

新たな海底地殻変動解析による津波評価手法

——1993 年北海道南西沖地震による検証——

松山昌史*・青柳恭平**・田中寛好***・阿部信太郎****

最大級の津波を想定するための波源モデルの設定方法を提案し、安全側の津波評価を行い得るか否かを、北海道南西沖地震津波について、実測値で検証した。この波源モデルは、まず、高精度な余震分布データ等を踏まえて断層の破壊面等を見直して断層モデルの再構築を行い、それらを完全な逆断層と想定した断層パラメータを基に、3次元有限要素法モデルで断層の上盤側のみに変位を与えて算出された地盤上下変位分布である。この変位分布を津波数値計算に入力した結果、従来の波源モデルでは過小評価であった打ちあげ高の大きい奥尻島西岸を始め、奥尻島沿岸で実測結果を包絡し、この手法による津波評価の有効性が確認された。

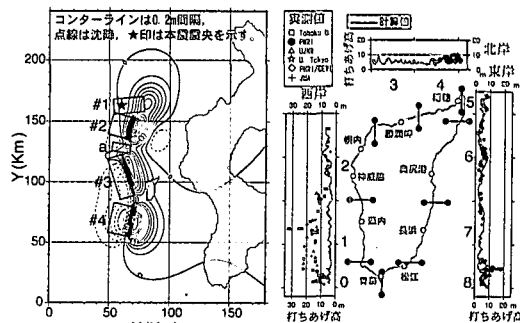
1. はじめに

北海道南西沖地震 (1993 年 7 月) については、地震波形や津波記録に基づく断層パラメータが複数提案されている。久家ら (1994, 1996) は、北海道南西沖地震について、地震記録の実体波インバージョンによって、5 枚の断層が北から順に約 70 秒かけて破壊したという複雑な断層破壊過程を明らかにした (本震断層モデル)。こうした破壊過程は、明瞭な深発地震面が存在せず、複数の逆断層が並行して連続する日本海東縁部に特有のものである。首藤ら (1994) は、津波の数値計算結果と実測結果を比較して断層パラメータを修正するという反復作業により、3 枚の断層から構成される波源モデル (DCRC26 モデル) を提案した。これらを基に従来の手法で津波を計算した場合、最大級の打ちあげ高が確認された奥尻島西岸南部では、どちらのモデルにおいても実測値を下回る (図-1, 2, 計算手法は後述)。特定地点の打ちあげ高を安全側に評価することが必要な海岸構造物の設計という観点からは、これらは十分な波源モデルとは言えない。

そこで、任意の地域において発生しうる最大級の津波の評価を目的として、新しい波源モデルの設定方法を試み、さらにこの波源モデル設定方法が最大級の津波の打ちあげ高を表すか否かについて、北海道南西沖地震津波を対象に数値計算結果と実測結果を比較し、その有効性について検討する。

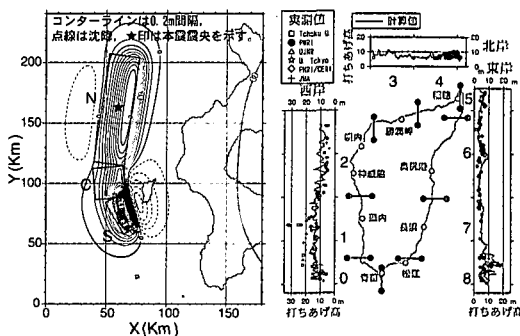
2. 波源モデル設定方法

青柳ら (2000) は、精密な震源分布や海底地形など、現地で得られた観測データに基づいて震源断層を見直し、新たな波源モデルを作成した。ここではその概要を述べる。このモデルは、観測された現実の断層パラメータを用いた上で、津波を安全側に評価することを目指して設計されたものである。津波関係のデータ・情報は考慮



(a) コンターラインは地盤上下変位分布、(b) 打ちあげ高に関する計算結果と実測結果の比較

図-1 本震断層モデル (久家ら, 1994)



(a) コンターラインは地盤上下変位分布、(b) 打ちあげ高に関する計算結果と実測結果の比較

図-2 DCRC26 モデル (首藤ら, 1994)

