

8. 微小地震のメカニズムから見た岐阜 - 一宮線と、総合的な考察

8.1 濃尾地震の震源域で起きる微小地震のメカニズム

8.1.1 背景

岐阜 - 一宮線は、1891年に起きた濃尾地震の時に滑ったといわれる断層である。これが活断層であり、将来また大きな地震を起こす可能性のある断層であるならば、濃尾平野における地震防災において非常に重要である。そのため、4章や5章で述べられているように、岐阜 - 一宮線の存在が推定される地域でさまざまな探査が実施された。その結果、特に反射法探査において地層の変位が認められないため、岐阜 - 一宮線が繰返し地震を起こす活断層の可能性が低いことが示唆された。

一般に大きな地震には余震が伴い、それは長い期間にわたって発生する。濃尾地震の断層近傍でも、地震から100年以上経ったいまでも断層に沿って微小地震が発生しており、これらは1891年濃尾地震の余震であると考えられる。とくに梅原断層から岐阜 - 一宮線に挟まれた地域において群発しており、岐阜 - 一宮線が1891年に滑ったことを示唆しているのかも知れない。

そこで本研究では、これらの微小地震のメカニズムを求め、これらが岐阜 - 一宮線の余震であるか、すなわちこれらの微小地震から、1891年の濃尾地震の時に岐阜 - 一宮線が動いた可能性について調べる。

一方、岐阜 - 一宮線は梅原断層と近接しており、微小地震もその間で起きている。従ってこの地域で群発する微小地震には梅原断層の余震も含まれる。震源の位置以外に、これらを区別する方法はあるだろうか。1891年に起きた濃尾地震のメカニズムは、地表で観測された変位からの推定では、根尾谷断層から梅原断層にかけては走行が北西 - 南東のほぼ垂直の断層が、南西側が隆起する左横ずれの断層である。また、岐阜 - 一宮線については、Mikumo and Ando (1976) は水準測量の結果に基づいて、南西側が沈降する左横ずれの断層であると推定している。3章で山岡が推定する断層も、水平変位を考慮していないことと断層面の傾斜が異なるが、南西側が沈降することについては同様である。従って、これらの断層のメカニズムの違いから、微小地震が梅原断層に起因するのか、岐阜 - 一宮線の断層に起因するのかの区別が可能と思われる。

また、大きな地震が起きると、有限長の断層の末端では不均一な変位の影響によって応力場が局所的に乱される。濃尾地震の断層でも同様のことが起こっていると考えられ、このような効果も考慮して考察を行なう。

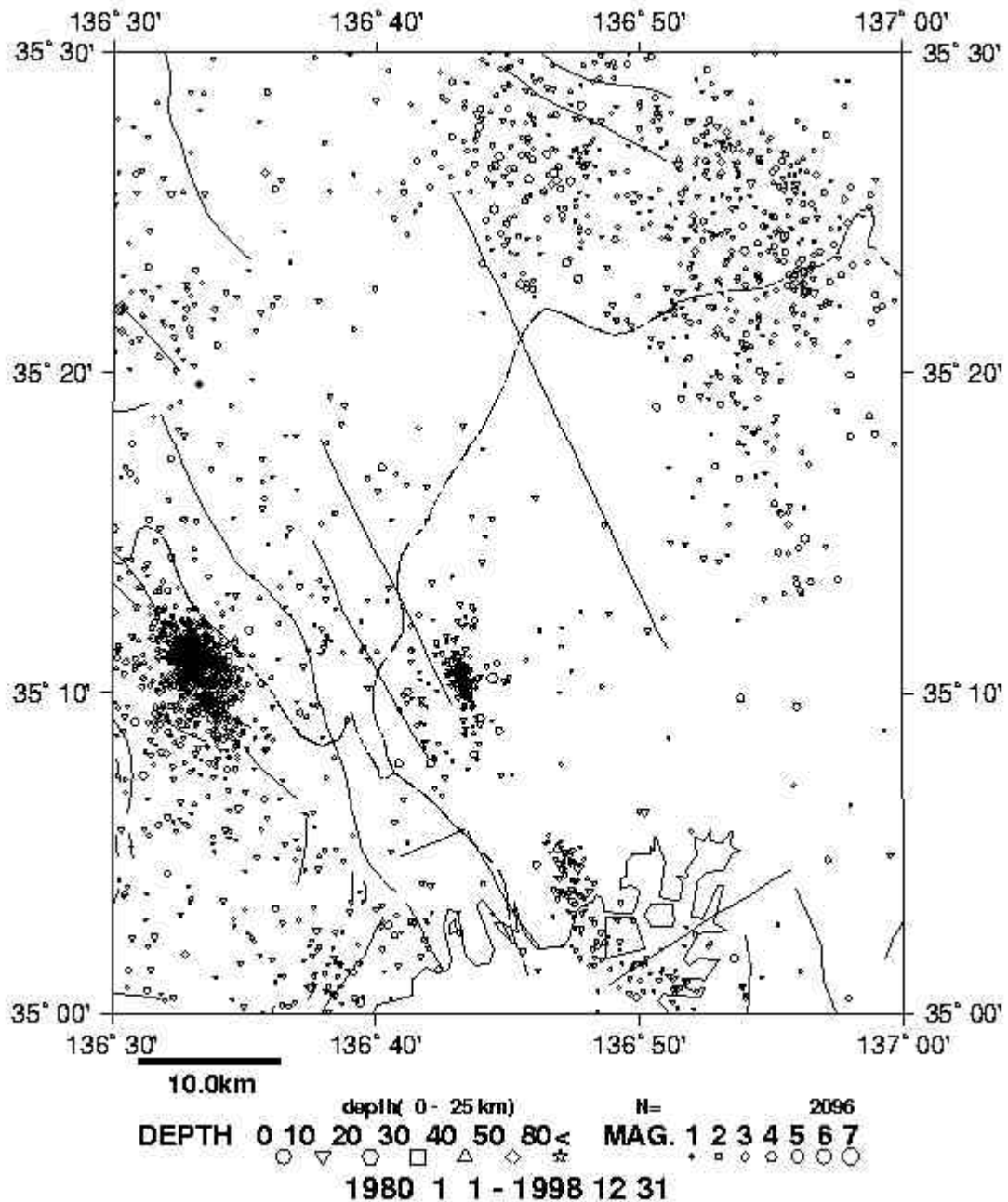


図 8.1.1 濃尾平野北部で起きている微小地震の震央分布(名古屋大学地震火山観測・防災研究センターによる)。直線は活断層および構造線(推定含む)を示す。

8.1.2 濃尾地震の断層周辺で起きる地震

名古屋から岐阜地域にかけての微小地震を含めた地震の震央をプロットすると、図 8.1.1 のようになる。地震は根尾谷断層から梅原断層に沿って分布しており、濃尾地震の余震がいまでも起きていることを示している。地震は、梅原断層と岐阜 - 一宮線に分岐する岐阜市の辺りでは、梅原断層から岐阜 - 一宮線の間で、幅広く震央が分布している一方で、岐阜 - 一宮線に沿っ

