

# 地震波資料のファイリングと自動処理

古沢 保・入倉孝次郎・赤松 純平

## AUTOMATED PROCESSING OF SEISMIC DATA — FILE PROCESSING AND IDENTIFICATION OF P AND S PHASES —

by Tamotsu FURUZAWA, Kojiro IRIKURA and Junpei AKAMATSU

### Synopsis

Basic 4 stages of interpretation of seismic waves are outlined and methods for editing and preliminary processing of seismic data are examined.

Seismic data are filed on magnetic library tape and index-files for libraries are provided on disk-pack for searching proper data according to various conditions for detailed interpretations.

Using the data libraries methods for automated detection and identification of seismic waves from local small earthquakes are developed as follows: 1) determination of initial parts of P waves with time varying spectra, 2) determination of P onset using amplitudes, directions and rectilinearities of particle motions and 3) identification of S phases from non-linear process based on the above quantities of particle motions.

### 1. はじめに

地震波動の data processing を考える場合に注意すべき点は、データを集録する段階すなわち観測から始まって、データ処理の段階、種々の解析の段階へと続く過程が全体として総合的に発展させられなければならないということである。しかしながら、ともすれば解析に際しての電子計算機利用による計算処理の技法のみが data processing の主要な問題とみなされ、観測システムおよびそれに続く処理システムの発展は二義的と考えられる傾向がある。現実には、新たな解析方法が十二分に適用され得るためには、観測システムの確立によるデータの質的向上と、処理システムの確立によるデータ処理の高効率化が同時に果たされる必要がある。このような観点から、地震波記録を計算機入力の形にするまでのシステムの整備を行ってきたが、目的とする地震波動の周波数帯域により得られる記録の形態が異なるうえ、蓄積されるデータ量が年々増大していくともなっており、データの保存、整理、解析に不便が生じつつある。この問題は今後のデータ量の増大と共に收拾がつかなくなる恐れができてきたので、計算機を利用して地震波データの編集を行なうこととし、その形式についてここに述べる。地震波の記録および処理システムについての詳細は他に述べられているのでここでは簡単に概要のみを述べる。

次にこのような形にデジタル化した地震波データの解析を考える。地震波データの解析は Кейлис-Борок によれば次の4段階で行われる<sup>2)</sup> (Fig. 1)。I は得られた記録から地震波の到達時刻、振幅、周期、波の種類等を求めるいわゆる信号の識別を行なう段階である。II は多くの観測点での I のデータを基にして、震源の決定、マグニチュードの決定、波の種類の再確認等を行なう。III は走時曲線、スペクトル密度、減衰、seismicity 等の統計的データを求める。IV は種々の理論モデルと観測より得られたデータの対応をさせる数値計算の段階である。これらの4段階のうち II～IV の段階が、先に述べた data processing の主要な問題とみなされ、最近特に著しく発展している。しかしながら観測データから情報を引き出す I の段階は実際には殆ど人の眼力によって行なわれているのが実情で、このため大量の地震波データを処理する場合の隘路となっている。特に磁



Рис. 2. Основные стадии интерпретации сейсмических наблюдений

Fig. 1. Basic stages of interpretation of seismic observations (after Кейлис-Борок.)

気テープ上に得られたデジタル波形の場合には一度数値を印字させ手でプロットしたり、D-A変換させた波形を目で見るという回り道をしなければならない。しかしながらこの問題を一般的に解決するのは困難であり、現在では熟練した人の目によるのが最も確実とされている。ここでは問題を限定して、我々が観測を行っている天ヶ瀬地殻変動観測室での非常に近い距離で発生する地震波記録、いわゆる小地震記録のみについて、P波初動の決定とS波の検出を目的として試みた自動判定の方法について述べる。

## 2. 観測およびデータ処理システム

現在我々の所で行なわれている地震観測システムとしては、天ヶ瀬地殻変動観測室での短周期地震波用と長周期地震波用の2つのシステムおよび研究所構内並びに近接する黄檗山での短周期地震波用の観測システムである。天ヶ瀬での地震波観測は従来煤書き記録方式の3成分常時観測システムとアナログデータレコーダーによる集中臨時観測システムが併用されてきたが、実験的に行なわれていた8-bit shift-register から成る半導体ICメモリーを遅延装置として利用したアナログデータレコーダーによる観測システムが現在ルーチン化されつつある。一方長周期地震波観測は、デジタル化されたデータをプリンターで印字させるデジタル記録方式でルーチン化されている<sup>1)</sup>。黄檗山と研究所構内では、磁気ドラムを遅延装置として用いたアナログデータレコーダーによる記録システム<sup>2)</sup>と、ミニコン利用のデジタル観測システム<sup>4)</sup>の2つが併用されたルーチン観測が行なわれている。以上のシステムは何れも長期間の連続観測に際しての磁気テープや記録紙の記録容量の制限、取替え回数の制約のために、目的とする地震波動の到達時のみ記録する trigger and start 方式が採用されている。

