

歴史的な地震波形記録から推定される 1891 年濃尾地震の地震モーメント

福山英一¹、村松郁栄²、三雲健³

¹〒305-0006 つくば市 独立行政法人防災科学技術研究所

²〒2435-62 岐阜県 岐阜大学名誉教授

³メキシコ連邦区(04510) メキシコ国立自治大学地球物理研究所

(2006 年 9 月 6 日初稿受付、2007 年 4 月 11 日改稿受付、2007 年 4 月 15 日受理、2007 年 6 月 27 日電子版掲載)

1891 年に日本で発生した濃尾地震の地震モーメントは、旧東京中央気象台(現気象庁)で記録された歴史的な地震波形記録から推定されてきた。そこでは、点震源や様々な断層パラメータを用いた断層モデルによる理論波形が、グレー・ミルン・ユーイング地震計の計器特性を採り入れつつ離散化波数法により計算され、原記録と比較された。われわれが算出した地震モーメント(Mo)は、 1.8×10^{20} Nm であり、モーメントマグニチュード(Mw)7.5 に相当する。これは、被害分布をベースにこれまで推定されてきた規模よりもかなり小さいが、地質学的な現地調査結果(松田, 1974)と調和的である。

キーワード: 地震モーメント、歴史的な地震波形記録、1891 年濃尾地震

1. 序論

1891 年 10 月 28 日に発生した濃尾地震の規模は、日本の内陸で起きた地殻内地震としては最大級であった。マグニチュードは、気象庁(JMA)の発表で当初は 7.9 と推定され(気象庁, 1957)、後に、震央域の震度分布からおよそ 8.0 (村松, 1962) と推定し直された。しかしながら、この大地震の地震モーメントに関しては、これまで、当時の地震観測データを直接解析した評価はされてこなかった。この大地震は、グレー・ミルン・ユーイング式(GME)の地震計によって岐阜測候所・名古屋測候所・大阪測候所・東京中央気象台(CMO)・東京帝国大学の 5 か所で記録されたと報じられている(岐阜測候所, 1894)。この地震の全体的な断層過程の特徴を推測するために最初の 2 か所の観測地点で記録された地震波形記録が用いられたが(三雲・安藤, 1976)、残念ながら、これらの記録は、岐阜測候所でおよそ 8.5s、名古屋測候所でおよそ 13.5s で振り切れた。振り切れた原因は、S 波の大振幅が到達したためであると考えられる。よって、こうした記録はトータルな地震モーメントを算出するには適さない。

その他の 3 か所の観測地点と、当時存在した世界中の観測所の古い地震記録を探してみたところ、現気象庁の職員のご厚意により、CMO で記録された歴史的な地震波形記録入手できる運びとなった^{*}。これらの地震波形記録を解析して地震モーメントを直接推定するのであれば、この未曾有の大地震の断層過程全体にいくつか拘束条件を与えることになるだろう。本稿では、地震モーメントとそれに対応するモーメントマグニチュードを評価するために近年の計算手法を生かしてさまざまな計算を行っている。計算結果については、この地震発生時の動的破

壊に関する別の研究(福山・三雲, 2006)と併せて、議論がなされることができよう。

2. データ処理

図 1 は、原記録による 1891 年濃尾地震の水平動 2 成分と上下動の地震波形記録を示したもので、CMO の GME 地震計で記録されている。この機械式の地震計は振り子の錘が 2kg で、周期が 3 秒、倍率は水平動で 5 から 5.5 倍、上下動で 9 から 10 倍である(岐阜測候所, 1894)。本研究では、水平動成分の増幅率を 5 と想定した。減衰定数は判明していないが、記録器の描針(記録ペン)と記録紙間の摩擦状態から 0.1 と推定された(三雲・安藤, 1976)。原記録である地震波形は、図 1 にみられるように幾度も重なり合っていたため、われわれはまず、図 2 にあるように波形を 1 つずつ慎重にトレースすることから始めた。トレースされた原記録の波形はデジタル化され、試行錯誤的に記録ペンの腕(アーム)の長さと記録されたオフセットを推定することによって、大振幅の波形の円弧状のトレースを補正した。補正後の波形を図 3 に示す。

