跡津川断層帯での地殻活動研究

安藤　雅孝*　　活断層研究チーム*1

東濃地科学センター　陸域地下構造フロンティア研究プロジェクト

資料番号：9－14

The Active Fault Prove at the Mozumi-Atotsugawa Fault System

Masataka ANDO*　Active Fault Research Team*1

Earthquake Frontier Research Project, Tono Geoscience Center

跡津川断層系を対象とする断層の総合研究が1996年より行われた。この研究で最も注目されるのは，主断層にほぼ平行な茂住・祐延断層を貫く全長480mの調査坑道を掘削したことである。この調査坑道を利用して，地下水化学，断層トラップ波，比抵抗変化等の観測が行われた。坑道内の地震計アレイによる地震波の観測も行われ，明瞭な断層トラップ波の波群を幾つも収録し，破砕帯モデル化に用いられた。さらに，跡津川断層系を取り囲む広域に，地震観測，GPS観測，地質調査を実施し，日本列島の変形や，定常的な地殻変動との関連などの解明が行われた。ここでは，数十kmから数mmまでの種々のスケールで活断層の観測調査が行われた。

The Atotsugawa fault is one of the most active faults in the Japanese s islands. A 480-m-long and 300-m-deep tunnel was excavated through the Mozumi-Sukenobu fault (one of the sub-parallel faults along the Atotsugawa fault) in 1996 for the purpose of active fault research. This was the first one in Japan to be excavated exclusively for research purpose. It gives us many opportunities to investigate the features and properties of the fault zone. The present program of active fault research includes both experiments inside the tunnel, such as continuous monitoring of changes is resistivity, seismic velocity and strain, and changes (in geochemical components of ground water), and regional studies of seismological and GPS observations, and geological surveys (including trenching surveys). One of the important subjects that the tunnel is used for is a fault-guide wave study. The long tunnel has made it possible to clarify the width and contrast of the fault zone and the an faults are linked with fault branches.

キーワード

活断層，破砕帯，跡津川断層，茂住・祐延断層，地下水，坑道，トラップ波，ＧＰＳ，地震観測，精密連続観測

Active Fault, Fracture Zone, Atotsugawa Fault, Mozumi-Sukenobu Fault,Ground Water, Observation Tunnel, Trapped Wave, GPS,Seismic Observation, Continuous Accurate Observation

安藤　雅孝

＊　：東濃地科学センター　陸域地下構造フロンティア研究プロジェクト活断層研究チームリーダー

＊1　：東濃地科学センター　陸域地下構造フロンティア研究プロジェクト　活断層研究チーム：伊藤谷生，水田義明，佐野　修，平原和朗，佐竹　洋・竹内　章，西上欽也，伊藤　潔，柳谷　俊，渡辺邦夫，田中秀実，伊藤久男

１．はじめに

活断層はいかなる構造を持つか，いかなる過程を経て地震発生に至るか，多くの点がいまだ不明である。本研究の目的は，数十kmから，顕微鏡で見る数mmまでのスケールでの研究を通して，活断層の構造と挙動を明らかにすることにある。

本研究の特徴は，世界で初めて活断層調査専用の調査坑道を掘削したことである。この調査坑道を見学した外国からの訪問者は，「このような素晴らしい施設が活断層研

究のためだけに造られたのか」と一様に驚いている。地震研究における活断層調査坑道の持つ意義は大きい。

活断層破砕帯は侵食されやすく，破砕帯が地表で観察できることはまれである。たとえ観察できても，地表に現れた破砕帯の岩石は風化や侵食により変質し，地震断層が生じたときの物理・化学的状態を保持していない。この種の変質した岩石の分析を通して，地震発生時の状態を推定するのは難しい。また，地震観測でも，断層付近は一般に谷や低地を作り，地形的な影響を強く受け，地震計を設置することも困難なことが多い。活断層を貫いた茂住調査坑道はこれらの難点を解決してくれた。

従来も数多くの道路や鉄道のトンネルが，活断層を貫き掘削されてきた。にもかかわらず茂住調査坑道は必要なのだろうか？　一般に，活断層の破砕帯部分はもろく掘削は困難である。多くの場合，トンネル掘削と同時にコンクリートを注入し，壁を固めトンネルを安定させる。通常のトンネル工事では，活断層調査に必要な地質や物性の調査，試料の採集などは十分に行われないまま掘り進む。さらに掘削終了後，トンネル内では精密観測はもとより，長期にわたる繰返しの調査観測は不可能である。調査坑道は“わざわざ”掘らなければならないのである。

本研究は，調査坑道内の調査ばかりでなく調査坑道を取り囲んだ，広域の観測も行う。跡津川断層や茂住・祐延断層を取り囲み，大規模（数十km），中規模（数km），小規模（数百m，調査坑道サイズ）の異なるスケールで，断層及びその周辺の構造や動きを，観測や観察を通して追跡するのが本研究の特徴である。

2．跡津川断層系

本研究の調査域は，岐阜県の北部を走る跡津川断層系である。北から順に，牛首断層，茂住・祐延断層，跡津川断層と並ぶ（図１）。ただし活動度は跡津川断層が他の断層より１桁ほど大きい。断層系の長さは70kmで，牛首断層と跡津川断層は10kmほど離れている。跡津川断層沿いには明瞭な右横ずれの変動地形が随所に認められる。1858年に発生した安政飛越地震では断層のほぼ全線ですべりが生じたとされている[1]。跡津川断層中央部では宮川村野首地区で行われたトレンチ調査により，約１万年前以降の詳細な活動履歴が明らかにされている[2]。本調査地域では，京都大学防災研究所が，1967年に観測所を設置し，地殻変

