

STUDY ON EARTHQUAKE PREDICTION
BY GEOPHYSICAL METHOD

BY

SEISMOLOGY AND VOLCANOLOGY RESEARCH DIVISION, MRI

気象研究所技術報告

第16号

地震予知に関する実験的及び理論的研究

地震火山研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 1985

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director : Dr. Kiyohide Takeuchi

Forecast Research Division	Head : Mr. Taiji Yoshida
Typhoon Research Division	Head : Dr. Masahiko Aihara
Physical Meteorology Research Division	Head : Dr. Toshio Okabayashi
Applied Meteorology Research Division	Head : Mr. Tsunehiro Majima
Meteorological Satellite Research Division	Head : Dr. Keikichi Naito
Seismology and Volcanology Research Division	Head : Dr. Masaharu Ichikawa
Oceanographical Research Division	Head : Dr. Hayato Iida
Upper Atmosphere Physical Research Division	Head : Dr. Muneyasu Kano
Geochemical Research Division	Head : Mr. Tsutomu Akiyama

1-1 Nagamine, Yatabe-Machi, Tsukuba-Gun, Ibaraki-Ken, 305 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Tsunehiro Majima

Editors : Koji Yamazaki Hiroki Kondoh Tomoyuki Ito
 Tomoaki Yoshikawa Jiro Aoyagi Masami Okada
 Masahiro Endoh Kunihiko Kodera Katsuhiko Fushimi

Managing Editors : Keiko Nishida, Yusai Yuhara

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the MRI.

序

昭和53年6月に大規模地震対策特別措置法が制定されたことに伴い、気象庁は地震防災対策強化地域に係わる各種データの常時監視と、その地域内の大規模地震発生の可能性に関する判定を行う責任官庁となった。これまで、地震予知計画に沿って、気象庁は各種の観測システムの整備を行ってきたが、さらに上記特別措置法が制定された昭和53年には、他機関から傾斜、地下水位、地下水成分などのデータが気象庁にテレメータされるようになった。

これら多種・多様なデータをリアルタイムで処理して大規模地震の前兆現象を常時監視し、かつ、検知した異常現象の評価のため、過去に蓄積された多種・多様なデータの中から必要なものを随時、短時間に検索できる総合的監視システムが必要になった。そこで、気象庁は、昭和54年度から発足した第4次地震予知計画の一環として、気象研究所に総合的監視システムの開発を要望した。これを受けて気象研究所は「地震予知に関する実験的及び理論的研究」と題する特別研究を、昭和54年度から5か年計画で開始した。このテーマは、「常時地震監視システムに関する開発研究」と、「地震予知に関する理論的研究」の2つのサブテーマからなる。

この特別研究を遂行するに当って、地震火山研究部では田望研究部長が主任研究官となり、また、昭和57年度からは渡辺偉夫部長がこれを引継ぎ、多数の研究者の協力の下に研究を進めた。

気象庁における現業システムとして、幾つかの厳しい条件に耐えうることを念頭に本研究は進められたが、関係者の並々ならぬ努力の結果、昭和58年度で当該特別研究は完成を迎えることになった。現在、気象庁はこの開発研究成果の実用化を進めている。

本報告を発刊するに当り、この開発研究に側面から協力された関係者に深甚なる謝意を表すると共に、この報告が関係方面の方々に多大な寄与をするものと期待している。大方の批判をいただければ幸である。

昭和60年2月

気象研究所 地震火山研究部長
市川政治

目 次

概要（和文）	1
Abstract（英文）	3
第1章 研究の背景	7
1.1 研究の位置づけ	7
1.2 研究の必要性	8
1.3 関連技術の動向	9
第2章 地震活動総合監視システムの開発研究	12
2.1 ハードウェア設計	12
2.1.1 装置の構成	12
2.1.2 基本構想	13
2.2 ソフトウェア設計	15
2.2.1 基本的条件	15
2.2.2 地殻変動監視処理関連のプログラム	17
2.2.3 地震活動監視処理関連のプログラム	20
2.3 ソフトウェアの特徴	26
2.3.1 地殻変動関連プログラム	26
2.3.2 地震活動関連プログラム	27
2.4 実用化試験	32
2.4.1 試験の概要	32
2.4.2 地殻変動関連データの処理	33
2.4.3 地震活動関連データの処理	42
2.5 まとめ	49
2.5.1 実験の終了にあたって	49
2.5.2 地震波形処理技術のあゆみ	50
2.5.3 処理技術の展望	52
2.5.4 データ処理体制の強化にむけて	53

第3章 自動検測手法の研究	56
3.1 はじめに	56
3.2 信号検出問題	59
3.2.1 ベイズ(Bayes)の識別手法	60
3.2.2 識別不能状態	64
3.3 雑音の中の信号検出	65
3.3.1 正規定常情報源に対する信号検出手順	66
3.3.2 情報源のモデル	68
3.3.3 エントロピー最大化原理と赤池の情報量基準 AIC	70
3.3.4 マルコフ的信息源モデルによる信号検出	73
3.4 信号出現時刻の決定	75
3.4.1 信号出現時刻決定の統計モデル	76
3.4.2 ベイズの識別手法として見た信号出現時刻の決定	80
3.4.3 信号出現時刻の決定誤差	82
3.5 地震波信号における相の同定	84
3.5.1 地表面での P 波、S 波の振動方向	85
3.5.2 主成分分析の立場から見た polariaztion filter の構成	87
3.5.3 震央方位角の推定	89
3.5.4 P 波、S 波の特徴表現	91
3.6 おわりに	94
第4章 自動処理に関する関連研究	101
4.1 初期の地震波形リアルタイム自動処理システム	101
4.1.1 はじめに	101
4.1.2 処理能力	101
4.1.3 処理手法	106
4.2 マイクロプロセッサによるデータ処理	110
4.2.1 導入の背景と経緯	110
4.2.2 東海テレメータシステム	111
4.2.3 海底地震常時観測システム	111
4.2.4 歪地震計	113
4.2.5 地震資料伝送網(L-ADESS)	114
4.2.6 群列地震観測システム	116

4.2.7 既存のシステムに共通する問題	117
4.3 地殻変動観測データの補間方法	120
第5章 傾斜計による地殻変動の観測と評価	123
5.1 観測の経緯	123
5.2 観測の概要	123
5.3 観測結果	129
5.4 フーリエ解析	138
5.5 まとめ	139
第6章 地震予知にかかわる前兆現象に関する研究	140
6.1 検潮記録による地殻変動解析	140
6.1.1 検潮資料	140
6.1.2 御前崎の沈下	141
6.1.3 地殻変動との関連	144
6.2 東海沖海底地雷位変化と地震	151
6.2.1 はじめに	151
6.2.2 地雷位異常現象	152
6.2.3 まとめ	154
6.3 東海沖地域の地震活動	155
6.3.1 サイスマック・ギャップ	155
6.3.2 「東海地震」をめぐる問題	157
6.4 前震の規模別度数分布-b値の変化について	165
6.4.1 はじめに	165
6.4.2 前震及び余震の震央分布と規模別度数分布	167
6.4.3 前震と余震のb値の比較	175
6.4.4 前震のb値が有意に小さい地震群について	178
6.4.5 まとめ	181
あとがき	183

概 要

いわゆる『東海地震』の可能性が指摘され、それに対処するために「大規模地震対策特別措置法」が制定・施行されてから、6年が経過した。この間気象庁では、大地震の前兆現象監視のための組織と観測体制の強化に努め、データ集中の面ではかなり整備が進行した。しかし、複雑なパターンを示す前兆現象が出現したような場合には、その評価にかなりの時間を要することも考えられる。このようなことから地震課（当時）からの要望を受け、気象研究所では昭和54年度から始まる第4次地震予知計画の一環として、「地震予知に関する実験的及び理論的研究」を、特別研究として採り上げた。本報告はその研究におけるこれまでの成果をとりまとめたものである。

第1章の「研究の背景」は、研究開始の経緯、あるいは関連技術の動向を示し、この研究の位置付けについてまとめたものである。

第2章の「地震活動総合監視システムの開発研究」では、地震発生や地殻変動およびそれらの変化状況を即時的に解析処理するシステムの開発を行った結果について報告する。地震予知を業務として実施するためには、地殻の活動とその履歴をたえず把握する必要があり、そのためのデータ処理に最も適した装置の開発は重要な研究である。このため大構成あるいは小構成を想定した場合、それぞれについて各システムの構成手法を検討した。特にハードウェア、ソフトウェアの設計・作業手順については、それぞれの構成規模における必要条件およびプログラムの主なフローまでを含め、詳しく検討した。また、システムの運用試験と結果の評価に基づいて、今後の問題点について考察し、地震活動を総合的に監視する業務用システムの設計に必要な基本概念をまとめた。

第3章の「自動検出手法の研究」では、統計的方法として知られている Bayes の手法を用いた信号検出問題について考察する。内容的には、雑音の中の信号検出問題の一般的手法とその問題点について記述し、具体例として地震波信号の場合を扱い、従来の手法に対する問題点について明らかにする。特に、地震波信号の場合に重要な信号出現時刻の推定方法とその推定誤差について述べ、P波・S波の同定および、震源位置に対する補助的情報として震源方位の推定方式とその推定誤差について検討する。以上の方式により、地震波信号の同定が、震源も含めた形で評価でき、地震波の自動処理の信頼度が飛躍的に向上し得ることを説明する。

第4章の「自動処理に関する関連研究」では、初期の地震波形自動処理システム、マイクロプロセッサによるデータ処理、および地殻変動観測データの補間方法について調査・考察した成果を今後の参考のために報告する。今回のシステム開発では、これらの経験と成果が活かされている。初期の地震波形自動処理システムは1967年に制作されたものであるが、運用テストの結果について各要素ごとに評価し、それらの処理方法について記述する。マイクロプロセッサによるデータ処

理では、海底地震常時観測システム、歪地震計、地震資料伝送網 (L-ADESS)、群列地震観測システムなどで採用されたマイクロプロセッサ装置について紹介し、これらの既存システムに共通する問題点を検討する。地殻変動観測データの補間方法では、今回のシステムで採用された方法を示し、観測資料の基本的整理として必要な欠測時の処理方法について考察する。

第5章の「傾斜計による地殻変動の観測と評価」では、気泡管式の傾斜計を用いて、伊良湖および尾鷲で1979年から84年まで行った観測と、その解析結果について述べる。連続長期間の記録を得ることができなかったが、数か月までの周期をもつ変動について知見を得た。この期間中には、前兆的な変化が期待できるような規模の地震が近辺に発生しなかったことと、降水時の傾斜変動がかなり大きいこともあって、地震と関連すると思われるような変動を検出することはできなかった。これに関連して前兆的な微小な地殻変動を検出するためには、降水時におきる地域特有の地殻変動を十分把握する必要があることを説明する。

第6章の「地震予知にかかわる前兆現象に関する研究」では、主として東海地域における地殻変動、電磁気学的異常現象、地震活動、および日本とその周辺の大地震に先立つ前震活動について扱う。地殻変動については、検潮記録の解析から御前崎付近における沈下とその速度変化が明らかにされた。電磁気学的異常現象については、主として東海地域海底地震観測システムを利用して、地電位の異常と地震との関係が検討された。地震活動については、最近の地震資料を用いて、東海地域のいわゆる空白域が再検討され、小地震および微小地震活動レベルでは空白域は認められないが、M4.0以上の地震活動では空白域の存在が認められ、この空白域と大地震との関連が検討された。前震活動については、大地震発生との相互関係をみるならば、b値ばかりではなく、前震群の時間系列および規模別度数分布の型にいたる過程の検討が必要であることを示した。

Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method

Abstract

In 1979, the Tokai District and its neighbouring area was designated as an "Area under Intensified Measures against Earthquake Disaster" on the basis of the "Large-Scale Earthquake Countermeasures Act". The Japan Meteorological Agency (JMA) is responsible for the short-term prediction of a large-scale earthquake which may take place in the area.

The JMA has developed various real-time systems for monitoring changes in seismic activities and detecting tectonic precursors. In 1979, responsibilities for gathering other data such as groundwater, radon, and ground tilt were transferred from other governmental institutions to the JMA. This has required the JMA to install a new real-time system for routinely processing these various telemetered data, in order to detect anomalous changes which make it possible to discriminate precursory evidence from noise.

Under the circumstances, development of a real-time system for monitoring seismic activities and fundamental researches on the discrimination of precursory phenomena were carried out by the Meteorological Research Institute (MRI) of the JMA, as one of the major items of the fourth Five-Year Plan of the National Program of Earthquake Prediction Research in Japan (1979-1983).

The following is the summary of the results obtained by the project research :

In chapter 1 are stated the position of the research, the necessity of the development of a new system, and the technical know-how which will be used in the development of a new system.

The design of the comprehensive real-time system for processing various telemetered data and for detecting unusual variation in seismic activities and crustal movement are described in Chapter 2. Earthquake prediction as a routine service in the JMA requires the real-time evaluation of changes in seismic activities and other geophysical and geochemical phenomena. Furthermore, it is necessary to discriminate precursory changes from noise by the diagnosis procedures accumulated in the past.

In view of the situation, two different systems were designed, one consisting of a rather large computer and another of many microprocessors. In the report are fully explained the processes through which hard- and software were designed and results obtained by the test run

using the systems. Moreover, detailed descriptions are also given on some problems revealed by the test run and on the fundamental conception for designing a comprehensive system for routine service in the JMA.

In Chapter 3 are described the researches conducted on an automatic extraction of arrivals of P and S waves on a digital seismogram. Fundamental problems in discriminating signal from noise are examined on the conventional procedures as well as the present one developed on the basis of the Bayes method in statistics.

The orientation of the epicenter as well as the phase extraction is one of the merits in the present method. A computer program, which was written on the basis of the developed algorithm, was applied to many seismograms. The test was successful, showing remarkable improvement on the old method in accuracy of the arrival time of P and S waves.

In Chapter 4 is reviewed the automatic processing of digital seismograms by various computers and microprocessors. Particularly the microprocessors used in the existing system for processing digital data such as earthquakes and the crustal movement in the JMA were carefully examined. In view of the merits and demerits of each system examined, a microprocessor system was designed.

In Chapter 5 are given results obtained by simplified bubble tube type tiltmeters. The observation of crustal movement was carried out at Irako and Owase in central and southwestern Honshu during the period from 1979 to 1984. The observation has made it clear that the crustal movement was considerably influenced by precipitations, but no significant change in the crustal movement related with earthquake occurrence was detected. The influence of rainfall on the crustal movement suggests that the study on relationship between local crustal movement and rainfall is required in detecting a weak crustal movement prior to earthquake occurrence.

In Chapter 6 are described researches on various precursory phenomena associated with large earthquakes. Particularly, the crustal movement, geoelectric and geomagnetic anomalous phenomena and seismicity in the Tokai District were studied. Furthermore, foreshocks associated with large earthquakes occurring in Japan and its vicinity were studied. The following are the results obtained :

- i) By tidal observations in the Tokai District, the land subsidence and changes in the subsidence rate at Omaezaki and its vicinity were verified.
- ii) Relation between anomaly in geopotential and earthquakes was studied using the ocean-bottom seismograph system installed off the coast of Omaezaki, central Honshu.

iii) Though there exists a seismic gap for events of magnitude 4 and larger in the focal region of the Tokai District, where the occurrence of a large earthquake has been anticipated, many micro-and small earthquakes have occurred in the gap area. The relation between seismic activity and occurrence of a large earthquake in the gap area was studied.

iv) Statistical studies on many foreshock activities associated with large earthquakes indicate that useful information will be obtained from the magnitude-time sequence and pattern of the magnitude frequency relationship as well as the b value of the magnitude-frequency.

第 1 章 研究の背景*

1.1 研究の位置づけ

地震予知計画が国家的事業として発足してから、20年に近い年月が経過した。この間研究は順調に進行し、UMP(Upper Mantle Project)あるいはGDP(Geo-Dynamic Project)等、同年代に進行したプレートテクトニクス関連の国際的な研究の成果との相乗的な効果により、プレート境界に発生する巨大地震の発生機構に関する知見は飛躍的に増大し、予知の理論的裏付けはこの期に大きく前進した。

これにより地震予知の観測手法も、節目ごとの計画に際して適確な標的を設定することが可能となり、電子技術の進歩の効果とあいまって、得られる情報は質・量ともに補強された。昭和40年代の後半には、予知の実用化への明るい展望が開かれたとして、関連機関の間で、実戦的な予知体制の策定を現実問題として真剣に検討する機運がかもしてきてきた。

一方、大地震発生に関連して前駆的に出現する諸現象の発生過程を解明するため、基礎的あるいは実験的な研究も平行して行われ、多くの成果が得られた。これらの成果に支えられて、前兆現象を検出するための観測手法もようやく試行錯誤の域を脱し、技術的には出現する殆どの前駆現象の捕捉は可能になったとの判断が、予知関連の機関で大勢を占めるに至った。

このように地震予知計画は発足後10年を経ずして、その研究分野の成果が実を結び始め、関係者間に行政への反映も可能となったとする考えが強まってきた。このため、計画機能を分担する測地学審議会、評価機能を分担する地震予知連絡会に加えて、昭和51年10月に行政的な面から地震予知に関連する研究及び観測の総合調整ととりまとめを行うため、内閣に地震予知推進本部が設置された。これを機に地震予知計画は、研究を主体とする発足時の状態から、序々に行政的責任を伴う事業的な段階へ移行し始めたものと言えよう。

この間に松代群発地震あるいは十勝沖地震等の発生により、予知に関する研究は効率よく検証作業を行う機会が与えられた。これにより予知を行政的に採り上げる場合の条件の設定等についても、かなり知見が得られたとの主張が容れられ、高い発生の可能性が研究面で指摘されてきた東海沖の大地震に関して、行政的に予知を採り上げる気運が強まった。このため、測地学審議会は、昭和50年7月、51年12月の2回にわたり東海地方の観測強化を建議し、関連機関はこれに応じて観測体制

* 松本英照：地震火山研究部

の強化をはかった。このような状況を受け、昭和53年6月に大規模地震対策特別措置法が制定され、行政的な予知の実用化の第一歩が踏み出されている。

気象庁は、地震予知計画の発足前から、大中小地震の全国的な活動を観測することを業務として分担してきていたが、法の制定により、地震防災対策強化地域に係わるデータの監視、及び大地震発生の可能性に関する判定を行う責任官庁に指定された。かくして、地震予知は気象庁の業務として正式に発足することになった。

そこで気象庁は、昭和57年度に地震予知情報課を新設する一方、将来の整備に備え昭和54年度から発足した第4次地震予知計画の一環として、気象研究所に地震活動の総合的な監視技術を開発するよう要望した。気象研究所はそれを受け、「地震予知に関する実験的及び理論的研究」と題し、「常時地震監視システムに関する開発研究」と「地震予知に関する理論的研究」の2つのサブテーマで昭和54年度から5か年計画の特別研究を開始することになったものである。

1.2 研究の必要性

気象庁は地震予知計画に沿って、日本付近に発生する $M \geq 3$ の地震の活動の時空間分布をより均一な資料として提供するために、観測及び処理のシステムを逐次補強してきた。すなわち、高感度地震観測網による検知能力の向上を目的として、昭和42年度から全国67地点の気象官署に67型の地震計を配置したのを手初めに、昭和51年度からは76型地震計を要所20地点に補強して陸上の地震観測網を強化した。また、昭和53年度には東海沖へ海底地震計を設置して、この海域に発生する地震に対する検知能力の向上をはかっている。

一方、地震計の高感度化に伴って増加したデータを手際よく処理するために、昭和49年度にはコンピューターを主体とした検測処理システムを導入して、処理のシステム化に着手した。さらにその経験を活かして、昭和56年から気象業務と地震業務とを統合した資料伝送網の整備を行い、データの中核官署への集中を可能ならしめるとともに、データ集中の利点を生かした処理装置を各管区気象台に整備し、処理のスピードアップと精度向上への基盤を確立している。

これとは別に、気象庁は、地震に関連した地殻変動を捉える目的で開発された埋込式歪計が、全方位の歪変化には均一に感応し、比較的小規模な装置にもかかわらず、設置点近傍の歪の総量変化を捉えていることに着目し、地震の前兆現象としての地殻変動を捉える最適手段として、昭和49年度から東海・南関東地域の31地点に逐次センサーを設置した。各地点のデータはポーリング方式により本庁に集中され、地殻変動の監視の主要データとして、特に判定会招集の規準データの一つとして用いられ、24時間観測と監視の対象となっている。

このように地震予知計画の進行に伴い、年々増強されてくる知見と観測データを、判定業務へ反映させるために、気象庁は、昭和57年度に大規模地震の短期直前予知の業務を担当する地震予知情

報課を新設するなど、組織・装備の両面からの整備に努めてきた。しかし、この整備を上回る速さで関連の技術は進歩を続けており、これに対し気象庁独自では必ずしも満足のいく対応が出来ていない面がある。すなわち、現在の予知技術の水準では、単独の観測要素から大地震の発生を判定することは困難視されている。このため他の予知関連機関では、多種・多様な大量データの処理解析を行うことを前提として、予知手法の開発を進めているが、気象庁ではこれら全種の観測は扱っていない。

このような状況をふまえて、気象庁は、科学技術庁のバックアップにより、昭和53年度に自庁の観測に特に不足していると思われる傾斜計、地下水位、地下水成分等のオンライン地殻変動関連観測データを他機関から受けている。これらの情報を加えることによって、大地震発生の可能性をより客観的に判断するための体制強化を行っている。

このように、現在気象庁における地震監視体制は、観測とデータ収集の面では整備が進んでおり、平常的な地震活動を調査解析するには、障害はないものと評価されるに至っている。しかし、即時的な異常地震活動の評価と、地殻変動データの即時解析に必要な設備に関しては、整備が遅れていると言わざるを得ない。

これは、一見華々しく見える新技術には欠陥も多く、これらの手法を業務に取り入れるためには、業務に即した改善・改良が残されていることによることは言うまでもない。したがって、気象庁が大地震発生の可能性について責任を全うするには、すみやかにこの改良・改善に着手して、地殻変動、地震活動の双方の観測と処理を一元化した強力な監視システムを開発・整備することが必要である。そのためには関連技術の調査研究を早急に実施することが不可欠となっている。

1.3 関連技術の動向

地震計測の歩みが示すように、地震予知技術の近年の進歩には、関係者さえも目を見張るものがある。すなわち、予知計画が発足した昭和40年代前半の地震計測技術は、エレクトロニクスによる計測がこの分野にもようやく定着し始めたばかりで、主要観測機器としては、トランジスターを主体として製造された増幅器・時計・アナログデータレコーダー・インク書きレコーダー等が目新しい測器として整備の対象であった。観測結果の検測と処理は殆どが人力によるといった状況で、コンピューターの使用も、震源決定などごく一部の処理に限定されていた。予知計画の推進に対する関係者の熱意と、エレクトロニクスの目ざましい発展を反映して次第に変貌を加速し、最近では殆どの観測機器がIC等の採用により小型化されると同時に、飛躍的に性能が向上してきている。このため従来は、測器の性能限界から断念していた観測への取り組みが可能となった対象も数多い。またコンピューターを含むデジタル処理とその応用技術の多角的な導入も、円滑に行えるようになってきたので、観測と処理を直結した装置も数多く出現し、高度な処理情報を直接得る観測方式の普

及が早まって、予知のための観測対象は急速に拡大されつつある。

一方、地震予知に関する最初の提案（通称ブループリント）で採り上げられた殆どの予知手法は、机上の構想の域を出ない状態から出発したが、この20年間に発生したいろいろな型の地震、例えば松代に突然発生し複雑な過程を経て終息した群発地震、予測通り空白域を埋めるように発生した十勝沖地震、顕著な地殻変動と異常な地震活動を伴った一連の伊豆半島近傍の大地震群等、幾多の事例によって各種観測の有効性について指針が与えられた。それらに基づいて、地震の予知は行政的に採り上げることも可能な技術水準にまで成長しているという評価さえ受けられる状況になっている。ところが、このような評価には一部問題があることを指摘しておく必要がある。

地震予知の基本方針の中で策定された各種の予知手法は、被害を伴う何種類かの地震の洗礼によって多くの知見を得て洗練されてきた。しかし、最近になって前兆現象の出現は定まったパターンを示さないという知見も得られているので、大地震の発生過程の法則を見極めるためには、まだまだ補足すべき知識が数多く残されているものと判断せざるを得ない。

例えば現状では、地殻変動現象にも地震活動の変化にも、どのような変化を異常と定義するかについて、個々の観測点ごとに定量的な基準を示しうる根拠は殆ど無いと言ってもよい。したがって、それぞれの観測は地震発生を予測するための情報の取得をはかるとともに、対象とする地震あるいはそれに類した地震の発生による経験の補足を期待している一面を残しているのが実状であろう。このような事から、どの観測点のどの観測項目にどのような現象が現われた時に、大地震発生の可能性が強まったと判断するかについての基礎は、まだ規格化されるには至っていないといっても過言ではない。

このような状況をふまえて、予知関連の各機関は、測地学審議会の建議に盛り込まれた指針に沿って研究的な観測を意欲的に展開し、新しい経験を積み必要な知見を補修することによって、地震発生とそれに付随して現われる前駆的な地殻活動との因果関係を見極め、地震予知技術の確度の向上を図っている。しかし、まだ十分な経験則を抽出するに足るデータを得るには至っていない。

このような状況説明のみでは、地震予知は不可能なのではなかろうかといった懸念を抱いてしまいそうであるが、これまでに述べた評価は、あくまでも実験物理学的な面から見た、地震予知技術の理想的な側面に対する現状を紹介しているに過ぎないもので、予知の技術は必ずしも悲観的な材料だけではない。すなわち、この20年間の研究により、地震は断層上で一連の過程を繰り返しながら発生しているという、予知計画を組み立てる上で、重要な知見が得られている。したがって、過去に発生した地震の十分な資料が得られるならば、予想される震源モデルを作成することは可能であり、出現する可能性のある異常現象を、理論面から推定することも不可能ではなくなりつつある。このことは、たとえ観測による経験的な裏付けが不足していても、各観測点が理論的に期待できる異常現象を捉えるために、必要な性能を具えた観測装置の整備を進めるならば、大地震発生の可能性の判定の成否は決して悲観的な面のみでないことを意味している。

しかし、この手法を用いて予知を実現させることも、必ずしも容易な事業とは言えない面がある。すなわち、すべての観測が震源域近傍で行いるのであれば好都合であるが、一般には震源域からかなり距った地点で観測が行われており、この場合には異常の伝達媒体が必ずしも均一ではないこともあって、震源域で起きつつある異常な現象そのものを正確に把握できない。すなわち、観測される現象は伝播途上で変質を受けており、必ずしも理論による計算通りには出現していないことが、これまでの経験から確認されている。この対策としてかなり多くの観測点で、多くの種類の観測を行い、観測網全体の変動パターンで異常を判定することが必要とされている。

一方、前兆的な地震活動を定常的な活動と区別し、地震活動面から大地震発生の可能性をより正確に判定するには、最小限の条件として、地震の波形データからP波・S波に関する情報を検出して震源要素を決定し、その時空間的な変化をたえず追跡できることが必要とされている。すなわち、地殻変動現象は時々刻々に得られる生データ自体に、異常か否かの情報が含まれているのに対して、地震観測で得られる生データは、補助的な評価資料とはなりうるものの、震源要素の決定がなければ殆ど判定資料としては利用できない。このため地震の波形データを迅速に検出して、震源計算を行うまでの一連の処理の自動化手法を確立することが必要である。元来地震波形の検測には、経験による高度の判断を必要としており、人間の介在なしに信頼のおける結果を得ることは容易ではないと認識されている。しかしながら、この技術を確立しておかないことには、1983年5月の日本海中部地震の余震活動、あるいは同年10月の三宅島噴火前後の地震活動の時のように、短期間に多数の地震が集中して発生した場合には、人手の介在を必要とする現在の監視システムでは、地震活動の監視機能は大幅に低下してしまう。したがって、1978年伊豆大島近海地震の直前の地震活動を上まわるような前震活動が発生した場合には、判定作業に混乱が生じてしまうことは明白である。

全国6か所に設置されている予知観測センターを所管する大学では、第4次地震予知計画の一環として、このような処理の隘路を解消するとともに、東京大学に設けられた地震予知観測情報センターに、微小地震の活動情報を円滑に送付することができるように、それぞれの観測点から所属するセンターにデータを集中し、自動検測を含む一連のデータ処理を施す手法の開発とその実用化に取り組んでいる。これにより自動検測技術の開発は、それぞれの機関でかなりの成果があげられている。しかし、その処理装置を地殻変動の観測・処理システムと有機的に結合させ、総合的に大地震の可能性を判定するために用いるといった実務的な内容の技術開発までは完成されていない。

第2章 地震活動総合監視システムの開発研究

2.1 ハードウェア設計*

2.1.1 装置の構成

業務用の観測処理装置には、一般の測定器とは異なり、必要な機能を具備しているだけでなく、操作あるいは保守が容易で、しかも機械的及び電氣的に堅牢で故障の少ないことが、最低限の条件として課せられている。また得られる処理結果が安定し、常に信頼のおける出力を提供できることが要求されることも言うまでもない。

このような条件を満足させる装置を設計するには、通常は処理内容が明確で、しかもその観測・処理手法が規格化されていることが前提となる。しかし、大地震発生の可能性を評価・判定することを目的とした処理システムの整備を計画する場合には、これらの条件は十分に整っているとは言えない状況にある。すなわち、どの種の観測にどのような変動が生じたら異常と判断するのか、あるいは地震活動のどのような変化を異常と判断するのか等については、調査・研究の段階を完全に超えてはいないものと評価されており、地震予知の観測・処理手法はまだ完全には規格化できる状況には至っていない。

このようなことから当面各種の観測を強化する一方、予知の手がかりに関する経験を逐次積み上げることの必要性が、一貫して予知計画に盛り込まれてきた。ところがそれとは裏腹に、大規模地震対策特別措置法では、地震防災対策強化地域等に関しては、業務として地殻の活動状況を即時的に把握し、異常を判定することを求めている。このため、地震活動の即時解析に不可欠な、地震波の検測の自動化手法の開発が、強く求められるようになってきている。

この研究はこのような背景のもとで発足したものであるから、まだその内容には試行錯誤的な面も多く含まれている。地震の検測は、元来高度な判断を必要とし、結果の信頼度を高めるために、検測処理とその結果を用いた震源決定計算とが、相互に検定しあいながら最終結果を得るといった過程を必要とする。このため、検測精度が悪ければ、本質的に震源計算の解は精度が不足する傾向があり、冒頭に述べた業務として用いる装置としての条件（安定した出力の提供）を、完全に満足させることは容易ではない。このような難問を抱えてはいるがこの研究では、とりあえず操作と保守の容易さに設計の重点を置き、目標としては、できる限り装置の大型化を抑止し、簡易と堅牢の

* 松本英照：地震火山研究部

条件を優先する方向で、ハードウェアの設計とそれによって得られる処理機能の拡大を図ることとした。

図2.1.1に開発用の実験機材として構成した処理システムの概要図を示す。この装置の構成に際しては、堅牢さの面でハードロジックに近く、同一規模の構成でもハードロジックに比べ桁外れに高い処理機能が期待されるマイクロプロセッサが、前処理装置として付加されている。これは主処理装置の負担を軽減し、小規模な処理システムでより高度かつ正確な処理を実現させることを目的として導入したものである。これらの構成要素ごとに必要な機能をもれなく実験評価するとともに、採り上げた処理項目ごとに操作性の評価を行い、業務用として整備すべき装置の必要条件を吟味するために、この実験システムを構成し、開発ツールとして用いた。

2.1.2 基本構想

図2.1.1に示す構成のうち、ミニコンを含む主要機器は、既存の装置を転用したものであるから、装置規模としては理想的な業務用システムとはかけ離れており、この図に示す構成は、ハードウェア構想のすべてを表現するものではない。この図で示した方式の特徴として次のような点があげられる。

i) 主処理装置の負荷を軽減するとともに、故障による機能低下の低減と実時間処理能力の向上をはかるために、入力成分数に応じた台数の前処理装置を導入する新しい手法が採用されている。

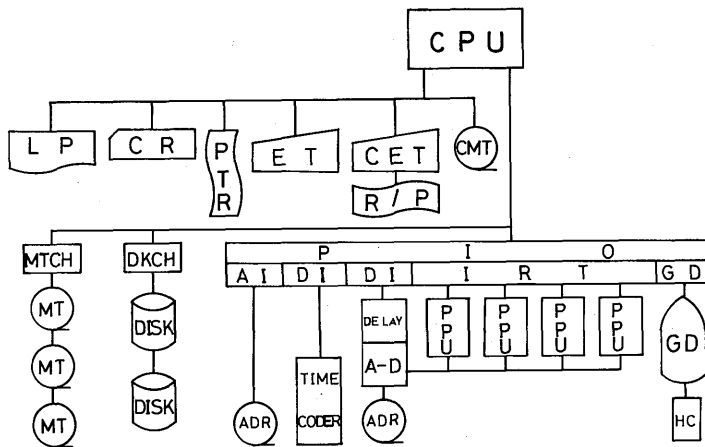


図2.1.1 研究用器材として用いた処理システムの機器構成図。

- | | |
|----------------------|------------------------|
| CET : コンソールタイプライター | I R I : 割り込み入力インターフェイス |
| P P U : 前処理装置 | R / P : 紙テープリードパンチ |
| A D R : アナログデータレコーダー | H C : ハードコピー |
| A I : アナログ入力インターフェイス | その他は汎用記号である。 |
| D I : デジタル入力インターフェイス | |

このシステムは、マルチプロセッサ方式の一例として、マイクロプロセッサ導入手法の利点と欠点を綿密に評価することができる。

ii) 一つの管理プログラムで全ての装置とその処理内容を一括制御する方式を採用したので、観測とデータ処理の密な結合を必要とする監視システムとして、構成上の最小限の条件は満足している。したがって業務用の監視システムの基本的な手法開発には、一応完備したツールである。

iii) 各部の処理は、グラフィックディスプレイを介在させた会話処理が可能な設計となっており、業務用として使用する場合の操作上の問題点の改善と、細部設計条件の確定に有効に使用できる。

iv) 地震活動と地殻変動の双方のデータを同時に取り込んで、それぞれに必要な処理をオンラインあるいはオフラインで行い、必要とされるすべてのファイルを作成する一連の処理を、並列に行うことができる装置構成となっている。したがって、ファイル作成に関する基本的な設計条件の確定に有効に使用できる。

この実験機材による各種の評価実験により、地震活動総合監視技術の基本的部分はほとんど吟味し得るので、結果としてこの実験機材の構成に関する検討は、業務用として整備すべきハードウェアの基本構想の骨格を検討するのと同じ効果をもたらすことが期待できる。

なお、ここで使用した前処理装置(図2.1.2)には、ROM 8KB, RAM 4KBを実装した8085型のマイクロプロセッサを使用し、独自のモニタープログラムと、前処理に必要なアプリケーション

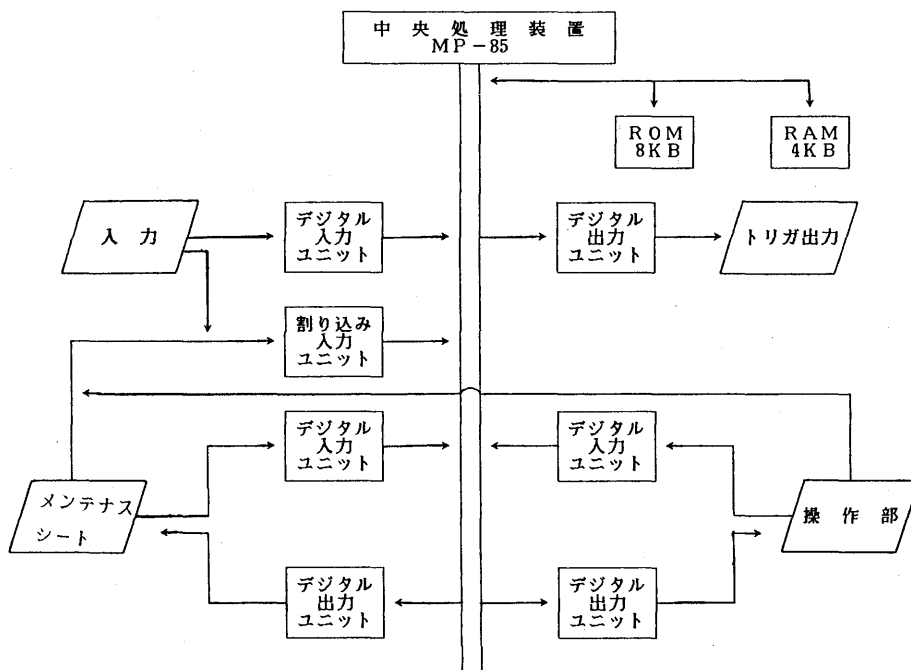


図2.1.2 前処理装置の内部構成図。

ンプログラムとを組み込んでいる。ごく簡単なハードウェアの管理を行うとともに、P波初動とS波の検出処理及び地震動終止の判定を行わしめる方針がとられた。

一方、使用した主処理装置には、主メモリ360 KBを実装したオキタックシステム 50/40 が充てられ、すべての処理をその汎用オペレーティングシステムにより管理する方式がとられた。多成分の地殻変動データのオンライン入力とオフラインのデータ編集処理を行うとともに、多成分の地震波形データと前処理装置による地震波到達に関する判定信号とを入力して、地震波初動とS波の再検測と震源決定を行い、その結果と地震の波形データを、ファイルとして編集する処理を併行して行わせる方針がとられた。

この構想は、小規模構成のハードウェアの基本設計の一例として、他に先駆けて採り上げたもので、今後もマルチプロセッサ方式による地震波形処理手法の典型的な例として関連分野で応用されていくものと思われる。

しかしながら、ハードウェアの管理面では、この時点のマイクロプロセッサに適したオペレーティングシステムがなく、システム内に使用される台数が増加するに従って、人力による各種の管理が加速的に必要となり、システムとしての管理はだんだん困難になる傾向が見られた。このことは、業務用の大きなシステムを構成する場合には、この問題をまず解決する必要があることを意味している。管理プログラムの完備したマイクロプロセッサの出現を待って採用するのも一つの解決法ではあるが、現状ではやはり処理を集中し、全ての処理を、管理プログラムが完備した大型コンピュータに一括して行わせる手法が、操作と保守の面では優れていると言わざるを得ない。したがって、ここ数年内に関連システムを整備する場合には、この判断に沿って整備をすすめることが必要であるというのが、この研究での結論となっている。

このような観点から策定した、ハードウェアの基本構想を図2.1.3に示す。この構想は、市販、コンピュータの平均的な演算能力を調査して構成を決定したものであり、これを基本にハードウェアを整備すれば、地震活動の追跡に必要な処理は、無理なく消化できるものと確信している。

2.2 ソフトウェア設計*

2.2.1 基本的条件

前節の『装置の構成』の項で述べたように、業務に用いる装置には、操作と保守の容易さが無条件に求められるが、地震業務の中でも地殻活動の監視あるいは異常を検出した後の判定作業のように、特に緊急性の高い作業に使用する装置に対しては、殊更に操作の単純化をはかることが必要である。不注意による誤操作あるいは不慣れによる操作遅滞が起きにくいように十分配慮して、ハー

* 松本英照：地震火山研究部

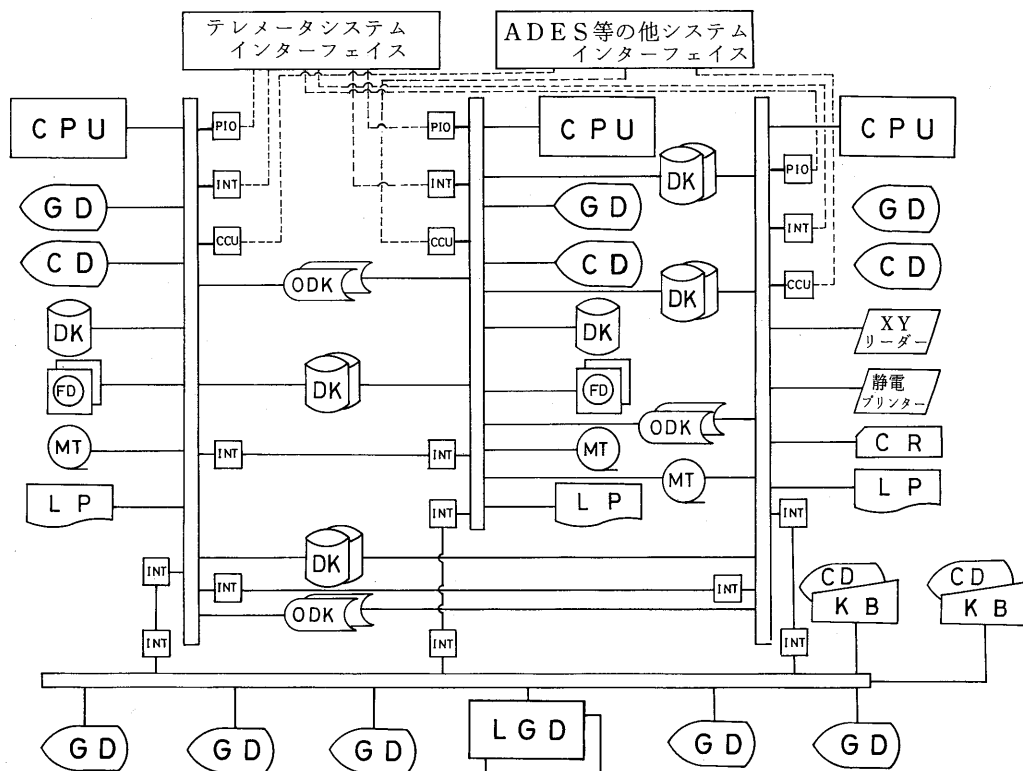


図2.1.3 完全なバックアップ機能を備えることを条件とした地震活動総合監視システムの構成図。

- ODK：光ディスク記録装置 CCU：通信制御装置
 - CD：文字表示器 INT：インターフェイス
 - LGD：大型図形表示器 KB：鍵盤（会話用）
- その他は汎用記号である。

ドウェアとソフトウェアの構成を決定し、特にソフトウェアの面からは、装置の全ての機能が短時間に発揮できるよう、操作の組み合わせあるいは操作の方式等を選ぶ必要がある。しかしながら、操作性の良し悪しという判断には絶対的な規準を設定する術はなく、例えば熟練者にとって都合のよい操作は、未熟な人にとっては不適當な場合もある。逆に未熟な操作者に目標を置いたのでは熟練者にとっては、操作が冗長すぎるといった矛盾がつかまとうものであるから、操作に関するソフトウェアの構成の詳細な方針は、当事者でなくては決定できない面がある。

幸いなことに最近、パソコン単体あるいはマイクロプロセッサを用いた装置で、プログラムによって機能を決定する方式のものが急速に普及し、気象庁でもかなり多くの部署でこの種の装置の操作に慣熟した技術者が増加してきている。このような状況を考慮して、操作に関しては特別な労力をかけて新しい手法を開発することはとりやめ、可能な限り既存の確立した操作手法を転用する方針を採った。

実験のための装置およびソフトウェアを構成するに当たっては、データを入力しつつ出力のファイルを作成する一貫作業の処理と、監視業務としての定常的な処理（例えば日報・月報・障害情報等の作成と出力）の機能を重視して、これらの内容については少なくとも業務として運用する場合の条件をもれなく吟味し確定することを目指した。そのために必要と思われるソフトウェアの内容とそれに応じたハードウェア構成とを吟味し、試験を行った。

試験に際しては、本来は同時の並列処理で実行することを必要とする処理プログラムが稼動試験中に、ハードウェアの不足が原因でプログラムが停止してしまい、試験が中断するような事態もしばしば発生した。またその他様々な形態の不能処理も発生した。しかしこの試験では、それらが机上の検討でも原因の追跡が可能で、入出力装置の不足に起因することが判明した場合には、実験による確認は省略する方法を採り、装置構成の規模は小さく、ソフトウェア構成は大きくといった矛盾を妊んだままの計画による開発への挑戦を続けた。そして計画年度内に所定の吟味を一応終え、それに基づき地震活動総合監視システムの開発に関する研究の結論をとりまとめた。

2.2.2 地殻変動監視処理関連のプログラム

地殻変動監視手法を構成する各手法を評価する目的で使用したデータ処理に関するソフトウェアは、次の通りである。

1) ADIN

このプログラムは、オンラインで地殻変動関連の多種類・多成分のデータをコンピューターに入力し、全時間・全成分の観測量を無休で監視する手順と、磁気テープと磁気ディスクの双方に、入力信号に対応したデータファイルを作成していく手順を吟味するために用意されている。

ハードウェア構成上の制約から、最高サンプリング周波数は4 Hzと低いが、16成分までのアナログ信号を12ビットのデジタル信号に変換して、コンピューターに入力し演算する機能を持っている。更にこのプログラムは、入力されたデータが異常値か正常値かの判定を行い、異常値を検出した場合には、異常値の発生時刻と異常の大きさを印字する。A/D変換後の出力を1成分1データ毎のデータ配列として、図2.2.1のフォーマットで、磁気テープ及びディスクに記録し、ファイルとして保存・管理する処理を行っている。

2) CNSTIN

このプログラムは、入力される信号の成分、各入力信号の電圧物理量の換算率、観測地点名等、観測条件の変更に伴って変る観測点の管理常数、あるいは異常値の判定に用いる観測点毎の処理常数等の、登録・変更・抹消などの関連処理を行うもので、保存データの情報を管理する手順を吟味するために用意されている。このプログラムは、ADIN等のオンラインプログラムが動作しているメモリー領域（パーティション）以外の領域で、オフライン処理として実行される。

このプログラムはオペレーターのコマンド操作により随時起動し、上記の常数を個別に管理する

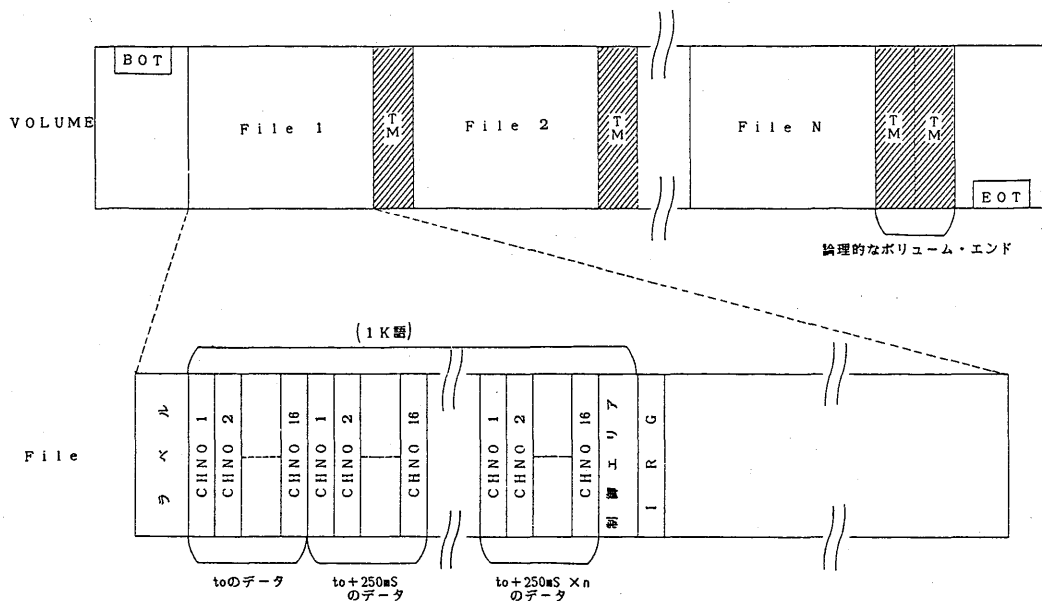


図 2.2.1 地殻変動監視観測の一次データファイルの書き込みフォーマット。処理時間を節約するためにデータ配列は成分毎にはなっていない。

機能を持つが、外部条件の変更に伴い、常数変更の必要が生じた時以外には、起動させる必要はない。なお、これらの常数はディスク内に登録する方式が採られ、ADIN が起動している時に参照する方式を採っている。

3) PHGX

このプログラムは、データファイル内の信号形態と時間軸の統一、不良データの除去とその補間、データ量の圧縮等に関連した検測手順の構成を吟味するために作成された。

現在気象庁に集中されている地殻変動関連の観測データは、観測・伝送方式の相違によって信号形態が異なる場合があり、また同時に入力された信号相互にも、サンプルされた時刻が異なる場合もあるので、これらを整合し、同一の解析は同一のプログラムで処理ができるデータに変換しておく必要がある。また送付される観測データには、伝送あるいは地震の発生によって生じる装置起源の雑音と、調整・校正・誤操作等人為的な起源の雑音とが混入し、直接長期的な変動現象を解析する為に使用するデータとしては不適當である。このため ADIN で作成されたデータファイルは、1 度グラフィックディスプレイに表示し、目視検査により雑音と見られるものを完全に除去し、その区間を短期間の欠測として補間し、長期変動の解析に便利なファイルに変換する。一方、ADIN で作成されるデータは、地殻変動監視の主要処理には必要以上の高速サンプリングを行っているので、処理の内容に応じ冗長分を圧縮し、最適なデータ密度に変換したファイルを準備しておく必要がある。

またリアルタイム処理のため処理時間が極端に制限を受け、図 2.2.1 に示したフォーマットで作

成された1次のデータファイルは、利用毎にデータの直並列変換を行う必要があり、処理に多くの時間を要するので、緊急な処理に使用するファイルとして必要条件を満たしていない。

このようなことから、このプログラムでは12秒に1データの1次データ50個を平均して、それを10分毎のデータと見なし、10分に1データのデータ列に変換するとともに、図2.2.2に示すようにデータの直並列変換を行い、成分毎に10日分まとめ、そのデータブロックを成分番号順に並べて2次ファイルを作成する。なおこのプログラムも、CNSTINと同様に相互に異なるメモリー領域を使用することにより、ADINと平行して処理を進めることが可能な構成としている。

4) FVROOT

このプログラムは、PHGXで旬毎に編成された2次ファイルのデータ形式を、更に高速処理に適応する形態に変更するとともに、日報・月報・年報等の作表と、長期間データの表示等の処理、あるいはファイルのデータを用いたスペクトラム計算等の演算・処理を行う。地殻変動のデータを主体として地震発生の可能性を検討するために必要な資料の構成を吟味するために作成された。

このプログラムでは、PHGXで作成された10分に1サンプリングのデータを、更に1時間1データに圧縮するとともに、旬単位で成分毎にまとめられていたデータブロックを、1か月単位にまとめかえ、長期間データの高速処理に適したファイルを作成する。また必要とするデータ区間を任意に抽出して、日報・月報・年報を印刷したり、あるいはグラフィックディスプレイに表示し、必要な場合はその表示のハードコピーをとる。また、判定作業に用いる画像の処理を想定した資料作成の処理手順と、指定した任意の区間データを用い、波形解析処理等を行うパッチ処理とファイル

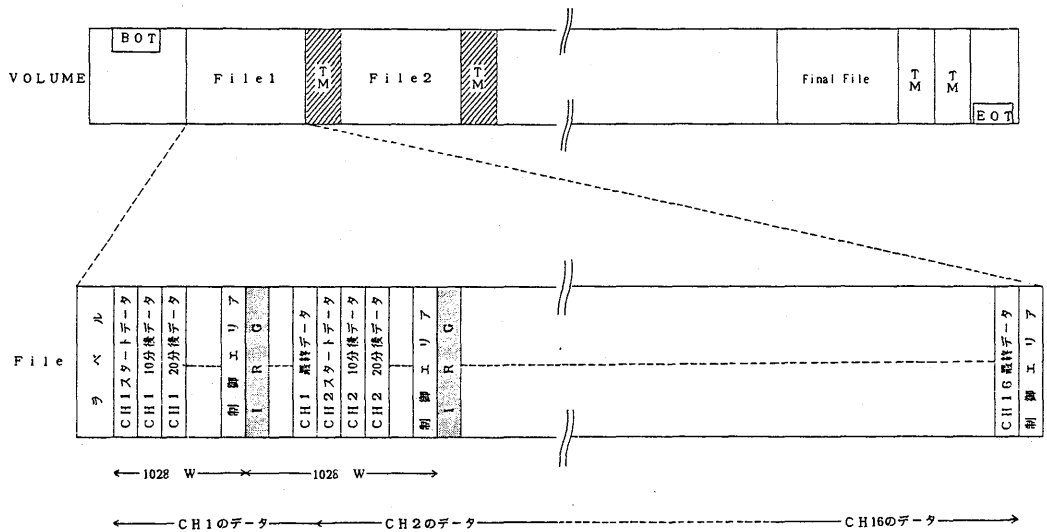


図2.2.2 地殻変動監視観測の二次データファイルの書き込みフォーマット。解析処理に適合するようにデータ配列が並び換えられている。

の保管手法が吟味された。

なおこのプログラムは原理的には、ADIN 及び PHGX と並列に作動し、上述の処理を行うことができなくてはならないが、通常は1か月に1度の編集処理を除いては不定期な作業である。これに必要な入出力装置は PHGX と共同とすることも可能であり、現実には実験は入出力装置共用で行われ、作業手順に大きな混乱は生じないことが確認されている。

2.2.3 地震活動監視処理関連のプログラム

地震活動監視手法を開発するための試験と評価の対象として採り上げたソフトウェアの主要な構成は次の通りである。

(1) 前処理用プログラム

ここでいう前処理とは、地震判別盤と呼称するマイクロプロセッサシステムを使用して行う一連の処理を総称する。処理内容は次の通りである。

i) 多成分の地震の観測波形データを逐一処理して、可能な限り早期に地震波の到来を検知し、主処理装置が分担する精密な検測処理を確実に立ち上がらせるとともに、その検知時刻を予備的な初動時刻として、主処理装置による第1次の震源決定演算に提供する。

ii) その後に続く精密な検測処理に、初期情報を与える。

前処理は、機械的に独立したハードウェアと、それにより制御される処理プログラムとによって行われ、監視システムの全機能にとっては小さな処理を分担しているにすぎないが、主処理装置の負荷を大幅に減らし、かつディスクアームのアクセス動作の頻度を圧縮することができる。またマイクロプロセッサというハードロジックと同等の信頼性を持つ素子への機能分散により、監視システム全体の信頼性の向上をはかる新しい試みとして、その成果には期待がかけられ、ソフトウェアの吟味も特に念入りに行われた。

図2.2.3にこの処理機能を吟味するために用いたソフトウェアの構成を示すが、図からわかるように、前処理装置には処理プログラムの他に、操作及び保守に必要な管理プログラムが数多く付加されている。これが目標に比べ処理機能が縮小された主要な原因となっている。

一般にエンドユーザーが、自分が使用する目的で、マイクロプロセッサによる処理装置を設計する場合には、機能を犠牲にしてまで、管理プログラムを強化するようなことは、殆ど考えられない。したがって、小さな構成の装置に、大型のソフトウェアを組み込み、製作費の低いわりに機能の高いシステムを構成することも不可能ではないが、このようにして開発された装置には運用上の欠陥が潜在し、業務用として採用するには問題が生じやすい。このようなことから、前述のようなソフトウェアを構成してみたが、吟味の結果は必ずしも意図した全ての機能を得ることにはならなかった。これは業務に必要な条件を優先する設計という面では、それなりに価値のある吟味を行ったものと言うことができよう。

図2.2.4に前処理装置のために試作した処理プログラムの流れ図を示す。このプログラムの特徴は、コンピューターの操作に慣れていない人でも、操作しながら処理の内容が理解でき、誤操作が

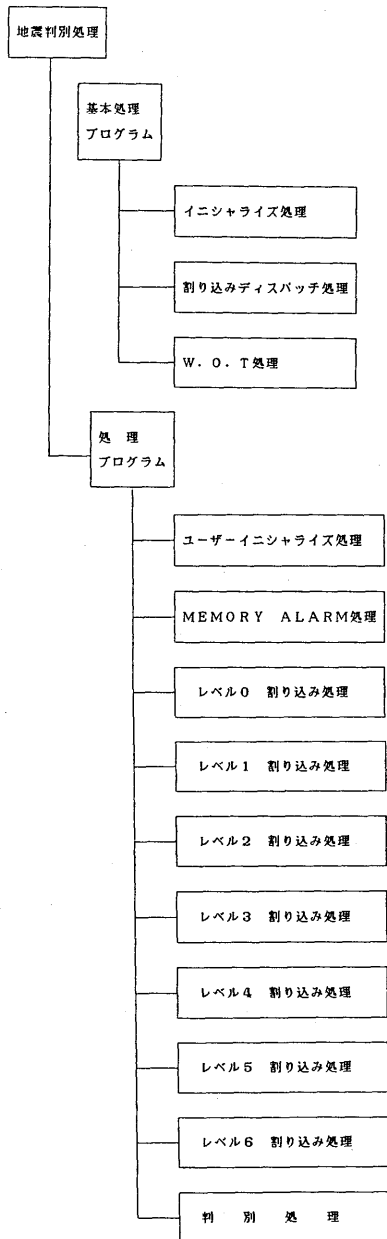


図2.2.3 前処理装置内で地震認識のために行う処理項目。各項目は次図に示される処理の各ステージに対応する。

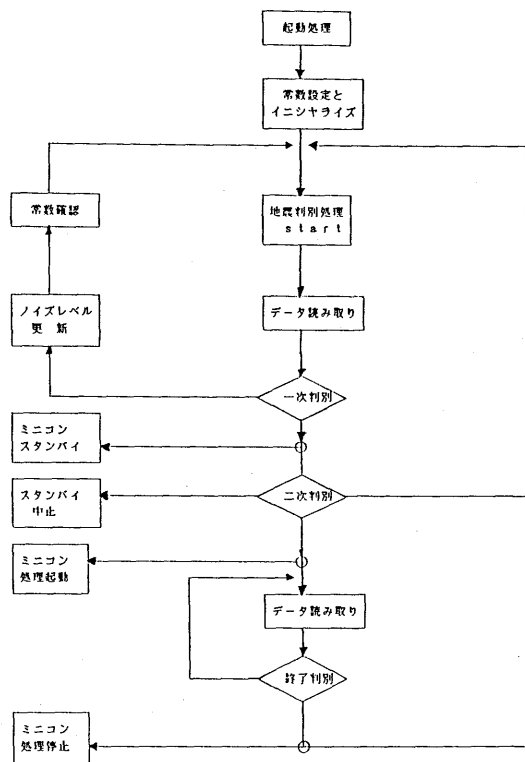


図2.2.4 前処理装置内の地震認識処理手順と主処理装置との関係図。

防止できるように、従来の観測装置の操作に類似したスイッチ操作で、処理装置を作動させる手法を採用していることが第1番目に挙げられる。

さらに、判定処理を2段階に分け、完全なリアルタイムを必要とする処理と、その処理の判断を待ってから地震かどうかの判定を行うオンライン処理とを連続させることにより、より高い確度で、主処理装置の処理の起動をコントロールする手法を採用したことが、第2番目に挙げられる。これらは今までにない新しい発想である。

この重複処理の構成により、かなり確度高く地震の判定が可能になったので、誤認による主処理装置の無駄な処理とディスクへの書き込みの動作が軽減され、処理の輻輳による処理停滞が解消されるのみならず、ディスクのアクセスのような機械的な動作を軽減させることができる。このため、装置全体の信頼度を向上させる面で有効なソフトウェアの構成を行いたものと言うことができよう。

(2) 総合スケジュールの管理プログラム

主処理装置がリアルタイムで処理するすべての地震波形処理に関して、系の初期化、データ入力の制御、他機構の起動・停止、入出力機器の管理、コマンド処理等について吟味するために、TRIGINという名称の管理プログラムを試作した。データ入力の制御にあたっては、前処理装置から受けた信号を用い、他機構の起動停止は、入力した波形信号による自からの地震の判別処理によって行う。

図2.2.5にこのプログラムの地震判別処

理に関連する機能構成図を示す。図中、上3行の処理は前処理装置からの信号を用いる処理、残りは遅延入力した波形信号を必要とする処理を示す。他のプログラムはこの処理結果によって起動・停止され、更にこの結果を参照して処理が進められる。また、TRIGINは、コマンド処理として、各時間ごとの地震数の集計表あるいはそのファイルを作成するとともに、集計された地震

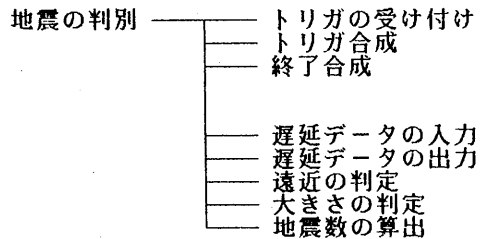


図2.2.5 主処理装置内のタスク管理に係わるプログラムの機能構成図。

の継続時間あるいは、最大値の度数分布についてファイルを作成するプログラムである。これは、地震活動の監視情報として出力する機能等、一連のリアルタイム処理の流れを吟味するために用いられた。

(3) 自動震源決定のプログラム

TRIGINで作成する各種のファイルを用いて、地震波のP波初動あるいはS波の再検測を行い、その結果を用いて信頼性の高い震源を決定するために、処理過程のすべてを連続し、人手を介さずに地震活動の監視情報を得るATEQという名称の処理プログラムを作成した。

地震1つの処理時間を、定常的に3分以内に収めるには、可視記録の読み取りを必要とする方式は適当ではない。電気信号を直接用いるリアルタイムの地震波形検測と、その結果を用いて、オンラインの震源決定を行う手法の開発が必要である。

このプログラム ATEQ は、まず TRIGIN で作成した検測結果のファイルを用いて第1次の震源計算を行い、その結果の精度を評価し、良ければその検測結果をそのまま新しいファイルへ書く。もし結果が悪ければ波形ファイルを用いる再検測処理プログラムを起動し、より精度の高い震源を求めて処理を反復する手法を採っている。

この処理の手順を図2.2.6に示すが、各手順の項目は、次のような機能を分担している。

1) 処理する地震の決定

TRIGIN で到来が判定され、波形ファイルが作成されている地震の中から、震源決定精度の充分ではない地震を選ぶ。まず1つの地震として区切られた波形ファイルの中に、規定の振幅値を規定時間超過しているデータが、何成分ファイルされているかをチェックし、規定の成分数を越えたファイルは、再処理して再度震源計算を行うために、精密処理の対象として再検測を行う。

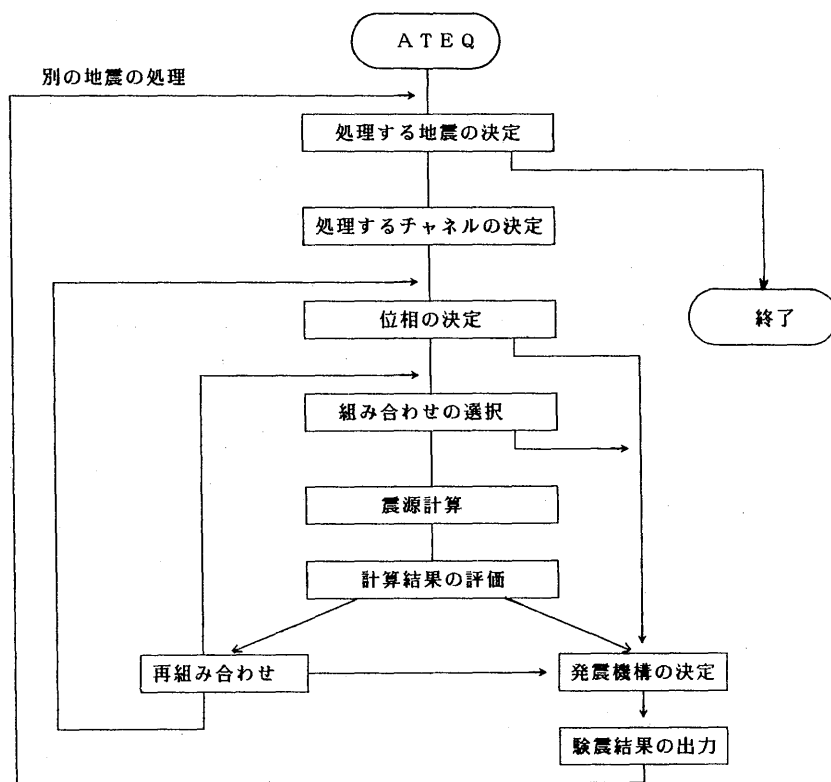


図2.2.6 研究開始時に設定した自動震源決定プログラム (ATEQ) の処理手順図。

2) 処理する成分の決定

地震判別装置で、最初に初動の検出された成分の発現時刻から、規定の時間内に初動を検出された成分で、TRIGINで作成される最大値ファイルに、検測値が登録されている成分の波形信号についてのみ、ATEQ処理の対象として精密な再検測が行われる。

3) 位相の決定

P波・S波の到着時刻、最大振動、地震終止時刻等、それぞれ工夫された論理処理により、自動的に読み取られる。特にP波とS波については、複数の処理法での処理を行い、手法の優劣を検定することも計画し、プログラムを構成している。

また初動の検出については、その検測精度が震源計算の処理効率に直接影響することを考慮して、特に念入りに処理する計画をたて、周期・振幅・明瞭度を統合して初動時刻の精度を評価するとともに、水平動成分と上下動成分の振幅比あるいは、ARモデルによる客観検測等の処理を重複させて、信頼のおける初動時刻の検測をはかるよう、プログラムを構成している。

またS波の検測も、その信頼度を高めるために、最大動との振幅比を用いる検出手法にAR法による客観検測の処理を加えた。特にS波の誤認率の低下をはかるためには、震源計算とその結果を用いた読み取り値の評価、さらにその評価を反映した再検測との3つの処理を組み合わせ、それを繰り返し行う等、幾重にも検測をチェックするプログラムの構成法について検討を行った。

4) 組み合わせの選択処理

地震波到来の1次判定の信号として、前処理装置から主処理装置が受け取る信号は、TRIGINのプログラムで受け付けられた時点で、仮の初動時刻として登録され、第1次の震源計算に使用されるが、この場合規定の時間内に規定観測点数の初動時刻の登録がなければ、ATEQによる処理は起動しない。また例えこの条件が成立してATEQが起動しても、震源の求まらない場合も多い。すなわち、大幅に検測を誤った成分があったり、あるいは検測は正確だがたまたま近接した時間内に異なった地点で地震が発生した場合には、震源計算は解が求まらない。

このような事態は観測網が広域化し、しかも高感度化している現在の観測では、日常的に発生しているので、検測とは別にこの対策の自動化が必要である。このプログラムでは、第1次の震源計算で演算結果の収束の悪い場合には、和達ノモグラムあるいは初動振幅とS-P時間の関係を用いて、異なる地震の検測データの排除と、データのグループ分けを目的とした検定処理を行い、自動的に検測データの合理的な組み合わせを、決定するための手法について吟味した。

5) 震源計算処理

震源計算には、所要時間が短く所要メモリーも小さなことを特徴とするプログラムと、計算結果の信頼度が高いことを特徴とするものがあるので、この実験では複数の震源プログラムの選定と実行順位を、オペレーターが任意に設定する方式を採っている。例えば、第1次の震源計算のように、初動検出のリアルタイム処理に追従できる速度を要求される処理には、計算の速い方式のプロ

グラムを、また後述の MAEQ のようなオフラインの震源計算では、速度は無視しても精度の高い結果を得るプログラムを選択できる構成を採用している。

6) 計算結果の評価処理

震源計算結果の精度の評価は、計算が終了するかあるいは打ち切った時の震源位置と、その前回の計算位置とのずれの量、すなわち計算結果の安定性を検定し、規定の条件に達しない時は、計算結果不良のメッセージを打ち出し次の処理に移る方式を採った。また走時残差についても検定し、これもプログラム内で定めた規定の条件に達しない時には、観測データの再組み合わせ処理を行い、その成果を用いて再度震源決定を行う方針を採り、プログラムを構成している。

