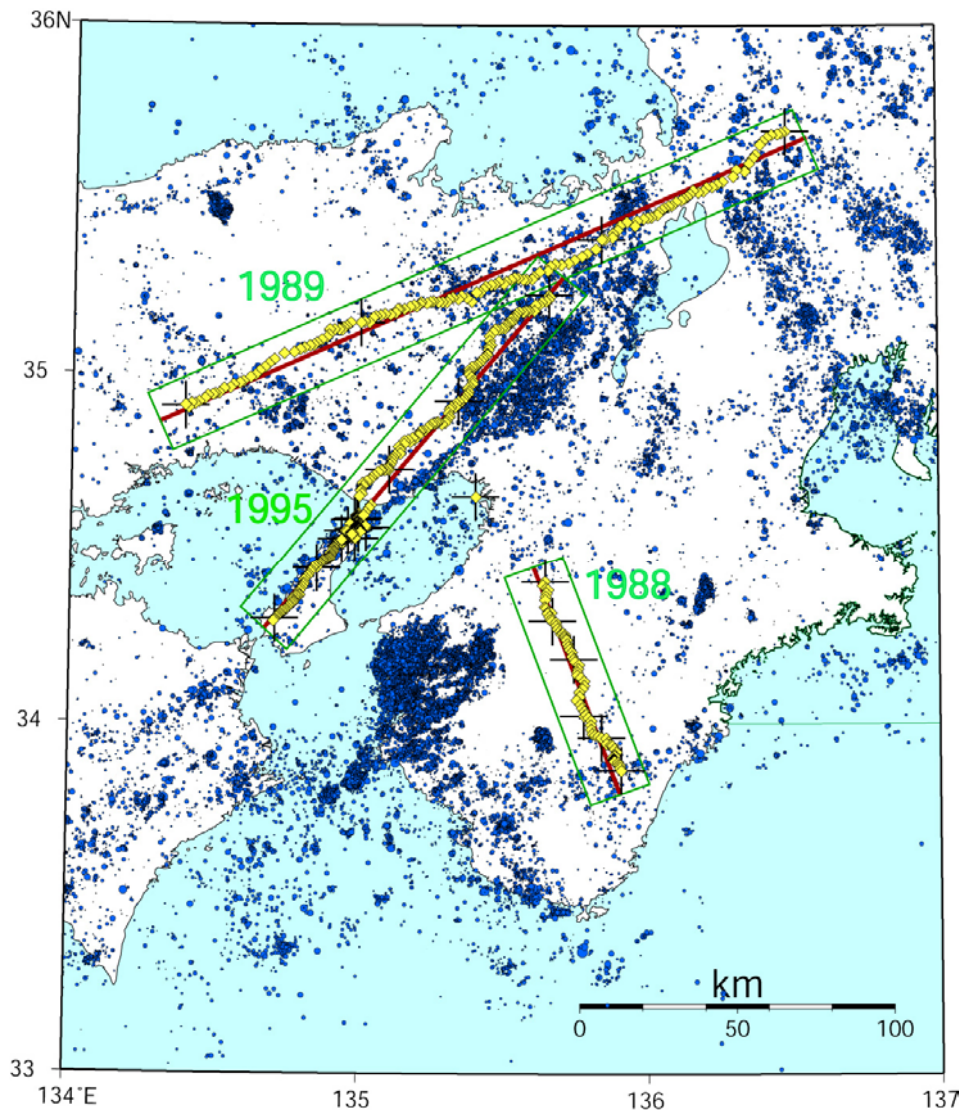


図 1a 近畿地方の人工地震の発破点 (+)、と観測点(O)および震央分布. 実施年を同時に示す。また、測線を囲む四角はその範囲の地震の深さ分布の範囲を示す。

ている。したがって、近畿北部における人工地震の測線は必ずと言っていいほど断層を横断している。しかし、これまで、特に断層と関連する速度構造が得られているわけではない。

本研究は、これらの断層について、断層の深部形状の把握と個々の断層の深部における、相互の関連を過去の人工地震データを用いて調査・検討することである。実際には断層付近の地震活動など、他のデータも考慮しながら、内陸大地震の震源断層としての形状を調査する。したがって、平成 16 年度は、それらの結果のうち、比較的距離の長い測線のデータとその解析結果を用いて、地震発生の下限である 20km 程度の深さまでの速度構造と地震活動との関連を調査した。これらの測線では初動の走時では必ずしも深部の構造が得られているわけではないが、反射波等を用いて、深部の構造が推定されている。地震発生層と地下の速度構造、反射面などの関連は明かではないが、地震発生層の下部に反射面が