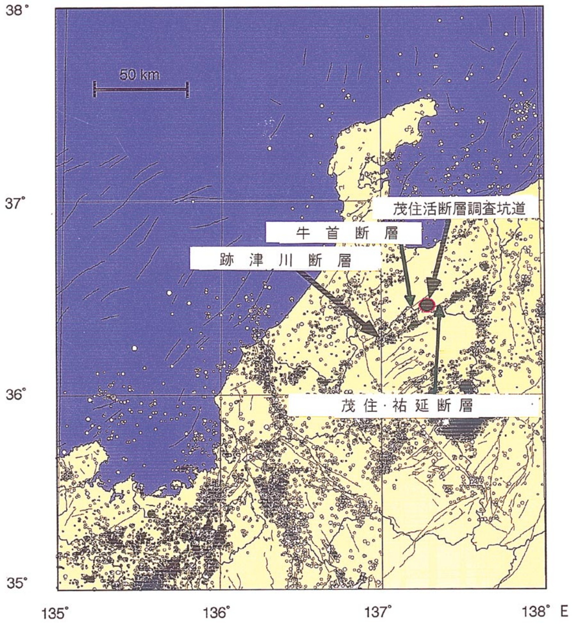

図１　北部中部地方を中心とする震源マップ

データは京大防災研究所地震予知研究センターによる。期間は1980～1990年，マグニチュードは１以上。跡津川断層や茂住・祐延断層に沿って線状の地震の配列が見られる。

動と地震観測を行ってきた。1976年より地震観測網をテレメータ化し，その後観測点は能登地方にも拡げられた[3]。20数年間の観測を通して，跡津川断層に沿う線状の地震分布，北アルプス火山の間での地震活動の相補性，地震空白ブロックの存在など興味深い現象が発見された。

跡津川断層の特徴の一つは，“クリープ”が起きていることである。国土地理院は，1976年より跡津川断層沿いの２カ所で断層を挟んで辺長測量を続けてきた（図２）[4]。図のB地点付近で，右ずれのセンスで年間２mm程度の割合でずれるのが分かった。これに対し，A地点付近の測線網ではずれは見つかっていない。断層には，ずるずるすべる部分（前者）とぴったり固着している部分（後者）との両方があると考えられる。この２つの性質が絡み合って，断層の性質が決められる。国土地理院の測線距離はほぼ２km程度で，断層からの距離は500m以内と狭いため，クリープが断層面上のどの深さで進行しているかは分からない。深い部分までクリープが進んでいれば，その動きは断層の両側で広域に観測される。浅いところにのみクリープが集中すれば，変動は断層のすぐ近くだけにしか観測されないはずである。断層面上のクリープが，どの範囲に起きているかを知るために，断層を囲む広い地域で観測するのも本

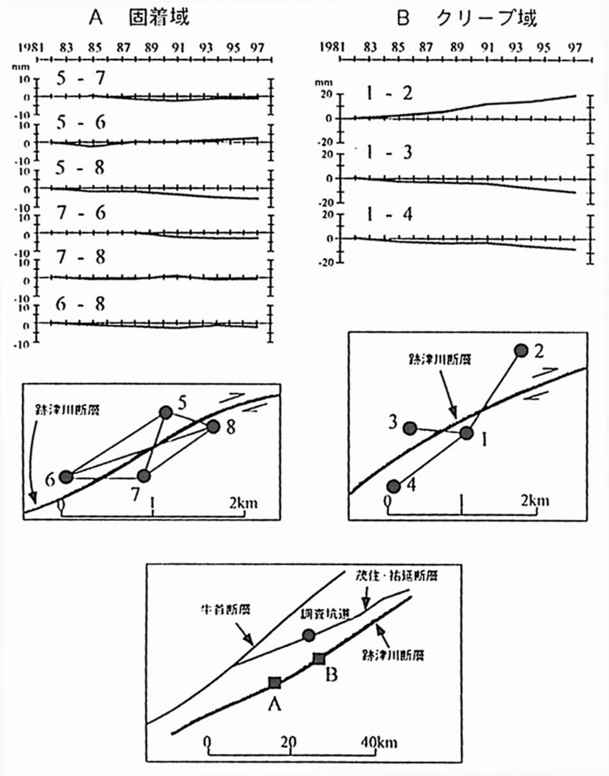

図２　国土地理院による跡津川断層沿いの測地測量結果

A地域ではクリープは観測されていないが，B地域では，年間1.5 mm程度のクリープが観測されている。

研究の目的である。

３. 調査坑道内の計画

３.１　活断層調査坑道

日本列島に活断層は無数にあるが，活断層研究のために調査坑道が掘削できる断層は限られる。アクセスのために長い坑道や深い縦坑が必要な断層は，現実的な調査対象とはなり得ない。跡津川断層系の一つである茂住・祐延断層は，神岡鉱山（岐阜県神岡町）の既存の坑道からわずか100mの位置にある。ここでは掘削の装置や施設も既存のものが利用できる。調査坑道の維持・管理や運用も容易である。日本で最も条件の良い地下の“断層実験室”といえよう。

茂住調査坑道は，長さ480m，土被り約300m，内径約３mの横坑である（図３）。調査坑道の地質は，神岡鉱業(株)による探鉱資料，調査坑道掘削先進ボーリング・調査ボーリング，掘削中の地質観察により明らかにされた。調査坑道並びにその周辺の地質は，白亜紀前期の手取層群長棟川累層に属する砂岩・泥岩互層（猪谷互層）から成る。調査坑道内では，この手取層群を切ってA，B２つの顕著な破砕帯が確認された(図３)。いずれも明瞭な破砕帯構造が観察されるとともに，地表で延長が推定される茂住・祐延断層の断層面の方向（走向N50°E，傾斜80°S）と一致し，ほぼ水平ないし低角な条線が認められた。

３.２　断層岩の研究

断層の運動は，必ず断層破砕帯の岩石に記録されている。断層破砕帯に分布する断層岩を様々な手法で解析することによって，現在地表に露出している岩石から断層の深部の「挙動」が推定できる。その結果を地球物理学的な観測結果と対比検討を行うことによって断層運動の様相が理解できる。ここでは断層岩から断層のすべり様式，とりわけクリープの様式を読み出し，GPS の測地データ及びボアホール歪計の結果と対比検討する。

茂住の断層破砕帯掘削坑道に露出する２つの破砕帯 (破砕帯AとB) の全体構造を把握するために，コアの観察，コア研磨組織標本の観察，顕微鏡下の微細組織観察，化学組成分析を行った。断層破砕帯に見られる流動破砕帯が，乱雑構造(高速変形構造) 破砕帯に「重複して」発達していることが分かる（図４）。このことは，地震が発生した「後に」流動が起きたことを示す。したがって，流動構造の形成は，postseismic かinterseismic のステージに形成されたものであるものと考えられる。また，流動破砕帯の厚みが10cm を超える部分が認められた。地表付近における地震断層面の地震時の運動速度は 0.1 m/s 以上であるにもかかわらず，現れる断層面はカミソリで切ったような産状を示している。このような高速すべりの時に10cm 以上の流動層が形成されることは難しいも