7) 観測データの再組み合わせ処理

処理の対象として、ATEQ が採り上げた観測成分の走時残差が、規定に達しない時には、4)で述べた組み合わせ処理手順で、検測値が異常と判断され震源計算に用いるデータから除外されていた検測成分に対し、それまでに得られた仮の発震時と震源位置を用いて、排除の妥当性を再検討する。それによって有効な観測として評価できる観測成分を検出した場合には、そのデータを加えた再計算を行い、可能なかぎり、震源を求める方針を採りプログラムを構成している。

(4) 発震機構の決定処理

発震機構は、地震の発生位置によってほぼ一定し、その変化は応力分布の変化を反映するものとして、大地震発生の可能性の追跡手法の1つとしてその監視が要求されている。このようなことから、このプログラムでは明確に検測された初動方向の地理的分布と震源位置とを用いて、発震機構の自動決定処理を試み、その手法の信頼性を吟味した。

(5) 検測結果の出力

地震終了を判定した地震は、検測処理の終了を待って、検測結果を印字出力される。また同じ内容が、検測ファイルを作成するためにディスクにも出力されるが、この処理に割りあてられるディスクの容量には限界があり、このままのハードウェア構成を業務に適用する場合には、業務の形態に即して毎日、あるいは週に1度の再編集を行う必要がある。しかしながらこの手順や内容については、ハードウェアの構成を変えれば内容の変更は容易である。いつどこに何を出力するかについて、また各種の情報の管理方法をどうするか等については、整備時に機器の構成に即して再度検討すればよいので、ここでは大学等とのデータ交換に便利なフォーマットを採用する方針で、調査・研究用にも便利な資料を残すことに主眼をおいて、出力手法を吟味した。

2.3 ソフトウェアの特徴*

大地震の発生の可能性を物理的基礎に立って判定するには、前兆的な地殻変動あるいは前震の発生を前提としている。さらに現在までに得られている知見によれば、たとえ前兆が出現したとしても、個々の観測量単体に出現する異常のみで、可能性を結論することには、問題が多過ぎると考えられている。最低限の機能として、異常の地域的分布あるいはそれぞれの変動状況程度を即時的に図示できなければ、判定に大変な労力と時間を要するのみで、信頼のおける結論を得ることは困難となろう。また、過去の経験あるいは岩石実験等から、地震発生の直前には歪の進行速度が変化し、微小な破壊が発生する可能性の強いことが指摘されている。したがって、これらの時々刻々の状況を、観測と即時の処理とによって常時追跡していなければ、異常の発見は原理的に不可能と言えよう。

このようなことから、地震活動総合監視技術の開発に当たっては、これらの現象の常時監視と判定のためのデータ処理に必要なハードウェアの構成と、ソフトウェアの構成について、開発ツールを用いて吟味を行った。研究の成果として、今後の整備のためにまとめたソフトウェアの基本構想は次のような内容である。

2.3.1 地殻変動関連プログラム

前にも述べたように、地殻変動関連の観測データは、時々刻々のデータ一つ一つに、異常かどうかの情報を含んでおり、この情報をいかにわかりやすく人間の判断に反映させるかが、監視システムに組み込むソフトウェアの作成に際して最大の課題となる。

この開発・研究では、内容にも形態にも類似点の少ないデータを多成分入力し、コンピューター内部では同質のデータとして扱うことのできるように、ファイル化していく手法と、データの表示法について、ソフトウェア構成の吟味を行うとともに、入力するデータの監視手法について実験を行った。図2.3.1に実験を行ったファイルの作成・洗練手順と、データ監視との関連を示す。

この結果、この種のデータを用いて、業務用に監視処理システムを整備する場合には、次のような点を考慮する必要があることがわかった。

i) 高速でしかも大型のコンピューターの導入を前提とするにしても、人間の介在による不良データの除去と、データの縮減課程は残存させるべきである。また、この開発ではデータの補間処理を当然の作業として組み込んであるが、業務化の際は、組み込むべきか否か、組み込むとすればどのような方式により、どれだけの区間までを対象に、行うべきか等について、庁内のデータ管理方針に照らし、再検討すべきかもしれない。

* 松本英照：地震火山研究部

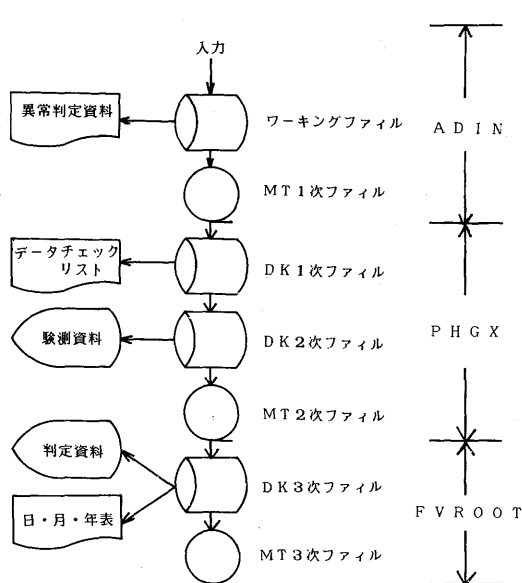


図 2.3.1 各処理プログラムとその出力ファイルとの関係図。

ii) データの監視については、気象・天文等の影響で発生する擾乱は、即時の補正処理を行い、地殻変動の検知力を向上させて、できるだけ小さなイベントも採り上げる形式の処理手法を採用する必要がある。装置のドリフトあるいは長期の変動現象に対しても、可能な限り予測フィルター等の処理を併用して除去し、短期変動に対する検出能力を重視したソフトウェアを構成することが必要である。

iii) 分かりやすいデータの表示は、判定に最も有効な基礎情報を提供することになるので、可能な限り多くの表示手法を吟味する。また、それぞれの表示処理に際しては、表示する時間・感度・成分数等の変数を手軽に変更できるような、手順を盛り込む

むことが必要である。

iv) データの解析については、周波数分析はもちろん、地殻変動のベクトル合成演算、あるいは多次元表示に関連する解析手法を可能な限り豊富に組み込み、その結果を多様な形式で表示する出力方式を用いるべきである。

2.3.2 地震活動関連プログラム

地震活動の監視に関連する業務では、地震の震源決定が不可欠であり、地震が発生したら何をさしおいても、早急に震源を決定する必要がある。

現在気象庁では、可視記録を介在させた半自動の地震検測処理方式を採用しているのですが、最善を尽くしても、1つの地震が発生して7～8分経過しなければ、震源要素を決定することはできない。このことは、1時間に10回以上の地震が発生すれば、処理作業が延滞し、気象庁の地震活動監視機能が低下することを意味し、この改善なしではとても大地震の発生の可能性を判定する責任を、全うすることはできないであろう。

また、この研究の当初に計画していたように、小型ハードウェア構成に固執していたのでは、信頼のおける初動検出の全数比が85%を上回るソフトウェアを組み込むことは不可能である。また小規模なハードウェアの増強方式では、信頼のおける初動検出が全数比90%を上回る機能を組み込むことはできないことが、この研究ではっきりした。これらのことから、中小規模のハードウェア構

成で行う処理についてはその検討を省略し、スーパーミニコン3台程度の大型なハードウェア規模によってのみ実現しうる、ソフトウェア構成についてまとめた基本構想を述べる。

(1) 前処理の機能関連

オンライン処理のプログラムを圧縮して、コンピューターの負荷を減らすことは、方式の如何にかかわらず重要である。このためには、地震の初動をいち早く検出し、精密検測を起動する機能を組み込むことが最も有効と思われる。この開発では、この機能をマイクロプロセッサに分担させることを計画したが、これはシステムの構成条件によって固執する必要はなく、要は開発した処理手順が活用されればよい。

この報告書では大型な処理システムを推奨しているが、その場合にはこの開発で得た前処理の技術は、そのまま全システムのバックアップ機能の組み立てに利用することができる。すなわち地震活動の監視処理を分担する装置、あるいは地殻活動の監視処理を分担する装置のいずれか一方に故障が発生した場合には、残された処理装置は自己の分担する機能の一部を一時停止して、他方の装置が分担していた必要最小限の処理内容は代行するよう、システムを構成する必要がある。いずれの装置に故障が発生した場合でも、最も大型の演算を必要とする地震波形のリアルタイム処理の切り捨ては、避けられない。このような場合にはまず、震源決定に最小限必要な成分のみに入力信号数をしぼることが必要になる。また、バックアップ用に付加した装置により遅延信号を得て、可視のトリガー記録を出力するなどして、人力による小規模な検測処理を行うか、あるいはこの研究で開発した機構を用いて、初動の簡易な検出処理と応急的な震源決定を行うことも必要となろう。このようなことからこの研究で開発した前処理に関するプログラムは、その応急的機能に関するソフトウェアとして、有効に利用することが考えられる。

(2) 総合スケジュール関連

いくつかのプログラム(ジョブ)を組み合わせてまとめた機能を得るには、それら相互の結合と交通整理が必要である。総合スケジューラーは、その種の処理を分担し、システム全体の機能を形成する基幹となるソフトウェアであり、ハードウェア全体の稼働効率を左右するものであるから、必要な機能とその実行タイミングについては、十分に吟味しつくさなければならない。

この開発研究では、開発ツールとして使用したコンピューターの規模が限定されていたため、大規模なハードウェア構成を必要とする大きな処理内容に対して、一連の処理スケジューラーの完全な働きと、実験による詳細な手順の吟味は、十分にはできていない。したがって、ここでまとめた基本構想には、机上の検討のみによって得た結論も含まれている。このことは実用システムを設計する際、ハードウェアの構成の細部については、推定部分も含まれているので、選択する処理手法に合わせて、整備の際には再度検討を要する内容であることを、あらかじめ断わっておく。

前にも述べたように、地震防災対策強化地域に係わる観測は、急速に強化され、気象庁にはかなり大量の観測データが集中されたが、強化の時期がたまたま関連技術の大幅な変換期と一致し、各

機関が独自に観測方法を選択し、データ交換に際しても特別な変換は行っていないので、集中されたデータの形態はほとんど統一されていない。したがって、これらのデータをコンピューターに入力し、統一した形態でデータファイルを作成することが、大変な難事業となることは衆目の一致するところがあり、この解決をさけていたのでは、気象庁の地震関係のデータ処理業務のシステム化はできない。このようなことから、新しいシステムの総合スケジュールを設計する場合には、この難問の解決を優先して計る必要がある。

ここでのまとめの中では、開発としての実作業の内容には含まれていないこの種の処理についても、総合スケジューラーの主機能の一つとして盛り込むことにする。

コンピューターへのデータの入力には、いろいろな装置や手法が用いられているが、磁気テープやカードの読み込み等のように、一般にはコンピューター主導でデータを採り込む場合が多く、この場合には、データ入力には困難は生じない。一方、電気通信を利用して伝送される信号を、リアルタイムで入力する場合は、コンピューター主導かどうかを問わず、CPUにかなりの負担がかかる。そのため、通常は通信制御装置として、専用の小型のコンピューターを充当する事例が多く、これに類似した処理関連のソフトウェアの蓄積は進んでおり、いずれのメーカーでもかなりの実績があるようである。

上記のように気象庁に集中されている地震予知関連の観測データは、分解能・サンプリング周波数・フォーマット等が全く統一されていない。このようなデジタル信号を主体に、若干のアナログ信号もまだ残されている状況なので、これらの規格を統一して、コンピューター内部の処理に便利なデータに交換し、ファイルを作成していくには、既成の手法の応用は不可能であり、特別な工夫が必要である。

ここではこの種の処理のために、異なるサンプリングと異なる分解能（ビット数）の信号を、一旦大容量のバッファメモリーに個別に入力し、コンピューターに取り込む時には、一括して同一タイミングの同じ形態の信号として出力する特別な変換バッファを、通信系とのインターフェイスとして採用することを提案したい。

また、整備の対象となる処理装置は、予測のできないイベントを24時間無休で搜索し、大きな地震の発生の可能性を常時評価していくための装置であるから、機能の完全停止は許されない。このようなことから、総合スケジュールの管理ソフトウェアには、データの入出力処理ともからんで、故障時には、平常時に各々のプロセッサが分担する処理、及び必要な入出力装置を切り分けて再配分する処置として、大変に複雑な機能を必要とすることが判明している。この処理は、クローズカップルのマルチプロセッサの管理手法として、すでに机上の検討は終了し構想設計も終わっている。系の初期化、他機能の起動停止のコマンド処理等、この研究開発で吟味して得た基本的な管理機能と、机上の検討で得た気象庁独自のバックアップ機能とを組み合わせ、新しいシステムのすべての機能が、矛盾なく作動するよう、完備したスケジュール管理プログラムを作成する必要がある。

る。

(3) 自動震源決定のプログラム関連

新しく整備が計画されている地震活動監視システムに最も強く要求される機能は、人間介在の処理結果と同等、あるいはそれ以上の信頼度を持つ震源を、いかにして誤検測による脱落を防ぎつつ迅速に決定するかといった面にある。

ところが気象庁では、全国的な地震活動を均一に把握するために空間的に均等な観測を展開しているので、検測する地震のデータは、大学等が特定地域を対象に実施している観測から得られる、波形データに比べ、一般にはS/Nの悪い観測点が多く、地震波形の自動処理、特に初動の自動検測は非常に困難視されていた。この問題は横田(1981)により、統計的手法を用いて、精度よく位相の変化を検出する手法が開発され、殆ど解決を見たので、この成果を盛り込んで検測処理を行う方針を採っているが、この場合にも、まだ2つの問題が残されている。

一つは、高い検測精度を得るためには、かなり高速・大容量の演算を必要とすることであり、もう一つは、頻度は少ないものの、大幅でしかも初歩的な誤検測をおかす恐れがあることである。精度はよいが誤検測の発生を抑止できていないという欠陥が挙げられる。前者は、整備時にどのようなハードウェアの構成規模を採用するかといった、財政的な問題であり、技術面での本質的な問題ではないから、ここではシステム規模に関するまとめは省略し、後者の解決法についてのみまとめておこう。

ここでまとめた震源計算プログラムの特徴は、人間が介在して震源を決定する従来の定常的な作業をなぞって、処理内容を組み上げる一方、人間の追加判断部分を、コンピュータが容易に代行できるように、波動の性質を確認する手法を数多く導入し、より客観的と思われる判断手法で得た観測値を用いて、震源を求められるように配慮していることである。このため検測と計算との相互検索に関連し、かなり反復処理の多いソフトウェアの構成を用いる必要がある。従来の処理手順をなぞる処理プログラムについては、すでにソフトウェアの構成の節で、かなりくわしく手順を説明しているので省略し、ここではコンピューターによる、コンピューター処理の評価原理と、その反映手法について説明し、このような手順を推奨する理由を示す。

図2.3.2に、自動震源計算に関連したプログラムのフローチャートを示す。この図の中で、網目を入れた部分の処理が、この開発研究で焦点を合わせた新しい処理手法である。特に重要な処理としては、観測網処理から検測処理に対して指定した区間を再検測の要求を行う一連の処理が挙げられる。この処理フローの追加によって、先に述べた自動検測手法の欠点が補われるとともに、自動震源計算の結果にも信頼度の向上がもたらされることは、疑う余地はない。

(4) 発震機構の決定処理関連

この研究での発震機構の決定に関する結論は、震源決定のために自動検測によって得た初動の情報では、質・量ともに不足するということである。検測結果の採否の判定と、更にその結果を用い

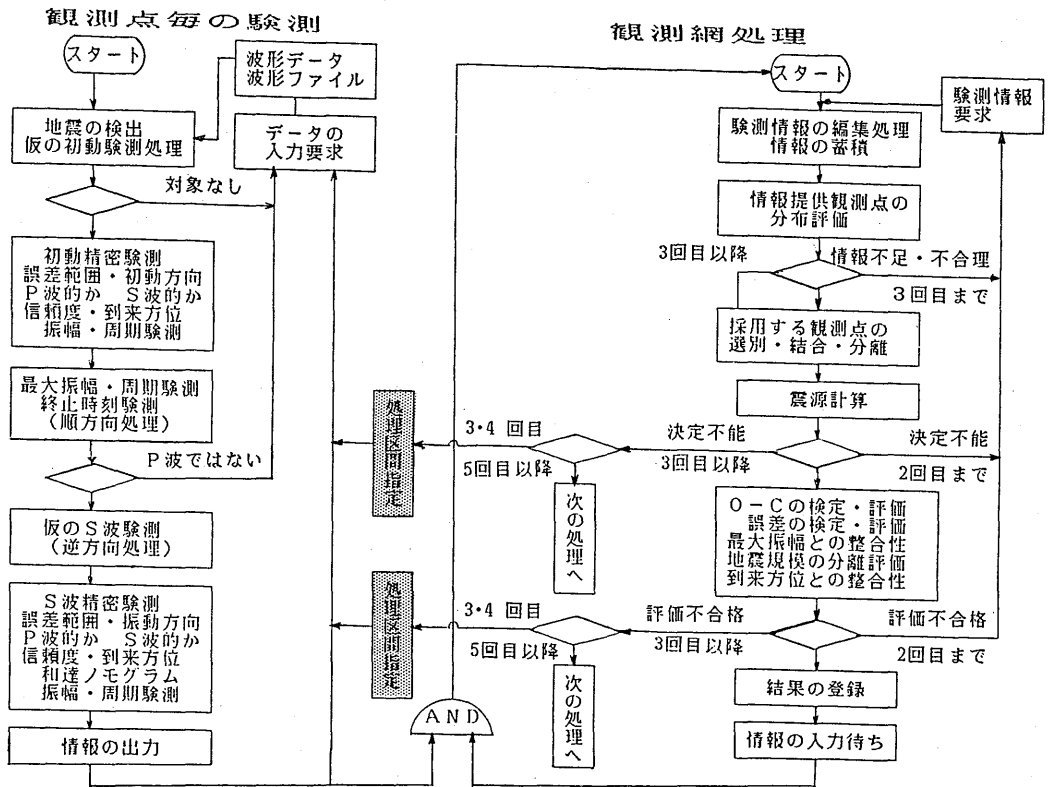


図 2.3.2 震源決定と検測の処理を密に結合する手法を追加し、結果の信頼度を向上させるために用いた改良 ATEQ の処理手順。

た押し引き分布から、発震機構を求める処理を、人間の介在なしに行うことは、現在の観測体制下では非常に困難なことが確認された。すなわちこの処理を完全に自動化するには、観測点の大幅な増強を必要とするとともに、震源決定の演算処理の手順における位相の同定以上に、評価と観測との反復処理手法を採り入れることが決め手になる。将来に向けて、この処理も自動化する方向で、観測体制の整備計画も進める必要がある。

(5) 出力処理関連

地震活動の監視システムで得られた処理結果は、地震活動の常時監視のための資料として活用される。また、異常を検出した場合には、大地震発生の可能性を判定するための資料となる。そのために、すべての処理結果及び波形データが、緊急的な使用を予定されており、それに対応し得る形態のファイルにまとめる必要がある。また、その結果は調査・研究のための資料としても活用される予定なので、最終的には他システムと交換可能な形態で、ファイル化しておくことが望ましい。

このようなことから、検測結果の出力は、自動検測と自動震源計算で得られる最初の仮出力を初

期データとし、C-アデス等のシステムから遅れて入力される験測データを加えて処理・更新するなど、時間の経過に従って順次洗練し、最終的な資料を得ていく必要がある。また、このためにもかなり大量な波形データのファイルも必要となるので、ハードウェアの構成に即して、新しいデータ管理方式を計画する必要がある。これらについては、この報告書では特に採り上げないが、この為に必要なハードウェアとソフトウェアの検討はすでに終わっており、整備に際して、資料の提供は可能となっている。図2.3.3に自動処理系で作成されるファイルの種類とその洗練過程を示す。

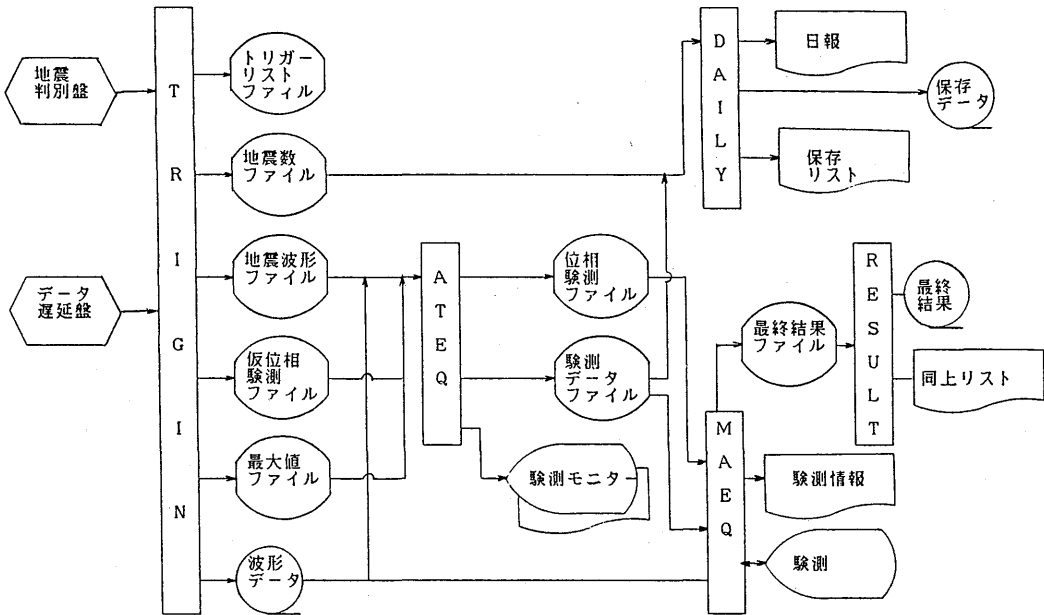


図2.3.3 データファイルとそれを作成するプログラムの関係図。

参 考 文 献

横田 崇、1981：地震波信号の時系列解析と自動検出処理への適用、A Thesis submitted to the University of Tokyo, for the Degree of Doctor of Science.

2.4 実用化試験

2.4.1 試験の概要

地震活動総合監視システムの開発では、既製品のミニコンピューター（以下ミニコンと略す）に、処理の主要部を分担させるために、インターフェイスとして必要なハードウェアを付加して、一群の処理システムを構成することを計画した。これにミニコン付属の既成ソフトウェアとしての制御

プログラムと処理プログラム、それにそのサポートをうけて機能する応用プログラムを作成して組み込み、ハードウェアと合体させて、地震活動監視に必要な一連の処理機能を持つシステムに組み上げることを主な作業内容としている。

したがって、個々の処理に必要なメモリーの大きさ、あるいは演算時間等のハードウェアの構成条件を試験によって確認するとともに、処理の手順あるいは処理の結果を吟味して、ソフトウェアの内容と構成を確定することを主な作業としている。ここで挙げた実用化試験とは、このような作業を総称するものであり、以下地殻変動と地震活動の2項にわけて、試験の内容と結果を説明する。

2.4.2 地殻変動関連データの処理*

(1) 試験の背景

地震活動に関する観測に比べ、地殻変動を対象とする観測を、気象庁が業務として採り上げてからの歴史は浅く、処理手順を含めて試行錯誤を必要とする作業内容が多く残されている。一方、東海地域の監視のために、他機関から提供されているデータは、その信号の形態や内容が機関毎に異なり、統一された手法でコンピューター処理を施すには問題が多い。このようなことから、地殻変動関連のデータベースを作成し、いつでも異常の判定を行うことを可能にするためには、データの収録と管理の手法について、特に実際的な試験を行う必要があった。

(2) 試験の内容

この研究のために整備した地震活動総合監視システムの開発ツールを用いて、1979年から84年3月までの東海地域の地殻変動観測データによる実用化試験を行った。各要素のデータは防災センター、国土地理院、および地質調査所から地震予知連絡会や地震防災対策強化地域判定会委員打合会にその都度詳しく報告されているので、データ及び現象の物理的な説明は各機関の調査・研究報告にゆずり、ここではデータ処理技術上の問題点について試験から得られた点を紹介する。なお、気象研究所で処理した結果も、一時期を除き、前述の判定委員打合会に参考資料として提出され、総合的な判断材料として有効に使用され、一応データ収録・管理手法とその利用手法について方式を確定することができた。

(3) 試験の結果

地殻変動関連要素として入力されるデータの量は、地震波処理に用いる信号に比べかなり少ない。また、その入力速度は遅く、コンピューターの処理速度から見れば問題にならない。このようなことから、ハードウェアの構成に関して、この開発では特に必要な試験項目は見当たらない。そこで試験は、主としてソフトウェアの構成と、それによって定まる処理機能の評価に限られた。

使用したデータは、傾斜観測として静岡市近傍の3地点(岡部、近又、野田沢)に防災センター

*岡田正実・松本英照：地震火山研究部

が設置しているボアホール型傾斜計の信号、潮位差観測として国土地理院が集めた御前崎、田子、焼津の3地点の潮位信号、それに地質調査所が関東東海地域に展開している地下水観測のデータの中から、大東、榛原、清水、賤機の4観測点の、水位又はラドン濃度の変化量を加えて用いた。これらの観測量は、テレメータ方式（フォーマット、サンプリング速度、遅れの時間等）が異なるので、この開発ではこれらを統一するために、全信号ともそれぞれの受信端局でD/Aして得られたアナログ信号を用いる方法を採用した。また、時刻のずれの補正、あるいは信号形態を統一するために、画面を用いた編集処理を行っている。

図2.4.1 A~Dに、この処理の各ステージで出力される画面例を示す。ADINプログラムによって入力された信号は、成分ごとに電気量（V）としてファイル化され、その内容はA図で示す形態となっている。このファイルは、PHGXプログラムで電気量→物理量の変換を受け、B図に示す内容のファイルに変換される。次に人間による管面処理で種々のノイズを除去すると、C図で示すファイルへとなる。さらにこのファイルは、1時間に1回のデータへ変換され、FVROOTプログラムへ引き継がれる。FVROOTでは、D図のようなデータ表示のほか、作表、スペクトル解析等を行う。

各年ごとの処理結果を、図2.4.2 A~Eに示すが、欠測がかなり多い。研究段階ではあまり問題とならないが、実用化の際はソフトウェアやハードウェアの問題よりもむしろ欠測を極力少なくすることに努める必要があることがわかった。

欠測の原因としては

- i) 観測測器の障害
- ii) 基準値の点検など、精度維持のために必要な観測休止
- iii) 通信回線の障害
- iv) データ収録装置の障害
- v) データ処理関連装置の障害

などがある。

今回扱ったデータは、他機関から気象庁へ伝送されてきたものであり、気象庁側だけでは対処できない障害もかなり含まれている。一般論として、測器の安定性の向上が望まれるが、特に地中深くに埋設する測器（例えば傾斜計）が故障すると、修理に多大の労力・経費を要するうえに、データに大きな不連続が生じ、前後の資料を同じデータとして扱えなくなる。したがって、関係機関にも可能なかぎり、落雷等による障害対策をたて、不連続のないデータを得るよう配慮頂く必要があらう。

通信回線の障害は、短時間で回復するものが多く、データ処理（補間処理）でほとんど克服できた。データ収録装置の障害として、気象庁に置かれている各要素の受信記録計から信号を取り出し、簡便な方法でレコーダにつなぎ込んだので、つなぎ目にさびが生じて接触不良をおこし、欠測となった例もある。またレコーダのオーバーホールでは40日程全面欠測している。システムの実用化の際

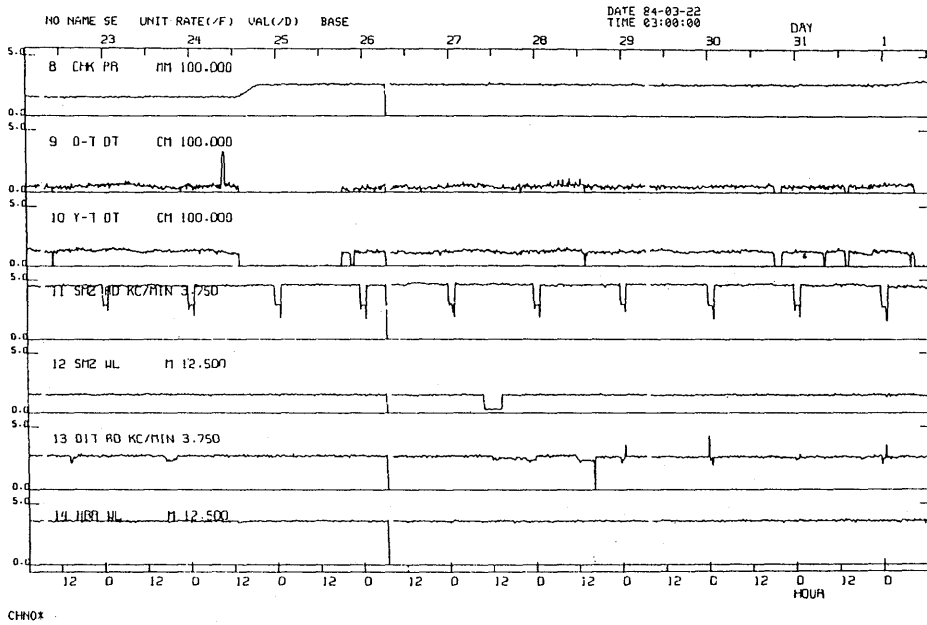


図2.4.1 A 地殻変動データの処理過程。

データ入力後に自動的に作成される電圧値によるファイルの中味。

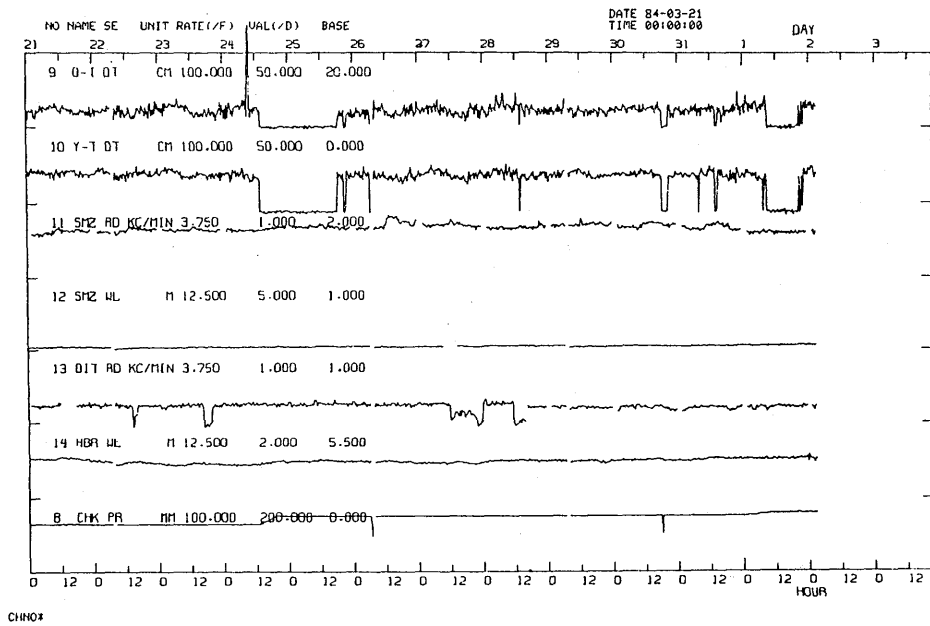


図2.4.1 B 地殻変動データの処理過程。

電圧値→物理量の変換を行って補正作業に用いるファイルの中味。

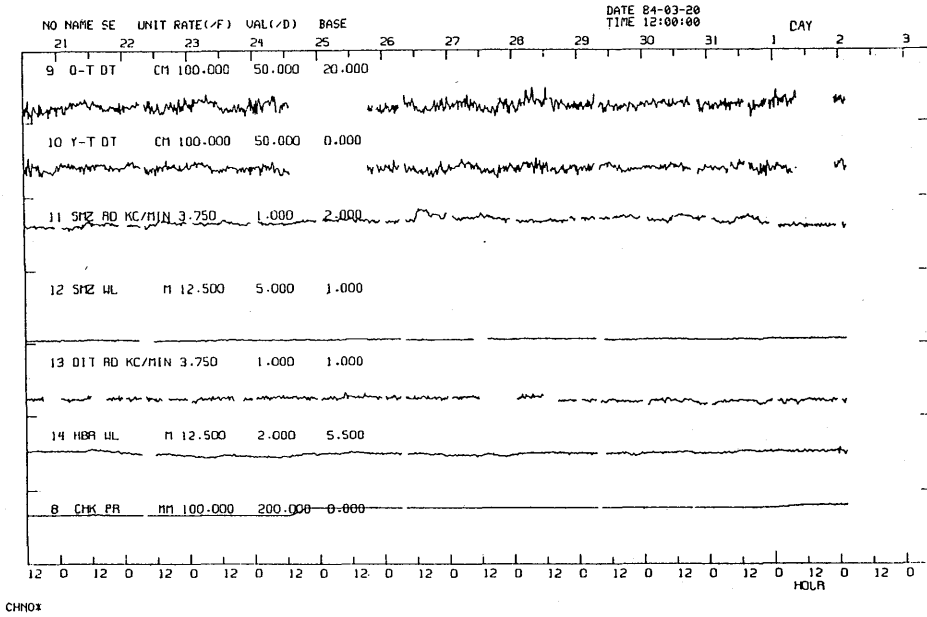


図 2.4.1 C 地殻変動データの処理過程。
管面対話方式によるデータ処理を施した後のファイルの中味。

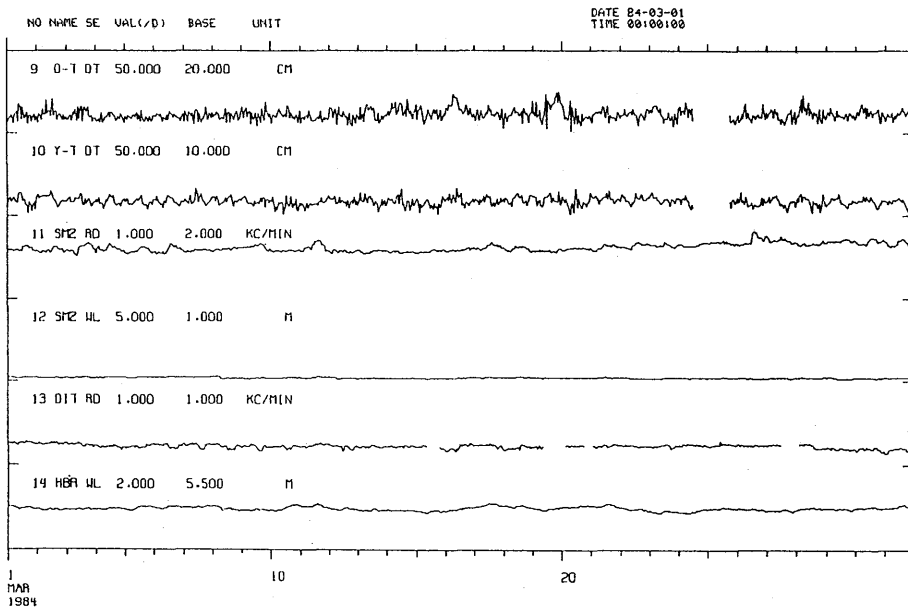


図 2.4.1 D 地殻変動データ処理過程。
A, B, Cの処理を経た後に長期変動の追跡に用いるデータファイル
(毎1時間値)の中味。図 2.4.2 に示す各年値はこのファイルを使用。

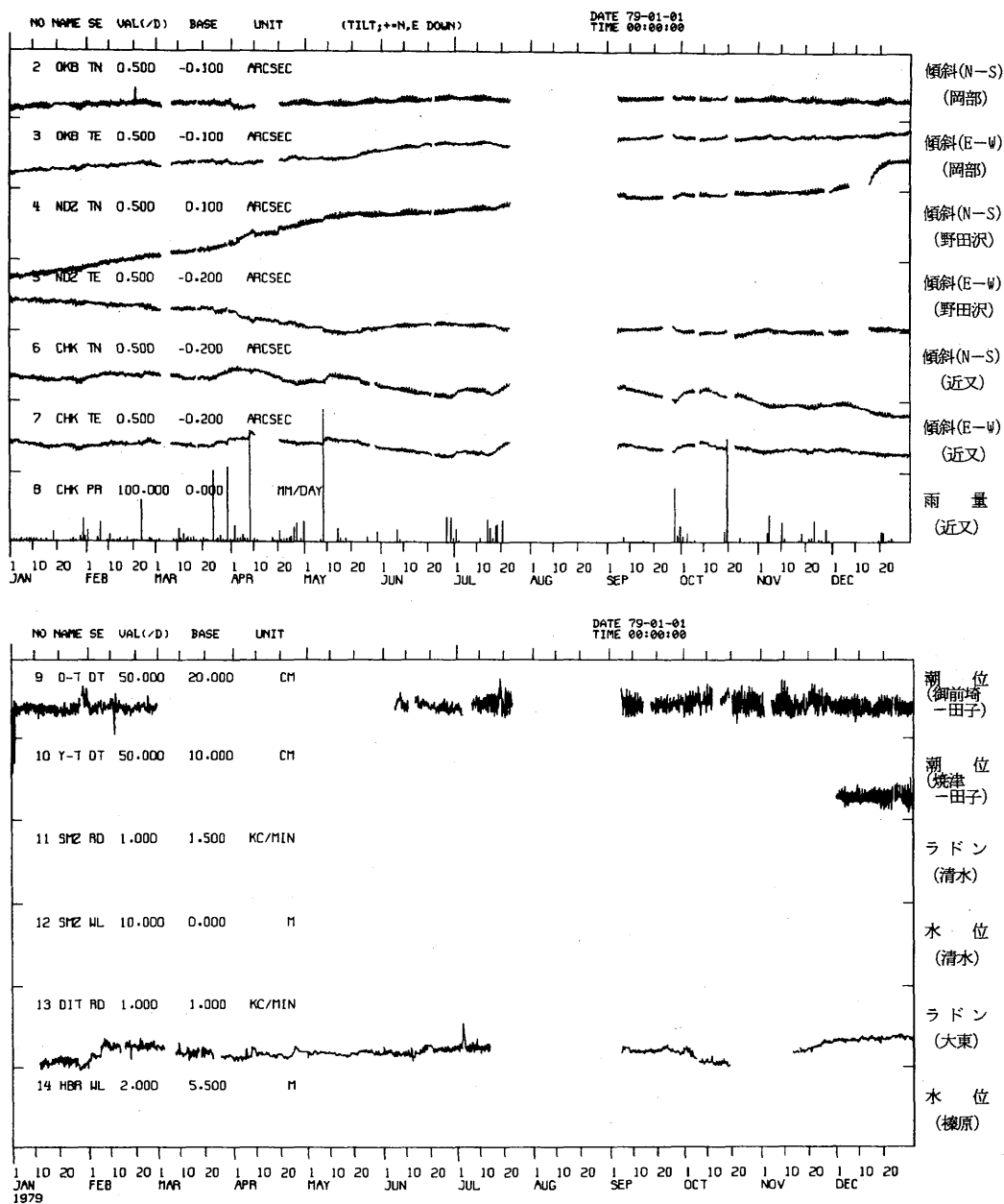


図 2.4.2 A 地殻変動データの処理結果 (1979年)。

観測地点 (NAME) は、岡部 (OKB)、野田沢 (NDZ)、近又 (CHK)、御前崎と田子 (O-T)、焼津と田子 (Y-T)、清水 (SMZ)、大東 (DIT)、および榛原 (HBR) で、検出成分 (SE) は傾斜南北成分 (TN)、傾斜東西成分 (TE)、降水量 (PR)、潮位差 (DT)、ラドン濃度 (RD)、および地下水位 (WL) である。

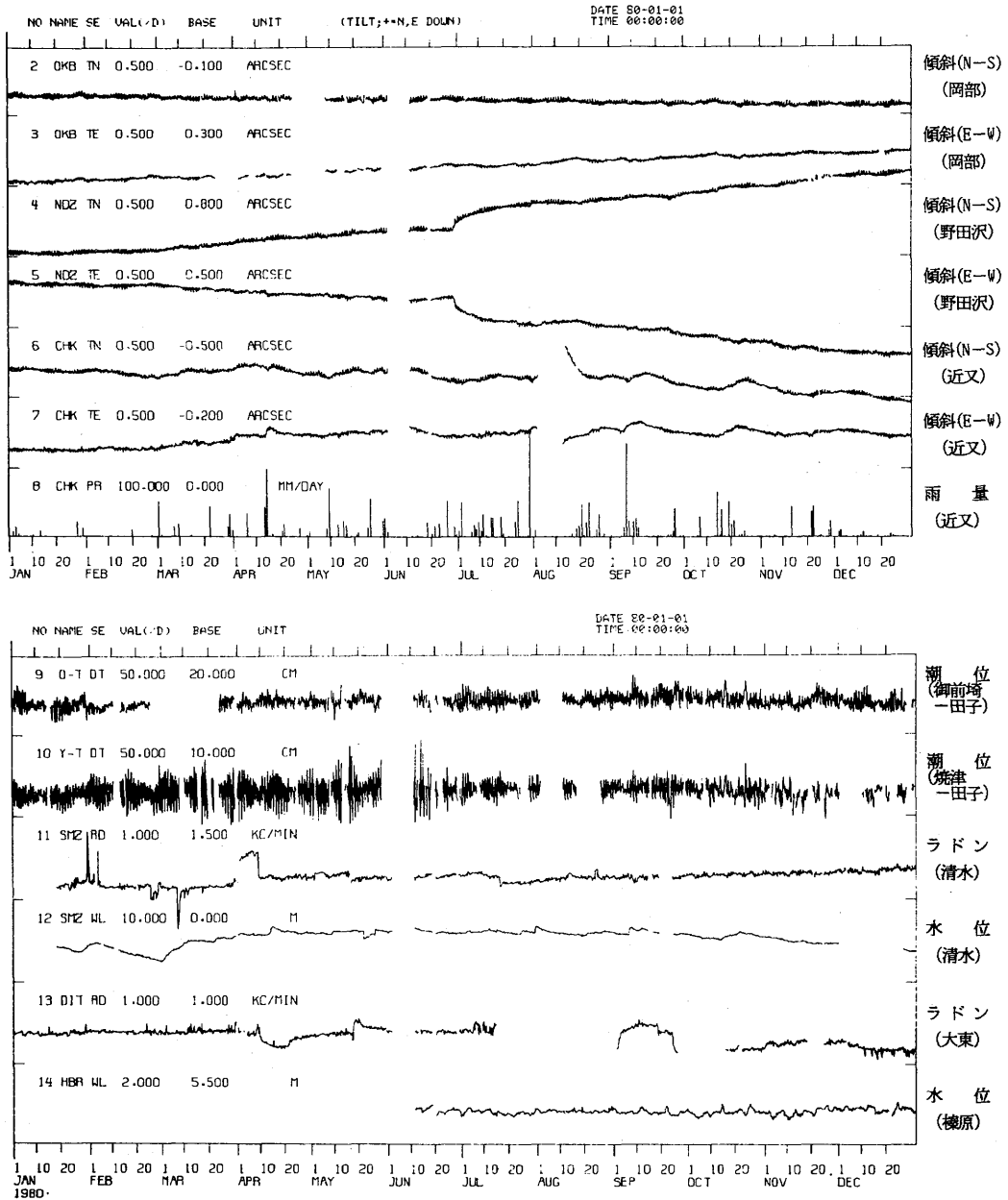


図2.4.2 B 地殻変動データの処理結果 (1980年)。

観測地点 (NAME) は、岡部 (OKB)、野田沢 (NDZ)、近又 (CHK)、御前崎と田子 (O-T)、焼津と田子 (Y-T)、清水 (SMZ)、大東 (DIT)、および榛原 (HBR) で、検出成分 (SE) は傾斜南北成分 (TN)、傾斜東西成分 (TE)、降水量 (PR)、潮位差 (DT)、ラドン濃度 (RD)、および地下水位 (WL) である。

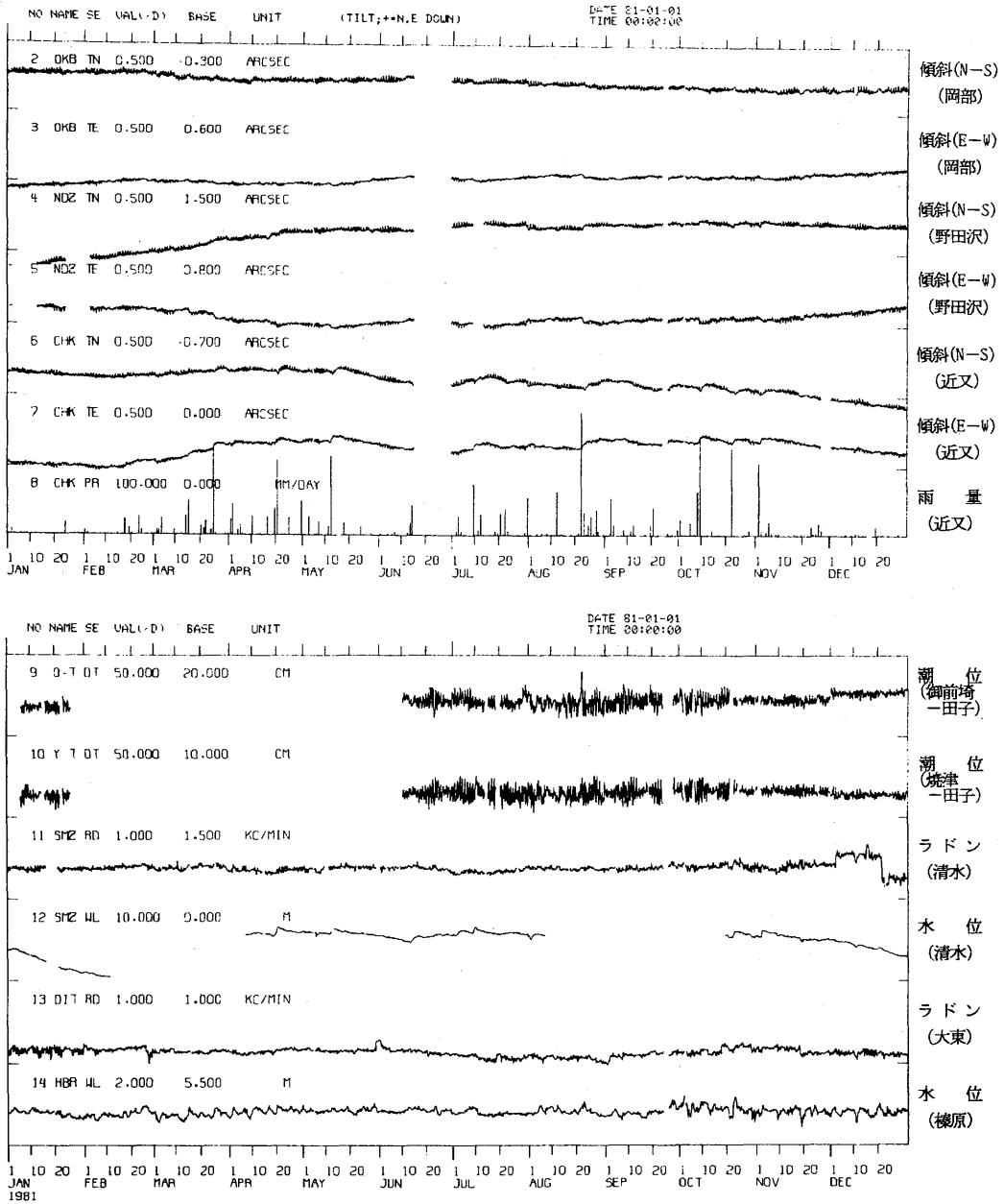


図 2.4.2 C 地殻変動データの処理結果 (1981年)。

観測地点 (NAME) は、岡部 (OKB)、野田沢 (NDZ)、近又 (CHK)、御前崎と田子 (O-T)、焼津と田子 (Y-T)、清水 (SMZ)、大東 (DIT)、および榛原 (HBR) で、検出成分 (SE) は傾斜南北成分 (TN)、傾斜東西成分 (TE)、降水量 (PR)、潮位差 (DT)、ラドン濃度 (RD)、および地下水位 (WL) である。

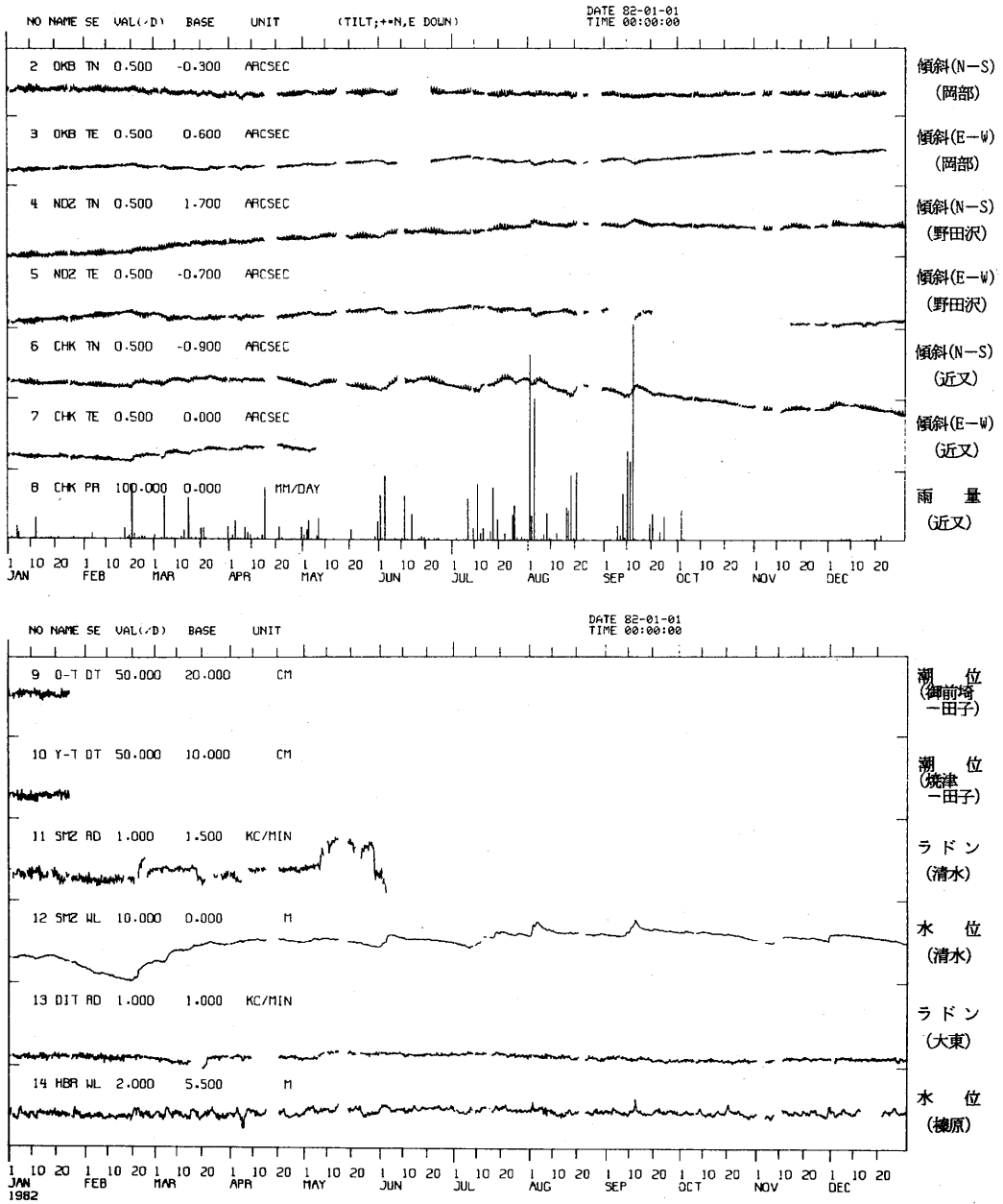


図 2.4.2 D 地殻変動データの処理結果 (1982年)。

観測地点 (NAME) は、岡部 (OKB)、野田沢 (NDZ)、近又 (CHK)、御前崎と田子 (O-T)、焼津と田子 (Y-T)、清水 (SMZ)、大東 (DIT)、および榛原 (HBR) で、検出成分 (SE) は傾斜南北成分 (TN)、傾斜東西成分 (TE)、降水量 (PR)、潮位差 (DT)、ラドン濃度 (RD)、および地下水位 (WL) である。

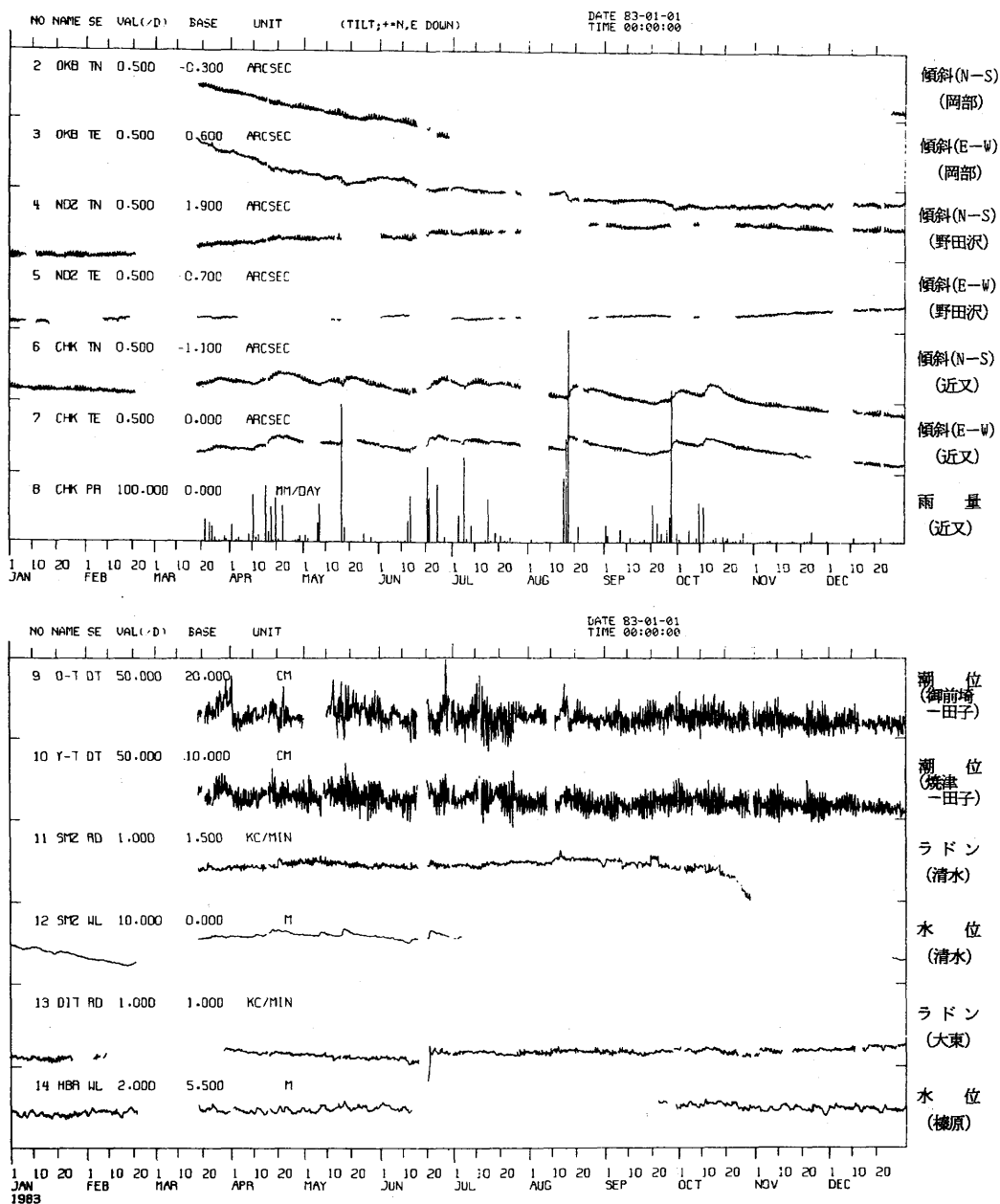


図 2.4.2 E 地殻変動データの処理結果 (1983年)。

観測地点 (NAME) は、岡部 (OKB)、野田沢 (NDZ)、近又 (CHK)、御前崎と田子 (O-T)、焼津と田子 (Y-T)、清水 (SMZ)、大東 (DIT)、および榛原 (HBR) で、検出成分 (SE) は傾斜南北成分 (TN)、傾斜東西成分 (TE)、降水量 (PR)、潮位差 (DT)、ラドン濃度 (RD)、および地下水位 (WL) である。

は、オンラインでデータを処理装置に取り込むことになるので、データ収録関連の障害はほとんどなくなり、欠測は大幅に改善されることが期待できる。

処理装置関連の障害としては、記録再生装置の一部チャンネルの故障があり、その成分だけ欠測となったことがある。リアルタイムで処理しないので、この試験ではミニコン等の故障や点検保守は欠測を生じる原因とならなかったが、装置は年平均3回以上の障害が発生する可能性があり、この対策がかなり困難で設計の重要な力点となることが確認された。

また欠測として扱われていないが、ところどころに異常な変化を示すデータが見られる。時間軸を数10倍に拡大すると、これらはかなり滑らかに変化しており、定常業務的な処理過程では“測器の異常”かどうかを確認できなかった現象である。測器の異常を観測データだけから判別することが困難な場合が少なくないので、実用化の際には、観測を実施している機関と連絡を密にし、測器の作動状況を十分把握する必要があることを確認した。できれば毎時の観測値を観測機関から入手して、処理結果の相互チェックを行う手法が最も効果的なことも確認している。

傾斜や潮位差には潮汐成分がかなり含まれており、図2.4.2では短周期のノイズのように現われている。地殻変動の異常を監視するには、多くの場合潮汐成分を除去した方が好都合である。潮位差は基準面が安定しているので、通常の方法で潮汐定数を求め、天文潮を差し引けばよい。傾斜の場合はかなり大きなトレンドがあるので、それらを除いてから調和分析する必要がある。降水の影響などと比べ、潮汐は明確な現象であり、処理方法に本質的な問題はあまりないようである。なお、降水や気圧の影響を除去することは、各観測機関で試みられており、処理結果が地震予知連絡会等に報告されているが、画一的な手法を採用することはできないことが判った。

2.4.3 地震活動関連データの処理*

(1) 試験の背景

この研究は、できるだけ小さなハードウェア構成によって、地震活動監視に必要な機能をもれなく持たせることを目指して、研究を発足させたにもかかわらず、結果としては、装置の構成規模を大きくしなければ、信頼のおける処理機能を組み上げることは困難であるという結論を出さざるを得なかった。ここではこの経緯を、この実用試験の経過を辿りながら説明する。

地震波は既存の断層が滑ることによって発生し、震源ではかなり立ち上がりの急峻な弾性波として、波動エネルギーが放射されるものと想定されている。しかし、一般に観測点で観測される地震波動には、短周期成分の含有が少なく、地震波初動の波形は必ずしも立ち上がりのはっきりした形状を示すとは限らない。一方、地震の観測点、特に市街地に近接した観測点では、地点により多少の相違は認められるが、人間の活動に起因する振動や、気象状況等による自然現象を発生源とする

* 松本英照：地震火山研究部

振動が重畳して、常に地盤が揺れている。しかもその挙動は、その地点特有の地盤の共振現象により、到来する地震波動と類似した振動性状を示す例が多い。このため、小振幅の地震初動の到来を、その第1波目の立ち上がりから検出して、正確な初動時刻を求めるには、殆ど同振幅の地震波動と雑微動とを正確に区別する必要があり、かなり高度な判断を要する。

したがって、小さな地震から大きな地震まで、また近い地震から遠い地震に至るまでの全ての地震に対し、同じ精度で地震の初動を検測するには、ただ単純に振動の有無をチェックするのみでは、誤認が多く充分でない。また、スレッシュホールドを設けて到来を捉えた検測時刻をそのまま地震計算に使用した場合には、求められた震源の信頼度がかなり低下することは避けられないので、地震波の自動検測には、かなり高度な処理手法を用いる必要があるということは、関係者の常識となっている。

しかしながら、高度な処理には大型のコンピューターが必要となるので、コンピューター価格、特にメモリー価格の急激な下落が始まるまでは、何とか小さなコンピューターで自動処理を行うことができないものかと、小さなコンピューターを使った研究が、気象研究所をはじめとして、一時期地震観測を行っている各機関で一斉に採り上げられた。結果としては、現在気象庁が採用しているような人間介在の半自動処理の手法が、多くの機関で採用されたようである。

同じころ松本(1971、1977)は、小型のコンピューターとその補助装置を用いて、振動振幅の変化の検出による地震初動の全自動検測手法を考案し、その実用的価値について試験を行ったが、小規模な地震の自動検測装置による検測結果では、震央距離が遠くなるに従って急速に精度が低下し、それを用いて求めた震源の精度は、とても実用の域には達し得ないことを確認している。また、その後の研究、例えば菅原ら(1974)、渡辺・勝山(1975)、松村ら(1976)、渡辺ら(1977)などでは、松本の考案に改良を加えた手法で地震の自動検測の可能性を吟味し、これも人間介在の検測に完全には置き換え得ないことを確認して、実用化には踏み切っていない。

これに対し溝上(1974 a、1974 b)、溝上ら(1980)は、横田(1981)による統計的な予測手法を用いる地震初動の検出処理が、人間の判断よりも客観性のある判別能力を示し、さらに半自動検測に比べ、処理に要する時間をかなり短縮することができることを確認し、実用化に踏み切っている。しかしこの成果に対する、当時の国内関係者の評価はまちまちで、特に手法実現に必要なハードウェアの構成が大きすぎるものが、問題視されていたようである。

気象研究所は、時期的に菅原らの研究発表と、溝上等の研究発表との中間に、この研究計画を立て、開発に着手している。したがって、当初は振幅の変化により位相を同定する手法を更に洗練し、その検測値の評価・選別処理に力を入れることによって、震源の決定精度を向上させることを計画し、開発に着手した。これは当時の関連分野の開発状況から見て決して方針を過ったものではない。

しかしながら、その後の多くの研究、例えば、前田(1978)、松本(1977)、渡辺ら(1977)、Allen(1979)、Jonson(1979)、Mcevelly(1982)、Stevenson(1976)、Stewart(1977)などが明らかにして

いるように、この手法をいかに洗練したとしても、得られる検測精度は、原理的に熟練者の処理結果を上回ることはあり得ない。このようなことから、当初の研究方針では、若干の精度の劣化は、観測点の数と観測の能力の強化によって補うことを条件としていた。

すなわち、質の高い観測点を増強し、良質な信号のみによって得られる検測結果を震源計算に用い、評価結果の悪いデータは無視することを前提とした処理方式の開発を、目指していたのである。しかしながら、観測点の増強は仮定の条件であり、この条件を短期間内に満たすことは容易ではない事が判明してきたので、研究途上で急拠方針を変更し、研究計画の後半からは、システムの規模が膨らむことはあっても、現在の観測体制下で実現しうる方式として、横田の手法による検測処理を導入して、それに必要なソフトウェアとハードウェアの検討を併せ行った。このようなことから、開発のツールとして整備した処理システムは、振幅の変化を用いて初動を検測する前半の研究方針に最も適合した構成となっており、後半の研究方針による試験には、かなり機能的に欠ける面が見られている。また、後半の研究方針下では、前半の研究で得られた主要成果さえも、全く補助的な機能を分担するに過ぎなくなってしまった。

一般に、大型な構成を採用する場合には、装置の完全な二重化は現実的ではなく、故障対策がかなり重要な機能の一つとなる。それでここでは、前半の研究で得た成果を活かし、一刻の機能停止も許されない地震監視システムの機能を、システムが一部故障した時応急的に代行させる機構の一部として、この研究で開発した地震判別盤に重要な検測処理の代行を分担させることを検討し、提案をまとめる方針をきめた。

(2) ハードウェアの評価試験

前項でも述べたように、この開発は関連技術の進歩を反映して、着手時と研究の終了時点とでは、得られる検測精度と、震源計算の歩どまりに対する目標設定は大きく引き上げられた。これに対し、開発用に整備したツールの構成は、小規模な構成に即した処理手法の開発を目的とする初期の研究方針によって固定され、大容量のデータを用いた大規模な演算を要する変更後の開発目標に必要な構成へは変更できていない。

このため、変更後の目標を実現するための研究としては、信号処理に関連するアルゴリズム、及び各処理プログラム相互のインターフェイスの部分的な試験と、それに関連したハードウェア構成の検討に作業が限定され、現実的に即した多様な多成分信号の入手法、あるいはその入力を前提とした処理内容等については、机上の検討に止められている。機能別にハードウェアを区分し、試験の内容とその評価結果を以下に示す。なお、処理機能の評価は、必ずしもハードウェアのみによって決定するものではなく、むしろソフトウェア作成手順の巧拙に密接に関係する場合が多いが、ここでは可能なかぎり、両者の貢献度を分離し、ハードウェアの機能の評価に限定してとりまとめを行った。

1) 前処理装置 (地震判別盤)

前処理装置は、8085型のCPUを主体としたマイクロプロセッサによって構成されており、この評価試験の大部分は、直接的に8085型CPUの機能について評価すればよいものと考えていた。ところが企画したシステムでは、管理および操作性を強調するために、オペレーターとの会話処理を各所に採り入れたので、それらの殆どが直列の処理として組み込まれ、処理時間を大幅に消費してしまうことが判明した。OS（オペレーティングシステム、例えばCP/MあるいはMS/DOS等）を持たないマイクロプロセッサから、リアルタイム処理で十分な機能を引き出すには困難があり、下手をすれば8085型CPUの単体から期待される半分程度の処理機能しか引き出せない。

すなわち、高いサンプリングレートで信号を入力しながら、その信号に予定したすべての処理を施していくためには、許容処理時間内には、たかだか4～5種のリアルタイム演算処理しか組み込めないことが、実験により確認されている。このことは、第1世代のマイクロプロセッサの用途の限界を示すとともに、リアルタイム処理のように、処理時間の制約の強い処理に多くの機能を盛り込むには、現状ではまだ、ファームウェアとOSの完備した大型のシステムの使用が必要なことを意味している。

このようなことから、前処理装置で行うことを予定していたS波の検出処理は、後続のミニコンによる処理へ移行させ、前処理装置では、1次・2次の地震判定として、振動振幅の変化の検出と、周期および上下・水平成分の振幅比を用いた地震初動の判定処理と、地震動終止の検出処理のみに機能を限定し、機能試験を行った。これにより、地震の初動については、従来の検出手法に比べ、かなり高い確度で判別できることが確かめられた。

このことは、すでに述べた用途、例えば大型構成の監視システムのバックアップ処理に、この装置を用いれば、有効に機能を発揮することを約束するものであり、前処理装置としては期待どおりの機能を得るには至らなかったが、バックアップ装置の一部として、重要な機能を果たす装置を開発したものと評価できよう。

この間に行った主な試験は

i) 処理速度の限界試験

常数の設定条件をいろいろに変え、組み込んだプログラムの実行に要する時間を測定して、プログラムリストから算定した処理時間と比較し、ハードウェア単体あるいはそれらの組合せによる演算時間を合成した値と、実行速度との間に大きな差は生じていないか、またプログラムの組み込み量の限界設定に、問題はないか等について試験した。その結果は、予想どおり、許容される最大許容時間の約90%程度が、処理の実行で消化されていることが判明し、マイクロプロセッサを用いた前処理装置として、地震判別処理の内容を限定した方針が、正しい選択であることが証明された。

ii) 常数設定機能の試験

処理に必要な常数を、各観測点の信号の状況に応じて設定し、処理の結果を評価した。その結果、デジタルスイッチによる観測点毎の常数の設定方式が、期待どおり有効であり、しかも操作性の

面から望ましい方式であることを確認した。

なお、処理に必要な時間の評価と併行して、1成分の信号処理に1台のプロセッサを充当する方式について検討し、8085クラスのCPUを用いたマイクロプロセッサでも、この開発で採り上げている処理の他に、振動振幅の変化を用いて、S波を検出する程度の処理の追加は可能なことが分かった。しかし、その検出の確度は、組み込みうるプログラムの量から推察して、あまり期待できないことも確認された。一方、新しい高性能マイクロプロセッサの開発と、それに伴う処理機能の向上は急速であり、加えてそれらに組み込まれるOSの開発も進んできている。これらの技術は、例えば比較的近距離の地震を対象とする、直下型地震予知のための野外の観測で得られる地震波形信号等を、簡易に自動処理するのに応用できるので、この技術をまた同規模のシステムとして開発する必要が近い将来に必ず生じるものと予想される。その場合に、この開発で得た経験は、ハードウェアとソフトウェアの双方の設計に直接役立つことが期待される。

2) 主処理装置

監視システムの機能を決定し主要な処理を分担するミニコンと、それによる総合的な評価試験の結果について報告する。

用いるコンピューターの規模の選択は、コンピューターの大型化と相対価格の下落に伴って、めまぐるしく変貌してきている。すなわち、小型でしかも高価なコンピューターの使用しか許されなかった時代には、殆ど選択の余地がなく、あてがわれたハードウェア構成下で、アルゴリズムの創作と同様に、いかに大きな処理までこなすかといった、エンドユーザーによるハードウェア機能の特異な活用手法の創作も、関係者から高い評価を受けていた。しかし最近では、その種の創作にエンドユーザーが時間を費やすよりむしろ、より便利な大型機を導入し、その労力を結果の優劣に関係するアルゴリズムの創作に向ける方が、より建設的であると認識されるようになってきている。

この開発でツールとして用いたミニコンは、主メモリーが360KB、ディスク容量が60MBといった構成となっており、昭和50年代初期のミニコンとすれば、かなり大きな構成に属する装置であった。管理プログラムや組み込みの処理プログラムも整っていたので、かなりの処理能力を期待し、少なくとも監視に必要な情報はすべてリアルタイムでファイルしていくことを目指して、開発に着手したものである。しかし、振り返って見ると、自動処理によって得られる検出情報の精度向上の限界に挑戦するといった面では、開発の方針に積極性が欠けていたことは、認めざるを得ない。

このようなことから当初は、処理の質を高めることよりはむしろ、できるだけ多くの処理をこなすための手順の開発に重点が置かれていた。すなわち地殻変動・地震活動の双方をリアルタイムで監視するための機能として、コンピューターの主メモリーを分割し、最低限次の5種類の処理を同時にこなす機能の実現を目指した。

- i) 地殻変動データの入力と監視
- ii) 地震発生の判定と地震波形データの入力

- iii) オンラインの震源計算とその評価及び再検測再計算の制御
- iv) 地殻変動データの編集・検測と地震波形データの再検測及び計算結果の再編集
- v) 集録データを用いた各種の解析・処理とその出力表示

これら各種の処理プログラムを組み込み、ハードウェアとソフトウェアの両面から機能試験を行うことを計画した。この試験に際しては、ハードウェアの構成面では、試験用という理由で、それぞれの処理で必要とする入出力装置の全数は用意されておらず、共通するものは切換使用を前提としているので、全機能の同時評価の試験を行うことは原理的に不可能であった。

したがってここでは、個々の処理あるいは組み合わせが可能な最大3種までの処理の、同時試験の結果に基づいてのみ評価を行う。

ハードウェアの構成に関する主な評価は、次のとおりである。

i) 地殻変動データの入力と監視に関してはメモリーを約56KB割り当てて実験を行った。データの入力速度が遅く入力成分数も少なかったので、リアルタイム処理に特に大きな問題は起きていない。なお、データの入手法に地震活動とは異なる方式を採用して実験することによって、地殻変動データの受信端末とのインターフェイスには、ルーズカップル方式（通信結合方式）の採用も可能なことが確認された。

ii) 地震発生の検出と波形信号の入力処理には、約78KBのメモリーを割り当てて実験を行った。この処理は、地震活動の監視に必要な処理に対する、ミニコンの窓口ともいべき処理であり、この処理が信頼ができなければ、処理系全体の機能は麻痺してしまう。入出力制御装置を介したミニコンと地震判別装置との情報交換、あるいは信号遅延装置との信号の授受は、この開発のハードウェア構成上の一つの重要検討事項であったが、マイクロプロセッサとミニコンの結合手法に関する周辺技術が進んだので、ハードウェアの設計手法には特に問題がないことが確認された。

iii) オンラインの震源計算とその結果の評価等に関する処理には、約110KBのメモリーを割り当てて実験を行った。震源計算には一般に、80KB程度を割り当てれば正常に演算が進むと思われていたので、走時表をメモリーに搭載しない形式の演算プログラムを用いて実験を行った。実験に際し、不良検測データが混じり、震源の解が求めにくい状況が生じた場合に、震源計算は不能と判断ができるまでに5分以上を経過し、1地震あたりの処理時間を3分以内という当初の計画どおりに、処理が終了しない現象が多発した。原因は、震源計算のプログラムにオーバーレイ構造を用いたため、それがディスクアクセスの面で他のリアルタイム処理と競合し、演算効率が低下したことから確認された。これは単にソフトウェア構成手法だけの問題ではなく、ハードウェアの構成、特にメモリー領域に、走時表までを搭載して実行させることが、最も良い解決法であることを示唆する。

一方、初動検出のための、AR法による地震波形の精密検測には、最も計算量の少ない簡易な手法を用いても、この開発ツールの演算速度では、16成分の入力全信号を対象にリアルタイム処理する

ことは不可能なことが判明したので、この開発研究ではとりあえず、区間を指定し限定した成分に対する検測のみで、この検測プログラムの実験と評価を行い、必要な演算時間を推算した。

iv) 地殻変動データの編集、検測と地震波形データの再検測、及びデータ再編集に当っては、約90 KBのメモリーを割り当て、バッチ処理は、全てこのメモリー領域を使用して試験を実施した。

バッチ処理であり、しかもごく普通の計算処理を行っているだけなので、ハードウェア面で特に問題は生じていないが、入出力装置の不足が処理作業に混乱を与えるのみならず、誤操作を誘発して、時にはリアルタイムの処理を停止させてしまうことを経験した。実用システムでは、主要な処理には専用の入出力装置を十分に割り当てる方針を採る必要があることを確認した。

v) 収録データを用いた各種の解析処理の出力表示には、残り約15 KBを割り当て、オンラインの定型情報出力の印刷処理と共用し、リアルタイム処理とバッチ処理の双方から同一の入出力装置を使用する手法の実験を採り上げた。前項同様に、入出力装置の不足が作成時期の異なるプログラムの稼動に混乱をもたらしたが、本質的な問題は発見されていない。

なお、検測に係る評価は全プログラムの一斉稼動が不可能であったので、完全な評価となり得ないことが判った。したがって、この件に関しては、紙面を替えて報告する。

参 考 文 献

- 前田 函、1978：地震・地殻変動テレメーターデータ処理装置、北海道大学理学部地震予知観測センター、地震観測センター速報、3、1-7。
- 松本英照、1977：自動処理システムについて（その1）—処理能力—、和歌山微小地震観測所季報、15、1-4。
- 松村正三、浜田和郎、1976：計算機による地震波の自動読取りについて、地震2、29、383-394。
- 溝上 恵、1974：テレメーター化にともなう地震処理システムについての検討、和歌山微小地震観測所季報、2、7-33。
- 溝上 恵、1974：テレメーター化にともなう地震データ処理システムについての検討その2、ソフトウェアシステム、和歌山微小地震観測所季報、3、34-43。
- 溝上 恵、中村 功、萩原弘子、千葉平八郎、吉田 満、1980：1980年伊豆半島東方沖の群発地震のリアルタイム検測—システムの稼動実験—、地震研究所彙報、55、949-1015。
- 菅原正己、勝山ヨン子、大村一夫、福井隆文、1974：微小地震の自動検出手法について、国立防災科学技術センター研究報告、9、1-9。
- 渡辺一郎、勝山ヨン子、1975：微小地震の自動検出手法について（第2報）、国立防災科学技術センター研究報告、12、27-51。
- 渡辺 晃、黒磯章夫、1977：阿武山地震観測所における微小地震の自動処理について、地震2、30、115-118。
- 横田 崇、1981：地震波信号の時系列解析と自動検出処理への適用、A Thesis Submitted to the University of Tokyo, for the Degree of Doctor of Science.

