

# 震源近傍の一,二点の強震記録を用いた 震源モデルの推定に関する考察

## 大堀道広1

 1工学院大学建築学科 久田嘉章研究室 客員研究員 (〒163-8677東京都新宿区西新宿1-24-2)
E-mail:ohori@yf7.so-net.ne.jp

地震観測網が整備される以前の地震や規模の小さい地震の震源モデルを推定するために,震源近傍の一, 二点の観測記録を用いた波形インヴァージョンが役立つ.また,この震源モデルの推定手法は,強震動シ ミュレーションにおいて震源パラメータを再調整する際にも有用である.本論文では,小田原市久野地区 の強震記録を用いた一,二点のインヴァージョンによる1990年小田原地震(MJ5.1)の震源モデルの推定 において観察された,(1)逆断層震源において顕著となる走向とすべり角とのトレードオフ,(2)地震 モーメントの地下構造モデルに対する依存性,以上の二点について考察した結果を報告する.

*Key Words :* souce model,one- or two-station inversion, waveform inversion, grid search, focal mechanism

#### 1.はじめに

震源モデルを適切に推定するには,震源に対して 様々な方位角・射出角に位置する地盤条件の良好な 観測点で得られた波形記録を利用することが理想的 である<sup>1)</sup>.しかし,地震観測網が充実する以前の地 震や規模の小さい地震を対象とする場合には利用で きる観測点の数が限定される場合があり,時には一, 二点で得られた波形記録を用いた震源インヴァージ ョン(ー・二点インヴァージョン)が行われている<sup>例え</sup> <sup>ば1)-4)</sup>.ー・二点インヴァージョンに関する既往の研 究については,文献<sup>1)</sup>に簡潔なレヴューが述べられ ているので参照されたい.

震源インヴァージョンより得られた震源パラメー タ(走向,傾斜角,すべり角,地震モーメント,震 源時間関数など)は,強震動シミュレーションに用 いられることも多いが,各パラメータはインヴァー ジョンの解析条件と不可分の関係がある.従って, シミュレーションで設定する解析条件がインヴァー ジョンで仮定された条件と異なる場合には,シミュ レーションを行う前に,事前に震源パラメータを調 整する必要がある.また,シミュレーションの対象 地域が震源から見て限定された方位に位置する場合, 広域に分布する観測点を用いたインヴァージョン結 果よりも,対象地域内の岩盤上の一点の観測記録よ り決定された震源モデルの方が,他の観測記録の再 現性が高い場合もある<sup>5)</sup>.以上より,一・二点イン ヴァージョンは,シミュレーションに利用する震源 パラメータの再調整にも有効である.加えて,筆者 らは,最近の研究<sup>4)</sup>において,震源近傍の一観測点 において観測された多数の余震の記録を用いて,グ リーン・テンソル(Green関数の偏導関数)を経験 的に推定し,これに基づく本震の強震動シミュレー ションを実施している.その際にも,余震の震源モ デルが既知情報として必要となるため,その推定に おいて一点インヴァージョンを多用している.

筆者は,1990年小田原地震(M,5.1)を対象とす る震源近傍の強震記録を用いたー・二点インヴァー ジョンの際に,(1)逆断層型の震源の解析に見られる 走向とすべり角とのトレードオフ,(2)利用する地下 構造モデルの違いに伴う地震モーメントの推定結果 の違い,を指摘している<sup>1)</sup>.その際,(1)に関しては, 走向とすべり角とのトレードオフが観測記録に見ら れるTransverse 成分に対する Radial成分の卓越性を再 現するために生じていることを確認したものの,ト レードオフが生じる理由までは言及していなかった.



図-1 対象とする地震の震央と観測点の位置.既往の 研究より得られている震央を×印で,観測点を 印で表す.既往の研究で得られている震源メ カニズム解も重ね書きしている.[対象とする 地震は一つであるが,震源モデルは多数提案されている.]

また,(2)に関しては,震源位置での地震波速度の違いで説明可能であることを述べたものの,地下構造 モデルの違いによる増幅特性や震源パラメータの推 定方法との関係までは言及していなかった.本論文 では,以上の二点に関して,より詳細な考察を報告 することで,震源モデルを利用して強震動シミュレ ーションを実施する研究者との情報の共有を図る.

