

脈動観測による地盤の振動特性

赤 松 純 平

OBSERVATION OF MICROSEISMS AND AMPLIFICATION OF SURFACE WAVES BY THE SOIL DEPOSITS

By *Junpei* AKAMATSU

Synopsis

Microseismic study was carried to discuss the amplification of seismic surface waves with the period longer than one second by the soil deposits in the Kyoto basin, where the observed microseisms are considered mainly of the Rayleigh type. Microseisms, caused by the various weather conditions such as typhoon, cold front and seasonal wind in winter, were observed at the several points with the different geological features in and around the basin. Spectra and spectral ratios were analyzed to estimate the amplification of microseisms and the effects of the geological conditions.

1. はじめに

地震時の1秒より長い周期の地震動特性の解明とその予測が近年地震工学上の重要な問題となっている。このため深い地盤構造とそれによる地震波の増巾作用の資料が必要とされ、これを解決する方法の一として長周期の微動特性の利用が検討されている¹⁾。Ohta等は1～5秒の微動の卓越周期を観測して堆積層の厚さに対比させた²⁾。Kagami等の研究では基盤深度の変化に対応する卓越周期の変化が見出されず、彼等は振巾特性の変化を議論して、微動特性の出現様式の違いを地盤の地質条件の差異に求めた³⁾。この周期帯の微動は主として海の波浪によって生じる脈動でありその周期と振巾は気象条件によっていろいろ変化することはよく知られている。このように地盤の地質条件と source の両方が関係しており問題を一般化して扱かうことは困難である。

脈動の発生には海底の地形や未固結堆積層の役割が注目されており⁴⁾、特定の発生海域とそこに固有の卓越周期が示唆される。このことから調査対象の地盤が海岸に近い場合には脈動の時間的定常性だけでなく発生源の空間的一様性をも考慮する必要がある。一方、内陸部では遠方の特定海域で発生する表面波群を脈動として観測するので調査対象地域には空間的には同一の性質を持つ波が入射していることが期待できる。

岡野は低気圧や前線が日本付近を通過する際に発生する stormy microseism や季節風の強い時に生じる脈動の波動論的性質を詳細に調べた^{5),6)}。すなわち、京都周辺で観測される脈動はうねり性の波浪によって太平洋側では紀伊半島沖、日本海側では丹後半島沖に限られた沿岸海域に多く発生するレーリー波を主成分とする表面波群である。この論文では、このような波の性質の比較の明らかな脈動を京都盆地周辺の岩盤と盆地地盤とで同時に観測して、各地点での脈動のスペクトルとその時間的変化を比較検討し、脈動に対する地盤の影響を抽出して地盤の増巾度を求める方法とその問題点を議論する。

2. 観測と解析

2-1 観測点

京都盆地南部周辺地域の概略の地質図と観測点の位置を Fig.1 に示す。盆地は秩父古生層や一部花こう

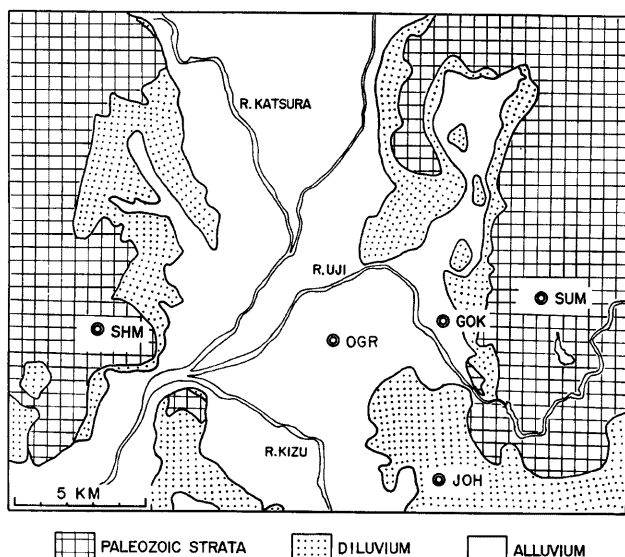


Fig. 1 Outline geological map of the southern parts of the Kyoto basin and locations of the observational stations.

