

2. 地震活動と地震動

1994年1月17日12時31分(現地時間4時31分)、ロサンゼルス北西30kmのノースリッジ直下でマグニチュード(M_s)6.7の地震が発生した。1971年サンフェルナンド(San Fernando)地震(M_s 6.6)に隣接した地域であり、種々の観測網の中で発生したことから、その解析結果は、地震予知や地震のメカニズム研究に貴重なデータをもたらした。当地震に関する地震および強震動、被害等に関してすでに簡潔にまとめられている¹⁾のでそれを参照されたい。

2.1 ノースリッジ地震周辺の地震活動

2.1.1 トランスバース・レンジ

カリフォルニア州を縦断するサンアンドレアス(San Andreas)断層は、北はオレゴン州の境界から、メキシコとの境界を越え、カリフォルニア湾へと続く全長1000kmに達する世界でも極めて長い断層である(図2.1.1)。今回の地震は、サンアンドレアス断層が造り出したトランスバース・レンジ(Transverse Range)と呼ばれる地域に起きた(図2.1.3)。ほぼ海岸に平行にNNW-SSEの方向に走る

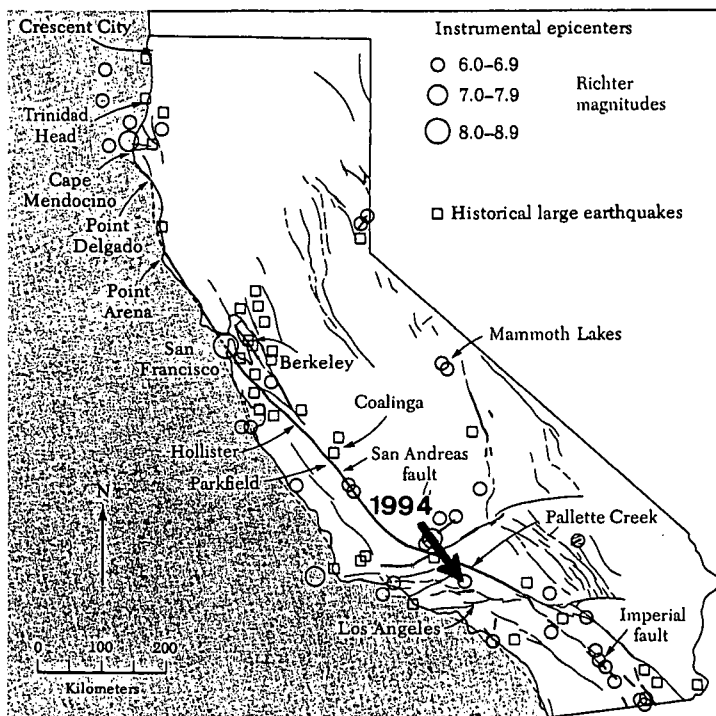


図2.1.1 カリフォルニア州を走るサンアンドレアス断層と主な活断層の分布図(矢印は1994年ノースリッジ地震の位置)

サンアンドレアス断層は、ロサンゼルス以北100 km付近で大きく屈曲する。この大きな屈曲は、ビッグ・ベンド (Big Bend) と呼ばれている。サンアンドレアス断層を南から北へ追うと、ビッグベンド付近で西へ約160 kmほど曲がる。断層の西側にある太平洋プレートは北に向かって進むため、地殻はビッグベンド付近で圧縮力を受け (図2.1.3), 年に10 mmを越える割合で短縮される。これが、トランスバースレインジに山脈や褶曲や逆断層を造り出す源となっている。規模は小さいながら、インドプレートとユーラシアプレートの衝突と同じような現象が起きている。サンアンドレアス断層沿いには、ほかにもトランスバースレインジに似た地域がある。1989年ロマプリエタ (Loma Prieta) 地震が発生したサンタクルーズ・レインジ (Santa Cruz Range) がその例である。ロマプリエタ地震は、トランスバースレインジ域の多くの断層と同様に逆断層成分を持っていたことは、記憶に新しい。

2.1.2 近年の地震活動

トランスバース・レインジの断層系は何本もの断層が複雑に錯走しているのが特徴である¹⁾ (図2.1.2)。近年、この地域の地震活動は高い。Huakusson^{2),3)}は、ノースリッジ地震前にすでにそれについて指摘している (図2.1.4)。1971年サンフェルナンド地震 (M_w 6.7), ウィットティアーナローズ (Whittier Narrows) 地震 (M_L 5.9), 1991年シエラマドレー (Sierra Madre) 地震 (M_L 5.8) など相次いだ。さらに広く見れば、ランダース (Landers) 地震 (M_w 7.8) もその例に入ろう。図2.1.4に示すように、1930年前後と1970~1990年代 (特に1985年以降) に地震活動が集中する^{2),3)}。今回の地震は、

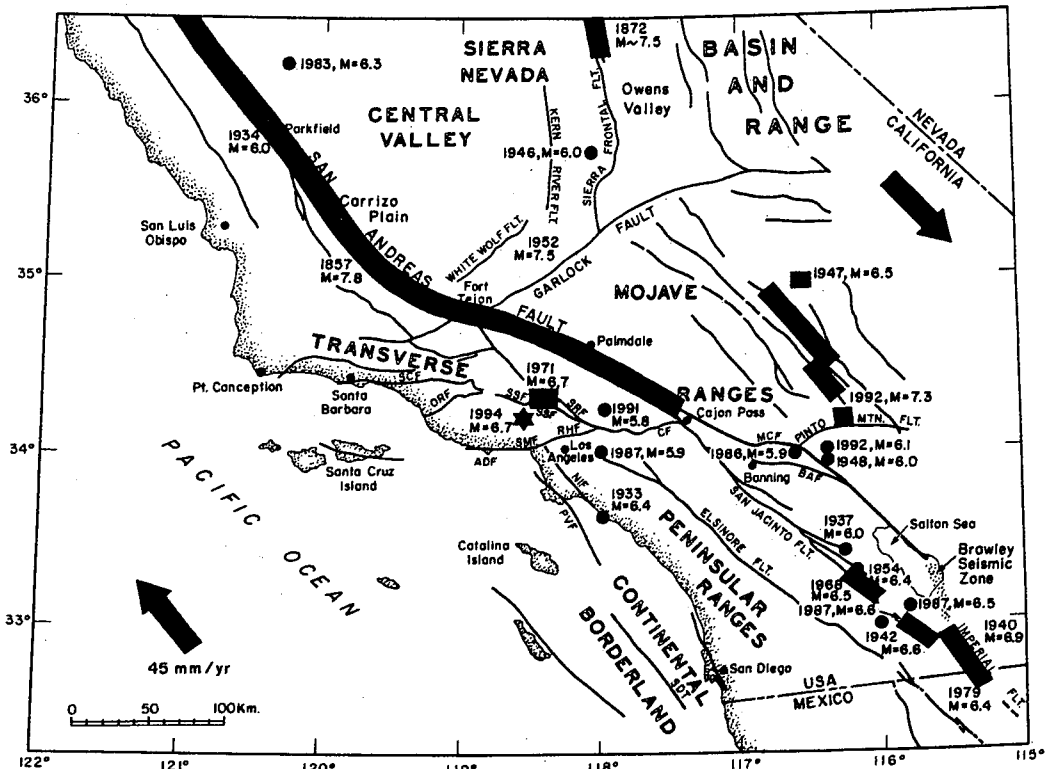


図 2.1.2 南カリフォルニアにおける活断層と主な歴史地震のうちで地表に現れた地震断層 (太黒線)¹⁾ (★印は1994年地震の位置。図には、1932年から1993年までの $M > 6$ の地震が示されている。太矢印はプレートの運動方向)