た地域ではむしろ地震の頻度は少ない。しかし、岐阜 - 一宮線から東に 10km ぐらいのところに、岐阜 - 一宮線に並行に微小地震の震源が分布している。1891 年の濃尾地震の時に、岐阜 - 一宮線が動いたとすれば、その余震はこの一群であると考えられる。以下では、この梅原断層と岐阜 - 一宮線の間で起きる微小地震のメカニズムを求め、岐阜 - 一宮線の断層の形状や、過去に起きた地震のメカニズムなどについて考察する。

8.1.3 使用データ

本研究では、この地域で起きた地震のデータとして、大都市圏強震動総合観測ネットワーク（飛田他、2001；以下強震ネットと略記）によって収集された有感地震および、独立行政法人防災科学技術研究所の Hi-net による微小地震のデータを用いる。強震ネットでは、この地域に設置された強震計および計測震度計での加速度波形データが、Hi-net では、防災科学技術研究所、気象庁、大学による観測の速度波形データが利用できる。使用した強震ネットによる地震を表 8.1.1 に、Hi-net によるデータを利用した地震を表 8.1.2 に示す。

表 8.1.1 解析に用いた地震の震源パラメータ（強震ネット）

Event Origin	Longitude	Latitude	Depth (km)	M_{jma}	Nc ^a	Δ^b
2001/07/21 14:36:12	136.9208°	35.3723°	10.4	3.6	7	0.24
2001/10/25 20:12:49	136.7920°	35.4142°	12.5	3.7	7	0.12
2002/10/28 22:04:17	136.9207°	35.2582°	6.1	3.0	5	0.46

a: Number of stations used for the inversion.

b: Residual

表 8.1.2 解析に用いた地震の震源パラメータ（hi-net）

Event Origin	Longitude	Latitude	Depth (km)	M_{jma}	Nc ^a	Δ^b
2002-06-08 15:52:00	136.922°	35.257°	8.1	2.8	7	0.53
2002-07-10 02:58:16	136.900°	35.308°	15.3	2.1	4	0.44
2002-07-20 12:37:30	136.858°	35.218°	13.0	1.3	5	0.57
2002-08-15 02:00:20	136.890°	35.267°	8.7	1.4	8	0.77
2002-08-22 10:55:15	136.863°	35.248°	11.4	1.5	7	0.86
2002-10-07 16:13:56	136.917°	35.261°	5.8	2.0	10	0.38
2002-10-28 22:04:17	136.921°	35.258°	6.1	3.0	22	0.74
2002-11-23 05:01:26	136.889°	35.309°	9.5	1.5	6	0.19
2003-01-29 22:15:37	136.898°	35.303°	11.3	1.7	7	0.50

a: Number of stations used for the inversion.

b: Residual

8.1.4 解析方法

解析に使用する地震のマグニチュードは4以下（気象庁発表）であり、変位波形に積分した時の直達波のパルス幅は0.1秒程度かそれ以下である（図8.1.2）。このような波形を数値計算によって合成するためには、数十 Hz 以上の高周波まで計算する必要があるが、これは容易ではない。一方、変位に積分した波形（図8.1.2）を見ると、P波、S波ともに初動パルスは明瞭であり、ほぼ三角形型のパルスになっている。これは、マグニチュードが小さいために、震源時間関数が単純であるためと考えられる。従ってP波、SV波、SH波の振幅を読みとり、ラディエーションパターンと比較することによって、モーメントテンソルのインバージョンが可能である。本研究ではKikuchi and Kanamori (1990) の方法を、振幅だけを用いるように簡略化してメカニズムのインバージョンを行なった。

KiK-net の羽島観測点でのボーリングによる速度構造は、図8.1.3のようになっており、1km 以内の浅いところの構造も詳しく調べられている。本研究では簡略化のためにこれらの影響は無視し、震源と観測点間の波線は直線で近似して振幅を計算した。地震波速度は KiK-net の羽島観測点のボーリングデータを参考に、 $V_p=4800\text{m/s}$ 、 $V_s=3000\text{m/s}$ とした。

強震ネットによる強震計、計測震度計による観測加速度波形は二階積分、Hi-net による速度波形は一階積分して、変位波形に変換して振幅を読みとった。これら加速度計や速度計による観測波形を積分して変位波形にすると、低周波に含まれるノイズが増幅される。ここでは、カットオフ周波数 0.3 Hz のハイパスフィルタを作用させることでその影響を低減した。

