

電力中央研究所報告

横ずれ断層系の発達過程ならびに変位地形
の形成過程

—断層模型実験による検討—

研究報告：U03021

平成15年11月

財団法人 電力中央研究所

中国环境科学

中国环境科学 1990 年第 1 期

中国环境科学 1990 年第 1 期

中国环境科学 1990 年第 1 期

中国环境科学 1990 年第 1 期

IR CRIEPI



中国环境科学

中国环境科学 1990 年第 1 期

横ずれ断層系の発達過程ならびに変位地形の形成過程 －断層模型実験による検討－

上田 圭一*

キーワード：活断層

地震

モデル試験

剪断層

第四紀層

Key Words : Active fault

Earthquake

Model test

Shear band

Quaternary deposit

Evolution of Strike-slip Fault Systems and Associated Geomorphic Structures: - Model Test -

by K. Ueta

Abstract

Sandbox experiments were performed to investigate evolution of fault systems and its associated geomorphic structures caused by strike-slip motion on basement faults. A 200 cm long, 40 cm wide, 25 cm high sandbox was used in a strike-slip fault model test. Computerized X-ray tomography applied to the sandbox experiments made it possible to analyze the kinematic evolution, as well as the three-dimensional geometry, of the faults. The deformation of the sandpack surface was analyzed by use of a laser method 3D scanner, which is a three-dimensional noncontact surface profiling instrument. A comparison of the experimental results with natural cases of active faults reveals the following: In the left-lateral strike-slip fault experiments, the deformation of the sandpack with increasing basement displacement is observed as follows. 1) In three dimensions, the right-stepping shears that have a "cirque" / "shell" / "ship body" shape develop on both sides of the basement fault. The shears on one side of the basement fault join those on the other side, resulting in helicoidal shaped shear surfaces. Shears reach the surface of the sand near or above the basement fault and en echelon Riedel shears are observed at the surface of the sand. The region between two Riedels is always an up-squeezed block. 2) Lower-angle shears generally branch off from the first Riedel shears. 3) Pressure ridges develop within the zone defined by the right-stepping helicoidal shaped lower-angle shears. 4) Grabens develop between the pressure ridges. 5) Y-shears offset the pressure ridges. 6) With displacement concentrated on the central throughgoing fault zone, a liner trough developed directly above the basement fault. R1 shears and P foliation are observed in the liner trough. Such evolution of the shears and its associated structures in the fault model tests agrees well with that of strike-slip fault systems and its associated geomorphic structures.

(Abiko Research Laboratory Rep.No.U03021)

(平成 15 年 11 月 26 日 承認)

* 地圏環境部 主任研究員

背 景

横ずれ型の活断層においては、複雑な形状を示す変位地形が認められ、複数のリニアメント（断層トレース）が並列する場合など、どの断層沿いのどの箇所を最優先にして断層活動性調査を行うべきか、難しい判断に迫られるケースがある。このような場合において、横ずれ断層系の発達過程や横ずれ断層に特徴的な変位地形（小丘（バルジ）群、溝状地など）の形成過程を理解していれば、複数の並走するリニアメント群の中で、最も新期に活動した断層に対応するリニアメントや、効率的な調査が期待できる変位地形などを、予め、よりの確に判断することができるようになり、断層活動性評価法の高精度化・効率化に資すると考えられる。しかしながら横ずれ断層系の発達過程ならびに変位地形の形成過程については不明な点が多く残されている。

目 的

横ずれ断層系の3次元発達過程および変位地形の形成過程を断層模型実験により解明し、断層活動性調査箇所をよりの確かつ効率的に選定するための留意点を提示する。

主な成果

横ずれ断層模型実験では長さ2000mm、幅400mm、高さ250mmの土槽を用い、豊浦標準砂地盤（層厚30～50mm）の変形状況を、医療用X線CTスキャナー、レーザー式3次元スキャナー、デジタル写真変位計測により3次的に解析した。これらの解析結果を、代表的な横ずれ断層である糸魚川-静岡構造線中部の活断層系に見られる断層変位地形などと比較・検討することにより、以下の成果を得た。

(1) 横ずれ断層系の発達過程と変位地形の形成過程

断層変位量の増大に伴う横ずれ断層系の3次元発達過程ならびにその周辺の変位地形の形成過程は次のとおり。1) 雁行状配列を示す剪断層群（リーデル剪断群）の形成。個々の剪断層は対数螺旋曲面を呈する。2) リーデル剪断間の地盤の膨らみ。3) リーデル剪断間における新たな雁行状剪断層群（Lower-angle shear）の形成。4) Lower-angle shear間の地盤の上昇によるバルジ群の形成。5) バルジを切る断層(Y-shear)の形成ならびにバルジ間における溝状地の形成。6) 連続的な溝状地の発達とバルジの沈下。

(2) 横ずれ変位地形の形成過程を考慮した断層活動性調査箇所の選定

上記の横ずれ変位地形の形成過程を考慮すると、断層系全体の累積変位量が小さく発達過程が初期の段階（未成熟な断層系）においては、断層活動性調査の対象として、リーデル剪断よりLower-angle shearに相当する断層が優先されるべきと考えられる。

断層系の全体の累積変位量が大きく成熟度が高い断層系においては、溝状地もしくはバルジを切る断層(Y-shear)が調査対象として優先されるべきと考えられる。

今後の展開

各断層型（逆断層，正断層，横ずれ断層）の断層系の3次元発達過程ならびに変位地形の形成過程を解明するため，現地調査，文献調査により実地盤のデータを収集するとともに，各断層型の断層模型実験結果をもとに検討を行う。

関連研究報告書

「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（その2）－正断層，逆断層模型実験－」U98048
(1999.5)

「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（その3）－横ずれ，斜めずれ断層模型実験－」
U98049 (1999.5)

目 次

1. はじめに	1
2. 断層模型実験の実地盤への適合性	1
3. 実験および解析方法	3
3.1 実験装置	3
3.2 実験方法	3
3.3 実験ケース	4
4. 実験結果	5
4.1 地盤表面の変形過程・変形形態	5
4.2 剪断層の3次元変形過程	13
5. 実地盤との対応	14
5.1 横ずれ型の活断層系の形態と断層変位地形	14
5.2 横ずれ断層系の3次元形態と発達過程	14
6. 考察	18
6.1 断層系および断層変位地形の形成機構	18
6.2 活断層系の発達過程・断層変位地形の形成過程を考慮した断層活動性調査箇所を選定	19
7. まとめ	20
謝 辞	21
引用文献	21

1. はじめに

原子力発電所等の重要構造物の立地に際して実施される断層活動性評価においては、その調査法の効率化、高精度化が望まれる。特に比較的規模の大きな活断層系においては、断層系の挙動セグメント区分を精度良く行うことが求められ、トレンチ調査などの活断層調査において、過去のイベントの時期と断層の運動像（変位量を含む変位ベクトル）を精度良く求めることが重要となる。そのためには、効率良くかつ的確な結果が得られるような調査箇所を選定が不可欠である。一般に最新活動時期を含む断層の活動履歴を解明するためには、開析が最も進んでいない明瞭な断層崖等において、年代決定が可能な試料を豊富に含む細粒堆積層の分布が推定される箇所を、空中写真判読や地表踏査等により、調査箇所として選定することが多い。しかしながら、比較的規模の大きな活断層系においては、明瞭な断層トレース（リニアメント）が並列する場合など、どの断層沿いの、どの箇所を最優先にして調査を行うべきか判断に迷う場合がある。このようなケースにおいて、断層の発達過程や断層変位地形の形成過程に関する一般則を理解していれば、複数の並走するリニアメント群の中で、最も新期に活動した断層に対応するリニアメントや、新期に活動した断層群が狭いゾーンに集中し効率的な調査が期待できる変位地形などを、予めより的確に判断することができるようになり、断層活動性評価法の高精度化・効率化に資すると考えられる。しかしながら特に横ずれ断層系の3次元発達過程ならびに横ずれ断層に特有の変位地形であるバルジや溝状地の形成過程については不明な点が多い。筆者らはこれまでに、断層の発達過程を明らかにする手法のひとつとして、乾燥砂を用いた横ずれ断層模型実験（上田他，1999b）を実施してきたが、断層の3次元形態の解析ならびに地盤表面の3次元形態に関する定量的な解析は十分におこなわれて

いない。そこで、医療用X線CTを用いた横ずれ断層模型実験を行い、剪断層の3次元発達過程を解析した。また3次元レーザー変位計ならびにデジタル写真測量により、地盤表面の変形形状を定量的にとらえた。これらの実験データと、糸魚川-静岡構造線活断層系などの横ずれ型の活断層系の形態ならびに断層変位地形とを比較し、横ずれ断層系の3次元発達過程ならびに変位地形の形成過程について検討を行った結果を以下に報告する。

2. 断層模型実験の实地盤への適合性

横ずれ断層系の発達過程ならびに断層変位地形の形成過程に関して、基盤岩の断層変位に伴い未固結被覆層（第四紀層）がどのように変形するかという問題と、地下深部の基盤の断層変位に伴い、岩盤からなる被覆層がどのように変形するかという問題に対処するため、下記の理由により模型地盤材料として乾燥砂を用いた断層模型実験を行い、底盤の断層変位に伴い乾燥砂地盤がどのように変形するか解析した。

(1) 基盤の断層変位に伴う未固結被覆層の変形について

基盤の断層変位に伴う未固結被覆層の変形のうち、特に砂礫層の変形を検討するために、模型地盤材料として、同じ粒状体である砂を用いた断層模型実験が行われてきた（Cole & Lade, 1984 ; Roth et al., 1981 ; 上田・谷, 1999a ; 上田・谷, 1999b ; Ueta et al, 2000）。

模型実験においては、実物に対するスケール効果を考慮しなければならない。スケール効果は応力レベル効果と粒子径効果の2つのメカニズムから構成されている。遠心模型実験は縮尺 $1/n$ の幾何学的な相似模型に ng の加速度を作用させることで、実物と模型の応力の相似性を満足させるが、

材料特性を一致させるために、模型に実物と同じ土を用いると、結果的に地盤の層厚等に対する土粒子寸法の比率が両者で極端に異なることになる(寺師,1994)。未固結被覆層内の断層は剪断層と呼ばれ、土粒子の10~20倍程度の幅を有し、その形状は土のダイラタンシー角に依存する(Muhlhaus and Vardoulakis, 1987; Cole and Lade, 1984)。従って、剪断層が発生しないような連続体的な問題なら土粒子の粒径の影響はないが、剪断層の発生及び発達といった破壊問題に関しては、粒子の集合体的な挙動が支配的なものとなり、粒径の影響は無視できない。従って遠心模型実験により、実物が再現できる保証はない。