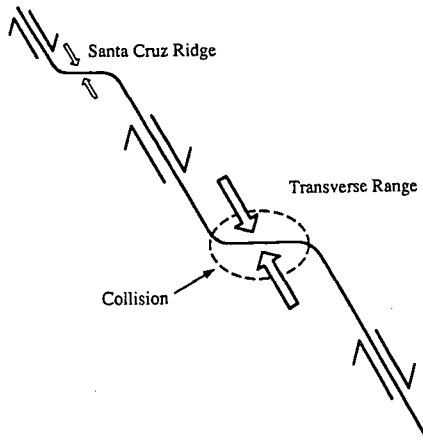


図 2.1.3 トランスバース・レインジとサンタクルズ・レインジにおける断層の曲がりによる圧縮力の発生を説明する模式図

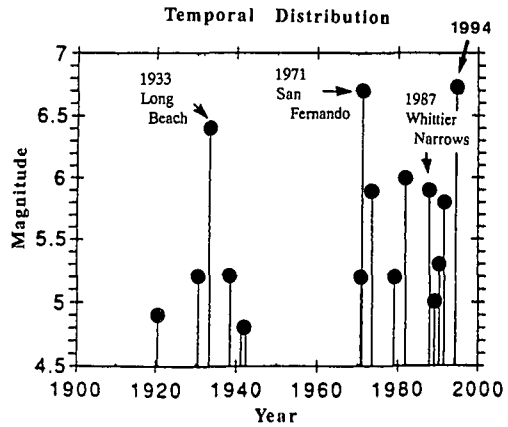


図 2.1.4 1900 年以降のトランスバース・レインジ地域の地震活動 (1930 年前後, および 1970 年以降に主な地震活動が集中する³⁾)

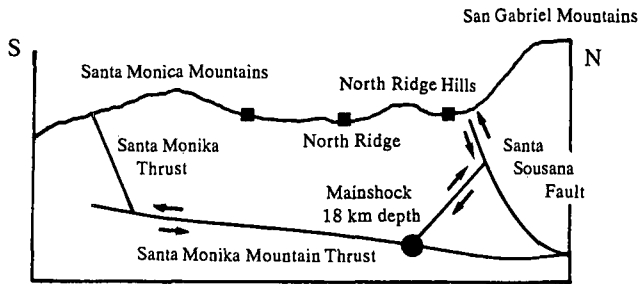


図 2.1.5 トランスバース・レインジにおける活断層分布の南北断面図 [1971 年サンフェルナンド地震の断層 (サントサザー: Santa Sousana 断層), 1994 年ロムブリエタ地震の断層 (矢印で断層運動の方向が示されている) が示されている]

1971 年サンフェルナンド地震のすぐ西側に発生した (図 2.1.5). サンフェルナンド地震との関連については後述する.

2.2 本震の位置と断層解

本震の震源位置等のパラメータは表 2.2.1 のとおりである. 米国地質調査所 (USGS) は当初マグニチュードを 6.6 としたが後に 6.7 と修正した. 地震モーメントに基づくマグニチュード M_w は 6.8 である. 震央は $34^{\circ} 12.53' N$, $118^{\circ} 32.44' W$, 深さは 19 km である. P 波初動解から, 断層は走向は $N70^{\circ} W$ から $N80^{\circ} W$, 傾斜は 35° から 45° である. これらの結果は, 長周期地震波や測地データ (GPS) の解析結果にほぼ合う. 地震モーメントは, 平均するとほぼ $1.2 \times 10^{19} N \cdot m$ ($0.88 \sim 1.6 \times 10^{26} N \cdot m$, 表 2.2.1 参照). 破壊は断層の南東端 (底部) から始まり, 上方に伝わった^{4),5)}. 地震断層の大きさは $250 km^2$ 程度とされている. この程度の断層にしては地震モーメントがかなり大きいため, 断層面上のずれ (dislocation) は 3~5 m に達する. 図 2.2.1 (a) は, 南カリフォルニアの比較的近地の観測点のデータを用いて決定された P 波初動解である. 地震後, ただちに P 波または表面波の波形を用いて CMT 解

表 2.2.1 USGS による震源パラメータ

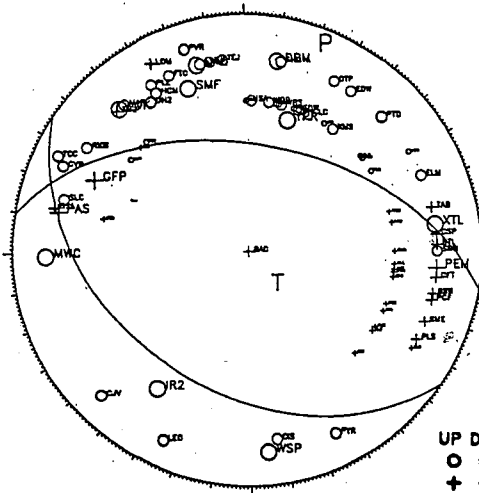
Location	34.22° N, 118.53° W
Origin time	04 h 30 m 51.39 s, 17 January 94 (PST)
Depth	18 km
Magnitude	6.7 (M_w), 6.8 (M_s)

表 2.2.3 測地 (GPS) データによる断層モデル (K.Hudnut and M. Murray)

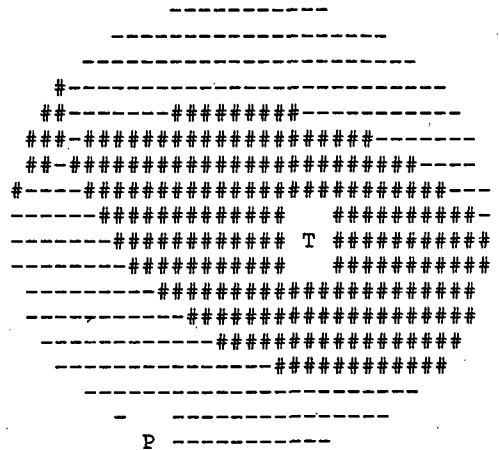
Dip angle	41.64°
Depth	5.84 km
Width	10.30 km
Strike	99.99
Length	8.07 km
Slip	3.52 m
Rake	83.4°
Seismic Moment	0.877×10^{26} dyn·cm

表 2.2.2 震源メカニズム解

No.	dip	rake	strike	dip	rake	strike	M_0 (10^{26} dyn·cm)	Depth (km)	Source
1	48	122	137	51	59	273	0.88	10	Kawakatsu CMT
2	44	105	123	48	76	283	1.2	14	Dreger, waveform
3	42	107	113	50	75	271	0.88	21	Needham
4	40	110	125					15	First Motion
5	47	130	137				1.0	20	Thio, Tel B
6				58	85	291	1.6		Thio, TERRA. R and L
7	50	108	126	43	70	279	1.2	17	Harvard
8	65	80	96				1.5	15	Thio, CMT
9	48	93	118	42	87	294	1.6		K Global S. R and L



(a) 近地地震観測点の記録に基づく P 波節面 (下半球に投影⁸⁾). +印は押し, ○印は引きを示す)



(b) ハーバード大学による CMT 解

図 2.2.1

(Centroido Moment Tensor) が決定された. 表 2.2.2 に示されるように異なるグループ間の結果に大きな違いはない. 図 2.2.1 (b) には, このうち Harvard 大学による CMT 解を示した. この断層解 (複双力源) と図 2.2.1 (b) の P 波初動解とはほぼ同じである. このようなことから, ノースリッジ地震の破壊過程は単純なものであり, かつゆっくりとしたすべり (slow deformation) は起こらなかったものと結論できよう.

