

特集論文(阪神・淡路大震災)

野島地震断層で観察された
未固結な表層地盤の変形構造谷 和夫¹・上田圭一²・阿部信太郎³・仲田洋文⁴・林 泰幸⁵¹正会員 Ph.D. (財)電力中央研究所 地盤耐震部 (〒270-11 我孫子市我孫子 1646)²理修 (財)電力中央研究所 地質部³理博 (財)電力中央研究所 地質部⁴正会員 中部電力(株)土木建築部火力・原子力開発グループ (〒461 名古屋市中区東新町1番地)⁵川崎地質(株) 本社 開発部 (〒143 東京都大森北 1-11-1)

1995年兵庫県南部地震の発生に伴って、淡路島の北部西岸に野島地震断層が出現した。基盤の断層運動によって、未固結な表層地盤に形成される変形構造を解明することを目的として、地表踏査、測量、物理探査を実施した。本報告では、地表面で観察された断裂構造の分析結果と、地下レーダー探査によって推定された地盤内部の変形構造について記す。

Key Words : earthquake, fault, rupture, surface faulting, field investigation, geophysical exploration, ground radar method, Riedel shears

1. はじめに

地盤材料が一定の方向にずらされると、徐々に帯状の領域に変形が集中し、やがてその一部に断続的な破壊面が形成される。さらに変形が進むと、破壊面が互いに網目状に連結した断裂構造が発達し、最終的には、単一の破壊面にずれ変位は集中するようになる。こうした特徴的な破壊プロセスは、断層が帯状に連なる構造線から、室内試験レベルで観察されるせん断層まで、幅広いスケールでその形態や性状に共通点が認められる^{1),2)}。地殻の破壊に伴って形成される断層群の幅が $10^4 \sim 10^2$ m オーダーもあるのに対して、岩石あるいは土の供試体が破壊する際に観察されるせん断層の幅は $10^2 \sim 10^4$ m オーダーにすぎない。

地震の発生に伴って、地表地震断層が未固結な地層に覆われた地域に現れると、基盤の断層と地表面の間には上に述べた特徴的な破壊プロセスによる複雑な変形構造が形成される^{3),4)}。地表面に帯状に発達する断層変位地形の幅は $10^2 \sim 10^4$ m オーダーで、上に述べた2つのケースの中間的なスケールの問題と言える。全てのスケールで共通に見られる破壊機構

を解明する上で、テクトニックな問題は、対象とする領域が巨大で複雑なため、全貌を把握するのに種々な困難を伴う。一方、室内試験レベルで観察される破壊構造は、基本的なメカニズムを検討して現象の本質を理解する上では有利だが、粒子レベルの現象も関与してくる可能性が有る。本研究で対象とする地表地震断層の問題は、その中間的スケールに位置付けられるため、テクトニックな問題を対象とする上で相似性がある程度確保され、かつ現象の本質を把握し易いという特長がある。

活断層調査でしばしば実施されるトレンチ調査は、地盤内部の変形構造を露出させて観察する非常に大掛かりな調査である。最終活動時期と活動周期が注目されてきたため、第四紀に堆積した各地層が変形を受けたか否かのみが論じられ、変形構造の形態的特徴や発達するメカニズムが議論されることは稀であった。しかし、変形層が基盤の断層変位に比して厚い場合には、基盤の断層から地表面に向かって発達する破壊面が地盤内部で尖滅する可能性が指摘されている⁵⁾。したがって、ある時代の断層活動の有無を、それ以前に堆積した地層の変形履歴の観察だけで判断することは不十分で、被覆層内に発達する

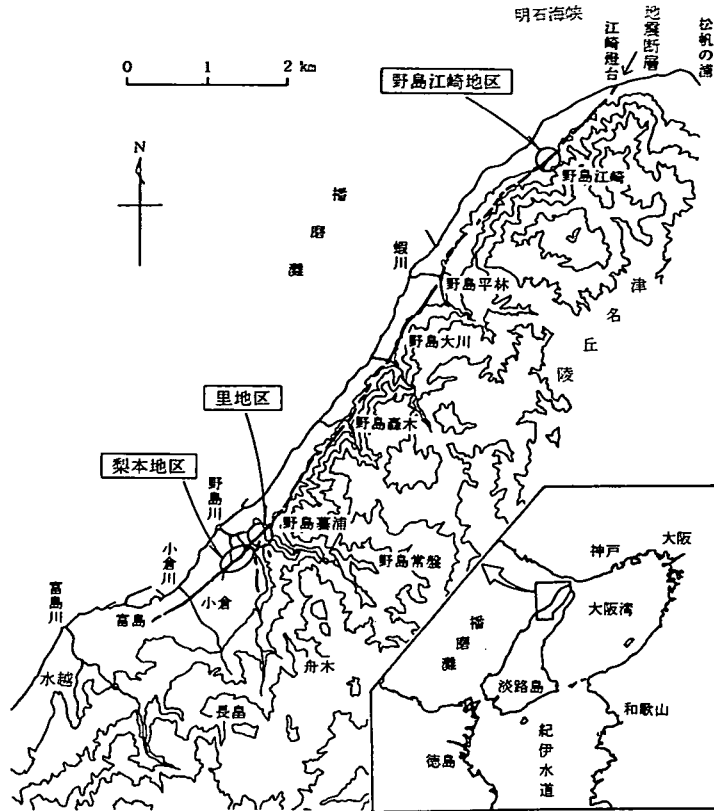


図-1 野島地震断層と調査地点

変形構造のメカニズム全体を理解することが求められる。当然のことながら、基盤の断層運動とその結果として形成される表層地盤内の変形構造の間には、地盤の構成やその力学特性を介して何らかの因果関係が存在するはずである。その法則性を積極的に利用すれば、地盤の変形構造から、第四紀における断層運動の有無だけでなく、さらに、その形態や性状をも推定することが可能になると考えられる^{16),28)}。

標記の問題は、従来、構造地質学あるいは地震学といった理学的色彩が強いと考えられてきた。そしてその知見は、土木工学分野では、重要構造物の立地選定や入力地震動の決定に考慮されるだけであった。しかし実際のところ、対象とする現象を理解するためには、未固結な地盤の力学特性や構造力学に関する知識も必要とされ、むしろ地盤工学的色彩が強いと考えられる。筆者等は、この問題を境界値問題として認識し、土木工学分野でポピュラーな模型実験や数値解析による力学モデルの構築を目指している^{22),23)}。断層変位が横ずれ成分を含まない縦ずれ（傾斜移動）断層、いわゆる正断層や逆断層の問題は、2次元問題であるため、その取扱いは比較的単

純である。一方、我が国の多くの地震断層は横ずれ変位成分を有することが知られている。横ずれ（走向移動）・斜めずれ（斜め移動）断層の場合、被覆層の変形機構は走向に沿って周期的な3次元構造となり、問題は極めて複雑でほとんど解明されていないのが現状である。

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震に伴って、淡路島北部西岸（津名郡北淡町）において、野島断層の全域と水越撓曲の一部⁹⁾に沿う形で顕著な地表地震断層が出現した¹⁾⁹⁾。播磨灘に面した海岸線に平行で、山地（津名丘陵）と山麓緩斜面の境界付近に、断層露頭や系統的な雁行亀裂等の地表面の変状が、延長約10kmにわたって連続的に追跡される（図-1）。断層線の走向は北東-南西方向（ $N35^{\circ} \sim 60^{\circ} E$ ）、傾斜は南東方向に 80° からほぼ鉛直（ $90^{\circ} \sim 80^{\circ} SE$ ）である。断層変位のセンスは、一部に北西側隆起の部分が存在するが、概ね南東側隆起となる逆断層成分を伴い、斜め右横ずれである。断層線を境とした相対的な変位量は、大部分で右横ずれ $D_H = 1 \sim 2$ m、南東側隆起 $D_V = 0.5 \sim 1$ m（南東側の隆起を正号とする）である。

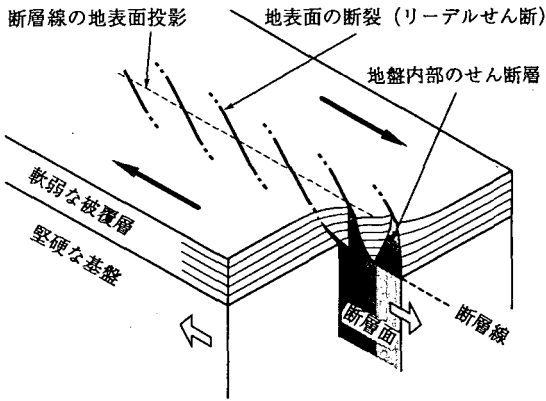


図-2 基盤の横ずれ断層による軟弱被覆層の変形様式

堅硬な基盤の上面は水平で、軟弱な被覆層の層厚が一樣な場合を模式的に示す。基盤の断層変位は右横ずれで、地表面には左雁行配列のリーデルせん断が形成される。

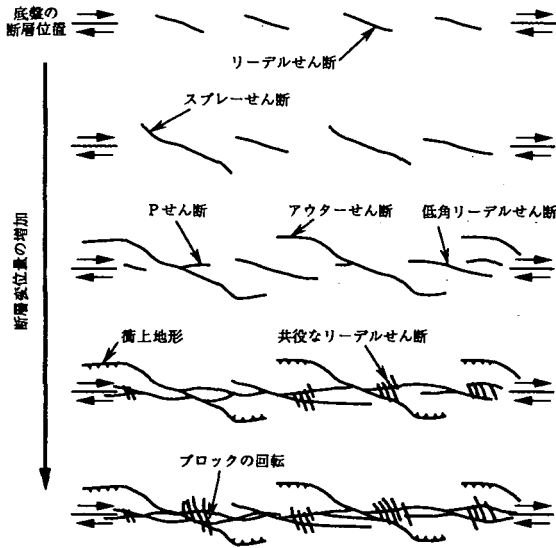


図-3 右横ずれ断層の模型実験で観察された地盤表面のせん断層の発達過程 (模式図, 上より順次 a~e)

北東端は江崎灯台~松帆の海岸で約 1.2m の右横ずれ変位が確認されており、海域 (明石海峡) に延長している。一方、南西側は野島葦浦で断層線のトレースが 2 条に分岐する。1 条はそのまま南西方向に 3 km ほど延び、標高 10~30m のやや平坦な地域 (梨本, 小倉) を経て水越撓曲の北部に至る。この地震断層は分岐点付近から梨本にかけての数百 m の区間で北西側が 0.2~0.4m 隆起となるが、その南西側の小倉では一般的傾向と同じ南東側が 0.4~0.6m 隆起になる。もう 1 条は、分岐地点から南北方向に

数百 m 追跡することができる。

断層は、白亜紀の花崗岩類と新第三紀~第四紀の堆積層の境界に沿って分布し、野島江崎, 里, 梨本の 3 地域で未固結被覆層の典型的な変形構造が見られた。そこで地震直後の 1995 年 1 月に、主に保存期間が短い地表面の変形構造を対象として現地踏査を実施した^{25),26)}。さらに、1995 年 11 月には、地盤内部の変形構造を対象として地下レーダー法探査を実施した²⁷⁾。地震断層上で、未固結被覆層表面の断裂構造を詳細に検討した例はいくつか見られるが²⁹⁾、被覆層内部の構造をも調査した例は少ない。

