

福井平野の地震動特性と堆積層表面波

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2013-10-30 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 小嶋, 啓介, 鳥海, 勲, KOJIMA, Keisuke, TORIUMI, Isao メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10098/7811

福井平野の地震動特性と堆積層表面波

Earthquake ground motion and surface wave properties in Fukui plain

小嶋 啓介*
(福井大学工学部環境設計工学科)

鳥海 勲**
(福井大学名誉教授)

1. はじめに

先の兵庫県南部地震では、震災の帯と名付けられた地震被害が特に大きい領域が存在したが¹⁾、その原因の一つに、表層地形および基盤岩の潜在形態に起因した地震動の集中があげられている。一方、鳥海らの研究^{2), 3)}から、大阪平野や福井平野では、主要動に続いて、振幅がやや小さく、比較的長い周期特性を持ち、継続時間の長い堆積層表面波、いわゆる「あとゆれ」の存在が確認されている。堆積層表面波は、その周波数特性と長い継続時間故に、中高層構造物に軽視できない影響を与え、兵庫県南部地震の際には、揺れが比較的小さいといわれた大阪平野で、エレベータのケーブルが外れる等の被害が多発している。以上のような現象はいずれも、通常の重複反射法が扱えるような基盤から入射した地震動の堆積層による増幅のみでは予測し得ないものである。

福井平野は北側を除いて周囲を山地で取り囲まれ、盆地状の基盤の上に厚い洪積層と軟弱な沖積層が堆積した地形を有しており、堆積層表面波が発生し易い条件にあり、鳥海らの研究⁴⁾によって、あとゆれの存在が確認されている。福井平野では主要動の到達後十数秒前後遅れて現れ、主要動が収束しても長く残存し、周期 0.7~1.5sec 前後の周波数特性を有する地震動であり、山地の境界から平野部に入射する表面波であるといわれている。

福井大学では、グラウンドに設置された地震観測鉛直アレーシステムにより、長期にわたる地震観測を継続している⁵⁾。地震観測アレーは、地表面から GL-175m の基盤岩に達する長大なものであり、福井県内の平野部では唯一、基盤岩から表層までの地震動を計測できるものである。本研究では、はじめに、蓄積されている観測地震動に基づいて、福井平野の地震動の一般的特性を示す。次に、非定常パワースペクトルを中心とした解析方法により、堆積層表面波の存在および特徴を明らかにするとともに、防災科学技術研究所が展開する KNET による福井市周辺の観測地震動と比較することにより、堆積層表面波の地形・地盤への依存性について検討する。

2. 地震観測システムと福井平野周辺の地盤特性

平成6年度に福井大学の地震観測システムが更新され、地表面ならびに基盤である GL-175m の地震動のデジタル記録が観測できる態勢が整備された。地震観測システムは、大学に併設したグラウンド内に設置されている。Fig.1 の左側は GL-175m の地震計を設置した際に求められた土質柱状図に、地震計の設置位置を併記したものである。図の△、○、□印が地震計の設置位置を示し、△は NS、EW および UD 方向の3成分、□は水平2成分、○は水平1成分のピックアップであることを示している。Fig.2 は地震観測システムの概要であるが、観測機器は(株)勝島製作所製である。地表面の3成分検出器のみが SDA-230 型であり、地盤内部は水平方向加速度検出器 PTK-130H 型が埋設さ

キーワード (地震観測アレー, 堆積層表面波, 福井平野, 非定常パワースペクトル)

*Keisuke KOJIMA, Faculty of Engineering, Fukui University, Fukui, 910-8507 JAPAN

**Isao TORIUMI, Professor Emeritus, Fukui University

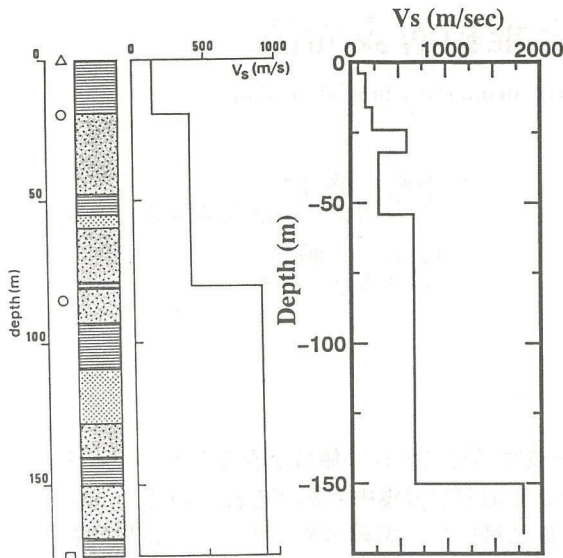
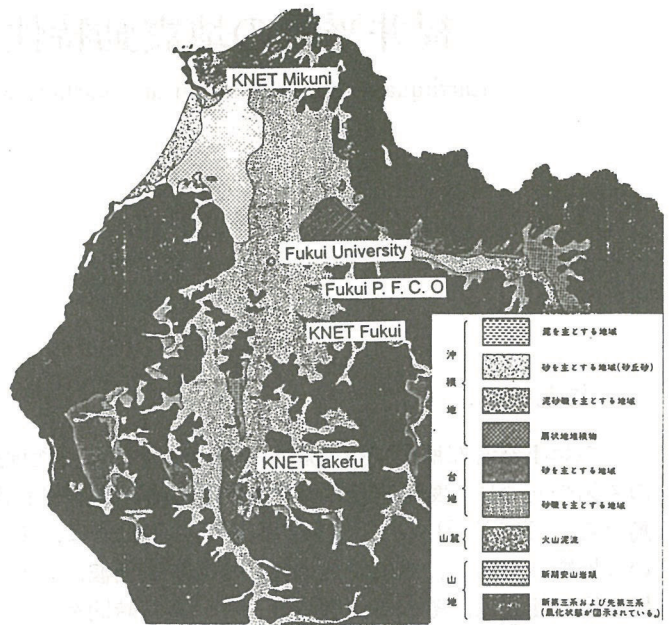


Fig. 1 Soil profile of the array site



(a) Plan

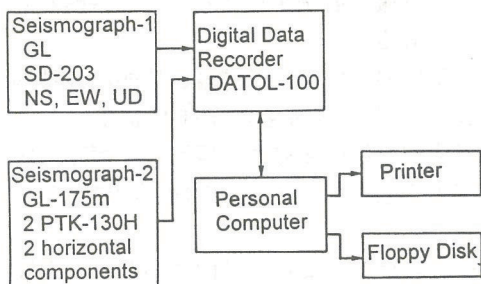
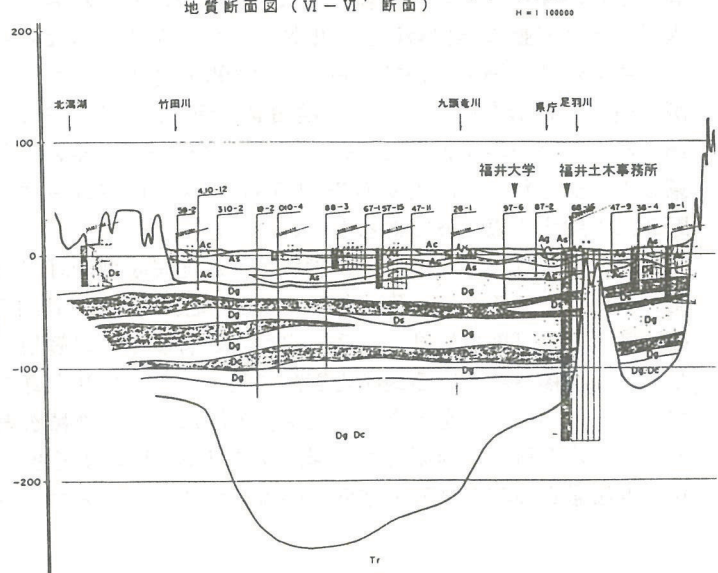