3. 理論波形の計算

続いて、震央域から東へ 300km ほど離れた東京の CMO で観測されたであろう理論波形を計算した。ここで採用された評価手法は、Saikia (1994)による 1-D 水平成層構造を対象とする離散化波数法で、日本の地域的なモーメントテンソルを決定する手段として日常的に用いられている。(福山他, 1998; 久保他, 2002)。また、算出された理論波形と観測された地震波形記録とを比較するため、GME 地震計の計器特性が採り入れられた。

* 原記録は気象庁の東京管区気象台に保管されており、資料請求すれば入手可能である。

© 地球電磁気・地球惑星圈学会(SGEPSS)、日本地震学会、日本火山学会、日本測地学会、日本惑星科学会、テラ学術図書出版(TERRAPUB)

図1 東京中央気象台のGME地震計で1891年濃尾地震時に記録された地震波形の原記録。

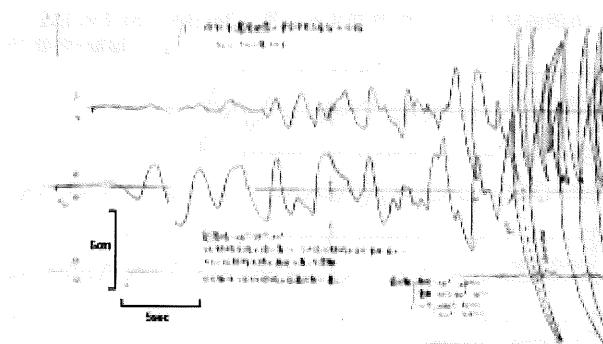
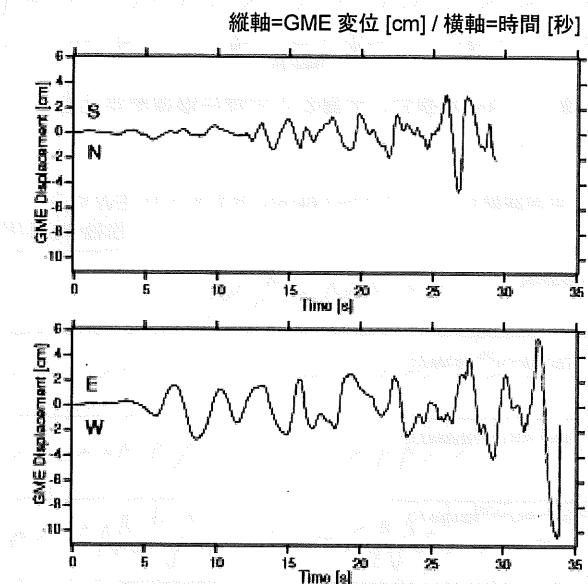


図2 デジタル処理に使用されたハンドトレース後の地震波形記録

図3 アーム長さを補正した水平動 2 成分の地震波形
時間は地震波形記録のトリガ時間に開始している

走向 130° 傾斜 90° すべり角 180° / 震源深さ 7km/
 $M_0 = 1.2 \times 10^{21} \text{ Nm}$ (Mw 8.0)