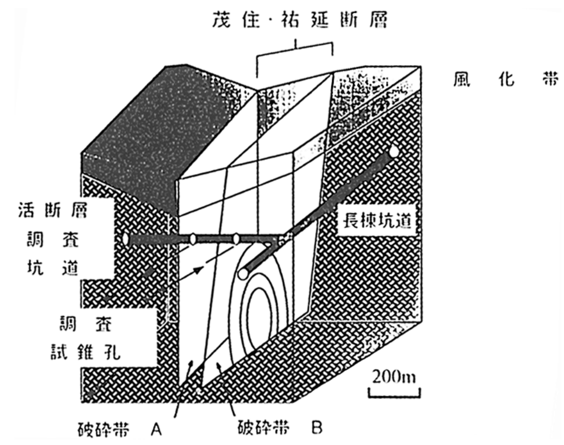

図３　茂住調査坑道と既存坑道との関係

茂住調査坑道は２つの並行する破砕帯を貫く。

のと考えられる。このことも流動破砕帯が inter ないしpostseismic に形成されたこと，すなわち断層のクリープ性挙動によって形成されたことを裏付けている。

破砕帯断層岩の構成鉱物を検討した結果，茂住・祐延断層破砕帯の主要鉱物はスメクタイトであった。このため，スメクタイトの常温下における粘性挙動が跡津川断層系のクリープ性挙動の主因であることが推定された。そこで，3 軸試験機を用いて，スメクタイト試料の速度ステップ実験を行い，スメクタイトが粘性挙動を示すかどうかを確認した。この結果，スメクタイトは地下 1〜3 km の静水圧の条件では，非線型の粘性挙動を示すことが確認された。このことは粘性率に速度依存性があることを意味する。国土地理院の光波測量結果，及びボアホール歪計の観測結果を参考にして，前者を定常クリープ (10^{-10}m/s)，後者をエピソディッククリープ (〜10^{-8}m/s) と考えると，粘性率は，$10^{11\sim13}$ Pa・s の範囲にあることが見積もられた。このことから，クリープ性挙動を示す断層破砕帯では，そこに含まれる鉱物と，その流動変形の可否，流動可能物質である場合はその粘性率，及び流動指数を変形実験を通して求めることによって，断層挙動がある程度予測できることが分かった。

3.3　トラップ波

ガイドウェーブは断層破砕帯内を伝播する境界波であり，トラップ波とも呼ばれる。トラップ波は観測点と震源の両方が同じ断層破砕帯内にある場合のみ観測され，その波形解析により断層深部構造を推定することができる。具体的には，断層を横切る地震計アレイ観測により，トラップ波を検出し，その波形モデリングにより断層破砕帯の幅，地震波速度，減衰値（Q）等を推定する。さらに，トラップ波の観測される観測点・震源の組合せから，断層破砕帯の3次元構造及びセグメント構造を推定することができる(図５)。

トラップ波の観測は，1980年代後半から主としてサンアンドレアス断層に適用された[5)]。日本では1995年兵庫県南部地震の直後の余震観測により，始めてトラップ波が観測された。野島断層でのその後の研究から，ボアホール地震観測の重要性，及び地表での観測波形から断層構造を推定する際には注意が必要であることも分かった。

本研究では，断層破砕帯AとBが深部まで続いているのか，2つの断層が深部でつながっているのか，クリープ領域と破砕帯構造との関係などの問題に焦点を当てる。坑内観測による良好な波形データに基づき，現実的な地下構造モデルによる観測波形との比較検討を行う。このような研究は世界的にも行われておらず，本研究を通して，断層の深部構造研究の飛躍的進展が期待される。

調査坑道内では破砕帯AとBを跨いで15m間隔で2 Hz，3 成分地震計を32点設置した。破砕帯に起因する特異な波形（図６）が得られ，坑道内で確認された幅200mの低速度帯は，深度数km以上の地震発生域までは達していない。一方，幅30m の低速度帯のモデルでは卓越周波数10 Hz程度のトラップ波の発生が期待される。ここで観測されるトラップ波は地震発生域の深度まで幅30m程度の破砕帯が存在しているとすると説明できる。

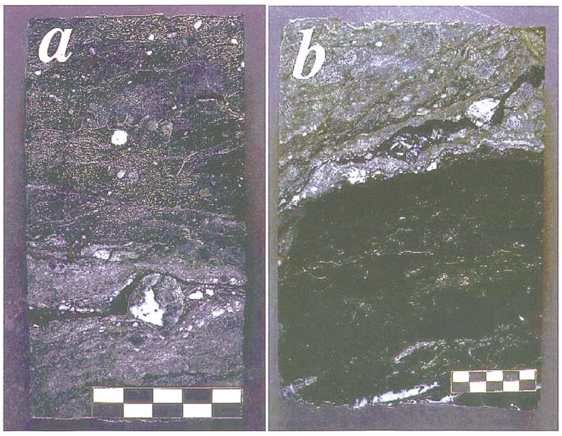

図４　断層岩の研磨面

茂住調査坑道内の断層破砕帯採取した試料の研磨標本。流動構造が見られる。写真右下の黒白のバーの長さは５㎝を示す。
(a)　亜円形を示す破砕粒子から，粘土鉱物の定向配列による左右非対称な形態のウィングが延びている。これは茂住・祐延断層の右横ずれ運動と一致した構造である。
(b) (a)と同様に粘土鉱物の定向配列によるウィングが見られる。

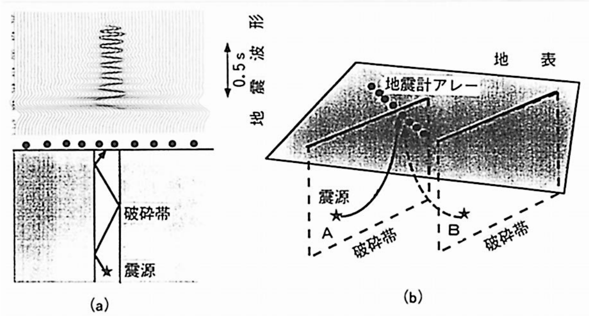

図５　トラップ波の発生モデルと断層セグメントの識別

(a)　断層破砕帯では周囲より低速度，高減衰であるため，破砕帯中にトラップされた地震波のモードが存在する。
(b)　断層破砕帯Ａ上の観測点では，震源Ａの場合は断層破砕帯を伝わるトラップ波が観測されるが，Ｂの場合は観測されない。