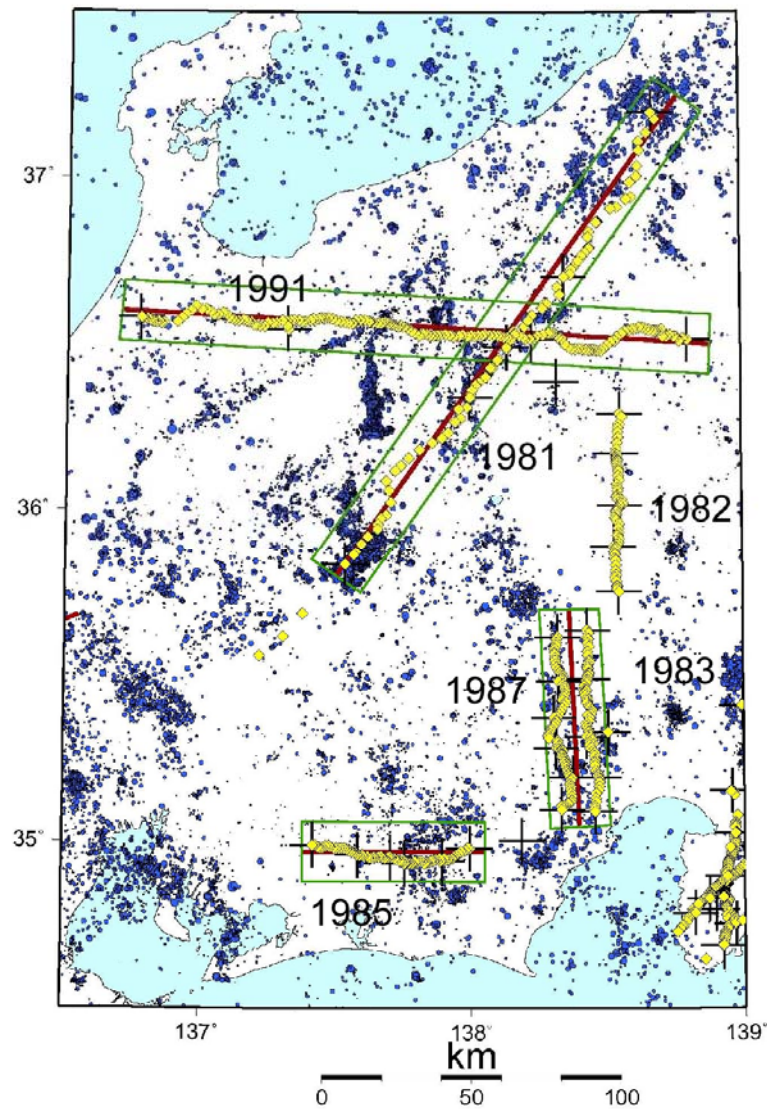


図 1b 中部地方における人工地震の発破点 (+)、と観測点(O)および震央分布。実施年を同時に示す。また、測線を囲む四角はその範囲の地震の深さ分布の範囲を示す。

検出されることから、これらの関連、さらに活断層深部の構造との関連が重要であると思われる。

(b) 業務の実施方法

1970年代の終わりから、地震予知計画のもとで、人工地震による地下構造調査が実施されてきた。これらは70-200kmの測線上に、その時代時代に可能なだけ多数の観測点を設置し、爆破による振動を観測することによって調査が実施されている。データは主に屈折法を用いて解析されている。すなわち、速度構造を与えて、計算走時と観測走時の残差が小さくなるように、構造を変化させる方法で速度構造が求められている。これらの調査測線のうち、150km以上の長距離のものを用いて、その波形のNMO補正を実施し、主な反射面の深さを推定した。また、屈折法の解析によって得られている速度構造を地震分布と比較し、速度構造、反射面との関連を議論する。1979年以降、観測点がより稠密な配置になったが、多くの測線は70km程度で、屈折波による解析では深さ5-7km程度しか求められていない。しかし、密な観測点配置によって、それまでおぼろげに認識されて