GPS (Global Positioning System) 観測による水平地殻変動, 強震記録, 遠方で記録されたP波を用いて断層モデルが求められた⁵⁾. 断層の走向を 122° , 傾斜角を 42° , rakeを 109° と固定し, それぞれのデータセットに対して地震モーメントは1.1, 1.3, 1.5×10^{26} dyn·cmと求められた. 異なるデータセットを基に, ほぼ同じような地震モーメントが得られた(表2.2.3参照). このことから, 破壊過程は単純であったと判断される.

2.3 余震

2.3.1 余震分布の特徴

本震後3週間で $M > 1.5$ の地震が3000個を数えた¹⁾. 余震分布は北西—南東方向に伸びており, 長軸方向に30 km, 短軸方向に15 kmの長さとなった. 図2.3.1の余震分布^{1), 6)}から, 断層面はほぼ 45° 南西に傾斜しており, 震源解(後述)を参考にすると, 北東側隆起の逆断層であることがわかる. 余震は3つのクラスターに分かれる. 第一のクラスターは, 本震の震央から15 kmほど西北西の位置から, 15 km北北東の位置まで伸びている集団である. このクラスターは, 図2.3.1で見られるように, ほぼ 45° に傾斜した面をなす. 最大余震は($M 5.9$)で, 本震から1分後にクラスターの東端に起きた. 第二のクラスターは, 第一クラスターの面の上に分布する浅い地震群(8 kmより浅い地震)で, 本震により誘発された地震群と思われる. したがって, その分布は本震の断層を表すものとは考えられない. 第三のクラスターは, 余震域の北西端に位置し, ほぼ東西に10 kmの長さには達する. 11時間後に発生した2番目の最大余震はこのクラスターに含まれる. 後述するように, 第三クラスターも本震の断層を表すものではない. 通常, 本震からの時間と共に余震が拡大することが知られているが, ノースリッジ地震の場合, 本震後24時間の余震500個の分布と, 本震後6か月間の余震6300個の分布とはほぼ同じである^{1), 6)}. 「本震1日程度の余震分布はほぼ断層の大きさを表す」との経験則が成り立たない例と言えよう.

2.3.2 サンフェルナンド地震の余震分布との関連

ノースリッジ地震は1971年サンフェルナンド地震に隣接して発生した. この二つの地震の関連は, 地震発生メカニズム研究や地震予知の上で興味深い. 図2.3.1は, 2つの地震の余震分布⁶⁾を示したものである. 北側が1971年地震の余震である. 1971年の余震の深さの決定精度はかなり低いため, 震源の位置は3次元速度構造を用いて決定し直された⁶⁾. 図中, サンフェルナンド地震の余震(1066個)は1971年2月から4月の期間に発生したもので, ノースリッジ地震の余震(2572個)は1994年1月と2月の期間に発生したものである. この図で注目されるのは, 1994年余震分布が1971年余震分布につきあたり停止したかのように見えることであろう(断面図). 深さ5 kmから8 kmの付近で, 二つの地震の余震域が互いに切りあっているように見える. 1971年地震の場合, 余震は深さ13 kmから始まり地表にまで達している. その位置は, 地表で確認された断層の位置に一致する⁷⁾. ノースリッジ地震の場合, 余震分布から判断して地震断層は地表に達しなかったと判断される. 地震直後に, サンフェルナンド谷(San Fernando Valley)の北縁に長さ5 kmの東西に伸びる割れ目が出現したとの報告があったが, トレンチ調査の結果, 表層の地すべりと結論された⁹⁾. したがって, 1994年地震は,

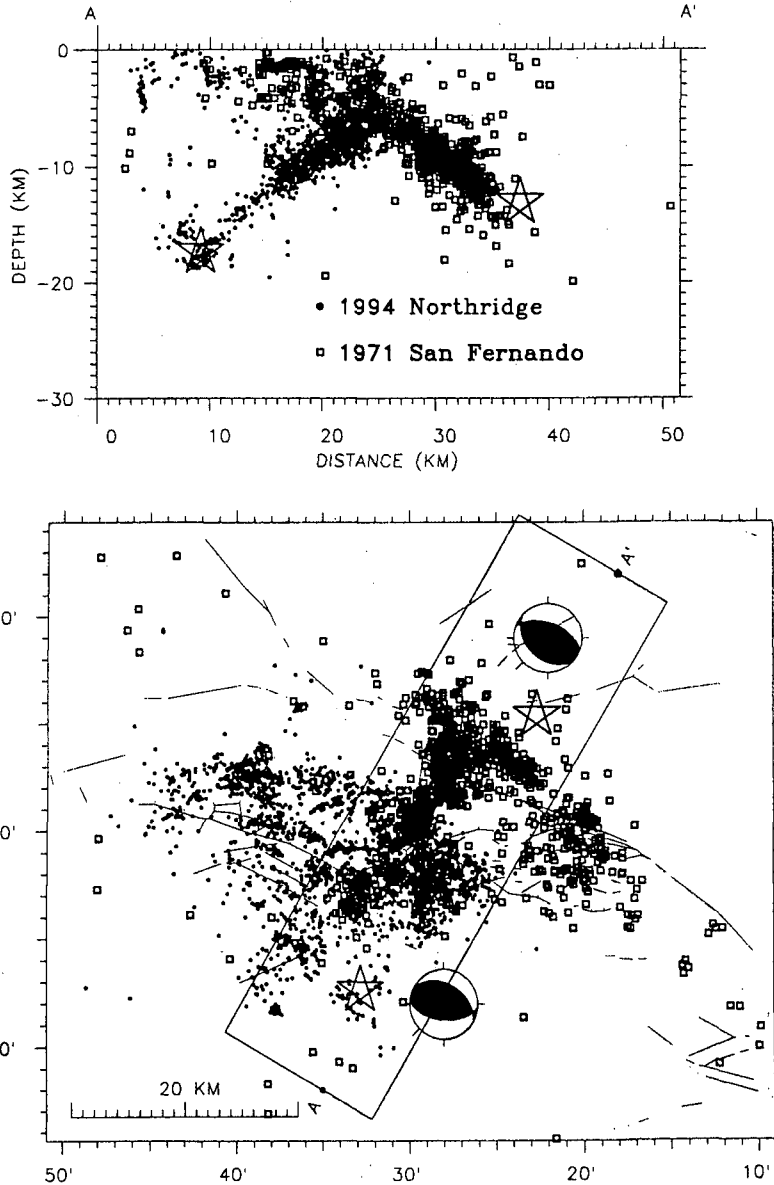


図 2.3.1 1994年ノースリッジ地震(□)と1971年サンフェルナンド地震(●)の余震分布⁶⁾
 [上段断面図は下段長方形内部の地震のみを投影したもの。これら二つの地震のP波節面解(下半球投影)も示されている]