直接デジタル量としてプリントされる長周期用システムで得られる記録は人力によってカードにパンチされ、計算機の入力データとされる。アナログ磁気テープ上に記録される短周期用システムの場合にはAD変換機を使用してデジタル化がなされる。AD変換には、DATAC 1030<sup>5)</sup>を主装置とするシステムが主として利用され、紙テープ上にデジタル記録が得られる。'74年3月以降は京大理学部地震予知観測センターのDATAC 2000-Tのシステムも利用できるようになり、off-lineで計算機に入力できるデジタル磁気テープの形で記録が得られる。地震波の周波数成分や記録の長さは地震の大きさ、震央距離等により異なるので、AD変換の際に aliasing の影響および冗長なデータ数を避けるため low-pass filterの遮断周波数とサンプリング間隔の適当な組合せを選択する。近距離地震(S-P<10sec)の場合 25Hz low-pass filterを通して、0.01秒間隔でデータをサンプリングする組合せを最も多く用いる。

```

SEQUENTIAL NO. FOR OBS. STATION      AIL2 51
OF SEISMIC EVENTS                   E2L2 70
RELATING FILE NAME                   AIL2-215
*** AIL2-215 ***                      K1L2-215
* FORMAT(61)  NDAT/CH.=199?  NCHANNEL= 3 ( UD NS E# )
* A-D DT= 0.010SEC  L.P.FILTER= 25.0  H.P.FILTER= 0.0  ATTENUATION= 1.0
* OBS.  PULV= 1.0 SEC  H= 0.64  AMP=Y1  GAIN= 2000*  FILTER=Y1  100.0L.P.  0.0H.P.  DATA REC.=A7
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY DP  S-P METHOD, 3-LAYERS
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14.2M 2. 05  LOCATION (6.90 -105.00  8.00)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M=
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY DP  S-P METHOD, UNIFORM UNSTABLE
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14.2M 1.935  LOCATION (6.90 -105.00  19.06)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M= 1.2
* QUANTITY OF DATA  PI-ONSET =21.42  03.97  DATA NO. P= 136  S= 585  SENSE P=E+  S=
* STORAGE OF DATA  ANALOG MT-DMC1 ( TAPE NO.= A1001  BLOCK NO.= 12 )  CD-RCCI  PT(DT)=CPB1  LP=A-L1
* PEN REC-C-L1  FILT PEN REC-C-L1  55 REC-A-L2  UDNSE#

SEQUENTIAL NO. FOR OBS. STATION      AIL2 52
OF SEISMIC EVENTS                   E2L2 72
RELATING FILE NAME                   AIL2-220
*** AIL2-220 ***                      K1L2-220
* FORMAT(61)  NDAT/CH.=218#  NCHANNEL= 3 ( UD NS E# )
* A-D DT= 0.010SEC  L.P.FILTER= 25.0  H.P.FILTER= 0.0  ATTENUATION= 1.0
* OBS.  PULV= 1.0 SEC  H= 0.64  AMP=Y1  GAIN= 2000*  FILTER=Y1  100.0L.P.  0.0H.P.  DATA REC.=A7
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY DP  S-P METHOD, 3-LAYERS
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14. 05  LOCATION (6.00  34.00  9.00)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M=
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY AB  P= METHOD, UNIFORM UNSTABLE
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14.215  LOCATION (6.70 -8.00  11.82)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M= 1:8
* QUANTITY OF DATA  PI-ONSET =00.16  13+91  DATA NO. P= 162  S= 0  SENSE P=E+  S=
* STORAGE OF DATA  DIGITAL MT-DMC1 ( TAPE NO.= A1901  BLOCK NO.= 14 )  CD-RCCI  PT(DT)=CPB1  LP=A-L1
* ANALOG MT-DMC1 ( TAPE NO.= T.C.=1301  REC.SPEED= 3.000  REP.SPEED= 0.938
* PEN REC-C-L1  FILT PEN REC-C-L1  55 REC-A-L2  UDNSE#

SEQUENTIAL NO. FOR OBS. STATION      AIL2 53
OF SEISMIC EVENTS                   E2L2 73
RELATING FILE NAME                   AIL2-225
*** AIL2-225 ***                      K1L2-225
* FORMAT(61)  NDAT/CH.=1596  NCHANNEL= 3 ( UD NS E# )
* A-D DT= 0.010SEC  L.P.FILTER= 25.0  H.P.FILTER= 0.0  ATTENUATION= 1.0
* OBS.  PULV= 1.0 SEC  H= 0.64  AMP=Y1  GAIN= 2000*  FILTER=Y1  100.0L.P.  0.0H.P.  DATA REC.=A7
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY DP  S-P METHOD, 3-LAYERS
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14.215  LOCATION (6.30 -33.00  33.00)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M=
* QUANTITY OF DATA  PI-ONSET =10.57  34+37  DATA NO. P= 227  S= 348  SENSE P=E+  S=
* STORAGE OF DATA  DIGITAL MT-DMC1 ( TAPE NO.= A1001  BLOCK NO.= 16 )  CD-RCCI  PT(DT)=CPB1  LP=A-L1
* ANALOG MT-DMC1 ( TAPE NO.= T.C.=1708  REC.SPEED= 3.000  REP.SPEED= 0.938
* PEN REC-C-L1  FILT PEN REC-C-L1  55 REC-A-L2  UDNSE#

SEQUENTIAL NO. FOR OBS. STATION      AIL2 54
OF SEISMIC EVENTS                   E1L2 74
RELATING FILE NAME                   AIL2-226
*** AIL2-226 ***                      K1L2-226
* FORMAT(61)  NDAT/CH.=1200  NCHANNEL= 3 ( UD NS E# )
* A-D DT= 0.010SEC  L.P.FILTER= 25.0  H.P.FILTER= 0.0  ATTENUATION= 1.0
* OBS.  PULV= 1.0 SEC  H= 0.64  AMP=Y1  GAIN= 2000*  FILTER=Y1  100.0L.P.  0.0H.P.  DATA REC.=A7
* SOURCE PARAMETERS OBTAINED BY DP  S-P METHOD, 3-LAYERS
* O.I. Y M 17D 0H 16M 14.215  LOCATION (6.90 -105.00  19.06)  CO-OR.=CY  URIGIN=A3  M=
* QUANTITY OF DATA  PI-ONSET =10.47  07.07  DATA NO. P= 222  S= 367  SENSE P=E+  S=
* STORAGE OF DATA  DIGITAL MT-DMC1 ( TAPE NO.= A1001  BLOCK NO.= 17 )  CD-RCCI  PT(DT)=CPB1  LP=A-L1
* ANALOG MT-DMC1 ( TAPE NO.= T.C.=1753  REC.SPEED= 3.000  REP.SPEED= 0.938
* PEN REC-C-L1  FILT PEN REC-C-L1  55 REC-A-L2  UDNSE#

```

Fig. 2. Examples of index-files for data libraries. File code and such informations as station, recording system, date, starting time, etc. about seismic data are memorized on disk-pack as index-files. These parameters are used for searching proper data according to various conditions for further analyses.

このように各種の媒体に変換されたデジタル記録が蓄積され、データの保存、整理が複雑化し、解析に使用する上でも不便が生じ、今後増大するにつれ収拾がつかなくなる恐れが現実となってきた。そこで各種の記録システムによって、各種媒体上に変換されたデジタル記録 (MT, 紙テープ, カード) を防災研究所資料センターの FACOM 230-25 により編集を行ない、一定の format にして磁気テープ上に multi-file し, library tape として整理, 保存するようにした。編集された磁気テープ上のデータファイルは, ファイル検索および

Fortran program による解析の便を考慮して、file 名とデータの構成が決められている。各 file 名は、観測点、地震種別、観測年のコード化記号と観測年毎の通し番号とによりつけられている。データの構成は、1 ブロックが1 レコード 256 bite、1 データが 2 bite、1 フレームがチャンネル数に応じたデータ個数から成り、4 チャンネルを使用する場合には、1 ブロックにチャンネル当り25データが収録される format となっている。

