科学技術振興調査費による省際基礎研究「地殻破壊の前兆現象としての電磁放射の特性に関する研究」

－中間報告書－

藤縄幸雄（研究リーダー）
防災科学技術研究所特別研究官

Electromagnetic Field Changes as a Precursory Phenomena of Earthquakes and Volcanic Eruptions

Yukio FUJINAWA
Director of Special Research

Abstract

The synthetic approach of predicting earthquakes and volcanic eruptions is expected to provide a more reliable information for issuing alarming to mitigate the disasters. There is a growing interests in the electromagnetic phenomena of low frequency as an candidate of imminent precursory phenomena.

In this research project granted by the "Research by the Special Coordination Funds for Promoting Science and Technology", the principal aim is the evaluation of the phenomena whether and how these phonomena are useful for the prediction work. The approach is directed into three category : 1) Analytical estimation of decay of the electromagnetic signals originated at source regions in heterogeneous media of electrical conductivity, 2) laboratory experiments of rock fracture to infer the dominant mechanism of the electromagnetic phenomena preceding the crustal ruptures, and 3) field experiments by means of various measurement instruments to find most efficient physical quantities to be observed, locate source region, and to find probabilistic relations of anomalous phonomena with earthquakes and with volcanic eruptions.

This report is a collection of interim reports of each research group. The final report, will be published in 1993.

Keywords：prediction/forcast, earthquake, volcanic eruption, precursory phenomena, electromagnetic field
キーワード：地震，火山噴火，予知，前兆現象，電磁界変動

はじめに

災害の少ない快適な環境で生活することは誰しも望むところである。多くの自然災害の可能性のある地域で住む我々にとっては，二年余りも不便かつ不安な避難生活を余儀なくされ

ている雲仙普賢岳東側山麓周辺の人達の日常を思うにつけても，災害を軽減する努力がもっとなされ，目に見えた効果が生まれる必要性が痛感されるところである。

災害の中で対策の樹てにくいものの一つが，発生が突発的で甚大な被害をもたらす可能性のある地震である。逆に緩慢であるが，人類全体の日常生活の様式に直接関係するものが環境問題である。時間スケールでは両極端の事象が，21世紀における重要課題として浮彫りにされてきた感がある。

地震に伴う災害を軽減する方法には，予知，地震防災，避難，救助・復興計画，保険等の多くのフェーズがあり，フェーズの選択及び各フェーズの内容は，それぞれのコミュニティの災害に対する意識，経済・社会状態，科学技術の水準等の状況に応じて決められている。震災対策の中でも地震の予知は，直接的に人命の保全，原子力発電や大量輸送手段等の重要施設の安全運転等に強く関係しており，社会的にも要請の大きいものとなっている。

日本における地震予知研究が1965年に本格的にスタートして，30年になろうとしており，現在第6次の計画が進行中で，第7次計画に向けてそのレビューが行われた。観測体制は，地震観測網を中心としてかなりの整備を見，有望な前兆現象に関するデータも多く蓄積されてきているが，一方では現行の研究の勧め方に対する鋭い批判もある。

地震予知に成功した唯一の国といって良い中国を除いて，殆どの国で重要視されていない前兆現象として，低周波数帯（10kHz以下）の電磁気現象がある。この現象のみを使って，いわゆるＶＡＮ法により，ギリシャでは地震予知の三要素である場所，マグニチュード，発生時刻を予測し，ある種の公表を行い，しかもそれがしばしば成功しているということで注目を引いている。

幸い関係機関の理解により，この種の現象が地震や火山噴火予知にどの程度有効であるかを明らかにする研究が，科学技術振興調整費による省際基礎研究の課題として採用され，平成2年度より研究を行っている。

本報告は，研究期間のほぼ半ばに達した時点で中間的なまとめを行ったものである。研究の健全な進行には，長い目で見ればあらめる方面からの批判，コメントはいかなるものでも有益なものであると信じる。研究の進め方，テーマの選び方等に大方の忌憚の無い意見をいただければ幸いである。

本報告の作成に当たっては，各客員研究官及び共同研究者に多大の御援助，協御力を賜わりました。ここに特に記して厚く御礼申し上げる次第であります。

平成4年10月

防災科学技術研究所
特別研究官　藤縄　幸雄
（研究リーダー）

（1992年12月2日　原稿受理）

目　　次

Ⅰ．研究計画の概要…… 5
1．研究の趣旨…… 5
2．研究の項目及び概要…… 5
3．研究グループ…… 6
Ⅱ．研究の中間報告…… 9
第1部　地中電磁波の発生と伝搬に関する理論的研究
1．Estimation of electric fields in the conducting Earth's crust for oscillating electric current dipole sources and implications for anomalous electric fields associated with earthquakes
Y.Honkura and Y.Kuwata (Tokyo Institute of Technology) ……11
第2部　室内岩石実験による電磁波放射特性に関する研究
1．応力を受けた岩石の電位差変化
西澤　修・石戸経士（地質調査所），雷　興林（中国国家地電局地質学研究所)…27
2．自然電位から推定される火山地域の地下流体流動
石戸経士（地質調査所）……43
3．地殻と岩石の不均質性についての研究
雷　興林（中国国家地電局地質学研究所)，西澤　修（地質調査所）……53
4．Band-limited heterogeneous fractal structure of earthquakes and acoustic emission events
X,Lei(Institute of Geology, SSB(China)), O. Nishizawa, K, Kusunose (Geological Survey of Japan) ……55
5．荷電粒子測定による発生メカニズムに関する研究
榎本祐嗣（機械技術研究所)，橋本　寛（(株) コムテック)，森　誠之・浅部喜幸（岩手大学)，嶋本利彦（東京大学）……67
6．岩石の破壊に伴う電磁気現象の発生メカニズムに関する実験的研究
高野雅夫・山田功夫・深尾良夫（名古屋大学）……91
7．地震前兆電界変動の発生 Mechanism とそれに基づく地震・噴火予知 Scenario 及びその観測 System
高橋耕三（電信総合研究所)，藤縄幸雄（防災科学技術研究）……101
第3部　地殻活動に伴う電磁波放射の研究
1．Anomalous subsurface vertical electric field changes in VLF and ULF bands by use of borehole antennas
Y.Fujinawa(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention)
K.Takahashi(Communications Research Laboratory) ……109
2．前兆電離層擾乱に関する観測研究
早川正士（電気通信大学)，太田健次（中部大学)，島倉　信（千葉大学）……119

3．短基線地電位差集中観測による地震予知の研究
上田誠也・木下正高（東海大学），上嶋　誠（東京大学地震研究所）……137
4．自然電位集中観測（ギリシャ方式）による地震予知法の研究
河野芳輝・長尾年恭・朝井与志哉（金沢大学）……165
5．和歌山における多チャンネル・短電極間隔方式地電位差観測による地震先行現象検出の試み
宮腰潤一郎・塩崎一郎（鳥取大学），中村正夫・瀬戸憲彦（東京大学）……213
6．地震と空電ノイズとの関係について
尾池和夫（京都大学），村上寛史（防災科学技術研究所）……221
7．浅発地震と落雷との関係について
尾池和夫（京都大学），村上寛史（防災科学技術研究所），永井敏雄（関西電力㈱）…253
8．閉山した鉱山の廃坑を利用した自然電位変化の観測
小笠原宏（立命館大学），藤森邦夫（京都大学）……273
9．人工地震に伴う電磁気現象
酒井英男・小林剛（富山大学），岡田敏美（富山県立大学）・芳野赳夫・早川正士・富沢一郎（電気通信大学），中山　武（岐阜西高校），太田健次（中部大学）…287
10．地殻活動に伴なうELF/VLF帯電磁放射現象の研究
田部井隆雄・佐々木　宏（高知大学）……319
11．Observation and experiment on seismoelectromagnetic waves in China
S. Qian, H. Cao and Z. Lu
(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, China)……333
12．Observation and research of electromagnetic wave of earthquakes in China
H. Guan, X. Wang, F. Han and Y. Zhang
(Center for Analysis and Prediction, State Seismological Bureau, China)……343
13．A possible mechanism of impending anomalous earth resistivity before Tangshan earthquake(Ms=7.8)
H. Guan
(Center for Analysis and Prediction, State Seismological Bureau, China)……363
14．Analysis of electromagnetic precursory mechanism based on data observed in China
Z. Zhao
(Communications Research Laboratory)……371
15．Regional characteristics of Geomagnetic variations Associated with earthquakes in the Qilian mountains
Z. Zhao
(Communications Research Laboratory)……395

I　研究の概要

1．研究の趣旨

地震，火山噴火，津波等の予知に関し，測地学審議会が建議した「第6次地震予知計画」や「第4次火山噴火予知計画」等において，より多項目の観測による予知手段の開発の重要性が指摘されている。これらの自然災害の前兆現象の把握は，従来主として，地震活動，地殻傾斜，地下水，地下ガス等の観測により行われ，総合的判定の基礎データとなっているが，近年，ギリシャや中国，旧ソビエト連邦等において，電磁気的現象が新たに有望な項目となりそうな報告が出され，ギリシャでは実際の地震の予知さえ試みられている。通信総合研究所と防災科学技術研究所による試験観測においても，1989年7月の伊東沖群発地震，海底噴火活動の際などに顕著な前兆的電磁放射が観測されており，地震や火山噴火といった地殻の本破壊の直前数時間から数日位前に発生すると思われるミクロな破壊との関連を強く印象づけている。

本研究では，地殻内破壊現象の前駆としての電磁放射現象の発生メカニズムと電磁放射のマイクロクラック・本破壊との時間関係，放射される電磁波の特性（周波数帯，偏波，強度）及び伝播経路・減衰特性を，理論的解析，室内実験，試験観測により解明し，電磁波放射現象が，地球内部運動の研究にあるいは地震・火山噴火予知といった実用的研究に，応用できるか否かの評価を行う。

推測されているように地殻の破壊準備過程におけるミクロな破壊との強い関連が明らかにされれば，地震や火山噴火の直前の予知に有益な情報を提供でき，災害軽減が計れるばかりでなく，地殻におけるミクロな過程が観測可能となり，地殻動力学の研究は大きく前進するものと期待される。

2．研究の項目・概要

（1）地中電磁波の発生と伝播に関する理論的研究

地殻の本破壊の直前において発生する電磁放射の発生メカニズムと，地表観測点への伝播経路についての理論的研究を行う。

（2）室内岩石実験による電磁波放射特性に関する研究

岩石破壊に伴う電磁界変動，イオン・電子放出とＡＥ等の計測により，破壊準備過程で発生する電磁波放射の特性を明らかにする。

（3）地殻活動に伴う電磁波放射の研究

鋼管深井戸等を用いて地中電磁界変動を多点で計測し，発生源の同定を行うなど異常電磁界変動と地震・火山噴火との関連を明らかにする。

3．研究グループ

研究メンバー及び研究課題を以下に示す。

中核国研職員，兼任職員等の別	研究メンバー	役　職　名	研究内容	研究期間
中核国研職員	藤　縄　幸　雄	特別研究官	総括(研究リーダー)	平成2年度～4年度
〃	浜　田　和　郎	地圏地球科学技術研究部長	電磁放射現象と地震との統計的関係の研究	〃
併任職員	西　澤　　修	地質調査所地殻熱部主任研究官	室内岩石破壊実験による電磁波放射特性に関する研究	〃
〃	石　戸　経　士	地質調査所地殻熱部主任研究官	水流動に伴う電磁場の変化に関する研究	〃
〃	榎　本　祐　嗣	機械技術研究所首席研究官	電磁放射の発生メカニズムの研究	〃
〃	高　橋　耕　三	通信総合研究所第2特別研究室長	電磁放射の発生源同定に関する研究	〃
非常勤職員	上　田　誠　也	東海大学教授	地電位差観測による地震予知研究	平成2年度～4年度
〃	尾　池　和　夫	京都大学教授	地殻活動に伴う電磁波放射の研究	〃
〃	河　野　芳　輝	金沢大学教授	地電位差発生機構の研究	平成3年度～4年度
〃	早　川　正　士	電気通信大学教授	電離層擾乱の研究	平成3年度～4年度
〃	佐々木　　宏	高知大学教授	ELF/ULF広帯域信号異常検出についての研究	〃
〃	住　友　則　彦	京都大学防災研究所教授	地中電界変動計測の研究	平成4年度
〃	宮腰潤一郎	鳥取大学教授	孔内地電位変化についての研究	平成3年度～4年度
〃	本　蔵　義　守	東京工業大学助教授	地殻内電磁波伝播の研究	平成2年度～4年度