していない。

(1) 断層モデル

既往の研究成果 (久家・菊地, 1994, Kuge ら, 1996) に加えて、地質学・地球物理学的データ (海底地震計データ, 反射法プロフィール, 海底地形, 底質変状) を総合的に検討し、図-3 に矩形で示す 6 枚の断層モデルを推定した。特徴の一つは、本震の後に実施された海底地震計観測データを利用して、本震直後の陸上観測データによる余震分布を補正したことである。海底地震観測は大学を中心として、本震の 9 日後から約 1 ヶ月間実施され

* 正会員 工修 (財)電力中央研究所 流体科学部
** 理博 (財)電力中央研究所 地圏環境部
*** 正会員 工博 (財)電力中央研究所 流体科学部
**** 理博 (財)電力中央研究所 地圏環境部

た。海底地震計による観測は震源域を取り囲むように配置できるため、陸上観測と比較してその位置精度が高い余震分布が得られる。しかし、本震時には設置されていなかったため、本震の震源断層形状を最も表現している本震直後の余震分布は得られていない。そこで、海底地震計設置後における海底観測と陸上観測による震源分布の比較により、両者のずれを地域毎に整理し、それを用いて陸上観測による本震直後の余震分布を補正した。その結果、震央のばらつきが大幅に減少し、震央分布が海嶺などの海底地形に沿う傾向がより明らかになった。この手法による各断層の静的な断層パラメータを表-1(c)に他の断層モデルと共に示す。なお、最大限の隆起量を見積もるために、各断層モデルは完全逆断層であると仮定、そのすべり角を90度とした。

(2) 波源モデル

次に、この断層パラメータを基に地盤上下変位分布を算出するが、従来、地殻を半無限弾性体と仮定し、相対的なすべり量を与えた Mansinha・Smylie (1971) による理論式がよく用いられる。しかし、ここでは、3次元の有限要素法を採用し、安全側の評価を目指して、断層の変位量を逆断層の上盤側のみに押し付け、強制変位させた。図-4に本断層モデルに使用した3次元有限要素メッシュを示す。モデルは震源域を中心に南北250 km、東西100 km、深さ方向は約10 kmであり、各本震断層の上端がモデル内に含まれるように設定した。モデルは6面体要素を使用し、総節点数は6551節点、各要素の大きさは1辺2~5 kmで、断層近傍に向かうほどほぼ等比的

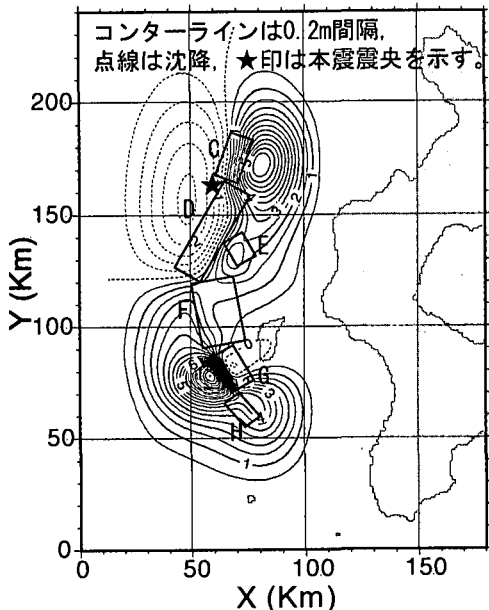


図-3 本研究で提案した波源モデル
(図中の矩形は各断層形状を示す。)

に細かく設定し、詳細な地殻変動を捉えられるようにした。モデル内の物性値は、上部近くの平均的な値として密度 $2.80(\text{g}/\text{cm}^3)$ 、剛性率 $2.66 \times 10^{10} \text{ N}/\text{m}^2$ を仮定した。なお、図-1, 2の波源モデルでは剛性率は $3.0 \times 10^{10} \text{ N}/\text{m}^2$ と11%程度大きい。

この手法による地盤上下変位分布を、図-3のコンターラインで示す。地盤上下変位分布には隆起の大きな

表-1 各断層モデルの静的な断層パラメータ

(a) 本震断層モデル (久家ら, 1994, Kugeら, 1996) を基にした断層パラメータ

断层面	走向中央位置		深さ	長さ	幅	走向	傾斜角	変位量	滑り角	モーメント
	X (km)	Y (km)	d (km)	L (km)	W (km)	$\theta (^{\circ})$	$\delta (^{\circ})$	U (m)	$\lambda (^{\circ})$	$M_0 (\text{Nm})$
#1	78.4	164.1	13	12.5	25	175	34	10.35 m	79	0.97×10^{20}
#2	68.6	143.6	5	18	18	196	28	9.67 m	81	0.25×10^{20}
a	59.3	124.6	9	15	7	280	80	7.94 m	80	0.25×10^{20}
#3	65.8	106	5	35	12.5	162	73	6.25 m	86	0.82×10^{20}
#4	68.2	67.3	5	25	17	192	72	11.37 m	104	1.45×10^{20}
total										4.43×10^{20}