このようにして、各種の記録システムによって得られ、各種の媒体に変換されたデジタル記録が同一の format で磁気テープ上にファイルされるので、解析を行なう際必要なデータを必要な部分だけとり出す検索プログラムは簡単なものです。各々の地震について、記録システム、AD 変換時の種々の定数、記録時刻、震源、資料の保管場所等のデータをコード化し、もし複数の観測点で観測されている場合には他の観測点でのデータの file 名も入れて index file を作成し、ディスクパックに収納しておく。Fig. 2 にこのような index file の list の例を示す。解析にあたって目的に応じて適当な検索プログラムを作成し、index file により必要なデータを必要な個数だけ保存用の磁気テープからディスクパック上に転送し、random access により大量データの同時処理を行なうことができる。

### 3. P 波初動の自動識別と S 波の検出

P 波初動の自動判定は先に述べた解析上の問題のみならず、観測システムの制御をする上でも重要な問題となっている。この問題の解決によってスターターの誤動作による記録媒体の浪費の防止、遅延装置の簡易化が可能となる等新たな観測システムの発展に結びつくと考えられる。array 観測の場合にはノイズの空間的な非定常性を利用した相関法による P 波のノイズからの識別が効果的と考えられ、かなりの精度で実用化されている<sup>9)</sup>。しかしながら1点の観測記録から P 波初動を定めるのは人間の眼力以上に確度のある方法はまだ無い。したがって観測システムの制御には振巾がその地点での定常的なノイズのレベルを越えた時地震と判断する単純なレベル判定の方法のみが用いられている。この方法は突発的なノイズの発生およびノイズ状態の時間的变化により誤判定を生じ易く、確実性を高めるために判定レベルを高く設定しなければならないので、地震の判定がかなり遅れて行なわれる等の不便がある。

一般に人間が目で記録を読取る場合には振巾レベルの変化と共に地震波到来の直前のノイズの周波数と P 波の周波数との相異を重要な判定条件としていると考えられる。したがってここでは振巾レベルと周波数の変化を判定条件にとり入れる。さらに3成分の記録から水平面および垂直面内での particle motion の方向性と直線性を吟味し判定条件につけ加える。雑微動と呼ばれる定常的なノイズは Rayleigh 波と考えられ、その particle motion は直線性を持たない。またその source は一定ではないので、方向性も周波数により異なっていると考えられる。一方 P 波の particle motion は広い周波数帯域にわたって良好な直線性を有し、その方向は通常震源方向を向くはずであるから、いくつかの周波数帯に分けた波形の particle motion の方向と直線性の時間的变化を、時間をおって吟味することにより、P 波初動を判定することができるであろう。

S 波は P 波の震動が未だ継続している時に到来するため、S 波の検出は P 波初動以上に困難である。このため目による読取りの場合に誤差が大きく、S 波を正確に判定できる地震の数は非常に少ない。これが S 波の解析が重要であるにもかかわらず困難であることの大きな原因の1つとなっている。ここでは P, SV, SH 波の particle motion の方向が互いに直交することを利用して、3つの成分を分離する。

しかしながら、このような方法を実際の記録に適用するにあたっては観測条件により種々の制約を受ける。第1に観測点でのノイズのスペクトル特性の定常性およびその deviation 等が充分判明していなければならない。またその particle motion の性質も充分調べておかねばならない。S 波では particle motion の linearity が入射角に依存するため、この方法で解析できる地震波の震央距離と震源の深さの範囲が限られてくる。それゆえ P 波や S 波の自動識別を実用化するには、観測点の特性、震央距離、周波数範囲等に応じて異なる形で具体化することが必要となる。

天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される局地的な地震の場合、particle motion の方向は、P 波初動の少なくとも

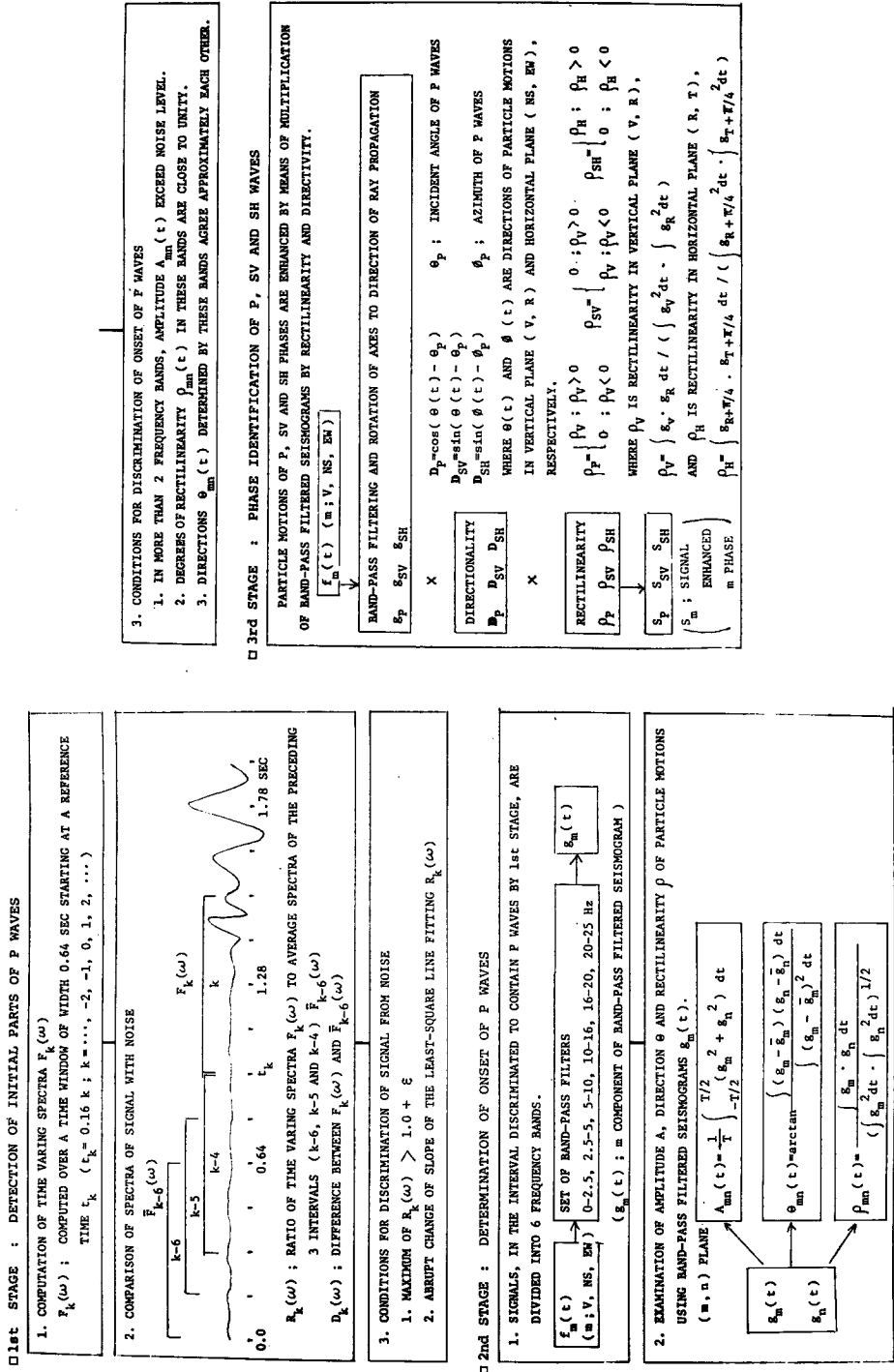


Fig. 3. Flow sheet for automated detection and identification of seismic waves from local small earthquakes.