中核国研職員，兼任職員等の別	研究メンバー	役　職　名	研究内容	研究期間
非常勤職員	山　田　功　夫	名古屋大学助教授	電磁気現象の発生メカニズムの研究	平成2年度～4年度
〃	島　倉　　信	千葉大学助教授	電離層擾乱のメカニズムの研究	平成3年度～4年度
〃	太　田　健　次	中部大学助教授	電界磁界同時測定による到来方向決定の研究	平成3年度～4年度
〃	嶋　本　利　彦	東京大学地震研究所助教授	過渡電流計測による発生メカニズムの研究	平成4年度
〃	小笠原　　宏	立命館大学助教授	孔道内電磁波観測研究	平成3年度～4年度
〃	木　下　正　高	東海大学助手	地電位差データ異常検出についての研究	平成2年度～4年度
〃	田部井隆雄	高知大学助手	ELF/VLF広帯域信号と地殻活動についての研究	平成3年度～4年度
〃	長　尾　年　恭	金沢大学助手	地電位差観測手法についての研究	〃
〃	酒　井　英　男	富山大学助手	断層近辺の地電位観測研究	〃
〃	上　嶋　　誠	東京大学地震研究所助手	地電位差集中観測研究	平成3年度～4年度(平成4年5月まで特別研究員)
〃	村　上　寛　史	京都大学ポストドクター	発生源同定の研究	平成2年度～4年度
外国人研究者	雷　　興　林	中国国家地震局地質学研究所（助理研究員）	地下水流動と電磁気現象の関係に関する研究	平成2年度～4年度
〃	関　　華　平	中国国家地震局分析予報中心	前兆電磁気変動の特性の研究	平成3年度
〃	趙　　志　新	中国国家地震局地球物理研究所（主任研究員）	地中電磁波放射の地域特性についての研究	平成3～4年度

中核国研職員，兼任職員等の別	研究メンバー	役　職　名	研究内容	研究期間
外国人研究者	銭　　書　清	中国国家地震局地球物理研究所（主任研究員）	地中電磁波放射の地域特性についての研究	平成3～4年度
〃	V.A.Morgunov	Institute of Physics of the Earth, USSR	電磁気現象の発生メカニズムの研究	平成3～4年度
〃	P.V.Manjgaladze	Institute of Geophysics Academy of Science of Geiergia	電磁気現象の発生源同定の研究	平成3～4年度
〃	O.A.Molchanov	Institute of Physics of the Earth, Acad. of Science of USSR	電界変動データの解析	平成4年度

II　研究の中間報告

以下は平成２，３年度に本研究課題のメンバーであった研究者又は（グループ）による，主として，平成４年３月までの研究の中間の取りまとめである。研究の終了時点までに，それぞれの担当研究課題ごとに明確な結論又は，次の段階への明らかな見通しを得られることが期待される。

Estimation of electric fields in the conducting Earth's crust for oscillating electric current dipole sources and implications for anomalous electric fields associated with earthquakes

Yoshimori Honkura and Yuri Kuwata*

Department of Earth and Planetary Sciences,
Tokyo Institute of Technology, Tokyo 152, Japan

Abstract

Electromagnetic radiation possibly associated with earthquake occurrences in the Earth's crust can be treated as a problem of electromagnetic induction within a conducting half-space representing the crust. We estimated the magnitude of the electric field near the Earth's surface for oscillating electric current dipole sources located at various depths. It then turned out that the electric field highly attenuates, as expected, and the source must be stronger than $10^5 Am$, even if it is located at a depth of several kilometers, for practically detecting signals at frequencies in the ULF range. We also examined the electric field near the Earth's surface for a box-car type source in uniform and non-uniform crust models. We found that the wave form of the source is rather well preserved in both models but signal amplitudes are very small and unlikely to be drastically enhanced even in a non-uniform crustal structure, although this discussion is based only on a specific non-uniform model.

1. Introduction

Anomalous electromagnetic radiation has often been reported in association with earthquake occurrences (Gokhberg *et al.*, 1982; Oike and Ogawa, 1986; Fraser-Smith et

* Present address: Matsushita Electric Industrial Co. Ltd., Osaka 570, Japan

al., 1990; Fujinawa and Takahashi, 1990). In some reports, even high-frequency signals appeared prior to deep earthquakes. Rock experiments show that electromagnetic waves are generated during rock fracture (Warwick, *et al.*, 1982; Yamada *et al.*, 1989), and hence it may be reasonable to expect electromagnetic radiation in association with earthquakes.

It must be remembered, however, that earthquakes occur in the crust and the Earth's crust is conducting; its conductivity ranges $0.1 \sim 0.001\ S/m$ in tectonically active regions (e.g. Rikitake and Honkura, 1985). Then high-frequency electromagnetic fields attenuate severely during propagation in the crust. Unless electromagnetic fields are strong enough to overcome such attenuation, it is very unlikely that electromagnetic fields can be detected near the Earth's surface, particularly for deep earthquakes.

In this paper, we attempt to estimate to what extent electric signals attenuate in the conducting crust for various source depths and frequencies, and discuss on the possibility of detecting anomalous electromagnetic radiation.

In the meantime, Varotsos and his coworkers have claimed that anomalous electric signals have often been detected prior to earthquakes in Greece (Varotsos and Alexopoulos, 1984a, b, 1987). In this case, one signal type is represented by a box-car function with the duration of some minutes. It is of some interest to examine whether such a wave form of the electric field reflects the source function without distortion of the original wave form during propagation in the crust. We also examine to what extent the electric field to be observed near the Earth's surface is enhanced by a heterogeneous conductivity structure, based on a rather simple model.

2. Formulation

Electromagnetic radiation associated with earthquake occurrences in the Earth's crust is treated as a problem of electromagnetic induction within a conducting half-space.

The electric field $\boldsymbol{E}(\boldsymbol{r})$ in the conducting half-space arising from the electric current

source $\boldsymbol{j}_s(\boldsymbol{r})$ is derived from

$$curl\ curl\ \boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}) - i\omega\mu\sigma(\boldsymbol{r})\boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}) = i\omega\mu\boldsymbol{j}_s(\boldsymbol{r})$$

where a time variation $e^{-i\omega t}$ is assumed, and μ denotes the magnetic permeability. If we assume a dipole source located at $\boldsymbol{r} = \boldsymbol{r}_0$, that is $\boldsymbol{j}_s(\boldsymbol{r}) = \hat{\boldsymbol{x}}_i\delta(\boldsymbol{r} - \boldsymbol{r}_0)$ where $\hat{\boldsymbol{x}}_i$ denotes a unit vector in the i direction, in a uniform conducting half-space, the problem becomes a rather popular one (e.g. Raiche, 1974; Weidelt, 1975). In this case the electric field is expressed as $\boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}) = \boldsymbol{G}_i(\boldsymbol{r}|\boldsymbol{r}_0)$. Here $\boldsymbol{G}_i$ is Green's tensor and its elements are given as

$$\begin{aligned}
G_{xx} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[-\frac{I_1}{2} + \frac{I_2}{2}\cos 2\phi + \frac{\partial^2}{\partial x^2}(\frac{e^{ikR}}{R}) + k^2\frac{e^{ikR}}{R}] \\
G_{xy} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[I_2\sin\phi\cos\phi + \frac{\partial^2}{\partial y\partial x}(\frac{e^{ikR}}{R})] \\
G_{xz} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[I_3\cos\phi + \frac{\partial^2}{\partial z\partial x}(\frac{e^{ikR}}{R})] \\
G_{yx} =& G_{xy} \\
G_{yy} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[-\frac{I_1}{2} - \frac{I_2}{2}\cos 2\phi + \frac{\partial^2}{\partial y^2}(\frac{e^{ikR}}{R}) + k^2\frac{e^{ikR}}{R}] \\
G_{yz} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[I_3\sin\phi + \frac{\partial^2}{\partial z\partial y}(\frac{e^{ikR}}{R})] \\
G_{zx} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[-I_3\cos\phi + \frac{\partial^2}{\partial x\partial z}(\frac{e^{ikR}}{R})] \\
G_{zy} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[-I_3\sin\phi + \frac{\partial^2}{\partial y\partial z}(\frac{e^{ikR}}{R})] \\
G_{zz} =& \frac{1}{4\pi\sigma}[-I_4 + \frac{\partial^2}{\partial z^2}(\frac{e^{ikR}}{R}) + k^2\frac{e^{ikR}}{R}]
\end{aligned}$$

where

$$\begin{aligned}
k^2 =& i\omega\mu\sigma, \quad R = |\boldsymbol{r} - \boldsymbol{r}_0| \\
I_1 =& \int_0^\infty \frac{\lambda}{s}(\lambda^2 + 2s^2 - 2s\lambda)e^{-s(z+z_0)}J_0(\lambda\rho)\,d\lambda \\
I_2 =& \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{s}(2s - \lambda)e^{-s(z+z_0)}J_2(\lambda\rho)\,d\lambda \\
I_3 =& \int_0^\infty \lambda^2 e^{-s(z+z_0)}J_1(\lambda\rho)\,d\lambda \\
I_4 =& \int_0^\infty \frac{\lambda^3}{s}e^{-s(z+z_0)}J_0(\lambda\rho)\,d\lambda \\
s =& \sqrt{\lambda^2 - k^2}
\end{aligned}$$

If an anomalous conductivity area exists, the electric field is perturbed as

$$\boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}) = \boldsymbol{E}_n(\boldsymbol{r}) + \int \sigma_a(\boldsymbol{r}_0)\mathcal{G}_{ij}(\boldsymbol{r}|\boldsymbol{r}_0) \cdot \boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}_0)\, \mathrm{d}\boldsymbol{r}_0$$

where

$$\mathcal{G}_{ij}(\boldsymbol{r}|\boldsymbol{r}_0) = \sum_{i,j=1}^{3} G_{ij}(\boldsymbol{r}|\boldsymbol{r}_0)\hat{\boldsymbol{x}}_i\hat{\boldsymbol{x}}_j$$

and $\boldsymbol{E}_n(\boldsymbol{r})$ is the electric field for the normal structure without the anomalous area. σ_a denotes the anomalous conductivity which is defined as the deviation of the conductivity from the normal one. A solution of this integral equation yields the electric field at the observation point.

3. Results for oscillating dipole sources in a uniform structure

For numerical estimation of the Green's tensor elements, we must numerically evaluate I_1, I_2, I_3, and I_4 for various parameter values. This type of integration can effectively be evaluated through the FHT (fast Hankel transform) algorithm (Anderson, 1979; 1982; 1984). In this section we show the results for a uniform Earth structure having a conductivity of 0.01 S/m with the z-coordinate positive downward. The source is assumed to exist beneath the origin of the coordinate system throughout this paper.

Figure 1 shows the magnitude of the electric field at a depth of 10 m for the frequency of 1 Hz and for different source depths: (a) the x component for an electric dipole in the x-direction, (b) the y component for a y-dipole, and (c) the x component for a z-dipole. Here the distance is measured along the x-axis from the origin of the coordinate system. Therefore, the distance can be understood as the *epicentral distance*, although we consider one particular direction only. One important conclusion is that the maximum level of the electric field expected even for a shallow unit dipole source (1 Am) is the order of $10^{-9} \sim 10^{-8}$ V/m.

Figure 2 shows the magnitude of the electric field at a depth of 10 m for the source depth of 5 km and various frequencies: (a) the x component for an electric dipole in

the x-direction, (b) the y component for a y-dipole, and (c) the x component for a z-dipole. This figure clearly shows drastic attenuation particularly at frequencies higher than 10 Hz.

4. Results for a box-car type source function in a non-uniform structure

We now examine the case of non-uniform crustal structure. In this case, we must slove the integral equation for the anomalous area. In practice, we divide the anomalous area into a number of blocks and the integral is replaced with the summation. Then we solve a resulting system of linear equations.

Figure 3 shows a model. We assume that the electric current source is located at the bottom of an anomalous prism having a conductivity of 0.1 S/m which is embedded in a uniform half-space of 0.01 S/m. Figure 4 shows a plan view of the model as well as locations of observation sites for which the electric field is estimated, although we show the results for sites 2, 3, and 4 only.

Figure 5 shows a wave form of the current source. We applied cosine bell tapering at both edges to avoid an abrupt change. This source is supposed to persist for 45 sec. We first derive a Fourier transform of this time series and calculate the electric field for respective frequecy constituents. Then we apply an inverse Fourier transformation to the electric field in the frequency domain and derive the electric field in the time domain.

Figure 6 shows the x components of the electric fields at 10 m depth beneath sites 2, 3, and 4 for the electric current dipole source oriented in the x direction. The solid lines indicate the electric fields for the uniform structure (0.01 S/m) and the dotted lines for the non-uniform structure as shown in Fig. 3. Figure 7 shows the x components of the electric fields for the dipole source in the z direction.

As seen in these figures, the wave form is somewhat distorted but basically the information of the source is preserved in the electric fields at observation sites. The

inhomogeneous conductivity structure enhances or reduces the observed electric fields by some factors, depending on sites and source orientation, but the effect is not so drastic, at least in the sense of *selectivity* in Varotsos and Lazaridou (1991). Even if the conductivity is increased further, or decreased instead, this conclusion basically holds. Drastic enhancement does occur in some cases but the magnitude is originally very small and the enhanced signal is still small.

5. Discussion and concluding remarks

The results of numerical calculations indicate that the electric field amounts to 10^{-10} V/m for a unit current dipole source in the ULF range, if the source is shallow and observation sites are close to the source. For practical observations in the field, signals should exceed 0.01 $mV/100$ m for them to be detected. Then in the ULF range, electric current dipole sources must be stronger than 10^3 Am. More generally, that is to say, for ordinary depths to the sources and distances to the observation sites, the electric field would be of the order of 10^{-12} V/m and hence current sources should be stronger than 10^5 Am.

Rock experiments suggest two plausible mechanisms for electromagnetic radiation. One is the piezomagnetic effect (Nitsan, 1977) and the charge due to this effect is estimated as 10^{-3} Cm^{-2} at the time of fracture of quartz (Yamada, 1990). The other is a change in lattice structure during fracture, and the estimation of charge on the fracture surface ranges from 10^{-7} to 10^{-2} Cm^{-2} (Ogawa *et al.*, 1985; Yamada, 1990).