岩等に囲まれている。これらが盆地の基盤岩となっておりその上に大阪層群と云われる厚い洪積下部層と比較的薄い沖積層とがあると考えられている。盆地縁辺東南部では大阪層群がいわゆる山砂利層としてせり上っており、また洪積上部層が段丘をなしている。盆地を東西に横断する測線で行なわれた UMP 震探では速度の2層構造モデルが得られている⁷⁾。第1層は $V_p=2.0\sim 2.1\text{km/sec}$ の堆積層である。第2層は基盤岩で、盆地中央部で深さ約 700m, $V_p=5.2\text{km/sec}$ 、盆地周辺に向かってせり上り、図の GOK 付近では深さ約 370m, $V_p=4.4\text{km/sec}$ となっている。

SUM は京大防災研究所炭山地震観測室で醍醐山系の古生層露頭に設置されている⁸⁾。この山系の地表付近の地震波速度は深さ 1km 程度まで $V_p=4.66\text{km/sec}$, $V_s=2.58\text{km/sec}$ である⁹⁾。GOK (宇治市五ヶ庄) は京大宇治構内の地震計室である。

OGR, JOH, SHM は典型的な地盤を選んで設置された臨時観測点である。OGR は盆地中央部の巨椋池干拓地で基盤岩は 700m と深い。JOH (城陽市) は盆地縁辺丘陵の山砂利層上にある。ここでの基盤岩の深さは判っていないが、附近の山砂利採取地では深さ 50m 程度掘削しているものでこれ以上であることは確かである。

SHM (島本町) は盆地西側の古生層露頭に脈動の空間的一様性を調べる目的で設置された。

2-2 観測時期

各観測点における観測期間を Table 1 にまとめた。この期間中毎時開始の定刻観測を行なった。No. 1 は台風22号が日本に沿って太平洋上を北上しカムチャッカ近海で消滅した後、前線が日本海を南下した時期である (Fig. 4 参照)。台風は10月1日から2日にかけて近畿地方に最も接近し、この時 SUM の地震観測モニター用煤書記録では脈動レベルが最も高くなった。その後静穏になったが前線の通過した5日には一時的にレベルが増大した。No. 3 では南西諸島の東海上を北上してきた台風19号が日向灘から四国西岸に上陸

Table 1 List of observational time and causes of stormy microseisms.

No.	Station	Observational time	Condition
1	SUM GOK	Sep. 24 13h - Oct. 8 11h '81 Oct. 3 20h - Oct. 7 10h	Typhoon 8122 and cold front
2	SUM GOK	Dec. 31 14h - Jan. 11 3h '82 Dec. 31 18h - Jan. 9 9h	cyclones and seasonal wind
3	SUM GOK	Sep. 22 13h - Oct. 1 11h '82 Sep. 22 21h - Sep. 30 16h	Typhoon 8219
4	SUM GOK	Dec. 30 13h - Jan. 3 7h '83 Dec. 30 11h - Jan. 3 12h	seasonal wind
5	SUM GOK OGR SHM JOH	Mar. 2 12h - Mar. 6 9h '83 Mar. 2 13h - Mar. 6 16h Mar. 2 19h - Mar. 3 6h Mar. 3 19h - Mar. 4 6h Mar. 4 18h - Mar. 5 6h	cyclone and seasonal wind

し中国地方を横断して浜田附近から日本海へぬけ、北東に進んだ。脈動は台風が山陰沖から北陸沖に移動した10月5日の午前中に最も大きい振巾を示した。No. 2 と Nos. 4, 5 は日本海を移動する低気圧や季節風によって脈動レベルの高まった時期で、いわゆる西高東低の気圧傾度の大きさによって脈動レベルは変化している。No. 5 の3月3日夜明け前には低気圧の通過に伴う強風(いわゆる春一番)が吹いた。

2-3 観測方法

stormy microseism や季節風による脈動は京都周辺では周期2~7秒で振巾は2~7 μm に達し、しかも周期が長いほど振巾が大きくなる傾向を示す⁵⁾。SUM の1秒速度型換振器 ($h=0.64$) による地震観測用モニター記録ではこのような時期の脈動の見掛けの卓越周期は2~4秒である。これらのことから岩盤上のSUM と SHM では固有周期1秒の速度型換振器の出力を直接増巾して記録した (Fig. 2)。盆地内の地盤上では1Hz 以上の高周波の人工的な雑微動が大きいため Fig. 2 に示されている積分器により高周波成分を落して記録した。各地点共5,000倍又は10,000倍増巾し、時計の毎時信号でFMデータレコーダを一定時間(2分余又は4分余)動かして同時記録を得た。Fig. 2 に装置の総合周波数特性を示した。定点観測点であるSUM と GOK は傾斜型換振器を用いた対称型地震計を使用してお

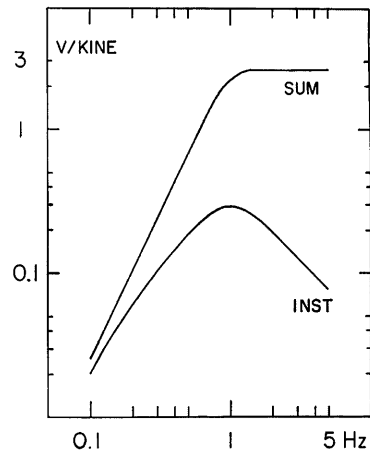
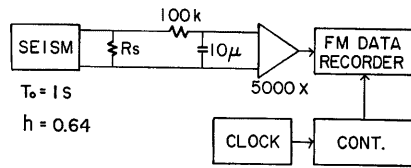


Fig. 2 Observational system and frequency responses.