## 2.対象とする地震と観測記録,震源モデルの 推定法および推定結果の概要

本論文の論点を明確にするために,文献<sup>1)</sup>より, 対象地震とする1990年小田原地震と小田原市久野地 区の観測記録,一・二点インヴァージョンの推定法, 震源モデルの推定結果,以上についての概要を紹介 する.その詳細は文献<sup>1)</sup>を参照されたい.

#### (1)対象とする地震と観測記録

1990 年 8 月 5 日小田原地震(M<sub>1</sub>5.1)を対象とし, 同地震の小田原市久野地区における強震記録を利用 する.この記録は,JESG (1992)が実施した Blind Prediction<sup>6)</sup>において公開されたものである.図-1 に は,対象とする観測点(印で示す KR1, KD2) と,対象とする地震に対してこれまで提案されてい る震央(×印で示す HRV,JMA,IK92<sup>7)</sup>, NIED)との位置関係を示す.同図には,各震央に



図-2 観測波形と理論波形(Case A3)の比較.上段より,観測波形,理論波形(拘束条件なしの場合),理論波形(走向を拘束した場合).
UD 成分の観測波形上の矢印は,目視より読みとったP波の到達時刻を表す.

対応する震源メカニズム解(下半球投影)とともに, 文献<sup>8),9)</sup>の結果(PST,SATO)も重ね書きしてい る.PST,SATOの震央位置は,それぞれJMA, IK92のそれと同じである.

小田原市久野地区は,同地震の震源近傍(図-1 中のHRVを除く三つの震央に対する震央距離 7~8km)に位置し,岩盤上に加え,軟弱地盤の地表および地中にも地震計が設置されており,貴重な観測記録が得られている.この記録は,より規模の大きい地震の強震動評価のための経験的 Green 関数としても用いられている<sup>10,11</sup>ことから,同地震の震源モデルの推定の重要性が指摘できる.

観測点KR1は岩盤上に位置し,KD2は堆積層直下 の岩盤中に位置する.両地点は約2.5km離れており, 震央に対する両地点の方位角の差は,HRVを除く三 つの震央に対して17~20°の範囲にある.この二点 で得られた三成分加速度波形記録を二回積分し,周 期2~10秒のバンドパスフィルターを施した変位波 形を用いる.波形インヴァージョンでは,P波到達 時を含む15秒間の波形を切り出し,時刻0~10秒ま でを解析対象とする.また,水平成分に関しては, NS成分とEW成分を,震央に対して,Radial成分と Transverse成分に変換して用いる.なお,各成分の 符号は,Radial成分では震源から遠ざかる方向を,

Layer	Thickness ( m )	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Vp ( m/s )	Vs ( m/s )
1	250	2.0	2200	800
2	1150	2.3	3000	1500
3		2.5	4200	3000

表-1 理論波形の算出に用いる地下構造, Model A<sup>8)</sup> (Cases A1-A3).

表-2 理論波形の算出に用いる地下構造, Model B<sup>9</sup> (Cases B1-B3).

Layer	Thickness ( m )	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Vp ( m/s )	Vs ( m/s )	Qp	Qs
1	250	2.1	2200	700	100	50
2	1000	2.3	3000	1500	150	75
3	750	2.4	4200	2400	200	100
4	3000	2.6	5600	3260	300	150
5	5000	2.6	6100	3530	300	150
6	5000	2.7	6400	3700	300	150
7		2.9	6900	3920	500	250

Transverse成分では時計回りの方向を,UD成分では 上向き方向を,それぞれ正とする.観測波形を,図 -2の上段に示す.同図では,震央とNIEDとし,水 平二成分をRadial成分とTransverse成分に変換してい る.これより,KR1およびKD2の観測記録には, Transverse成分に対するRadial成分の卓越性が顕著に 現れていることがわかる.

#### (2) 震源モデルの推定法

座標  $x_s$ に位置する double couple 点震源による観 測点  $x_o$ における理論地震波形  $u_i(x_o,t)(i = x, y, z)$ は, モーメント・テンソル  $M_{pq}(x_s, \tau)(p,q = x, y, z)$ とこ れに対応する Green 関数の偏導関数  $G_{ip,q}(x_o,t \mid x_s, \tau)$ との畳み込み積分の総和として,

 $u_i(x_o,t) = M_{pq}(x_s,\tau) * G_{ip,q}(x_o,t | x_s,\tau)$  (1) と表わせる.ここで, *t*, *τ*は時刻,破壊開始時刻 を意味する.なお,(1)式の下添字 *p*, *q*は総和規約 に従うものとする.double couple 点震源に対するモ ーメント・テンソルの表現式は,文献<sup>12)</sup>を参照され たい.