2. 横ずれ断層運動による地表変形構造の基本的な形態と計測パラメータ

(1) 1 次 of せん断構造

調査結果の理解の便を図るため、堅硬な基盤が断層を境に横ずれ (走向移動) する時に、軟弱な被覆層が被る変形の基本的様式について説明する^{2),4),5),33)}。被覆層の変形モードは次のように特徴付けることができる (図-2)。

- ① 断層線から離れた位置の被覆層は変形せず、基盤と共にそのままずらされる。
 - ② 被覆層が基盤との境界で滑動しない限り、せん断層が断層上に形成される。そのずれ変位は、基盤深さで断層変位量に等しい。
 - ③ 基盤のずれ移動によって、被覆層の水平面内に作用するせん断応力は地表に近いほど小さく、地表面ではゼロ (平面応力状態) になる。
- その結果、軟弱な被覆層が極端に薄くない限り、断層面がそのまま地表に延長する平面的な破壊面は形成されず、数次のオーダーのせん断機構が断層線上で交差連結し、網目状の破断構造が発達する。

図-3 に、気乾燥の豊浦標準砂を用いた断層模型実験で、地盤表面で観察されたせん断層の発達過程を示している。右横ずれの断層変位量が増加すると共に、断層線に対して斜交したせん断層が最初に観察される (図-3 a)。このせん断層が発達する方向は、特徴①と③によって、地表付近が単純せん断モードの応力場になることによって説明される (図-4)。詳細に行われた各種室内試験によれば、せん断初期に最大主応力 σ_1 はせん断方向から時計回りに $\varphi=40^\circ \sim 50^\circ$ の方向になることが知られている^{7),14),19)}。今、せん断層が最大主応力方向 φ とすなわち角度を $\mu=20^\circ \sim 35^\circ$ とすると、せん断方向から時計回りに $\theta_R (= \varphi - \mu)$ と $\theta_R' (= \varphi + \mu)$ の角度で斜交するリーデルせん断 (Riedel shears) が存在する³³⁾。

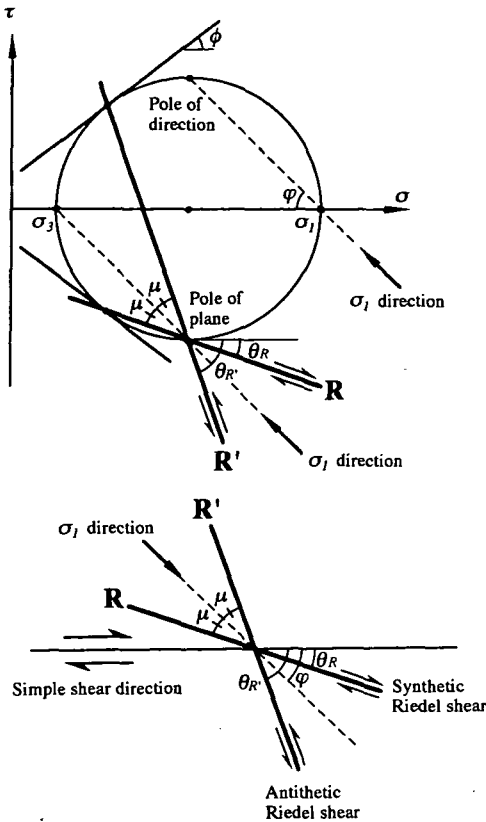


図-4 1次モードのリーデルせん断 (上図) 応力場 (下図) R-R'-shears の方向

Pole of plane と Pole of direction は、直応力が作用している面と方向に関する極を意味する。

このうち単純せん断モードと調和的なセンス ($\theta_R = 5^\circ \sim 30^\circ$) のリーデルせん断 (以後 R-shears とする) が、これと共役な関係 ($\theta_R = 60^\circ \sim 85^\circ$) にあるリーデルせん断 (以後 R'-shears とする) に比して優先的に発達する。

乾燥砂を用いた模型実験によって、上に述べた特徴②、すなわち断層変位量の増加に伴って基盤の断層から地表面に向かってせん断層が連続的に発達する様子が明らかになった (図-5)²⁴⁾。特徴は、基

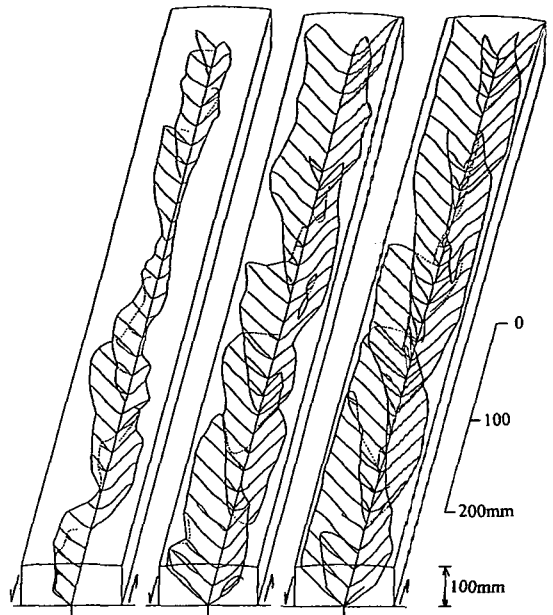


図-5 X線CTによる観察された、地盤内部のせん断層の発達過程²⁴⁾

底盤の断層線に沿って 20mm 間隔で得られた 30 枚の CT 画像 (2次元の断面図) の間を補間して、3次元空間に面としての広がりを持つせん断層の立体的な透視図を得た。砂地盤の層厚 100mm。左横ずれの断層変位量は、左から (a) $Dh=3\text{mm}$, (b) $Dh=6\text{mm}$, (c) $Dh=12\text{mm}$ 。最初、断層上の両側に鱗状 (覆瓦構造) のせん断層の列が形成される。せん断層は地表に向かって発達すると共に、断層線上に延長して連結する。断層直上の部分が地表面に到達して右横行配列のリーデルせん断が観察される。

盤が断層上の被覆層全体を振じる (wrench faulting) モードと、地表面における単純せん断 (simple shearing) モードの制約条件から、地盤内部には同じパターンのせん断層機構が断層線上にほぼ等間隔に並ぶことである。その結果、一番最初に地表に形成される断裂構造は、断層線に低角度 ($\theta_R = 5^\circ \sim 30^\circ$) で斜交するせん断層が規則的に配列する雁行リーデルせん断となる。そのステップは、図-2, 3 a に示すように右横ずれモードの場合には左雁行 (「杉

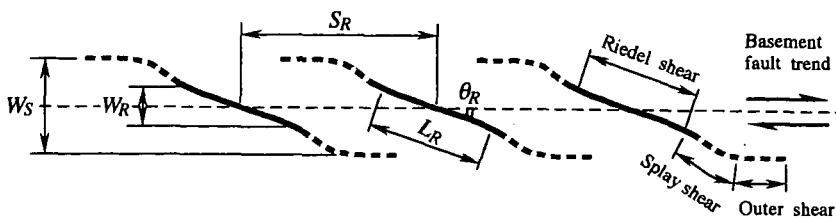


図-6 リーデルせん断の計測パラメータ

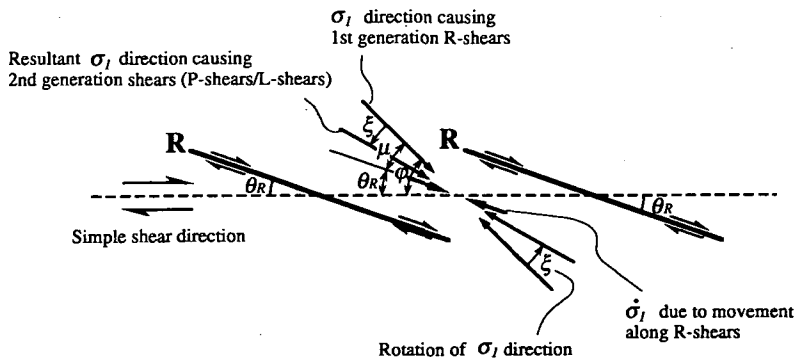


図-7 圧縮ブリッジの応力場

R-shearsに挟まれた短冊状の領域(圧縮ブリッジ)では、R-shearsに沿うずれ変位によって、最大主応力増分 σ_1 が $\theta_R (= \varphi - \mu)$ 方向となる。その結果、R-shearsを形成する元となった単純せん断モードの応力場(図-4)の最大主応力方向 φ は、反時計回りに角度 $\xi (\leq \mu)$ 回転する。この新たな局所応力場によって、圧縮ブリッジ内には二次モードのせん断機構(P-/L-shears)が発達する。

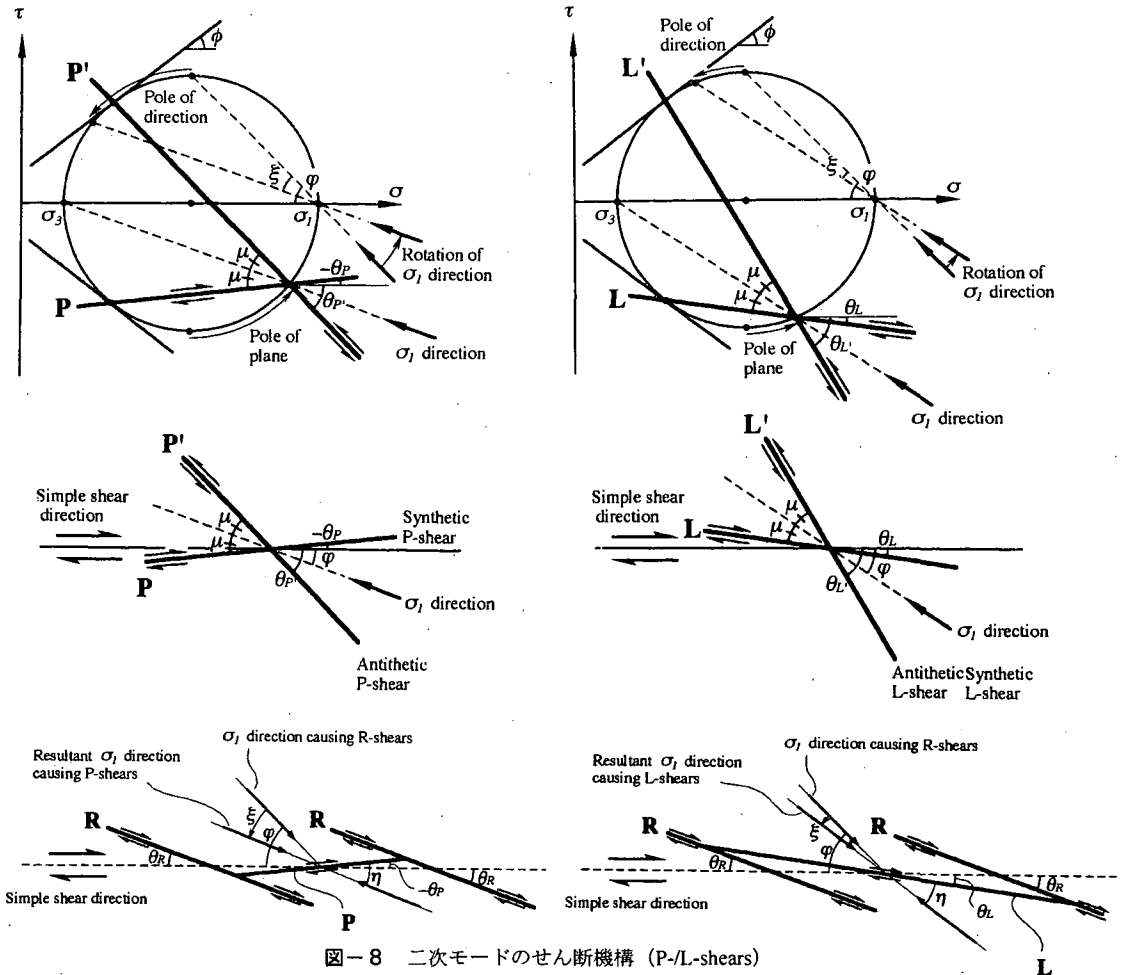


図-8 二次モードのせん断機構(P-/L-shears)