- Allen, R. V., 1978 : Automatic earthquakes recognition and timing from signal traces. Bull. Seism. Soc. Am., **68**, 1521-1532.
- Jonson, C. E., 1979 : CEDAR-An approach to the computer automation of shortperiod local seismic networks. In Partial Fulfilment of the Degreee of Doctonr of Phylosoppy, Calif. Init. Tech.
- Mcevilly, T. V. and Majer, E. L., 1982 : ASP : Automated seismic processor for microearthquake networks. Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 303-325.
- Stevenson, P. R., 1976 : Microearthququake at Flathead Lake, Montana, study using automatic earthquake Processing. Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 61-80.
- Stewart, S. W., 1977 : Real-time detection and location of local seismic events in central california. Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 433-452.

2.5 まとめ*

2.5.1 実験の終了にあたって

予知の手段として策定され、試行錯誤を重ねてきた各種の観測とそのデータ処理手法は、理論的な研究の進展と周辺技術の向上に支えられ、急速な変貌を遂げつつある。このようなことから気象庁の地震業務は、これらの洗練された手法を反映させて、高度な観測 [気象研究所 (1983)] と処理装置の早急な再整備に取り組まなければ、地震予知に対する気象庁への社会的信頼への裏切りにかねない状況となってきた。

この研究は、進展を続ける観測・処理の技法とそれに関連する予知手法とを吟味して、業務の永年計画へ資するとともに、関連する研究・開発の将来予測も採り上げ、それによって浮上してきた新しい技術の開発を手掛けたものである。

この間にも、処理に用いるコンピューターのコストパフォーマンスは向上し、装置規模に関する経済的な制約も僅かながら緩和されてきた。したがって、関連機関でのリアルタイムデータ処理技術の開発対象は、ハードウェアを小規模にするための追及よりはむしろ、ハードウェア規模にはこだわらない高度な処理論理の追求へと移行していったようである。

このため、この期間中に大学での研究が実り、実用化のための追試を行う段階に至った処理手法の多くは、処理精度の面で格段の進歩を示す一方、用いる装置には、だんだん大規模な構成を必要とするようになってきている。このような状況下で、5年先を予測して業務用の監視装置のシステム設計を行うためには、かなり大胆な意識の革命を必要とし、機能やハードウェア構成には、未来予測も取り入れ斬新な目標を設定することが求められる。

* 松本英照：地震火山研究部

さいわい、大学で最新の技術開発に携わり、未来予測に必要な情報と、コンピューターの新しい利用感覚を修得してきた研究者の参加を得たので、これらの問題を一挙に解決して開発作業を終了させ、59年度からはその成果を、気象庁の業務計画に反映させるための作業へ取り組んでいる。その際に行った整備目標の設計（概念設計）は、この研究の重要な成果の1つであり、これには一般の研究とは異なった面で、特に厳しい時代の先取り感覚と緻密な未来予測の成果が盛り込まれ、少なくとも、5年以上は陳腐化することのない策定を行い得たことを確信している。

これらの策定の背景を示すために2.5.2~2.5.4項では、主として関連各機関のデータ処理体制の動向について報告し、気象研究所の研究の位置づけを行ってみたい。

2.5.2 地震波形処理技術のあゆみ

ウィーヘルト地震計や強震計が、地震観測の主力となっていた昭和30年以前には、観測される地震の数は少なく、全国を対象とした気象庁の観測網でさえも、震源の決められる地震の数は、月平均で10個にも及ばなかった。これに対し、昭和30年以降は、微小な地震までを対象とした研究が脚光を浴び、電子機器を用いた高感度な観測が普及し、更にその研究成果が認められて地震予知の計画に盛り込まれるに至って、観測される地震数は飛躍的に増大した。気象庁を例にとってみても、決定される震源の数は、月平均で300個を超え、験測作業を人力のみに依ることは困難になってきている。

このようなことから地震予知に関連して、微小地震を対象とした観測を展開してきた各研究機関では、観測と験測を規格化し、験測結果の普遍性を高め、個人差の原因となる人間の介在を除去した験測を行う手法を確立したいという願望と、験測に要する研究者の労力を軽減したいという願望にせまられて、長い年月をかけたかなりの数の研究者〔例えば、浜口・鈴木（1979）、渡辺ら（1976）、横田（1981）、森田ら（1984）〕が、関連の研究に取り込んできている。

Matumoto(1966)は1966年に、殆ど無数に近く発生していた松代の群発微小地震を観測するために、ハードロジック回路を組み合わせて構成した装置を用いて、初動時刻・S波到着時刻、地震波の到来方向、終止時刻等を活字で出力する装置を開発した。これが日本で最初に、地震波信号のオンラインリアルタイム方式による自動験測を手掛けた研究と言えよう。その後松本ら（1971）および松本（1977）は、1967年から、主メモリーが約4KBの小型のミニコンを用い、前出の処理内容をコンピューター処理に置き換え、処理の追加と精度の向上に成功したが、必要な精度と信頼度を得るには至らなかった。

1970年以降になって、関連の各大学のうち、京都大学が簡易なオンライン方式〔渡辺ら（1977）〕、東北大学が可視記録を介在させたオフライン方式で、地震験測の補助装置を開発し、地震波形自動処理の実用化の口火を切っている。気象研究所では、地震波形をグラフィックディスプレイの管面上で験測し、その読み取り結果を直接震源計算に連動させる手法を市川（1980）および市川ら（1980）

が、昭和45年度から4年の年月をかけて開発し、半自動検測装置の整備計画に反映させ、49年度から気象庁の地震の検測業務に用いている。

ここでこれらの開発を、地震波形自動処理技術の進展過程における第1期と定義すれば、1979年から年次を追って整備されてきた各大学の処理システムは、技術的な内容あるいは装置規模の面から見て、かなり異質な開発、すなわち第2期の開発として位置づけることができる。関連大学における、第1期と第2期の開発の主な相違点は、第1期に開発された処理システムでは、主メモリーが16キロワード程度の、第1世代のミニコンを用いた簡易な処理に限定されて、しかもまだ人間の介入を条件としていたのに対し、第2期の開発では、主メモリーが500KBを超え、更に補助メモリーとして、100MBを超える容量のディスクを備えた大型でしかも複数の、第2あるいは第3世代のミニコンを用いて、かなり高度な処理を行い、人間の介入なしでもかなりの処理をこなすようになってきていることである。

これに比較すると、国立防災科学センターでは、一つの機関としては、観測網の規模が、単独の大学の観測点の3倍を超えるようになったので、現在使用中の第1期の自動処理装置では、しばしば定常処理に支障を来すようになった。そのため第2期の装置として、汎用の中型機を含む大構成な処理システムを計画する等、大量データの処理といった面では、大学とは一味異なった開発に取り組んでいる。

この間気象庁では、資料伝送網の整備が進められ、その結果、管区气象台単位で管面表示法による半自動検測が行われるようになり、地方官署を含めたコンピューターによる波形処理のシステムの基盤が、ようやくでき上がってきている。

表2.5.1に、地震予知に関連する研究機関の、地震波形処理システムの整備状況を示す。この表から分るように、整備年次の相違によって、使用するコンピューターが、第2世代の16ビットのミニコンから、第3世代の32ビットミニコン、あるいは汎用コンピューターへと移行しつつあることが、この数年間における処理手法の変化を反映して特徴的である。地震波形処理技術の開発は、研究観測に携わる研究者によって手掛けられ、その実用性が確認されてから、業務観測へ移植されているといった面では、理想的な研究開発課程を踏んで、研究と業務の調和が図られながら進歩してきており、処理の規格化といった面では、ほぼ満足できるレベルにまで達したものと評価できる。

気象庁は、大学等の研究機関とは異なり、地震予知の最前線で、観測とそれによって得られる処理情報によって、大規模地震発生の可能性を常時監視することが求められている。このためには、客観性のある処理結果をいつでも即時に提供できる体制の、緊急な整備が必要であり、よい観測システムと、よい処理システムを車の両輪として、名実ともに地震予知の責任を全うする体制を確立する必要がある。そのための技術的な裏付けは、この研究によって着実に補強され、最新技術の導入も十分に検討されたので、自動検測技術とコンピューターの利用技術の先端に位置づけられる装置を、設計することが可能となったと判断している。

表 2.5.1 関連研究機関における地震波自動検測システムの整備状況

	装置規模	観測点数	整備年度	備考
北海道大学	MS-190(NEC) 1台 小型ミニコン 1台	15(自己)+8(他機関)	昭和58年度 昭和59年度	MS-190…スーパーミニコン
東北大学	OKITACSYSTM 50-60 2台 OKITAC V-65 1台	19(自己)+16(他機関)	昭和56年度 昭和57年度	
東京大学 地震研究所 南海道ネット	MS-50(NEC) 3台 MS-50 3台	17(自己)+24(他機関) 16(自己)+8(他機関)	昭和54~55年度 昭和56~57年度	
名古屋大学	ECLIPSE-S 140(DG) 1台 NOVA-3(DG) 1台 MP-100(DG) 1台	16(自己)+18(他機関)	昭和55~56年度	DG: データジェネラル社
京都大学 理学部	OKITACSYSTM 50-60 1台 MP-85(OKI) 6台	12(自己)+12(他機関)	昭和55~56年度	
京都大学 防災研究所	E-800(HITACHI) 2台	21(自己)+9(他機関)	昭和58年度	E-800…スーパーミニコン
科学技術庁 防災センター	汎用中型 1台 スーパーミニコン 2台	地震計 66 傾斜計 23 歪計 2	昭和59~年度	59年度に設計開始・詳細未定
CALTEC (バサディナ)	NOVA-820(DG) 1台 ECLIPSE-S 230(DG) 1台	最高 140	昭和51~54年度	南カリフォルニア観測網
UCB (バークレイ)	VAX-11(DE) 1台 1802(RCA)	最高 127	昭和54~57年度	商品名Q-LOGとして発売 北カリフォルニア観測網 DE: デジタルエキュメント社

2.5.3 処理技術の展望

オンライン処理に適したコンピューターとして、昭和40年代の初期に日本にも登場してきた第1世代のミニコンは、主メモリーとして4キロワード、補助メモリーや管理プログラム(OS)がなく、入出力装置は紙テープリーダーとテレタイプといった程度の構成が多かった。これらの装置は速度も遅く、周辺機器も少ないので、現在では殆ど個人の専用機化しているハンドヘルドクラスのコンピューターにも及ばない機能しか発揮できなかつたが、価格は数百万円以上もして、研究機関でも容易に購入することはできなかつたようである。

それが、約20年を経た今日では、既にメモリー1MB以下の第2世代のミニコンの時代も終期を迎え、第2世代の代表的なものとして一世を風びした、DEC社のPDPシリーズのミニコンさえも殆ど姿を消して、現在では第3世代ミニコンのトップバッターとして登場してきた、同社のVAX-11に置き換えられつつある。さらに最近はそのVAX-11代表される処理速度1MIPS*クラスのスーパーミニコンさえも、計算速度の面ではそろそろ時代遅れといわれるようになってきている。

このように、コンピューターの世代交代は、急速である。また、要求される処理の内容は年々複

*MIPS: 毎秒1,000,000命令を実行する速度。

雑化し、OSの巨大化もあって、必要な主メモリーサイズが大きくなっていく傾向が強い。さらに、処理の高度化に伴い、データ等を蓄えるために必要な補助的なメモリー容量も年々増大し、光ディスクが出現するに至って、ミニコン使用の処理システムでも、ギガバイト単位の補助メモリーを実装することは、技術的にも経済的にもかなり容易となってきた。

一方、マイクロプロセッサの開発競争も激しく、これを応用した多機能な処理装置も容易に入手できる状況になってきた。通信制御あるいは図形表示等、従来はコンピューターの稼働能率を低下させることで敬遠されていた処理を、マイクロコンピューターに分担されることにより、ホストコンピューターの負荷を軽減させる手法もかなり普及してきている [檜皮ら(1980)]。

このように、マイクロコンピューターもミニコンピューターも、それぞれ得意な分野での機能は限りなく前進を続けている。そこで、これらを組み合わせて通信系と処理系を一体化し、効率よく地震活動を監視するかなり大規模なシステムを構成することは容易であり、一連のリアルタイム処理を経てデータベースを作成し、即時的な大地震発生の可能性の判定に役立てることは、夢ではなくなってきた。

2.5.4 データ処理体制の強化にむけて

この小節では、これまでに行ったこれらの技術検討にそって、将来の業務に向けた地震活動総合監視システムの導入に関する問題点を概観してみよう。

気象研究所の開発目標が、当初計画に比べより高性能を求める方向へ途中で修正せざるを得なかった事情が物語るように、最近の関連技術の進歩速度には目を見張るものがあり、従来より大幅に関連技術の将来予測が困難となっていることをこの研究報告から読み取って頂ければ幸いである。またこのような経緯を反面教師として、今後この種の大型な整備計画を立てる場合には、可能な限り、斬新な装置と新しい手法を取り入れる努力が必要なことをまず提言しておきたい。また、最近の社会通念として、良くも悪くもコンピューターの導入に際しては、ほぼ5年間という耐用期間が常識化してきており、これを超えて使用する場合は、機能は陳腐化し、保守の困難さが増大してくる可能性が強く、これを避けるためにも、最も新しい装置の採用が必要である。この2点の主張は、可能な限り既存の技術と使い込まれた装置を採用するといった、従来の業務的な観測、処理装置の設計方針とは、大きく矛盾するものであるが、この開発研究で得た重要な結論であるから、あえて問題点としてあげておこう。

次に、採用すべきコンピューターの条件についてまとめてみよう。気象庁では、管区气象台単位で業務を分担し、機能を分散することによって、不事の障害対策を画ってきているので、ここではとりあえず、特に緊急性の高い東京地区に設置すべき処理システムの構成について、考察することとする。

東京管区气象台の分担地区には、地震予知に関連して2つの観測強化地域(内1つは地震防災対

策強化地域)が指定されているが、データの集中あるいは処理に関しては、この2つの地域を1つの観測・処理ユニットにまとめて装置全体を管理運営することが効率的である。この場合、処理システムに入力される観測信号の成分数は、今後の整備予定を含めると、地震波形信号で300成分以上、地殻変動信号で300成分以上が想定されている。

気象庁内には現在地震予知関連の観測データとして、Lアデスによる津波監視・地震調査用の信号に、東海・南関東の強化特別観測の信号が加えられ、更に関連他機関から提供される多種・多様な信号が収集されている。これらの信号は、整備年代あるいは提供機関の相違によって、データの形態あるいはサンプリング数等が異なっているが、コンピューターによる一括処理を望むならば、これらは統一することが必要である。

このようなことから、データの形式を統一することを前提に、発生するデータ量を計算してみると、例えば、地震波形データを毎秒100サンプリング、地殻変動データを毎秒1サンプリングとした場合には、1秒間に60KB以上のデータが発生するので、少なくともその30秒から40秒間のデータエリア、すなわち1MB以上のメモリーを持つコンピューターを必要とすることがわかる。一方、保存を必要とするデータ量は、抜取の地震波形データ(20~30地震分)で約100MB/日、連続の地殻変動データで約50MB/日程度が想定されるので、コンピューターには、このような大容量データの管理プログラムと、補助メモリー装置の運用プログラムを具備していることが必要となる。

さらに、100サンプリング/秒、300成分のデータに対し、そのサンプリング間隔内にリアルタイムで1つの処理を行うだけでも、単純計算で約3MIPSの計算速度を必要とする。もちろん、実際には処理手順を工夫し不要データの間引き使用あるいは大量データの一括処理等を行って、必要な計算速度を低く抑えることはできるが、本質的にかなり高速な演算を必要とすることには変りはなく、これは使用するコンピューターに課せられる絶対的な条件である。

以上、3つの条件を満たすには、現状ではまだ汎用コンピューター(メインフレーム)か、特定のスーパーミニコンの使用が必要であるが、この研究での検討では、複数のスーパーミニコンの使用が望ましいという結論を得ている。

最近、中型のメインフレームとスーパーミニコン、あるいは小型ミニコンと新型のパソコン相互では、演算機能の面では徐々に差がつかまってきている。このため、最近ではメーカーのカタログ等に表示される機種の使用区分の指針には、処理内容と適応機種の区分境界は明確さが欠けるようになってきている。しかし、メインフレームはあくまでも演算の高速化と大規模演算の実現を追求することによって成長してきた機種であり、リアルタイム処理に関する機能と、そのソフトウェアのサポート強化への取り組みは、むしろ避けて来た経緯がある。したがって、リアルタイム処理を主としたシステムを組む場合には、コストパフォーマンスの面で制御用として誕生し成長してきたミニコンの方が優れている。

一方、パソコンを含むマイクロプロセッサの機能は急速に拡張されつつあり、ハードウェア面

でのミニコンとパソコンの機能差は、ミニコンが追いつかれることは間違いない。しかし、ミニコンには約20年の稼働実績があって膨大なソフトウェアの蓄積があり、それらを総合した機能を評価すれば、オンラインリアルタイム処理に関するミニコンの優位は当面は動かし難いものと思われる。

このような理由から、新しい整備に際しては、スーパーミニコンによって必要な機能を得ることが望ましいものと判断した。スーパーミニコンで使用不可能な入出力装置や、インターフェイス技術を検討し、得た結論のとりまとめを、図2.1.3に示した構成の決定に反映させ、研究成果の活用を図った。

以上、気象庁の地震予知に関係したデータ処理体制の強化に必要な問題を検討し、まとめてみたが、これらはいくまでも技術面からみた提言であり、運用その他に関して、変更を要する部分も当然起きるであろう。

参 考 文 献

- 市川政治、1980：地震記録自動処理装置、*験震時報*、**44**、55-74。
- 市川政治、藤沢 格、吉田 弘、1980：震源計算処理と処理結果、*験震時報*、**44**、75-85。
- 浜口博之、鈴木次郎、1979：微小地震P波初動の自動検測とその信頼性について、文部省自然災害特別研究成果、No. A-54-2、62-83。
- 檜久義、柏原静雄、浜田信生、1980：マイクロコンピュータを地震観測に応用する試みについて、*験震時報*、**45**、9-27。
- 気象研究所地震火山研究部、1983：83型強震計の開発、*気象研究所技術報告*、第7号
- 松本英照、宮村攝三、1971：地震と電子計測、*電子計測*、**11**、No. 2、2-10。
- 松本英照、1977：自動処理システムについて（その1）—処理能力—、*和歌山微小地震観測所季報*、**15**、1-4。
- 森田裕一、浜口博之、1984：自己回帰過程による地震波初動の自動検測とその信頼区間、*地震* **2**、**37**、281-294。
- 渡辺一郎、菅原正己、福井隆文、勝山ヨシ子、1976：微小地震の自動検測手法について（第3報）—自動検測の試み—、*国立防災科学技術センター研究報告*、**15**、33-47。
- 渡辺 晃、黒磯章夫、1977：阿武山地震観測所における微小地震の自動処理について、*地震* **2**、**30**、115-118。
- 横田 崇、1981：地震波信号の時系列解析と自動検測処理への適用、A Thesis Submitted to the University of Tokyo, for the Degree of Doctor of Science.

第3章 自動検測手法の研究*

3.1 はじめに

近年、地震活動の早期把握の必要性から、震源決定の即時性および精度の向上が急務となっている。これらの要求に応えるべく、観測網の拡大・充実、観測方式の近代化等が実施され、テレメータ方式による集中観測が一般的に行われるようになってきた。このため、多量の地震波信号を自動的に、しかも高速・高精度で処理するための方式の開発が、地震計測の重要な課題となってきた。

地震波信号の処理は、大別すると、

- i) 地動に含まれる地震波信号の検出
- ii) P波、S波の初動時刻の決定

の2段階に分かれる。i)の処理は、信号系列の中に地震波が含まれているか否かを判別するもので、ii)の処理は、i)の処理の後、震源計算のための観測情報を得るものである。震源位置の決定精度は、観測網の幾何学的形状と関係し複雑であるが、初動時刻の決定精度に依存することは言うまでもない。このため、ii)の初動時刻の決定は、十分な配慮の下で行わなければならない。

従来、これらの処理は人間が行っており、永年の経験と慎重な配慮の下で作業を実施するという意味から、『**検測**』（例えば、P波検測、S波検測）と呼ばれてきたようである。しかしながら、検測者の経験や主観の相違によってその結果が多少異なることは避けられない。最近では、このような主観的方法によらず、統計的モデルに従って処理することが可能となってきた。この新しい方法では、統計的合理性に基づき、客観的な検査・検定をして測定を行うので、『**検測**』と称し、従来の『**検測**』と区別して使うこととする。

地震波信号の自動処理の一つに、1960年代に地下核爆発の探知のために考察されたもので、規則的に配置した群列地震計による手法がある [Carpenter (1965)、Green et. al. (1965)、Carpon (1969)]。この処理方式は、多数の観測点からのコヒーレント (Coherent) な信号の重ね合わせによる雑音除去を基礎として組立てられている。群列地震計は、地下核爆発の探知だけでなく、遠地地震の観測にも広く利用されている。

1970年代に入ると、地震予知研究に関連して、多くの微小地震観測網が展開されるようになった。しかし、遠地地震の波形信号と異なり、観測網の近傍に発生する地震の波形信号は、同一地震でも

*横田 崇：地震火山研究部

観測点ごとの地震波信号に類似性が見られないのが普通である。そのため、通常我々が対象とする地震観測網における自動検出処理では、群列式地震計のそれとは事情を異にし、インコヒーレント (incoherent) な地震波信号を取り扱わねばならない。したがって、コヒーレントな地震波信号を前提とした群列式地震計における自動検出処理の方式を、通常の観測網へ適用することはできない。また、通常の観測網では、観測点の配置が幾何学的に不規則であり、群列式地震計とはその性格を異にする。このような事情から、それぞれの観測点からの信号を一つ一つ個別に検出処理する方式を採用する必要がある。さらに、地動(常時微動)そのものが変化するうえに、人工的振動も加わる場合もある。すなわち、地震波信号以外を通常、地動雑音と呼んでいるが、この地動雑音そのものが多様であり、自動検出方式の開発を困難にしている要因ともなっている。

このような自動処理方式の困難さにもかかわらず、従来より様々な方式が開発されてきた [例えば、渡辺ら (1975)、渡辺・黒磯 (1977)、Stewart (1977)、Allen (1978)、Anderson (1978)、市川 (1980)]。これらの方式の代表的なものは、ある種のフィルターあるいは特性関数からの出力の長期的平均値 (long-term average) と短期的平均値 (short-term average) との比較から地震波信号の検出および初動時刻を決定する方式である。しかし、これらの手法は経験的要素を多分に含み、必ずしも十分な合理性を持つ手法とはいえない。

地震波信号の検出手法としては、Freiberger (1963) の信号検出手法を基礎とし、Walsh 関数を適用した手法がある [Goforth and Herrin (1981)]。これは、近似された尤度比の判別基準の設定等に人間の介入を要するが、地震波信号の検出に関しては、最も検出的な手法と言えよう。従来の手法が以下で述べる検出的な手法からかけ離れていた要因としては、使用された計算機の能力からの制約も大きかった。

一方、地震波信号の自動処理において、最も重要な初動時刻の決定に、統計学的概念を導入した手法の開発が行われた。白井・徳弘 (1979) は、AR モデルで地震波信号を表現し、ベイズの手法に基づき処理する方式を提案した。彼らの方法を適用して、浜口・鈴木 (1979)、森田・浜口 (1981) は、P 波、S 波の初動時刻の決定を試みた。しかし、彼らの手法は、1 時点毎にベイズの手法を適用して信号か否かの判別を行う方式のため、不安定で尤度比の系列を平滑化して再評価する必要に迫られた。

横田ら (1981) は、Ozaki and Tong (1975)、Kitagawa and Akaike (1978) らによる局所定常という概念を利用し、ある非定常区間を定常な2つの区間に分割する手法により、到着時刻の決定を行った。これより、数学的客観性を保ち、合理的に初動時刻の決定が実用化できるようになった。

以上、地震波信号の処理手法の変遷について述べたが、同様な問題は他の地球物理関係のデータについても言える。例えば、地殻変動関係データの処理では、地震発生前の異常の検出が地震予知のための重要課題となっている。Ishii (1976) は、チェビシェフ多項式を、石川・宮武 (1978) は AR モデルを、大内・高橋 (1981) は IAR モデルを、橋爪・三雲 (1983) は多成分 ARIMA モデル

を用いて、それぞれ異常の検出を試みている。地殻変動関係のデータは、トレンド成分や季節変動成分等の多種類が混合したものであり、これら成分の分離も含めたより一般的な手法が開発されている [例えば、Ishiguro et. al. (1981)]。岡田・高橋 (第6章) は Ishiguro et. al. (1981) の方法を用いて、検潮データから地殻変動の解析を行っている。また、検潮データに関しては、津波到着時刻の決定問題などもある。

地震波信号、地殻変動関係の信号、検潮信号等の処理は、それぞれに含まれる信号を検出する点において、本質的に同じである。このようなことから本報告では、異常の検出という観点から処理の内容に一般性を持たせ、

i) 信号検出

ii) 信号出現時刻の決定

のための自動検出手法について述べる。

本章は6節からなり、以下の各節の内容は次の通りである。

3.2節『信号検出』では、信号検出問題の基本的手法について述べる。

3.3節『雑音の中の信号検出』では、実際的な時系列データの信号検出手法を扱う。

3.4節『信号出現時刻の決定』では、横田らの手法を一般化した形で記述する。

3.5節『地震波信号における相の同定』では、特に地震波信号の際に問題となるP相、S相の同定法について記述する。

3.6節『おわりに』では、本報告における結果と将来の展望について述べる。

参 考 文 献

浜口博之・鈴木次郎、1979：微小地震P波初動の自動検出とその信頼性について、自然災害特別研究成果、A-54-2、62-83。

橋爪道郎・三雲 健、1983：地殻変動データの多変量解析——ARIMAモデルによる予測の試み——、地震2、36、515-530。

市川政治、1980：地震記録自動処理装置、験震時報、44、55-74。

石川有三・宮武 隆、1978：ウィナーフィルタの適用による地殻活動・地震活動の予測の試み、地震2、31、73-86。

森田裕一・浜口博之、1981：2次元自己回帰過程によるS波初動の自動検出、地震2、34、223-240。

大内 徹・高橋 亨、1981：地震学で扱う非常系列データの解析——予測と異常検出の試み——、地震2、34、455-464。

白井克彦・徳弘一路、1979：地震波初動の自動検出、地震2、32、141-148。

横田 崇・周 勝奎・溝上 恵・中村 功、1981：地震波データの自動検出方式とオンライン処理システムにおける稼働実験、地震研究所彙報、55、449-484。

渡辺一郎・菅原正己・福井隆文・勝山ヨシ子、1975：微小地震の自動検出方法について (第3報) —— 自動

検測の試み——、国立防災科学技術センター研究報告、15、33-47。

- 渡辺 晃・黒礎章夫、1977：阿武山地震観測所における微小地震の自動処理について、地震2、30、115-118。
- Anderson, K. R., 1978 : Automatic analysis of microearthquake network data. Computer-Aided Seismic Analysis and Discrimination, ed. C. H. Chen, Elsevier, Amsterdam, 159-175.
- Allen, R. V., 1978 : Automatic earthquake recognition and timing from signal trace. Bull. Seism. Soc. Am., 68, 1521-1532.
- Carpenter, E. W., 1965 : A historical review of seismic array development. Proc. IEEE., 53, 1816-1821.
- Carpon, J., 1979 : Investigation of long period noise at the large aperture seismic array. J. Geophys. Res., 74, 3182-3194.
- Crampin, S. and C. J. Fyfe, 1974 : Automatic analysis of tape recordings from seismic networks. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 39, 155-168.
- Freiberger, W. F., 1963 : An approximate method in signal detection. Q. Appl. Math., 20, 373-378.
- Goforth, T. and E. Herrin, 1981 : An automatic seismic signal detection algorithm based on the Walsh transform. Bull. Seism. Am., 71, 1351-1360.
- Green, Jr. P. E., R. A. Frosch and C. F. Romey, 1965 : Principles of an experimental large aperture seismic array, Proc. IEE., 53, 1821-1833.
- Ishii, H., 1976 : Application of prediction method for analysis of crustal movement. J. Geod. Soc. Japan, 22, 299-301.
- Ishiguro, M., H. Akaike, M. Ooe and S. Nakai, 1981 : A Bayesian approach to the analysis of earth tides. Proc. 9th Int. Sympo. on Earth Tide, New York.
- Kitagawa, G. and H. Akaike, 1978 : A Procedure for the modeling of non-stationary time series. Ann. Inst. Statist. Math., 30-B.
- Ozaki, T. and H. Tong, 1975 : On the fitting of non-stationary autoregressive models in time series analysis. Proc. 8-th Hawaii Int. Conf. on System Science, 224-226.
- Stewart, S. W., 1977 : Real time detection and location of local seismic events in central California. Bull. Sesm. Soc. Am., 67, 433-452.
- Stewart, S. W., W. H. K. Lee and J. P. Eaton, 1971 : Localion and real-time detection of microearthquakes along the San Andreas fault system in cenral California. Roy. Soc. New Zealand, 9, 205-209.

3.2 信号検出問題

信号検出の問題は、通信やレーダーなどに関連して古くから研究されており、そのモデルは種々考案されている。ここでは統計的手法による検出モデルを考えるが、これは一種のクラス分類（識別問題）で、比較・判断の基準をいかに合理的に設定するかという問題 [Wald (1950)、Rao (1977)]

に帰する。

信号検出問題は、信号か否かを判別する2者強制選択問題であり、その判別・決定結果は、

- i) 正報 (Hit) : 信号を信号と正しく識別
- ii) 誤報 (Miss) : 信号をノイズとして見落とす
- iii) 虚報 (False) : ノイズを信号として誤って判断
- iv) 実報 (Quiet) : ノイズをノイズと正しく識別

の4種に分類できる。これらを真のクラス(母集団)と、決定したクラスとの対応で示すと次のようになる。

真のクラス 決定したクラス	S (信号)	N (ノイズ)
S (Signal)	正報 (Hit)	虚報 (False)
N (Noise)	誤報 (Miss)	実報 (Quiet)

統計的検定問題として、これら Hit, False, Miss, Quiet の確率を考えると、帰無仮説として信号 S、対立仮説としてノイズ N を仮定した場合、Hit は帰無仮説を採用する信頼区間に、Miss は帰無仮説を棄却する第一種の誤りに、False は第二種の誤りに、そして Quiet は検出力に対応している。帰無仮説と対立仮説を入れ替えた場合は、これらの対応は逆になる。

ここでいう信号 S とノイズ N は、情報源空間として2つの排反する事象を含むものを考え、一方をクラス S、他方をクラス N と言葉上分類したものであって、クラス N は通常の雑音源だけを想定しているわけではない。これら2つの情報源のうち、特に知りたいものを信号 S とし、他方をノイズ N としており、クラス S は“刺激”とも呼ばれる。このため、信号検出問題においては、識別結果を Hit, False, Miss, Quiet と分類している。

3.2.1 ベイズ (Bayes) の識別手法

ある情報をもとに、排反な有限個のクラス(群、class)のうち、それが属すると思われる1つのクラスを決定する問題は、識別問題 (discrimination problem) と呼ばれている。

情報(観測量あるいは特徴パラメータ)ベクトルを x 、識別されるべきクラス数を k 個とし、各クラスを A_1, A_2, \dots, A_k ($A_i \cap A_j = \phi, i \neq j$) で表す。また、 A_1 の出現確率を $P(A_1)$ 、 A_1 から x が出現する確率を $P(x | A_1)$ 、 x であるとき A_1 と判断される確率を $P(A_1 | x)$ とする。 $P(A_1)$ 、 $P(A_1 | x)$ はそれぞれ事前確率 (prior probability)、事後確率 (posterior probability) と呼ばれ、 $P(x | A_1)$ は尤度 (likelihood) と呼ばれることもある。

識別問題において、一般的に損失という概念が導入される。これは、誤って別のクラスのもので

あると判断したときに被る損害である。いま、 A_j からの情報を A_i のものであると識別したときの損失を C_{ij} で表すことにする。 C_{ij} は、正しく識別された場合の損失である。識別することにより利益（得点）が得られる場合は、負の損失と考えることもできる。損失は、経済的観念から、費用と呼ばれることもある。損失 C_{ij} を要素とする行列 $C = [C_{ij}]$ は、損失行列と呼ばれている。

一般に正しく判断された場合の損失は最も小さく

$$C_{ii} < C_{ij} \text{ or } C_{ji}, \quad (i \neq j) \quad (3.2.1)$$

である。

いま、 $P = (P(A_1 | x), P(A_2 | x), \dots, P(A_k | x))'$ とおき、損失ベクトル l を、

$$l = (l_1, l_2, \dots, l_k)' = CP \quad (3.2.2)$$

と定義する。ここで記号'は転置を表す。損失ベクトルの成分 l_i は、 A_i と識別したときの平均的損失を表わしている。

合理的な一つの識別方法は、判別することによって生じる損失が最小となるように行うことである。識別のための決定ベクトルを $d = (d_1, d_2, \dots, d_k)'$ とする。 d_i は、情報 x が A_i に属していることを意味し、

$$0 \leq d_i \leq 1, \quad \sum d_i = 1$$

である。このベクトル d を用いると、全体の平均的損失関数 L は、

$$L = d' l \quad (3.2.3)$$

と書ける。したがって、情報 x が A_1, A_2, \dots, A_k のいずれのクラスに属しているかを識別する問題は、 L が最小となる決定ベクトル d を決める問題となる。

いま、決定ベクトル d を

$$d = (\delta_{i1}, \delta_{i2}, \dots, \delta_{ik}), \quad \delta_{ij} = 0 (i \neq j), \quad \delta_{ij} = 1 (i = j)$$

とすると、 $\min L = l_i$ となり、損失ベクトルの要素のうち最小となるものを求めることと、情報 x の判別が同等になる。これらのことを整理すると、

$$l_1, l_2, \dots, l_k \text{ のうち最小のものが } l_i \Leftrightarrow x \in A_i \quad (3.2.4)$$

となる。ただし、 $x \in A_i$ はクラス A_i と識別したことを意味する。

(3.2.4) の識別手法は、事後確率 $P(A_i | x)$ により構成されている。すなわち、事後確率が既知の場合は、合理的に識別基準を設定することができることを意味する。事後確率を知ることは、一般には容易ではないが、事前確率 $P(A_i)$ が既知の場合はベイズの定理により推測することができる。事後確率 $P(A_i | x)$ を $P(A_i)P(x | A_i)$ で置き換えた識別基準は、ベイズ解と呼ばれている。

識別基準を幾何学的立場から見ると、 n 次元の x の空間を k 個の部分空間に分割することと同等になる。部分空間の境界面は識別境界面と呼ばれている。一般的には、事前確率は未知な場合が多い。そのため、この識別境界面をいかに設定するか（決定方式）という問題が生ずる。識別境界面さえ合理的に設定できれば、識別は機械的に行える。しかし決定方式のうち、優劣が単純比較不可能なもの（許容的決定方式）が存在する。これら許容的決定方式の中から先験確率が既知という条件のもとで選択された最適決定方式がベイズ解である。

(3.2.4)の識別手法を信号検出の二者択一問題について具体的に適用する。母集団（情報源）を排反事象の信号 S とノイズ N とし、損失行列 C を

$$C = \begin{pmatrix} C_{SS} & C_{SN} \\ C_{NS} & C_{NN} \end{pmatrix}$$

とする。 C_{SS} , C_{NN} は正しく判断された場合の損失、 C_{SN} と C_{NS} はそれぞれ False と Miss の場合の損失である。損失ベクトル $l = (l_S, l_N)$ の成分は、

$$\begin{aligned} l_S &= C_{SS}P(S|x) + C_{SN}P(N|x) \\ l_N &= C_{NS}P(S|x) + C_{NN}P(N|x) \end{aligned} \quad (3.2.5)$$

となる。したがって、識別は、

$$\begin{aligned} l_S < l_N &\Rightarrow x \in S \\ l_S > l_N &\Rightarrow x \in N \end{aligned} \quad (3.2.6)$$

で行われる。ここで、

$$l_S - l_N = \{(C_{SN} - C_{NN})P(N)P(x|N) - (C_{NS} - C_{SS})P(S)P(x|S)\} / P(x),$$

よって (3.2.1) 式より、(3.2.6) 式の識別手法は次のように書ける。

$$\begin{aligned} \Lambda > \beta &\Rightarrow x \in S \\ \Lambda < \beta &\Rightarrow x \in N \end{aligned} \quad (3.2.7)$$

ただし、

$$\begin{aligned} \Lambda &= P(x|S) / P(x|N), \\ \beta &= (C_{SN} - C_{NN})P(N) / (C_{NS} - C_{SS})P(S). \end{aligned}$$

Λ は尤度比 (likelihood ratio) とよばれ、(3.2.7) は統計学では尤度比検定として知られている。また、 Λ の対数は情報量の測度となる。

識別基準の設定としての立場から、ベイズ解を見てみよう。簡単のために、信号検出の二者択一問題を考えることとし、Sの識別領域を R_S 、Nの識別領域を R_N として考える。識別結果の期待値；

$$\begin{aligned} \text{Hit} &: P(H) = P(S) \int_{R_S} p(x | S) dx \\ \text{Miss} &: P(M) = P(S) \int_{R_N} p(x | S) dx \\ \text{False} &: P(F) = P(N) \int_{R_S} p(x | N) dx \\ \text{Quiet} &: P(Q) = P(N) \int_{R_N} p(x | N) dx \end{aligned}$$

なので、損失関数 L_e は

$$L_e = C_{SS}P(H) + C_{NS}P(M) + C_{SN}P(F) + C_{NN}P(Q) \quad (3.2.8)$$

となる。したがって、 L_e を最小とするような領域 R_S, R_N を決める問題となる。いま、識別境界面を $x = \theta$ とすると、 L_e を最小とする条件は、

$$(C_{NS} - C_{SS})P(S)p(\theta | S) = (C_{SN} - C_{NN})P(N)p(\theta | N) \quad (3.2.9)$$

となる。これがベイズ解である。したがって、ベイズ解を用いた識別手法は、

$$\begin{aligned} \Lambda > \beta &\Rightarrow x \in S \\ \Lambda < \beta &\Rightarrow x \in N \end{aligned} \quad (3.2.10)$$

ただし

$$\begin{aligned} \Lambda &= p(x | S) / p(x | N), \\ \beta &= (C_{SN} - C_{NN})P(N) / \{(C_{NS} - C_{SS})P(S)\} \end{aligned}$$

となり、(3.2.7)に相当している。 x がスカラーの場合の概念図を図3.2.1に示す。

ベイズ解に基づく識別手法は、統計学における最良尤度比検定に相当する。これは、二者択一問題において、事前確率が既知であれば、Neyman-Pearsonの定理に基づく最良棄却域を設定できることを示している。

次に事前確率が未知の場合の識別基準の設定を考えてみる。このときの制約条件は、

$$P(S) + P(N) = 1 \quad (3.2.11)$$

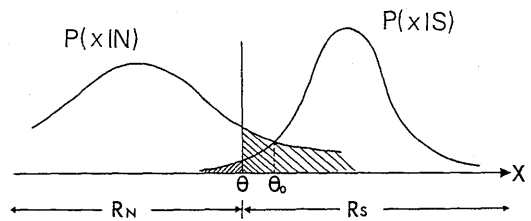


図3.2.1 情報 x が1次元連続で、 $\mu_S > \mu_N$ の場合の識別境界面の概念図。

$P(x | N), P(x | S)$ は情報源NおよびSの密度関数。 R_N, R_S はそれぞれのクラスの識別領域を示す。 θ は、 $(C_{NS} - C_{SS}) = (C_{SN} - C_{NN})$ で、 $P(N) = P(S)$ の場合のベイズ解を示す。

である。この制約条件のもとに (3.2.8) の L_e の最小化は、

$$\begin{aligned} C_{SS} \int_{R_S} p(x | S) dx + C_{NS} \int_{R_N} p(x | S) dx \\ = C_{SN} \int_{R_S} p(x | N) dx + C_{NN} \int_{R_N} p(x | N) dx \end{aligned} \quad (3.2.12)$$

のとき実現される。識別境界面を $x = \theta$ とすると、この場合の識別基準 β は、

$$\beta = P(\theta | S) / P(\theta | N) \quad (3.2.13)$$

となる。ただし、 θ は (3.2.12) 式を満たす。これは、*min-max* 解と呼ばれている。

識別手法として、ベイズ解を用いた手法はベイズの識別手法、*min-max* 解を用いた手法は *min-max* 識別手法と呼ばれている。しかし、*min-max* 解はあるベイズ解と一致するので、本章では、これら両者合わせてベイズの識別手法と呼ぶことにする。

3.2.2 識別不能状態

信号検出問題を一般化し、ここでは信号検出問題の決定出力に、識別不能状態 U を設けた場合について扱う。すなわち、情報源はクラス S とクラス N の2つとし、最終判断として、 S 、 N 、 U の3つの状態のいずれかを選択する問題について述べる。

簡単のために、正しく判断する場合の損失を $C_{SS} = C_{NN} = 0$ 、誤って判断する場合の損失を $C_{NS} = C_{SN} = C_e > 0$ 、判断不能とする場合の損失を $C_{US} = C_{UN} = C_U$ とする。また、決定ベクトルを $d = (d_S, d_N, d_U)'$ とすると、損失関数 L は (3.2.2)、(3.2.3) 式より、

$$L = C_e(1 - \bar{L}) \quad (3.2.14)$$

ここに

$$\bar{L} = d_S P(S | x) + d_N P(N | x) + d_U (C_e + C_U) / C_e \quad (3.2.15)$$

となる。 L の最小化は、 \bar{L} の最大化と同値である。 $d_U = 0$ の下での最大化、すなわち S 、 N のいずれと識別するかについてはすでに述べたので、ここでは識別不能状態 U と決定される場合を問題とする。

識別は損失 C_e と C_U の大小により、次のように分類される。

(I) $C_U > C_e$

常に、

$$P(S | x) > (C_e - C_U) / C_e > P(N | x)$$

したがって、識別不能の場合は生じない。

(II) $C_e > C_U > 0$

(i) $P(S | x) < (C_e - C_u) / C_e > P(N | x)$

識別不能。

(ii) (i) 以外の場合

識別不能ではない。実際 $P(S | x) = P(N | x) = 0$ の場合は生じないであろうから、 $C_e = C_u$ の場合も識別不能ではない。

(III) $C_u \leq 0$

$$0 \leq P(S | x), P(N | x) \leq 1$$

したがって、常に識別不能。

これらのことから、識別不能状態の損失が、誤りを犯した場合の損失以上であれば、識別不能状態は生じない。また、識別不能の状態を損失としなければ、常に識別不能とすればよく、何もしないことと同じである。

実際問題として、信号検出問題はクラス S か否かを知ることが目的であり、最終的識別クラスとしての識別不能状態 (U) は、後の変化を生せず好ましくない。したがってクラス U と判断された場合は、人間が介入するにしろしないにしろ、情報の抽出法あるいは情報源の状態を変更する等、次に何らかの処理を経由して、クラス S か否かの判断を下すことになる。

クラス U と判断された場合の次の処理の一つに、判断の保留という処理が考えられる。これは、次の新たな情報が得られるまで判断を保留し、その情報も含めて再び識別を行う手法である。すなわち、識別結果の確度が低い場合は、次の情報も含めて標本数を多くすることにより識別の確度を高める手法である。このような識別手法は、逐次識別手法と呼ばれている。この手法を適用するためには、同じ情報源から連続して情報が発生されることが大前提となる。

情報源に識別不能状態のクラスを設定した場合は、3つのクラスからの情報を3つのクラスのうちのいずれかに決定することであり、もはや識別不能の問題ではない。

参 考 文 献

- Rao, C. R., 1977 : Linear statistical inference and its applications (2nd ed.). Wiley, New York.
 Wald, A., 1950 : Statistical decision functions. Wiley, New York.

3.3 雑音の中の信号検出

本節では、得られた情報が単に情報源 N からの出力 "N" か、これに情報源 S からの出力 "S" が加わった出力 "N+S" なのかを識別する問題を考える。

時刻 t における情報源 N の出力を n_t 、情報源 S の出力を s_t 、我々の測定系への入力を x_t とする。時刻パラメータ t は整数の全体 Z を動くとする。識別に用いる時刻を $\{1, 2, \dots, m\}$ とし、識

別区間と呼び、記号Tで表す。

情報源N、Sの母集団が共に知られている時、識別クラスを

$$\begin{aligned} \text{クラス N} : x_t &\equiv n_t, & t \in Z \\ \text{クラス S} : x_t &\equiv n_t + s_t, & t \in Z \end{aligned} \tag{3.3.1}$$

として、検定すべき仮説を

$$\begin{aligned} \text{帰無仮説 } H_0 : x_t &\equiv n_t, & t \in Z (\text{クラス N}) \\ \text{対立仮説 } H_1 : x_t &\equiv n_t + s_t, & t \in Z (\text{クラス S}) \end{aligned} \tag{3.3.2}$$

と設定する。

H_0 (クラスN) か H_1 (クラスS) かの識別はベイズの決定手法に従い次のようになる。

$$\begin{aligned} \Lambda > \beta &\Rightarrow H_1 (\text{クラス S}) \\ \Lambda < \beta &\Rightarrow H_0 (\text{クラス N}) \end{aligned} \tag{3.3.3}$$

ここで

$$\Lambda = \frac{P(x_t, t \in T | H_1)}{P(x_t, t \in T | H_0)} \tag{3.3.4}$$

であり、 β は識別基準を与える定数である。

もし、情報源Sの母集団が不明ならば、対立仮説 H_1 (クラスS) は、

$$H_1 : x_t \neq n_t, \quad t \in Z \tag{3.3.5}$$

3.3.1 正規定常情報源に対する信号検出手順

情報源N、Sが互いに独立な正規定常過程に従う場合に識別手順を具体化しよう。

最も簡単な場合を考える。すなわち

条件A : $n_t (t \in Z)$ は互いに独立で平均0分散 σ_n^2 の正規分布 $\psi(0, \sigma_n^2)$ 、 $s_t (t \in Z)$ も互いに独立で平均 μ_s 分散 σ_s^2 の正規分布 $\psi(\mu_s, \sigma_s^2)$ にそれぞれ従う。

まず各時点毎に識別を行うことを考える。この場合識別区間Tは1時点 {1} よりなる。仮設 H_0 (クラスN)、 H_1 (クラスS) を (3.3.2) のように設定すると、クラスNに対する尤度は、

$$p(x_1 | H_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_n^2}} \exp \left\{ -\frac{x_1^2}{2\sigma_n^2} \right\} \tag{3.3.6}$$

で与えられる。クラスSに対する尤度も簡単に求めることができ、

$$\begin{aligned}
 p(x_1 | H_1) &= \int_{-\infty}^{\infty} ds_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_N^2}} \exp \left\{ -\frac{(x_1 - s_1)^2}{2\sigma_N^2} \right\} \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_S^2}} \exp \left\{ -\frac{(s_1 - \mu_S)^2}{2\sigma_S^2} \right\} \\
 &= \frac{1}{\sqrt{2\pi(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)}} \exp \left\{ -\frac{(x_1 - \mu_S)^2}{2(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)} \right\} \quad (3.3.7)
 \end{aligned}$$

となる。対数尤度比 $\ln \Lambda$ は

$$\ln \Lambda = \ln \frac{\sigma_N}{\sqrt{\sigma_S^2 + \sigma_N^2}} - \frac{\mu_S^2}{2(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)} + \frac{1}{\sigma_S^2 + \sigma_N^2} \left\{ x_1 \mu_S + \frac{\sigma_S^2}{2\sigma_N^2} x_1^2 \right\} \quad (3.3.8)$$

となり、識別手方は、

$$\begin{aligned}
 L > \alpha &\Rightarrow H_1 (\text{クラス S : 信号有り}) \\
 L < \alpha &\Rightarrow H_0 (\text{クラス N : 信号無し})
 \end{aligned} \quad (3.3.9)$$

で与えられる。ここで

$$\begin{aligned}
 L &= x_1 \mu_S + \frac{\sigma_S^2}{2\sigma_N^2} x_1^2 \\
 \alpha &= (\sigma_S^2 + \sigma_N^2) \left\{ \ln \beta - \ln \frac{\sigma_N}{\sqrt{\sigma_S^2 + \sigma_N^2}} \right\} + \frac{\mu_S^2}{2}
 \end{aligned} \quad (3.3.10)$$

である。この場合識別は真の信号の平均値と観測値との相関および観測値のエネルギーにより行われる。したがって、平均信号の絶対値が大きく分散が小さければ識別能力は高い。そうでない場合、各時点毎の観測値を用いる識別手法の確度は低い。

今、信号を m 個連続して受けるとしよう。この場合仮説 (3.3.2) に対する尤度は

$$\begin{aligned}
 p(x_1, x_2, \dots, x_m | H_0) &= \prod_{i=1}^m \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_N^2}} \exp \left\{ -\frac{x_i^2}{2\sigma_N^2} \right\} \\
 p(x_1, x_2, \dots, x_m | H_1) &= \prod_{i=1}^m \frac{1}{\sqrt{2\pi(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)}} \exp \left\{ -\frac{(x_i - \mu_S)^2}{2(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)} \right\}
 \end{aligned} \quad (3.3.11)$$

となる。したがって対数尤度比 $\ln \Lambda$ は

$$\ln \Lambda = m \left\{ \ln \frac{\sigma_N}{\sqrt{\sigma_S^2 + \sigma_N^2}} - \frac{\mu_S^2}{2(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)} \right\} + \frac{1}{(\sigma_S^2 + \sigma_N^2)} \left\{ \mu_S \sum_{i=1}^m x_i + \frac{\sigma_S^2}{2\sigma_N^2} \sum_{i=1}^m x_i^2 \right\} \quad (3.3.12)$$

となり、(3.3.3) 式にしたがって識別が行われる。これは、前節の逐次識別手法に相当する。

二つの判定方式の優劣を具体例で見ておこう。 $\mu_S = 0$ 、 $p(N) = P(S)$ 、 $C_{SS} = C_{NN} = 0$ 、 $C_{SN} = C_{NS}$ かつ $\sigma_N^2 = \sigma_S^2$ とする。各時点毎の識別方式では、 $P(\text{Hit}) \doteq 0.49$ 、 $P(\text{Miss}) \doteq 0.51$ 、 $P(\text{False}) \doteq 0.24$ 、 $P(\text{Quiet}) \doteq 0.76$ となる。いいかえれば信号無しを信号有りと誤るのが4回に1回、信号有りを信号無しと誤るのが2回に1回でその識別結果は殆ど信用できない。 m 時点判別方式では同じ前提条件下

で $m=100$ とすると、 $P(\text{Hit}) \approx 0.99$, $P(\text{Miss}) \approx 0.01$, $P(\text{False}) \approx 0.01$, $P(\text{Quiet}) \approx 0.99$ となる。
 m は検出したい信号とノイズの S/N 比と、期待する検出の信頼度により決まる。

次に条件 A を要求しない、すなわち各時点毎の独立性を仮定しない場合に m 時点識別方式を以下に記しておこう。正規定常過程という仮定から $n=(n_1, n_2, \dots, n_m)'$ は平均ベクトル 0 , 共分散行列 $\Sigma_N = E[nn']$ の m 次元正規分布、 $s=(s_1, s_2, \dots, s_m)'$ は平均ベクトル $\mu=(\mu_s, \mu_s, \dots, \mu_s)'$ 、共分散行列 $\Sigma_s = E[(s-\mu)(s-\mu)']$ の m 次元正規分布に従う。ここで $E[\cdot]$ は平均を表わす。 n と s の独立性を用いると $x=n+s$ は平均ベクトル μ 共分散行列 $\Sigma_N + \Sigma_s$ の m 次元正規分布に従う。仮説 (3.3.2) の下で、クラス N 及びクラス S の確率は

$$P(x_1, x_2, \dots, x_m | H_0) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{m}{2}} (\det \Sigma_N)^{\frac{1}{2}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} x' \Sigma_N^{-1} x \right\} \quad (3.3.13)$$

$$p(x_1, x_2, \dots, x_m | H_1) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{m}{2}} \{ \det(\Sigma_s + \Sigma_N) \}^{\frac{1}{2}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (x-\mu)' (\Sigma_s + \Sigma_N)^{-1} (x-\mu) \right\}$$

で表わされる。したがって対数尤度比は

$$\ln \Lambda = \frac{1}{2} \ln \frac{\det \Sigma_N}{\det(\Sigma_s + \Sigma_N)} + \frac{1}{2} \left\{ x' \Sigma_N^{-1} x - (x-\mu)' (\Sigma_s + \Sigma_N)^{-1} (x-\mu) \right\} \quad (3.3.14)$$

となり、識別方式は

$$\begin{aligned} L > \alpha &\Rightarrow H_1 (\text{クラス S}) \\ L < \alpha &\Rightarrow H_0 (\text{クラス N}) \end{aligned} \quad (3.3.15)$$

となる。ここに

$$\begin{aligned} L &= x' \Sigma_N^{-1} x - (x-\mu)' (\Sigma_s + \Sigma_N)^{-1} (x-\mu) \\ \alpha &= 2 \ln \beta - \ln \frac{\det \Sigma_N}{\det(\Sigma_s + \Sigma_N)} \end{aligned} \quad (3.3.16)$$

(3.3.15) の識別手法がスペクトルを反映していることは、Wiener-Khintchine の公式より明らかであろう。 $\Sigma_N = \sigma_n^2 I$, $\Sigma_s = \sigma_s^2 I$ (I : 単位行列) ならば条件 A を満たし既に述べた場合に帰着する。

3.3.2 情報源のモデル

前節において情報源の確率構造は既知とした。しかし実際には観測値からそれを推定しなければならない。一つの手がかりは観測時系列のスペクトルであるが、周波数領域からのアプローチは非定常あるいは非線形現象に対して心ずしも有効ではない。我々は時間領域からアプローチする。

時間領域での情報源モデルとして取り扱いが簡単なものにマルコフの情報源がある。情報源 X の時刻 t の出力を x_t とする。 $\{x_t\}$ が多重マルコフ過程、すなわちある自然数 L が存在して時刻 $t+1$ における出力 x_{t+1} の確率分布が $x_t, x_{t-1}, \dots, x_{t-L+1}$ のみに依存して $x_{t-L}, x_{t-L-1}, \dots$ にはよらない時、 X をマルコフの情報源とよぶ。いま、 $t=(x_t, x_{t-1}, \dots, x_{t-L+1})'$ と考えると、 x_{t+1} の分布は x_t のみに依

存し、単純マルコフ過程になることを注意しておこう。

さて条件付き確率 $P(x_t | x_{t-1}, x_{t-2}, \dots, x_{t-L})$ は $x_t, x_{t-1}, \dots, x_{t-L}$ のみからきまるのだから適当な L 変数関数 f と正規確率変数 ε_t を用いて

$$x_t = f(x_{t-1}, x_{t-2}, \dots, x_{t-L}) + \varepsilon_t \quad (3.3.17)$$

と表されるであろう。 f が線形関数のとき線形時系列モデル、非線形関数のとき非線形時系列モデルという。線形時系列モデルで表される情報源は正規定常過程に従い、(3.3.1) 項で検討した範疇にはいる。

線形時系列モデルとしてよく知られているものに、自己回復 (AR) モデル、移動平均 (MA) モデル、これらの混合型である自己回帰移動平均 (ARMA) モデル、積分型自己回帰 (IAR) モデル、積分型移動平均 (IMA) モデルおよびこれらの混合型である自己回帰積分型移動平均 (ARIMA) モデル等がある。

AR, MA および ARMA モデルは共分散が発散しない、つまり平均値のまわりで振動する時系列データを表現するのに適している。もちろんこの3者の中では ARMA モデルが最も優れているが、MA モデルも含めて推定は困難である。これらに対して AR モデルは最も取り扱い易いモデルである。IAR, IMA, ARIMA モデルはトレンド成分をもつような時系列データを表現するのに適しており、ARIMA モデルが最も優れている。IAR, IMA, ARIMA モデルのうち、最も取り扱い易いのは IAR モデルである。これらのうち、どの時系列モデルを採用するかは観測データにより決まる。例えば地震波信号に対しては AR モデルが、地殻変動データには IAR モデルが適している。

線型マルコフ的情報源は、次の状態空間表現により一般化して表される [例えば、Akaike (1974)、Kalman (1968)]。

$$\begin{aligned} Y_{t+1} &= F_t Y_t + G_t V_t \\ X_t &= H_t Y_t + W_t \end{aligned} \quad (3.3.18)$$

ただし

- Y_t : 状態ベクトル
- X_t : 観測値ベクトル
- V_t : 遷移確率ベクトル
- W_t : 観測誤差ベクトル
- F_t, G_t, H_t : 状態ダイナミックス

状態空間表現は、ダイナミックシステムとして見るができる。 F_t, G_t, H_t が時間によらず一定であるものは時不変システム、時間と伴に変化するものは時変システムと呼ばれている。(3.3.19) の表現により、上述の時系列モデルを含むより一般的な時系列データを表現することができる。本章

では、通常用いられる定常・非定常の概念とは異なり、状態ダイナミックスが時不変として表現され、かつ遷移確率ベクトルの従う分布が不変である場合を定常、それらのいずれか一方でも時変の場合を非定常と呼んでいる。

3.3.3 エントロピー最大化原理と赤池の情報量基準 AIC

前項で想定したマルコフ的情報源の内どれを選ぶべきかという問題を考える。これは、想定したモデルのうちどのモデルを選択するかという問題である。これに対する有力な基準の一つに赤池による情報量基準 AIC [Akaike (1973, 1977)] がある。これはエントロピーを最大にすることによって最良のモデルを選択しようとするための基準量である。以下、AIC について解説する。

真の分布と近似分布の差を測るため、kullback 情報量

$$I(f : g) = \int dz f(z) \ln \frac{f(z)}{g(z)} \quad (3.3.19)$$

を導入する [kullback(1959)]。ここで f は真の密度関数、 g はあてはめたモデルの密度関数である。この情報量は性質；

$$\begin{aligned} I(f : g) &\geq 0 \\ I(f : g) = 0 &\Leftrightarrow f = g \end{aligned} \quad (3.3.20)$$

を持つため、近似モデル g は $I(f : g) \rightarrow \min$ となるように選ばばよいことがわかる。 $-I$ を一般化されたエントロピーと考えればこの手続きは Jaynes(1957) によって提唱されたエントロピー最大化原理にほかならない。

今近似モデル g はパラメータ θ のみに依存するとしよう。すなわち $g = g(z, \theta)$ とする。

$$-I(f : g) = -\int dz f(z) \ln f(z) - \int dx f(z) \ln g(z) \quad (3.3.21)$$

において右辺第1項は真の母集団のみに関する項で g にはよらないので、第2項のみを最大化すればよい。

真の分布密度 f を持つ確率変数を N 回独立に観測して値 $x_i (i=1, \dots, N)$ を得たとする。大数の法測より

$$\lim_{N \rightarrow \infty} N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta) = \int dz f(z) \ln g(z, \theta) \quad (3.3.22)$$

となる。ところで平均対数尤度を $\bar{l}(\theta)$ とすると

$$\bar{l}(\theta) = N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta) \quad (3.3.23)$$

したがって $\int dz f(z) \ln g(z, \theta)$ を最大にすることは十分大きい N に対して $\bar{l}(\theta)$ を最大化することを意味し、最尤法は近似的にエントロピー最大化原理と同等である。