り、10秒～0.1秒の周期範囲で3成分の特性はよく揃っている¹⁰⁾。他の臨時観測点は PK110 型 (勝島製作所) 3成分を使用した。

2-4 解析方法

脈動のスペクトル成分を求めるためにアナログバンドパスフィルターを用い、その手間を省くためにパソコンを利用した。その手順を Fig.3 に示す。まずアナログ磁気記録をサンプルレート 12.5Hz でデジタル化する。このデジタル記録を DA 変換しながら3台のバンドパスフィルターを通して AD 変換し振巾の2乗平均値を求める。DA 変換のクロックレートを変えることによりデータのタイムベースを変換し結果として図に示されている 0.13～1.6Hz, 1/3 オクターブきざみのバンド12個を得ている。各バンドの2乗平均値に速度平担となるように計器補正を施してスペクトル値とした。バンドパスフィルターを用いると出力振巾が小さくなり AD 変換時に有効桁数が低下する。これを防ぐために解析区間毎に最大振巾が DAC のフルスケールとなるよう最大値で正規化して DA 変換した。このようにして観測と解析システムの総合 S/N 比は各バンド共スペクトルの2乗平均値で100以上であった。

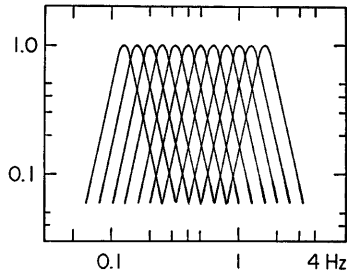
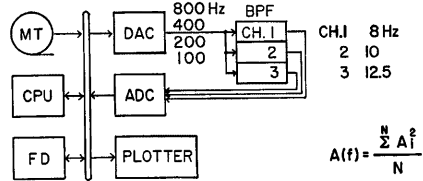
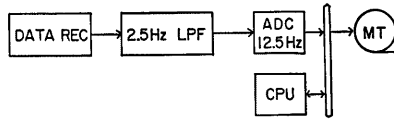


Fig. 3 Analytical system and frequency responses of band-pass filters.

3. 結果と考察

3-1 スペクトルの時間的变化とスペクトル比

No. 1～No. 5 の各期間中、脈動のスペクトルは

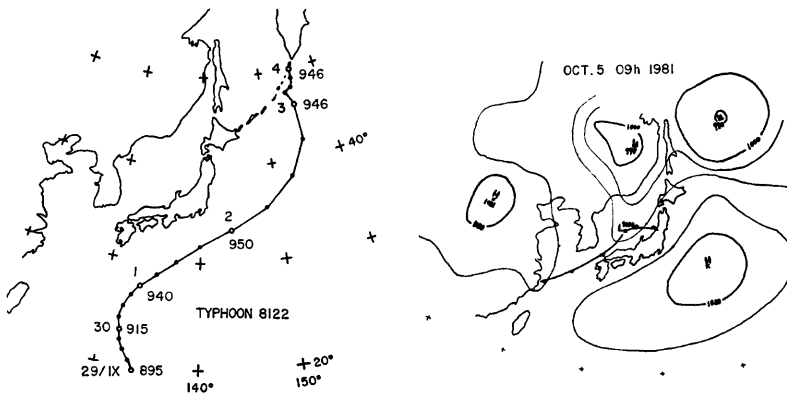


Fig. 4 Travelling path of the typhoon 8122 and weather chart at the time when stony microseisms with short period were observed.