(b) DCRC26 (首藤, 1996) を基にした断層パラメータ

断层面	走向中央位置		深さ	長さ	幅	走向	傾斜角	変位量	滑り角	モーメント
	X (km)	Y (km)	d (km)	L (km)	W (km)	$\theta (^{\circ})$	$\delta (^{\circ})$	U (m)	$\lambda (^{\circ})$	$M_0 (\text{Nm})$
North	71	159.3	10	90	25	188	35	5.71 m	100	3.85×10^{20}
Central	65.1	101.8	5	26	25	175	60	3.99 m	75	0.78×10^{20}
South	69.9	78.5	5	30.4	15	168.5	60	12.00 m	75	1.65×10^{20}
total										6.28×10^{20}

(c) 背柳 (2001) による提案する静的な断層パラメータ

断层面	走向中央位置		深さ	長さ	幅	走向	傾斜角	変位量	滑り角	モーメント
	X (km)	Y (km)	d (km)	L (km)	W (km)	$\theta (^{\circ})$	$\delta (^{\circ})$	U (m)	$\lambda (^{\circ})$	$M_0 (\text{Nm})$
C	74.5	173.8	10	20.2	12	200	30	15.0 m	90	0.97×10^{20}
D	64.5	139.5	11	44.4	13.8	210	20	5.76 m	90	0.94×10^{20}
E	67.3	132.3	8	12.1	19.1	330	60	4.09 m	90	0.25×10^{20}
F	53.1	104.6	10	29.3	21.9	350	30	4.81 m	90	0.82×10^{20}
G	62.9	78.5	5	18.2	12	330	25	14.44 m	90	0.83×10^{20}
H	76.1	65.7	7	13.9	16	145	75	5.38 m	90	0.62×10^{20}
total										4.43×10^{20}

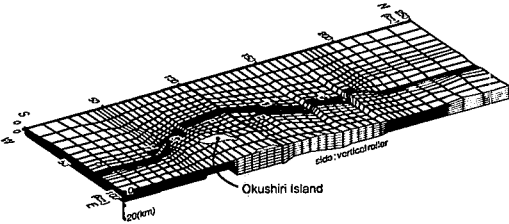


図-4 3次元有限要素法に用いたメッシュ形状

ピークが2つある。北側から1枚目(C)、5枚目(G)の各断層によるものであり、それぞれの鉛直最大隆起量は6.5 m、11.0 mと、断層Gのものが最も大きい。沈降域は北側2枚の断層の西側に分布し、最大で2.5 m以上沈降している。また、奥尻島も沈降域であり、実際の地震時の状況と整合している。地震モーメント (M_0) の合計は 4.43×10^{20} (N・m) である。

さらに、本震の破壊プロセスを考慮して、地盤上下変位量分布を時系列的に求めた。断層の破壊は震央で始まり、奥尻島の西側海底下を北から南へ、約70秒かけて破壊が伝播した。この破壊過程を示す動的な断層パラメータを表-2に示す。破壊開始位置は、断層Cについては本震の震央、断層D~Hについては断層北端辺の中間部と想定、破壊開始時間 t_0 と破壊継続時間 T_d は、久家・菊地 (1994) による Moment-Rate 関数の図より目算、破壊伝播速度は一般的な値である 3000 m/s と仮定した。各点の変位開始から永久変位に到達するまでの立ち上がり時間 τ については、断層の長軸方向長さだけ破壊が伝播して終了するまでの時間と考えて、破壊継続時間 T_d より $\tau = T_d - L/V_r$ の式によって逆算した。

このように、新たな波源モデルは、各断層の場所や破壊面の形状を精度よく推定し、それらの断層群による最大級の津波を想定することを目的として、地盤の隆起が大きくなるように、各断層の破壊メカニズムを仮定したものである。

