

活断層での観測・実験・研究とともに —野島断層・山崎断層・跡津川断層—

Observations, Experiments and Studies on Several Active Faults — Nojima, Yamasaki and Atotsugawa Faults —

西上 欽也

Kin'ya NISHIGAMI

Synopsis

This paper summarizes the studies on three active faults, which the author has carried out through extensive observations and experiments. First, the Nojima fault is one part of the earthquake source fault of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake (M 7.3), and its healing process after the earthquake was studied by repeated water-injection experiments using three boreholes drilled through or close to the fault. We observed fault-zone trapped waves for injection-induced and background ultra-microearthquakes, and estimated deep structure of the Nojima fault. The second is the observation and analysis of typical fault-zone trapped waves in the subsurface survey tunnel excavated through the Mozumi-Sukenobe fault, one part of the Atotsugawa fault zone. The third is the Yamasaki fault zone. We estimated 3-D image of scattering strength around the fault by analyzing coda waves observed by dense temporary and routine seismic stations. We also studied generating properties of micro to small-scale earthquakes in heterogeneous source area.

キーワード: 活断層, 注水実験, 回復過程, 断層トラップ波, 散乱波, 不均質構造

Keywords: active fault, water-injection experiment, healing process, fault-zone trapped waves, scattered waves, heterogeneous structure

1. はじめに

本稿著者は、これまで行ってきた幾つかの活断層地域での研究について、2022年2月22日開催の令和3年度京都大学防災研究所研究発表講演会にて特別講演「活断層での観測・実験・研究とともに—野島断層・山崎断層・跡津川断層—」と題して講演を行った。本稿はその講演内容をベースとして、多少の補足等も加えて簡潔に取りまとめたものである。

野島断層については、1995年兵庫県南部地震の後、長く、深く（約2 kmの深さまで掘削）研究対象としてきたが、ここでは地震発生直後の断層の強度回復過程、断層破碎帯の深部構造、注水に伴う誘発地震発生などの研究について紹介する。跡津川断層帯に

ついては、地表での種々の地震観測等も行ったが、ここでは、世界にも類を見ない、断層を貫いて掘削された調査坑道での地震観測について紹介する。山崎断層帯は1980年代に著者が研究を開始して以降、最も長く研究対象としてきたが、地震波形を用いて断層帯の深部構造をさぐる研究と、微小地震・小地震の発生過程の研究について紹介する。

2. 野島断層

淡路島北部に位置する野島断層は1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震（M 7.3）の震源断層の一部であり、地震発生直後の野島断層を調査するために3本のボアホール（深さ約1800 m, 800 m, 500 m）

が掘削された。孔内での地震、地殻変動、地下水、温度分布、電磁気特性等の多項目の連続観測や注水実験等を通じた地球物理学的研究、およびコア試料解析等の物質科学的研究が多くの研究者により総合的に進められた。このプロジェクトは「野島断層解剖計画」と呼ばれ(安藤・他, 1998), 京都大学防災研究所を中心に全国の大学, 研究機関の共同研究として2019年3月まで実施された。本稿では, 注水実験による断層破碎帯の透水性構造とその経年変化(野島断層の回復過程)の研究, 注水に伴う誘発地震の発生に関する研究, および断層トラップ波の観測による破碎帯構造の研究を中心に述べる。

2.1 繰り返し注水実験および断層回復過程の検出

野島断層の540 m深度への注水実験は, 兵庫県南部地震により破壊を生じた野島断層の回復過程を透水係数の時間変化を通して調べるため, 1997年から2009年にかけて, おおむね3年間隔で6回実施された(西上・野島断層注水実験グループ, 2014)。

注水は震源断層に達する1800 m孔の孔口から行われた(Photo 1)。1800 m孔は全長にわたりケーシングされ(ケーシングと裸孔の間はセメント充填),



Photo 1 Water-injection experiment in 2000 at the borehole observation site of the Nojima fault

孔底付近のみにジェット・パフォーレーション(水を流入出させる穿孔)が施されているため, 当初は震源断層の破碎帯部分に注水できるものと期待された(島崎・他, 1998)。しかし, 光ファイバによる孔内温度測定の結果からは, 注入水は孔底までは達しておらず, 深さ540 m付近(ケーシングの接続部あり)から孔外に流出(漏水)していることが推定された(Yamano and Goto, 2005)。注水に伴う孔内温度分布の変化パターン(漏水)は各回の注水実験において再現性がよく, 6回の注水実験は全て, 1800 m孔の540 m深度からの注水と考える解析が行われた。

