

スリランカにおけるインド洋津波の数値計算による再現に向けて

富田孝史¹・本多和彦²

2004 年インド洋津波はインド洋を横断してスリランカにも大きな被害を及ぼした。本研究では、スリランカに襲撃した津波を数値計算によって再現することを目的とした。まず、インド洋を横断する津波を計算するための数値モデルについてモデル比較を行った結果、スリランカに襲撃した津波には球面座標系や分散性の効果は大きくないことが分かった。そして、空間解像度が最小 15 m にまで領域接続を行った水深データを使ってスリランカ南部のゴール港周辺の津波を数値計算し、衛星 Jason-1 による津波の観測結果も参考にしながら津波を引き起こす断層パラメータの検討を行って、津波痕跡高さ、津波来襲時の目撃証言との比較を行った。

1. はじめに

2004 年 12 月 26 日のスマトラ島沖地震に伴ったインド洋津波はインド洋を横断してスリランカにも襲撃し、大きな被害を及ぼした。津波遡上高さや被害状況は、多くの現地調査団により調査され、スリランカ島の概ね全体にわたって津波の痕跡高さなどが把握されている。

本研究は、スリランカに襲撃した津波を数値計算によって再現することを目的としたものである。スリランカに到達した津波はインド洋を横断してきたものであるため、その計算には球面座標系と線形分散波理論に基づいた数値モデルが一般的には推奨される。一方、陸上遡上などを詳細に解析する場合にはデカルト座標系の方が扱いやすい。そこで、まず津波の外洋伝播に関する幾つかの数値モデルによる計算結果の比較から、スリランカに伝播する津波を計算するための数値モデルを検討した。

ついで、スリランカに襲撃した津波の特性を説明する断層モデルの検討と、それに基づいたスリランカ南部に位置するゴール港周辺の津波を詳細に計算した。ゴール港周辺では、検潮所などによる観測記録は無いが、高台からの目撃者の証言などが得られており(富田ら, 2005)、さらにゴール市内のバスターミナルではビデオカメラによる津波遡上波の撮影も行われているので、津波の来襲状況が比較的明らかになっている場所である。

2. 数値モデルの比較

(1) 使用した数値モデル

比較に用いた数値モデルは次に示す理論方程式と座標系を組み合わせた 4 つの数値モデル：①線形分散波方程式と球面座標系、②線形長波方程式と球面座標系、③線形長波方程式とデカルト座標系、④非線形長波方程式と

デカルト座標系、および著者らが開発してきた⑤デカルト座標系を使用する高潮津波シミュレータ STOC (富田・柿沼, 2005) のうちの STOC-ML である。

3 次元モデルを含む STOC 全体の基礎方程式は 3 次元の Reynolds 平均された Navier-Stokes 方程式と連続式である。STOC のうちの STOC-ML は、計算空間を鉛直方向に幾つかの層に分割し、各層内では静水圧近似を仮定したモデルである。本研究では海岸線までの津波計算を目的としたので、1 層の STOC-ML を使用した。

今回使用した全ての数値モデルでは、基礎方程式の空間微分は Staggered Grid 法に基づいて差分化され、時間発展については分散波方程式の数値モデルは 2 段階混合差分法、その他は Leapfrog 法に従った。

(2) 計算条件

計算領域は、津波の波源域やモルディブを含む南緯 7°～北緯 23° および東経 72°～102° の範囲とした。水深データには米国 NOAA 地球物理データセンター (NGDC) が公開している 2 分間隔格子データ (2-Minute Gridded Global Relief Data, ETOPO2) を利用した。水深分布を図-1 に示す。このデータからデカルト座標系における水深データを作成する際には、まず基準経度を東経 87° にした UTM 座標に変換し、ついで 2 分格子の球面座標系と空間解像度が概ね一致するように、デカルト座標系では計算格子間隔を 3645 m としデータ補間した。ただし、分散性の効果の検討を行なう際には、計算格子間隔を 4 分とした。これは、使用した線形分散波方程式モデルにおいて 2 段階混合差分法における安定条件 (後藤, 2003) を満たすためである。また、ここでの比較計算では、外洋における津波計算を対象としたので、海域の最小水深を 50 m と設定し、海岸線では完全反射とした。