1971年地震の断層につきあたり破壊が止まったと考えた方が良いだろう。二つの地震の余震面がほぼ直行すること、断層解が極めて似ていることから、二つの地震の断層は、同じ地殻応力場のもとで形成された共軛(conjugate)断層と結論できる。二つの地震の主圧力軸は平行でかつ水平であることも、この付近の地殻応力場に一致する。

ノースリッジ地震とサンフェルナンド地震は20年の間隔をおいて発生した地震であるが、一つの地震で同時に共軛断層が出現した例は、1896年陸羽地震(M7.2)、1927年北丹後地震(M7.1)などがあり、本震と余震が共軛断層となった例は、1967年岐阜県中部地震(M6.6)、1978年伊豆大島近

海地震 (M 6.9) などがある。しかし、このように数十年間のうちに、M 6クラスの地震が隣接地域に相次いだ例は、日本列島の陸域活断層では知られていない。

2.3.3 断層面上の変位分布

1971年地震と1994年地震の断層面上の変位の分布が強震動地震記録を用いて推定されている^{5),10)}。図2.3.2はこれらの変位分布を一枚の図にまとめたものである⁶⁾。コンターの間隔は0.5mで、外側のコンターは0.5mである。両方の地震共に変位の量の大きい所には、余震が少ないのが共通している。サンフェルナンド地震では、地表付近に変位の最大が見られるが、ノースリッジ地震では深部に集中している。両地震の断層は近接しているが、それぞれの最大変位はやや離れているのが特徴である⁶⁾。

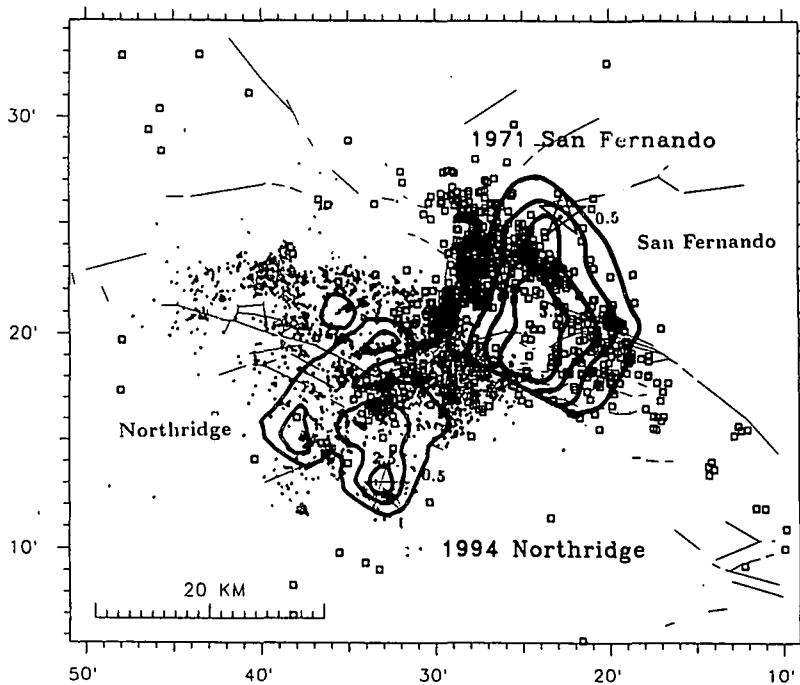


図 2.3.2 1994年ノースリッジ地震と1971年サンフェルナンド地震の余震分布⁶⁾と、1971年地震¹⁰⁾と1994年地震⁵⁾の断層面上の変位分布 (コンターは0.5m間隔で、0.5mから始まる)

2.4 その他の現象

2.4.1 地殻変動

震源域付近の25か所において地震の前後にGPS観測が行われた。観測された隆起の最大は38cm、水平変動の最大は21cmであった。これらの観測された地殻変動を説明するために、静的断層モデルが求められた^{1),9)}。モデルでは断層面上での変位を一様と仮定して、断層面が8×12km、変位が3.5m、深さが6~13kmの最適断層解が得られた^{1),9)} (断層パラメータは図2.4.1参照)。得られた断層の大き

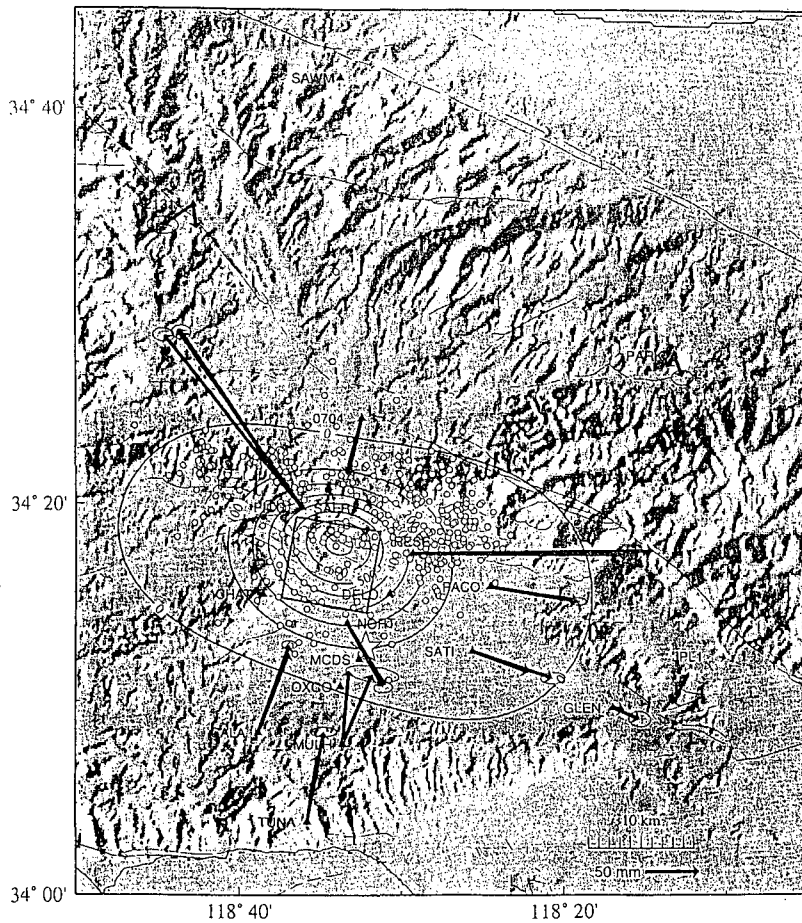


図 2.4.1 GPS 観測により得られた水平地殻変動（太い矢印）と静的地殻変動モデルに基づき得られた理論的水平地殻変動（細い矢印）⁹⁾（長方形はモデルの断層面。丸印は余震，☆印は本震の位置）