Fig. 2 Earthquake observation system



(b) Section

Fig. 3 Geomorphological land classification map of Fukui plain

れている。パーソナルコンピュータを介してデジタルデータレコーダ DATOL-100 を操作することにより、地震観測条件の設定、観測データのプロッピーディスクへの収録が行われる。地表面の2方向水平方向加速度と基盤の水平方向加速度を組み合わせトリガを設定しており、サンプリング時間は 0.01sec、収録時間は 3 分を標準に設定し、運用している。なお、埋設年代の古い GL-18.5m と、GL-33m の検出器の信号ケーブルに劣化の兆候が見られることから、現在は使用を見合わせている。

Fig.3 は福井平野の表層地質分布と南北方向の断面図⁶⁾を示している。福井平野は、東の越前中央山地と西の丹生山地の間に挟まれ、北側の洪積台地も考慮に入れた場合、河川中下流域に広がる平野でありながら、基盤岩は盆地状を呈しており、厚い洪積および沖積層が堆積した地形を有していることが読みとれる。1948 年福井地震では、建物の被害率と地盤種別には密接な関係があったことが広く知られているが^{7), 8)}、福井市より北部における被害率 30%以上の領域は、Fig.3 で示した沖積地にはほぼ対応している。

同図中には、福井大学および防災科学技術研究所が展開する KNET の 3 カ所の地震観測点、なら

Table 1 Outline of the observed earthquake

	年 月 日	震 源	深さ	震 源 地	震央距離	規模	震度*
A	1994/5/22	N35° 57.9' ,E135° 35.1'	13	福井県沖	57	4.9	2
B	1994/5/28	N35° 19.4' ,E136° 16.9'	44	滋賀県中部	83	5.2	2
C	1994/6/28	N35° 07.9' ,E135° 39.2'	15	京都府中部	116	4.6	1
D	1994/10/14	N36° 09.2' ,E136° 02.6'	7	福井県沖	19	3.5	2
E	1995/1/17	N34° 35.7' ,E135° 02.2'	16	明石海峡	194	7.2	4
F	1995/1/17	N34° 40.5' ,E135° 09.1'	9	明石海峡	183	4.9	2
G	1995/4/13	N36° 23.0' ,E136° 33.0'	7	石川県南部	47	3.9	1
H	1995/8/15	N35° 31.7' ,E136° 16.7'	40	滋賀県	60	4.0	1
I	1996/7/30	N35° 24.0' ,E136° 19.0'	16	滋賀県	74	4.1	0
J	1996/10/22	N36° 07.0' ,E136° 28.0'	9	福井嶺北	23	3.4	1
K	1998/4/10	N36° 20.1' ,E135° 58.1'	10	福井県沖	38	3.3	2
L	1998/4/12	N35° 58.2' ,E136° 20.0'	10	福井嶺北	15	3.5	2
M	1998/4/22	N35° 09.9' ,E136° 34.2'	10	岐阜美濃	105	5.4	3

*福井市における震度

びに深層ボーリング調査が行われた福井土木事務所の位置を併記した。Fig.1に示したように、福井大学地震観測地点は、砂質土と粘性土が複雑に堆積しているが、大きく見ると表層の約19mの沖積層が、厚い洪積層上に堆積しており、沖積平野の典型といえる層構成を示していることが判る。Fig.1の中央は、ボーリング資料および表層と基盤との主要動の観測地震波から推定されたせん断波速度の深度方向分布であり、右側は平成7年度に福井県が行った深層ボーリング、およびP S検層結果から求められたせん断波速度の深度方向分布を示す。この調査は、地震観測アレーから南東に約3.5kmの福井土木事務所敷地内で行われており、同地点における沖積層厚は25.8m、甲楽城火山岩層からなる基盤岩の露出深度は146.5mという結果が得られている。地震観測アレー地点と福井土木事務所で行われた、深層ボーリング調査から得られた沖積層厚および基盤深度は、Fig.3の地質断面図と調和的である。

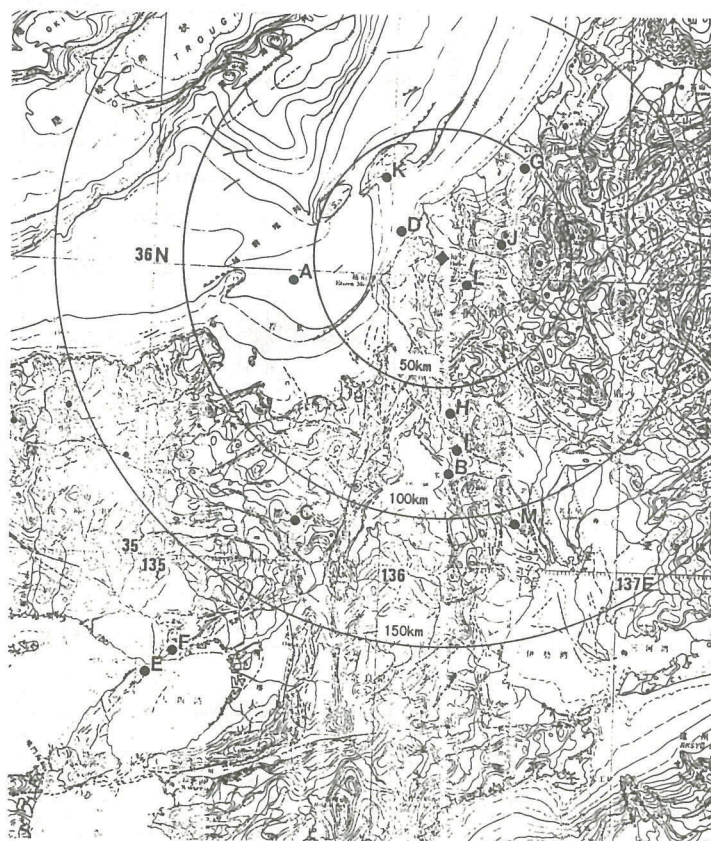


Fig. 4 Distribution of epicenter

3. 観測地震動

Table 1は1994年度から、1998年7月末現在までに観測されている13個の地震の概要一覧である。観測地震動のうち、1995年1月17日の兵庫県南部地震の本震のみがマグニチュード7.2という大地震であり、その他はマグニチュードが3.3~5.4という比較的小規模な地震であるといえる。Fig.4は