表-2 動的な断層パラメータ

断層	破壊開始位置		破壊開始時間	立ち上がり時	破壊伝播速度	破壊継続時間
	X_0 (km)	Y_0 (km)	t_0 (s)	τ (s)	V_r (m/s)	T_d (s)
C	59.9	163.1	0	3.3	3000	10
D	71.2	160.2	11	3.2	3000	18
E	69.2	138.2	19	2	3000	6
F	60	119.2	27	6.2	3000	16
G	64.4	87.3	39	1.9	3000	8
H	68.6	66.3	49	11.4	3000	16

3. 数値計算

(1) 計算方法

数値計算は非線形長波理論に基づく平面2次元計算モデルを用い、差分法については後藤・小川 (1982) の方法に準じた。摩擦項は考慮せずに最小水深を 10 m とし、海岸線については無限壁の完全反射境界条件を設定した。計算領域は図-5に示すように、東西 176.4 km、南北 234.0 km の矩形領域で、格子幅は全体を 300 m、奥尻島付近は 100 m と高精度に設定、計算時間間隔は 0.2 秒である。基準点などの詳細については、表-3に示した。

破壊プロセスを時系列的に再現するために、平面上の任意の点 $x(x, y)$ におけるある時刻 t の地盤上下変位 $\zeta(x, t)$ については、表-2に示した破壊開始位置 $x_0(x_0, y_0)$ 、破壊開始時間 t_0 、破壊伝播速度 V_r 、立ち上がり時間 τ 、これらを考慮して、以下のように定式化を行う。

$$\zeta = \begin{cases} 0 & (0 \leq t \leq t_0 + R/V_r) \\ \zeta_0 \frac{t - (t_0 + R/V_r)}{\tau} & (t_0 + R/V_r \leq t \leq t_0 + R/V_r + \tau) \\ \zeta_0 & (t \geq t_0 + R/V_r + \tau) \end{cases}$$

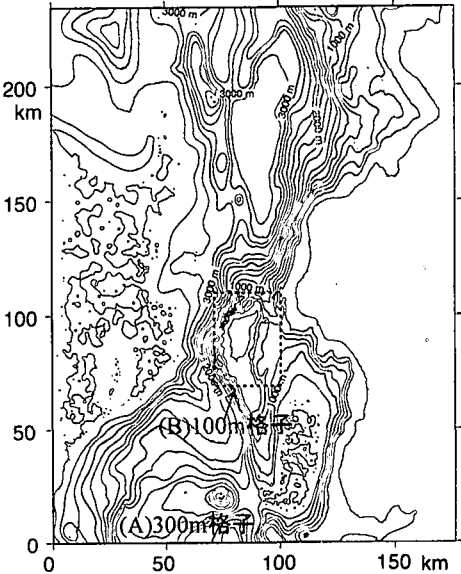
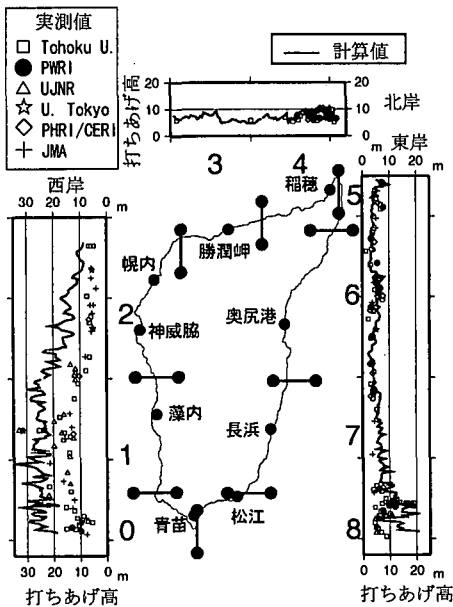


図-5 計算領域内の海底地形と領域分割

表-3 計算領域の諸元

	計算領域 I (A)	計算領域 II (B)
原点	(41°N, 138°E) を基準点にして東に 38.50 km、北に 35.25 km の地点	計算領域 I (A) 内原点から東に 71.4 km、南に 70.2 km の地点
範囲	原点から東西方向に 76.4 km、南北方向に 76.4 km	領域 II の原点から東西方向に 29.7 km、南北方向に 29.7 km
計算格子間隔と格	東西 X 方向 300 m × 588、南北 Y 方向 300 m × 780	東西 X 方向 100 m × 297、南北 Y 方向 100 m × 399