さて、 $\max_{\theta} \int dz f(z) \ln g(z, \theta)$ を実現する θ を θ_0 とし真のパラメータと呼ぶことにする。ここで、 $g(z, \theta_0) = f(z)$ とは限らないことを注意する。また対数尤度 $l(\theta)$ を最大にする θ を $\hat{\theta}$ とする。 $\hat{\theta}$ は最尤定量とよばれる。 $\hat{\theta}$ は θ_0 に十分近いとして

$$\begin{aligned} \int dz f(z) \ln g(z, \hat{\theta}) &\simeq \int dz f(z) \ln g(z, \theta_0) \\ &+ \int dz f(z) \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(z, \theta_0) \right] (\hat{\theta} - \theta_0) \\ &+ \frac{1}{2} (\hat{\theta} - \theta_0)' \int dz f(z) \left[\frac{\partial^2}{\partial \theta \partial \theta'} \ln g(z, \theta_0) \right] (\hat{\theta} - \theta_0) \end{aligned} \quad (3.3.24)$$

と展開する。ここで θ_0 の定義より

$$\int dz f(z) \frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(z, \theta_0) = 0 \quad (3.3.25)$$

したがって (3.3.25) は

$$\int dz f(z) \ln g(z, \hat{\theta}) = \int dz f(z) \ln g(z, \theta_0) - \frac{1}{2} (\hat{\theta} - \theta_0)' J(\theta_0) (\theta_0 - \theta_0) \quad (3.3.26)$$

となる。ただし

$$J(\theta_0) = - \int dz f(z) \frac{\partial^2}{\partial \theta \partial \theta'} \ln g(z, \theta_0) \quad (3.3.27)$$

ここで $\int dz f(z) \ln g(z, \theta_0)$ は

$$\begin{aligned} \int dz f(z) \ln g(z, \theta_0) &= \int dz f(z) \ln g(z, \theta_0) - N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta_0) \\ &+ N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta_0) - N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \hat{\theta}) \\ &+ N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \hat{\theta}) \end{aligned} \quad (3.3.28)$$

と書ける。 $N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta_0)$ を $\hat{\theta}$ のまわりで展開すると

$$\begin{aligned} N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta_0) &\simeq N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \hat{\theta}) + N^{-1} \sum_{i=1}^N \frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(x_i, \hat{\theta}) (\theta_0 - \hat{\theta}) \\ &+ \frac{1}{2} (\theta_0 - \hat{\theta})' N^{-1} \sum_{i=1}^N \frac{\partial^2}{\partial \theta \partial \theta'} \ln g(x_i, \hat{\theta}) (\theta_0 - \hat{\theta}) \end{aligned} \quad (3.3.29)$$

最尤推定量の定義から

$$N^{-1} \sum_{i=1}^N \frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(x_i, \hat{\theta}) = 0 \quad (3.3.30)$$

また N が十分大きいとし、 $\hat{\theta} \cong \theta_0$ より

$$N^{-1} \sum_{i=1}^N \frac{\partial^2}{\partial \theta \partial \theta'} \ln g(x_i, \hat{\theta}) \cong -J(\theta_0) \quad (3.3.31)$$

一方中心極限定理より

$$N^{-\frac{1}{2}} \sum_{i=1}^N \frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(x_i, \theta_0) \cong \text{平均 } 0 \text{ 共分散 } I(\theta_0) \text{ の正規確率変数} \quad (3.3.32)$$

ここに $I(\theta_0)$ は Fisher の情報行列で

$$I(\theta_0) = \int dz f(z) \frac{\partial}{\partial \theta'} \ln g(z, \theta_0) \frac{\partial}{\partial \theta} \ln g(z, \theta_0) \quad (3.3.33)$$

で定義される。したがって、(3.3.29), (3.3.30), (3.3.31), (3.3.32) より $\sqrt{N}(\hat{\theta} - \theta_0)$ は平均 0 共分散 $J^{-1}(\theta_0)I(\theta_0)$ の正規分布に従うことが分かる。故に、

$$E[(\hat{\theta} - \theta_0)' J(\theta_0) (\hat{\theta} - \theta_0)] \cong N^{-1} \text{trace}(J^{-1}(\theta_0)I(\theta_0)) \quad (3.3.34)$$

ここに $E[\cdot]$ は平均を表わす。また

$$N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln g(x_i, \theta_0) \cong \int dz f(z) \ln g(z, \theta_0)$$

よって (3.3.24) 式は N が十分大きい時に

$$\int dz f(z) \ln g(z, \hat{\theta}) \cong \bar{l}(\hat{\theta}) - N^{-1} \text{trace}(J^{-1}(\theta_0)I(\theta_0)) \quad (3.3.35)$$

となる。

もし $g(z, \theta_0) = f(z)$ ならば $J(\theta_0) = I(\theta_0)$ となるので

$$\text{trace}(J(\theta_0)^{-1}I(\theta_0)) = K$$

ここで K はパラメータの次元である。これを (3.3.25) 式に代入すれば

$$\int dz f(z) \ln g(z, \hat{\theta}) \cong \bar{l}(\hat{\theta}) - \frac{K}{N} \quad (3.3.36)$$

を得る。これを $-2N$ 倍したものが赤池の情報量基準 AIC である。

$$\text{AIC} = -2N \bar{l}(\hat{\theta}) + 2K \quad (3.3.37)$$

AIC が小さい程 $\int dz f(z) \ln g(z, \theta)$ は大きくなり g は真の分布に近いとことがいえる。

赤池の情報量基準 AIC によりパラメータの次元の異なるモデル間の比較も可能になりパラメトリックなモデル構成がパラメータの個数を含めて行える。AIC 導出の過程からわかるようにデータ数が少ない場合や想定したモデルが真の分布と掛け離れている場合は AIC をそのまま適用することは

きない。

最後に統計的検定問題をエントロピー最大化原理の立場から見ておこう。仮説 H_0 、 H_1 に対する確率分布を $P(\cdot | H_0)$ 、 $P(\cdot | H_1)$ 、真の分布を $P(\cdot)$ とする。N が十分大きい時

$$-I(P(\cdot) : P(\cdot | H_0)) \simeq N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln P(x_i | H_0) - N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln P(x_i)$$

$$-I(P(\cdot) : P(\cdot | H_1)) \simeq N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln P(x_i | H_1) - N^{-1} \sum_{i=1}^N \ln P(x_i)$$

したがって

$$N \{-I(P(\cdot) : P(\cdot | H_1)) + I(P(\cdot) : P(\cdot | H_0))\} = \ln \frac{\prod_{i=1}^N P(x_i | H_1)}{\prod_{i=1}^N P(x_i | H_0)}$$

これは尤度比検定と同等であり、先に述べたベイズの識別手法とも等しい。

3.3.4 マルコフの情報源モデルによる信号検出

$x_t (t \in Z)$ において、 x_1, x_2, \dots, x_n はクラス N であるという条件のもとに、 $x_{n+1}, x_{n+2}, \dots, x_{n+m}$ がクラス S か否かを識別する問題を考える。時刻パラメータ t に関して、 $T = \{1, 2, \dots, n+m\}$ 、 $T_1 = \{1, 2, \dots, n\}$ 、 $T_2 = \{n+1, n+2, \dots, n+m\}$ とおくと、識別クラスは、

$$\begin{aligned} \text{クラス N} : x_t = n_t, \quad t \in T \\ \text{クラス S} : x_t = n_t + \alpha_t s_t, \quad t \in T \end{aligned} \tag{3.3.38}$$

ただし

$$\alpha_t = \begin{cases} 0 (t \in T_1) \\ 1 (t \in T_2) \end{cases}$$

となる。したがって検討すべき仮説は、

$$\begin{aligned} \text{帰無仮説 } H_0 : x_t = n_t, \quad t \in T \\ \text{対立仮説 } H_1 : x_t = n_t + \alpha_t s_t, \quad t \in T \end{aligned}$$

$$\alpha_t = \begin{cases} 0 (t \in T_1) \\ 1 (t \in T_2) \end{cases}$$

このとき、それぞれの T 上での結合確率は、

$$\begin{aligned} P(x_t, t \in T | H_0) &= P(x_1, x_2, \dots, x_n, \dots, x_{n+m} | N) \\ P(x_t, t \in T | H_1) &= P(x_1, x_2, \dots, x_n | N) P(x_{n+1}, x_{n+2}, \dots, x_{n+m} | S \oplus N) \end{aligned} \tag{3.3.39}$$

となる。ここに $P(\cdot | N)$ 、 $P(\cdot | S \oplus N)$ は、それぞれ情報源 N および合成された情報源 $S \oplus N$

からの出力と考えたときの結合確率である。

情報源モデルを通して情報を測る立場から上の識別問題を考えてみる。まず、情報源モデルの推定も含め同時に上の識別問題を解決する手法について述べる。記法を簡単化するため、 H_0 に対する情報源モデルの状態ダイナミクスおよび遷移確率の共分散列をそれぞれ F_T, G_T, C_T で表わす。また H_1 に対しては、 $F_{T_1}, G_{T_1}, C_{T_1}$ 、および $F_{T_2}, G_{T_2}, C_{T_2}$ とする。各情報源モデルのパラメータ次元は異なるため、AIC を通じてこれらパラメータ推定の実現を図る。実現されたパラメータに記号 $\hat{\cdot}$ をつけて表わすと、 H_0, H_1 に対する $AIC(H_0), AIC(H_1)$ は、

$$\begin{aligned} AIC(H_0) &= (n+m) \ln \det \hat{C}_T + 2 \kappa_T + \text{const.} \\ AIC(H_1) &= n \ln \det \hat{C}_{T_1} + m \ln \det \hat{C}_{T_2} + 2(\kappa_{T_1} + \kappa_{T_2}) + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.3.40)$$

となる。ここに、 $\kappa_T, \kappa_{T_1}, \kappa_{T_2}$ は、推定情報源モデルのパラメータ数である。 $AIC(H_0), AIC(H_1)$ の大小によりクラス N、クラス S の識別が行える [Ozaki and Tong (1975), Kitagawa and Akaike (1978)]。

3.3.3 項で述べたように、 $\exp \left\{ -\frac{1}{2} AIC \right\}$ は、尤度の不偏推定量を目指したものである。そこで、尤度を AIC により表わすと、ベイズの識別手法は

$$\begin{aligned} \Lambda > \beta &\Rightarrow H_1 \text{ (クラス S)} \\ \Lambda < \beta &\Rightarrow H_0 \text{ (クラス N)} \end{aligned} \quad (3.3.41)$$

ただし、

$$\Lambda = \exp \left\{ -\frac{1}{2} AIC(H_1) + \frac{1}{2} AIC(H_0) \right\}$$

となる。

次に、情報源 N (マルコフ用情報源) は既知という仮定のもとに $\{x_t, t \in T\}$ $T = \{1, 2, \dots, m\}$ がクラス S か否かを識別する方式について考えてみる。この場合の識別クラスは、(3.3.38) において T を T_2 に限定したものとなる。情報源 N による予測誤差を w_t とすると、新たな識別クラスは、

$$\begin{aligned} \text{クラス N} &: \{w_t, t \in T_2\} \propto \psi(0, C_N) \\ \text{クラス S} &: \{w_t, t \in T_2\} \propto \psi(0, C_N) \end{aligned} \quad (3.3.42)$$

ここに $\psi(u, C)$ は平均 u 共分散行列 C の白色正規密度関数を表わし、 $\{\cdot\} \propto \psi$ は $\{\cdot\}$ が、 ψ に従うことを意味する。クラス S に対して w_t は新たなマルコフの情報源 $\{F_w, G_w, C_w\}$ で表現されるとすると、クラス N、クラス S に対する $AIC(H_0), AIC(H_1)$ は、

$$\begin{aligned} AIC(H_0) &= m \ln \det C_N + \sum_{t=1}^m w_t' C_N^{-1} w_t + \text{const.} \\ AIC(H_1) &= m \ln \det \hat{C}_w + m r + 2 \kappa_w + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.3.43)$$

となる。したがって、この場合の識別手法は、AICを用いて尤度を表わすことにより(3.3.42)と同様になる。

さて、(3.3.43)の識別をクラスSの情報源モデルの推定により行ったが、 $E[w_t w_{t+\tau}'] = 0$ 、($\tau \neq 0$)と仮定し、単に共分散行列の検定のみを行っても十分実用に耐える。この場合 $w_t' C_N^{-1} w_t$ が χ^2 分布に従うことを利用して検定を行なってもよい。また、共分散行列Cが未知であるとして、F分布を用いることもできる。

ここで述べた手法は、次節の信号出現時刻の決定に応用されている。

参 考 文 献

- 横田 崇・周勝 奎・溝上 恵・中村 功、1981：地震波データの自動検出方式とオンライン処理システムにおける稼働実験、地震研究所彙報、55、449-484。
- Akaike, H., 1973 : Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. 2nd International Symposium on Information Theory, eds. B. N. Petrou and F. Csaki, Akademia Kiado, Budapest, 267-281.
- Akaike, H., 1974 : Markovian representation of stochastic processes and its application to the analysis of autoregressive moving average processes. Ann. Inst. Statist. Math., 26, 363-387.
- Akaike, H., 1977 : ON entropy maximization principle. Proc. Symposium on Amsterdam, Norm-Holland, 27-41.
- Jaynes, E. T., 1957 : Information theory and statistical mechanics. Phys. Rev., 106, 620-630.
- Kalman, R. E., 1968 : New development in systems theory relevant to biology. Systems Theory and Biology, ed. M. D. Mesarovic, Springer-Verlag, New York, 222-232.
- Kitagawa, G. and H. Akaike, 1978 : A procedure for the modeling of non-stationary time series. Ann. Inst. Statist. Math., 30-B
- Kullback, S., 1959 : Information theory and statistics. Wiley, New York,
- Ozaki, T. and H. Tong, 1975 : On the fitting of non-stationary autoregressive models in time series analysis. Proc. 8-th Hawaii Int. Conf. on System Science, 224-226.

3.4 信号出現時刻の決定

信号出現時刻は、地震波信号にあつては、初動時刻あるいは別種の波の混入という意味で位相混入時刻〔横田ら(1981)〕とよばれている。それを客観的に精度よく知ることは震源を定める上で不可欠であり、決定手法について数多くの研究がなされている。

非統計的手法としては、渡辺ら(1975)、Stewart(1977)、Allen(1978)、Anderson(1978)等がある。そこではある種のフィルター出力による特徴関数を内外挿して初動時刻が求めてられている。

る。統計的手法による試みとして、白井・徳弘(1979)によるベイズの手法に基づくものがある。しかしこれは、1時点毎に信号か否かの判別を行う手法のため、すでに前節で述べたように、その精度は十分とはいえない。横田ら(1981)は“初動時刻=入力波の定常性が破れる時刻”であることに注目し、非定常時系列の一般論を応用した決定手法を開発した。

信号出現時刻の決定は、信号検出問題においてクラスSと識別された後に実行される。基本的には前節までの議論の応用により解決される。白井・徳弘(1979)の手法を1時点識別手法、横田ら(1981)の手法を多時点識別法として区別する。

3.4.1 信号出現時刻決定の統計モデル

横田ら(1981)に従って述べる。横田ら(1981)では、特に地震波信号に主眼をおいているため、情報源として最も取り扱いやすいARモデルを採用しているが、ここではマルコフの情報源という一般的制約のみをおく。

信号出現時刻の決定問題は、定常・非定常状態を判別するという立場から次のように考えることができる。図3.4.1に示すように任意に与えられた区間ACにおいてB時点から信号が混入した場合を考えよう。すなわち定常な情報源からの出力にB地点からやはり定常な情報源Sからの出力が混入したとする。区間AC全体は非定常であるが、区間AB及びBCのみでは、定常な時系列である。言いかえると、信号出現時刻の決定は任意に与えられた非定常な区間を定常な2つの区間にわけることに他ならない。

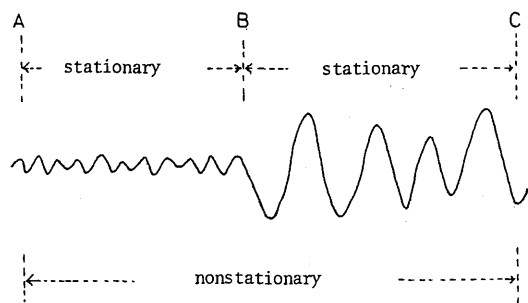


図3.4.1 定常な情報源Nからの信号に定常な情報源Sからの信号が混入した場合の概念図。情報源Sからの信号の混入時点をBとすると、区間ABは定常な情報源Nからの信号で、区間BCは合成された定常な情報源 $S \oplus N$ からの信号となる。区間AC全体は、1つの定常な情報源では表現できず、非定常となる。

3.3節と同様に、時刻tにおける情報源Nの出力を n_t 、情報源Sの出力を s_t 我々の測定系への入力を x_t とする。時刻パラメータtは整数の全体Zを動く。判別に用いる時間を $\{1, 2, \dots, m\}$ としてこれをTで表わす。k時点から信号が出現したとすると

$$x_t = n_t + \alpha_t s_t, \quad t \in Z \quad (3.4.1)$$

ここで

$$\alpha_t = \begin{cases} 0 & t \leq k-1 \\ 1 & t \geq k \end{cases} \quad (3.4.2)$$

さて $s_{k-1} s_{k-2} \dots$ についての情報を我々は一切持っていない。したがってk時点付近

でSを通常のマルコフ的情報源とみなすことは妥当性を欠く。むしろ時間の向きを逆転して s_t の分布は s_{t+1}, s_{t+2}, \dots で決まると考えるべきである。実際、信号出現時刻の決定は信号有りの判断後に行われるもので、情報源Sを表現するに十分長い区間 $\{k, k+1, \dots, m\}$ にわたる情報が既に我々の手にある。このように時間の向きを逆転させて作った情報源を後ろ向き情報源と呼び、記号 \leftarrow をつけて表すことにする。

x_t は $t < k$ では情報源N、 $t \geq k$ では合成された後ろ向き情報源 $\overleftarrow{S \oplus N}$ からの出力である。それぞれの多重マルコフ性の次数を L_N, L_{SN} とすると、 x_t は条件付き確率の系

$$\begin{aligned} P(x_t | x_{t-1}, x_{t-2}, \dots, x_{t-L_N}) \quad t < k \\ P(x_t | x_{t+1}, x_{t+2}, \dots, x_{t+L_{SN}}) \quad t \geq k \end{aligned} \quad (3.4.3)$$

で表わされる。信号出現時刻の決定範囲を $T = \{1, 2, \dots, m\}$ に保つため観測範囲を前後に拡張して $T^0 = \{1-M_N, \dots, 1, 2, \dots, m, \dots, m+M_{SN}\}$ としておく。 $\{x\}$ の T^0 上での結合確率は

$$\begin{aligned} P(x_t, t \in T^0 | k) = & P(x_{1-M_N}, \dots, x_1, x_2, \dots, x_{k-1} | N) \\ & \times P(x_k, x_{k+1}, \dots, x_m, \dots, x_{m+M_{SN}} | \overleftarrow{S \oplus N}) \end{aligned} \quad (3.4.4)$$

となる。ここに $P(\cdot | N), P(\cdot | \overleftarrow{S \oplus N})$ はそれぞれ情報源N、情報源 $\overleftarrow{S \oplus N}$ からの出力と考えた時の結合確率である。記法を簡単化するため $\{1-M_N, \dots, 1, 2, \dots, k-1\} = T_N^0, \{k, k+1, \dots, m, \dots, m+M_{SN}\} = T_{SN}^0, \{1-M_N+L_N, \dots, 1, 2, \dots, k-1\} = T_N^1, \{k, k+1, \dots, m, \dots, m+M_{SN}-L_{SN}\} = T_{SN}^1$ とし、 $T_N^1 \cap T_{SN}^1 = T^1$ とする。また、情報源を3.3.2項の状態空間表現により $\{F, G, C\}$ で表わし、情報源N、 $\overleftarrow{S \oplus N}$ に対してそれぞれ $\{F_N, G_N, C_N\}, \{F_{SN}, G_{SN}, C_{SN}\}$ とする。

(3.4.4)に対して、 $t \in T^1$ 上での条件付き確率を

$$\begin{aligned} P(x_t, t \in T^1 | k, icx) = & P(x_t, t \in T^0 | k) / \{P(x_{1-M_N}, \dots, x_{L_N-M_N} | N) \\ & \times P(x_{m+M_{SN}-L_{SN}+1}, \dots, x_{m+M_{SN}} | \overleftarrow{S \oplus N})\} \end{aligned} \quad (3.4.5)$$

とする。

信号出現時刻kの決定は(3.4.4)あるいは(3.4.5)を最大にするkを求めることに帰着する。その具体的手法を以下に3つ述べる(図3.4.2参照)。

手法1：情報源N、N+Sを推定するのに判別区間Tの全データを用いる。

まず $t \in T_N^0$ に対して

$$P(x_t, t \in T_N^0 | F_N, G_N, C_N) \quad (3.4.6)$$

$t \in T_{SN}^0$ に対して

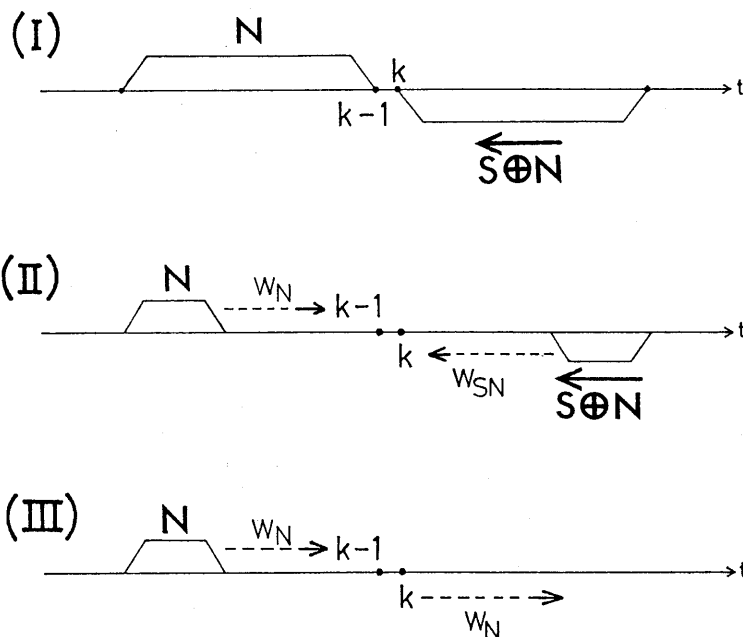


図 3.4.2 信号出現時刻 k の決定のための情報源 N および $S \oplus N$ の推定区間の概念図。
 (I) は手法 1、(II) は手法 2、(III) は手法 3 に対しての。波線矢印は N および $S \oplus N$ から予測誤差 $W_n(t)$ 、 $W_{sn}(t)$ を計算する方向を示す。(III) の手法 3 においては、 $S \oplus N$ のみの情報源を推測した場合はこの図とは逆向きになる。

$$P(x_t, t \in T_{SN}^0 \mid F_{SN}, G_{SN}, C_{SN}) \tag{3.4.7}$$

を計算し、最大値を実現する $F_N, G_N, C_N, F_{SN}, G_{SN}, C_{SN}$ を記号 $\hat{}$ をつけて表わす。このとき、(3.4.4) に対する赤池の情報量基準 AIC は

$$AIC(k) = (k-1 + M_N) \ln \det \hat{C}_N + (m-k+1 + M_{SN}) \ln \det \hat{C}_{SN} + 2(\kappa_N + \kappa_{SN}) + \text{const.} \tag{3.4.8}$$

で与えられる。ここで κ_N, κ_{SN} はそれぞれ情報源 $N, S \oplus N$ のパラメータの個数である。この AIC を最小にする k をもって信号出現時刻とする。

この手法は、判定する時点 k 毎に 2 つの情報源を作成しなければならず、計算時間がかかる。

手法 2：判定区間の最前部および最後部のデータから情報源 $N, S \oplus N$ を推定する。

この手法は次の 2 つに大別される。

- 1) 予測誤差の共分散行列を \hat{C}_N, \hat{C}_{SN} に固定する。
- 2) 予測誤差の共分散行列 $\hat{\Lambda}_N, \hat{\Lambda}_{SN}$ を計算される予測誤差より推定する。

t 時点の N および $S \oplus N$ からの予測誤差をそれぞれ $w_N(t)$ 、 $w_{SN}(t)$ とすると(3.4.5)に対する AIC は、1) の場合は、

$$\begin{aligned} \text{AIC}(k) = & (k + \bar{M}_N) \ln \det \hat{C}_N + (\bar{M}_{SN} - k + 1) \ln \det \hat{C}_{SN} \\ & + \sum_{t=-\bar{M}_N}^{k-1} w_N'(t) \hat{C}_N^{-1} w_N(t) + \sum_{t=k}^{\bar{M}_{SN}} w_{SN}'(t) \hat{C}_{SN}^{-1} w_{SN}(t) + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.4.9)$$

となる。ここで

$$\begin{aligned} \bar{M}_N &= M_N - L_N - 1 \\ \bar{M}_{SN} &= m + M_{SN} - L_{SN} \end{aligned}$$

とおく。

また 2) に対する AIC は x の成分数を r として

$$\begin{aligned} \text{AIC}(k) = & (k + \bar{M}_N) \ln \det \hat{\Lambda}_N + (\bar{M}_{SN} - k + 1) \ln \det \hat{\Lambda}_{SN} \\ & + (\bar{M}_N + \bar{M}_{SN} + 1)r + 2(r + r^2) + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.4.10)$$

となる。これらの AIC が最小となる時点 k を信号出現時刻とする。

手法 1 と比較して、計算時間は飛躍的に短縮され、精度もさほど見劣りしない。手法 2-1) において、近似情報源の共分散行列によっては結果が多少不安定になることがある。

手法 3 : 判別区間の最前部あるいは最後部のみ情報源を推定する。

簡単のため、最前部のみ情報源 N を推定する場合を考える。t 時点の情報源 N からの予測誤差を $w_N(t)$ とすると $t \in T_N^1$ と $t \in T_{SN}^1$ では $w_N(t)$ の共分散が異なることに注目する。 $t \in T_{SN}^1$ における $w_N(t)$ の推定共分散を $\hat{\Lambda}_w$ とし、(3.4.5) を最大化する。ただし、 $t \in T_{SN}^1$ においても $E [w_N(t) w_N'(t + \tau)] = 0$ ($\tau \neq 0$) と仮定する。手法 2 と同様、2 つに大別される。

1) $t \in T_N^1$ の共分散行列を推定情報源の共分散行列に固定する。このとき AIC は

$$\begin{aligned} \text{AIC}(k) = & (k + \bar{M}_N) \ln \det \hat{C}_N + (\bar{M}_{SN} - k + 1) \hat{\Lambda}_w \\ & + \sum_{t=-\bar{M}_N}^{k-1} w_t'(t) \hat{C}_N^{-1} w_N(t) + (\bar{M}_{SN} - k + 1)r \\ & + r^2 + r + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.4.11)$$

2) $t \in T_{SN}^1$ の共分散行列を推定する。このときの AIC は

$$\begin{aligned} \text{AIC}(k) = & (k + \bar{M}_N) \ln \det \hat{\Lambda}_N + (\bar{M}_{SN} - k + 1) \ln \det \hat{\Lambda}_w \\ & + (\bar{M}_N + \bar{M}_{SN} + 1)r + 2(r^2 + r) + \text{const.} \end{aligned} \quad (3.4.12)$$

これらの AIC が最小になる k をもって信号出現時刻とする。

手法3はただ1つの情報源のみを推定するだけなので、SまたはNいずれかの情報源が推定困難な場合にむいており、計算時間は3つの手法の中で最も短い。以上、大別して3種の手法を述べた。ここで述べた手法は、パラメータ数をゼロと仮定することによりOriginalなデータをそのまま用いることもできる。手法3は、手法1～3との組み合わせとして用いることもできる。つまり、片方のモデルによる逆フィルタを通すことと同等である。このホワイト化フィルタの出力に対して再び手法1～3を適用するのである。これは、手法2についても同様である。このようにあらかじめホワイト化フィルタを使用する手法を、仮に手法0と呼ぶことにしよう。

実際の問題として観測量が多成分の時、計算量は膨大になるが、次のように簡略化できる。まず第1成分の事後確率を第2成分の事前確率とし、ベイズ流に第2成分の事後確率を得る。これをr成分まで順次繰り返して最終的な事後確率を得る。このときのAICを最小とする時点kを信号出現時刻とする。この方法は、本質的に共分散行列の対角成分を0と仮定することに相当しているが、十分実用に耐える。実際に適用するときは、第1成分で十分な精度が得られないとき第2成分を…と満足すべき精度が得られるまで順次成分数をふやしていく。

さてこれまで述べてきた信号出現時刻は、等時間間隔でサンプリングされた観測量を用いて、最初に信号が出現した時刻として定義される。しかし、これは従来のアナログ可視記録によって人間が信号出現時刻と判断していた時点とは異なる。例えば、地震波信号の初動時刻としては、正に信号が始まらんとする時点を初動時刻としてアナログ可視記録から人間が読み取っている。このように、時間を離散的に見た場合と連続量的視点から見た場合とでは信号出現時刻のとらえ方が多少異なる。この両者の視覚的な差異は、出現した信号が大きければ大きい程顕著である。そこで、ここで定義した信号出現時点を1サンプル時点前にもどした(k-1)時点を、視覚的な初動時刻として定義する(図3.4.3)。

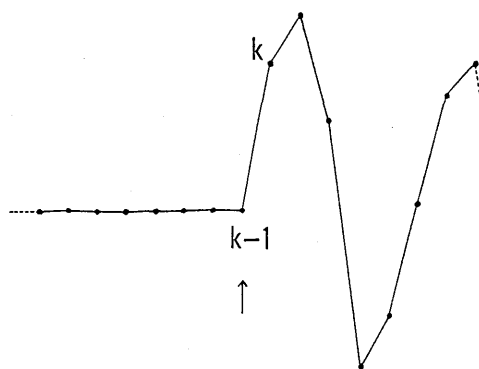


図3.4.3 離散時間のモデルにおいて信号が出現した時点kと連続時間的視点からみた信号出現時刻との違い。図中矢印の時点(k-1)を視覚的な初動時刻と呼ぶ。

3.4.2 ベイズの識別手法として見た信号出現時刻の決定

前項で述べた信号出現時刻の決定手法を、ベイズの識別手法の立場から見直してみる。

信号出現時点kすなわち(3.4.4)あるいは(3.4.5)を最大化するkは確率過程 $\{x_t\}$ により決まる

確率変数である。しかし、実際には各 k により逆に確率過程 $\{x_t\}$ が決まる。なぜなら、情報現 N からの出力 $\{n_t\}$ および情報現 S からの出力 $\{s_t\}$ の確率過程がそれぞれ独立に存在し、これら2つの出力端子を接続させた時刻が k であり、その結果として $\{x_t\}$ が決まるからである。そこで、これらの出力端子を接続させる事象の全体を A とし、時刻 i に端子を接続させる排反事象を A_i で表わすと、信号出現時刻の決定問題は、情報 $\{x_t\}$ が事象 A のうちの事象からの情報であるかを識別する問題となる。

いま、 $A = \{A_1, A_2, \dots, A_m\}$ 、 $(A_i \cap A_j = \phi, i \neq j)$ とし、 $\{x_t, t \in T^0\}$ の全体を X 、損失行列を $C = [C_{ij}]$ 、 $P = (P(A_1 | X) \dots P(A_m | X))'$ とおくと、損失ベクトル $l = (l_1 \ l_2 \ \dots \ l_m)'$ は(3.2.2)と同様に表わされる；

$$l = CP \tag{3.4.13}$$

したがって、ベイズの識別方法は

$$\min_i l_i = l_k \Rightarrow X \in A_k \tag{3.4.14}$$

となる。ここに $X \in A_k$ は X が A_k からの情報であると識別された、すなわち信号出現時刻が k であると判断されたことを表わす。

(3.4.14) のベイズの識別手法において、前項の多時点識別手法を見てみよう。前項で述べた種々の手法は、本質的には尤度関数の違いと考えられる。そこで、これらの手法における i 時点に信号が出現する尤度を $P(X | A_i)$ で代表させることにする。前項の $AIC(i)$ を用いると

$$P(X | A_i) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} AIC(i) \right\} \tag{3.4.15}$$

により与えられる。したがって、3.4.1項の手法は、

$$\max_i P(X | A_i) = P(X | A_k) \Rightarrow X \in A_k \tag{3.4.16}$$

により信号出現時刻の決定を行ったことになる。これは、事前確率および損失を

$$\begin{aligned} P(A_1) &= P(A_2) = \dots = P(A_m) \\ C_{ii} &= C_0 \quad (i=1, 2, \dots, m) \\ C_{ij} &= C_{ji} = C_e \quad (i=1, 2, \dots, m, j=1, 2, \dots, m, i \neq j) \\ C_0 &< C_e \end{aligned}$$

としたときの (3.4.14) のベイズの識別手法と同等になる。ここに、事後確率は

$$P(A_i | X) \sim P(A_i)P(X | A_i)/P(X) \tag{3.4.17}$$

を満たすと仮定した。

次に、白井・徳弘(1979)による信号出現時刻の決定手法をベイズの識別手法の立場から見てみる。あるパラメータ(いまの場合信号出現時刻)を求めるために通常なされるように、(3.4.4)あるいは(3.4.5)式を時間について微分(正確にはいまの場合は離散的なので差分)してゼロとおき極値を求めることが考えられる。情報源 N および $\overleftarrow{S \oplus N}$ を固定した前項の多時点識別法の手法 2-1) において

$$\text{差分} \sim \text{AIC}(k+1) = \text{AIC}(k) = 0 \Rightarrow \text{信号出現時刻は } k \text{ 時点}$$

とすれば、森田・浜口(1984)が述べているように白井・徳弘(1979)と同等である。しかしながら、これをもって白井・徳弘(1979)と横田ら(1981)の多時点識別法が同等であると主張(森田・浜口(1984))することは正しくない。実際、極値は多数存在し、平滑化などの手続きが必要となる。白井・徳弘らの手法は、1時点しか情報がなく情報源 N 、 $\overleftarrow{S \oplus N}$ が既知の場合のベイズの識別手法による 3.3 節の信号検出問題である。

一般化された信号出現時刻の決定は、(3.4.14)のベイズの識別手法により行われることを示した。すなわち、各信号出現時刻 k (クラス A_k) の尤度は 3.4.1 項の手法で求め、その識別は (3.4.14) のベイズの識別手法により行われる。

さて、信号出現時刻の決定を行うために重大な問題として、出現時刻 k を決定する区間の設定がある。しかし、これもベイズの識別手法により解決される。いま、識別クラスを $A = \{\dots, A_{\tau+1}, A_{\tau+2}, \dots, A_{\tau+m}, \dots\}$ と拡張する。そしてこれら各事象の事前確率が

$$P(A_i) = 0 \quad (i \leq \tau, i \geq \tau+m+1)$$

となる τ および m を設定することにより判定区間の設定が行われる。

3.4.3 信号出現時刻の決定誤差

ベイズの識別手法による信号出現時刻の決定手法について 3.4.3 項で述べた。ここでは、決定された出現時刻に対する誤差の評価について考えてみる。

通常パラメータ θ の推定誤差を評価する方法は、標本数 N が十分大きいとき $\sqrt{n}(\theta - \hat{\theta})$ が漸近的に平均 0 共分散 $J^{-1}(\hat{\theta})I(\hat{\theta})$ の正規分布に従う (3.3.3 項参照) ことを利用して行われる。しかし、いまの場合、信号出現時刻 k は (3.4.4) の尤度関数に陽として含まれていない。さらに言えば、信号出現時刻 k についての標本は 1 個しか得られていないのである。

ベイズの識別手法にもどって考えてみよう。識別は損失が最小となるクラスを選ぶことにより行われている。そして、これは各クラス間に棄却領域を設定して検定を行うことと同等であった。このとき、事前確率に基づき棄却領域が設定されたものが、ベイズ解である。したがって、信号出現時刻の決定誤差を、棄却領域の設定法の違いにより識別されるクラスの全体とすることができる。

しかし、これは現実的な方式ではない。そこで識別された A_k に対して独自に棄却領域を設定し、この棄却領域で A_k と他のクラスとの検定を行い、棄却されないクラスを誤差として採用することにする。すなわち、

$$\text{帰無仮説 } H_0 : A_k = A_i \quad (i=1, 2, \dots, m, i \neq k)$$

$$\text{対立仮説 } H_1 : A_k = A_i$$

の検定により、帰無仮説が採用されたクラスの全体を信号出現時刻の決定誤差とするのである。したがって、問題は A_k に対して棄却領域をいかに設定するかということになる。

3.4.1項で述べた各手法に対して試してみることにする。まず手法1について考えようこれは、情報源モデルの推定を含めて同時に識別を行う方式であった。そこで、モデルの推定誤差すなわち $\sqrt{N}(\hat{\theta} - \theta_0)$ が平均0、共分散 $J^{-1}(\theta_0)I(\theta_0)$ に従うことを利用することにする。つまり、パラメータの推定誤差の共分散行列が χ^2 分布に従うことを利用して、 $AIC(k)$ であるいは尤度の推定誤差の棄却領域を設定するのである。しかし、この場合 $J^{-1}(\theta_0)I(\theta_0)$ は未知であることに注意しなければならない。

次に手法2について考えよう。まず手法2-1は、情報源は既知としてその予測誤差の系列により識別を行っている。森田・浜口(1984)は、この手法2-1)と同等の方法で信号出現時刻を決定し、このときの誤差を、既知とした情報源のパラメータの推定誤差を利用することにより評価することを提案している。ここでは別の視点から考えてみる。手法2-1)は、本質的には予測誤差の共分散が既知とした情報源の共分散と等しいか否かを検討している。そこで $\Sigma w_i^2 C^{-1} w_i$ が χ^2 分布に従うことを利用して検定を行うことにする。このとき、 A_k 自身についても検定を行うことができる。

次に手法2-2)について考えてみよう。これはシステムダイナミクスは既知として予測誤差の共分散行列を推測することにより識別を行っている。そこで、 A_k と A_i のそれぞれの $\Sigma w_i^2 C^{-1} w_i$ の比が F 分布に従うことを利用して検定を行うことにする。

手法3-1)については簡単ではない。手法3-2)は、予測誤差に対する仮定は手法2-2)と基本的には同等である。そこで手法2-2)と同等に F 分布を利用して検定を行うことにする。そして手法3-1)についても手法3-2)と同様に F 分布を利用して行う方式をとる。

次に、 A_k 自身についても同様の目安を考えよう。 A_k は、信号が存在するという条件下のもとで識別されたクラスである。そこで信号がないとした場合の AIC と A_k の $AIC(k)$ との差を、エントロピーの意味での信号出現の確度として用いることにする。

誤差に対するより実際的な評価の目安を考えてみよう。 A_k が識別された後、 T_N 、 T_S についての予測誤差の共分散行列をそれぞれ計算し(情報源モデル自身も再計算してよい)、それぞれの情報源モデルからの予測誤差を $\overleftarrow{S} \oplus N$ については $t=k-1, k-2, \dots, N$ については $t=k, k+1, \dots$ と両方向に計算しながら F 分布を利用して検定を行い、信頼区間を超えた時点の t_1, t_2 をもって、信号出現時刻

に対する区間推定 $[t_1, t_2]$ とする。これは手法 1)~3) について共通に行うことができ、より実際的な方法である。

参 考 文 献

- 森田裕一・法口博之、1984：自己回帰過程による地震波初動の自動検測とその信頼区間、地震 2、37、281-293。
- 白井克彦・徳弘一路、1979：地震波初動の自動検出、地震 2、32、141-148。
- 横田 崇・周勝 奎・溝上 恵・中村 功、1981：地震波データの自動検測方式とオンライン処理システムにおける稼働実験、地震研究所彙報、55、449-984。
- Allen, R. V., 1978 : Automatic earthquake recognition and timing from signal trace. Bull. Seism. Soc. Am., 68, 1521-1532.
- Anderson, K. R., 1978 : Automatic analysis of microearthquake network data, Computer-Aided Sismic Analysis and Discrimination. ed. C. H. Chen, Elsevier, Amsterdam, 159-175.
- Stewart, S. W., W. H. K. Lee and J. P. Eaton, 1971 : Location and real-time detection of microearthquakes along the San Andreas fault system in central California. Roy. Soc. New Zealand, 9, 205-209.

3.5 地震波信号における相の同定

時系列データの信号検出手法については、2者強制選択問題として3.3節で述べた。検出したい信号が複数個ある場合についても、基本的には3.2節で述べた Bayes の決定手法により解決される。このような複数のクラスの信号検出問題の一つとして、地震波信号がある。

地震波信号は、P波、S波等の混合波からなり、特に震源を決定する上で重要なことは、これらP波、S波の識別である。2者強制選択問題としての地震波信号検出は、通常次の3段階の手順により行われる。

- i) 地動雑音からP波信号の検出
- ii) 地震波信号の終了検出
- iii) 地震波信号の中からS波信号の検出

地震波信号は、発震機構や波の伝播経路の地殻構造により非常に多様な様相を呈する。例えば、震央からある方位の観測点では、P波信号が非常に微弱となり、S波信号しか識別できないようなことがある。このような場合、単に最初に検出された信号をP波信号とする上述の手順では、S波をP波と誤認し、震源決定に重大な悪影響を及ぼすことになる。

しかし、P波、S波の情報モデルを設定することは容易ではない。なぜなら、これらの波は、発震機構とその伝播経路により決まるもので、情報源モデルはこれら両者をあわせた伝達関数により表

現されるからである。そこで、これらの波を、振動方向による特徴パラメータにより識別することを考える。

地震波の振幅は、P波の場合は上下動成分に、S波の場合は水平動成分にそれぞれ卓越することが多い。またP波は震央方向に振動する波である。このような特徴を利用し、P波、S波を識別することおよび震央方位角を推定することは古くから行われている。最近では、竹山ら(1977)が、計算機に接続された観測網で、また、彼らと類似の手法により中村ら(1984)が、1観測点のみでP波、S波の識別および震央方位角を推定することを試みている。一方、Flinn(1965)は、3成分波形をparticle motionによりP波的、SH波的、SV波的な波に分離するためのpolarization filterを提案し、Montalbetti and Kanasewich(1970)は、この手法により遠地地震波形の中に含まれる構造的な波形の抽出を行った。

ここでは、振動方向の特徴パラメータの抽出のために、Flinnらによるpolarization filterの概念を利用した。以下に、地表面に入射したP波、S波の振動方向(3.5.1項)、主成分分析の立場から再編成したpolarization filter(3.5.2項)、震央方位角の推定とその推定誤差(3.5.3項)、そして最後に、P波、S波の特徴パラメータによる識別基準について記述する。

3.5.1 地表面でのP波、S波の振動方向

地震波信号は、通常、地表面での振動を観測することにより得られている。P波、S波の識別を振動方向による特徴パラメータで行う準備として、これらの波が地表面に入射したときに観測される見掛けの振動方向について簡単に記述しておく[詳しくは、例えばEwing et. al. (1957), Aki and Richards(1980)]。

P波は伝播方向に振動する縦波であり、S波は伝播方向に対して直交する方向に振動する横波で、鉛直面内の振動成分(SV波)と水平面内の振動成分(SH波)に分けられる。いま、水平成層構造で異方性を持たない場合には、それぞれの直達波が地表面に入射する直前の振動方向は、図3.5.1のようになる。したがって、これらの波のparticle motionは、入射角(ここでは、水平面から下向きに測った角度とする)と、震央方向(北から時計まわりの方向に測った角度)に対する情報を持っている。

地表面(自由表面)への入射問題として、最も簡単な半無限弾性体の自由表面に平面波が入射した場合を考えよう。SH波が入射した場合は振幅が2倍に増加されるだけで何ら特別なことは生じない。しかし、P波またはSV波が入射した場合には、反射P波、反射SV波が生成されSH波の入射の場合とは事情を異にする。

波が入射する角度を f 、反射P波、反射SV波のそれぞれの角度を f_P 、 f_S とする。ただし、これらの角度は、水平面から下向きに測るものとする(図3.5.2)。またP波、S波の速度を V_P 、 V_S とする。このときSnellの公式より

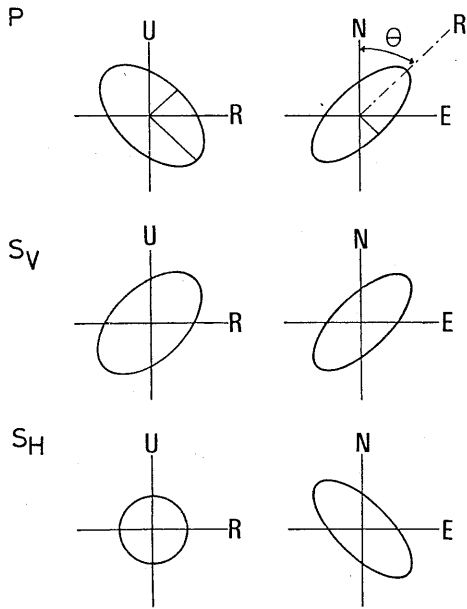


図 3.5.1 地表面へ入射直前の P 波、S V 波、S H 波の particle motion の概念図。R は震央方向を示し、 θ は方位角である。

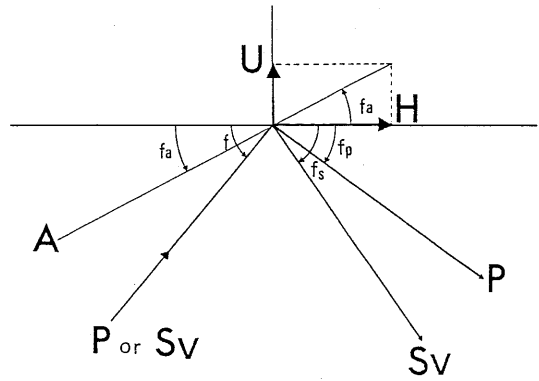


図 3.5.2 半無限弾性体の自由表面入射の概念図。 f は入射角 (P 波入射のとき f_p 、S V 波入射のとき f_s)、 f_a は見かけの入射角を示す。

$$\frac{\cos f}{V} = \frac{\cos f_p}{V_p} = \frac{\cos f_s}{V_s} \quad (3.5.1)$$

ただし

$$V = \begin{cases} V_p & (\text{P 波入射のとき}) \\ V_s & (\text{S 波入射のとき}) \end{cases}$$

となる。

P 波が入射した場合の見かけの振動方向 f_a は、上下動振幅 U と水平動振幅 H との比として簡単に求めることができ

$$\tan f_a = -\cot 2 f_s \quad (3.5.2)$$

ただし

$$U/H = \tan f_a$$

となる (図 3.5.2 参照)。 f_s は (3.5.1) より

$$f_s = \cos^{-1} \left(\frac{V_p}{V_s} \cos f_p \right)$$

で与えられる。このとき、 $V_P > V_S$ より、常に、 $\cos f_s < 1$ である。(3.5.2)を変形すると、より直接的な関係式

$$f_a = 2 f_s - \frac{\pi}{2}$$

で表わされる。

次にSV波が入射した場合を見てみる。このとき(3.5.1)より

$$\cos f_p = \frac{V_p}{V_s} \cos f \geq 1$$

となる場合がある。等号が成立するときの入射角 $f_c = \cos^{-1}(V_s/V_p)$ はcritical angleと呼ばれている。 $f < f_c$ の場合には、いわゆる全反射となりphase shiftを生じる。このため水平方向の変位は、 $f = 45^\circ$ でゼロとなり、 $f < 45^\circ$ では見かけの振動方向は、入射SV波の振動方向とは逆方向の振動となる。すなわち、振動方向はP波の振動方向と同一の象限となる。

さて、 $f > f_c$ の場合を考えてみよう。この場合の見かけの振動方向は簡単に求めることができ

$$\tan f_a = 2 \tan f_p / (1 - \tan^2 f) \quad (3.5.3)$$

となる。ここで、振動方向として、U/Hをとっているので、(3.5.3)からすぐ解かるように $f_a < 0$ である。すなわち、P波入射の場合とは逆の象限で振動している。これに対し上述した $f < 45^\circ$ の場合、 $f_a > 0$ である。

3.5.2 主成分分析の立場から見た polarization filter の構成

時刻tにおける水平2成分(通常は南北、東西)、上下動成分の振幅値をN(t)、E(t)、U(t)とし、 $x(t) = (N(t) \ E(t) \ U(t))'$ とおく。t=t₀、t₀+1、…、t₀+nに対するx(t)が3次元空間内で描く軌跡は、particle motionと呼ばれている。

particle motionの主たる振動方向を求めることを考えてみよう。これは、 $z_1(t) = x'(t)e_1$ という変換を考え、 $\sum \{Z_1(t)\}^2 \rightarrow \max$ となるベクトル e_1 を求めることにより実施される。但し、 $\|e_1\|_2 = 1$ とする。同様に、第2番目、第3番目の振動方向を求めることが考えられる。ただし、各振動方向は直交するようにとる。このような手順で各 e_i および $z_i(t)$ を求めることは主成分分析と呼ばれており、これはx(t)の共分散行列の固有値問題として解決される。

いま、簡単のために $T = \{1, 2, \dots, n\}$ とし、x(t)、(t ∈ T)は同じ波群からの出力と考えよう。ここで、(x)_tの標本共分散行列をR、Rの期待値をCとする

$$C = E[R] = E[x(t)x'(t)] = xx' \quad (3.5.4)$$

ここに $x = (N \ E \ U)'$ とする。以下、共分散行列Cについて考える。このことによって一般性は損

なわれない。

Cは正値対称行列なので、次のように分解される。

$$C = T \Sigma T' \quad (3.5.5)$$

ただし

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & 0 \\ & \lambda_2 & \\ 0 & & \lambda_3 \end{pmatrix}$$

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq 0$$

$$T = [e_1 \ e_2 \ e_3], \quad TT' = I$$

e_1, e_2, e_3 は固有値 $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ にそれぞれ対応する固有ベクトルである。 $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ に対応する主成分を $z = (z_1 \ z_2 \ z_3)'$ また、主成分得点 (因子スコア) を $z(t) = (z_1(t) \ z_2(t) \ z_3(t))'$ とすると、

$$\begin{aligned} z &= T'x \\ z(t) &= T'x(t) \end{aligned} \quad (3.5.6)$$

で表わされる。また、

$$E[z(t) \ z(t)'] = zz' = \Sigma \quad (3.5.7)$$

となる。すなわち、各主成分の分散はそれぞれ対応する固有値と等しい。各主成分の分散の全体に占める割合は、寄与率と呼ばれ

$$\gamma_i = \lambda_i / \text{trace } C \quad (3.5.8)$$

で表わされる。また $\gamma(j) = \sum_{i=1}^j \gamma_i$ は累積寄与率と呼ばれている。

いま、主成分の標準偏差に境界面を設置すると、 $x(t)$ の particle motionは、

$$x' C x = 1 \quad (3.5.9)$$

の楕円体で表現されることになる。したがって主たる振動方向は、第1主成分に対応する固有ベクトルで表わされ、全体の波形を代表する程度は、第1主成分の寄与率で見ることができる。また、第2、第3主成分の影響度は、寄与率 γ_2, γ_3 を用いて評価できる。

さて、各主成分を構成するもとの変量の割合は、効果ベクトルと呼ばれており、基底ベクトルを $[e_N \ e_E \ e_U]$ とすると

$$x_{C_j} = \gamma_j [N e_N \ E e_E \ U e_U]' e_j \quad (3.5.10)$$

で定義される。また、主成分得点に対応するものは、

$$x_{c_j}(t) = \gamma_j [N(t)e_N \ E(t)e_E \ U(t)e_U]' e_j \quad (3.5.11)$$

で定義される。この効果ベクトルを用いて、

$$\begin{aligned} \bar{x}_c^j &= \sum_{i=1}^j x_{c_i} \\ \bar{x}_c^j(t) &= \sum_{i=1}^j x_{c_i}(t) \end{aligned} \quad (3.5.12)$$

を定義する。ただし $j=1, 2, 3$ である。

これは、累積寄与率に対応する効果ベクトルである。 $j=1$ の場合が、Flinn らの polarization filter に相当する。我々は (3.5.12) で定義される量を polarization filter と呼ぶことにする。

実際の波形へこの filter を適用する際は、共分散行列が時間とともに変化していることを考慮して、例えば共分散行列 C を

$$R(t) = \frac{1}{2M} \sum_{i=-M}^M x'(t+i)x(t+i) \quad (3.5.13)$$

で置き換えればよい。

3.5.3 震央方位角の推定

震央方位角の推定に、サンプル時点毎の3成分の振幅値を用いる手法が採られることが多い。しかし、各時点毎の値は非常にバラつくため、上下動方向の振幅を重みに採用して平滑化することにより計算されている [例えば竹山ら (1977)、中村ら (1984)]。この方法では、震央方位の推定誤差を得ることは困難であり、さらに最小2乗法で求めた場合は、真の振動方向とはならない。また、中村ら (1984) は、S波群についても、P波群と同様の計算により震央方位を推定しているが、これは3.5.1項で述べたように常に正しいとは限らない。すなわち、SH波の場合は $\pm 90^\circ$ 、SV波の場合は全反射の領域では正しいが、そうでない領域では -180° ずれることになる。

ここでは、固有ベクトルを用いることにより、P波、S波群からの震央方位の推定法およびその推定誤差について記述する。

(1) P波群からの震央方位の推定

P波群からの震央方位は、パーティクルモーションが入射方向に振動することから、第1主成分の固有ベクトルがP波群の入射方向を表わしている。また第1主成分が全体の波群をどれだけ代表しているかは寄与率で測られる。第1主成分の固有ベクトルを $e_1 = (e_{1N} \ e_{1E} \ e_{1U})'$ とすると、北から時計回り方向で表わした方位角 θ_p は

$$\theta_p = \tan^{-1}(e_{1E}/e_{1N}) - \delta_{e_{1U}} \pi \quad (3.5.14)$$

で与えられる。ここで、

$$\delta_{\alpha} = \begin{cases} 1 & (\alpha > 0) \\ 0 & (\alpha < 0) \end{cases}$$

とする。 $e_{1U}=0$ のとき方位角は不定である。

(2) S波群からの震央方位の推定

S波群からの震央方位の推定はP波群からすでに述べたように単純ではない。すなわち、SV波が全反射領域で phase shift を生ずるからである。さらに、SH波だけしか存在しない場合は、振動方向に直交する直線上に震央が存在することは言えるが、そのいずれの方向であるかを規定することはできない。したがってここで述べる推定法は、あくまでも目安にすぎない。

さて、S波は、SH波、SV波に分解して考えることはできるが、実際問題としてはその両方を含んだ形でS波は観測されている。そこでSH波、およびSV波を同程度含んだ場合について考えよう。

まず入射角が Critical angle よりも大きい場合について考える。この場合は、第1、2主成分の固有ベクトルによって張られる平面は、震央方位に対して垂直で、かつ震央の位置とは逆方向に傾いている。したがって、震央方位角 θ_S は、第3主成分の固有ベクトル $e_3 = (e_{3N} \ e_{3E} \ e_{3U})'$ によりP波群と同様の式：

$$\theta_S = \tan^{-1}(e_{3E}/e_{3N}) - \delta_{e_{3U}} \pi \quad (3.5.15)$$

で推定される。

入射角が critical angle のときは、上下動成分はゼロとなり、S波は、一見真下から入射したと同様になる。critical angle から 45° の間も上式で求まる。

さて、入射角が critical angle より小さいときは、phase shift により、S波の振動面は、震央の方向に傾いた面となる。したがって震央方位角は、

$$\theta_S = \tan^{-1}(e_{3E}/e_{3N}) - (1 - \delta_{e_{3U}}) \pi \quad (3.5.16)$$

となる。

(3.5.15) と (3.5.16) は、第3主成分の固有ベクトルの上下動方向の成分の正負により震央の位置が異なる点である。これはSV波の地表面における効果によるものである。したがって、もしもSV波しか存在しない場合は第1主成分の固有ベクトルにより、入射角が 45° 以上のときは (3.5.16) で、 45° 以下のときは (3.5.15) でと逆の式で求めればよい。

いずれの式で求めるかは、第1主成分、第2主成分の寄与率で判別すればよい。また震源に対して何の情報も持たない場合は、SV波に対応する固有ベクトルが寝ていれば (3.5.15) で、立って

れば (3.5.16) で求めればよい。しかし、これらはあくまでも目安にしかすぎない点に注意しておく。

(3) 方位角の推定誤差

推定された方位角の誤差について考えてみる。震央方位を示す固有ベクトルを含む切断平面を水平面に投影した2次元平面 $z=(z_1 z_2)'$ で考える。この平面において、 z_1 を推定された震央方向にとることとする。このとき水平面に投影された固有値をそれぞれ σ_1^2 、 σ_2^2 とすると、

$$zz' = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 \end{pmatrix} \quad (3.5.17)$$

となる。

方位角が正しく推定されているか否かは、上式が正規性の仮定のもとに成立しているか否かである。すなわち z_1 と z_2 の独立性の検定問題になる。

いま相関係数を ρ 、標本数を n とすると、相関係数ゼロの仮定のもので、 $\sqrt{n-2}\rho / \sqrt{1-\rho^2}$ は自由度 $n-2$ の t 分布に従う。 t 分布より求まる $100\alpha\%$ の危険度での相関係数を ρ_α とすると、

$$zz' = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & \rho_\alpha \sigma_1 \sigma_2 \\ \rho_\alpha \sigma_1 \sigma_2 & \sigma_2^2 \end{pmatrix} \quad (3.5.18)$$

となる。この (3.5.18) から求まる角度を震央方位の推定誤差と定義すると、推定誤差 θ_e は

$$\theta_e = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left| \frac{2\rho_\alpha \sigma_1 \sigma_2}{\sigma_1^2 - \sigma_2^2} \right| \quad (3.5.19)$$

で与えられる。 $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$ のときは、震央方位角は不定である。

3.5.4 P波、S波の特徴表現

観測されるP波、S波は、すでに述べたように地殻構造と震源パラメータにより非常に多様な様相を呈する。3.5.1項で述べた最も単純な半無限弾性体の自由表面への入射の場合ですら、振動方向は入射角度により大きく異なる。すなわち、地震波信号の振動の様相は、震源パラメータが決まった後の比較判断により正しく評価されるべきものである。しかし、震源位置を正しく決定するためには、震源位置が未知の状態でのP波、S波の識別を行わなければならない。したがって、正しい震源位置は、震源位置とP波、S波の識別とそれらの初動時刻のフィードバックにより評価され決定される。

震源パラメータが未知な状態での第1義的なP波、S波の識別として、従来から行われているように、上下動成分が卓越すればP波、水平動成分が卓越すればS波という方式を利用しよう。これは、入射角が立っている場合は正しい。そして一般に地表に近づく程入射角は立ってくるからで

ある。

さて、P波の particle motion は、第1主成分により代表され、S波はSH波、SV波を同程度に含むとすれば第1、第2主成分により代表される。したがって、P波動的な振動を上下動で見ることになると、P波度を表現するものは効果ベクトルの上下動成分、S波度を表現するものは効果ベクトルの水平動成分とすることができる。そこで、第*i*主成分の固有ベクトルの上下動方向の方向余弦を e_{iu} とし、P波度、S波度を、

$$D^j(P) = \sum_{i=1}^j \gamma_i e_{iu}^2 \quad (3.5.20)$$

$$D^j(S) = \sum_{i=1}^j \gamma_i (1 - e_{iu}^2) \quad (3.5.21)$$

で定義する。ただし、 $j=1$ または 2 。ここで、上下動方向および水平動方向の合計の効果を表現するため $j=1$ または 2 とした。 $D^j(P)$ 、 $D^j(S)$ は particle motion の形状のみに依存している。次に固有値の大きさに依存する量として

$$D_E^j(P) = \sum_{i=1}^j \gamma_i \lambda_i e_{iu}^2 \quad (3.5.22)$$

$$D_E^j(S) = \sum_{i=1}^j \gamma_i \lambda_i (1 - e_{iu}^2) \quad (3.5.23)$$

を定義し、これらをそれぞれ固有値依存なP波度、固有値依存なS波度と呼ぶことにする。 $D_E^j(P)$ 、 $D_E^j(S)$ は、それぞれ上下動方向、水平動方向の振幅のエネルギー的な効果を表現し、これらの平方根は振幅的な効果を表現したものである。 $D^j(P)$ 、 $D^j(S)$ および $D_E^j(P)$ 、 $D_E^j(S)$ の比をそれぞれ

$$\Lambda_i = D^j(P)/D^j(S) \quad (3.5.24)$$

$$\Lambda_E = D_E^j(P)/D_E^j(S) \quad (3.5.25)$$

とおき、

$$D_{P/S} = \tan^{-1} \Lambda \quad (3.5.26)$$

を定義し、 $D_{P/S}$ をP/S波度と呼ぶことにする。ただし、 $\Lambda = \Lambda_i$ または Λ_E 。 $j=1$ のとき、 $\Lambda_i = \Lambda_E$ となり、 $D_{P/S}$ は第1主成分の見かけの入射角を表わす。

$\Lambda (= \Lambda_i$ または $\Lambda_E)$ あるいは $D_{P/S}$ を用いた第1義的なP波、S波の識別手法は

$$\begin{aligned} \Lambda > \beta \quad (\text{または } D_{P/S} > \tan^{-1} \beta) &\Rightarrow \text{P波} \\ \Lambda < \beta \quad (\text{または } D_{P/S} < \tan^{-1} \beta) &\Rightarrow \text{S波} \end{aligned} \quad (3.5.27)$$

となる。

震源が求まった場合について考えよう。この場合、3成分の振幅を直接計算することによる比較判断も行えるが、ここでは方位角を利用した評価量を導入する。

いま求まった震源位置に対する方位角ベクトルを a_c 、P波群およびS波群から3.5.3項の手法で推定した方位角ベクトルを a_p 、 a_s とする。地殻構造に異方性がなければ、これら方位角ベクトルは一致しなければならない。そこで、P波の確度 $r(P)$ 、S波の確度 $r(S)$ を

$$r(P) = a_c' a_p \quad (3.5.28)$$

$$r(S) = a_c' a_s \quad (3.5.29)$$

と定義する。これらの絶対値が1.0に近いとき a_c と a_p あるいは a_s は一致し、最も確度は高い。また、 $r(P)$ 、 $r(S)$ の誤差は、(3.5.19) 式で与えられる方位角の推定誤差を持つ方位角ベクトルとの内積で与えられる。

ところで、S波群からの方位角の推定は、3.5.3項で述べたようにSV波に依存しており、その推定式は入射角により異なる。そこでSH波に相当する固有ベクトル（上下動方向の方向余弦がほとんどゼロ）の水平面への投影方向を持つ大きさ1のベクトルを a_{SH} とし、これと a_c との関係を表わす量を考えよう。 a_{SH} 、 a_c は、直交することが期待されるので、 $r(P)$ 、 $r(S)$ に相当する量として、SH波の確度 $r(SH)$ を、

$$r(SH) = 1 - |a_c' a_{SH}| \quad (3.5.30)$$

で定義する。 $r(SH) = 1$ のとき最も確度が高い。ただし、 $-1 \leq \{r(P), r(S)\} \leq 1$ に対し、 $0 \leq r(SH) \leq 1$ である。

次に、震央は不明であるがP波であることは正しく識別された場合のS波の確度を考えてみよう。P波の第1主成分の固有ベクトルを e_p 、SH波に対する固有ベクトル（第1主成分と第2主成分の固有ベクトルのうち、水平に近い方）を e_{SH} とすると、これらは直交することが期待される。そこでP波に対するSH波の確度を $r(SH | P)$ で表わし、

$$r(SH | P) = 1 - |e_p' e_{SH}| - |a_p' a_{SH}| \quad (3.5.31)$$

と定義する。 $r(SH | P) = 1$ のとき最も確度が高い。これは、対応するSH波が十分に含まれている時には非常に有効であるがそうでないときはほとんど意味をなさないことに注意しなければならない。

以上、相の同定のための量および、P波、S波を表現する量を定義した。ここで定義した量は最終的な震源位置を決定する上で重要な評価量になる。そして、これらの量の信頼度は寄与率で評価される。また、これらは polarization filter からの出力により計算することができ、これを用いてP波信号あるいはS波信号の検出を行えることを付記しておく。

参 考 文 献

- 竹山一郎・柴田武男・佐藤 馨、1977：地震波形の処理に関する研究 (IV) —— デジタル処理による震央方位の推定 ——、気象研究所報告、28、147-157。
- 中村 豊・斎藤明夫・橋本民雄、1983：P波とS波の識別、地震学会予稿集、No. 1。
- Aki, K. and P. G. Richards, 1980 : Quantitative Seismology—Theory and Methods, W. H. Freeman and Company, USA.
- Ewing, W. M., W. S. Jardetzky and F. Press, 1957 : Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill, New York.
- Flinn, E. A., 1965 : Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *proc. I. E. E. E.*, 53, 1874-1876.
- Montalbetti, J. F. and E. R. Kanasewich, 1970 : Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, *Geophys. J. R. Aster. Soc.*, 21, 119-129.

