

震源アスペリティーと震源近傍の強震動特性

Relation between Asperity of Seismic Source and Near-Fault Strong Ground Motion

久田嘉章

Yoshiaki HISADA

工学院大学建築学科, Dept of Architecture, Kogakuin University

SUMMARY: We investigated the applicability of the simplified asperity model based on Irikura recipe to the near fault strong ground motions of the 1994 Northridge earthquake. As for the longer period strong motion, the simplified asperity model worked nicely to reproduce the directivity pulses, which were observed in the forward source rupture direction. However, the model was too simplified to reproduce the complicated ground motions in hypocentral and the backward rupture region. We confirmed that the model was easily improved by introducing the turbulences in the rupture front, which was modeled by random delay times in sub-fault. As for the shorter period strong motion, there was no large differences for results between a uniformly distributed asperity model and the simplified asperity model, which consisted of two concentrated asperities.

1. はじめに

近年、震源近傍の強震動特性の研究が飛躍的に進み、その研究成果は入倉レシピ[1]として、内閣府や地震調査研究推進本部の強震動予測値図や入力地震動の作成に広く応用されている。震源近傍の強震動の大きな特徴のひとつは、断層破壊の進行方向で発生し、やや短周期帯域で卓越する指向性パルス波の生成である[2]。入倉レシピでは、経験則よりアスペリティー(震源における強い地震動を発生する部分)を2個程度に集約する単純化した震源モデルを用いて効率的にパルス波を生成させている。さらにアスペリティー内では応力降下量も大きいとし、短周期波の発生源もアスペリティーに集中させる。入倉レシピはこれまで多くの実績があるものの、単純化した震源モデルで破壊の進行方向だけでなく、逆方向の震源近傍の複雑な強震動がどこまで再現可能なのかより詳細な検証が必要である。さらに、短周期波の発生源はアスペリティーではなく、その周辺部である場合も報告されており[3]、アスペリティーに短周期波の発生源を集約することがどこまで妥当性なのか、詳細な検証が必要と思われる。

以上のことから本研究では、断層震源の近傍で最も高密度な強震記録が得られ、かつ詳細な地盤構造や震源過程も調べられている1994年ノースリッジ地震を対象に、入倉レシピの検証とその改善法を調べた。

2. 広帯域な強震動計算手法

本論文では周期1秒以上の長周期では理論的震源モデルを、1秒以下の短周期は統計的震源モデルを、それぞれ用いる。理論的震源モデルでは、対象地震の震源逆解析で用いられた震源モデルと、それを元に単純化したアスペリティーモデルを用いる。一方、統計的震源モデルでは統計的グリーン関数法は改良した手法を用いる。すなわち、まず振幅スペクトルにBooreの点震源モデル[4]を使用し、位相スペクトルは低振動数のコヒーレント位相から高振動数のランダム位相に変化するハイブリッド位相スペクトル[5]を用い、これを ω_2 モデルに従うように断層面に分

布させる[6]。また放射特性も低振動数での理論値から高振動数での等方位に変化するモデルを用いる[6]。さらにグリーン関数はS波の遠方近似解ではなく、長周期も短周期も全て平行成層を仮定し、波数積分法で厳密な波動場を計算する[7]。