Let us now try to make a rough estimation of the intensity of a current source for these mechanisms. Suppose that the characteristic size of the source is 1 km and the characteristic time is 1 *sec*. The whole volume would not be subject to fracture and we now suppose that the effective fracture is 1 %. These would be reasonable for fracture associated with a moderate earthquake. Then the intensity of current source amounts to $1 \sim 10^5$ Am. We therefore conclude that the possibility of detecting an anomalous electric signal in the ULF range is marginal at best, as long as electromagnetic waves

are considered to originate at the focal area and propagate in the conducting crust.

References

Anderson, W. L., 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. Geophysics, 44: 1287–1305.

Anderson, W. L., 1982. Fast Hankel transforms using related and lagged convolutions, ACM Trans. Math. Software, 8: 344–368.

Anderson, W. L., 1984. Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion. Geophysics, 48: 1671–1686.

Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A., and Villard, O. G., 1990. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta Earthquake. Geophys. Res. Lett., 17: 1465–1468.

Fujinawa, Y. and Takahashi, K., 1990. Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989. Nature, 347: 376–378.

Gokhberg, M. B., Morgunov, V. A., Yoshino, T., and Tomizawa, I., 1982. Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. J. Geophys. Res., 87: 7824–7828.

Nitsan, U., 1977. Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing rocks. Geophys. Res. Lett., 4: 333–336.

Ogawa, T., Oike, K., Miura, T., 1985. Electromagnetic radiations from rocks. J. Geophys. Res., 90: 6245–6249.

Oike, K. and Ogawa, T., 1986. Electromagnetic radiation from shallow earthquakes observed in the LF range. J. Geomag. Geoelectr., 38: 1031–1040.

Raiche, A. P., 1974. An integral equation approach to three-dimensional modelling. Geophys. J. R. astr. Soc., 36: 363–376.

Rikitake T. and Honkura, Y., 1985. Solid Earth Geomagnetism, Terra Sci. Publ. Com./ D. Reidel Publ. Com., 384pp.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984a. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. Tectonophysics, 110: 73–98.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984b. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude. Tectonophysics, 110: 99–125.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1987. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, III. Tectonophysics, 136: 335–339.

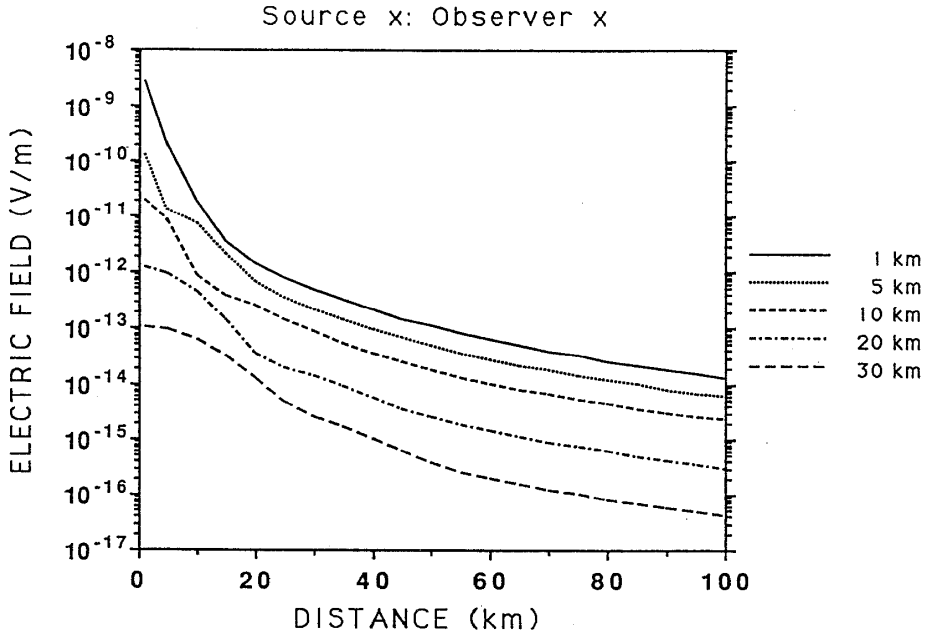
Varotsos, P. and Lazaridou, M., 1991. Latest aspects on earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. Tectonophysics, 188: 321–347.

Warwick, J. W., Stoker, C., and Meyer, T. R., 1982. Radio emission associated with rock fracture: possible application to the Chilean earthquake of May 22, 1960. J. Geophys. Res., 2851–2859.

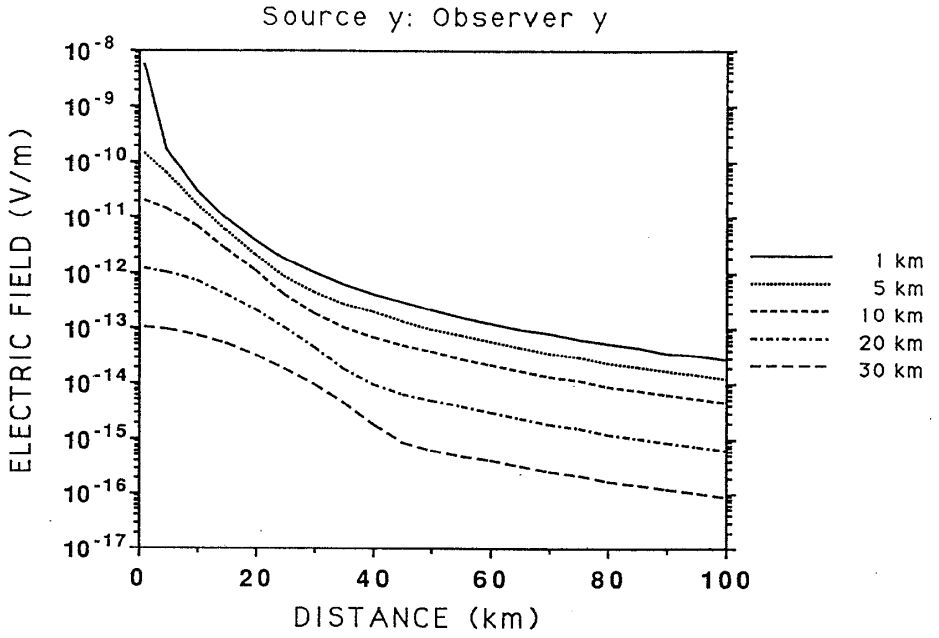
Weidelt, P., 1975. Electromagnetic induction in three-dimensional structures. J. Geophys., 41: 85–109.

Yamada, I., 1990. Sources of elecromagnetic emission associated with rock fracture. Proc. Conductivity Anomaly Symp. 1990: 39–48 (in Japanese).

Yamada, I., Masuda, K., and Mizutani, H., 1989. Electromagnetic and acoustic emission associated with rock fractures. Phys. Earth Planet. Interiors, 57: 157–168.

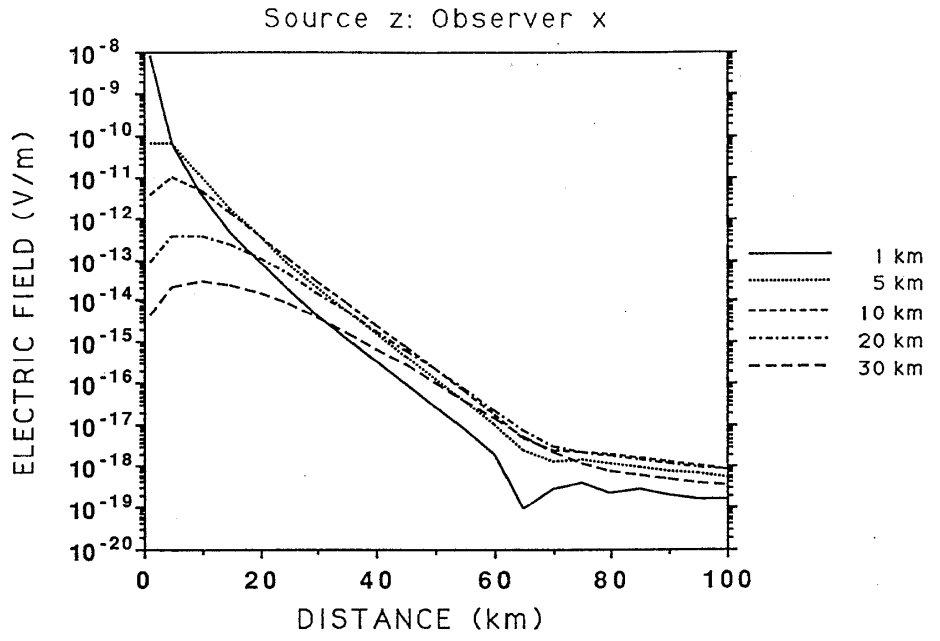


(a) the x component for an electric dipole in the x-direction.



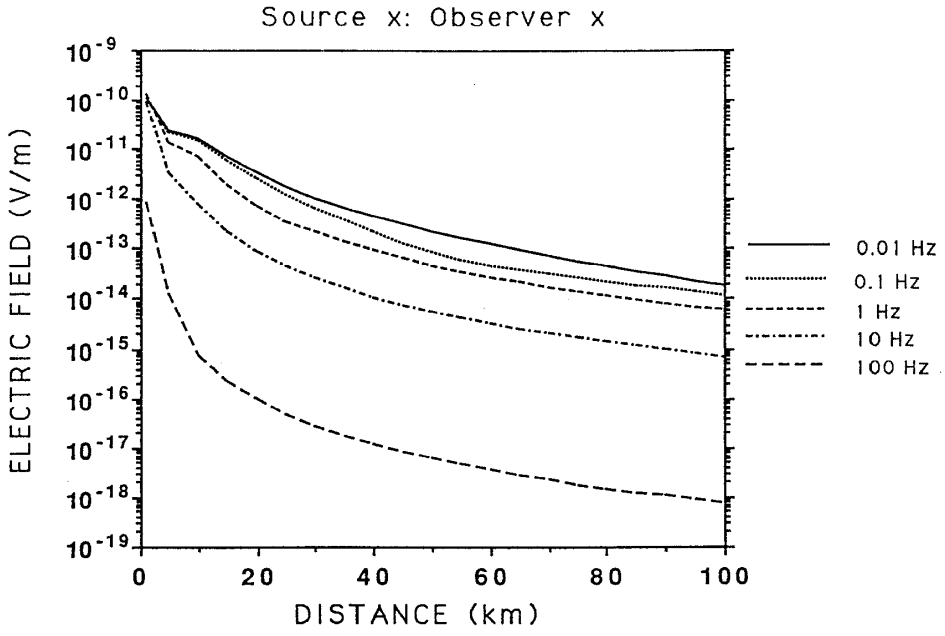
(b) the y component for a y-dipole.

Fig. 1. The electric field at a depth of 10 m, as a function of the distance, for the frequency of 1 Hz and various depths of a unit source (1 A/m).



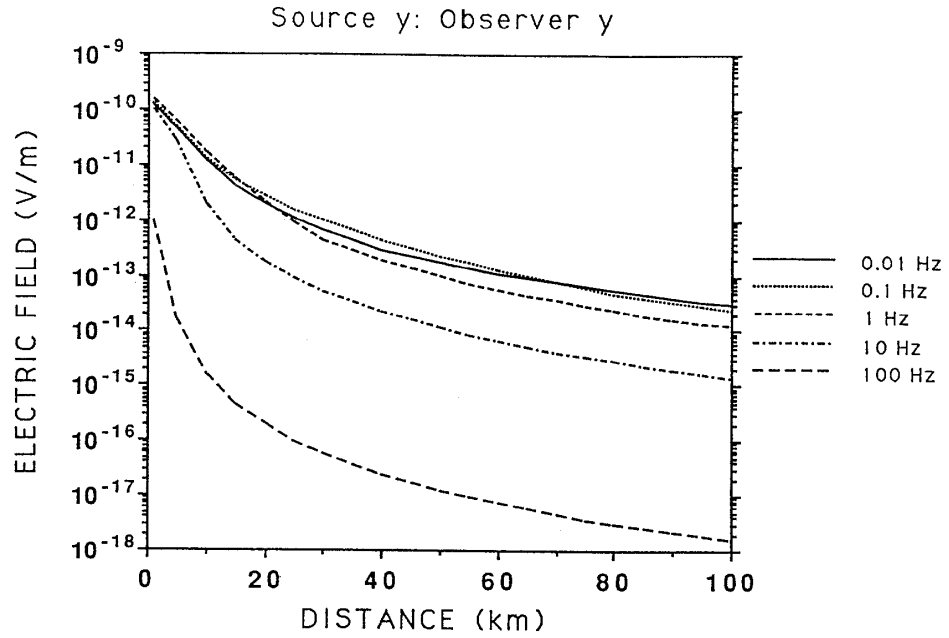
(c) the x component for a z-dipole.

