# 根尾谷断層水鳥地区における CSAMT 探査による断層帯浅部比抵抗構造

松田達生\* · 小村健太朗\* · 山田隆二\* · 池田隆司\*\*

# Resistivity Structure of Underground Shallow Part of Fault Zone by CSAMT Method -A Case in MIDORI District of NEODANI Fault Zone-

Tatsuo MATSUDA\*, Kentaro OMURA\*, Ryuji YAMADA\*, Ryuji IKEDA\*\*

\*Earthquake Research Department mtatsuo@bosai.go.jp, omura@bosai.go.jp, ryamada@bosai.go.jp National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan ikeryu@mail.sci.hokudai.ac.jp \*\*Earth and Planetary Dynamics, Natural History Science, Hokkaido University, Japan

### Abstract

We conducted geophysical survey with the controlled source audio-frequency magnetotelluric (CSAMT) method at Midori Neo, Gifu prefecture, central Japan, in order to reveal subsurface resistivity structure in the shallow zone of ca. 1 km deep in the Neodani active fault zone. The Neodani fault last ruptured in 1891 Nobi earthquake (M8). The CSAMT source consists of a grounded electric dipole two km in length, located four km from the survey area. The frequency band for measurements was in the 1 to 4,000 Hz range. However to reduce the effect of measurement noises, that range for two-dimensional structure modelling was in the 2 to 2,000 Hz. The survey area was 1 km squares, covered by 8 transect lines composed of 70 measurement points in total. Analytical results were compared with deep drilling core samples and geophysical logging data, which were concurrently conducted. Consequently, clear correspondence between lower resistivity zones and fault traces was confirmed. Two-dimensional images of subsurface structure were obtained by the CSAMT survey in the fault zones.

Key words : CSAMT method, Resistivity structure, Fault zone, Neodani fault, Central part of Japan

### 1. はじめに

近年,活断層の調査が内陸活断層型地震の発生予測の 観点から活発になってきている.根尾谷断層でも,これ まで地形学的な観点などから断層の位置や活動履歴に関 する研究がなされてきた(松田,1974;宮腰他,1988;岡 田・松田,1992;岡田他,1992;吉岡他,2002).しかし, 地表面付近だけの調査では分からない事も多く,より立 体的に断層の構造を把握し,活断層の実体を明らかにし ようという研究は重要である.

本研究では、活断層である根尾谷断層周辺の地下比抵抗 構造を人工電磁探査法 (Controlled Source Audiofrequency Magnetotelluric: CSAMT 法)を用いて明らかにし、同時 に行われた深層ボーリング (Ikeda *et al.*, 1996)の岩石コ アや検層データと比較することにより、断層帯の構造や 物性をより詳細に評価することを目的とする.

電磁探査は一般の電気探査と同様に、大地の比抵抗を 測定することにより地下構造を推定する.電気探査では 直流を用いるのに対し、電磁探査では時間変動する電磁 場を信号源とするところに違いがある.電磁探査の Magnetotelluric (MT)法は、自然の変動電磁場を信号源 とする方法で、広域かつ深部(地下数 km 以深)の探査 に有効である.CSAMT法では人工信号源を用いるため 信号が安定しており、測定データの信頼性、測定能率が 高い.測定対象とする周波数は可聴周波数帯域(1Hz~ 4 kHz 程度)であり、探査深度は、地下の比抵抗値によ るが概ね1 km ほどになる.

根尾谷断層は,1891年濃尾地震を引き起こした活断層 の一つであり走向はほぼ北北西である(図1).この地震

<sup>\*</sup>独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部 \*\* 北海道大学 大学院理学研究院 自然史科学部門



- 図1 濃尾地震の地震断層の分布(松田, 1974).1:濃
   尾地震の地震断層,2:既存の活断層,3:リニア
   メント(活断層の可能性のあるものを含む),HK:
   能郷白山,K:金原,KZ:古瀬,M:水鳥,N:
   能郷,NJ:野尻,NK:温見,O:大森,T:高富
- Fig. 1 Distribution of earthquake faults of Nobi earthquake (Matsuda, 1974). 1: Surface ruptures during Nobi Earthquake of 1981, 2: Pre-existing active faults, 3: Lineaments and possible active faults, HK: Mt. Hakusan, K: Kinbara, KZ: Koze, M: Midori, N: Nogo, NJ: Nojiri, NK: Nukumi, O: Omori, T: Takatomi.

に伴い地表変位が見られた地表地震断層は、北から既存 の活断層である温見断層、根尾谷断層、梅原断層に沿っ て約80kmに及んだ(松田,1974). このうち根尾谷断層 で最も変位が大きく(最大左ずれ8m)またほぼ中央部 の旧岐阜県本巣郡根尾村水鳥地区には、小藤論文(Koto, 1893)で有名な水鳥の断層崖が形成された.現在では断 層観察館となっているトレンチ調査(佐藤ほか,1992; 松田、1993;岡田・松田、1992など)も行われており、根 尾谷断層の中でも地表部の状態が比較的良く分かってい る地域である(図2).

