

## 3. 強 震 動

### 3.1 まえがき

ノースリッジ地震に伴う断層は逆断層で、カリフォルニアを縦断するサンアンドレアス断層の典型的な右横ずれ運動とは異なる。断層の破壊は地下 18 km で始まり約 40° の勾配で地表に向かって進展したが地表面下 5 km で停止したとみられ、地表に地震断層は現れなかった。1971 年サンフェルナンド地震の断層面が北東に傾斜していたのに対し、今回の地震の断層面は南西に傾斜していること、震源が今回の方がやや深いことなどが二つの地震の主な違いである。このような違いから、1971 年の地震ではサンフェルナンドバレーの北東の角に位置するシルマー地区に被害が集中したのに対し、今回の地震では震央から約 25 km までの範囲に広く被害が発生した。

震源近傍で多数の貴重な強震記録が得られ、それらが短時間で整理され公表されたことは、この地震で特筆すべきことの一つである。

また、驚異的な地震動強さを示す強震記録が数多く観測されたことも特筆される。従来、被災者の体験談や地震による物体の変状などから、今回観測されたような強烈な地震動がありうることは推察されていたが、実際に強震記録として計器観測されたことはなかった。その意味で非常に貴重な記録ではあるが、不可解な点もあった。それは、異例に強烈な強震動が観測されたに於ては、周辺での被害や地物の変状が軽微な点である。

更に、今回の直下地震は非常に強い上下動を伴ったという見解が、体験者の証言や地震被害からの類推として何度も話題になった。強震記録で見ると、平均的には上下のピーク加速度は水平の半分程度であったが、場所によっては上下動の方が水平動より大きなピーク加速度を示した。

このようにノースリッジ地震の強震動は、さまざまな意味で社会的関心の的となった。以下では、この地震による強震動について、観測記録や分析結果をもとに詳細に述べる。

### 3.2 強震動記録の特徴

#### 3.2.1 南カリフォルニアにおける強震観測体制

南カリフォルニアにおける強震観測は、主としてカリフォルニア州鉱山地質局 (California Division of Mines and Geology, CDMG)、米国地質調査所 (United States Department of the Interior Geological Survey, USGS) および南カリフォルニア大学 (University of Southern California, USC) によって実施されている。

このうち CDMG によるものは、1972 年から実施されているカリフォルニア強震動計測プログラム (California Strong Motion Instrumentation Program, CSMIP) によるもので、カリフォルニア州では建築確



写真 3.2.1 タルサナ地震観測点設置状況



写真 3.2.2 ニューホール地震観測点設置状況

認の際に建築費用に対する 0.007%の協力金を徴収し、この資金によって CDMG が強震計を計画的に配置するというものである<sup>1)</sup>。このプログラムによって設置された強震計による記録は、CDMG によって迅速に公開されている。今回の地震でも即日 5 観測点分の波形が速報として発行され、その後 1 週間以内に主要な観測点の波形が合計 5 編の速報によって公開された<sup>2)</sup>。さらにデジタル化された記録も順次公開されている。

その他、陸軍工兵隊 (U.S. Army Corps of Engineers)、エネルギー省 (U.S. Dept. of Energy) など地震観測を実施しているが、これらの記録は USGS が一括収集管理している<sup>3)</sup>。またロサンゼルス市水道電力局 (Los Angeles Department of Water and Power, LADWP) やカリフォルニア工科大学 (California Institute of Technology, CALTEC) など独自の観測点を持ち、今回の地震でも本震および余震記録を得ている。

これらの観測点で用いられている地震計は、アナログ記録方式の SMA-1 が一般的であり、デジタル記録方式の強震計は一部を除いてほとんど用いられていない。したがって特に長周期領域の記録精度には注意が必要である。実際の観測点がどのように設置されているかを示すために、屋外設置点の例としてタルサナ (Tarzana) 観測点を写真 3.2.1 に示す。この地点は周辺に大きな建造物はなく地盤の動きを忠実に記録できると思われる。また屋内設置点の例としてニューホール (Newhall) 観測点を写真 3.2.2 に示す。ブロック造平屋の消防署の 1 階部分に設置してあるが、建物の振動の影響を若干受けている可能性がある。

今回の地震では、全部で 360 以上の観測点で記録が得られた<sup>4)~8)</sup>。このうち CDMG によるものは、震央距離 5 km から 270 km に至る 193 観測点 (地盤上 116 点, 構造物上 77 点) で本震を記録した。USGS は約 100 観測点 (地盤上約 60 点, 構造物上約 40 点), USC は約 70 点で記録を得ている。なお本章では、地盤上で観測された強震動記録のみについて考察する。

3.2.2 最大加速度分布

今回の地震で得られた強震動記録の特徴の1つは、震源近傍で非常に大きな最大加速度を持つ地震動が多数観測されたことにある。図3.2.1にCDMGによって観測された強震記録の最大加速度を地図上に示した。特に震央から約5kmの地点であるタルサナでは、水平加速度1.82Gという過去最大の強震記録が観測され注目されている。図3.2.2にタルサナ観測点における記録波形を示す。この記録については、さらに3.5.4および3.6.4で詳細に検討する。このほかにも震央距離25km以内で最大加速度が0.9G以上の記録が合計4地点で観測され、今回の地震動がかなり大きなものであったことがわかる。

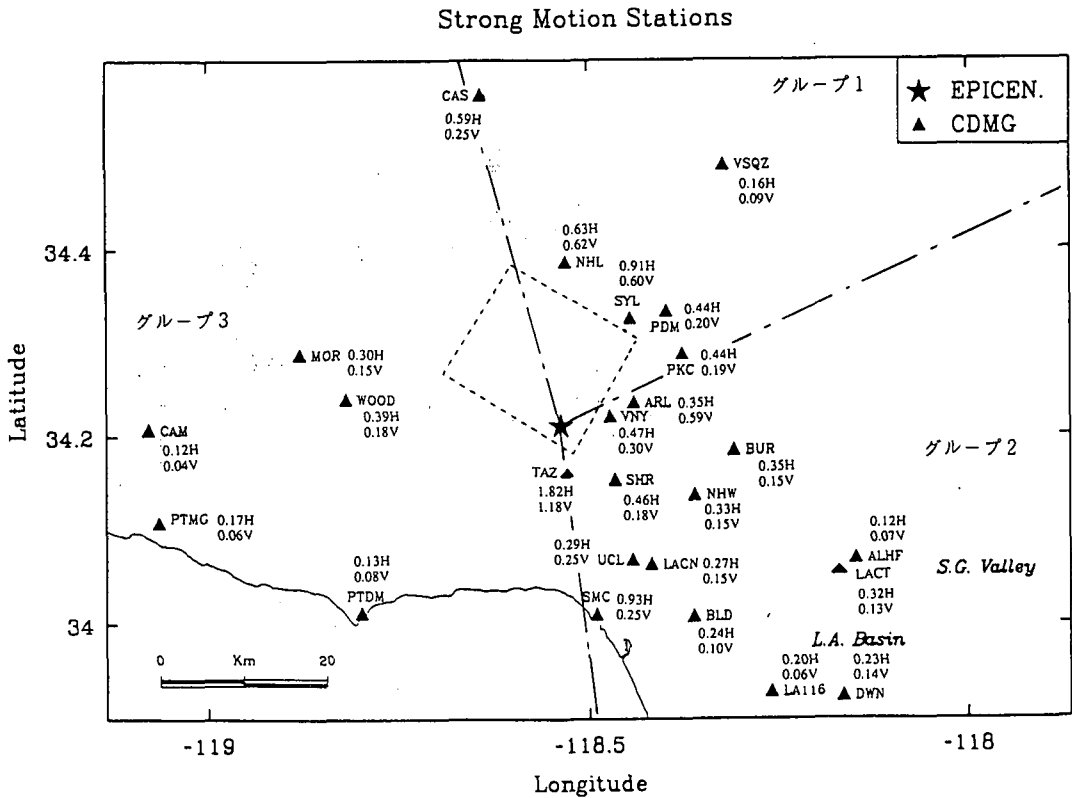


図3.2.1 CDMGによる地震観測記録分布

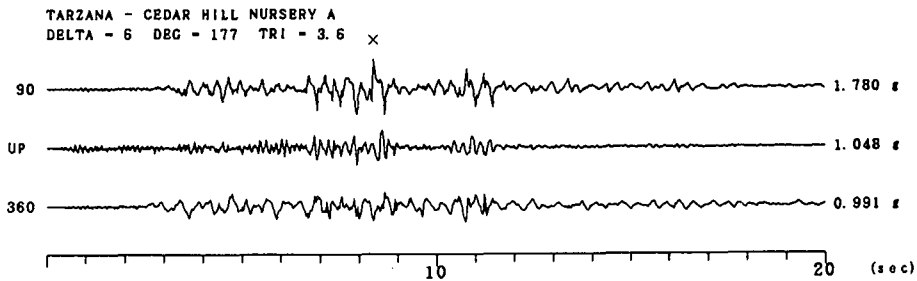


図3.2.2 タルサナにおける加速度記録

ロサンゼルス盆地およびサンフェルナンドバレー盆地には特に USC の観測点が数多く設置されている。図 3.2.3(a), (b)には USC によって観測された記録の最大水平加速度分布と最大鉛直加速度分布を示す<sup>9)</sup>。この図には推定震源断層を合わせて示しているが、必ずしも断層から同心円状に分布しているのではないことがわかる。

今回の地震断層の位置や大きさでは、理論的に震源近傍の地震動がどのような分布をするかの目安として、澤田ら<sup>10)</sup>の手法により最大地震動分布を推定した。この手法は断層が破壊速度一定で一様に破壊した場合の断層近傍の最大地動分布を相対的に推定する方法であり、距離減衰を考慮しているだけでその他の伝播経路特性やサイト特性は一切考慮されない。Sawada et al.<sup>11)</sup>はこの手法を 1989 年 Loma Prieta 地震に適用し、記録された最大加速度分布と良く一致していることを示している。図 3.2.4 にその結果を示すが、図中円の大きさが上下成分の最大値を、線分の方角と大きさが水平成分の最大振幅と方向を示している。図 3.2.3(a)と図 3.2.4 を比べてみると、特に震央から南東方向、すなわちサンタモニカ山地の北側のシャーマンオークス (Sherman Oaks) と南側のハリウッド (Hollywood) 付近に、震源断層のジオメトリからは説明できないような強い地震動が観測されたことがわかる。これは、これらの地域は山地と盆地の境目にあたり、地形効果や地盤特性によって地震動が大きく増幅された可能性を示唆している。1989年のロマプリエタ地震の際には、サンフランシスコ市の軟弱な地盤で地震動が大きく増幅され大きな被害を出したが、これはこの地震の震源がサンフランシスコ市方向に、かなり長周期の成分(周期1秒程度)を放出したことが背景にある。一方後述するように、今回

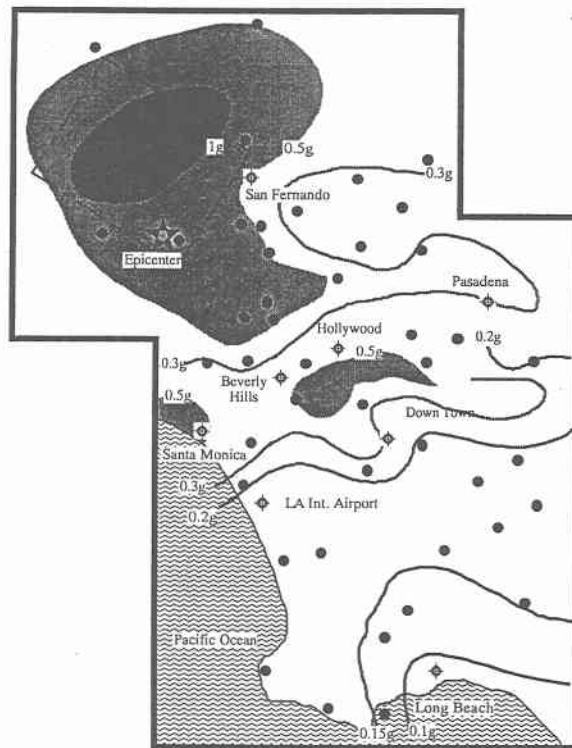


図 3.2.3(a) USC の記録による最大加速度分布 (水平成分)

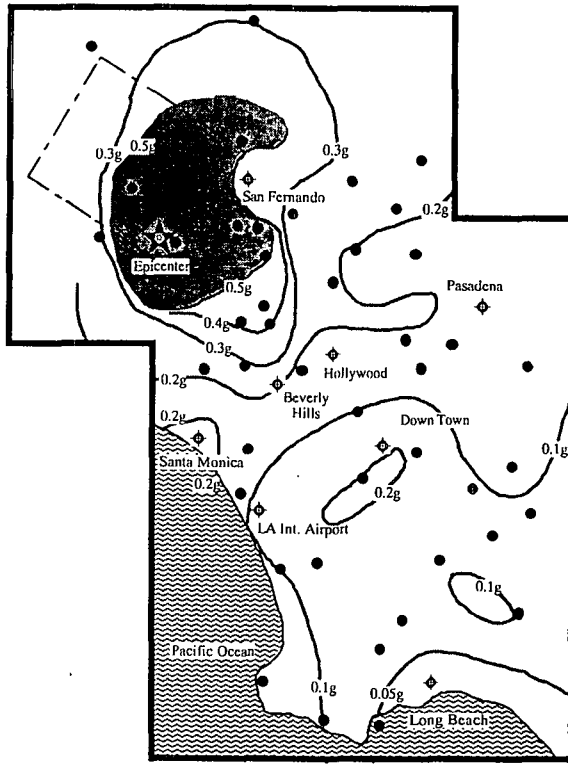


図 3.2.3(b) USC の記録による最大加速度分布 (鉛直成分)

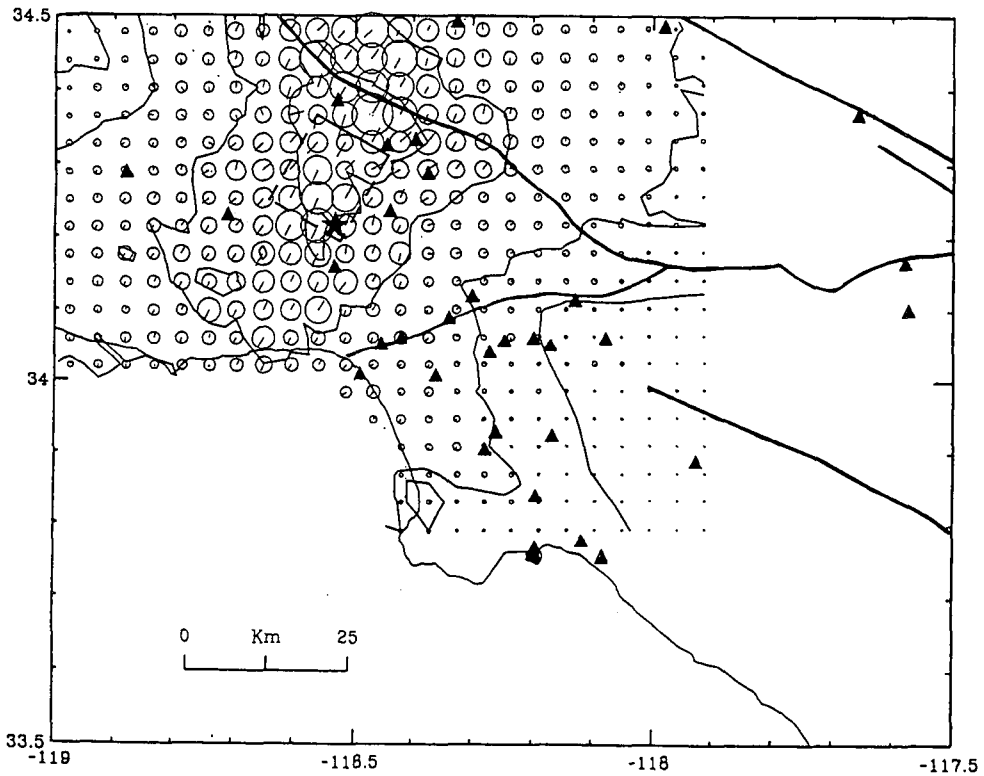


図 3.2.4 理論的に求めた最大速度分布

Ground Velocities - East Component

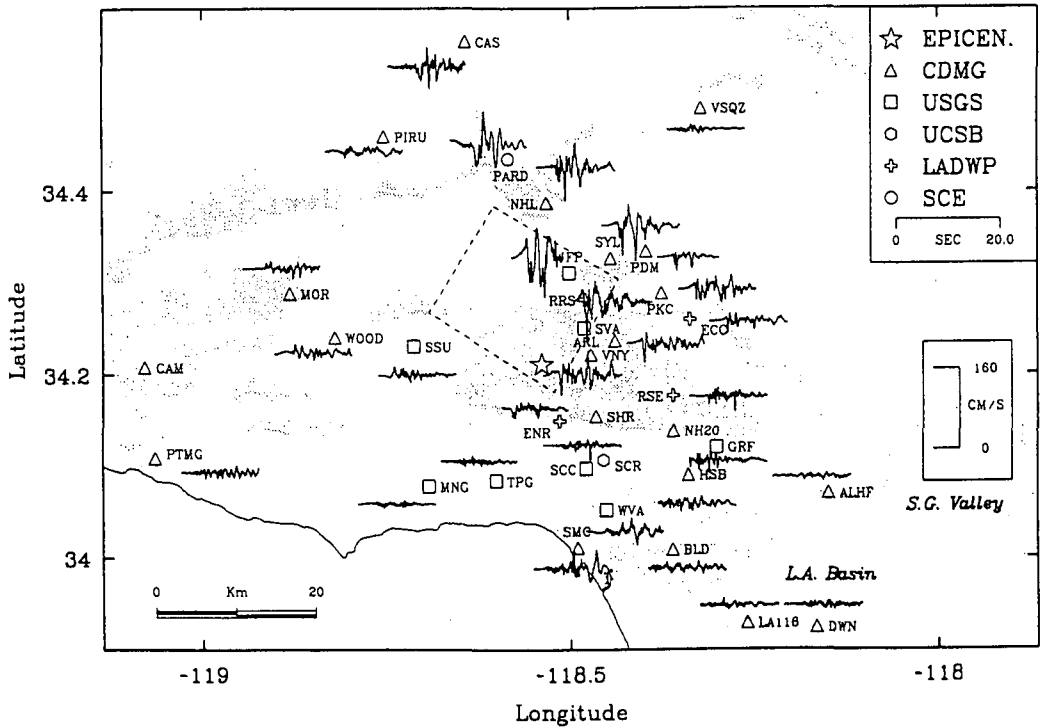


図 3.2.5 加速度記録から積分して得られた速度波形の分布

の地震は特に震源の東から南方向に短周期の成分が放出されたことが、盆地と山地の境界にあたる地域で大きな増幅を引き起こした原因となったと考えることができよう。一方、上下成分の最大値分布は図 3.2.3(b)と図 3.2.4 で良く似た傾向を示しており、特に大きく増幅された地域は見られない。