Fig. 1. (continued)

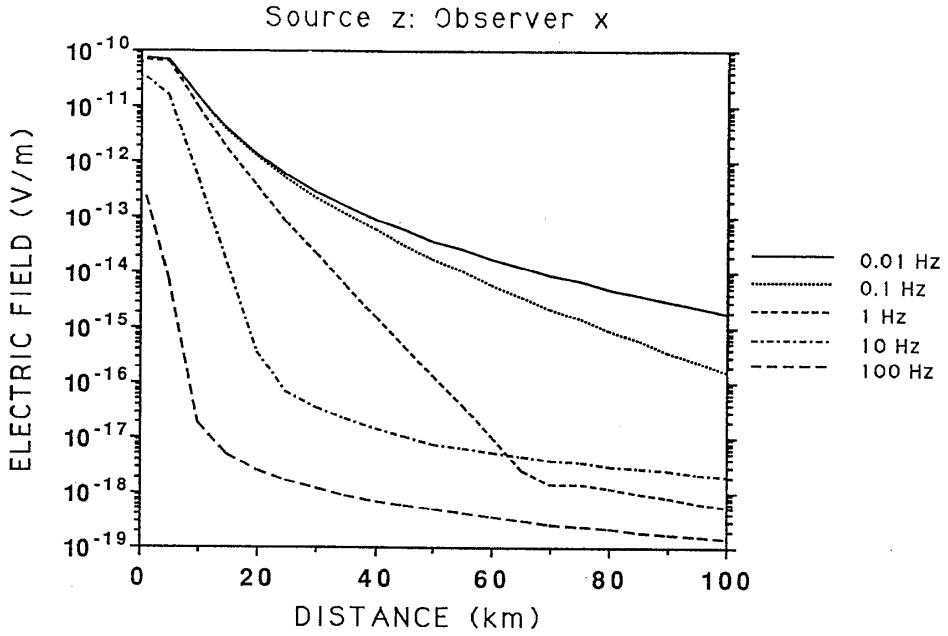


(a) the x component for an electric dipole in the x-direction.

Fig. 2. The electric field at a depth of 10 m, as a function of the distance, for a unit source (1 A/m) at the 5 km depth and various frequencies.



(b) the y component for a y-dipole, and



(c) the x component for a z-dipole.

Fig. 2. (continued)

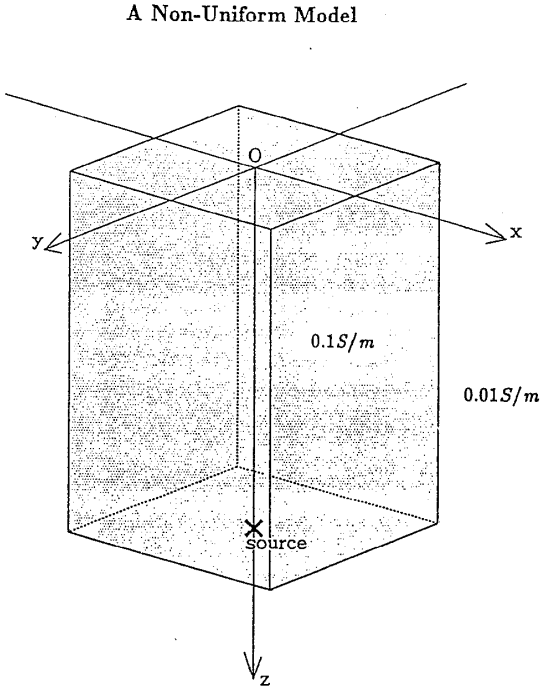


Fig. 3. A non-uniform crust model. The source is located at the bottom of the conducting prism. The depth of the source is 18 km.

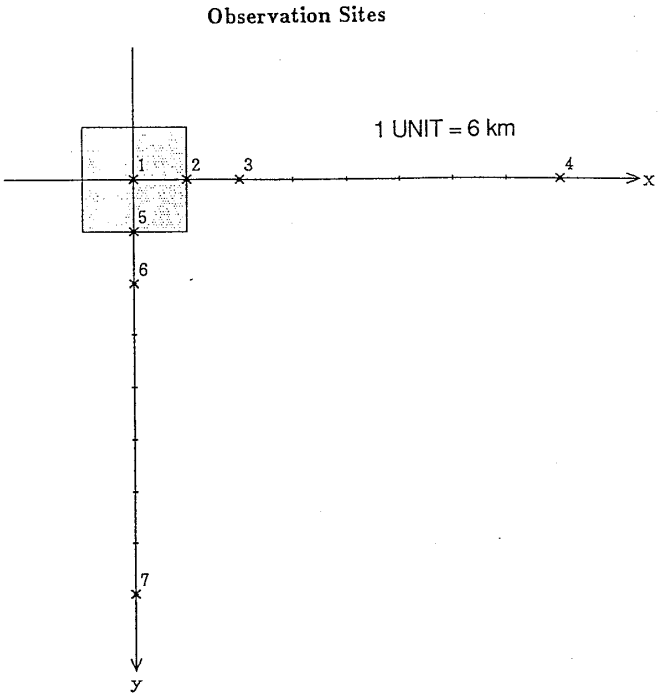


Fig. 4. A plan view of the model and locations of observation points at which the electric field is evaluated.

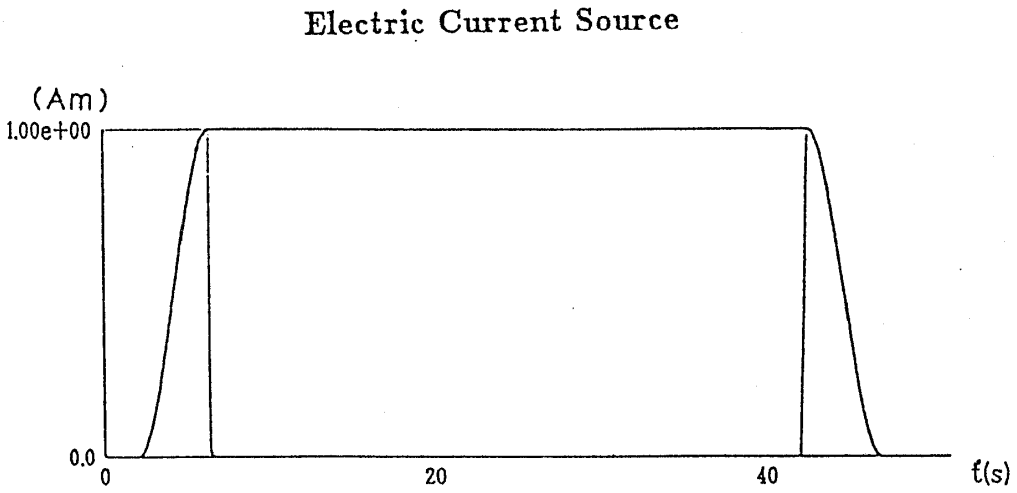


Fig. 5. The elecrtric current source function. The source is assumed to last for 45 *sec.*

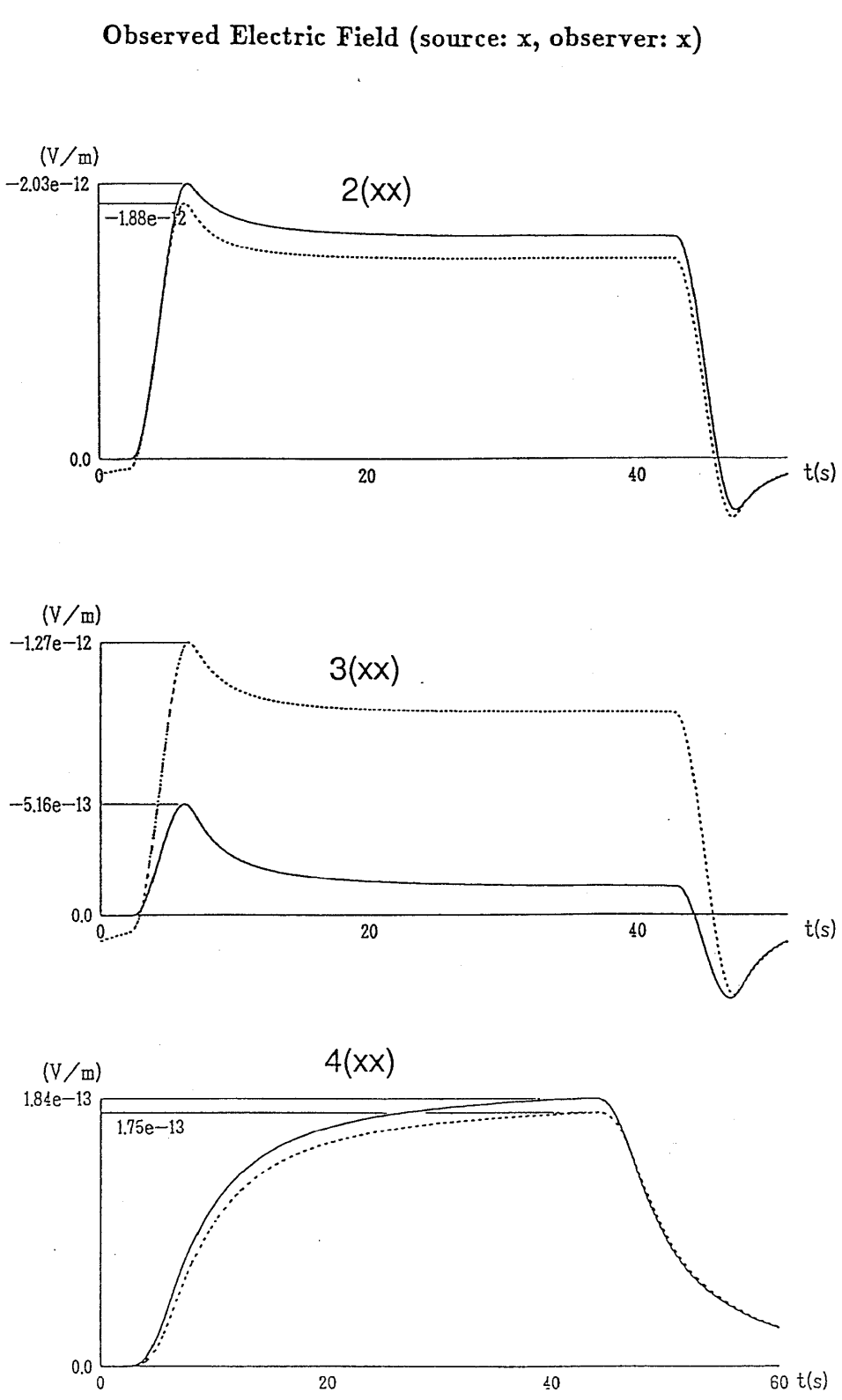


Fig. 6. The x components of the electric fields at 10 m depth beneath sites 2, 3, and 4 for the electric current dipole source (shown in Fig 5) oriented in the x direction.

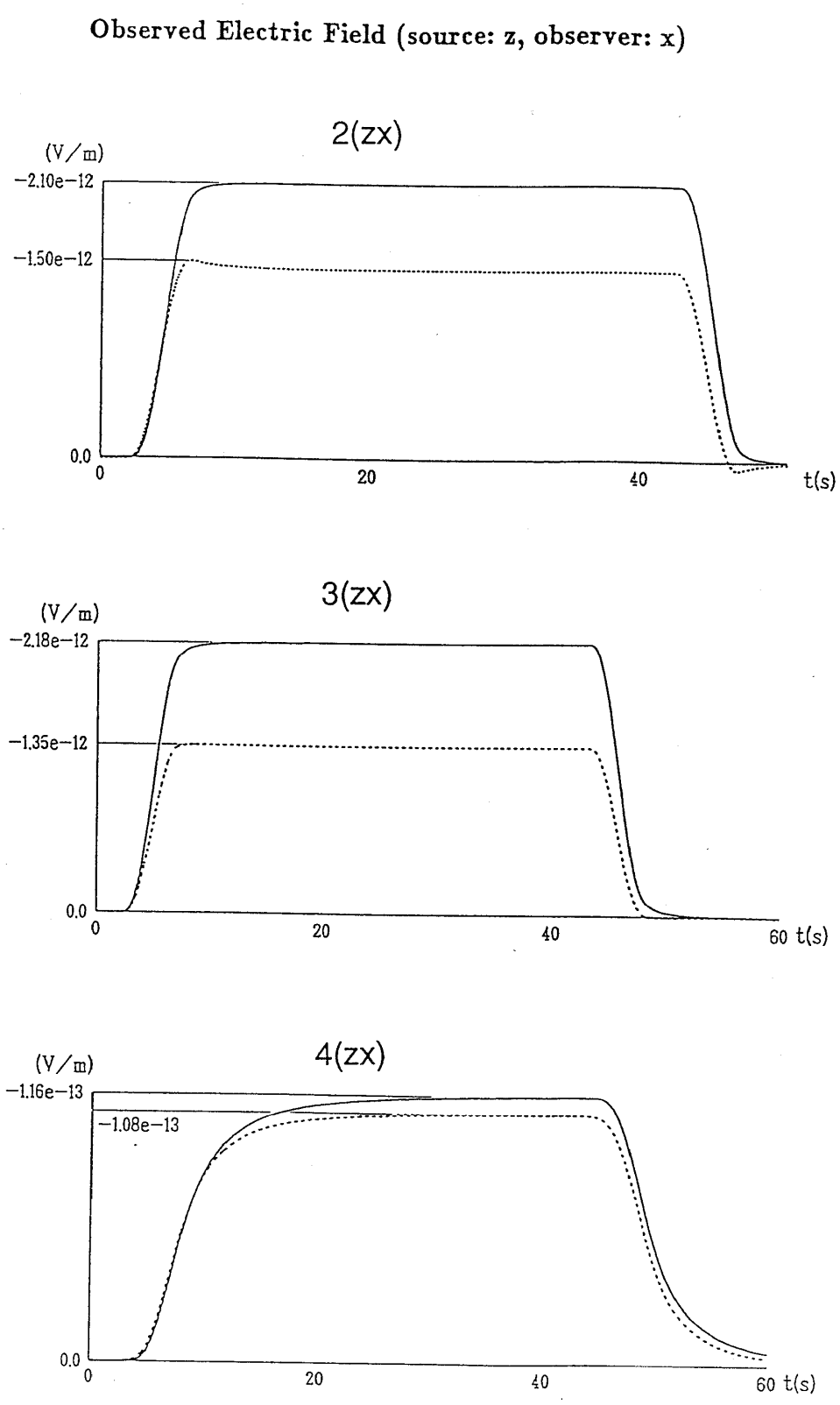


Fig. 7. The x components of the electric fields at 10 m depth beneath sites 2, 3, and 4 for the electric current dipole source (shown in Fig 5) oriented in the z direction.