1 サイクルについては一定の系統的なずれはあるが、震源方向と一致し、直線性も良好である。S 波の particle motion についても方向は P 波の方向とほぼ直交し、直線性も良い<sup>7)</sup>。P 波部分のスペクトルは 10-25Hz にピークを有するのに対し、ノイズは上下動成分の振巾が全体として小さく、また P 波とは違って、1~5Hz の低周波数に peak を有し、かなり定常的である。

以上のようなことから天ヶ瀬で得られる非常に近い地震の記録の P 波の自動判定と S 波の識別をするために、Fig. 3 に示されるような 3 段階から成るプロセスを作成した。

第 1 段階では、上下動成分について一定区間内のスペクトル  $F_K(\omega)$  を求め、区間を少しずつずらして行くことによりその時間変化を調べ、先行する区間のスペクトルと逐次比較する。これは区間内の各周波数成分毎に振巾レベルを比較することに相当する。天ヶ瀬の短周期上下動成分で記録される震動ノイズは時間的に定常で、1~5Hz の低い周波数成分が卓越するのに対し、近距離地震の P 波は 10Hz 以上の高周波成分が卓越するので、ノイズの区間と P 波初動が含まれる区間のスペクトルに顕著な相異がある。したがってこの比較により P 波初動が含まれる区間を決定することができる。P 波初動の含まれる範囲をできるだけ狭く決めるためには、区間の長さはできるだけ短くすることが望ましいが、スペクトルの精度が悪くなる。ここでは計算の便宜上 0.64 秒とする。区間のずらし巾 (Fig. 3 の  $t_K$  の間隔) は P 波の到来を早く知るためには小さいほどよいが、比較する際スペクトルの変化が小さくなり判定基準が難しく、計算時間も増大する。ここではスペクトルの区間の長さの 1/4、0.16 秒とする。比較するノイズのスペクトルとしては定常性に着目し、ノイズ自身の transient な変化の影響を小さくするため、区間を広くとり平均化されたスペクトルが望ましい。またノイズが時間的に多少変化しても判定を誤らないようにできるだけ近接した区間のスペクトルを比較する方法がよい。したがって連続する 3 区間 (0.96 秒間) の平均スペクトルを求め、これと重なりあわない隣りの区間のスペクトルと比較する。すなわち Fig. 3 での  $\bar{F}_{K-6}(\omega)$  と  $F_K(\omega)$  とを比較する。比較は  $F_K(\omega)$  と  $\bar{F}_{K-6}(\omega)$  の比と差の両方をとることによって行なったが、比  $F_K/\bar{F}_{K-6}$  を用いる方がノイズレベルの絶対値の影響が少なく、P 波の判定に有効である。このようにして得られた時間的に変化する  $R_K(\omega) = F_K/\bar{F}_{K-6}$  は、ノイズの定常性により、ノイズの区間では周波数によらず 1.0 に近い値になるが、P 波の到来と共に高周波成分での値が大きくなる。この変化を判定する条件として  $R_K(\omega)$  の最大値が一定値以上になった場合、その区間は P 波初動を含む区間であるとする。さらに  $R_K(\omega)$  の形 (高周波成分が大きくなるため右上りとなる) を見るため、 $\log(R_K(\omega))$  を最小二乗法で近似した直線を求めその勾配が 0 から正の一定値以上に変化する区間を P 波初動を含む区間とする。この 2 つの条件を充たすことにより P 波初動を含む 0.64 秒間の区間が求められる。

第 2 段階では第 1 段階で P 波初動が含まれると判定された 0.64 秒間の区間について band-pass filter よりいくつかの周波数帯の成分に分解し、各成分の particle motion の特性を吟味して P 波初動の立上りを決定する。すなわち P 波初動の方向は震源方向と一致し、その particle motion の軌跡は linear となる。また P 波はパルスの性格を有するので、広い周波数帯域にわたって方向および直線性が保存されると考えられる。一方定常的なノイズには一般にこのような性質はない。ここで行なった具体的な手続きとしては、地震波データを 2.5Hz low-pass, 2.5-5.0Hz, 5.0-10.0Hz, 10.0-16.0Hz, 16.0-20.0Hz, 20.0-25.0Hz の 6 つの周波数帯に分け、各帯域ごとに上下動、N-S, E-W の 3 成分記録の各 2 成分について帯域の中心周波数に相当する 1 サイクル毎の particle motion を求め、逐次時間を追って振巾、方向、直線性を調べる。そして各々の周波数帯で一定の条件を充たす部分が複数個の帯域で一致する時点をも P 波初動の到来時と規定する。

第 3 段階としてはいわゆる REMODE filter technique を用いて P, SV, SH 波を識別する。これは各々の波の振動方向がそれぞれ互いに直交することと、body wave の particle motion が直線性を有する性質を利用する。すなわち P 波初動から求まる振動方向を基にして垂直面内および水平面内で P, SV, SH の 3 つの波の振動方向に 3 成分記録の軸方向を変換した波形に、directionality, rectilinearity を表わす係数を乗ずることによって得られる。