### 2. 調查地域

本調査地域は,岐阜市の北西約25kmに位置し,岐阜 県本巣郡根尾村(現在は本巣市)水鳥地区(図3及び 図4)に位置する沖積面および段丘状テラスに当たる. 段丘を取りまく周辺の山々は,標高600~900mの急峻な 山岳地形を呈し,谷底を北西から南東に流れる根尾川は 脆弱な地質を侵食し,小規模の段丘地形を形成している.



- 図 2 根尾村水鳥付近の詳細地形分類図(岡田・松田, 1992). 凡例, 1:山地斜面・地震後に平坦化された 所・川面, 2:現河床面, 3:低崖(水鳥・水鳥大将 軍の断層崖および河食崖), 4:(小)扇状地-崖錐, 5: 濃尾地震後の洪水による河床凹地の平坦部, 6:同微 高地(自然堤防), 7:水鳥三角台地(主に自然堤防 起源)の同微高地, 8:水鳥三角台地(目流路), 9:低位段丘面, 10:断層破砕帯の露出点, 11:濃尾 地震時の断層線, 12:地質断層線, ★は深層ボーリ ング地点
- Fig.2 Geomorphological map at Midori district of Neo village (Okada and Matsuda, 1992), 1: Mountain slope, flattened area after the earthquake, river floor, 2: Present river floor, 3: Low scarp, 4: (Small) Fan and talus cone, 5: Flat area formed by floods after the earthquake, 6: Natural levee formed after the earthquake, 7: Mound (mainly natural levee), 8: Longitudinal depression (=formed river course) within the Midori uplifted block, 9: Lower terrace, 10: Outcrop of fault shattered zone, 11: Fault associated with the 1891 Nobi earthquake, 12: Geological (pre-Quaternary) fault, ★ Deep drilling position.



図 3 人工電磁探查法 (CSAMT 法) 調查範囲 Fig. 3 Electromagnetic survey area by CSAMT method.

調査地域周辺は、石炭紀からジュラ紀の海洋プレート上 で形成された堆積岩や火山岩が、ジュラ紀に海溝充填物 堆積物と混合したと考えられる美濃帯にあたり(脇田, 1996),泥岩を主体として、砂岩、珪質泥岩、チャート等 が分布している.

濃尾地震時には水鳥地区の南西部と北部で断層崖が生 じ,それぞれ,北東側,南側が隆起した.それらは水鳥 断層,水鳥大将軍断層とよばれ,東側の根尾川河床付近 の西側隆起の根尾谷断層とあわせた3つの断層に囲まれ た三角状地帯(水鳥三角台地)が隆起した(例えば,松 田,1974;岡田・松田,1992).このうち,根尾谷断層につ いて、「一部は水鳥付近から東南へ分岐して更に東方の 山中へ延びる地形的リニアメントがあるので、その部分 も変位した可能性もある」(岡田・松田、1992)とあり、 以下では、この分岐した断層を仮に根尾谷(副)断層と 呼ぶ(図4).

本調査では、この三角状地帯をまたぐ約1km四方の領域に、断層にほぼ直交する8つの測線を設定し、それらに沿って全部で70点で調査を行った.

## 3. 測定方法

CSAMT 法探査の送信源は、電流ダイポールの両端



図 4 人工電磁探査法(CSAMT法)測点位置 Fig. 4 Distribution of observation sites of electromagnetic survey by CSAMT method.



#### 表1 調査機器一覧

**Table 1** A list of investigation machinery.

機器の種類	製作会社	型式	仕 様	数量
[送信部]				
エンジン発電機	Zonge	ZMG-7.5	最大出力 : 9 kVA 定格電圧 : 120/208V, 400Hz, 3 ø エンジン : 18hp, 空冷 2 気筒	1台
レギュレーター	Zonge	VR-1	電圧・周波数調整	1台
トランスミッター	千葉電子	CH-400T	出力電圧 : 最大 900V 出力電流 : 最大 15A 周波数範囲 : DC~10kHz (外部同期)	1台
コントローラー	Zonge	XMT-16	周波数範囲 : DC~8, 192Hz	
[受信部]				
<i>▶₽−×</i> −	Zonge	GDP-16	<ul> <li>入力チャンネル: 8 ch</li> <li>周波数範囲: 0.001~8, 192Hz</li> <li>入力インピーダンス: 10Ω・m (DC)</li> <li>ダイナミックレンジ: 180dB (16bits)</li> <li>最小検出能力: ±0.03 μ V</li> <li>SP オフセット調整: ±2.5V</li> <li>フィルタ: Anti-alias, Dual-notch, Digital telluric</li> <li>スタッキング: 1~16, 384 回</li> <li>AD コンバータ: 16bits ±1/2LSB</li> </ul>	1台
磁場センサー	Zonge	ANT/1B	1 軸インダクションコイル (周波数範囲:0.0125~8,192Hz)	1台
電場センサー	昭和測器		Cu-CuSo <sub>1</sub> 型非分極性電極	5個

(1.5 km~2 km) に設置した一対の電流電極とし,可聴 帯域の交流電流を流して,人工電磁場を発生させた.送 信源から 4~8 km 離れた測定地点で地下の比抵抗構造に 応じて誘導される電磁場を測定した.測定装置の配置 を図5に,調査機器一覧表を表1に示す.