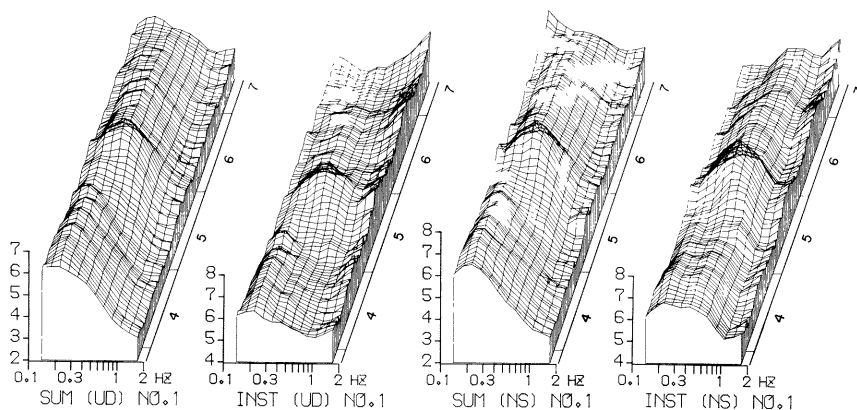


Fig. 5 Hourly spectra of the microseisms at the observational time No. 1.

気象条件によって種々違っているが、地盤の振動特性を議論する上での問題点に大きな差異はなかった。従って、ここでは主に観測期間 No. 1 を例に挙げてスペクトルの性質を少し詳しく述べる。No. 1 では台風8122号が太平洋上を北上しその後前線が日本海から日本列島を南下した。Fig. 4 に台風経路図と前線通過時の地上天気図を示す。Fig. 5 はSUMとINST (GOK地点、研究所地震計室)で観測の重っている時の毎時スペクトルである。図の縦軸は対数目盛、右側に目付がつけられている。

2地点の振申の時間的変化を詳しく見るためにFig. 6に顕著なピークを示すバンドと雑微動の影響の現われるバンドとを選び並べて示した。また、スペクトルの形や振申を詳しく見るために特徴的な時間帯の平均スペクトルをFig. 7に示した。脈動

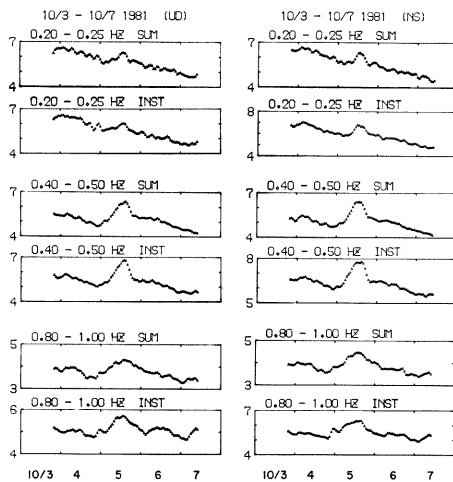


Fig. 6 Correlation of the amplitude variations with time at the SUM and GOK (INST).

の時間的推移をSUM上下動成分(Fig. 5)について見ると、台風が遠ざかるにつれて0.2Hz以下の低周波の振申が減衰し、ついで、前線の通過する5日には0.3Hz附近の振申が短時間に増加してすぐに減衰している。これらの現象は台風の消滅と共に太平洋の周期の長いうねり性の波浪が減衰して脈動の長周期成分が減少する一方、前線通過で日本海が一時的に荒れ、太平洋に比べて周期の短い波浪によって短周期の脈動が短時間増大したものと解される⁹⁾。地盤上のINST上下動成分(Fig. 5)では、SUMのそれに比べて全体に高周波成分ほど振申が大きい。このため4日は台風の影響が残って0.2Hzで卓越するがSUMのように急峻なピークではなく、また5日の前線通過に伴うピークの位置もSUMに比べて若干高周波に移行している。さらに脈動が静穏な6日以降ではSUMは0.5Hz以下の低周波で振申が大きいが、INST

では 1Hz 以上の高周波成分が卓越している (Fig. 7 参照)。0.8~1Hz より高周波域では両地点共日周変化があり人工的な雑微動の影響が大きい。

水平成分は 2 地点共、各々東西、南北成分がよく似ているので Figs. 5, 6 に南北成分を示した。水平動成分のスペクトルの形と振巾は上下動成分に比べて、SUM ではほとんど同一であるのに対し、INST では大きく異なっているのが特徴的である。4 日に SUM では 0.2Hz に急峻なピークを示すが INST では 0.2Hz と 0.4Hz になだらかな山がある (Fig. 7A)。SUM が 0.32Hz にピークを示す 5 日には INST は 0.4Hz に急なピークを示す (Fig. 7B)。脈動レベルの低い時 INST は 0.40~0.63Hz を中心とするなだらかな山を示すが雑微動レベルが高い (Fig. 7C)。以上のことから、岩盤上の SUM、地盤上の INST 共脈動のスペクトルの形、ピーク周波数、振巾等は気象条件によって時間的にいろいろ変化していることが判る。