そこで筆者らが行ってきた正・逆断層模型実験(上田他, 1999a)ならびに横ずれ断層模型実験(上田他, 1999b)では、模型地盤の層厚と粒径を変化させた実験を実施し、層厚と粒径の違いによる模型地盤の変形状況の変化を検討してきた。すなわち実地盤に対する縮尺及び地盤材料の粒子径が異なる模型を相互に比較して同一の現象が定量的に確認できれば、その結果を実物に外挿できると考えるものである。特に層厚に関しては、正・逆断層模型実験において最大2000mmまで、横ずれ断層模型実験においては最大400mmまで検討を行い、実験結果を実物に外挿する信頼性を高めるとともに、実験結果と、実地盤の地震断層における未固結被覆層の変形状況との比較を行うこととした。その結果、地盤表面の変形形態の特徴と変形過程は模型地盤の層厚・粒径に依存せず、実地盤の変形状況とよく一致することが示された。

また実地盤の未固結被覆層は、地下水面下では水により飽和されている。飽和砂の内部摩擦角は、砂の密度が同じであれば、乾燥砂について求めた内部摩擦角より $1\sim 2^\circ$ 小さい程度である(河上,1983)。このような試験結果から、飽和砂内と乾燥砂内の剪断層の形状は、互いに大きく異なることが予想される。そこで本実験でも、筆者

らが行った一連の実験(上田・谷, 1999a; 上田・谷, 1999b; Ueta et al, 2000)と同様、乾燥砂を模型地盤材料として使用し、粒状体として扱われる砂礫層を主体とした未固結被覆層の変形を検討した。

(2) 基盤の断層変位に伴う岩盤の変形について

乾燥砂を用いた断層模型実験は、脆性変形が主体の岩盤(上部地殻)内の断層の形態や発達過程を解明するために、数多く行われており(例えばHorsfield (1977); Naylor et al. (1986)), 模型砂地盤に発達する剪断層の形態の特徴や発達過程は、実地盤(岩盤)における断層のそれと良い一致を示すことが実証されている。

このような実験で観察される剪断層の形態と実地盤の断層形態との対応を保証するために、モデル(模型)とプロトタイプ(実地盤)との間でスケール則が満たされている必要がある(Hubbert, 1937; 1951)。Horsfield (1977)およびMandl (1988)は、モデルとプロトタイプのスケール比に応じて、実地盤の岩石の摩擦強度をスケールダウンするためには、次の理由により乾燥砂の使用が適当であることを示している。

深度に応じた封圧(垂直応力: $\sigma = \rho \cdot g \cdot l$ (ρ : 密度, g : 重力加速度, l : 深度))に関して、上部地殻の岩石(特に堆積岩)と乾燥砂の密度に大きな差がないので、遠心載荷実験を行うことなく1G下で実験を行う場合、モデルとプロトタイプのスケール比に応じて、応力をスケールダウンする必要がある。次に上部地殻における断層の形成メカニズムを支配する理論、すなわちクーロン・モールの破壊基準($\tau = \tau_0 + \sigma_n \tan \phi$ (τ : 剪断応力, τ_0 : (剪断)粘着力, σ_n : 垂直応力, ϕ : 内部摩擦角))に関しては、乾燥砂も同基準により破壊し、上部地殻の岩石と乾燥砂の内部摩擦角に大きな差がないので、応力と同様、粘着力もモデルとプロトタイプのスケール比に応じて、スケールダウンする必要がある。例えば厚さ10kmの上

部地殻の岩盤を対象として、層厚 1m の乾燥砂地盤を用いた模型実験を行う場合、スケール比は 10^4 となり、厳密には、この比で岩石の粘着力をスケールダウンさせなければならない。しかしながら以下の理由により、模型地盤として密な乾燥砂地盤が適当であると考えられる。

- 1) 地下下 1~10km の深さにある堆積岩の剪断強度に関しては、垂直応力に比例する摩擦成分 ($\sigma_n \tan \phi$) の方が、粘着力 (τ_0) に比べ遥かに大きく、粘着力を無視することができる。
- 2) 仮に岩石の粘着力 (例えば 5Mpa (50bar)) を上記のスケール比 (10^4) でスケールダウンした場合、 $5\text{g}/\text{cm}^2$ と非常に小さな値を示す。模型地盤材料に関して、このような値を厳密に維持することは困難である。すなわち乾燥砂の代わりに粘土、石膏などを模型地盤材料として用いても、これらの粘着力の値は、岩石の粘着力をスケールダウンした上記の値 ($5\text{g}/\text{cm}^2$) に比べ、著しく高い。
- 3) さらに実際の岩盤には既存の節理や断層などの不連続面が多く発達しており、これらの不連続面を含む岩盤全体の粘着力の値は、実験室で測定される岩石サンプルの粘着力に比べ、かなり小さいと考えられる。

以上のような考察に基づき、乾燥砂を用いた断層模型実験が国内外の機関で実施され、岩盤（上部地殻）内の断層の形態や発達過程が議論されてきた。

本実験においても密な乾燥砂地盤内の剪断層の発達過程ならびに地盤の変形過程を解析することにより、第四紀層（砂礫層）のみならず岩盤内の断層の発達過程とそれに伴う変位地形の形成過程を議論することとする。

3. 実験および解析方法

3.1 実験装置

医療用 X 線 CT による解析が可能となるよう、実験装置の土槽は、長さ 2000mm、幅 400mm、高さ 250mm とし、底盤及び側壁はアクリル板で作成した(図-1)。底盤は 2つのブロックに分かれ、両者が接する面は鉛直の基盤の断層面を模擬する。2つのブロックのうち片方が、送りハンドルによりスライドレール上を水平に移動することにより、左横ずれ断層変位を模擬する。底盤の断層変位量は最大 500mm である。底盤にはサンドペーパーを貼り、底盤と砂地盤との摩擦力を強めている。

3.2 実験方法

[1] 模型地盤の作成

模型地盤材料として豊浦標準砂（比重： $G_s=2.633$ 、50%粒径： $D_{50}=0.17\text{mm}$ ）を用い、50mm ならびに 100mm の層厚の砂地盤を作成した。砂

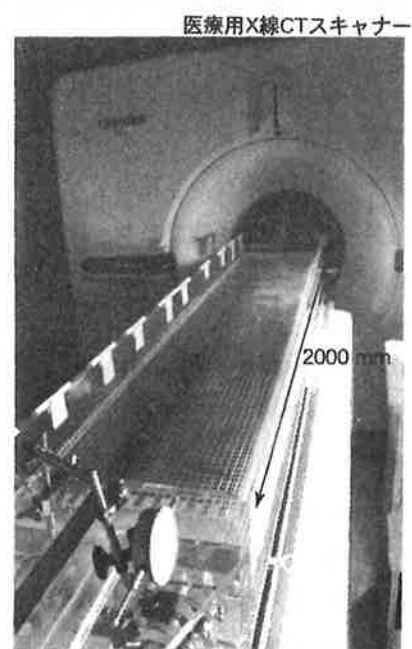


図-1 横ずれ断層模型実験装置

地盤作成中においてパイプレーターによる締め固めを行い密な砂地盤を作成した。実験終了後、砂の全重量を測定し砂地盤の密度を算出した。また砂地盤表面の変形構造をとらえるため、水平に整形した砂地盤表面上に、パイロット製ブルーブラックインクにより染色した豊浦標準砂 ($G_s=2.661$)を用いて、グリッドを作成した。

[2] 解析方法

砂地盤表面の変形は上方より写真及びビデオに撮り、特に剪断層の形状とその位置について解析した。さらに砂地盤表面の変形形状を3次元的にとらえるため、レーザー式3次元スキャナーならびにデジタル写真を用いた計測を行った。

レーザー式3次元スキャナー（パルステック工業製 TDS-3100）を用いた計測においては、 $524.4\text{mm} \times 262.2\text{mm}$ の範囲で砂地盤表面のスキャンを行い、コンター図を作成することにより、底盤の断層変位の増大に伴う砂地盤表面の3次元形状の変化をとらえた。深度方向（砂地盤の起伏量）の精度は、後述するように2mm程度以内に納っているものと考えられる。

デジタル写真測量においては、デジタルカメラでステレオ撮影した砂地盤表面の2枚の画像を比較し、3次元データ処理を行うことにより、約 $47\text{cm} \times 29\text{cm}$ の範囲の砂地盤表面を立体カラー画像として再現するとともに、コンター図に表示した。三次元データの精度は、写真の1ピクセルあたりの画像サイズの1/2程度であり、撮影距離等に依存する。そこで精度が1mm以内になるよう撮影距離等を設定した。

模型地盤内部の剪断層の発達過程については、医療用X線CTスキャナ（東芝製 TCT-700S）を用いて解析した。このCTスキャナは、被検体内部の直径0.4mm以上の空隙を検出することができる。砂地盤内部の剪断層は、ダイラタンシーにより周辺の地盤に比べ密度が低下することから、CT画像においては周囲より暗いゾーンとして識別される。本実験におけるCT画像は、模型地盤

の鉛直断面像（底盤の断層に直交する方向）であり、2cmの間隔でスキャンニングを行った。

3.3 実験ケース

実験ケースを表-1に示す。底盤に与える断層変位は変形初期の段階では、2~10mmずつ、その後は5~100mmずつ変位させ（変位速度はおおよそ1mm/分）、そのたびに変位を止め、写真撮影、X線CT撮影、地盤表面計測等を行った。この変位速度は、想定される実地盤の断層変位速度（1~5m/秒前後（例えば中田・宮内, 1985））と大きく異なる。しかしながら、砂のようなモール・クーロンの破壊基準が適用可能な材料の破壊は歪み速度に依存しないことから、従来の断層模型実験においても、断層の変位速度は、実験に都合が良い速度で与えられている（例えば Naylor et al. (1986)）。

全てのケースにおいて、X線CTによる解析を行った。ケース2においては、変位の初期段階における地盤表面の変形形状の変化を定量的にとらえるため、レーザー式3次元スキャナーによる変位計測を行った。計測は変形前と、底盤の断層変位量が12mm, 25mm, 50mm, 100mmの時に実施し、変形前の地盤の形状を基準として、上下変動量を算出した。ケース3においては、大変位を与えた段階における地盤表面の変形形状の変化を定量的にとらえるため、デジタル写真変位計測を行った。計測は底盤の断層変位量が100mmならびに500mmの時に実施し、固定側の土槽を基準として地盤の起伏量の変化をとらえた。

表-1 X線CTを用いた横ずれ断層模型実験ケース

実験ケース	底盤の断層	豊浦標準砂地盤			地盤表面計測法
	最大変位量(mm)	密度(g/cm^3)	間隙比	層厚(mm)	
ケース1	500	1.65	0.59	50	
ケース2	100	1.58	0.66	50	レーザー変位計測
ケース3	500	1.57	0.68	50	デジタル写真変位計測
ケース4	12	1.6	0.64	100	
ケース5	25	1.6	0.64	50	