各注水実験では, 孔口での注水圧力を一定(2.8~4.6 MPa)に保つように流量(8~26 l/min)が制御され, 約1週間連続して注水が行われた。1800 m孔底には地震計が設置されているため, その耐圧・防水性を考慮して注水圧力とその変化量の上限が設定された。そのため, 各実験での総注水量はあまり多くなく, 23~529 kl程度であった。

注水に伴う各観測項目のレスポンスを孔内および地表で測定することにより注入水の挙動や破碎帯の透水性が推定された。注水地点(1800 m孔の540 m深度)から南に約50 m離れた800 m孔の孔底において, 地下水位(あるいは湧水量)および岩盤歪みの変動が注水開始直後から観測された。どちらも時定数が数日の変動であり, 注入水(間隙水圧)の拡散過程モデリングにより観測された変動を比較的良好に説明することができた。また, 1997年から2003-2004年頃にかけて, 破碎帯近傍での透水係数が約60%低下したことが推定された(Kitagawa et al., 2007; Mukai and Fujimori, 2007)。これは, P波速度に換算すると約4.5%の増加であり, 野島断層の強度回復過程が地震発生直後(1997年~2003-2004年頃)に急速に進行したことを示唆する。注水に伴う自然電位の変動も地表において観測され, 界面動電現象によるモデリングにより, 注水孔(ケーシング)周辺での透水係数の低下が推定された(Murakami et al., 2007)。

注水孔である1800 m孔と観測孔である800 m孔は, いずれも, 野島断層の上盤側(東側)に存在する分岐断層(花崗岩と大阪層群の地質境界)の上盤側(東側)からほぼ鉛直下方に掘削されている。1800 m孔の540 m深度は, ちょうど分岐断層付近に位置するため, この分岐断層の破碎帯付近における透水係数とその経年変化が測定されたものと考えられる(西上・野島断層注水実験グループ, 2014)。800 m孔での地下水および歪みの変動から推定された透水係数(モデルにも依るが概ね 10^{-6} m/sのオーダー)は, 破碎された花崗岩の透水係数と同程度である。また, 分岐断層の地表露頭周辺で試料採取して測定された透水係数の結果(溝口・他, 2000)とも整合すると思われる。

540 m深度での漏水を回避して, 1800 m孔の孔底から震源断層の破碎帯に注水することは, 注水実験の本来の目的であり, また震源断層の透水性構造を調べるうえでも長年の懸案となっていた。これは, 幸いにも2013年と2018年の2回実施する機会を得た(西上・野島断層注水実験グループ, 2014)。1800 m孔の内部には地震計ケーブルと光ファイバが敷設されているので, これらを内包するように鋼管を孔口から挿入し, その先端部に取り付けたパッカー(ゴム製)を, 1800 m孔内部の漏水カ所より深い位置に設

置した。光ファイバについては残念ながらこの作業中に損傷したが、2013年実験では漏水カ所より深部に注水を行うことに成功した (Photo 2)。しかしな

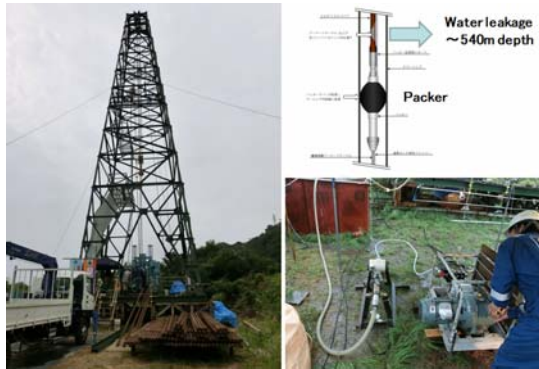


Photo 2 Water injection to 1800 m depth in the 2013 experiment

がら、現地実験、特に孔内計測の難しさもあり、地下水や歪みの良好な測定データを得て震源断層の透水性を測定するには至らなかった。

野島断層解剖計画では上盤側 (分岐断層の東側) の地表岩盤上に、精密制御された人工振動発生装置 (アクロス) を設置しており、1999年以降、おおむね1~2年間隔で連続運転 (約1~2ヶ月間) が実施された。震源装置と800 m孔底地震計の間の地震波伝播速度の測定によると、1999年~2018年にかけて、P波で約1.5%、S波で約0.4%速くなったことが検出された (生田・他, 2019)。これも野島断層近傍岩盤における長期的な強度回復過程を示すものと考えられる。