### 3.1 探査の原理

送信ダイポールと平行な方向の地表の電位傾度をEx, これに直交する水平磁場をHyとすると、次式によって 周波数ごとの見掛比抵抗を求めることができる.見掛比 抵抗とは、観測値と同じ効果を示す均質大地の比抵抗と 定義され、測定系の周辺全体の比抵抗構造を反映するも のであり、何らかの点における真の比抵抗を表すもので はない.

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \left| \frac{Ex}{Hy} \right|^2 \tag{1}$$

ここに,

ρ<sub>a</sub> :大地の見掛比抵抗 (Ω・m)
 f :電磁波の周波数 (Hz)
 Ex :地表面における電位傾度 (μV/m)
 Hy :地表面における磁場水平成分 (nT)

とする.

(1)式で求められる見掛比抵抗が表す深度の目安として,

表皮深度(skin depth)が利用される.表皮深度とは,均 質大地(比抵抗 $\rho$ 一定)に入射した電磁波が1/e(eは 自然対数の底,約37%)にまで減衰する深度であり,周 波数と比抵抗の関数として次式で与えられる.

(2)

$$\delta = 503 \sqrt{\rho/f}$$

ここに,

 $\delta$  :表皮深度(m)

ρ :大地の比抵抗(Ω·m)

f : 電磁波の周波数 (Hz)

# とする.

3.2 実際の測定

1)送信源の設定

本調査の送信源は,調査範囲の中心から約5km離れた旧本巣町金原地区の休耕田と金原谷上流の沢沿いに設置した(図3).送信ダイポール長は1.5km,送信線方向は,N50°Eである.

### 2) 測点の設定

各測点の位置を図4に示す.根尾村森林基本図(原 図縮尺 1:50,000)を利用し,水鳥断層に対してほぼ 直交する方向に8測線設定した(測線100〜測線800). 測点は原則として測線上に沿うように直線的に70点 設置した.

3)電場·磁場測定

電場センサーの電極間隔は測点を中心に原則として 片側 25 m とし,電極の展開方位は簡易測量により送信 ダイポールと同方向となるように N50°E 方向とした. 銅-硫酸銅 (Cu-CuSO4)型電極を使用した.磁場セン サーとして,インダクションコイルを水平面上で,電 場センサーと直交する方向に配置した.

4) 測定周波数

本調査で使用した周波数は, 2048, 1024, 512, 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4, 2, 1 Hz の 12 周波数である (測点 703 のみ, 試験的に 4096 Hz も測定).

### 4. データ解析

各測点でのデータ取得後,解析前処理を経た電場と磁 場及び周波数から得られた見掛比抵抗・位相曲線を用い て,データの質を検討した.その後,見掛比抵抗・位相 曲線の結果を基に,測線方向と深度方向に比抵抗が変化 すると仮定して,測線下の鉛直断面内における2次元比 抵抗構造解析を行った.

## 4.1 見掛比抵抗分布

図6に見掛比抵抗・位相曲線の例として, site101 の結 果を示す.本調査地域では,調査範囲の中央付近をほぼ 北西-南東方向に高圧線が通っていることや,集落が密 集していることから,測定データにノイズの影響が予想 された.しかし,高圧線の影響と思われるノイズはあま り認められず,また,集落が密集している根尾川西側の 平坦部で,一部の測点で高圧線以外のノイズの影響が認 められたのを除いて,再現性のある比較的品質の良い



図6 実測された見掛比抵抗・位相曲線の例 (site 101)

**Fig. 6** An example of measured apparent resistivity and phase at site 101.

データを取得することができた.

全測線について,見掛比抵抗断面図から,各測点の データ品質と,見掛比抵抗の変化状況及び地形の影響を 検討した.見掛比抵抗断面図の傾向は,全ての測線にお いて水平方向のコントラストが強く,地形及びスタティッ クシフト<sup>#1</sup>の影響が推定された.

### 4.2 2次元比抵抗構造解析

2 次元比抵抗構造解析には, MT 法 2 次元インバージョ ン解析プログラム「EL2MT」を用いた(佐々木, 1986; Sasaki, 1989). このプログラムでは測線と垂直な方向に は地形及び比抵抗構造が変化しないという仮定が置かれ るため,地形及び比抵抗構造の 3 次元不均質性が強 い場合には,正しい解析結果が得られない場合がある.