ケース4, 5はUeta et al. (2000)の実験ケース

4. 実験結果

4.1 地盤表面の変形過程・変形形態

ケース 1～3 の実験結果を図 2～4 に示す。これらの実験で観察された横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程を以下に述べる (図-5)。

(1) リーデル剪断群の形成 (図-5 の(a))

底盤の横ずれ断層の変位初期の段階において、最初に地盤表面の水平面における撓みが観察されるが、変位量の増大により、底盤の断層の直上付近にリーデル剪断に相当する雁行状の左横ずれ剪断層群が形成される。これらのリーデル剪断群の走向は、底盤の断層に対し $28\sim 40^\circ$ で斜交する。

(2) リーデル剪断群の成長とリーデル剪断間の地盤の膨らみ (図-5 の(b))

個々のリーデル剪断が両側へ成長し、S 字型に湾曲する。リーデル剪断において、底盤の断層の直上から離れた箇所では、逆断層変位成分も顕著に認められる。これにより、リーデル剪断に挟まれた地盤表面の膨らみが観察される (図-2 (c) の(1))。

(3) Lower-angle shear の形成 (図-5 の(c))

底盤の断層の直上付近において、リーデル剪断から分岐する左横ずれ剪断層が観察される。これらの剪断層は、底盤の断層の走向との斜交角度がリーデル剪断より低角度であることから (当実験では 25° 以下)、Lower-angle shear (Naylor, et al., 1986) に相当すると考えられる。

(4) Lower-angle shear の成長とバルジ群の形成 (図-5 の(d))

Lower-angle shear が成長し、Lower-angle shear に挟まれた地盤が更に膨らみ、バルジ (プレッシャーリッジ) が形成される。従ってこれらのバルジ群は、Lower-angle shear の方向性に規制されるため、右雁行状配列 (ミ型雁行状配列) を示す (図-3(c)の(2))。

(5) バルジを切る断層ならびに溝状地の形成 (図-5 の(e))

Lower-angle shear が更に成長し、P-shear が形成され、剪断層群が全体として連結する。また Lower-angle shear 沿いに溝状地が形成される (図-3, 図-4(d)の(1))。特に Lower-angle shear がリーデル剪断を切る箇所およびその周辺において、溝状地が発達する。さらにバルジを切る剪断層が形成される。これらの剪断層群は Throughgoing fault zone と呼ばれる (Naylor, et al., 1986)。一方、リーデル剪断は Lower-angle shear によって切られ、リーデル剪断に沿う変位を肉眼で確認することは困難となる。

この段階においてバルジは Throughgoing fault zone を構成する断層によって囲まれるため、雁行状配列は顕著に認められなくなる (図-3(c)の(3))。レーザー変位計測によると、バルジ部は、断層変位を与える前に比べ、最高で約 11mm 上昇している。また剪断層が分布するゾーンの外側でも、地盤が 2～3mm 程度上昇している。

ケース 2 のレーザー変位計測ならびにケース 3 のデジタル写真変位計測の範囲において、底盤の断層変位量が 100mm の時、バルジの頂部と剪断層分布域外側の地盤表面との比高差は両者とも約 11mm である (図-3(c)の(4), 図-4(c)の(1))。また溝状地の底部と剪断層分布域外側の地盤表面との比高差 (h) は、ともに 0 に近い値を示す。ケース 2 とケース 3 では、地盤の密度 (間隙比) の差が小さく、ほぼ同じ地盤条件下にあるが、両者において計測方法が異なるにもかかわらず、h の値がよく一致することは、実験の再現性や計測方法の精度が良好であることを示す可能性がある。

(6) 溝状地の発達 (図-5 の(f))

底盤の断層変位量が増大するとともに、底盤の断層の直上において溝状地が更に発達する (図-4(d)の(2))。しかし底盤の断層変位量が 300mm 以上になると、この溝状地の幅は、ケース 1、ケー

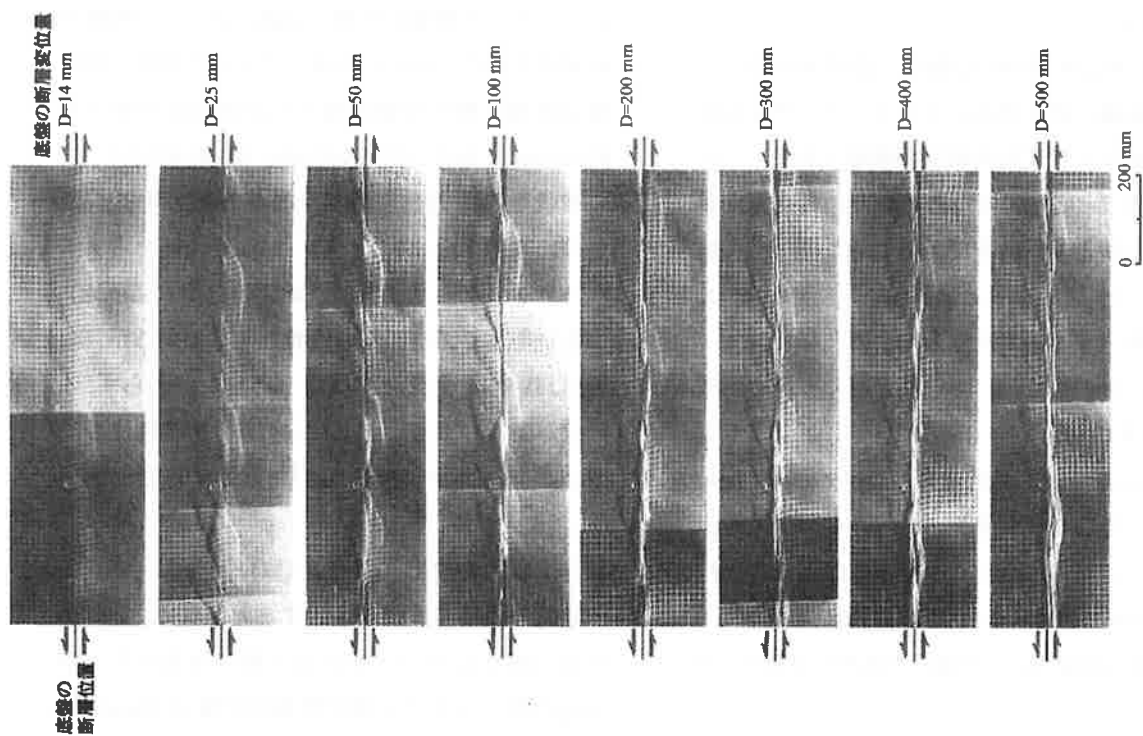


図-2(a) 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程
(ケース1: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 50mm)

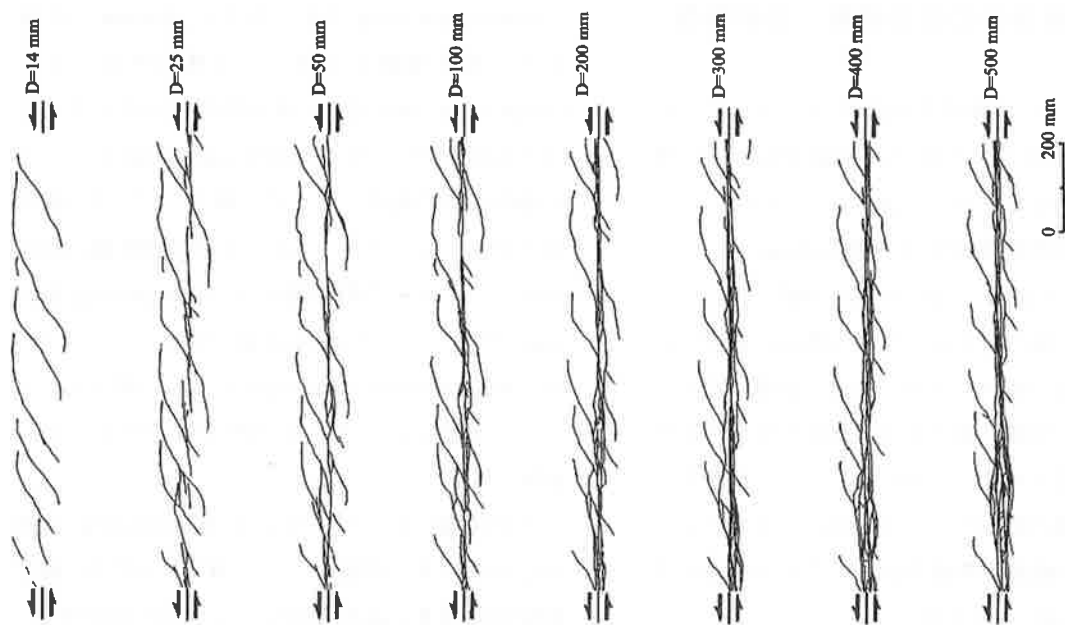


図-2(b) 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の剪断層発達過程
(ケース1: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 50mm)