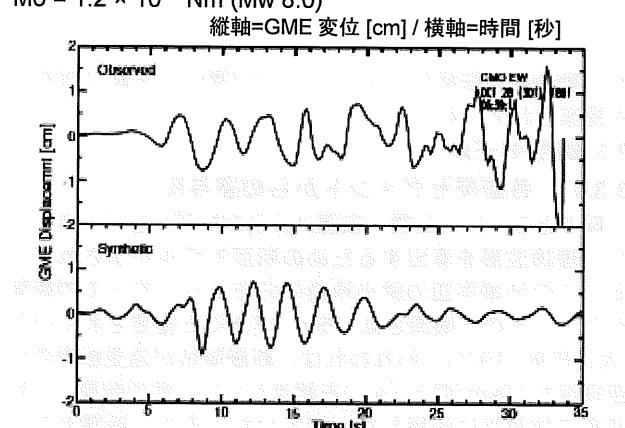


図4 点震源モデルを用いた EW 成分の実記録と理論波形との比較

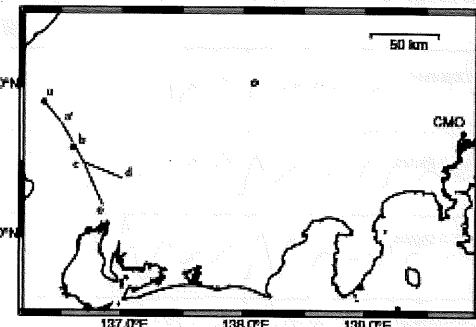


図5 断層モデル(実線)と CMO の位置(右側黒丸)を表したもの。破壊開始点(「a」付近)と点震源の位置(「b」付近)が左側黒丸で示されている

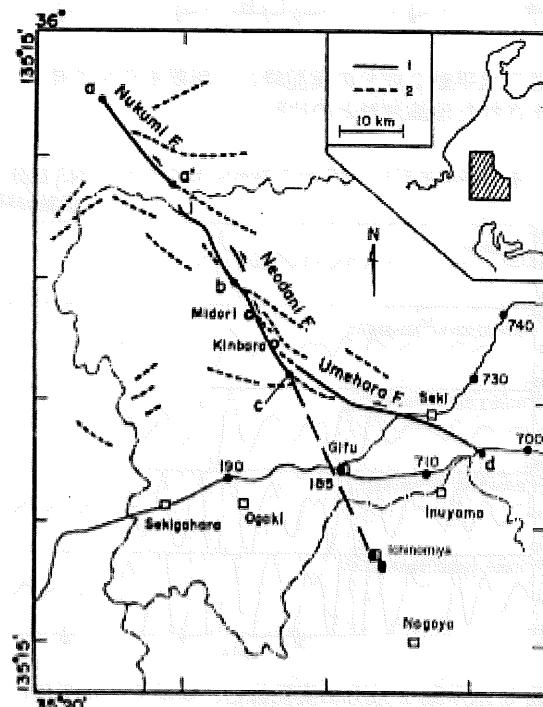


図6 1891年濃尾地震発生時の断層トレース(太実線)(松田, 1974)と、想定される岐阜-一宮断層線沿いの伏在断層(点線)(三雲・安藤, 1976)

3.1. 点震源モデル

この地震に関しては詳細な破壊伝播過程が判明していないため、われわれはまず、点震源モデルを使い、断層メカニズムにおける傾斜角と走向、震源深さ、地震モーメント、地震計の計器定数などのさまざまなパラメータを求めて理論波形を算出しようと試みた。算出された理論波形を実記録の波形や振幅と比較してみたところ、推定した地震モーメントが最も感度の高いパラメータであることが分かった。

図4は、東西方向(EW)成分の実記録(観測波形)と、震源深さ 7km で(走向、傾斜角、すべり角)=(N130°E, 90°, 100°)のメカニズムで算出された暫定的な地震モーメント $M_0 = 1.2 \times 10^{21} \text{ N m}$ (Mw = 8)の理論波形とを比較したものである。図5に示すように、この場合の点震源の位置は、根尾谷断層の中心に暫定的に置いている(松田, 1974)。