3.4　精密連続観測

（1）Interseismicの測定

本研究項目では，地震と地震の期間（インターサイスミック）に，断層周辺の岩盤がどのような挙動を示すかを明らかにする。応力の蓄積過程を知ることは，地震のサイクルを考える上で非常に重要である。しかしながら，インターサイスミック期間の断層や周辺岩盤の動きや活動は著しく小さい。測定する期間は，地震のサイクルと比較すれば短か過ぎるだろう。しかし現存する様々な測定法に改良を加えて，新しい技術を確立すれば，わずかなプロセスでもキャッチできるはずである。断層近傍で異なる物理量の精密連続観測を通し，それらを比較検討し，整合性のある解釈やモデルの構築を行うことを目的としている。これにより断層近傍の応力変化や水との複雑な相互作用を詳しく解明することができる。

（2）比抵抗の連続観測

岩盤の比抵抗は，クラックのネットワーク中に存在する水のつながり具合によって決まる。ネットワークの形状は応力に依存する。比抵抗変化は，応力変化に大変敏感であることが知られている。ここでは，最新技術でかつ汎用的な機器を用いて，信頼性があり精度の高い機器の開発を行った。まず，回路をすべて差動化して電気的グランドレベルを大地から絶縁できるようにし，商用電源を用いた連続測定を可能とした。比抵抗値をスペクトル解析したところ，O_1，M_2分潮のピークを検出した（図７）。電極をボーリング孔内に埋設して通気による岩盤への擾乱を避けた測定を行えば，地球潮汐に起因して変化する比抵抗を測定できる可能性があることを明らかにした。

（3） Ｐ波速度変化の精密測定

岩盤を伝わる弾性波速度が岩盤の応力状態によって変化することが予測され，これを長期にわた

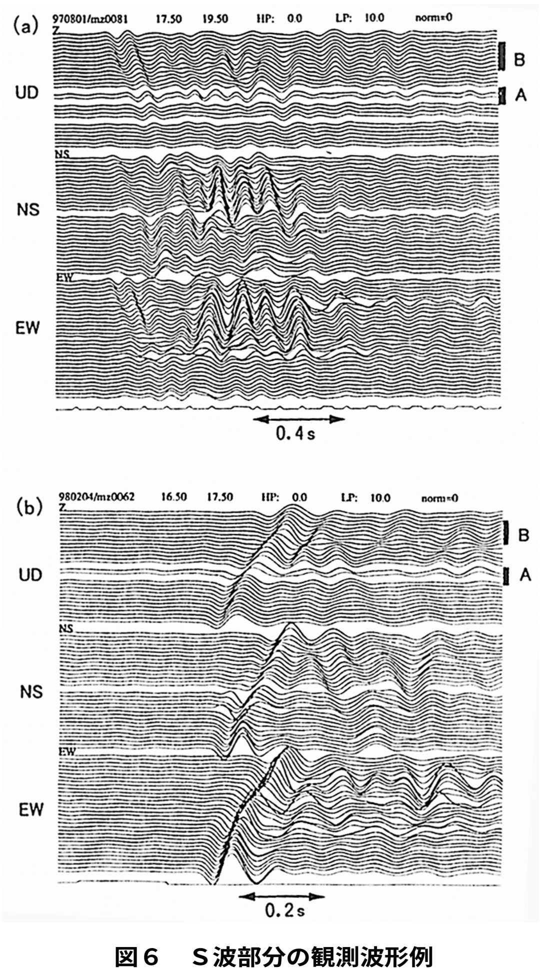

図６　Ｓ波部分の観測波形例

(a)　卓越周波数10Hz程度の特徴的波群が観測され，トラップ波と考えられる。震央位置は茂住・祐延断層近傍。

(b)　Ｓ波のみかけ速度はＡ，Ｂ破砕帯近傍で特に遅い。震央位置は茂住・祐延断層から約5kmの距離にある。

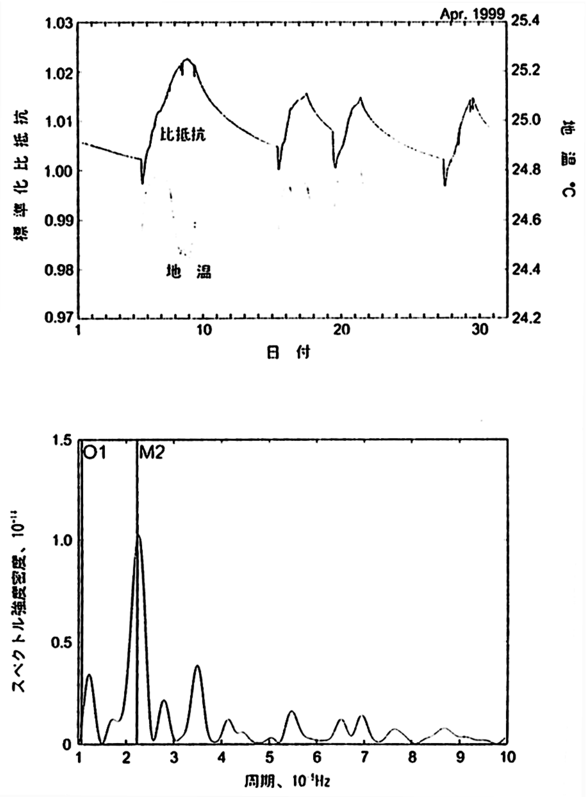

図７　茂住調査坑道内における比抵抗連続観測

(上)　茂住調査坑道内の鉱柱における比抵抗と地温データ。比抵抗は平均値で規格化されている。鉱山の通気による岩盤又は電極への優乱が顕著である。

(下)　比較的温度変化が少ない７日間のデータのスペクトル。O_1及びM_2分潮の周波数にピークが見られる。

って安定して計測することを試みる。この方法は，実験室での岩石試料のP波速度測定法と同じであるが，現場でも高精度で測れるよう，工夫がなされている。本研究では，岩盤の応力と水の状態の変化をモニタするために，佐野,他[6]が開発したシステムを採用した。ΔVpの測定は1999年度の後半から茂住坑内の鉱柱で開始した。その結果，P波の走時が数日程度の変動を繰り返しながら減少する（速度が大きくなる）ことが明らかになった。これは断層周辺の岩盤の応力がゆっくりと上昇することを示している可能性が高い。今後もこの計測を続けるとともに，測線を増やして測定の信頼性を増す必要がある。