2.2 注水に伴う誘発地震の発生

上述の注水実験では、注水開始数日後から注水孔近傍の深さ約2~4 kmで極微小地震 (M -2~1程度) の活発化が認められた (西上・野島断層注水実験グループ, 2014)。野島断層近傍では1995年兵庫県南部地震の長期的な余震活動、あるいは定常的な地震活動が消長を繰り返しているために、極微小地震の活動変化から誘発地震発生を識別することは必ずしも容易ではない。しかしながら、震源域に近い800 m孔あるいは1800 m孔で観測された地震波形の相関解析からは、注水開始直後から新たに活動を開始する複数のクラスター活動を抽出することができ、これらは注水に伴う誘発的な活動と考えることができる (Nishigami et al., 2008)。

各注水実験において、注水開始から誘発地震と考えられる活動の始まりまでの日数は、1997年: 3~5日、2000年: 4~6日、2004年: 7~12日、2006年: 約15日であった (西上・野島断層注水実験グループ,

2014)。800 m孔での地下水変動から推定された透水係数とほぼ同じ値 ($2\sim 3 \times 10^{-6}$ m/s) を用いて、誘発されたと考えられる地震活動の震源域 (注水地点から水平2 km、深さ2 kmの距離) における間隙水圧の変動を二次元拡散モデルで計算すると、間隙水圧の増加は注水開始約3~6日後にピークを持つ (西上・他, 2002a)。これは、上記の誘発地震と考えられる活動の開始日数とおおむね合う。また、この活動開始までの日数が1997年から2006年にかけて次第に長くなることは、注水地点から地震発生域までの透水係数が経年的に低下したことを示し、野島断層 (震源断層) の回復過程を示唆すると考えられる。

2.3 断層トラップ波による断層深部構造の推定

断層破碎帯は通常、周辺岩盤より低速度であるため、破碎帯内部で多重反射を繰り返して遠方まで効率的に伝播する地震波が存在する。これは断層トラップ波あるいはガイド波と呼ばれ、1992年Landers地震 (M 7.5, 米国カリフォルニア州) の余震について明瞭に観測されるとともに断層構造の推定に有効であることが示された (例えば, Li et al., 1994)。野島断層解剖計画でも、震源断層の破碎帯に達するまで掘削された1800 m孔において、このような波動を観測し、野島断層の深部構造を推定することを目的の一つとして、孔底とその上部2カ所に地震計が設置された (Nishigami et al., 2001)。野島断層の近傍で発生する定常的な地震活動と上述のような注水実験 (2000年) に伴う誘発地震活動、合わせて462個の地震 (1999年1月~2000年5月) に対して精力的な解析が行われ、8例の明瞭な断層トラップ波が検出された (Mizuno and Nishigami, 2006)。観測された断層トラップ波の分散性および波形モデリング等の解析により、破碎帯の幅: 150~290 m、S波速度: 2.6~3.0 km/s (破碎帯外のS波速度は3.4 km/sと仮定)、減衰パラメータQ値: 40~60など、野島断層 (震源断層) の詳細な破碎帯構造が推定された。

ここまで述べた大学グループによる野島断層の掘削は、野島断層の南西端付近 (富島) に位置する。一方、野島断層中央部 (平林) でも産業技術総合研究所による断層掘削 (深さ750 m) が行われ、破碎帯付近に設置された地震計で断層トラップ波が観測された (伊藤・桑原, 1998)。これら2カ所で共通に観測された断層トラップ波の解析も行われ、野島断層の中央部 (幅: 120 m) から南西端付近 (幅: 200~360 m) にかけて、破碎帯幅が広がる断層構造モデルが示された (Mizuno et al., 2008)。

その他、野島断層では、1995年兵庫県南部地震の

直後にも、地表地震断層（平林）を横切る地震計アレイが設置され、断層から離れるにしたがって明瞭に震幅が小さくなる断層トラップ波が観測された（Nishigami et al., 2001）．波形モデリングにより推定された破砕帯構造は、幅：20 m、S波速度：1.0 km/s、減衰パラメータQ値：20であった（破砕帯の外側のS波速度：2.5 km/s、Q値：100と仮定）．上で述べたポアホール観測の結果と比べて破砕帯の幅が小さくまた低速度であるため、断層破砕帯の地表付近での一部をとらえた可能性もある．

3. 跡津川断層帯

跡津川断層帯の一つである茂住・祐延断層については、断層を横切る地下観測坑での地震アレイ観測について紹介する．この研究は、1995年兵庫県南部地震を契機とする地震観測研究体制の見直しの中で1996年から開始されたプロジェクトで、陸域地下における地殻の動きと地震発生機構の解明をめざす「陸域地下構造フロンティア研究」（3つのプロジェクトで構成）の一つ「活断層帯での地殻活動研究」プロジェクト（安藤，1998）の一環として実施された．