観測された地震の震央の分布を示している。震央距離が 15 ~ 194 km という範囲で、やや南側に偏った分布をしている。

Fig.5 は観測地震動のうち典型的な特徴を示す 4 個の地震の加速度地刻歴を示している。図(a)は 1994 年 5 月 28 日の地震 B であり、上から地表面の南北と上下方向加速度、ならびに GL-175m の基盤における観測加速度である。基盤に設置された水平方向加速度ピックアップは南北/東西方向とは約 30° 時計方向にずれて設置されているため、以後、N30° E および S60° E 方向の加速度ピックアップによる観測値をそれぞれ、B 1 および B 2 と呼ぶこととする。

図(b)から(d)は、1994 年 10 月 14 日の地震 D、1995 年 1 月 17 日の兵庫県南部地震である地震 E、およびその余震である地震 F の観測加速度時刻歴である。基盤に入射した地震動は、厚い堆積層による重複反射の結果、振幅が基盤の 2 ~ 3 倍程に増幅され、か

つ長周期成分が卓越した震動性状に変化していることが明らかである。地表面の NS 方向の観測記録に注目すると、地震 D を除いて主要動が収束した後も、周期が 1 秒前後で、振幅が主要動の 1/3 から 1/2 程度の震動が、顕著な減衰を見せずに継続していることが読みとれ、堆積層表面波の存在が

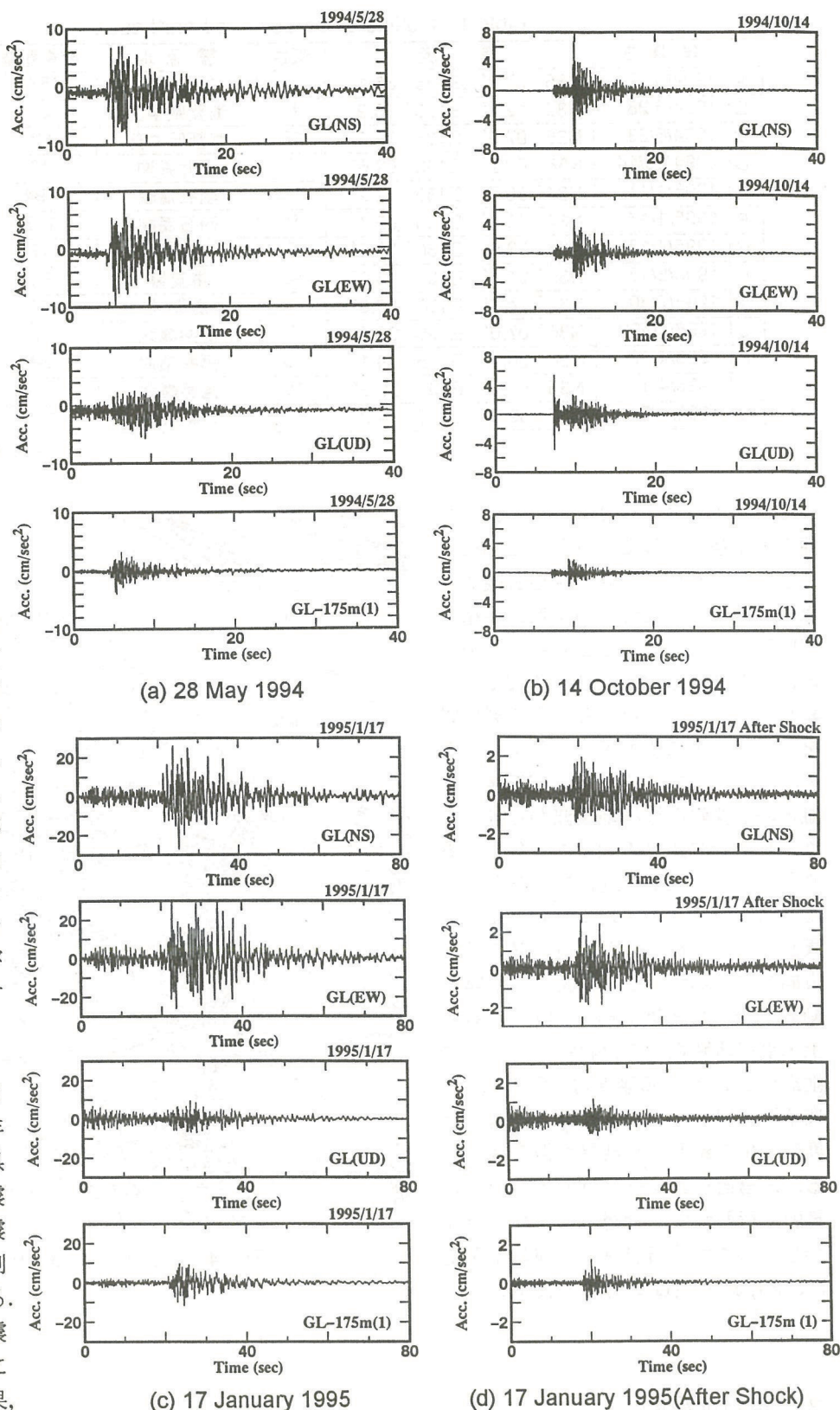


Fig. 5 Acceleration records

示唆される観測結果であるといえる。堆積層表面波の存在がほとんど認められない地震Dは、マグニチュード3.5で震央距離19kmという、近距離の小地震であることに留意する必要がある。

Fig.6の上段はFig.5に示した地震の観測加速度のフーリエスペクトルを示している。フーリエスペクトルを作成する際には、バンド幅0.3HzのParzenウィンドウによる平滑化を行っている。地表面の水平方向成分に着目した場合、規模が小さい地震Dでは、6Hz以上の高周波領域に卓越周期が存在するのに対し、地震Bと地震Fでは、2Hzおよび4Hz前後の成分が多く見られるようになり、兵庫県南部地震である地震Eでは、1Hz付近の単一のピークを持つような性状となっている。兵庫県南部地震の際、観測加速度の最大値は30gal前後であ