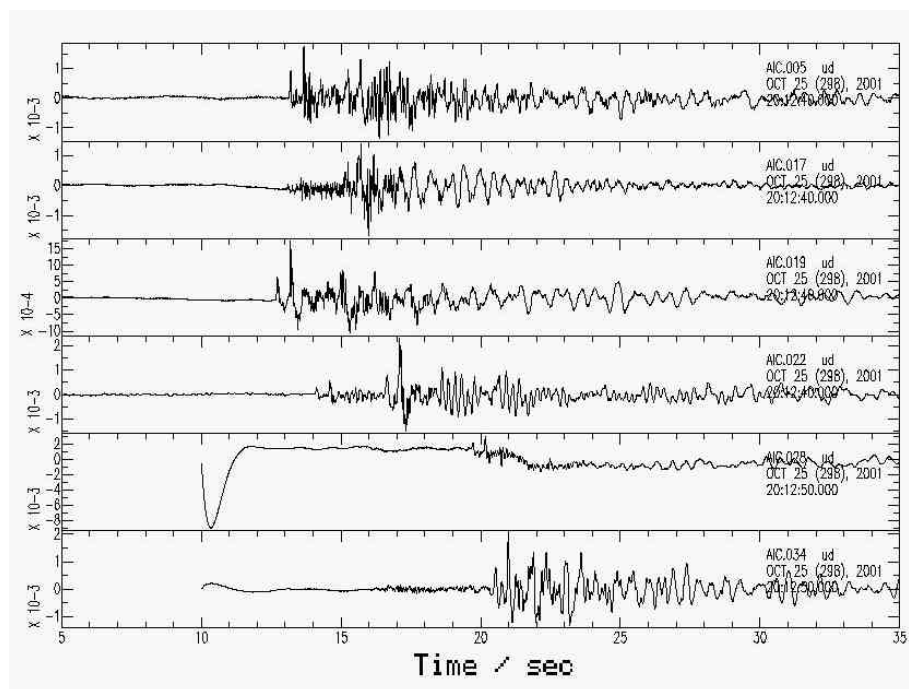


図8.1.2 観測された加速度波形を積分して変位波形にしたもの。カットオフ周波数0.3Hzのハイパスフィルタで低周波成分を除去した。2001年10月25日のイベント。上下動。

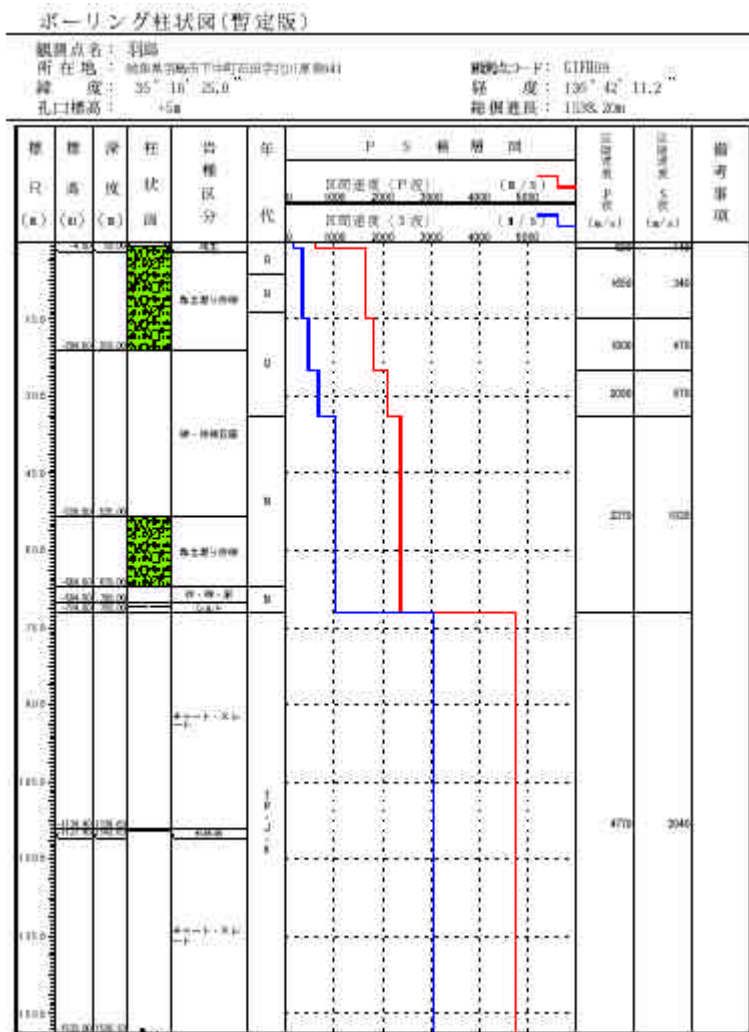


図 8.1.3 Kik-net 羽島観測点での検層のデータ (防災科学技術研究所)

変位に変換した波形は水平面内で回転し、EW - NS 成分から、震源に対しての半径 - 接線成分に変換した。これら半径成分、接線成分をそれぞれ SV、SH 成分として振幅を読みとり、また P 成分は上下動波形から読みとった。

8.1.5 結果

(a) 強震観測ネットワークのデータによるメカニズム

岐阜 - 一宮線近傍において発生した地震のうち、以下の三つの地震が強震観測ネットワークによって記録された。

2001 年 7 月 21 日：

この地震は愛知と岐阜の県境で起きており、震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは 10km ほど東にある (図 8.1.4)。観測された波形全てから読みとった P、SV、SH の振幅から求めたメカニズムを図 8.1.5a に(a)、S/N の悪い 10 点を除いて求めたメカニズムを図 8.1.5b に示す(b)。残差

は(a)の場合は0.77であったものが、(b)の場合は0.31と大きく減少している。この地域の広域応力場としては、濃尾地震のメカニズムから推定されるような、東西に圧縮である応力場が推定される。インバージョンで得られた(a)のメカニズムは、この地域の広域応力の傾向とは全く一致せず、むしろ逆である。一方(b)のメカニズムは、主圧縮軸は北西 - 南東であり、広域応力場に近くなっている。

強震計や計測震度計の水平方位は必ずしも正確に設置されているとは限らず、数十度程度の誤差があると考えられる。そこで(a)と同じデータを用いてSV、SHの読みとり値からS波の振幅の絶対値を計算し、これとP波の振幅を用いてインバージョンを行なった。その結果、図8.1.5cのようなメカニズムが得られ、残差は0.18となった(c)。これは、南南西が隆起するタイプの断層であり、(a)や(b)で得られたものと全く異なる。S波の方位の情報を使用しなかった結果、全くことなる局所解が得られたと考えられる。しかし、筆者が強震計の設置条件を見た範囲では、強震計や計測震度計は数十度は方位がずれても、全く異なっているということにはなかった。従って、S波の方向の情報をなくすことで全くことなる解が得られた場合は、これを地震のメカニズムとして採用するのは不適當であると考えられる。従ってこの地震のメカニズムとしては、(b)が最も適當であると考えられる。