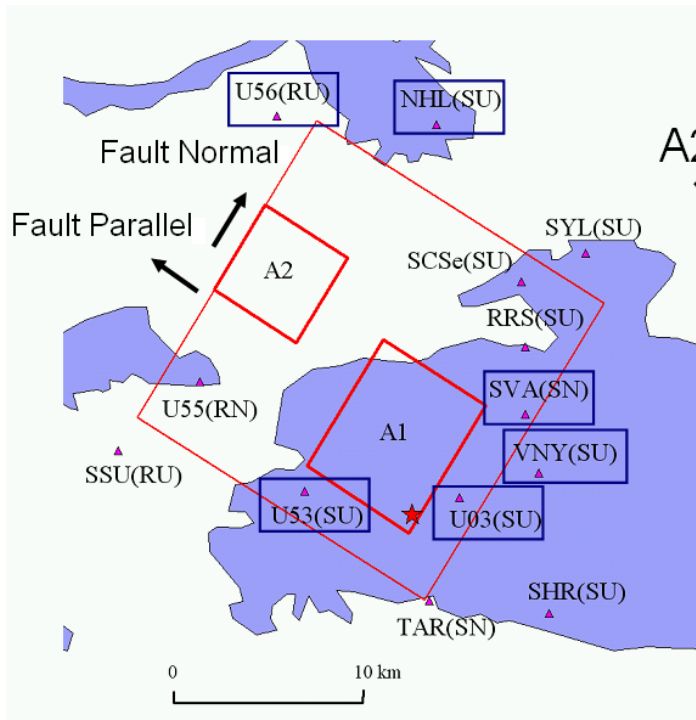
2. ノースリッジ地震の震源モデルと震源近傍強震動

Fig.1に1994年ノースリッジ地震の震源モデル(Waldモデル[8])の断層位置と本解析で使用した強震観測点を、またFig.2にはWaldモデルによる震源のすべり分布を示す。断層は南西から北東に向かって傾斜角40度で立ち上がる逆断層であり、図中の震央(星印)より破壊は伝播した。各観測点の()内のSはWaldモデルの堆積層地盤モデル、Rは岩盤地盤モデル、Uは震源逆解析に使用された観測点、Nは使用されなかった観測点を意味する。

まずWaldによる震源と地盤モデル[8]を用い、震源近傍で観測された強震動の再現を行った。断層面は 12×12 の小断層からなり、滑らかな破壊伝播($V_r = 3 \text{ km/s}$)を表現するため各小断層で16点のガウス点を分布させた(Waldモデルでは25点の等間隔な積分点)。すべり速度関数は0.6秒の3つの三角形関数を0.4秒間隔の重ね合わせである。

Fig.3に観測波とWaldモデルによる再現波の比較例を示す。図には紙面の制約上、Fig.1の四角枠内の観測点の波形の断層直行方向(Fault Normal)のみ表示している。破壊の進行方向の観測点(U56, NHL, SVA)と震央近くの観測点(VNY, U03, U53)における結果の比較を示しているが、進行方向で現れる長周期の指向性パルス波だけでなく、震央に近い観測点の複雑な波形性状まで良く再現している。特にSVAはWaldモデルの構築時には使用されなかった観測点であるが、この結果を含め図に表示していない全ての観測波形が精度良く再現されており、モデルの信頼性を確認した。

一方、Fig.3には比較のため周期1秒以下の短周期の観測波形も載せている(短周期の赤線)。U53などで明らかのように短周期波が卓越する時間は、必ずしも長周期波の



30	101	63	163	64	149	58	54	69	11	0	0	0	5
0	12	0	80	99	17	11	148	25	119	35	0	0	14
33	98	26	84	53	78	34	4	53	21	61	0	0	13
84	120	69	34	61	33	0	149	0	56	31	85	61	47
220	104	96	210	165	66	47	0	0	55	127	45	76	62
185	160	158	170	40	4	81	95	98	36	91	0	0	50
93	145	135	230	25	9	134	162	199	95	48	116	66	93
24	52	87	274	121	0	69	136	141	88	101	102	32	28
15	64	0	125	88	22	29	73	46	130	145	2	0	0
0	59	15	84	75	75	73	55	9	149	155	84	1	23
26	75	0	42	103	2	53	10	0	87	181	280	2	42
0	147	76	40	118	0	70	127	106	45	104	16	12	
19	34	0	39	239	88	69	65	161	66	0	0	3	40
46	119	122	95	197	189	16	45	155	106	96	108	121	0

小断層とすべり分布 (単位: cm)