3.6 おわりに

信号検出とその出現時刻の決定問題を、バイズの識別手法として一般化して述べた。図3.6.1～図3.6.5に若干の解析例を示す。本章では信号出現の場合の問題しか述べなかったが、信号がある期間だけ出現する現象においては、信号出現の判別と信号終了の判別を行わなければならない。しかし、これら両者の問題は本質的に同等である。信号終了の判別の実際の手順としては i) 信号状態からノイズ状態への変化を識別する手法と、ii) ノイズ状態か否かを判断する手法がある。i) の手法は本章で述べたクラス N とクラス S の仮定を入れ替えることにより実行される。ii) の手法は、クラス N を既知としてクラス N か否かの識別を行えばよい。

地震波信号処理に特有な問題として震源決定の問題がある。この問題の最良解決手法は、3.5節の量を用いて、震源位置と地震波信号の比較判断を繰り返せばよい。このためのアルゴリズムのフローを図3.6.6および3.6.7に示す。これまでの単に初動時刻を用いただけの震源計算では大きく誤っていた場合も、このアルゴリズムを適用することにより飛躍的に信頼度をますことが確認された。

現在、時系列解析は、時変システムの解析、多数情報源モデルの分離、非線型システムの解析等、新たな展開をしつつある。また、このような解析に不可欠な、母集団のパラメータの確率的構造を明らかにする手段に関する研究も行われつつある。一方、地震の発生のような事象系列データの解析モデルについての研究も行われるようになった。今後、“事象系列+時系列”の新しいデータ解析手法の開発により、更に効率のよい地震活動、地震波信号、地殻変動データを含めた総合的な処理も期待できるが、これには装置規模等の問題を含め未解決な部分があるので、ここではまとめない。

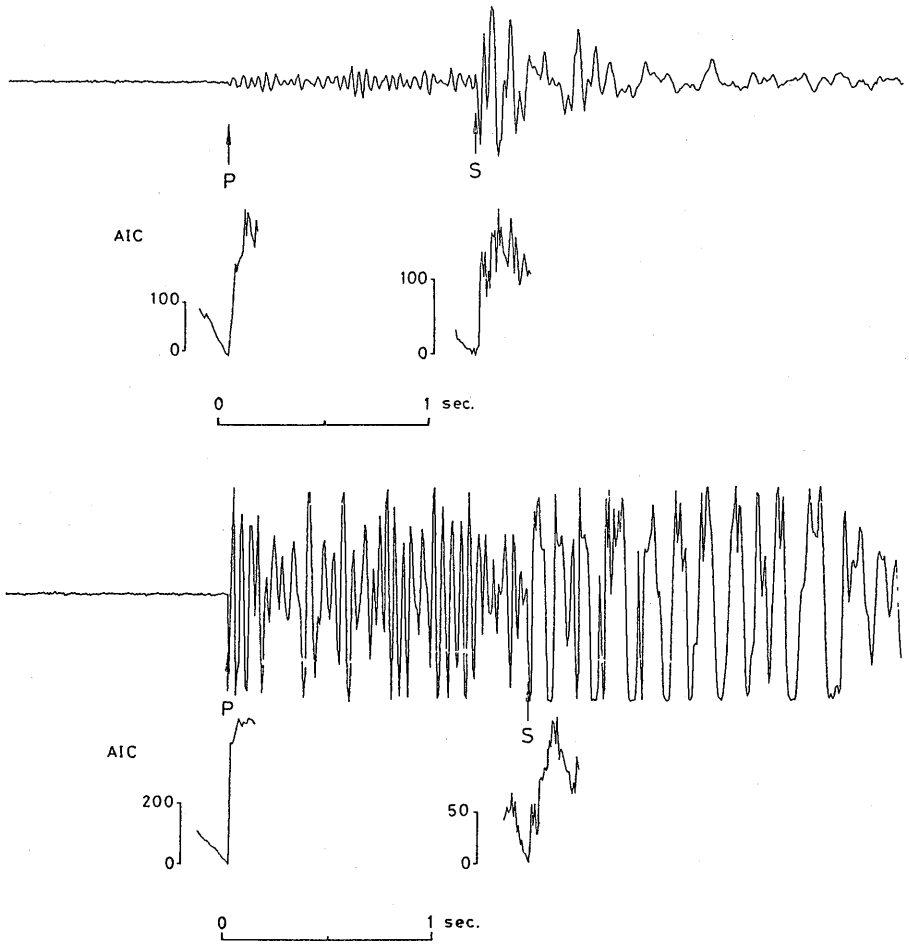


図 3.6.1 地震波信号に 3.4.1 項の手法 1 を適用した信号出現時刻の決定例。矢印 P、S はそれぞれ決定された P 波、S 波の初動時刻を示す。

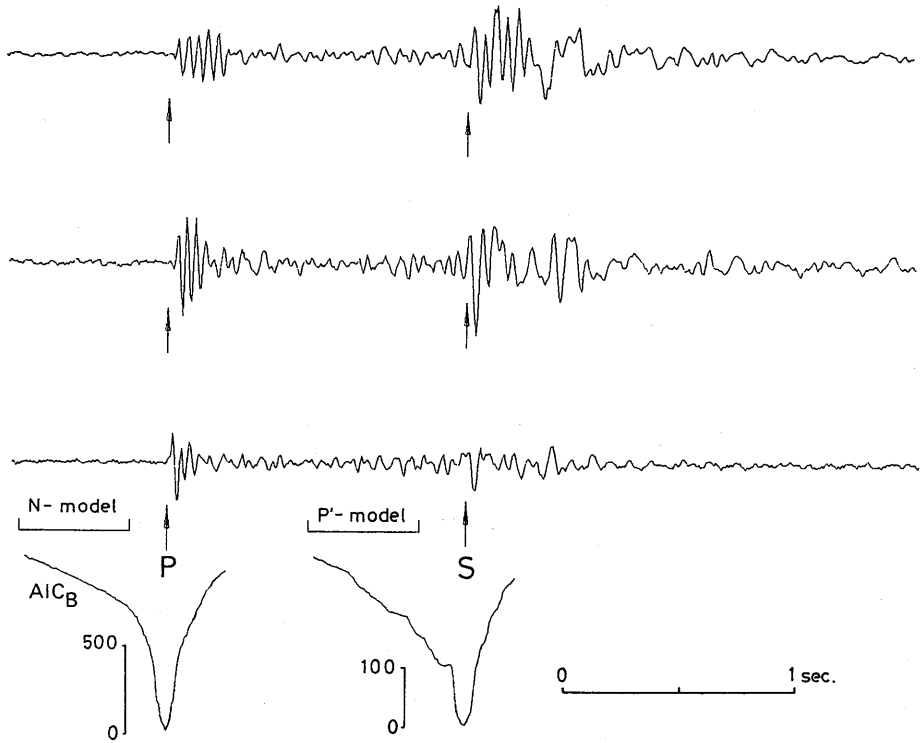


図3.6.2 地震波信号に3.4.1項の手法3-2を適用し、第1成分の事前確率に…とベイズ流の手順で決定した信号出現時刻の例。矢印P、Sは、それぞれ決定されたP波、S波の初動時刻を示す。

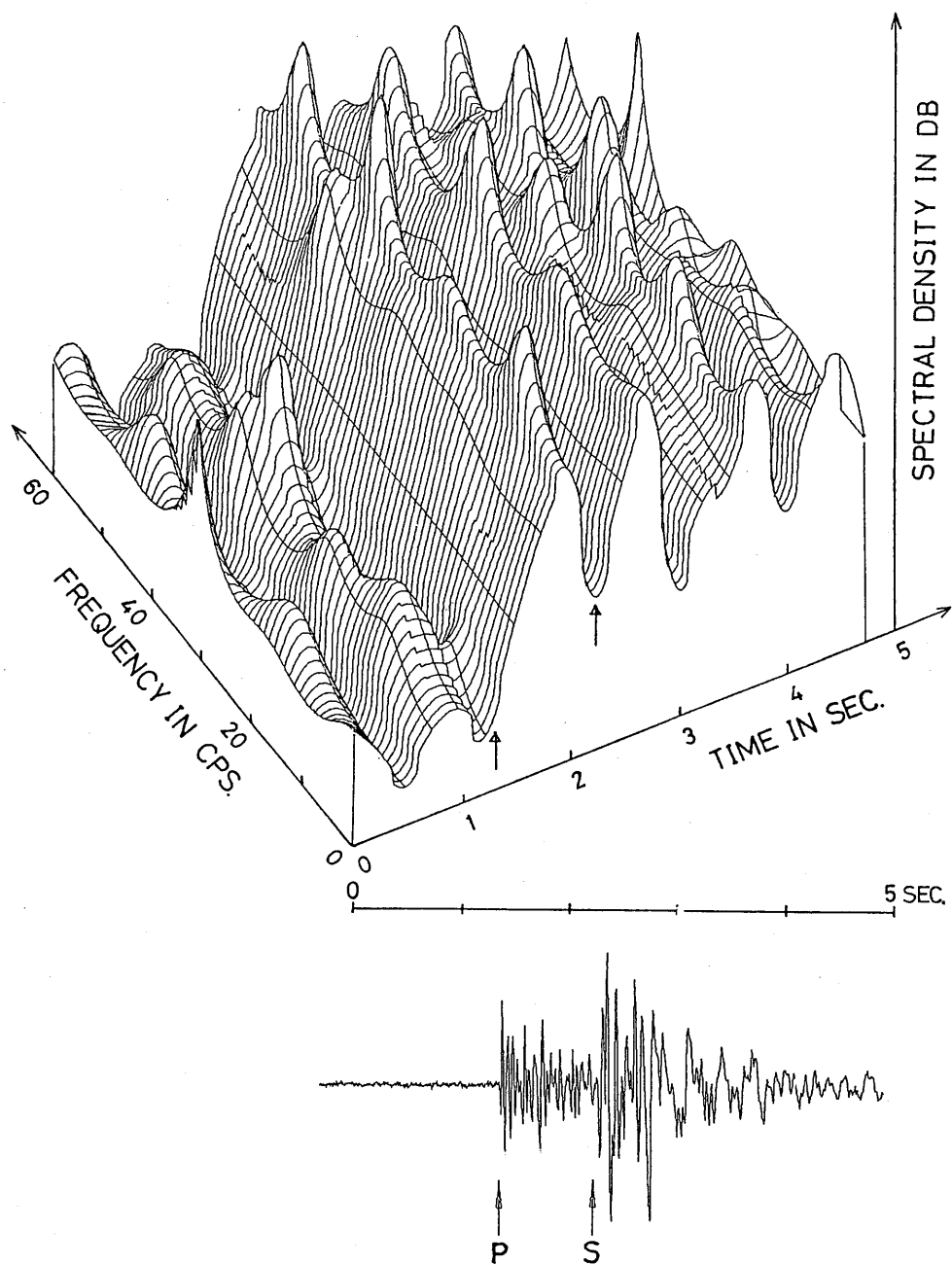


図3.6.3 地震波信号の信号検出とその出現時刻の決定に対比してスペクトルの変化を示す。矢印P、Sは、3.4.1項の手法2-2により決定されたP波S波の初動時刻を示す。

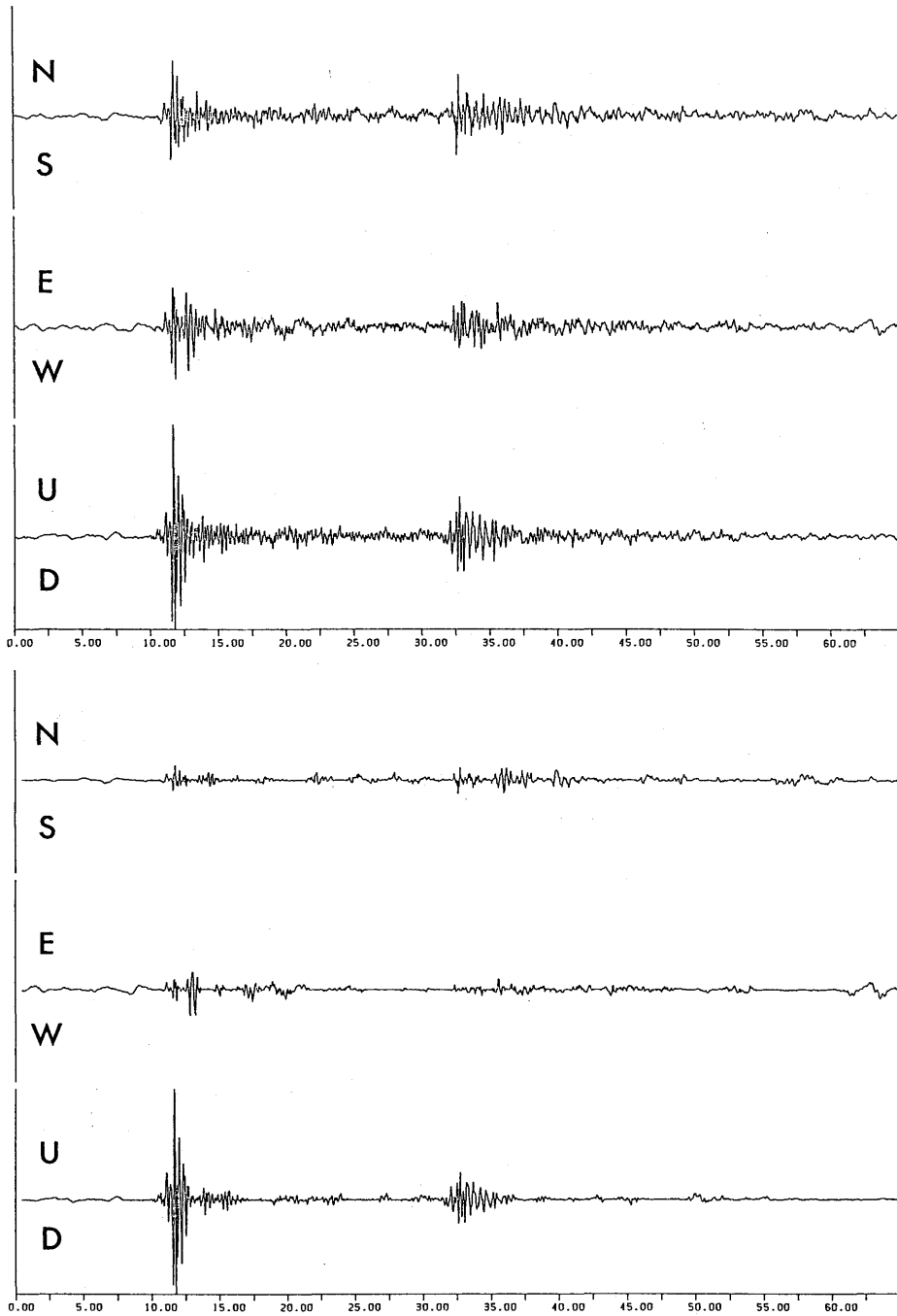


図 3.6.4 Polarization filter の適用例。
横軸は時間単位：秒である。上段は 3 成分の源波形を、下段は poralization filter からの出力。ただし、固有値および固有ベクトルは 1 秒間の波形データの移動平均により求めた。

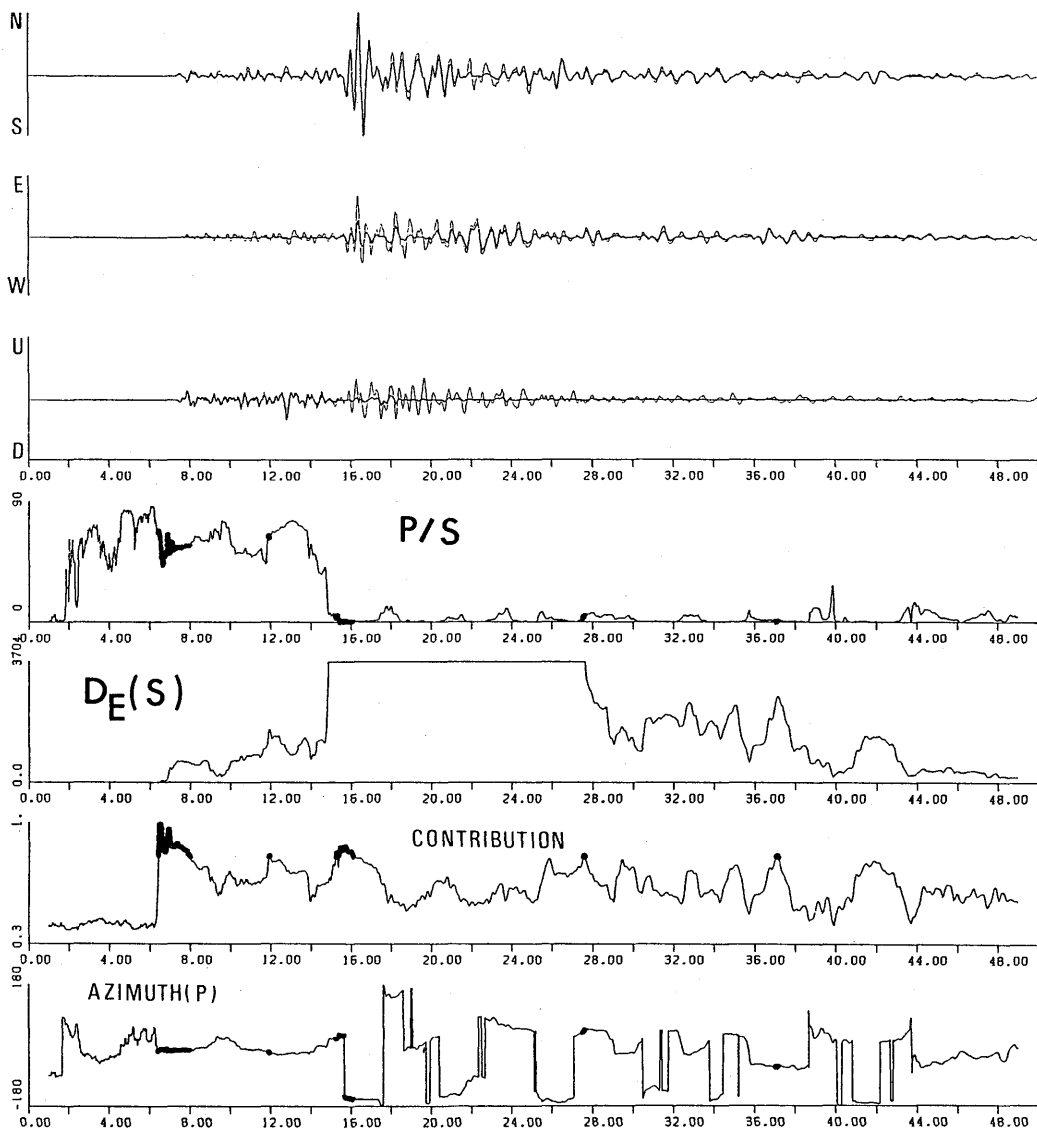


図 3.6.5 地震波信号の相の同定のための各種評価量の例。
 横軸は、時間 (単位: 秒)。上 3 段は、細実線が 3 成分元波形、実線が polarization filter からの出力。その下は順に、P/S 波速度、固有値依存な S 波速度、第 1 主成分の寄与率、そして最下段が方位角である。方位角は、P 波として求めてある。したがって、S 波以降乱れているのがわかる。各種量の中で黒く塗られている部分は、寄与率 80% 以上の部分に対応している。なお、固有値および固有ベクトルは 2 秒間のデータの移動平均により求めてある。それぞれ、必要な部分にフラックが立てられることがわかる。

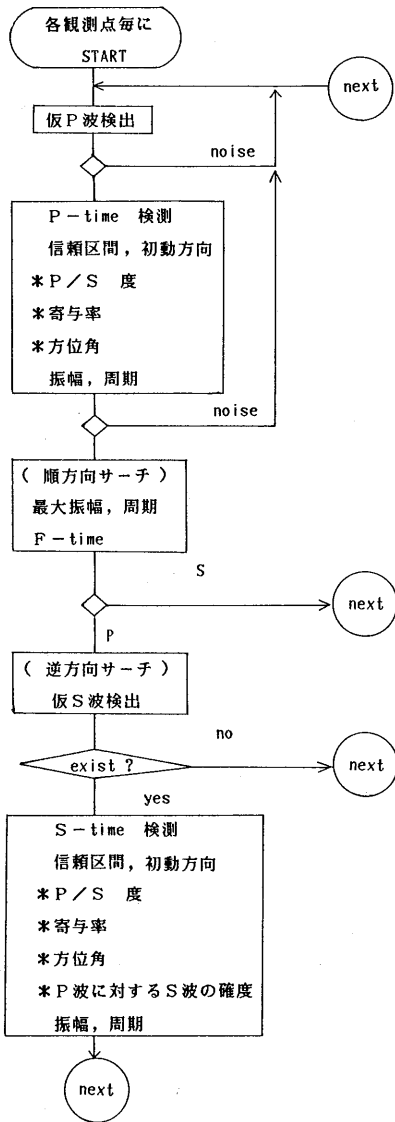


図 3.6.6 地震波信号の1観測点の信号に対する自動検出処理のフローチャート。*印は、3.5節の量に対応する。

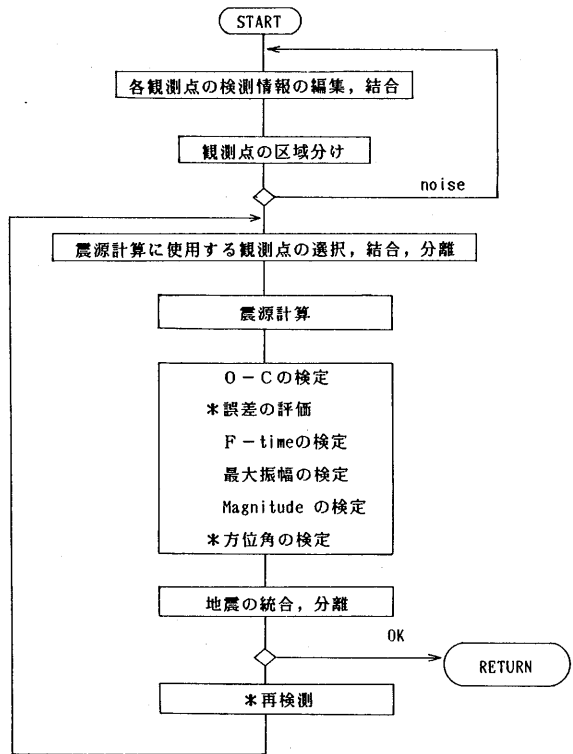


図 3.6.7 観測点毎の解析結果を統合編集し、震源を求める反復処理のフローチャート。再検測は、必要に応じて、観測点毎の情報を再検測することを意味する。

本章を閉じるにあたり、ていねいな指摘・議論等をいただいた地震火山研究部第1研究室伊藤秀美研究官に感謝いたします。

第4章 自動処理に関する関連研究

4.1 初期の地震波形リアルタイム自動処理システム*

4.1.1 はじめに

筆者は東京大学地震研究所に在任中を、地震波の On-Line 自動処理法 [Matumoto (1966)、松本・宮村 (1971)、松本 (1977)] を他に先駆けて手掛け、完成を見ずして関連の研究から遠ざかっていたが、今回気象研究所で類似システムの開発を手掛けその成果をまとめることになった。未完成で論文として報告することのできなかつた前回の地震波形自動処理システム開発の成果の一部を紹介する。

使用した装置は 1967 年に製作し、1968 年後半から東京大学地震研究所堂平微小地震観測所の小規模配列地震計網で得られる信号を使用して実用化試験に入ったものである。このシステムは、1969 年までに第一期のテストを終え、続いて第二期テストのための工事と調整を開始した時点で研究は中断した。

4.1.2 処理能力

この項では、装置の処理能力のうち第一期テストで確認できた事項について報告する。なおこの性能テストは、験測対象を人間が記録から読み取った結果と比較して行ったものであるから、必ずしも現象そのものの情報との比較ではない面もある。しかし、一応図 4.1.1 および図 4.1.2 に示した記録上に見られる程度の地震についてのみ検定を実施したものであるから、人間による判断結果には問題は少ないものと言えよう。以下、全数 300 の地震について行った験測事項とその評価結果の分析結果を示す。

検定事項 (1) PかXかの判断について

これは最初に決める初動検出設定条件によって、結果が大きく変化する事項と思われる。一応この研究での設定条件 $2N^{**}$ を信号 $1.5N$ を判断の規定値とした結果では、 $P : X = 1 : 3$ と X の打ち出し回数がかかなり多くなる。人間ならば P と判断しても当然と思われる地震初動を X と判読したものは全処理地震数に対し 7%、その逆で人間ならば X と読むであろう地震初動を P と読んだものは

* 松本英照：地震火山研究部

** N はグラウンドノイズレベルをしめし、 $2N$ および $1.5N$ はグラウンドノイズレベルの 2 倍および 1.5 倍の振幅を意味する。

MAY.2.2.1969.09.53. MAY.2.3.1969.09.45.

P OR X	AZIMUTH	TIME DIFFERENCE	AP	APM	TP/2	OR	TX/2	S	AS	TS/2	M	AM	TM	F	NO
X105451.1	07 04 01	024 000 257 160	+038	641 06 04 15 11 11	ES105505.7	-295	13 04 10 21 05	M105506 06 22	F105603 001						
P114714.3	18	072 135 301 000	+003	057 04 03 03 05 19	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M114719 03 00	F114721 002						
X115351.9	15	180 185 000 301	+043	043 18 10 08 07 06	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M115352 02 00	F115356 003						
X115354.8		075 000 301 000	+015	060 11 04 09 15 18	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M115357 03 35	F115362 004						
P115303.7	H	245 253 146 000	+053	053 11 05 07 07 06	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M115307 03 78	F115318 005						
P145957.3		080 080 000 029	-019	177 00 00 04 03 08	ES120005.8	-965	01 01 03 02 00	M120009 10 24	F120121 006						
P123333.1		333 333 333 333	333	333 33 33 33 33 33	ES123333.3	333	33 33 33 33 33	M123333 13 33	F123333 333						
P123333.2		333 333 333 333	333	333 33 33 33 33 33	ES123333.3	333	33 33 33 33 33	M123333 13 33	F123333 333						
X130745.3	C	087 000 033 091	+014	173 05 07 06 10 07	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M130813 04 19	F130914 010						
X134836.4	10	218 000 301 100	+015	078 04 04 05 05 06	ES134844.1	+163	03 04 06 03 06	M134844 04 13	F134917 011						
P135700.9	10 01 04	059 000 069 024	+003	316 05 02 04 07 03	ES135718.4	+263	09 06 07 07 09	M135719 06 10	F135324 012						
P143323.9	13 20 19	112 093 120 000	+015	179 06 07 07 10 07	ES143342.0	-235	00 12 17 13 00	M143342 06 29	F143442 014						
P152120.1	E	149 054 000 102	+045	057 09 08 05 08 09	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M152120 02 42	F152157 015						
X160524.0	15	119 142 000 301	+035	035 09 09 09 09 07	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M160524 02 00	F160523 017						
P163114.0	H	244 253 155 000	+049	053 00 00 07 05 04	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M163115 02 74	F163125 018						
X165913.4	13	196 150 301 000	+016	032 05 05 05 08 20	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M165917 02 35	F165929 019						
P170639.5	A	000 041 127 197	+015	071 13 17 17 10 07	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M170744 03 13	F170835 020						
X173950.9	07	001 000 301 225	-001	046 13 10 05 04 04	ES174000.3	+038	05 00 08 06 09	M174000 03 56	F174014 021						
X183741.6	A	000 001 015 118	+013	525 10 23 38 12 05	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M183827 06 39	F184142 022						
X185331.9	02	000 004 301 230	+016	038 10 08 10 08 10	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M185332 03 71	F185350 023						
P203937.9	21	000 098 301 017	+012	062 06 07 07 05 06	IS000000.0	+000	00 00 00 00 00	M203952 03 22	F204004 024						
P204110.3	D	007 005 000 103	-984	024 01 34 04 11 01	ES204114.4	-069	05 06 06 04 07	M204129 10 03	F204432 025						

図 4.1.1 初期の自動処理システムが打ち出した出力例。
横線で抹消の行以外は、期待される処理が行われている。

0.5%と、まずは妥当な判断をした。

検定事項 (2) 初動時刻について

P と打ち出した地震については (P として処理した地震のみ)

近距離 (S-P 25 秒以下)

±0.1 秒以内=83.5% ±0.2 秒以内=93.3% ±0.3 秒以内=97.5%

中距離 (S-P 25 秒以上)

±0.5 秒以内=89.5% ±1.0 秒以内=91.5% ±2.0 秒以内=95.7%

打ち出し地震全数 (P+X) については

近距離 (S-P 25 秒以下)

±0.1 秒以内=80.4% ±0.2 秒以内=90.4% ±0.3 秒以内=94.4%

中距離 (S-P 25 秒以上)

±0.5 秒以内=66.4% ±1.0 秒以内=76.5% ±2.0 秒以内=80.0%

となっており、目的あるいはデータの使用方法によっては使用可能なデータが得られたものと思われる。

検定事項 (3) 地震検知率

全地震数比 94% が検出された。S-P 25 秒以上のみでは 46% とあまりかんばしからぬ成績であるが、この件に関しては誤検出の抑圧とどちらを優先するかといった問題とも関連があり、今後更に研究を進めるべき事項と思われた。対象とする信号に S/N の改善があれば、全数比 99% を達成し実用に供し得る検定結果と判断している。

DATE ON
MAY. 22. 1969. 10. 03.

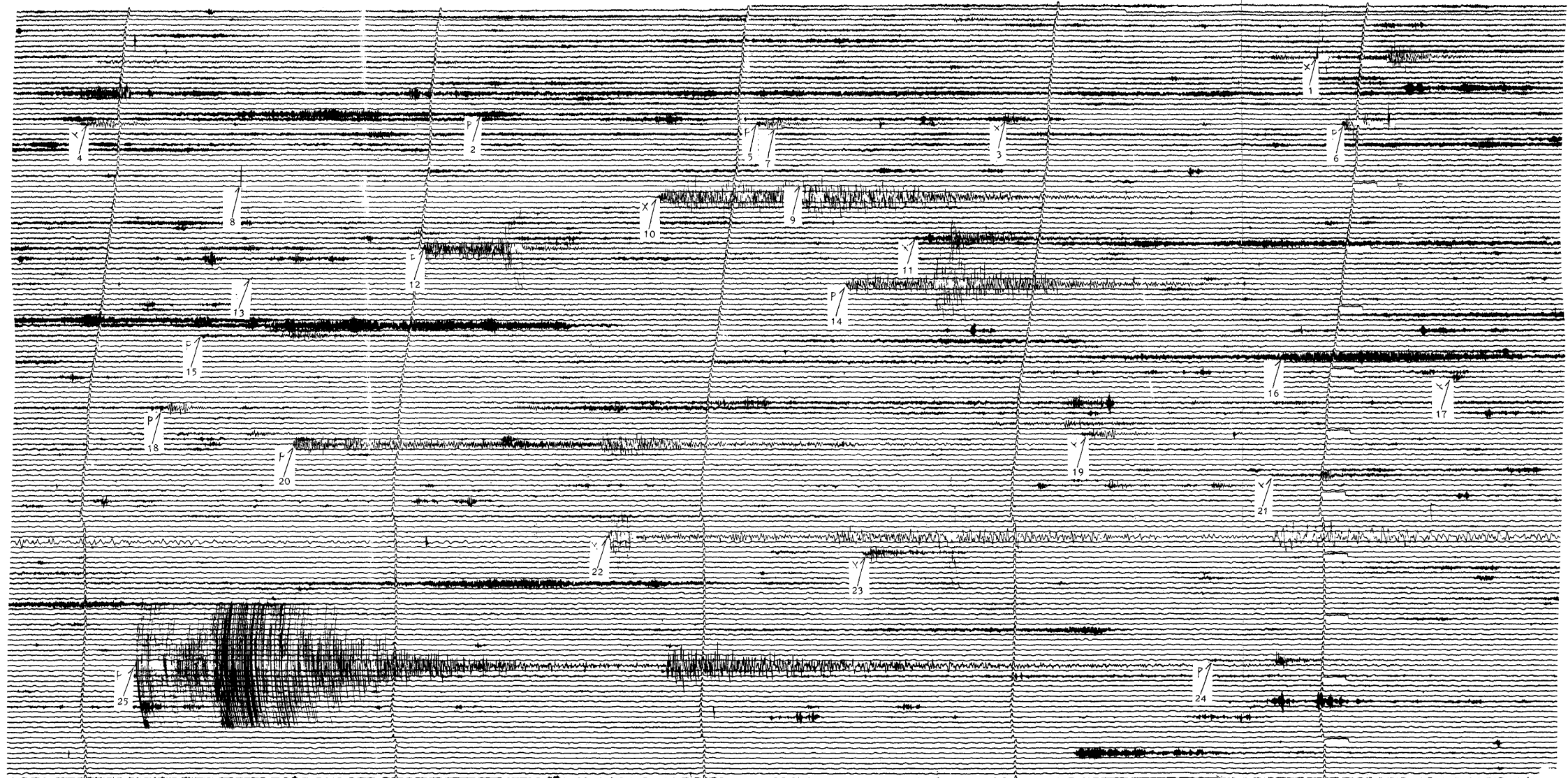


図 4.1.2 自動処理で読み取りした地震記録例。
矢印の下に記した番号が図 4.1.1 の No の数字に対応する。

検定事項（4）誤検出率

この装置による誤検出率は、気象条件や航空機、自動車等による不確定な雑音の影響で日によって大きく変化した。すなわち、堂平観測所の平常条件でも、日により5%から約30%までの範囲で誤検出率は変化している。しかしながら、この誤動作の原因として一番大きな率を占めたのは、航空機の飛来によるものであり、この種の誤動作は埋め込みの地震計を使用すれば阻止できることが判ったので、結果的には5~10%程度には改善できるものと判断している。

この程度の誤動作であれば、震源決定計算の過程で他観点に出現しない現象と判断し、誤処理データとして除去する手段も残されている。したがって、この事項の自動処理を観測に導入することにはもう解決のできない難問は残存していないと思われた。

検定事項（5）S波検出率

この装置によるS波の検出は全地震数に対して24%しか成功しなかった。また、人間が容易に判断できる地震のみに対しては、かろうじて57%の検出率となった。

この検定後に、この検出率の改善をめざして70mスパンに3台の地震計を配置した極小アレーに信号相互相関係数をリアルタイムで求める処理を付加したテストを行ったが、目で確認した範囲では位相の同定精度の若干の改善は可能なように判断された。しかしながら研究の中断により、処理結果を正確に解析したのではないから、過大な期待を持たせるような結論は示せない。

検定事項（6）S波到来時刻検出の精度

S波の検出率が十分ではないので、精度について検定することにはあまり意味がないと思われるが、一応検定内容を示すと ± 0.5 秒以内に取まったものは68%、 ± 1 秒以内82%である。また、S波とは思えない時刻を打ち出したものが14%もあり、使用可能な処理データ数は全地震数に対してはわずかに15%にすぎず、不満足な結果と判断せざるを得なかった。

検定事項（7）地震終止時刻

微小地震を観測する場合には、ダイナミックレンジの関係で振幅が制限されることもあって、最近ではF-P時間をマグニチュードの算定に使用する観測所が多い。この目的に使用できる程度の精度を得られるならば、地震終止時刻の自動検出の利用価値は高いと言える。この装置による検出結果と人間によるそれとの差は、 ± 3 秒以内90%、 ± 5 秒以内は96%、 ± 10 秒程度98%と判断され、この結果からマグニチュードを決定するためのF-P時刻の自動読み取りの結果は十分実用に供し得ると言える。

検定事項（8）初動のおしひき

初動のおしひきを可視記録から判断する処理は、記録紙速度によって、あるいは現象そのものの不明確さによってかなり誤読しやすい要素である。そのため、この検定にはこれまでの検定項目ほどには確信は持てない。しかし、一応分析した結果は、Pと打ち出した地震については約80%は納得のいく打ち出しを示し、他の20%も間違いと断定することはできないような現象であった。した

がって、一応人間に準じた判断は、この種の装置でも可能であったと結論される。ついでながら、Pの3倍にも達するXと判断された地震に関しては、当然問題はあったが、これは当然のことなので評価は差し控えておく。

検定事項(9) 各種周期

この検測結果については、ゼロクロスの読み取りによる周期測定作業は人間よりも装置の読み取りが、信用おける分野であることが結果的に証明できた。

検定事項(10) 各種振幅

この作業についても9項と同じことが言える。

検定事項(11) 方位決定

可視記録に示される一般的な振動の形状から推定するに、on-set時刻を電気回路で処理して得られる精度は20~30ミリ秒と思われる。この精度でも方位を決定できるに十分なひろがりを持った大きな観測網でなければ、このような処理方法とその処理結果は利用できないことがわかった。

検定事項(12) 検出時刻の差

このデータは、方位を決定する為に検測されたものであるが、

(S-P 25秒以下)の地震については ± 10 m s以下の精度 40%

(S-P 25秒以上)の地震については ± 30 m s以内の精度 10%

程度となり、この方式による地震計相互のrelative time-pick(相対時刻差検出)の精度限界を示すものと思われた。

以上、検定の結果について述べたが、筆者はこれら各種の処理内容の総合結論として、当時でもこのような処理装置の採用はすでに可能な状況に達しており、このためには前述の問題点の改良に早急に取り組むべきと考えていた。幸いこの種の開発は、10年を経ずして地震研究所の新しい組織に引き継がれ、殆ど実用の域に達したシステムが完成し、現在地震予知研究のための資料の提供に大きく貢献している。

4.1.3 処理手法

前項では、システムの処理能力として各処理内容とそのスコアとを報告したが、この項ではその結果がどのような手法によって得られたのか、またそのスコアを反省材料として今後どうすればもっと良好なスコアを得られるだろうかといった面を述べてみたい。

(1) 初動の検出法及び地震と雑微動との識別法

一般に地震の初動というものは大変小さな振幅までを読み取る必要があるので、近地地震を除いては、多くの場合大変複雑な判断を要する検測対象となる。したがって、それを単純な論理構成による機械で正確に処理することは大変困難と言える。

このような理由から、筆者が前回に手掛けた装置では規定値に達した信号はすべて検測処理対象

としてとりあげて、まず地震か否かの判定を行い、その後信号が地震の初動として震源決定等の計算に使用可能な信号かどうかの判定処理を付加した。電気信号化した地震動の有無を検出する場合には、原理的には何の困難もなく、したがって、突発現象である地震の初動を正確に捉えることにも困難はない筈である。しかしながら、現実には装置雑音あるいは地面の雑微動という雑音要素が信号と重畳しているため、地震初動の検出に際しては地震動か否かの識別が必要となり、この工夫の良否が処理された初動データの利用価値を大きく左右する。すなわち、地震のみを正確に弁別して利用価値の高いデータ（例えば0.1秒以下の検測精度を持つ地震波初動検測値）を得るには、装置はただ単に有意な電圧が発生したかどうかだけの処理機能では不十分である。もちろん、対象とする地震動が大きく、しかも雑音成分が小さい場合、あるいは雑音が極端に小さい等、S/Nの高い信号を処理する場合には上記問題点の一部は除去されるが、その場合にしても初動の立ち上がりの時刻検出の精度を向上させるためには、立ち上がり時点をできるだけ早い機会、すなわちできるだけ小電圧のうちに処理を起動せしめる必要がある。しかしこれは、等価的にはS/Nを劣化せしめて処理するのと同等の効果があるので、初動時刻の正確な検測には問題が残る。

このような観点からこの装置は、初動の検出に際し下記の手法を用いた。

- i) 平均的雑音波高値（以下Nと記す）の2倍の信号が発生したら、とりあえず地震波が到来したものと判断する。
- ii) その信号の到来前1秒間内に1.5N以上の信号が検出されていたら、その信号はPではなくXと判断する。（前駆波等の有無の確認）
- iii) 観測網を地震のP波が通過するに要する最大の時間（このシステムでは小アレーの展開距離1.1kmを、表面層のP波伝播速度4km/秒で割って得た、最大のP波到来時刻差約3秒を用いた）内に5点中3点以上の観測点に信号が到来した時に初めて地震であると判断して処理の持続を決定し、その条件が満たされなければ処理を打ち切り、次の地震の待受状態とする。（自動車等の雑音対策）
- iv) 2N以上の信号の持続時間が1秒以下の場合には、その信号は地震でないと判断して処理を中止し、次の地震の到来を待ち受ける。（多発する伝送路の瞬断対策）
- v) Pと判断できる信号とそうでない信号との表示は、出力時に着震時刻の頭部にPあるいはXと印字することによって、データの信頼度表示とした。したがって、Pと打ち出した地震の97.5%に当たる地震の着震時刻の精度が±0.3秒内に収まっていたことは当然と言える。

上記のような論理構成で処理を行った結果について前項で報告したが、この論理構成の欠陥とその対策は、

- i) この手法では飛来する航空機による振動あるいは吹き続ける強風が持続する時の土地微動のように、観測網の殆どの観測点に、同時に持続する振動を与えるような雑音源に対しては、誤検測*

*誤検測：地震でない振動を地震として処理して結果を打ち出してしまうこと。

を防止できない。飛行機の場合には、1観測点だけでも埋め込み式地震計とする等の手段によって、処理の決め手として使用できるS/Nのよい観測点を設けて、誤検測を防ぐ必要がある。検出レベルを大振幅に移し検知率を犠牲にすることも一つの解決ではある。

ii) 近地地震に対しては、X付のデータが本当の初動である場合は少なくこの判定は信用できるが、遠地地震の場合には系統的な間違いが生じている。すなわち遠地地震のように、立ち上がりのシャープでない初動を示す地震に対しては、Pと判読した方が良い場合にX、Xと判読した方が良い場合にPと出力する誤処理が増加する。この対策としては、周期の検測を参照してPまたはXの判定の条件をさらに細分してデータの質を識別しておく方法の採用が良い。また観測点ごとにデジタルスイッチで、検出の敷居値レベルを容易に変更できる装置構成にして、初動の検出と信号遅延の双方を、ハードロジック回路化する方が良い結果が得られる可能性が強い。

iii) この装置に応用した手法では、90%以上の地震の初動時刻の決定精度を0.1秒以内に収めることは、遠地地震・近地地震のすべての地震現象の性格からして不可能である。現在では、処理速度が高速化し付加メモリーも大容量化したミニコンを容易に採用できる趨勢にあるから、今後の開発では、デジタル形式の地震の波形信号を一旦メモリーに取り込んでしまい、地震が終わってからパターン識別等の高度な手法を用いて、初動の決定処理を行う方が、精度・確度の両面を向上させるために望ましい。筆者が使用したミニコンは、4KWのCPUメモリーのみで全部の処理を実行させたので、処理内容には限界があり、誤検測あるいは欠測が十分に除去できなかったのであるが、この手法を導入すれば初動時刻も地震か否かの判定も確度が向上し、処理結果の利用価値は飛躍的に向上すると思われる。

(2) S波の検出法

S波の判読は、それぞれの地震、観測点、それに使用した地震計などによって難易度は一様でない。相当に熟練した作業者でも判読が困難な地震波形の場合もあれば、振幅や周期が顕著に変化し、教科書で地震波の特徴を学んだだけの初心者でも容易に判読できる場合もある。したがって、S波を誤読あるいは見逃しなしに自動検測することは至難の業と言える。そこで、筆者は次のような方法でS波の検測を試みた。

S波の検出に一番効果的だった手法は次の方法であった。すなわち、まず規定値を超える振動を検出したならば、1秒後から4秒後までの3秒間の上下動成分の信号の最高振幅を計測して、メモリーに記憶し、4秒後以降の水平動2成分の信号の絶対値を加算した振幅と比較してメモリー内の振幅値の3倍以上の数値に達する振幅を持つ信号の到着を検出し、S波の到着と判定する。

この手法には明確な物理的根拠はなく、堂平観測所ではS-P時間が4秒以内の地震がほとんど観測されないという事実と、振幅の変化からS波の到来を判断するといった人間が判断する場合の経験的な判断根拠を数値化してみただけのことである。したがって、もしもこの手法を他で応用する場合には、この設定数値は観測所によって、また波形の特徴に応じて決定することが必要である。

一方、前にも述べたようにS波の性状は複雑であるから、この方法だけではすべての地震に対しS波を験測することは困難で、このままの手法では好成績の験測は望むべくもない。

そこで、補助的な手法としてP波とS波では振動面が直交する性質を利用して、S波を検出することを試みた。しかしながら、良く知られているように、短周期地震計の地震波形は、オービットを書いても非常に複雑で、S波の到来時に2波あるいは3波も続けてS波的振動をする地震波形は非常に稀である。またコンバートウェーブとかスタンディングウェーブ等、P波とS波の中間に位置し正体のさだかではない波群にもS波と同じ振動面の波動が存在する場合があるので、孤立した波形のみを用いる手法でS波を験測するのでは正確を期すことはできない。そこで第1の手法でS波を検出した時に、その対象が本当にS波かどうかをチェックするのみにとどめた。さらに第二期開発に際しては、70 m スパンのほぼ正三角形に配列した3つの地震計出力の0.5秒区間毎の相互相関を計算して、コヒーレントな波群の到来を検出することによって、S波を捉えることを試みた。この結果については、データを解析するだけ資料を得られなかったので評価はさし控えるが、実験観測中に受けた感触では、今後研究するに価する手法と判断された。

(3) 最大動の検出

この作業はコンピューターとしては最も得意な単純作業なので省略する。

(4) 各種周期

この測定はコンピューターではなく、カウンターを使用してその出力をコンピューターに取り込んで打ち出す方式とした。これはコンピューターのロード軽減に有効な手法と言える。

(5) 地震の終了時刻の処理

地震動の終止は、S波の判読と同様にそれぞれの地震観測点・観測測器によって判定時刻は大きく変動する。しかしながら、津村(1967)や堀(1973)の論文によれば、地震規模を決定するのに大変有効なデータとなり得るし、また $M_{F-P} \geq 1$ の地震ならば5秒の読み取り違いが M_{F-P} に対して0.3以下、 $M_{F-P} \geq 2$ に対しては0.1以下であるから、5秒程度の読み取り誤差は実質的な地震規模決定には問題はなく、その判読作業は比較的簡易な方法でも、利用可能なデータを得ることができるように思われる。そこでこのシステムでは、1.5 Nに達する信号が5秒間に1回も出現しないことを判読した時の5秒のウィンドウの始まり時刻を、地震終止時刻とし処理を行わしめた。

したがって、この処理の精度は、本質的に1~2秒を上回することは期待できないが、使用目的に合致した精度を保持しつつ誤処理を防止できていることを評価すれば妥当な手法選択と言えよう。

(6) 初動方向

地震波初動方向は、1地点の観測から地震波の到来方向を検知するのに、また多地点の初動データを総合して発震機構を決定するために用いられる。観測点が地震動の放射パターンの節線上に位置する場合、あるいは遠方で発生した小さな地震の場合には、この験測は原理的に困難となる。このシステムでは初動を検出した時点での信号の土をそのまま初動方向として採用する手法を採った

ので、この験測の良否はすべて初動の判定の良否に左右された。

将来、初動の験測に良い手法が開発されれば、この験測結果もより信頼のおけるものに改善されるものと判断された。

参 考 文 献

- 堀 実、1973：堂平微小地震観測所の観測による近地地震のマグニチュードの決定、地震研究所速報、10(4)、1-4。
- 松本英照・宮村攝三、1971：地震と電子計測、電子計測、11(2)、2-10。
- 松本英照、1977：自動処理システムについて(その1)ー処理能力、和歌山微小地震観測所季報、15、1-4。
- 津村建四朗、1967：振動継続時間による地震のマグニチュードの決定、地震2、20、30-40。
- Matumoto, H., 1966, An automatic on-line data processor for micro-earthquake field observation. Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 739-748.

4.2 マイクロプロセッサによるデータ処理*

4.2.1 導入の背景と経緯

マイクロプロセッサ(以後マイクロコンピューター、マイコンと適宜略称する)を地震観測機器に応用することが考えられ始めた時期は、1976年頃からである。当時地震観測に関連した、マイコンの有望な用途として考えられた使い方には、データの転送や制御の他に、信号の遅延と地震の判別があった。

当時、地震の信号の時間的遅延をとる方法として、アナログ方式の磁気ドラムによる遅延が、67型磁気テープ式地震計で用いられていたが、信号のS/Nや保守の手間などの点で改善すべき問題が残されていた。その後A/D変換した信号をシフトレジスターに入れて遅延するデジタル方式が開発されて、76型地震計や火山の機動観測用の機器に導入された。デジタル方式により、性能に関する問題は解決された。しかし大容量のRAM(ランダムアクセスメモリー)の開発と、価格の低下が進むに従い、マイコンとRAMを用いて信号の遅延を行う方が、シフトレジスターを用いる場合に比べ経済的であることが、明らかになってきた。

地震の判別については、従来はアナログ方式が用いられてきた。信号とある設定電圧をコンパレーターで比較して、入力信号の大きさにより地震の有無を判別するものである。しかしこのような単純な論理では、効率のよい地震の選別は困難である。各種のノイズにより、地震の数以上にノイズを地震として拾うことも珍しくなかった。76型地震計では、ノイズレベルをアナログ的に加算して

* 浜田信生：地震火山研究部

求め、トリガーレベルをノイズレベルに追従するようにした改良方式が用いられたが、地震判別の効率向上に、大きくは寄与していない。一方、ミニコンを用いた地震波の自動検測が、市川(1980)によりすでに開発実用化されており、初期のミニコン程度の性能を持つマイコンを用いるならば、複雑な論理による効率のよい地震判別を行うことが、可能なことが予測されていた。

このような状況のもとで、檜皮ら(1980)は、USGSにおけるマイコンを用いた記録システムの開発を参考にして、地震観測所においてマイコンを用いた各種の実験を行った。その結果、地震信号の遅延や判別その他地震観測に様々な用途が考えられることを明らかにした。

その後地震課では、東海地震予知のための観測体制の整備が進められ、大学や研究機関のデータをテレメーターするための東海テレメーターシステムが、また海底地震計で捕えた地震を東京で観測するための海底地震常時観測システム(OBSシステム)が、1979年3月に相次いで設置された。これら2つのシステムには、マイコンが信号の転送制御、遅延、判別のために用いられており、気象庁では初めての、マイコンを用いた地震観測システムが実現した。その後、マイコンを用いたシステムは、本庁では、地震資料伝送網(L-アデス)、体積歪観測システム、松代の地震観測所においては、歪地震計、小規模群列地震観測システム(アレー)、さらには一部の火山観測官署には、火山性震動計数器が導入されている。現在では、マイコンを使用していない機器の方が、少数派になりつつある。これらの業務観測に用いられている機器の特徴と問題点を概観し、マイコンを有効に生かす地震観測システムに必要な条件の検討を行った。

4.2.2 東海テレメーターシステム

マイコンの機能本位の立場から見た、システムのブロック図を図4.2.1に示す。このシステムの仕様は、名古屋大学地震予知観測センターに納入された観測システムとほぼ同一である。16ビットのマイコンが用いられ、データの転送制御、信号の遅延を行っている。地震の判別は、アナログのコンパレーター出力をマイコンで監視する、アナログ、デジタル折衷方式が、採用されている。マイコンの役割は、アナログのコンパレーターの出力をモニターし、記録器の制御を行っているに過ぎない。したがって、通常のアナログ方式の地震判別と同じように、論理は単純である。テレメーター回線のノイズや脈動の変化などへの対応は、不十分である。このシステムでは、信号の転送制御、遅延処理については、マイコンの能力が十分に活用されているが、地震判別にはあまり生かされていないと考える。

4.2.3 海底地震常時観測システム

東海沖の海底に設置された地震計からの信号は、御前崎測候所でA/D変換された後、電話回線を通じて東京へ伝送される。東京の本庁にある受信システムのブロック図を図4.2.2に示す。このシステムにおいては、信号の遅延と地震の判別にマイコンが用いられている。東海テレメーターシス

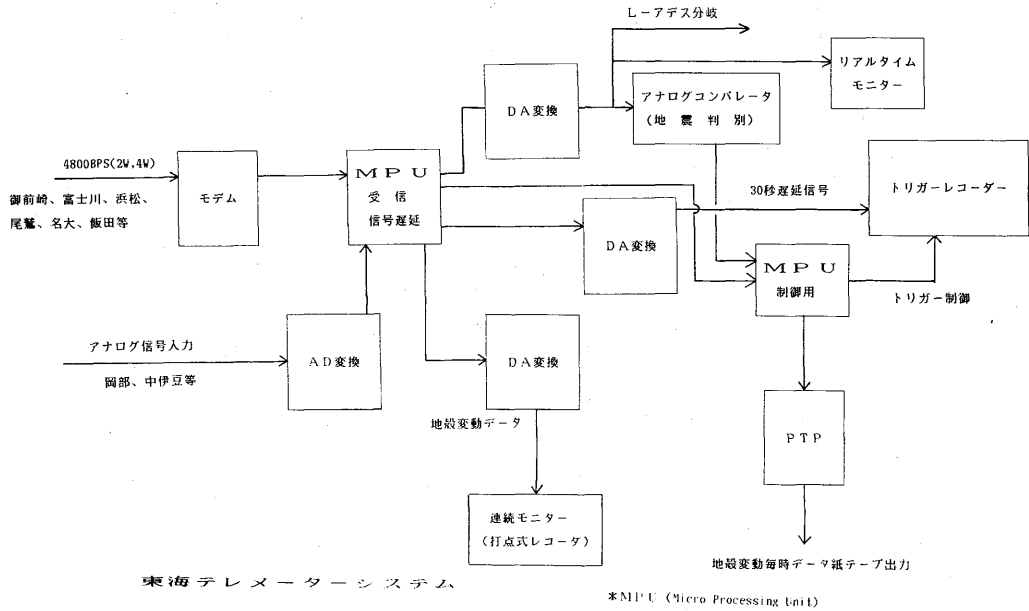


図 4.2.1 東海テレメーターシステムのデータ処理ブロック図。

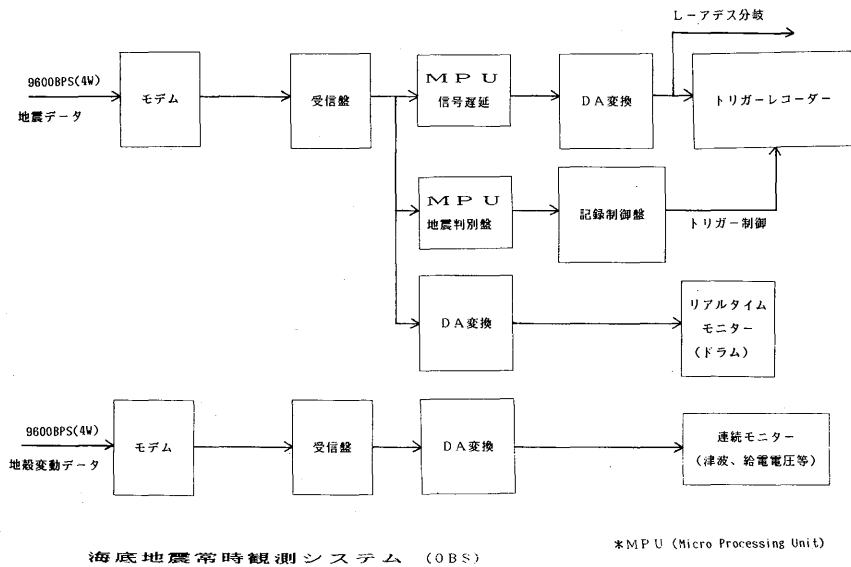


図 4.2.2 海底地震常時監視システムのデータ処理ブロック図。

テムとの相違は、システムの各種機能の独立性が高く、分散した処理が行われていることにある。例えば、データの転送制御は、マイコンを用いず、純粹のハードウェアだけで行われている。一方、信号の遅延と地震の判別には、独立にそれぞれ8 bitのマイコンが用いられている。

このシステムでの地震判別は、純粹のデジタル処理である。ノイズレベルの積算、トリガーレベルの設定、入力信号のレベル、周期の測定、波数のカウントなどを行うなど、マイコンならではの複雑な論理が用いられている。海底地震計は、脈動などのノイズの他に、船の振動、T相など、海底下特有の各種ノイズを記録している。これらの本質的に重要でない信号によるミストリガーを防止し、回線から入ってくるノイズによる誤動作を防ぐためには、マイコンを用いた複雑な論理による地震判別が必要である。但しマイコンのソフトウェアの仕様決定、作成に関しては、観測が開始されてからも、何度かの変更、調整が行われ、ソフトウェアの作成とデバックの方法については、問題を残した。

4.2.4 歪地震計

地震観測所では、昭和54年度に2成分の100 m伸縮計の更新を行った。更新により、伸縮計の出力ばかりでなく、地殻変動関係の各種データ、地震計の出力も総合的に記録するシステムが設けられた [山岸ら (1980, 1981)]。

本庁に導入された2つのシステムに比べ、このシステムではマイコンの果たす役割がさらに大きくなっている。マイコンの果たす役割が大きくなった理由は、主として連続観測に対する配慮からである。ミニコンを直接データの収集に用いると、保守、点検のため定期的なシステムの停止が必要となる。サンプル数の比較的少ないデータの収集をマイコンで行うことにすれば、データの欠測を最小限にすることができる。

受信システムのブロック図を図4.2.3に示す。観測壕の各種計器からの信号は、光ファイバケーブルにより受信システムへ送られる。受信側では、3台のマイコンが信号の受信処理を分担している。この受信装置は、データの解析と最終処理を行うミニコンとは独立したシステムになっている。つまり、短周期地震波以外の信号は、マイコンにより、フロッピーディスクに直接記録されるので、ミニコンの動作にかかわらず連続観測が可能である。

地震判別に関するマイコンの機能は、既に述べた2つのシステムに比べ、高度になっている。地震判別に用いられる信号は、デジタルフィルタリングにより、長周期成分と短周期成分に分解され、それぞれ遠地地震、近地地震の判別に利用される。遠地地震検出用の判別処理は、いわゆる長期平均 (LTA) と短期平均 (STA) の比較による方法である [ASRO 長周期地震計についての判別処理が、地震観測所 (1979) により紹介されている]。一方近地地震検出用の判別処理は、檜皮ら (1980) により開発されたパルスを計数する論理が用いられた。

マイコンにどこまで高度な機能を分担させるかは、システムを考える上で重要な問題である。例

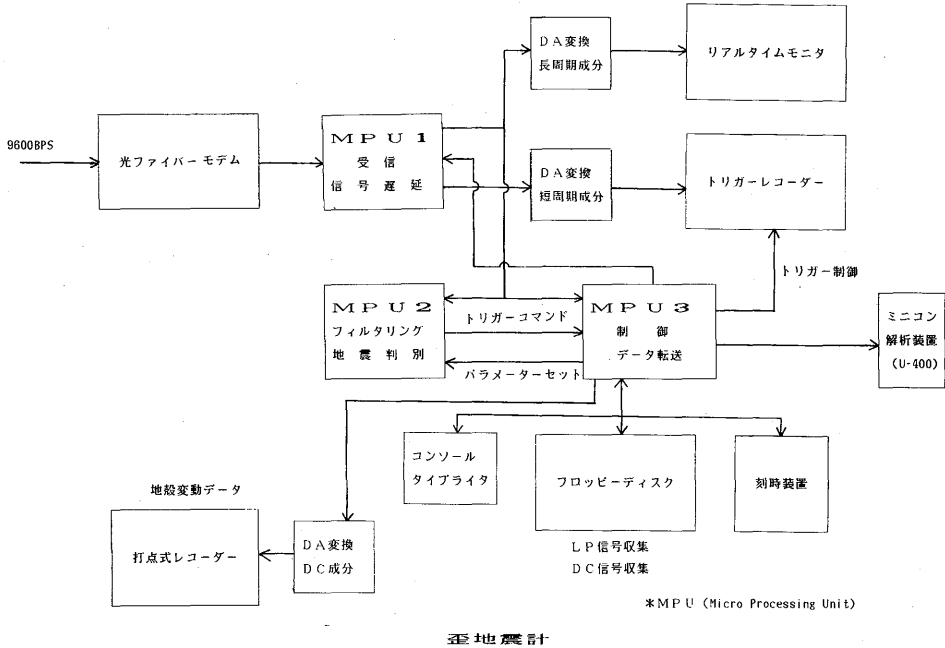


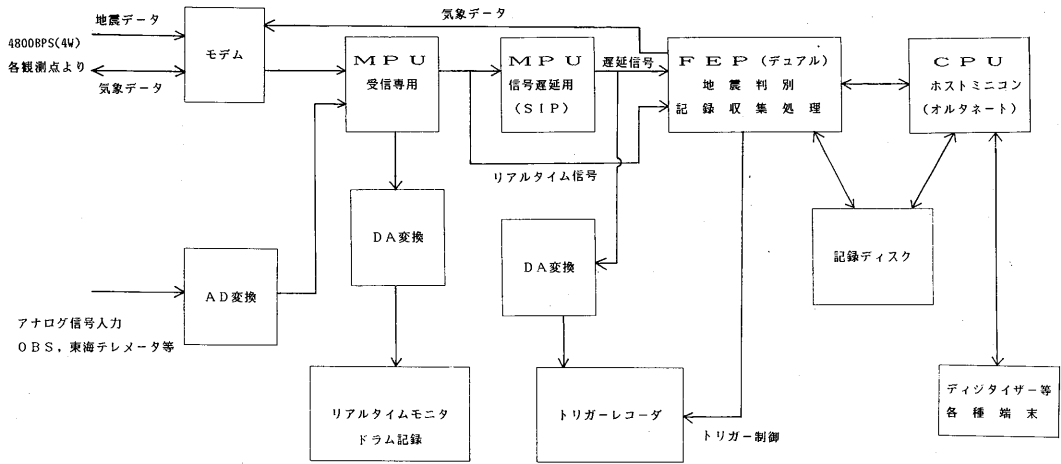
図 4.2.3 地震観測所の歪地震計システムにおけるデータ処理ブロック図。

えば信号のフィルタリングなどは、鋭い Cut off をもつフィルターでない限り、アナログ方式の方が容易である。このシステムでは、マイコンがハードウェアの一部という部品としてではなく、従来ミニコンが果たして来た役割を果たしている。マイコンへの各種の指示を、コンソールタイプライターから行う形式になっている点などに、その性格がよく表されている。このようにマイコンの機能を最大限に活用するか、それとも機能がある程度限定すべきかは、設計、制作、保守等、様々な角度から得失を検討しなければならない。

4.2.5 地震資料伝送網 (L-ADESS)

かつて小地震観測用に展開された地震計の磁気テープ記録は、すべて郵送により管区、本庁へ集められ処理が行われていた。しかし、このような体制では、処理に時間がかかり、地震活動の即時監視を行うことは不可能である。これらの地震計からの信号を、気象資料伝送網の展開に合わせて、各管区へ伝送することが計画された [市川 (1981)]。このシステムでは、各観測点から送られて来る信号を、中枢の地震入力処理装置で受け、最終的には、ミニコン4台で構成される処理装置へ信号を転送し、処理を行う形態が採られている (図 4.2.4)。このシステムにおいて、マイコンの果たしている役割は、今までに述べて来た各システムに比べ、限定されている。

このシステムでマイコンが受け持つ役割は、信号の送受信の制御と、遅延のみである。地震の判別や記録器の制御は、ミニコン (FEP) により行われている。マイコンの活用形態が、むしろ後退



地震資料伝送網 (L-ADESS)

*MPU (Micro Processing Unit)

図4.2.4 地震資料伝送網 (L-ADESS) のデータ処理ブロック図。

した形になった経緯には、いろいろな事情が絡むものと考えられる。ここでは、以下の2点について、評価してみた。

1) 地震判別処理をミニコン (FEP) で行うことの是非

ミニコンによる演算処理は、マイコンに比べ高速であるため、ミニコンを用いると多数の観測点からの信号の地震判別を一度に行うことができる。またミニコンは、管理用のソフトウェアが充実しているために、高度な論理を用いることが可能であり、ソフトウェアのデバックや判別プログラムのパラメーターの設定が、柔軟に行えるなどの利点が考えられる。

しかし、実際に組み込まれたプログラムについてみる限り、ミニコンならではの特徴は認め難い。さらにミニコンは2台一組で、気象データの制御もリアルタイムで平行して行っているため、パラメーターの設定、変更などの作業に制約が多い。また最適なパラメーター値を求めるに必要な情報を取り出すことも不可能に近い。したがって、ミニコンで判別処理を行う利点は、ほとんど生かされていないように考えられる。

2) システムの複雑化と冗長性

ミニコンの容量が大きい場合は、地震の判別ばかりでなく、信号の遅延も同時に行うことができるので、システムの構成を単純化することができる。しかし、十分な能力を確保できない場合は、機能の一部を、マイコンを含むハードウェアに分担させざるを得ない。現実のシステムでは、信号の遅延をハードウェア (マイコン) に分担させたため、ミニコンの入力チャンネル数は2倍 (リアルタイム信号、遅延信号) になった。このように、中途半端な構成になると、かえってシステムが

複雑になる。マイコンに多くの機能を分担させることの是非は別にして、機能の分担を整理してシステムの構成をできるだけ単純化することが望ましいと考えられる。

4.2.6 群列地震観測システム

地震観測所に設置されたこのシステムは、昭和59年度から本運用に入った。このシステムは、直径10 kmの円形上に配列された7つの観測点の信号を合成して観測する小アレーで、諸外国では主として地下核実験探知などを目的にしたものが多い。本システムでは、近地の大地震の余震観測に活用することを主目的に、柔軟な処理形態をとることができるように設計されている [地震観測所(1984)]。

このシステムの特徴は、地震の信号の収集がマイコンを主体とした機器で構成されている点である (図4.2.5)。信号の収集を分担する伝送システムには、今までに述べたシステムに比べ、更に進んだマイコンの活用が計られている。その主な特徴は次の通りである。

1) 伝送

7つの観測点の信号を同期させるために、テレメーター回線の伝送時間を考慮して、受信側から各観測点のサンプリングの制御を行っている。観測点のサンプリングを同期させる方法は、国立防災科学技術センター [浜田ら(1982)] の観測システムに初めて導入されたものである。

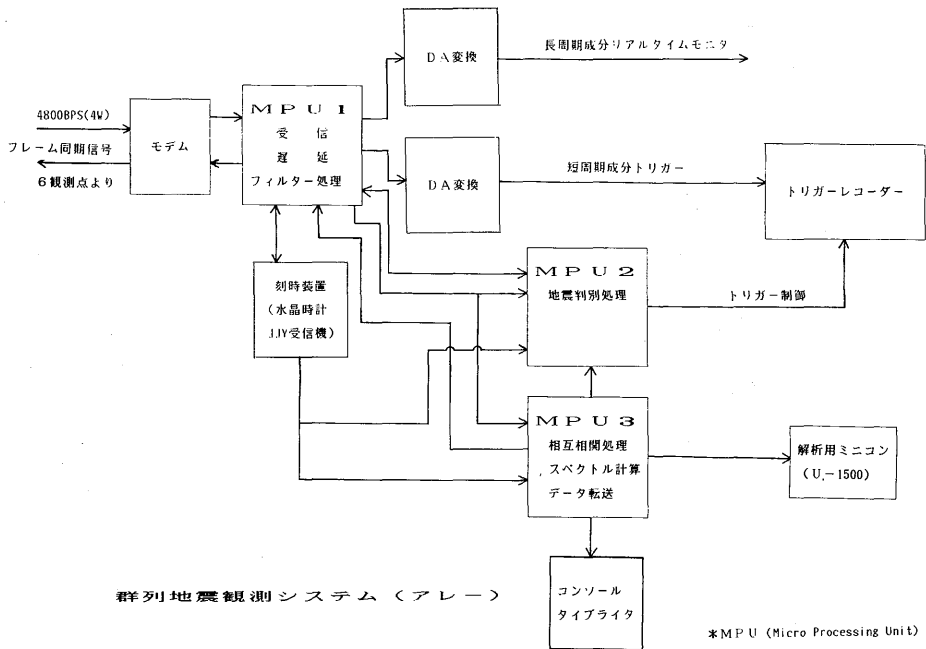


図4.2.5 群列地震観測システムのデータ処理ブロック図。

2) 地震判別

歪地震計に用いられたマイコンによる地震判別の機能をさらに強化している。例えば、複数の観測点の判別結果を比較して判別の信頼度を向上させた4ポイントトリガー方式、複数の地震波伝播方向を仮定して信号をあらかじめ合成してS/N比を改善しながら地震の判別を行うビームフォーミングトリガー、地震波とノイズのスペクトラムの違いをFirst Fourier Transformation (FFT)により求め判別に利用するFFTトリガーの3つの判別方式を併用している。

3) 地震波の周期と伝播方向の推定

マイコンによる対話方式を用いた最終処理の参考とするために、判別した地震波に関するいくつかの情報をあらかじめマイコンを用いて求めている。その内容は、ゼロクロス法による簡単な卓越周期の読み取り、伝播方向の計測などである。

群列地震観測システムに、使用されているマイコンのソフトウェアの量は、今までに述べたシステムの中では、最も多い。それだけに、調整、デバッグに多くの労力を費やした。マイコンによる機能が、実際の観測にどのように生かされているかは、今後十分に評価を行う必要がある。

4.2.7 既存のシステムに共通する問題

マイクロプロセッサの機能、応用技術はまだ発達途上にあり、変化しているので、今までに導入された各システムにおける役割、性格は、様々である。また、個々のシステムの経験が、制作メーカーの違いもあって、後のシステムの設計に十分反映されているとはいえない。しかし、いわば独立に設計された各システムにおいて、いくつかの共通した問題が認められる。これらの共通する問題点は、今後マイクロプロセッサを地震観測に利用していく以上、対策を検討しておく必要がある。以下にいくつかの問題点を列挙してみた。

1) 信号の遅延と同期

地震波信号の遅延は、比較的ソフトウェアが単純で、マイコンに適した機能である。連続的に入ってくる信号をRAMに記憶させ、一定時間の後、取り出せばよい。しかし、遅延のタイミングの取り方には、いろいろな方式がある。入力信号に同期させて遅延を行う方式が最も多いが、この方式は、入力信号が定期的に、連続して入力されることを前提として設計されている。ところが、送信側や、テレメータ回線のトラブルにより、信号の入力が円滑にいかない場合がしばしば生ずる。そのような時に、信号の遅延が正常にできなくなるだけでなく、システムの他の部分の動作に影響をおよぼすことが、いくつかのシステムで認められる。群列地震観測システムのように、信号のサンプルをすべて受信側で同期制御させる方式の場合は、このような問題が起こる余地はない。しかし、信号のサンプル、送信が、受信側のシステムと同期していない場合、データの流れが滞ると様々な問題が生ずる。このような問題はシステムが順調に動作している時には表面化しない。システムの設計時に、現実にかかる事態をすべて想定、考慮することもかなり困難である。

システムに複数のマイコンを用いる場合は、完全な同期をとるか、もしくは非同期で、個々のマイコンが独立に動作し、かつ他へトラブルを及ぼさないように設計すべきである。

具体的には、信号の遅延の場合、観測データの一サンプル程度の不揃いは無視し、遅延用のマイコン独自のタイミングにより信号の遅延を行うべきである。

2) 地震の判別

同じような短周期地震波を対象としながら、地震判別のためのソフトウェアは、各システムで少しずつ異なっている。最も優れた方法を見極め、固定化すべき段階に近づいていると考えられる。しかしその見通しとなると、未だに十分でない。見通しの立たない理由は、次の点に原因があると考えられる。まず判別のためのパラメーターの最適値を設定する方法が確立していない。いずれのシステムにおいても、パラメーターの設定が個人的な経験とカンに頼って行われている。極端な場合は、ソフトウェアが完全にブラックボックス化して、ソフトウェアの欠陥があるかどうかの判断も不可能で、パラメーター設定の手がかりすらつかめないようなシステムも見受けられる。このような状態では、個々のソフトウェアの優劣を判断することは、不可能に近い。

対策として考えられることは、一つは事前に地震波の性質をよく調べ、マイコンのソフトウェアを別の計算機でシミュレーションを行い、最適のパラメーターをあらかじめ決定することである。もう一つは、マイコンの動作状態をモニターできるハードウェアを用意し、観測を続けながら、パラメーターの調整を行うことである。いずれかの対策がなされない限り、マイコンを地震判別に用いることは、その場限りの設計者の思いつきに終わってしまう。

ミニコンの高速化、容量の増大が進むことにより、地震波の遅延、判別をミニコンで一括して行うことは、だんだん容易になりつつある。しかしシステムの冗長性を持たせるためには、ハードウェアの中に、地震判別機能を平行して残しておくことが必要であろう。今後もマイコンによる地震判別をシステムに設けるとすれば、地震判別用のユニット（モジュール）の仕様を検討しておくことが望ましい。

以下は、仕様についての一案である。

入力：アナログ入力とする。デジタル化して伝送されてくる信号も、一旦アナログに戻して入力する。

フィルター：Aliasing フィルターと脈動などのノイズ除去を兼ねたアナログフィルターを設ける。

時定数は選択可能とし、できれば、直流成分の除去を兼ねる。

A/D：8 bit の A/D 変換とし、サンプリングは、ソフトウェアによるが 20-30 Hz とする。地震判別だけの目的であれば、分解能、サンプリングを減らすことが可能になるので、伝送データを直接処理する場合に比べ、マイコンの機能を小さく押さえることができる。

CPU とソフトウェア：8 bit の CPU を使い、ソフトウェアは、いままでに開発されたものの中から選ぶが、Walsh 変換 (Goforth and Herrin, 1981) などを応用したものとする。

出力：能動的な出力として割り込み出力、受動的な出力として、標準的な直列出力形式の出力 (RS232-C, GP-IB など) をもうけ、トリガーのフラッグなどを読み出せるようにする。

その他：ソフトウェアの容量や、サンプリング数によっては、複数成分の地震判別が可能である。

その場合は、一台で、複数の観測点の信号を処理できる。

観測点から送られて記録の対象となる信号をそのまま、地震判別に用いているシステムが多いが、これは明らかに適当でない。観測の対象とする地震、観測点のノイズの性質などにより、対象とする周波数帯を絞る必要がある。地震観測所のシステムで行っているようなデジタルフィルタリングも考えられるが、現時点では、アナログ処理の方が容易と考えられる。上記のような仕様の判別ユニットが実現すると、観測する信号の性質の違いに対し、柔軟な対処ができる。伝送信号を分岐してアナログ信号に戻すことによりシステムが多少複雑化する。しかし、その他の点では、システムをコンパクトにまとめられる利点の方が大きいであろう。また出力のインターフェイスを汎用のものにしておけば、最終処理を行う計算機の機種の変更に対しても対処できる。

3) 仕様とソフトウェアの作成についての問題点

マイコンを組み込んだ装置は、一応ハードウェアと見なされる場合が多く、仕様の作成などの手順に、特別な考慮が払われている場合は少ない。しかしマイコンといえども、ソフトウェアの仕様の作成、デバッグなどの作業は、普通の計算機と同じだけの手間を必要とするはずである。マイコンの場合、製作段階での調整、デバッグは入念に行われているかもしれないが、現実には設置段階での調整が十分でない場合が多いように、見受けられる。これは先に述べたように、マイコンの動作状態を把握する手段が乏しいことが理由の一つになっている。リアルタイム処理において起り得る頻度の少ない状態に対し、不十分な対処しかできない潜在的な欠陥をソフトウェアが持っていたとしても、発見される機会は乏しい。このことは多くのシステムで、欠陥を持ったままのソフトウェアが使われている可能性が、大きいことを意味している。このような危険性を減らすためには、仕様作成の段階でより入念な検討を行い、又製作されるプログラムについても、詳細な説明書を作っておく必要がある。

ソフトウェアの制作に関する別の問題として、制作方法がある。マイコンのソフトウェアも、最近では直接機械語 (アセンブラ) で作られるのではなく、高級言語で作ったプログラムをコンパイルする方法が用いられる場合が多い。このような方法で作られるプログラムの長さは、直接機械語で組まれるプログラムに比べ、数十パーセントのオーダーで長くなり、実行時間も遅くなる。プログラムをできるだけ圧縮するためには、仕様の段階で、十分な意志疎通をはかり、無駄な機能を作らないようにする、あるいは仕様を切詰めるなどの工夫が必要であろう。信号の遅延や、地震の判別などユニット化が可能なプログラムについては、直接機械語で組み立てるべきであろう。いずれにせよ、今までのシステムにおいては、マイコンのソフトウェアに対する考慮が、十分に払われているとはいえない。マイコンのソフトウェアにもっと考慮を払うべきと考えられる。

参 考 文 献

- 浜田和郎他、1982：関東東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター、地震2、35、401-426。
 檜皮久義、柏原静雄、浜田信生、1980：マイクロコンピュータを地震観測に応用する試みについて、験震時報、45、9-27。
 市川政治、1980：地震記録自動処理装置、験震時報、44、55-74。
 市川政治、1981：地震資料伝送網、測候時報、48、17-27。
 地震観測所、1979：ASRO地震観測システムについて、験震時報、44、31-39。
 地震観測所、1984：松代群列地震観測システムの概要、測候時報、51、195-239。
 山岸 登、関 彰、柏原静雄、1980：石英管式ひずみ計の改良更新について、地震観測所技術報告、1、43-47。
 山岸 登、柏原静雄、1981：ひずみ地震計改良更新の現況と観測結果について、地震観測所技術報告、2、25-56。
 Goforth, T. and E. Herrin, 1981 : An automatic seismic signal detection algorithm based on the Walsh transform. Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1351-1360.