見掛比抵抗・位相曲線図からは、明確なニアフィール ド<sup># 2</sup> 現象が認められなかったことから、2 次元比抵抗 構造解析には 1024, 512, 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4, 2 Hz の 10 周波数の測定値を用いた.前後の周波数と連 続しない見掛比抵抗の測定データに関しては収束条件か ら除外した.また,位相の測定データは、多くの測点に



周波数(Hz)

- 図7 インバージョン解析によって求まった2次元解析比抵抗モデルから期待される見掛比抵抗曲線の計算値(実線)と観測値(白丸)の比較例(site 601~605)
- Fig. 7 A comparison between calculated apparent resistivity curve from 2 dimensional resistivity model which is sought by inversion analysis (the solid line) and observed apparent resistivity (the white circle) (site  $601 \sim 605$ ).

おいて見掛比抵抗と整合しない異常値が見られたため解 析には使用しなかった.図7に見掛比抵抗曲線と2次元 比抵抗構造解析によって得られた比抵抗値比較の典型例 として,site 601~5の結果を示す.この解析結果から, 比抵抗断面図を作成した(図8~15).また,各ブロック の同じ標高レベル(標高100m,0m,-200m,-500m) の比抵抗値を抜き出し比抵抗平面図を作成し,地表で確 認された断層の位置もあわせて示した(図16~19).

**注 1**:電磁探査など電場を使用する探査法で,浅部に局所的に比抵抗がある場合,電場の局所的な異常が高周波数データから低周波数データにまで 影響を与えるスタティックシフトと呼ばれる現象により,実際の比抵抗と大きく離れた値を示すことがある.

注 2:人工電磁探査(CSAMT法)において、送信源と観測点の距離が近すぎる場合、低周波域において低周波数になるほど見掛比抵抗が大きくなり、対数軸にプロットした場合に、低周波数になるほど直線的に比抵抗が増大することがある.これがニアフィールドと呼ばれる現象で、真の地下深部の情報が得られなくなる.また、この現象を避けるためには、送信源と観測点の距離を表皮深度の3倍以上離すことが必要とされている.特に、下層が花崗岩などで高比抵抗の場合には、高周波数域からこの現象が出現し注意を要する.



**図8** 2 次元解析比抵抗断面図(測線100)

Fig. 8 A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 100.





Fig. 9 A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 200.



図 10 2次元解析比抵抗断面図(測線 300) Fig. 10 A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 300.



**図11** 2 次元解析比抵抗断面図(測線 400)

Fig. 11 A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 400.



**図12** 2次元解析比抵抗断面図(測線500)

Fig. 12 A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 500.



図13 2次元解析比抵抗断面図(測線800)





- 図14 2次元解析比抵抗断面図(測線600).測線付近で掘削された深層ボーリングの孔井の位置を示すと共に,孔内電気検層で計測された比抵抗の値を色区分して示した.
- **Fig. 14** A cross section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis along a measuring line 600. A trace of deep drilling well near the measurement line and results of an electrical logging in the well are also shown.









図16 2次元解析比抵抗断面図(測線100)

Fig. 16 A plane section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis at a height of 100 meters above sea level.



- 図17 2次元解析比抵抗平面図(標高 0 m)
- Fig. 17 A plane section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis at a height of 0 meters above sea level.



図18 2次元解析比抵抗平面図(標高-200m)

**Fig. 18** A plane section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis at a height of -200 meters above sea level.





**Fig. 19** A plane section of 2 dimensional specific resistance model by inversion analysis at a height of -500 meters above sea level.

### 5. 調査結果

# 5.1 大局的な比抵抗構造

各測線の2次元解析比抵抗断面図の傾向は,見掛比抵 抗断面図でみられた水平方向のコントラストが弱まって おり,地形とスタティックシフトの影響が解析により補 正され,実際の2次元比抵抗分布が再現されたと考えら れる.比抵抗値は,ほぼ20Ω・m~2,000Ω・mの範囲に あり,全般に表層部が高比抵抗で,深部が低比抵抗であ る.2次元解析比抵抗平面図と合わせて大局的に見ると, 調査範囲の西側が高比抵抗部,東側が低比抵抗部として 捕捉され,さらに,断層の位置と比抵抗の関係をみると, 水鳥断層と根尾谷(副)断層に挟まれた領域が領域外に 比べて相対的に比抵抗が低下し,その比抵抗の低い領域 が深部にいくにつれ広がっているようにみえる.