圧縮ブリッジ内部の主応力方向の回転角 ξ がR-shearsの斜交角度 $\theta_R (= \varphi - \mu)$ より大きい場合($\varphi - \mu < \xi < \mu$)には、左側のP-shearsが負の斜交角度 $\theta_P (= \varphi - \mu - \xi < 0^\circ)$ で形成される。一方、回転角 ξ が θ_R より小さい場合($0^\circ < \xi < \varphi - \mu$)には、右側のL-shearsが正の斜交角度 $\theta_L (= \varphi - \mu - \xi > 0^\circ)$ で形成される。上段は応力場、中段は単純せん断に対する走向、下段はR-shearsとの相対的な位置関係を示す。P', L'はそれぞれP-/L-shearsに共役なせん断モードを表わしている。

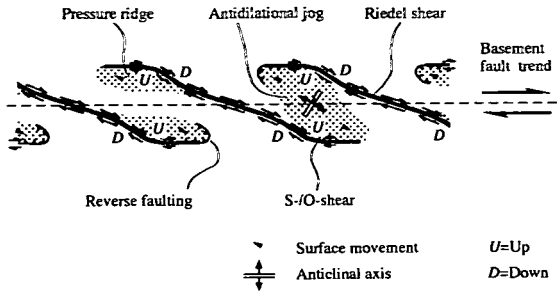


図-9 プレッシャー・リッジ、衝上地形の模式図

型)となり、逆に図-5cに示すように左横ずれモードの場合には右雁行(「ミ」型)となる。この配列性状は、断層変位の特性(変位量・センス等)だけでなく、被覆層の特性(層厚・構成・応力状態・力学特性等)に依存する¹⁰⁾。そこで各調査地点で観察されたR-shearsについて、以下に示すパラメータを計測した(図-6)。

θ_R : 断層線に対する斜交角度(右横ずれの場合は時計回り)

S_R : 雁行配列の間隔

W_R : 幅(= $L_R \cdot \sin\theta_R$; L_R は長さ)

R-shears が地表面に形成されるまでの地盤内部のせん断層の発達機構を反映して、断層線直上の直線的なR-shearsの両端には、斜交角度がやや大きくなるスプレーせん断(splay shears:以後S-shearsとする)、さらに逆向きにカーブして最終的に断層線と

ほぼ平行な走向になるアウターせん断(outer shears:以後O-shears)が発達することがある(図-3bc, 6)。以降に説明する2次的なせん断構造はO-shearsより外側には発達しないため、この幅を単純せん断モード変形帯の幅 W_S として計測した。

(2) 2次のせん断構造

断裂構造が形成されると周辺の応力場は一様でなくなり、内部には新たなせん断構造が発達する。このプロセスについてはまだ解明されていない部分が多いが、現地で見られる体系的な構造様式の中で、文献等に記載されている一般的な知見と共通なものについてのみ記す。

雁行断裂が上に説明したようなR-shearsである場合、断裂に挟まれた短冊状のトランスプレッショナル領域は圧縮ブリッジと呼ばれる^{31),33)}。圧縮ブリッジの内部には、R-shearsに沿わずれ変位によって $\theta_R (= \varphi - \mu)$ 方向の圧縮応力が増大し、最大主応力方向は φ から反時計回りに角度 $\xi (\leq \mu)$ 回転する(図-7)。この新しい局所的な応力場に対して考えられるせん断層は、R-shearsとR'-shearsが同じく反時計回りに角度 ξ 回転したものとなる。前者($\theta_R - \xi = -30^\circ \sim 30^\circ$)が後者($\theta_R - \xi = 40^\circ \sim 85^\circ$)より地表近傍の単純せん断モードと調和的なセンスであるため、優先的に発達する。この圧縮ブリッジの内部に新たに形成されるせん断層は、せん断方向に対する斜交関係によって二種類の呼称がある(図-8)¹⁸⁾。最大主応力 σ_1 方向の回転角度 ξ がR-shearsの斜交角度 $\theta_R (= \varphi - \mu)$ より大きい場合($\varphi - \mu < \xi$

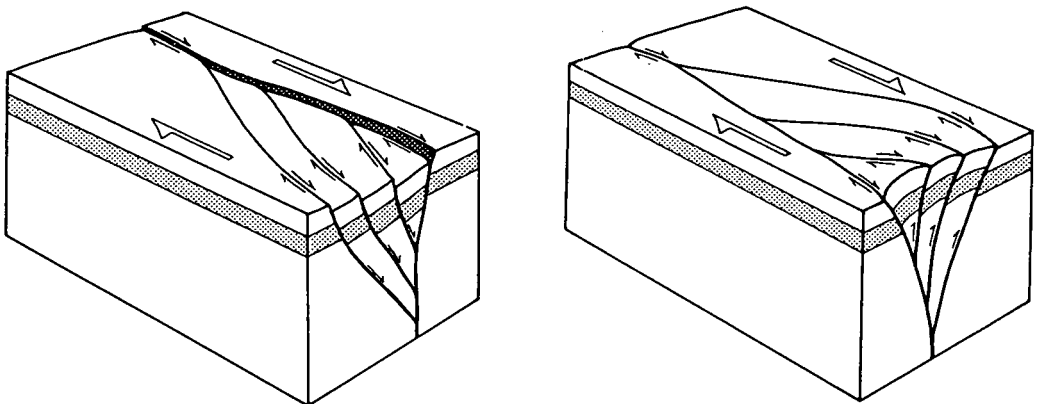


図-10 デュープレックスの変形構造³³⁾

横ずれデュープレックス構造の下には、せん断層が地盤内部で分岐する花弁状の変形構造が期待されている。左図は引っ張られて陥没するプル・アパート構造で正断層的な負の花弁状構造、右図は押し上げられるプッシュ・アップ構造で逆断層的な正の花弁状構造と言われている。

$\leq \mu$), Pせん断 (thrust shears at 'passive' Rankin state : 以後 P-shears とする) と呼ばれるせん断層は, せん断方向に対して時計回りに負の角度 ($\theta_P = \varphi - \mu - \xi < 0^\circ$) で斜交する³⁰⁾. 一方, σ_1 の回転量 ξ が θ_R より小さい場合 ($0 < \xi < \varphi - \mu$), 低角度リーデルせん断 (low angle R-shears : 以後 L-shears とする) と呼ばれるせん断層は, せん断方向に対して時計回りに R-shears より小さい角度 ($\theta_L = \varphi - \mu - \xi > 0^\circ$) で斜交する.

以上説明したように, 基盤の横ずれ断層変位によって地表面近傍が単純せん断モードとなり, せん断方向と調和的な複次的せん断構造 (R, P, L-shears) が断層線上に規則的に重ね合わされた断裂構造が発達する (図-3c). さらにこれらと共役な関係にあり, せん断方向との斜交角度が大きく非調和的なせん断機構 (R', P', L'-shears) が雁行配列して発達することもある (図-3d). 共役なせん断層は, 調和的なせん断機構 (R, P, L-shears) より $2\mu = 40^\circ \sim 70^\circ$ 高角度でせん断方向に斜交する. その結果, せん断層が交差連結した網目状の断裂構造が形成される. その中には, せん断層によって区画されたレンズ状ブロックが重なり合うデュープレックスも期待される³⁴⁾.

(3) その他の変形構造

地表面近傍の変形構造には, 単純せん断モードによる水平面内のせん断機構以外にも, 基盤の断層変位が純粹横ずれであっても, 地表面の鉛直方向の変位分布によって特徴的な起伏地形が発達する (図-9)¹⁷⁾. R-shears の両サイドは, ずれ変位によって短縮する側は隆起し, 逆に伸びる側は沈降する. 特に R-shears がオフセットする端部の隆起が著しい場合には, プレッシャー・リッジと呼ばれる盛り上がった背斜地形, さらに受働破壊した表層地盤がその先端で S-shears あるいは O-shears に沿って低角に乗り上げる小規模な衝上地形が見られることもある.

被覆層内部のせん断機構は, R-shears に関してわずかな知見が得られている他はほとんど解明されていない. 図-10 に模式的に示すように, 例えば部分的なデュープレックス構造については, せん断層が基盤の断層上で分岐する花卉構造となることが指摘されている³⁴⁾. 基本的には, 変形を被る領域は地盤深部で基盤の断層に収斂する傾向を示し, 基盤直上で分岐する最外縁のせん断層の断面形状が下に凸の場合にはチューリップ構造, 上に凸の場合にはやしの木構造と呼ばれる.

3. 調査方法

(1) 調査地点の選定

調査サイトの選定に当たっては, 以下の諸条件を考慮した.

- ① 変形帯の特徴的な変形機構が容易に観察できる. 地震断層を被覆する未固結な地層が, 断層変位量に対して極端に薄いと直線的に断ち切れ, また厚過ぎると緩やかな撓曲地形のみが見られる.
- ② 地盤内部の変形構造は, 一般的に複数回の地震や他の各種地質学的イベント (堆積, 浸食等) の痕跡が重ね合わされている. しかし地表面の変形構造では, 今回の地震 (最後のイベント) のみによる変形性状を特定することが可能で, 特に地震前の地表地形が単純で変位基準 (レファレンス) が豊富であることが望ましい.
- ③ 今後の現地での詳細調査 (トレンチ調査, 地盤調査等) に支障を来さないよう, 重機のアクセスが可能で十分な作業面積を有する.
- ④ モデル化に当たって無理がないよう, 周辺地盤の地形が複雑過ぎず, かつ例外的要素が少ない地質構造からなる.