津波の初期波形を計算するための断層モデルは、表-1 に示す 3 つの小断層によるもの (東北大学大学院附属災害制御研究センターの web サイト) を使用した。これを断層モデル 0 とする。この断層モデルから Man-

1 正会員 博(工) (独法) 港湾空港技術研究所津波防災研究センター 主席津波研究官

2 正会員 修(工) (独法) 港湾空港技術研究所津波防災研究センター 特任研究官

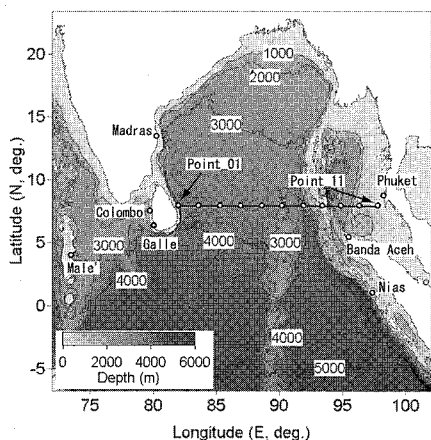


図-1 インド洋の水深分布と計算結果の出力ポイント

表-1 3つの断層による断層モデル0

断 層		South	Center	North
震 央	緯度(°N)	2.50	5.00	10.00
	経度(°E)	95.75	94.00	92.00
深 さ(m)		7	7	7
走 向(deg)		329	340	5
傾 斜 角(deg)		15	15	15
すべり角(deg)		110	110	110
長 さ(km)		330	570	300
幅 (km)		150	150	150
すべり量(m)		11	11	11

sinha・Smylie (1971) の方法により海底面の鉛直変位量を求め、これを海面の変位に変換して津波の初期波形とした。

(3) 比較結果

図-1に示す沖合のPoint_01からPoint_11およびコロンボ、ゴールなど沿岸の7箇所における最大津波高さ(表-2)および表には示していないが津波の到達時刻や津波の第1波の極大値の出現時刻を各数値モデル間で比較した。なお、表中の②-4および②-2は、それぞれ空間解像度4分および2分の球面座標系を適用した数値モデル②である。

最大津波高さについて、分散性の効果を比較(モデル①と②-4)したところ、マレにおいて分散性を考慮しない場合の方が0.09 m高くなった。これは最大津波高さの7%に相当するものであるが、その他の点では差は5%未満であった。スリランカに最も近い沖合のPoint_01、沿岸のコロンボやゴールでの差異は最大津波高さの3%程度以下の0.02~0.04 mであり、スリランカ周辺では分散性の効果は小さいようである。

座標系の影響を比較(モデル②-2と③)したところ、スリランカ周辺ではコロンボにおいて最大津波高さの5

表-2 津波高さに関する数値計算モデルの比較(単位:m)

Point	Depth (m)	Model					
		①	②-4	②-2	③	④	⑤
Point	01	393	1.23	1.27	1.47	1.43	1.43
	02	3,855	0.83	0.85	0.94	0.96	0.95
	03	3,792	0.97	1.02	1.16	1.15	1.15
	04	3,746	1.20	1.26	1.40	1.39	1.39
	05	3,725	1.43	1.45	1.51	1.58	1.58
	06	2,828	1.66	1.66	1.64	1.67	1.67
	07	4,052	1.39	1.35	1.36	1.40	1.40
	08	50	3.17	3.17	4.33	3.89	3.10
	09	2,447	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68
	10	928	0.94	0.94	0.95	0.97	0.96
	11	74	1.49	1.47	2.10	2.21	1.98
Male'		50	1.17	1.26	1.29	1.27	1.26
Colombo		50	1.50	1.52	1.79	1.70	1.55
Galle		50	2.03	2.06	2.19	2.17	2.16
Madras		50	1.37	1.35	1.31	1.21	1.16
Banda Aceh		50	5.81	5.82	7.20	7.02	6.76
Nias		50	1.26	1.24	1.85	1.84	1.71
Phuket		50	4.57	4.55	6.46	6.94	6.95