地殻破壊の前兆としての電磁波放射の特性に関する研究

Electromagnetic Radiation Phenomena as a Precursor to Crustal Rupture

室内岩石破壊実験による電磁波放射特性の研究

Studies on Geoelectric- and Geomagnetic Phenomena by means of Laboratory Rock Fracturing Experiments

(1) 応力を受けた岩石の電位差変化

Change of Electric Potential in Rock under UniaxialCompression.

工業技術院 地質調査所
西澤 修・石戸 経士・雷 興林
Geological Survey of Japan
Osamu Nishizawa Tsuneo Ishido, and
Xinglin Lei (STA fellow)[1]

(Abstract) We measured change of electric potential during uniaxial compression of Inada granite saturated by water or electrolytic solutions. Measured was the potential difference between two electrodes located at different sites of the cylindrical rock surface: one at the middle part and the other, close to one of the ends. We expect many microfractures at the middle part of the sample when the rock sample is under large differential stresses. The main target of this experimental study is to observe change of the electric potential associated with generation of microfractures and to interpret mechanisms of the potential change. We also aim to observe effects of ion species on the change of electric potential because the fresh surface of microfracture is chemically very active and reacts with ions in the electrolytic solutions. It is expected that microcracks radiate charged particles and thus affect the change of electric potential, and electrokinetic phenomena caused by the ζ-potential (electrokinetic potential) result in changes of the electric potential.

Samples were coarse grained Inada granite with 50 mm in diameter and 100 mm in length. The samples were put into a vessel evacuated by rotary pump for 4-6 hours and then water was replaced into the vessel to saturate the rock sample. The surface of the sample was coated with silicon rubber to prevent evaporation of water. We used silver-silver chloride electrodes which consist of silver mesh coated with silver chloride and immersed into 0.1 mol/l KCl solution. The electric potential between two electrodes was measured by an electrometer with internal resistance $10^{12}\Omega$.

Load strain and acoustic emission activities as well as the electric potential were measured simultaneously. A cyclic loading of three differential stress levels were performed. Stress levels were kept constant for 20 - 30 min: the low level where most of the pre-existing microcracks in the rock sample tend to close, the intermediate level where new fractures appear accompanying acoustic emissions, and the high level where acoustic emission activity is very high and is close to the strength of the rock sample.

[1] 中国国家地震局地質研究所: Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, China

The absolute value of the change of the electric potential suggests that it is affected by the concentration of solution; high concentrations gave small changes whereas low concentrations gave large changes. In the low stress levels the potential changes only small amount enhancing the difference between two electrodes. In the intermediate stress levels the potential changes to both positive and negative directions affected by ion species and concentrations of the solutions. ζ-potential plays an important role in these changes. This suggests that some electrochemical reactions are occurring at the interface between solutions and fracture surfaces. Since the change of electric potential associated with microcrack generation is affected by ion species of the solution, we must consider various combinations of rock species and electrolytic solutions. This obviously results in very complicated features in the changes of electrical potential and also affects the magnitudes of the potential change. The selection rule on which local points are assigned as sensitive regions of earthquake precursor is often manifested in observing changes of electric potential. We consider that this rule is one of the manifestation of the electrochemical reaction or electrokinetic phenomena associated with microcrack generation which is resulted from interactions between rock and groundwater.

1．研究目的

(1) 研究目的

地殻の破壊には、前兆として内部での応力の蓄積がある。応力の蓄積は岩石内部に割れ目を発生させる。岩石のような不均質な物質では、差応力を急激に解放するような主破壊が何の前兆もなく生じるのではなく、事前に微小な割れ目が数多く発生する。前兆として発生する微小割れ目による電位の変化を観測しメカニズムを明らかにすることによって、地殻破壊の前兆としてしばしば観測されている自然電位の変化の原因を明らかにすることが本研究の目的である。

(2) これまでの研究とその問題点

Scholz *et al.* (1973) は、岩石中の微小割れ目が岩石の物性に大きな影響与えることに注目し、弾性波速度の変化など地球物理的観測で認められる地震の前兆現象が地殻内部の岩石の微小割れ目に起因すると考えた。岩石の割れ目に関係した物性変化は地震前兆現象の原因を探る有望なてがかりと考えられ、これまで多くの研究者の注目を集めてきた。岩石中の微小割れ目の発生は、アコースティックエミッション（acoustic emission 以下 AE と略記）と呼ばれる弾性波の発生によって調べることができる。割れ目の発生と同時に、ラドンや水素など気体の特異的発生 (加藤ほか 1985, 1989)、荷電粒子や光の発生 (Enomoto and Hashimoto 1990; Brady and Rowell 1986)、電位の変動 (石戸ほか、1978) などが観測される。

ところで、地下の岩石は一般に水を含んでいるので、これらの現象は自然の場では水の関与した系として考える必要がある。野外で観測される地震の前兆としてのさまざまの変化も、水の関与した系を考慮して矛盾なく説明される必要がある。地下に存在する水は溶液として多種のイオンを含んでいる。溶液はそれが接触している鉱物との間でさまざまの電気化学反応を起こすが、電位はこの影響を強く受ける。

自然の電位変化の原因には次のようなものが考えられる。i) 上層からの電波によって誘導される地下電流、ii) 地下水の流動、iii) 地殻の状態が変化による岩石内での電荷発生、iv) 岩石の比抵抗変化に起因する電位の変化、などである。

まず、i) は電磁波に誘導されるので、電磁波とおなじ周波数でレスポンスする。したがって、

異なった地点間での電位差と磁場の変動を同時に測定すれば原因を明らかにすることができる。この現象は、MT 法（magneto-telluric 法）として地下構造探査、資源探査に利用され、観測法・解析法の研究も進んでいる。ii) は水の流動が電荷の移動を伴うもので、圧力差や重力による水の流動の他に、電気的な力も関係したカップルドフローが作り出される。水の中のイオンはプラス，マイナスのいずれかが鉱物の表面付近に集まる。集まるイオンの極性は、鉱物とイオンの種類によって決まるが、一般的には鉱物表面がマイナスに帯電し、それと対になったプラスイオンが鉱物表面付近に集まる。粘性のため鉱物表面付近は水の流動がなく、表面付近のイオンも移動しない。しかし、表面から離れた部分の水は流動する。このとき、表面近傍の水が静止した部分と水の流れの中央部との間に電位差が生じ、これをζ-電位（ツェータ電位）と呼ぶ。通常、ζ-電位はマイナスで、水の流動の方向にプラスイオンが運ばれる。iii) は鉱物の圧電性（ピエゾ電気）や、点欠陥などが電荷発生の原因となる場合と、割れ目の発生に伴ってエクソエレクトロンなど荷電粒子が放出される場合とがある。いずれにせよ、これらは固体（鉱物）自身に電荷発生の原因があり、これが電位差変化として観測されると考えられている。iv) はなんらかの原因で地下を流れている電流が比抵抗の変化によって電位変化をもたらすものであり、i) と同様に受動的なものである。

以上の 4 つは、いずれも地震発生前の地殻の状態変化と関係づけられるものである。これらのメカニズムは、ひとつだけで観測される電位変化を引き起こすのではなく、相互に関係しているかも知れない。ここでは、応力によって含水岩石の内部にクラックが発生する場合、電位変化の大きさ、極性、溶液の化学的性質との関係などを実験によって明らかにし、発生する電位変化のメカニズムについて考察する。

2．研究方法

研究方法は室内における岩石の変形・破壊実験である。実験に用いた試料と機器構成を 図-1 に示す。実験には円柱に整形した花崗岩試料を用いた。電位差は試料中心部と端部に近い部分との間で測定した。マイクロクラックは試料中心部に多く発生するので、中心部と端部近傍との間でマイクロクラックの発生量が異なり、これに伴う電位差の発生が期待できる。電極は次のようにして作成した。銀線を中心としてその周囲に幅約 5 mm 程度の帯状の銀網を巻き込み、これに Ag_2O と AgCl を 2 : 1 で混合したものに蒸留水を加え糊状にして銀網にしみこませ、350 ℃ で焼成する。この処理によって銀網の表面積を増し、安定な電極とする。岩石表面に絶縁物の小さな容器をとりつけ、ここに KCl 0.1 mol/l 水溶液を満たしてこの中に銀網を完全に浸す。この種の電極は応答が遅く、電磁波の発生に伴う変化などの高速現象をとらえることはできないが、試料の変形やマイクロクラック発生によって岩石の表面が変化した場合でも、溶液を介して岩石と接触しているので、接触状態が変形によって変わることがないという利点がある。電位差の測定にはケイスレー社のエレクトロメータを用いた。エレクトロメータの内部抵抗は 100 GΩ で、微小な電位変化を高感度で測定することができる。

試料は稲田花崗岩で、径 50 mm，長さ 100 mm に整形されている。表面にはシリコンゴムを塗布し、表面からの水の蒸発を防ぐ。岩石は密閉容器に入れられ、ロータリー式真空ポンプで 3～5 時間吸引されたのち、容器の内部を水 (水溶液) で置換する。これによって岩石内部の割れ目に水 (水溶液) が飽和される。実験に用いた蒸留水は、電気伝導度が 1.8 μS/m である。飽和後の容器に残った蒸留水は、12 mS/m となっており、飽和前のものより大きい。これは、岩石からのイオンが溶け出したためであると考えられる。水溶液は、KCl 水溶液　0.1, 0.01, 0.001 mol/l、$Al(NO_3)_3$ 水溶液 10^{-4}, 10^{-5} mol/l を用いた。電極中の KCl 0.1mol/l 溶液は実験開始 12 時間前

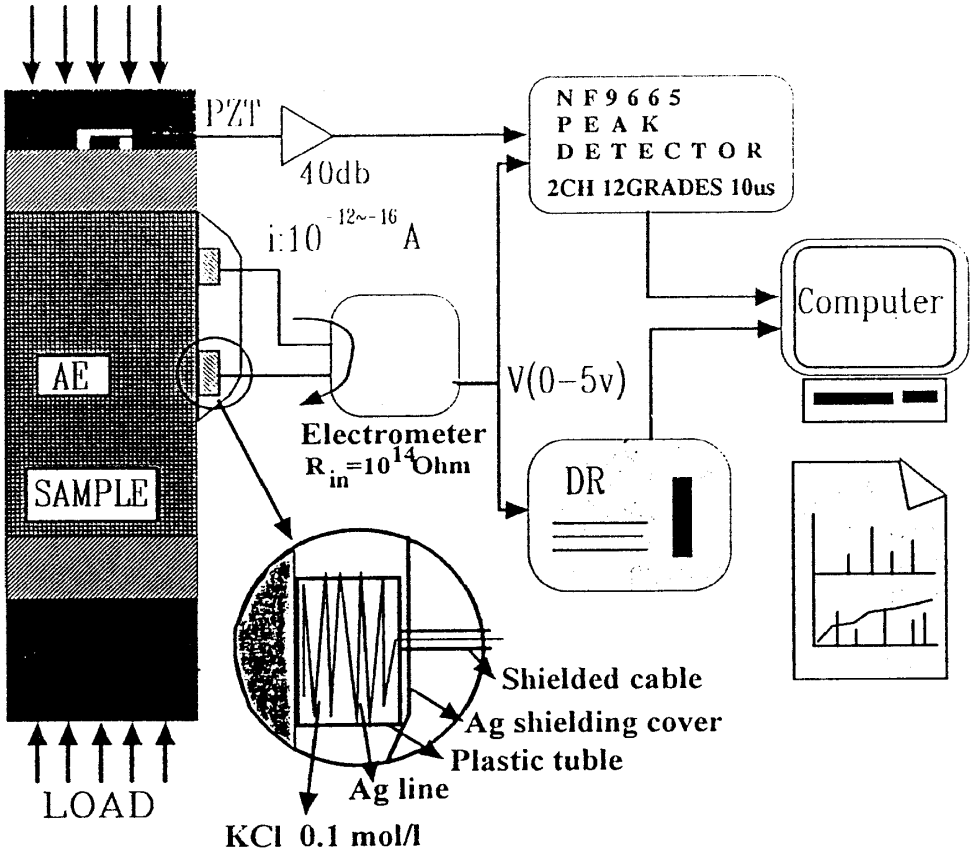


図-1. 実験サンプルと測定システム
FIG.1 A schematic diagram of sammple assembly and a measurement system.