Fig. 6 に振巾の時間的変化が比較されている。脈動の優勢な 0.5Hz より低周波帯では上下動、水平動成分共、2 地点で振巾レベルに差異はあるが時間的変化の様子は全く同じであり 2 地点の振巾変化はリニアな関係を保っている。特に地盤 (INST) でピークの出やすい水平動の 0.4Hz 成分 (Fig. 5) が、岩盤の SUM に独立にピークを形成しているのではなく、SUM のレベルは小さくピークとはなっていないが、SUM と全く同じ時間的変化をしていることが明瞭である (Fig. 6)。人工的な雑微動の大きい 0.8~1Hz の周波数帯ではこの関係は弱まっている。これらのことから 0.8~1Hz より低周波帯域では 2 地点共遠方から伝播してきた脈動を記録しており、この脈動に対する地盤の影響をスペクトルの比で検討できると考えられる。

Fig. 7 に特徴的な時間帯のスペクトルと岩盤に対する地盤のスペクトル比 (INST/SUM) を示した。(A) は太平洋のうねりによる脈動の大きい時、(B) は日本海を前線が通過する時、(C) は静穏な時である。SUM では 3 成分共ほぼ同じスペクトルを示す (上下動成分の振巾がやや大きい)。INST では 0.3~0.8Hz の周波数帯で水平動成分は上下動より振巾が大きく、上下動にピークのない静穏時(C)にもピークが見られる。両地点の各成分共時期によってスペクトルの形、振巾は変化しており震動源の性質を強く反映している。しかしながら、両地点の変化はリニアな関係を保っている (Fig. 6) ので、INST/SUM の比は常に一定の形を示している。すなわち上下動成分では 0.32Hz 以下では比は 1 に近く、高周波で単調に増加し 1Hz で 30~40 となる。水平動成分は、0.2Hz 以下では 1 に近いが高周波で増加し 0.6~0.8Hz でゆるやかなピークを形成し 1Hz 附近で 30~40 になる。ただし脈動レベルの低い(C)ではピークは明瞭ではない。これは盆地内で発生する人工的な雑微動が脈動より相対的に増大したためであろう。以上の観測結果から、脈動に対して盆地地

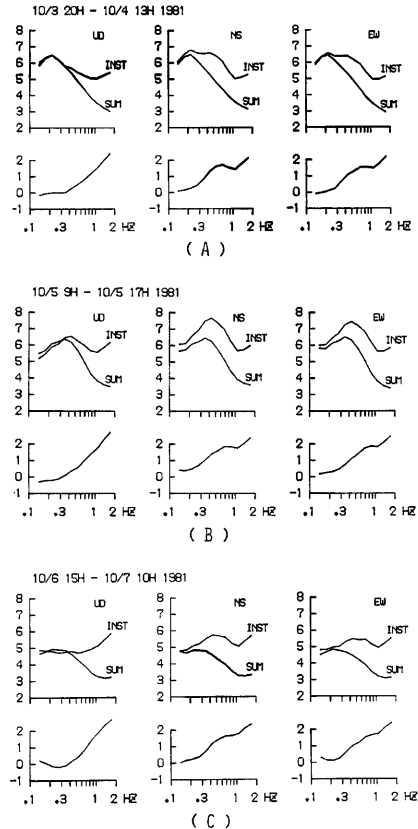


Fig. 7 Mean spectra and spectral ratio (INST/SUM) of microseisms, (A) caused by the typhoon 8122, (B) by cold front in the Sea of Japan and (C) at calm weather.

盤が周波数に依存した一定の増巾率を有していることが認められる。

以上の結果は台風や前線の通過した No. 1 と No. 3 の時期だけでなく季節風の強い冬期に定常的に観測される脈動の場合 (Nos. 2, 4, 5) も同様である。冬期脈動の解析結果の一例として観測期間 No. 2 の水平動成分の毎時スペクトルを Fig. 8 に示した。

3-2 スペクトル比の安定性

臨時観測点 SHM は盆地をはさんで SUM とは反対側にあつて共に古生層岩盤上にある (Fig. 1)。SHM の上下動成分は観測上のトラブルで解析結果は得られていないが水平動成分はスペクトルの形、振巾、時間的变化等 SUM によく似ている。