断層延長 (江崎灯台~富島) に沿って地表踏査した結果, 完新世の河床堆積物, 更新世の段丘堆積物, または鮮新世後期~更新世前期の大阪層群が地表に分布する地域で, 亀裂・地割れを主体とした幅数 m の変形帯が観察された. 作業スケジュール等も考慮して, 野島江崎, 里, 梨本地区の3つのサイトに絞り, 地表変形の変位基準が容易に確保される水田や畑で調査することにした (図-1). 以下に3地域の特徴を記す.

a) 野島江崎地区

野島川の北側 5~6 km, 桃林寺の南西 300~400m, 津名丘陵が播磨灘に落ち込む斜面上に位置する. 図-11 に周辺の地図を, 写真-1 に航空写真を示す. 棚田ならびに道路に, 数百 m にわたって左雁行配列の地割れがほぼ $N60^\circ E$ の方向で連続する. 断層変位量は右横ずれ成分 $D_h = 0.8 \sim 1.5m$, 鉛直成分 $D_v = 0.3 \sim 0.8m$ で南東側 (山側) 隆起となっている. 尾根上に立つ送電鉄塔 B の北側に分布する4枚の水田 (①~④) で調査した.

b) 里地区

断層線のトレースが分岐する地点 (野島藪浦) の近傍で, メインとなる北東-南西方向 ($N50^\circ E$) の変形帯が野島川流域の沖積平野を 300m ほど横切っている (図-12). 小規模な地割れと, 畝や畦が緩やかにカーブを描く撓曲地形が連続する葱畑で調査した. 断層変位量は右横ずれ成分が $D_h = 0.6 \sim 0.7m$

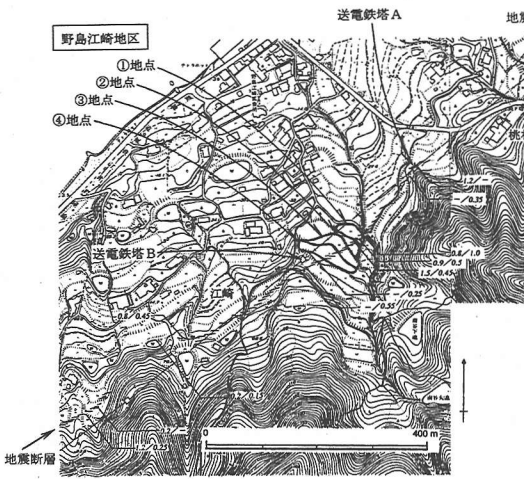


図-11 野島江崎地区の地震断層のトレース
(中田 他 (1995) ⁹⁾に修正・加筆)

であるが、鉛直成分は $D_v = 0.0 \sim -0.1\text{m}$ で北西側（海側）が隆起になっており、野島断層の全般的傾向とは逆のセンスを示す。

c) 梨本地区

野島川の南側に $0.5 \sim 1.0\text{km}^2$ にわたって広がる標高 $20 \sim 40\text{m}$ の沖積平野および段丘上に分布する水田や畑に、地割れを主体とする変形帯がほぼ $N55^\circ E$ の走向で連続する（図-12）。断層変位量は右横ずれ成分 $D_h = 0.7 \sim 1.2\text{m}$ であるが、鉛直成分は $D_v = -0.4 \sim -0.2\text{m}$ で北西側（海側）隆起になっており、野島断層の全般的傾向とは逆のセンスを示す。2筋の用水路を挟んで互いに 100m 程度離れた3枚の水田（①～③地点）で調査した。

(2) 地表面の変形構造の調査

地震直後の初期調査段階で最低限把握しなければならないのは、保存期間が短い「地表面の変形性状」である。そこで変形帯の走向に沿って $10 \sim 30$ 数、そ



写真-1 野島江崎地区の航空写真

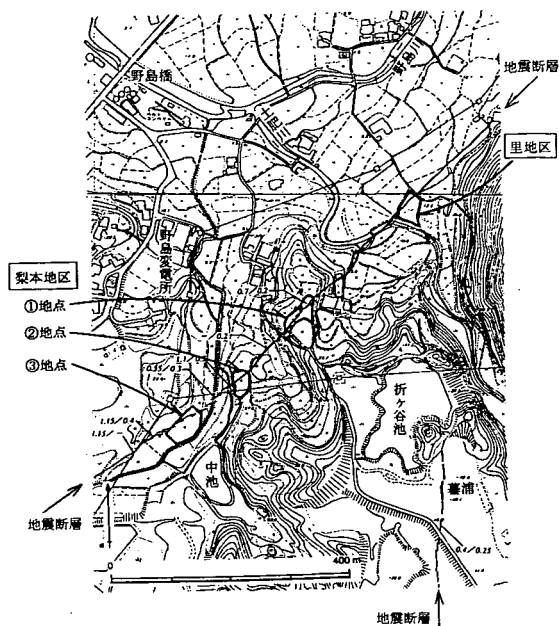


図-12 里地区、梨本地区の地震断層のトレース
(中田 他 (1995) ⁹⁾に修正・加筆)

の直交方向に数~10 数の調査領域内に 1 m 間隔のメッシュを設定し、1/50 のスケールで詳細なスケッチを行った(写真-2)。野島江崎①~③地点では、地震後半年以上改修が行われずに変形地形が保存されていたため、後に詳細な水準測量も実施した。

(3) 地盤内部の変形構造の調査

野島江崎①~③地点と梨本①地点の4ヶ所で地下レーダー法探査による調査を実施した。探査測線と地震直後に記録した地表変形構造の位置関係を図-14 に示す。リーデルせん断による地割れに直交する方向とした野島江崎③地点の D 測線を除いて、測線は断層の走向に直交する方向に取った。野島江崎地区は地震後の変状がそのまま保存されていたが、梨本地区は田圃が既に改修されて平坦に整備されていた。

パルス方式(パルス・レーダー法)と FM-CW 方式(連続波レーダー法)の2種類の手法による地下レーダー法探査を試みた²⁷⁾。従来より一般的に利用されてきたパルス・レーダー法による可探深度は高々2~4 m であるが、0.2~0.3m という高い分解能を有するため、地表面近傍の微細な構造を調べるのに適している。最適な周波数帯域は地盤の電気特性に応じて異なるため、計測する中心周波数が 80MHz、150MHz および 1GHz の3種類のアンテナ

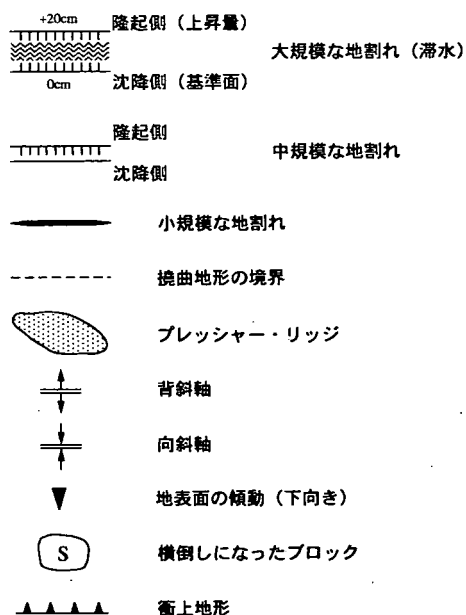


図-13 断層変形帯のスケッチ(図-14, 15)に用いた地質構造要素の凡例

を用いた。一方、周波数が段階的に変化する連続波を送信号に利用するステップ式連続波レーダー法は、パルス・レーダー法による高分解能を保持し、かつ探査可能な深度を 10~20m にまで大きくすることができる⁸⁾。

4. 調査結果と考察

(1) 地表変形構造

地表変形構造のスケッチに用いた地質構造要素の凡例を図-13に、スケッチの例を図-14, 15に示す。3地区8地点で調査した結果を一覧表にまとめたものを表-1に、また観察された地表変形構造を図-16に模式的に示す。

乾燥砂を用いた横ずれ断層の模型実験では、図-3に示す特徴的なせん断構造が形成される。野島地震断層上で観察された地表面の変形構造は、粘着力に起因する割れ目形態をとる点を除いて、模型実験の結果と定性的に調和している。そこで、断裂構造の発達する位置関係、ずれのセンス、斜交関係に注目して、模型実験で観察された1次モードのリーデルせん断(R-shears)、2次モードのP/低角リーデルせん断(P/L-shears)、さらにそれぞれに共役な関係にあるせん断(R', P', L'-shears)に従って分類した。なお各地点のせん断構造の詳細な分析結果については谷 他(1996)²⁶⁾を参照されたい。