(4) 歪計による連続観測

比抵抗，ΔVp，アコースティックエミッションなどの測定諸量は，岩盤変形そのものではなく，岩盤内の応力がなんらかの道筋で変換されたものである。したがって，岩盤の変形そのものを測定する必要がある。しかしながら，坑内の環境の通気による擾乱は避け難いので，通常の傾斜計や伸縮計は使用できない。そこでボーリング孔を使った歪測定に実績のある，石井式3成分歪計（分解能は10^{-9}）[7]を使って岩盤の歪の変化をモニタすることにした。

(5) 間隙水圧の測定

調査坑内では，地下水調査用のボーリング孔が数本掘削されている。このうち，破砕帯から離れた硬い岩盤に掘削された長さ650mのボーリング孔，及び断層破砕帯の近くの岩盤に掘削された長さが十数mのボーリング孔がモニタされている。これらの孔はパッカーで遮蔽して，間隙水圧の測定を始めた。どちらの調査孔も，孔を塞いでから間隙水圧が上昇して安定に達するまでおよそ6カ月かかっている。さらに，2 つの孔とも地球潮汐を描いており，S/N比も極めてよい。スペクトルはO_1とM_2に相当する周期のところに鋭いピークが現れている。スペクトル振幅から，各ボーリング孔（につながる被圧帯水層）の地球潮汐に対する応答（ないしはその経時変化）が求められ，地下水の応答特性が明らかになった。

3.5 地下水

茂住鉱山の長棟坑道と調査坑道から湧出する地下水の化学組成・同位体比から，断層内を水がどのように流動し，どのような岩石・水反応が起きているのか，そしてどのように断層運動と関連しているかを地下水の化学的研究から明らかにする。ここでは，坑道内から湧出している地下水を定期的に採集し測定した。

(1) Na/Ca比と断層破砕帯の分布

植物の呼吸作用によって根から放出されたCO2ガスは，地下水に溶けて炭酸(H_2CO_3)を作る。そして，この炭酸が岩石中の石灰石（$CaCO_3$）と反応して，それを溶かし出し，水の中に1つのカルシウムイオン（Ca^{2+}）と 2 つの炭酸水素イオン（HCO_2^-）を作り出す。そのため，普通の地下水の主要化学成分はCaとHCO_3イオンである。実際，本研究でも茂住・祐延断層から数km以上離れた地点で採集された，茂住坑道の入口に近い部分の地下水では，そのような水であった（図８）。

断層に近い所の地下水では主要な陽イオンはNaであるが，多少はCaイオンも存在している。そこで地下水のNa/Ca比をとると，その値は断層破砕帯内部で最も高く，それから離れるにつれて徐々に低下していた。このように，Na/Ca比と断層運動の強弱との間には対応関係が見られた（図

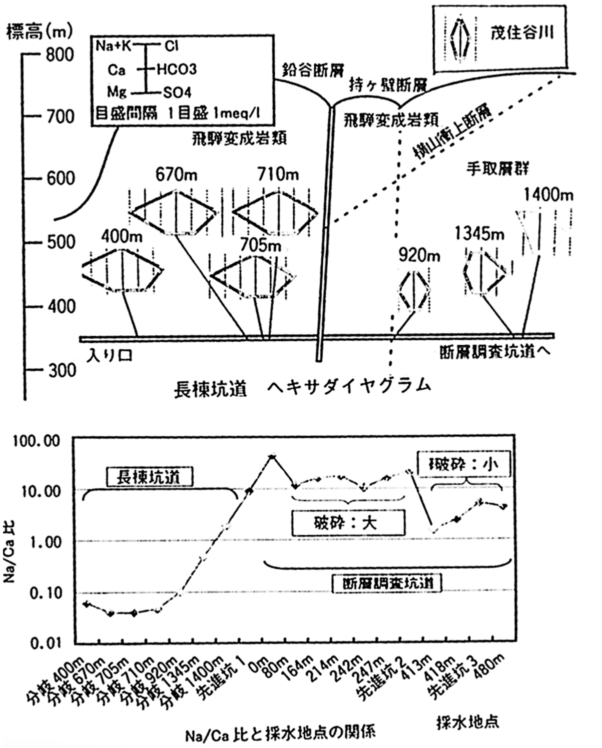

図８　地下水のヘキサダイヤグラムとNa/Ca比

(上)　長棟坑道の地下水の化学組成は，坑道の入口から710m地点までは，カルシウム－炭酸水素型で成分濃度もほぼ同じであるが，手取層群に入った920m地点では，化学成分はカルシウム－炭酸水素型であるものの，その濃度が1x3程度に減少している。さらに，断層破砕帯に近づくにつれてナトリウム濃度が上昇し，ナトリウム－炭酸水素型の水に変化している。

(下)　地下水のNa/Ca比は入り口から長棟坑道の920m地点までは0.1以下であったが，断層に近づくにつれて上昇し，破砕帯の内部ではその比が10以上と極大となった。しかし，破砕帯を過ぎるにつれてその比は減少し，調査坑道の最奥部では 6 ～ 7 程度に減少している。このようにNa/Ca比は断層破砕帯で最大値となり，断層運動のよい指標と考えられる。

8）。Na/Ca比から判断される断層破砕帯は，肉眼による判定よりもかなり広く，肉眼による判定よりも鋭敏に断層運動を検出しているといえよう。

（2）水の年齢と破砕帯の分布

水素の放射性同位体のトリチウム，及び炭素の放射性同位体である^{14}Cを用いて，長棟坑道・断層調査坑道内の地下水の年代を測定した。新しく掘削された調査坑道の地下水は，一部を除いて6,000年～18,500年前と，約１万年前後の古い水であることが判明した。しかし，断層調査坑道の破砕帯Aの部分の地下水は，その年齢が10年以内の若い水であった。破砕帯Aの直上には茂住谷川が流れており，この水が破砕帯Aを通して急速に地下に流入していることが，この結果から認められた。このことは，破砕帯Aは空隙が多いことを示しており，かつ活動的であると判断できる。もう一つの破砕帯Bから採集された地下水は，その水の同位体比から１万年位前の氷河期の水であることが推定された。破砕帯Bでこのような古い水が保持されていることは，断層粘土の充てんにより水の動きが少ないことを示している。それゆえ，破砕帯Bは過去には活動的であったかも知れないが，現在は活動的でないことが推定された。