このプロジェクトの対象としては、地震活動の特性が長年にわたり詳細に調べられ、またクリープ性の地殻変動の可能性も見つけられていた跡津川断層帯が選ばれた．特筆すべきは、跡津川断層帯の一部である茂住・祐延断層において、地下約300 mの深さで断層を貫通する全長480 mの調査坑道が掘削されたことである．これは世界的にも例のない貴重な観測坑道であるが、断層直近に神岡鉱山の茂住坑があり、最寄りの坑道位置から断層方向に掘削することにより実現できたものである．

調査坑道の内部では、茂住・祐延断層（地表位置）の地下延長に相当すると思われる2つの破砕帯（A、



Photo 3 Installation of seismometers and cables near the fracture zone B in the survey tunnel excavated through the Mozumi-Sukenobe fault

B）が観察され、地質、地下水、岩盤歪み等の各種の調査・測定が行われた．また、地震観測も、破砕帯を横切る32カ所に約15 m間隔で地震計を設置して行われた（Photo 3）．このアレイ観測では、新たに掘削された破砕帯との位置関係を確認しながら、破砕帯内部および岩盤上にていねいに地震計を設置・保守できるので、上でも述べた断層トラップ波を理想的な観測条件のもとで検出することを目的とした．調査坑道の外側（地上）でもGPSや地震の観測点が多数設置され、跡津川断層帯をはさむ広域の地殻活動が調べられた．

アレイ観測期間（1997年5月～2001年6月）に茂住・祐延断層の近傍に発生した154個の地震を解析し、9個に対して明瞭な断層トラップ波を観測した．これらの地震は茂住・祐延断層の深部における破砕帯内部に震源を持つと推定されるとともに、観測された断層トラップ波の分散性および波形モデリング、破砕帯からの水平距離による震幅変化等の解析により、破砕帯の深部構造が次のように推定された．幅：160～400 m、S波速度：2.9～3.1 km/s、減衰パラメータQ値：60～90（Mizuno et al., 2004）．なお、破砕帯外の岩盤のS波速度は3.4 km/sと仮定された．

断層トラップ波から推定されるのは、地震の震源域（深さ約5～10 km）から地震計設置点までの平均的な破砕帯構造である．一方、調査坑道内のアレイ観測点に沿って伝播する地震波（直達波等）の見かけ速度からはアレイ（坑道）直下の速度構造を知ることができる．茂住・祐延断層からやや離れて発生した地震の波形記録より、坑道内で観察される2つの破砕帯（上述のA、Bに相当）に対応して、S波速度が約70～80 %低下した2つの低速度域の存在が示された（Nishigami et al., 2007b）．

以上をまとめると、調査坑道でのアレイ観測により明らかになった茂住・祐延断層の深部構造は次のとおりである．茂住・祐延断層は、地表では一つの断層トレースとして認識されるが、地表下約300 mの調査坑道内では幅がそれぞれ約50 mと100 mの2つ破砕帯（間隔約70 m）として観察される．これらの破砕帯内部のS波速度は周辺岩盤の約70～80 %である．2つの破砕帯を含む範囲（幅約220 m）とほぼ同程度の幅（約160～400 m）を持ち、S波速度が周辺岩盤の約85～90 %の断層破砕帯が、深さ約10 kmの地震発生域まで連続して存在することが断層トラップ波の観測から推定された．

その他、このプロジェクトの関係では、茂住・祐延断層の地表露頭を横切る多点アレイ観測での自然地震および人工地震の観測、跡津川断層の断層上（地表露頭）および周辺域での多点地震観測などを実施し、跡津川断層帯の深部構造と地震発生特性を広範

かつ詳細に調査した(例えば, Nishigami et al., 2007a).

4. 山崎断層帯

山崎断層帯については, 地震波のコーダ波部分(散乱波)の解析による断層深部構造の推定, および不均質構造を持つ震源域における微小地震・小地震の発生過程の研究について紹介する.

4.1 散乱波の解析による不均質構造の推定

近地地震の直達P波やS波に続く後続波部分はコーダ波と呼ばれ, 震源から出た地震波が地殻や最上部マントルの不均質構造により散乱され, 直達波から遅れて観測点に到来した波群で構成される. ここでいう不均質とは, 媒質の速度や密度等の弾性定数の空間的な揺らぎで, 地球内部には様々なスケールの不均質性が存在する(例えば, Wu and Aki, 1988). また, コーダ波(散乱波)は地震波の波長と同程度の不均質スケールにより強く生成されるので(例えば, Aki and Richards, 1980), ここで紹介する近地地震のS波コーダ部を用いた解析では, おおむね数百メートル程度のスケールの不均質性の分布をとらえることになる.