さは、余震分布の 1/3 程度にしか過ぎない^{1),6)}。今後の震源過程の研究で留意すべき点であろう。図中、太い矢印が観測値、細い矢印が断層モデルから得られた理論値である。二つの矢印はほぼ一致している。矢印の先端の楕円は誤差楕円を示す。

2.4.2 前震と前兆現象 (Foreshocks and Precursory Phenomena)

本震の 1 週間前から、30 km 西のサンタモニカ (Santa Monica) 市で計 7 個の群発地震が発生し始めた^{8),9)}。これらは前兆的地震活動の可能性もある。一方、震源から 74 km と 196 km の地点で連続地殻変動測定が行われていた。これらの連続データには、地震波到着時には 10^{-3} のひずみ、地震前後の変化としては 10^{-8} のひずみが記録されているが、前兆と思われる変化は、地震発生 1 時間前から 1 ミリ直前までの間では見られなかった⁹⁾。全磁力連続観測のうち、震源に最も近い観測点は 50 km のロサンゼルスであったが、異常は認められなかった⁹⁾。この基準点としては地震に関しては、今のところ顕著な前兆現象は検出されなかったと言える。

2.5 地震関連のまとめ

1994年ノースリッジ断層は、深さが8 km から16 km に及び、逆断層地震であった。1971年サンフェルナンド地震と共軛な関係にあるが、断層の上端は1971年の断層面で止まっている。20年の間隔においてM6クラスの地震が相次いで発生したことは、活断層の分布や活動歴を基に地震被害を想定する上で注意すべき問題と思われる。

2.6 ハイブリッドグリーン関数法を用いた強震動のシミュレーション

2.6.1 はじめに

東京、大阪、名古屋などの日本の大都市は、軟質な堆積地盤に発達しており、またその直下も含め周辺には多数の活断層の存在が指摘されている。こうした活断層による地震が都市直下で発生すれば、地震の規模がそれほど大きくなくても ($M \approx 7$)、大災害が引き起こされる可能性があることを1994年1月17日のノースリッジ地震 ($M_w = 6.7$) が示している。こうした内陸地震を予知することは現時点では極めて困難であり、都市における地震防災の観点からは、このような地震がいつ起きても大災害に至らない対策が必要である。そのためには都市直下で発生する地震による強震動予測が重要である。不規則な盆地構造を考慮した数値計算方法は種々提案されているが、計算時間の問題や地下構造のモデル化の問題などで、現時点での評価可能な周期領域は1秒以上に限られている。また直下型地震時の強震動は、短周期成分が卓越し、数値計算による評価を行うために必要な精度の高い地下構造や震源過程の推定は困難である。本報告では、こうした盆地構造をした都市直下における地震時の強震動予測方法を提案し、ノースリッジ地震時の強震動シミュレーションに適用し、その有効性の検証を試みる。方法としては、まず低周波数域では不規則な盆地構造を考慮した2.5次元の数値シミュレーション法を適用してグリーン関数を評価し、高周波数域では1次元モデルを用いた表層地質による増幅特性を考慮した統計的シミュレーション法¹¹⁾を用いてグリーン関数を評価し、両者を足し合わせることによりハイブリッドグリーン関数を評価する。次にそのハイブリッドグリーン関数を用いた波形合成法により広帯域の強震動を推定する。

2.6.2 1994年ノースリッジ地震の断層モデル

1994年ノースリッジ地震については、震源直上も含め数多くの強震記録が得られており、波形インバージョンなどによりその複雑な震源過程が推定されている⁵⁾など。図2.6.1は余震分布とWald and Heaton⁵⁾が用いた断層面である。断層の傾斜角は42度、走行は122度としている。走行についてはCMT解や実体波を用いた解¹²⁾などと少し異なっている。ここでは図2.6.2に示すWald and Heatonが求めた震源過程をもとに図2.6.3に示すような二つのアスペリティー（地震モーメントは全体の地震モーメントの6割程度としている）を持つ断層モデルを考え、経験的グリーン関数およびハイブリッドグリーン関数を用いた強震動シミュレーションを行う。