4.3 地殻変動観測データの補間方法*

地殻変動観測では、通信回線のノイズ、タイムマーク、テープの交換など様々な原因によって、1時間程度またはそれより短い欠測がよく生じる。このような短時間の欠測の場合は、その前後の値が正常であり、補間しておくことが多い。欠測の状況によっては、正常な値が必ずしも等間隔にならないことを配慮して、「地震活動総合監視システム」では、基本的に多項式による補間(ラグランジェの補間法)を使用している。

補間を行うまでに、データ処理の中間成果として、10分間平均のデータが得られており、障害等で生じた異常値は、データをディスプレイに表示して、マニュアル操作ですでに削除されている。欠測となった10分間値 $Y(X_k)$ を次の計算式で補間している。

$$Y(X_k) = \sum_{j=1}^n Y(X_j) \frac{(X_k - X_0) \cdots (X_k - X_{j-1})(X_k - X_{j+1}) \cdots (X_k - X_n)}{(X_j - X_0) \cdots (X_j - X_{j-1})(X_j - X_{j+1}) \cdots (X_j - X_n)}$$

計算で使用するデータ (X_j, Y_j) は求める時刻の前後60分ずつの間に得られた正常な観測値(12個以内)であるが、補間の精度を保つために、正常な値が半分(6個)未満の場合や、6個でも片側のみ場合は欠測とし、補間しない。データ収録のテープを交換すると、1時間欠測となるが、前後が正常であれば補間条件を満たすので、上式で計算した値を採用することになる。しかし、それ以上に欠測が続くときなどはデータを補充せず、欠測として処理される。

* 岡田正実：地震火山研究部

ラグランジェの補間法は、 (X_j, Y_j) に誤差が含まれないことを前提としており、観測値の分布によっては推定誤差が異常に拡大し、不自然な値が求まることがあり得る。実際のデータ処理にもまれに異常な推定値が現われた。このような問題を避けるために、前後の観測値の標準偏差から見て、異常に離れた推定値は採用せずに、直線補間の値を用いた。安定した補間値を得るためには、最小2乗法によって適当な回帰曲線（例えば2次式）を求め、欠測部分を補間することも考えられる。この方法は計算量が増えるので採用しなかったが、自動化のために今後検討する必要がある。

今回のデータ処理（2.4節）では主に60分以内の欠測に対して補間を行っているが、それより長く欠測が継続した場合にも、長時間の傾向などをみるために、データを補間する必要が生じ得る。潮汐の影響をほとんど受けない要素（例えばラドン濃度や地下水位）については、毎時値または1時間平均値を用いて数時間以内の欠測を上述の方法などによって補間することは可能であろう。潮汐をかなり含むもの（例えば傾斜、潮位差）は、天文潮を除いてから適当な方法で補間し、天文潮の分を加えるのが適当である。そのためには傾斜等についても潮汐調和分解を行い、天文潮の計算を実施する必要がある。いずれの場合も降雨などによって大きく変化している部分については十分注意する必要がある。

どの程度までの欠測を補間し、正常な観測値と同等に扱うかは、データの利用目的によって異なる。しかし、定常的なデータ処理においては、一定の基準を設けておくことも必要であろう。例えば、気象統計では、欠測が20%以下であれば平均値を算出することになっている。また、潮汐観測では、4時間以内の欠測で満干潮を含まない場合は、観測者が自記紙上で補間し、それを正常値とほぼ同等に扱っている。地震予知業務では、「2～3日以内の地震発生」を予測することが重要な柱となっているので、一応の目安として予測期間の10%程度、すなわち数時間以内であれば、「短時間」の欠測として扱うことができよう。そこで毎時値の欠測の場合には「5時間以内」が一つの目安と考えられる。

長期の傾向を見るために、移動平均がよく行われているが、欠測が含まれている部分は計算できない。このような場合には、ベイズ情報基準（ABIC）を用いた方法（Ishiguro,1981）が適当である。この方法は次のような特徴がある。

- i) 極めて滑らかな平滑曲線が合理的に得られ、容易に変化速度を知ることができる。
- ii) 比較的長期の欠測が含まれていても、連続的な平滑値が得られる。
- iii) 観測期間の端まで平滑値が得られ、現状の把握に有効である。
- iv) 将来の予測値を得ることが可能である。
- v) 計算量は移動平均よりはるかに多い。

したがって、計算機の能力に余裕があり、この方法で平滑曲線を求める際は、あらかじめ欠測を補充する必要性はあまりない。

参 考 文 献

Ishiguro, M., 1981, A Bayesian approach to the analysis of the data of crustal movements. J. Geodetic Soc. Japan, 27, 256-262.

第5章 傾斜計による地殻変動の観測と評価*

5.1 観測の経緯

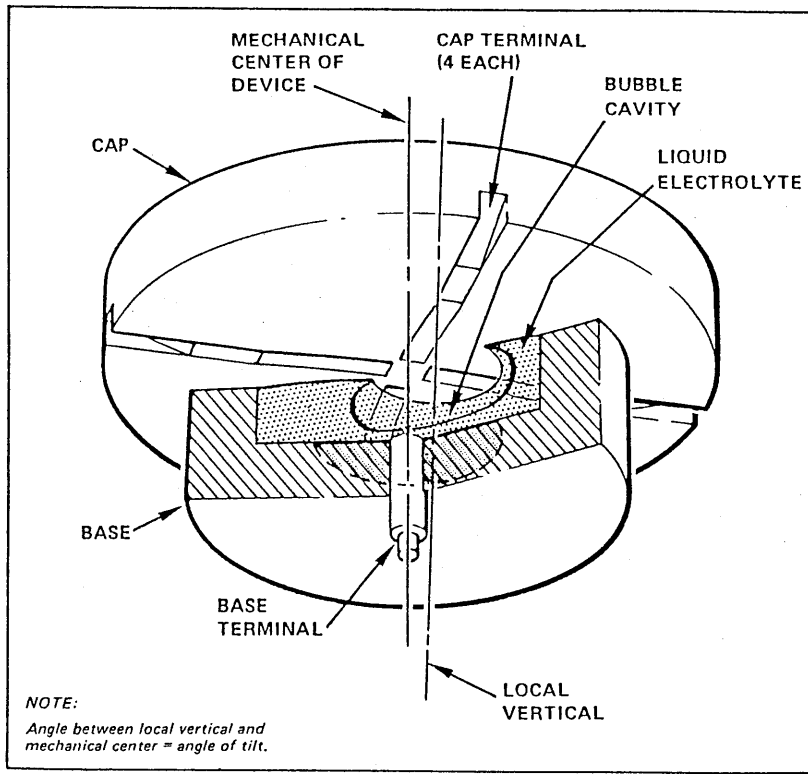
東海・南関東地域においては、大規模地震の予知を目的とした各種の観測が高密度に行われているが、観測点の多くは静岡県以東にあって、愛知県より以西においては比較的少ない。それは大規模地震の直前に震源近くで発生する様々な変化を捉えるのが目的であるためだが、一方それに至るまえに周辺地域で進行する地殻変動を明らかにすることは、長・中期予報にとって重要な意味を持っていると考えられている。本研究では、そうした観点に基づき、広域の異常発生が検出された場合の、地上傾斜観測の情報捕捉能力の限界の確認を兼ねて、伊良湖と尾鷲で傾斜観測を行うこととした。これらの地点を選んだのは、1944年東南海地震の震源域の境界にあたるということのほか、前述のように、予想されている大規模地震の震源域の周辺で、かつ現在比較的観測網のまばらな地域であるからである。

5.2 観測の概要

今回使用した傾斜計は、米国 North American Rockwell, Autometrics 社製の双軸型の傾斜計で、伊良湖では地中埋設型 (TM-1 B 型) 尾鷲では地上型 (TM-1 A 型) を用いた。地中埋設型と地上型では、検出部の設置方法が異なるだけで、検出方法およびエレクトロニクス部は同じである。検出部の基本原理は泡式水準器と同じもので、その主要部分は大きな泡を1個含んだ電解液で満たされている。検出部の構造を図 5.2.1 に示すが、泡の位置を中央のプラチナ電極および十字に配置された4本の電極で検出する。エレクトロニクス部のブロックダイアグラムを図 5.2.2 に示す。傾斜計の仕様は次の通りである。

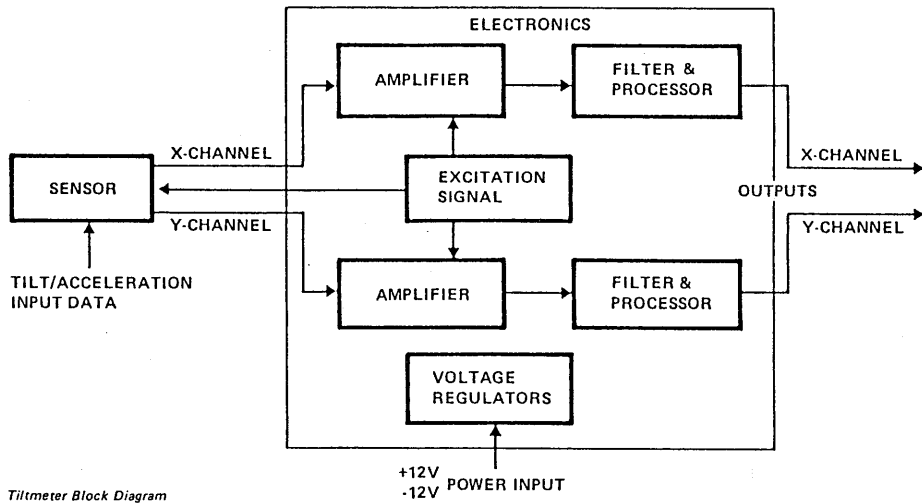
- RMS 分解能：1 Hz 域において 1.4×10^{-3} 秒角又は 8×10^{-9} ラジアン
- 零点の再現性：RMS 0.1 秒角以内
- 安定性：0.08 秒角 20 日間
- 測定範囲：X and Y DEMOD Output 200 秒角、
X and Y OUT Output 50 秒角

* 森 俊雄・吉田明夫：地震火山研究部



Sensor Assembly

図 5.2.1 検出部構造。



Tiltmeter Block Diagram

図 5.2.2 ブロックダイアグラム。

- 出力レベル：最大±5 V
- スケールファクタ：X and Y DEMOD Output 25 mV/秒角、
X and Y OUT Output 100 mV/秒角
- 電源：+12～+15 V 及び-12～-15 V
- 消費電力：650 mW
- 使用温度範囲：-20°～+120°F (-29～+49°C)

また、短周期振動等のノイズを除去するため、エレクトロニクス部にフィルターが組込まれており、フィルターなしが、1.6 Hz 又は、0.008 Hz のローパスフィルターのどれかを選択できるようになっている。通常は0.008 Hz のローパスフィルターをかけて記録した。なお購入時に添付された検定感度は下記の通りである。

No. 351 (伊良湖)	EW (Xcomp)	96.48 mV/秒角
	NS (Ycomp)	95.03 mV/秒角
No. 332 (尾鷲)	EW (Xcomp)	84.84 mV/秒角
	NS (Ycomp)	89.21 mV/秒角

伊良湖における傾斜観測は、伊良湖岬の先端に近い山上にある風波観測所(図5.2.3)で行った。設置方法は図5.2.4に示すように、深さ約4.5 mの観測壕を掘り、その底に埋設した直径15 cm長さ2.5 mのケーシングの中に検出部を設置した。観測点付近の地質については後述するが、検出部は粘板岩のところに設置された。尾鷲では廃坑になっていた横穴を改造し、その中に傾斜計を設置した。設置方法の概観を図5.2.5に示す。検出部を約4 mの横穴の奥の機械台の上に置き、記録紙取替等で観測室に人が入った際にも検出部に温度変化を与えないよう、検出部と記録計の間は扉で仕切られた。

両地点とも記録計は東亜電波のEPR-200 A型2ペンレコーダーを用い、通常チャートスピードを20 mm/hourとした。記録計の入力レンジは最初±250 mV/±75 mmとしたが、スケールアウトすることがあったため、一定した感度で記録し続けることは困難であった。記録紙の交換は通常1か月毎にそれぞれの測候所の職員に行ってもらい、その際、記録状態のチェック、記録計のペンの位置調整、感度の調整等も行ってもらった。感度の検定は年2～3回、気象研究所から出張して行った。伊良湖における記録計の感度は下記の通りである。

1979年 8月～ ±250mV (/±75mm)

1980年 1月14日11h～±500mV

1980年 2月 7日15h～±250mV

1981年 1月19日10h～±500mV

1983年 3月 9日15h～±250mV

1983年11月21日11h～±500mV



図5.2.3 伊良湖および尾鷲における傾斜観測地点。

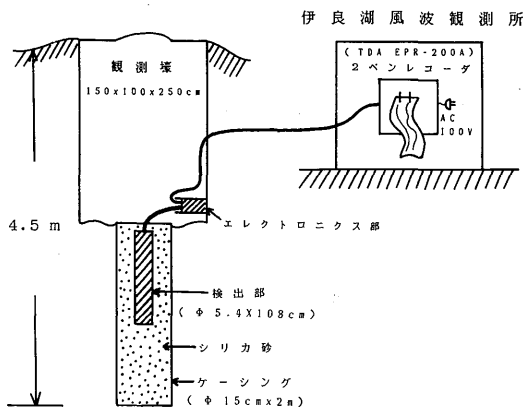


図5.2.4 伊良湖における傾斜計設置方法の概観。

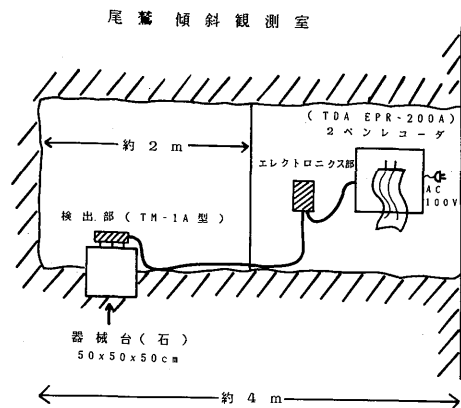


図5.2.5 尾鷲における傾斜計設置方法の概観。

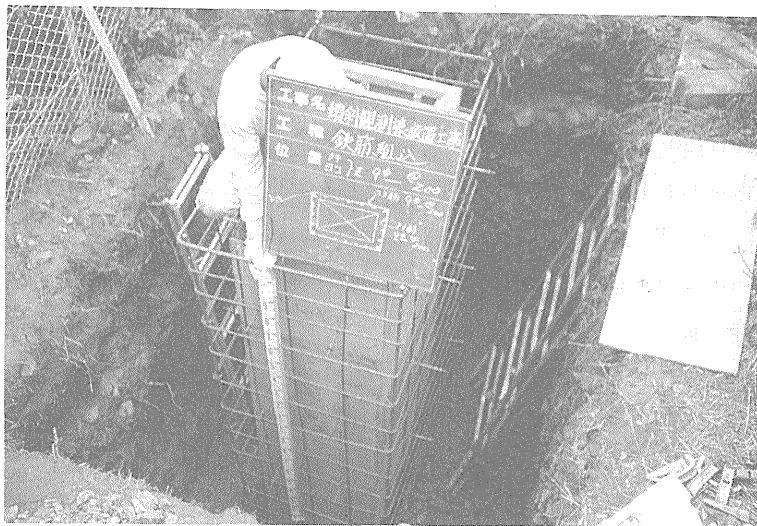


写真5.2.1 伊良湖観測所の設置状況。

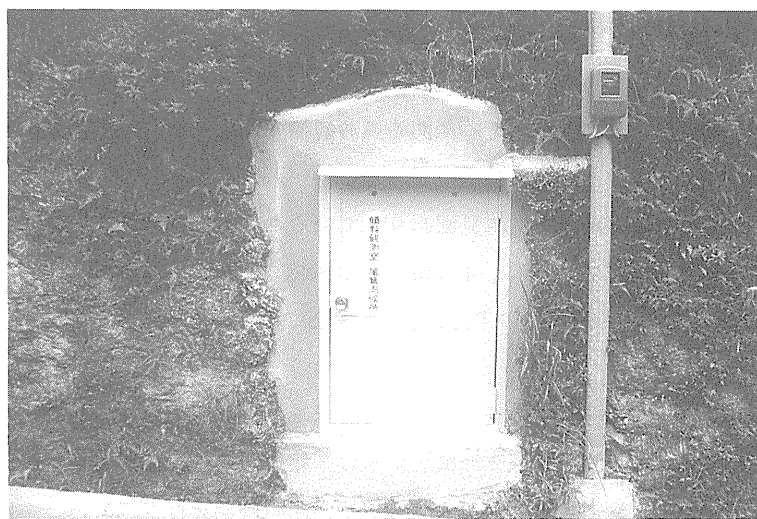


写真5.2.2 尾鷲観測室の入口。

1984年 2月20日16h 観測終了

また、尾鷲における記録計の感度は下記の通りである。

1979年 8月～ ±500mV (/ ± 75 mm)

1980年 1月19日12h～ ± 250 mV

1980年11月22日16h～ ± 1000 mV

1983年 3月10日15h～ ± 500 mV

1984年 2月21日12h 観測終了

傾斜観測は両地点とも1979年8月から1984年2月まで行ったが、その間の主な出来事は次の通りである。

i) 伊良湖 1980年2月頃傾斜量が大きく、エレクトロニクス部での調整では記録困難になったため、検出部を掘りおこし、再設置を行った。

ii) 伊良湖 1983年7月頃から、記録状態が不安定になってきたため点検したところ、記録計の内部基板に腐食が認められた。記録計内部には蛇の抜殻や糞があり、それらが抵抗等を腐食させていることがわかった。抵抗の取替等応急処置を施し、1984年2月まで記録させた。

iii) 尾鷲 1979年9月～10月にかけての大雨により、エレクトロニクス部が水につき測定不能となった。傾斜計を取替えて同年11月より記録再開した。

iv) 尾鷲 1983年10月頃観測室の中にカタツムリが異常発生し、記録済記録紙がかじられる。そのため、所々欠測が生じた。

次に観測点付近の地質状況について簡単にふれておく。

1) 伊良湖

伊良湖における観測点としては岬の近くにある風波観測所を選んだ(図5.2.3)。条件として地表近くに岩盤が露出していること、記録器等における小屋が近くにあつて、しかも電気がすぐ使えることのほかに、測候所の職員が定期的に見回わりしていることも好都合であった。伊良湖では埋設型のモデルTM-1Bを設置したために、4.5mの深さの穴を掘った。その時の土質柱状断面図を表5.2.1に示す。60cmの硬質ローム層の下は粘板岩で一部チャートを含み、全体に風化して亀裂が多く入っている。

伊良湖のある渥美半島は、三波川帯の古生層であるチャート系統の岩がところどころに顔をだしているが、大部分は洪積層の渥美層群や沖積層がその基盤をおおい、低い台地をつくっている。また渥美半島の北縁をかすめて中央構造線が通っており、傾斜観測を行うにあたってはこの構造線との関連においても興味もたれた。

2) 尾鷲

尾鷲における設定場所を選定するにあたっては、旧街道の現在使われていない隧道や、第二次大戦当時の防空壕など市内7、8か所を現地調査した。その中で、旧坂下トンネル、旧尾鷲トンネル、

表5.2.1 伊良湖傾斜観測壕の土質柱状断面

深度 (m)	層厚 (m)	土質名	色 調	記 事	相対密度 調度
0.60	0.60	砂質ローム	褐 灰	含水中位 砂分主体	
1.60	1.00	粘板岩	淡黄色	風化して軟岩状 亀裂多く岩質はもろい 全体に蛇紋化している	軟岩
2.80	1.20	粘板岩 チャート 互 層	淡黄色 (赤褐)	粘板岩主体 赤色チャート状 風化して軟岩状 亀裂多い 全体に蛇紋化している	軟岩
3.30	0.50	粘板岩	淡緑灰	風化して軟岩状 亀裂多い 蛇紋化している	軟岩
4.50	1.20	粘板岩	淡緑灰	風化してもろい 亀裂多く、全体に蛇紋 化している	軟岩

小原野、八幡神社下の防空壕などが一応候補地として考えられた。特に旧坂下トンネルは硬い岩盤が露出していてノイズも少なく、観測点として最も有望であったが、山の中で電気を引くのが困難であり、しかも遠くて交通が不便ということで諦めざるを得なかった。最終的には、市内の岩に掘りぬいた防空壕跡が、測候所に近く、内部の温度変化もそれほどないだろうということで選ばれた。

この地域の地質は中世代四万十帯の十津川層群に属し、紀伊半島西岸の日高層群に連続して東西に延びる大規模な泥質物を主とする地向斜堆積層である。中村山は砂岩を部分的にはさんだ頁岩からなり、割れ目が多く入って風化はかなり進んでいる、設置当時、この中村山の西端を崩して公共の施設をつくる工事が進んでおり、その影響がどの程度のものか気がかりな点もあった。また壕内は湿気がひどく、水のたまる心配もあったので、傾斜計は岩盤に直接置くことはせず、石を岩盤上にコンクリートで固定して、その上にセットした。

5.3 観測結果

傾斜計の記録をペンレコーダで行ったため、スケールアウトや記録に不鮮明な部分が生じたり、不測の事態が発生する等、必ずしも満足できる記録は得られなかったが、毎時の値を読み取り数値化した。図5.3.1 A~Dは両地点における東西(EW)、南北(NS)の各成分の変動を示し、W側およ

びN側が上がった場合を正にプロットしている。記録が接続されていない部分は欠測で、その両端間の傾斜変動量は連続ではない。同図の上から3番目と6番目には、伊良湖および尾鷲における日降水量、7番目に主な地震の規模をそれぞれプロットした。また、傾斜の日平均値、日降水量、地震を図5.3.2に示す。降水量は伊良湖測候所および尾鷲測候所における観測値である。なお、日降水量は地上気象特別観測テープ（SDPテープ）による。

表5.3.1に震源リストを示す。このリストは気象庁地震火山部でMT編集しているEARTH-QUAKE ORIGINSによるものである。

震源の位置を図5.3.3にプロットした。これらの地震は次の基準で選択された。

- 深さ 70 km 未満 日本付近 $M \geq 7.0$
- 〃 伊良湖・尾鷲より 200 km 以内 $M \geq 6.0$
- 〃 伊良湖・尾鷲より 50 km 以内 $M \geq 4.0$

降水と傾斜の関係では次のようないくつかの特徴がみられる。

i) 図5.3.1に見られるように、伊良湖においては、日降水量 15 mm 以上の場合は2成分ともそれと関係があると考えられる傾斜変動が見られる。尾鷲では日降水量 100 mm 程度の雨で、それと関係していると思われる傾斜変動がある。

ii) 伊良湖の場合は、降水があったときに必ずしも一定の方向に傾斜するとは限らない。例えば、1979年8月21日の降水（160.5 mm）に対してはNNW方向に傾斜したが、1980年10月14日の降水（171.5 mm）のときにはSE方向に傾斜した。また、傾斜量についても、日降水量と比例関係にあるとはいえないようである。図5.3.4に降水があった場合の傾斜計の記録例を示すが、1980年10月14日には伊良湖で約170 mm、1981年10月22日には尾鷲で約330 mmの日降水量が観測された。これらの降雨に対して、伊良湖ではNSおよびEW成分にそれぞれ約0.5秒角および1秒角の傾斜、

表5.3.1 震源リスト

番号	位 置	年 月 日 時 分	東 経	北 緯	深度 (km)	マグニチュード
1	伊豆半島東方沖	1980 6 29 16 30	139°14'	34°55'	10	6.7
2	宮城県沖	1981 1 19 3 17	142 58	38 36	0	7.0
3	知多半島中部	1981 4 27 5 30	136 54	34 51	40	4.4
4	浦河沖	1982 3 21 11 32	142 36	42 4	40	7.1
5	渥美湾	1982 6 21 9 24	137 3	34 41	40	4.9
6	茨城県沖	1982 7 23 23 24	141 57	36 11	30	7.0
7	日本海中部	1983 5 26 11 59	139 46	40 21	14	7.7
8	青森県西方沖	1983 6 21 15 25	139 0	41 16	6	7.1
9	奈良・和歌山県境	1983 7 18 9 20	135 46	34 14	64	4.7
10	愛知県中部	1983 12 19 2 11	137 2	34 51	15	4.0
11	奈良県南部	1984 2 11 4 49	135 43	34 3	67	5.5

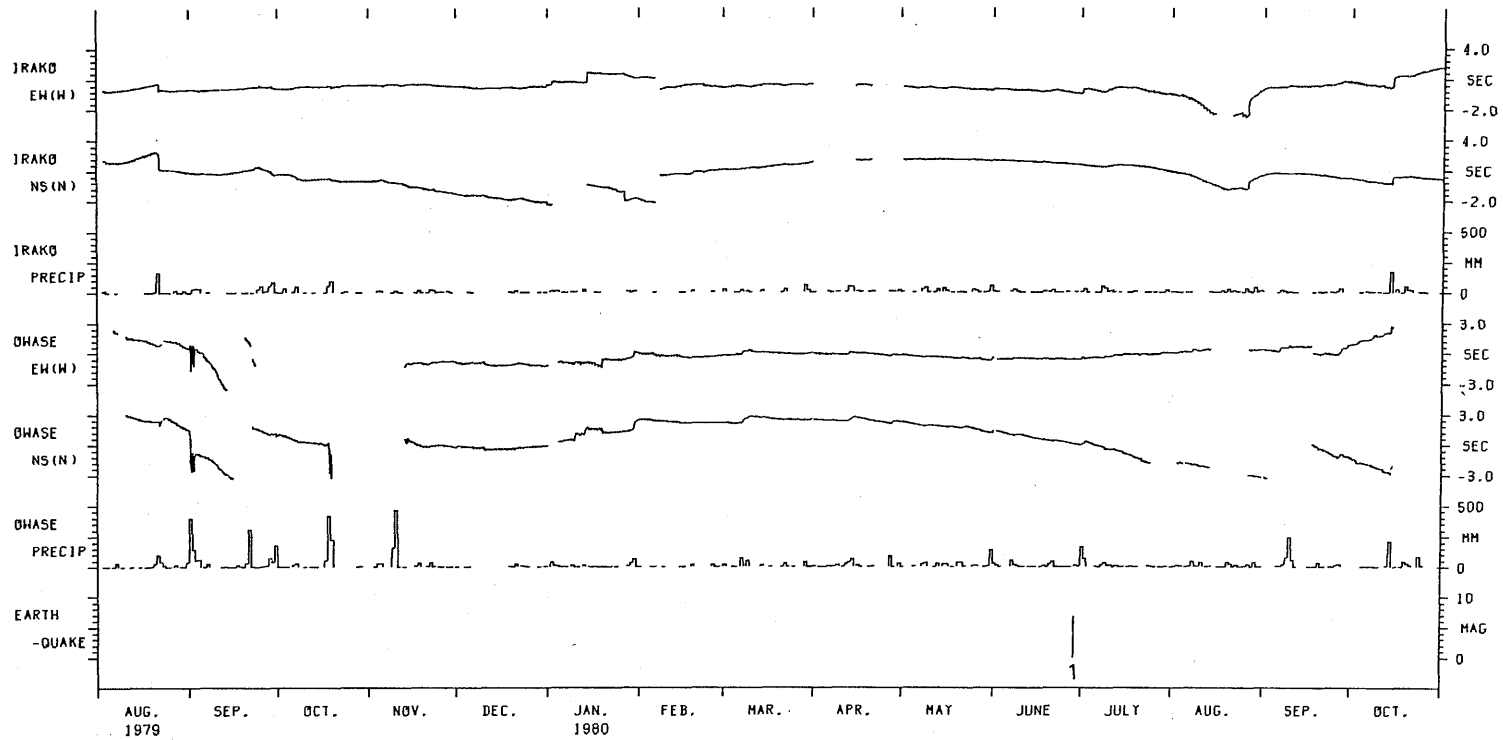


図5.3.1 A 傾斜変動(毎時)、日降水量および地震。
1979年8月～1980年10月。

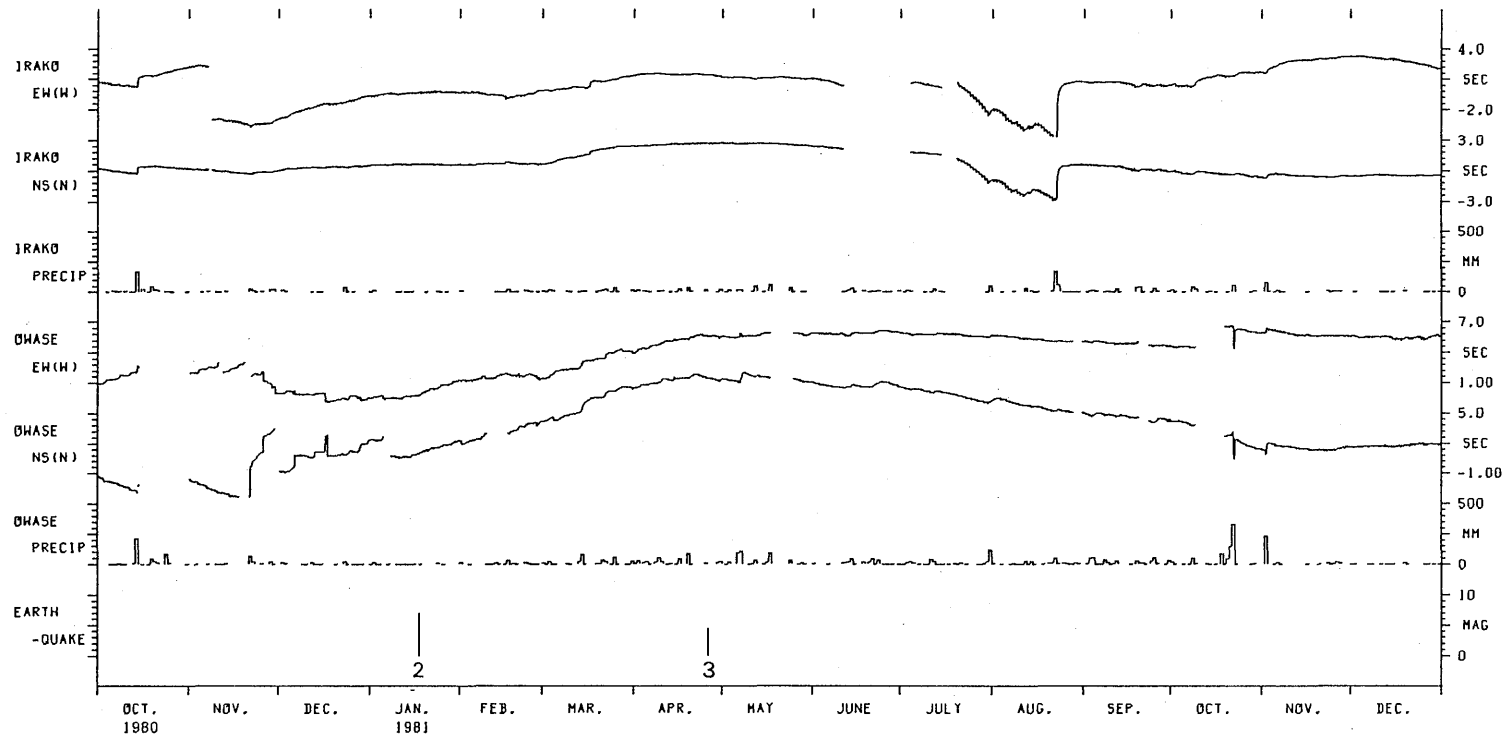


図 5.3.1 B 傾斜変動 (毎時)、日降水量および地震。
1980年10月~1981年12月。

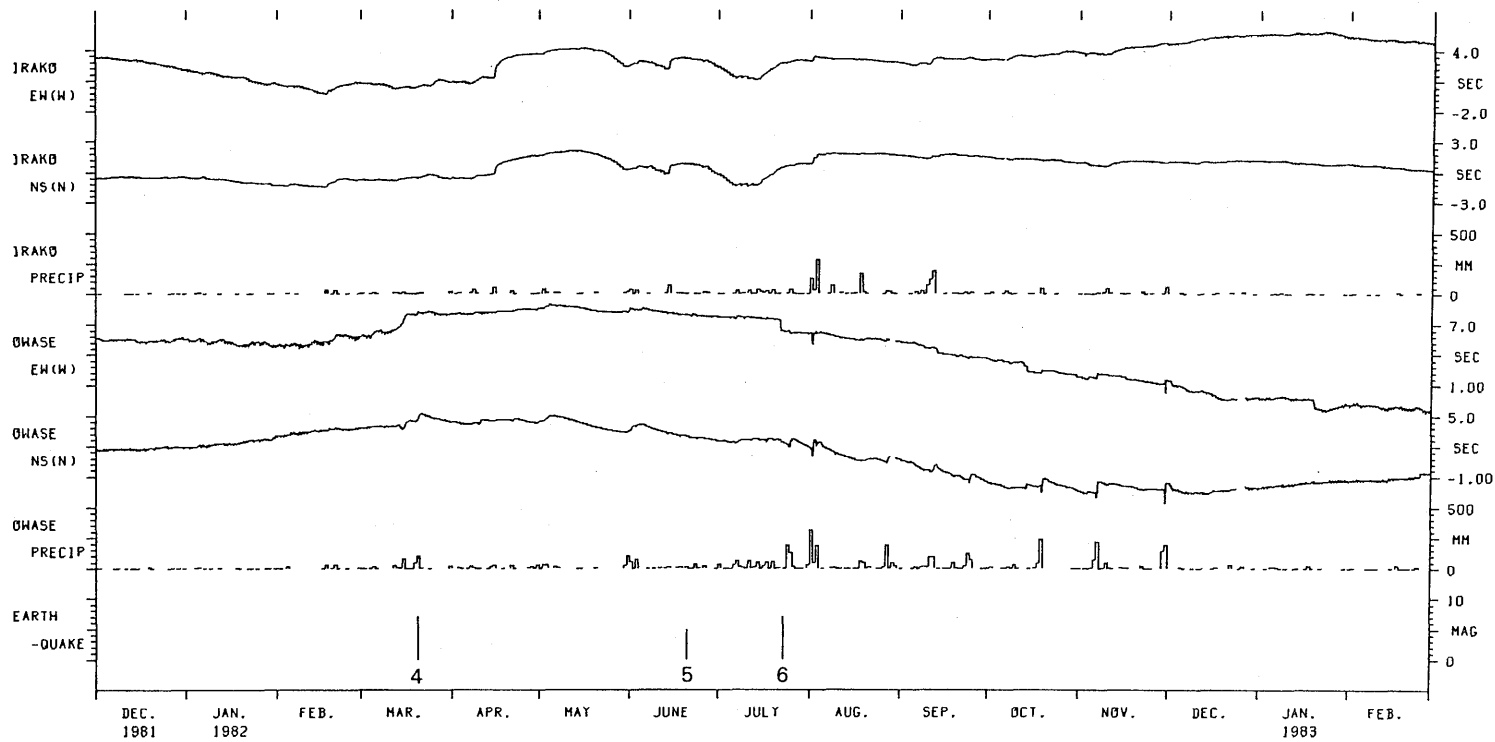


図 5.3.1 C 傾斜変動 (毎時)、日降水量および地震。
1981年12月～1983年2月。

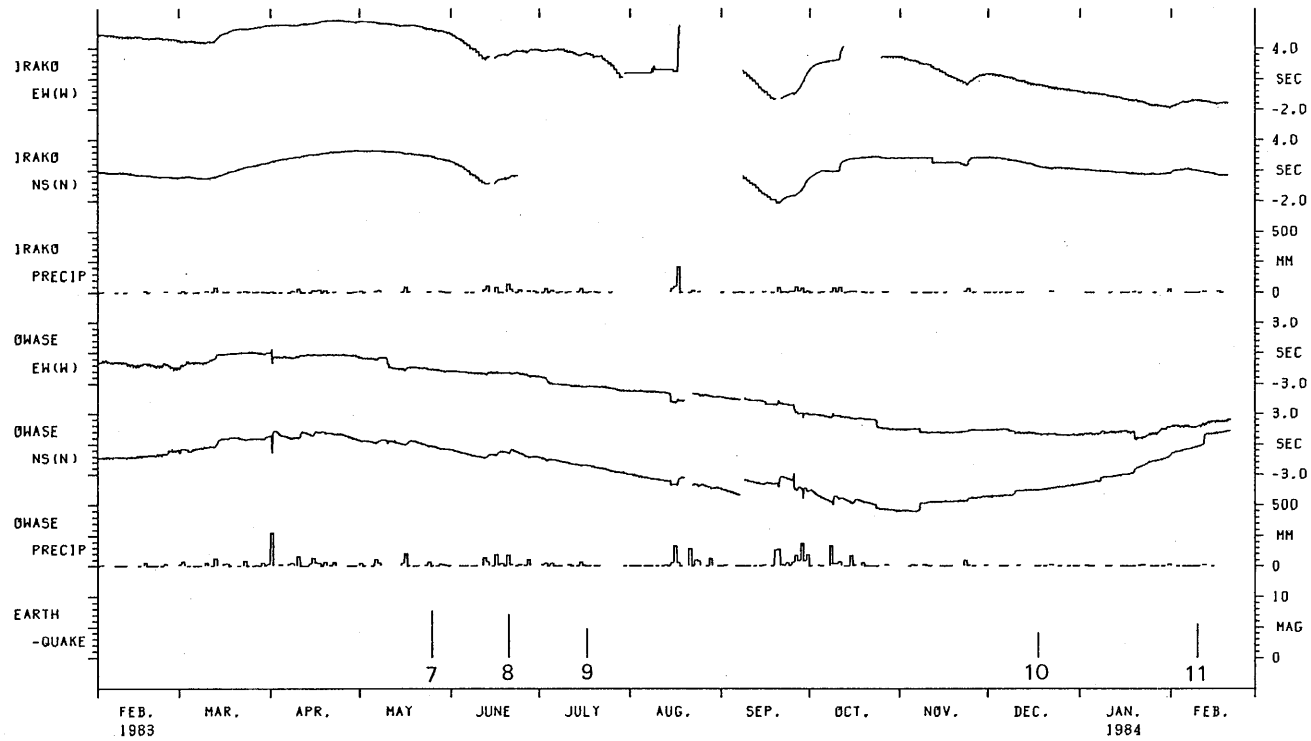


図 5.3.1 D 傾斜変動 (毎時)、日降水量および地震。
1983年2月~1984年2月。

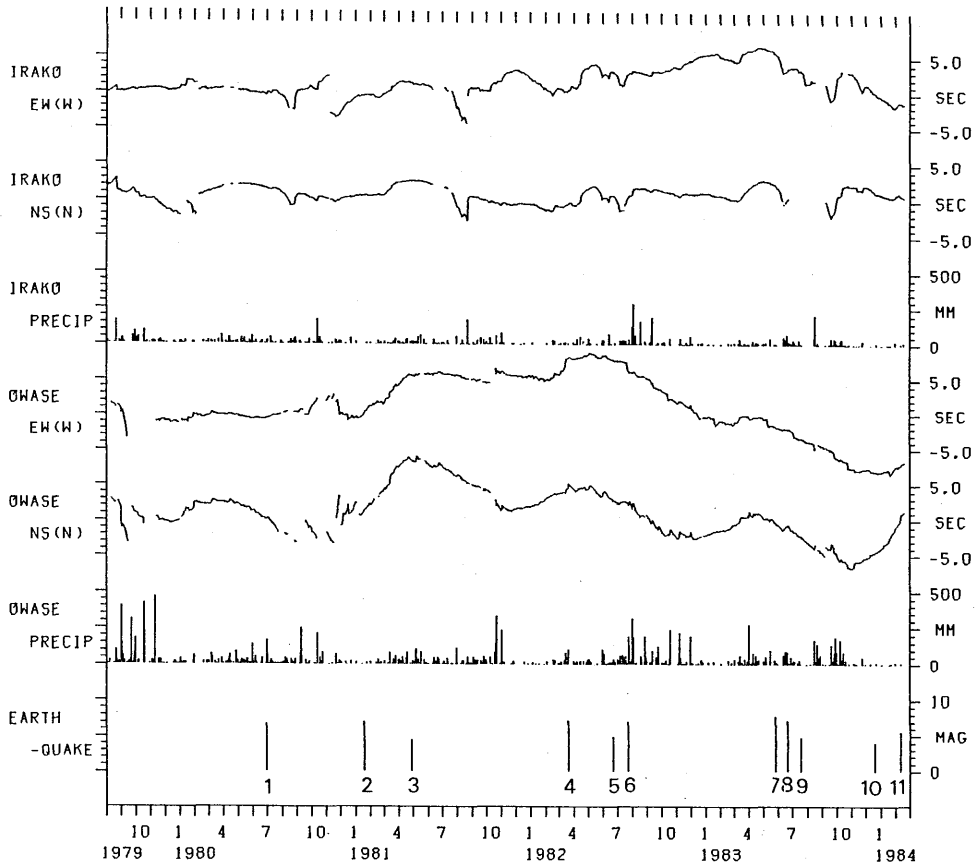


図5.3.2 傾斜変動（日平均値）、日降水量および地震。

尾鷲ではNSおよびEW成分にそれぞれ3秒および2秒角の傾斜が観測された。

iii) 尾鷲では、降水に対する傾斜の応答は、1979年10月以前、1981年9月まで、およびそれ以後で異なっているようにみえる。中間の1979年11月から1981年9月までの期間は、他の期間と比較して降水量が少ないことが原因している可能性があるが、降水に対してあまり速い応答はせずにSSEの方向に傾斜する傾向がある。それに対して、両端の期間では、傾斜の応答が速く、いちどNNWに傾斜したあと反対側のSSEにより大きく傾斜して徐々にもとの状態にもどるといった形態をとることが多い。観測壕の位置がSSE斜面にあるため、斜面の方向に大きく傾動するというを示していると思われる。

図5.3.3に示した地震と傾斜変動についての考察を行ったが、図5.3.2および5.3.3からは地震に関係すると考えられるような傾斜変動は見出すことができない。この原因として、前兆的变化が期待されるような地震が発生しなかったこと、降水量と関係している傾斜変動が大きいこともあるが、地震とは関係ないと思われるような原因不明の変化が多いことがあげられる。図5.3.5に1980

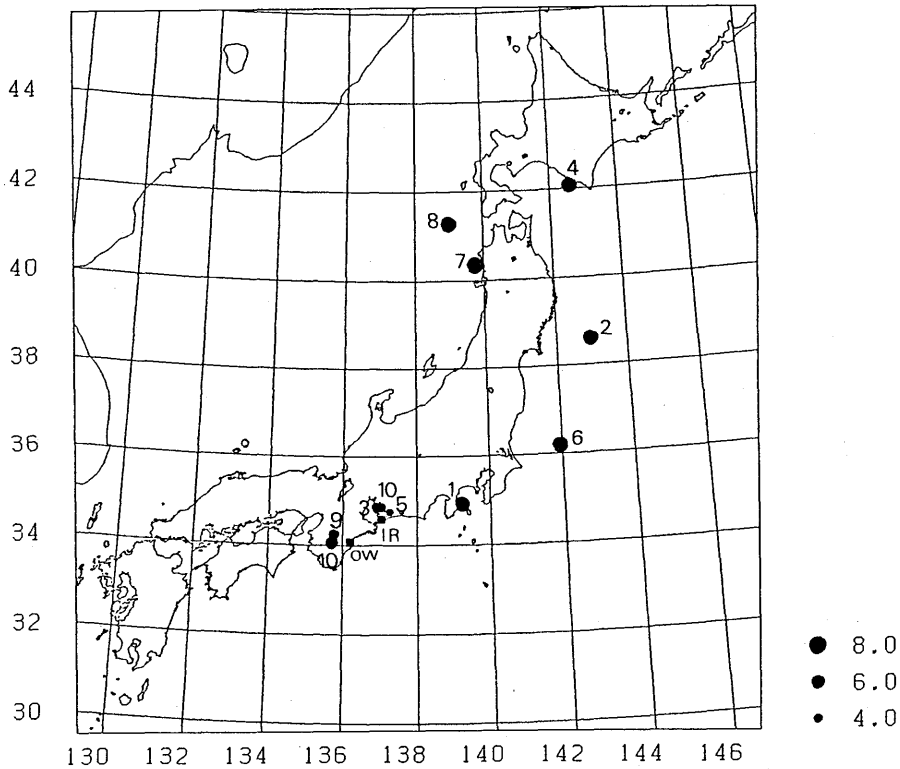


図5.3.3 震央分布図。

IR および OW は伊良湖および尾鷲の位置を示す。

年6月29日の伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$) の時の記録を示す。伊良湖 NS 成分の記録では約1時間前に変化量は小さいが、ステップに近いような変化をしている。しかし、このような変化は地震がないときにも見られることがあり、地震の前兆現象かどうかの断定はできない。

その他、次のような変化の特徴があげられる。

i) 伊良湖における長周期変動は図5.3.2からも分かるように、EW, NS とほぼ類似の変化をしている。すなわち、NW 又は SE の方向に傾斜する方向は降水時におこる傾斜の方向とほぼ一致する。

ii) 尾鷲における長周期変動も傾斜の方向が NNW 又は SSE 方向で、降水に対する場合とほぼ一致する。

iii) 伊良湖では毎年7月から8月にかけて NW 方向に大きく傾斜すると同時に、日変化の振幅が他の期間より大きくなる傾向がある。

iv) 尾鷲においては、伊良湖の場合のように大きく傾動する傾向はないが、毎年2月頃に日変化に振幅が増大する傾向がある。

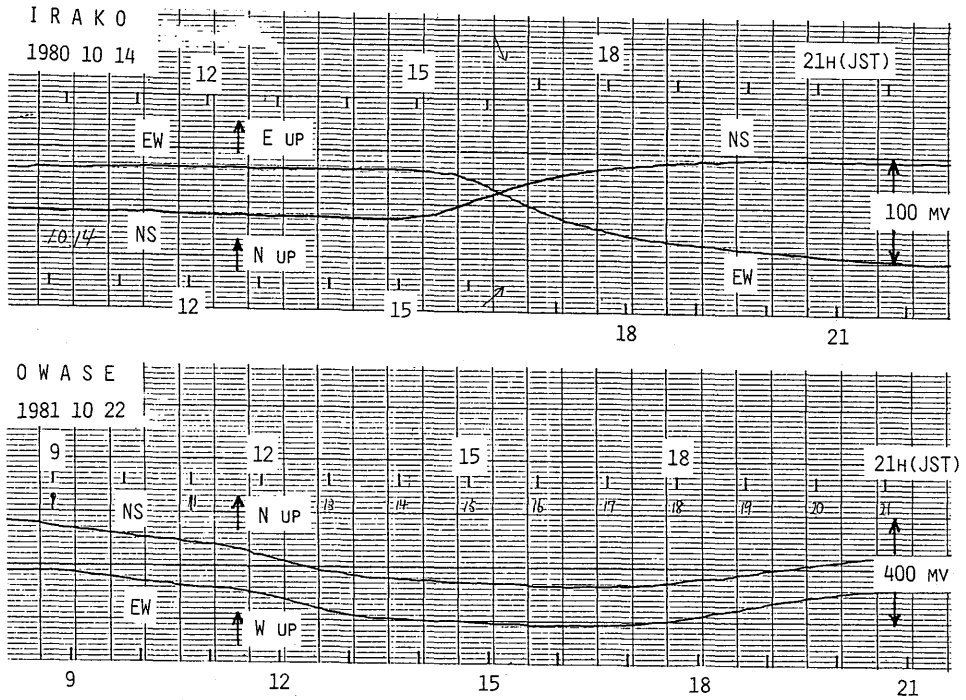


図 5.3.4 伊良湖、尾鷲における降水時の傾斜計記録

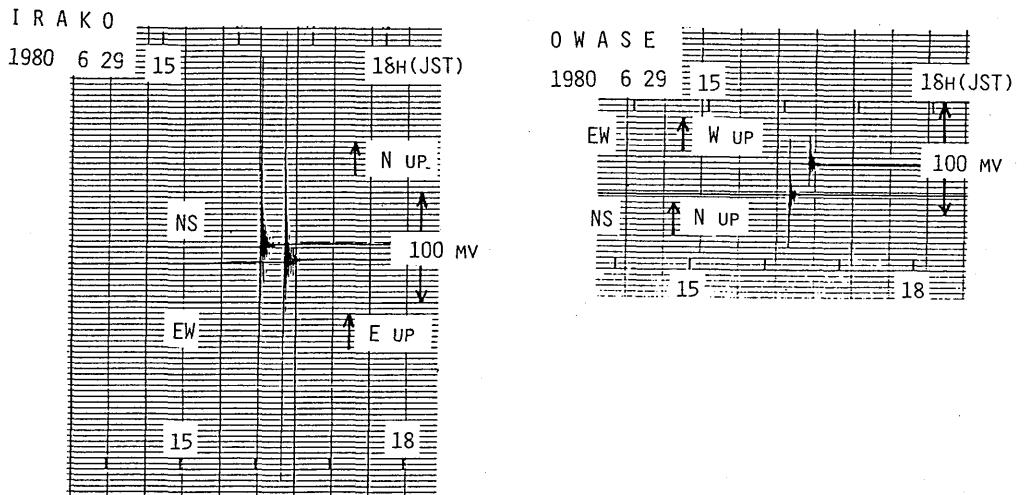


図 5.3.5 1980年6月29日の伊豆半島東方沖地震 (M=6.7) の時の傾斜計記録

5.4 フーリエ解析

通常は記録計の感度を 250 mv/75 mm (=3.33 mv/mm) としたが、日変化解析には分解能が不足するため、1982年10月6日~25日にかけて高感度記録を行った。用いた記録計は東亜EPR-66Aで 100 mv/125 mm (=0.8 mv/mm) の感度で記録した。30分毎に読取り、17日間のデータについてフーリエ解析した結果を図5.4.1に示す。主な分潮に対する振幅は次の通りである。

周 期	E W	N S	対応する分潮
6.0 h	1.5 ms	0.8 ms	S 4
8.0	2.2	1.0	S 3
12.0	6.0	5.2	S 2
12.3	16.4	20.2	M2(12.42 h)
24.0	4.0	34.2	S 1
25.4	3.6	3.6	O1(25.82 h)

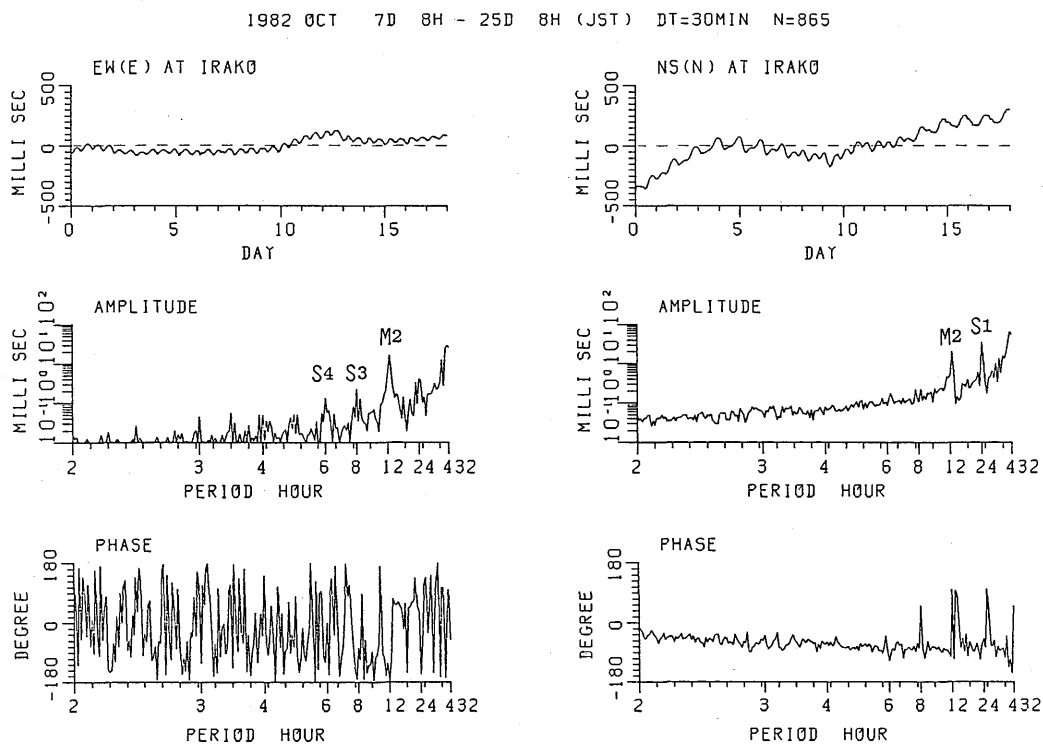


図5.4.1 伊良湖における記録とフーリエ級数の振幅と位相

図5.4.1に示すようにEW成分では周期6時間(S4)、8時間(S3)および12.3時間(M2)にピークが見られるが、NS成分ではM2およびS1(24時間)にピークが見られる。

5.5 まとめ

伊良湖および尾鷲において、簡易設置型傾斜計による傾斜観測を行った。伊良湖では地中埋没型、尾鷲では地上型で両地点とも1979年8月から1984年2月まで行った。

機械の故障、記録のスケールアウト等が生じたため、長期間の連続記録を得ることはできなかった。しかし、傾斜計本体のトラブルはほとんど生じなかったため、デジタル集録等記録方法を工夫すれば長期間の連続記録を得ることも可能と思われる。

伊良湖、尾鷲とも降水時に傾斜変動を生じるが必ずしも変動量が降水量に比例するとは限らない。数日から1年程度までの傾斜変動の方向が、降水時の変動方向とほぼ一致する。これは傾動する方向が、それらの場所ではほぼ特定の方向にだけ大きく傾動することを意味する。ただし、太陽または太陰週潮に関連する周期の変化については、そのかぎりではない。

日本付近および両観測地点に近い地震との対応について検討したが、地震と関連すると思われるような傾斜変動を見いだすことはできなかった。何らかの方法で降水に対する影響を取り除かなければ地震との関係を見いだすことは困難と思われる。

伊良湖では、毎年8月頃、尾鷲では毎年2月頃に傾斜の日変化振幅が大きくなるが、この原因は不明である。

伊良湖では、短期間であるが高感度記録を行い、フーリエ解析を行った。この結果EW方向(ほぼ半島方向)ではM2、S3、S4の各分潮に対応する周期にピークが現われ、NS方向(半島に直交する方向)ではS1、M2にピークが表われた。

以上、5年にわたる観測によって地上傾斜観測に現われるバックグラウンド雑音の調査を行ったが、これらが異常を検出した後に必要となる補足観測の計画の際の一助となれば幸である。最後に、傾斜計の設置、記録装置の保守等でお世話になった東京管区气象台、伊良湖測候所および尾鷲測候所の方々に感謝します。

第6章 地震予知にかかわる前兆現象に関する研究

地震予知の有力な手がかりとみられる前兆現象については、多くの研究があり、その種類は、地球物理学的現象に関するものから、地球化学的又は生物学的現象に関するものまで多岐にわたっている。この章における研究は、地球物理学的前兆現象に関するものに限定され、主として、地殻変動、電磁気学的異常現象、震源域における地震活動、及び前震の規模別度数分布についての解析、理論的吟味又は検定等の結果を報告する。当初、地震波速度の変化も予定されていたが、数年前から、観測値の精度等に再検討の必要が指摘された事情もあって、ここでの議論は省略することとした。

6.1 検潮記録による地殻変動解析*

地震予知にとって、地殻変動とその経過の解明が重要であることは言うまでもないが、いわゆる「東海地震」に強い関心が寄せられるまでは、東海地域においても地殻変動観測は限られていた。例えば、御前崎周辺の水準測量は、1976年以後毎年実施されているが、それ以前（1945～75）はわずか4回のみであり、長期的な水準変動の推移を十分掌握することはできない。また、最近では傾斜計、伸縮計、歪計などが多数設置され、多くの連続記録が得られているが、これらは設置環境の影響を受けやすく、地殻の長期変動を調べるのにはやや難点がある。しかし、検潮資料を用いれば、基準面が明確であり、長期の推移を連続的に追跡することが可能である。今回の研究では、ベイズ情報規準（ABIC）などを用いて潮位変動の解析を行い、御前崎の沈下について考察した。

6.1.1 検潮資料

地殻変動の調査には、長期間にわたって安定した検潮所の資料が必要である。海況・気象の変動による影響を除くために、同じ海域（津村、1963）にある検潮所間の潮位差がよく用いられている。静岡県下には20箇所近く検潮所があるが、地殻変動調査に利用できるものは少ない。観測期間等を考慮して、図6.1.1に示した主な検潮所のうち、御前崎、内浦および舞阪の資料を用いた。

- 御前崎（OM）：1958年設置（再建）。66～67年に合計12か月間欠測、70年に現在地へ移転（潮位観測基準面の高さは不変）。

*岡田正実：地震火山研究部、高橋道夫：気象庁地震予知情報課

- 内浦 (UC) : 1932年に設置。その後の移転・改築なし
- 舞阪 (MI) : 1933年に設置。その後の移転なし。浜名湖入口より内側にある。

図6.1.2にこれら各検潮所の年平均潮位を示す。この他の検潮所は、地盤が軟弱な所(清水港)、観測期間が短い所(田子、焼津)、海域が異なる所(南伊豆、伊東)などであり、今回は使用しなかった。図に示した内浦の潮位記録で、観測開始～1942、53～55、59～62、75～76年に潮位が高くなっているが、津村(1963)や岡田(1978)らによって指摘されているように、これらは主に黒潮大蛇行によるものである。海況に起因する変動を除くと、長期的な潮位の上昇・下降はほとんど認められずほぼ安定している。また、駿河湾中央部における海洋観測資料を用いて、海水密度の効果を補正した結果(気象研究所、1984)を見ても、顕著な上昇(または下降)傾向は認められない。

一方、御前崎の潮位には、海況変動によるもの以外に、明らかな上昇傾向が認められ、地盤が沈下していることを示している。また、舞阪では、大きな潮位下降が見られるが、これは主に浜名湖入口(今切口)の拡張・しゅんせつ・固定のための工事(1946～73)の影響(松田、1983)によるものであり、工事終了後はほぼ安定している。

6.1.2 御前崎の沈下

海流などの長期変動によって生じる潮位変化と地殻変動によるものを、1か所だけの検潮資料で分離することは容易でない。しかし、同じ海域内にある検潮所の潮位の差をとれば、海況・気象の影響が大幅に除去でき、両地点の相対的な上下変動を詳しく検出できる。このため、地殻変動の調査には、潮位そのものより、検潮所間の潮位差がよく用いられている。図6.1.3に潮位差の推移、および水準測量の結果を示す。欠測時の処理は、短時間でも欠測があれば、両検潮所とも当日の日

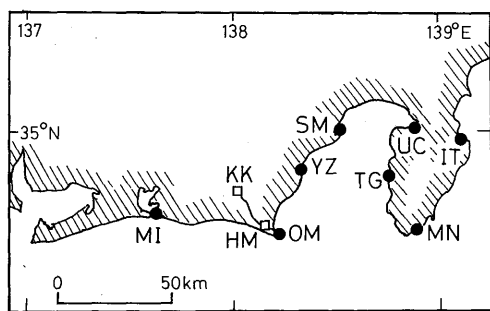


図6.1.1 検潮所および水準点の配置図。
MI:舞阪、OM:御前崎、YZ:焼津、SM:清水港、UC:内浦、TG:田子、MN:南伊豆、IT:伊東。□印は掛川(KK)および浜岡(HM)の水準点を示す。

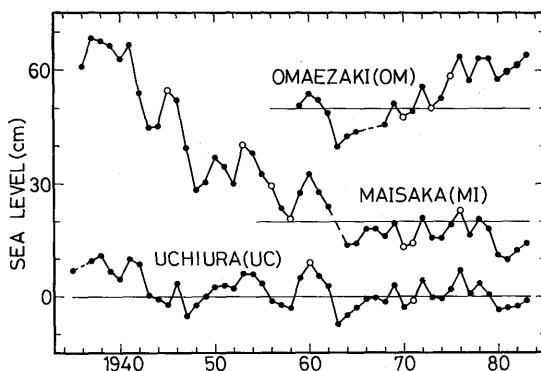


図6.1.2 御前崎、舞阪および内浦検潮所の年平均潮位。
舞阪の大きな潮位低下は浜名湖入口の改修工事によるものである。

平均潮位を欠測とし、原則として残りの日平均から月平均潮位を求めた。年平均潮位差は、月平均潮位差の平均である。図に示した内浦・御前崎の潮位差(UC-OM)を見ると、1967年頃までは比較的安定しているが、それ以後はかなりの速さで下降している。前記のように、内浦の地盤がほぼ安定していると見られるので、この変化は主として御前崎検潮所の沈下によるものと考えられる。

平滑曲線はABIC (A Bayesian Information Criterion) を利用した石黒の方法 (Ishiguro, 1981) で求めたものである。この方法では、観測データ y_i が平滑値 m_i と誤差 r_i で