に電極用容器に注入される。岩石の変形破壊実験は、1軸圧縮応力下で行った。試験機と試料との間の電気的絶縁をとるため、アルミナ製のエンドピースを用いた。エンドピースにはAE検出のための圧電素子を取り付けた。40 dBのアンプで増幅した後の最大振幅が10 mV以上のAEについて5秒ごとの発生頻度が記録される。岩石にはひずみゲージが取り付けられており、実験前に1 MPa程度の軸応力を加えて初期ひずみを測定し、試料が均等に圧縮されるよう試料位置が調整される。ひずみゲージには電流が流れるため、電位差測定に影響をおよぼすことがある。ひずみゲージを流れる電流が電位の測定に大きな影響を及ぼすときには、試料が均等に圧縮されているのを確認したのち、ひずみゲージのリード線を切り離し、ひずみゲージに電流が流れないようにする。この場合ひずみは測定されない。

次に述べるようなサイクル型の繰り返し応力を試料に与えた。まず、一定の上昇速度で差応力をある値まで上昇し、その後20 ～ 30分間一定に保持した後、一定の速度で低下させ、先の最高値より25 MPa低い値に20 ～ 30分間保持する。次に、再び差応力を上昇させて一定差応力に保持するが、この差応力は先の最高値よりも高い。こうして各サイクルでの最高差応力をそれぞれ、50, 100, 150 MPaとする。150 Mpaでも岩石が破壊しない場合は、AE発生状況をみながら最高差応力を上げてサイクルを繰り返す。ただし、最高差応力が150 MPaを越えた場合には、稲田花崗岩はすでにダイラタンシー状態に入っており、マイクロクラックの量も多くなっているので、最高差応力は以前のサイクルの最高値より約10 MPaずつ高くする。

以上のような応力条件で次の点について計測する。1) 実験前の自然な電位差、2) 差応力の上昇にともなう電位差変化の傾向とその大きさ、3) 応力が一定に保たれた後の電位差変化の傾向と大きさ、である。1) はバックグラウンドとしての電位差を与えるが、電極の設置状況などによって個々のサンプルで僅かに異なる。2) はマイクロクラックの閉鎖や新しい割れ目の発生と電位差との関係を示唆すると考えられ、この結果から電位変化のメカニズムを考察することが本研究の主なねらいである。3) は電位差変化に関係したプロセスの緩和時間を見るためで、これから電位変化のメカニズムについてのてがかりを得る。

3．研究成果

(1) 実験結果

結果を 図-2 a～f に示す。図に示されているのは、試料中央部と端部との間の電位変化、差応力および AE の活動度で、それぞれ、Potential, LOAD, AE Rate で示されている。a ～ c はそれぞれ KCl 濃度が 0.1, 0.01, 0.001 mol/l の場合で、d は $Al(NO_3)_3$ 10^{-4} mol/l の場合である。

応力変化に対する電位変化の幅は mV 以下のオーダーである。また、実験中のドリフトが大きなものもある。ドリフトの原因は特定できないが、電極の状態が不完全であったこと、あるいは気温や湿度の影響が考えられる。これについては、さらに詳しく調べる必要がある。実験結果から、おおむね以下のような傾向をよみとることができる。

(i) 電位差変化の絶対量

KCl 溶液では、イオン濃度が大きなものは実験全体を通じて電位差変化が小さい。イオン濃度が大きければ、水を含んだ岩石の電気伝導度が大きいので、このことは岩石の電気伝導度が関与している可能性がある。

(ii) 電位差変化の極性と応力変化

電位差変化に長時間のドリフトが見られるものもあるので、実験結果は電位差変化の傾向を確定するため十分に質のよいものとはいえない。以下では、差応力に対する岩石変形応答の違いをもとに、岩石の状態を以下のように分ける。

まず、実験を始めた直後の低い差応力では、岩石の端部、中心部ともに圧縮される。このとき、割れ目の面が差応力軸にほぼ直行するクラックが閉鎖する。クラックの閉鎖に伴い電気伝導度は小さくなる。次に、約 50 MPa 以上の差応力になると、 AE がさかんに発生し、新しい割れ目が多く発生する。したがって、50 MPa を境とした低い差応力と高い差応力では電位差変化を生じるメカニズムが異なる可能性がある。さらに、破壊直前には岩石表面に多くの割れ目が発生して、電極周囲の接触状況が乱れることが考えられるので、破壊直前の電位差変化にも注目する。表-1 は以上の差応力の各段階について電位差変化のまとめである。

50 MPa 以下の低い差応力では、電位差は初期の電位差を大きくする側へと変化する。差応力によって潜在的に存在するマイクロクラックが閉鎖すると考えれば、岩石の電気伝導度は小さくなる。両電極間に自然な電位差が存在し、両極間を流れる電流の量が変わらないとき電位差は大きくなる。変化の方向は中心部と上部との飽和度のわずかな違いに関係した初期電位差をさらに大きくするものである。50 MPa 以上の高い差応力では、純水では変動の極性がプラスとなる。この変動の方向は、中心部の電位が低くなることを意味する。いっぽう、$Al(NO_3)_3$ 10^{-5}, 10^{-4} mol/l 溶液では変動の極性がマイナスとなっており、中心部の電位が高くなる。

50 MPa 以上の高い応力では試料中心部にマイクロクラックが多数発生していることが、 AE

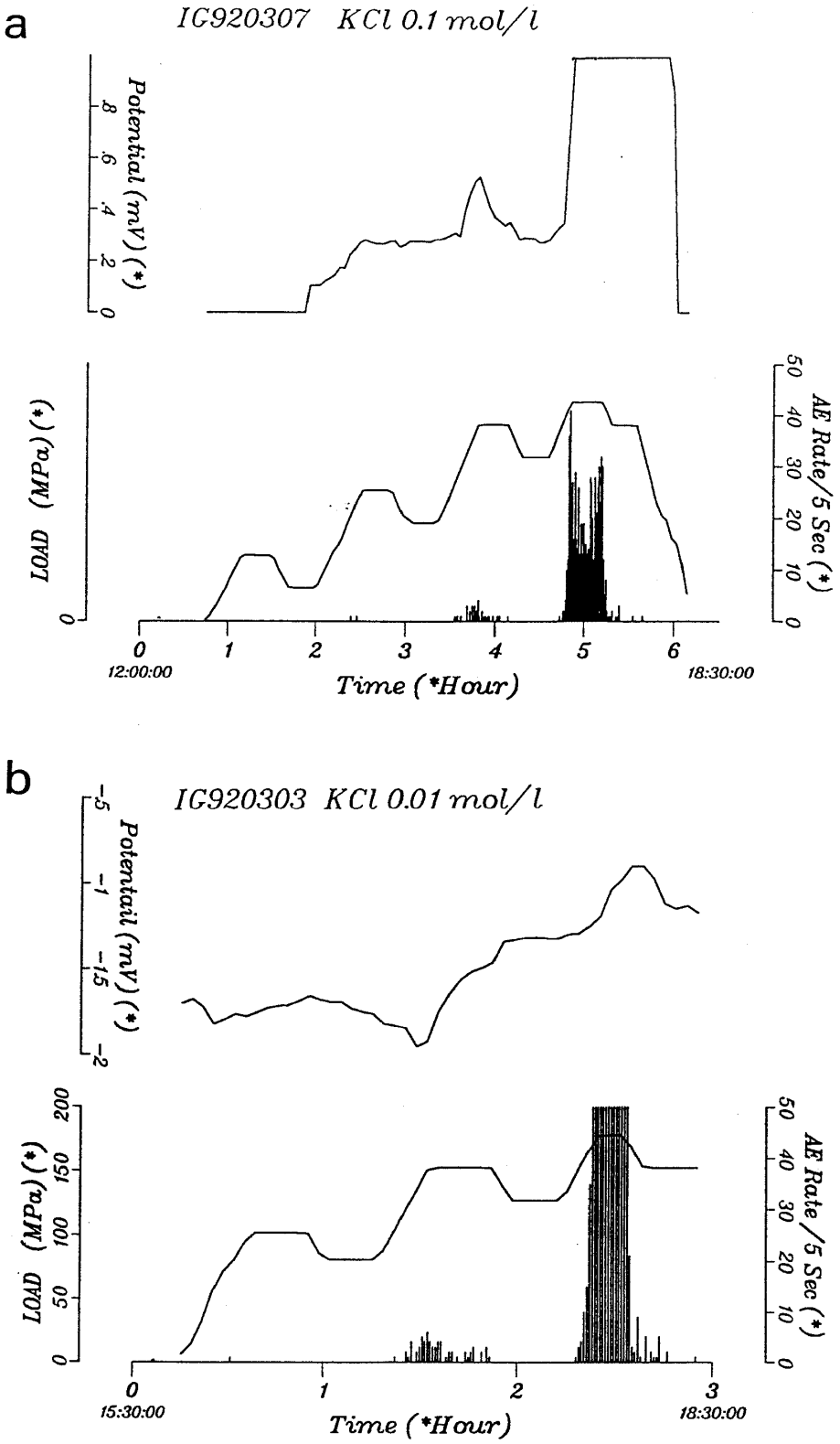


図-2. 実験結果：電極間の電位差、差応力、AEの活動度が示されている。

FIG.2 Experimental results. The potential between two electorodes, differential stress, and AE conts per 5 seconds are shown.

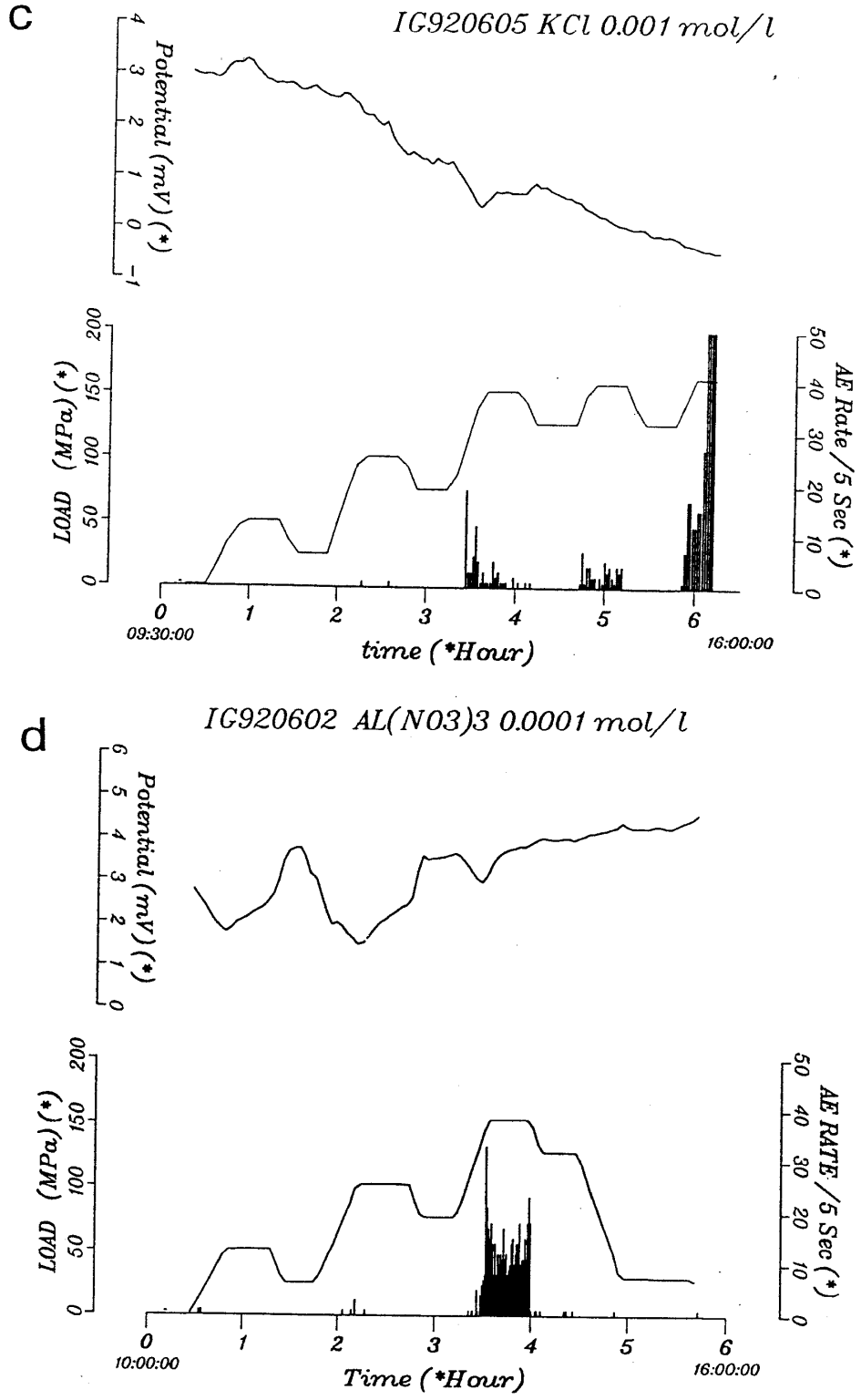


図-2 c, d. 実験結果：電極間の電位差、差応力、AE の活動度が示されている。

FIG. 2 c, d. Experimental results. The potential between two electorodes, differential stress, and AE conts per 5 seconds are shown.