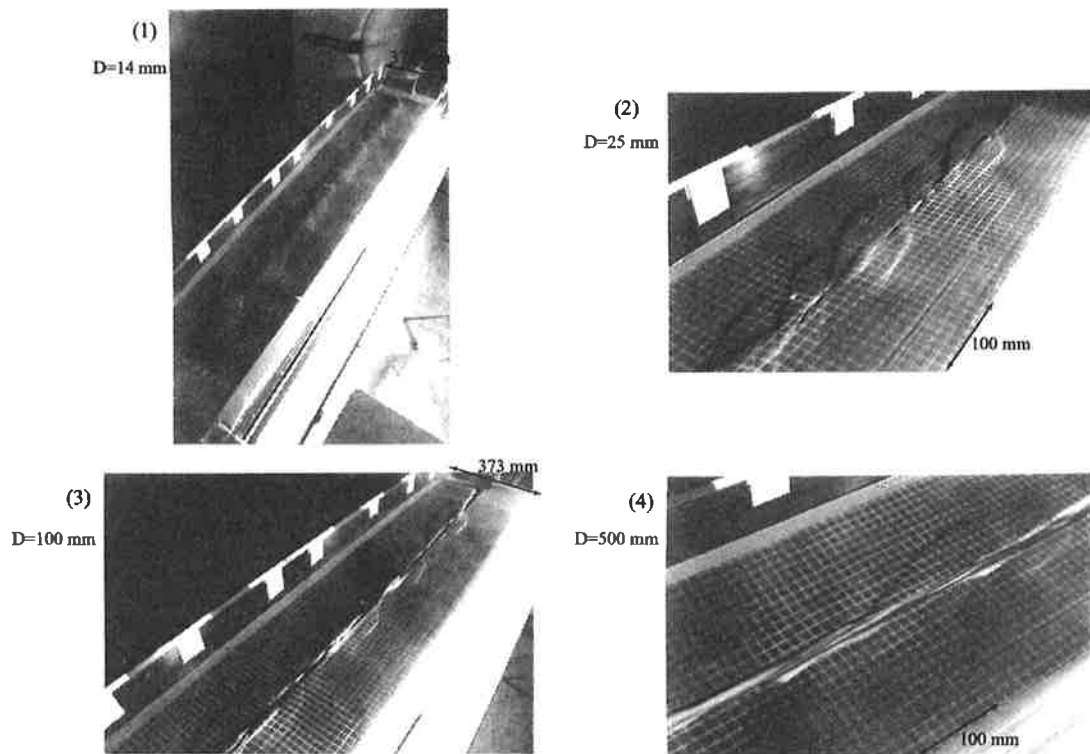


図-2(c) 底盤の左横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程

ケース 1：密な豊浦標準砂地盤. 層厚 50mm

基盤の断層変位量(D)：(1) D=14mm, (2) D=25mm, (3) D=100mm, (4) D=500mm

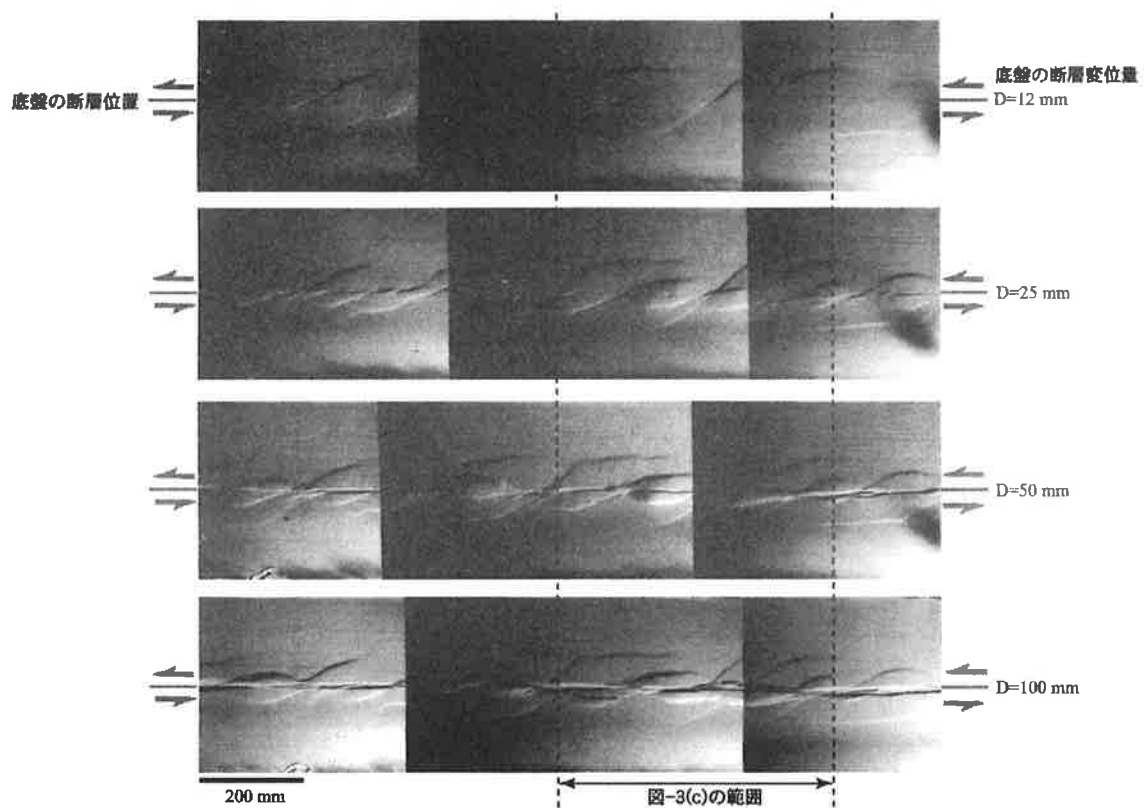


図-3(a) 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程

(ケース 2：密な豊浦標準砂地盤. 層厚 50mm)

R **CRIEPI**

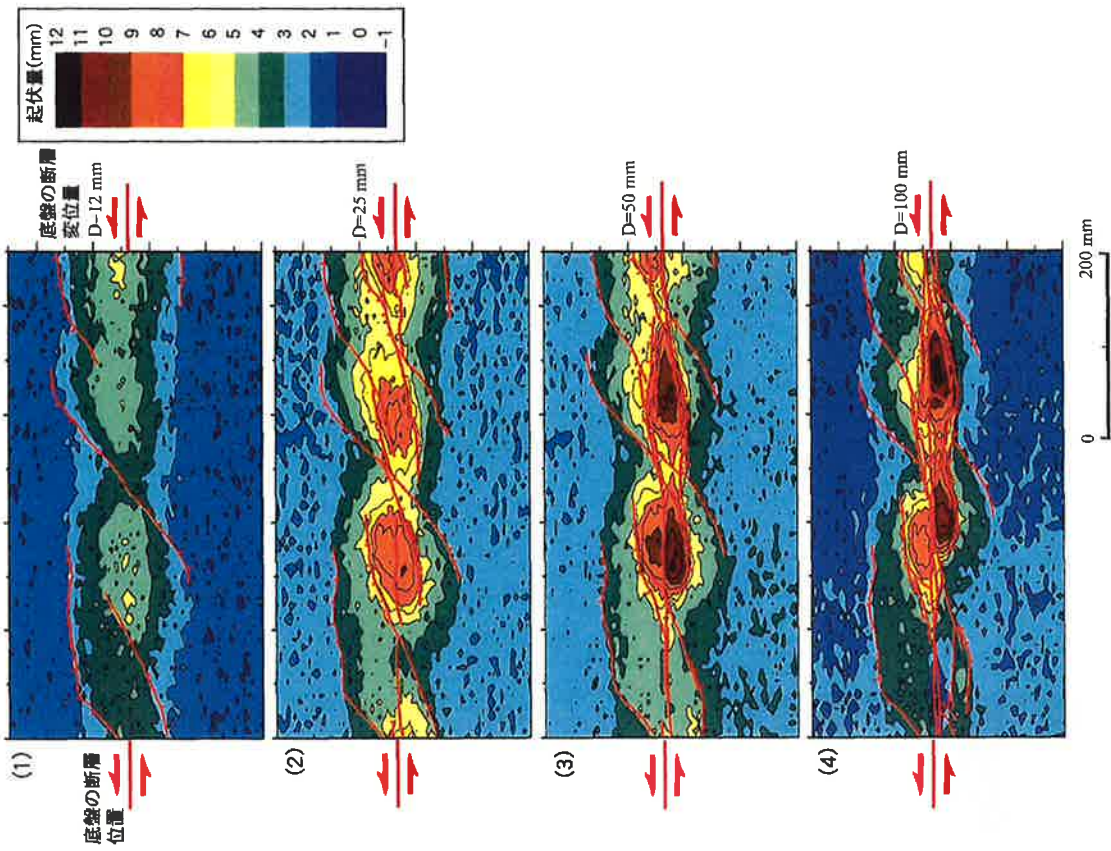


図-3(c) 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形形状(起伏量および剪断層(赤線)の分布の変化)
 ケース 2: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 50mm; 位置は図-3(a), (b)を参照. 起伏量は $D=0\text{mm}$ 時の地盤表面との高低差.

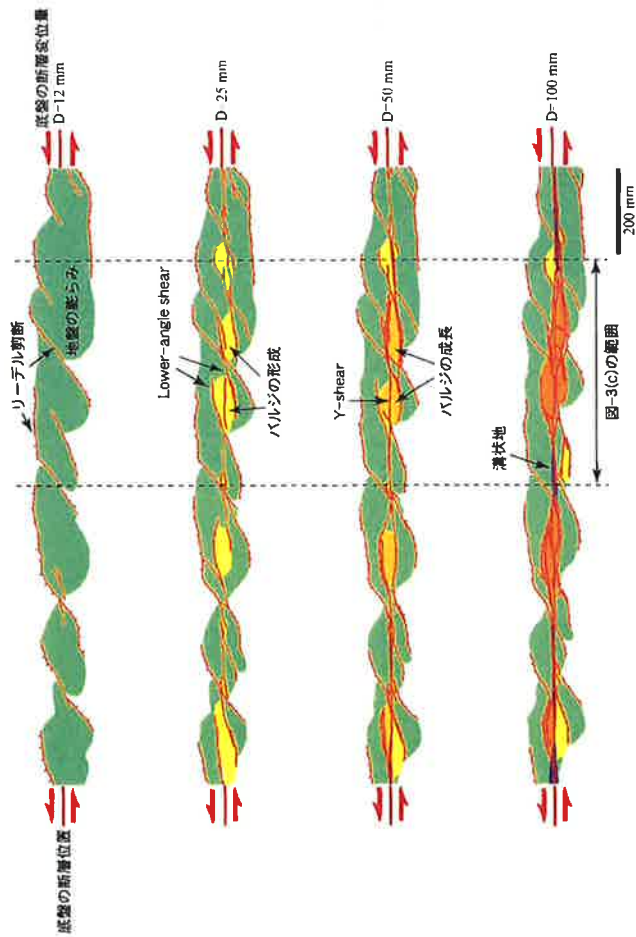


図-3(b) 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程
 (ケース 2: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 50mm)

R CRIEPI

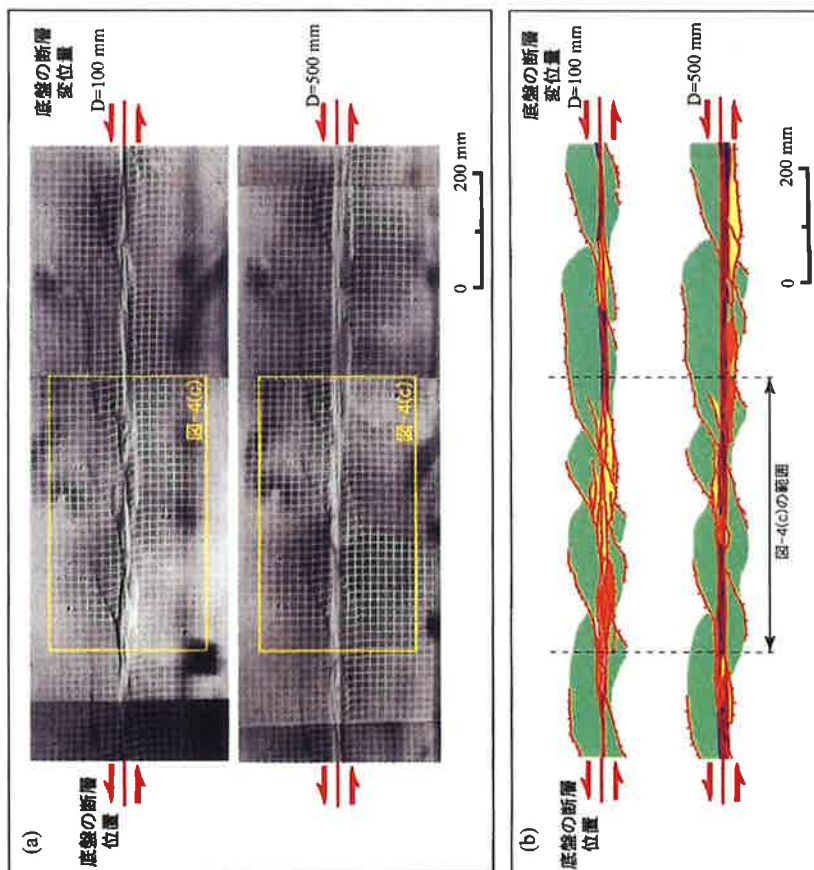


図-4 底盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面の変形過程

(ケース 3: 密な豊浦標準砂, 層厚 50mm)