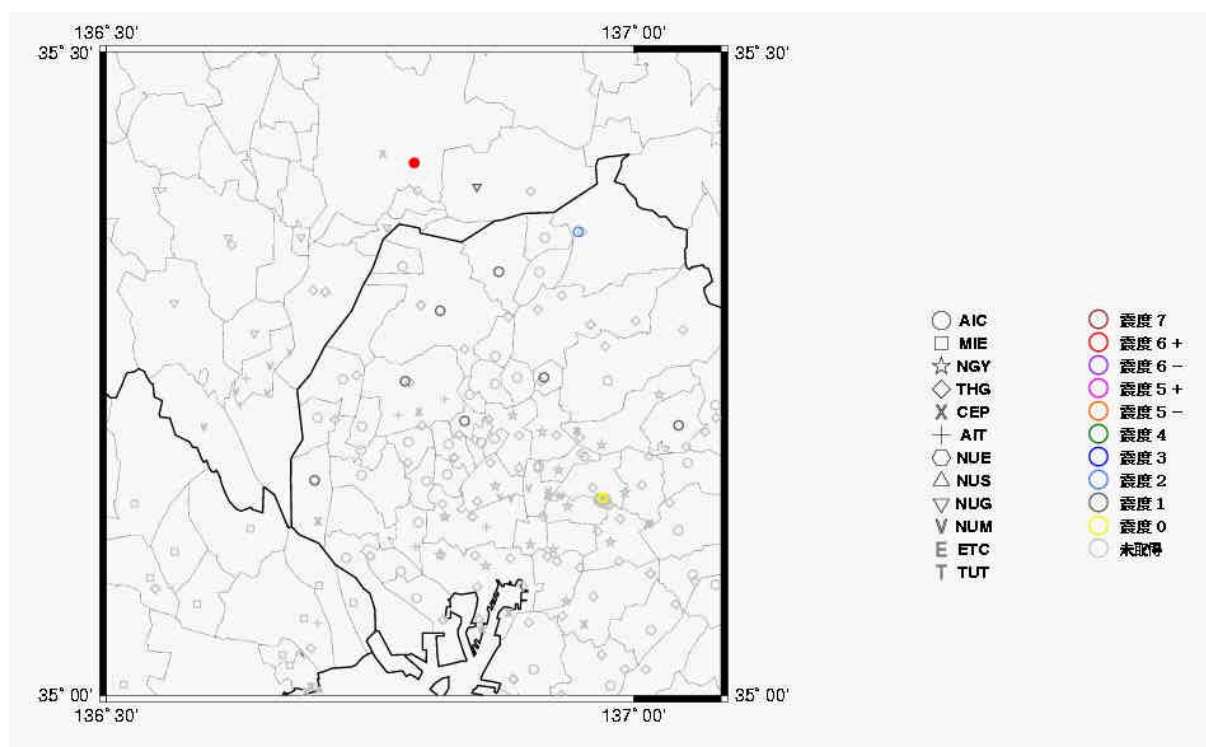


図 8.1.4 2001 年 7 月 21 日に起きた地震の震源(赤丸)と強震ネットの観測地点(色の付いた印)。

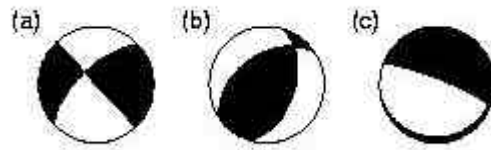


図 8.1.5 2001 年 7 月 21 日の地震のメカニズム。(a) 全ての観測点の振幅読み取り値を使った場合。(b) S/N の悪い観測点を除いた場合。(c) S 波を振幅の絶対値だけにした場合。

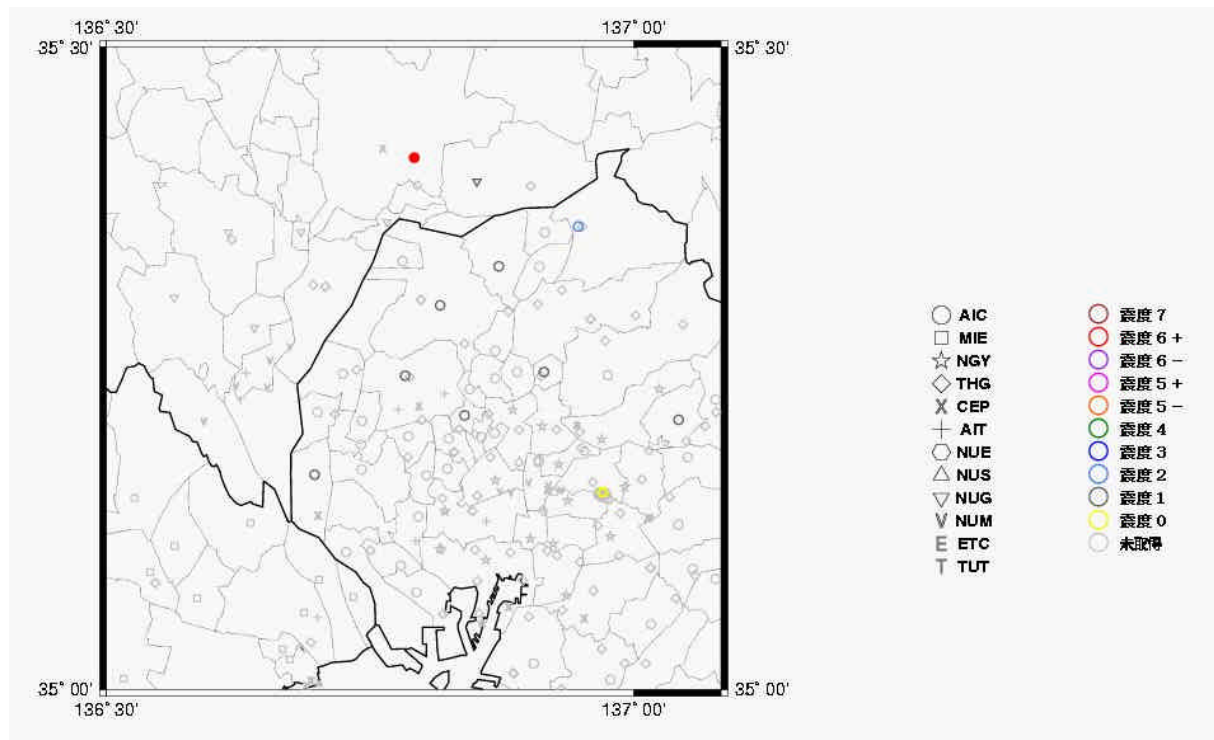


図 8.1.6 2001 年 10 月 25 日に起きた地震の震源(赤丸)と強震ネットの観測地点(色の付いた印)。

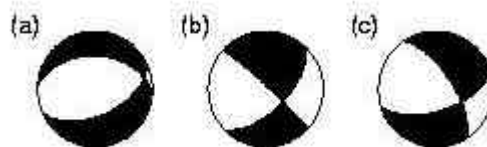


図 8.1.7 2001 年 10 月 25 日の地震のメカニズム。(a) 全ての観測点の振幅読み取り値を使った場合。(b) S/N の悪い観測点を除いた場合。(c) S 波を振幅の絶対値だけにした場合。