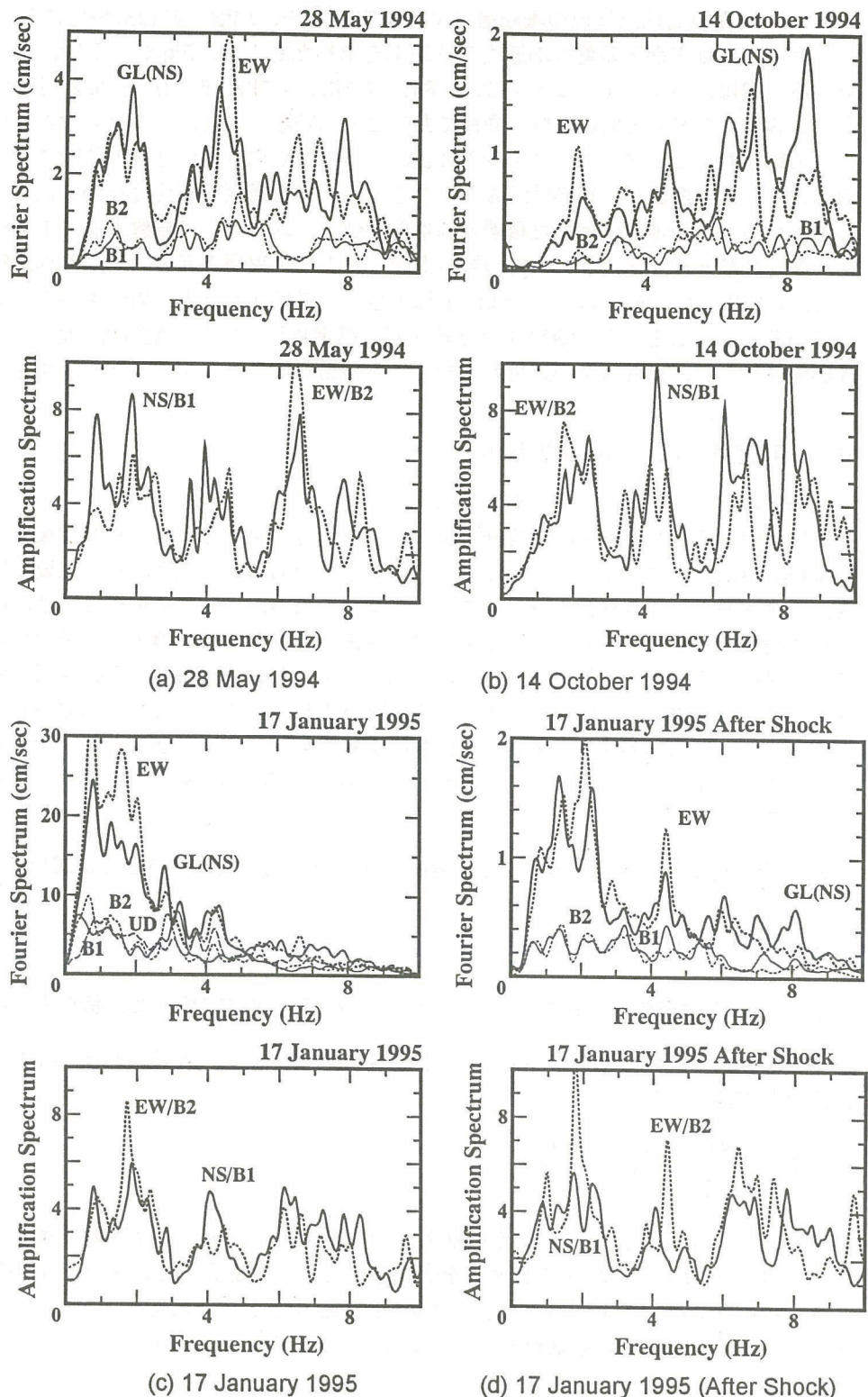


Fig. 6 Fourier spectrum and amplification of the acceleration records

るが、その場合、地盤内部に生じるひずみは 10^{-4} のオーダーであり、地盤材料の非線形性が顕著となるレベルには達していない。また、基盤の水平方向加速度のフーリエスペクトルにおいても、地表面で見られた特徴がやや薄められた形ながら確認できることから、兵庫県南部地震で認められる挙動は、断層運動などの発震機構の寄与が大きいものと考えられる。

次に、地震観測地点周辺の堆積層による重複反射や、地盤の非線形特性に応じた効果を明らかにするために、地表面と基盤の加速度応答倍率を求めたものが、Fig.6 の下段に示した増幅スペクトルである。増幅スペクトルのピークは、0.8Hz, 1.8Hz, 4.1Hz, 6.5Hz と 8Hz 付近に認められ、その傾向はNSおよびEW方向とも概ね同様であることが判る。また、ピークの大きさにはややばらつきは認められるものの、増幅スペクトルの形状は、ここで観測された地震の範囲では似通っており、地盤の応力-ひずみ関係の非線形性が顕著になるようなせん断変形は受けなかったことを示しているものと思われる。観測地点付近の堆積層の基本振動数を、GL-175m の岩盤上面、工学的基盤と判断することが多いS波速度 500m/sec を持つ層の上面、および洪積層上面を、それぞれ基盤面とみなして求めると、1.67Hz, 0.77Hz および 0.63Hz と算出され、増幅スペクトルの低次から2番目までにはほぼ対応している。このことから、道路橋示方書などで提示されている地盤の特性値 T_g により、地盤種別を評価することが、福井大学周辺地盤に対しても妥当な結果を与えることを示すものである。

4. 非定常パワースペクトル

(1) 非定常パワースペクトルの算出手法

構造物の地震応答解析・耐震設計に際し、強震記録の果たしている役割は極めて大きい。強震動は振幅のみならずスペクトル特性についても非定常なものと認識される。主要動部のみに着目し、地震動を定常波として耐震設計を行うことも可能であるが、構造物の進行性破壊、液状化や繰返し載荷に伴う地盤の劣化などを考慮する場合には、強震動の非定常性の導入は不可欠である。強震動の非定常性なスペクトル特性を扱った研究には、Priestley の Evolutionary Power Spectrum⁹⁾、神山の瞬間フーリエスペクトル¹⁰⁾ など多数の手法が計算されているが、ここでは以下に示す亀田の方法¹¹⁾ を援用する。亀田の手法は、線形1自由度系を狭帯域フィルターと見なし、その応答の全エネルギーによって非定常パワースペクトルを求めるものであり、直感的にも理解し易く、計算効率にも優れた手法である。

$\ddot{x}(t)$ を加速度入力とする線形1自由度系の運動方程式は周知のごとく次式で与えられる。

$$\ddot{y}(t) + 2h_0\omega_0\dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = -\ddot{x}(t) \quad (1)$$

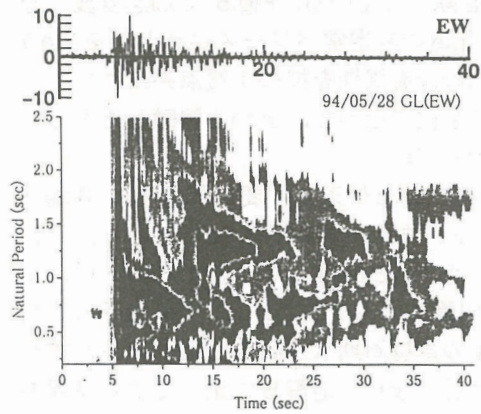
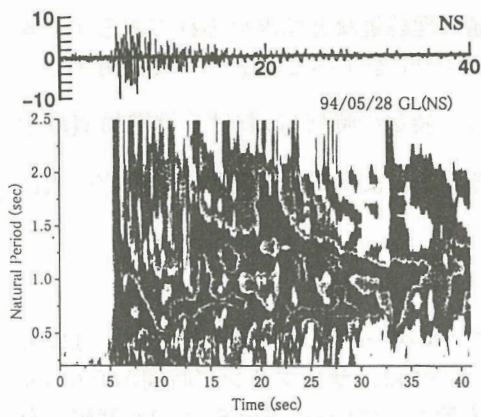
ここに、 $y(t)$ は振動系の相対変位、 h_0, ω_0 はそれぞれ減衰定数および固有円振動数を表す。この線形1自由度系の運動方程式で与えられる出力を用いて、次式で定義されるエネルギーをフィルターの出力として採用する。

$$r^2(t) = \frac{q(t)}{k/2} = y^2(t) + \frac{\dot{y}(t)^2}{\omega_0^2} \quad (2)$$