(a) 地盤表面の写真

(b) 剪断層および変形構造の変化

図-4(c) 底盤の断層変位に伴う地盤表面の変形

(ケース 3: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 50mm,

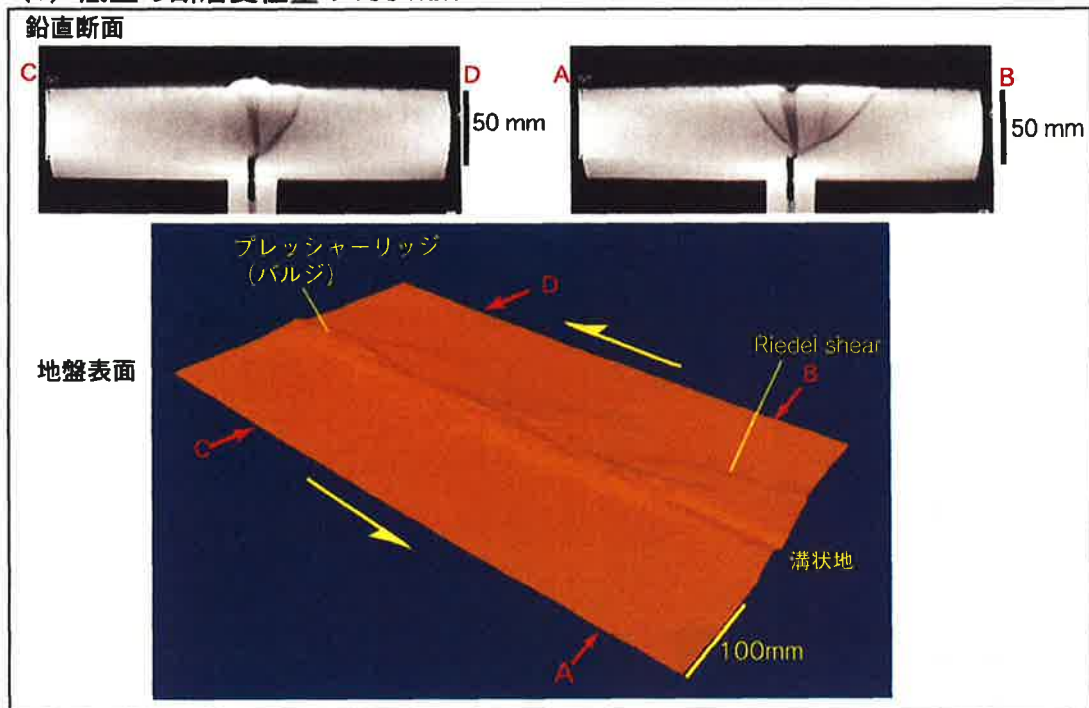
底盤の断層変位: 100mm, 500mm)

位置は図-4(a), (b)を参照, 起伏量は固定

側の土槽を基準とした相対高低差

R **CRIEPI**

(1) 底盤の断層変位量：100 mm



(2) 底盤の断層変位量：500 mm

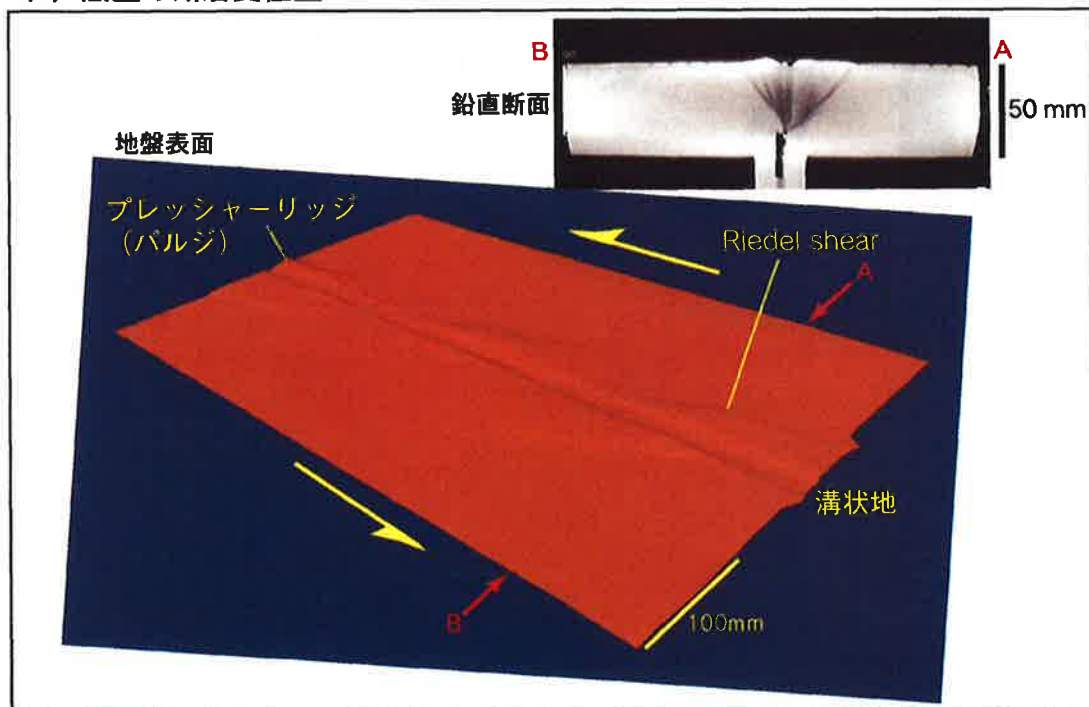


図-4(d) X線CTを用いた横ずれ断層模型実験における地盤の変形構造
 ケース3：密な豊浦標準砂地盤，層厚50mm，断層変位量：100mm，500mm
 図-4(c)のデータに基づき3次元化。

RECRIEPI

RECRIEPI: RECUPERACIÓN DE LA VIDA DESPUÉS DE LA ENFERMEDAD

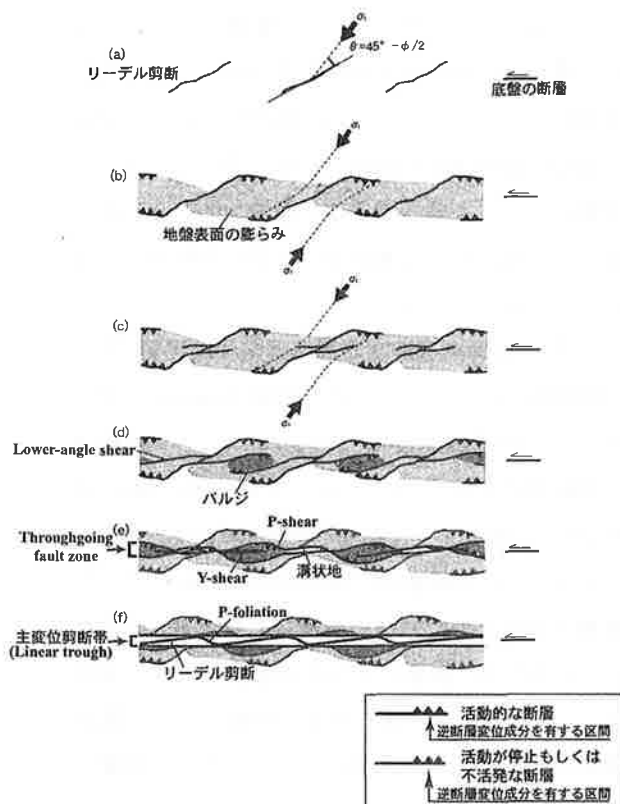


図-5 横ずれ断層模型実験における地盤表面の変形過程模式図

ス3とともに、約15mmとほぼ一定となる(図2(a)). 溝状地内にはリーデル剪断とP-foliationが発達する(図2(c)の(4)). リーデル剪断は底盤の断層に対し $1\sim 2^\circ$ で斜交する. これらの溝状地沿いの剪断層群に地盤の左横ずれ変形の大部分が集中することから、このゾーンを主変位剪断帯と呼ぶ(上田・谷, 1999b). バルジも主変位剪断帯に切られ大きく変位し、元来、互いに離れた箇所で作成されたバルジの一部どうしが接することで、見掛け上、右雁行状配列、左雁行状配列を示すバルジ群がそれぞれ観察される(図-2(a), 図-4).

ケース2における剪断層分布域外側の地盤表面の高さは、底盤の断層変位量(D)が50mmに至るまでは、上昇を続けていたが、D=100mmでは、低下に転じている(図-3(c)). またケース3において、底盤の断層変位量が100mmから500mmへ増大する間にも、地盤表面の高さは、平均で約

2mm低下している(図-4(c)). 以上から、ケース2ならびにケース3において、実験の再現性や計測方法の精度が良好であると考え、剪断層分布域外側の地盤表面は、底盤の断層変位量が50mmに達するまでは約2~3mm上昇し、その後低下に転じ、変形前の高さに戻る可能性が考えられる. 一方、バルジの頂部は、底盤の断層変位量が50~100mmの時、変形前より約11mm上昇したが、その後、底盤の断層変位量が100mmから500mmに増大する間の主変位剪断帯(溝状地)の発達の影響を受け、約6mm低下している.

以上の地盤表面の剪断層の発達過程ならびに周辺地盤の変形過程に関する定性的な特徴は、密な豊浦標準砂地盤の層厚を最大400mmに増大させた実験(上田, 1999b)においても同様であった.

4.2 剪断層の3次元変形過程

底盤の左横ずれ断層変位に伴う模型地盤内の剪断層の3次元発達過程を図-6に示す. この図は底盤の断層の走向方向2cm間隔で撮影したX線CT断面像に基づき剪断層の形状を3次元化したものである. 底盤の断層変位量の増大に伴う剪断層の3次元発達過程は下記のとおりである(図-6).

