メキシコ地震 (1985 年 9 月 19 日) による 強震記録のスペクトル解析

建築研究所* 服 部 定 育

(昭和 62 年 12 月 2 日受付; 昭和 63 年 2 月 12 日受理)

Spectral Analysis of Strong Motion Seismograms due to the Mexico Earthquake (Sep. 19, 1985)

Sadaiku HATTORI

Building Research Institute, Tatehara 1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305

(Received December 2, 1987; Accepted February 12, 1988)

The following spectral ratios of strong motion seismograms due to the Mexico earthquake of September 19, 1985 were investigated: (1) Spectral ratios of observation sites in Mexico city to UNAM (Universidad Nacional Autonoma de Mexico), and (2) Spectral ratios of sites in the Foothill zone of Mexico city and sites in Guerrero Network to Caleta de Campos.

UNAM is located on the Foothill zone according to microzonation of ground condition in and around Mexico city and so the strong motion of UNAM can be regarded as a seismic input on the base rock in the Transition and Lake zones. It was confirmed that the spectral ratios of sites in the Lake zone to UNAM were extremely high and the reason was due to large ground amplification of each site.

Caleta de Campos of Guerrero Network is located on the source region of main shock. The strong motion of Caleta de Campos, therefore, can be regarded as a standard one which is reflecting in source spectrum. The followings were observed: (1) Spectral ratios of sites along the Pacific coast to Caleta de Campos decreased with the epicentral distance and (2) Spectral ratios of sites in the land area and with the epicentral distance of around 400 km, were higher than those of sites in the coastal area and with almost the same epicentral distance.

Mexico city is located at the epicentral distance of around 400 km, but the spectral ratios of CU 01, TACY, SXVI in the Foothill zone and Transition zone, especially in the period of 1.5 to 10.0 sec, were very high and nearly equaled to those of the source region. This means that the seismic input between 1.5 sec and 10.0 sec on the base rock in and around Mexico city was very large in spite of the epicentral distance of 400 km. This fact must be added to one of major causes of earthquake damages in Mexico city.

§ 1. はじめに

メキシコ地震 (1985 年 9 月 19 日, $M_s=8.1$, 18.18°N , 102.57°W) により, メキシコ市は多大な被害を被り, その後遺症は 2 年後の今日も残っているといわれる. この地震については地震発生直後より被害状況, 地震動特性等数多く報告され, 強震記録もメキシコ市内及び震源近くの Guerrero 観測網によるものがメキシコ大学, 米国地質調査所により編集・公表されている. メキシコ市

は 1957 年の地震 ($M=7.5$, 16.5°N , 99.0°W) によっても, 震央距離が 270 km とかなり遠方であったにもかかわらず大きな被害を受けている [MARTIN *et al.* (1959)].

メキシコ市内の地震被害の原因は以下のように考えられる. (1) メキシコ市の大半を構成する湖を埋め立てた地域 (湖地帯) の軟弱地盤によるやや長周期地震動 (2~10 sec) の増巾が極めて大きかった (地震動・地盤). (2) 軟弱地盤上の地震動の卓越周期と 6~15 階の建物の固有周期が近く, またそれらの建物の耐震設計・施工が不十分であったり, 建物が近接しすぎたりしており, 更に外装に不適切な部分が多かった (建物). (3) 地下の浅い

昭和 62 年 10 月 7 日発表

*〒305 茨城県つくば市立原 1

Fig. 1. Microzoning of Mexico city and accelerograph sites.

部分に被害が多かったが、これは地中の振巾分布が地表近くで極めて大きかったことが原因と考えられる（ライフライン）。なお病院、官公庁等防災の拠点となる建物の破壊が多かったことが被害を拡大したと言われている（都市機能）。

メキシコ市内で丘陵地帯に位置する UNAM (CU01) に対するその他の観測点での強震記録のスペクトル比を求めると、特に湖地帯の SCT1 あるいは CDAF, CDAO 等では 2~10 sec に卓越部分があり上記の原因 (1) が正しいことを示している。

今回の地震において、メキシコ市内の丘陵地帯にある TACY は震央距離が大きにもかかわらず最大振巾の大きいことが指摘されている [武村 (1987)]。一方 HATTORI (1977), 岡田・鏡味 (1978) その他により、日本国内でやや長周期の地震動は地域によりゆれやすいところとゆれにくいところがあることが指摘されている。そこで震源域の Caleta de Campos に対する丘陵地帯のいくつかの観測点のスペクトル比を求め、メキシコ市付近の基盤入力が震央距離に比べ、相対的に大きいこと即ちメキシコ市付近の基盤そのもののゆれやすさ及びその理由に関し検討してみるの、防災対策上意味のあることと考えられる。