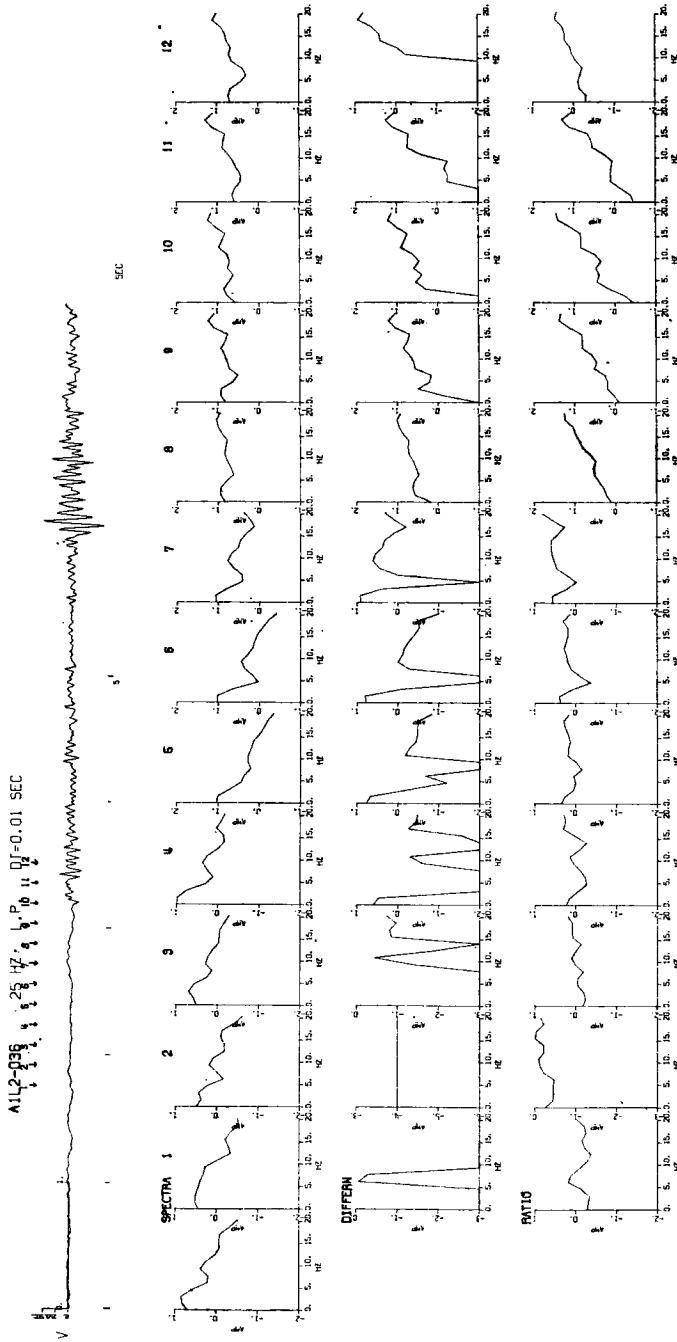


Fig. 4. Digitized seismogram and time varying spectra of local small earthquakes observed at Amagase Crustal Movement Observatory. Spectra with number  $k$  are computed over a time window of width 0.64 sec (4 intervals of arrows) starting at the reference time shown by an arrow No.  $k$ . (Time intervals between arrows are 0.16 sec.) Spectra on the left-most are obtained through averaging spectra over 3 successive time windows preceding to arrow No. 1. Difference of spectra  $D_k(\omega)$  and spectral ratio  $R_k(\omega)$  are calculated following the procedure illustrated in Fig. 3 for detection of initial parts of P waves. Intervals used for spectra No. 7 and No. 8 contain initial P parts of 0.16 sec and 0.32 sec long, respectively. Note that frequency components over 10 Hz in the spectra No. 7 and No. 8 become larger than those of intervals preceding to P onset.

#### 4. 結 果

上記の方法を実際の地震波記録に適用した例を示す。Fig. 4 は A1L2-036 という file 名で file されている地震波 data について、第1段階の処理を行なった結果である。最上段の波形は 25 Hz low-pass filter を通し、0.01 sec の sampling 間隔で digitize された上下動成分の記録を D-A 変換したものである。波形の上部、タイトルの下に付けられた1~12の番号と矢印でスペクトルを計算した区間の始まりを示す。したがって各番号の間隔は0.16秒となり、矢印の4区間がスペクトルを計算する1区間に対応する。波形のすぐ下の図は各区間でのスペクトルを示す。連続する区間は1/4づつずれていく。図の下2段は、それぞれ Fig. 3 の  $D_K(\omega)$ ,  $R_K(\omega)$  を示す。いずれも縦軸は対数目盛で示されている。この地震の P 波初動は区間10の直前にある。したがって、区間7ではほぼ終りの1/4の部分に P 波が含まれ、区間8では後の半分に P 波が含まれることになる。これを  $R_K(\omega)$  の図で見ると、1~6の区間ではほぼ1に近い値を有するが、区間7では全体のレベルが上がり、区間8では高周波部分が大きくなり、勾配を持った直線となっていることが判る。すなわち、区間の1/4だけに P 波が含まれていても  $R_K(\omega)$  に変化が生じ、1/2では明瞭な変化が見られる。これらのことを強調するために、Fig. 5 に波形と各区間の  $R_K(\omega)$  の最大値と  $\log R_K(\omega)$  の最小二乗近似直線の勾配を区間の最初の位置にプロットした図を示す。地震波を未だ含まない1~6の区間では  $R_K(\omega)$  の最大値は2.5以下で勾配も1以下である。区間の終り1/4に P 波初動が含まれる区間7では  $R_K(\omega)$  の最大値は6より大きくなり、区間8では20近くになる。勾配も区間8では3を越える値を有する。このようにして P 波初動を含む0.64秒間の区間が求められる。

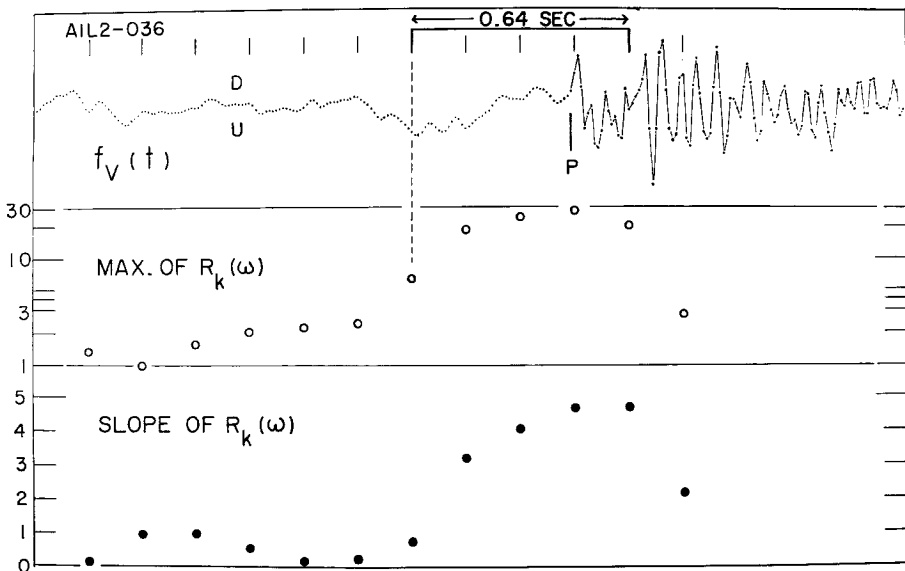


Fig. 5. An example of detection of initial parts of P waves using spectral ratios with time varying windows, mentioned as 1st stage in Fig. 3. Upper trace is the same record as shown in Fig. 4 except sign. Open circles denote the maximum values of the components in each spectral ratio and closed circles denote slopes of least square lines fitting spectral ratios shown in the lowest parts of Fig. 4. They are plotted on the reference times when time windows for  $F_k(\omega)$  start.