Green 関数の偏導関数の算出には,文献<sup>13</sup>を用いる.震源時間関数はSmoothed Ramp 関数(すべり速度関数は二等辺三角形型)を仮定する.震源時間関数の立ち上がり時間については,既往の研究および対象周期帯域を考慮し,0.5秒とする.なお,観測波形と理論波形との間に発生する時間のずれは,解析ケースごとに予備的なインヴァージョンを行い, 観測波形と理論波形との相互相関関数が最大となるように,観測記録に対して時刻補正を施す. インヴァージョンにおいて対象とする時間区間を  $[t_s,t_f]$ とし,第*j*番目の観測点 $x_{oj}$ に関する観測波 形 $u_i^{obs}(x_{oj},t)$ と式(1)で表わされる理論波形 $u_i^{cal}(x_{oi},t)$ の波形残差を,

$$\varepsilon_{j} = \frac{\sum_{i=x,y,z} \int_{ts}^{tf} \left[ u_{i}^{obs}(x_{oj},t) - u_{i}^{cal}(x_{oj},t) \right]^{2} dt}{\sum_{i=x,y,z} \int_{ts}^{tf} \left[ u_{i}^{obs}(x_{oj},t) \right]^{2} dt}$$

で定義し,全観測点に対する波形残差の総和を,

$$Error = \sum_{j=1}^{N_s} \varepsilon_j \tag{2}$$

と表す.ここで, N<sub>s</sub>は観測点の総数である.(2)式の *Error*(波形残差)を最小とする地震モーメント, 走向,傾斜角,すべり角を,グリッド・サーチ法に より決定する.

グリッド・サーチ法は,文献<sup>例えば,3),9など</sup>を参照し, 次のような手順で実施している.試行する震央位置, 震源の深さを設定した上で,探索範囲内において離 散化した走向,傾斜角,すべり角のすべての組み合 わせに対して,地震モーメントと波形残差を算定し, 波形残差が最も小さい解を採択する.この時,地震 モーメントは,対象とする各成分の理論波形の最大 振幅が観測波形の最大振幅に一致するために必要な 地震モーメントを算出した上で,それらの全成分の 平均値として決定される.

グリッド・サーチにおける断層の走向(0~ 360°),傾斜角(0~90°),すべり角(-180~ 180°)については,それぞれ5°間隔で分割する.

Case	Velocity Structure	Used Station	Hypocenter		
			Epicenter	Depth (km)	
Case A1	Model A	KR1	NIED	15.3	
Case A2		KD2		15.3	
Case A3		KR1 & KD2		15.3	
Case B1	Model B (Table 2)	KR1	IK92	15.3	
Case B2		KD2		15.3	
Case B3		KR1 & KD2		15.3	

表-3 震源モデルの検討ケース.

表-4	震源モデルの推定結果	. 括弧内は断層補助面に相当す	る震源パラメータ.

Case	Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)	Seismic Moment (dyne •cm)	Error
Case A1	225 (86)	35 (62)	55 (112)	$1.83 \times 10^{23}$	0.117
Case A2	225 (80)	35 (60)	60 (109)	$2.08 \times 10^{23}$	0.238
Case A3	225 (86)	35 (62)	55 (112)	$1.96 \times 10^{23}$	0.188
Case B1	215 (92)	40 (66)	40 (123)	$3.77 \times 10^{23}$	0.089
Case B2	225 (75)	35 (59)	65 (106)	$3.64 \times 10^{23}$	0.234
Case B3	225 (86)	35 (62)	55 (112)	$3.49 \times 10^{23}$	0.174

従って,走向,傾斜角,すべり角の組み合わせ総数は 101,251 通り(73×19×73)となる.

解析ケースは,地下構造モデル(二通り)と利用 する観測点(三通り)を組み合わせた計六通りとす る.解析ケースの名称は,地下構造モデルに表-1の Model A<sup>8)</sup>を用いた場合には Case A1~A3 とし,表-2 の Model B<sup>9)</sup>を用いた場合には Case B1~B3 とし, 末尾の数字により利用する観測点を識別する(表-3 参照).