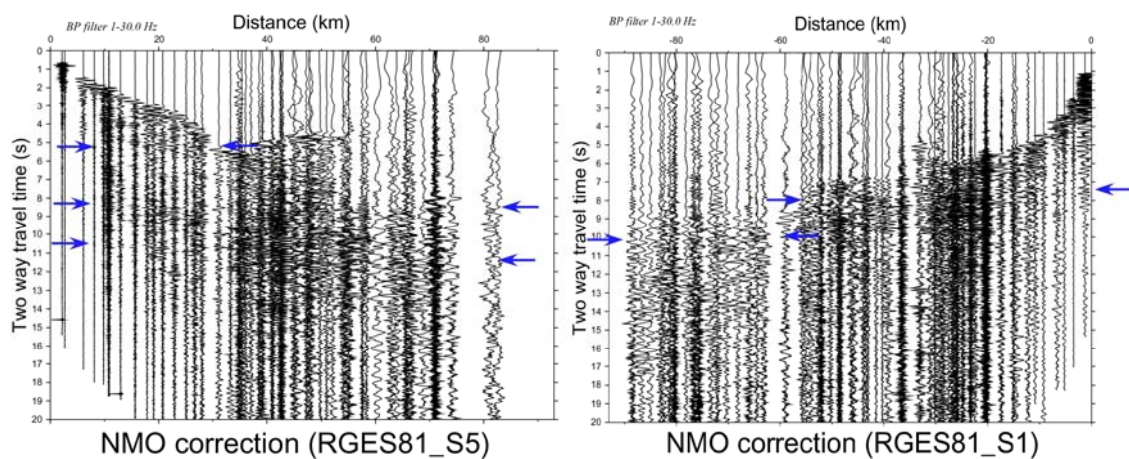


図 2a 1981年の発破、S5とS1のNMO記録、矢印は反射面

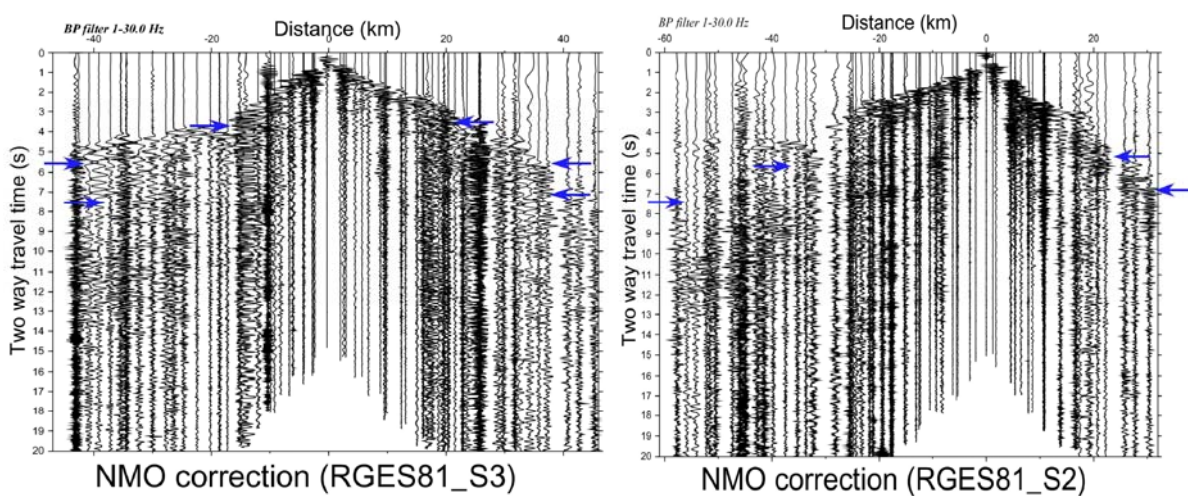


図 2b 1981年の発破、S3とS2のNMO記録、矢印は反射面

いた広角反射波など遅達波(later phase)の存在と性質が確認できた。これらの結果は屈折波と反射波の統合的な解析の道を開いた。このような屈折波と反射波の統合的な解析は、欧米では 1970 年代の初頭から実施されていたが、日本では大規模な反射法の探査が実施されず、このような調査が 10-15 年遅れた感がある。

本報告では近畿地方および中部地方の一部も含めてこれまでに得られた人工地震実験による波形と走時の特徴を調査する（伊藤，2003）。用いた人工地震のデータは、年代順にあげると、1981 年川西－王滝測線（爆破地震動研究グループ，1985）、1991 年吾妻－金沢測線（爆破地震動研究グループ，1995）、1989 年藤橋－上郡測線（爆破地震動研究グループ，1995）、1995 年京北－西淡測線（爆破地震動研究グループ，1997）である。これらの測線に関する文献は吉井(1994)にまとめられている。

また、用いた地震分布は気象庁による一元化震源および京都大学の震源ファイルである。気象庁の震源は 1997 年 10 月から 2004 年 3 月までのもの、京大の震源は 1976 年-1994 年のものである。測線に沿う幅 20km の範囲の震源を速度構造断面と比較した。