2001 年 10 月 25 日：

この地震は岐阜市直下であり、震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは 5km 程度のずれである(図 8.1.6)。観測された波形全てから読みとった P、SV、SH の振幅から求めたメカニズムを図 8.1.7a に(a)、S/N の悪い点を除いて求めたメカニズムを図 8.1.7b に示す(b)。残差は(a)の場合は 0.48 であったものが、(b)の場合は 0.12 と大きく減少している。どちらも主引張軸は南北であ

るが、(a)は正断層であり、(b)は横ずれ断層となっている。この地震でも、(b)と同じデータを用いて SV、SH の読みとり値から S 波の振幅の絶対値を計算し、これと P 波の振幅を用いてインバージョンを行なった。その結果、図(c)のようなメカニズムが得られ、残差は 0.10 となった(c)。この地震の場合は(b)の結果とほぼ同じメカニズムであり、(b)または(c)のメカニズムが震源のメカニズムであると考えられる。

2002 年 10 月 28 日：

この地震の震央は震央は岐阜 - 一宮線の推定ラインからは離れているが、その東に岐阜 - 一宮線に並行に分布する微小地震の震源域で起きている（図 8.1.8）。この地震は上の二つに比べてマグニチュードが小さく、波形が使用できた観測点は 5 つであった。観測されたデータから読みとった P、SV、SH の振幅を用いて求めたメカニズムを図 8.1.9 に示す。得られたメカニズムは、P 初動の極性をほとんど説明できていない（図 8.1.10）。さらに、後述する Hi-net でも同じ地震の記録が得られており、これを用いたメカニズムはここで得た結果とは整合しない。強震観測ネットワークのデータは観測点が少ないため、この結果は信用できないと考える。