震央位置は, Model A に対しては NIED とし, Model B に対しては文献<sup>9</sup>と同様に IK92 とする.な お, Model A については,予備的なインヴァージョ ンにおいて他の震央位置(JMA, IK92)も試して いるが, NIED が観測波形の再現性が最も良いこと から,これを用いている.また,震源の深さは,す べての解析ケースについて, 13.7km, 14.5km, 15.3km の三通りを試みた結果,常に 15.3km が最も 良い結果を与えることを確認している.

#### (3) 震源モデルの推定結果

グリッド・サーチより得られた震源モデルに基づく理論波形は,観測波形と良好な一致が見られた. 代表例として, Case A3 で得られた震源モデルに基 づく理論波形を図-2 中段に示す.しかし,推定され た震源メカニズム解を既往の解と比較すると,低角 の節面については走向およびすべり角の違いが大きい ため,これを改善するにはグリッド・サーチにおいて,未知パラメータに拘束条件を課す必要がある. (Case A3の震源メカニズム解について,図-3の右列上段には拘束条件を与えない場合の結果を,右列 下段には後述する拘束条件を与えた場合の結果を, それぞれ例示する.)

そこで , 走向 , 傾斜角 , すべり角を 101,251 通り 組み合わせたグリッド・サーチの結果を整理し,作 成した波形残差の分布性状を観察し,拘束するパラ メータの検討を行った.波形残差分布の典型的な例 として, Case A3 に対する結果を図-3 に示す.図-3 には,走向-すべり角,傾斜角-すべり角,走向-傾斜角の三平面に対して,残るパラメータに対する 波形残差の最小値を投影して描いた波形残差分布の |等高線を描いている.例えば,図-3 の(a)では,走向 - すべり角の各組み合わせにおいて, 19 通りの傾 斜角に対する波形残差の最小値を採用し,作図して いる.さらに,波形残差の最小点を与える解とその |断層補助面に相当する解を,それぞれ P1 , Q1 と して 印とともに示す.等高線は,波形残差の最小 値に対する増分が 5%, 10%, 15%, 20%となる位 置を描いている.各平面において,波形残差は, P1 を含む低角の節面(領域1)と Q1 を含む高角の 節面(領域2)に明瞭に分かれている.波形残差分 布よりパラメータ間の相互的な関係を観察し, P1 と Q1 を同時に探索範囲から外すことが可能で,さ らに他のパラメータも一意に決定される拘束方法を



検討した.具体的には,既往の解で得られている震源パラメータを,低角および高角の節面を対応させた上で,各節面ごとに走向,傾斜角,すべり角の分布性状を照査し,パラメータの探索範囲を設定した.そして,二つの節面のそれぞれに対する三つのパラメータ,計六通りの拘束方法を順次試した結果,低角の節面に対する走向を拘束パラメータとする方法が最も有効であることがわかった<sup>1)</sup>.ところで,図-3の(a)より,低角の節面(領域1)の走向とすべり角の間には,明瞭なトレードオフが観察される. このトレードオフが生じる理由を説明することを,本論文で検討する主要な課題の一つとして,3章において述べる.

既往の解を参照し,低角の節面に対する走向の分 布性状を考慮し,走向に与える拘束条件を 210。~ 225。として,グリッド・サーチによる再解析を行 った.推定された震源パラメータを表-4 に,対応す る震源メカニズム解を図-4 に,それぞれ示す.六つ の解析ケースに対するメカニズム解は,ほとんどー 致しており,逆断層型あるいは横ずれを伴った逆断 層型を示している.この特徴は既往の解(図-1 中の 震源メカニズム解)と整合的である.一方,表-4 よ り, Case A1~A3 に比較して, Case B1~B3 では, 地震モーメントが 2 倍近く大きい.こうした地震モ ーメントの地下構造モデルに対する依存性について は,本論文で検討する主要な課題の一つとして,4 章において考察する.

Case A3において,走向を拘束して推定された解





Constraining Strike (P2)

 図-3 観測波形と理論波形(Case A3)の波形残差の 分布.領域1は低角の節面に対応し,領域2は 高角の節面に対応する.P1は波形残差の最小 点を表し,P2は走向を拘束した場合の解を表 す.Q1,Q2は,P1,P2のそれぞれの断層 補助面に相当する解を表す.右列には,P1, P2に対応する震源メカニズム解を示す.