従つて盆地全域に同じ性質の波群が入射していると考えられる。京都周辺で観測され

る脈動は particle motion の性質から主としてレーリー波から成る表面波群^{5),6)}と云われているので、表面波群に対する地盤の振動特性として地盤/岩盤のスペクトル比が利用できる。ただし、脈動が多く発生する海域がある程度限られているにしても、他地域で生じた波や二次的に発生する波等が重なっているのでスペクトル比の安定性を充分検討する必要がある。Table 2 は観測期間 No. 4 のデータから求めた各バンド毎の振巾比である。毎時観測記録の4分余りのうち解析には約200秒を用い、雑微動レベルの小さい時期のデータ50個の平均によって求めた。総解析時間は2時間50分である。値はスペクトルを求めた2乗平均値の平方根を用いており、振巾の増巾率に対応する。Fig. 7 で述べたように上下動成分と水平動成分とは増巾率は大きく異なる。例えば、0.3Hz では上下動成分はほとんど増巾していないが水平動成分は方向によって

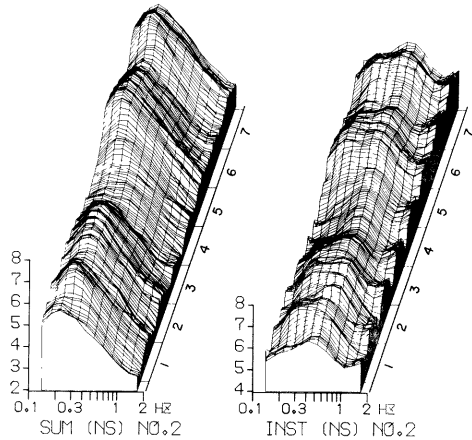


Fig. 8 Example of hourly spectra of microseism at winter time.

Table 2 Amplification of microseism at St. GOK.

No.	Band	UD	NS	EW
1	0.13Hz	0.95 (11%)	1.26 (1%)	1.11 (9%)
2	0.16	1.04 (11)	1.53 (15)	1.26 (9)
3	0.20	1.06 (13)	1.82 (16)	1.44 (11)
4	0.25	1.15 (15)	2.28 (16)	1.82 (14)
5	0.32	1.25 (10)	3.37 (14)	2.76 (12)
6	0.40	1.63 (10)	5.86 (13)	4.24 (12)
7	0.50	2.19 (10)	8.39 (14)	5.85 (13)
8	0.63	3.02 (9)	9.04 (11)	6.90 (9)
9	0.80	4.16 (10)	7.09 (10)	6.46 (9)
10	1.0	6.27 (18)	6.38 (15)	6.68 (12)
11	1.3	9.38 (29)	8.30 (26)	9.24 (25)
12	1.6	14.6 (31)	12.2 (28)	15.7 (39)

JAN. 1 0H --- JAN. 3 4H 1983

N --- 50

違いはあるが3倍程度増巾する。また 0.6Hz では上下動成分は3倍の増巾であるが水平成分は7~9倍と非常に大きい。1Hz 以上で3成分共同一であるがこれは脈動に対する増巾率ではなく盆地内で生じる雑微動の振巾レベルが3成分で同じであることを示す。標準偏差の値が1Hz 以上で増大することも同じく盆地内雑微動の局地性を反映している。

このような資料をマイクロゾーニングマップの作成に利用する場合、観測サーベイを行なう一測点に必要な観測時間と観測回数を知る必要がある。例えば、ソ連の ИФЗ では短周期の微動観測の指針として1地点で2分間以上の記録を異なる時間帯で4枚集めることが決められている¹¹⁾。ここでは1地点でN回の観測を実施して基準点との比の平均値を求め、その標準偏差値で結果の有効性を検討する方法を考える。Fig. 9 に観測期間 No. 5 の90個のデータを用い、N個づつの移動平均(N=3, 4, 6, 9)により求めた平均値(M)とその標準偏差値(SD)とを示した。EW成分の0.63Hz帯の例であり真の値は6.90に近い(Table 2)。これによると4回の観測データに依った場合、平均値Mを6.90の±10%の誤差内に求めるためにはSDを8%以内に抑らねばならない。この場合4割以上の観測をやり直すことになる。この中には誤差10%以内の結果が多く含まれるが結果の良否を判定する方法はない。誤差10%を目標に1地点6回の観測を行う場合、SDが5%以内とすると観測の失敗は1割程度となる。さらに9回の観測ではSDを15%以内とすると誤差は6%以内におさまる。サーベイを行なう場合、1地点で3~4回の観測では4~5割の測点で観測をやり直さねばならないことになる。むしろ1地点で少なくとも6回の観測をくり返す方がよい。この結果は1回の観測時間が4分でここに用いられている解析方法に対して得られるものであるが、一般的にも、1地点で拘束される時間の短縮を意図して1回の記録時間を長く延ばしその代わりに計測回数を減らすことは統計的に見て有効な方法ではない。