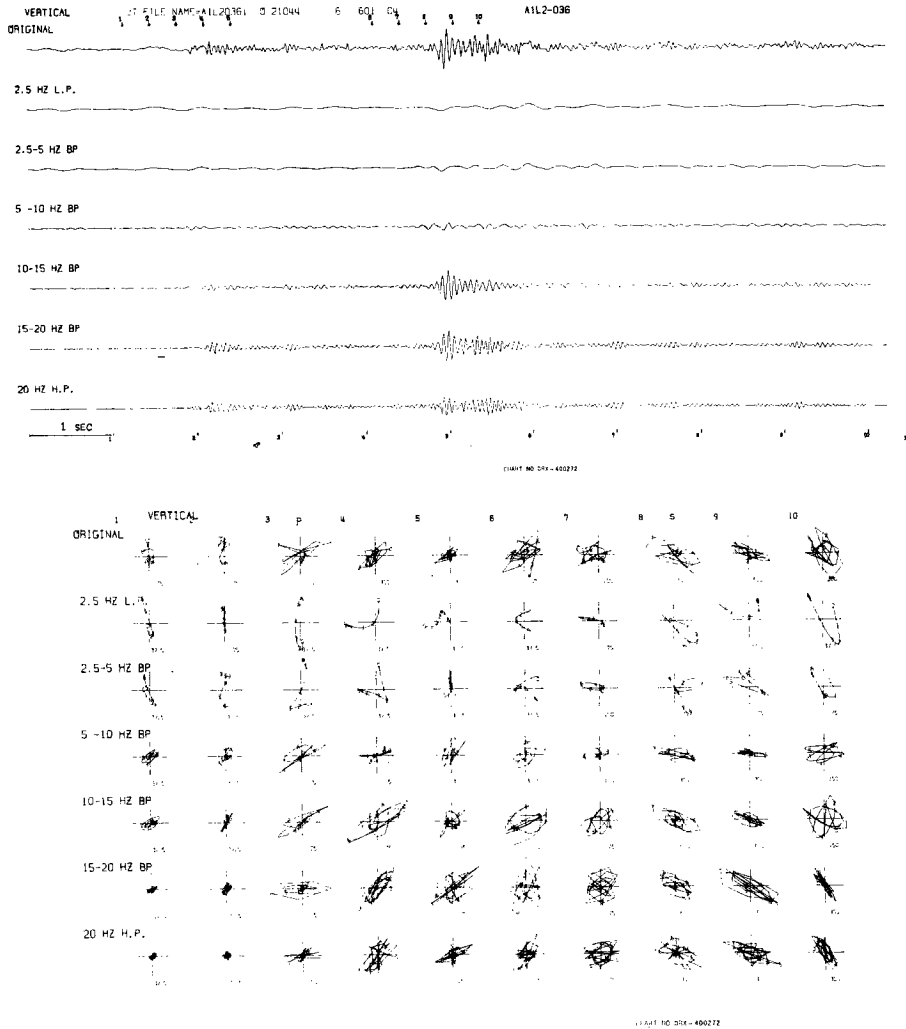


Fig. 6. Vertical seismograms processed through set of 6 filters and particle motion diagrams drawn from the filtered traces in the vertical plane. Onsets of P and S phases are pointed by arrows. Note that directions of particle motions of S phase are nearly perpendicular to those of P phases in 10-15 and 15-20 Hz frequency bands especially.

次に第2段階に移るのであるが、その前に垂直成分の6つの周波数 band に分けられた波形と垂直面 (vertical-radial 面) 内での P 波、S 波初動部分の particle motion の時間的変化を Fig. 6 に示す。A1L2-036 は S-P time が約 3 秒の非常に近い地震である。この地震の P 波・S 波は共に 10 Hz 以上の高周波成分に大きな振幅を有し、5 Hz 以下の低周波成分を殆ど含まない。particle motion は 1～5 までがノイズおよび P 波部分、6～10 が P-coda から S 波部分までを示し、1 区間は 0.32 秒間のデータに相当する。区間 3 で P 波は入射するが、その particle motion は 5 Hz 以上の高周波部分特に 10～15 Hz の band で良好な linearity を示している。この地震は波形から見られるように P 波の立上り部分の振幅が小さく、そのため particle motion