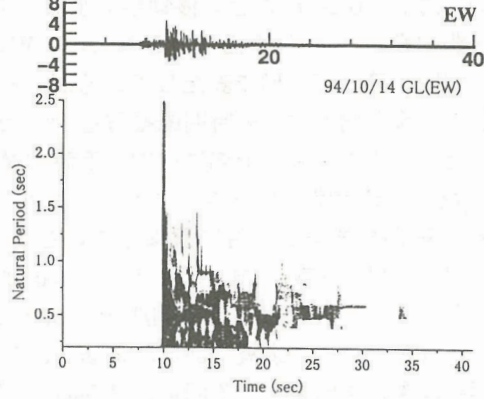
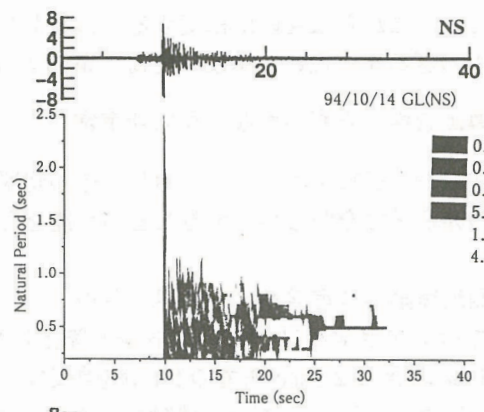
ここに、 $r(t)$ は時刻 t における振動系の全エネルギー、 k はバネ定数を示す。減衰定数が小さい場合には、 $r(t)$ は $y(t)$ の包絡線を表すためらかな曲線となる。スペクトル特性の変動が、フィルターの応答レベルで十分追従できる程度であるとする、非定常パワースペクトル $G(t, \omega_0)$ は、上式のアンサンブル平均を求めることによって、次式のように算出される。

$$G(t, \omega_0) \equiv \frac{2h_0\omega_0^3 r^2(t)}{\pi} \quad (3)$$

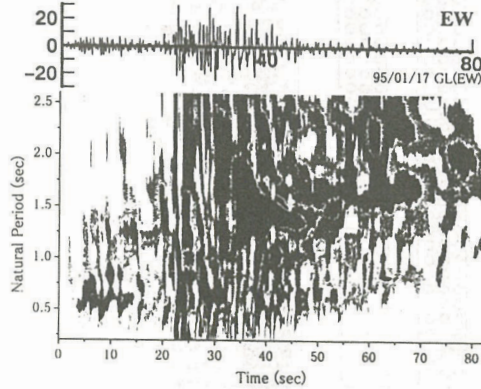
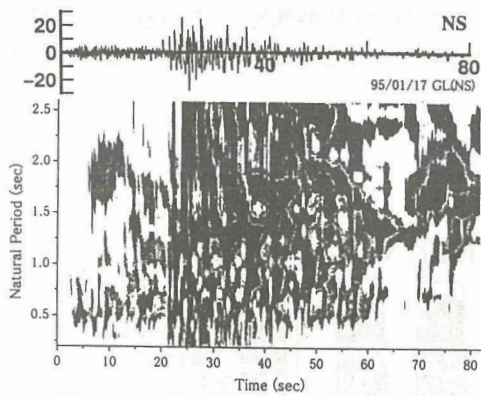
非定常パワースペクトルの算出に際し、線形1自由度系をフィルターとして用いているが、その減衰定数の選択には注意が必要である。 $G(t, \omega_0)$ の誘導において、その応答が緩やかであると仮定されているが、この仮定が成立のためには、フィルターの過渡特性ができるだけ弱いこと、すなわち減衰定数 h_0 を大きくする必要がある。一方、狭帯域フィルターという観点からは、 h_0 は小さいこと



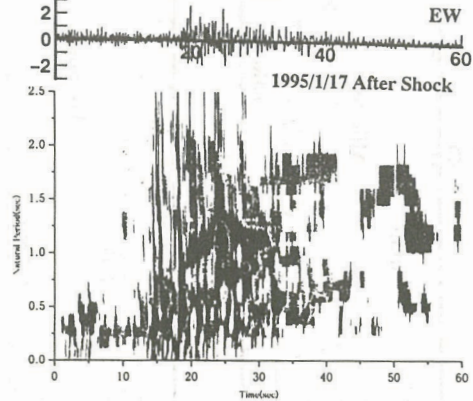
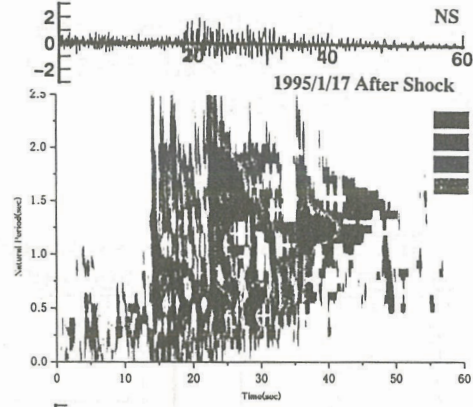
(a) 28 May 1994



(b) 14 October 1994



(c) 17 January 1995



(d) 17 January 1995 (After Shock)

Fig. 7 Nonstationary Power Spectrum

が望ましい。これらは互いに相反するものであり、その最適値の理論値などは求められておらず、妥協的に求めざるを得ない。本研究では、亀田の薦めている $h_0=0.05$ をすべてのケースで採用する。

以上の導出過程から明らかなように非定常パワースペクトルは、特定の時刻 t における地震動 $\ddot{x}(t)$ 中の各調和成分の自乗平均パワーを示し、その時間推移を調べることによって、強震動中の特定の周波数成分の非定常性を明らかにすることが可能となる。

(2) 観測地震動の非定常パワースペクトル

以下で示す非定常パワースペクトルの算出に際しては、フィルターの固有周期としては、0.2sec から 0.1sec おきに 2.5sec までの 24 個を設定し、時間方向については、サンプリング時間が 0.01sec であるのに対し、0.1sec ごとの移動平均を取って微細な変動を除去している。Fig.5 に加速度波形を示した観測地震のうち、地表面のNSおよびEW方向の加速度記録の非定常パワースペクトルを Fig.7 に示す。同図は等高線の形で表記しているが、本来は 24 種類の固有周期を持つ 1 質点系について、その応答の自乗平均パワーの時間的推移を示す 24 本のグラフを縦に並べて、上から俯瞰したものと理解されたい。また、図の上部には加速度時刻歴も併せて表示している。