(1) 底盤の断層から両側、斜め上方へ向い剪断層群が成長する(図-6(a)の(1)). 個々の剪断層は下に凸の湾曲した形状を示す. これらの剪断層群は互いに、その両端部が重なりあっており、右雁行状配列(ミ型の配列)を示す.

(2) 底盤の断層変位量の増大に伴い、剪断層が成長し右雁行状配列が顕著になる(図-6(a)の(2)).

(3) 底盤の断層の両側に分布する剪断層が連結し、対数螺旋曲面を示す剪断層群が形成される(図-6(a)の(3)). これらが地盤表面に到達し、右雁行状配列のリーデル剪断群が地盤表面で観察される.

(4) さらに底盤の断層変位量が増大すると、

Lower-angle shear がリーデル剪断から分岐し形成される (図-6(b)の(1)). Lower-angle shear もリーデル剪断と同様, 対数螺旋曲面を示すが, その曲率はリーデル剪断に比べ小さい.

(5) Lower-angle shear が成長し, リーデル剪断を切る (図-6(b)の(2)).

5. 実地盤との対応

横ずれ断層型の活断層系の発達過程については, 基盤岩内および未固結被覆層内の両方において断層の発達過程を考慮する必要があると考えられる. 1.2 章で述べたように, 未固結被覆層 (特に砂礫層) のみならず, 岩盤における断層の発達過程や地盤の変形過程に関しても, 本実験のような乾燥砂を用いた断層模型実験による検討が可能と考えられる. そこで以下に, 糸魚川-静岡構造線活断層系などの活断層系における断層形態・断層変位地形について, 本模型実験で観察された剪断層の発達過程・地盤の変形過程と比較し, 検討することとする.

5.1 横ずれ型の活断層系の形態と断層変位地形

糸魚川-静岡構造線活断層系釜無山断層群においては, バルジ列が発達し溝状地も認められることから (図-7), 今回の実験のケース 1~3 において, 底盤の断層変位量が 50mm の場合の地盤表面の変形形態に対応すると考えられる (図-3, 図-5 の(e)). また糸魚川-静岡構造線活断層系牛伏寺断層群においては, 釜無山断層群に比べ溝状地の連続性が良く, その両側の地形の高まりが認められ, バルジなどが断層により切られ, 大きく変位している可能性も考えられる (図-8: Ikeda & Yonekura, 1986). このような断層変位地形は, 今回の実験のケース 1~3 において, 底盤の断層変位量が 100~300mm の場合に対応すると考えられる (図-4,

図-5 の(f)). サンアンドレアス断層沿いに認められる溝状地 (例えば Carrizo 平原地域) は牛伏寺断層群のものよりも, さらに連続性が良く, Liner trough (Vedder and Wallace, 1970) と呼ばれており, 実験において底盤の断層変位量が 300~500mm の場合の全域にわたる溝状地 (主変位剪断帯) に対応すると考えられる.

糸魚川-静岡構造線活断層系釜無山断層群, 牛伏寺断層群, サンアンドレアス断層 (Carrizo 平原地域) の平均変位速度はそれぞれ, 2.5~5.6mm/yr (活断層研究会, 1991), 8.6 ± 1.0 mm/yr (Ikeda & Yonekura, 1986), 34mm/yr (Sieh and Jahns, 1984) である. 上記の断層変位地形が形成されはじめた時期や当該箇所における被覆層の層厚等, 今後検討が必要だが, 断層の平均変位速度が大きい地域ほど, 断層変位量がより大きい段階における模型地盤表面の変形形状に対応することから, 実験で明らかとなった断層変位地形の形成過程は, 実地盤に適用できる可能性が強いと考えられる.

5.2 横ずれ断層系の 3 次元形態と発達過程

基盤の横ずれ断層変位に伴い未固結被覆層 (砂礫層) 内に形成された断層群の一例として, 図-9 に山崎断層系大原断層のトレンチ法面のスケッチを示す (遠田他, 1995). この図において対数螺旋曲面状を呈する F3 断層が, リーデル剪断に相当すると考えられる.

糸魚川-静岡構造線活断層系釜無山断層群沿いの断層変位地形は, 実験ケース 1~3 において, 底盤の断層変位量が 50mm の時の地盤表面の変形形態 (図-4(d)の(1)) に対応すると考えられる. トレンチ調査結果によると, バルジ列近傍の断層 (図-7 の A~D 地点) は, ほぼ鉛直ないし高角度の傾斜を有し, 最新活動年代はおおよそ 1000~2000 年前を示す (三浦他, 2001; 糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988). 一方, バルジ列

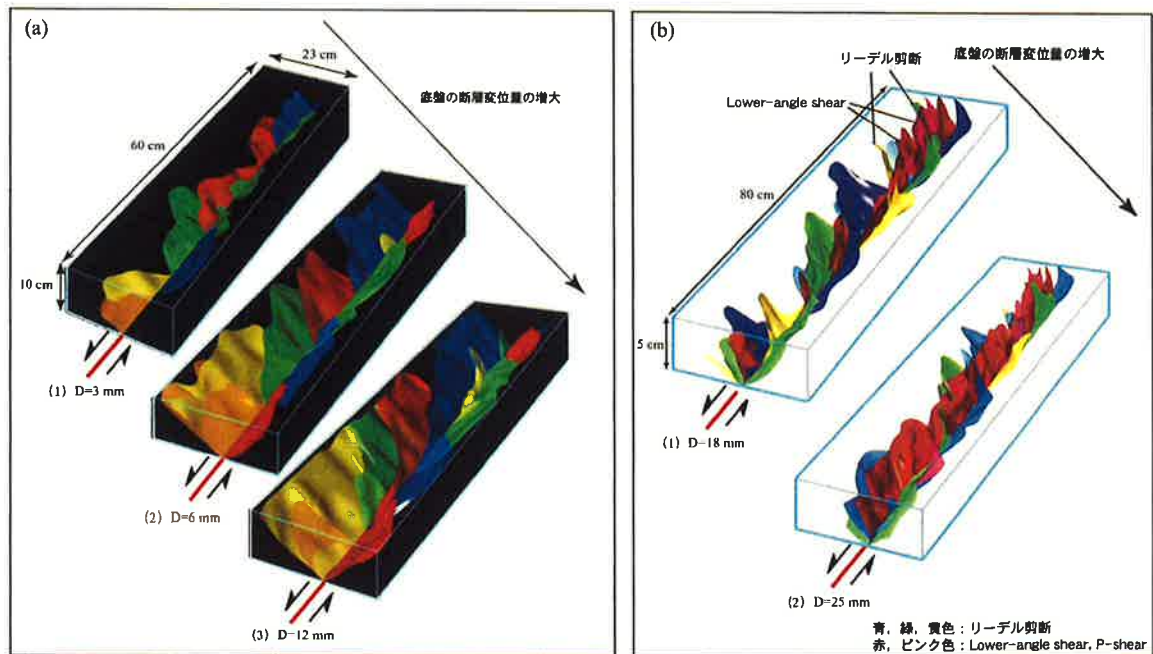


図-6 底盤の横ずれ断層変位に伴う剪断層の3次元発達過程(X線CTによる解析)

- (a) リーデル剪断の発達過程(ケース4: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 10cm, 底盤の断層変位量: D=3mm, 6mm, 12mm)
 (b) Lower-angle shear, P-shearの発達過程(ケース5: 密な豊浦標準砂地盤, 層厚 5cm, 底盤の断層変位量: D=18mm, 25mm)

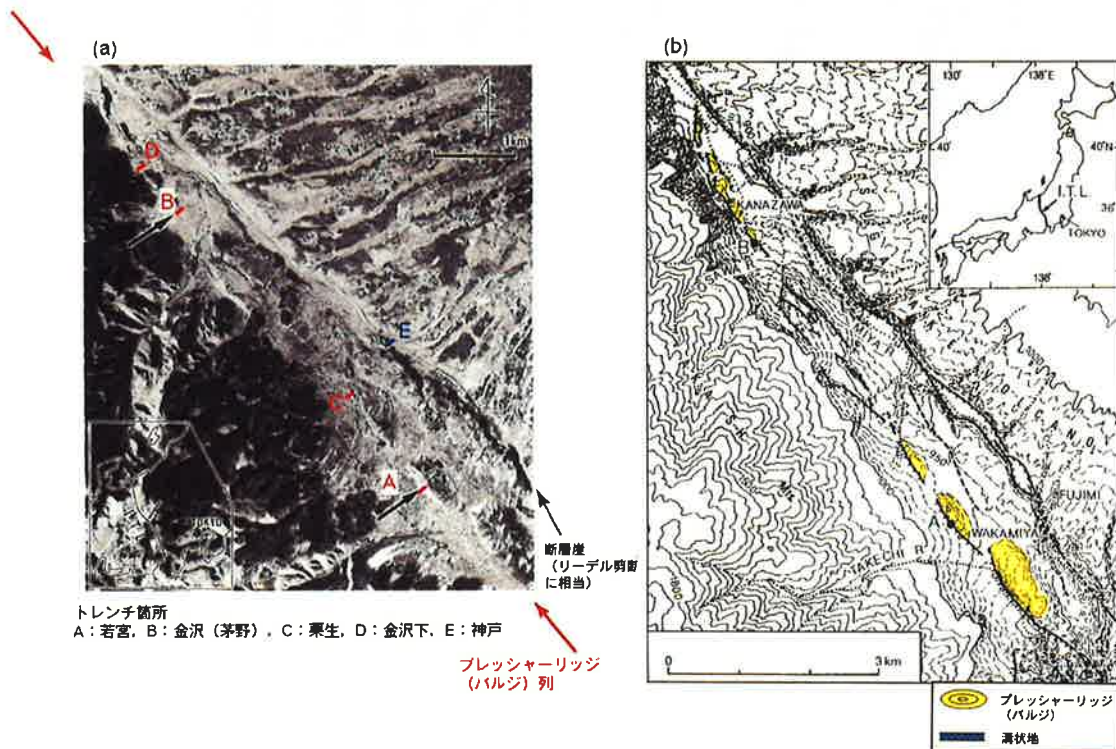


図-7 糸魚川-静岡構造線活断層系釜無山断層群周辺の地形

- (a) 活断層研究会(1991)に加筆, トレンチ箇所は糸静線活断層系発掘調査研究グループ(1988).三浦他(2001)による.
 (b) 糸静線活断層系発掘調査研究グループ(1988)に加筆.