§ 2. 地震概要・強震記録

地震の発震時、震央、マグニチュードは発震時：1985 年 9 月 19 日 13 時 17 分 47.8 秒 (GMT), 震央：18.18° N, 102.57° W (USGS(I)), マグニチュード $M_s=8.1$, $m_b=7.0$ (USGS(I)), 等々と報告されている。震源はミシオアカン・ギャップ内にあり、震源域は長さ約 170 km, 巾約 60~70 km で、地震モーメントは 9×10^{27} dyn·cm である [ANDERSON *et al.* (1985)]。

メキシコの太平洋側南西からメキシコへ向けて進みその下へもぐりこむココスプレートと陸側プレートとの境界には大地震がくりかえし発生しており、ミシオアカン・ギャップ、ゲレロ・ギャップ、その他の地震空白域の存在及び地震発生の可能性が以前から指摘されていた [KELLEHER *et al.* (1973), McCANN *et al.* (1979)]。しかしミシオアカン・ギャップは、地震空白域とは考えられたが、永久に地震の発生しない非地震域或いは極めて長い再現期間を持つ地域との考えもあり [SINGH (1981)]。高密度強震観測網は、ミシオアカン・ギャップの周辺ではなく隣りのゲレロ・ギャップのまわりに設置されていた [ANDERSON *et al.* (1985)]。

今回の地震による強震記録は (1) メキシコ大学 (UNAM) により、観測・編集されたメキシコ市内の記録

Fig. 2. Accelerograph sites in Guerrero Network. The part encircled by a dotted line shows the aftershock area.

Fig. 3. Examples of strong motion seismogram at three difference sites. (Top: EW comp. of CU01, middle: EW comp. of CUIP, bottom: EW comp. of CDAO)

(震災予防協会を通して入手)及び(2)メキシコ大学、米国地震調査所により観測・編集された震源域周辺の記録(日米天然資源会議耐風耐震部会において米国より入手)がある。

Fig. 1 は、メキシコ市内のマикроゾーニングと強震

計設置位置、Fig. 2 は Guerrero 観測網における強震観測点配置を示している。

§ 3. 解析方法

解析は竹中技術研究所により開発された汎用波形解析

(a)

(c)

(b)

(d)

Fig. 4. Spectral ratios of sites in Mexico city to UNAM(CU01). Ordinate: Spectral ratio, Abscissa: period (sec). (a) NS comp. of sites in the Foothill zone. (b) EW comp. of sites in the Foothill zone. (c) EW and NS comp. of sites in the Transition zone. (d) NS comp. of sites in the Lake zone and (e) EW comp. of sites in the Lake zone.

プログラム HAKEI [慈道・他(1982)] によった。これは、一般的な波形解析はほぼ全て行い得るものでその入力時刻歴等の解析データ及び解析の手法・過程を制御するコマンドデータよりなっている。解析はファイルメンテナンス機能、ベーシック解析機能、ファンクション機能、作図機能等に分類され、ファイルメンテナンス機能は解析データの取込み・解析結果ファイルのデータコントロール等、ベーシック解析は波形解析における基本解析・データの補助的処理、ファンクション解析は波形解析の通常の機能を実施する。

一般に、記録の読取り間隔は必ずしも一致しておらず、当然継続時間したがってデータ数も同じではない。スペクトル比を求める等 2 つの記録の相互の特性を比較する場合には読取り間隔・データ数等を合せるのが望ましい。そのために時系列データの任意区間の連続抽出又はスキップ或いは時系列データの最初と最後に任意個数の 0 データを追加する必要がある。Fig. 3 は、そのような操作をしたあとの CU01, CUIP, CDAO の EW 成分を示したものである。

§ 4. 解析結果

4-1. メキシコ市内の地震動

上記の資料・手法を用いて本研究では特にスペクトル比を中心に解析した。この時スペクトルの平滑化には

Hanning ウィンドウ (バンド幅 0.2 cps) を用いた。はじめにメキシコ市内の観測点の UNAM (CU01) に対するスペクトル比を求めた。メキシコ市付近の地盤ゾーニング (Fig. 1) によれば、UNAM, TACY 等は丘陵地帯 (硬質地盤) に、他の地点は湖地帯 (軟弱地盤) に位置している。同市付近の地質構造はまわりを火山山脈がとりかこむ盆地状をしており、その地断面図によれば湖地帯の側面及び底面は火成岩ないしは火山性の堆積層からなっている。したがって丘陵地帯に位置する UNAM の地震動は軟弱地盤上の地点に対する基盤入力と考えられる。Fig. 4 は、これらの結果を示しており、同様の解析が鹿島建設 (1987) によってもなされている。