一次等方散乱の仮定のもとで, 多数の地震, 観測点で記録された地震波データをインバージョン解析することにより, 地震波散乱係数の三次元空間分布を推定することができる(Nishigami, 1991). これは, ちょうど私たちが, 二つの眼により周りの景色からの光を受け, 物体の位置関係を認識するのと同じようなものである. 二つの眼が光源(屋外なら太陽, 室内なら蛍光灯など自ら光を発するもの)から直接届く直達光, および物体で二次的に生成した散乱光を受け, 頭の中で処理して, 私たちは周囲の物体配置の三次元的なイメージを認識している. 光の代わりに地震波を用いることにより, 光源は震源に, また二つの眼は地震計の観測網に相当し, 直達波と散乱波をとらえて, 眼で見るように地下の不均質構造(例えば, プレートや活断層など光では見えないもの)をイメージングすることができる.

散乱波の解析には, 稠密な地震観測網による波形データが必要である. 解析の有効性を示す例として, 長野県西部で行われた大学合同地震観測, およびカリフォルニア中・北部の高密度地震観測網(NCSN)に適用した結果をまず紹介しておきたい. 前者については, 1984年長野県西部地震(M 6.8)の2年後に実施された大学合同余震観測のデータを用いて散乱波の解析を行った(Nishigami, 1997). 27観測点, 110地震, 合計889の地震波形データを用いて解析した結果, 御嶽山付近の深さ約7 km, および10~17 kmに2

つの強い散乱領域が存在することが示された. これは, 同じ合同観測データに従来の反射波解析(NMO補正処理)を適用して, 深さ7~10 kmと9~16 kmの2カ所にS波反射体を推定した結果(Inamori et al., 1992)とおおむね一致するもので, 散乱波による解析の有効性を示す. また, 後者については, NCSN観測網の140観測点で157の地震に対して観測された3,801の地震波形データを解析した(Nishigami, 2000). その結果, サンアンドレアス断層を含む複数の断層系の鉛直な深部延長, およびその下方(深さ15~25 kmの下部地殻内)における水平な散乱領域の分布が示された. また, サンアンドレアス断層に沿って散乱が強く微小地震活動が活発な領域が20~30 km間隔で数カ所存在し, 複数の固着した断層セグメント(M 6~7クラスの地震の震源域となりうる)の境界部に相当することなど, 断層帯に沿う不均質構造と地震発生との関係なども示された.

4.2 山崎断層帯の深部不均質構造

山崎断層帯では, 2008年から2012年にかけて, 詳細な断層深部構造と地震発生特性の解明をめざすプロジェクト「山崎断層帯における震源断層評価手法の検討」を実施した. これはJNES(当時:独立行政法人原子力安全基盤機構)によるプロジェクトで, 断層帯周辺に稠密地震観測網(5~10 kmスパン, 32点)を設置して, 山崎断層帯周辺の地震活動, 応力場, 三次元速度構造, 断層深部構造などを詳細に調査した. ここでは上にも述べた散乱波解析の結果を中心に紹介する. 解析には定常および臨時観測点合わせて60点, 141地震, 計3,142の波形データを用いた. 得られた結果は次のとおりである. 山崎断層帯の全域(北西~南東方向に約80 km)に沿って地震活動度が高く, また, 地震波散乱係数も断層帯全域の深さ0~15 kmに沿って大きい傾向を示す. 断層帯を構成する各断層(大原, 土万, 安富, 暮坂峠断層など)の端部や境界付近で散乱係数が相対的に大きく, これはサンアンドレアス断層で得られた結果(セグメント構造)とも整合する. 断層帯に直交する鉛直断面図を見ると, 大原断層および土万断層の地表位置と浅部の散乱領域および地震分布の対応がよく, これらの断層では, 断層面が地表から深さ15 km付近まで鉛直に延びることが示唆される.

このプロジェクトでは, 大原断層西部において断層トラップ波の観測も実施した. 明瞭な左横ずれを伴って断層を横切る谷筋に沿って, 約15~20 m間隔で20カ所に地震計が設置された. この断層直交アレイでは, 大原断層東部に発生した地震, 数個に対して断層トラップ波と思われる波群が観測され, 破碎

帯構造が推定された。ただ、地上での断層トラップ波の観測としては、確実に断層を横切る好条件での観測であったが、明瞭な(典型的な)断層トラップ波は観測されなかった。これについては最後に少し触れる。

その他、山崎断層帯では、1984年の暮坂峠断層の地震(M 5.6)をはじめ多くの地震活動を対象として観測・研究を行った(例えば、西上・佃, 1985)。また、中国自動車道の建設に際して高速道路直下に設置された地下観測坑(安富断層の破碎帯をまたぐ全長約90 mのL字型の横坑)の中でも断層トラップ波の観測を行った(Photo 4)。これは、破碎帯の中に地震計を設置して地上の安富観測室で数週間分のデータをロガーに上書き・連続記録するもので、山崎断層帯でのM 4~5クラスの地震発生をねらった。