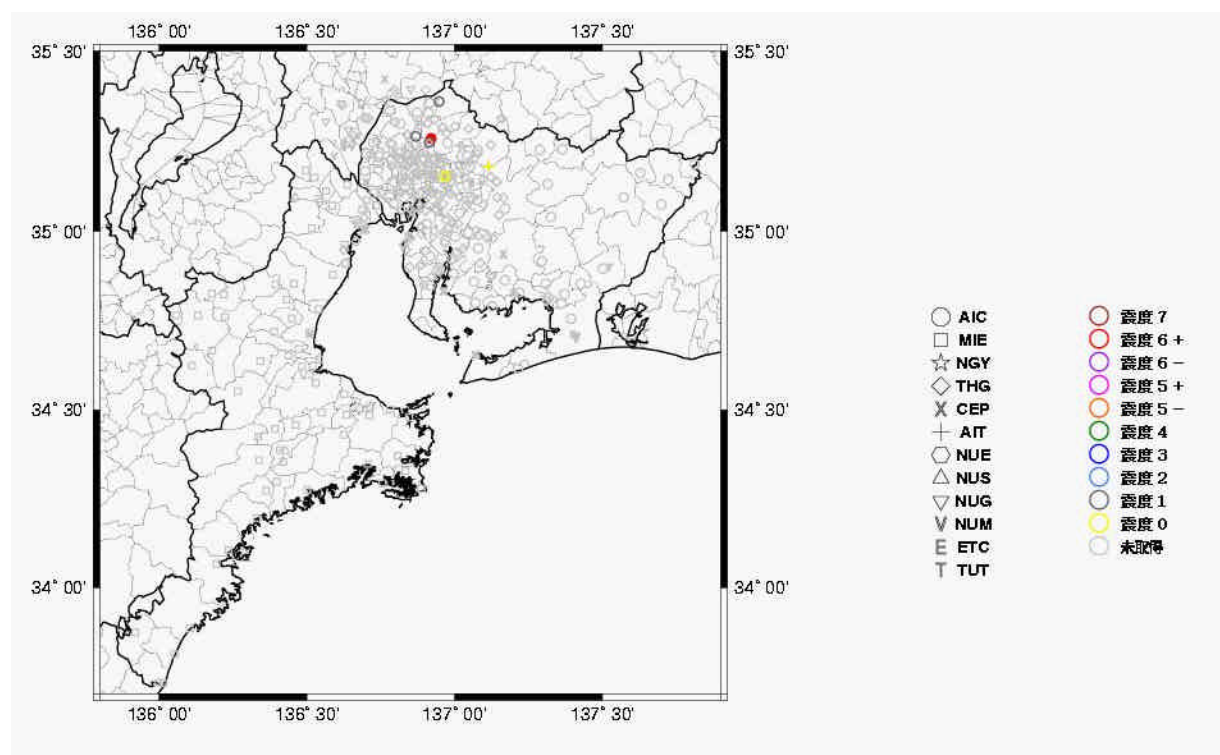


図 8.1.8 2002 年 10 月 28 日に起きた地震の震源(赤丸)と強震ネットの観測地点(色の付いた印)。

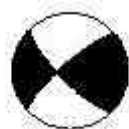


図 8.1.9 2002 年 10 月 28 日の地震のメカニズム。

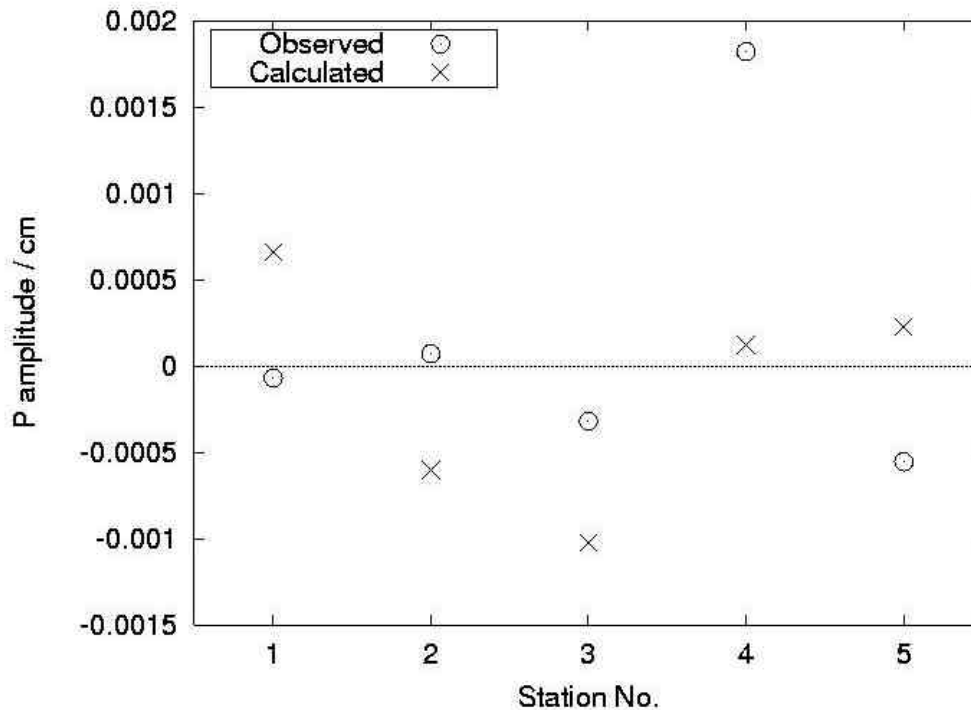


図 8.1.10 2002 年 10 月 28 日の地震に対して求めたメカニズムにおける P 波の振幅の観測値と計算値の比較。ほとんどの観測点で、振幅だけでなく極性も説明できていない。

(b) Hi-net のデータによるメカニズム

Hi-net のデータを用いて求めたメカニズムを、地図上に震源位置とともに図 8.1.11 にプロットする。これまでに求めたメカニズムにはあまり統一性が見られない。しかし、全体としては南北に主引張軸が向く傾向にある。これはこの地域の主応力軸の傾向と整合する。

今回求められたメカニズムには、横ずれ型、正断層、逆断層それぞれ求まっているが、数で見ると、走行がほぼ東西で南北引張の正断層が僅かに多く、次に南北引張の横ずれ断層が多い。しかし、横ずれ断層の地震はこれらとは走行がほぼ同じでしかも主軸の向きが全く逆の、東西引張の地震も複数起きている。なお、表に見られるように、ここで示した結果の中には残差の大きなものもある。これらについては、今後データを見直して取捨選択をする必要がある。

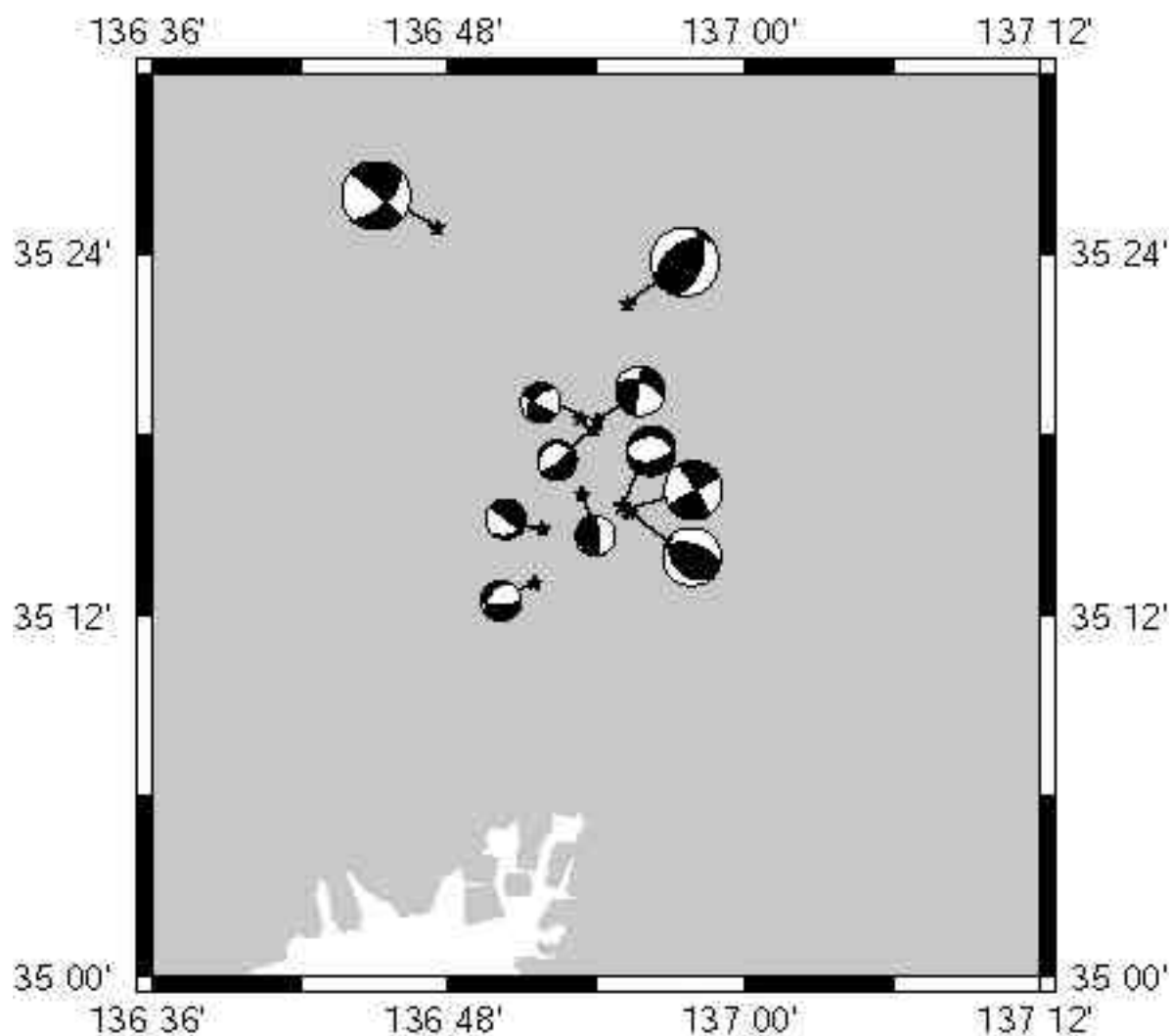


図 8.1.11 Hi-net によって観測された地震のメカニズム。震央位置を で示す。強震ネットのデータによって求められた地震のメカニズムもあわせて示す（北から二つ）