Fig.2 Slip model (Wald, 1996) and the two simplified asperities

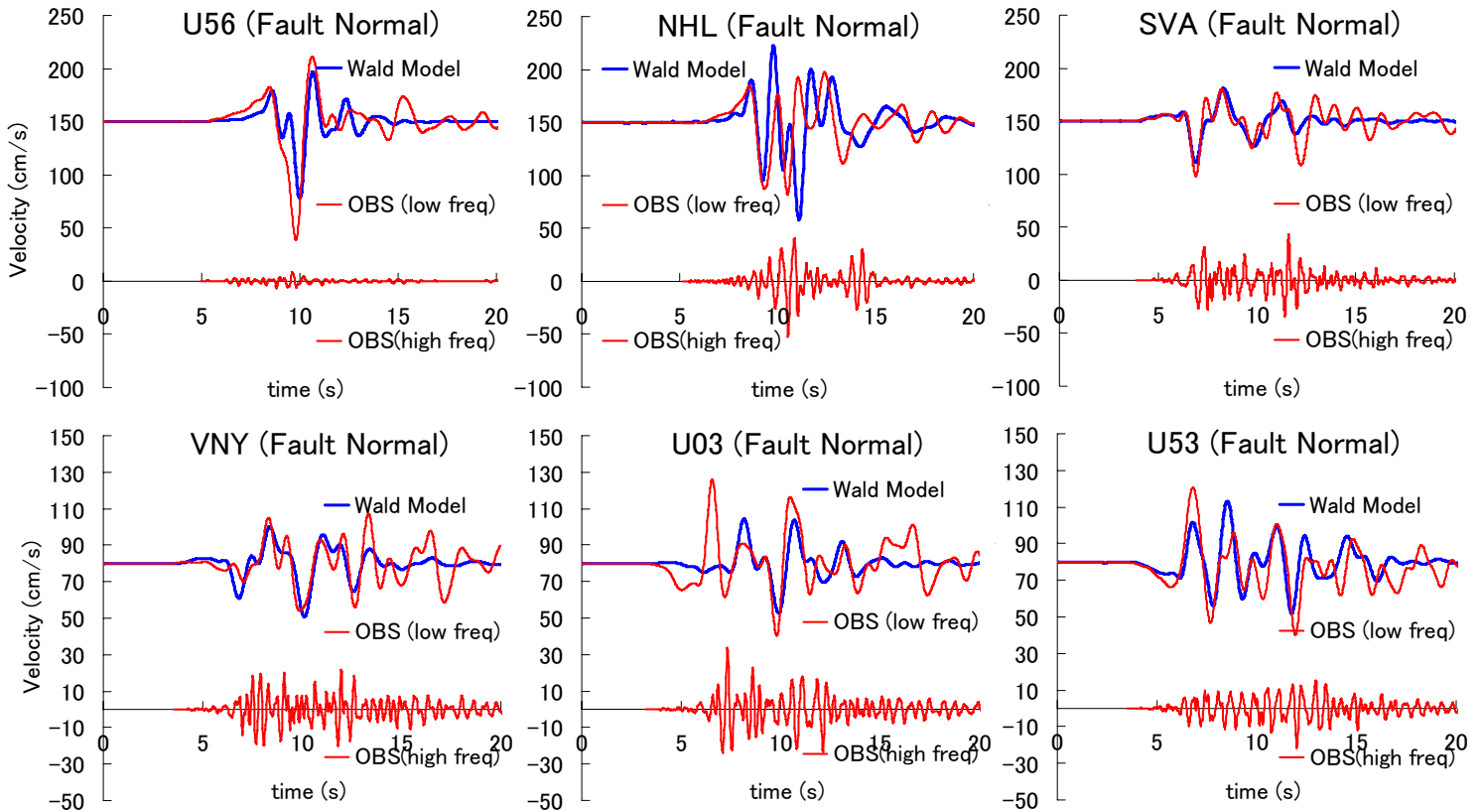


Fig.3 Observed strong motion records in red lines (the uppers are long-period records, and the lowers are short-period records), and the simulated velocities in blue lines. All the components are the fault normal direction shown in Fig.1

卓越する時刻に一致しないことが分かる。すなわち既に指摘されているように、この地震では長周期のアスペリティーと短周期のアスペリティーが一致していないことを示唆している[3]。

3. 入倉レシピの適用と改善案

次に Wald モデルをもとに入倉レシピを適用して単純化したアスペリティーモデルを構築し、観測波形と比較する。まず Fig.2 に示す Wald モデルのすべりの大きな領域から大小の2個のアスペリティー(A1 と A2)を抽出する。アスペリティーの面積は全断層面積の 0.21 倍である。各アスペリティーと背景領域のすべり量とすべり角は、それぞれ該当する領域の平均値とする(A1 で 1.08m と 116° , A2 で 1.46m と 111° , 背景領域で 0.55m と 102°)。さらに小断層のすべり関数は各該当領域で共通とし、すべり速度の関数形状は Wald モデルと同じ3つの三角形の重ね合わせで、すべり量の比を 0.7, 0.2, 0.1 とした。