Photo 4 A seismometer installed in the Yasutomi observation tunnel of the Yamasaki fault

4.3 微小地震・小地震の発生過程

山崎断層帯では、1960年代から高感度の地震観測が行われ、活断層に沿う微小地震の線状配列が見つけられた。それ以降、山崎断層帯をカバーする鳥取微小地震観測所の観測システムが拡充・整備されつつ、微小地震の発生過程の研究が数多く行われてきた。また、山崎断層帯は、わが国の地震予知計画(第4次~5次:1978年~1988年)において地震予知テストフィールドと位置づけられ、地震の発生予測をめざす各種の観測研究も、多くの研究者が参加して意欲的に行われた。本稿著者も1980年代に研究を開始した当初は、山崎断層帯とその周辺における微小地震・小地震の発生過程を研究テーマとしていたので、ここで関係する研究を紹介しておく。

山崎断層帯に沿う地震分布の中には空間的に集中して発生する地震群が多く見られるが、その幾つかについて詳細な解析を行い、地震群が持つ破壊現象としての特徴を抽出した。波形の相関を用いた高精

度の震源決定と波形解析を行った結果、以下のことが分かった。1つの地震群では、複数の既存の小断層面(弱面)に沿って多数の地震が発生し、震源分布にクラスター構造が見られる。1つの弱面の特徴的な長さは100~200 mである。マグニチュードが2.5~3.0より小さい地震は、1つの弱面内部の単純な破壊を示す。マグニチュードが2.5~3.0を超えると、2つまたは3つの弱面を連続して破壊するマルチプルショックの波形を示す(Nishigami, 1987)。

さらに大きいマグニチュード3~4クラスの地震については、高感度の定常観測システムでは波形データの振幅が飽和するため、自ら臨時観測を行ってデータを取る必要があった。山崎断層帯で行った臨時観測では残念ながらこの規模の地震を観測することはできなかったが、1983年鳥取県中部で発生した地震(M 6.3)の余震観測において、M 4.8の地震を震源域直上で観測することができた。その波形解析の結果、以下のことが分かった。震源域には上述のような既存の弱面が多数存在し、M 4.8の地震の余震分布はクラスター構造を示す。M 4.8の地震はまず、複数(少なくとも2つ)の弱面を連続して破壊した。その後、さらに、弱面の間の高強度の領域(2カ所)も破壊して強い短周期地震波を発生し、最終的に余震分布から推定される矩形領域(1,200 m x 800 m)の断層面を生成した(Nishigami, 1989)。

以上のように、空間的に集中して発生する地震群の震源域には既存の弱面で表されるような構造不均質性が存在し、それが地震群としての発生過程、あるいは地震群を構成する個々の微小地震や小地震の破壊過程を大きく規定していることが分かった。不均質構造の特徴的なサイズについては、上で述べた微小地震、小地震では約100 mであったが、より大きい地震では、階層的により大きいサイズの不均質構造が関係するものと考えられる。例えば、山崎断層帯(全長約80 km)を構成する各断層(大原断層、土万断層等)のサイズ(約20 km)は、M 7クラスから8クラス、すなわち山崎断層帯での最大クラスの地震破壊に関係するスケールであろう。このような観点も含めて、活断層の深部構造とその不均質性を詳細に調べることは、地震の発生過程を理解する基礎的な研究としても、また、その活断層で将来発生する大地震やそれに伴う強震動をより現実的に予測する防災上からも重要と考えられる。

5. おわりに

以上、最初に述べたように、「特別講演」での講演内容に沿って、3つの活断層地域で行ってきた研究を中心にそれらの概要を記した。研究内容の詳細等

については、本文中に示した文献を参照していただきたい。

断層トラップ波の観測は多くの活断層地域で行ったので、最後に、もう少し補足しておく。断層トラップ波が明瞭に観測されたのは、地下の岩盤中の新鮮な破砕帯での観測（茂住・祐延断層）、あるいは地震発生直後の速度低下の大きい破砕帯（野島断層の掘削孔あるいは地表地震断層）での観測であった。その他の、地表の断層路頭で行った観測では、断層トラップ波は必ずしも明瞭ではなく、識別に苦慮することが多かった（跡津川断層、山崎断層帯など）。これは、地表付近での岩盤・破砕帯の風化により断層トラップ波を検出しにくいことと、断層地形に沿って広く分布する堆積層の影響で特徴的な波群を識別しにくいことが主な原因と考えられる。