R **CRIEPI**

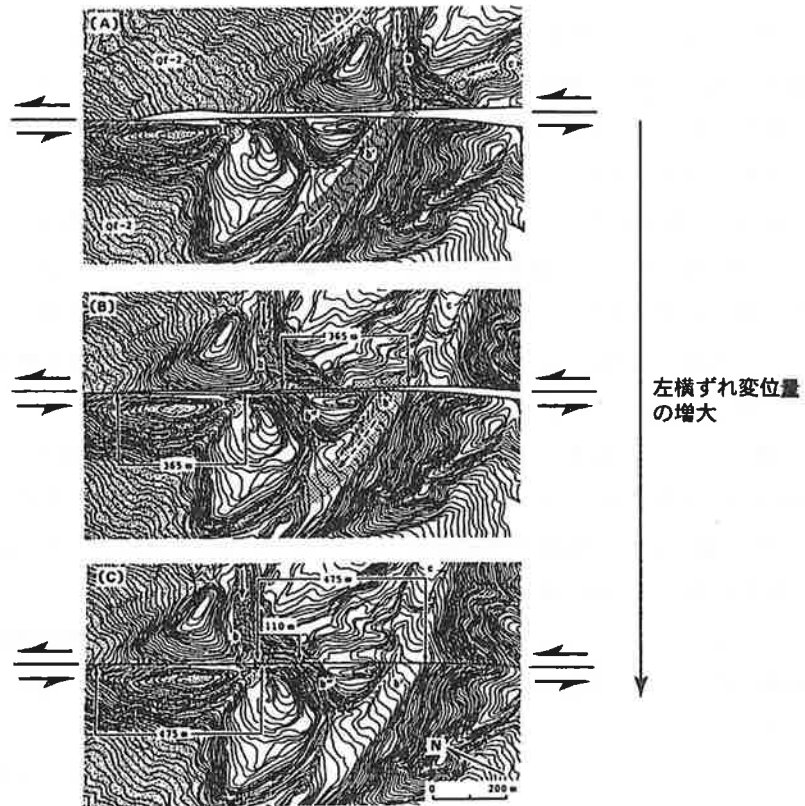


図-8 糸魚川－静岡構造線活断層系牛伏寺断層の左横ずれ断層変位地形
(Ikeda & Yonekura, 1986)
(c): 現在の地形, (a), (b): 復元図

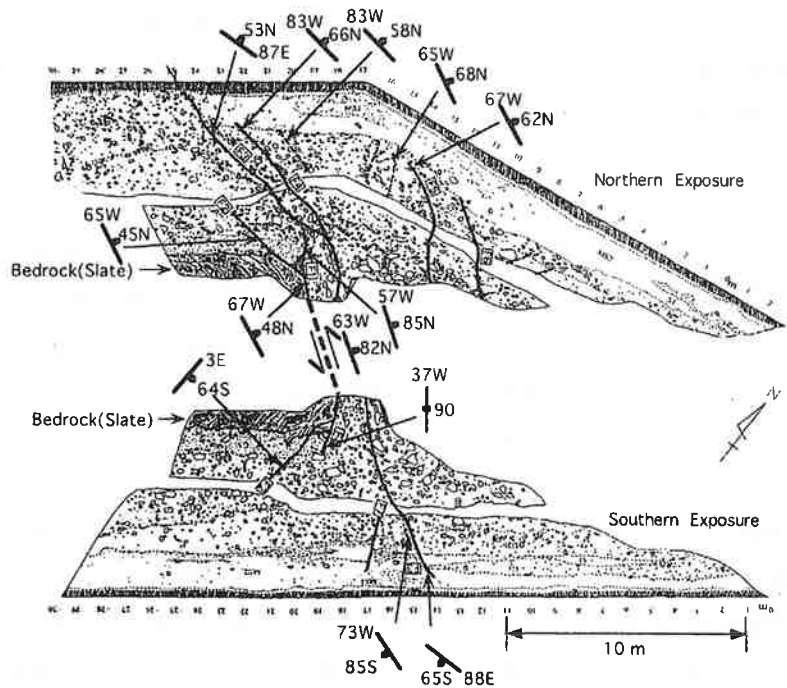


図-9 山崎断層系大原断層のトレンチ法面における断層形態(遠田(1995)に加筆)
未固結被覆層は砂礫層が主体, F1~F7 が断層.

から離れた神戸地点（図-7 の E 地点）の断層は、低角度で逆断層変位成分を有し、最新活動年代も 1 万年前以前に遡ると考えられる（三浦他, 2001）。以上の断層群の形態に関する特徴は、実験ケース 1～3 において、底盤の断層変位量が 50mm の時の鉛直断面における剪断層の形状と一致する。すなわちバルジ列から離れた神戸地点は、低角度の傾斜を有するリーデル剪断（図-4(d)の(1)の A-B 断面）に相当すると考えられる。一方、バルジ列沿いの断層群は実験においても鉛直～高角度傾斜を示す（図-4(d)の(1)の C-D 断面）。トレンチ調査結果ならびに実験で観察された断層の発達過程から、リーデル剪断に相当する神戸地区の断層は、既に活動を停止したか、もしくは不活発な状態にあり、主な活動域は既にバルジ列沿いの断層群に遷移していると考えられる。

6. 考察

6.1 断層系および断層変位地形の形成機構

(1) リーデル剪断の形成（図-5 の(a)）

クーロン-モールの破壊基準によると、リーデル剪断は最大主応力軸（ σ_1 ）に対し $45^\circ - \phi/2$ （ ϕ ：内部摩擦角）の角度で斜交する。横ずれ断層が形成される応力場は最大主応力軸（ σ_1 ）、最小主応力軸（ σ_3 ）ともに水平である。また底盤の断層が横ずれ変位を生じる場合、地盤表面における σ_1 の方向は、底盤の断層の走向に対し 45° の角度で斜交すると考えられている（Tchalenko, 1970; Mandel et al., 1977; Naylor et al., 1986）。但し、横ずれ断層の模型実験や数値シミュレーションにおいて、変位前に、底盤の断層に垂直な方向に σ_1 を与える場合には、地盤表面における σ_1 の方向は、底盤の断層の走向の対し 45° 以上の高角度で斜交すると考えられている（Transpression: Naylor et al., 1986; Dresen, 1991）。今回の実験（ケース

1～3）では、地盤表面における剪断層の走向は、底盤の断層に対し $28 \sim 40^\circ$ で斜交する。密な豊浦標準砂（間隙比： $e=0.790 \sim 0.846$ ）の内部摩擦角は約 44° であることから（三浦・山口, 1971）、 σ_1 の方向は底盤の断層の走向に対し、 $51^\circ \sim 67^\circ$ で斜交することが推定され、Transpression の状態にある可能性が指摘される。これは当実験において、密な豊浦標準砂地盤を作成しており、剪断層内部のダイラタンシー、および剪断層の外側における地盤の撓曲変形によるダイラタンシーの影響が大きいため、底盤の断層に垂直な方向の応力が増すことにより Transpression の状態になると考えられる。

(2) リーデル剪断両端部の湾曲（図-5 の(b)）

リーデル剪断に沿う地盤の移動により、リーデル剪断の両端部においては、圧縮領域と引張領域が生じ、応力軸の方向が変化する（Naylor et al., 1986）。このうち圧縮領域における σ_1 の軌跡は、図-5 の(b)に示すように湾曲すると考えられる。従ってリーデル剪断が、その両端部で成長する際、この σ_1 の軌跡に応じて、その走向が変化するため、リーデル剪断は両端部で湾曲し S 字型の形状を示すと同時に、リーデル剪断の両端部は逆断層変位成分が顕著になるものと考えられる。この結果、リーデル剪断は蝶番断層としての特徴が顕著になると推定される。

(3) Lower-angle shear の形成（図-5 の(c)）

リーデル剪断は底盤の断層と斜交しているため、リーデル剪断に沿う地盤表面の移動方向は、底盤の移動方向と一致していない。また雁行状の対数螺旋曲面群であるリーデル剪断面群の総面積と、底盤の断層から直上に伸びる鉛直剪断面（平面）を仮定して、その面積を比べると、前者の方が広い面積を有する（図-6）。従ってリーデル剪断面群沿いに変位する場合の剪断エネルギーの総和は、仮定した鉛直断層面沿いに変位する場合の剪断エネルギーに比べ大きいと考えられる。従って底盤の断層変位が増大していく過程に

において、リーデル剪断面群に沿ったずれ変位により底盤の断層変位をまかなうことが、持続的かつ安定的な破壊現象とは考え難い。そこで底盤の断層変位が増大すると、底盤の断層との斜交角度がより小さく、変位時の剪断エネルギーがより小さい剪断層、すなわち Lower-angle shear が形成されると考えられる。

Lower-angle shear の地盤表面における走向と底盤の断層の走向の斜交角度 (θ_1) は、上記のリーデル剪断の変位に伴う σ_1 の軌跡の湾曲に対応するものと考えられる。今回の実験においては θ_1 は 25° 以下であり、リーデル剪断形成時に比べ、 σ_1 は最大で 15° 程度、時計回りに回転したと推定される。

(4) バルジならびに溝状地の形成 (図-5 の(d), (e))

Lower-angle shear の右ステップ部は圧縮性ステップに相当しバルジが形成される。その後底盤の断層変位量の増大に伴い、底盤の断層とほぼ平行な剪断層 (Y-shear) によって切られる。一方、これらのバルジ群の間においても、Y-shear の発達とそれに伴う横ずれ変位の増大に伴い、Lower-angle shear 近傍では Transtension の状態になると考えられ、溝状地が発達しやすいと推定される。

(5) 主変位剪断帯の形成 (図-5 の(f))

主変位剪断帯沿いの溝状地形は、サンアンドレアス断層などの累積変位量の大きな断層に特徴的な地形であり (上田・谷, 1999b)、横ずれ断層系の発達過程において最も成熟した形態であるとともに安定状態にある形態と考えられる。また主変位剪断帯内のリーデル剪断と P-foliation は、断層岩などの剪断帯を構成する岩石に一般的に認められる複合面構造に対応する可能性がある。このようなリーデル剪断と P-foliation を含む主変位剪断帯が、横ずれ断層系の発達過程において最も成熟した安定的な形態であることを論理的に説明することは、今後の課題である。

6.2 活断層系の発達過程・断層変位地形の形成過程を考慮した断層活動性調査箇所の選定

図-5 の(e)の発達段階にあると考えられる糸魚川-静岡構造線活断層系釜無山断層群におけるトレンチ調査では、リーデル剪断 (図-4(d)の(1)) に相当する神戸地点の断層の最新活動時期が、他地点 (バルジ近傍の金沢下、栗生) に比べ著しく古い (三浦他, 2001 ; 図-7)。また糸魚川-静岡構造線活断層系牛伏寺断層群は図-5 の(f)の発達段階にあると考えられ、バルジを切り変位を与えている断層を対象としたトレンチ調査 (並柳地点 (奥村他, 1994)), 溝状地を掘削したトレンチ調査 (中山地点 (奥村他, 2000), 千石沢川地点 (三浦他, 2002)) において、最新活動年代を含む最近の活動履歴が解明されている。