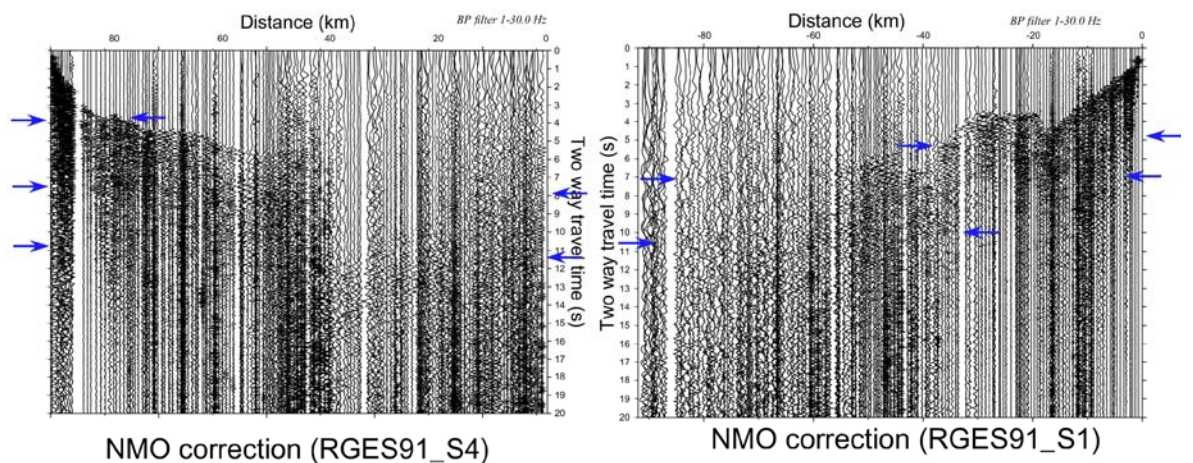


図 3a 1991 年の発破、S4 と S1 の NMO 記録、矢印は反射面

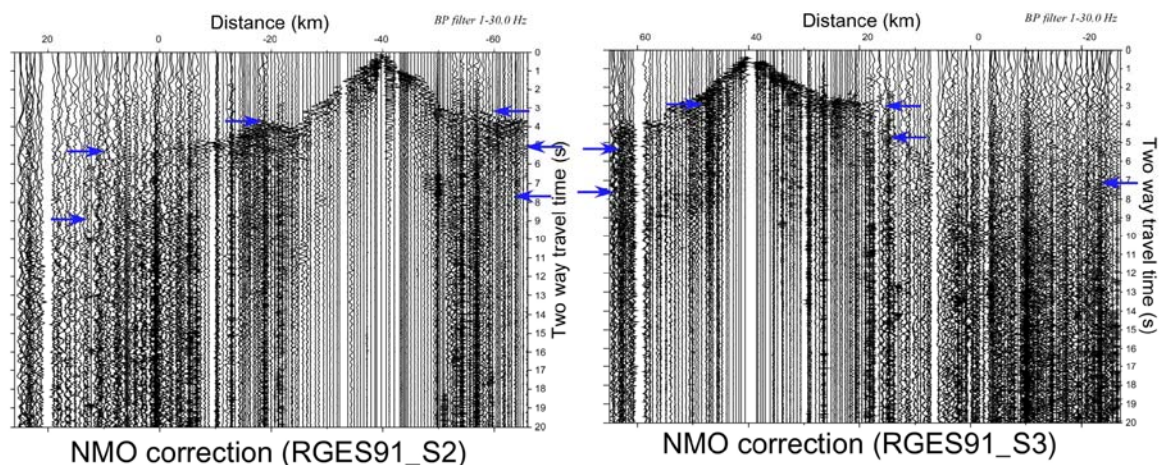


図 3b 1991 年の発破、S2 と S3 の NMO 記録、矢印は反射面

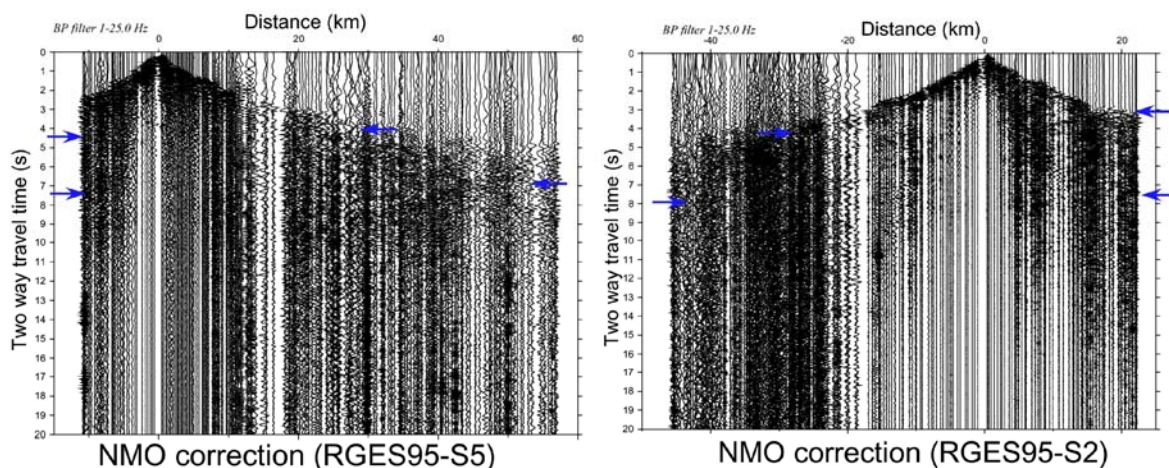


図 4a 1995 年の発破、S5 と S2 の NMO 記録、矢印は反射面

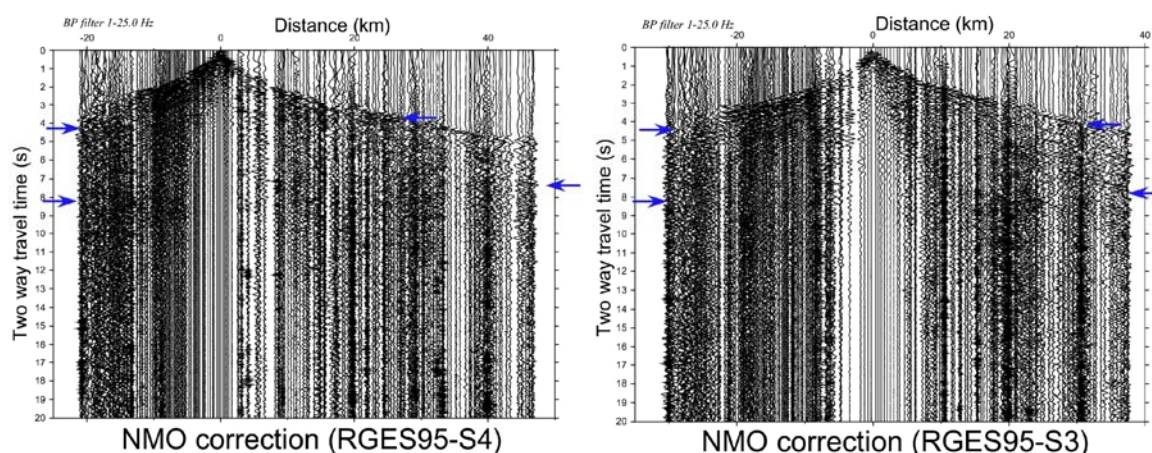


図 4b 1995 年の発破、S4 と S3 の NMO 記録、矢印は反射面

(c) 業務の成果

図 1 a.b に、今回の解析に用いた近畿地方および中部地方における人工地震による大規模地殻の速度構造調査の爆破点と観測点および震央分布を示す。図 1 a は近畿地方のもので、長い測線は 1989 年と 1995 年の実験である。前者はいわゆる島孤の陸的な構造をよく表している。1988 年の調査（爆破地震動研究グループ，1992；吉井・他（1990））は短いながらも、強い反射波が観測され、フィリピン海プレートの構造が人工地震によって明らかにされる端緒を開いた。今回は、長い測線の結果のみを参照することにした。

図 1b は中部地方における同様な図である。今回は内陸における、長い測線の 1981 年および 1991 年の結果を主に解析した。実施された年代が異なるので、測線上の観測密度が異なるが、深い部分からの反射面の特徴は、1981 年の結果にもよく表れている。