%に相当する0.09 mの差が最大であり、球面座標系の影響も大きくなかった。これは津波の発生・伝播が低緯度で生じたためである。

非線形性の効果の比較(モデル③と④)では、沖合においてはPoint_08およびPoint_11の水深100 m未満の場所以外において0.01 m以下の差異しか認められず、両者はよく一致した。しかし、沿岸のコロンボなどでは、差異は最大津波高さの10%程度になる場所があった。ただし、この差異は、沖合および沿岸ともに第1波以降に出現するものであり、第1波のみを対象にするとほとんど差異はなかった。このことから、水深200 m以深では非線形性を無視できる(首藤, 1986)ようである。

STOCの精度に関する検討(モデル④と⑤の比較)において、沖合では1%以下の差異で時間波形も含めてよく一致したが、沿岸ではコロンボにおいて最大津波高さの10%に相当する0.17 mの差異が現れた。ただし、この比較でも差異は、津波の第1波で現れるのではなく、第1波到達から2時間後に出現するものであった。

津波の到達時刻に関する比較では、全ての場所においてどの数値モデルも1分以内の差異の範囲で津波は到達した。さらに、津波第1波の極大値の出現時刻についても同様であり、津波の伝播時間に関する差異はほとんど認められなかった。

以上のことから、2004年インド洋津波を対象とした津波の外洋伝播、特にスリランカへの伝播では、分散性の効果や球面座標系の影響は小さかった。換言すれば、デカルト座標系において非分散性の波動理論を適用した

数値モデルを用いても計算精度がほとんど低下しないことになる。また、水深 200 m 以深の沖合では非線形性の効果は小さいが、逆に水深 50 m 以浅の沿岸部では非線形効果を考慮する必要があることが確かめられた。これらのことからスリランカにおける 2004 年インド洋津波の再現計算には STOC の適用が可能であると判断し、スリランカ沿岸の津波に関する詳細計算では STOC-ML を使用した。

3. スリランカの津波

(1) 計算条件

スリランカ周辺の詳細な津波計算に使用する水深データには、沖合では大洋水深総図 (GEBCO) の 1 分間隔データと沿岸では海図から読みとった水深を使った。なお、デカルト座標系に変換する際には、スリランカ周辺で歪みが少ないように東経 81° を基準経度にした UTM 座標に変換した。ゴール港周辺の津波計算を行うために、波源域からゴール港周辺に向けて次に示す 6 段階の計算領域接続を行った。

波源域、ベンガル湾およびモルディブを含む 1 番外側の第 1 計算領域は、計算格子の大きさを 3,645 m とし、スリランカ島の全体を囲む第 2 計算領域では 1,215 m の格子サイズ、スリランカの南半分 (およそ北緯 7.2° 以南) を囲む第 3 計算領域では 405 m の格子サイズとした。さらに、ゴール港周辺に向かって、135 m の格子サイズの第 4 計算領域、45 m の格子サイズの第 5 計算領域および 15 m の格子サイズの第 6 計算領域 (ゴール港を含む約 5 km × 4 km の範囲) を順次接続した。

また、コロンボ港周辺においても観測データとの比較のために、コロンボ港周辺に向けて第 4 計算領域～第 6 計算領域 (6 km × 5 km の範囲) を接続した。

断層モデルには、土木学会海岸工学委員会・地震工学委員会の「津波被害推定ならびに軽減技術研究小委員会」において 2004 年インド洋津波に対する基本断層モデルとされた表-3(a) に示す大家ら (2006) のモデル (断層モデル 1) を使った。この断層モデルに基づいて Mansinha・Smylie (1971) の方法により海底面の鉛直変位量を求め、これを海面変位に変換したものを津波の初期波形とした。これに加えて、スリランカ、とくにスリランカ南部地域に襲った津波特性を説明するために、試行錯誤しながら断層モデル 1 を修正した断層モデル 2 (表-3(b) 参照) による計算も行った。図-2 は、断層モデル 2 による津波の初期波形である。

(2) 衛星高度計データとの比較

越村ら (2005) が比較しているように、衛星 Jason-1 が捉えたインド洋を横断する津波と計算結果を比較した。図-3 は、南緯 10°・東経 82° から北緯 15°・東経 91° ま

表-3 6つの断層による断層モデル

(a) 基本断層モデル (断層モデル 1)