ところで、最大加速度分布を示した図 3.2.3 では、断層の北側と南側で大きな違いはない。一方、図 3.2.5 に観測された加速度波形から積分して得られた速度波形の EW 成分を地図上に示したが<sup>12)</sup>、震源断層の北側では 50 cm/sec 程度以上の非常に大きな最大速度となっているのに比べて、震源断層の南側ではずっと小さな値になっている。このように断層の北側と南側では地震動の特性が大きく異なることがわかる。

次に最大加速度と震央距離の関係を検討する。図 3.2.6 には、今回の地震で記録された最大加速度値と震源断層からの距離の関係を●で示した。図には 1971 年サンフェルナンド地震の記録を○で、最近 Joyner and Boore によってまとめられたクラス B 地盤（硬質地盤；深さ 30 m までの平均 S 波速度が 360~700 m/sec）におけるアテニュエーション式とその標準偏差を実線と破線で示しているが、今

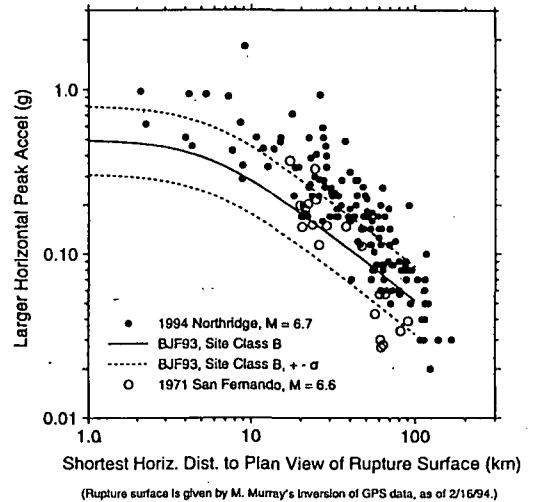


図 3.2.6 最大加速度と震源からの距離の関係

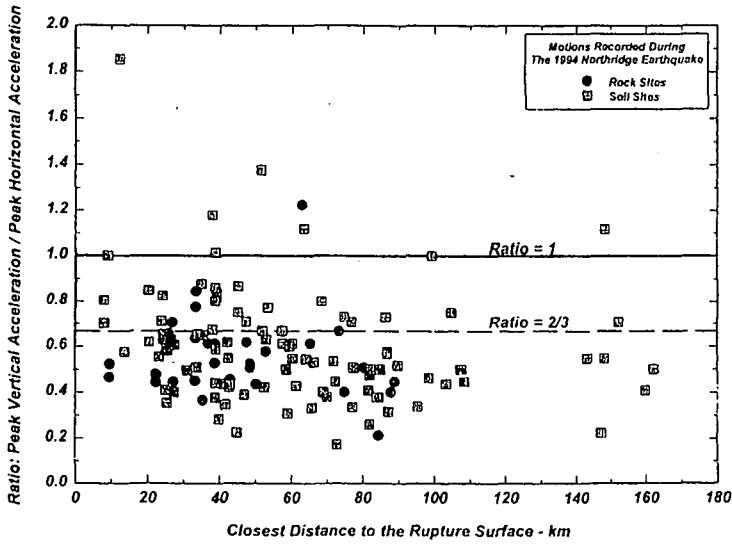


図 3.2.7 最大加速度の水平鉛直比

回の地震はサンフェルナンド地震の記録よりもかなり大きく、またアテニュエーション式による値より 2~4 倍程度大きな加速度が観測されたことがわかる。この理由として、

- ① 震源から短周期の波形が放出されたため、最大加速度値が大きくなった。
- ② この地域の地盤が短周期地震動を大きく増幅する特性を持つ。
- ③ アテニュエーション式が少ない震源近傍の記録から求められたもので、震央距離の小さい領域は外挿になっているために、今回のような震源近傍の最大加速度を正しく予測できない。

などが考えられる。いずれにせよ、地震動の大きさをより精密に予測できるアテニュエーション式を、今後早急に開発する必要がある。ただし、ほぼ同じ距離に位置する記録が大きくばらつきについていることを考慮すると、震源特性、伝播経路特性、サイト特性を適切に評価し、これをアテニュエーション式に積極的に取り込んでいく必要があると考えられる。つまり、地震動は振動数特性を当然持つから、最大加速度値だけで議論するのは無理があり、スペクトル特性を考慮した評価を行うことが重要である。

なお、日本の地震記録から統計解析によって得られたアテニュエーション式は、アメリカの場合よりも震源近傍の記録が少ない。今回の地震程度の都市直下型地震は、東京や大阪をはじめ日本中の都市で発生する可能性が十分考えられるが、このような地震の地震動の大きさがどの程度であるかは、現在までに観測された強震記録からは予測し難い。強震計は特に関東地域に多く設置されているが、日本全体を視野に入れた強震計配置を考える必要がある。

さらに、今回の地震では鉛直動成分が大きいことが注目された。図 3.2.7 には今回得られた強震記録による最大加速度の鉛直水平比を示した。平均値として 1/2 程度だがばらつきが大きく、上下動がかなり大きい記録が多数あることがわかる。また、断層までの距離が小さくなるほど、水平動に比べて鉛直動が大きくなる傾向があることも読み取れる。このような大きな上下地震動が、P 波部分によるものか S 波部分によるものかは詳細な検討が必要だが、アリータにおける記録 (図 3.2.12(b)) は、S 波初動の到着直後に上下動の最大値を記録していて水平動が最大値となる時間とかなり離れている

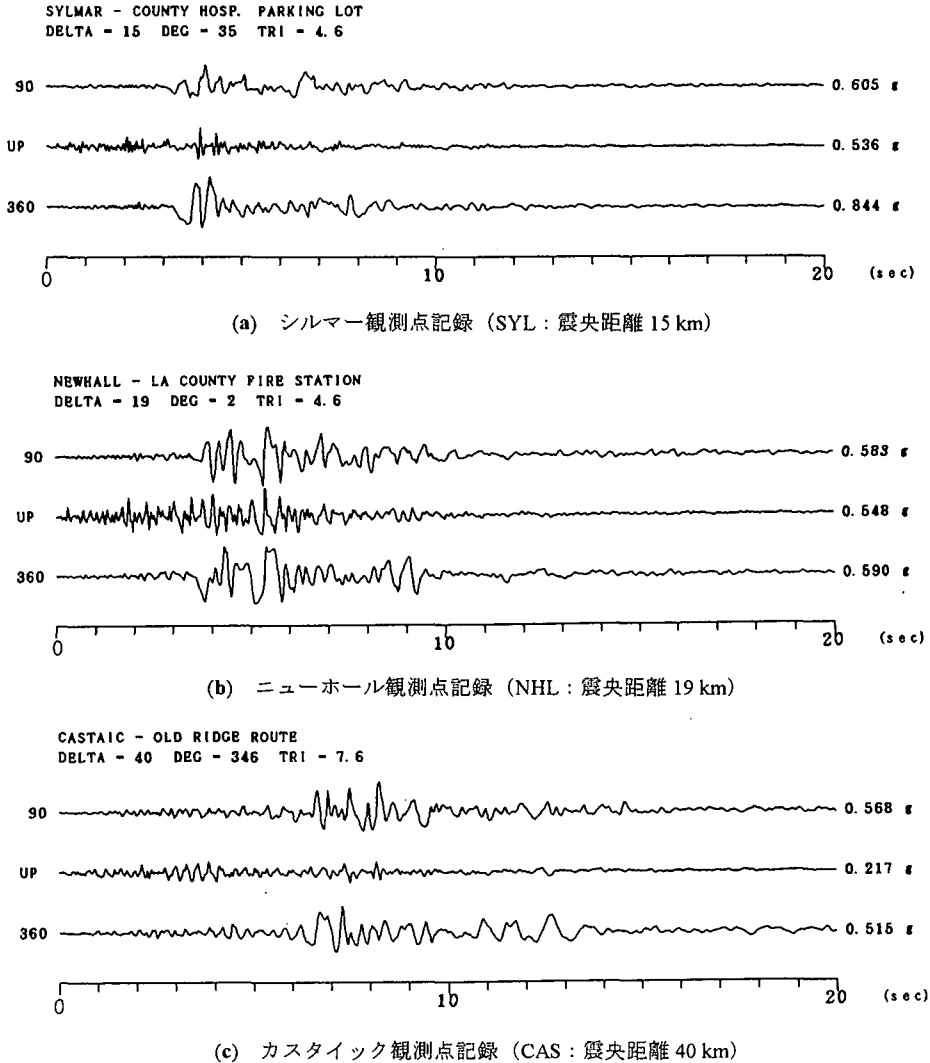


図 3.2.8 グループ 1 における加速度記録

のに対し、ニューホールの記録 (図 3.2.8(b)) は水平成分の最大値とほぼ同時に鉛直成分も最大値を記録しており、少なくとも観測点のごく近傍まで S 波であったことが推察される。

### 3.2.3 波形の特徴

本節では観測された記録波形の特徴について述べる。震源断層と観測点の位置関係によって波形の特徴が異なるので、図 3.2.1 に示したように震央から北を 0 度として時計方向に観測点の位置を測り、 $-15 \sim 75$  度のものをグループ 1、 $75 \sim 170$  度のものをグループ 2、その他のものをグループ 3 と分類し、それぞれのグループ内で共通する特徴について検討する。

まずグループ 1 について考察する。このグループは、断層の破壊が進んでいく方向に位置するため、一般的に大きな振幅と短い震動継続時間が特徴となるはずである。このグループの代表的な記録として、図 3.2.8 にシルマー、ニューホール、カスタイック (Castaic) の 3 つの波形を示す。これらの波



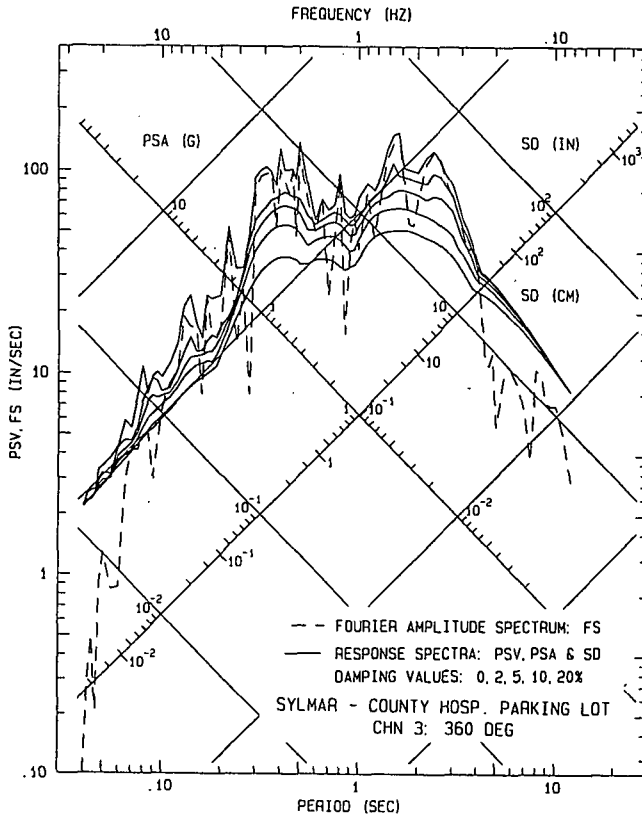
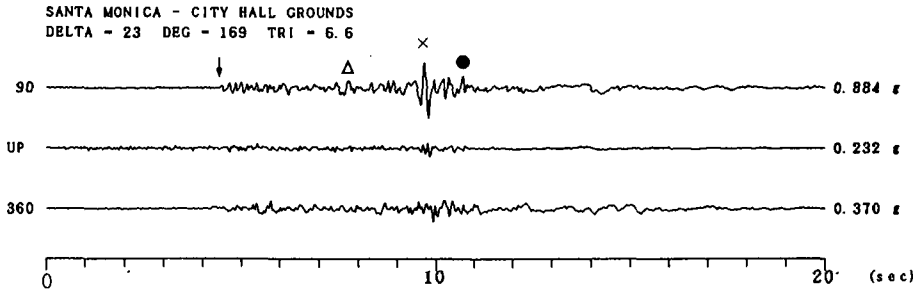


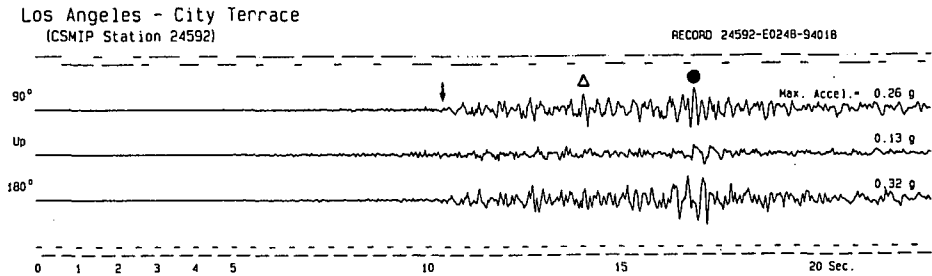
図 3.2.9 シルマー観測点記録のスペクトル

形を比較すると、波形はそれぞれ似通っていることがわかる。後述するグループ2や3と比べて波形が単純であり、これは観測点が破壊伝播方向にあることや、サイト特性の影響をあまり受けていないことによるものと考えられる。主要動は1 Hz程度の1波ないし2波で、震源から遠ざかるにつれて3波ないし4波に分散している。また、主要動のあとに、主要動より小さな波群が到着している。このグループに属する記録の代表的なスペクトルとして図 3.2.9 にシルマーにおける NS 成分のスペクトルを示す。擬似速度応答スペクトルのピークは1.5秒付近にあり、やや長周期成分が卓越していることがわかる。

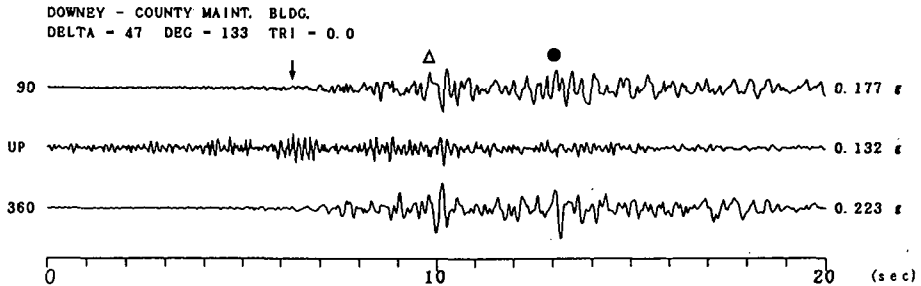
次にグループ2に属する記録について、サンタモニカ山地より南側と北側に分けて考察する。グループ2でサンタモニカ山地より南側の代表的な記録として、図 3.2.10 にサンタモニカ、ロサンゼルス・シティテラス (Los Angeles City Terrace)、ダウニー (Downey) の記録を示す。図中矢印は S 波初動を示す。サンタモニカの記録は●印より後は非常に小さくなっていて、震源時間は矢印から●印までと推定できる。この●印の波群は他の観測点においてもかなり明瞭に認識され、これが最大値を与えている場合が多い。またこの波群の前にも△印で示した波群が明瞭に読み取れる。これらの時間間隔は観測点によらず一定で、これらの波群が震源から放出された可能性を示唆している。一方サンタモニカにおいて最大値を与えた波群(×印)は、他の観測点では見られない。ところが図 3.2.1 に示したタルサ観測点の記録で最大値を与えた波群のタイミングとほぼ一致しており、これらが同じ波群である可能性が高い。図 3.2.11 にこのグループの代表的なスペクトルとしてダウニーの NS 成分のスペ



(a) サンタモニカ観測点記録 (SMC: 震央距離 23 km)



(b) ロサンゼルス・シティテラス観測点記録 (LACT: 震央距離 39 km)



(c) ダウニー観測点記録 (DWN: 震央距離 47 km)

図 3.2.10 グループ 2 における加速度記録 (震央距離 20 km 以上)

クトルを示すが、グループ 1 の波形と比べると、かなり高周波 (3 Hz 程度) の地震動が卓越している。さらに、波形形状は観測点によって異なり、サイト特性による影響をかなり受けている。

グループ 2 に属する記録のうち、震央距離が小さくサンフェルナンドバレー盆地内の代表的な記録を図 3.2.12 に示す。これらの記録は震源域で観測されたため、断層と観測点の位置関係によってかなり観測される地震動が異なるため、波群を特定することは難しい。図からバンナイ (Van Nuys) とシャーマンオークス (Sherman Oaks) の記録は、ほぼ同程度のピークを持つ波が 5~6 秒程度続いていることがわかる。これらの地点はサンタモニカ山地とサンフェルナンド盆地の境界付近にあたり、地盤構造によって地震動が増幅された傾向を示している。

グループ 3 については、記録数が少ないため十分な検討を行うことが困難である。さらにこのグループの波形はそれぞれかなり形状が違い、特定の波群を認識できない。短周期成分が比較的卓越しているのはグループ 2 と同様である。

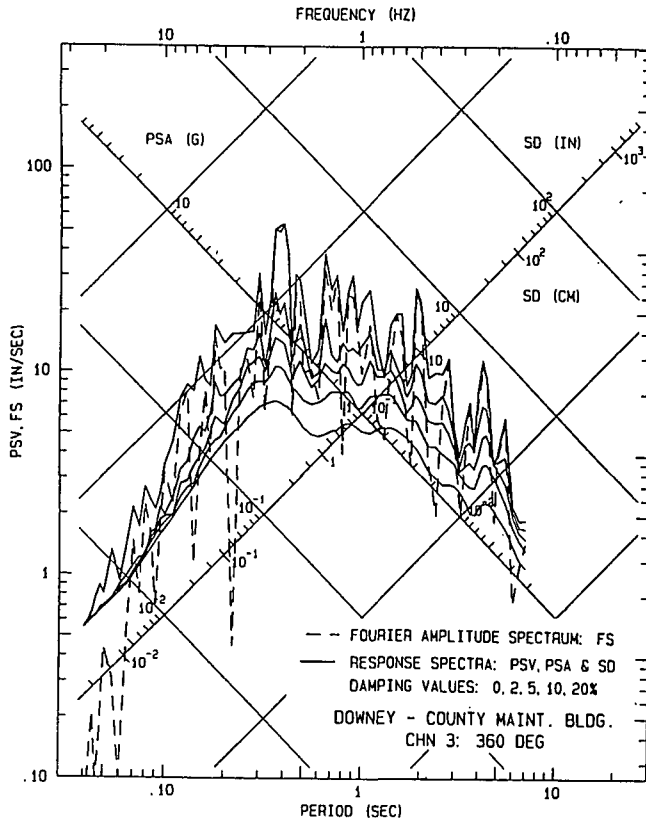


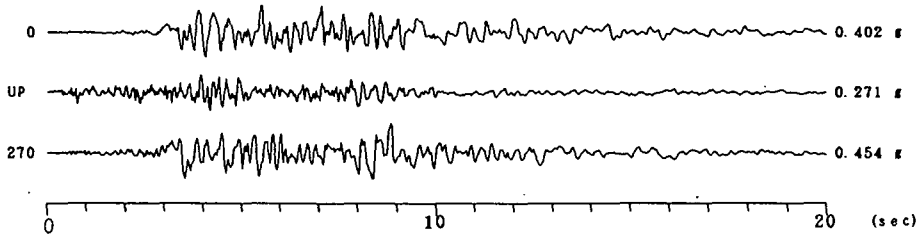
図 3.2.11 ダウニー観測点記録のスペクトル

以上の検討から各グループによって特徴は異なるが、多くの観測点で2つ以上の波群が見られることがわかった。これらの波群がどのような原因で生成されたかに関しては、次節以降で詳細に検討する。