まず 1 秒以上の長周期の理論地震動に関して観測波形と比較した。Fig.4 に破壊の進行方向の観測点(U56, NHL, SVA)と震央近くの観測点(VNY, U03, U53)の比較を示す。図中の赤線が観測波、青線が計算波である。破壊の進行方向の観測点(特に U56, NHL)のパルス波は非常に良く再現されている。しかしながら、震央近くの観測点の複雑な観測波形は、震源モデルが単純過ぎるため、うまく再現されていない。

次に改善策として震源モデルにより複雑な過程を導入する。計算波形に複雑さを導入する最も単純、かつ効果的な方法は破壊フロントに乱れを導入することである[9]。実際、ノースリッジ地震の破壊フロントも大きく変動したことが確認されている(Hartzell モデル[3])。ここでは Hartzell モデルで用いた方法を参考にして破壊フロントに乱れを導入するために、各小断層の破壊開始時刻に破壊伝播速度($V_r = 3 \text{ km/s}$)から得られる値にランダムな遅れ時間を導入した。

Fig.4 の緑線は、一例として平均値・標準偏差を 0.5 秒とした正規分布に従うランダムな遅れ時間を導入した計算波形である(マイナスの時間遅れは0とする)。先の計算波(青線)と比べると、破壊の進行方向のパルス波だけでなく、震央に近い観測点の複雑な波形形状も良く再現されている。

一方、1 秒以下の短周期に関して、単純化したアスペリティーモデルの検討を行った。用いたモデルは入倉レシピと同様に2つのアスペリティーに大きな応力降下量を与えるモデル(A1 で $\Delta\sigma = 200 \text{ bar}$, $f_c = 0.26 \text{ Hz}$, A2 で $\Delta\sigma = 100 \text{ bar}$, $f_c = 0.20 \text{ Hz}$, 背景で $\Delta\sigma = 50 \text{ bar}$, $f_c = 0.16 \text{ Hz}$)と、全断層面に均一な応力降下量を与えるモデル($\Delta\sigma = 100 \text{ bar}$, $f_c = 0.20 \text{ Hz}$)である。

Fig.5 に計算波と観測波の比較を示す。短周期波形は伝播特性(Q 値など)や表層地盤特性、設置条件(建物内など)などが大きく影響する。このため観測波との定量的な比較は困難であるが、図に見られるように2つのモデルを用いた結果の間に大きな違いは認められない。この地震の場合、すべりの大きな領域と短周期波の発生源は一致しないと報告されており(Hartzell ほか[3])、アスペリティーに過度に短周期波の発生源を集中させるよりも、断層面上に適度に発生源を分散させる方が実用的と思える。

4. おわりに

1994 年ノースリッジ地震に入倉レシピを適用した結果、以下のことが分かった。まず周期 1 秒以上の長周期では、破壊の進行方向の指向性パルス波は非常に良く再現するが、震央近くの複雑な波形形状は再現できなかった。改善案として破壊過程の複雑さを導入するために、小断層の破壊開始時刻にランダムな時間遅れを導入する手法が実用的かつ有効であった。一方、周期 1 秒以下の短周期では、レシピと同様にアスペリティーに短周期の発生源を集中させる場合と、断層面に均一な短周期発生源を分布させた場合とを比較した結果、有意な差は認められなかった。短周期の発生源は諸説あるため、過度に特定領域に集中させるよりも、発生源を分散させる後の方が実用的だと思われる。

謝辞

本研究は文部科学省・学術フロンティア事業の「工学院大学地震防災・環境研究センター」、および「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」による研究助成によって行われました。

参考文献

- [1] 例えば、入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲: 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号 B, 2003
- [2] 例えば、久田嘉章: 震源近傍の強震動 - 改正基準法の設計用入力地震動は妥当か? -, 第 29 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp99-110, 2001
- [3] 例えば、Hartzell, S., P. Liu, C. Mendosa: The 1994 Northridge earthquake: Investigation of rupture velocity, rise time and high-frequency radiation, J. Geophys. Res., 101, 20091-20108, 1996
- [4] Boore, D. M: Stochastic simulation of High-frequency ground motions based on seismological models of radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 73, pp.1865-1894, 1983
- [5] 久田嘉章: 統計的グリーン関数法の震源域及び長周期帯域への拡張, 2004 年度日本地震工学会大会, Jan., 2005
- [6] 久田嘉章: 統計的震源モデルによる強震動シミュレーション手法の長周期および平行成層地盤への拡張, 日本地震学会秋期大会, 2005
- [7] Hisada, Y, and J. Bielak: A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. of the Seism. Soc. of America., Vol.93, No.3, pp.1154-1168, 2003
- [8] Wald, D. J., T. H. Heaton, K. W. Hudnut: The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Motion, Telesismic, GPS, and Leveling Data, Bull. Seism. Soc. Am., V.86, pp.49-70, 1996
- [9] 例えば、Hisada, Y.: A Theoretical Omega-Square Model Considering Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity. Part 2. Case for a Two-Dimensional Source Model, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.91, No.4, pp.651-666, 2001