断層		1	2	3	4	5	6
震央	緯度(°N)	3.41	4.48	5.45	6.50	7.26	8.40
	経度(°E)	94.78	93.32	92.74	92.22	91.99	91.96
深さ(m)		10	10	10	10	10	10
走向(deg)		305	329	335	335	358	358
傾斜角(deg)		15	15	15	15	15	15
すべり角(deg)		90	90	90	90	90	90
長さ(km)		200	125	125	55	145	200
幅(km)		150	150	150	150	150	150
すべり量(m)		11	20	15	20	8	8

(b) 修正断層モデル (断層モデル 2)

断層		1	2	3	4	5	6
震央	緯度(°N)	2.55	4.48	5.45	6.60	7.10	8.40
	経度(°E)	94.48	93.32	92.74	92.02	92.01	91.96
深さ(m)		10	10	10	10	10	10
走向(deg)		329	329	329	358	358	358
傾斜角(deg)		15	15	15	15	15	15
すべり角(deg)		90	90	90	90	90	90
長さ(km)		250	125	125	55	145	200
幅(km)		150	150	150	150	150	150
すべり量(m)		11	11	11	11	11	11

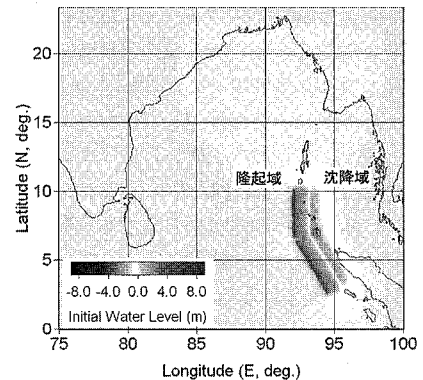


図-2 断層モデル 2 に基づく津波の初期波形

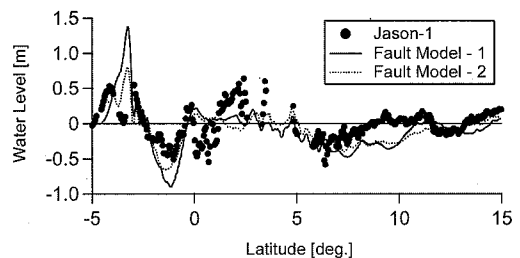


図-3 衛星高度データとの比較

での直線上を約 10 分間で Jason-1 が観測した結果と計算結果を横軸に緯度をとって比較したものである。

断層モデル 1 では、北緯 8°~10° 付近に不一致が認め

られ、さらに南緯2~5°付近での津波は一山の波形として計算された。断層モデル2では、南半球では観測結果と同じような二山の波形が現れて改善が認められたが、北緯10°付近における差異は残ったままである。

今回の計算では全ての断層の破壊時刻を一致させたが、その時刻を遅らせることにより北緯7~10°付近の計算波形は観測結果に一致するようになった。これは、断層の南から北への破壊伝播を考慮することで津波伝播計算の精度が改善される可能性を示していると思われる。

(3) 津波到達時刻に関する観測記録との比較

コロンボ周辺では、ハワイ大学海面水位センター(UHSLC)がweb上で公開しているコロンボ漁港における津波観測データの他、コロンボ港でも津波が観測された。コロンボ漁港の観測結果では、地震発生(0:59UTC)から約171分後の3:50に津波は到達し、第1波目の極大値は179~181分後に出現した。一方、コロンボ港の観測値は10分間隔で解析されており、津波の到達時刻は地震発生から152~162分後であった。コロンボ漁港とコロンボ港の間で津波到達時刻に10分程度の差がある理由は、今後の検討課題であるが、これらの結果と計算結果を比較した。

断層モデル1と断層モデル2による計算結果では、津波の到達時刻や第1波目の極大値の出現時刻にほとんど差異はなく、コロンボ漁港およびコロンボ港ともに地震発生から160分後に津波は到達した。コロンボ漁港では観測結果との間に11分の差があるが、コロンボ港では解析時間間隔10分の範囲内である。なお、紙面の都合により図には示さないが、コロンボ港の観測波形と断層モデル2による津波波形は比較的よく一致した。