最後に液状化による影響が見られる観測記録として、シルマー電力施設における記録波形を図 3.2.13 に示す。一般的に地盤が液状化することによって地表面の観測記録には、波形が液状化以後急激に長周期化する現象や、サイクリック・モビリティによるスパイク状の波群が見られる。ここに示したシルマー電力施設の記録にも 10 秒あたりからは明瞭なスパイク状の波群が認められ、この付近の地盤が液状化したことを表しているものと考えられる。後述するようにこの付近では実際に液状化による被害が発生しており、震源近傍で液状化した地盤上の加速度記録として貴重である。また図 3.2.10(a)に示したサンタモニカの記録は、衝撃的な波のあとに長周期の波が続いていることが注目される。この波は前述した盆地端部で発生した表面波と考えることもできるが、観測点から数百 m ほど離れたサンタモニカ海岸では液状化による被害も発生しており、地盤が液状化したために地盤応答が長周期化した可能性もある。

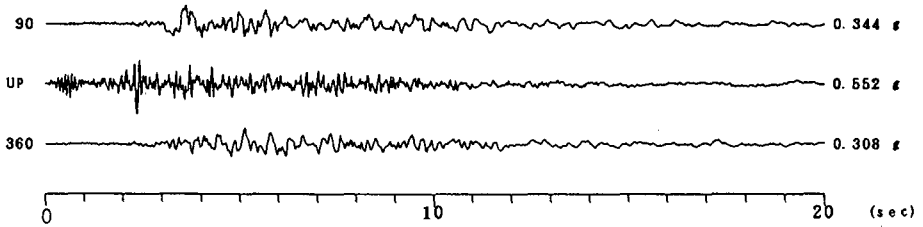
以上、今回の地震で得られた地盤上における強震記録について、その特徴について概説した。地震動は震源特性（ソース）、伝播経路特性（パス）およびサイト特性、さらにサイト特性のうち非線形特性の影響を総合して初めて理解される。以後の節で、これらの特性をそれぞれ詳細に検討する。

VAN NUYS - 7-STORY HOTEL  
 DELTA - 6 DEG - 84 TRI - 0.0



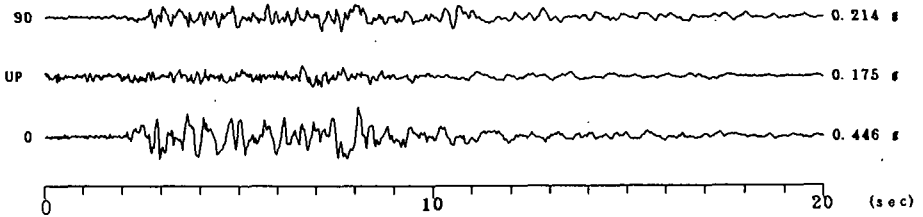
(a) バンナイ観測点記録 (VNY: 震央距離 6 km)

ARLETA - NORDHOFF AVE FIRE STATION  
 DELTA - 9 DEG - 76 TRI - 0.0



(b) アリータ観測点記録 (ARL: 震央距離 9 km)

SHERMAN OAKS - 13-STORY COMMERCIAL BLDG.  
 DELTA - 10 DEG - 135 TRI - 0.0



(c) シェーマンオークス観測点記録 (SHR: 震央距離 10 km)

図 3.2.12 グループ 2 における加速度記録 (震央距離 20 km 以上)

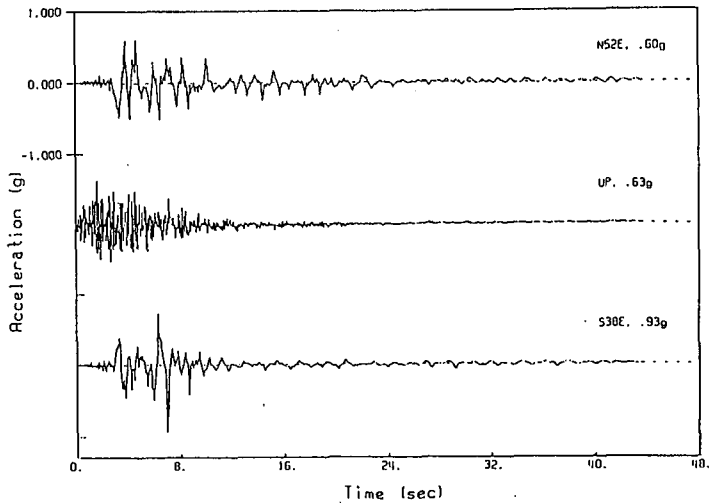


図 3.2.13 シルマー電力施設における加速度記録

### 3.3 震源特性

#### 3.3.1 はじめに

前述したように今回の地震では、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（例えば Wald and Heaton<sup>12)</sup>, Thio and Kanamori<sup>13)</sup>など）。ここではまず、Wald and Heaton<sup>12)</sup>が理論的グリーン関数を用いて求めた震源モデルを示し、経験的グリーン関数重ね合わせ法によってこれを検証する。さらに長周期成分と短周期成分を別々に評価したハイブリッドグリーン関数を用いた強震動予測手法によって、この震源モデルが短周期地震動も説明できることを示す。

#### 3.3.2 理論的グリーン関数によって求めた震源モデル

Wald and Heaton<sup>12)</sup>では、余震分布からディップ角を $42^\circ$ 、走向については Harvard CMT 解等の結果から $122^\circ$ 、レイク角を $109^\circ$ とし、有効な断層の大きさを $14\text{ km} \times 20\text{ km}$ とした。この断層の大きさは図 3.3.1 に示すように余震分布に比較して小さく、 $7\text{ km}$ より浅い所には本震の破壊域が達していないとしている。この断層面を用い、Hartzell and Heaton<sup>14)</sup>による波形インバージョンの方法により断層面内におけるすべり分布を求めている。用いた記録は、CDMG<sup>4)</sup>, USGS<sup>15)</sup>, ロサンゼルス市水道電力

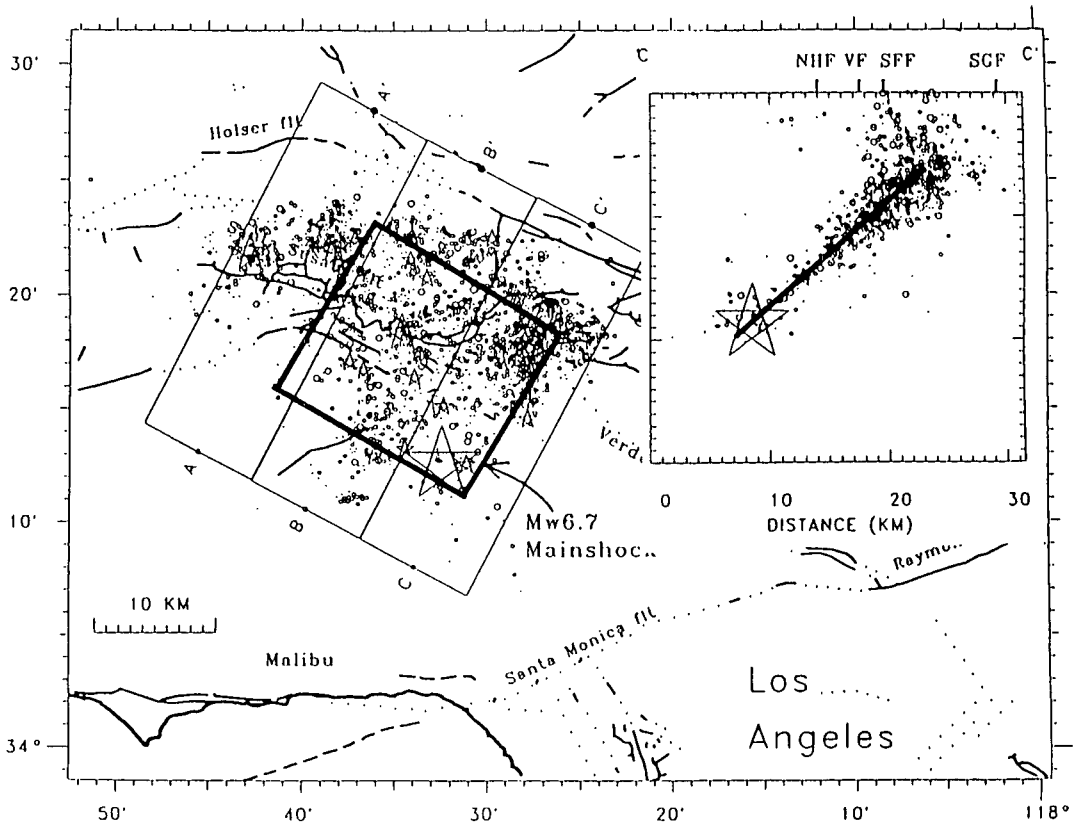


図 3.3.1 本震および余震位置と断層面 (Wald and Heaton, 1994)

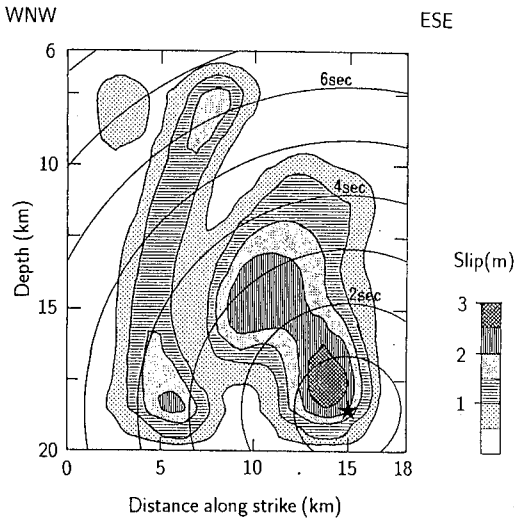


図 3.3.2 Wald and Heaton によって求められた震源過程

表 3.3.1 Wald and Heaton による震源パラメータ

Date	January 17, 1994
Origin Time	12:30 55.2 GMT
Latitude, Longitude	34.211 N, 118.537 W
Hypocentral Depth	18.5 km
Top Center Fault Location	34.344 N, 118.517 W
Seismic Moment	$1.23 \times 10^{26}$ dyne·cm
Strike	122°
Dip	42°
Rake	109°
Model Fault Length	18 km
Model Fault Width	21 km
Effective Fault Length	14 km
Effective Fault Width	20 km
Fault Depth Range	6.0-20.0 km
Average Slip	1.2 m
Maximum Slip	3.9 m
Effective Rupture Area	280 km <sup>2</sup>
Rupture Velocity	2.8 km/sec
Total Rupture Time	7 sec
Local Rise Time	variable from 0.6-1.2 sec

局 (LADWP) と南カリフォルニア・エジソン電力会社 (Southern California Edison) によるものである。図 3.3.2 は得られた本震におけるすべり量の分布を示す。図中★印の位置が発震点であり、0.5 秒後に主破壊が始まり、2~3 秒後に西北西方向に 8 km 程度離れた場所でサブイベントが発生したとしている。ちなみに地震モーメントは  $1.23 \times 10^{26}$  dyne·cm、破壊速度は 2.8 km/sec、ライズタイムは 0.6 ~ 1.2 sec まで断層面上の場所によって変化するとしている。表 3.3.1 に求められた断層パラメータを示す。

### 3.3.3 経験的グリーン関数を用いた震源モデルの検討

先に示した震源モデルの妥当性を検証するため、余震記録を経験的グリーン関数とした波形合成を行った。用いた断層モデルは図 3.3.2 を参考にし、図 3.3.3 に示す 2 つのアスペリティー (地震モーメントは全体の 6 割程度としている) を持ち、図中★印から破壊が始まり円状に破壊が広がるとした。個々のアスペリティーにおける 1 メッシュが用いた余震の断層面積に対応している。用いた余震は 1994 年 1 月 21 日 18 時 52 分に発生した M4.1 (深さ 11 km) の地震である。なお、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、ここでは本震記録サイト近傍の臨時観測点で記録されたものを用いた。図 3.3.4 は本震および余震の観測点と本震および余震の震央位置を示す。すなわち、FIRE での余震記録を用いて本震の波形合成を行い、SYLM での本震

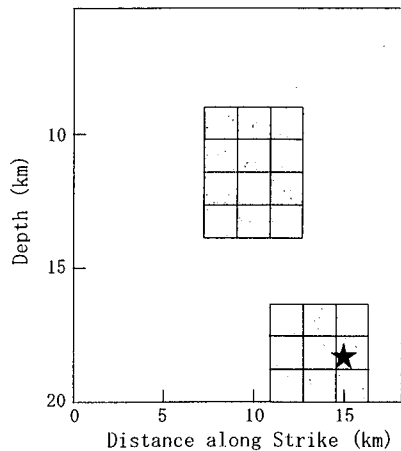


図 3.3.3 2 つのアスペリティーを考慮した断層モデル

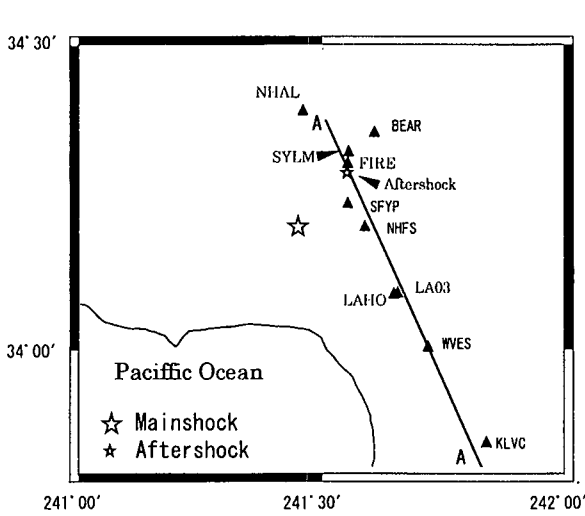


図 3.3.4 本震, 余震の震源位置と観測点位置

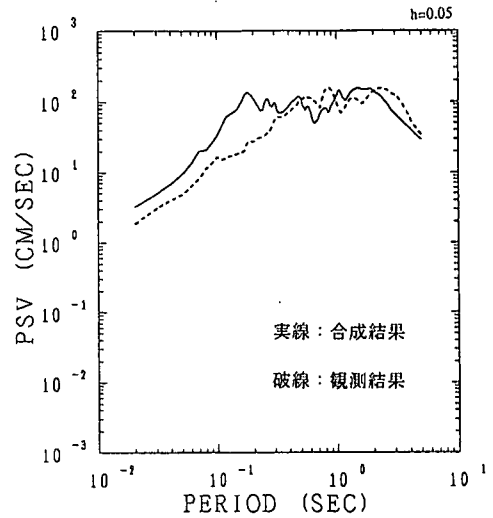


図 3.3.6 経験的グリーン関数法による合成波形と観測波形の擬似速度応答スペクトルでの比較

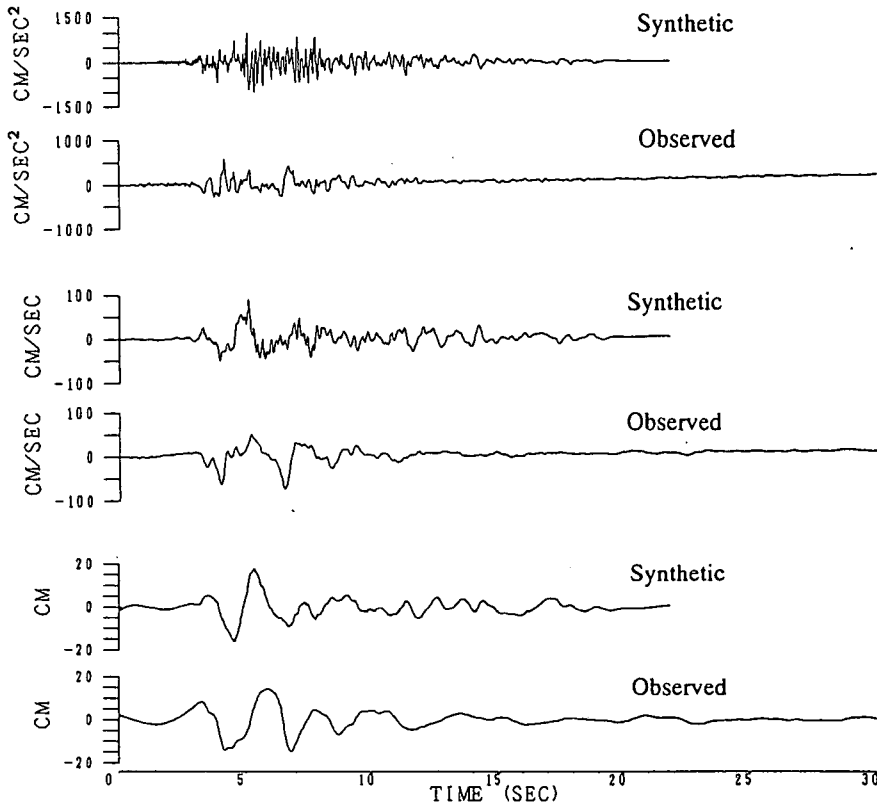


図 3.3.5 経験的グリーン関数法による合成波形 (FIREの余震記録を合成) と観測波形 (SYLM) の比較

記録と比較した。図 3.3.5 に合成波形と観測波形の比較を, 図 3.3.6 には速度応答スペクトルを示す。合成波形と観測波形では高周波数域での違いが顕著であり, これは本震と余震の観測点が同一ではなく, サイト特性の違いが1つの原因として考えられる。

### 3.3.4 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

東京、大阪、名古屋など軟質な堆積盆地上に発達した大都市における直下型地震時の強震動予測は、都市における地震防災および災害軽減を考える上で非常に重要である。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には十分な地下構造や震源過程の推定は困難である。ここ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手法としてハイブリッドグリーン関数を用いた波形合成法を用いて震源モデルの検証を行う。この手法は以下に示すようなプロセスから成る。

- ① 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用いてグリーン関数を評価する。
- ② 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<sup>16)</sup>を用いてグリーン関数を評価する。
- ③ ①, ②で評価したグリーン関数を足し合わせることでより広帯域なハイブリッドグリーン関数を評価する。
- ④ 最後にこ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大地震の震源過程や指向性などを考慮した広帯域の強震動を評価する。

ここでは図3.3.4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。なおここで評価するグリーン関数は前述の経験的グリーン関数法で用いた余震と同じ規模の地震を想定して求めた。まず低周波数域ではサンフェルナンド盆地をVidale and Helmberger<sup>17)</sup>の速度構造を用いてモデル化し、2.5次元の差分法を用いて評価した。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。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3.3.7はその地盤モデルと得られた伝達関数である。低周波数域での数値シミ