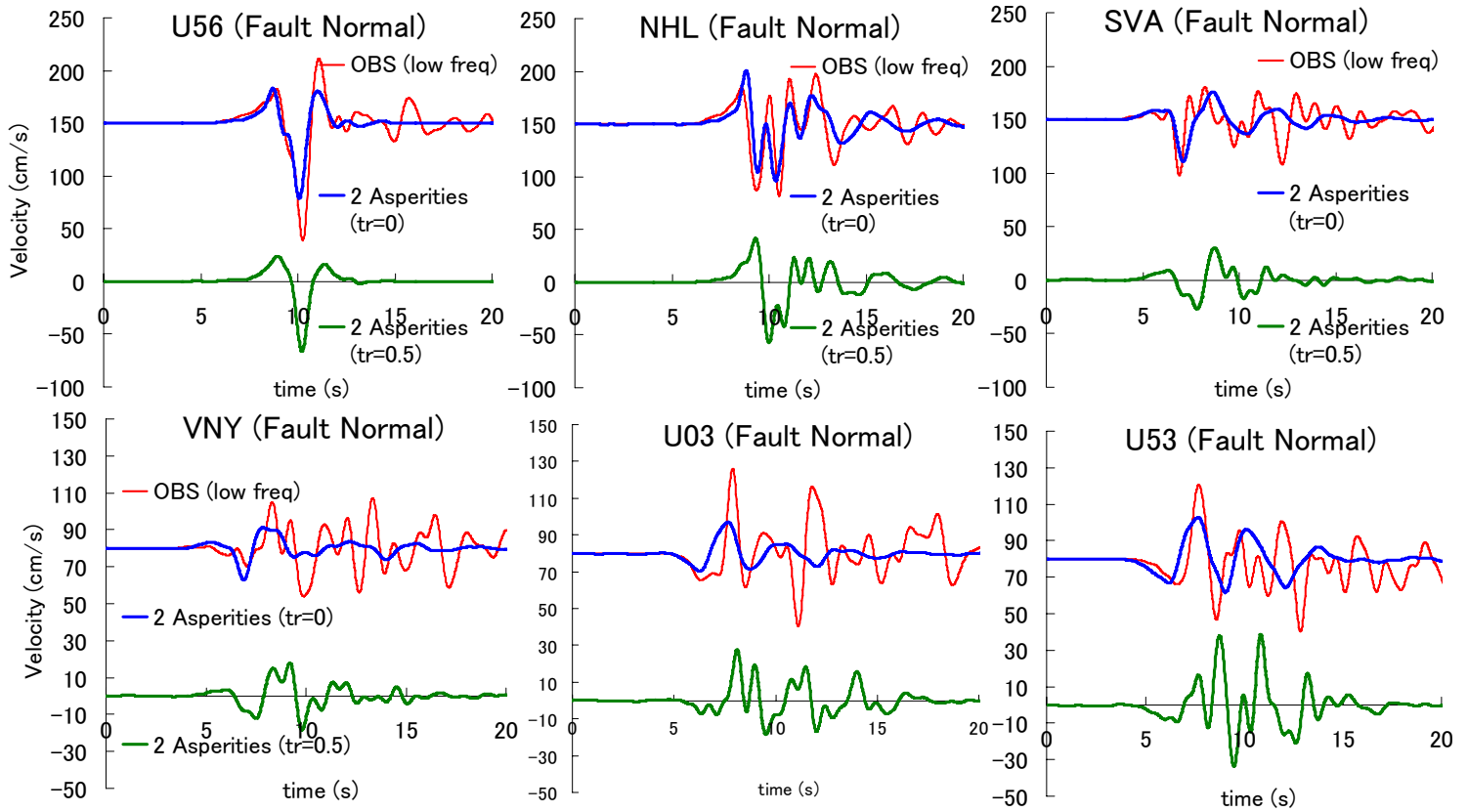


Fig. 4 Observed strong motion records (red lines), and the simulated velocities using the simplified asperity model (blue lines), and the modified asperity model with turbulence in the rupture front (green lines). All the waves are in long period (> 1 sec).