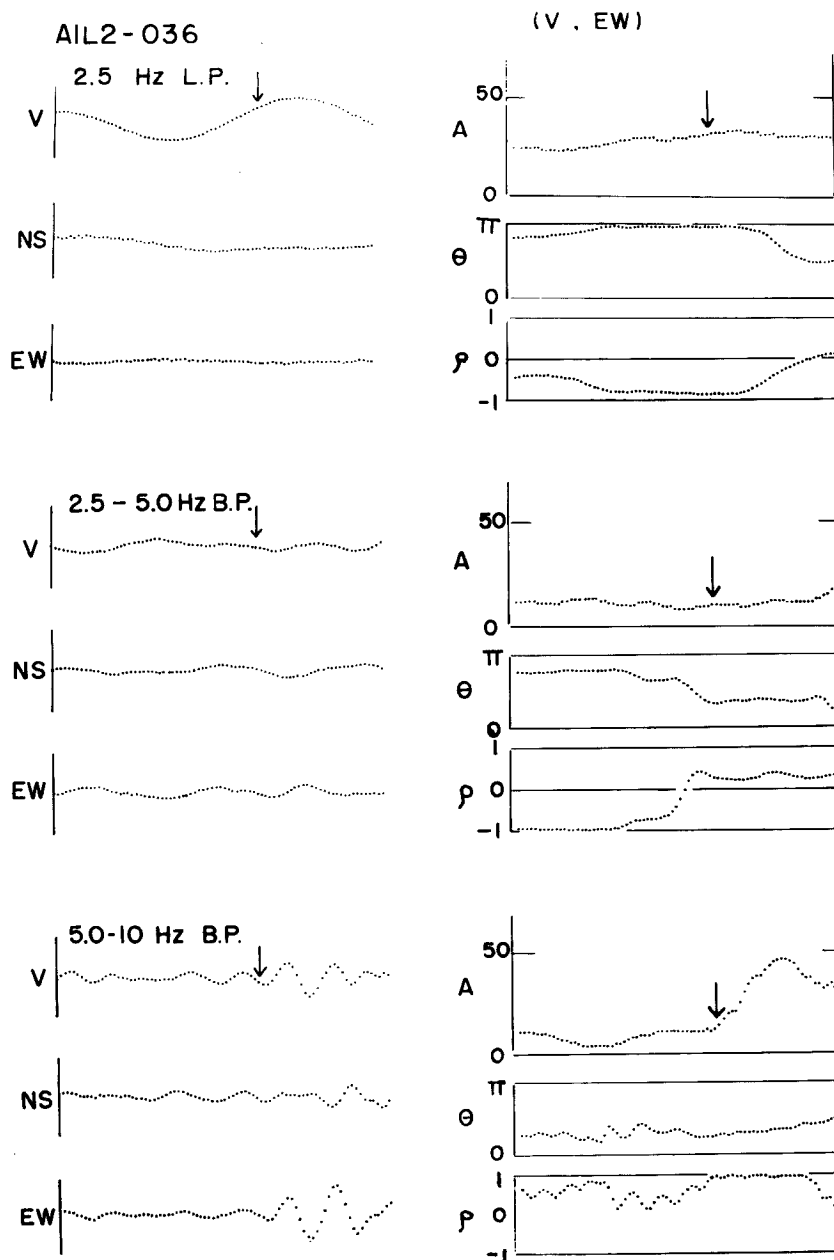
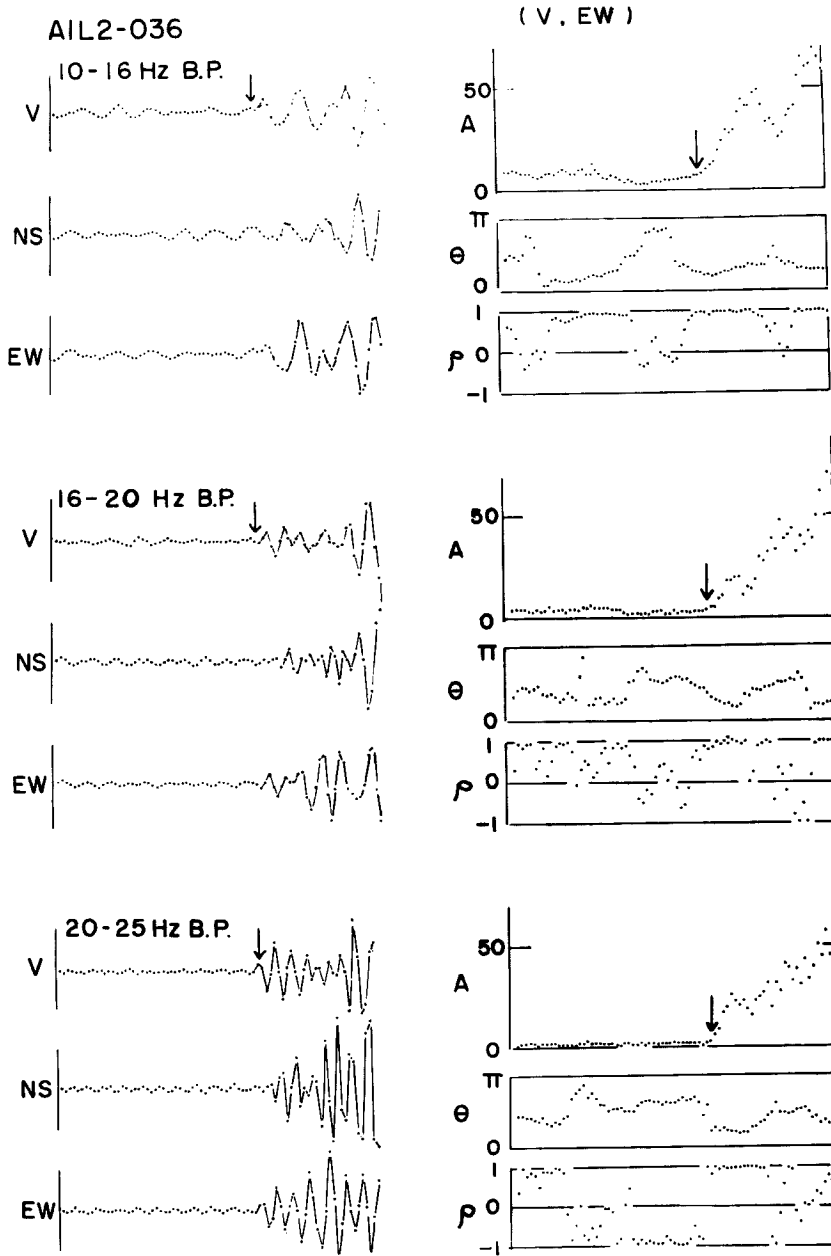


Fig. 7. An example of detection of onset of P wave using amplitude  $A(t)$ , direction  $\theta(t)$  and rectilinearity  $\rho(t)$ , mentioned as 2nd stage in Fig. 3. In the left side sets of 3 components of filtered traces are shown with arrows pointing P onset. In the



right side  $A(t)$ ,  $\theta(t)$  and  $\rho(t)$ , calculated from vertical and E-W components, are plotted. P onset is observed in frequency ranges from 10 to 20 Hz.

の方向、直線性もあまり良くはない。S波は区間8の最初から大きな振巾の phase が始まっていることが波形から判るが、この区間の particle motion の方向はP波と直交する方向を示し、この phase はSV波の到達を示していることが判る。

第2段階の処理が Fig. 5 で定められた0.64秒の区間7に対して行なわれた結果が Fig. 7 に示される。図の左側に各 band に分けられた3成分の波形を、右側に上下動成分と東西成分の2成分について求めた particle motion の振巾A、方向 $\theta$ および直線性 $\rho$ を示す。図中矢印は original の波形から目で定めた初動の位置を示す。10 Hz 以上の3つの band で初動到達以後振巾Aが急激に大きくなり、rectilinearity  $\rho$  がほぼ1を示し、方向が約1 rad 付近で一致している。これらのことから、第2段階のプロセスによってP波初動の立上りを決定できることが判る。

第3段階の処理の結果を Fig. 8 に示す。図の上部3本のトレースは、16-20 Hz band-pass filter を通した後、水平面内で震央方向に座標変換して得られた vertical radial および transverse 成分の波形である。この