(4) 津波遡上高さ等との比較

現地調査された津波の痕跡高さから、来襲した津波高さが推定されている。図-4は、津波高さについて、富田ら(2005)、柴山ら(2005)およびLiuら(Liuのwebサイト)による調査結果と断層モデル2による計算結果を比較したものである。この現地調査結果との比較において、図示していないが断層モデル1とこの断層モデル2とによる計算結果に優劣は付けがたく、どちらも現地調査結果と概ね一致した。

4. ゴール港周辺における津波

(1) 最大津波の出現時刻と断層モデル

高台やゴール港内から津波来襲を目撃した人の証言では、ゴール港のとくに港口部では第1波の押し波は弱く、引き波が顕著であった。なお、第1波目が最大津波でなかったことは、現地調査の結果(例えば、富田ら、2005)からスリランカの南西海岸ではほぼ共通して言えることである。

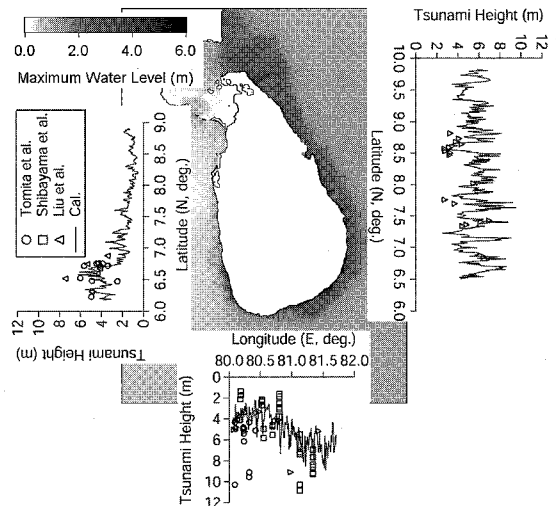


図-4 津波高さに関する現地調査結果と計算結果の比較

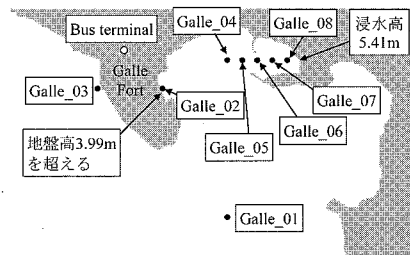


図-5 ゴール港周辺の津波波形出力ポイントと現地調査結果

数値計算では、断層モデル1に基づく、第1波が最大であり、第2波、第3波と順に小さくなり、証言と合わなかった。そこで、全体の地震モーメントを変えないように、断層モデル1の6つの断層のすべり量、走向などを变化させてゴール港周辺の津波に及ぼす影響を調べた。ゴール港周辺では、図-5に示す8箇所において津波の時間波形を比較した。なお、図には、富田ら(2005)によるゴール港周辺での現地調査結果を併記している。

断層モデルの検討過程において、断層1のすべり量を大きくすると、ゴール港周辺では津波の第3波目が大きくなり、さらにその走向を断層2と合わせると Jason-1で観測された南緯2~5°付近の津波のように二山の波形になった(図-3参照)。断層2や断層6のすべり量を変化させてもゴール港周辺の津波にはほとんど影響しなかった。一方、断層3~5のすべり量を大きくするとゴール港の津波の第1~3波は全体的に大きくなった。この他の検討結果も考慮して、断層モデル1を表-3(b)の様に修正した。

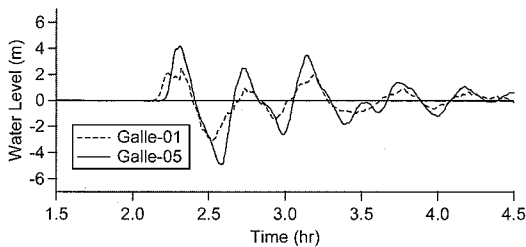


図-6 Galle_01 と Galle_05 における津波の計算波形

図-6 に示すように断層モデル 2 によるゴール港周辺 (Galle_01 と Galle_05) の津波波形では、第 3 波目が第 1 波目と同程度にまでに大きくなった。なお、第 3 波目が最大になるように断層 1 のすべり量を大きくすることは可能であったが、その場合は Jason-1 による南半球の観測値が一致しなくなった。