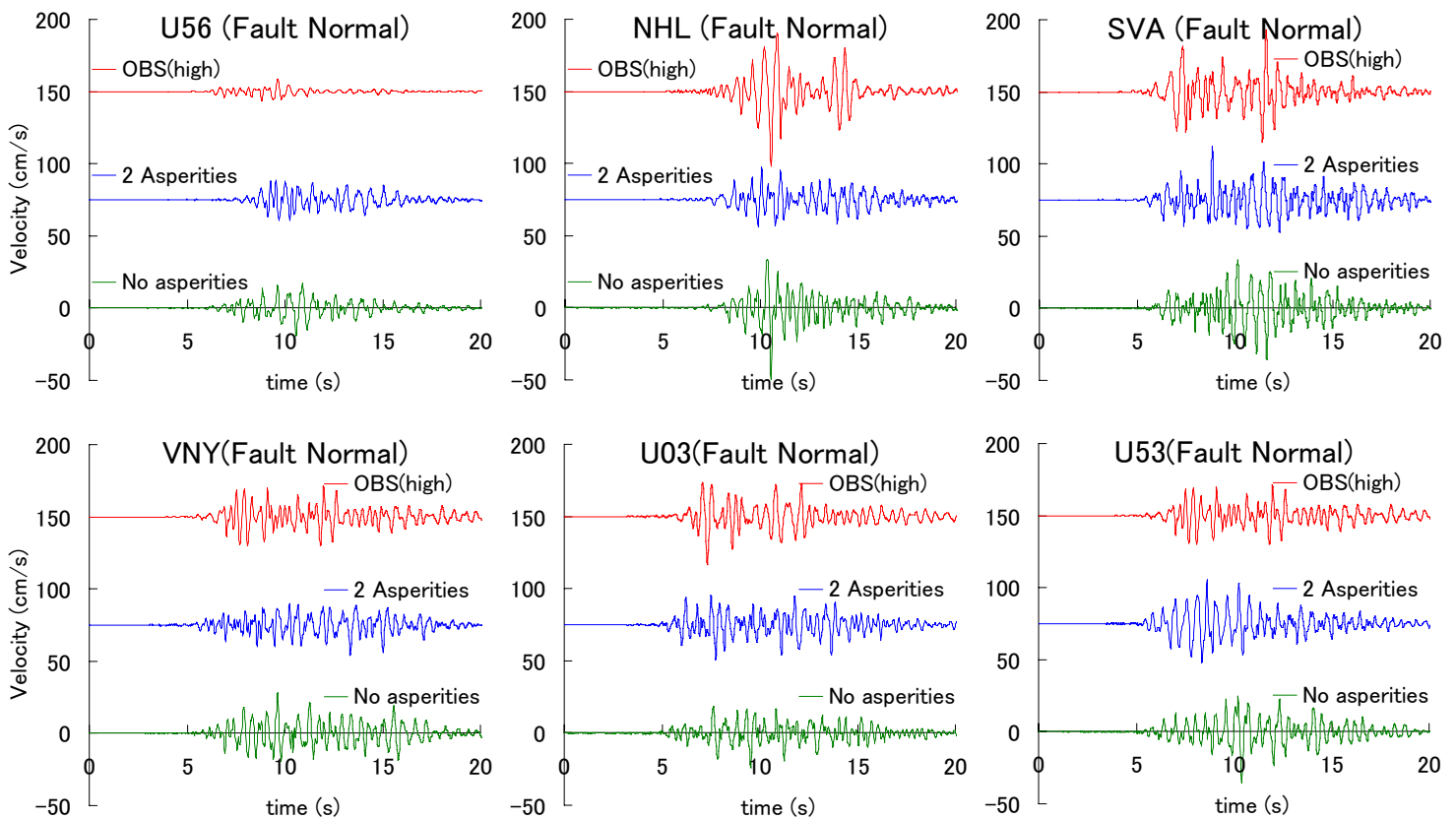


Fig. 5 Observed strong motion records (red lines), and the simulated velocities using the simplified asperity model (blue lines), and the simplified model with uniformly distributed stress drops (green lines). All the waves are in short period (< 1 sec).