(a)の地震Bの非定常パワースペクトルに着目すると、5sec から 15sec 付近の主要動部分では、0.2sec ~ 1.5sec の範囲の成分が同時に襲来していることが読みとれる。また主要動が収束したと考えられる 15sec 以降では、0.7sec および 1.2~1.3sec 付近の成分が、ほとんど減衰しないまま 35sec 付近まで現れており、この傾向はNS方向成分に顕著であることが明瞭に読みとれる。(c)、(d)で示した兵庫県南部地震およびその余震である、地震E、Fでは、主要動の卓越周期も長周期側にシフトしており、主要動収束以後顕著となる周期は 1.5sec および 2.1sec 付近となり、地震Bに比べてより長周期側成分の割合が多くなっている。地震B、E、Fの非定常パワースペクトルで分離されたように、1sec 前後の狭い周期帯域で、主要動が収束した後まで残存する成分は、堆積層表面波の到達によるものと思われる。一方、近距離で規模の小さい地震Dでは、0.5sec 付近の成分が残存しているように見えるが、その値はパワーのピーク値に比べると 1 % 以下のものであり、堆積層表面波として構造物に影響を及ぼすようなレベルではない。

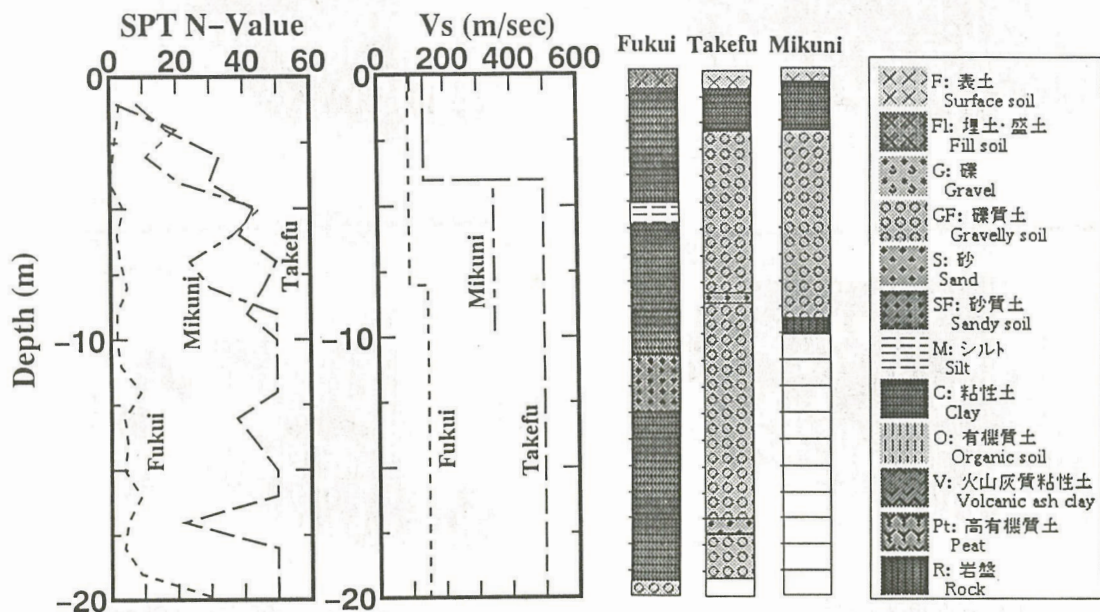


Fig. 8 Soil profiles and S-wave logging test results of KNET observation point

5. K-NET による観測値との比較

防災科学技術研究所が展開する強震観測網である KNET による観測データは、インターネットを通して公開されており、一定の制限のもと研究活動に利用することが可能となっている。福井県内には6カ所の KNET 観測地点が存在するが、ここではそのうち、福井平野およびその周辺に位置するものとして、Fig.3 に示した三国、福井および武生の観測データを、福井大学の記録と比較する。Fig.8 は KNET の3地点の土質柱状図ならびに標準貫入試験によるN値、せん断波速度の深度方向分布である。図より、KNET 福井は福井大学と同様に、福井平野の中心付近に位置し、表層の20m程度が粘土およびシルトからなる沖積層からなる軟弱層からなるの地盤であるのに対し、三国および武生は表面の3m程度を除いてすぐに洪積の礫質土が現れる台地およびその麓に位置していることが判る。

Fig.9 は1998年4月22日の地震Mの福井大学と、KNETの3地震観測点における観測加速度時刻歴である。福井大学と KNET 福井の観測記録は類似性が強く、15sec~33secの主要動が収束した後も、堆積層表面

波と思われる震動が60secまで記録されていることが読みとれる。これに対し、堅固な地盤からなる三国および武生のデータでは、振幅が小さく、主要動の継続時間が10sec前後と短く、短周期成分が目立つ波形となっている。また、主要動が収束した後に見られる波にも、長周期側にシフトするような堆積層表面波の特徴は認められない。

Fig.10 は Fig.9 に対応するフーリエスペクトルである。福井大学と KNET 福井では、2Hz 付近の成分が極めて優勢で、6Hz 付近に第二のピークは存在するもののその、そのエネルギーは相対的に小さい。一方、武生および三