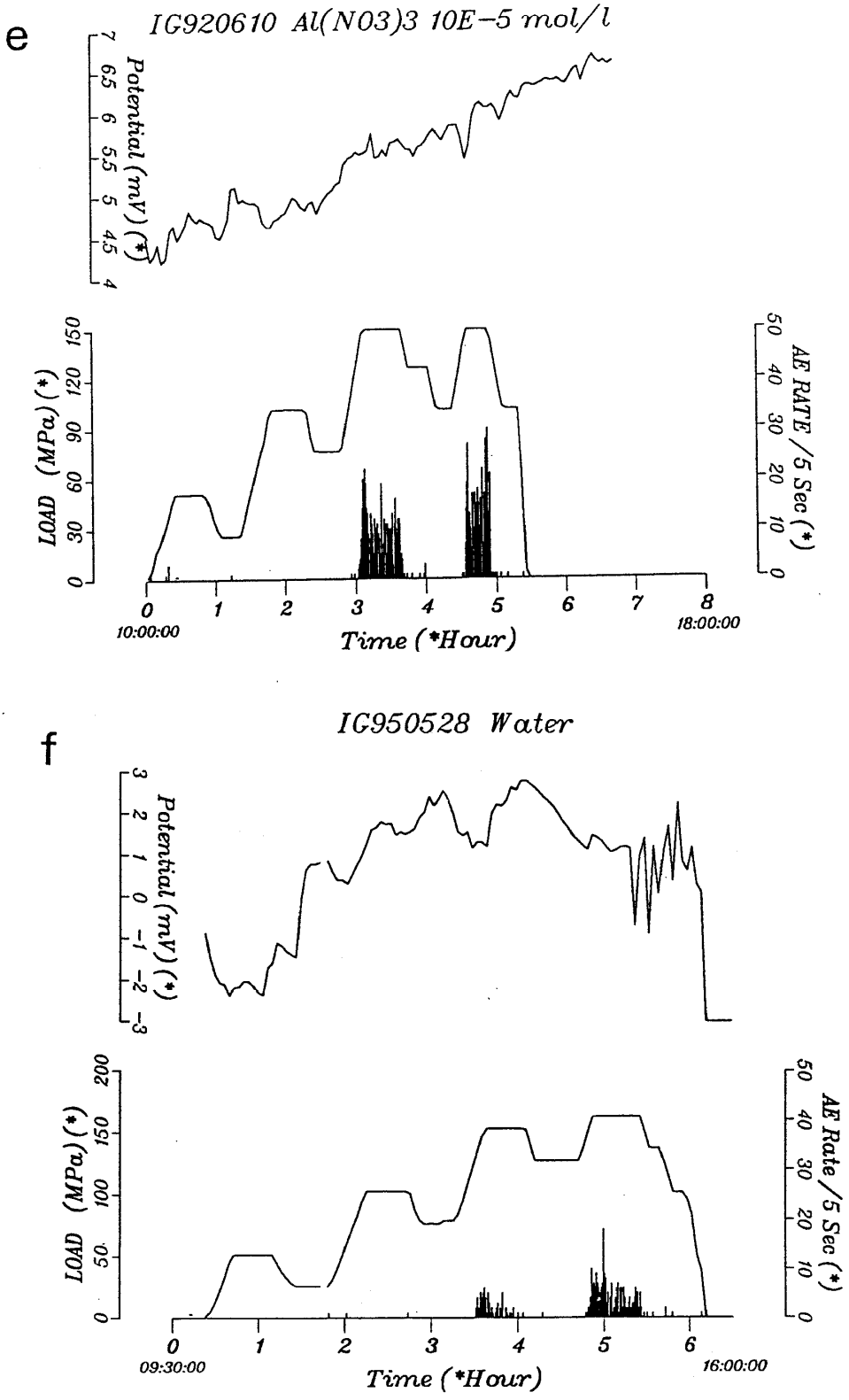


図-2 e, f. 実験結果：電極間の電位差、差応力、AE の活動度が示されている。

FIG.2 e, f. Experimental results. The potential between two electorodes, differential stress, and AE conts per 5 seconds are shown.

溶液の種類 濃度 (mol/l) concetration	KCl 0.1	KCl 0.01	KCl 0.001	$Al(NO_3)_3$ 10^{-4}	$Al(NO_3)_3$ 10^{-5}	純水 water
<～50 MPa での変化 change at <50 MPa	+ <0.5 mV	− <0.5 mV	+ <～0.5 mV	− ～ 1 mV	− <0.5 mV	− ～1 mV
>～50 MPa での変化 change at >50 MPa	+ 0.2 mV	+ 0.3 mV	− ～1 mV	− ～ 2mV	− ～ 0.5 mV	+ ～ 3 mV
破壊直前の変化 Change before the rupture	急激に Suddenly +	+	?	?	?	変動大 unstable
石英に対する ζ-電位 ζ-potential against quartz	−	−		+	+	−
緩和時間 relaxation time	緩和時間は本実験範囲内では不明 Uncertain					

表-1. 実験結果のまとめ
TABLE 1. Summary of experimental results. Polarity and magnitude of potential change are shown.

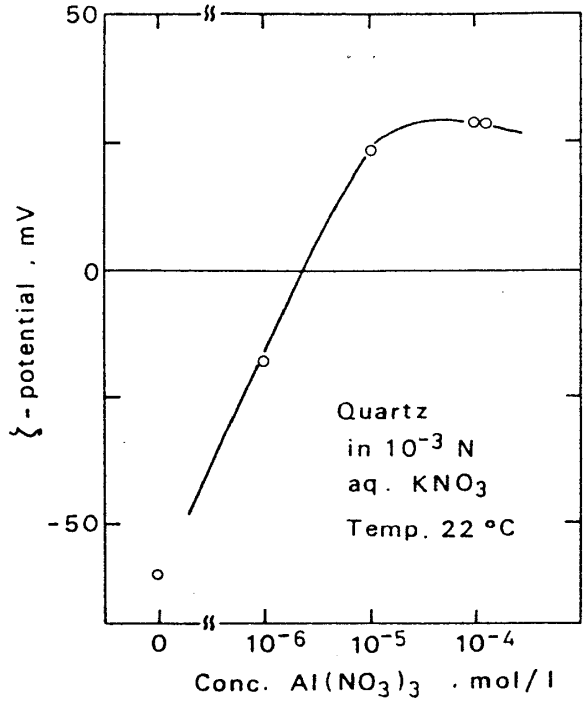


図-3. $Al(NO_3)_3$ の濃度に対するζ-電位の変化 (Ishido and Mizutani 1981 による)。
FIG.3 Change of the ζ-potential with respect to concetration of $Al(NO_3)_3$ (after Ishido and Mizutani 1981). The polarity of ζ-potential changes between 10^{-5} mol/l and 10^{-6} mol/l.

やひずみの計測からあきらかになっている。したがって、高い応力での電位差変化は、試料中心部でのマイクロクラックの発生によるものであると考えられる。上に述べた結果は、純水ではマイクロクラックの多い部分の電位が上昇し、$Al(NO_3)_3$ 10^{-5}, 10^{-4} mol/l 溶液ではマイクロクラックの多い部分の電位が下降していることを意味する。また、KCl 溶液では 0.001 mol/l と 0.01 mol/l を境に傾向が変化している。Ishido and Mizutani (1981) によれば、石英に対するζ-電位の値は純水がマイナスとなるのに対し、$Al(NO_3)_3$ 10^{-5}, 10^{-4} mol/l 水溶液はプラスとなることがわかっている (図-3)。したがって、10^{-4}, 10^{-5} mol/l と純水とで極性が違うのは、それぞれでζ-電位の極性が違うことに対応する。KCl 溶液では変動幅が小さく、またドリフトもあるなどデータの質は劣るが、0.1, 0.01 mol/l 溶液の結果もζ-電位の極性と対応しているようである。

(iii) 緩和時間

今回の実験では緩和時間の大きさを推定することはできなかった。差応力を一定に保持する時間が緩和時間に比べ短かすぎたためであろう。いずれにせよ、緩和時間は応力の上昇・下降に要した時間、数 10 分よりもかなり長いようである。

(2) 電位差変化のメカニズムについて

地殻の岩石は割れ目や孔隙に水を含んでおり、地殻破壊の前兆としての電位差を研究するためには、岩石が水を含んだ状態で生じる現象を考えなければならない。先にあげた電位変化のメカニズムのうち、i) の外部からの電磁波によるものは、ここでの実験結果と関連づけて議論することはできない。いっぽう、ii) 水の流動、iii) 岩石（鉱物）からの電荷発生と iv) 岩石比抵抗の変

化については、これらのメカニズムが今回の実験結果を説明することができるか検討する必要がある。

まず、低い差応力での電位差変化のメカニズムとして、鉱物の圧電効果、荷電粒子の発生、岩石比抵抗の変化が考えられる。鉱物の圧電効果は個々の鉱物に対して起こるので、分極の最小単位は非常に小さいものであろう。したがって、個々の鉱物レベルで分極が現れても、鉱物をとりまく水中のイオンによってすぐに緩和されるであろう。また、鉱物結晶の方位分布も関係するので、結晶の選択配向がほとんど見られない稲田花崗岩で、圧電効果による分極が鉱物粒子サイズに比べ大きな領域で発生すると考えるのは難しい。低い差応力では AE の発生はわずかで、新しく発生する割れ目も少ない。また、割れ目のサイズも小さい。したがって、Enomoto and Hashimoto (1990) が指摘するような荷電粒子が低い差応力で多数発生することはないであろう。低い差応力での変化の方向を見ると、いずれも実験初期の電位差をさらに大きくする方向へ変化している。ここでの変化は、石戸ほか (1978) が指摘しているように、エンドピースや試験機との接触状態の変化などによるものかもしれない。接触によって試料の表面に微小な電流が一定量流れていれば、比抵抗変化は電位差変化として観測される。変化の幅はイオン濃度の大きいものほど小さい。イオン濃度は含水岩石の電気伝導度の大きさを支配するので、ここでの変化は電気抵抗の変化と対応できる。岩石に差応力が加わると、岩石中に最初から存在する潜在割れ目のなかで、割れ目の面が差応力に垂直なものが閉鎖する。これは、低い差応力のもとで弾性波速度が増加することからも裏付けられている。含水岩石の電気伝導度を支配する主要な部分は、割れ目に含まれる水の中のイオンであり、その結果割れ目のネットワークが重要な役割を持つ。差応力の増加による潜在割れ目の閉鎖は、割れ目のネットワークの一部を断ち切ることになるので、岩石の電気伝導度を低くする。例えば、なんらかの原因で電極間に定電流源が形成されていれば、電気伝導度が小さくなると、両電極間の電位差が大きくなる。この点については、今後さらに詳しく検討する必要がある。また、ドリフトの原因なども詳しく調べる必要がある。

50 MPa 程度以上の差応力での電位差変化は AE の発生と対応しており、新しい割れ目の発生に関係した変化であることを示している。これが荷電粒子の発生によるものとすると、試料中央部に荷電粒子が多く発生することになる。Enomoto and Hashimoto (1990) によると、圧子の圧入で発生する荷電粒子は、花崗岩中の石英や長石ではマイナスイオンや電子である。これと同じメカニズムが働いた場合は、試料中央部の電位変化がマイナスとなり、この実験の電極配置では、表-1 に示された変化の方向はプラスとなる。純水の結果はこの傾向と一致する。いっぽう、KCl 溶液では、0.1 mol/l のものがプラス側へわずかに変化しているが、他はマイナスの側に変動している。$Al(NO_3)_3$ 溶液では、10^{-4} mol/l でマイナス側へ変動しており、10^{-5} mol/l でプラス側へ変化している。このように、電位の変動はマイナスの荷電粒子の発生によるイオンの中和だけでは説明できない。溶液中のイオン種の違いによる電位差変動の極性の違いも説明しなければならない。

新しい割れ目は化学的に活性な界面となっており、ここは電気化学反応を起こしやすい。通常、鉱物表面の極性はマイナスであり、ここに水中のプラスイオンが集まる (Stern の電気 2 重層のモデル: 図-4a)。したがって、新しい割れ目が発生するとプラスイオンが引き込まれるため電位は下がることになる。純水の場合の傾向は、単純にプラスイオンが新しい割れ目に集まることで説明可能である。しかし、水溶液の場合の変化は、このような単純なものではない。これを説明するためには、イオンの特異吸着についても考慮しなければならない。マイナスイオンが特異吸着をおこすとその周辺にプラスイオンが過剰に集まる。このため、鉱物表面からごくわずか離れると電位は急激にプラスとなり、さらに離れると徐々に中和される (Bockris Devanathan and Muller の電気 2 重層: (図-4b)。ζ-電位にふたつの場合が現われるのは、以上のような特異吸着が原因で