図 2a、2b には 1981 年の調査による波形を NMO 補正したものを示す。距離は震源距離の半分を用いている。1981 年当時、この調査は屈折法として実施されたが、NMO 処理することによって、反射波だと思われる波群を抽出することができる。これらは単に NMO 補正をただで、静補正、利得補正などはされていない。それにもかかわらず、往復走

時 7-8 秒には全体的に顕著な波群がみられる。また、5 秒付近にも別の波群がみられる。さらに、14-15 秒まで振幅の大きな波群が卓越し、下部地殻が ‘reflective’ であることがわかる。また、これらの震源距離は 180km に達するが、これらの反射波は 24-160km の広い震源距離範囲でみられ、近距離における垂直反射よりも広角反射によってより顕著に観測されることがわかる。

図 3a、3b は 1991 年の調査によって得られた波形である。これらの測線は 180km あり、図 3a の S2 と S3 は往復走時 7-8 秒に図 2 と同様な反射波がみられる。同様な波群は図 3b の S1 と S4 にも見られる。さらに、これらの図には 10-13 秒にも別の波群が見られる。また、顕著地震ではないが、4-5 秒にも反射波と思われる波群があり、これも反射波だと思われる。

図 4a、4b は 1995 年兵庫県南部地震の後で実施された近畿北部から、淡路島に至る測線のデータである。これらの波形にも 4-5 秒および 8-9 秒に反射波と思われる波群が見られる。また、これらの波群は 12 秒程度までは大きな振幅で継続し、下部地殻が reflective であることを示している。これらの反射波群は地域的に振幅が変化し、近畿北部で淡路島より振幅が大きい。図 5a は 1981 年の測線に沿う速度構造 (Ikami, et al.,1986) に図