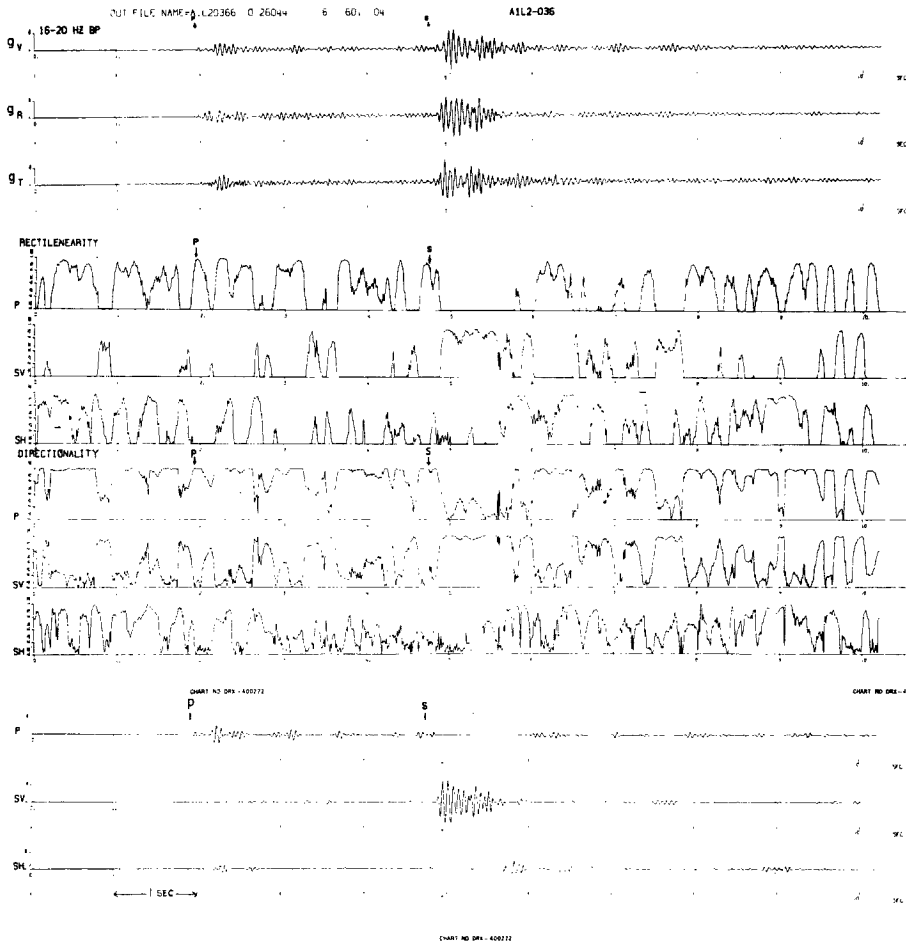


Fig. 8. An example of identification of S phases by non-linear process mentioned as 3rd stage in Fig. 3. Upper 3 traces are 16-20 Hz band-pass filtered seismograms. Next two sets of 3 components are rectilinearities and directionalities, respectively. The lowest 3 traces indicate arrivals of P, SV and SH phases.

波形をさらに vertical 面内で P 波の入射方向に座標変換すると、波の伝播方向 (P 方向), vertical 面内でこれに直交する方向 (SV 方向) および transverse 方向 (SH 方向) の成分が得られる。こうして得られた波形に、Fig. 8 の中段に示されている rectilinearity と directionality の値を乗ずると、表面波や二次的に発生する波が除かれ、P 波および S 波が強調されて、最下段のトレースの波形が得られる。トレースには original の波形から目で判定した P, S 初動の位置が矢印で示されている。この処理の結果 P 波は P 方向に強調されているが、SV 波は矢印で示される位置から約 0.1 秒おくらせて強調され、SH 波は弱められてしまっている。S 波は P 波に比べて低周波成分での振巾が大きいので、目で低周波成分を見ながら決めた初動位置と、高周波の band の波を処理して求まる初動位置とは、差が生じ得る。P 波の particle motion の方向から、この地震波の入射角は約  $47^\circ$  となるが、S 波の場合、このような大きな入射角に対しては、particle motion は non-linear になる。以上のように S 波特有の問題があるので、今後データを増して検討して行く必要がある。

## 5. おわりに

以上地震波動の data processing の第 1 段階である観測データから情報を引き出す process のうち、P 波初動の決定と S 波の識別について、特定の観測点で観測される特定の地震に限るならば、有効と考えられる方法を見出すことができた。現在のところまだ定性的な議論しかできていないが、今後この方法で処理する地震の数を増して、判定基準となる量の決定、その場合の信頼度等を統計的に見出ししていく必要がある。なおここで用いた方法は観測で得られたデータの解析の段階での適用に留まり、そのままでは観測システムの制御に用いることは不可能である。しかしながら、この自動識別の process のスペクトルの時間変化を利用した第 1 段階での結果によると、P 波初動から最大 0.32 秒間で地震波到来を判定でき、これは観測システムの制御にかなり有効になると考えられる。さらにスペクトルを求めるまでもなく、適当な band-pass filter を作成して目的とする地震に応じて周波数範囲を選定するならば、単に振巾レベルを監視するだけでも信頼度は増すであろう。

終りに観測並びにデータ処理等に種々御協力下さった防災研究所山田勝技官および広野秋男氏に厚く御礼申しあげます。

なおデータ処理に際しては防災研究所資料センターの電子計算機 FACOM 230-25 および理学部地震予知センターの AD 変換機 DATAC-2000T を使用した。研究費の一部は文部省科学研究費特定研究「広域・大量情報の高次処理」による。

## 参 考 文 献

- 1) Furuzawa, T.: Some problems of seismic data processing, Part 1. Observational systems and instrumentation, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 1, 1974, pp. 49-66.
- 2) Кейлис-Ворок, В.И.: Сейсмология и логика, Вычислительная Сейсмология, Выпуск 4, Наука, 1968, pp. 317-350.
- 3) Irikura, K. and J. Akamatsu: Earthquake motions observed on ground and rock, in preparation.
- 4) 後藤典俊・入倉孝次郎・赤松純平: ミニコンピューターによる短周期地震波の多成分観測, 京都大学防災研究所年報, 第16号 B, 昭48.4, pp. 1-9.
- 5) Yosikawa, S., T. Wada and T. Furuzawa: Application of analog-digital converter for seismic data, Special Contributions, Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 4, 1964, pp. 105-110.
- 6) Birtill, J. W. and F. E. Whiteway: The application of phased arrays to the analysis of seismic body waves, Phil. Trans. Roy. Soc., London A, Vol. 258, 1965, pp. 421-493.
- 7) 古沢 保・入倉孝次郎: 局所地震の Particle Motion の方向について, 京都大学防災研究所年報, 第13号 A, 昭45.3, pp. 149-161.
- 8) 古沢 保・入倉孝次郎・赤松純平: 天ヶ瀬地殻変動観測所での短周期地震波の方位と距離による波形の変化, 昭和48年度地震学会秋季大会講演予稿集, 昭48.11, p. 49.