## 5.2 比抵抗構造の各測線ごとの鉛直断面

## 1) 測線 100

大局的には、比抵抗が高-低の2層構造と見なすこと ができる.すなわち地表から標高0m付近までが100Q・ m以上の高比抵抗部,それ以深が100Q・m以下の低比 抵抗部として捕捉されている.高比抵抗の層厚は、南西 側で厚く、北東側で薄く捕捉されている.測点103と104 間では、明瞭ではないが比抵抗の不連続が認められ、こ れが水鳥断層に対応する.測点106~107間の標高0m~ -200mの間には低比抵抗部が捕捉され、この中心が根尾 谷断層に対応する.また、測点103の標高-200m付近 から、測点107の標高-800m付近に向かっても低比抵 抗部が捕捉されている.これらは、いずれも地表で確認 された断層の直下付近に捕捉されていることから、基盤 岩の著しい破砕の状況を示していると推定される. 2)測線200

大局的には、測線 100 と同様に、比抵抗が高-低の 2 層構造と見なすことができる. 測線 100 に比べ1 層目の 高比抵抗層の層厚が厚くなり、地表から標高 -200 m 付 近まで捕捉されている. それ以深は、100Ω・m 以下の 低比抵抗部として捕捉され、測点 204~207 間の標高 -350 m~-800 m 付近では低比抵抗部が捕捉されている. この低比抵抗部の南西端が水鳥断層に、北東端が根尾谷 断層にそれぞれ対応する.

#### 3) 測線 300

当測線の比抵抗分布は、測線 100,200 とは異なり, 水平方向のコントラストがやや強くなっている.測点 306~309間では,深部の標高 -200 m 以深で比抵抗の不 連続が認められ,水鳥断層にほぼ対応するが,浅部では 地表から標高 -200 m まで高比抵抗部である.そのうち 測点 309 の地表付近には低比抵抗部も認められる.また, 測点 313~314間では,地表から深部まで低比抵抗部が捕 捉され,表層部の高比抵抗を分断している.これが根尾 谷断層及び根尾谷(副)断層に対応する.この間では, 標高 -200 m 付近から -750 m 付近まで 50Ω・m 以下の低 比抵抗が捕捉され,根尾川東側の測点 315 の深部まで連 続している.また,測線南西側の測点 302 の浅部から測 点 301 の深部にかけて,100Ω・m 以下の低比抵抗が捕捉 され,特に測点301の標高0m~-150m間には低比抵抗 部が捕捉されている.この低比抵抗は,断層に起因した 異常ではなく地域に分布する岩石の岩相の違いによるも のと推定される.測線中央付近の測点304を中心とする 高比抵抗部が広範囲にわたり地表から深部まで捕捉され ている.これに対して,根尾川東側の測点314~316間の 深部は低比抵抗部となっている.

# 4)測線 400

当測線では、中央部の表層には高比抵抗部がなく、測 点 407 から測点 411 付近で、地表から深部まで低比抵抗 部が捕捉されている. この低比抵抗の南西端の不連続が 水鳥断層に対応し、中央部が根尾谷断層に、北東端の浅 部の高比抵抗と低比抵抗の境界付近が根尾谷(副)断層 に対応する. 測点 406 から南西側では、高比抵抗部が地 表付近から捕捉され、南西側に向かって徐々に深くなる. また、測点 411 より北東側の地表付近にも高比抵抗部が 捕捉されているが、深部は低比抵抗である. 5) 測線 500

当測線の比抵抗分布は、大局的には測線中央部の測点 504 付近を境に、南西側が高比抵抗部、北東側が 100Ω・ m以下の低比抵抗部と見なすことができる. 南西側の高 比抵抗部は,ごく浅部を除いて地表から深部まで分布し, このうち、測点 501~503 間では、地表から標高 -250 m 付近まで 200Ω・m 以上の高比抵抗部が捕捉されている. また、北東側の浅部に捕捉された高比抵抗部は、測点 505~508 間では地表から標高 -150 m 付近まで分布する ほかは、地表から標高100m付近まで分布し層厚は薄い. 低比抵抗部は測点 504~511 間に捕捉されており、特に、 測点 509~511 間の標高 100 m~-200 m 付近と, 測点 507~511 間の標高 - 400 m~ - 800 m 付近には、さらに 低い 50Ω・m 以下の低比抵抗が捕捉されている. 測点 508 と測点 509 間には比抵抗の不連続が認められ、これが根 尾谷断層に対応する.水鳥断層に対応する比抵抗の不連 続は、明瞭には認められないが、測点 505~508 間の高比 抵抗部南西側の急峻部に対応する.また,根尾谷(副) 断層は,測点 509~511 間に捕捉された低比抵抗部の北東 端に対応するものと推定される.

# 6)測線 800

当測線の比抵抗分布は、大局的には、比抵抗が高-低 の2層構造と見なすことができる.高比抵抗部が測点 801~804間で地表から標高-200m付近まで捕捉され、 測点805では、地表からごく浅所(層厚50m)に捕捉 されている.特に、測点803の浅部には200Ω・m以上 の高比抵抗が捕捉されている.測点805付近の標高 200m~-50mには、低比抵抗部が捕捉され、この異常部 の南西端側と高比抵抗部中の弱い不連続が水鳥断層に対応する.