メキシコ市内の 8 観測点のうち、Fig. 1 に示したように CU01, CUIP, CUMV はいずれも UNAM の観測点であって、CU01, CUIP は極めて隣接した 2 点であり、CUMV も CU01 からせいぜい 1 km はなれているにすぎない。Fig. 4(a), (b) からスペクトル比 CUIP/CU01, CUMV/CU01, TACY/CU01 は、NS 成分、EW 成分ともかなり広い周期範囲で 1 に近く、各点での地震動がほぼ同じであったことを示している。SXVI は資料により丘陵地帯と分類されたり中間地帯に位置しているとして取り扱われたりしており、両者の境界付近に位置していると考えてよい。Fig. 4(c) のようにスペクトル比 SXVI/CU01 は NS, EW とともに 0.5 sec 付近に卓越部分が

✱ MEXICO EARTHQUAKE 1985 9 19 13:18:43 ✱

(a)

✱ MEXICO EARTHQUAKE 1985 9 19 13:18:43 ✱

(b)

Fig. 5. Examples of strong motion seismogram at the source region and its spectrum. (a) Three component strong motion seismograms at Caleta de Campos. (b) An example of spectrum of strong motion seismogram (NS comp. of Caleta de Campos).

あり他の部分はほぼ1に近い値を示している。

以上述べたCU01に対するCUMV, CUIP, TACY, SXVIのスペクトル比は、0.5 sec以下の高周波部分でやや大きい、0.5 sec以上では1に近い。これは、0.5 sec以上の成分はいずれの地点も類似的な波動が到着していることを示している。

CDAF, CDA0, 及びSCT1は湖地帯（軟弱地盤）に位置している。Fig. 4(d), (e)にみられるようにSCT1では2.1 sec~2.3 sec, CDAFでは2.3 sec~3.4 sec, CDA0では3.8 sec~4.0 secと卓越周期の値そのものは異なるが、いわゆるやや長周期成分に大きな卓越部分を有している。この現象は、それぞれの地点の軟弱地盤の地下構造を反映して基盤へ入射した地震動が増巾された結果と考えられる。但しいくつかの研究〔瀬尾(1986), 源崇・他(1986)〕にあるように例えば、CDA0の後続波などは盆地の側面からの表面波あるいは盆地内の小火山からの地震波のまわり込みとして説明されており成層構造の反射のみによるものではないとされている。いずれにしても、メキシコ市内特に湖地帯の地震動が軟弱地盤及び盆地に影響されて増巾されたことは確かである。メキシコ市内軟弱地盤の振動特性に関してはすでに幾つかの報告がある〔鹿島建設(1987), 田村・他(1986), 谷・他(1987)〕。

4-2. Guerrero 観測網の地震動及びそのメキシコ市内の地震動との関係

Guerrero 観測網の観測点はFig. 2に示してあるが、これらの内Caleta de Campos, La Union, Zihuatanejoは震源域に位置している。

Fig. 5(a)はCaleta de Camposの記録である。Caleta de Camposでは主震の第1 eventによる地震動が記録され、5.8秒間の中断の後、第2 eventにより計器が再トリガーされている。Fig. 5(a)は、この2回の記録を合せてCaleta de Camposの主震の記録としたものである。Fig. 5(b)は、Caleta de CamposのNS成分のスペクトル比を示している。

Fig. 6は、Caleta de Camposに対するGuerrero 観測網、メキシコ市内の観測点に対するスペクトル比を示している。Fig. 6(a)は、Guerrero 観測網の海岸沿いの観測点のスペクトル比で、各観測点のスペクトル比は周期範囲0.5 sec~10.0 secが示されており、2.0 secの位置がその観測点の震央距離（横軸）に対応している。図からわかるように、震央距離とともにほぼ一定の割合でスペクトル比は減少しており波動の距離減衰を示している。

Fig. 6(b)は震央距離がほぼ380~420 kmにある海岸に近い観測点からメキシコ市内の丘陵地帯・中間地帯の観測点までのスペクトル比を示している。海岸に近い

Las Mesasではスペクトル比は小さく、内陸へ向うにしたがいEl Ocotito (14), Teacalco (15)では次第に大きくなる。内陸に位置しているメキシコ市内のCU01, TACY, SXVIでは更に大きく1.5 sec~10.0 secの範囲で震源域のLa VillitaやLa Unionとほぼ等しい(Fig. 6(d))。