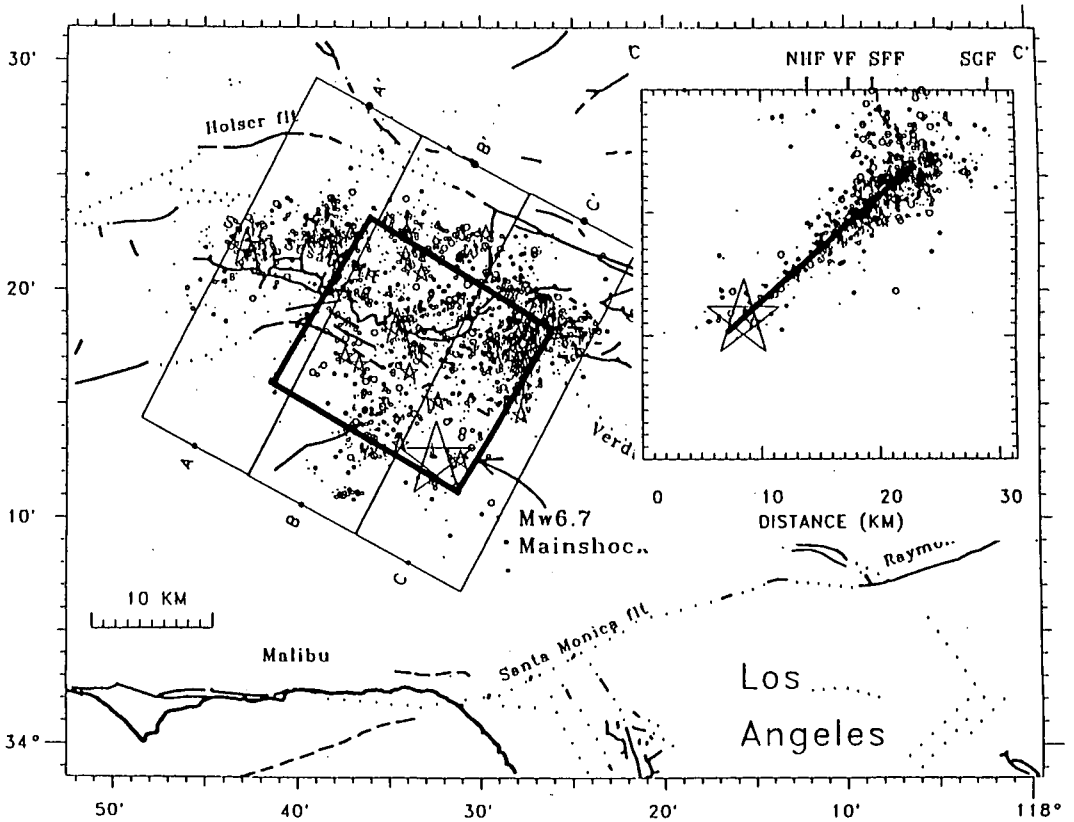


図 2.6.1 1994年ノースリッジ地震の本震および余震位置と断層面⁵⁾

Northridge Earthquake Strong Motion Slip

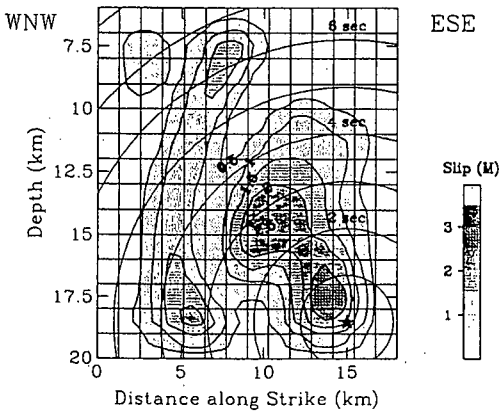


図 2.6.2 1994年ノースリッジ地震の震源過程⁵⁾

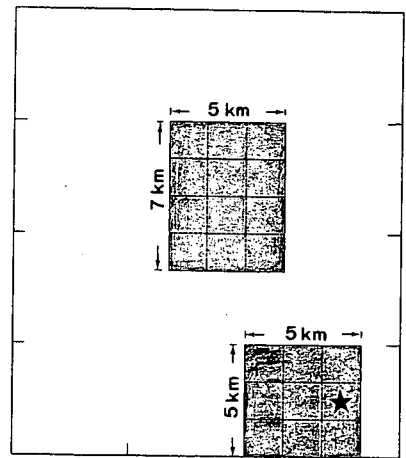


図 2.6.3 用いた断層モデル

2.6.3 経験的グリーン関数を用いた強震動シミュレーション

まず用いる断層モデルの妥当性を検証するため、余震記録を用いた波形合成を行った。余震については現時点では本震が記録された同一場所での記録が入手できておらず、ここでは本震サイト近傍の臨時観測点で記録されたものを用いた。図 2.6.4 は本震の観測点および余震の観測点と本震および余震 (M 4.1) の震源位置を示す。すなわち FIRE および LA03 での余震記録を用いて波形合成を行い、SYLM および LAHO での本震記録との比較を行った。図 2.6.5, 図 2.6.6 にそれぞれの観測波形と合成

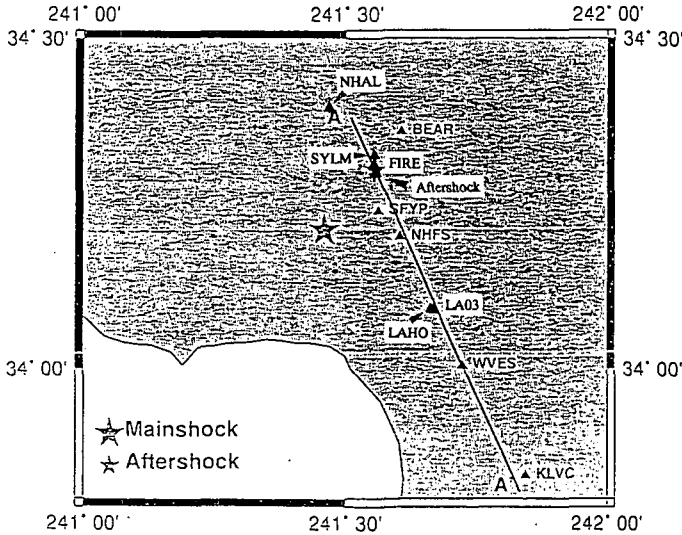
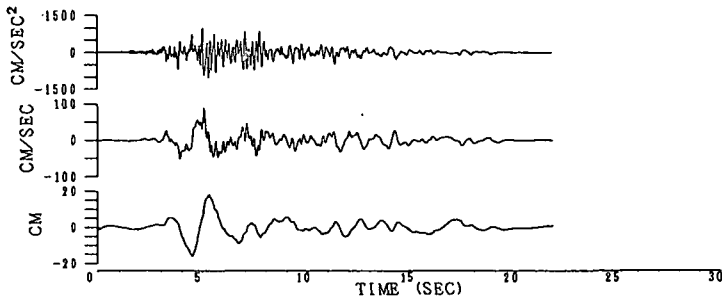
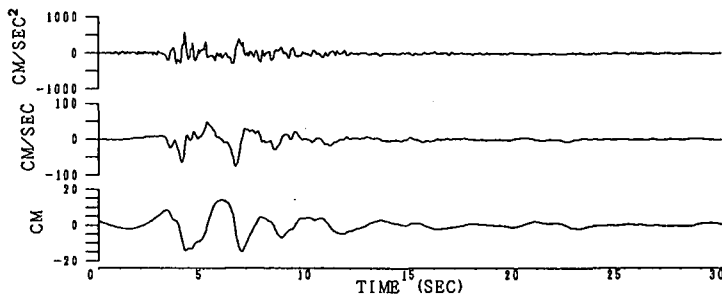


図 2.6.4 本震, 余震の震源位置と観測点位置

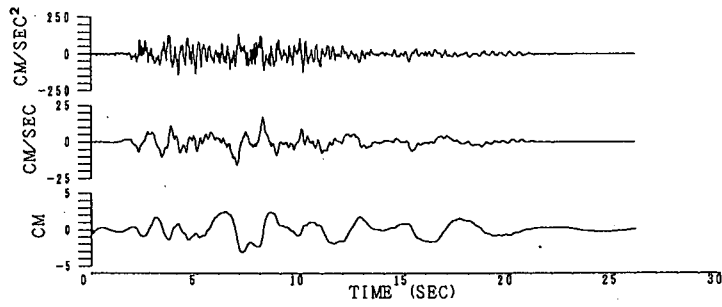


(a) 合成波形

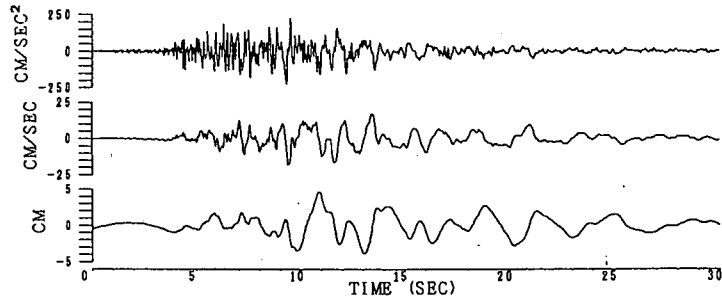


(b) 観測波形

図 2.6.5 経験的グリーン関数法による合成波形 (FIRE の余震記録を合成) と観測波形 (SYLM) の比較



(a) 合成波形



(b) 観測波形

図 2.6.6 経験的グリーン関数法による合成波形 (LA03 の余震記録を合成) と観測波形 (LAHO) の比較

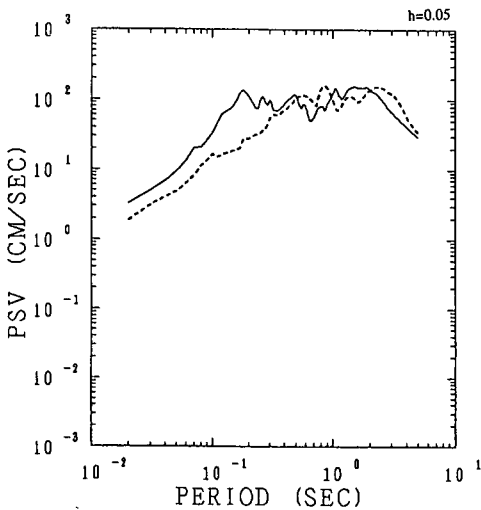


図 2.6.7 経験的グリーン関数法による合成波形 (FIRE の余震記録を合成) と観測波形 (SYLM) の疑似速度応答スペクトルでの比較 (実線: 合成結果, 破線: 観測結果)