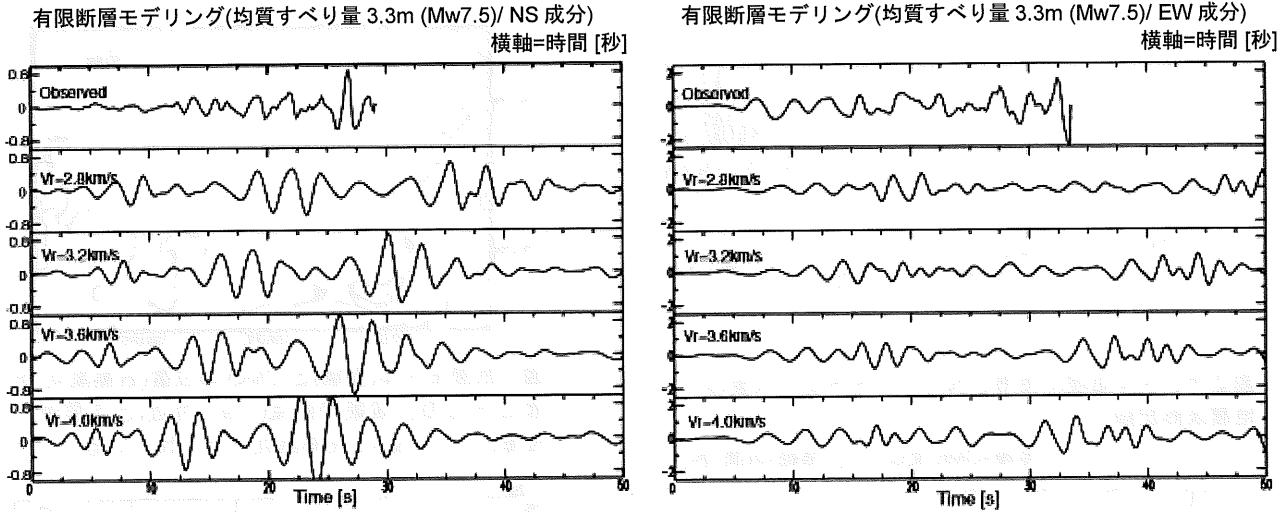


図 7 水平動 2 成分の実記録と、断層モデルを使い、均質すべり量に 3.3m を想定して異なる破壊伝播速度毎に算出された理論波形との比較

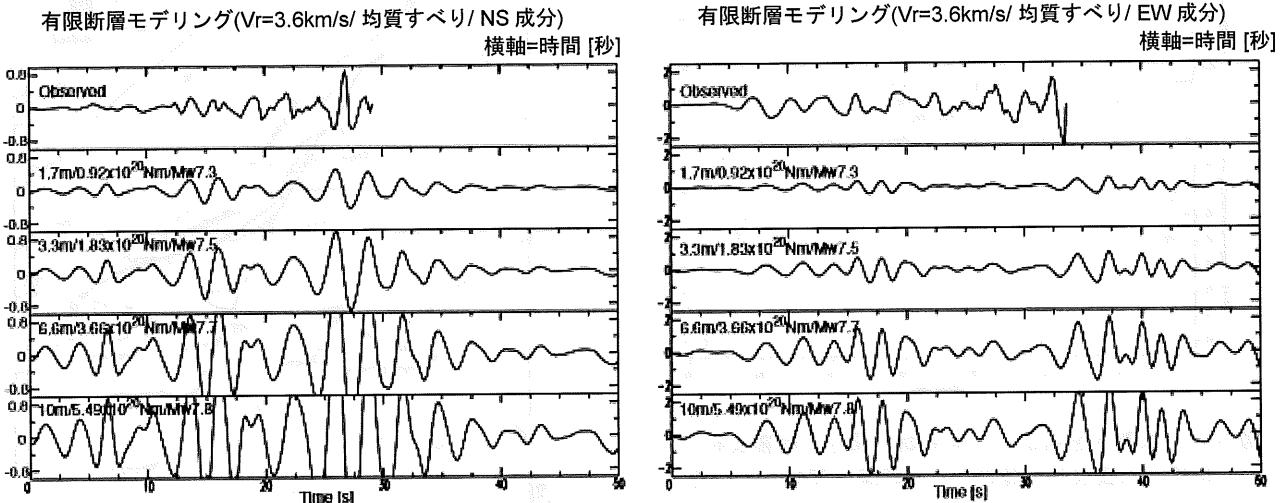


図 8 水平動 2 成分の実記録と、断層モデルを使い、破壊伝播速度を 3.6km/s に固定して異なる地震モーメント毎に算出された理論波形との比較

仮定した震源と CMO との震央距離は約 300km であるが、この地震の実際の断層長さ(～80km)と比べると十分に離れているとは言い難いため、われわれは、理論波形の算出には有限の断層長さを含めることが不可欠であると考えた。

3.2. 断層の諸元

この大地震時に、地表断層は長さ 80km 以上に及んだとみられた。これは、最初に Koto (1893)と大森(1900)が、後に松田(1974)による詳細な現地調査の結果からトレースしている。図 6 は、松田の調査に基づき主な断層をトレースしたものであり、表 1 はそれらの長さ、走向、傾斜、すべり角、深さ分布をまとめたものである(福山・三雲, (2006); 三雲・安藤(1976)から修正)。地表断層は、温見断層(a-a')、根尾谷断層(a'-b-c)、梅原断層(c-d)の 3 つの主なセグメントからなる。さらに、さまざまデータから、岐阜-一宮線と呼ばれる垂直の伏在断層(c-e)が存在するとの見方がされている(村松, 1963; 三雲・安藤, 1976; 杉崎・柴田, 2003 等)。この伏在断層の存在は、近年に行わ