以上から横ずれ断層系の発達過程・断層変位地形の形成過程を考慮すると、断層活動性調査の適地として一般に、次のような箇所があげられる。

対象とする横ずれ断層系の発達段階が図-5 の(d), (e)の段階にある場合に最新活動時期を解明するためには、リーデル剪断を避け、より新期に形成された Lower-angle shear, Y-shear などに相当する断層を優先して調査を行うことが望ましいと考えられる。すなわちバルジ周縁部および溝状地における断層活動性調査が考えられるが、一般に断層が収斂する溝状地の方がバルジ周縁部に比べ、優先的に調査をすべきであろう。断層模型実験によると、バルジは、その周縁部を全て断層により取り囲まれている訳ではないので、調査箇所選定には注意を要する (図-5 の(d)の段階)。またバルジ内部に新期の断層が形成される場合も考えられ (図-5 の(e)の段階)、バルジを明瞭にずらさない (累積変位量が小さく明瞭なリニアメントが認められない) 段階においては、バルジを横断する調査を行う必要があり、大規模なバルジの場合、調査も大規模になる。

対象とする横ずれ断層系の発達段階が図-5 の (f)の段階にある場合に最新活動時期を解明するためには、バルジを切りずれ変位を示す断層ならびに溝状地において調査を実施することが望ましいと考えられる。

7. まとめ

原子力発電所などの重要構造物の立地に際して実施される断層活動性評価においては、その調査法の効率化・高精度化が望まれる。

特に比較的規模の大きな横ずれ型の活断層においては、複雑な形状を呈する変位地形が見られ、複数のリニアメント（断層トレース）が並列する場合など、どの断層を最優先にして調査を行うべきか判断に迷うケースがある。このような断層調査箇所の選定をよりの確に行い、調査法の効率化、高精度化を図るためには、断層系の発達過程および周辺地盤の変形過程に関する一般則を解明しておくことが重要である。しかしながら特に横ずれ断層系の3次元発達過程ならびに横ずれ断層に特有の変位地形であるバルジや溝状地の形成過程については不明な点が多い。

そこで横ずれ断層系の発達過程および周辺地盤の変形形態の変化を解明するため、断層模型実験による検討を行った。実験では長さ 2000mm、幅 400mm、高さ 250mm の土槽を用い、豊浦標準砂地盤（層厚 50mm、100mm）の表面および内部の変形状況を、医療用 X 線 CT スキャナー、レーザー式 3 次元スキャナー、デジタル写真変位計測により 3 次元的に解析した。これらの解析結果を、代表的な横ずれ断層である糸魚川-静岡構造線中部の活断層系に見られる断層変位地形と比較・検討することにより、以下の成果を得た。

(1) 断層変位量の増大に伴う横ずれ断層系の 3 次元発達過程ならびにその周辺の変位地形の形成過程について、次のような過程を経ることを明

らかにした。

1) リーデル剪断群の形成→2) リーデル剪断間の地盤の膨らみ→3) Lower-angle shear の形成→4) Lower-angle shear 間の地盤の上昇によるバルジ群の形成→5) バルジを切る断層(Y-shear)の形成ならびにバルジ間における溝状地の形成(throughgoing fault zone の形成)→6) 連続的な溝状地(Linear trough)の形成とその内部における新たなリーデル剪断・P-foliation の発達、ならびにバルジの沈下。

(2) 断層変位量の増大に伴う左横ずれ断層系の 3 次元形状と発達過程は次のとおりである。

- (a) 底盤の断層から両側、斜め上方へ向い剪断層群が成長する。これらの剪断層群は互いに、その両端部が重なりあっており、右雁行状配列(ミ型の配列)を示す。
- (b) 底盤の断層の両側に分布する剪断層が連結し、対数螺旋曲面を示す剪断層群が形成される。これらが地盤表面に到達し、右雁行状配列のリーデル剪断群が地盤表面で観察される。
- (c) Lower-angle shear もリーデル剪断と同様、対数螺旋曲面を示すが、その曲率はリーデル剪断に比べ小さい。

(3) 以上の横ずれ断層系の発達過程を考慮すると、断層系全体の累積変位量が小さく発達過程が初期の段階(未成熟な断層系)においては、調査対象として、リーデル剪断より Lower-angle shear が優先されるべきと考えられる。断層系の全体の累積変位量が大きく成熟度が高い断層系においては、溝状地もしくはバルジを切る断層(Y-shear)が調査対象として優先されるべきと考えられる。

今後は、各断層型(逆断層、正断層、横ずれ断層、斜ずれ断層)の活断層系において、断層活動性評価の高精度化と調査の効率化を図るため、各地の活断層系の 3 次元発達過程ならびに変位地形の形成過程に関するデータを系統的に収集する

ための、現地調査、文献調査が望まれる。また模型実験による検討も必要と考えられる。

謝 辞

当所情報研究所の中島慶人主任研究員、伊藤憲彦主任研究員には、断層模型実験におけるレーザー式3次元スキャナによる地盤表面の計測に関して、多大な御協力をいただきました。ここに記して深く感謝致します。

引用文献

- Cole, D. A., Jr., and Lade, P. V.: Influence zones in alluvium over dip-slip faults, *J. Geotech. Engng., ASCE*, 110, 599-625, 1984.
- Dresen, G.: Stress distribution and the orientation of Riedel shears. *Tectonophysics* 188, 239-247, 1991.
- Horsfield, W.T.: An experimental approach to basement controlled faulting. In: *Fault Tectonics in NW Europe* (edited by Frost, R.T.C. & Dikkers, A.J.) *Geologie mijnb.* 56, 363-370, 1977.
- Hubbert, M.K.: Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, 1459-1520. 1937.
- Hubbert, M.K.: Mechanical basis for certain familiar geological structure. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 355-372. 1951.
- Ikeda, Y. and Yonekura, N.: Deformation of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 18, 49-63, 1986.
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ：糸静線活断層系中部、若宮、大沢断層の性格と第四紀後期における活動―富士見、茅野における発掘調査―地震研彙報, 63, 349-408, 1988.

- 活断層研究会：新編「日本の活断層―分布と資料―」, 東京大学出版会, 437pp, 1991.
- 河上房義：土質力学第5版, 森北出版株式会社, 292p., 1983.
- Mandl, G.: *Mechanics of tectonic faulting*. Elsevier. 407p., 1988.
- Mandl, G., De Jong, L.N.J., and Maltha, A.: Shear zone in granular material. *Rock Mech.* 9, 95-144, 1977.
- 三浦大助, 幡谷竜太, 宮腰勝義, 井上大榮, 小俣雅志, 宮脇明子, 田中竹延, 宮脇理一郎：糸魚川―静岡構造線活断層系中部の最近の断層活動(その2)―釜無山断層群金沢下トレンチ調査結果―, 地球惑星科学関連学会2001年合同学会予稿集 CD-ROM, Jm-P012, 2001.
- 三浦大助, 小俣雅志, 田中竹延, 宮腰勝義, 井上大榮, 宮脇理一郎, 宮脇明子：糸魚川―静岡構造線活断層系牛伏寺断層の地震時変位量―千石沢川トレンチ調査結果―, 地球惑星科学関連学会2002年合同学会予稿集, J029-P010, 2002.
- 三浦哲彦, 山内豊聡：高拘束圧下における標準砂の排水せん断特性について, 土木学会論文報告集, 193, 69-79, 1971.
- Muhlhaus H.B. and Vardoulakis I.: The thickness of shear bands in granular materials, *Geotechnique*, 37 (37), 271-283.
- 中田高, 宮内崇裕：逆断層のくい違い速度を推定する試み―陸羽地震(1896年)における千屋断層を例に―, 活断層研究, 1, 31-36, 1985.
- Naylor, M.A., Mandl, G. & Sijpesteijn, Fault Geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *J. Struct. Geol.*, 8, 737-752, 1986.
- 奥村晃史・斎藤耕志・福澤仁之・水野清秀・荻谷愛彦・藤原 治, 糸魚川―静岡構造線活断層系活動史の再検討―牛伏寺断層中山トレンチと諏訪湖湖底ボーリングの詳細解析―, 月

- 刊地球号外「活断層と古地震－1998 年合同大会の発表を中心に－」, **28**, 92-100. 2000.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 糸魚川－静岡構造線活断層系の最近の断層活動－牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査－, 地震第 2 輯, **46**, 425-438. 1994.
- Roth, W. H., Scott, R. E., and Austin, I.: Centrifuge modeling of fault propagation through alluvial soils, *Geophys. Res. Ltrs.*, **8**, 561-564, 1981.
- Sieh, K.E., and Jahne, R.H.: Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California: *Geological Society of America Bulletin*, **95**, (8), 883-896, 1984.
- Tchalenko, J. S.: Similarities between shear zones of different magnitudes, *Bull. geol. Soc. Am.*, **81**, 1625-1640, 1970.
- 寺師昌明: 地盤工学における模型実験入門, 土質工学会, 165p, 1994.
- 遠田晋次, 宮腰勝義, 井上大榮, 楠建一郎, 鈴木浩一: 山崎断層系大原断層のトレンチ調査, 地震, **48**, 57-70, 1995.
- 上田圭一・谷和夫: 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(その 2)－正断層, 逆断層模型実験－, 電力中央研究所報告, U98048, 1999a.
- 上田圭一・谷和夫: 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(その 3)－横ずれ, 斜めずれ断層模型実験－, 電力中央研究所報告, U98049, 1999b.
- Ueta, K., Tani, K and Kato, T., Computerized X-ray tomography analysis of three-dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting, *Engineering Geology*, **56**, 197-210, 2000.
- Vedder, J.G., and Wallace, R.E.: Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between Cholame Valley and Tejon Pass, California: U.S. Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations Map I-574, scale 1:24000. 1970.

電力中央研究所報告

(非売品・不許複製)

編集・発行人 財団法人 電力中央研究所
我孫子研究所



千葉県我孫子市我孫子1646
電話 04 (7182) 1181 (代)

e-mail ab-rr-m1@criepi.denken.or.jp

発行所 財団法人 電力中央研究所
東京都千代田区大手町1-6-1
電話 東京(3201)6601 (代)

印刷所 株式会社 ユウワビジネス
東京都千代田区神田須田町1-1
電話 東京 (3258) 9380



The first step in the process is to identify the problem. This involves gathering information about the situation and understanding the needs of the stakeholders involved. Once the problem is identified, the next step is to develop a plan of action. This plan should outline the steps that need to be taken to address the problem and the resources that will be required.

The third step is to implement the plan. This involves putting the plan into action and monitoring progress. It is important to communicate regularly with the stakeholders involved to ensure that everyone is on the same page and to make adjustments as needed.

The final step is to evaluate the results. This involves assessing the impact of the intervention and determining whether the problem has been resolved. If the problem has not been resolved, the process may need to be repeated.