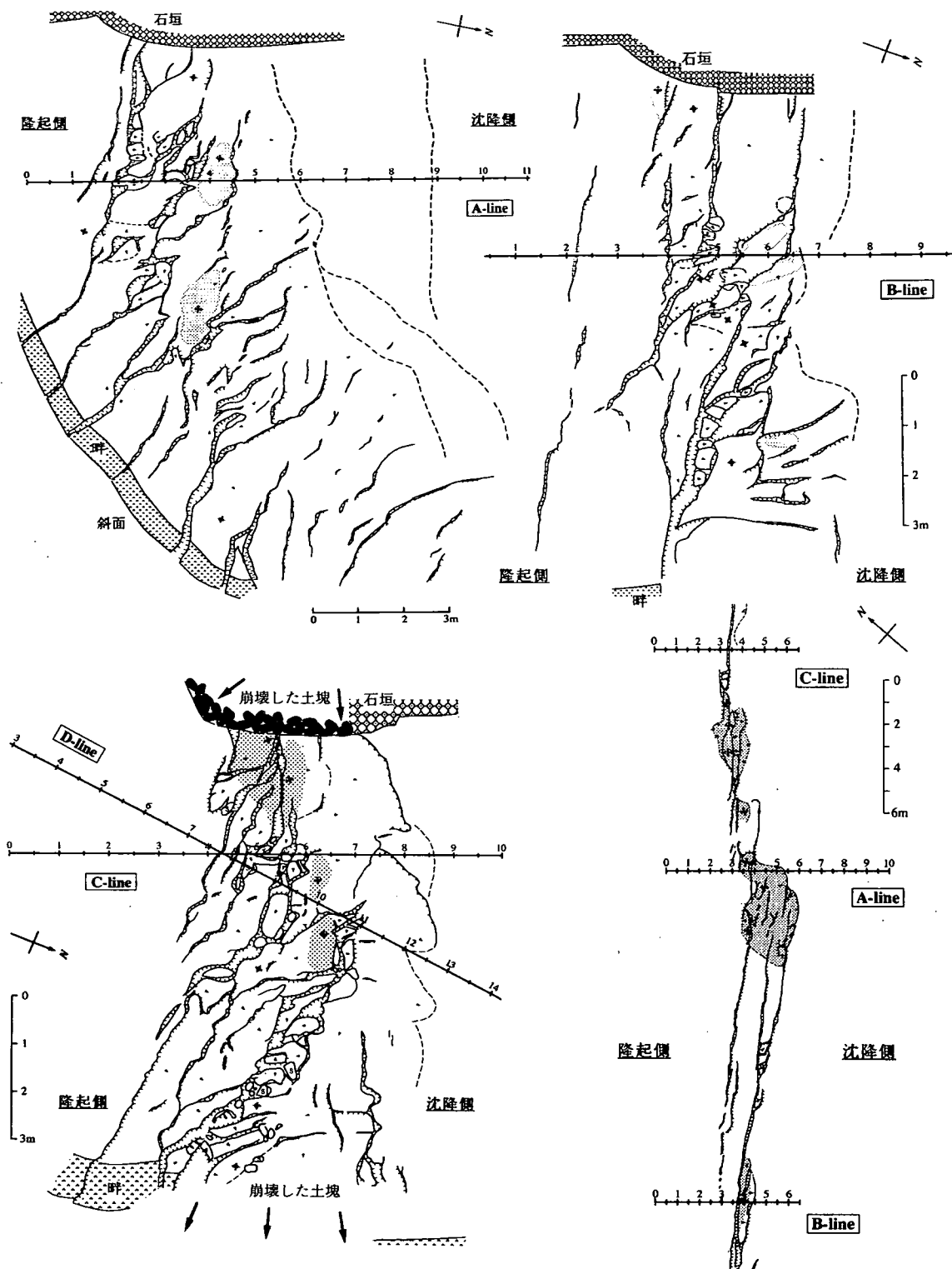


図-14 地表変形構造と地下レーダー探査の測線

(上左) 野島江崎地区①地点
(下左) 野島江崎地区③地点

(上右) 野島江崎地区②地点
(下右) 梨本地区①地点

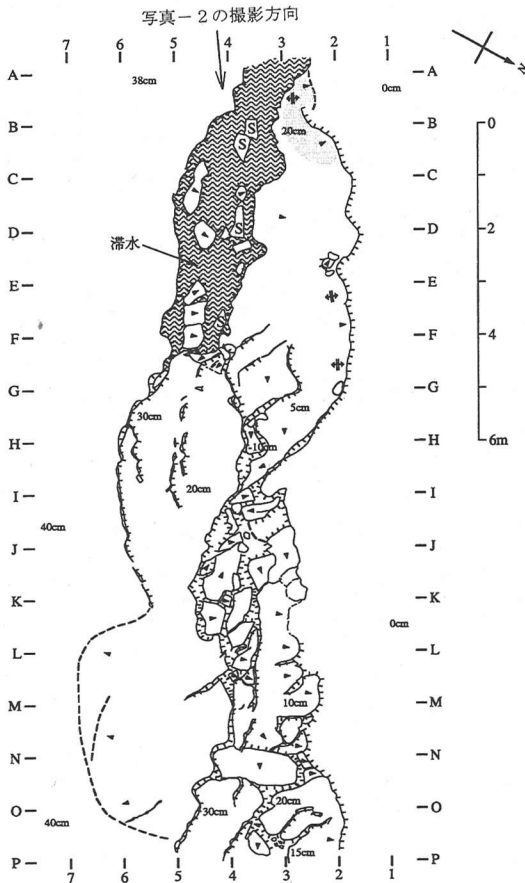


図-15 野島江崎地区④地点の地表変形構造
(写真-2に対応)

a) 基盤と表層の変形層

断層線に隣接して南東側に広く分布する白亜紀の野島花崗閃緑岩や、北西側に見られる新第三紀中新世の神戸層群岩屋累層（1～3千万年前）は、地質年代も古く固結度が高いため、風化作用をうけていなければ第四紀の未固結層に比べて十分に剛な基盤と見なされよう。しかし、同じく断層線の北西側、さらに南部の小倉に広く分布する新第三紀鮮新世～第四紀更新世前期の大阪層群富島累層（3000 万年前～120 万年前）の上部層は、地質年代も若く、固結度がそれほど高くない。そのため必ずしも剛体的挙動を示す保証はなく、変形層として振舞う可能性は否定できない。今後、物理探査なりトレンチ調査²⁰⁾によって地盤内部の変形構造を明らかにする必要があるが、今回調査した3地区に関しては、地表の変形帯の性状を支配する被覆層は、地割れ面等で観察



写真-2 野島江崎地区④地点

図-15のスケッチをしているところを南西より撮影。手前のR-shearsは大きく開口して滞水している。

された上部更新統に当たる段丘堆積物や完新世の沖積層と考えて良いであろう。野島江崎地区の①～④地点の表層地盤は主にやや固結したまさ土（花崗岩起源の角礫を含む風化土の堆積物）、梨本地区の①、②地点はやや固結したシルト～砂（大阪層群）、里地区と梨本地区の③地点は粘土～砂礫層（河床性の堆積物）から構成されていると推定される（表-1）。

b) 最初に形成されるリーデルせん断

各調査地点で観察された変形機構の最大の特徴は、幅 $W_S=1.5\sim 7m$ の変形帯の中央に発達した網目状の断裂（地割れ）構造である（図-16）。その中で最も大きい一次モードの地割れ構造は、右横ずれ変位に特有の左雁行配列したリーデルせん断で、全地点で観察された。

R-shears による地割れ構造の規模や性状は地点によって異なる。図-17に、図-6に定義したリーデルせん断に関する各計測パラメータを示す。また R-shears の斜交角度 θ_R と間隔 S_R 、幅 W_R の関係を図-18に示す。

表-1 各地点の調査結果一覧

| 調査地点 | | | 野島江崎地区 | | | | 里地区 | 梨本地区 | | |
|-------------------------|----------------|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|----------------|--------------------------------|-----------------|--------------------------------|-----------|----------------------------|
| | | | ① | ② | ③ | ④ | | ① | ② | ③ |
| 基底 | 断層変位量 | 右横ずれ成分 D_h (m) | 0.8~1.1 | 0.8~1.4 | 1.0~1.5 | 1.4~1.5 | 0.65 | 0.8~0.9 | 0.95~1.1 | 0.7~1.0 |
| | | 約直成分*1 D_v (m) | 0.6~0.8 | 0.5~0.6 | 0.5~0.6 | 0.3~0.4 | -0.1 | -0.2 | -0.2 | -0.35~-0.4 |
| の断層 | 断層傾斜角 | | 85°(梶林寺), 81°(野島平林) | | | | — | 87°(小倉) | | |
| | 断層変位ベクトルのレイク | | 10°(梶林寺), 20°(野島平林) | | | | — | 10°(小倉) | | |
| 未抜固覆層 | 構成層 | | 風化、崩壊、沈押し堆積物 やや固結したマサ土(細粒砂~砂礫) | | | | 沖積層 (シルト~砂) | 砂礫/砂礫層 (大阪層群) | 粗粒砂 粘土 | 粘土 砂礫層 |
| | 層厚 H (m) | | <7(?) | | | | 5~6*2 | 約10*2 | <3(?) | 4~6*2 |
| 断層変位帯の幅 W (m) | | | 8~12 | 5~6 | 5~6 | 5~6 | 6~8 | 3.5~4.5 | 1.5 | 2.5~3 |
| 単純せん断モード変形帯の幅 W_s (m) | | | 1.9~6.7 | 2.6~4.0 | 1.9~3.3 | 3.2~4.5 | 2.5~5.9 | 2.1~3.1 | 1.1~1.7° | 1.2~2.0 |
| せん断機構 | R-shears | 斜交角度 θ_R | 41°~54° | 43°~56° | 37°~44° | 23°~43° | 21°~30° | 7°~14° | 21°~38° | 22°~35° |
| | | 間隔 S_R (m) | 1.5~2.9 | 2.4~3.1 | 1.5~2.2 | 4.7~6.4 | 1.3~2.0 | 8.1~10.7 | 1.5~2.2 | 4.2~5.1 |
| | 幅 W_R (m) | 1.8~6.1 | 1.3~2.0 | 1.1~1.6 | 1.6~2.7 | 1.6~4.0 | 1.1~1.8 | 0.5~1.2 | 0.8~1.2 | |
| | P-/L-shears | 斜交角度 $\theta_{P/L}$ | 2°~24° | -7°~30° | 4°~21° | -14°~20° | 7°~16° | 0°~5° | -19°~19° | -4°~12° |
| | | 間隔 $S_{P/L}$ (m) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| R',P',L'-shears | 斜交角度 θ' | 53°~70° | 68°~78° | 63°~77° | 51°~81° | 43°~60° | 49°~67° | 47°~74° | 45°~65° | |
| その他の特徴的な変形構造 | | | 沈降側に繞曲(ふくらみ) | S,O-shears, 変形帯中央隆起側に引張亀裂 | 沈降側にプレッシャー・リッジ | S,O-shears, R-shears 中央が開口して滞水 | 小規模な左雁行亀裂が無数に分布 | 沈降側にプレッシャー・リッジ, 延長の長い R-shears | 地盤が小ブロック化 | S,O-shears, R-shears 中央が開口 |

*1: 南東側隆起となるセンスを正とする, *2: トレンチ・データ

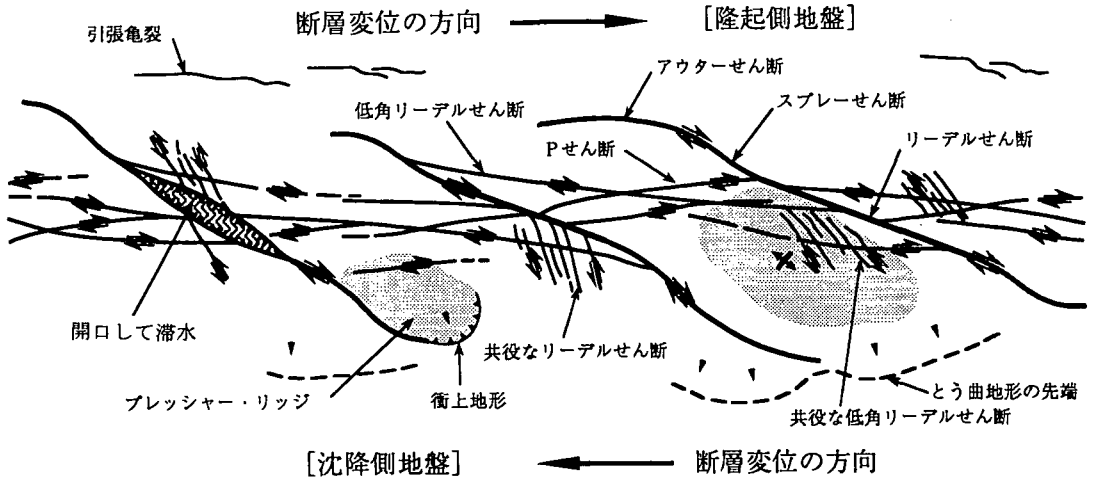


図-16 野島地震断層上の地表変形構造の特徴(模式図)