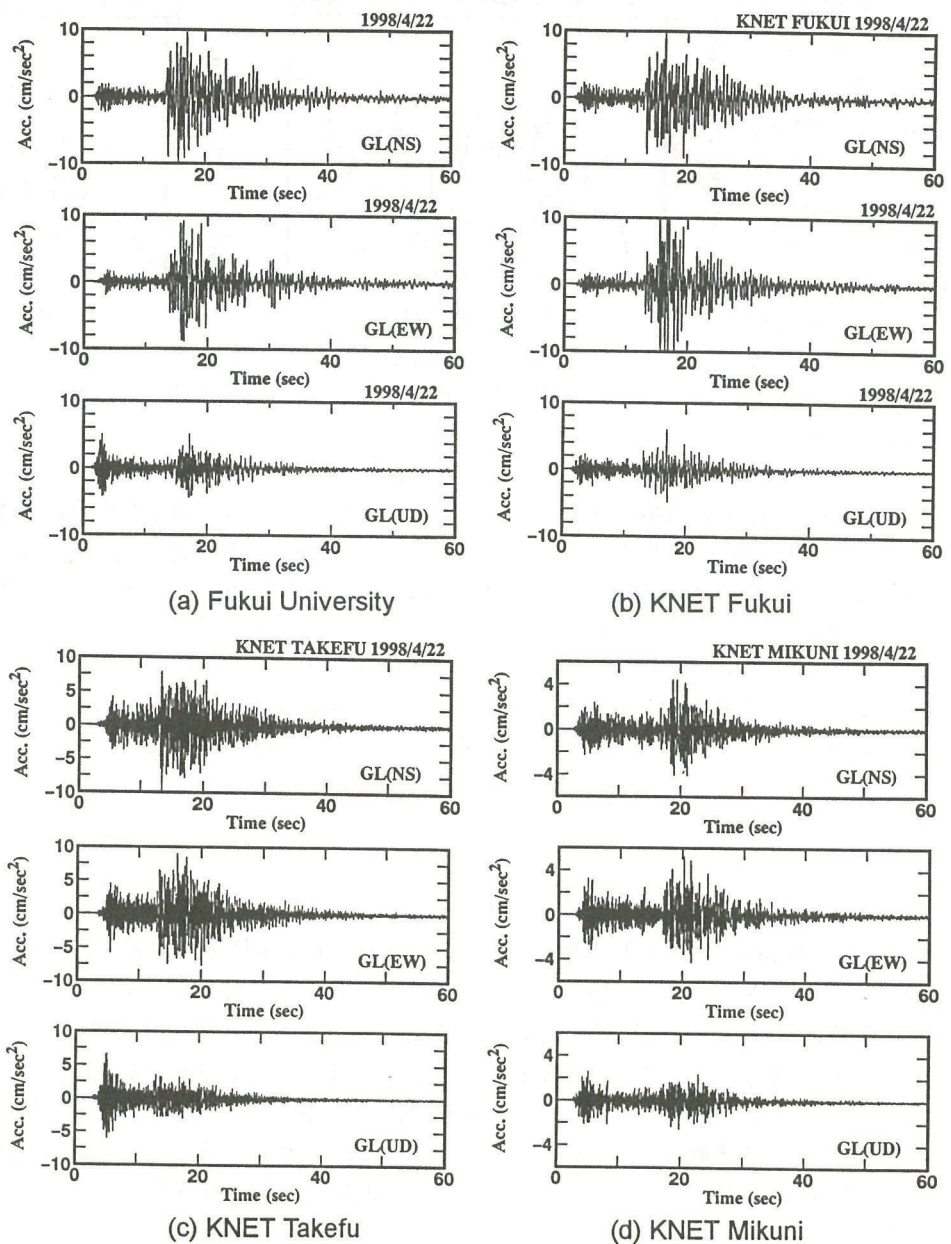


Fig. 9 Acceleration records of the earthquake M

国では, 1.5, 3.3Hz と, 5Hz および 7Hz 付近にピークが散在しており, 5Hz 以上の高い周波数成分の寄与が大きいことがわかる。

Fig.11 は地震Mの4観測地点の水平2成分に関する, 非定常パワースペクトルの等高線を示している。福井大学記録では, 0.6sec, KNET福井では, 0.4sec 周辺と, 0.8~1.2sec の成分が45sec 付近まで高いエネルギーで存在し, そのうち1~1.5sec の成分は観測終了時点ま

で減衰割合が小さく, 残存していることが読みとれる。また, 1sec 付近の第二のピークは, 福井大学で7~9sec, KNET 福井で4.5~6sec 程度遅れて現れている。両観測地点が越前中央山地から約, 5.8km および 4.2km 離れた地点にあるとして, 堆積層表面波の速度を求めると, それぞれ, 640~830m/sec, および 700~930m/sec と計算される。これらの値は, 鳥海らが大阪平野での観測値から求めた 600m/sec よりはやや速い結果となっている。

福井平野に位置する福井大学と, KNET 福井における観測結果に対し, 岩盤および洪積砂礫層に属する武生と三国の記録では, 15~20sec 程度の主要動以外の成分が持つエネルギーは僅かしか検出されておらず, 堆積層表面波がほとんど存在しないことが確認された。

5. まとめ

福井大学グラウンドに設置された鉛直アレーシステムにより観測地震動と, 防災科学技術研究所が展開する強震観測網である KNET による観測地震動を基礎データとし, ①福井平野で観測される地震動の一般的特性の検討, ②非定常パワースペクトルを中心とした解析方法による堆積層表面波の抽出・分析, ③同一地震の複数の地震観測地点における観測データを比較することにより, 地震動の地盤依存性の検討などを行った。以下に, 本研究で得られた主な知見を示す。

1. 福井平野で観測される地震動の卓越振動数は, 0.8Hz, 1.8Hz, 4.1Hz, 6.5Hz, 8Hz 付近である。
2. 福井大学の地震観測アレーは, 周囲を山地に囲まれた平野の中心付近に位置し, 基盤深度が GL-175m という厚い堆積層上にあるため, 観測される地震動のほとんどに堆積層表面波の影響が確認された。
3. 線形1自由度系を狭帯域フィルターと見なし, その応答の全エネルギーによって非定常パワー