を P2とし,その断層補助面に相当する解をQ2とし, いずれも 印とともに図-3中に重ねて示す.推定さ れたパラメータは,波形残差の最小点の近傍で求め られており,波形残差の増加は1~4%程度にとどま る.拘束条件を与えて得られたCase A3の震源モデ ルに基づく理論波形を,図-2の下段に示す.図-2に おいて,拘束条件を与えない場合の解に対する理論 波形(中段)と拘束条件を与えた場合の解に対する 理論波形(下段)は非常に良く一致している.さら に,図-2より,拘束条件を与えない場合の解に対す る理論波形(中段)と同様に,拘束条件を与えた場 合の解に対する理論波形(下段)も観測波形(上 段)を良好に再現していることが観察できる.

#### 3. 走向と傾斜角間のトレードオフについて

図-3 に示す波形残差の分布には,低角の節面を与 える解(領域1)において,特に走向とすべり角の 間に顕著なトレードオフが見られる.この現象につ いて考察する.なお,解析ケースの代表として,こ こでは Case A3 を検討の対象とする.

まず,領域1が観測記録に見られる Transverse 成分に対する Radial 成分の卓越性を再現する解の集合であることを確認しておく.図-3の(a)において,領域1の結果に対応する理論波形の Radial 成分の最大振幅と Transverse 成分の最大振幅との関係を調べる. なお,図面の見やすさを考慮し,波形残差の最小点



図-4 走向に拘束条件を与えたー・二点インヴァージョンより決定された震源メカニズム解.

( P1)に対する増分が 5%以内となる結果のみ(増 分 5%に相当する等高線に囲まれる結果)を抽出し ている.抽出された解の走向とすべり角は,それぞ れ 225~340°, 55~145°に分布する.こうして, 抽出された解に対する理論波形の Radial 成分の最大 振幅と Transverse 成分の最大振幅との関係を,図-5 に+印で示す.さらに,同図には,観測値を印で, 波形残差の最小点に対する結果(P1)を印で, 走向を拘束した再解析による解に対する結果 (P2)を 印で,それぞれ重ね書きしている.図-5 より,領域1の解は, KR1 と KD2 のそれぞれの 水平二成分において,計算値が観測値をほぼ満足し ており,観測記録に見られる Transverse 成分に対す る Radial 成分の卓越性を再現する解の集合であるこ とがわかる.なお,図-5において P1, P2 を観測値 と比較すると, KR1 に関しては P2 の方が, KD2 に関しては P1 の方が,それぞれ観測値に近い.波 形残差の最小点が微妙な差で決定されていることが 指摘される.以上の考察は,文献<sup>1)</sup>においても述べ ている.

続いて,低角の節面がどのように決定されている かを検討するために,図-5 において抽出した領域 1 の解(低角の節面に相当)について,断層面上のす べり方向ベクトルと断層面に対する法線方向ベクト ルの各成分(ともに単位ベクトル)を比較する.そ の結果を図-6 に+印で示す.さらに,同図には,波 形残差の最小点に対する結果(P1)を 印で,走 向を拘束して行った再解析の解に対する結果 (P2)を 印で,それぞれ重ね書きしている.な お,図中のNS成分,EW成分,UD成分の符号は, それぞれ北方向,東方向,下向き方向を正としてい る.図-6 より,法線方向ベクトルの各成分には顕著 な変化が見られるものの,すべり方向ベクトルの各 成分にはほとんど変化が見られないことがわかる. 低角の節面を与える領域1の解では,走向が変化してもすべり角が連動して変化することで,すべり方向ベクトルがほぼ一定に保たれている.それでは,なぜこのような現象が生じるのか,S波の放射特性を用いて,以下に説明を試みる.

double couple の断層震源に対する遠地 SV 波の放射特性  $RP_{SV}$ は,文献<sup>12)</sup>を参照すれば,次式で表すことができる.