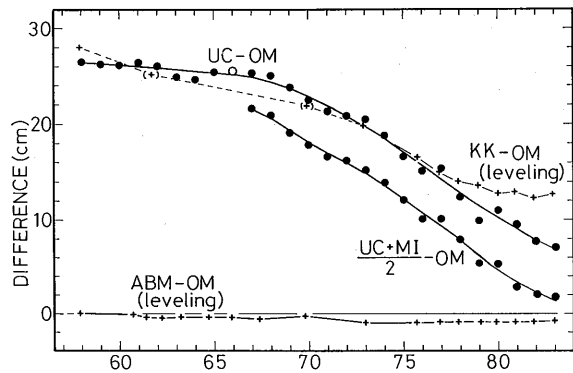


図 6.1.3 年平均潮位潮差および水準測量結果。
UC-OM：内浦・御前崎の潮位差、
(UC+MI)/2-OM：(内浦・舞阪の平均)と御前崎の潮位差、KK-OM：掛川～御前崎検潮所の水準差、ABM-OM：検潮所付属水準点～検潮所の水準差。

$$y_i = m_i + r_i$$

と表され、 m_i 、 r_i が次の条件を満足することを仮定して、各成分が求められる。

- i) m_i の 2 回差分 ($m_{i+1} + m_{i-1} - 2m_i$) が平均 0 の正規分布に従う。
- ii) r_i は平均 0 の正規分布に従う。

この方法は従来行われていた数値フィルターなどより統計学的に優れており、客観的で精度の高い地殻変動解析が可能である。なお、現用のプログラムは、大竹・浅田 (1983) が指摘したような不連続的な地殻変動を考慮していない。

加藤・津村 (1979) は、潮位記録から日本沿岸各地の地殻変動を津村 (1963) の方法で推定している。東海地域では、紀伊半島東岸 (浦神検潮所) から伊豆半島西岸 (内浦検潮所) までを 1 つの海域 (原著では region iv) として扱い、各検潮所の垂直変動が求められている。御前崎の長期的な推移は今回のものとよく似た傾向であるが、沈下速度の変化はあまり明確になっていない。津村の方法は、全国的な調査には優れている。しかし、この海域の沿岸付近で黒潮流路が急に曲がる場合は、その東西で潮位変動の様相が異なっており、同じ海域として扱うことができない。そのような海況の場合には注意を要する。

検潮所には、建物の沈下を監視するために、付属水準点が設置されている。図 6.1.3 の下段は付属水準点と御前崎検潮所との間約 200 m の水準差の変化を示したものである。1970 年から 73 年にかけて少し検潮所が沈下しているが、これは検潮所移転直後のごく局所的な沈下によるものと思われる。

る。内浦との潮位差から求められた全期間の沈下量（約 20 cm）と比べ、付属水準点に対する変動量は数 mm であり、非常に小さい。また、御前崎の中央部にある測候所水準標石（1952 年設置）に対しても、観測開始から 25 年間に潮位観測基準面はわずか 2 cm しか沈下していない。したがって、検潮所は御前崎地域の水準変化を十分代表しており、潮位差から求めた御前崎検潮所の沈下は主に広域の地殻変動によって生じたものであると言えよう。

国土地理院等では、掛川（一等水準点 140.1）を基準にして、検潮所を含めた御前崎周辺の水準測量を繰り返し実施している。それらの結果も図 6.1.3 に記入してあるが、1978 年頃までは潮位差の結果と大差ない。それ以後はかなり系統的な相違が見られる。なお、1979 年以後は水準測量が毎年 2 回以上実施されているが、水準の“季節変化”の影響を避けるために、5 月前後に行われたもののみを載せてある。1962 年および 70 年の水準測量は、残念ながら御前崎まで達していない。73 年、76 年、および 77 年の結果を参考にして、次の方法で推定したものである。

$$Y_{OM} = 1.4 Y_{HM} + 0.5 \text{ cm}$$

ここで、 Y_{OM} は掛川～御前崎検潮所間の水準変動量、 Y_{HM} は掛川～浜岡間の水準変動量、0.5 cm は検潮所移転に伴う局所的な沈下量である。この推定値には水準の“季節変化”は考慮していない。この式の推定値を見る限りでは、潮位差の結果とかなりよく整合している。しかし、水準点を浜岡（2595）より検潮所に近い位置にある相良（2593）を使用すると、様相が異なっており、推定値の取り扱いに注意を要する。

海況変動の影響をより一層除くためには、御前崎の両側にある検潮所の平均との差を用いるのがよい。図 6.1.3 で、内浦・御前崎の潮位差に比べ、（内浦・舞阪の平均）と御前崎との潮位差 $[(UC + MI) / 2 - OM]$ の方が多少バラツキが小さい。後述する月平均潮位差を用いる場合には、検潮所の組み合わせによる効果が一層大きい。しかし、舞阪を含めた潮位差は、浜名湖入口の工事の影響を受けるので、地殻変動の解析に利用できる期間が短い。

各年の潮位差の平滑値から差分をとれば、年間の変動量（沈下速度）が求まる。図 6.1.4 に潮位差の平滑曲線から求めた沈下速度を示す。

UC-OM を見ると、1965 年頃まで $-1 \sim -2 \text{ mm/y}$ と比較的安定していたことがわかる。それ以後徐々に沈下が加速していたが、76～77 年頃から速度が幾分なぶってきている。従来手法では沈下速度の変動をこのように細かく求めることは困難であり、今回用いたものがすぐれた解析法であることを示している。

(UC+MI)/2-OM による沈下速度は、

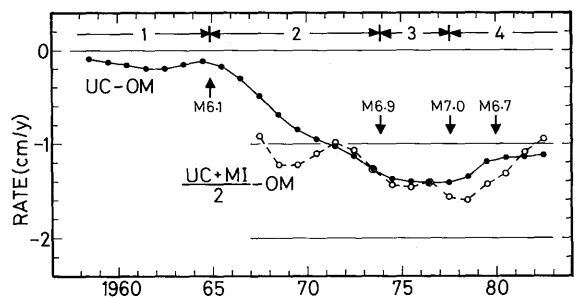


図 6.1.4 潮位差から求めた御前崎検潮所の年間変動量（沈下速度）。

中間部の71~77年頃はUC-OMのものとはほぼ一致するが、前後は多少相違している。初期の相違は浜名湖入口の工事などによって、舞阪の潮位が下降したことによるものである。78年頃以後の相違は、舞阪の潮位が相対的に低下したことを示している。その原因として、黒潮変動や浜名湖入口の状況変化も考えられるが、地殻変動の可能性もある。同じ期間に内浦・掛川でも相対的な変動が生じているので、地殻変動の可能性が高く、注目される。

地震の短期予知のためには、比較的短期の地殻変動を検出する必要がある。月平均潮位差については、統計数理研究所で開発したプログラム BAYSEA (Akaike and Ishiguro, 1980) を用いて、年平均潮位差と同様な解析が可能である。この方法では、観測値 y_i が平滑値 m_i 、季節変動成分 s_i 、雑音 r_i に分解され

$$y_i = m_i + s_i + r_i$$

で表わされる。但し、 m_i は2階差分 ($m_{i+1} + m_{i-1} - 2m_i$) が平均0の正規分布に、 s は前後の年の同じ月で作った2階差分 ($s_{i+12} + s_{i-12} - 2s_i$) が平均0の正規分布に、 r_i は平均0の正規分布に、それぞれ従うものとして各成分が求められる。計算能力の都合で、全区間を一度に解析せずに、小区間について計算し、解析区間をずらして、全区間を求めている。また、外部入力的重要なパラメータとして、平滑の強さを示す RIGID の項がある。この値を小さくすると直線に近い平滑曲線が得られ、RIGID を大きくすると、曲率が大きくなりやすい。求まった結果の統計学的な優劣は ABIC で評価するが、一般的には ABIC の小さいものが良い。

図6.1.5に上述の方法による月平均潮位差の解析結果を示すが、上段が月平均潮位差 (y_i) とその平滑値 (m_i)、2段目が変化速度、3段目が季節変動成分 (s_i)、下段が雑音 (r_i) である。UC-OM について、“ABIC が最小” という条件で求めると、海況変動の影響が変化速度 (沈下速度) にかなり大きく現われ、地殻変動の変化速度が求まらない。図では、海況の長期変動の効果を抑えるために、パラメータ RIGID を小さくして求めている。海況変動の効果を数値化して説明変数に取り入れることが困難なので、現状ではやむを得ない。一方、(UC+MI)/2-OM の場合は、海況の長期変動の影響が小さく、“ABIC を最小にする” という条件だけで十分であった。このように、月平均潮位差の場合は、検潮所の組み合わせが重要な要素となってくる。傾向はいずれの場合も年平均潮位差から求めたものとはほぼ一致している。

6.1.3 地殻変動との関連

御前崎の地殻変動は、沈下を中心として見ると、次の4段階に分けられよう。

第1期(1965年頃まで) 地殻変動があまりなく、御前崎の水準が安定している。

第2期(1965年頃~74年頃) 御前崎の沈下が加速する。

第3期(1974年頃~78年頃) 御前崎の沈下は13~15 mm/y で、沈下速度は安定する。内浦、掛川、及び舞阪に地殻変動がほとんど及んでいないと見なされる。

SPAN=15, SHIFT=6, ORDFP=2, SORNER=1, FIGID=0.02, AVARIC=1644.92

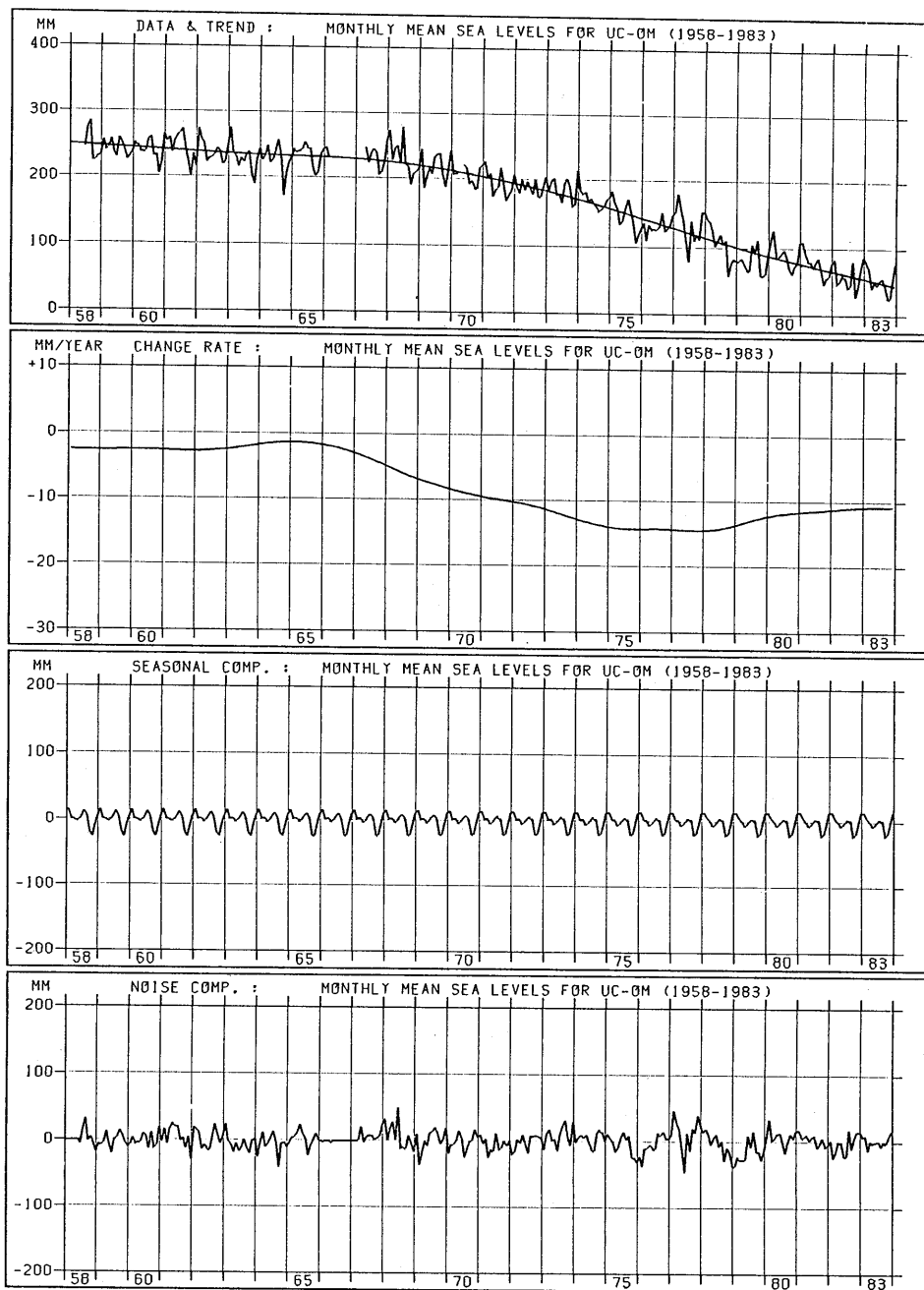


図 6.1.5 A バイズ情報量基準 (ABIC) を用いた月平均潮位差の解析。
 内浦・御前崎の潮位差。1 段目は潮位差とその平滑曲線、2 段目は変化速度
 (mm/y)、3 段目は季節変動成分、および 4 段目はノイズ成分である。

TEAM:15, SHIFT:6, ORDER:2, SORDER:1, RIGID:0.10, AVABIC:1050.45

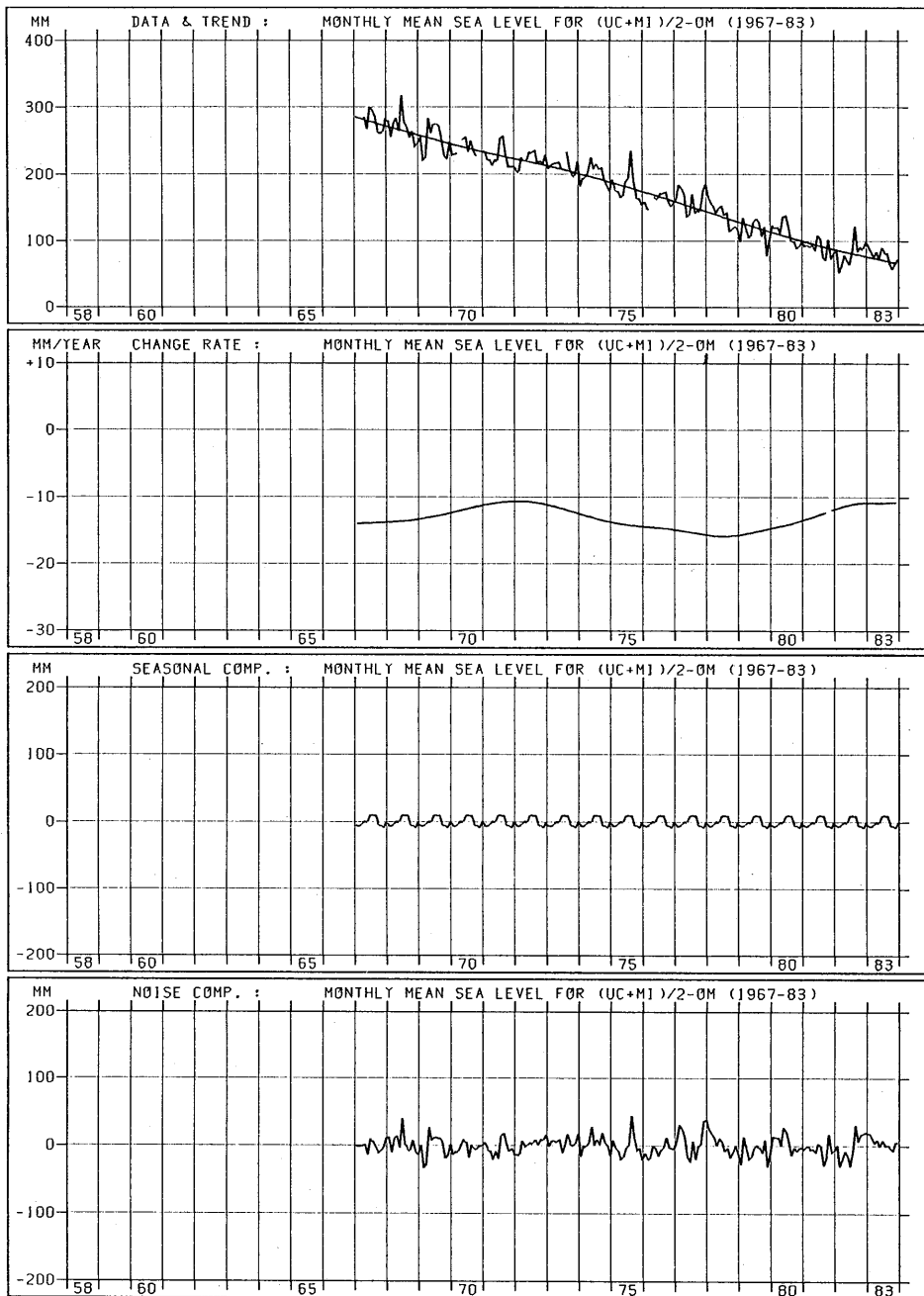


図 6.1.5 B ベイズ情報量基準 (ABIC) を用いた月平均潮位差の解析。
 (内浦・舞阪の平均) と御前崎の潮位差。1 段目は潮位差とその平滑曲線、2
 段目は変化速度 (mm/y)、3 段目は季節変動成分、および 4 段目はノイズ
 成分である。

第4期(1978年頃以後) 御前崎の沈下はいくぶん鈍るが、基準点によって大きさが多少異なる。
内浦、掛川、舞阪で相対的な変動も考えられる。

各期の区切りに相当する時期に、次のような大きい地震が周辺で発生しており、注目される。

1965年4月20日 静岡市付近 M6.1

1974年5月9日 伊豆半島沖 M6.9

1978年1月14日 伊豆大島近海 M7.0

なお、図6.1.4の上段に示した各期の区切りは、これらの地震発生時によっている。

プレート間の巨大地震の前に見られる地殻変動は、沈み込む海洋プレートと島弧側プレートとの相互作用によって生じるとされている。Katsumata and Yoshida (1980) は、巨大地震の震源域生成過程を、プレート間のカップリングの状態に対応するものとして、いくつかの段階に分けたモデルを提案している。図6.1.6にその模式図を示すが、各段階の特徴は次の通りである。

- [A] 大規模な地震発生により解かれたプレート間のカップリングは、短期間では復活せず、ディカップリングの状態が続いている。
- [B] 小規模なカップリングが生じ、小地震の発生を繰り返す。小地震の繰り返しにより、プレート間の一様化が進み、大きなスケールでのカップリングに成長していく。
- [C] 大きなスケールでのカップリングが形成され、震源域の核が完成する、核には地震が発生しなくなり、大地震前の空白域となるが、その隣接地域では部分的に応力増加が生じ、地震活動が活

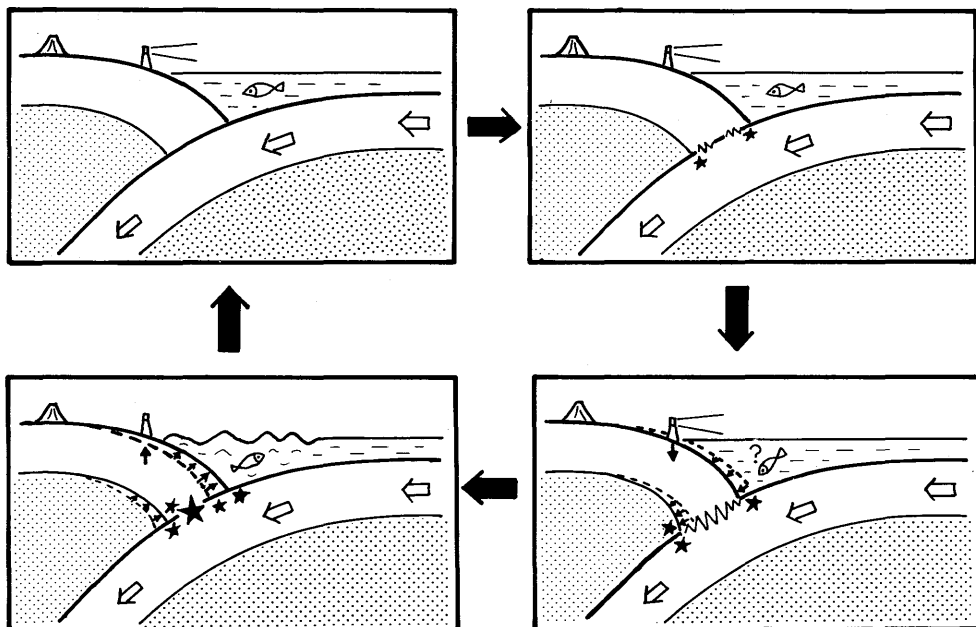


図6.1.6 プレート間巨大地震の繰り返しモデル。

発化する。

[D] 大地震直前の前震等の活動を経て、大地震が発生し、余震活動が続く。

御前崎の沈下をこのモデルに対応させるならば、第1期が[A]に当たろう。東南海地震の震源域は、駿河湾に及んでいないとするモデルが従来多かった。しかし、最近では水準測量の結果(藤井、1980)や内浦検潮所の津波解析などから、変位量は小さいが、御前崎周辺から駿河湾の一部にまで地殻変動が達していたとする説が有力になっている。後者の考えに立てば、[A]の始まりは、東南海地震の余震活動終了時となる。

第2期は[B]に当たり、カップリングの規模が大きくなるにつれて、沈下速度が大きくなったと考えられる。第3期は[C]の初期に当たり、第4期に入ってから震源域の核の周辺部まで地殻変動が及ぶようになったために、内浦、掛川、舞阪で相対的な水準変動が生じるようになったということも考えられる。

大地震前の地殻変動に伴う潮位変化の事例はいくつかあるが、図6.1.7に太平洋岸における観測例を示す。花咲と鮎川は途中で観測基準面が変動しているため、適当にずらしてある。白丸で示し

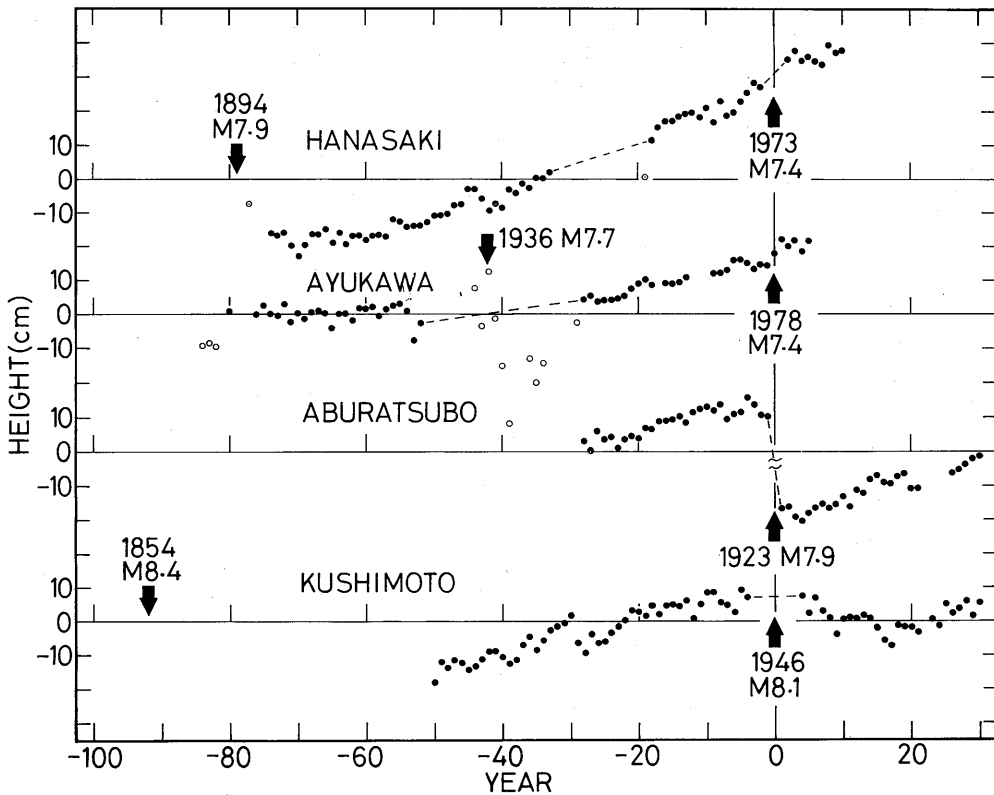


図6.1.7 大地震前後の年平均潮位。
上から花咲、鮎川、油壺、および串本検潮所。白丸は基準面に疑問があるもの。

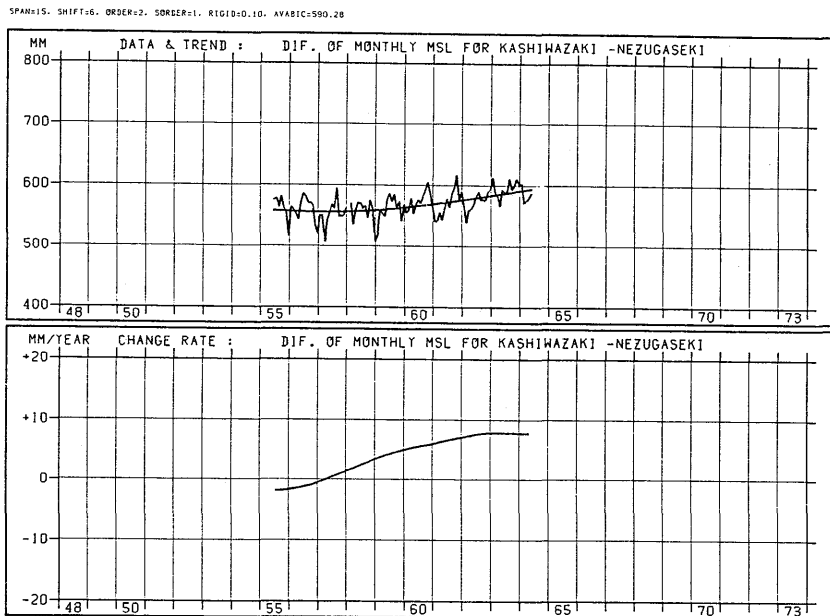


図 6.1.8 A 日本海沿岸で発生した大地震前の潮位差。
新潟地震（1964）前の柏崎・鼠ヶ関の潮位差。

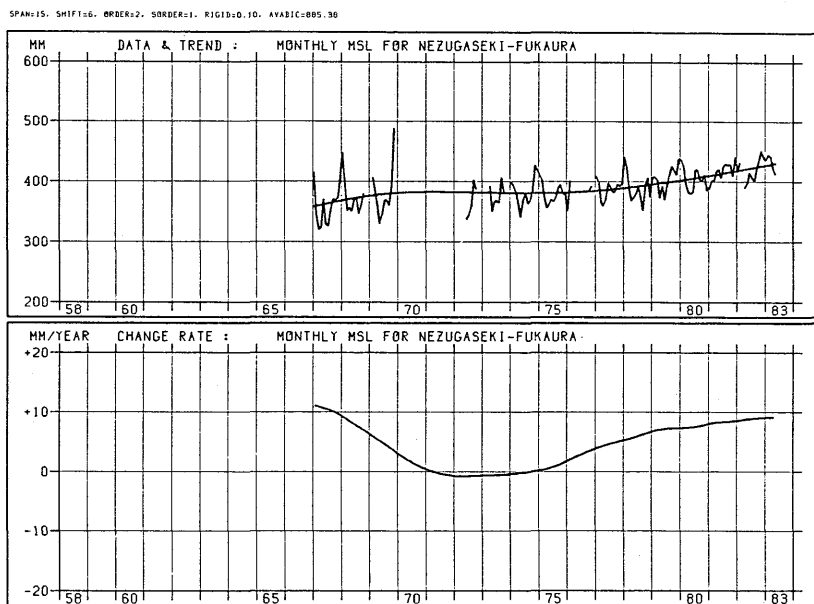


図 6.1.8 B 日本海沿岸で発生した大地震前の潮位差。
日本海中部地震（1983）前の鼠ヶ関・深浦の潮位差。

た点は疑わしい。花咲の潮位変化を見ると、1894年の地震から15~20年間はあまり変化していない。Kasahara (1975) は、この期間に深部で非地震性の断層運動が生じ、それによる隆起と定常的な沈下が打消し合ったのではないかとしている。その後、根室半島沖地震(1973)の前60年間程はほぼ一様な沈下が続いていたと思われる。宮城県沖地震(1978)の前に鮎川が30~50年間に渡って沈下していたが、それ以前は安定していた。鮎川の沈下開始に金華山沖地震(1936)が関連していた可能性がある。一方、油壺や串本の記録では観測期間が足らず、関東大地震(1923)や南海地震前の沈下の始まりがわからない。関東大地震直後から油壺の沈下が続いているのに対し、串本は南海地震後15~20年間やや隆起した後沈下傾向に転じている。

日本海沿岸で観測した潮位差の例を図6.1.8に示す。新潟地震(1964)前の数年間は柏崎に対し鼠ヶ関が隆起しているが、それ以前は比較的安定していたようである。日本海中部地震(1983)の前にも鼠ヶ関に対する深浦の隆起が6~10年間続いている。

最近の御前崎の沈下速度は前述のいくつかの例より大きい。同じフィリピン海プレートの潜り込みによって生じた関東大地震[油壺6 mm/y(津村, 1970)]や南海地震[串本5 mm/y]に比べ、2倍程度の速さで沈下している。これはプレート運動に対する観測点の相対的な位置関係もあるが、フィリピン海プレートの沈み込む角度の相違による影響も大きいと思われる。

大地震の前兆的な地殻変動がどの程度続くかは、長期予知のために極めて興味ある問題である。根室半島沖地震のように、60年前後続いた例もあるし、新潟地震や日本海中部地震のように、沿岸検潮所では5~10年しか観測されていないものもある。このような相違の一因として、地殻変動のパターンが時間と共に変化・拡大することが考えられる。同一地震でも震源域との相対的位置関係によって、水準変動の期間が大きく異なるのであろう。

「東海地震」に対して想定されているような直前の地震予知には、日平均潮位や毎時潮位による短期の地殻変動の解析が重要である。月平均や年平均と比べ、短期の潮位は気象・海況の影響が一段と大きく、取り扱いが難しい。潮汐は分潮数を増すことなどにより現状よりある程度予報精度を向上させることが可能である。また、気圧・風の効果は、高潮数値実験の技術を応用すれば、かなり解析できるであろう。しかし、海況変動を海洋観測に基づいて毎日追跡することは、現在のところ不可能である。多数地点の潮位資料から海況変動に伴う潮位変化の特性を把握し、実験式等で海況変動の影響を除去して、地殻変動の急変を探知するのが適当であろう。地震予知の重要性から見て、今後これらの技術開発を図るとともに、短期の地殻変動の検出に必要な潮位データ(例えば南伊豆や伊豆諸島)がリアルタイムで利用できるようにすることが望まれる。

参 考 文 献

藤井陽一郎、1980：関東・東海地方の地殻変動と1944年東南海地震の震源域、地震—地震学者と地質学者との対話、東海大学出版会、41-64。

- 加藤照之・津村建四朗、1979：潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動（1951-1978）、地震研究所彙報、**54**、559-628。
- 気象研究所、1984：潮位変動からみた御前崎の沈下（1958-82）、地震予知連絡会会報、**32**、262-265。
- 松田義弘、1983：浜名湖の海洋環境－湖口地形変化による湖内潮汐の経年変化－、沿岸海洋研究ノート、**20**、178-188。
- 大竹政和・浅田 敏、1983：季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動、地震**2**、**36**、597-608。
- 岡田正実、1978：黒潮の大蛇行歴（1854-1977）と潮汐観測、黒潮－その諸問題、号外海洋科学**2**、81-88。
- 津村建四朗、1963：日本沿岸の平均海面及びその変動の研究(1)－潮位変化の地域分布、測地学会誌、**9**、49-90。
- Akaike, H., and M. Ishiguro, 1980 : BAYSEA, A Bayesian seasonal adjustment program. Computer Sci. Monographs, Inst. Statistical Mathematics, No. 13. 1-50.
- Ishiguro, M., 1981 : A Bayesian approach to the analysis of the data of crustal movement. Jour. Geodetic Soc. Japan, **27**, 256-262.
- Kasahara, K., 1975 : Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake. Hokkaido, Japan, (a possibility). Pageoph, **113**, 127-139.
- Katsumata, M., and A. Yoshida, 1980 : Change in seismicity and development of the focal region. Pap. Met. Geophys., **31**, 15-32.
- Tsumura, K., 1970 : Investigation of mean sea level and its variation along the coast of Japan (part 2) -change in ground level at various places in Japan as deduced from tidal data and earthquake prediction. Jour. Geodetic Soc. Japan, **16**, 239-275.

6.2 東海沖海底地電位変化と地震*

6.2.1 はじめに

1978年に設置された海底地震常時観測システムの定電流装置を利用して、海底地電位変化観測を行っている。このシステムの海底部装置は、4組の地震計と先端部の津波計からなり、御前崎から1本の海底同軸ケーブルで接続されている。海底部へ供給する電源には高精度の直流定電流装置が採用されており、給電装置から供給された電流は海底ケーブルを通り、先端部近くのアースから海中および海底下を経由して、御前崎海岸アースからとりこまれる。このため、両アース間にかかる外部電位に変動があると給電電圧が変化する。その変化を監視することによって、海底地震計先端部アースと御前崎海岸アース間約110 km間の電位変化を知ることができる。この方式による海底地電

* 森 俊雄：地震火山研究部

位変化観測の有効性は、気象研究所地震火山研究部（1980）および森（1982）によってすでに報告されている。

森（1982）によると、1980年6月12日16時20分に発生した $M=6.7$ の伊豆半島東方沖地震（以下本節で伊豆半島東方沖地震と記す場合は本地震を示す）の際に海底地電位に異常現象が記録された。図6.2.1にその時の地電位記録を示すが、地震の10数時間前から地震直前までのパルス状変化の集合とコサイスミックな湾型変化が記録されている。今回はこのような異常現象が他の地震の際にも発生していたかどうかを詳細に検討してみた。

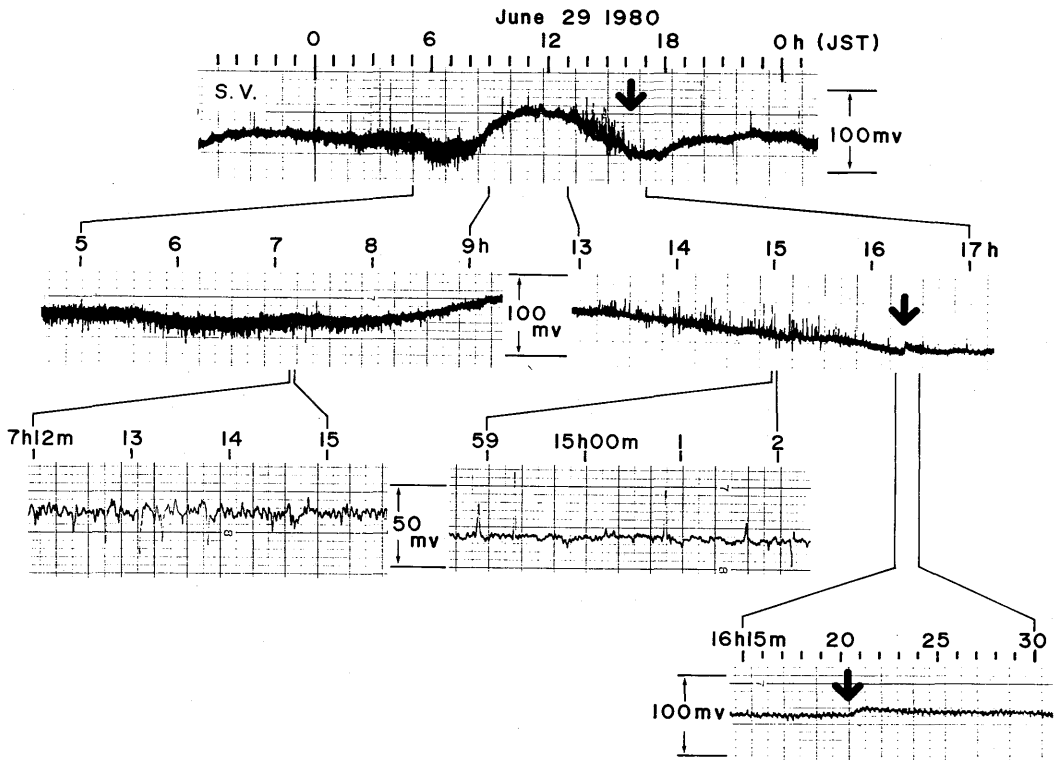


図6.2.1 1980年6月29日の伊豆半島東方沖地震（ $M=6.7$ ）前後の東海沖海底地電位変化記録 [森（1982）]。

6.2.2 地電位異常現象

1980年4月から1981年12月までの間に東海地方に発生した地震の前後、数日間の東海沖海底地電位変化の異常現象について調査した。調査の対象とした地震を図6.2.2に示す。御前崎海岸アースE1と海底地震計先端部アースE2を焦点とする同図に示した精円内のマグニチュード2以上の地震および $136.5^{\circ}\sim 139.5^{\circ}\text{E}$ 、 $32.5^{\circ}\sim 35.5^{\circ}\text{N}$ の範囲のマグニチュード4以上の地震を対象とした。た

だし、同図にプロットした地震は、地電位記録が欠測した時間帯の地震は除いてある。

地電位は通常磁気テープにアナログで記録している。図6.2.2に示した地震の2~3日前から海底地電位変化をペンレコーダに再生し、その記録について検討した。その結果、同図で黒くぬりつぶした地震の前に、地震と関係があるかもしれないと思われる特異現象が記録されていることがわかった。

番号1の地震は伊豆半島東方沖の地震で、森(1982)の報告と同じものである。

番号2および3の地震はそれぞれ、1980年7月12日15時9分の赤石山脈南端に発生した地震(M=2.5, H=0 km)および翌日7月13日17時31分の御前崎沖南の地震(M=2.2, H=20 km)である。

これらの地震の前、7月12日6時頃から10時頃にかけて、地電位記録にパルス状変化の集合が現われた(図6.2.3)。この記録は、伊豆半島東方沖地震の直前13時から16時頃に発生したパルス状変化とほとんど同じである。伊豆半島東方沖地震の際には、御前崎白羽小学校々庭で観測している地電位記録にもわずかではあるがパルス状変化が記録されていた。しかし、この場合には、白羽小学校の地電位記録にはパルス状変化が見られないことから、多少異った変化かもしれない。ここで取上げた地震のマグニチュードが2程度と非常に小さいことから、地電位に現われた特異現象は、地震とは直接関係ない広域応力場の变化等を反映したものであるかもしれない。

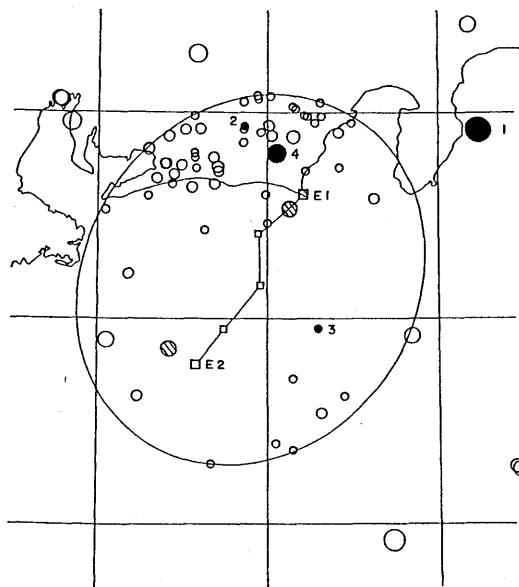


図6.2.2 特異現象検出の対象とした地震の震央。
E1: 海底地震常時監視システム御前崎海岸アース、E2: 海底地震常時監視システム海底部アース。
●印は異常らしき現象が現われた地震、○印は深発地震である。

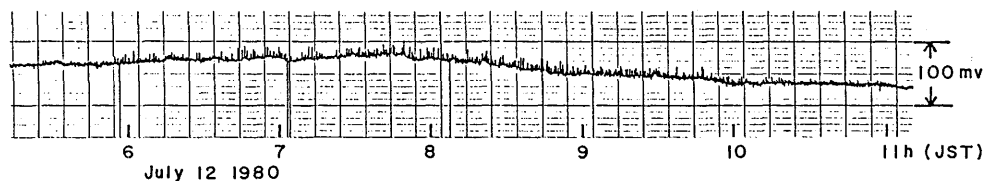


図6.2.3 1980年7月12日の海底地電位変化記録。

番号4の地震は、1981年8月15日11時54分の静岡県中部の地震(M=4.8、H=40km)である。異常現象は、同日8月15日の9時11分～9時17分に現われた継続時間数秒のパルス状およびsin状の変化である(図6.2.4)。測定系に接触不良が発生した時にもパルス状変化が記録されるが、そのパルスとは形状が異っているように思われる。

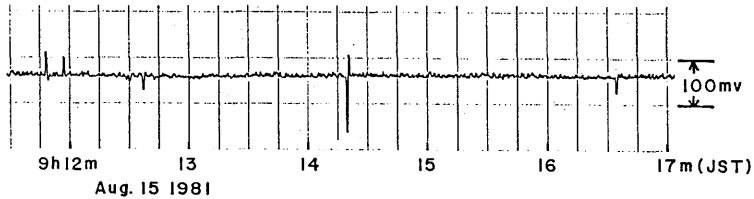


図6.2.4 1981年8月15日の海底地電位変化記録。

伊豆半島東方沖地震のときに見られたようなコサイスマックな地電位湾型変化は、他の地震では見られなかった。

地磁気変化に伴って地下に誘導された電位変化は、地下電気比抵抗構造を反映する。地震前に地下の比抵抗構造が変化すれば、地磁気変化に対する地電位変化の応答が変化するが、海底地電位変化には海水の運動に伴う電磁誘導変化も含まれていると考えられる。したがって、地下の比抵抗変化に伴う地電位変化を検出するためには、地電位変化を地磁気変化に伴う部分と海水運動に伴う部分に分離する必要がある。現在まだこの点については十分な検討を行っていないので、地下の比抵抗変化に伴う地電位変化については、地磁気変化、海水の運動との関係を調べたうえで検討する。

6.2.3 まとめ

地震と地電位変化の関係を調べるため、海底地震常時監視システムを利用して測定している東海沖海底地電位差に、1980年6月29日に発生した伊豆半島東方沖地震の際に現われたような現象やその他の異常現象が、他の地震の際にも現われているかどうかについて追跡調査した。その結果、あるいは地震の前兆かもしれないと思われる現象が発見されたが、真に地震の前兆かどうかについてはまだ判断はできない。また、コサイスマックな地震位変化の事例は得られなかった。

特異現象が発生した場合、その現象が何に伴って現われたものかを判断することは非常に難しい。特に、地震予知に関連してとりあげられている前兆現象は、地震の発生を待たなければならぬその有効性を確認することはできないといった面をもっているため、今後とも、種々の事例を得て検討していくことが必要である。

参 考 文 献

- 気象研究所地震火山研究部、1980：海底地震常時観測システムの開発、気象研究所技術報告、4、1-233。
森 俊雄、1982：東海沖の海底地電位変化について—海底地震常時観測システムの利用—、地震2、35、213-221。

6.3 東海沖地域の地震活動*

6.3.1 サイスマミックギャップ

(1) 震源地域配列の空白

1960年代の中頃から、サイスマミック・ギャップ (Seismic gap) なる概念が出現し、地震発生の長～中期的予測の手段として重視されるようになった。これは、古くからあった経験にもとづく考察を発展させたものともいえる。地震学の黎明期、地震帯の輪郭が判明すると同時に、それに沿って発生する地震の習性が盛んに調べられた。例えば、今村 (1924) は次の様に述べている—『大地震は年代順に一つの場所から隣の場所へ順序を追って移って行く。例外として或大地震が順序を追わずして飛離れた場所に起こった時、中間の空隙は容易に他の大地震に依って填補される。』

プレートテクトニクスの台頭に伴い、地震帯はプレート境界に置き換えられ、断層モデルの発展により、震源域の意味やその形状も明瞭なものとなってきた。これを受けて、Fedotov (1965), Mogi (1968 a), Sykes (1971) 等によって、サイスマミック・ギャップの概念が確立され、世界各地についてその調査が進められた。それらを要約すると、

- i) プレート境界 (以下では主としてサブダクション・ゾーンを扱う) のある区間に着目すると、大規模地震の発生に活動期と静穏期との繰り返しが認められる。
- ii) ある活動期に発生する一連の大規模地震の震源域は、相互に重り合うことなく、また隙間を残すことなくプレート境界の全域を埋めつくし、静穏期 (通常、活動期より長期間) となる。
- iii) したがって、ある活動期に震源域の配列から取り残されている隙間 (空白) の部分は、近い将来大規模地震の震源域となる可能性が高い。

このような大規模地震発生の規則性は、東北日本—千島を始め、世界各地のプレート境界に見い出されている [例えば、Kelleher et al, (1973)]。なお、ここでいう大規模地震とは、海洋プレートの沈み込み運動を直接に反映して発生する第一級の地震という意味で、 $M 7\frac{3}{4}$ 以上の地震を指すことが多い。以下では、上記の震源域の空白地域を簡単のため "ギャップ" と呼ぶことにする。ギャップは茂木 (1977) のいう第1種地震空白域に相当する。

ギャップは、ある活動の時系列が進行したとき、地震予知の一手法となり得るが、そのためには

*勝又 護：地震火山研究部

前記 i)、ii)の時空間的境界を、歴史地震やテクトニックな条件により、見定めなくてはならない。すなわち、ある時系列が繰り返し成り立つことが前提となる。6.3.2項で述べる東海地域においても i)の東側の限界、ii)の時間的範囲等の判定が重要課題となる。

(2) 地震活動の空白域

常時地震活動のパターンは、地域的に大きく相違するだけでなく、時間的な変化も認められる。長時間にわたり活動度の低い地域としては、

i) 地体構造的に安定、あるいは、ひずみを非地震的現象によって解消し、地震が発生しない（あるいは、少ない）地域。

ii) 大地震に続く余震や群発地震等の活動期が収束し、現在静穏期にある地域。

一方、大地震の前に、将来その震源域となる地域や周辺で地震活動のレベルが一時的に異常に低下することがある [例えば、井上 (1965)、宇津 (1968)、Mogi (1968 b)]。

iii) 大地震前に一時的に静穏となっている地域。

常時地震活動の空白域を時空間的に追跡し、それらが i)~iii)のいずれに属するかを判別することは、それぞれの意味で重要である。そのうちiii)は、中期的な地震予知にかなり有力な手段として注目され、数多くの調査研究が行われている [例えば、大竹 (1980)、Katsumata・Yosida (1980)、Lay et al. (1982)]。iii)の大地震発生に先行して出現する地震活動の空白域を、以下では簡単のため“空白域”と呼ぶことにする。空白域は茂木 (1977)のいう第2種地震空白域に相当する。

空白域は、プレート境界の大規模地震ではかなり普遍的現象のように見える。すなわち、ギャップ=空白域となることが多い。また、空白域が内陸の比較的小規模な地震に先行した例もいくつか報告されている [例えば、大竹 (1980)]。空白域の出現に伴う地震活動の諸相は、震源域の形成およびその発達段階を反映したものと考えられる。しかし、それらの物理的機構に関しては、いくつかの議論 [例えば、茂木 (1978)、金森 (1980)、Katsumata・Yosida (1980)、Lay et al. (1982)]が提出されたにとどまっている。さらに、空白域の空間的形狀やその時間的推移、地震の規模との関係等はそれぞれの地震によって大幅に異なり、明瞭な関係はつかまれている。その原因の一つは、空白域そのもの、客観的同定の困難さにある。例えば、マグニチュードのスレッシュホールドをどこに置くかは、空白域の同定に大きく影響する。また、資料の地域的、時間的な不均質による影響も無視できない。空白域を地震予知に活用するためには、その系統的な検索と客観的な表示方法を開発することが必要である。6.3.2項で述べる東海地震においても、空白域の拡がりや位置を正確に定めることが求められている。

上記のような観点から、今までいくつかの地域について、ギャップや空白域の特性について調査を行ってきたが [Katsumata・Yosida (1980)、勝又・山本 (1980)、勝又・石川 (1984)等] ここでは、東海沖地域について述べる。

6.3.2 「東海地震」をめぐる問題

(1) 東海沖地域におけるギャップ

四国沖から東側の南海・駿河トラフ沿いの地域は、古くから繰り返し巨大地震の震源域となってきた。例えば宝永地震（1707年）は、上記の全域を一つの震源域として発生した我が国最大の地震とされている。次の安政地震（1854年）は、2つの地震（先ず東側の半分を震源域とする地震、32時間後に西半部分を震源域とする地震）の震源域で同地域をカバーした。1944年12月7日東南海地震および1946年12月21日南海道地震は、時間間隔は異なるが、安政地震と同様な経過で発生した。このように、上記の地域では、100年間程度の間隔で、巨大地震が連続して発生し（場合によっては1回で）、全域を破壊するという習性があることが知られている [Ando (1975)、Utsu (1977)等]。ところが、1944年東南海地震に関しては、その震源域が上記の地域の東端部まで及んだことを示す証拠を欠いている。

1969年上記地域が特定観測地域に指定されたこと、Mogi (1970) による危険性の指摘等を契機に、いわゆる「東海地震」の可能性をめぐり多くの研究成果が発表された。その結果、1854年安政地震（東側）と1944年東南海地震との震源域の相違が次第に明らかとなった。すなわち、前者の震源域が駿河湾奥まで達している [羽鳥 (1976)、石橋 (1977) 等] のに対して、後者の震源域はそこまで達していないとする意見が大勢を占めるようになった。この意見に従えば、1854年の震源域から1944年の震源域を差し引いた残りの部分（東側）がギャップであり、ここでは1854年以来蓄積されたひずみが存在していることになる。

ギャップ＝東海地震の震源域として、初期には遠州灘を中心とする地域が想定されていたが、石橋 (1977) の指摘以後、むしろ駿河湾西岸を中心とする地域が注目されるようになっている [Ishibashi (1981)]。いずれにしろ、1944年東南海地震の震源域の拡がりをより明確にすることは重要である。

(2) 1944年東南海地震 (M 7.9) の余震域

本震後比較的短期間に発生した余震の分布は、破壊域としての震源の形状を表わすとされている。東南海地震の余震に関してはすでに多くの調査がある [例えば、関谷・徳永 (1975)、勝又 (1982)]。ここでは、主として気象庁 (1982) の資料によって再調査した結果を述べる。

1) 小さな目に見積ると、余震域は図 6.3.1 a に点線で示すような、長径 180 km、短径 110 km 程度の長円形となる。この場合、余震域の東側の限界は天竜海底谷付近となり、本震後約 1 日間で形成されたことになる。西側では直後の余震は少ない（点線は 10 日間の分布を参考にした）。上記の余震域は、Kanamori (1972) や Ando (1975) の震源モデルによる断層面の拡がりよりは広く、石橋 (1977) のもの（2つの断層面の合計）とはほぼ一致する。余震活動の推移からみて、その東側の限界は比較的明瞭で、しかも、短期間で形成されていることから、前記の地域を破壊域の東側とみるのが妥当と考えられる。

2) 図 6.3.2 に示すように、御前崎、静岡で、付近に発生したと考えられる P～S 時間の短い地震

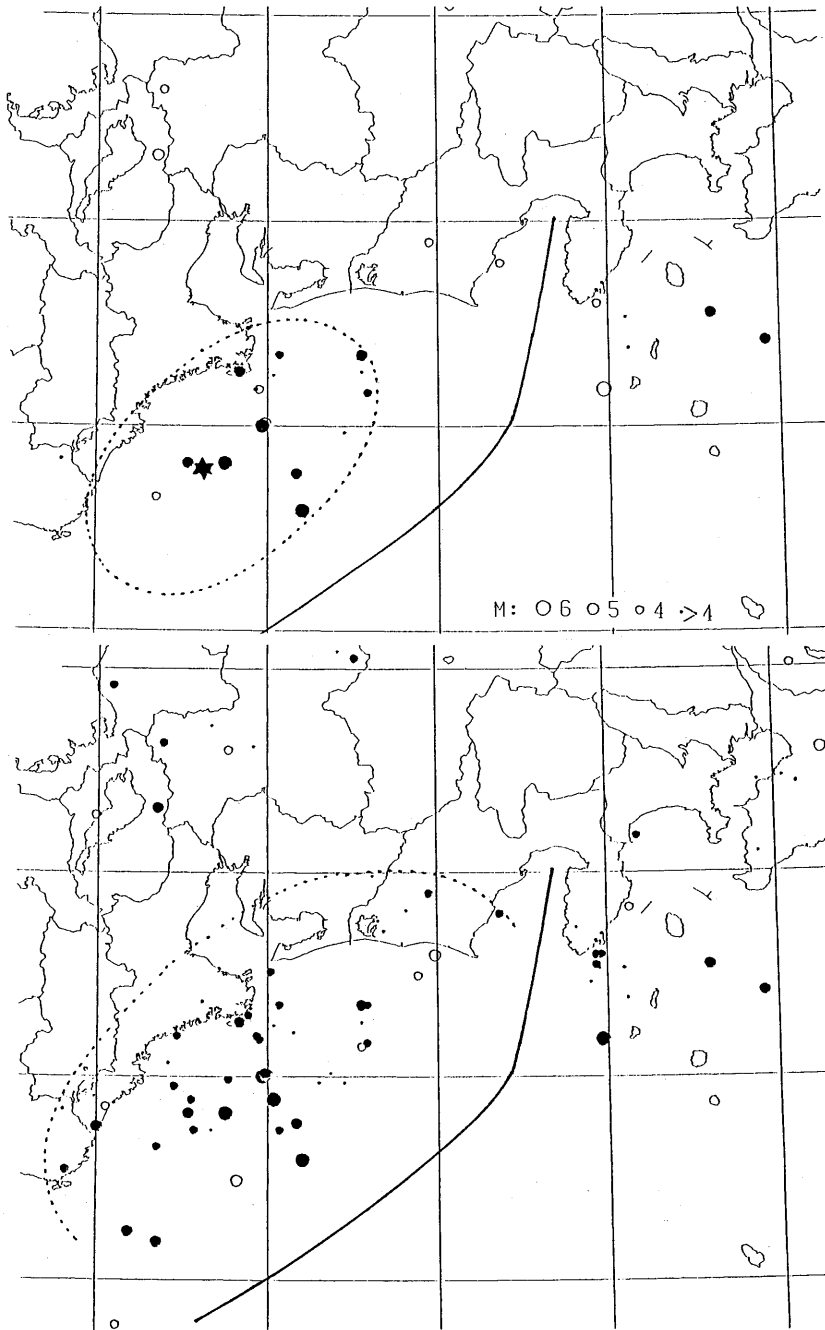


図 6.3.1 1944 年東南海地震の余震分布図。

a : 3 日以内に発生した余震の分布で、★印は本震、●印は 1 日間の余震、○印は 2 ~ 3 日間の余震である。点線は余震域を示す。

b : 30 日以内に発生した余震分布で、●印は 10 日間に、○印は 11 ~ 30 日間に発生した余震である。

(5秒以下、それ以上は伊豆地方の地震をふくむ可能性がある)が観測されている。このことから、駿河湾西岸地域でも小地震の活動があったと推定されるが、震源の決められたものはほとんどない。

3) 上記のことも考慮に入れて、余震域を大きく見積ると、図6.3.1bに点線で示すように、長径280km程度となる。この場合、東側の限界は御前崎の東側まで達する。これは、ほぼ10日間に形成された余震域に相当する。しかし、形成された時間経過が長く、時空間分布が連続的でないこと等から、直接的な余震域としては過大と思われる。西側は30日程度の期間をとっても、余震域は余り拡大されていない。関谷・徳永(1975)は、潮岬より御前崎に至る地域の沿岸よりの細長い地域を余震域としているが(その結果、ギャップをその沖合地域としている)、より南側まで拡大していると見るべきであろう。

4) 本震の約16時間後から伊豆半島-伊豆諸島北部地域で地震活動が活発化している(特に、8~10日)。また、伊豆大島付近に有感地震が頻発している(東南海地震前から?)。しかし、余震活動が南海・駿河トラフをこえて、これらの活動と直接的につながっているとみるわけにはいかない。ただし、間接的な関係まで否定するわけではない。

5) 関谷・徳永(1965)は、トラフ東側の地震活動を、火山付近で誘発された局地的なものとしているが、比較的規模の大きい地震が含まれていること、活動の範囲が広いことおよび長期間にわたっていることに注意する必要がある。勝又(1984)は、後にも述べるように、東南海地震を契機に、伊豆-銭州海嶺に沿う地域の地震活動が活発化したことを指摘している。このことは、フィリピン海プレート北部のテクトニクスを考察する上で重要と思われる。同様に、東南海地震の余震域に接して発生した三河地震(1945年1月13日、M6.8)との係わりも重要である。

6) 志摩半島から南々東に延びる地帯(以下ではS-S'ゾーンと呼ぶ)に余震が集中しているのが認められる。このゾーンは、後でもふれるように、地震の前および後にも長期間にわたり存在している。S-S'ゾーンの構造的な意味は明らかではないが、石橋(1977)の震源モデルにおける2つの断層面の境界とはほぼ一致していることが興味深い。

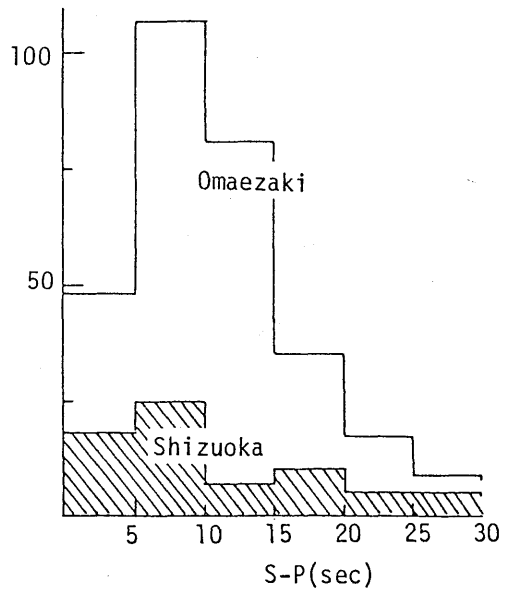


図6.3.2 東南海地震後30日以内に御前崎と静岡で観測された地震のP~S度数分布。

(3) 空白域の範囲

東海沖地域は、1944年東南海地震の余震活動が盛んであった時期を除いて、常時地震活動は一般的に静穏である。この地域（他も同様）の地震活動の推移を考察するさい、第2次大戦末期一戦後の地震観測の状況を認識しておく必要がある。特に、1944年を中心とする時期は、社会情勢と同様、地震観測の最も混乱した時代で、資料も質・量ともにその影響を大きく受けている。現在、可能な限りそれらの見直しを行っているが、前後（特に後）の時期に比べ、資料の信頼度は低いことは否定できない。ここでは、気象庁（1982）および地震月報の資料を中心に、それらを再検討した結果も含めて、東海地震に関連した空白域を考察する。

1) 図6.3.3aに、1944年東南海地震以前の地震の分布を示す。図中に三角形で示したのは、宇津（1982）による1926年以前の地震を参考のため記載したものである。矢印を附してあるものは、気象庁（1982）の資料を再検討した結果〔勝又・武尾・浜田（1984）〕、震央を矢印の先端の位置に修正した方が妥当と考えられる地震である（図6.3.3bも同様）。図からわかるように、後に東南海地震の震源域となる地域をふくめ、東海沖地域は全般に活動度が低い。したがって、(3)で述べる空白域も他地域（例えば、1952年十勝沖地震）程明瞭ではない。

東南海地震に先行する地震活動はほとんど知られていないが、S-S'ゾーンに2つの地震（修正後の位置、1939年5月6日、M5.2およびM5.4）が発生していることに注意する必要がある。これらを直接的前震とする根拠はないとしても、気象庁地震予知情報課（1984）も指摘しているように、前兆的活動である可能性は大きい。これらの近傍で発生している三角型で示されている2つの地震も（地震観測初期のもので震央は定かではないが）、同一線上の地震であったことも考えられる。

2) 図6.3.3bに、1944年東南海地震（星印）、および長期的にみた余震活動の状況を示す。図からわかるように、S-S'ゾーンに地震活動が集中している。また、銭州海嶺に沿う地域に活動が見られる。東海沖地域では、前後の時期に比べ、活動がやや活発化している。

3) 図6.3.3cに示すように、S-S'ゾーンの東側から駿河トラフに至る海域には、1951年以降、M4.5以上の地震が全く発生していない空白地域となっている。一方、トラフの東側では、銭州海嶺に沿う活動帯の存在が明瞭になっている。

4) 海底地震計の設置（1978年8月）、沿岸地域の観測網の強化等により、東海沖地域の地震検知力は飛躍的に増大し、1980年以降は、M3程度以上の地震はほぼもれなく震源が決められるようになった〔浜田（1983）〕。その結果、図6.3.4aに示すように、上記3)で述べた空白地域にも多数の地震が発生していることが確かめられた。図6.3.4bに示されているのは、1980年～1984年9月の期間に、東海監視システムで捕捉した全地震である。したがって、これら小～微小地震まで含めれば、東海沖地域に地震活動の空白な地域は認められないことになる。しかし、図6.3.4aに示されている地震の大部分はM3以下である。M4以上の地震だけ示すと、図6.3.4bのようになり、図6.3.3cと同様、東海沖地域は空白となる。

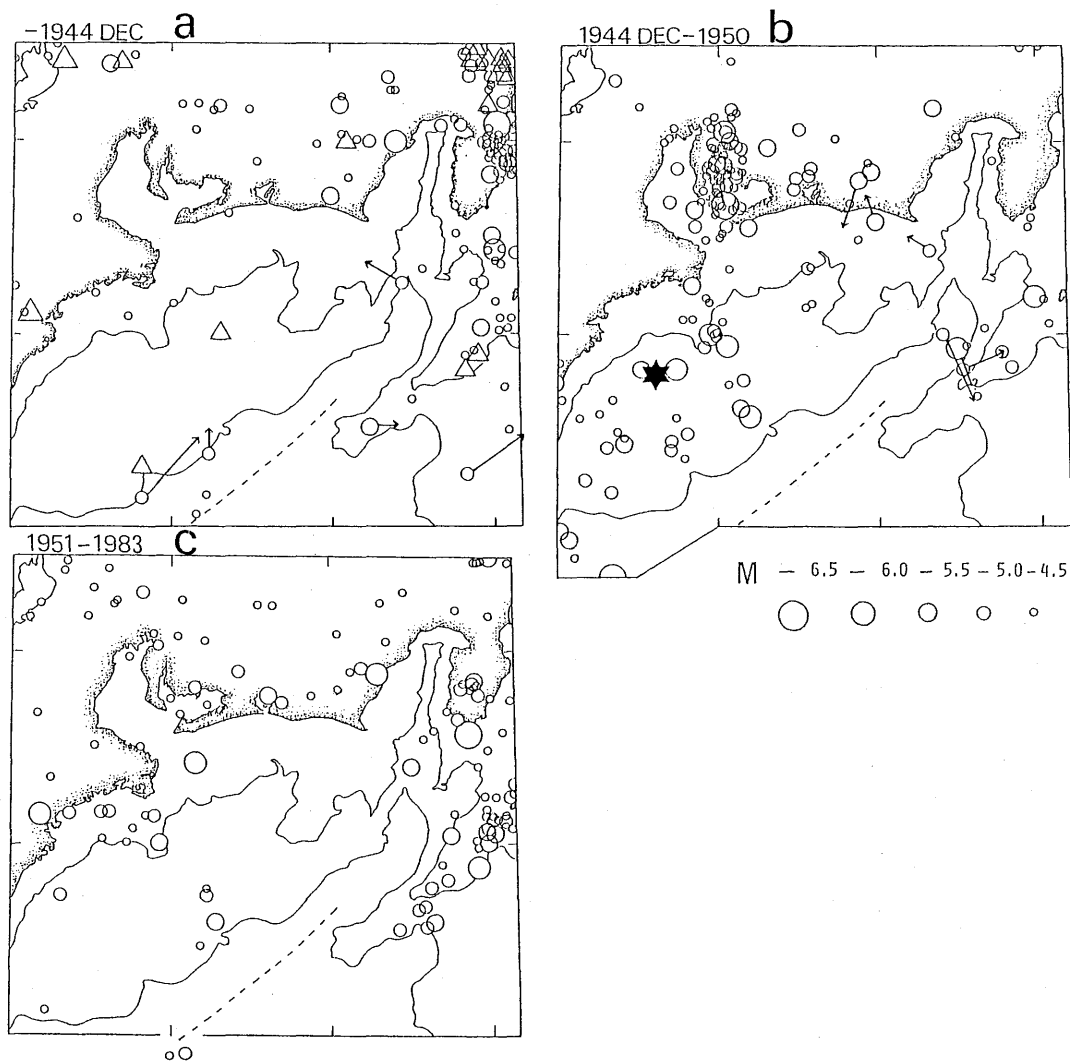


図 6.3.3 東南海地震前後の地震活動（浅い地震）。矢印は再決定した震央位置を示す。
 a : 1926 年～本震まで。△印は 1885 年～1926 年に発生した地震（宇津、1980 年）。
 b : 東南海地震～1950 年。
 c : 1951 年～1983 年。

(4) 要約

以上を要約したものを図 6.3.5 に示す。図中に g で示した範囲には、1951 年以降 M 4.5 以上の地震は発生していない。ただし、小～微小地震の発生は認められる。一般に、巨大地震に先行して出現した空白域として報告されているものは、M 5 程度以上に着目している例が多い [Mogi (1968, b)、宇津 (1968)、勝又 (1978、1979 等)]。このような意味で、g 地域は空白域といえる。g 地域は 1951

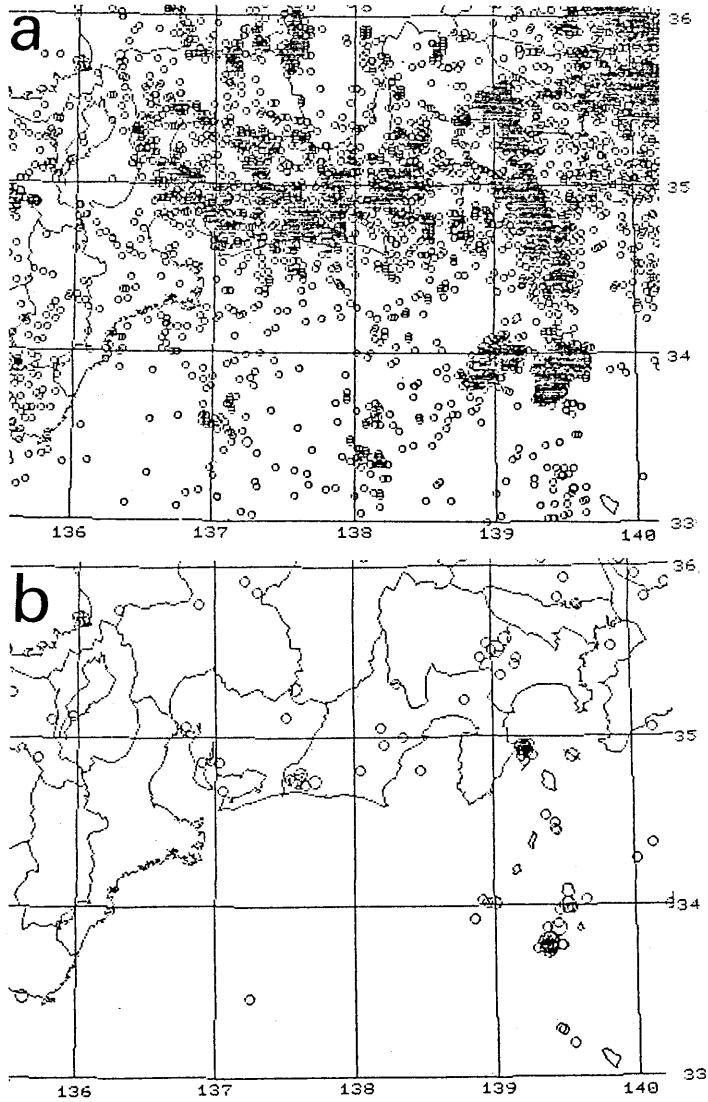


図6.3.4 東海沖地域の地震活動（1980年～84年9月、浅い地震）。
a：東海監視システムにとらえられた全地震。
b：マグニチュード4以上の地震。

年以前の時期にも地震活動は低調であり、空白域の出現時期やその範囲も明瞭なものではない。

g 地域の 1980 年以前における微一小地震の活動状況は不明である。したがって、この空白域が現在 Katsumata・Yosida (1980) のいう震源域形成段階のいずれのステージに相当するかを判断するのはむずかしい。

図中で t で示した範囲を 1944 年東南海地震の震源域にとり、1854 年安政地震（およびそれ以前のシリーズも）の震源域（およびそれ以前のシリーズも）の震源域が駿河湾奥まで及んだとすれば、t の東端（天竜海底谷付近）から駿河トラフに至る地域が震源域のギャップとなる。したがって、同地域は地震活動からみて“空白域”であり、震源域の配列からみて“ギャップ”でもあることになる。

上記の地域が 1944 年東南海、1946 年南海道地震と同一時系列の活動から取り残されているか否かは（時間的許容範囲の問題）、地震活動以外の要素（地殻変動等）をふくめて検討されるべきであろう。

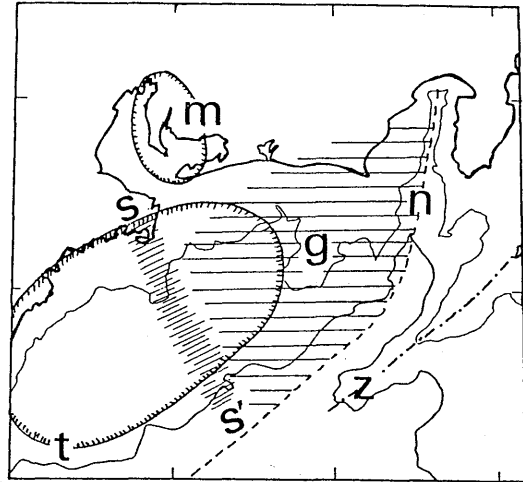


図 6.3.5 東海沖地域の構造図。

- t : 東南海地震 (1944) の震源域
- m : 三河地震 (1945) の震源域
- n : 南海-駿河トラフの軸
- z : 銭州海嶺の軸
- g : 地震活動の空白域
- s-s' : 地震が線状に配列する地帯。

参 考 文 献

- 浜田信生、1983：東海沖海底地震計 (TKOBS) による観測結果、地震、2、36、449-462。
- 羽鳥徳太郎、1976：安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における東海地方の津波・地殻変動の記録、震研彙報、51、13-28。
- 今村明恒、1924：地震講話、岩波書店。
- 井上宇胤、1965：新潟地震前における震央付近および隣接地域の地震活動について、験震時報、29、139-144。
- 石橋克彦、1977：東海地方に予想される大地震の再検討-駿河湾地震の可能性、地震予知連絡会会報、17、126-132。
- 金森博雄、1980：地震活動と地震予知-南カリフォルニアの例、地震予知研究シンポジウム (1980)、163-174。
- 勝又 護、1978：大地震前・後の地震活動の空白域について (I)-1952 年十勝沖地震一、地震 2、31、469-470。
- 勝又 護、1979：大地震前・後の地震活動の空白域について (II)-1968 年十勝沖地震一、地震 2、32、103-104。

- 勝又 護、1982：東南海・南海道地震前後の地震活動、地震学会講演予稿集、1982、No. 2、40。
- 勝又 護、1984：東海沖地域の地震活動に関連して、東海地震防災シンポジウム1984予稿集、21-22。
- 勝又 護・石川有三、1984：東北南部-関東地域における特徴的地震活動、地震学会予稿集、1984、No. 1、42。
- 勝又 護・武尾 実・浜田信生、1984：南海トラフ北部-銭州海嶺付近の地震、地震学会講演予稿集、1984、No. 2、71。
- 勝又 護・山本雅博、1982：福島県沖の“空白域”について、地震学会予稿集、1982、No. 1、58。
- 気象庁、1982：改訂日本付近の主要地震の表（1926年～1960年）、地震月報別冊、第6号。
- 気象庁地震予知情報課、1984：東海・南関東地域の地震活動（1983年12月～1984年5月）、地震予知連絡会会報、32、201-211。
- 茂木清夫、1977：地震活動と地震予知、地震予知シンポジウム（1976）、203-214。
- 茂木清夫、1982：日本の地震予知、サイエンス社。
- 大竹政和、1980：地震空白域にもとづく地震予知-1978年メキシコ地震の予知を例として-、国立防災センター研究報告、23、65-110。
- 関谷 博・徳永規一、1975：遠州灘周辺の Seismicity について、験震時報、39、83-88。
- 宇津徳治、1968：北海道およびその周辺の地震活動、北海道大学地球物理学研究報告、20、51-75。
- 宇津徳治、1982：日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年、震研彙報、57、401-463。
- Ando, M., 1975 : Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects. *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Fedotov, S. A., 1965 : On regularities in distribution of strong earthquakes in Kamchatka, Kurile Islands and northeastern Japan. *Trudy Inst. Fiz. Zemli*, (203), 66-93 (in Russian).
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. Maurice Ewing Series 4, "Earthquake Prediction an international review", Am. Geophys. Union, 297-332.
- Kanamori, H., 1972 : Tectonic implications of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet Interiors*, 5, 129-139.
- Katsumata, M. and A. Yosida, 1980 : Change in seismicity and development of the focal region. *Papers in Met. and Geophys.*, 31, 15-32.
- 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.
- Lay, T., H. Kanamori and R. Larry, 1982 : The asperity model and nature of large subduction zone earthquakes. *Earthq. Prediction Res.*, 1, 3-71.
- Mogi, K., 1968a : Sequential occurrence of recent great earthquakes. *J. Phys. Earth*, 16, 30-36.