Fig. 6(c)は、メキシコ市内の湖地帯の観測点のCaleta de Camposに対するスペクトル比を示しており、2 sec~10 secの範囲で、極めて卓越した部分を有することは前述のFig. 4(d), (e)に示した通りである。

軟弱地盤上での地震動はその地下構造の影響を受けて場所毎に大きく異なり、このためMicrozoningが必要である。一方、もう少し広い地域毎の基盤入力そのものも、やはり地域毎に異なるという指摘がある。例えば、HATTORI (1977)は、日本列島のゆれやすさの分布を気象庁の記録を用いて求めており、岡田・鏡(1978)も同じような結果を得ている。更に、武村(1987), 岡田(1987)もやや広い地域毎の地震波減衰の相異を示している。

これらを考慮すると震央距離がほぼ400 km前後と同じにもかかわらずCaleta de Camposに対するスペクトル比がLa Mesasでは0.2程度なのに、CU01ではほぼ1というように異なるのは(Fig. 6(d)) CU01を含むメキシコ市付近での基盤入力が他のそれに比しかなり大きなものであったことを示しており、この事実は重要である。メキシコ市の地震被害の原因は§1に記した。これまで地震動の観点からの被害原因として軟弱地盤による増巾特性のみが強調されてきた。しかし、ここで述べたメキシコ市付近の基盤入力そのものが大きかったという事実も被害原因の重要な一つと考えられる。

§ 5. まとめ及び考察

1985年9月19日のメキシコ地震によるメキシコ市内及びGuerrero 観測網における強震記録の特にスペクトル比に関し解析した。以下は得られた結果と2, 3の考察である。

(1) UNAM (CU01)に対するメキシコ市内の観測点のスペクトル比を求めた。メキシコ市内丘陵地帯の地震動はいずれもCU01と同程度であるのに対し、湖地帯ではやや長周期(2 sec~10 sec)成分の増巾が極めて大きい。この大増巾の原因は従来報告されているようにメキシコ市内の湖地帯を形成する軟弱地盤にあり、これが大被害をもたらした原因の一つであることは間違いない。但しこの大増巾のメカニズムに関しては、いくつかの報告にあるように、層構造による実体波の多重反射と盆地状のメキシコ谷の側面あるいは小火山の影響による

Fig. 6. Spectral ratios to Caleta de Campos. Numerals show the site numbers in Fig. 2. (a) Sites along the Pacific coast. Ordinate: Spectral ratio, Abscissa: epicentral distance (km). (b) Sites in the land area and the Foothill zone of Mexico city. Ordinate: Spectral ratio, Abscissa: epicentral distance (km). (c) Sites in the Lake zone of Mexico city. Ordinate: Spectral ratio, Abscissa: period (sec). (d) Comparison of spectral ratios between the source region and the Foothill zone of Mexico city. Ordinate: Spectral ratio, Abscissa: period (sec).

表面波の励起によると考えられる。

(2) 震源域には Caleta de Campos, La Villita, La Union 等の観測点が位置しているが、本研究では Caleta de Campos に対するその他の観測点のスペクトル比を求めた。Caleta de Campos の記録は主震後直ちに観測された第一波とそれから 5.8 秒の中断後に観測された第 2 波よりなっている。第 1 波が主要なもので第 1 波を Caleta de Campos の波形とみなした場合も第 1 波と第 2 波を合わせた総合波形を Caleta de Campos の記録とみなした場合もスペクトルは大きくかわらない。本研究では総合波形を用いてスペクトル比を検討した。

震央から海岸に沿った観測点のスペクトル比は震央距離とともに減少し、波動の通常の距離減衰を示している。しかし震央距離がほぼ 380~400 km の海岸近くと内陸に位置する幾つかの観測点を比較すると、海岸から内陸へ向うにともないスペクトル比が大きくなる。最も内陸に位置するメキシコ市の丘陵地帯のスペクトル比は、高周波側即ち 1.5 sec 以下では減少しているが、1.5 sec~10.0 sec のやや長周期範囲では極めて大きく、震源域の La Villita や La Union とほぼ同程度である。これは、メキシコ市付近のこの周期範囲の基盤地震動そのものが、震央距離に比し非常に大きかったことを意味している。この事実は前述の湖地帯の軟弱地盤による大増巾と同様メキシコ市の大被害の原因の 1 つに加えられるべきではない。