 $RP_{SV} = (\gamma \bullet v)(u \bullet p) + (\gamma \bullet u)(v \bullet p)$ (3)ここで, u, vは, 順に断層面上のすべり方向ベク トル,断層面に対する法線方向ベクトル(いずれも 単位ベクトルとする)である.また, $\gamma$ , p, は, P 波および SV 波のそれぞれの振動方向ベクトルで ある.ところで, double couple を構成する一組の single couple は, メカニズムを規定する二つの節面 上にあり、それぞれの節面はすべり方向ベクトルと 法線方向ベクトルを交換し合っている.従って, u を低角の節面に対するすべり方向ベクトルとし,こ れに対する法線方向ベクトルvが高角の節面に対す るすべり方向ベクトルであることを考慮し,(3)式の 第一項を低角の節面上の single couple からの寄与 (低角の節面からの寄与),第二項を高角の節面上 の single couple からの寄与(高角の節面からの寄 与)と解釈できる.そこで, KR1とKD2において, SV 波の放射特性に占める二つの節面からの寄与を 調べてみる.

図-7 には,表-4 に示す Case A3 の震源パラメータ を用いて,震央距離(もしくは射出角)を KR1 と 同一に設定し,観測点方位をパラメータとする放射 特性の変化を調べた結果を示す.同図には, P 波, SV 波 , SH 波のそれぞれの放射特性 ( 順に , P , SV, SHと表示)を描くとともに, SV 波について は,低角の節面からの寄与(SV1)と高角の節面か らの寄与( SV<sub>2</sub>)をそれぞれ重ね書きしている.さ らに,同図には, KR1, KD2の方位を記入してい る. ( KD2 は KR1 に比較して射出角が約 1.5°異 なるため,図-8 にはその方位を参考として記入して いる.ただし,射出角の違いによるS 波の放射特性 の変化は数%程度であり,無視し得る程度に小さ い.)図-8 より, KR1 および KD2 において, SV 波の放射特性は, SV1からの寄与が圧倒的であるこ とがわかる.この特徴は,図-6 において抽出した領 域1の解全体にあてはまり, さらに SV 波の放射特 性に大きな変化はない.

以上より, KR1 と KD2 に卓越する SV 波は低角 の節面からの寄与が支配的なために,低角の節面に 対するすべり方向ベクトルが P1 のそれとほぼ等し ければ波形残差が小さくなる.領域1 はこのような 解の集合であり,結果として,走向とすべり角との 間に顕著なトレードオフが生じている.



図-5 Case A3 に関する Radial 成分と Transverse 成分 の最大振幅の比較.



図-6 Case A3 に関する低角の節面のすべり方向ベク トルと低角の節面に対する法線方向ベクトル の各成分の比較.

なお,図-8 に示す放射特性より明らかなように, 観測点の方位が異なれば卓越する波の種類も変化す る.これに従い,観測点によっては,走向とすべり 角間のトレードオフが低角の節面ばかりでなく高角 の節面においても見られることを,数値実験を通し て確かめている<sup>1)</sup>.今後,観測事例の蓄積を待って, パラメータの拘束方法を検証して行く必要はあるが, 震源近傍の一,二点の観測記録を用いて低角逆断層 の震源メカニズムを有する地震を解析する場合,適 切な震源モデルを推定するためには,走向を拘束す ることが有効であり,特に SV 波が卓越する場合に は,低角の節面に対する走向を拘束することが重要 である,と著者は考えている.



図-7 Case A3 において得られた震源メカニズム解と 理論放射特性の検討位置(KR1と同一円上).



図-8 P 波, SV 波, SH 波の理論放射特性. SV 波に ついては,低角の節面からの寄与を SV<sub>1</sub>,高角 の節面からの寄与を SV<sub>2</sub> と表示している.

## 4.地震モーメントの地下構造モデルに対する 依存性

表-4 より, Model A を用いて得られた解(Case A1~A3)に比較して, Model B を用いて得られた 解(Case B1~B3)は、メカニズム解が同じかある いはほとんど同じであるにもかかわらず,地震モー メントが2倍近く大きいことがわかる.ここでは, この理由について考える.ところで, Model B が Model A と大きく異なる点として,非弾性減衰が考 慮されていることと,S 波速度 3000m/s 層以深の構 造がより精緻化されており震源の深さ位置での物性 値が大きくなっていることが挙げられる.そこで, この二点について考察を進める.