図一6 本研究の波源モデルによる奥尻島沿岸の打ち上げ高

各断層の永久変位分布 $\zeta_0(x)$ は静的な断層パラメータを基に算出される。 R は破壊開始地点からの距離 ($=|x - x_0|$) である。まず、各断層の破壊開始時間 t_0 に、破壊開始地点直上で地盤が変動を開始し、その破壊点が四方に破壊伝播速度 V_r で伝播する。破壊が到達した地点直上では、変位開始後、永久変位になるまで隆起もしくは沈降が進行し、立ち上がり時間 τ で変位が終了する。

(2) 津波の打ち上げ高

奥尻島沿岸での打ち上げ高に関する数値計算結果と実測結果を図一6に示す。数値計算結果では、同島西岸南部(領域0, 1)の藻内から青苗岬にかけて、20~30 m、西岸北部(領域2)では5~10 mと、北に進むに従い打ち上げ高は小さくなり、北岸(領域3)で5~9 m、稲穂岬(領域4)にかけては10 m程度と再び大きくなる。東岸(領域5~8)では松江を除いて2~5 m、松江では最大20 mである。このように、数値計算による打ち上げ高分布は、従来の波源モデルでは過小評価であった奥尻島西岸南部(領域0, 1)で、実測結果を上回り、同島北岸(領域3々4)及び東岸(領域5~8)では、実測結果とほぼ一致する。なお、同島西岸では、本波源モデルによる数値計算結果は実測結果を上回り、その中央部から北部(領域1, 2)では、その2倍以上になる地点も存在する。これは、この波源モデルが、最大級の津波を想定した断層モデルであり、1993年北海道南西沖地震そのものの各断層、特に同島西岸については、断層Gの運動には、横ずれ成分や下盤の変位も有していたためと考えられる。

30 mを越える最大実測値を記録した地点では、数値計

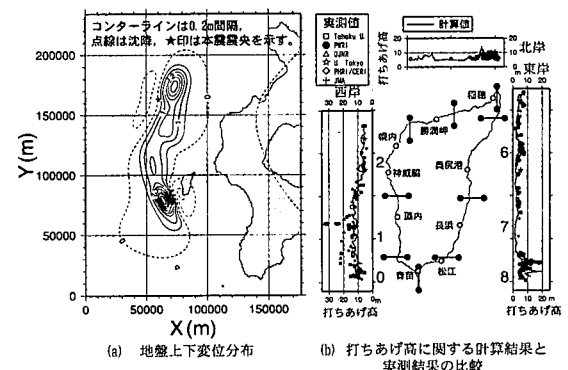
算結果は23 m程度と下回るが、この実測値は、局所的な海底・陸上地形の影響で起きたものであり(米山ら, 2001, Matsuyama・Tanaka, 2001), その効果を取り込んでいない本計算の数値計算モデルでは、谷を除く23 m程度の実測値に達すれば十分と考えられる。

また、奥尻島東岸の北部や、20 m近い打ち上げ高が実測された南部の松江付近では、計算結果が実測結果を下回る地点が存在する。この東岸に到達した津波は、奥尻島の北側及び南側の海域を伝播した後に、東岸に回りこんで到達した。青苗沖の海底地形勾配は1/120程度と緩く、藤間(1998)によるとこのような場所での回折現象を5%以下の精度で再現するには、20 m程度の格子幅を採用する必要があるが、本計算では100 mである。よって、この東岸の回折現象を表現するには十分細かい条件とは言えず、回折や屈折現象の再現に若干の誤差が含まれ、打ち上げ高が大きくなる地点がずれたためと推定される。

以上のことから、新たな波源モデルを基にした数値計算結果は、従来の波源モデルでは過小評価であった、奥尻島西岸南部の実測結果を上回り、奥尻島沿岸全体の实測結果をほぼ包絡した。この波源モデルは、北海道南西沖地震と同じメカニズムによって起こりうる最大の津波を想定するために地質学・地球物理学的に検討し構築されたものであり、その妥当性を検証したことになる。

4. 考 察

本波源モデル設定の特徴は、2点が挙げられる。まず、高精度な余震分布に基づき地質学・地球物理学的知見を総合的に検討した断層モデルであること、さらに、断層上盤・下盤の内、上盤側のみが絶対的に運動することを仮定したことである。その影響はこの2つの特徴の内、どちらが津波の打ち上げ高の増加に効果的であったかを