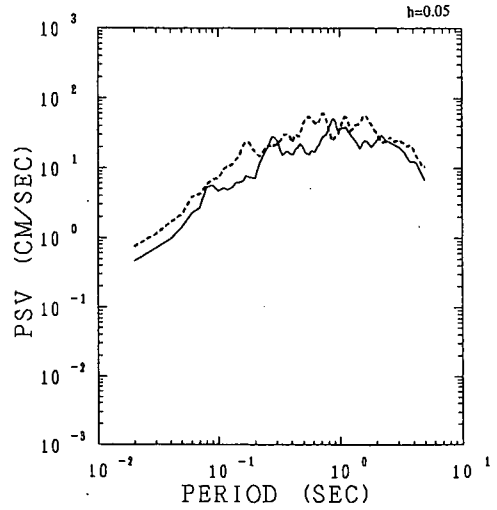


図 2.6.8 経験的グリーン関数法による合成波形 (LA03 の余震記録を合成) と観測波形 (LAHO) の疑似速度応答スペクトルでの比較 (実線: 合成結果, 破線: 観測結果)

波形を示す。また図 2.6.7, 図 2.6.8 には合成波形と観測波形の速度応答スペクトルを示す。合成波形は十分観測波形を説明できていないが、これは本震と余震との観測点が異なっており、サイト特性の違いが一つの原因として考えられる。また、複雑な本震の震源過程を単純な断層モデルに置き換えたことも一つの原因であろう。今後他の観測点も含めた断層モデルの検討が必要である。

2.6.4 ハイブリッドグリーン関数を用いた強震動シミュレーション

ここでは図 2.6.4 に示した本震観測点である NHAL での本震記録をハイブリッドグリーン関数を用いた波形合成によりシミュレーションを試みる。まずグリーン関数の低周波数域は、San Fernando valley を Vedale and Helmberger¹³⁾ の速度構造モデルを用いてモデル化し、2.5 次元の数値シミュレーション法 (F.D.M.) を用いて評価した。一方、高周波数域では統計的シミュレーション法により評価した結果に 1 次元モデルによる表層地質の増幅特性を考慮して評価した。いずれも前述した余震 (M 4.1) と同一規模の地震を本震の震源位置に想定した。表層地質の増幅特性については、現時点ではボーリングデータなどの詳細な情報が入手できていないため、常時微動測定結果などの卓越周期から層構造を仮定し伝達関数を求めた。図 2.6.9 はその地盤モデルと得られた伝達関数である。盆地構造を考慮した数値シミュレーションでの有効な周波数領域は 1 Hz までであり、したがって図 2.6.10 に示すように数値シミュレーション波形に 0.1~1 Hz のバンドパスフィルターをかけ、一方表層地質を考慮した統計的シミュレーション波形に 1~20 Hz のバンドパスフィルターをかけて両者を時間軸上で足し合わせることでハイブリッドグリーン関数を作成した。図 2.6.11 にハイブリッドグリーン関数の波形および変位フーリエスペクトルを示す。

次にこのハイブリッドグリーン関数を用い、前述した断層モデルから得られる NHAL での合成波形と観測波形を図 2.6.12 に示す。加速度、速度、変位波形とも振幅レベルはよく一致しており、方法の有効性を示している。なお、ここでは 1 観測点の結果のみ示したが、今後より多くの観測点での検討