斜面上の連続する4枚の棚田を調査した野島江崎地区では、中腹の①~③地点は非常に大きい斜交角度 $\theta_R=35^\circ \sim 55^\circ$ で間隔 $S_R=1.5 \sim 3m$ は小さかった。これに対して、尾根に近い①地点は斜交角度 $\theta_R=20^\circ \sim 45^\circ$ はやや小さいが間隔 $S_R=4.5 \sim 6.5m$ は大きい。里地区は、山地からやや離れた沖積平野の中ほどに位置するため、地盤が比較的一様と考えられ、データのばらつきは小さい。斜交角度は $\theta_R=20^\circ \sim 30^\circ$ で、間隔 $S_R=1 \sim 2m$ が他の地点より狭いわりに幅 $W_R=1.5 \sim 4.0m$ は大きいという特徴がある。また

梨本地区の①地点は、非常に小さい斜交角度 $\theta_R=5^\circ \sim 15^\circ$ で大きな間隔 $S_R=8 \sim 9m$ であるのが注目される。梨本地区②地点は小規模な尾根の先端近くで、変形層がやや固結して薄いと推定される。R-shearsの規模は間隔 $S_R=1.5 \sim 2.5m$, 幅 $W_R=0.5 \sim 1.5m$ と小さく、地盤が小ブロック化していた。逆に梨本地区③地点は小河川沿いで、軟弱な変形層は厚い。間隔 $S_R=4 \sim 6m$ は大きい、鉛直変位成分が大きく変形が断層直上に集中したためか、幅 $W_R=0.5 \sim 1.5m$ は小さかった。

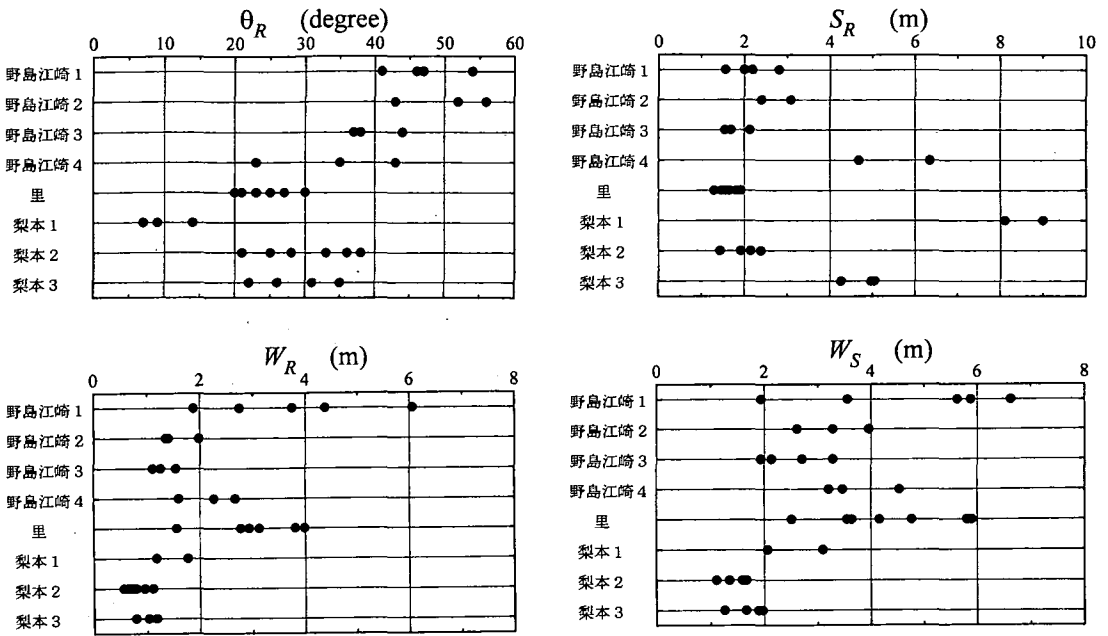


図-17 リーデルせん断に関する計測パラメータ
 (上左) 斜交角度 θ_R (上右) 間隔 S_R
 (下左) 幅 W_R (下右) 変形帯の幅 W_S

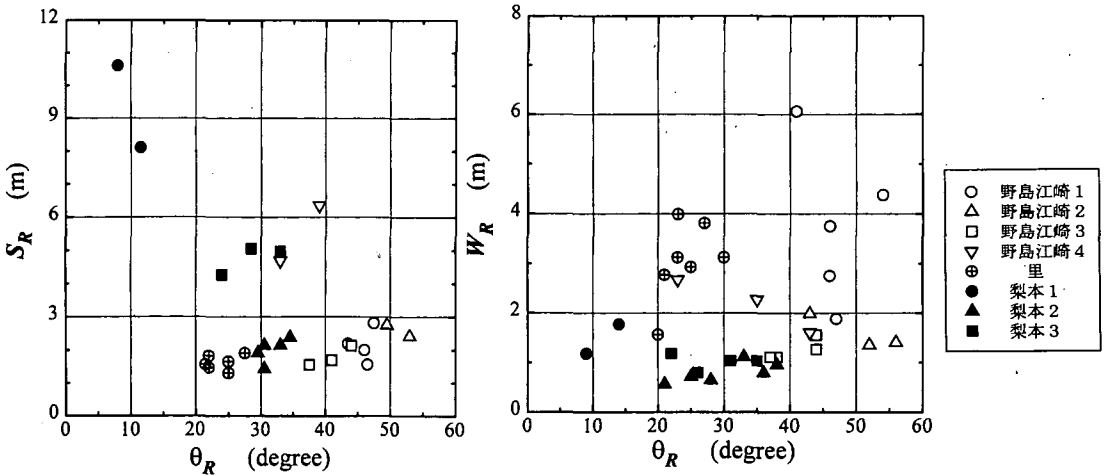


図-18 リーデルせん断に関する計測パラメータの相関関係
 (左) $S_R \sim \theta_R$ 関係 (右) $W_R \sim \theta_R$ 関係

R-shears の発達する方向は、地表面近傍を単純せん断モードと仮定する応力場の考察より、断層線に対する斜交角度は $\theta_R = \varphi - \mu = 5^\circ \sim 30^\circ$ となる。しかし、野島江崎地区の①～③地点で見られた R-shears はこれよりはるかに大きい角度 $\theta_R = 35^\circ \sim 55^\circ$ で斜交していたことになる。最大主応力方向が断層線となす角度 $\varphi = 40^\circ \sim 50^\circ$ に近いことより、

引っ張り破壊によって断裂が形成された可能性もある。高見等 (1995)²¹⁾ は地割れの斜交角度 θ_R は未固結被覆層の厚さ H が大きいほど大きいことを指摘しているが、今回の調査範囲でそのような傾向は確認できなかった。また、各計測パラメータと断層変位の大きさやレイクには明瞭な関係は認められなかった。純粋な横ずれ (走向移動) 断層であっても、R-shears

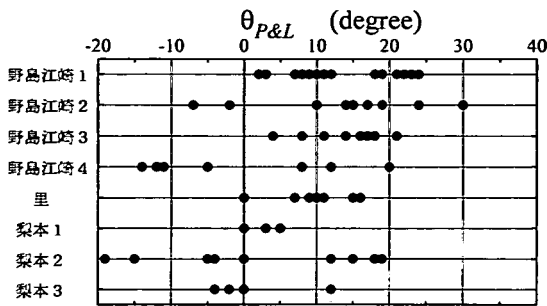


図-19 P-/L-shears の斜交角度 $\theta_{P&L}$

の斜交角度 θ_R は、被覆層の厚さ H 、地盤構成、力学特性等に依存するだけでなく、地盤内応力とも密接な関係にあることが報告されており¹⁰⁾、この最も基本的な主要構造でさえ説明するのは容易ではなさそうである。さらに縦ずれ成分の影響、大きい横ずれ変位による R-shears の初生構造の変形や回転をも考慮する必要がある。

R-shears の両端には、ほとんどの地点で S-shears や O-shears が観察され、特に野島江崎地区の②、④地点と梨本地区の③地点で顕著だった。この3地点では、R-shears の中央に大きく開口した陥没地形が形成されており滞水していた(図-15、写真-2)。

c) 圧縮ブリッジと横ずれリレー・ランプ、および2次的に形成される調和的せん断 (second generation P-/L-shears)

左雁行配列する R-shears に挟まれた短冊状の領域、つまり地割れがオーバー・ステップする部分は、右横ずれせん断によって R-shears にほぼ平行な圧縮力が作用する圧縮ブリッジ (トランスプレッショナル

領域) が形成される¹¹⁾。R-shears に沿うずれ変位によって短縮する側は、地割れ末端のオフセットする部分で緩やかに膨らんだ撓曲地形となる。縦ずれ成分の影響で、この領域は傾斜したリレー・ランプとなり¹³⁾、沈降側に傾動する地盤の影響でプレッシャー・リッジと呼ばれる顕著な隆起地形が多くある地点で観察された(図-9, 16)。さらに野島江崎地区の③地点と梨本地区の①地点では、沈降側に押し出された地盤が舌縁状に衝上していた(図-14下)。

この領域には、一次モードの R-shears を形成した応力場と異なる局所的な応力場が形成され、R-shears より低角で斜交する L-shears や逆方向に斜交する P-shears が発達する。いずれもせん断方向と調和的な方向、右ずれのセンスで、最大主応力 σ_1 が単純せん断モードの ϕ 方向から反時計回りに角度 ξ ($\leq \mu$)だけ回転したことで説明されることが多い。

図-19 に、ブリッジ内に2次的に形成される P-/L-shears の斜交角度を示す。正の角度で斜交する L-shears は全地点で観察されたが、負の角度で斜交する P-shears は野島江崎地区①③地点、里地区、梨本地区①地点で見られなかった。全てのデータ $\theta_{P&L} = -20^\circ \sim 30^\circ$ が、単純せん断モードを仮定した2節の考察の範囲 $\theta_R - \xi = -30^\circ \sim 30^\circ$ に納まっている。しかし、この元となる1次モードの R-shears の斜交角度が理論と現地データが合っていないため、さらに検討が必要であろう。最大主応力 σ_1 方向の回転角を見積るため、 $\theta_{P&L}$ と θ_R の関係を図-20 に示す。一般に言われているせん断層が σ_1 となす角度 $\eta = 20^\circ \sim 35^\circ$ をはるかに越える回転角度 $\xi (= \theta_R - \theta_{P&L})$ も数多く見られ、圧縮ブリッジ内の局所的な応力場の考察だけでは説明することができない。た

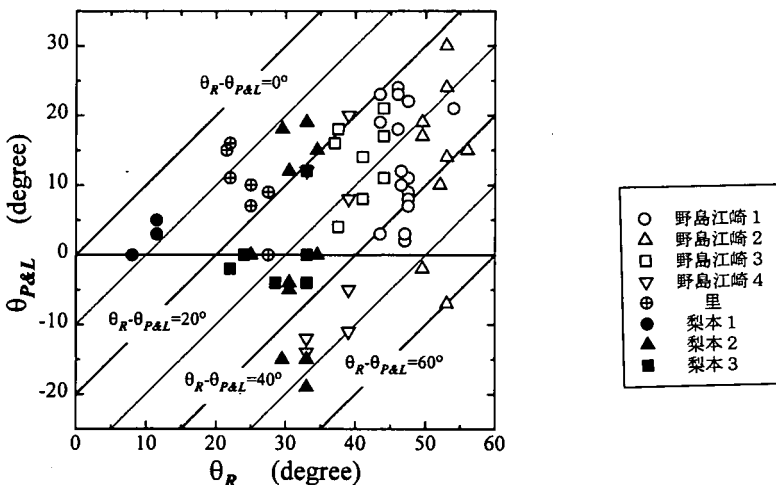


図-20 R-shears と P-/L-shears の発達する方向の相関関係 ($\theta_{P&L} \sim \theta_R$ 関係)