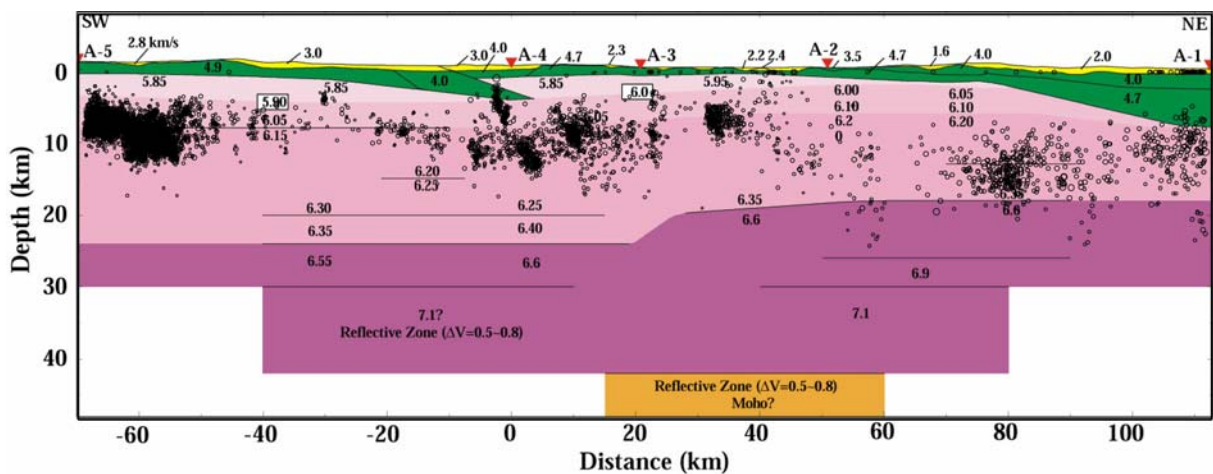


図 5a 1981 年の測線に沿う速度構造断面に震源を重ねたもの

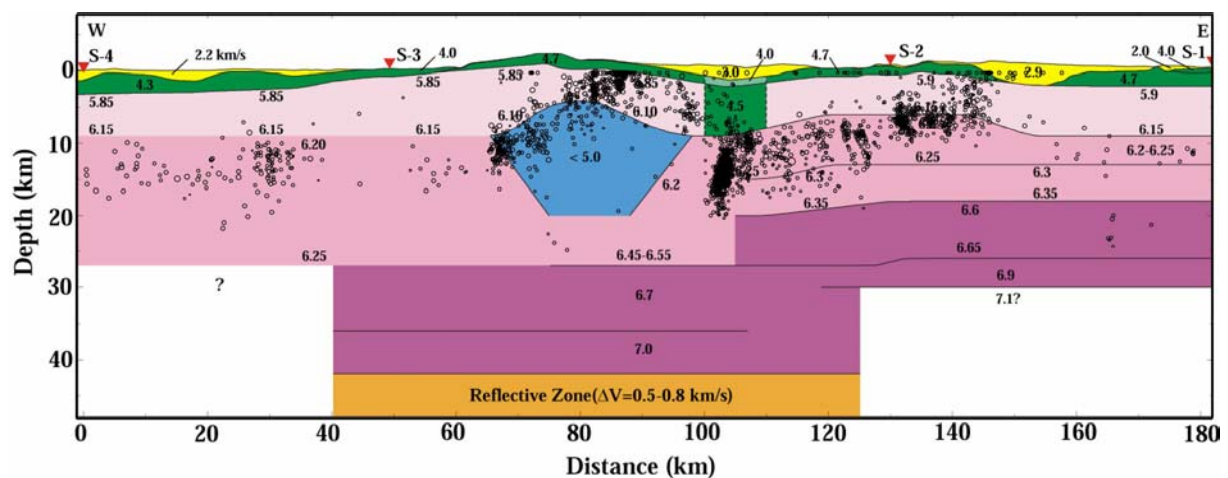


図 5b 1991 年の測線に沿う速度構造断面に震源を重ねたもの

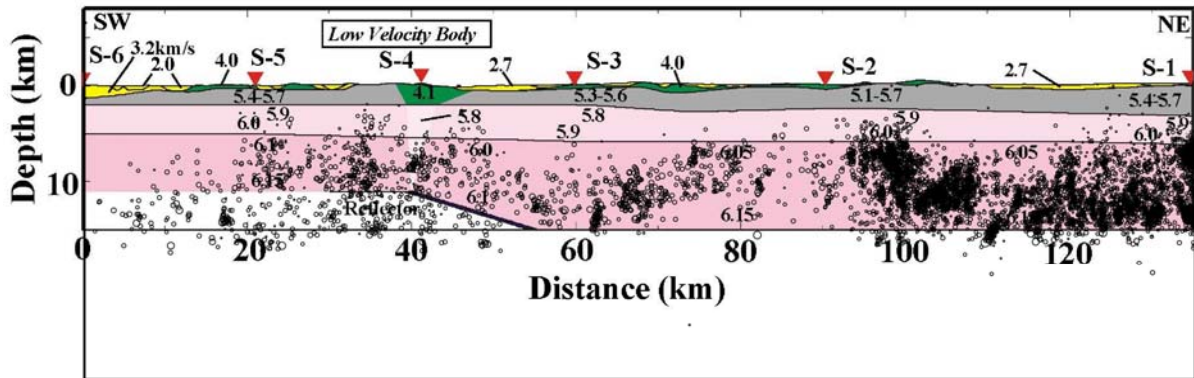


図 5c 1995 年の測線に沿う速度構造断面に震源を重ねたもの

1b に示す範囲の地震分布を加えたものである。7-8 秒の反射面は 20-25km の深さに対応し、図では 6.6km/s 層の上面であろう。この面と地震発生層の下限との関係はこれだけではよくわからない。この構造の中央付近(A-2、A-3)で地震発生層の下限が浅くなっている。また、A-3 付近で反射面の上限の深さが A-3 付近で変化している。

図 5b には 1991 年の測線に沿う速度構造（酒井・他、1992、1993、1996、Takeda et al.,2004）に図 1b に示す範囲の地震分布を加えたものである。この測線は、飛騨山脈を東西に横断しており、飛騨山脈、立山火山で強烈な波道の減衰域があることを明らかにした。図 5b にはその減衰域が示されており、この付近では地震の震源が非常に浅くなっていることがわかる。これは飛騨山脈の立山火山付近の温度構造を反映しているものである。この構造では反射面は、西側では深さ 25-27km 付近、東側では 20km 程度に反射層の上面がある。これは図 b3 の S1、S4 にも見られる。