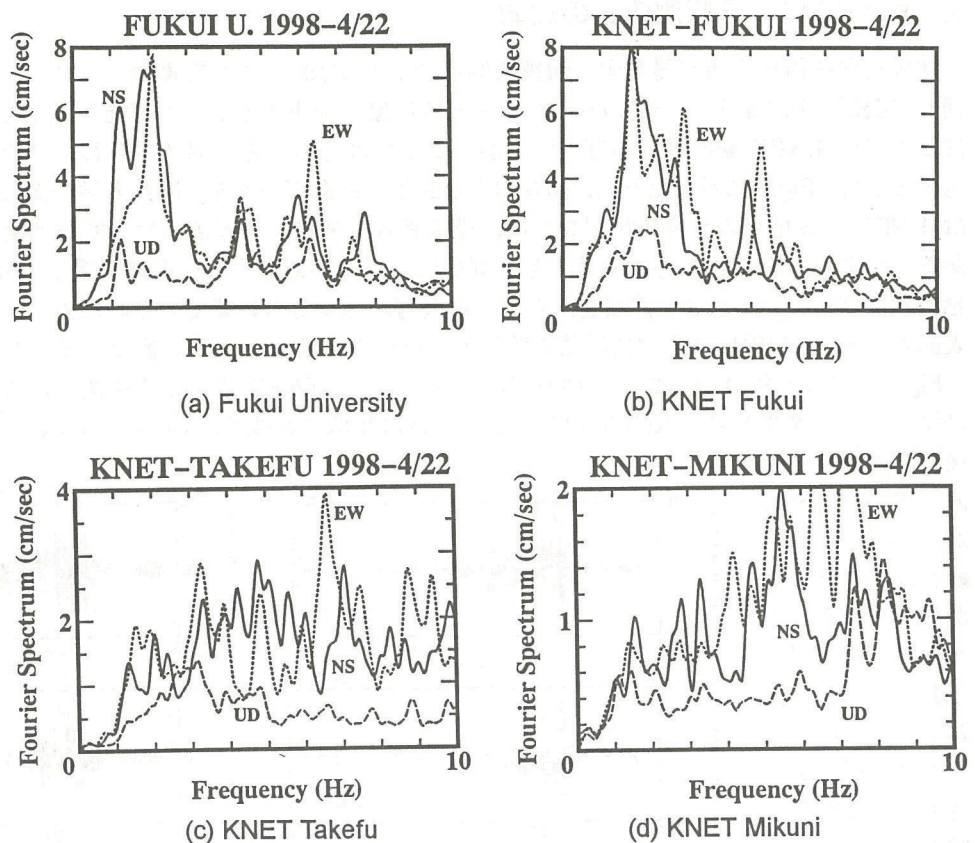


Fig. 10 Fourier spectrum of the earthquake M

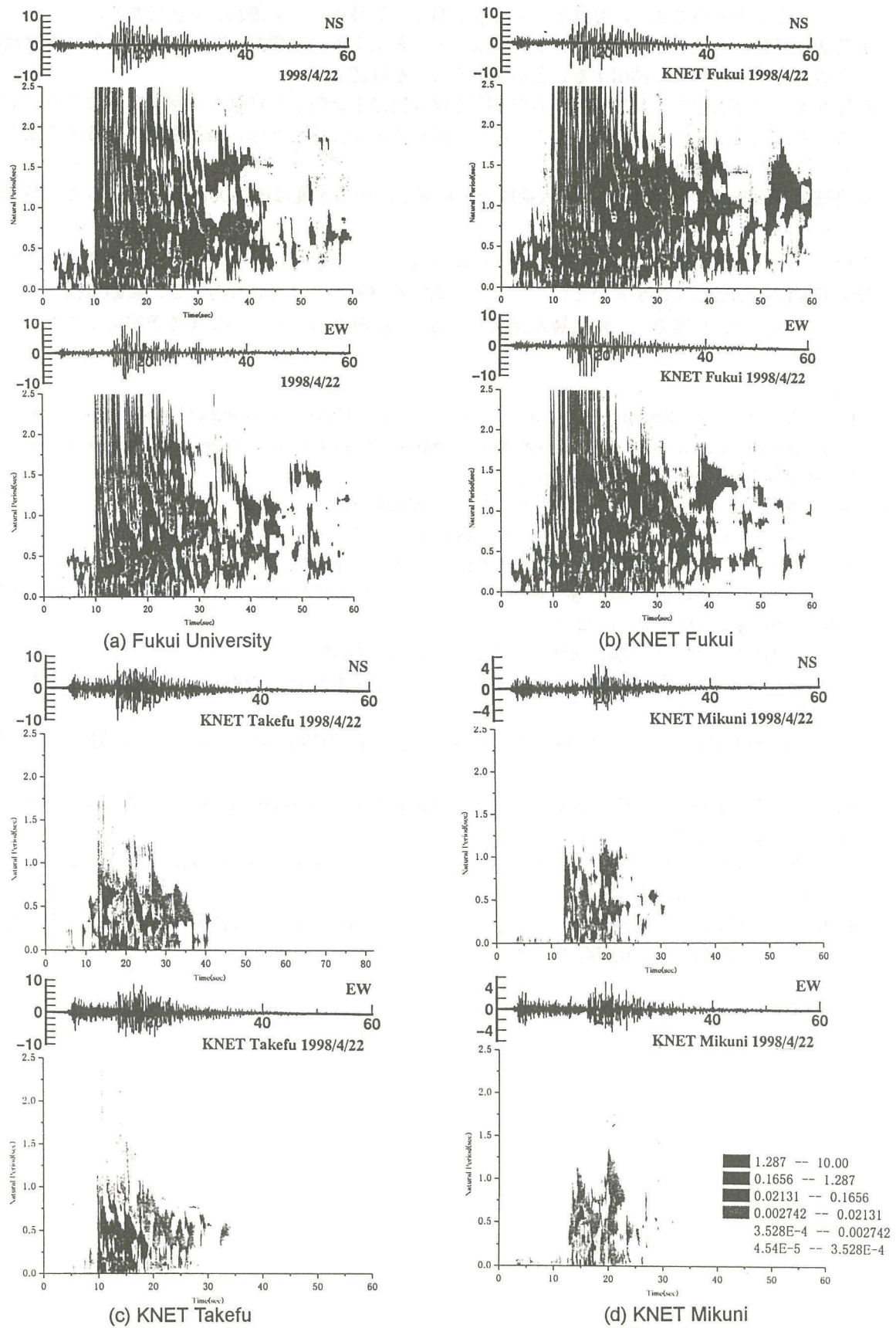


Fig. 11 Nonstationary Power Spectrum of earthquake M

スペクトル求める方法は、直感的にも理解し易く、計算効率にも優れた手法である。

4. 観測地震動の非定常パワースペクトルを求めることにより、地震動の時間の経過に伴う周波数特性の非定常性を明確に抽出することができることを確認した。
5. 福井大学と KNET による同一の地震の同時観測記録を比較した結果、堆積層表面波が明確に現れるのは、従来からいわれているように、周囲を山地で囲まれた厚い堆積層上に位置する地点であることが検証された。
6. 堆積層表面波は、0.7~1.2sec の周期成分が卓越し、伝播速度は約 800m/sec であることが確認された。

本研究では、福井大学グラウンドで観測された地震のレビューと、非定常パワースペクトルによる堆積層表面波の抽出に主眼をおいたが、今後は、観測時震動のより詳細な分析と、波動伝播のシミュレーション解析などを実施し、堆積層表面波の成因、伝播経路等を明らかにする予定である。

<参考文献>

- 1) K. Nakagawa, K. Shiono, N. Inoue and M. Sano (1996) : Geological characteristics and problems in and around Osaka Basin as a basis for assessment of seismic hazards, Special Issue of Soils and Foundations, pp.15-28.
- 2) (財)災害科学研究所 (1981) : 大阪平野における地震動特性, pp.17-25.
- 3) (財)災害科学研究所 (1990) : 大阪平野の地震動特性—フェーズⅡ—長周期地震動特性, pp.25-28.
- 4) 島海 勲 (1993) : 福井平野の地下構造, 地震, 第 46 巻, pp.45-47.
- 5) 小嶋啓介, 小川かおり, 島海 勲 (1998) : 福井平野の堆積層表面波に関する検討, 土木学会第 53 回年次学術講演会概要集, 投稿中.
- 6) 福井県 (1997) : 福井県地震被害予測調査報告書, pp.11-23.
- 7) 小林啓美 (1996) 福井地震 1948 の地震動強さ—兵庫県南部地震 1995 との比較—, 土と基礎, Vol.44, No.3, pp.9-12.
- 8) 谷口仁士, 飯田汲事 (1979) : 1948 年福井地震の被害の資料解析, 愛知工業大学研究報告, No.14B, pp.63-73.
- 9) Priestley, M. B. (1965) : Evolutionary Spectra and Non-stationary Processes, Journal of Royal Statist. Soc., Ser. B, Vol.27, pp.204-237.
- 10) 神山 眞 (1979) : 強震地震動の非定常パワースペクトル特性とその波動論的考察, 土木学会論文報告集, 第 284 号, pp.35-48.
- 11) 亀田弘行 (1975) : 強震地震動の非定常パワースペクトルの算出方法に関する一考察, 土木学会論文報告集, 第 235 号, pp.55-62, 1975.