「特別講演」では、世界で最も美しい（明瞭な）断層トラップ波の例として、サンアンドレアス断層の Parkfield 付近のボアホール観測点（Middle Mountain）を紹介した（Photo 5）。本稿著者も在外研究でUSGS（米国地質調査所）滞在中にデータセットを確認したが、断層トラップ波の有無はもちろん、励起の程度も容易に識別できた。断層上の1観測点



Photo 5 Borehole seismic station (Middle Mountain) of the San Andreas fault

のデータでも、震源精度の良い多数の地震波形を解析することにより、断層トラップ波を識別し、断層破砕帯の2次元平面上での構造パラメータを推定することができる。これは、断層を横切って観測点を配置する観測点アレイに対して、断層トラップ波の震源アレイ観測とも言うべきもので、本稿著者も2000年鳥取県西部地震（M 7.3）や2004年新潟県中越地震（M 6.8）の余震観測において試みた（西上・他，2002b；西上・儘田，2005）。

また、海外では、トルコの北アナトリア断層で発生した1999年コジャエリ地震（またはイズミット地震，M_w 7.4）の余震観測でも、断層トラップ波の観

測を行った。なお、この地震に先立つ1988年にも北アナトリア断層で地震調査を行った。地震発生前（北アナトリア断層に沿う大地震の西方移動で当時最後の地震であった1967年ムドゥルヌ地震の西隣の地震空白域）ということで観測された地震数は少なく、できるだけ地震データの持つ情報を有効利用するためにコーダ波の解析も試みた（Nishigami et al., 1990）。これは、その後の散乱波のインバージョン解析に発展することとなった。

謝 辞

本稿で述べた3つの活断層地域では、いずれも断層の掘削に関係して、それぞれに特徴的な地震観測や実験等を行うことができた。これはそれぞれの活断層において機を得て実施された大型の研究プロジェクトに、本稿著者も幸運にも参画できたことによる。また、これらの活断層周辺を含む広域において1970年代から蓄積されてきた定常地震観測網のデータが各研究の基礎となっている。これら全てのプロジェクト・観測・研究の企画・運営に携わってこられた関係の方々にお礼を申し上げる。本稿著者が研究実施時に所属していた京都大学防災研究所の微小地震研究部門（北陸微小地震観測所を含む）、防災科学資料センター、地震予知研究センター、巨大災害研究センター、地震防災研究部門（在籍順）の多くの方々感謝する。

参考文献

- 安藤雅孝，活断層帯での地殻活動研究（地震フロンティア研究）概要（1998）：月刊地球，No. 20，No.3，pp.127-132.
- 安藤雅孝・島崎邦彦・竹村恵二（1998）：総論；断層解剖計画，月刊地球号外No. 21，pp.5-12.
- 生田領野（2019）：ACROSSグループ5ヶ年報告（2014-2018年度）淡路島野島断層近傍における地震波伝播特性の測定，「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」平成30年度成果報告シンポジウムにおける「注水実験による内陸地震の震源断層の詳細な構造と回復過程の研究」成果報告P1-58（西上欽也・他）への掲載資料，私信（2019年2月15日受領）。
- 伊藤久男・桑原保人（1998）：地質調査所平林孔井における長期地震観測，月刊地球，号外21，pp.97-102.
- 島崎邦彦・安藤雅孝・西上欽也・大志万直人（1998）：野島断層小倉における注水試験，月刊地球，号外21，pp.33-37.