図 5c は 1995 年に実施された近畿南西部から淡路島に至る調査の結果である（爆破地震動研究グループ,1997）。この構造では深部が解析されていない。しかし、図 4a、4b によると同様な反射面が見られるので、同様な構造が求められる可能性が高い。また、1989 年の爆破（爆破地震動研究グループ,1997；酒井・他、1994）については平成 14 年度の報告書で述べたように、同様な構造がえられている。

(d) 結論ならびに今後の課題

上記のことから、図 6 のような模式的な構造を推定した。この結果によると、地殻は表層の下に 6.0-6.3km/s の上部地殻が 20-25km の深さまで存在し、その下に下部地殻がある。下部地殻の上面は顕著な反射面だと思われる。下部地殻の速度は正確には決まっていが、速度は 6.4-7.0km/s、モホの深さはよくわからないが 32-40km だと思われる。Pn は 7.5-8.0km/s だと思われるが、十分は走時によって決定されたものではない。また、モホ面の反射は、明瞭には見られない。しかし、やや遠い地震などでは、Pn は明瞭に観測できるので、モホ面が存在することは確かである。これらのことから、モホ面の屈折波と反射波の解析は、モホ面の性質の解明のために今後の課題として重要であると思われる。

地震は主に上部地殻の浅い方に発生し、地震発生層の下限から下部地殻の上面までは地震が発生しない層がある。この部分は中部地殻として別に区分する。中部地殻の地震発生部分とその下の部分で速度が異なるかは分解能がない。あるいは水平方向に変化があるの