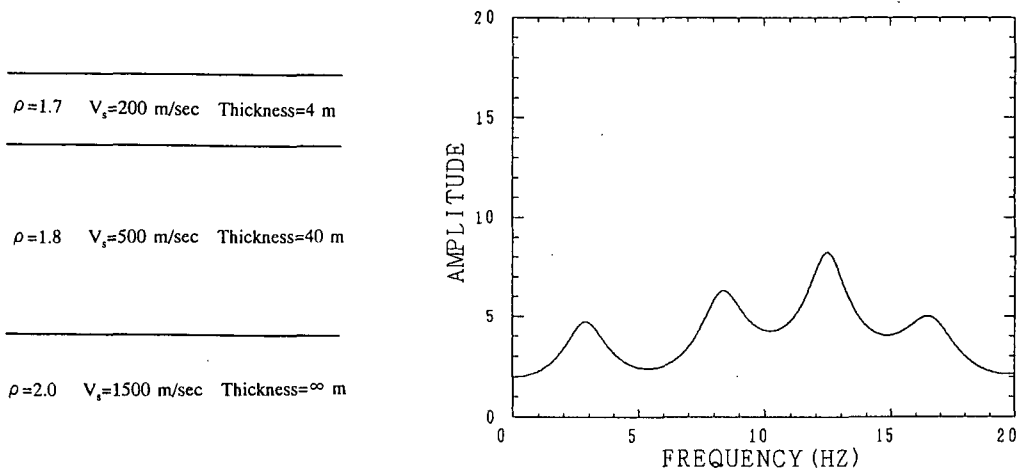


図 3.3.7 NHAL において仮定した表層地盤構造と伝達関数



シミュレーションの有効な周波数領域は1 Hz までであり、したがって図 3.3.8 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た。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、前者と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 3.3.9 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。

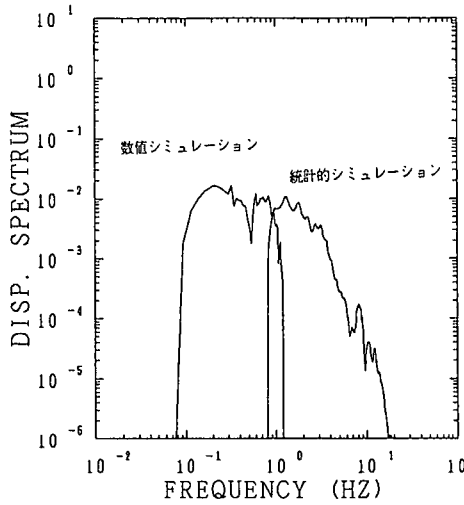


図 3.3.8 バンドパスされた数値シミュレーション波形と統計的シミュレーション波形の変位フーリエスペクトル

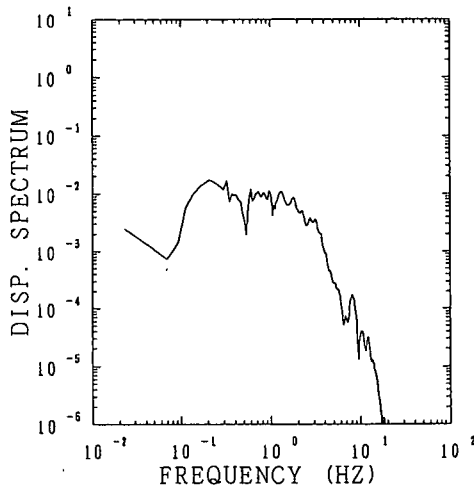
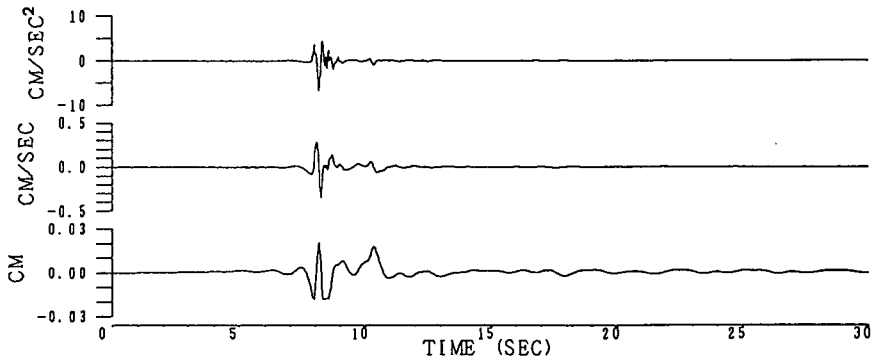


図 3.3.9 ハイブリッドグリーン関数とその変位フーリエスペクトル

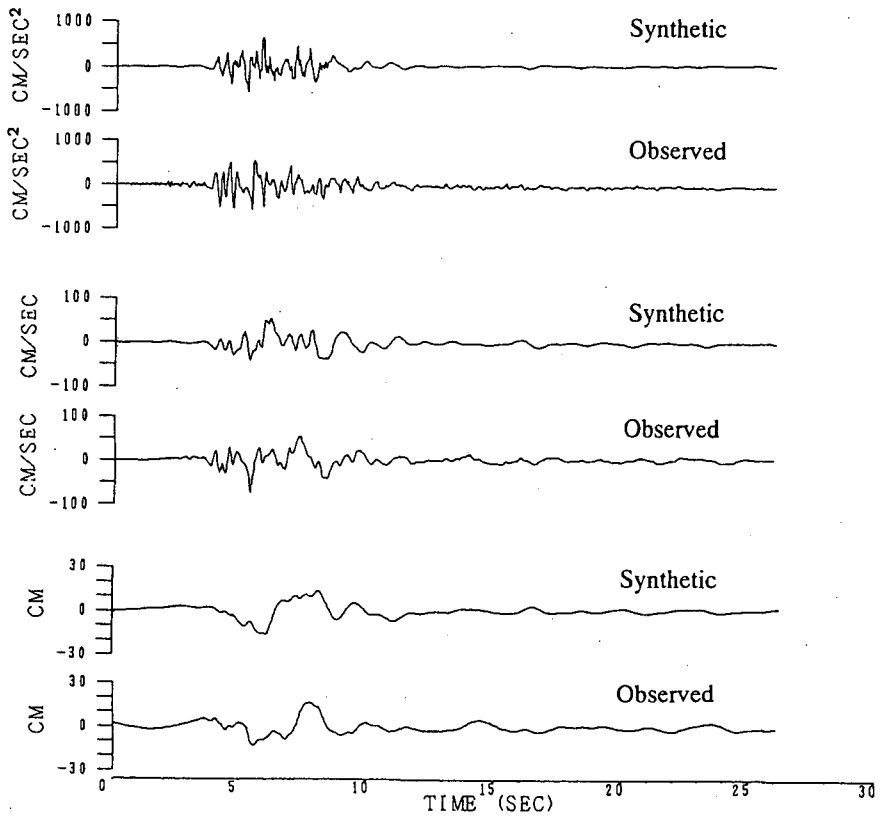


図 3.3.10 ハイブリッドグリーン関数を用いた NHAL での合成波形と観測波形の比較

次に、このハイブリッドグリーン関数を用い、NHAL での本震時の強震動を合成した。図 3.3.10 に合成波形と観測波形を示す。加速度、速度、変位波形とも振幅値も含め両者は良好な一致を示しており、先に示した震源モデルによって観測された地震動の短周期成分を説明できることがわかる。ただし、1 観測点のみでの検討であり、今後数多くの観測点での検討が必要である。

### 3.4 伝播経路特性

#### 3.4.1 はじめに

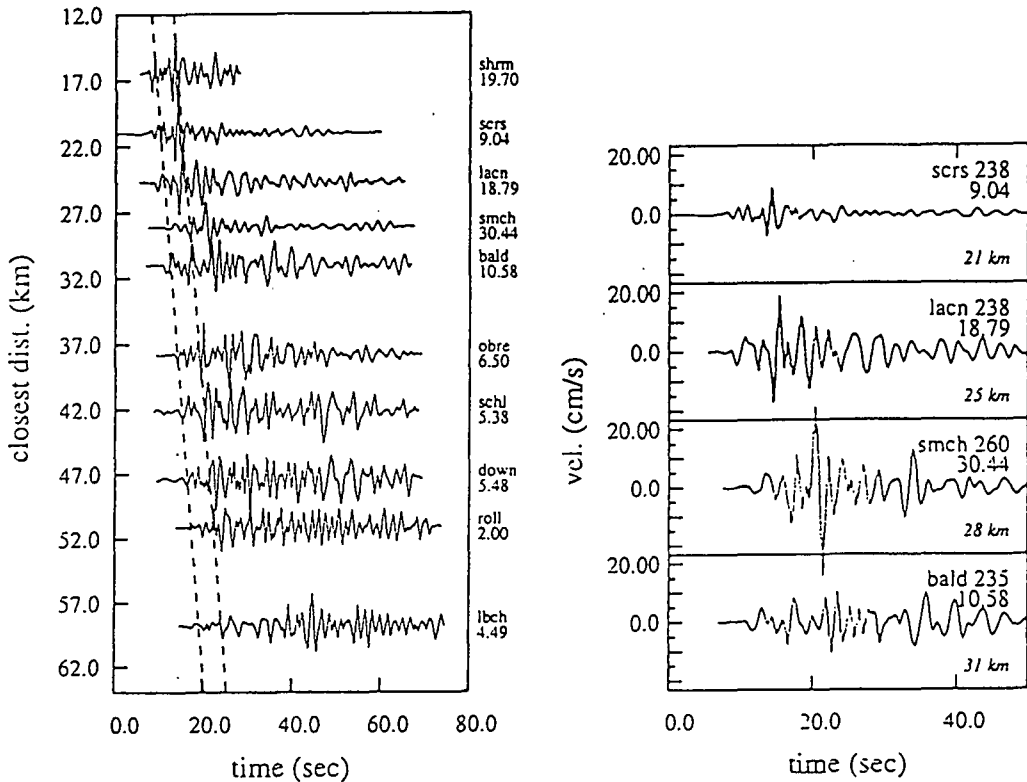
海溝型の巨大地震等では、震源から観測点近くの岩盤までを伝播経路として考え、堆積層の影響は盆地構造によるものも含めてサイト特性として評価するのが普通であるが、今回の地震のように震源近傍の地震動を考える場合には伝播経路特性とサイト特性を明確に区別することが難しい。そこで、本節では伝播経路特性と、サイト特性のうちかなり深い地盤構造による特性を合わせて検討する。比較的浅い（数 10 m 以浅）構造による影響は、地盤の非線形によるものも含めて次節でサイト特性として検討する。

堆積盆地構造が地震動に影響を与え、これが地震被害に大きく関与することは、1985年メキシコ・ミチョアカン地震の際に、震源から 400 km も離れたメキシコ市で高層ビルが多数倒壊するなどで問題になった<sup>18)</sup>。今回の地震の被害域であるサンフェルナンドバレー地域やロサンゼルス地域も、岩盤

までの深さが数 km 以上の堆積盆地構造を形成していることが知られており、これらの盆地の構造が地震動の 1 Hz 以下のやや長周期成分にどのような影響を与えたかについて以下に解説する。

3.4.2 ロサンゼルス盆地上で観測されたやや長周期地震動

ロサンゼルス盆地の西北部では、後述するように大きな被害が発生しており、堆積盆地構造が地震動にどのような影響を与えたかを理解することは重要である。図 3.4.1 にこの地域で観測された記録から 1 Hz 以上の成分をフィルターによって取り除き速度波形に変換した波形を、図 3.4.2 には観測点の位置を示す<sup>19)</sup>。図 3.4.1(a)には S 波初動の時刻（図 3.2.10 で矢印で示した波群）と、顕著な S 波の波群（図 3.2.10 で●で示した波群）の時刻を 2 本の破線で示しているが、震源距離に対してほぼ直線となっており、3.2 で述べたように、これらの波群が震源から放出されたものであることが推察される。一方、顕著な S 波の波群を示した右側の破線以降の時刻では、観測点ごとに波形の形状が大きく異なり、伝播経路特性による影響が大きいと考えられる。図 3.4.1(b)はこれらの波形のうちから、数 km ずつ離れた 4 地点の波形を拡大したものであるが、盆地上の記録 (bald, lacn, smch) は岩盤上の記録 (scrs) とは全く波形形状が異なり、最大速度値を与えている盆地内表面波と思われる波群が、震央距離が大きくなるにつれて次第に遅く到着していることがわかる。



(a) ロサンゼルス盆地における波形

(b) 西ロサンゼルス地点の波形

図 3.4.1 ロサンゼルス盆地で観測された速度波形

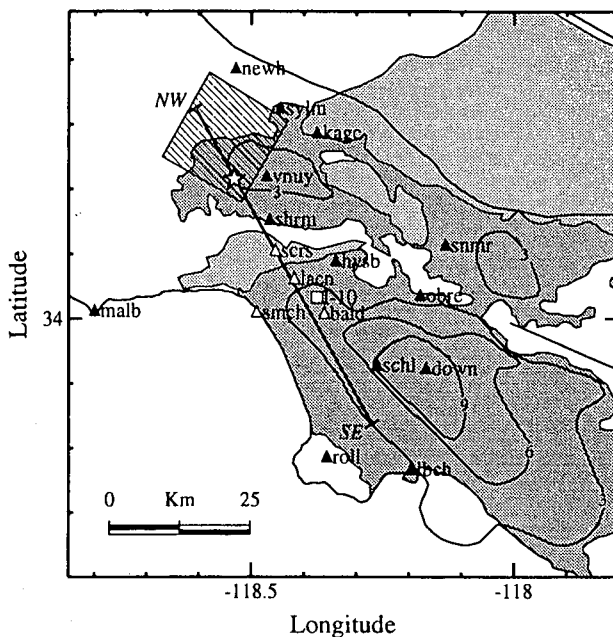


図 3.4.2 観測点位置とモデル断面

3.4.3 小盆地構造による影響

Graves<sup>19)</sup>はこれらの観測記録に対して、等方線震源から発生したSH波の2次元構造内の伝播を差分法を用いてシミュレーションを行うことにより、本震波形の再現を試みた。図 3.4.3 に用いた地盤断面構造モデルを、図 3.4.2 にモデル断面の地図上の位置を示す。解析は、図 3.4.3(a)に示した「盆地モデル」、図 3.4.3(a)の上部中央の破線で囲った部分を図 3.4.3(b)に変更した「小盆地モデル」、さらに比較のため水平成層地盤モデルについて実施している。図 3.4.4 に観測波形（最上段）と、小盆地モデル（2 段目）、盆地モデル（3 段目）および水平成層モデル（4 段目）に対するシミュレーション波形を示すが、観測波形は大きな盆地構造による影響だけでは説明できず、この影響と観測点近傍の小

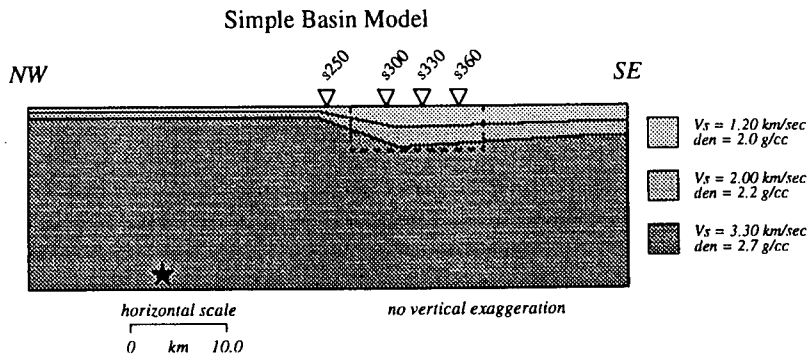


図 3.4.3(a) 解析モデル（盆地モデル）

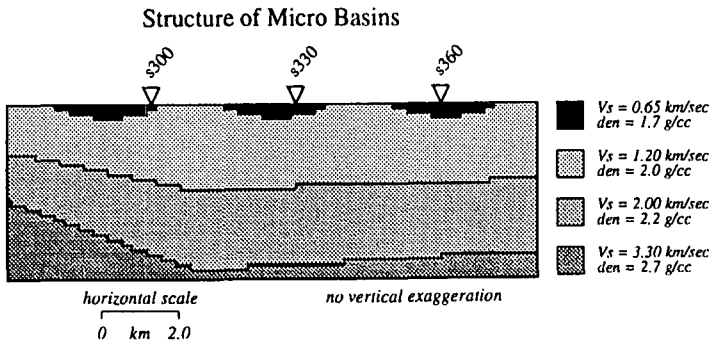


図 3.4.3(b) 解析モデル (小盆地モデル)

Tangential Comp. Data vs. SH simulations: low-pass at 1 Hz.