3-3 地質条件の違いによる脈動特性の変化

前節の議論から、臨時観測点 OGR, JOH, SHM では夜間の毎時観測を10回以上実施した(Table 1)。既に述べたように盆地のSUMと反対側に位置する古生層露頭上のSHMはSUMと同じ性質を示している。

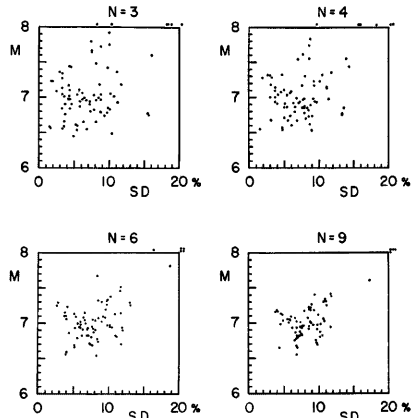


Fig. 9 Relations of mean values (M) and standard deviations (SD) of some spectral ratios (N) for the 0.63 Hz band in the EW components.

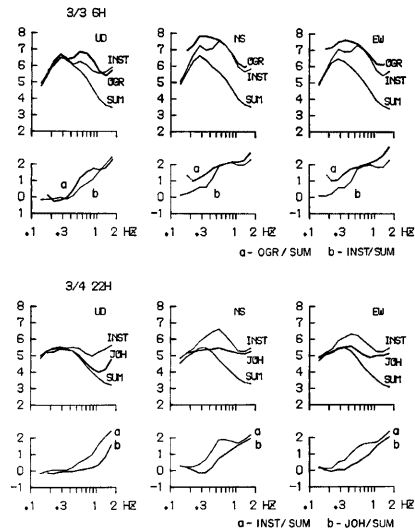


Fig. 10 Variation of spectra and spectral ratios of microseisms with geological conditions.

地盤上の3観測点と岩盤上の点のスペクトルと各々の比の例を Fig. 10 に示す。OGR 地点では地表に設置された換振器がいわゆる春一番の強い南風の影響を受けたため脈動を正しく記録していない。図には風雨のおさまった1記録のみのスペクトルが示されており、定性的な特徴を示すにとどまる。OGR 上下動成分では 0.3~0.4Hz より低周波域で振巾は他の地点と同じであるがこれより高周波で振巾は増加する。SUM に対する比では 0.8Hz にピークを示しており、INST (GOK 地点) がピークを持たないことと対照的である。OGR 水平動成分は 0.2Hz より高周波で振巾が増大しており、脈動の主ピーク (0.3Hz) と地盤特性で増巾された INST のピーク (0.6~0.8Hz) とを包含する形のスペクトルを示す。スペクトルの比は OGR では GOK (INST) よりも低周波域で増巾作用のあることを示しているがピークを形成してはいない。

スペクトル比のピーク周波数が基盤岩の深さに関係すると仮定すると、GOK 点では 0.63Hz (Table 2) であるから UMP 震探の結果を用いて OGR におけるピーク周波数は 0.33Hz に求まる。この周波数で、OGR の増巾率は5~6倍であり INST のピーク周波数 (0.63Hz) の増巾率に匹敵するが、0.5~0.8Hz の大きい増巾作用の原因を他に探さなければならない。これについては、高次モードの影響や盆地中央部で厚くなっている沖積層の影響等が考えられる。

JOH における上下動成分は 1Hz 以下で岩盤の SUM とほぼ同じ振巾を示す。水平動成分では 0.4Hz 附近より高い周波数域で増巾作用が増加する。この増巾作用の始まる周波数は OGR や INST より高周波であり、また増巾率は3倍程度であって OGR や INST より小さい。このことは山砂利層が安定な地盤であることを反映している。

以上の結果、脈動に対する地盤の性質として、上下動成分よりも水平動成分の方がより低周波域から増巾作用があり、また増巾率も大きいこと、増巾作用が増加する周波数やピークの周波数は、盆地縁辺部から中央部に移動するに伴ない低周波に移行することが判った。有限要素法による表面波伝播のモデル計算¹²⁾によると、盆地地盤モデルに基本モードのレーリー波が入射する場合透過表面波のエネルギー分布は高周波成分ほど高次モードに集中する。このため地盤の増巾率は上下動成分と水平動成分とで異なる周波数特性を示す。この計算結果は観測で得られた脈動の増巾率の諸性質に非常によく似ている。

4. おわりに

京都盆地周辺の岩盤と盆地地盤とにおいて脈動の同時観測を実施し、脈動のスペクトルの諸性質を比較検討して地盤の振動特性を議論する上で問題点を明らかにした。得られた主な結果は以下のとおりである。