#### 7) 測線 600

当測線の比抵抗分布は,100Ω・m以下の低比抵抗部が 優勢である.100Ω・m以上の高比抵抗の分布は,測点602 で地表から標高50mまで,測点601では地表からごく 浅部の低比抵抗部を除けば,標高-450mまで捕捉され ている. また, 測点 604 の北東側でも標高 100 m 付近ま で高比抵抗部が捕捉されている. 測点 603 では, 地表か ら深部まで 100Ω・m 以下の低比抵抗が捕捉され, この低 比抵抗の南西端の測点 602 と 603 間が水鳥断層に, 北東 端の測点 603 と 604 間が根尾谷断層にそれぞれ対応する. また, 測点 602~605 間の深部では, 標高 0m 付近から標 高 -500 m に低比抵抗部が捕捉されている. この低比抵 抗部の中心は, 根尾谷断層の北東側に捕捉され, 本断面 のさらに北東側に確認されている根尾谷(副) 断層方向 に延びる傾向にある.

#### 8) 測線 700

当測線の比抵抗分布は,100Ω・m以下の低比抵抗部が 大勢を占める.高比抵抗部は,測点702を中心に深度を 増すごとに分布範囲を広げている.また,この高比抵抗 部は,測点702から南西側の測点701の地表からごく浅 部に連続している.測点701には,50Ω・m以下の低比 抵抗が捕捉されているが,これは地形の影響が完全に除 去されていない可能性がある.水鳥断層(根尾谷断層) は,測点702と703間に認められる高比抵抗中の不連続 に対応するものと考えられる.

### 5.3 比抵抗構造の各深度ごとの水平断面

#### 1)標高100m

標高 100 m レベルの平面図では,高比抵抗部が大勢を 占めている.低比抵抗部は,調査範囲の東側に北西-南 東方向に分布し,南東方向に向かって範囲を広げ,根尾 谷断層と根尾谷(副)断層に沿うように捕捉されている. この低比抵抗部の西端側に根尾谷断層が対応し,そのほ ぼ中央部に根尾谷(副)断層が対応するものと推定され る.水鳥断層については,1次元解析で捕捉されたよう な明瞭な不連続は捕捉されないが,調査範囲の中央付近 で,北西-南東方向に捕捉された 200Ω・m 以上の高比抵 抗部から低比抵抗への変化部に対応する.

# 2)標高 0m

標高0mレベルの平面図の特徴は,調査範囲の北端に, 標高100mレベルでは捕捉されていない低比抵抗部が, 測点105を除く測点103~107間に捕捉されている.この 付近では東西方向に延びる水鳥大将軍断層が確認されて おり,この低比抵抗部が対応する.調査範囲東側の低比 抵抗部はさらに広範囲になり,中心部が低比抵抗として 捕捉され,その低比抵抗部の西端側が根尾谷断層に対応 し,ほぼ中央部が根尾谷(副)断層に対応するものと推 定される.また,水鳥断層については,対応するような 低比抵抗及び比抵抗の不連続は捕捉されていない.測点 301にも低比抵抗が捕捉されているが,局所的なもので 連続性が認められないことから,これは断層に起因した 異常ではなく地域に分布する岩石の岩相の違いによるも のと推定される.

#### 3)標高-200m

標高 -200 m レベルの平面図では、低比抵抗部がさら に範囲を広げて優勢である.調査範囲の北端に捕捉され た水鳥大将軍断層に対応する低比抵抗部は、比抵抗値を さらに低くして低比抵抗として捕捉されている.東側の 低比抵抗は低比抵抗部を形成し,調査範囲中央付近に延 びる傾向を示す.根尾谷断層及び根尾谷(副)断層は, この低比抵抗部のほぼ中央付近を通過するものと推定さ れる.水鳥断層は,調査範囲中央付近の高比抵抗部と低 比抵抗部の境界に対応する.測点 301 にも標高0mレベ ル同様,低比抵抗が捕捉されている.

### 4)標高-500m

標高-500mレベルの平面図では、標高-200mレベル で捕捉された低比抵抗部が,さらに範囲を広げ大勢を占 める.高比抵抗部は、調査範囲の南西端側のみで捕捉さ れている.大勢を占める低比抵抗部のうち,東側で捕捉 された低比抵抗部は、標高-200mレベルでは,調査範囲 の北端にとびとびに捕捉された低比抵抗部が連続したも ので,広範囲に捕捉されている.この低比抵抗部の南西 端側が水鳥断層に,中央部は根尾谷断層に対応し,北東 端側が根尾谷(副)断層に対応するものと推定される. これは,断層に挟まれた範囲の深部で,基盤岩の著しい 破砕の状況を示しているものと推定される.

### 6. 考察

## 6.1 断層と比抵抗構造の関係

調査地域の比抵抗構造を大局的に見ると、測線100と 200 で顕著に見られるように、深さ方向には相対的に浅 部で高く,深部で低くなる傾向がある,一方,測線方向 に見ると、測線 300, 400 に顕著に見られるように断層位 置を境に比抵抗値に変化が見られる.そのなかで、水鳥 断層は、深さおおよそ 200 m より深いところで、それを 境に南西側が比抵抗が 100Ω・m より高く, 北東側が比 抵抗が100Ω·mより低くなる境界に位置しているように 見える. 探査深度は異なるが、今回の測定領域に重なっ て、水鳥断層をまたいで実施された浅部電気探査の結果 からは、水鳥断層直下の岩盤には地表とほとんど同じ落 差の食い違いを生じていることが示された(村松他, 1964; 村松, 1976).水鳥断層に位置する比抵抗の変化も 同じように地盤のずれを示し、食い違いが断層深部まで 続いていると考えられる.水鳥断層は地表に現れた崖に とどまらず、地震に伴って変位する地震断層でもあるも のと推定される.