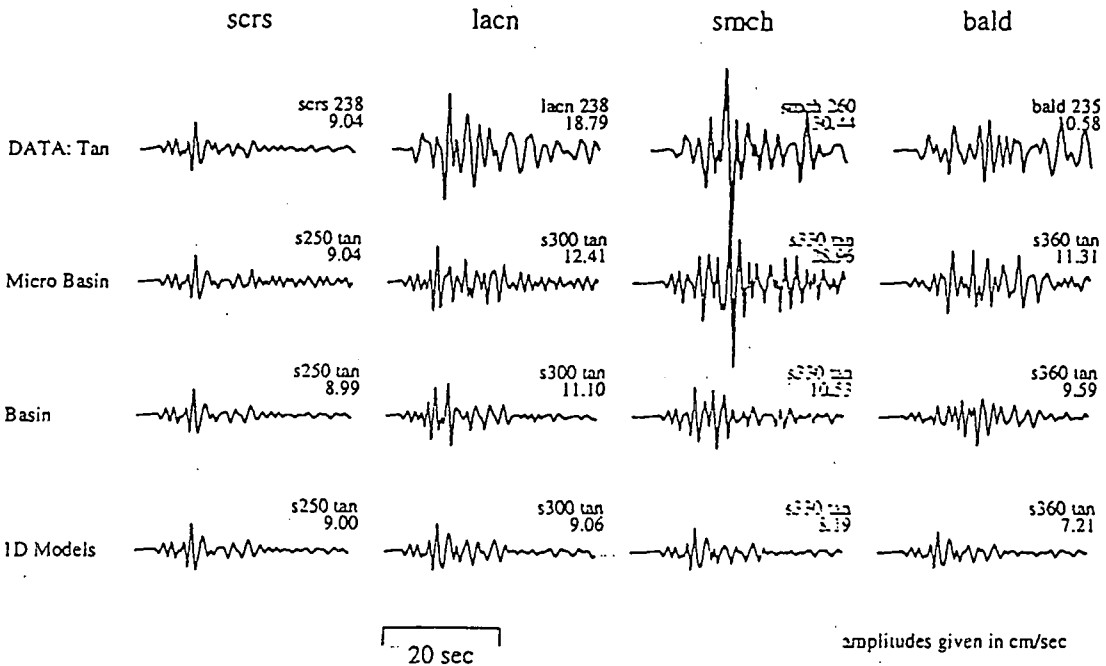


図 3.4.4 観測波形とシミュレーション波形

さな浅い盆地構造の影響の両方が、ロサンゼルス盆地内のやや長周期地震動を説明する上で重要であることがわかる。

3.4.4 やや長周期地震動のシミュレーション

Pitarka and Irikura<sup>20)</sup>は2次元構造に対するP-SV波とSH波について差分法を用いて、サンフェルナンド盆地上、ロサンゼルス盆地上および岩盤点における強震記録の再現を水平上下3成分に対して行っている。図3.4.5および表3.4.1には用いた地盤断面モデルと観測点の位置を示している。震源は前節における検討を踏まえて、1つの点震源を震央位置の深さ18kmに置き、さらに3秒後に震央から約10km離れた深さ16kmの点にもう1つの点震源を仮定している。図3.4.6に各観測点におけるシ

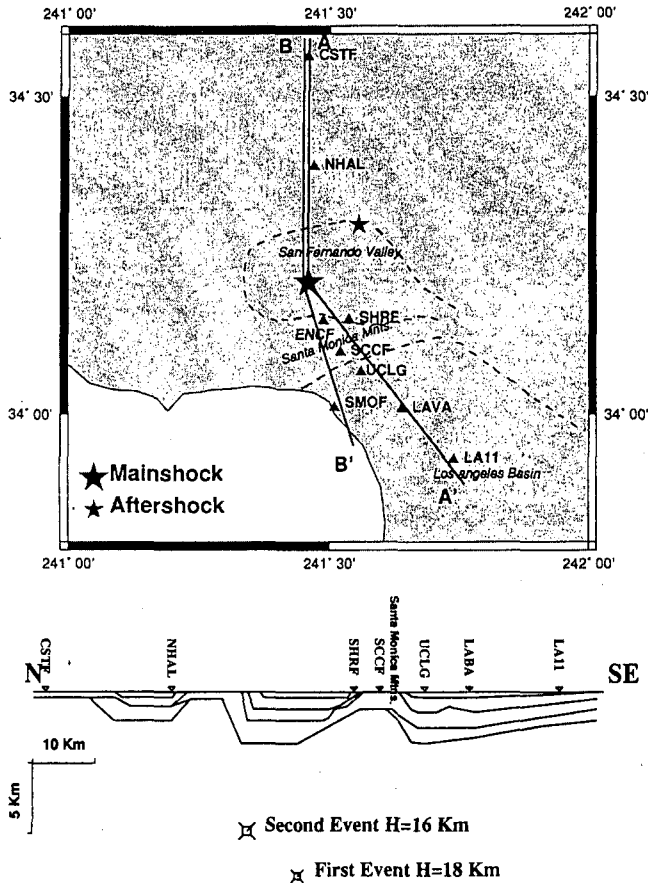


図 3.4.5 観測点位置と解析モデル断面

表 3.4.1 解析モデルのパラメータ

P-wave velocity (km/sec)	S-wave velocity (km/sec)	density (g/cm <sup>3</sup> )
1.4	0.6	1.7
2.0	1.1	1.8
2.5	1.4	1.9
3.1	1.8	2.1
4.3	2.5	2.3

ミュレーション速度波形と観測速度波形の比較を示すが、各観測点とも波形形状は良く再現されていることがわかる。しかしながら振幅については、図 3.4.7 に示した震央距離と最大速度との関係からわかるように、震央より南東側ではシミュレーションは観測値を良く説明できるが、震央より北側の観測点では観測された最大速度がシミュレーションによる値を大きく上回っている。

さらに、同様な方法で1月21日に起きた M 4.1 の余震記録に対してシミュレーションを行った結果を図 3.4.8 に示す。余震は本震に比べて震源関数が単純であり、観測波形は伝播経路特性やサイト特性を強く反映したものになるが、図 3.4.8 から観測記録の振幅や位相が良く再現されていることがわかる。震央距離と最大速度の関係を図 3.4.9 に示すが、シミュレーションは観測記録をほぼ説明し

BAND PASS FILTERED 0.05 \_ 1.0 Hz

VELOCITY

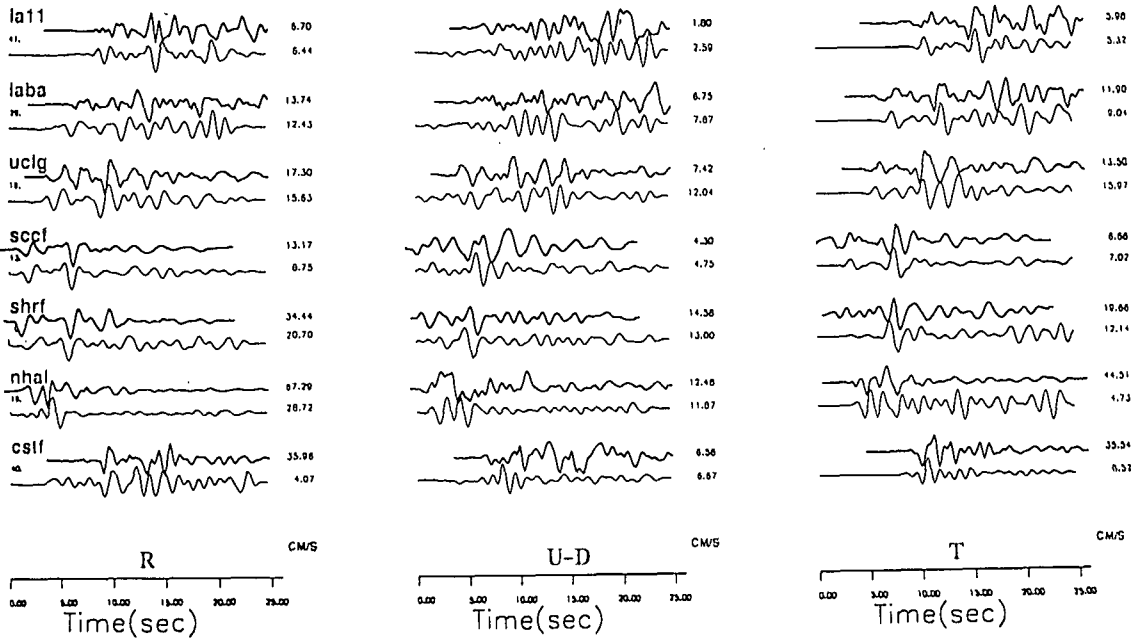


図 3.4.6 観測波形とシミュレーション波形 (本震)

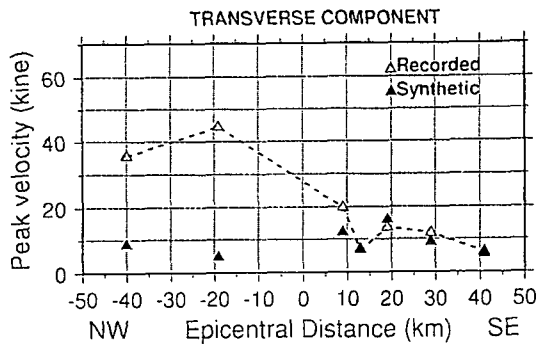


図 3.4.7 最大速度の距離減衰に関する観測とシミュレーションの比較 (本震)

ており、本震のシミュレーション波形が震央より北側で観測記録より小さかったのは、2点の点震源を仮定したために断層の破壊伝播による効果を考慮できないことが原因であることを裏付けている。

BAND PASS FILTERED 0.05 - 1.0 Hz  
VELOCITY

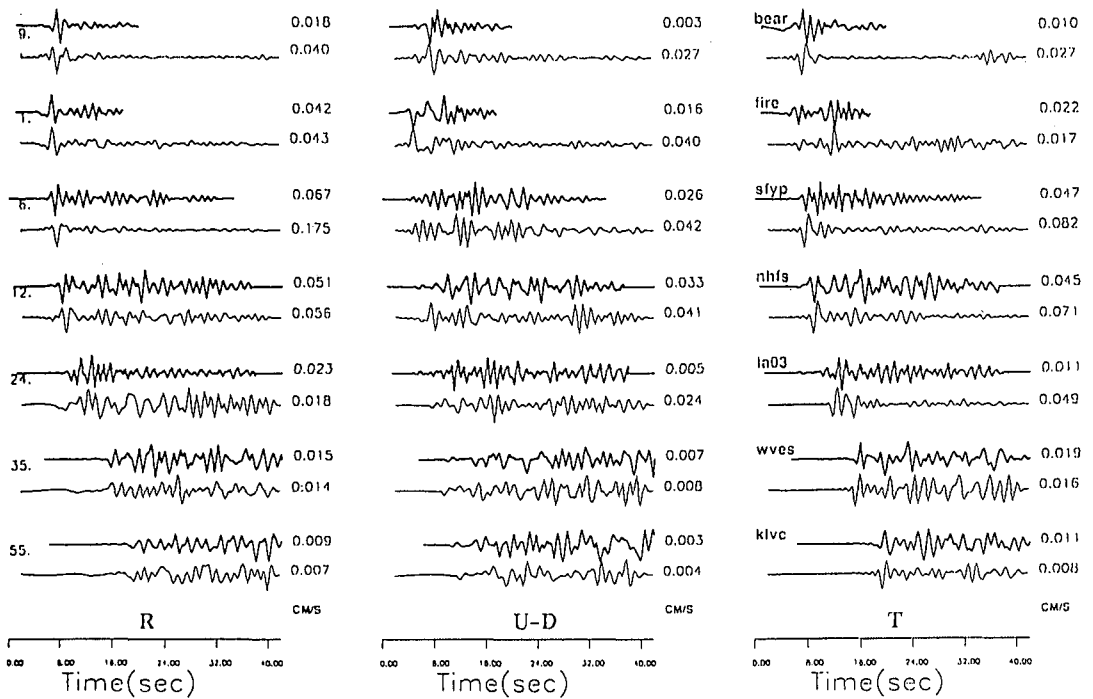


図 3.48 観測波形とシミュレーション波形 (余震)

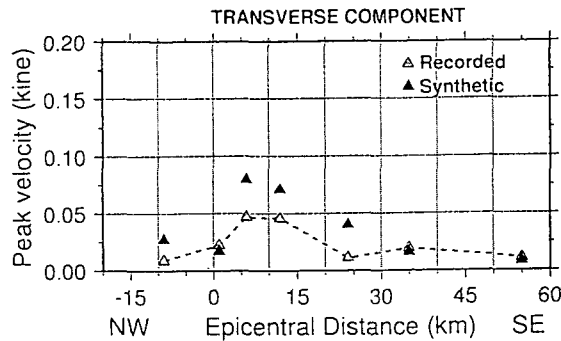


図 3.49 最大速度の距離減衰に関する観測とシミュレーションの比較 (余震)

3.4.5 まとめ

ロサンゼルス盆地上の観測点では、周期1秒以上の長周期領域において盆地構造の影響がかなり大きく見られ、水平成層の場合と比べて速度振幅で数倍違うことが明らかになった。今回の地震ではロサンゼルス盆地に向かっては震源から放出されたやや長周期の地震動の振幅があまり大きくなかったため、盆地構造の効果が被害に大きく影響しなかった可能性がある。また震央より北側の観測点の本震記録で最大速度が大きいのは、盆地構造の影響だけでは説明できないことがわかった。



## 3.5 サイト特性

### 3.5.1 はじめに

地震動は観測点近傍の表層地盤の特性によって大きく影響を受けることが知られている。このような影響はサイト効果と呼ばれており、地震動の特性を理解するためにはサイト特性を適切に評価する必要がある。本節では、特に深さ数 10 m 程度までの比較的浅い地盤構造による増幅特性を取り扱う。3.2 で述べたように今回の地震の震源域では数百 gal 以上の強い地震動が多数観測された。このような強震時には地盤は非線形挙動を呈するから、サイト特性を考える場合にはこの効果を考慮しなければならないことは当然であり、本節でも地盤の非線形挙動による影響も含めて検討する。

### 3.5.2 強震記録に見られる地盤の非線形特性

ノースリッジ地震の強震域となったサンフェルナンド・バレー (San Fernando Valley) は、1971 年サンフェルナンド地震でも大きな被害が生じている。その際の地盤災害では、サンフェルナンド・バレーの北端部の被害が顕著であった。すなわち、沖積低地に造られた人工池であるヴァンノーマン湖のうち、サンフェルナンド下ダムは液状化のため、決壊寸前となった<sup>21)</sup>。また、この周辺では、ジェンセン (Jensen) 浄水場、シルマー (Sylmar) 変電所、ジュベニール (Juvenile) ホールなどの施設で大規模な液状化や地盤の側方流動といった地盤災害が生じている<sup>22)</sup>。また、道路、建築物などの被害も多く発生した。このような状況からと考えられるが、その後この地域では多くの地震観測が行われており、今回の地震で特に震源近傍で多くの記録が得られる結果となった。

地盤の非線形挙動という観点からみると、一つの興味は先に述べたような地盤災害の発生した場所が、ノースリッジ地震でどのような挙動をしたのか、また、前回の地震の際には地震観測が行われていなかった、これらの地域でどのような記録が得られたかという点である。

上記のような地盤の破壊は非線形挙動の最も極端なものである。ノースリッジ地震ではこのような極端な破壊現象の生じた地点の強震記録は得られていない。非線形性の程度がこれほどでない場合には、地盤はいわゆる非線形挙動をする。この場合には、表層地盤で地震動が増幅され、また非線形化に伴い地盤の固有周期が伸びることから、地震動の卓越周期も伸びることが知られている。

このような非線形挙動が多く観測されたのが、同じくアメリカ西海岸で起こった 1989 年ロマプリエタ (Loma Prieta) 地震である。この地震では震源から 100 km 程度離れたサンフランシスコの軟弱地盤で周辺の岩盤サイトに比べ 2~3 倍と大きい最大加速度の記録が得られている。サンフランシスコ周辺に分布する軟弱なベイマッドや市外の開発に伴う埋立地がこのような軟弱地盤であった。

ところで、地盤の非線形地震応答に関し、現在でも決着のついていない大きな問題がある。地盤の一次元非線形解析を行うと、入力地震動が小さい場合には地震動が増幅されるが、入力地震動が大きくなり材料がその強度に達すると、それ以上のせん断応力を地表へ伝えないため、増幅率が落ちてきて、ある程度以上の入力に対しては、増幅率は 1 を下回ってしまうことが予想される<sup>23)</sup>。過去の地震では軟弱地盤の方に大きな被害が生じているにもかかわらず、解析結果では硬質地盤の方がピーク加速度が大きくなるのは、矛盾しないかという疑問である。

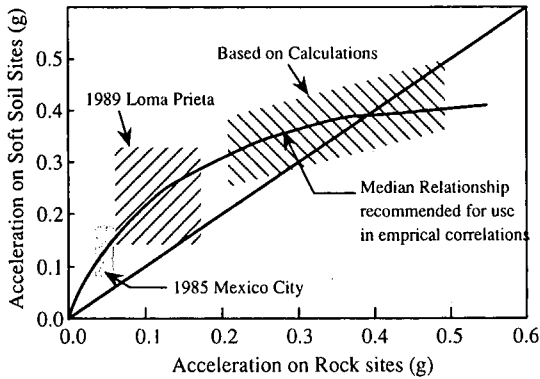


図 3.5.1 岩盤における最大加速度と地盤における最大加速度の関係

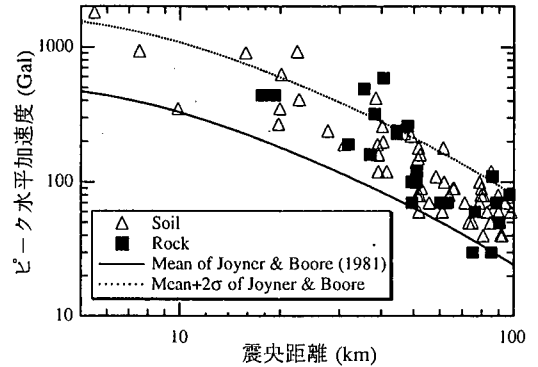


図 3.5.2 今回の地震で観測された岩盤点と地盤点における最大加速度の比較

図 3.5.1 はこのような状況を模式的に示したものである。ロマプリエタ地震におけるサンフランシスコでは、岩盤サイトの記録が 0.1 g 程度であったため、図の増幅域となっている。これに対し、ノースリッジ地震では震源近傍で記録が得られていることもあり、岩盤記録と考えられるパコイマ (Pacoima) ダムやパコイマ・カーゲル・キャニオン (Pacoima Kagel Canyon) ではピーク加速度 0.5 g に近い記録であり、図の境界付近の挙動に対応している。図に示したような増幅率の逆転は観測されるかということも興味深い。

図 3.5.2 は、岩盤点と地盤点における水平ピーク加速度<sup>4)</sup>の違いを比較したものである。図中の実線は、Joyner と Boore が提案している式<sup>24)</sup>に  $M_w=6.7$  を代入して得られる関係である。ただし、この式で使うべき地表面へ投影した断層からの距離の代わりに震央距離を用いている。震央距離が 30 km より大きいところでは、岩盤、地盤の両方で多くの記録が得られているが、これらの分布から地盤条件の差を読み取ることは困難である。また、これが図 3.5.1 に示した非線形挙動の卓越した領域を表しているかという点も必ずしもそうとは言えない。震源近くの記録であるタルサナ (Tarzana)、シルマー (Sylmar)、セプルヴェダ (Sepulveda) では大振幅の記録が得られている。特にタルサナでは 1.8 g もの記録が得られている。この 3 地点で USGS は余震観測を行っているが、これらの地点のピーク加速度の比は、本震と余震でほぼ同じであることが報告されている (L. Wennerberg 談)。また、ロマプリエタ地震の際のサンフランシスコ周辺では湾岸地帯ということでベイマッド等の軟弱な地盤が広範囲に存在したのに対し、ノースリッジ地震の強震域であるサンフェルナンド・バレーは、標高も 300 m 近くあり、どちらかという点山地帯であり、いわゆる軟弱地盤はあまり存在しないと考えられる。もちろん、中に非線形挙動の卓越した地震動が含まれる可能性は否定できないが、詳細は今後の研究を待つ必要がある。

以上に見たように、現在公開になっているデータからは、地盤の非線形挙動が卓越したという積極的な証拠は上がっていない。そこで、次項以降、特に着目される記録であるシルマーとタルサナについて、数値計算に基づき、その増幅特性を検討してみることとする。なお、これらは特に軟弱な地盤というわけではない。また、地盤情報も材料定数も十分に把握されているわけではなく、その意味でかなりの推測が入っていることが前提である。

3.5.3 シルマーにおけるサイト特性

1971年のサンフェルナンド地震の際に、大規模な液状化と斜面崩壊が発生したヴァンノーマン湖周辺の3 km程度北東に位置するシルマー郡立病院の駐車場で地震観測記録が得られている。この病院も1971年の地震の際に大きな被害を受け建て直されたものである。シルマーではNS成分のピーク加速度が827 Galと大きいだけでなく、ピーク速度が129 cm/s、ピーク変位が33 cmと非常に大きいのが特徴である。

一次元等価線形化解析により、当地点での増幅特性について検討を行う。USGSでは、サンフェルナンド・バレーの敷点でPS検層により深度約30 mまでS波速度構造を求めており、図3.5.3に示す