３.６　応力測定法の検討

乾式一面破砕プローブによる岩盤応力分布計測を目指して，一面破砕法による応力測定のメカニズムの解明と適用性の検討を行った。また，断層などの破砕性岩盤内での測定を可能にする手順の確立を目指して，オーバーコアリングによる応力測定を提案した。さらに，将来，原位置計測を行って岩盤応力が得られた場合に備えて，地表面や断層の幾何学条件を考慮に入れた３次元境界要素法（BEM）解析から地表の影響を取り除いた地殻応力を算定し，かつ断層の力学的特性を把握するためのBEM解析コードのフレームを構築した。さらにこれを用いて，以前に調査坑道近傍の１点において実施された二面破砕法による岩盤応力測定の結果を利用し，実際に地殻応力場の算定を試みた。破砕性岩盤を含めた岩盤内の幾つかの点において岩盤応力測定を行い，測定結果を基にして地殻応力場を算定し，かつ断層の力学的特性を把握することを試みた。

４．調査坑道外の広域の観測調査

４.１　地震観測

（1）観測網

観測点を密に設置することが震源の精度向上の第一歩である。このために，跡津川断層周辺に６点の臨時観測点を順次設置してきた。この地域の地震データは，他の観測点（京大防災研究所，東大地震研究所，名大理学部，防災科学技術研究所）のデータと共に京大防災研究所上宝観測所に伝送され処理されている。1997年には地質調査所により深井戸観測点が設置され，この観測点の地震計のデータも観測網に加えた。

（2）断層沿いの震源分布

図９には，臨時観測点など断層近傍の観測点を含むデータのみを用いて再決定した震源分布を示す。P波の観測データが６点以上のものを用いた。震央距離分布にはそれほど大きな違いは見られず，３つの断層に沿って地震が並ぶ傾向は同じである。一方，深さ分布の精度は著しく改善された。まず，地震の下限が明瞭になり，断層沿いでの変化がよく分かるようになった。また，地震の上限が下限とほぼ平行に変化することが分かる。特にクリープしているとされる地域では，深さ７km程度までは地震が非常に少なく，その下方で地震が17～18 kmの深さまで発生している。さらに，

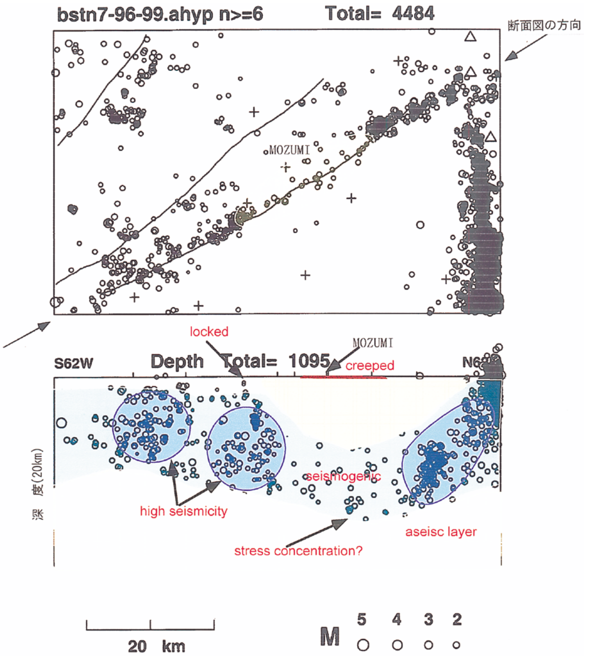

図９　跡津川断層付近の地震分布

下図は跡津川断層に沿う方向の深さ断面を示す。クリープ地域では地震が7～17kmの深さにのみ発生している。

震源が決定できない小さな地震も少ないことは，茂住観測点のS－P時間の頻度分布でも確認されているが，全く発生しないかどうかは，さらに長期間の観測を要する。

断層北東部の祐延観測点を含むことによって，深さのばらつきが小さくなり，この付近では地震発生層の厚さが薄くなる傾向があることが分かってきた。一般に，地震発生層が浅くなる地域では，地震発生層の厚さも薄くなる傾向があるようである。このことは地殻内地震発生のメカニズムを知る上で重要である。20kmの断層に沿った地震観測データを見ると地震活動はクリープ地域の両側で活発である。

4.2　跡津川断層稠密GPS観測

（1）観測網

跡津川断層周辺の国土地理院による全国GPS観測網の観測点分布は粗く，跡津川断層系での，固着・すべり分布の詳細を明らかにするには適していない。従って，跡津川断層に直交する基線上に7点から成る稠密GPS観測点を新たに設置して（図10），1997年4月末より観測を開始した。ここでは，跡津川断層系における変位速度場を1mm/年の精度で観測することにより，地表クリープまで含めた断層の固着・すべりの詳細を明らかにすることを目標としている。観測点は谷間にあることから，できるだけ受信状況を良くするために，主として公共の建造物の屋上に設置されている。

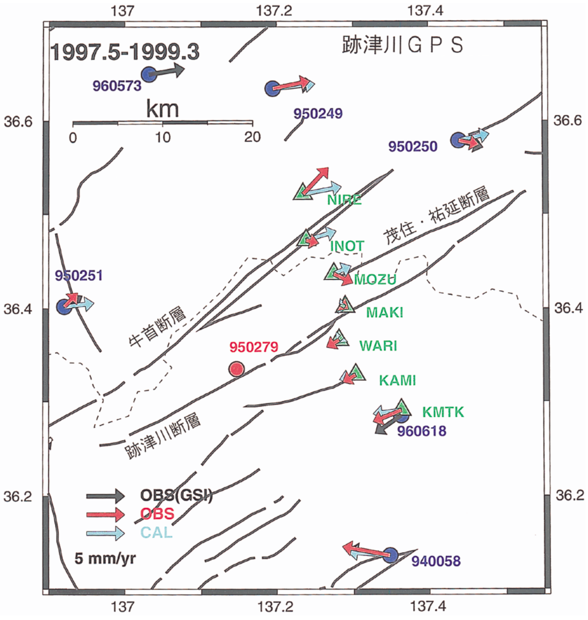

図１０　観測された変位速度場とモデル値

矢印は，断層直上の観測点（950279）に対する各観測点での相対変位速度スペクトルを表す。黒矢印は，国土地理院の解析，赤矢印は，本研究による解析結果，水色の矢印は，図11のモデルに基づくものである。断層から離れるに従って相対変位速度が大きくなり，東西方向に10㎜／年に達しているが，跡津川断層と牛首断層に挟まれた領域では変位速度が小さい。しかしながら，跡津川断層は深さ15㎞まで固着していて，東西のブロックが東西に20㎜／年の速度で収束しているモデル（第１近似モデル）で，断層より外側の領域の観測は説明できる。