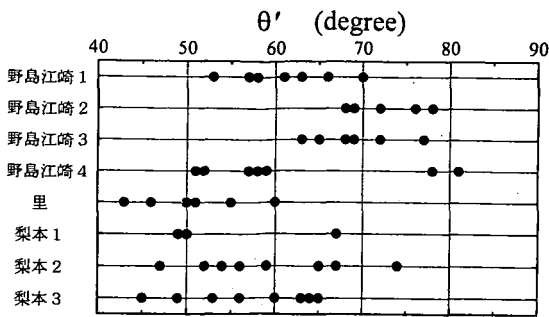


図-21 共役なせん断の斜交角度 θ'

だし、R-shears の斜交角度が小さい場合 ($\theta_R < 25^\circ$) には、回転角度も小さい ($\xi = \theta_R - \theta_{P\&L} < 25^\circ$) 。

R-shears に挟まれた圧縮ブリッジ内に 2 次的に形成される調和的なせん断機構については、地表近傍の応力場の考察だけでなく、地盤内部でのせん断層の形成プロセス、さらに初生的に断裂構造が形成された後の変形や回転をも考慮する必要がある。

d) 共役なせん断

横ずれに対して調和的なせん断機構 (R, P, L-shears) と共役な関係にあるせん断機構 (R', P', L'-shears) は、断層の走向となす角が大きく、非調和的である。左ずれのセンスで R-shears より高角で斜交するこれらの共役なせん断は、概ね $\theta' = 45^\circ \sim 80^\circ$ だった (図-21)。この θ' と、調和的なせん断層の斜交角度 θ_R と $\theta_{P\&L}$ との関係を図-22 に示す。互いに共役な関係に在ることを考慮すると、調和的なせん断機構とは $2\mu = 40^\circ \sim 70^\circ$ の角度をなすはずで

ある。多くのデータは、 $\theta' - \theta_R = 10^\circ \sim 40^\circ$ 、 $\theta' - \theta_{P\&L} = 40^\circ \sim 70^\circ$ であるから、その多くは P'-L'-shears と整合的であると予察される。しかし、地点によっては R'-shears の可能性もある。最初に形成される R-shears に引き続いて発達するせん断機構については、地盤内部の発達プロセスが全く解明されておらず、今後の検討課題である。

e) その他の地表面変形構造

純粋な横ずれ (走向移動) 断層と異なり、今回の地震における野島断層の運動は $Dv/Dh = 0.2 \sim 0.5$ でやや逆断層の縦ずれ成分を伴っている。このため野島江崎地区の②地点では、隆起側の地盤表面が引張られて、メインの変形帯より上盤側に引張亀裂が発達していた。また沈降側には、表層の地盤が水平方向に押し出される傾向が多くの地点で観察された。さらに、隆起側の断裂沿いには段差が形成され、地盤のブロック化と沈降側へ傾動する様子も観察された^{25),26)}。

(2) 地盤内部変形構造

得られた電磁波反射記録の解析断面図の例を図-23, 24 に示す。パルス・レーダー法では 3 種類の中心周波数、連続波レーダー法ではニア・トレース (シングル・チャンネル) と CDP 重合 (マルチ・チャンネル) の解析断面図が得られている²⁷⁾。主な知見を以下に示す。

① 80MHz と 150MHz のアンテナを用いたパルス・レーダー法による可探深度は、野島江崎地区で 2.5~4.5m、梨本地区で 2m 程度だった (図-24)。

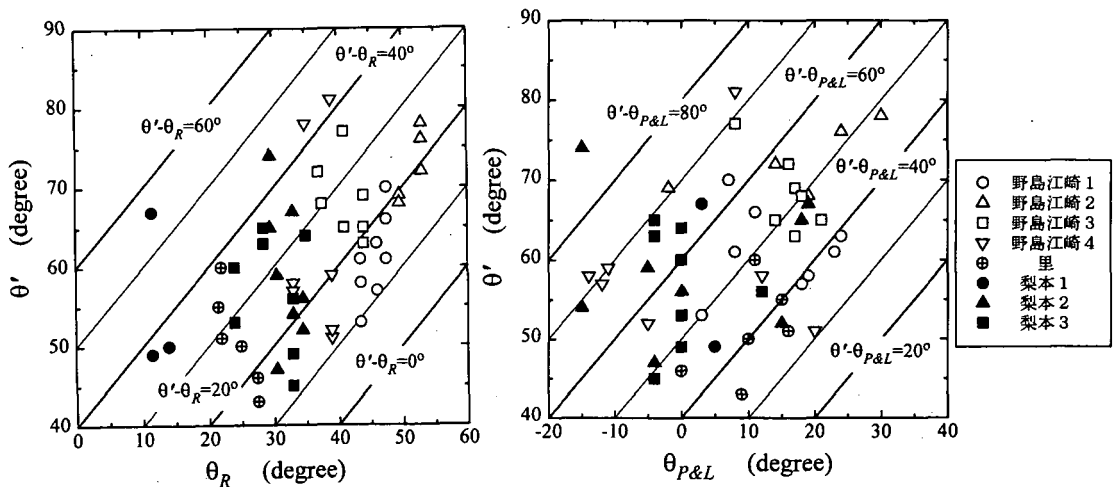


図-22 調和的なせん断と共役な関係にあるせん断の計測パラメータの相関関係
(左) $\theta' \sim \theta_R$ 関係 (右) $\theta' \sim \theta_{P\&L}$ 関係

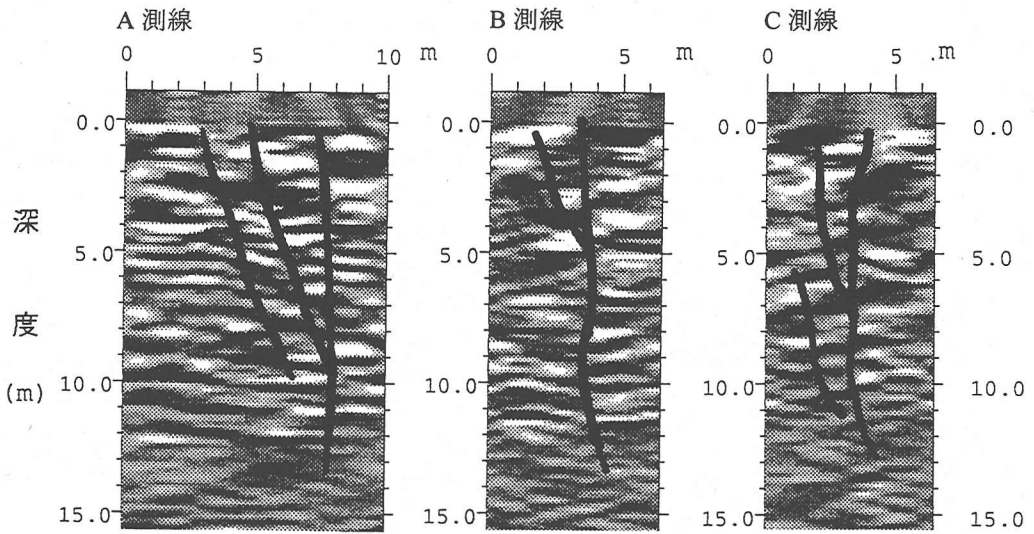


図-23 連続波レーダー法による解析断面の例（梨本地区①地点，マルチ・チャンネル，CDP 重合）

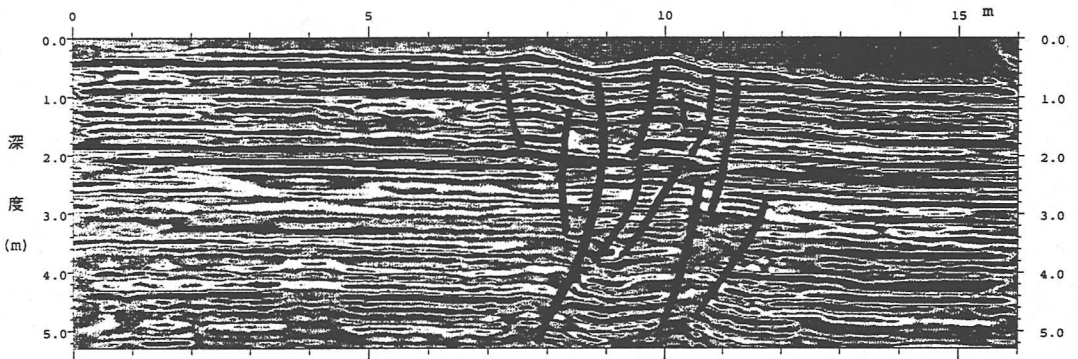


図-24 パルス・レーダー法による解析断面（野島江崎地区③地点D測線，80MHz）

しかし 1GHz のアンテナでは減衰が大きいため 1.5m 以深の反射波は得られず、また明瞭な地質構造を読み取ることも不可能だった。一方、連続波レーダーによれば、深度 10~13m までの反射構造に関する情報が得られる（図-23）。

- ②地表面にはほぼ平行に分布する反射波フェーズには、不連続あるいは途切れている部分が多数存在する。不連続な部分は、そこで鉛直ずれを伴うせん断層に対応し、また途切れる部分は、反射面をつくっていた構造が破壊されて大変形したゾーンに対応すると推定される。
- ③このように反射波フェーズの不連続や途切れが、地表面から地下深度に向かって連続的に分布するところをトレースしたところ、比較的線形

が長く、延長が 2m を超えるものが、各解析断面で数条引くことができる²⁷⁾。地表面に地割れ等の変形が集中した部分の直下にその多くが分布している。

- ④地表面近傍 4 m 以浅の構造を調べるのに有利なパルス・レーダー法によれば、既に整地された梨本地区と比較して、地震後の変形がそのまま残されている野島江崎地区でより多数（10 数条）のトレースが引ける。その傾斜はかなり高角度 $70^{\circ} \sim 90^{\circ}$ で、全般的に地下深部で収束する樹系図状の分布形態のようである。詳細な構造は不明だが、図-10 に示す横ずれデュプレックスで言われているような花卉構造も考えられる³³⁾。