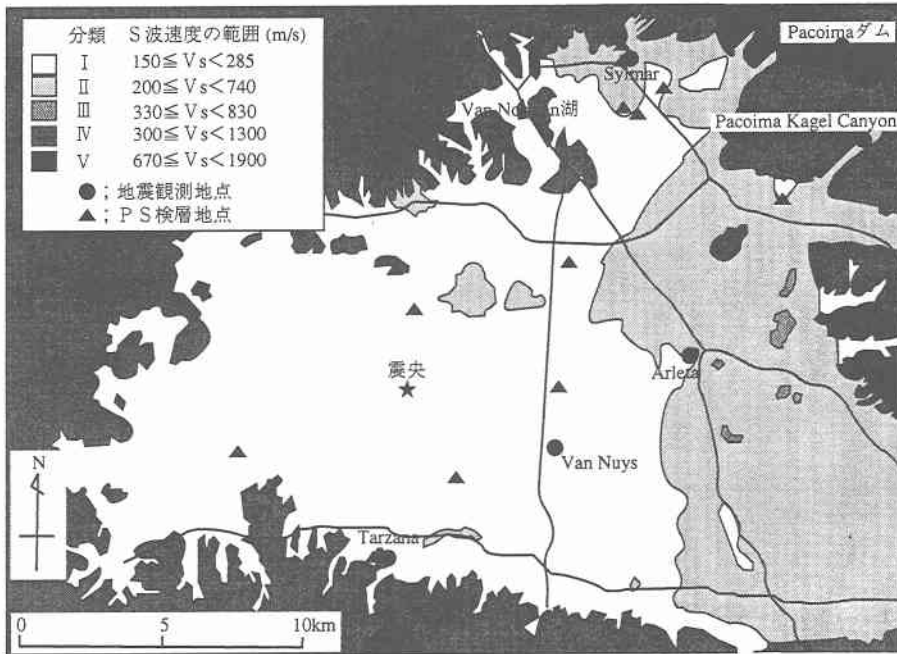


図 3.5.3 サンフェルナンドバレーにおける地震観測点およびPS検層地点

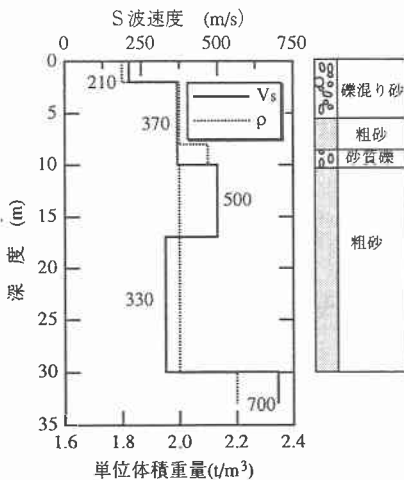


図 3.5.4 解析に用いた地盤モデル

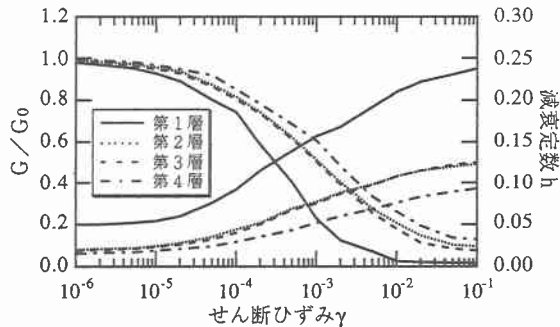


図 3.5.5 解析に用いた  $G/G_0$  と  $\gamma$ ,  $h$  と  $\gamma$  の関係

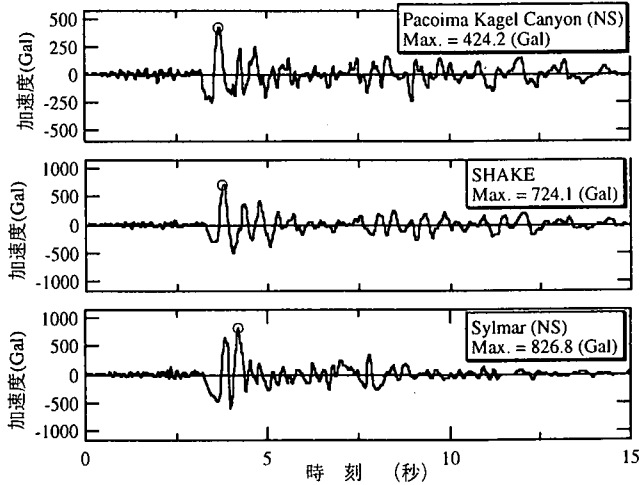


図 3.5.6 観測波形と計算波形の比較 (上段：入力波形(パコイマ・カーゲル・キャニオン NS 成分), 中段：一次元等価線形解析による計算結果, 下段：タルサナにおける観測波形(NS 成分))

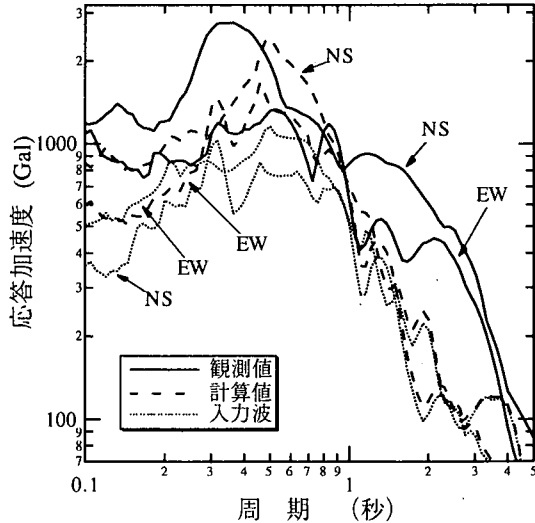


図 3.5.7 加速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ) の観測値と計算値

ようにゾーニングを行っている<sup>25)~27)</sup>。観測点に近い地点での地盤構造を図 3.5.4 に示す (30 m 以深については不明であるので  $V_s=700$  m/s の層があると仮定してこれを基盤とし, 単位体積重量は土質分類に基づいて仮定した)。また, 材料特性は安田らの式<sup>28)</sup>に基づいて図 3.5.5 に示すように仮定した。

入力地震動として, パコイマ・カーゲル・キャニオンにおける観測記録を用いた。サンガブリエル (San Gabriel) 山地のやや入り込んだ谷筋にあり, 周辺は起伏に富んだ地形である。地質は砂岩である。大野ら<sup>29)</sup>は常時微動を傾斜の上と下で測定した結果, 顕著な差はなく地形の影響を余り大きくないと報告している。したがって, 基盤への入力波として適切と考えられる。

NS 成分について解析を行った。解析結果および観測記録の波形を NS 成分について図 3.5.6 に示す。減衰 5% の絶対加速度応答スペクトルを図 3.5.7 に示す。解析ではピーク加速度は 724 Gal と比較的観測値に近いが, ピーク速度は 42 cm/s, ピーク変位は 4 cm と観測値よりもかなり小さい。波形もかな

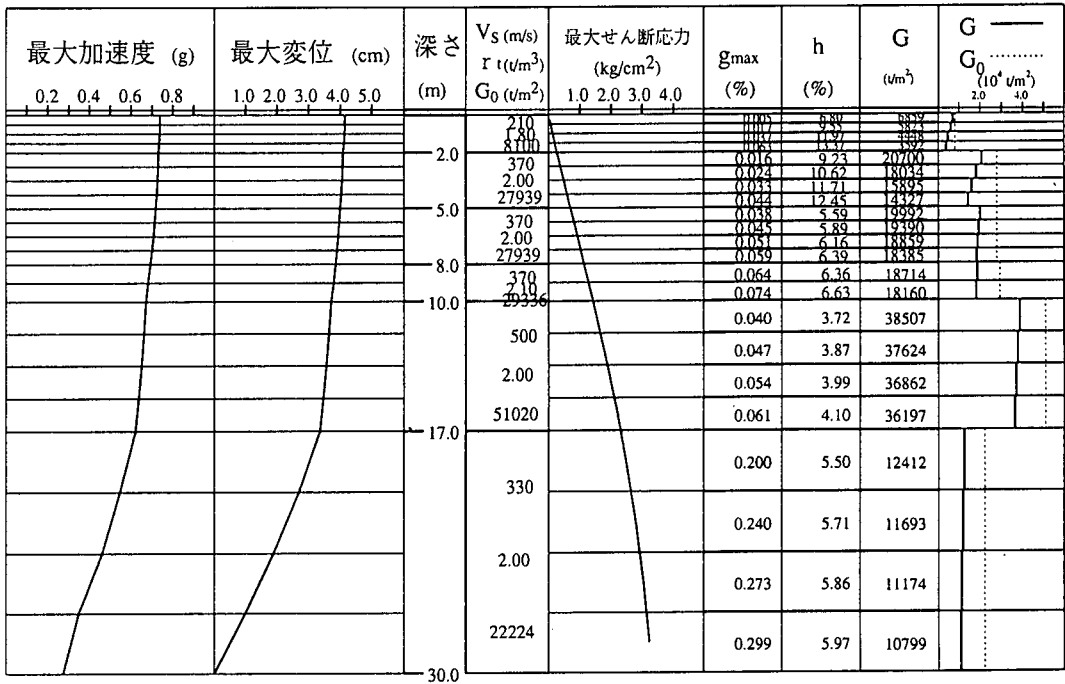


図 3.5.8 加速度，せん断応力等の地盤内分布

り異なっている。スペクトルも周期1秒以上で観測値に比べかなり小さくなっており，この差が速度と変位に影響したと考えられる。また，等価線形化手法では最大値付近の挙動に着目して剛性と減衰を決めているために，最大値以降については減衰を大きく，また，剛性を小さく評価していることも影響していると考えられるが，非線形法による解析を実施していないので，明確な結論を出すことはできない。しかしながら，このような一次元等価線形化手法の問題点は従来より指摘されているものであり，5 km 以上離れた地点での記録を入力としていること，地盤情報も不足していることを考慮すると，今回特にクローズアップするほどの現象は起きていないと考えられる。解析により得られた加速度や剛性低下率等の地盤内分布を図 3.5.8 に示す。せん断ひずみは  $10^{-3}$  程度に達し，剛性は 5 割程度まで低下しており，等価線形化手法の適用限界に近いものと考えられる。

### 3.5.4 タルサナ観測点におけるサイト特性

3.2 で示したように，タルサナでは EW 成分のピーク加速度が 1.8 g に達し，1 g 以上の強い振動が 7～8 秒間続くという驚異的な記録が得られた。図 3.5.9 に観測点周辺の地形を示す（観測点は図中の TAG 位置）。観測地点は，東西約 500 m，南北約 200 m，高さ約 20 m の丘陵の頂上付近に位置しており，1993 年釧路沖地震の際に 1 g に近いピーク加速度が観測された釧路気象台に類似した立地条件にある。

このサイトは，1987 年ウィティア・ナロウズ (Whittier Narrows,  $M=5.9$ ) 地震の際にも，震央から 45 km と離れていたにもかかわらず 0.62 g という大きな加速度振幅が得られ，注目された地点である。その余震や，他の地震では特に大きな加速度は得られておらず，計器に異常は見られない。そのような背景もあり，USGS の余震観測チームは，本震の直後にこの観測点を中心として 21 台の 3 成分

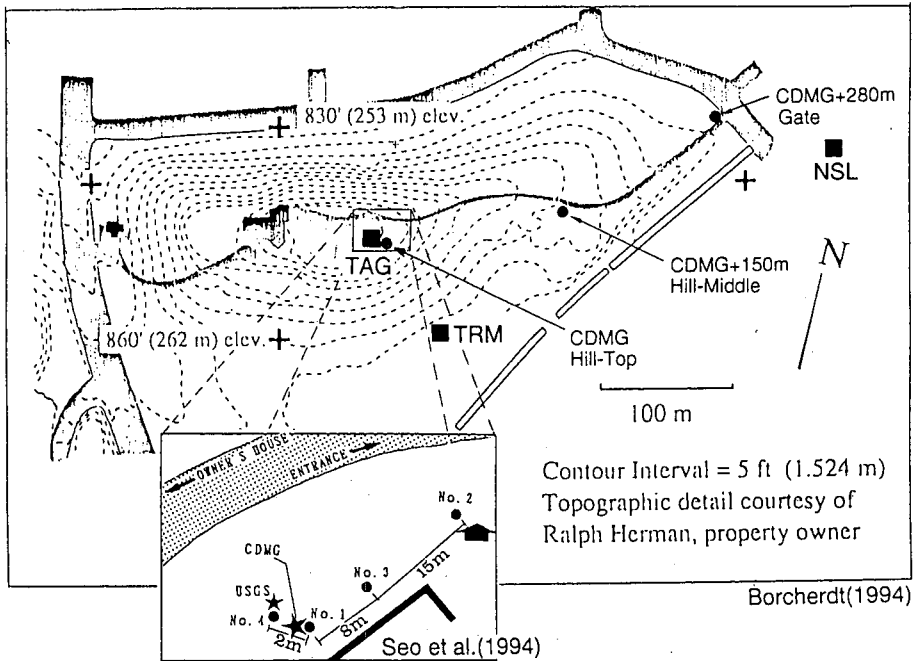


図 3.5.9 タルサナ地点の周辺地形

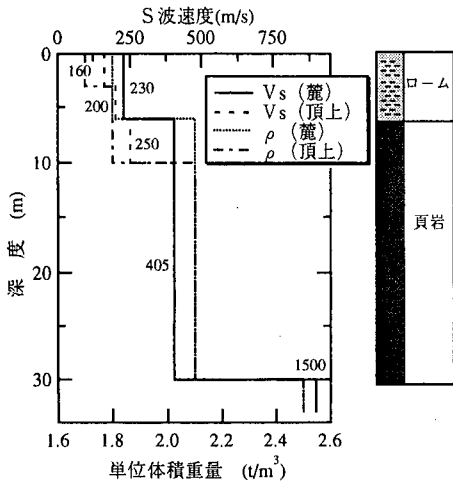


図 3.5.10 解析に用いた地盤モデル

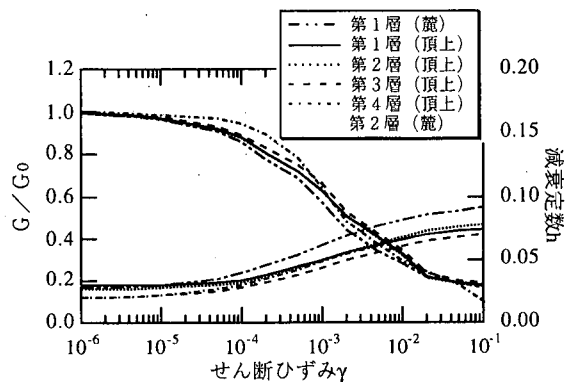


図 3.5.11 解析に用いた  $G/G_0$  と  $\gamma$ ,  $h$  と  $\gamma$  の関係

速度型地震計を、東西、南北両方向に平均 35 m 間隔に設置し、アレー観測を行った。その結果、観測された余震の最大速度は丘の頂上付近から離れるにしたがい小さくなり、わずか 50 m 離れたところで加速度が 1/2~1/3 程度小さくなること、頂上付近では麓と比較して 2~6 Hz の周波数帯で選択的に増幅が起り、ピーク値は 2~3 倍になることが報告されている<sup>7)</sup>。

そこで、図 3.5.10 に示すように麓での地盤構造を観測点の西約 250 m のところで行われた PS 検層に基づいて定め、頂上付近ではその上にやや軟らかい層が存在するものとして解析を行った。

シルマーの場合と同様に、30 m に基盤を設定し、図 3.5.11 のように土質から材料特性を仮定した。

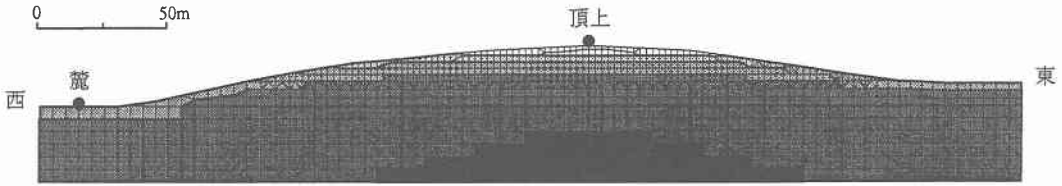


図 3.5.12 二次元解析に用いたメッシュ分割

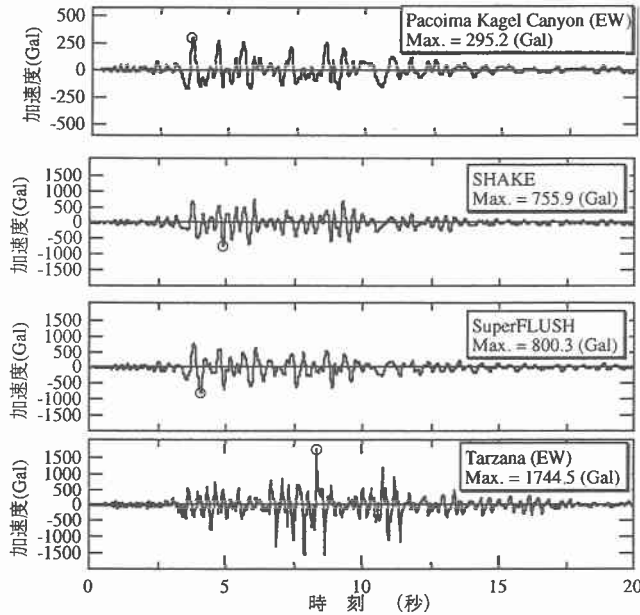


図 3.5.13 観測波形と計算波形の比較（最上段：入力波形(パコイマ・カーゲル・キャニオン EW 成分)，  
2 段目：一次元等価線形化解析による計算結果，3 段目：二次元等価線形化解析による計算結果，  
最下段：タルサナにおける観測波形(EW 成分)）

山地であるので、基盤の S 波速度は 1500 m/s と 3.3.2 の場合よりも大きくした。入力地震動として同じく、パコイマ・カーゲル・キャニオンにおける観測記録を用いた。また、不整形による影響について検討するために図 3.5.12 に示すように EW 断面をモデル化して二次元等価線形化解析を行った。3 Hz 付近の波動を再現したいことから、メッシュ間隔は地山部で 5 m、丘の部分で 2.5 m とした。二次元解析では、メッシュ数を減らすために、水平方向に細長い要素を使うことは多々行われるが、それでは水平方向に伝播する波動の分解能が落ちるため、ここでは鉛直、水平両方向とも同じサイズの要素とし、節点数は 1176、要素数は 1157 とした。材料定数等は一次元解析と同じ値を用いた。

解析結果および観測記録の波形を EW 成分について図 3.5.13 に示す。パコイマ・カーゲル・キャニオンは、タルサナとは震央からの方向も全く異なるので、一次元解析・二次元解析とも波形はかなり異なっている。タルサナ周辺の岩盤での観測記録がないので、1.74 g という大きな振幅や波形を解析的に説明することは困難である。適切な入力波が存在すれば、解析でも 2~3 倍に振幅は増幅されており、1 g をはるかに越えるような波を再現できる可能性がある。

USGS では余震観測を行い、丘の頂上と麓の伝達関数（図 3.5.9 の TAG と NSL）を求めている<sup>30)</sup>。余震記録と解析による頂上と麓のスペクトル比の比較を図 3.5.14 に示す。観測値（実線）では 3~8 Hz