れた動的破壊伝播シミュレーション(福山・三雲, 2006)でも提案されている。

3.3. 断層モデル

3.3.1. 各断層セグメントからの寄与度

図 5 と表 1 に、三雲・安藤(1976)のモデルをベースとした、理論波形を算出するための断面モデルが示されている。この地域周辺の微小地震の分布から、すべての断層セグメントの下限深さは 15km であると推定されている(大井田他, 1971)。われわれは、断層破壊が温見断層の北西端深さ 10km(図 5「a」)を起点として、他の断層に一定速度で放射状に伝播したと想定した。また、断層セグメント間の破壊の時間差は考慮していない。破壊の開始点は、S-P 時間や岐阜と名古屋の観測地点における観測波形と理論波形との比較結果の他、各地の強震動の卓越方向の特性からも推論されている(三雲・安藤, 1976)。

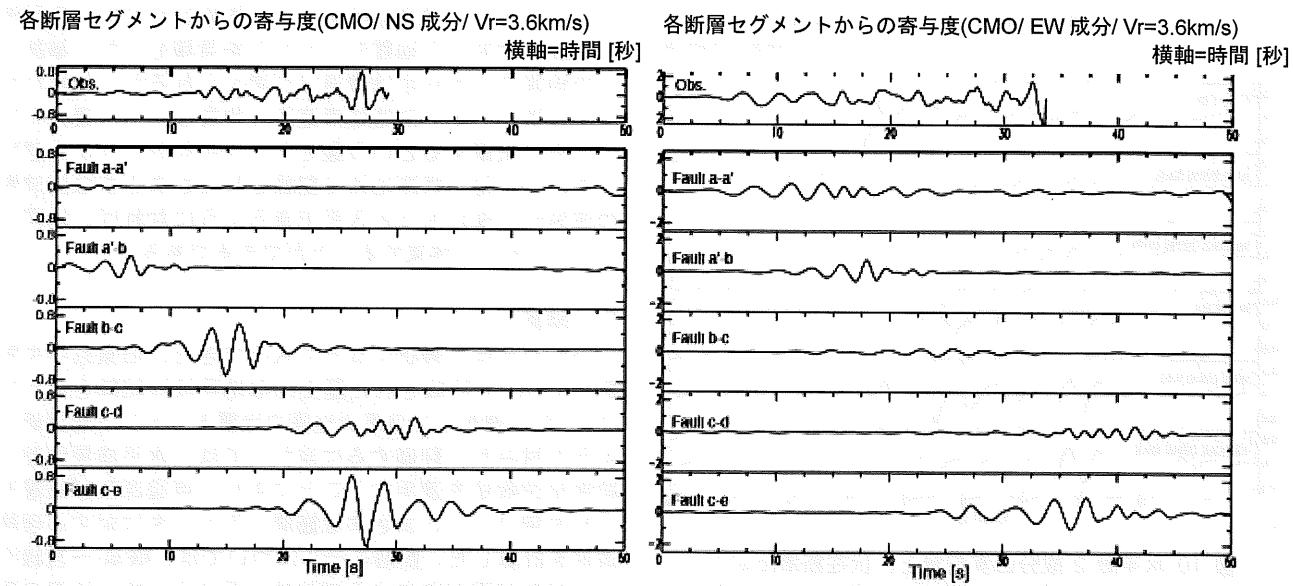


図 9 断層モデルの各断層セグメントから求められた理論波形

本稿で、先に述べた地表断層と伏在断層の情報を考慮に入れ、断層モデルを用いて CMO での水平動 2 成分の理論波形を算出した。続く計算では、フォワードモデリング(順解析)をベースに、試行錯誤的に適切な破壊伝播速度と地震モーメントのパラメータを見つけようとした。われわれは、誤差関数を使って理論波形の一一致を評価することはせず、目視により波列到達の一一致で判断した。そうした理由は、誤差関数が通常、詳細な位相差分による影響を受けるからで、この解析では位相差分を重視しなかった。さらに、こうしたパラメータの推定には 1 観測地点しか利用できなかったため、われわれは、一定の破壊伝播速度と均質な最終すべり量を想定し、すべての断層セグメントで同一とした。また、観測された地震波形記録では比較的長周期の波形が大半を占めていたため、理論波形に対して感度が低いと思われる 2 秒のライズタイムを採用した。