(2) 津波来襲状況

ゴールのバスターミナルで撮影されたビデオ映像によると津波による浸水は西から始まり、その後東からの浸水が加わった。計算では、図-7 に示すように、バスターミナル前にあるゴールフォートにはまず西 (Galle_03)、次に東 (Galle_02) に津波が到達する結果になり、ビデオ映像と同じ結果となった。

痕跡高さに基づいた津波高さはゴール港奥部の護岸背後で 5.41 m であったが、断層モデル 1 に基づいて計算された津波高さ (Galle_08) は 5.94 m、断層モデル 2 では 5.04 m となった。またゴールフォートの東側では 3.99 m の垂直な崖を津波は越波したのに対し、断層モデル 1 に基づく津波高さ (Galle_02) は最大で 4.74 m であり、断層モデル 2 では 4.05 m であった。断層モデル 2 の場合の方が断層モデル 1 よりも 0.7~0.9 m 程度津波高さを低く推定するが、痕跡高さとはほぼ調和している。

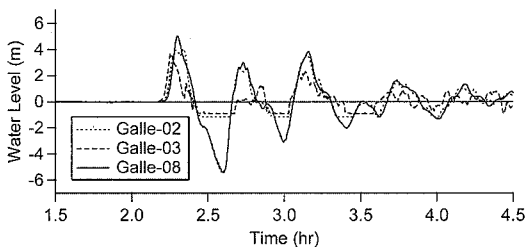


図-7 Galle_02, 03 および 08 における津波の計算波形

5. ま と め

スリランカに來襲した 2004 年インド洋津波を数値計算によって再現することを目的として、まず幾つかの津

波伝播に関する数値モデルの比較を行った。その結果、スリランカへの伝播では、分散性の効果や球面座標系の影響は大きくないことが明らかになった。つぎに、スリランカに來襲した津波を説明する断層モデルの検討と、それに基づいたスリランカのゴール港周辺の津波を詳細に計算した。ゴール港周辺における第 3 波目の津波には、北緯 3° 付近に位置する断層が大きく影響し、これによる津波を大きくすることでゴール港の津波の第 3 波を大きくすることができた。今後、衛星 Jason-1 の観測結果との比較における改善も合わせて、断層の破壊伝播速度を考慮した断層モデルについて検討する所存である。

謝辞： 本研究の実施に当たり土木学会海岸工学委員会・地震工学委員会の津波被害推定ならびに軽減技術研究小委員会（委員長：今村文彦東北大学教授）において断層モデルなどについて有益な意見を頂きました。また、コロボ港の観測潮位データは、Moratuwa 大学の Saman Samarawickrama 博士より、Jason-1 のデータは東北大学の越村俊一助教授より提供頂きました。ここに深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 大家隆行・越村俊一・柳澤英明・今村文彦 (2006)：2004 年インド洋大津波によるバンダ・アチェ市街地の津波氾濫解析と被害評価，海岸工学論文集，第 53 巻，投稿中。
- 越村俊一・高島正典・鈴木進吾・林 春男・今村文彦・河田恵昭 (2005)：インド洋における巨大地震津波災害ポテンシャルの評価，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 1416-1420。
- 後藤智明 (2003)：2 段階混合差分法を用いた線形分散波方程式の数値計算における打ち切り誤差，津波工学研究報告第 20 号，pp. 13-22。
- 柴山知也・岡安章夫・Nimal Wijayarathna・佐々木 淳・鈴木崇之・Ravindra Jayaratne (2005)：2004 年スマトラ沖地震津波のスリランカ南部被害調査，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 1401-1405。
- 首藤信夫 (1986)：津波と防災，土木学会論文集，No.369/II-5，pp. 1-11。
- 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター：
<http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai2/topic-s/04sumatra/index.html>
- 富田孝史・有川太郎・安田誠宏・今村文彦・河田恵昭 (2005)：インド洋大津波のスリランカ南西部における津波実態・被害調査報告，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 1406-1410。
- 富田孝史・柿沼太郎 (2005)：海水流動の 3 次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレータ STOC の開発と津波解析への適用，港空研報告，第 44 巻，第 2 号，pp. 83-98。
- Liu, P. L.-F. : Field survey and numerical simulation of maximum tsunami elevations at different sites in Sri Lanka, <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pll-group/index.htm>
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bulletin Seismological Soc. America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440。