（2）観測結果

図10は，1997年5月から1999年3月までの解析結果を示したものである。青矢印は国土地理院の解析結果，赤矢印は本研究での解析結果（本研究の跡津川観測網7観測点＋国土地理院5観測点）を示したものである。国土地理院と本研究の結果がほぼ一致していることから，2つの独立な解析はほぼ同じ変位速度場を与え，本研究での解析精度は国土地理院と同程度の精度を有していることが分かる。なお，解析から求められた形式誤差は，1mm/年以下を達成しているが，断層直上で観測されている1.5mm/年の変位速度を持つ地表クリープによる変動まで解明する観測精度を達成するにはあと2～3年の観測期間を要するであろう。

（3）断層固着モデル

上記のGPS観測を説明しうる簡単なモデルを図11に示す。跡津川断層下約15kmの深さまで固着しており，断層の東西の厚さ15kmの弾性地殻ブロックが東西に約20mm/年の収束速度で衝突しているというモデルである。このモデルから計

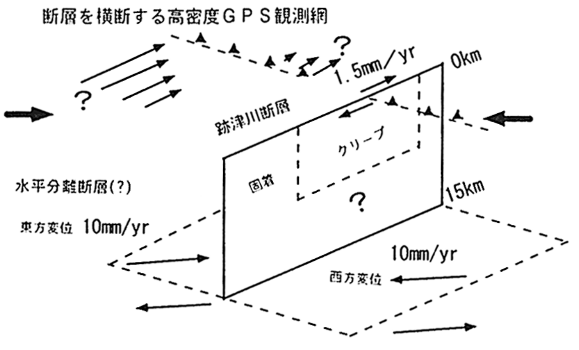

図１１　跡津川断層固着モデル

GPS観測より得られた変位速度場（図10）を説明する簡単なモデルを示している。このモデルでは，跡津川断層は約15㎞の深さ（微小地震活動の下限）まで固着しており，厚さ15㎞の東西両弾性ブロックが跡津川断層を境に，約20㎜／年の速度で東西に収束している。

断層上の観測点を固定してみると，断層から離れた観測点が東西に10㎜／年の速度で収束し，断層に近づくに従い変位速度が小さくなりまた方向が断層に平行になる観測事実を，このモデルはよく説明している。

しかしながら，この図には描いていないが，跡津川断層と牛首断層に挟まれた領域の観測結果はこのモデルでは説明できない。今後，　跡津川断層と牛首断層に挟まれたゾーンで固着しているモデルを考える必要がある。

また，現在のＧＰＳ観測からは，跡津川断層上での国土地理院精密光波測量から得られている，約1.5㎜／年の変位速度を持つクリープ運動については，まだはっきりしていない。今後の定常観測及び臨時観測の成果を待たざるを得ない。

算される変位速度ベクトルを図に水色矢印で示している。図11から分かるように，この単純なモデルは跡津川断層と牛首断層に挟まれた領域の外側では観測された変位速度ベクトルをよく説明している。しかしながら，領域の内側では速度ベクトルが小さく跡津川断層と牛首断層といったゾーンで固着したモデルを考える必要があろう。今後の観測結果をを待って，更にモデルの検討を進める必要がある。

4.3　地質調査

地質調査の研究目標は，

① 茂住・祐延断層通過位置の確認並びに断層形態の解明
② 活断層調査坑道内地質調査及び断層破砕帯の記載，断層ガウジの物性解析
③ 茂住・祐延断層に関する活動性の解明と評価（茂住・祐延断層ストリップマップの作成
④ 跡津川断層系全体における茂住・祐延断層の位置付け並びに形成過程の解明

以上が挙げられる。

（1）茂住・祐延断層の活動性

茂住・祐延断層については，高原川・茂住峠・広川にかけた範囲で地表踏査を行い断層の地表トレース，活動性の解明を目指した。この結果，茂住・祐延断層に沿って明瞭な変動地形・第四紀層の変形が確認され，詳細な断層トレースが明らかにされた。活断層としての総変位量は最大0.5 km程度であるが，調査範囲内では西に向かって減少し，高原川付近では活断層としての証拠が認められないことが判明した。すなわち，活断層調査坑道付近は「活断層の先端部」と見られる。また長棟川左岸の段丘礫層では，断層運動による傾動が認められた。傾動をもたらした断層の垂直変位は2 m以上と考えられ，変位の時期は1,860±70 yBP以降であることが判明した。

地表調査の結果を受けて1998年度には茂住・祐延断層の通過が予想された茂住峠東方地点で簡易トレンチ調査（ジオスライサーによる地層抜取り調査）を行った(図12)。抜き取られた地質断面は，茂住・祐延断層の断層破砕帯とそれを覆う新期の堆積物から構成され，断層による変形が明瞭に認められた。断面には少なくとも3回の地震イベントが記録されており，最新イベントは1858年の安政飛越地震であること，活動周期は約1.3万年であることが明らかになった（図13)。

（2）跡津川断層の活動

トレンチ調査地点の地震イベントの詳細については現在解析中であるが，跡津川断層東部のイベントと跡津川断層中央部のイベントとは一部は重なるものの，その時代は必ずしも常に一致しているわけではない。跡津川断層東部の活動性は中央部と異なる可能性がある。国土地理院の報告によるクリープ現象が断層西部では見られないことや，微小地震活動の区域性なども考慮すると，跡津川断層は幾つかのセグメントに分かれた構造を持つと考えられる。