3.3.2. 破壊伝播速度の影響

図 7 は、破壊セグメントのすべて(Mw 7.5)に均質すべり量 3.3m を仮定して、2.8 から 4.0km/s までの異なる 4 つの破壊伝播速度(V_r)を想定して求められた理論波形を示したものである。 $V_r = 3.6 \text{ km/s}$ のケースの理論波形は、25 から 35 秒のかなり大きな振幅の波群を生じている。これは、図の一番上に示された観測波形のトレースと大体一致すると考えられる。

本稿で想定された破壊伝播速度はかなり速いものであるが、この速度は福山・三雲 (2006) の動的破壊シミュレーションとも調和的である。シミュレーションでは、破壊伝播速度はスーパーシアになって、分岐した両断層セグメントに沿って破壊が伝播したとされる。三雲・安藤 (1976) では破壊伝播速度を約 2.5km/s と推定したが、彼らがその計算に用いた岐阜と名古屋の地震波形記録には、破壊の開始部分(最初の 10 秒間)しか記録されていない。従って、本稿での現推定量は彼らのものと矛盾している訳ではない。

3.3.3. 地震モーメント

図 8 は、破壊伝播速度を 3.6km/s として、 $0.92 \times 10^{20} \text{ N m}$ ($M_w = 7.3 - 7.8$) の地震モーメントに相当する、

1.7m から 10m までの異なる 4 つの均質すべり量を想定した場合の理論波形を示したものである。トレース 2 つ目の $M_o = 1.83 \times 10^{20} \text{ N m}$ ($M_w = 7.5$) が、一番上に示された地震波形記録(特に NS 成分)の振幅と大体一致していることがわかる。

最近、中野他(2007)は、断層全域の水準測量データを説明するため、この地震の断層モデルを解析し直した。その結果、地震モーメントを $M_o = 1.38 \times 10^{20} \text{ N m}$ ($M_w = 7.4$) と推定したが、これは、われわれの結果と一致している。

図 9 は、理論波形に対する 5 つの各断層セグメントの寄与を示したものである。すなわちここでは、対応する断層のみが破壊された場合の各理論波形が計算されている。この図から、それぞれ波列の到達を分析することにより、地震波形記録がどのように生成されたかを知ることができる。

各理論波形のトレースの振幅は、セグメント「c-d」を除けば、セグメントの長さに比例しているように見えるが(表 1)、これは単にわれわれが、3.6km/s の同じ破壊伝播速度と全セグメントに 3.3m の均質すべり量を想定して計算しているからである。「a'-b」と「b-c」のセグメントの差異は、断層すべり角の違いから生じている(表 1)。「c-e」の振幅が他より大きいのは、セグメントの長さが 35km と他より長いためで、「c-d」の振幅が若干小さいのは、東京に伝播する波の経路に対して走向が異なるせいかもしれない。表 1 に示されたすべり方向が、三雲・安藤 (1976) の研究結果と一致していると思われることは注目すべき点である。

3.3.4. 岐阜-一宮線沿いの伏在断層における破壊伝播の可能性

これまでの研究(村松, 1963; 三雲・安藤, 1976; 福山・三雲, 2006; 中野他, 2007 等)で考察されているように、温見断層の北西端 (a) を起点とする破壊が(c) 点で分岐し、梅原断層(c-d) に沿い、伏在断層(c-e) にも伝って伝播したと考えられている。