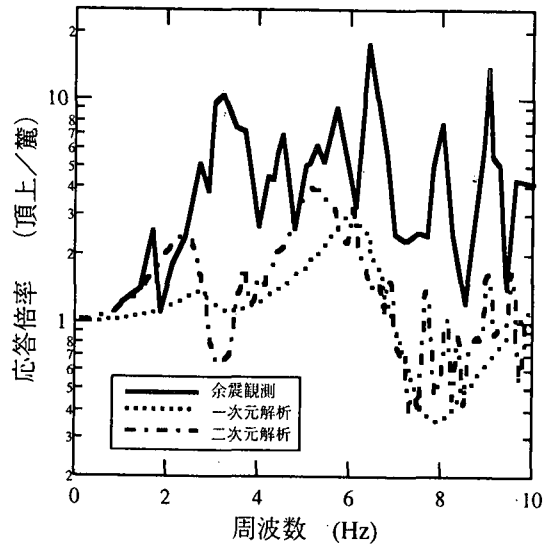


図 3.5.14 余震観測により求められた丘陵頂上における麓に対する増幅倍率

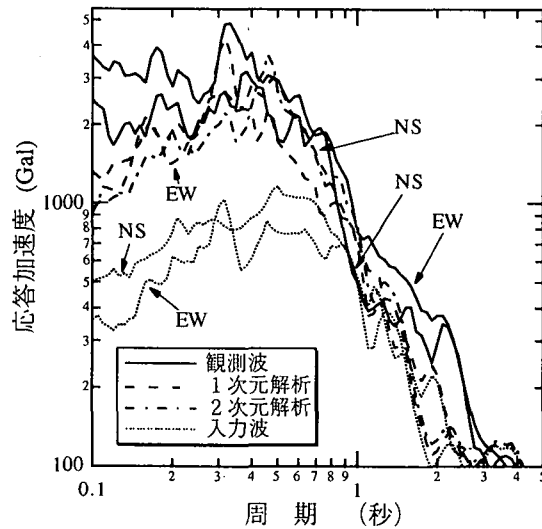


図 3.5.15 加速度応答スペクトル ( $h=5\%$ ) の観測値と計算値

で多くのピークが現れ、増幅率も 10 前後と大きい。観測値に比べると計算値はかなり小さいが、余震観測が行われた NSL 地点は PS 検層地点と逆の丘陵の東側にあり、地盤構造が大きく異なり、計算による麓の値が大きすぎたかもしれない。入力波と頂上との比では、3 Hz と 6 Hz 付近に明瞭なピークが現れている。二次元解析では一次元解析に比べ複雑な形状を示しているものの、観測されたような形状とはかなり異なっており、実際の地盤はかなり複雑な構造をしているものと推察される。

図 3.5.15 に減衰 5% の絶対加速度応答スペクトルを示す。観測記録と同様に一次元解析・二次元解析とも周期 0.3~0.5 秒付近でピークを有しており、卓越する成分については概ね仮定した地盤モデルで説明できるようである。周期 0.2 秒以下および 1 秒以上では、観測値に比べ両者ともかなり小さいが、これは入力波や等価線形化手法の問題に起因するものであろう。加速度、せん断応力等の地盤内分布を図 3.5.16 に示す。3.5.3 のシルマーと同様に、せん断ひずみは  $10^{-3}$  程度に達し、剛性は 5 割程



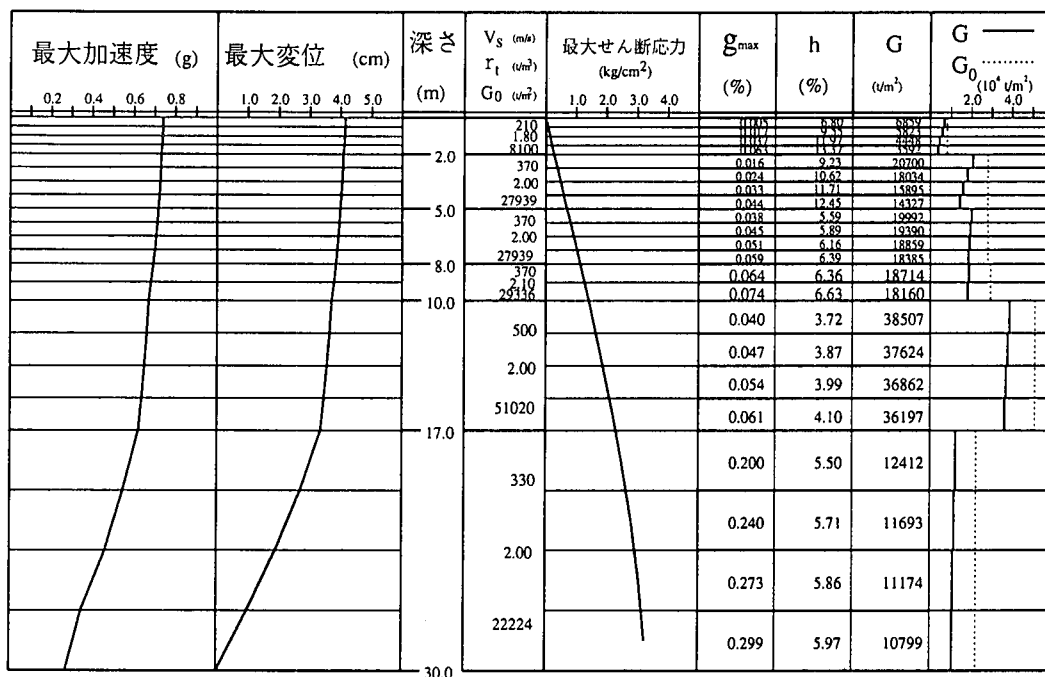


図 3.5.16 加速度，せん断応力等の地盤内分布

度まで低下している。以上の検討より，タルサナの観測地点周辺ではやや軟らかい層が存在し，また基盤との波動インピーダンスのコントラストが大きいために増幅が大きい（特に 3 Hz 付近）のではないかと推察される。しかしながら，特定の地震においてのみ大きな振幅を示すというメカニズムを解明するには，今後の詳細な調査が待たれるところである。

### 3.6 強震動特性と微動特性

#### 3.6.1 はじめに

強震記録を解釈したり，また構造物に作用した地震動の性質を考える上では，各々の地点における表層地盤の振動特性をよく把握しておくことが重要である。しかしながら，地盤構造が詳細にわかっていることは一般に少ないので，大きな被害があった地域ではその手がかりを得るためにしばしば常時微動調査が行われる。今回の地震でも現地調査の際に幾つかのグループが被災地や強震観測点で常時微動調査を実施した<sup>31)~34)</sup>。ここではそれらの結果をもとに，顕著な被害があった地点や強震観測点の常時微動特性を紹介し，次いで自由地盤上で 1.8 g もの最大加速度を記録したタルサナ地点の地盤特性を考察する。

#### 3.6.2 サンフェルナンド盆地における常時微動観測

震源域となったサンフェルナンド盆地では，Nakamura et al.<sup>31)</sup>，林・樞洵<sup>32)</sup>，Seo et al.<sup>34)</sup>によって，盆地の平野部をほぼ南北に横断する測線で移動観測が行われた。概略の測線位置を図 3.6.1 に示す。

Nakamura et al.<sup>31)</sup>は，鉄道の脱線転覆被害があった地区（図中 A）で線路に沿う密度の高い常時微動

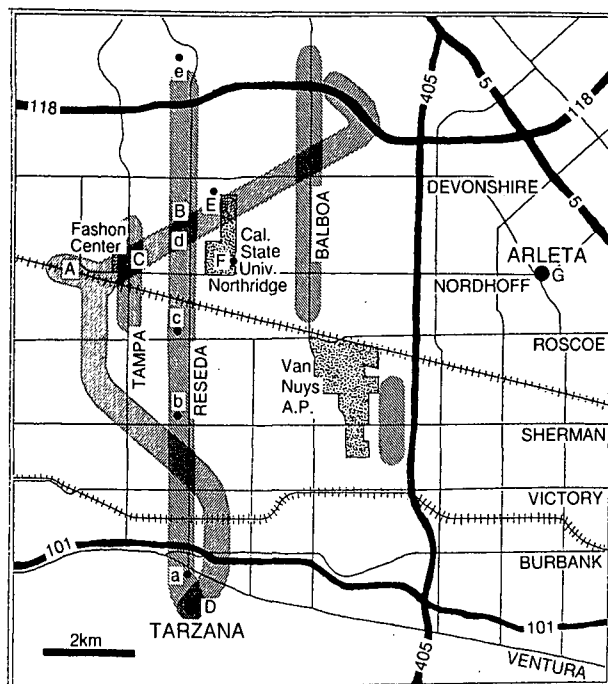


図 3.6.1 サンフェルナンド盆地の測線

測定を行い、水平動と上下動のスペクトル比から表層地盤の増幅特性を検討した。それによれば、この付近の表層地盤の卓越振動数は1~2 Hz程度と推定され、そのスペクトル比は線路に沿って平均的には2倍前後であるが、特に被害の顕著な地点では4~6倍にのぼるとのことである。また、地盤ひずみの推定から液状化現象が発生した可能性も指摘されている。

林・樞潤<sup>32)</sup>は微動の変位スペクトルで卓越振動数を調べ、建物の被害が比較的多かったバルボア (Balboa) 通りでは、卓越振動数が盆地の北部から中央部に向かって3.3 Hzから2.5 Hzに低下すると報告している。また、レシーダ (Reseda) 通りでは特に被害が多い地区 (図中 B) で約2 Hzかそれ以下の卓越振動数が認められ、さらに、この地区に近いタンパ (Tampa) 通りの商業地区 (図中 C) においてもやや低めの卓越振動数が観察されるとしている。

Seo et al.<sup>34)</sup>は、タルサナ (図中 D) で微動の連続観測を行うとともに、サンフェルナンド盆地を南北に横切るレシーダ通りに沿った南北の測線およびバンナイ (Van Nuys) 空港周辺でそれぞれ移動観測を行った。レシーダ通りに沿った移動観測の結果のうち南端1点 (a)、中央部3点 (b,c,d)、北端1点 (e) の常時微動 (水平動) の加速度フーリエスペクトルを図 3.6.2(a)に示す。また図 3.6.2(b)はそれらをタルサナの同時観測記録で除したスペクトル比である。これらによれば、微動のスペクトルレベルはサンフェルナンド盆地の北端と南端 (a,e) では小さいが、中央部 (b,c) では2~3倍大きく、おおむね堆積層の厚さに応じた関係にある。

多数の犠牲者を出したノースリッジ・メドーズ (Northridge Meadows) に近い d 地点のスペクトルは他の地点とはやや異なる様相であり、周期0.1s付近のレベルは相対的に低く、代わりに周期0.3~0.5sに大きなピークが現れている。このピークが表層地盤の卓越周期に対応しており、本震時には木

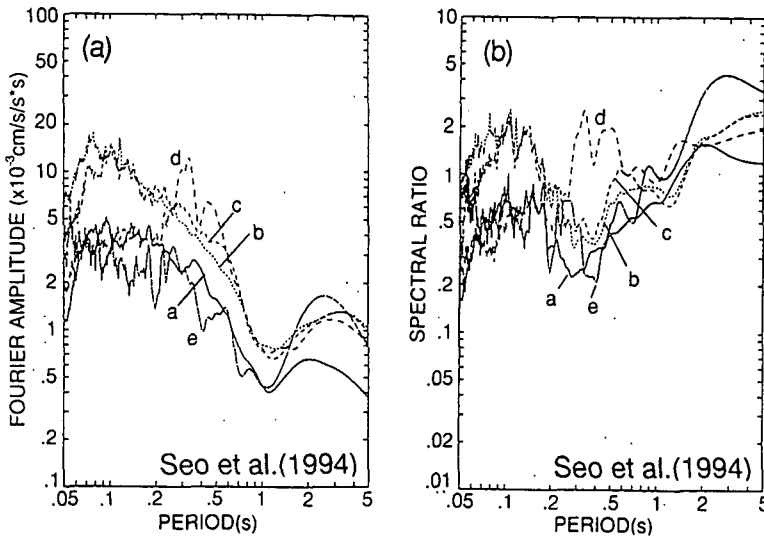


図 3.6.2 レシーダ通り沿いの微動スペクトルとタルサナに対するスペクトル比（水平動）

造 3 階建てのアパートを直撃した可能性が指摘されている<sup>34)</sup>。その場合は地下構造に速度コントラストの強い境界面があることが前提であるが、この周辺のカリフォルニア州立大学ノースリッジ校 (Cal. State Univ. Northridge, 図中 E) やデボンシャー (Devonshire, 図中 F) の検層データ<sup>26), 27)</sup>では、深さ 30 m までは S 波速度 350~500 m/s のローム層であることがわかっているものの基底面は確認されていない。表層の卓越周期を確認するにはもう少し深い部分の検層データや周辺の地質情報が必要である。

### 3.6.3 強震観測地点における常時微動観測

池浦ほか<sup>34)</sup>は、本震時に 500 Gal 程度を越える大加速度を記録した強震観測点のうち、タルサナ ( $A_{\max}=1.8$  g), アルレタ (Arleta) 消防署 ( $A_{\max}=0.6$  g), シルマー (Sylmar) の郡病院 (オリーブビュー病院,  $A_{\max}=0.9$  g), カーゲル・キャニオン (Kagel Canyon) 消防署 ( $A_{\max}=0.4$  g), サンタモニカ (Santa Monica) 市庁舎 ( $A_{\max}=0.9$  g) 等で常時微動観測を行った。これらの地点における本震の強震動<sup>35)</sup>と常時微動の加速度パワースペクトルを図 3.6.3 に示す (ただし、微動のスペクトルは振幅を  $10^8$  倍にした)。

測定日時は異なるが、微動のスペクトルはグローバルな地盤条件によっておおよそ一定の傾向を示す。すなわち、サンフェルナンド盆地中央付近のアルレタ (図 3.6.1 の G) や海岸部のサンタモニカといった比較的厚い堆積層上の地点では振動数とともにほぼ単調に振幅が増加するが、山地に位置するカーゲルキャニオンではそのような特徴が顕著ではなくスペクトルレベルも全体的に低い。一方、タルサナ、シルマーといった盆地の縁に位置する地点では 2~3 Hz で急激に振幅が上昇し、それよりも高振動数になるとおおむね前二者の中間のレベルで一定である。

微動のスペクトルを詳しく見るとサンタモニカ以外の地点では 2~3 Hz 程度で振幅がやや大きくなっており、これらが表層地盤の卓越成分に起因していることが考えられる。しかしながら、強震動のスペクトルではそれらに対応するような卓越成分は不明瞭である。もとより 500 Gal もの大加速度の

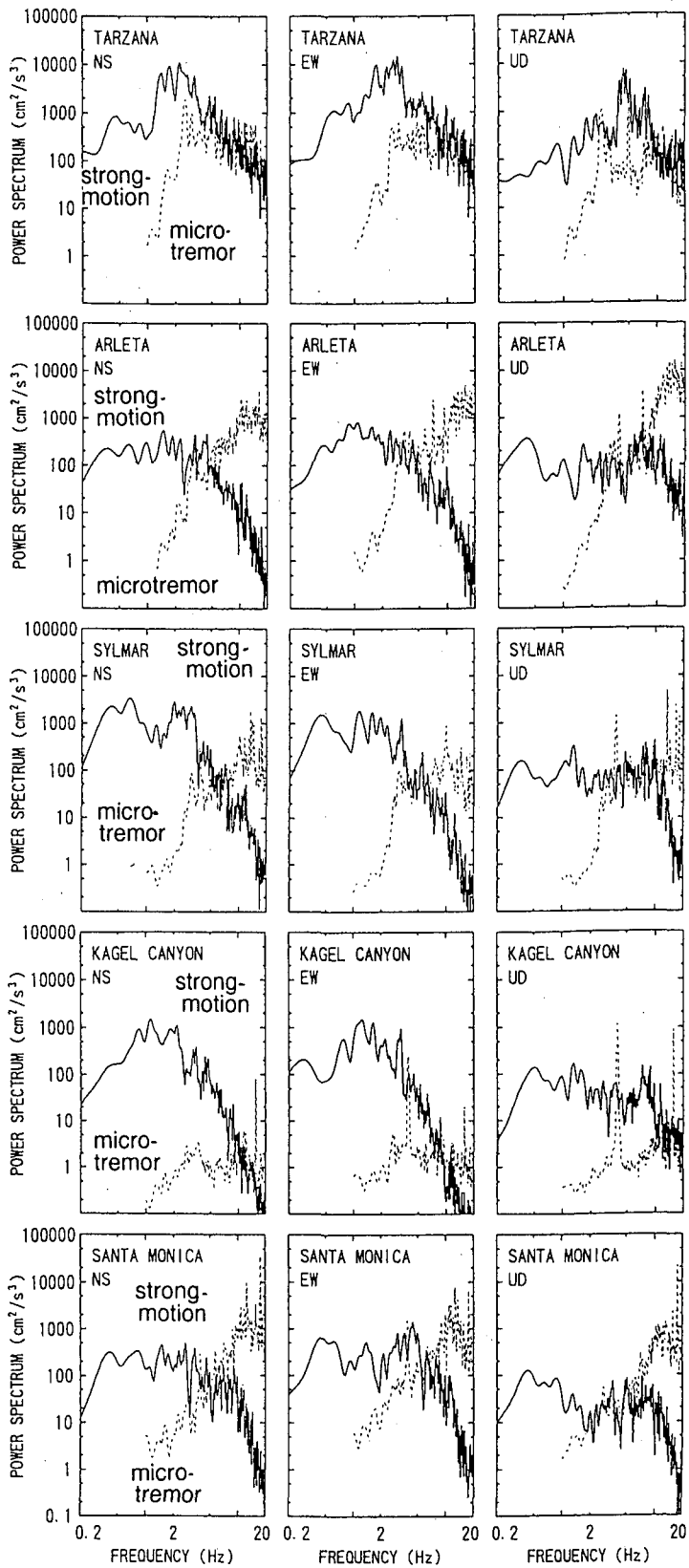


図 3.6.3 強震動と微動の加速度パワースペクトル (水平動)

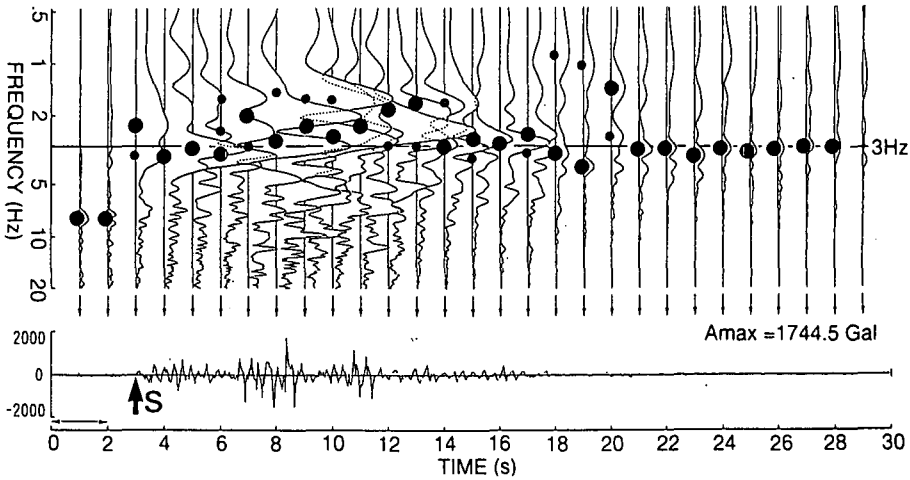


図 3.6.4 タルサナの本震記録 EW 成分の非定常スペクトル

中なので、地盤の非線形化によって卓越振動数が低周波数側にシフトしている可能性が大きい。

この点について検討するために、図 3.6.4 にタルサナの本震記録 EW 成分について時間窓 2 秒、移動幅 1 秒のムービング・ウィンドウでフーリエスペクトルを求めピーク振動数の時間変化を調べたものを示す。S 波の入射から約 3 秒間は微動の卓越振動数に対応する 3 Hz 付近の成分が優勢であるが、その後、時刻とともに卓越成分が低振動数側に変化し、最大加速度を生じる  $t=8$  s 付近では 1~2.5 Hz の成分が優勢になる。また、震源からの直達波が終了している  $t=20$  s 以降では再び 3 Hz 付近に戻って振動しているのがわかる。