同様に根尾谷断層の位置を見ると、水鳥断層の場合と は異なり、測線 100, 200 を除くと、地表付近から比抵抗 が低い領域が深部まで分布している.また、水鳥断層と 同じように、根尾谷断層から分岐したと考えられる根尾 谷(副)断層は、今回の調査では測線 300 を除いて、測 線にかかっていないが、測線 400 から 700 までみると、 根尾谷断層から北東側に比抵抗の低い領域が広がってい て根尾谷(副)断層までつながっているように見える. また、根尾谷(副)断層をまたぐ測線 300 では、水鳥断 層と同様に、断層位置を境に比抵抗値が変化するように 見える.比抵抗平面図でみると、標高 -200、-500 m で は、水鳥断層から根尾谷断層を超えて、根尾谷(副)断 層にいたるまで 50Ω・m 以下の低比抵抗領域が分布して いることがわかる.根尾谷(副)断層の位置が、調査領

- 図 20 水鳥地区における根尾谷断層に沿う湾曲部での 圧縮を説明する模式図(松田,1974の図を改変). 根尾谷断層全体の左横ずれ変位に伴って,ハッ チの部分が圧縮をうけ,1891年濃尾地震ではそ の一部に隆起が生じたものと推定される.
- Fig. 20 A schematic view that explains the compressive state in a curved section along Neodani fault in the Midori district (altered Matsuda, 1974). With left-lateral displacement of the Neodani fault, a hatched area suffers compressive stress, and a part of which was uplifted by the 1891 Nobi earthquake.

域の北東側境界に近いため,水鳥断層の場合のように明 瞭ではないが,根尾谷(副)断層も水鳥断層と同じく, 断層が比抵抗境界として認識されるようである.

水鳥地区では,1891年濃尾地震時に,根尾谷断層,水 鳥断層,水鳥大将軍断層に囲まれた,いわゆる水鳥三角 台地が隆起した.その原因として,松田(1974)は,水 鳥地区で根尾谷断層が屈曲し,全体に左ずれに変位した ので,屈曲部付近の地盤が圧縮され,隆起したと考えた. 比抵抗構造では,ちょうど隆起した部分だけでなく,根 尾谷(副)断層にまで抵抗が低い領域が広がっている. 松田(1974)による圧縮は1891年濃尾地震のときだけで なく,長期間にわたる地震の繰り返しの間には3つの断 層に囲まれた三角地帯の周辺の地盤にも働いていたと考 えられ,そこでは圧縮により破砕されるとともに間隙率 が高まり,間隙を埋める水の影響で比抵抗が低下したと 考えられる.そして水鳥断層,根尾谷(副)断層は,圧 縮領域を区分する境界にあたっているものと考えられる (図 20).

# 6.2 深層ボーリングの孔内電気検層及び岩石コアとの 比較

本電磁探査とともに、測線 600 付近の段丘から水鳥断 層に向けて掘削長が約1,400mと350mの2つボーリン グが行われ、孔内電気検層が実施された(Ikeda et al., 1996). 測線 600 の 2 次元解析結果の比抵抗構造断面図 に孔井の位置を投影し、電気検層による比抵抗の値を示 した (図 14). 350 m 井では地表から標高 85 m までが 200Ω·m 以上, 標高 85 m から, 標高 20 m 間が 100Ω·m 前後.標高 20m 以深では 50Ω・m 以下の低比抵抗になっ た. また,同じ孔井で採取された岩石コアを見ると, 50Ω·m 以下の低比抵抗を呈する岩石コアは破砕が激し く, 断層粘土帯が確認された (図 21(c)). 電気検層で比 抵抗が 50Ω·m 以下になり、破砕および断層粘土帯の現れ るところは、地表の水鳥断層の位置にほぼ一致していて、 CSAMT 探査による 2 次元比抵抗構造の 50Ω・m 以下の低 比抵抗域とも整合している. つまり, 断層にともなって 形成された破砕および断層粘土帯における間隙率の高ま りや断層粘土の影響で、低比抵抗になったと推定される. 一方, 1,400 m 井では, 地表から標高 -800 m 付近で, そ れまで 100Ω·m から 200Ω·m を超える比抵抗が, 50Ω·m 以下に低下していて, 電気検層による結果は CSAMT 探 査による2次元比抵抗構造とは有意に異なっていた.も ともと CSAMT 探査の 2 次元解析の標高 -500 m 以深の 深部では、今回用いた周波数帯域(1Hz~4kHz程度) では探査可能深度の目安になる表皮深度を超えており, 解析分解能がない、あるいは調査範囲の東側及び西側延 長部の急峻な地形には測点を配置しておらず,2次元解 析に必要な測線両端の外側延長部の比抵抗情報が十分で なく、深部における解析精度が足りない、という可能性 がある.しかし、-500m程度までは精度の高い解析結果 を得ることができたともいえる.