- (1). 岩盤のみならず地盤においても脈動のスペクトルは日本近海の波浪の状態や気象条件によって種々変化しており、ピーク周波数や振巾は一定していない。
- (2). 0.8~1.0Hz より高い周波数域では盆地内で生じている人工的な雑微動が優勢である。
- (3). 岩盤と地盤の2地点において脈動のスペクトル成分の振巾は、絶対レベルで異っている場合でも、その時間的変化の様相は同じであり振巾変化は線型関係を保っている。
- (4). 盆地の東西に隣接している岩盤上の2観測点において脈動のスペクトルは同じであり、盆地全体に同一の表面波群が入射していると考えられる。
- (5). 脈動の地盤 / 岩盤のスペクトル比は常に一定の値を示し、表面波群に対する地盤の増巾率を表わしていると考えられる。
- (6). 地盤の増巾作用は水平動成分の方が上下動成分より低い周波数帯域から生じており、増巾率も水平動成分の方が大きい。
- (7). 地盤の増巾作用は盆地縁辺部より中央部の方がより低い周波数域にのびている。
- (8). スペクトル比を誤差10%以内に求めるためには、1記録が4分である場合6回以上違った時間に観測する必要がある。ただしこれは京都盆地の脈動をここで用いた手法により解析する場合の目安である。
- (9). 脈動の観測によって地盤の振動特性のサーベイを行なう場合、対象地域が内陸部であれば入射波の時間的変化は岩盤上の観測点とのスペクトル比によって消去することができる。ただし脈動と人工的雑微動と

の区別を明らかにしておく必要がある。対象地域が海岸に面している場合には、脈動の時間的変化だけでなく発生域の安定性の吟味が必要である。

以上の結論はスペクトルの比較に基づくのみであり、波動論的検討は行っていない。これは観測点が主に2点に限られていることによる。波動論的なり扱いかいの手がかりとして2地点のバンドパス記録を並べて目視により phase の対応づけを試みたが成功していない。これは脈動が種々のモードの表面波群の集合であるうえ、盆地に入射する際基本モードから高次モードへの変換で代表されるような種々のモード変換が生じ、脈動の入射方向やモード成分等の変化が地盤上では大きな変化となって現われるためと推測される。

おわりに、種々御助力下さった吉川宗治教授、気象関係の資料に便宜を与えて下さった防災研究所災害気候部門の方々に感謝の意を表します。また観測装置の製作を手伝って頂いた西 正男技官には心からのお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 坂尻直己・太田 裕・後藤典俊・鏡味洋史・塩野計司・岡田成幸・工藤一嘉・成瀬聖慈・久保寺章・竹内文朗・三波俊夫：やや長周期の微動観測と地震工学への適用(5)，地震第2輯，第31巻，1978，pp. 179-193.
- 2) Ohta, Y., H. Kagami, N. Goto, and K. Kudo: Observation of 1- to 5- Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part I, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 68, 1978, pp. 767-779.
- 3) Kagami, H., C. M. Duke, G. C. Liang, and Y. Ohta: Observation of 1- to 5- Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part II, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 72, 1982, pp. 987-998.
- 4) Нестеров В. А.: Штормовые Микросейсмы на Острове Шикотан и Флуктуации Давления Воды на Дне Тихого Океана, Вулканол. и Сейсмол., № 2, 1982, с. 73-79.
- 5) Okano, K.: Observational Study on Microseisms (Part 1), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 44, 1961, pp. 2-22.
- 6) Okano, K.: Observational Study on Microseisms (Part 2), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 47, 1961, pp. 2-15.
- 7) 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規：地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題，京都大学防災研究所年報，第14号 A，1971，pp. 203-215.
- 8) 赤松純平：炭山地震観測室における地震観測，京都大学防災研究所年報，第20号 B-1，1977，pp. 13-19.
- 9) 赤松純平・古沢 保・入倉孝次郎：天ヶ瀬地殻変動観測所で観測される局所地震の S 波の性質について，京都大学防災研究所年報，第18号 B，1975，pp. 11-21.
- 10) 赤松純平・西 正男：対称型地震計による地震波観測，京都大学防災研究所年報，第22号 B-1，1979，pp. 83-90.
- 11) Ред. Медведева, С. В.: Сейсмическое Микрорайонирование, Наука, 1977, с. 67-75.
- 12) Drake, L. A.: Love and Rayleigh Waves in an Irregular Soil Layer, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 70, 1980, pp. 571-582.