図１２　茂住峠における地層抜き取り調査

研究報告

5. おわりに

茂住坑道内では，精密連続観測やトラップ波の観測，地下水の地球化学的観測など断層破砕帯の調査が４年近くにわたって実施された。なかでも興味深いのは，破砕帯の厚さが調査手法により異なって求められたことである。地下水の化学成分は破砕帯の岩石と反応して化学変化を起こし，その幅は１km程度に及ぶことが明らかになった。一方，地質学的な調査や地表での地震波速度分布からは，破砕帯AとBを併せ200m程度の厚い破砕帯の分布が推定される。一方，断層トラップ波の解析からは，地震発生層の深さに達すると，数十mの厚さが求められた。これらは予察的な解析結果であるので，今後さらに詳しい解析とともに，変更は生じると思われるが手法により種々の厚さが求められたのは重要である。

破砕帯の研究に，地下水の研究が欠かせないことも，本研究を通して明らかになった。坑道での地下水の採水が可能となって初めて分かったことである。活動的な破砕帯Aは，活動がほぼ止まっていると思われる破砕帯Ｂよりも，地下水の流れは活発であり，破砕帯との化学反応も活発である。破砕帯が地下水の“道”となり，その地下水を通して化学反応を起こし，成長することが明らかになった。

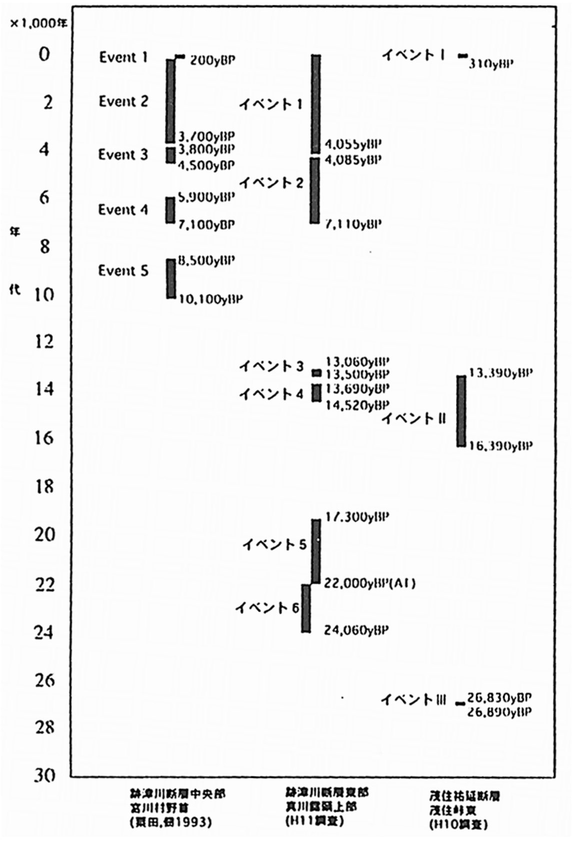

図13 跡津川断層と茂住・祐延断層の活動年代の比較

坑道外の調査研究で注目されるのは，跡津川断層沿いの地震活動の分布であろう。臨時地震観測点を密に設置したので，深さの決定精度が高まった。跡津川断層上でクリープが発生している領域は，深さ７kmまで微小地震が発生しない無地震域であることが明らかになった。一方，クリープ域では地震活動の高いサンアンドレアス断層とは逆である。この違いが何によってもたらせるかは地震断層の破壊のメカニズムを知る上で重要である。

GPSの観測では，国土地理院のGEONETと同様な精度で観測できることが明らかになった。これまでの観測結果を基に，地下の定常的なすべり分布を推定した。この結果，深さ15km付近の水平の面に沿って，断層に向かって両側のブロックが“衝突”するようにすべっていると説明された。さらに精度の高い議論をするには，今後数年のデータが必要である。GEONETのデータから判明した“変形帯”の中軸部に位置する跡津川断層のinterseismic な動きがしだいに明らかにされている。

茂住・祐延断層と跡津川断層の発掘調査が行われ，過去の地震の年代が求められた。地形・地質調査から推定されたように，茂住・祐延断層の活動は跡津川断層より１桁ほど低い。茂住・祐延断層の最新の活動は1858年飛弾の地震の際に動いたことが明らかになった。その一つ前の地震は，発掘調査からは１万年前と推定された。破砕帯の岩相からは“活動的”であると判断されるにもかかわらず，このような長い地震間隔は何によって決まるのであろうか。地震間隔を決める要素を知る上で，大いに興味あるところである。

謝辞

本計画は非常勤客員研究員の他に多くの方々の研究協力と支援をいただいた。これらの方は多数にのぼり，すべてをここに記すことはできないが，その中でも，地震観測においては京大防災研究所 和田博央技官，ＧＰＳ観測においては京大総合人間学部　大倉敬宏助手，京大防災研究所 和田安男技官，細 善信技官，トラップ波観測においては地質調査所 桑原保人主任研究員にご協力をいただいた。さらに，本研究は地質学と地球物理学分野の研究者により，室内実験，坑内計測，野外観測など多岐にわたる項目の研究を進めてきた。サイクル機構東濃地科学センターの支援を受けて，このような各項

目を有機的に結び付けることができた。上記の方々にここに記して感謝の気持ちを表したい。

参考文献

1）松田時彦：“跡津川断層の横ずれ変位”，地震研彙報，VOL.44，p.1179〜1212（1996）.
2）跡津川断層発掘調査団：“岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ発掘調査”，地学雑誌，VOL.98,p.440〜463（1989）.
3）Mikumo, T., Wada, H. & Koizumi, M. : Seismo-tectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, Tectonophsics, 147, p.95〜119（1998）.
4）多田　堯：“跡津川断層における地殻変動”，海洋出版，VOL.20，NO.3，p.142〜148（1998）.
5）Li, Y., Aki, K., Adams, P., A. Hasemi, A. & W. H. K. Lee : “Seismic guided wave trapped in the falut zone of the Landers, California eathquake of 1992”, J. Geophys. Res., 99, p.11705〜11722 (1994).
6）佐野　修，村上忠輔，田中義晴，平田篤夫：“高分解能弾性波速度モニタリングと地震”，日本地震学会講演予稿集，2，C52（1996）.
7）東京大学地震研究所，名古屋大学地震火山観測研究センター，東濃地震科学研究所：“新しいボアホール地殻活動総合観測装置の開発と観測”，地震予知連絡会会報，64，p.477〜481（2000）.

研究報告