まず,観測点は震源近傍にあるため,非弾性減衰 が地震モーメントの推定に与える影響は小さい.実 際, Model Bにおいて非弾性減衰を無視した場合, 非弾性減衰を考慮した場合に比べて地震モーメント はわずか 5%程度しか変化しない.

次に,深層部分のモデル化の違いおよび震源の深 さ位置での物性値の違いについて考える. Model B では,震源の位置する最下層の密度,S 波速度がそ れぞれ, 2.9g/cm<sup>3</sup>, 3920m/s と設定されており, Model A に比較して,順に 1.2 倍, 1.3 倍程度大き い. 全無限弾性体における遠地 S 波の変位の表現式 <sup>12)</sup>によれば,地震モーメントを一定とすれば,その 振幅レベルは密度とS 波速度の三乗の積に反比例す る.これだけを考えれば, Model Bを用いた場合, Model A を用いた場合に比較して,同一観測点に同 レベルの振幅をもたらすためには,単純な計算でも 地震モーメントを約 2.6 倍大きくする必要がある. なお, 文献 <sup>1)</sup>において, 著者は, 地震モーメントに 関する違いを震源位置での地震波速度の違いで説明 可能であるとした.その際には,S波速度に関する 1.3 倍の違いを三乗することで約 2.2 倍と見積もれ ることを根拠として考えていた.

震源の深さ位置での物性値を考慮することにより, Model A を用いた場合と Model B を用いた場合の地 震モーメントにおける違いは 2.6 倍と概算されるが, この値は,波形インヴァージョンの結果に見られる 2 倍の差異に対して, さらに3 割大きくなっている. ここでは,より正確に説明するために,地盤の増幅 特性を考慮してみる.平面 S 波の鉛直入斜を仮定し て震源の深さから地表までの S 波の増幅率を検討し たところ,周期2秒から10秒までの範囲で, Model B が Model A よりも平均的に約 1.3 倍大きい. 従って, Model B を用いた場合は, Model A を用い た場合に比較して,地震モーメントが 1/1.3 倍に減 じられることになる.こうして,震源位置での物性 値の違いによる影響(2.6倍)と地盤の平均的な増 幅率の違いによる影響(1/1.3 倍)により, Model Bを用いた場合には, Model Aを用いた場合に比較 して,地震モーメントが約2倍大きくなるとことが 説明できる.

続いて,波形インヴァージョンの過程において, 地震モーメントの違いがどのように生まれるかにつ いて考察する.二つの地下構造モデルについて,震 央位置,震源深さ,地震モーメント,およびメカニ ズム解を一致させた理論波形を用いて検討した結果, 先述の地震モーメントの推定結果の違いは,構造の 違いによる理論波形の振幅レベルの違いを,三成分 間で平均的に埋め合わせるために生じることがわか った. Model B に比べて, Model A を用いた場合に は,水平二成分の最大値が約 1.5 倍,上下成分の最 大値が約 2.6 倍大きくなり,三成分を平均すれば約 1.9 倍となる.この分だけ, Model A を用いた場合 には,地震モーメントが小さく評価されている. 今回の検討では,異なる地下構造モデルを用いて 得られた震源モデルは,メカニズム解の違いこそわ ずかであるが,地震モーメントが2倍異なる結果と なった.強震動予測における震源モデルを利用にあ たっては,震源モデルを推定する際に用いられた地 下構造モデルに注意を払う必要がある.

### 5.まとめ

1990年小田原地震を例題として,震源近傍の一, 二点の強震記録を用いて震源モデルの推定する際に, 遭遇する可能性のある,(1)逆断層震源において顕 著となる走向とすべり角間のトレードオフ,(2)地 震モーメントの地下構造モデルに対する依存性,以 上の二点に関して考察結果を報告した.(1)に関して は,観測記録に卓越する SV波の放射特性において 高角の節面からの寄与に比較して低角の節面からの 寄与が支配的なために,低角の節面におけるすべり 方向ベクトルがほぼ一致する解の集合が波形残差を 小さくし、結果的に走向とすべり角間のトレードオ フを生み出すことを述べた.(2)に関しては,地下構 造モデルの違いにより,震源メカニズム解はほぼ-致するにも拘わらず地震モーメントが2倍異なる理 由を,震源の位置する層の密度およびS波速度の違 いと, 地盤の平均的な増幅特性の違いにより説明し た.また,グリッド・サーチにおける地震モーメン トの決定法の観点からも説明を加えた.