図一7 青柳ら(2001)の断層モデルにMansinha・Smylie(1971)の方法を組み合わせた波源モデルと津波の打ち上げ

検討するために、本波源モデルの断層パラメータ(表-1)を用い、地盤上下変位分布については Mansinha・Smylie (1971)の方法で算出した波源モデルを用い、破壊プロセスを考慮して、津波数値計算を実施した。

この波源モデルによる地盤上下変位分布と津波打ち上げ高分布を図-7に示す。奥尻島西岸南部の打ち上げ高は10~15 m程度と実測結果を下回り、それ以外の沿岸では実測結果と同程度もしくは若干低い値となった。また、DCRC26モデルと比較するとほぼ同程度、本波源モデルからは大きく下回る打ち上げ高分布となった。以上のことから、本波源モデルにおいて従来の波源モデルより大きな打ち上げ高分布となる主な要因は、上盤側のみが優位的に滑動させる仮定ということができる。この点については、1999年台湾集集地震(低角逆断層)のGPS観測において、上盤が下盤よりほぼ絶対的に隆起したと解釈可能な結果が得られており(例えば、Senoら, 2000, Yuら, 2001)、他の地震でもその可能性は否定できない。

5. おわりに

日本海東縁部は、多数の逆断層が雁行する変動帯で、一回の大地震で複数の断層が連動するという特徴を有する。こうした断層運動は累積変位として海底地形に現れ、個々の断層に対応した海嶺の発達が見られる。逆に言えば、海底地形から断層セグメントを推定できる可能性がある。本海域では反射法地震探査が多数実施されており、個々の断層性状が把握されつつある。将来、日本海東縁部で可能性のある他の大地震についても、その断層形状を推定できれば、ここでの考え方を適用して、最大級の津波を想定した波源モデルの構築できる可能性がある。

参 考 文 献

青柳恭平・阿部信太郎・田中寛好・井上大栄 (2000): 詳細な海

底地殻変動解析による津波波源域評価手法の提案(その2)
—1993年北海道南西沖地震震源域の海底地殻変動—, 電力中央研究所報告, U 99077, 18 p.

藤間功司 (1998): Leap-Frog法を用いた津波数値計算における島周辺での格子間隔選定基準(詳報), 津波工学研究報告, 15, pp. 77-84.

後藤智明・小川由信 (1982): Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学土木工学科資料, 52 p.

久家慶子・菊地正幸 (1994): 遠地実体波表面波でみる北海道南西沖地震(1993年7月12日)の複雑な震源過程, 月刊海洋, 号外 No. 7, pp. 21-28.

首藤伸夫編 (1994): 1993年北海道南西沖地震津波の痕跡高, 津波工学研究報告, 第11号, 第2編, 120 p.

首藤伸夫 (1996): 津波の発生・増幅の機構, 北海道南西沖地震による津波その防災手法に関する研究, 平成6, 7年科学研究費補助金(総合研究(A))研究報告書, pp. 24-43.

米山 望・松山昌史・田中寛好 (2001): 1993年北海道南西沖地震津波における局所過上現象の数値解析, 電力中央研究所報告, U 01002, 17 p.

Kuge, K, J. Zhang and M. Kikuchi (1996): The 12 July 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake: Effects of Source Complexity on Surface-Wave Radiation, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 2, pp. 505-518.

Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.

Matsuyama, M. and H. Tanaka (2001): An experimental study of the highest runup height in 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake tsunami, Session 7-21, Proceedings of International Tsunami Symposium 2001, pp. 879-889.

Seno, T., K. Otsuki, C.-N. Yang (2000): The 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake: A Subduction Zone Earthquake on Land, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, Vol. 75, pp. 57-77.

Yu, Shui-Beih, Long-Chen Kuo, Ya-Ju Hsu, Hsuan-Han Su, Chi-Ching Liu, Chin-Shyong Hou, Jiin-Fa Lee, Teng-Chang Lai, Chih-Chung Liu, Cheng-Lun Liu, Teh-Fu Tseng, Chun-Shyong Tsai, and Tzay-Chyn Shin, (2001): Preseismic Deformation and Coseismic Displacements Associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, Bull. Seis. Soc. Am., 91, 5, pp. 995-1012.