- Mogi, K., 1968b : Some feature of recent seismic activity in and near Japan (I). Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 1225-1236.
- Mogi, K., 1970 : Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1). Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 413-430.
- Sykes, L. R., 1971 : Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and Aleutians. J. Geophys. Res., 76, 8021-8041.
- Utsu, T., 1977 : Possibility of great earthquake in the Tokai district, central Japan. J. phys. Earth, 25, S219-230.

6.4 前震の規模別度数分布—b値の変化について*

6.4.1 はじめに

ある地震群について、地震の規模Mとその度数 $n(M)$ との間に Gutenberg-Richter の式

$$\log n(M) = a - bM \quad (6.4.1)$$

が成り立ち、更にこの式がMのある下限値から無限大まで成立するという条件で、M以上の地震の累積度数 $N(M)$ は次のようになる：

$$\log N(M) = a' - bM \quad (6.4.2)$$

ここで、 a 、 a' 及び b は定数で、 b 値はほぼ1となることが多い。

1960年代中頃から、大地震に先立つ前震グループの b 値と大地震に続く余震グループの b 値との間に有意な違いがあり、前震の b 値は余震の b 値と比較して小さいという研究結果が発表されている。例えば、1964年1月22日の松代付近で発生した小地震 (Suyehiro et al., 1964)、1960年5月23日のチリ地震 (Suyehiro, 1966)、1945年1月13日の三河地震 (Utsu, 1974)、1963年10月のザンビア・カリバ湖付近の群発地震 (Guha, 1979) などである。こうした結果が確かであるならば、前震を伴うような大地震の予知にとって有力な手段となりうる。前震の b 値が余震の b 値より小さいという結果の解釈は、主として岩石破壊の室内実験 (Mogi, 1963 及び Scholz, 1968) の結果から推測されている。すなわち、地殻は本震の前後で破壊の状態が大きく相違し、本震によって破壊された地殻は不均質性が大きく、この状態下での余震の b 値が大きいという解釈、あるいは地殻にかかる応力は本震発生前の方が後より大きく、応力が大きい状態の地殻に発生する前震の b 値は応力が解放された状態における余震の b 値より小さいという解釈などである。

しかし、1930年11月26日の北伊豆地震 (Party of Seismogr. Obs. of Matsushiro Earthq. and Seismometr. Sec. 1966)、1968年5月16日の十勝沖地震 (本谷, 1969) などでは、前震と余震の b

* 清野政明：地震火山研究部

値に差はほとんど認められないという結果が報告されている。

ここでは、特定の地震群をみるのではなく、1926~82年に日本とその周辺に発生した本震の規模 (M_1) が7.0以上、震源の深さ80 km以浅の地震群全てについて調査し、前震のb値が余震のb値と比較して小さい場合がどの程度の割合で存在するかを調べ、かつその信頼度と意味について検討することを目的とした。資料は、主として気象庁地震月報、同別冊第5(1972)、6(1982)号を用い、部分的には調査原簿を用いた。前記の条件をみたす地震は全部で56個あり、図6.4.1にその震央分布を示してある。ただし、前震に属する1個と余震に属する7個を除くと48個となる。更に、余震域を定め、余震のb値を求めるに足る地震が観測されるような地震群は、図6.4.1の黒丸で示される32個となる。これら32個について、前震の有無と、前震及び余震のb値の比較を行った。

前震の定義は必ずしも明確ではない。通常、本震の付近又はその余震域程度の範囲内で、本震に先立って発生する地震が前震と呼ばれている。この調査の目的が地震活動の監視に役立たせる目的もあるため、前震の定義を細かく定めることはさけた方がよい。ここでは"余震域を丁度囲むような緯度及び経度線に沿った四角形の地域"で、図6.4.2に示すような"本震の前2年間に発生した地震"を前震とみなした。したがって、平常から地震活動が多い地域では、バックグラウンドの地震

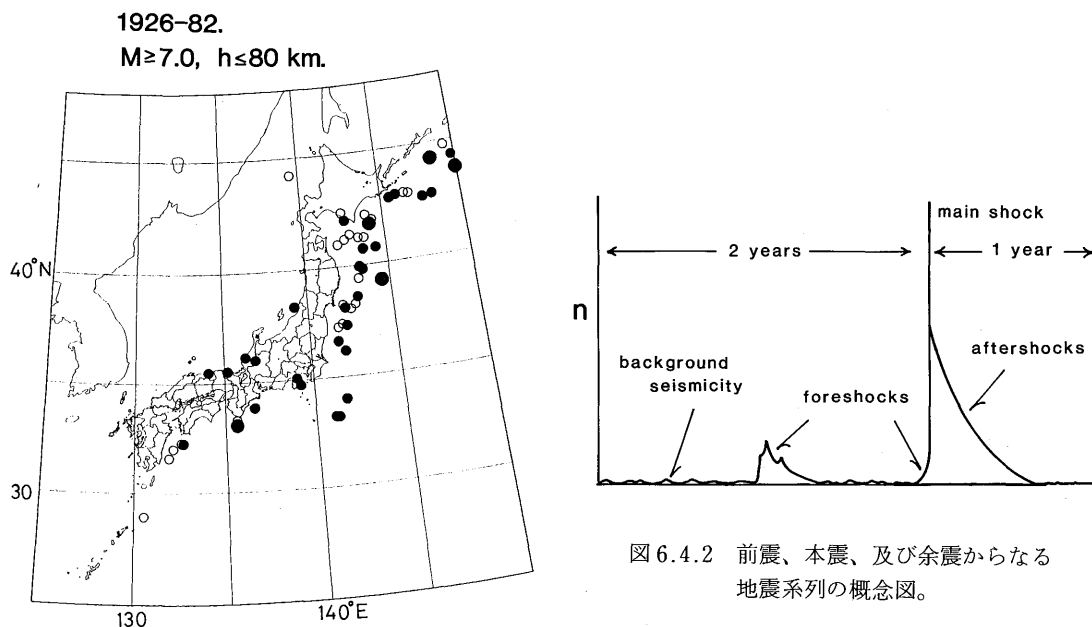


図6.4.1 日本及びその周辺で発生した大地震 ($M_1 \geq 7.0$, $h \leq 80$ km、1926年~82年)。 \bullet 印は多くの余震が観測された地震(表6.4.1参照)。

図6.4.2 前震、本震、及び余震からなる地震系列の概念図。

活動によるものも含まれる。又、余震活動については、同じ四角形の地域で、本震後1年間に発生した地震に限定して検討した。各地震群についての本震の発生年月日、場所、規模及び前震と余震の調査地域は、表6.4.1に示してある。

なお、b値は最尤法（宇津、1965）により、

$$b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_i} \quad (6.4.3)$$

より求められた。ここで、 M_i は観測もれがないとみなされる地震規模の下限、 \bar{M} は規模の平均値である。又、余震のb値は、通常本震を除いた余震の資料から求められる。

6.4.2 前震及び余震の震央分布と規模別度数分布

表6.4.1にあげられた地震群は、次の基準に従って3つのグループに大別される。

- i) 本震の前2年間のある時期に顕著な地震活動の高まりがある場合。
- ii) 本震の前2年間に顕著な地震活動の高まりはないが、平常からバックグラウンドの地震活動が観測される場合。
- iii) 本震の前2年間で地震はほとんど観測されない場合。

このようなグループ分けは、多分に便宜的なものであり、iiiのグループでも地震の検知力が増せばiやiiのグループに入るし、iとiiの両方の性格を持つものもある。しかし、群発活動をする地震群とバックグラウンドとしての地震群のb値に違いがあるならば、上記の分け方である程度明らかにできよう。32地震群中、iiiのグループに属するものは19例、iとiiのグループに属するものは13例であった。なお、表6.4.1のNo. 24の地震は、No. 23の地震と時間的空間的に近接しているため、前震活動の識別はできなかったのでiiiのグループに入れた。

以下に、iとiiのグループに属する13地震群について、前震及び余震の発生状況と規模別度数分布を紹介する。

1930年11月26日北伊豆地震（No. 3）：前震、本震及び余震の震央分布（ $M \geq 4.0$ ）は図6.4.3左に示される。図中、黒丸は本震の前2年間にこの地域で発生した地震（前震）で、最大の白丸は本震、他の白丸は本震発生後1年間の地震（余震）である。ここで前震とした109個の地震の内、96個は1930年2月21日～8月24日頃に発生したいわゆる伊東群発地震で、13個は本震直前の11月20～26日に群発した地震、1個はその他の時期の地震である。従って、この地震群はiのグループに入る。その規模別累積度数分布は図6.4.3右に示される。同図の分布(1)は2月21日～8月24日の地震、分布(2)は11月20～26日の地震、分布(3)は本震及び余震の累積度数分布である。前震の度数分布(1)、(2)、及び分布(3)より本震を除いた余震のb値は、1.09、1.08及び0.87となる。この場合、前震のb値は余震のb値よりやや大きい。

1933年3月3日三陸沖地震（No. 5）：前震、本震及び余震の震央分布（ $M \geq 5.5$ ）は図6.4.4左

表 6.4.1 日本及びその周辺で発生し、多くの余震が観測された大地震
($M_1 \geq 7.0$, $h \leq 80$ km, 1926~82年)。

No.	Date	Location	N	E	h km	M_1	Region	
							N	E
1	1927. 3. 7.	Tango	35°32'	135°09'	0	7.3	35.3-36.0°	134.6-135.6°
2	28. 5.27.	Off Sanriku	39 57	143 15	40	7.0	39.2-40.6	143.0-144.0
3	30.11.26.	Kita-Izu	35 06	139 03	5	7.3	34.75-35.3	138.8-139.3
4	31.11. 2.	Hyuganada	32 15	132 38	40	7.1	31.5-32.4	131.7-132.7
5	33. 3. 3.	Off Sanriku	39 14	144 31	10	8.1	38.2-41.0	143.0-145.0
6	35.10.18.	Off Sanriku	40 20	143 12	40	7.1	39.9-40.9	143.2-144.6
7	38. 5.23.	Off Ibaraki	36 39	141 35	0	7.0	36.3-36.9	140.8-141.7
8	38.11. 5.	Off Fukushima	37 20	142 11	30	7.5	36.0-37.7	141.1-142.8
9	43. 9.10.	Tottori	35 31	134 05	0	7.2	35.2-35.7	133.6-134.7
10	44.12. 7.	Tonankai	33 48	136 37	30	7.9	33.3-35.3	135.6-138.2
11	46.12.21.	Nankaido	33 02	135 37	20	8.0	32.8-34.3	133.8-136.2
12	48. 6.28.	Fukui	36 10	136 12	0	7.1	35.85-36.35	136.0-136.4
13	52. 3. 4.	Off Tokachi	41 48	144 08	0	8.2	41.3-42.9	143.4-146.2
14	53.11.26.	Off Boso Pen.	33 59	141 43	60	7.4	33.6-34.8	140.7-142.1
15	58.11. 7.	Off Etorofu	44 18	148 30	80	8.1	42.9-44.5	147.4-149.8
16	60. 3.21.	Off Sanriku	39 50	143 26	0	7.2	38.9-40.4	143.0-144.1
17	61. 8.12.	Off SE of Hokk.	42 51	145 34	80	7.2	42.65-43.1	145.0-146.0
18	61. 8.19.	Fukui-Gifu Bor.	36 01	136 46	0	7.0	35.85-36.2	136.45-136.9
19	63.10.13.	Off Etorofu	43 45	149 58	20	8.1	43.3-44.9	148.4-150.8
20	64. 6.16.	Off Niigata	38 21	139 11	40	7.5	37.9-39.0	138.8-139.7
21	68. 5.16.	E off N Honshu	40 44	143 35	0	7.9	39.0-41.8	142.0-144.5
22	69. 8.12.	E off Hokkaido	42 42	147 37	30	7.8	42.3-43.9	146.4-149.0
23	72. 2.29.	E off Hachijo	33 11	141 16	70	7.1	33.0-33.9	140.2-141.5
24	72.12. 4.	E off Hachijo	33 12	141 05	50	7.2	33.0-33.9	140.2-141.5
25	73. 6.17.	Off Nemuro Pen.	42 58	145 57	40	7.4	42.1-43.2	145.0-147.1
26	75. 6.10.	E off Hokk.	42 46	148 13	0	(7.0)	42.4-43.25	146.9-148.4
27	78. 1.14.	Near Oshima	34 46	139 15	0	7.0	34.6-34.9	138.75-139.4
28	78. 3.25.	Near Etorofu	44 20	149 49	40	7.3	43.75-44.9	148.8-150.1
29	78. 6.12.	Off Miyagi	38 09	142 10	40	7.4	38.0-38.65	141.4-142.7
30	81. 1.19.	Off Sanriku	38 36	142 58	0	7.0	38.1-38.9	142.5-144.0
31	82. 3.21.	Off Urakawa	42 04	142 36	40	7.1	41.85-42.35	142.3-142.8
32	82. 7.23.	Off Ibaraki	36 11	141 57	30	7.0	35.9-36.5	141.4-142.3

*No. 26 はいわゆる長周期地震、() は修正された本震規模 (地震月報, 1975年6月号)

に示される。前震とした地震数は10個あり、全てこの地域の北側の部分で発生した。この内6個は1933年1月に群発したものである。規模別度分布は図6.4.4右に示される。前震とした分布(1)のb値は0.89、1月に群発した6個からのb値は0.75、余震のb値は0.95となる。バックグラウンドの地震を含めた地震のb値は余震のものとはほぼ等しいが、群発した前震のb値は余震のものよりやや小さい。

1935年10月18日三陸沖地震(No.6)：震央分布($M \geq 5.4$)は図6.4.5左に示される。前震とした地震は8個あり、この中の7個は本震直前の10月13~15日に群発している。累積度数分布は図6.4.5右に示される。分布(1)は本震直前の地震によるもので、b値は0.61となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.79となる。したがって、前震のb値は余震のb値よりやや小さい。

1943年9月10日鳥取地震(No.9)：震央分布($M \geq 4.5$)は図6.4.6左に示される。前震とした地震数は7個で、全て同年3月4日~5月4日に発生している。本震及び余震は、前震の発生した地域を囲むように両側に分布している。累積度数分布は図6.4.6右に示される。分布(1)は3月4日~5月4日の地震のもので、b値は0.46となり、分布(2)は本震及び余震のもので、余震のb値は0.95となる。前震のb値は余震のb値よりかなり小さい。

1958年11月7日エトロフ島沖地震(No.15)：震央分布($M \geq 5.5$)は図6.4.7左に示される。前震とした地震数は7個であり、時期的に集中していないので、iiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.7右に示される。分布(1)は前震とした地震によるもので、b値は0.94となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.99となる。2つのb値はほぼ等しい。

1968年5月16日十勝沖地震(No.21)：震央分布($M \geq 5.0$)は図6.4.8左に示される。前震とした地震数は10個あり、そのうち本震直前に発生した地震は1個($M < 5.0$ では数個観測されている)である。これらは余震域の西端及び北端に発生している。この地震群では前震の群発状態はみられないのでiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.8右に示される。分布(1)は前震とした10個の地震によるもので、b値は1.14となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.97となる。前震のb値は余震のb値よりやや大きい。

1969年8月12日北海道東方沖地震(No.22)：震央分布($M \geq 5.0$)は図6.4.9左に示される。前震とした地震は27個ある。この内19個の地震は、1968年1月29日~2月8日、余震域の南西側に集中し、1月29日19時19分のM6.9の地震とその余震とみることもできる。累積度数分布は図6.4.9右に示される。分布(1)は前震とした27個の地震によるもので、b値は1.08となり、1~2月に集中した地震によるb値は0.98となる。分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は1.09となる。3つのb値はほぼ等しい。

1978年1月14日大島近海地震(No.27)：震央分布($M \geq 3.5$)は図6.4.10左に示される。この地域では、本震の前2年間、後1年間の期間に幾つかの群発地震が観測されている。したがって、

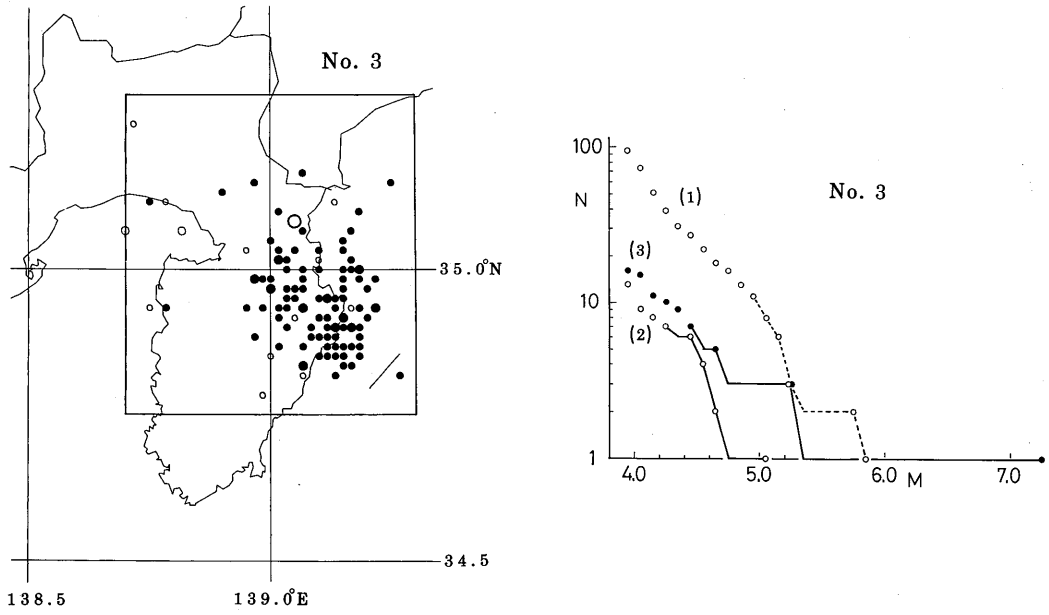


図 6.4.3 地震群 (表 6.4.1 の No. 3) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。
 左図の黒丸：前震、白丸：本震及び余震。右図の (1) 及び (2) は前震、(3) は本震及び余震。

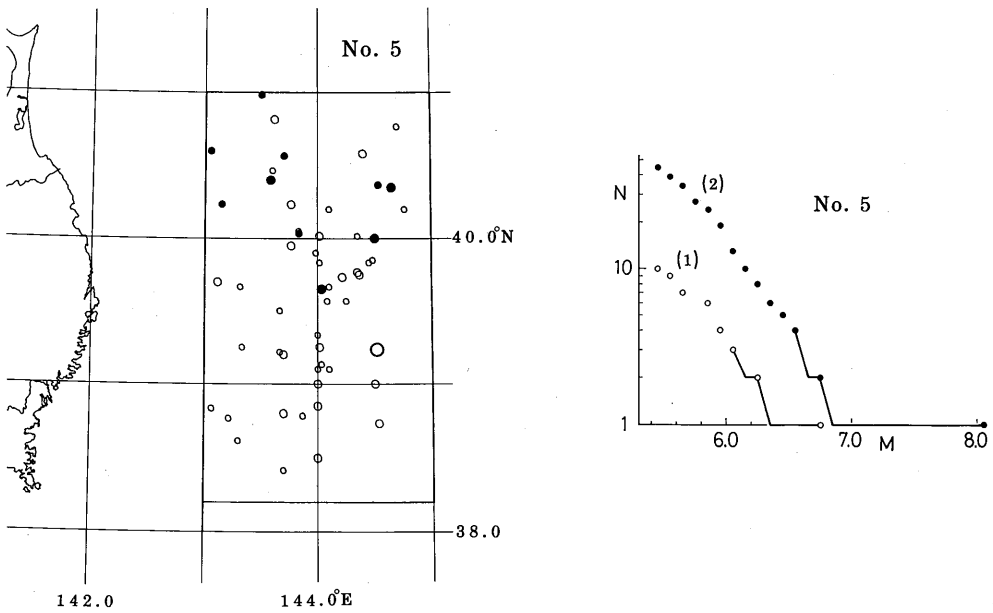


図 6.4.4 地震群 (表 6.4.1 の No. 5) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。
 右図の (1)：前震、(2)：本震及び余震。

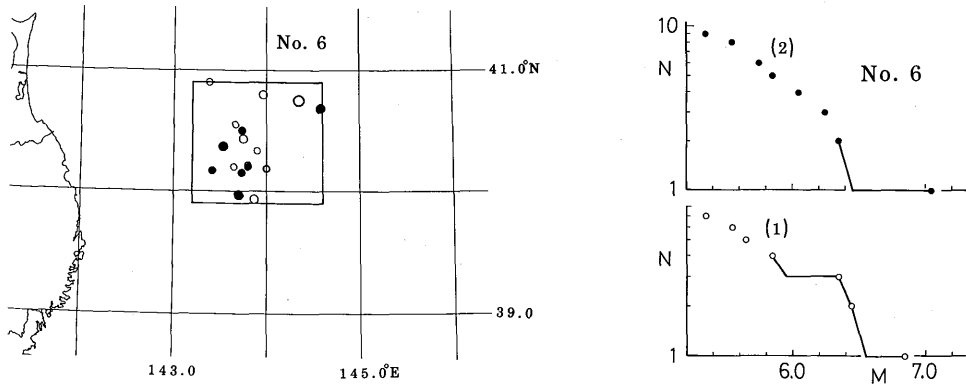


図6.4.5 地震群(表6.4.1のNo.6)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

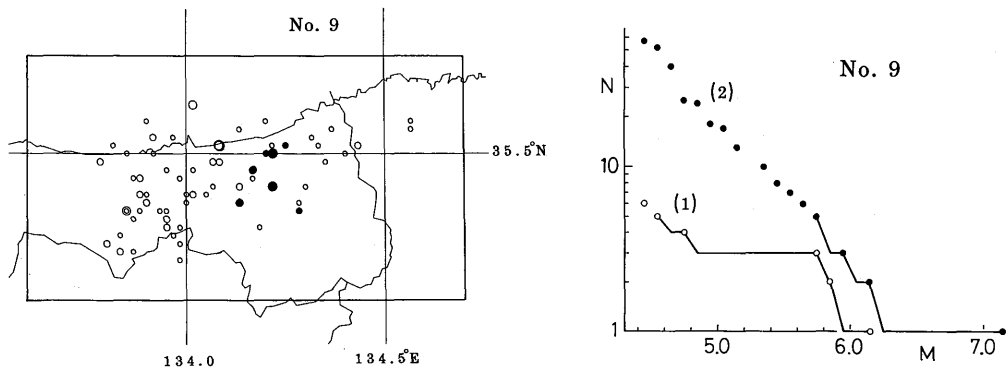


図6.4.6 地震群(表6.4.1のNo.9)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

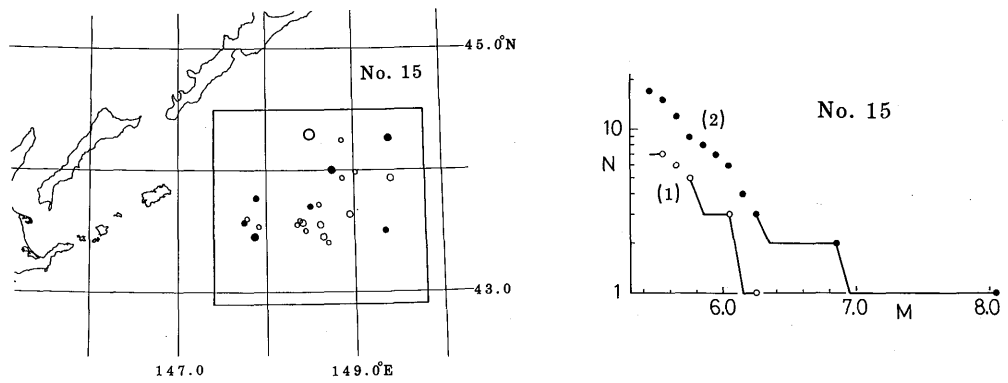


図6.4.7 地震群(表6.4.1のNo.15)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

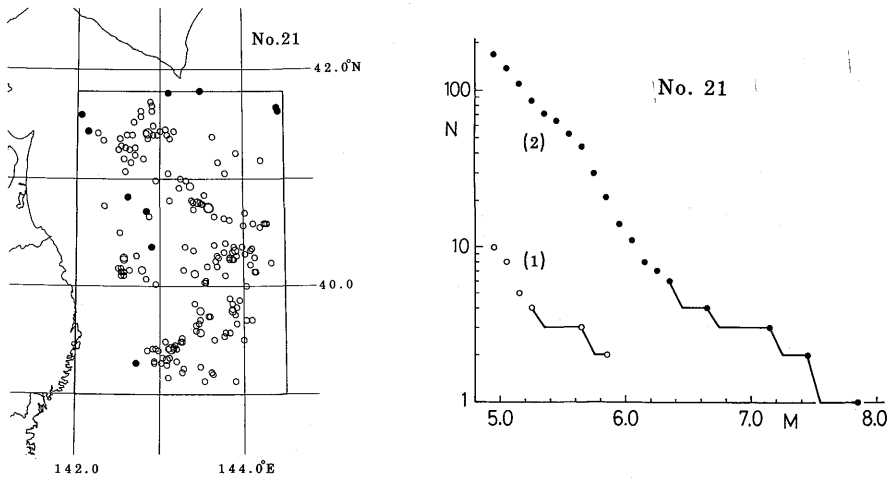


図6.4.8 地震群(表6.4.1のNo.21)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

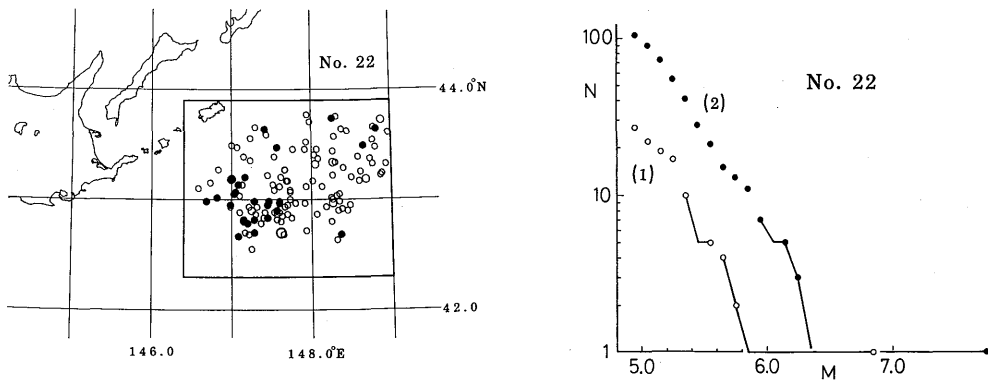


図6.4.9 地震群(表6.4.1のNo.22)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

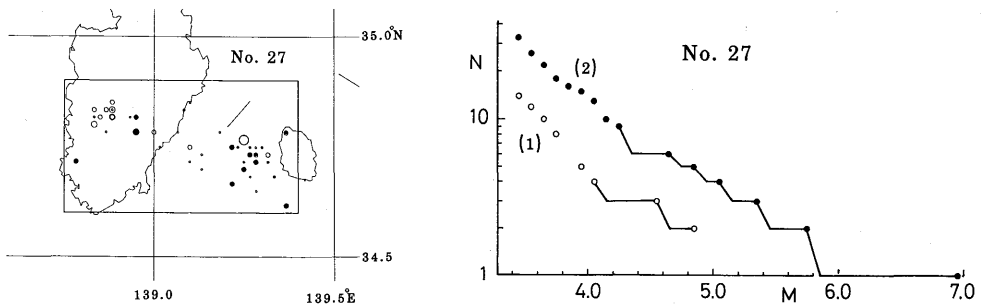


図6.4.10 地震群(表6.4.1のNo.27)の震央分布(左)と規模別累積度数分布(右)。

ここでの前震を同年1月13~14日の本震直前の地震とし、余震を本震後2月28日までの地震とした。前震も余震も、大島付近と伊豆半島中部の両地域に発生している。累積度数分布は図6.4.10右に示される。分布(1)は14個の前震によるもので、b値は0.84となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.77となる。2つのb値はほぼ等しい。

1978年3月25日エトロフ島沖地震(No. 28):震央分布($M \geq 5.0$)は図6.4.11左に示される。前震とした地震は19個あり、その中で15個が同年3月22~25日の本震直前に集中している。累積度数分布は図6.4.11右に示される。分布(1)は本震直前の15個の地震によるもので、b値は0.56となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、b値は1.35となる。前震のb値は余震のb値と比較して非常に小さい。

1978年6月12日宮城県沖地震(No. 29):震央分布($M \geq 3.5$)は図6.4.12左に示される。前震とした13個の地震は、余震域を囲むように発生しており、本震直前に1個の地震はあるが、時期的な集中はみられない。従って、この地震群はiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.12右に示される。分布(1)は前震とした13個の地震によるもので、b値は0.43となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、b値は0.85となる。前震のb値は余震のb値と比較してかなり小さい。

1981年1月19日三陸沖地震(No. 30):震央分布($M \geq 4.5$)は図6.4.13左に示される。前震とした地震は7個で、その内6個は1980年12月19日から本震までの1ヶ月間に群発している。累積度数分布は図6.4.13右に示される。分布(1)は本震前に群発した6個の前震によるものであるが、 $M 4.5 \sim 4.9$ の地震は観測されておらず、 $M \geq 4.5$ の資料からb値を求めると0.37となる。分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.71となる。前震のb値は余震のb値と比較してかなり小さい。

1982年3月21日浦河沖地震(No. 31):震央分布($M \geq 4.0$)は図6.4.14左に示される。前震とした地震は10個あり、余震域の南西部に多い。又、これらは時期的に集中していないのでiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.14右に示される。分布(1)は前震とした10個の地震によるもので、b値は0.99となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.91となる。2つのb値はほぼ等しい。

1982年7月23日茨城県沖地震(No. 32):震央分布($M \geq 3.5$)は図6.4.15左に示される。前震とした地震は48個あり、その内17個は7月22~23日の本震直前に本震付近で群発している。累積度数分布は図6.4.15右に示される。分布(1)は前震とした48個の地震によるものであり、分布(2)は本震直前に群発した17個の地震のものである。したがって、分布(1)には31個のバックグラウンドの地震活動によるものが含まれている。分布(2)によるb値は0.55となり、分布(3)に基づく余震のb値0.71と比較してやや小さい。しかし、分布(1)によるb値は0.74となり、余震のb値と等しい。

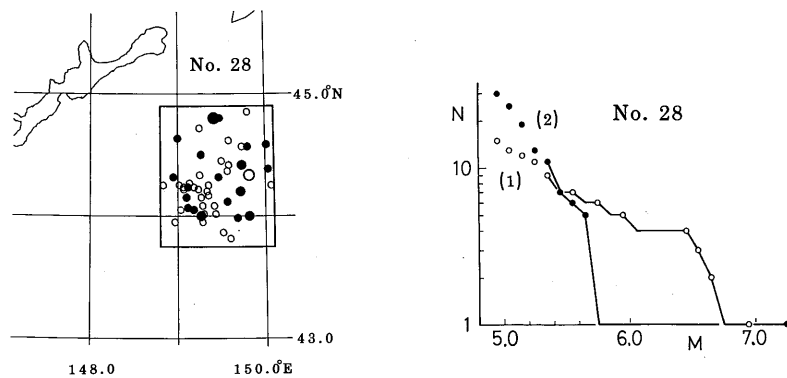


図 6.4.11 地震群 (表 6.4.1 の No. 28) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

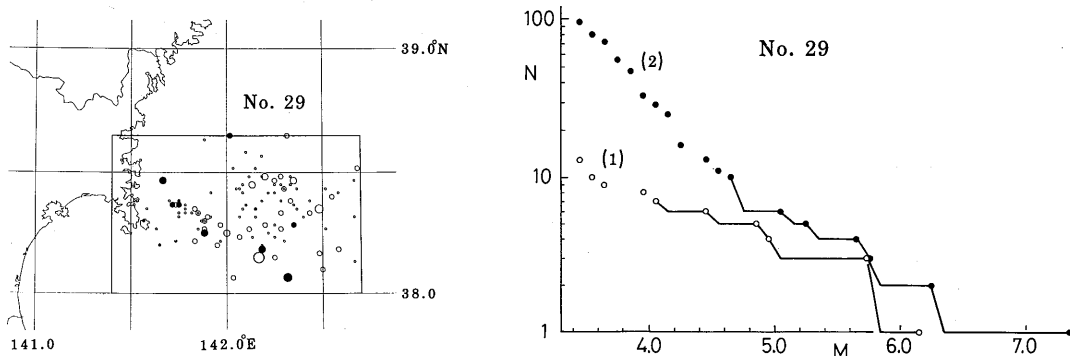


図 6.4.12 地震群 (表 6.4.1 の No. 29) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

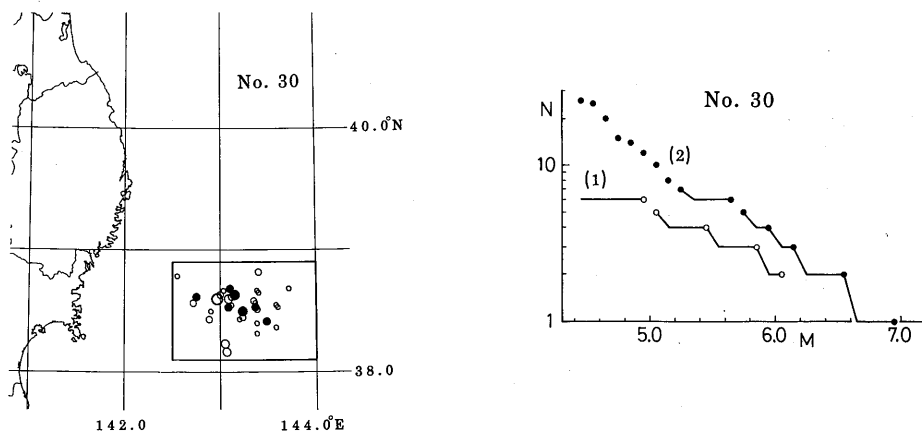


図 6.4.13 地震群 (表 6.4.1 の No. 30) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

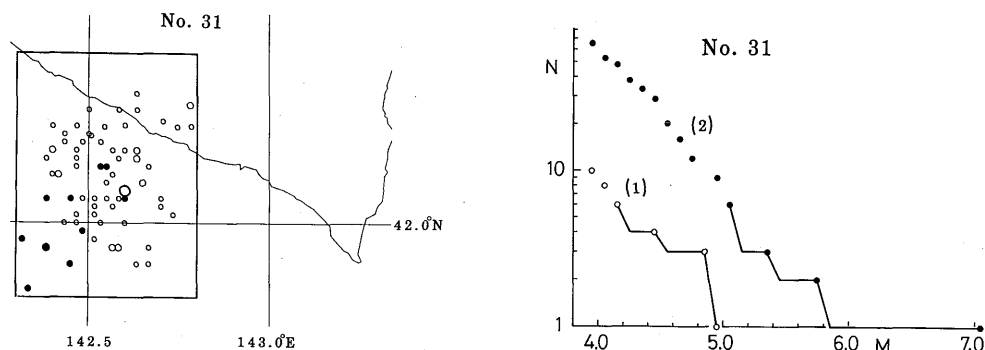


図 6.4.14 地震群 (表 6.4.1 の No. 31) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

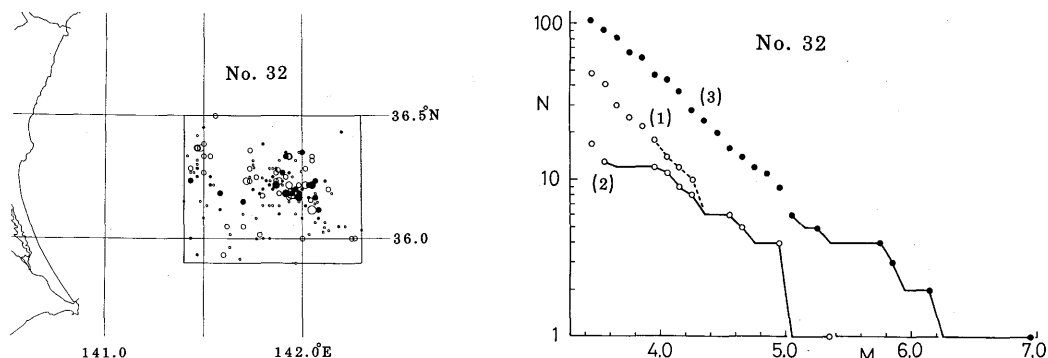


図 6.4.15 地震群 (表 6.4.1 の No. 32) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。
右図の (1) : 前震とした全ての地震、(2) : 群発した前震、(3) : 本震及び余震。

6.4.3 前震と余震の b 値の比較

6.4.2 で調べられた結果をまとめると表 6.4.2 のようになる。同表の No. は表 6.4.1 の地震番号に相当する。 M_1 は地震の発生した時期、地域を考慮した検知力からみた地震規模の下限であり、 N_a は本震及び余震の数、 b_a は余震による b 値、 b_a' は後で説明されるが本震を含めた余震の b 値である。 N_f は前震とした地震の数、 b_f はこれらによる b 値である。各地震群は、前述した 3 つのグループに分けてあるが、i 及び ii の両方の性格をもつ地震群、即ちある時期に群発した前震があり、かつバックグラウンドの地震もあるものについては、前者を重視して i のグループに入れ、その b 値と群発した期間を示してある。バックグラウンドの地震もかなりある地震については、これも含めて前震とした全ての地震による b 値を求め、括弧を付して示した。

表6.4.2 前震及び余震のb値。 No. は表6.4.1参照。

No.	M_t	N_a	b_a'	b_a	group	N_f	b_f	Period of foreshocks clustering
1	4.5	27	0.54	0.60	iii	0		
2	5.5	12	0.71	0.83	iii	0		
3	4.0	16	0.64	0.87		109		
					i	95	1.09	1930. 2.21- 8.24.
					i	13	1.08	1930.11.20-26.
4	5.0	10	0.72	1.02	iii	4		
5	5.5	45	0.86	0.95		10	(0.89)	
					i	6	0.75	1933. 1. 4- 9.
6	5.4	9	0.64	0.79		8		
					i	7	0.61	1935.10.13-15.
7	5.0	15	0.58	0.67	iii	4		
8	5.5	63	0.74	0.77	iii	4		
9	4.5	57	0.87	0.95	i	7	0.46	1943. 3. 4- 5. 4.
10	5.0	42	0.79	0.88	iii	0		
11	5.0	43	0.77	0.86	iii	5		
12	4.5	19	0.75	0.94	iii	0		
13	5.5	44	0.89	1.00	iii	4		
14	5.0	38	0.84	0.94	iii	0		
15	5.5	17	0.77	0.99	ii	7	0.94	
16	5.5	19	1.12	1.40	iii	1		
17	5.0	13	0.50	0.58	iii	1		
18	4.0	15	0.70	0.98	iii	0		
19	5.5	26	0.86	1.04	iii	1		
20	4.0	171	0.96	1.00	iii	3		
21	5.0	169	0.93	0.97	ii	10	1.14	
22	5.0	103	1.03	1.09		27	(1.08)	
					i	19	0.98	1968. 1.29- 2. 8.
23	4.5	46	1.07	1.23	iii	4		
24	4.5	65	1.29	1.45	iii			
25	5.0	44	0.78	0.85	iii	3		
26	5.0	48	1.03	1.12	iii	0		
27	3.5	33	0.66	0.77	i	14	0.84	1978. 1.13-14.
28	5.0	30	1.11	1.35		19		
					i	15	0.56	1978. 3.22-25.
29	3.5	96	0.79	0.85	ii	13	0.43	
30	4.5	26	0.63	0.71		7		
					i	6	0.37	1980.12.19-'81. 1.19.
31	4.0	65	0.83	0.91	ii	10	0.99	
32	3.5	105	0.68	0.71		48	(0.74)	
					i	17	0.55	1982. 7.22-23.

前震の b 値と余震の b 値との関係

は図 6.4.16 に示される。図中、白丸は i のグループに入れた地震群、黒丸は ii のグループに入れた地震群の結果をプロットしたものである。図下段の白丸は iii のグループに入れた地震群の余震による b 値を比較のために示した結果である。点線は $b_f = b_a$ である場合の関係を示したものである。プロットされた丸印に付けてある実線は、宇津 (1967) による検定法を用いて、母集団の b 値が 80% の確率で存在しうる範囲を意味する。

同図によると、 b_f と b_a との間に直線的な相関は認められない。全体として、前震の b 値が余震の b 値より小さい傾向は認められる。具体的にみると、13 地震群の b_f の平均値は 0.75、32 地震群の b_a の平均値は 0.94 (b_f が求められた 13 地震群の b_a の平均値は 0.92) であり、前震の b

値の方が 0.19 小さい。個別にみると、80% の確率領域でみて、前震の b 値が有意に小さい地震群は 4 例あるが、有意に大きい例はない。更に、5% の危険率で検定 (宇津, 1967) しても $b_f \neq b_a$ である地震群は、1943 年鳥取地震 (No. 9)、1978 年エトロフ島沖地震 (No. 28)、1978 年宮城県沖地震 (No. 29) の 3 例あり、いずれも前震の b 値は小さい。

以上のように、前震の b 値は余震の b 値と比較して小さい傾向があると結論できるが、このことが 6.4.1 で述べた地殻の不均質性あるいは応力状態というような物理的性状によると解釈する前に、統計を行う手続上の問題を検討する必要がある。Utsu (1969) は、本震が余震と同じ母集団に入るにはその規模が大きすぎることを示し、余震の b 値決定に際しては本震を除いている。その後、多くの研究者も同様の手続を行っている。余震の b 値決定の際には本震を機械的に除くだけでよいかどうかは議論もある (清野, 1983) が、本震が余震と同じ母集団として取り扱えないことは確かである。問題は、一方で前震や群発地震とみなされた地震群の b 値決定の際に、その群の最大地震は除外していないことの当否である。今、標準的地震群の例として、本震と最大余震との規模の差が

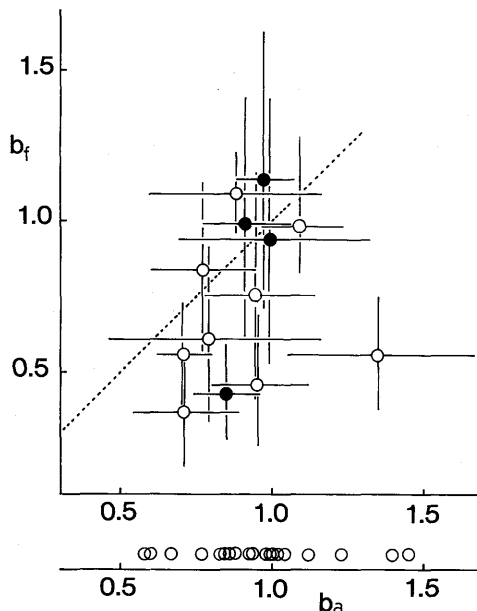


図 6.4.16 前震の b 値 (b_f) と余震の b 値 (b_a) との関係。

点線は $b_f = b_a$ の場合。

○ : 表 6.4.2 に示す i のグループ。

● : ii のグループ。

丸印に付随する実線は 80% の確率領域を示す。

図下段は iii のグループの b_a である。

1.2あり、本震を除く余震の b 値が1.04ある例を考えよう。図6.4.17はこうした地震群の規模別累積度数分布である。そして、この地震群が、やはり同図にあるような相似の分布、即ち M に関する平行移動をした分布を示す前震群をもつしよう。その結果、当然のことながら前震の b 値は余震の b 値より小さくなる。その差は、両地震群の数、本震と最大余震との規模の差などにより変化するが、同図の場合で0.1、色々な場合を想定すると

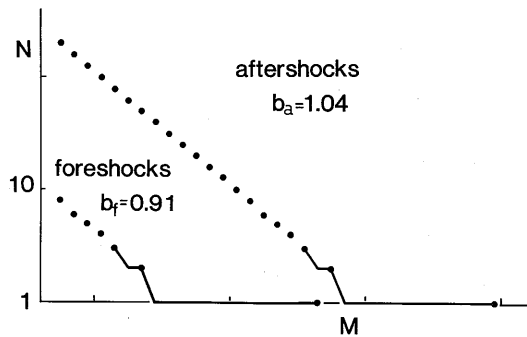


図6.4.17 本震・余震群と前震群の規模別度数分布が相似である場合。

0.1~0.3程度となる。表6.4.2の b'_a は、参考までに本震を含めて求めた b 値であり、これと前震の b 値との比較とすれば、本震の出入りによる影響はおおよそ判断できるであろう。32地震群の b'_a の平均値は0.82 (b_f が求められた13地震群の b'_a の平均値は0.80)となる。前震の b_f の平均値0.75との差は0.07となり、まだ前震の b 値がやや小さいものの、ほとんど等しい値といってよい。このことは、先に示された b_f と b_a との差0.19の大部分が本震の取り扱いなどの統計を行う手続の相違による可能性を示す。但し、個別にみると、No. 28及び29の地震群は95%、No. 9の地震群は90%の有意水準で、 b_f は b'_a より小さい。

6.4.4 前震の b 値が有意に小さい地震群について

6.4.3で、前震の b 値と本震を含めた余震の b 値(b'_a)とは、平均値であまり変わらないという結果がえられた。しかし、個別の地震群では、やはり高い有意水準で前震の b 値が小さい場合は存在する。そこで、 b 値の出現頻度分布型をみよ。図6.4.18は、上から前震の b 値、余震の b 値、本震・余震の b 値の出現頻度分布である。なお、斜線は前震の b 値が求められた地震群に対応する。これをみると、 b_a 及び b'_a の分布型は、ひとつのピークをもち、平均値もこれに対応するけれども、 b_f の分布型は、明瞭なピークをもたず、他の2つの分布型とは違っている。このことと、前震の b 値が著しく小さい地震群の存在を考えると、 b の平均値のみで結論を出すのではなく、個別の地震群についての検討が必要である。

Utsu (1970) は、複数の大きな地震(1次事象)とそれぞれの余震(2次事象)との組合せからなる地震群の規模別累積度数分布が直線状にならないことを指摘している。このような場合、(6.4.2)式により求められる b 値は著しく小さくなることがあり、1次事象の数に比較して2次事象の数が多い時に顕著にあらわれる。前節で前震の b 値が有意に小さいと指摘された1978年エトロフ島沖地震(No. 28)について、清野(1983)は、Utsu(1970)と同様の考え方にもとづいてその前震の

規模別累積度数分布を説明している。

この地震群の度数分布は図6.4.19に示される。この図の結果は、余震域及び余震活動期間のとり方に本報告と若干の相違があるため、地震数及びb値にやや違いがある。図上段の黒丸、二重丸は、前震、本震及び余震を合せた観測資料による分布である。この規模系列をみると、5番目の地震(M6.5)と6番目の地震(M6.0)との間に0.5に及ぶマグニチュード・ギャップがあることから、M6.5以上の5個の地震を1次事象とし、各地震はb値が1.1となるような2次事象を伴うモデルを考える。但し、各1次事象とその最大の2次事象とのMの差は1.1とする。図上段の白丸は、こ

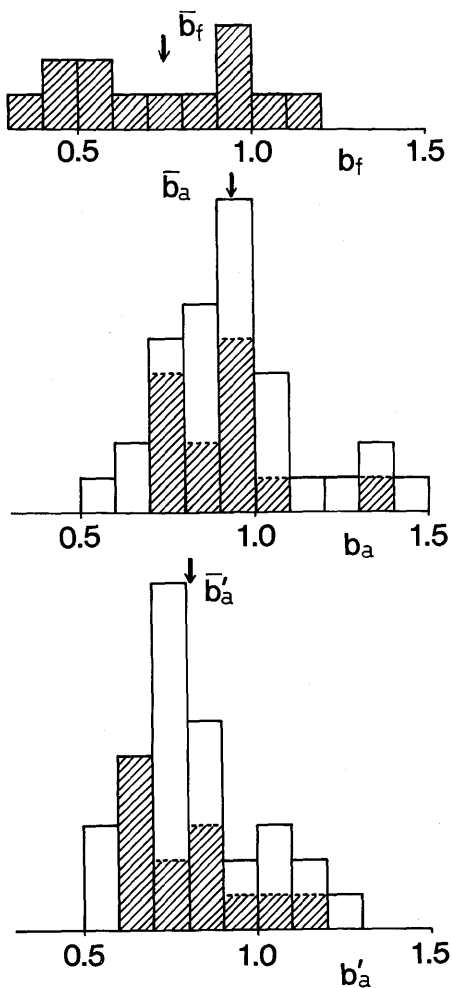


図6.4.18 b_f 、 b_a 及び b'_a (本震及び余震のb値)の出現頻度分布。
矢印：平均値。

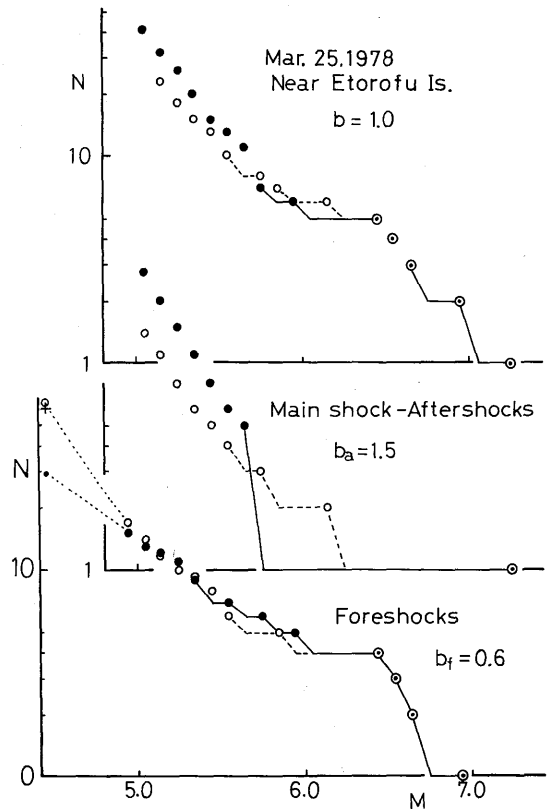


図6.4.19 No. 28地震群の規模別累積度数分布
[清野(1983)による図を修正]。
上段：この地震群の全地震。
中段：本震及び余震。
下段：前震。
●：観測値。
◎：1次事象とされた大きな地震。
○：各1次事象に余震(2次事象)が伴うモデルによる計算値。

のモデルによって作られた分布である。図中段は、本震及び余震系列による分布である。図下段は、前震系列の分布であり、4個の1次事象とそれらの2次事象からなる。

これらの結果をみると、特に前震系列の観測値（黒丸）と計算値（白丸）はよく合っており、前震の b 値は上記のモデルにより著しく小さくなることがわかる。更に、同地域で前震活動の期間に発生したと思われるおよそ $M 4.5$ 以上の地震は、根室測候所の資料から約 60 個（図下段の+印）あったと認められる。この数と、 b 値 0.6 の分布の延長上の前震数（小さい黒丸）及び上のモデルで推定される前震数（小さい白丸）とを比較すると、明らかに後者が適合していることがわかる。このことは、2次事象による b 値は 1.1 程度であっても、前震群の b 値は4個の大きい地震（1次事象）により著しく小さくなりうることを意味している。

1943年鳥取地震（No. 9）の場合、その規模別累積度数分布は追加部分を含めて図 6.4.20 に再掲される。図上段は本震及び余震による分布、下段は前震による分布である。この前震群は、Utsu (1970) によりその規模系列から既に上のモデルと同様の群発型であることが指摘されている。その後、資料の改訂があり、規模系列にやや相違はあるが、前震群の4番目の地震（ $M 5.7$ ）と5番目の地震（ $M 4.8$ ）との間に 0.9 に及ぶマグニチュード・ギャップがある。このことから、この前震群も、4個の1次事象とそれらの2次事象の複合として説明できる。更に、検知力以下の小さい地震を含めると、図中の小さい黒丸のような分布となる。これは、観測もれを考慮すればなおのこと $b_f = 0.46$ の分布の延長とはいえず、前述したモデルにより説明できることを意味する。そして、この前震群の b 値が著しく

小さいことには、4個の大きい地震（1次事象）が主要な役割を果していると判断できる。

こうして、 i のグループに属する地震群の中の前震の b 値が著しく小さい例は上のモデルで説明できるとすると、その原因を地殻の物理的性状に求める前に、地震群の規模系列や度数分布の形を充分に検討することが必要となることがわかる。又、2次事象の数が1次事象の数と比較して充分多ければ、1次事象の影響が少ない2次事象の b 値がえられるはずで、こうした結果も検討の対象とす

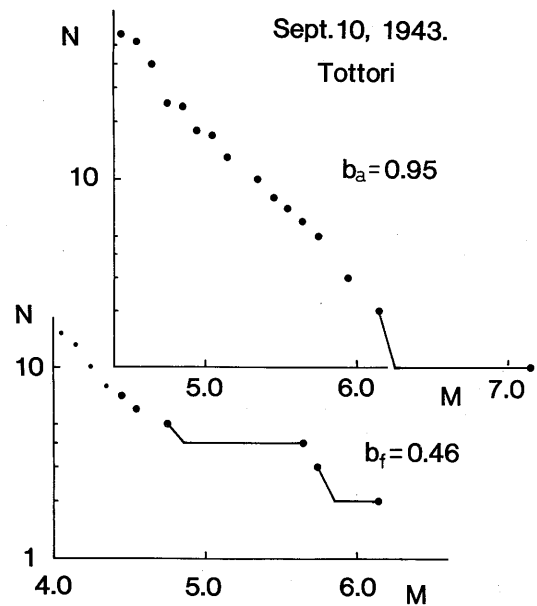


図 6.4.20 No. 9 地震群の規模別度数分布。
図上段は本震及び余震、下段は前震による。小さい黒丸は、検出力より小さい地震規模を含む資料である。

る必要がある。

1978年宮城県沖地震(No. 29)の場合も、前震とした地震群によるb値が有意に小さい。この地震群は、iiのグループに入り、前震は、時・空間的に集中しておらず、バックグラウンドの地震活動とみなせる。したがって、前2者と同様のモデルのみでは、必ずしも説明できない例として残る。この地域は、b値が小さい地域として知られており、更に2年間さかのぼった地震活動からb値を求めると、0.68となる。バックグラウンドの地震活動に対するb値の問題は、別途検討する必要がある。

6.4.5 まとめ

これまでの検討結果をまとめると次のようになる。

- 1) 前震のb値は、余震のb値と比較して平均値で0.19ほど小さい。又、13地震群中3地震群の前震のb値は、95%の有意水準で余震のb値より小さい。
- 2) 前震の平均b値が余震のそれと比較して0.19小さい原因として、統計の手続き上の1つの問題が指摘される。即ち、前震群及び本震・余震群の中の最大地震を、計算の際に含めるか否かである。両地震群の最大地震や本震を含めて比較すると、b値の差は0.07となり、ほぼ等しい値となる。
- 3) 1943年鳥取地震、1978年エトロフ島沖地震及び1978年宮城県沖地震の前震によるb値は著しく小さい。前2者の前震の規模別度数分布は、複数の大きい地震(1次事象)とそれらの余震(2次事象)の組合せで説明でき、そのb値がみかけ上著しく小さくなることを証明できる。宮城県沖地震の前震は、バックグラウンドの地震活動で、前2者とは区別して検討しなければならない。

以上であるが、地震の予知との関連でみる場合、本文で指摘した2つの問題に留意して検討する必要がある。1つは、地震群の中のとりわけ大きい地震(1次事象)の影響をさけて、充分多くの2次事象の資料にもとづいてb値の比較をすることである。もう1つは、b値というより、地震群の規模系列及び規模別累積度数分布の形を検討し、その特徴と大地震の発生との関係をみることである。このことは、もし大地震の前に複数の1次事象を含む前震群が発生し易いとすると、この前震活動を、時間・空間・地震規模の3要素に沿ってもっと詳細に検討することが必要であることを意味している。

参 考 文 献

- 本谷義信、1969：蒲河地震観測所における地震観測(I)、北大地物研究報告、22、49-72。
- 清野政明、1983：地震群の規模別度数分布における本震及びこれに匹敵する統発地震の役割、地震学会講演予稿集、1983、No. 1、1。
- 宇津徳治、1965：地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数bを求める一方法、北大地物研究報告、17、85-112。

- 宇津徳治、1967：二つの地震群に対する b 値の違いの有意性の検定、地震 2、**20**、54-56。
- Guha, S. K., 1979 : Premonitory crustal deformations, strains and seismotectonic features (b-values) preceding Koyna earthquakes. *Tectonophysics*, **52**, 549-559.
- Mogi, k., 1963 : The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 595-615.
- The Party of seismographic observation of Matsushiro earthquakes and the Seismometrical section, 1966 : Matsushiro earthquakes observed with a temporary seismographic network. Part I. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 309-333.
- Scholz, C. H., 1968 : The frequency-magnitude relation of micro-fracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Suyehiro, S., 1966 : Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56**, 185-200.
- Suyehiro, S., T. Asada, and M. Ohtake, 1964 : Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan. *Pap. Met. Geophys.*, **15**, 71-88.
- Utsu, T., 1969 : Aftershocks and earthquake statistics (I) -some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations-. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 129-195.
- Utsu, T., 1970 : Aftershocks and earthquake statistics (II) -further investigation of aftershocks and other earthquake sequences based on a new classification of earthquake sequences-. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 197-266.
- Utsu, T., 1974 : Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands. *J. Phys. Earth*, **22**, 325-342.

あとがき

特別研究の終了にあたって

気象庁は、「大規模地震対策特別措置法」にもとづく“東海地震”予知にかかわる責任を全うするために、組織の強化をはかってきた。また、現在までに予知に関して内外で得られた知見を統合し、大地震発生の可能性の正確な評価を期すために、観測とデータ処理とを直結して、即時的に前兆現象を抽出・判定するシステムの整備を計画している。気象研究所はこの計画の実行に資するために、実験的研究の即効的な項目として、地震活動総合監視技術の開発に取り組み、基本的な観測を強化するために高性能強震計の開発を行った。また地震活動監視に係わる手法の理論的な裏付を目的として、各種前兆現象の吟味を行い、地震予知業務への適否についてまとめてみた。

この報告は、これらの成果を今後の気象庁の地震予知業務に取込むための資料として、活用されることを期待し作成したものである。

謝 辞

この研究は5年計画で多岐にわたる項目について実施された。

研究実施に際しては、多くの方々から直接または間接的に御指導と御協力を頂いた。気象庁地震課（当時）、地震予知情報課、東京管区気象台、伊良湖測候所、尾鷲測候所、御前崎測候所の職員各位には、観測データの集録および観測面で御協力を得て研究が推進された。また、東京大学地震研究所溝上 恵、中村 功、石桁征夫、瀬戸憲彦の諸氏と、沖電気工業の橋本民雄氏には、種々の面で御協力を頂いた。記して謝意を表するものである。

研究分担者

氏 名	期 間	担 当 テ ー マ	氏 名	期 間	担 当 テ ー マ
田 望	昭和54年-56年度	総括及び1-②項	横 田 崇	昭和57年-58年度	1-①項
渡 辺 偉 夫	昭和57年-58年度	総括	浜 田 信 生	昭和58年度	1-①項
勝 又 護	昭和54年-58年度	2項	飯 沼 龍 門	昭和54年-56年度	1-①、1-②項
吉 田 明 夫	昭和54年度	2項	長 宗 留 男	昭和54年度	1-①項
松 本 英 照	昭和54年-58年度	1-①、1-②項	高 橋 道 夫	昭和54年-57年度	1-②項
清 野 正 明	昭和55年-58年度	2項	塚 越 利 光	昭和54年-55年度	1-①項
森 俊 雄	昭和55年-58年度	2項	津 村 建 四 朗	昭和58年度	1-①項
岡 田 正 実	昭和57年-58年度	1-①項			

註. 研究テーマ各項の記号は以下のとおり

1. 常時地震監視システムに関する開発研究
 - 1-① 地震活動総合監視技術の開発
 - 1-② 高性能強震計の開発・試作
2. 地震予知に関する理論的研究

気 象 研 究 所

1946 (昭和 21 年) 設立

所 長 : 理 博 竹 内 清 秀

予報研究部	部 長 :	吉 田 泰 治
台風研究部	部 長 :	理 博 相 原 正 彦
物理気象研究部	部 長 :	理 博 岡 林 俊 雄
応用気象研究部	部 長 :	真 島 恒 裕
気象衛星研究部	部 長 :	工 博 内 藤 恵 吉
地震火山研究部	部 長 :	理 博 市 川 政 治
海洋研究部	部 長 :	理 博 飯 田 隼 人
高層物理研究部	部 長 :	理 博 嘉 納 宗 靖
地球化学研究部	部 長 :	秋 山 勉

気象研究所技術報告

編集委員長 : 真 島 恒 裕

編集委員 : 山 崎 孝 治 近 藤 洋 輝 伊 藤 朋 之
吉 川 友 章 青 柳 二 郎 岡 田 正 實
遠 藤 昌 宏 小 寺 邦 彦 伏 見 克 彦

事務局 : 西 田 圭 子 湯 原 有 哉

気象研究所技術報告は、気象学、海洋学、地震学、その他関連の地球科学の分野において、気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告及び総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53年)以降、必要の都度刊行される。

昭和60年3月30日発行 ISSN 0386-4049

編集兼発行所 気 象 研 究 所

茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1

印 刷 所 東京都中央区日本橋蠣殻町1-24-8

株式会社 明 文 社