地震観測網の整備と,観測記録の蓄積および研究 の発展に伴い,今日ではある程度の規模以上の地震 については,多数の震源モデルが提案される時代を 迎えている.従って,我々が震源モデルに基づき強 震動予測を行う際には,震源インヴァージョンにお いて設定されている様々な解析条件を検討の上,震 源モデルを取捨選択し,時には震源パラメータを再 決定する必要さえ生じ得る.本論文で述べたー・二 点インヴァージョンによる震源モデルの推定法と考 察結果には,地震工学者が震源モデルを取り扱う際 に共有し得る情報が含まれていると考えている.

謝辞:強震観測記録を公開された東京大学地震研究 所の工藤一嘉氏と,Green関数を公開された工学院 大学久田嘉章氏に感謝致します.なお,査読者各位 の建設的なコメントは,本論文を改善する上で,大 いに役立ちました.記して謝意を表します.

#### 参考文献

- 1) 大堀道広:震源近傍の一,二点の強震記録から推定する震源モデル 1990年小田原地震(M<sub>1</sub>5.1)における久野地区の観測記録を用いて,地震2,Vol.57, pp.257-273,2005.
- Ekstrom, G, Dziewonski, A. M. and Steim, J. M.: Single station CMT; Application to the Michoacan, Mexico, earthquake of September 19, 1985, Geophys. Res. Lett., Vol.13, pp.173-176, 1986.
- Delouis, B. and Legrand, D.: Focal Mechanism Determination and Identification of the Fault Plane of Earthquakes using Only One or Two Near-Source Seismic Recordings, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp. 1558-1574, 1998.
- 4) 大堀道広,久田嘉章:経験的グリーン・テンソルを用 いた震源近傍の強震記録のシミュレーション,地球惑 星関連合同大会,S079P-011,2005.
- 5) 植竹富一:足柄平野三次元地下構造モデルによる1990 年神奈川県西部の地震の地震動シミュレーション,地 震学会秋季講演予稿集,S15-08272352-8411A,2001.
- 6) Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion: Proceedings of the International Symposium on The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Odawara, Japan, March 25-27, 1992.
- 7) Ishida, M. and Kikuchi, M.: A Possible Foreshock of a Future Large Earthquake near Odawara, Central, Japan,

Geophys. Res. Lett., Vol.19, pp.1695-1698, 1992.

- Pitarka, A. S., Suetsugu, D. and Takenaka, H.: Elastic Finite-Difference Modeling of Strong Motion in the Ashigara Valley for the 1990 Odawara, Japan, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.981-990, 1996.
- 9) Sato, T., Helmberger, D. V., Somerville, P. G., Graves, R. W., and Saikia, C. K.: Estimates of Regional and Local Strong Motions during the Great Kanto, Japan, Earthquake (Ms 8.2). Part 1: Source Estimation of a Calibration Event and Modeling of Wave Propagation Paths, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.88, pp.183-205, 1998.
- 石井 透:小田原付近のM7級地震の想定と各地の地 震動の予測,日本建築学会構造系論文報告集, No.497,pp.65-73,1997.
- 11) 壇 一男,佐藤俊明:断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測,日本建築学会構造系論文報告集,No.509,pp.49-60,1998.
- 12) Aki, K. and Richards, P. G: Quantitative Seismology, Theory and Methods, Freeman, San Francisco, 1980.
- 13) Hisada, Y.: An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2), Bull. Seism. Soc. Am., Vol.85, pp.1080-1093, 1995.

(2005.3.15受付)

## A STUDY ON SOURCE MODEL ESTIMATION BY WAVEFORM INVERSION USING ONE- OR TWO-STATION STRONG-MOTION RECORDS

## Michihiro OHORI

To estimate appropriate source models of small earthquakes or events prior to the operation of the modern strong motion networks, waveform inversions using near-field strong motion records at only one or two stations can be effective method. Based on my recent study results of the one- or two-station waveform inversion for the 1990 Odawara earthquake (M<sub>1</sub>5.1), I discussed the following two topics: (1) the reason why the strike shows the tradeoffs with the rake in low-dip nodal plane by means of decomposing the SV-wave radiation pattern from a double-couple point source into the contributions from single-couple sources on two nodal planes, and (2) the effect of different velocity structures to the source parameters.