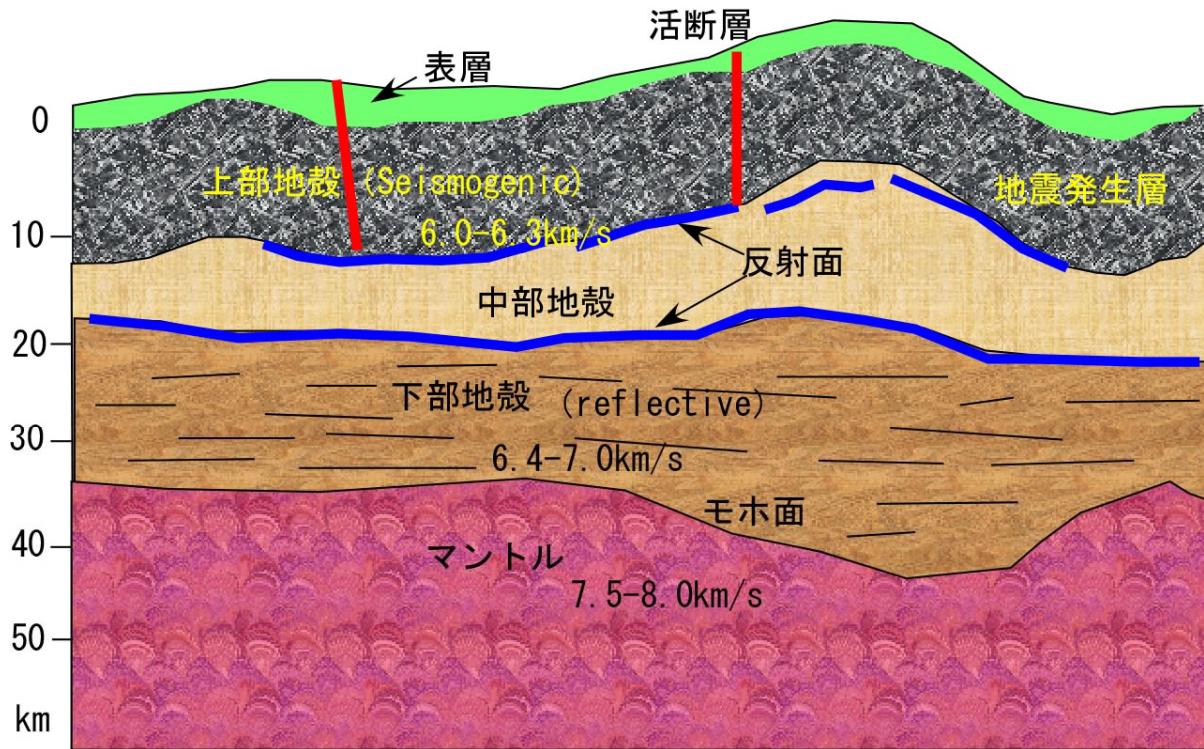


図6 地震発生と地殻構造の模式図

かもしれない。

地震発生の立場から考えると、上部マントルを伝播するプレートの応力は、上部地殻の破壊をもたらすと思われるが、その際、下部地殻、中部地殻などの変形が、上部地殻の破壊過程に大きな役割を果たすと考えられる。したがって、これらの性質と変形過程の解明が、地震発生核形成の研究に不可欠だと思われる。

(e) 引用文献

- 1) 伊藤 潔：人工地震による中部地方の地震波速度構造, 月刊地球, 25, pp.945-952, 2003.
- 2) Ikami, A., Yoshii, T., Kumota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matu'ura R.S., and Wada, K.: A seismic refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, J. Phys. Earth, 34, pp.457-474, 1986.
- 3) 爆破地震動研究グループ：長野県および周辺地域における爆破地震動の観測, 地震研究所彙報, 60, pp.615-637, 1985.
- 4) 爆破地震動研究グループ：紀伊半島における爆破地震動の観測（河内長野一紀和測線）, 地震研究所彙報, 67, pp.37-56, 1992.
- 5) 爆破地震動研究グループ：中部日本地域における爆破地震動の観測（吾妻一金沢測線）, 地震研究所彙報, 69, pp.139-158, 1994.
- 6) 爆破地震動研究グループ：1995、中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査（藤橋一上郡測線）, 地震研究所彙報, 70, pp.9-31, 1995.

- 7) 爆破地震動研究グループ：1995年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震探査（京北－西淡測線），地震研究所彙報，72，pp.69-117，1997.
- 8) 酒井慎一，岩崎貴哉，飯高隆，吉井敏尅，山崎文人，桑山辰夫：人工地震による中部日本地域の地殻構造～吾妻－金沢測線～，地震学会講演予稿集，N0.2，12，1992.
- 9) 酒井慎一，岩崎貴哉，飯高隆，吉井敏尅，山崎文人，桑山辰夫：人工地震による中部日本地域の地殻構造 吾妻－金沢測線 その2，地球惑星関連学会1993年合同大会予稿集，175，1993.
- 10) 酒井慎一，吉井敏尅，森谷武男，小泉岳司，山崎文人，佐々木嘉三，伊藤 潔，松村一男，田崎幸司：人工地震による近畿地方の地殻構造 藤橋－上郡測線，地震学会講演予稿集，No.2，371，1994.
- 11) 酒井慎一，岩崎貴哉，飯高隆，吉井敏尅，山崎文人，桑山辰夫：爆破地震動による中部日本地域の地殻構造，月刊地球，18，pp.104-109，1996.
- 12) Takeda, T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuda, N., Sakai, S., Iidaka, T., Kato, A.: Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, pp.1293-1299, 2004.
- 13) 吉井敏尅：人工地震による日本列島の地殻構造，地震2，46，pp.479-491，1994.
- 13) 吉井敏尅，中村正夫，伊藤潔，山本正人：爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造（河内長野・紀和測線），地震学会講演予稿集，No.2，89，1990.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
伊藤 潔 和田博夫 大見士朗 ENESUCU, Bogdan	飛騨山脈の地震活動と地震発生層	地球惑星科学関連学会	2004.05
ITO, K. UENO, T. ENESCU, B. HIROSE, I.	Crustal structure and its relation to seismicity in Southwest Japan	11th International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margin Seismic(in Canada)	2004.09
UENO, T. SHIBUTANI, T. DOI, I. ITO, K.	Lower crust and upper mantle structure in the region of the 2000 Western Tottori, Japan Earthquake estimated from receiver function analyses	AGU Fall meeting	2004.12

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
なし