# 7. まとめ

根尾谷断層水鳥地区における CSAMT 探査を実施し, 断層帯浅部比抵抗構造に関して以下の結論を得た. ①水鳥断層と根尾谷(副)断層は,100Ω・mを境にして, 相対的に高比抵抗部と低比抵抗部の境界に位置し,根尾 谷断層は両境界に挟まれた低比抵抗域内に存在する. ②水鳥大将軍断層,水鳥断層,根尾谷断層で囲まれた「水 鳥三角台地」及びその東側は①に挙げた低比抵抗域にあ たり,広範囲に圧縮による破砕を受けているものと推定 される.

③50Ω・m以下の低比抵抗領域の存在と,孔井内電気検層 結果,及びボーリングコアで確認された破砕及び断層粘 土帯の存在が整合的である.







(c)



- 図 21 深層ボーリングで採取された岩石コア. (a), (b), (c) はそれぞれ電気検層の 200Ω・m 以上, 100Ω・m 前後, 50Ω・m 以下の深度に対応する. (c) では, すべて破砕され, 断層粘土化して いる.
- Fig. 21 The rock core that were gathered by deep drilling. Photographs (a), (b), (c) are correspond to the depth section of over 200 ohm-m, around 100 ohm-m, less than 50 ohm-m, respectively, measured by electrical logging. In photograph (c), all cores are crushed hardly and are fault gouge.

## 参考文献

- Ikeda, R., Omura, K., Iio, Y., and Tsukahara H. (1996) : Scientific Drilling and In-situ Stresses in Active Fault Zones at Neodani, Central Japan. Proc. of The 8th Int'l. Symp. on the Observation of the Continental Crust through Drilling, Tsukuba, 30-35.
- Koto, B. (1983) : On the cause of the great earthquake in central Japan, 1981. Jour. Coll. Science, Imp. Univ. Japan, 5, 296-353.
- 3) 松田時彦(1974):1891 年濃尾地震の地震断層.地 震研究所研究速報,13,85-126.
- 4) 松田時彦 (1993): 天然記念物「水鳥断層崖」の開発. 地質ニュース,464,30-35.
- 5) 宮腰勝義・緒方正虔・角田隆彦・佐竹義典・田中和 弘・木方建造・猪原芳樹・金折裕司(1988):根尾谷 断層の活動性-岐阜県金原における断層の分布・性 状と活動様式の解析.電力中央研究所報告, U88052, 38pp.
- 村松郁栄・梶田澄雄・鈴木静枝・杉村新(1964):水 鳥断層の構造.岐阜大学学芸学部研究報告,3, 308-317.
- 7) 村松郁栄(1976):根尾谷断層と濃尾地震.地質学論

集, No.12, 117-127.

- 8) 岡田篤正・松田時彦(1992):根尾村水鳥および中付 近における根尾谷断層の第四紀後期の活動性.地学 雑誌, 101, 19-37.
- 9)岡田篤正・渡辺満久・安藤雅孝・佃為成・平野信一 (1992):濃尾活断層系から発生した古地震の考察 梅 原断層のトレンチ調査.地学雑誌,101,1-18.
- 10) 佐々木裕 (1986): 2 次元構造に対する MT 法の分解 能.物理探査, **39**, 1-9.
- Sasaki, Y. (1989) : Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. Geophysics, 54, 254-262.
- 佐藤比呂志・岡田篤正・松田時彦・隅元崇(1992): 根尾谷断層水鳥断層崖のトレンチ壁面の地質.地学 雑誌, 101, 556-572 及び口絵 1.
- 13) 脇田浩二 (1996): 新版地学事典, 1,285pp.
- 14) 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実 義・松浦一樹(2002):トレンチ調査に基づく 1891 年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴. 地震, 55, 301-309.

(原稿受理:2007年4月2日)

# 要 旨

本研究では、活断層である根尾谷断層(1891 年濃尾地震の地震断層)周辺の地下比抵抗構造を人工電磁探査法(Controlled Source Audiofrequency Magnetotelluric: CSAMT 法)を用いて明らかにし、同時に行われた深層ボーリングの岩石コアや検層データと比較することにより、断層破砕帯の連続性や物性をより詳細に評価することを目的として行った. CSAMT 解析結果では、特に浅部で低比抵抗帯と既知の断層の位置の一致が認められ、比抵抗分布と既知断層の位置関係及び破砕との関係から調査域周辺に存在すると考えられている断層の状況を確認できた.

キーワード: CSAMT 探查, 比抵抗構造, 断層帯, 根尾谷断層, 中部日本