- 西上 欽也・佃 為成 (1985) : 地震の発生過程 (山崎断層), 月刊地球, 第7巻, 第1号, pp.43-49.
- 西上 欽也・田所敬一・永井 悟・水野高志・加納靖之・平松良浩 (2002a) : 注水に伴う誘発地震の発生特性—野島断層注水実験を中心として—, 地学雑誌, Vol. 111, No.2, pp.268-276.
- 西上 欽也・土井一生・水野高志・田所敬一・下川明子 (2002b) : 2000年鳥取県西部地震の震源断層を探る, 月刊地球, 号外No.38, pp.174-181.
- 西上 欽也・儘田 豊 (2005) : 2004年新潟県中越地震の震源域における不均質構造の推定—散乱波および断層トラップ波の解析—, 京都大学防災研究所年報, 第48号B, pp.133-142.
- 西上 欽也・野島断層注水実験グループ (2014) : 野島断層における繰り返し注水実験—回復過程と誘発地震の研究—, 月刊地球, 36, pp.130-138.
- 溝口一生・廣瀬丈洋・嶋本利彦 (2000) : 野島断層の透水性構造—兵庫県津名郡北淡町舟木露頭の解析—, 月刊地球号外, No. 31, pp.58-65.
- Aki, K. and Richards, P.G. (1980): Quantitative seismology: Theory and methods, First edition, Freeman, San Francisco, pp.728-751.
- Inamori, T., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1992): Location of mid-crustal reflectors by a reflection method using aftershock waveform data in the focal area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake, J. Phys. Earth, 40, pp.379-393.
- Kitagawa, Y., Fujimori, K. and Koizumi, N. (2007): Temporal change in permeability of the Nojima fault zone by repeated water injection experiments, Tectonophysics, 443, pp.183-192.
- Li, Y. G., Aki, K., Adams, D., Hasemi, A. and Lee, W. H. K. (1994): Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers, California, earthquake of 1992. J. Geophys. Res. 99, pp.11705-11722.
- Mizuno, T., Nishigami, K., Ito, H. and Kuwahara, Y. (2004): Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped waves, Geophys. J. Int., 159, pp.622-642.
- Mizuno, T. and Nishigami, K. (2006): Deep structure of the Nojima Fault, southwest Japan, estimated from borehole observations of fault-zone trapped waves, Tectonophysics, 417, pp.231-247.
- Mizuno, T., Kuwahara, Y., Ito, H. and Nishigami, K. (2008): Spatial variations in fault-zone structure along the Nojima fault, central Japan, as inferred from borehole observations of fault-zone trapped waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 98, pp.558-570, doi:10.1785/0120060247.
- Mukai, A. and Fujimori, K. (2007): Secular change of permeability in fracture zone nearby the Nojima fault estimated using strain changes due to water injection experiments, Tectonophysics, 443, pp.193-199.
- Murakami, H., Oshiman, N., Yamaguchi, S., Hashimoto, T. and Yoshimura, R. (2007): Time evolution of hydraulic and electrokinetic parameters around the Nojima fault, Japan, estimated by an electrokinetic method, Tectonophysics, 443, pp.200-208.
- Nishigami, K. (1987): Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences, J. Phys. Earth, 35, pp.425-448.
- Nishigami, K. (1989): Complex source process of a small earthquake with M 4.8, J. Phys. Earth, 37, pp.179-199.
- Nishigami, K., Iio, Y., Gurbuz, C., Pinar, A., Aybey, N., Ucer, S. B., Honkura, Y. and Ishikara, A.M. (1990): Microseismic activity and spatial distribution of coda-Q in the westernmost part of the North Anatolian fault zone, Turkey, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 40, pp.41-56.
- Nishigami, K. (1991): A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, Geophys. Res. Lett., 18, pp.2225-2228.
- Nishigami, K. (1997): Spatial distribution of coda scatterers in the crust around two active volcanoes and one active fault system in central Japan: Inversion analysis of coda envelope, Phys. Earth Planet. Inter., 104, pp.75-89.
- Nishigami, K. (2000): Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, J. Geophys. Res., 105, pp.7983-7998.
- Nishigami, K., Ando, M. and Tadokoro, K. (2001): Seismic observation in the DPRI 1800m borehole drilled into the Nojima fault zone, southwest Japan, The Island Arc, Vol.10, pp.288-295.
- Nishigami, K., Fujisawa, I., Tadokoro, K., Mizuno, T. and Mamada, Y. (2007a): Temporary seismic observation at the Atotsugawa fault, central Japan: Study on fault-zone trapped waves and attenuation of S waves, Geodynamics of Atotsugawa Fault System, Ed. by Ando, M., TERRAPUB, Tokyo, pp.85-92.
- Nishigami, K., Ito, H., Kuwahara, Y., Mizuno, T. and Mamada, Y. (2007b): Observation of fault-zone trapped waves in the subsurface survey tunnel excavated through the Mozumi-Sukenobe fault, central Japan, Geodynamics of Atotsugawa Fault System, Ed. by

- Ando, M., TERRAPUB, Tokyo, pp.149-156.
- Nishigami, K., Yamamoto, K. and Research Group of Water-Injection Experiments at Nojima Fault (2008): Generating properties of injection-induced earthquakes: Repeated water-injection experiments in the Nojima fault zone, Abst. AOGS, SE82-A039.
- Wu, R.S. and Aki, K. (1988): Introduction: Seismic wave scattering in three-dimensionally heterogeneous Earth, Pure Appl. Geophys., 128, pp.1-6.
- Yamano, M. and Goto, S. (2005): Long-term monitoring of the temperature profile in a deep borehole: temperature variations associated with water injection experiments and natural groundwater discharge, Phys. Earth Planet. Inter., 152, pp.326-334.

(論文受理日 : 2022年8月31日)