⑤さらに深い構造を調べることができる連続波レーダー法によれば、反射波フェーズの不連続や途切れを連ねたトレースは数 m の延長でやはり高角度 $70^{\circ} \sim 90^{\circ}$ に数条分布する。中でも特に明瞭な物は、地表の変形帯ないし大規模な地割れの直下に存在する。ただしこれらの線形は必ずしも一定の方向に延びず、やや蛇行する傾向も見られる。梨本①地点では、深さ 10 数 m まで収束していない可能性がある。

⑥野島江崎③地点の C、D 測線のパルス・レーダー法による結果を比較すると、地表のリーデルせん断に直交する D 測線の方が断層線に直交する C 測線よりも明瞭な解析断面が得られた。したがって、地表面下 4 m 以浅の地割れ構造の地盤内の走向は、地表面のそれと大差ない可能性がある。

⑦反射波フェーズの不連続や途切れを連ねたトレースは、地下深部より地表の地割れまで必ずしも連続していない。横ずれに起因するリーデルせん断によって形成されたブリッジ構造が、縦ずれによってリレー・ランプとなるが、正断層によるその構造は、断面によっては地下深部より地表面まで連続したものでないよう観察されることが指摘されている^{12),13)}。やや逆断層のセンスである野島断層の場合にも、同じように地表面の地割れが地盤内部でなくなるように観察される断面が存在する可能性は否定できない。地表近くの変形層に対して基盤の断層変位という外乱、すなわち強制的な不連続変位(ずれ)は基盤面に入力されるため、この不連続変位を生じる面(せん断層)が基盤から地表面に向かって伝播するように発達するつながった変形構造を考えるのが自然である。しかし、基盤面が断層変位(ずれ)を入力する変位境界であるのに対して、地表面は平面応力状態という応力境界である。したがって、断層線上でシャープにずれる基盤面近傍と、ある幅(断層変形帯)の中でずれる地表面近傍では、それぞれの境界条件に応じて異なったモードの変形構造が別々に形成されることが考えられる。そのため、地面の地割れ構造が、基盤からの変形構造と連続的であるという保証はない。乾燥砂を用いた横ずれ断層の模型実験による検討でも、地表面で観察される雁行配列のリーデルせん断と、基盤近くに形成される覆瓦構造のせん断層の列の性状は、それぞれの境界条件に別個に支配されていることが確認されている¹¹⁾。

5. まとめ

筆者等は、基盤の断層運動によって未固結な表層地盤に形成される変形構造を明らかにする研究を数年来実施している。兵庫県南部地震によって現れた野島地震断層は、その貴重なケース・スタディを提供してくれた。得られた知見は、テクニクな問題とも相似な現象であることから、地震学の分野でも有用であるし、地盤工学の分野で注目を集めている変形の局所化、破壊面の形成といった現象とも密接に関係している。直接的には、トレンチを利用した活断層調査を高精度化することを狙っている。非常に大掛かりな調査となるトレンチ調査で得られる情報を、より高度に活用することにも繋がるかと考えている。

地表面で観察される各種のせん断機構の相互配列関係やずれのセンスは、乾燥砂を用いた断層模型実験の結果と調和的であるし、単純せん断モードであることを仮定した考察によってもある程度解釈できることが判った。しかし、せん断層が発達する方向、すなわち断層線に対する斜交角度については十分説明することはできなかった。今後、変形層内部の破壊構造を明らかにすることが重要となろう。

野島地震断層では、現在でも多くの研究機関が継続的に調査を実施しており、次々と新しい知見が公表されている。筆者等も、梨本地区①地点でトレンチ調査を実施し、現在その成果を取りまとめている。

謝辞：水準測量は木更津工業高専の塚信弘氏に、原稿執筆と図面作成は(株)CRSの海老原愛子氏に御協力いただいた。広島大学教育学部の中田 高教授、国際航業(株)東北本社 地質部の高見智之氏には貴重な資料を提供していただいた。また(財)電力中央研究所の関係各位には貴重な意見をいただいた。末筆ながらここに感謝いたします。

参考文献

- 1) 粟田泰夫, 水野清秀, 杉山雄一, 下川浩一, 井村隆介, 木村克己, 奥村晃史, 佃 栄吉: 1995 年兵庫県南部地震で淡路島に出現した地震断層, シンポジウム「阪神・淡路大震災と地質環境」論文集, 日本地質学会, pp.11~14, 1995.
- 2) Deng, Q., Wu, D., Zhang, P. and Chen, S.: Structure and deformational character of strike-slip fault zones, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.124, No.1/2, pp.203~223, 1986.
- 3) Gamond, J.F.: Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones, *J. of Structural Geology*,

- Vol.9, No.5/6, pp.609~620, 1987.
- 4) 垣見俊弘, 加藤碩一: 地質構造の解析 — 理論と実際 —, 愛智出版, 274p, 1994.
 - 5) Mandl, G.: Mechanics of tectonic faulting — Models and basic concepts —, *Developments in Structural Geology 1*, Elsevier, 407p, 1988.
 - 6) 水野清秀, 服部 仁, 寒川 旭, 高橋 浩: 明石地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p, 1990.
 - 7) Morgenstern, N.R. and Tchalenko, J.S.: Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear, *Geotechnique*, Vol.17, No.4, pp.309~328, 1967.
 - 8) 中村三郎, 東 年春, 笠井弘幸, 内田 敬, 登内正治, 野口静雄: 川崎式連続波地中レーダ探査法による地すべり地盤構造探査, 第33回地すべり学会研究発表講演集, pp.173~176, 1994.
 - 9) 中田 高, 蓮田 清, 尾高潤一郎, 坂本晃章, 朝日克彦, 千田 昇: 1995年兵庫県南部地震の地震断層, 地学雑誌, Vol.104, No.1, pp.127~142, 1995.
 - 10) Naylor, M.A., Mandl, G. and Sijpestein, C.H.K.: Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *J. Structural Geology*, Vol.7, No.8, pp.737-752, 1986.
 - 11) 西 真幸, 谷 和夫: 横ずれ断層実験で観察されるリーデルせん断の発達するメカニズムに関する一考察, 第31回地盤工学研究発表会, pp.1539~1540, 1996.
 - 12) Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J.: Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones, *J. of Structural Geology*, Vol.13, No.6, pp.721~733, 1991.
 - 13) Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J.: Strike-slip relay ramps, *J. of Structural Geology*, Vol.17, No.10, pp.1351~1360, 1995.
 - 14) Pradhan, T., Tatsuoka, F. and Horii, N.: Simple shear testing on sand in a torsional shear apparatus, *Soils and Foundations*, Vol.28, No.2, pp.95~112, 1988.
 - 15) 佐野郁雄, 金岡正信, 西村正人: 地盤におけるせん断帯の分岐現象の観察, 土木学会, 第50回年次学術講演会, 1996.
 - 16) Sherard, J.L., Cluff, L.S. and Allen, C.R.: Potentially active faults in dam foundations, *Geotechnique*, Vol.24, No.3, pp.367~428, 1974.
 - 17) Sibson, R.H.: Earthquakes and lineament infrastructure, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A317, pp.63~79, 1986.
 - 18) Skempton, A.W.: Some observations on tectonic shear zones, *Proc. 1st ISRM Congress*, Vol.1, pp.329-335, 1966.
 - 19) Stroud, M.A.: The behaviour of sand at low stress levels in the simple shear apparatus, Ph.D Thesis, Cambridge University, 1971.
 - 20) 鈴木康弘, 松田時彦, 中田 高, 坂本晃章, 尾高潤一郎, 後藤秀昭, 朝日克彦, 千田 昇, 竹内 章, 吾妻崇, 岡田篤正, 中村俊夫: 兵庫県南部地震の地震断層の活動歴 — 北淡町梨本地区でのトレンチ発掘調査 (中間報告) —, 1995年1月17日兵庫県南部地震調査連絡会, 日本第四紀学会, pp.33~34, 1995.
 - 21) 高見智之, 秋山晋二, 中村芳貴, 妹尾正晴: 野島地震断層の現れ方と表層状態の関係, 日本応用地質学会研究発表会, pp.63~66, 1995.
 - 22) 谷 和夫: ジョイント要素を用いたFEMによる逆断層の模型実験のシミュレーション, 地盤の破壊とひずみの局所化に関するシンポジウム, 土質工学会, pp.215~222, 1994.
 - 23) 谷 和夫: 基盤の断層変位に伴う砂層内の不連続面の形状と位置 (第3報), 第30回土質工学研究発表会, pp.1247~1250, 1995.
 - 24) 谷 和夫, 上田圭一: 砂地盤内に形成されるせん断層の3次元構造のX線CTによる観察—横ずれ断層模型実験を例として—, 地盤破壊の三次元的評価に関するシンポジウム, 土質工学会, pp.161~168, 1995.
 - 25) 谷 和夫, 上田圭一, 仲田洋文: 野島断層上に発達した変形帯の調査結果 — 第四紀層地盤地域で見られた地表面の断裂構造 —, 阪神・淡路大震災に関するシンポジウム, 土木学会, pp.29~36, 1996.
 - 26) 谷 和夫, 上田圭一, 仲田洋文: 基盤の斜め移動断層変位による未固結被覆層の変形構造 — 1995年兵庫県南部地震における野島地震断層の初期調査結果 —, 電力中央研究所報告, No.U95019, 50p, 1996.
 - 27) 谷 和夫, 阿部信太郎: 2.2地表面層内の変形構造と地下レーダー法の適用 (1995年兵庫県南部地震における断層, 地震動, 被害に関する調査研究), 電力中央研究所報告, No.U29, pp.17~25, 1996.
 - 28) Taylor, C.L. and Cluff, L.S.: Fault displacement and ground deformation associated with surface faulting, *Proc. ASCE Special Conf. on Lifeline Earthquake Engineering*, pp.338~353, 1977.
 - 29) Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N.: Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol.81, pp.41~59, 1970.
 - 30) Tchalenko, J.S.: Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol.81, pp.1625~1639, 1970.
 - 31) 上田圭一: 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討—地震断層, 活断層の現地調査—, 電力中央研究所報告, U93007, 50p, 1993.
 - 32) 上田圭一, 谷 和夫: 基盤の横ずれ断層変位に伴う未固結被覆層の変形—模型実験による検討, 日本地質学

会第 101 年学術大会講演要旨, p.203, 1994.

33) Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R. : Basic wrench tectonics, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Vol.57, No.1, pp.74~96, 1973.

34) Woodcock, N.H. and Fisher, M. : Strike-slip duplexes, *J. of Structural Geology*, Vol.8, No.7, pp.725~735, 1986.

(1996. 6. 13 受付)

DEFORMATION STRUCTURE OF SURFACE UNCONSOLIDATED LAYER ALONG THE NOJIMA EARTHQUAKE FAULT

Kazuo TANI, Keiichi UETA, Shintaro ABE, Hirofumi NAKATA
and Hiroyuki HAYASHI

During the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, significant surface breaks occurred along a pre-existing active fault, the Nojima Fault on the northwestern coast of Awaji Island, Japan. In order to elucidate the characteristic structures of surface deformations as well as underground fault patterns, detailed sketching and surveying were carried out of the surface rupturing and a series of physical exploration by ground radar method were conducted of the internal faulting.