(3) メキシコ市地域の基盤入力震央距離に比し大きいことには、波の伝播経路、中規模地下構造その他が関係していると考えられる。武村(1987)は、火山フロントを境とする日本付近の波の減衰の地域特性を High Q , Low Q ゾーン存在に関連づけて論じた。そこで、日本付近における海洋プレートのもぐりこみ、火山フロント等の空間的配置と波の減衰の地域的特性との関係をメキシコの場合に対応させて検討してみたが、メキシコ市付近の基盤地震動の大きいことに結びつける推論は得られなかった。HATTORI(1977)、鏡・岡田(1978)は、日本全域のやや長周期地震動のゆれやすさに地域的特性のある事実を示し、個々の地域の地下構造にその原因があると推論している。メキシコ市地域の中規模地下構造がこの地域のやや長周期(1.5 sec~10.0 sec)基盤地震動の特性に関係していることは充分考えられる。しかし、メキシコ市付近に関し、地質構造図、1, 2 のボーリング調査結果はあるものの、地震波の速度分布等は得られてない。本項のより具体的な理解のために、メキシコ市付近の詳細な地下構造決定が期待される。

謝 辞

本研究のために、鹿島技術研究所の武村雅之氏に討論をお願いした。また建築研究所の阿孫親梧氏、中山寿子嬢に計算、原稿の作成でお世話になった。これらの方々に感謝申し上げる。

文 献

- ANDERSON, J. G., J. N. BRUNE, P. BODIN, J. PRINCE, R. QUASS, M. ONATE, D. ALMORA and P. PEREZ, 1985, Preliminary presentation of accelerogram data from the Guerrero Strong Motion Accelerograph Array. Michoacan-Guerrero, Mexico earthquake of 19 and 21 September 1985, Preliminary Report GAA-1A, Inst. Ingeniera, UNAM and IGPP, Univ. Calif., San Diego.
- 源栄正人・太田外気晴・釜田正毅・喜多村英司, 1986, 1985 年メキシコ地震における地震動特性に関する解析的検討, 第 14 回地盤振動シンポジウム梗概集, 121-126.
- HATTORI, S., 1977, Regional peculiarities on the maximum amplitudes of earthquake motion in Japan, Bull. ISEE, 15, 1-21.
- 慈道順一・相沢 寛・阿部康彦・丹野吉雄・森本 修・西沢克磨・速水 浩・広松 猛・今沢民雄・宿里勝信, 1982, 汎用波形解析プログラム(HAKEI)開発, Report of Takenaka Technical Research Laboratory, 1-17.
- 鹿島建設, 1987, 1985 年 9 月 19 日メキシコ地震の被害原因を探る, 1-146.
- KELLEHER, J., L. SYKES and J. OLIVER, 1973, Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, J. Geophys. Res., 78, 2547-2585.
- MARTIN D. C. and D. J. LEEDS, 1959, Soil conditions and damage in the Mexico Earthquake of July 28, 1957, Bull. Seism. Soc. Am., 49(2), 179-191.
- MCCANN, W., S. P. NISHENKO, L. R. SYKES and KRAUSE, 1979, Seismic gaps and plate tectonics; seismic potential for major boundaries, Pageoph. 117, 1082-1147.
- 太田外気晴, 1986, 工学的立場から——1985 年メキシコ地震の被害と地盤振動, 第 14 回地盤振動シンポジウム梗概集, 7-16.
- 岡田成幸・鏡味洋史, 1978, 日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み, 日本建築学会論文報告集第 267 号, 29-38.
- 岡田成章・鏡味洋史, 1987, 高密度震度調査資料に基づく地震動の減衰特性と地盤増巾特性の考察, 第 15 回地盤振動シンポジウム梗概集, 47-56.
- 瀬尾和夫, 1986, 盆地平野における地震特性——地下構造に基づく地震記録の解釈, 第 14 回地盤振動シンポジウム梗概集, 63-68.
- SINGH, S. K., L. ASTIZ and J. HAVSKOV, 1981, Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes

- along the Mexican subduction zone, A reexamination, Bull. Seism. Soc. Am., 71(3), 827-843.
- 武村雅之, 1987, 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式, 第 15 回地盤振動シンポジウム梗概集, 33-46.
- 武村雅之・太田外気晴・池浦友則, 1984, 大地震における最大加速度の距離減衰の地域性について, 日本建築学会大会梗概集, 567-568.
- 谷 資信・久田嘉明・山本俊六, 1987, 軟弱な堆積盆地における波動性状 (その 3) 1985 年メキシコ地震メキシコ市における波動, 地震学会講演予稿集 (昭和 62 年秋季大会), No. 2, 111.
- 田村和夫・川瀬 博・高橋正明・片岡俊一・田中貞二, 1986, 1985 年メキシコ地震に関する調査・研究報告, ORI 研究報告 86-02, 1-125.