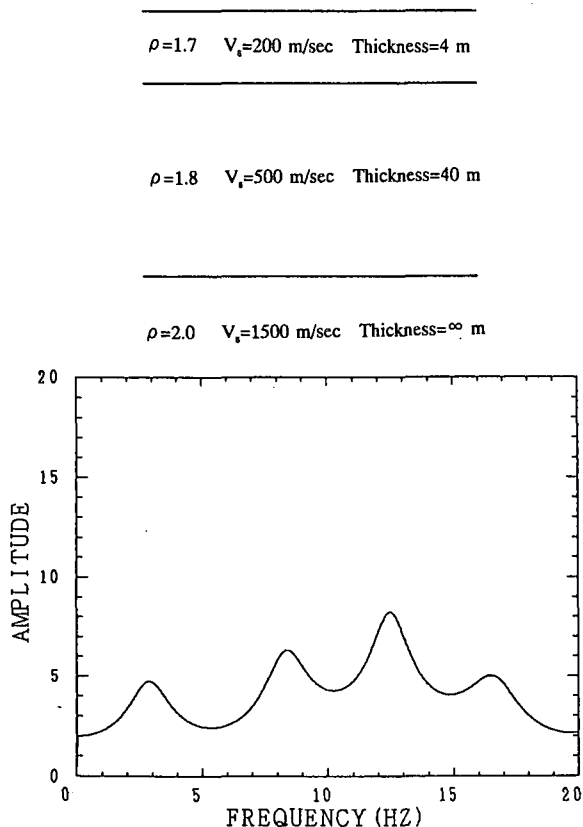


図 2.6.9 NHAL において仮定した表層地盤構造と得られた伝達関数

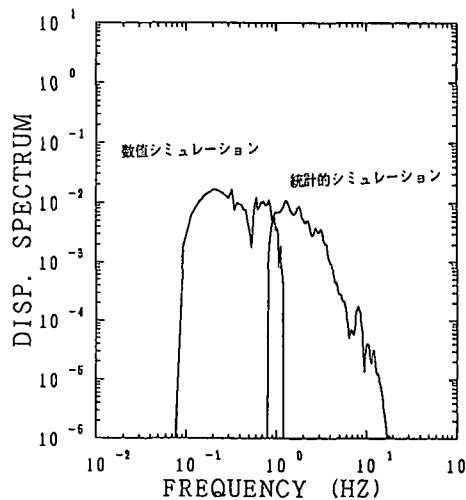


図 2.6.10 バンドパスされた数値シミュレーション波形と統計的シミュレーション波形の変位フーリエスペクトル

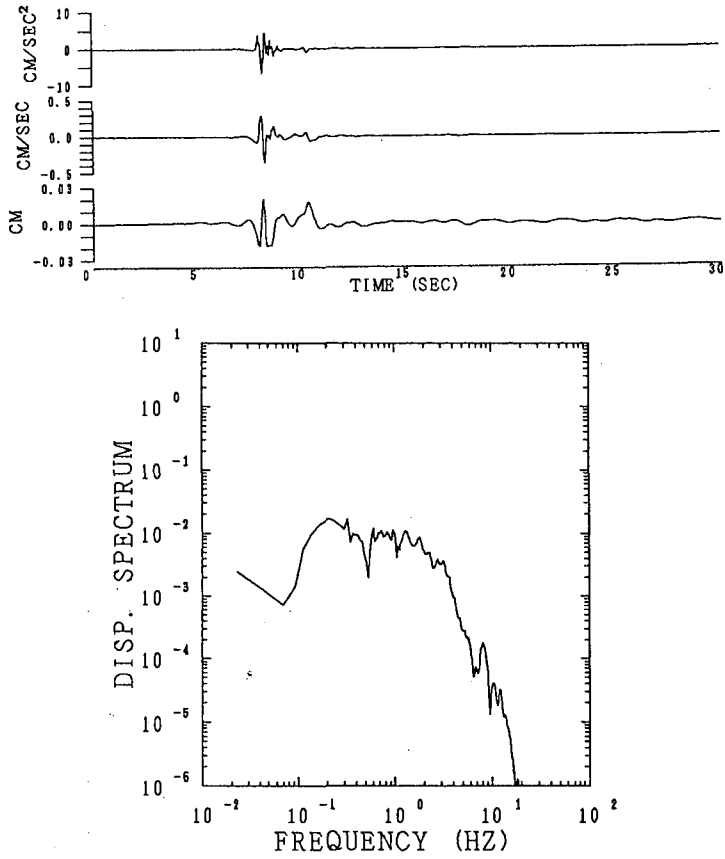


図 2.6.11 ハイブリッドグリーン関数としての波形とその変位フーリエスペクトル

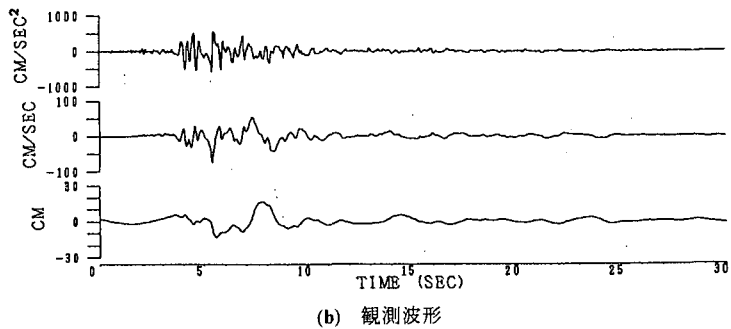
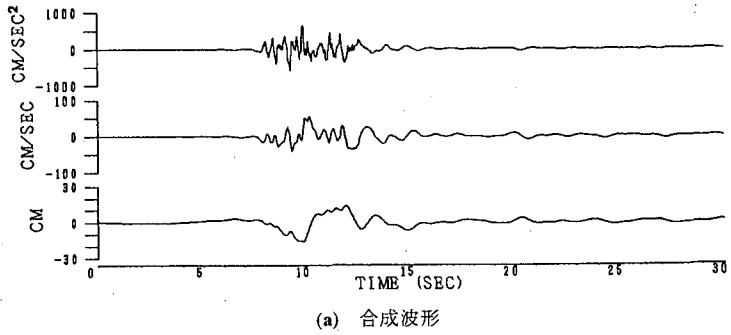


図 2.6.12 ハイブリッド関数を用いたNHALでの合成波形と観測波形の比較

が必要である。

2.6.5 まとめ

本報告は不規則な盆地構造上に発達する都市直下に発生する地震時の強震動予測手法を提案し、1994年ノースリッジ地震に適用した。方法としては、まず低周波数域では盆地構造を考慮した数値シミュレーション結果を、高周波数域では表層地質を考慮した統計的シミュレーション結果を用い、両者を足し合わせたハイブリッドグリーン関数を作成する。大地震時の強震動はそのグリーン関数を用いた波形合成法により評価する。この方法により地震時の本震記録をシミュレーションした結果、1観測点での検討ではあるが良好な結果を得ることができた。今後他の観測点への適用も含め、さらに検討を行う予定である。

謝 辞 (Acknowledgement)

現地調査の際にお世話をいただいたカリフォルニア工科大 金森博雄教授、南カリフォルニア大 安芸敬一教授、1971年と今回の地震の余震の資料および preprint をお送りいただいた USGS の Jim Mori 博士、多くの資料や発表前の報告書等をお送りいただいた地質調査所の衣笠善宏博士、防災科学技術研究所の岡田義光博士、国土地理院の橋本 学博士に感謝いたします。

参考文献

- 1) Scientists of the U.S. geological Survey, and the Southern California Earthquake Center: The Magnitude 6.7 Northridge, California, Earthquake of January 17, 1994, Science 266: 389-397, 1994
- 2) Hauksson, E.: Earthquakes, faulting, and stress in the Los Angeles basin, J. Geophys. Res., 95, 15365-15394, 1990
- 3) Hauksson, E.: Seismicity, faults, and earthquake potential in Los Angeles, Southern California, 1992
- 4) Thio, H.K. and H. Kanamori: Source complexity of the 1994 Northridge earthquake and its relation to aftershock mechanisms, 89th meeting of the Seismological Society of America, Northridge Abstracts, 1994
- 5) Wald, D.J. and T.H. Heaton: A dislocation model of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong ground motions, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 94-278, 1994
- 6) Mori, J. and D. Wald: Overlapping Fault Planes of the 1971 San Fernando and 1994 Northridge, California earthquakes (in preprint)
- 7) Sharp, R.V.: Displacement of tectonic ruptures, in San Fernando, California, earthquake of 9, February 1971, Bulletin 196, California Division of Mines and Geology, edited by G.B. Oakeshott, 187-195, 1975
- 8) California Institute of Technology, US Geological Survey, Southern California Earthquake Center, and Jet Propulsion Laboratory: The magnitude 6.6 Northridge, California, Earthquake of January 17, 1994 and its aftershocks (January 24, 1994, update:12 pm)
- 9) SCEC (Southern California Earthquake Center): Summary of Findings on 1994 Northridge Earthquakes, Presented at 24 Feb 94 Meeting of the SCEC, Los Angeles, 1994
- 10) Heaton, T.H.: The 1971 San Fernando earthquake: a double event?, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 2037-2062, 1982
- 11) 地震予知総合研究振興会: 断層モデルに関する研究, 平成2年度下半期報告書, 1990

- 12) Zhao, D. and H. Kanamori: Structural influence on the dynamic rupture of the 1994 Northridge earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 1994 (in press)
- 13) Vidale, J.E. and D.V. Helmberger: Elastic finite-difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 122-141, 1988
- 14) Shakal, A., M. Huang, R. Darragh, T. Cao, R. Sherburne, P. Malhotra, C. Cramer, R. Sydnor, V. Graizer, G. Maldonado, C. Peterson and J. Wampole: CSMIP strong motion records from the Northridge, California earthquake of 17 January, 1994, Report No. OSMS 94-07, California Strong Motion Instrumentation Program, 1994