図 8.1.12 三雲、安藤 (1975)による濃尾地震のメカニズム。(a) 根尾谷断層。(b) 梅原断層。(c) 岐阜 - 一宮線。



図 8.1.13 (a) 3 章の山岡による岐阜 - 一宮線の断層モデル。(b) 山岡モデルに、三雲、安藤 (1975)と同じレイクを与えたメカニズム。

8.1.6 考察

インバージョンによってメカニズムを求めるには、自由パラメータの数 (=5) から、最低でも 2 観測点での P、SV、SH の読みとりが必要である。観測データに誤差が含まれることや、地下の速度構造を簡単なものを仮定していることなどを考慮すると、信頼のおける結果を得るためには、もっと多くの観測が必要である。さらに、震源に対する観測点の方位にバリエーションがあった方がよい。本研究で得た結果については、残差の大きいイベント、特に使用した観測点が少ないイベントについては、結果について再び吟味する必要がある。

[温海～根尾谷、梅原、岐阜 - 一宮線のメカニズム]

三雲、安藤 (1975) によると、根尾谷、梅原、岐阜 - 一宮線の各断層のメカニズムは、地表で観測された変位から以下ようになる。

温海～根尾谷： $\phi=330^\circ$ 、 $\delta=90^\circ$ 、 $\lambda=-45^\circ$

梅原： $\phi=300^\circ$ 、 $\delta=90^\circ$ 、 $\lambda=-53^\circ$

岐阜 - 一宮線： $\phi=330^\circ$ 、 $\delta=90^\circ$ 、 $\lambda=45^\circ$

ここで、 ϕ 、 δ 、 λ はそれぞれ、走行、傾斜、レイク (rake) を表す。これらで表されるメカニズムを図 8.1.12 に示す。

また、3 章で山岡によって提案された、岐阜 - 一宮線のモデルから表されるメカニズムを図 8.1.13a に示す。これは、濃尾地震の時に地表で観測された水準点の上下変動を説明するために、岐阜 - 一宮線の地下に逆断層を配置したものである。上下変動を説明するのが目的であるため、このモデルには水平の変位は考慮されていない。そこで、Mikumo and Ando (1976) によって仮定されたレイクを導入し、水平動を考慮したメカニズムを併せて示す (図 8.1.13b)。

振幅のインバージョンによって得られたメカニズムの横ずれ断層のうち、主引張軸が南北に向いているものは、温海～根尾谷断層および梅原断層のメカニズムと調和的である。一方で Mikumo and Ando (1976) や 3 章の山岡によって提案されるような、岐阜 - 一宮のメカニズムに対応する地震はほとんど見られなかった。

ここで調べたのは、最近の約 2 年の間に起こった地震のメカニズムであり、それは現在の応力場を反映していると考えられる。現在の応力場が 100 年前と必ずしも一致するとは限らない。また、大きな地震で動いた断層の末端や折れ曲がりのあったところでは、局所的に応力場が乱される。本研究で対象とした地震は、まさにそのような場所で発生している可能性がある。

松田 (1974) では、横ずれ断層の末端で隆起が起こり、横ずれの変位が解消されるとしている。このような場所では、局所的に断層に平行な圧縮応力が増加すると考えられる。強震ネットのデータを使って求めた 2001 年 7 月 21 日の地震の主圧縮軸が東西に向いているのは、このような影響が考えられる。一方、南部の地震は、梅原断層からは断層の長さの半分から同程度離れているので、梅原断層の末端の影響は小さいと考えられる。

南部の地震のメカニズムが、岐阜 - 一宮線の断層が運動したための末端の影響を受けているとしたら、岐阜 - 一宮線として、どのようなメカニズムが考えられるか、それを考察してみる。この地域の地震のメカニズムで卓越するのは、主引張軸が南北、主圧縮軸が上下の正断層である。

ここで起きている地震の震源の深さは 10km 前後である。Mikumo and Ando (1976) や、3 章の山岡によって提案されたモデルのような断層面を考えると、地震は断層の東側で起きており、断層面が山岡モデルのように傾いているとすれば、その上側で起きている。この場合、Mikumo and Ando (1976) や山岡モデルとは逆に、断層が正断層だった場合、断層の下端の上盤側では、上下に圧縮するような応力場の末端現象となり、微小地震のメカニズムを説明することができると考えられる。

8.1.7 結論

今回の解析により得た微小地震のメカニズムからは、岐阜 - 一宮線が活動した証拠はえられなかった。また、現在の応力場はこの断層を、再び同様のメカニズムで運動させる状態にはない。しかし、解析の精度を向上し、再検討する必要がある。

8.2 岐阜 - 一宮線に関する総合的考察

ここでは、岐阜 - 一宮線という構造線が提唱される元となった現象について、本報告書に記載された内容を参考にしながら、筆者の私的な見解を述べる。さらに、岐阜 - 一宮線について、1891 年濃尾地震の時に本当に断層運動があったのか、また活断層として存在すると考えてよいのか、さらに、仮に存在するとした場合の将来の活動の可能性について考察を行なう。なお、ここで述べることは筆者の私見であり、研究グループのメンバーの統一した意見ではない。

8.2.1 岐阜 - 一宮線の根拠についての考察

岐阜 - 一宮線が伏在活断層であると言われるようになった根拠には、主に以下のようなものがある。すなわち、1891 年に起きた濃尾地震の時に観測されたとされる、以下の二つの現象、