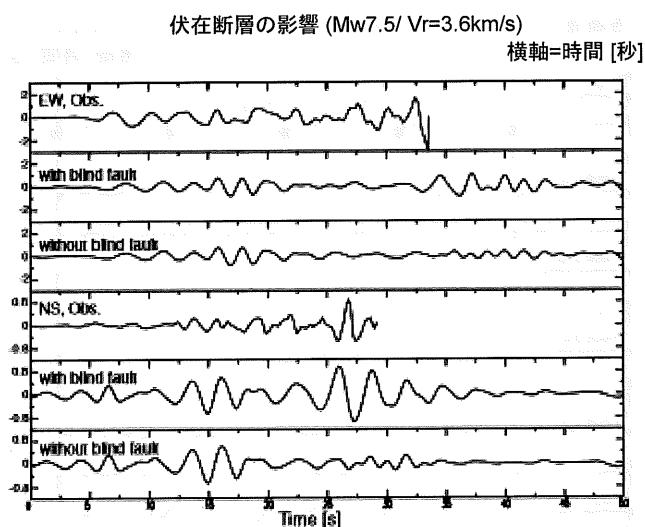


図 10 水平動 2 成分の実記録と、伏在断層(c-e)が存在する/しない場合の2通りの断層モデルから算出された理論波形との比較

この可能性を詳しく調べるため、われわれは、この伏在断層のセグメントが存在する場合としない場合の2通りを想定して理論波形を計算した。

図 10 に示す通り、理論波形と観測波形を比較した結果、岐阜-一宮線(c-e)方向への破壊伝播は、観測波形を裏付けているように判断できるかもしれない。これは、観測理謬波形の「c-e」セグメント(図 9)から発せられた大振幅波の到達が、観測波形にも認められるからである。しかしながら、われわれは1観測地点の地震波形記録しか使用していないため、観測波形にフィッティングさせる方法は一意に定まるものではないという点には留意する必要がある。

4. 考察

本稿で推定された地震の規模(マグニチュード)は、以前に推定された気象庁の震度階級による規模(気象庁, 1957)や震度分布(村松, 1962)よりも有意に小さいようと思えるが、これは、地震規模を推定する方法が全く異なるため、別段不自然な結果ではない。これまで主に被害分布を軸に規模が推定されていたが、濃尾盆地が存在した影響により地震動が増幅され被害が大きくなつた可能性が考えられる。

本稿で推定された地震モーメントは、松田の現地調査(1974)に基づく断層モデル(三雲・安藤, 1976)から推論される結果と一致していることに留意すべきである。中野他(2007)も、測地データから同様の地震モーメントを得ている。さらに、本稿で推定されるマグニチュードは、飯田(1959)の提唱する、マグニチュードと断層長さの経験的関係とも一致している。

マグニチュードを推定するために、われわれが比較的高周波の地震波(3sまで)を採用したことにも留意しなければならない。長周期の地震波であれば、地震モーメントを評価するための詳細な破壊過程に影響がないので、本来ならこの目的には長周期の地震波を用いるのが理想である。しかしながら、本件ではそういった長周期の情報が入手できなかつたため、われわれは、破壊シナリオを

想定することで詳細な破壊過程に拘束をかけて、高周波地震波の放射から地震モーメントを見積もつた。無論、この地震のシナリオは幾通りか考えられるが、われわれは、破壊が一定の破壊伝播速度と均質なすべり量分布で一方向に伝搬するという最もシンプルなシナリオを想定している。他の観測地点で記録されたさまざまな周波数の波形データがもっと入手できるようになれば、地震モーメントをより拘束することができるであろう。

5. 結論

われわれは、最近になって入手できた、旧東京中央気象台(CMO)で記録された歴史的な地震波形記録を使って1891年に発生した濃尾大地震の地震モーメントを評価しようと試みた。評価するに当たっては、水平成層地盤に離散化波数法を適用することにより、点震源及び断層モデルを用いて、さまざまな断層パラメータに対する理論波形を計算した。断層モデルについては、岐阜-一宮線沿いに伏在断層が存在する可能性も採り入れて、松田の現地調査(1974)から判明した主要な4つの断層セグメントの諸元について触れた。そして、水平動2成分の観測波形と、破壊伝播速度約3.6kmと均質なすべり量3.3mを想定して求めた理論波形との比較から、この地震の地震モーメントを、モーメントマグニチュード $M_w = 7.5$ に相当する $M_0 = 1.8 \times 10^{20} \text{ Nm}$ であると推定した。理論波形と観測波形との比較結果では、岐阜-一宮線沿いに伏在断層が存在するという説を裏付けているように思われるが、本稿では解析に用いた観測地点が1か所のみだったため、この推論は確定的とは言えない。

謝辞 CMO で観測された地震波形記録の原記録を提供してくれた気象庁職員の方々に感謝の意を表す。また、世界中の観測地点で記録された他の古い地震波形記録を探してくれた UNAM の同僚の方々にも感謝を申し上げる。中野優氏、鈴木貞臣氏、平田直氏から頂いた助言は大いに参考になった。