タルサナの場合、強震部分における卓越振動数の変化については地盤が非線形化した影響が大きいと予想されるが、入射波のスペクトル特性自体も変化している可能性が残されている。強震動と微動の卓越成分の関係を調べるのはそれほど単純ではなく、まず他の手段によって入射波の特性をおおよそ推定し、その情報をもとに地盤の非線形化の影響を考慮した上で増幅特性を抽出して見る必要がある。

なお、今回調査した強震観測地点は CDMG によればいずれも自由地盤とのことであったが、シルマー、アルレタ、カーゲルキャニオンでは 1 階建ての建物内部に強震計が設置されていた<sup>35)</sup>。10~20 Hz といった高振動数帯域の特性を議論する際には、建物の振動特性の影響があり得ることを考慮しておかなければならないだろう。

### 3.6.4 タルサナ地点の微動特性

図 3.5.9 で示したように、タルサナ強震観測点は東西 500 m、南北 160 m、高さ 15 m 程度の小高い丘の頂部付近に位置しており、自由地盤上に設置された強震観測用のシェルター内に強震計がある。

強震観測点（図中の CDMG）と丘の中腹（CDMG+150 m）および丘の麓（CDMG+280 m）で数十分の間に移動して観測された常時微動のパワースペクトルを図 3.6.5 に示す。これによれば、丘の中腹と麓ではほぼ同様なスペクトル特性を示すが、丘の頂上付近に位置する強震観測点では 2~10 Hz の振幅が 1 オーダ近く（フーリエ振幅では 3 倍程度）大きい。

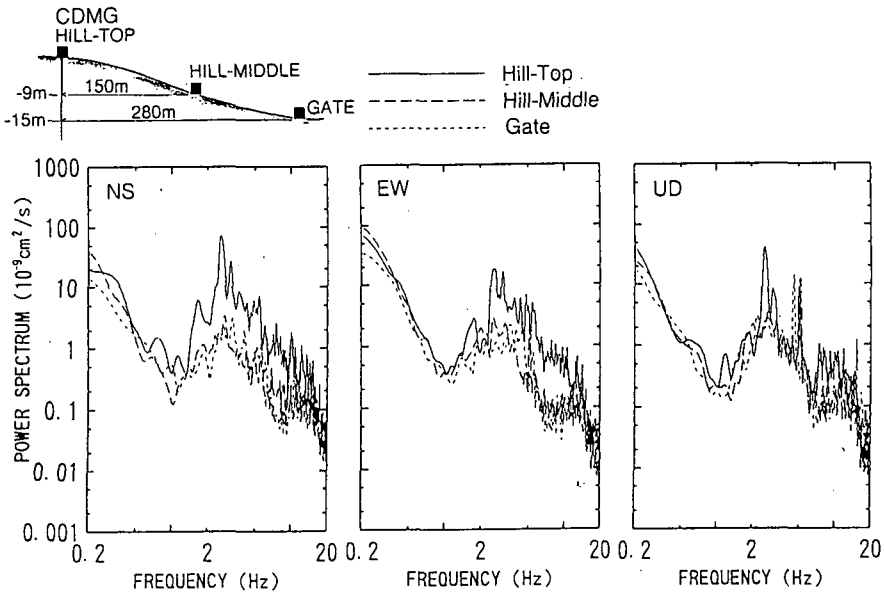


図 3.6.5 強震観測点と丘の中腹、麓における常時微動のパワースペクトル

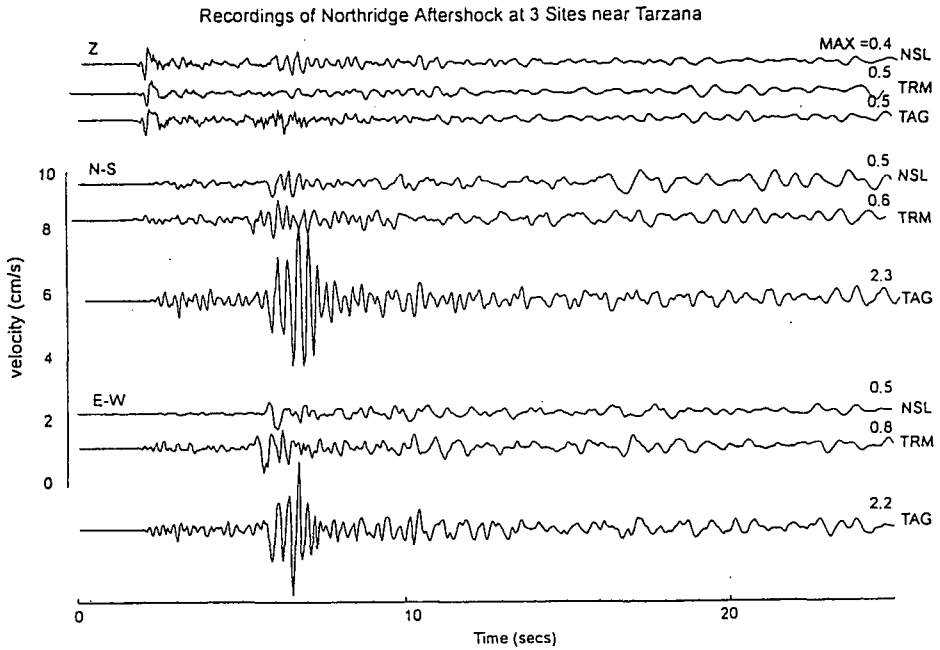


図 3.6.6 強震観測点 (TAG) と丘の麓 (NSL, TRM) における余震の観測波形<sup>30)</sup>

同様な結果は余震記録でも認められている。例えば、図 3.6.6 は強震観測点の位置 (TAG) と丘の東側 (NSL) および南側 (TRM) の 3 点で観測された余震記録を比較したものである<sup>30)</sup>。水平成分に注目すると、主要動付近ではいずれの地点も約 3 Hz の成分が卓越しており、強震観測点 (TAG) では丘の麓 (NSL, TRM) に比べてやはり 3~4 倍大きな振幅を示している。

これらのことから、タルサナの 1.8 g という大加速度は、観測点が位置する丘の頂上付近のローカルな地盤条件によって特に大きく増幅された結果であると考えられる。

3.5.4 で述べたタルサナ付近のボーリング検層の結果<sup>26)</sup>によれば、地表から深さ6 m程度までは $V_s=300$  m/s程度のローム層、それ以深は $V_s=400$  m/s程度の第三紀層(頁岩)である。丘の頂部と麓の振幅差は、頂部付近がこれらの層を基底としてより柔らかい地層で構成されていると考えると表層地盤のインピーダンス比によってある程度説明することができる。しかしながら、頂上付近の表層地盤の卓越周期を0.3 s程度と仮定すると、その速度 $V_s$ は層厚 $H=10$  mに対して150 m/s程度であり、頂上と麓の表層地盤のインピーダンス比だけでは両者の振幅差が十分には説明できない可能性もある。第三紀層が浅いことによって同時に水平方向への波動の逸散が抑制されるようになり、丘の頂上付近にトラップされた波動エネルギーが単純な重複反射以上の増幅効果をもたらしている可能性がある<sup>7)</sup>。また、そのような条件下であれば波動の入射も下方からのみに限定されるようになるので、微動観測と余震観測とで丘の頂部と麓の振幅差がほぼ共通することも理解しやすい。

また、図3.6.7は強震観測点(CDMG)の周囲2 m(No.4)、8 m(No.3)、23 m(No.2)で測定した微動を同時観測による強震観測点の微動で基準化したフーリエスペクトル比である<sup>34)</sup>。これらの測点間では図3.6.5ほどの大差は見られないものの、西側に向かって短周期側のレベルが上昇する傾向があり、No.4とNo.2の2測点間では距離が25 m程度であるにもかかわらず周期0.05~0.1 sの振幅レベルに2倍程度の違いがある。頂上付近の地形は比較的平坦であるが、地下構造はそこごく限られた範囲内でさらに局部的に変化しているのかもしれない。

### 3.6.5 総括

今回紹介したサンフェルナンド盆地の移動測定や強震観測点の微動調査によれば、定性的には堆積層の厚さに応じた微動特性の違いが見られ、被害の多かった地域では2~3 Hz程度の卓越成分が認められた。また、最大加速度1.8 gを記録したタルサナ地点では丘の上の強震観測点付近のローカルな地盤増幅効果によって麓に比べ3倍程度大きな振幅を示すことがわかった。

常時微動から表層地盤の震動特性を推定しようとする試みについては、これまで多くの議論があり、もともと微動だけでは定量的な結論を引き出すまでには至らないことが指摘されている<sup>36), 37)</sup>。特に今回の調査の多くは単独の移動観測であったが、1秒以下の短周期微動に関しては一般に微動の震源特性が不明確なので、単一点で卓越周期を調べただけでは安定的な地下構造の推定は難しい<sup>37)</sup>。このため、地盤の卓越成分に関しては、測定した地点の周辺で今後もできるだけ多くの地盤情報を収集しそれらを参照しながら確認してゆくことが重要である。

また、微動震源の不明確さを補うためには少なくとも2点以上の同時観測を行い震源特性の影響を除去することが必要で、しかもそのうちの1点は地盤構造が良くわかっていることが望ましい。地震直後の慌ただしい現地調査ではあるが、持ち帰った微動データから意味のある情報を引き出せるよう

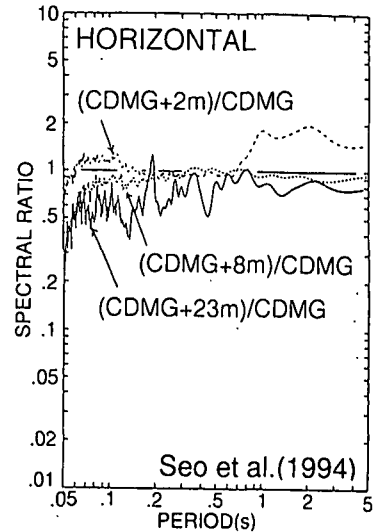


図3.6.7 強震観測点に対する周辺の微動のフーリエスペクトル比

にするには、様々な機関が単独ではなくできるだけ協力し合って地下構造が既知の地点を中心に多点同時測定を行うようにすることも必要と思われる。

### 3.7 まとめ

この地震で観測された地震動の特徴を簡単にまとめると以下のようになる。

- (1) 震源過程は、震源付近と震源から西北西方向約 8 km にある 2 つのアスペリティーから成り、このうち後者が放出したエネルギーの方が大きいと考えられる。
- (2) 震源域およびその北側は、断層の破壊が進んでいく方向であるため、周期 1 秒程度の地震動が卓越し、大きな最大速度を持つ地震動となった。このため高速道路や中層の建築構造物に大きな被害を与えたと考えられる。
- (3) 震源断層より南側、すなわち断層の破壊が離れていく方向では、比較的短周期の地震動が卓越した。サンタモニカ山地とサンフェルナンド盆地やロサンゼルス盆地の境目付近では、地盤構造からこの周期付近の地震動を大きく増幅したため、比較的low層の構造物が大きな被害を被る結果となったと考えられる。
- (4) ロサンゼルス盆地では、周期 1 秒以上のやや長周期領域で、盆地内表面波の影響で震動継続時間が長くなり、振幅が数倍に増幅された地点があった。しかし震源からこの方向に放出されたやや長周期成分はあまり大きくないため、この影響による被害は顕著ではなかったと考えられる。

### 参考文献

- 1) 岩崎好規：カリフォルニアの強震観測網，関西地震観測研究協議会ニューズレター，1号，1992
- 2) CDMG: First~Fifth Quick Report on CSMIP Strong-Motion Data from the Northridge/San Fernando Valley Earthquake of January 17, Report OSMS 94-01~05, 1994
- 3) R.Porcella et al.: The Ms=6.6 Northridge, California Earthquake of January 17, 1994: Selected USGS Accelerograms Recorded at National Strong Motion Network Stations, United States Department of the Interior Geological Survey, 1994
- 4) A.Shakal et al.: CSMIP Strong-Motion Data from the Northridge California Earthquake of January 17, Report No.OSMS 94-07, 1994
- 5) J.F.Hall ed.: Northridge Earthquake January 17, 1994, Earthquake Engineering Research Institute, 1994
- 6) UCB: Preliminary Report on the Seismological and Engineering Aspects of the January 17, 1994 Northridge Earthquake, UCB/EERC-94/01, 1994
- 7) 大町達夫ほか：1994年ロスアンジェルス地震と都市機能障害の調査研究，文部省科学研究費突発災害調査研究成果，自然災害総合研究班，1994
- 8) ノースリッジ地震政府調査団：ノースリッジ地震政府調査団調査報告書，1994
- 9) M.Trifunac et al.: Preliminary Report on Distribution of Peak Accelerations During Northridge, January 17, 1994 California Earthquake, January 25, 1994
- 10) 澤田純男・香川敬生・岩崎好規・吉川宗治・入倉孝次郎・永野 徹・尾崎昌彦：断層近傍の最大地動変位分布を評価する簡易手法，第8回日本地震工学シンポジウム，pp.139~144, 1990
- 11) S.Sawada, T.Kagawa, Y.Iwasaki: The Effects of Near-Field Motion by Source Mechanism and its Application to Seismic



- Zonation in Epicentral Area, 4th International Conference on Seismic Zonation, pp.319-326, 1991
- 12) Wald, J.D. and T.H. Heaton, : A dislocation model of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong ground motions, U.S.G.S. Open-File Report 94-278, 1994
  - 13) Thio, H.K. and H. Kanamori: Source complexity of the 1994 Northridge earthquake, 89th SSA meeting, Pasadena, California, 1994
  - 14) Hartzell, S.H. and T.H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1553-1583, 1983
  - 15) Porcella, R.L., E.C. Etheredge, R.P. Maley, and A.V. Acosta: Accelerograms recorded at USGS national strong-motion network stations during the Ms=6.6 Northridge, California earthquake of January 17, 1994, U.S.G.S. Open-file Report 94-141, 100 pp., 1994
  - 16) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長: 地震のスケーリングに基づいた大地震時の強震動予測－統計的波形合成法による予測－, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp. 1~9, 1991
  - 17) Vidale, J.E. and D.V. Helmberger: Elastic finite difference modeling of the 1971 San Fernando, California, Earthquake, J. Geophys. Res., 97, 11,033-11,046, 1988
  - 18) 和泉正哲ほか: メキシコ地震に関する調査研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果, No.B-60-6, 1986
  - 19) R.W.Graves: Preliminary Analysis of Long-Period Basin Response in the Los Angeles Region from the 1994 Northridge Earthquake, Geophysical Research Letters, 1995
  - 20) A.Pitarka and K.Irikura: Basin Structure Effects on Long Period Strong Motions in the San Fernando Valley and in the Los Angeles Basin from the 1994 Northridge Earthquake and its Aftershocks, Bull.Seis.Soc.Am.,86,s126-s137, 1995
  - 21) Seed,H.B., Lee,K.L., Idriss,I.M., and Makdisi,F.I. : The Slides in the San Fernando Dams during Earthquake of February 9, 1971, Joar.GT, ASCE, Vol.101, No.GT7, pp.651-688, 1975
  - 22) O'Rourke,T.D., Roth,B.L., and Hamada,M. : Large Ground Deformations and Their Effects on Lifeline facilities : 1971 San Fernando earthquake, Case Studies of Liquefaction and Lifeline Performance during Past Earthquake, Technical Report NCEER-92-0002, National Center for earthquake Engineering Research, pp.3-i - 3-85, 1992
  - 23) Idriss,I.M. : Response of Soft Soil Sites during Earthquakes, Proceedings, H.Bolton Seed Memorial Symposium, Berkeley, California, Vol. II , 1990
  - 24) Joyner, W.B. and D.M. Boore : Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California Earthquake, BSSA, Vol.71, No.6, pp.2011-2038, 1981
  - 25) Gibbs,J.F., Fumal,T.E., and Roth,E.F. : In-situ Measurements of Seismic Velocity at 27 Locations in the Los Angeles, California Region, USGS Open File Report No.80-378, 1980
  - 26) Fumal,T.E., Gibbs,J.F., and Roth,E.F. : In-situ Measurements of Seismic Velocity at 19 Locations in the Los Angeles, California Region, USGS Open File Report No.81-399, 1981
  - 27) Fumal,T.E., Gibbs,J.F., and Roth,E.F. : In-situ Measurements of Seismic Velocity at 19 Locations in the Los Angeles, California Region, USGS Open File Report No.82-833, 1982
  - 28) 安田 進・山口 勇: 種々の不攪乱土における動的変形特性, 第 20 回土質工学研究発表会, pp.539~542, 1985
  - 29) 大野 晋・池浦友則: 1994 年 Northridge 地震における Tarzana 観測点の記録について, 日本建築学会大会学術講演概要集, pp.405~406, 1994
  - 30) Borchardt,R.D. : Strong Ground Motions Generated by the Northridge earthquake of January 17, 1994 :Preliminary Implications for Site-Dependent Design Spectra, 日本建築学会ノースリッジ地震災害調査速報, pp.83~114, 1994

- 31) Nakamura, Y., K. Tomita, and J. Saita: Characteristics of ground motion and structures around the damaged area of the Northridge earthquake by microtremor measurement (Preliminary Report ver.2), Railway Technical Research Institute, 1994
- 32) 林 正司・樞渕一正：被災地での常時微動，1994年ノースリッジ地震災害調査速報，日本建築学会，pp.12～15，1994
- 33) 池浦友則・中村亮一・栗田 哲：強震観測地点の常時微動，1994年ノースリッジ地震災害調査速報，日本建築学会，p.11，1994
- 34) A cooperative investigation team for microtremor measurements in Los Angeles area: Microtremor measurements in Los Angeles area - A preliminary study of seismic microzoning -, Tokyo Institute of Technology, 1994
- 35) 鹿島，1994年1月17日ロスアンゼルス・ノースリッジ地震現地調査速報，1994
- 36) 日本建築学会：微動の工学的利用について－その現状と可能性－，第17回地盤震動シンポジウム，1989
- 37) 堀家正則：微動の研究について，地震2，Vol.46，No.3，pp.343～350，1993