(1) 震裂波動線第二（例えば井口，1894；井関，1966）

(2) 水準測量の上下変動（陸地測量部，1903；武藤・川畑，1934）

及び、過去の研究における

(3) 濃尾平野の地下の段差構造の示唆（杉崎・柴田，1961；飯田・青木，1959）

である。

(1) の震裂波動線第二について：

震裂波動線とはそもそも、1891 年濃尾地震の時ににおける被害の大きかった地域が、三本の線状の地域に集中していたという調査結果に基づく。震裂波動線第一は梅原断層近傍、第二は濃尾平野中央の岐阜 - 一宮線近傍、第三は濃尾平野西端からやや東よりであり、木曽三川の近傍である。しかし、後の資料の分析調査では、被害が大きかった地域はむしろ面状に広がっている（村松，1963；飯田，1979，1985）。従ってなぜ、井口(1894)、井関(1966)らの調査において、「震裂波動線」という線状の被害集中地域が見出されたのか、今となっては確認のしようがない。また、濃尾平野南東部が被害が大きかった理由として、直下にある岐阜 - 一宮線が運動をしたという理由

を挙げることもできるが、被害が必ずしも断層のそばに集中するわけではない。さらに、被害集中域である震裂波動線と活断層を結びつけることについては、震裂波動線第三に対応する活断層については提案されていないという矛盾をはらむことになる。従って、被害集中域を直接活断層と結びつけることが必ずしも正しくないことは既に認識されていたと思われ、岐阜 - 一宮線の根拠としては、(2)や(3)の観測が傍証としてあったからであろう。

なお、濃尾平野で被害が大きかった南西部の地域（震裂波動線は第二と第三が含まれる）は堆積平野であり、地盤構造と地震波の入力との関係によって地震動が堆積層で増幅され、あるいは堆積層の固有周波数と共振したために地震動が強くなり、被害が集中した可能性が考えられる。これについては、6 章にあるように堆積平野の構造をより詳しく調べ、また濃尾地震の破壊過程を解明することで、濃尾地震の時の地震動を詳しくシミュレーションすることにより解明できるだろう。ただし、濃尾地震の破壊過程を推定することは容易ではない。

(2) の水準測量の上下変動について：

地震の前後の水準測量についての検証は、今となってはおそらく不可能である。従って、この観測については否定も肯定もできない、というのが現状であろう。しかし、観測されたような地殻変動が実在したのならば、1891 年の濃尾地震の時に岐阜 - 一宮線が活動したことに關する最も直接的な証拠である。

(3) の段差構造の示唆について：

これについては根拠とされた資料の入手が容易であり、検討の余地がある。杉崎・柴田 (1961) では、第四紀の後期更新世の熱田層内に挟まれる軽石層や鍵層に、5m の食い違いが見出された。ここで示された 5m の段差というのは、4 章にあるように人工震源を用いた反射法などの探査法では、十分な分解能がないために見つけることはできないと思われる。重力などでも、この程度の段差を正確に推定するのは現在の技術では無理であろう。また、構造探査の結果は地下の堆積層には 5m よりも大きな振幅の凸凹があるため、5m の段差は活断層（構造線）の証拠としては不十分であると思われる。

飯田・青木 (1959) では、岐阜 - 一宮線付近を境に重力が急変することを示している。これは比較的有力な根拠であり、5 章でも重力を元にして濃尾平野の地下構造モデルについて考察している。しかし、この重力の急変は断層のような段差構造とは限らず、濃尾平野の基盤の傾きが変化するような構造による緩やかな重力の変化である可能性もある。さらに、人工地震を用いた探査で段差構造が見つからないことから、広域の地下構造によるものであると考えた方が良さそうである。

8.2.2 岐阜 - 一宮線の存在の可能性と将来の活動の可能性について

岐阜 - 一宮線が「活断層」であるならば、累積する変位によって地下に段差構造が形成されるはずである。しかし上記のように、岐阜 - 一宮線の存在は示唆されるものの、地下の段差構造といった決定的な証拠は得られない。従って、岐阜 - 一宮線が根尾谷断層と同程度またはそれ以上

の活動度を持つ活断層であるとは考えられず、近い将来に被害地震の震源断層となる可能性は低いのではないかと考えられる。

一方で、1891年の濃尾地震の前後の水準測量の結果に見られるように、この地震の時に岐阜 - 一宮線が上下変位を伴う動きをしたことは否定できない。従って、岐阜 - 一宮線が再び地震を起こすことも、完全に否定することはできない。

なお、岐阜 - 一宮線が横ずれ断層であるために段差ができず、そのため基盤震度の探査などで検出されない、という見方もできる。しかしこれは、そもそもの根拠の(2)と(3)と矛盾するので、横ずれ断層であるという積極的な根拠がない状態でのこのような議論には意味がないと思われる。

謝辞

微小地震のメカニズムの解析において、愛知県計測震度計ネットワーク、愛知工業大学、気象庁、京都大学防災研究所、名古屋大学、独立行政法人防災科学技術研究所のHi-netのデータを使わせていただきました。速度構造は、独立行政法人防災科学技術研究所のKiK-netにおける検層のデータを参考にさせていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 井口 龍太郎 (1894) 大地震後岐阜県東濃ノ地八殊ニ擾乱セル哉, 気象集誌
- 飯田 汲事 (1979) 明治 24 年 (1891 年) 10 月 28 日濃尾地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議地震部会
- 飯田 汲事 (1985) 明治 24 年 (1891 年) 10 月 28 日濃尾地震の震害と震度分布, 東海地方地震・津波被害誌
- 飯田 汲事・青木 治三 (1959) 重力異常と地下構造 特に濃尾平野の場合について, 測地学誌, 5, pp. 88-91
- 井関 弘太郎 (1966) 濃尾地震(1891)に見られた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, 16, pp. 231-224
- 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, vol. 13, pp. 85-126
- 村松 郁栄 (1963) 濃尾地震激震域の震度分布及び地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 3, pp. 202-224
- 三雲健, 安藤雅孝 (1975) 濃尾地震の解析的再現, 科学, vol. 45, No. 1, pp. 50-58
- Mikumo, T., and Ando, M., (1976) A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, J. Phys. Earth, vol. 24, pp. 63-87.
- 武藤 勝彦・川畑 幸夫 (1934) 濃尾震災地及び其他の地方における検測水準測量の調査, 東京大学地震研究所彙報, 11, pp. 315-328
- 陸地測量部 (1903) 明治 24 年濃尾震災に対する同地方の地盤垂直動の検測
- 杉崎 隆一・柴田 賢 (1961) 地下水の地球化学的研究 (第 1 報), 地質学雑誌, 67, pp. 335-345
- 飛田 潤、福和 伸夫、中野 優、山岡 耕春 (2001) オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, 第 13 号, pp. 49-52