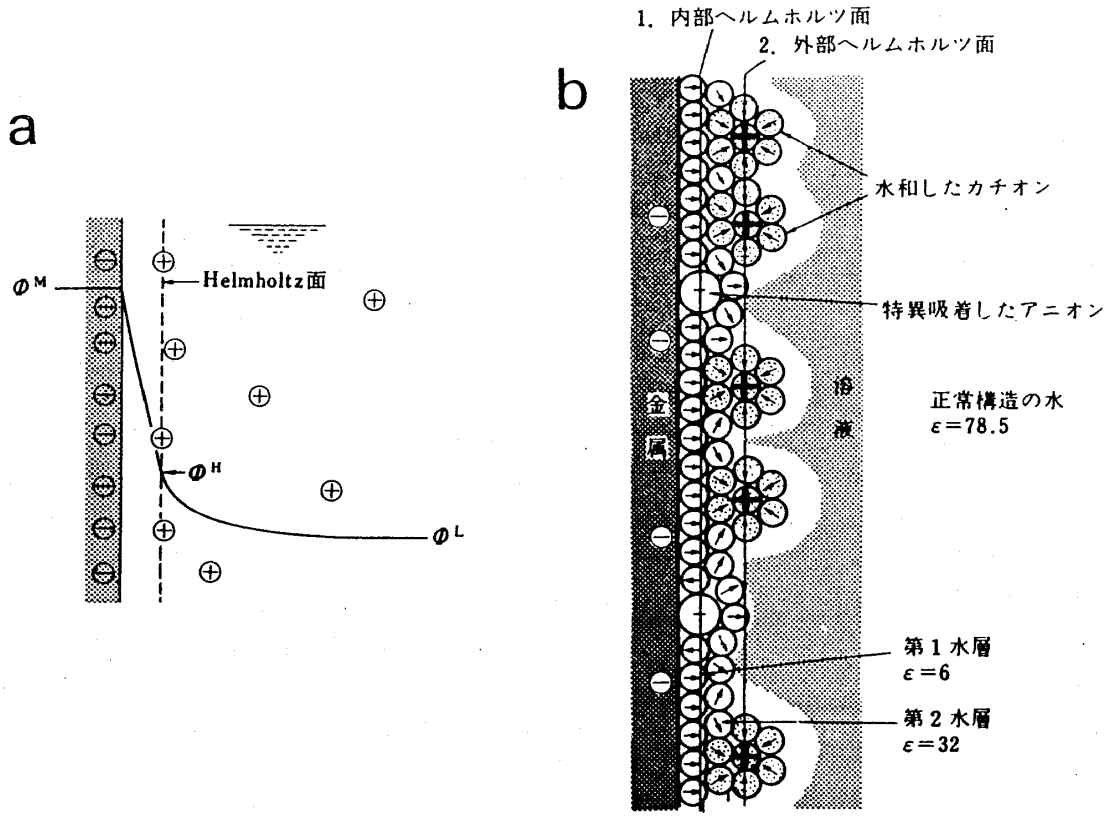


図-4. 電気2重層のモデル。a：Sternの電気2重層モデル，b：Bockris Devanathan and Mullerの電気2重層モデル(喜多・魚崎 1983 より)。
FIG. 4 a: The Stern model of the electric double layer. b: The Bockris Devanathan and Muller model of the electric double layer.

ある (図-5)。KClの0.001 mol/l溶液と$Al(NO_3)_3$の10^{-4} mol/l溶液では、高い差応力で電位差変化の極性がマイナスとなっている。これは、割れ目の多い側(試料中央部)で電位が上昇したことを示している。Cl^-イオンは金属表面に特異吸着することが知られている。KClの薄い溶液では、新しい割れ目の発生に伴ってCl^-イオンが割れ目に引き込まれ、マイナスイオンに不足をきたして電位が上昇したのかもしれない。また、$Al(NO_3)_3$では、OH^-イオンがAl^{+3}イオンを水和して鉱物の周りに集まると考えられている。ここでも、新しい割れ目の発生に伴い、マイナスイオンに不足をきたす可能性がある。以上のようなメカニズムでは、新しい割れ目が発生すると鉱物の界面付近で生じる現象はたいへん複雑であり、とくにイオンの化学的性質が電位差変化の極性を支配する。したがって、電位差変化のもとになったメカニズムが鉱物の状態変化であるとしても、見かけの現象は単純ではない。

いっぽう、割れ目が多く発生すると、割れ目の内部の水が少なくなり、周囲から水を吸い込むようになる。このとき、割れ目が多く発生した部分への水の流れが生じ、界面動電現象が発生し、流動電位 (streaming potential) が生じる。この場合はζ-電位の値が極性を支配するので、ζ-電位の極性の違いに対応した変化が観測されるはずである。石戸ほか (1978) によると、ζ-電位がマイナスのときは、電流の方向は水の流れの方向と一致し、プラスのときは逆になる。実験はζ-電位がマイナスの純水では中心部の電位が低くなる。試料中心部に多数発生した新しいクラックに向かって、水は端部から中心部へ流れ込むので、電流方向と水の移動の方向とは一致している。

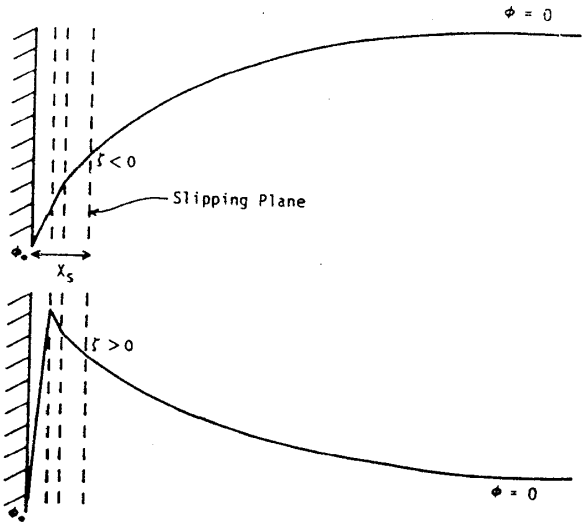


図-5. ζ-電位の例。図の左側が鉱物で右側に溶液が存在する。上図は Stern モデルによる電位の変化、下図は Stern 層 (外部 Helmholtz 面と内部 Helmholtz 面の間) にプラスイオンが過剰に集まった場合。特異吸着が生じると下図のような状態になる。
FIG. 5 Upper: The potential variation of Stern model. Lower: The potential variation when the Stern layer contains more positive charge than is required to balance the negative charge on the solid.

いっぽう、$Al(NO_3)_3$ 10^4 mol/l 溶液は、純水とζ-電位の極性が逆であり、電位差変化の極性も反対になる。したがって、ここでの電位差変化は界面動電現象でも説明できる。より詳しく調べるためには、割れ目が発生したときに周囲からどの程度の速度で水が浸透するかを知る必要がある。

以上のように今回の実験結果は、(a) 新しい割れ目の発生による荷電粒子の発生、あるいは活性な界面の発生と個々のイオンの特異性が反映されたもの、(b) 界面動電現象、のふたつのメカニズムが有り得ることを示唆している。これらふたつのメカニズムの複合したものか、単一のメカニズムによるものかは、さらに今後研究を続けて明らかにしなければならない。

緩和時間は、電位の変動が大きく実験の継続時間も短いので詳しくはわからないが、数時間程度とみられる。こうした長い緩和時間は、岩石の割れ目ネットワークの中でのイオンの移動、あるいは水の流動によるものと考えられる。しかし、詳しく議論するためには、さらに研究を行う必要がある。

4．考察

(1) 電位変化について

応力を受け内部に微小割れ目が発生した岩石の電位変化は、非常に複雑な現象である。この種の研究では、これまでイオン種の影響はあまり注目されていなかった。わずかに、石戸ほか (1978) によってζ-電位と電位変動との関係が調べられたにすぎない。今回の実験でわかったことは、電位変動には水溶液中のイオン種が関係しており、電位変動の単純なモデル化は、地殻を構成する岩石と地下水の多様さを考慮すれば、非常に困難であることを示している。このような場合、極

性変化の方向は特定できず、地点の特性に応じて変化の方向は多様である。したがって、電位差変化の極性を一般的に論じるのはあまり意味がないであろう。また、変動の大きさも多様である。しかし、定点で連続的に観測すれば、このような地点の多様性についての問題は回避できるだろう。同一点での経時変化を問題にするかぎり、電位変化の議論は有効であろう。地震前兆の観測でしばしば問題となる「地震を感じるツボ」は、岩石と地下水との間の多様な組合せから発生する可能性もある。地殻の不均質性は「ツボ」が存在する原因と考えられているが、不均質性の問題は、最近統計的に扱うことができるようになった。この結果、不均質の性質や不均質性を特徴づけるスケールもあきらかにされた。雷・西澤 (本稿 3) では、地殻の不均質性の統計的とりあつかいの方法と、不均質性のスケールなどを明らかにする。

(2) 今後の研究について

地震の前兆としての電位差の変動は、これまで数多くの観測例があるにもかかわらず、その原因が解明されたわけではない。実験も数多く行われているが、電位差変化のメカニズムを解明するにはいたっていない。とくに、岩石の種類や水溶液中のイオン種の組合せにより、現象は多様化し複雑となる。したがって、今後はイオン種の化学的性質も十分考慮した上での研究が必要となる。地震の前兆を敏感に感じる地点に選択性があることは、岩種の違いなど地殻の不均質性のほかに、地下水の成分、地下水の流動のしやすさといった問題も含んでいるのかもしれない。化学反応は温度に対して非常に敏感である。したがって、地点の多様性を考えるとき、温度の効果も考慮しなければならない。岩石の種類、水の中のイオン、温度・圧力などの物理条件など、多様な条件を考慮した研究が今後必要である。そのためには、多様性の原因となるそれぞれの素過程についての十分な研究が必要である。平成3年度からは、岩石内を流動する水による磁場変動の研究を進めており、平成4年度には地殻の不均質性を考慮に入れて、水流動による電磁場変化のモデル計算も準備している。岩石実験では、応力による電位差変化の研究をより詳しく進める。質のよいデータを得るために、同一試料での多点測定を行う。

5．引用文献

加藤完・西澤修・楠瀬勤一郎・池田喜代治、一軸圧縮過程のウエスタリー花崗岩から放出されるラドン濃度の変動（1）地震、**38**, 173-182 1985.

加藤完・西澤修・楠瀬勤一郎・風早康平、一軸圧縮過程のウエスタリー花崗岩から放出される水素とラドン濃度の変動（2）地震、**42**, 67-72 1989.

Scholz C. H. Sykes L. R. and Aggarwal Y. P. Earthquake prediction:A Physical basis. *Science*, **180**, 632-641 1973.

Enomoto Y. and Hashimoto H. Emission of charge particles from indentation fracture of rocks *Nature*, **346**, 641-643 1990.

Mizutani H. Ishido T. Yokokura T. and Ohnishi S. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes *Geophys. Res.Lett.*, **3**, 365-368 1976.

Mizutani H. and Ishido T. A new interpretation of magnetic field variation associated with Matsushiro earthquakes. *J.Geomagn.Geoelectr.*, **28**, 179-188 1976.

Ishido T. and Mizutani H. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763-1775

1981.

石戸恒雄・栗田敬・水谷仁、岩石破壊に伴う電位変化、ＣＡ研究会論文集, 123-128 1978.

Brady B. T. and Rowell G. A. Laboratory investigation of the electrodynamics of rock fracture. *Nature*, **321**, 488-492 1986.

喜多英明・魚崎浩平、電気化学の基礎、技報堂出版、266p 1983.

6．成果の発表

口頭発表：

西澤　修・雷　興林・石戸　経士、水または電解質溶液で飽和された岩石の一軸圧縮応力下での電位変化，地震学会 1991 年度秋季大会，1991.10 名古屋、要旨集 p103.

西澤　修・雷　興林・石戸　経士、水または電解質溶液で飽和された岩石の一軸圧縮応力下での電位変化，地熱学会平成３年度学術講演会，1991.10 東京、要旨集 B-31.

（２）自然電位から推定される火山地域の地下流体流動
Subsurface fluid flow inferred from self-potential distribution in volcanic areas.

工業技術院 地質調査所
石戸　経士
Geological Survey of Japan
Tsuneo Ishido

(Abstract) Self-potential (SP) surveys of Izu-Oshima volcano were carried out three times during two years from 1989 to 1991. SP anomaly of positive polarity (about 300 mV in amplitude and 3 km in spatial extent) was found to overlie the areas surrounding the summit crater of Mt Mihara. On the basis of electrokinetic mechanisms for source-free fluid flow, the depth and the strength of a current source are estimated for the observed anomaly. Positive charge carried by the hot water upflow from depth is probably accumulated around a zone where separation between the vapor and the liquid phases occurs. We infer subsurface hydrology from SP data: evaluating parameters such as the rate of upflow below the crater.

１．研究目的

(1)　目的

室内岩石実験の結果にもとづき、自然電位観測の結果を解釈し、地殻破壊の前兆としての電磁気現象発生メカニズムの解明に役立てる。とくに界面動電現象との関連を考察する。例として、水の流動が活発で温度の高い火山地帯を取り上げる。

(2)　これまでの研究とその問題点

火山地域には、ふつう大きな自然電位（地電位）の異常が存在する。電位異常の発生原因として最も有力なのは、界面動電現象と考えられているが、この場合、電位の異常から地下の流体流動について、ある種の推定が可能になる。

現在までにわが国の火山地域で実施された自然電位観測としては、地質調査所による屈斜路カルデラ（石戸・菊地, 1981; Ishido, 1989）、秋田焼山（菊地ほか, 1987; Ishido *et al.*, 1989）、霧島（Ishido *et al.*, 1990）、大島（石戸ほか, 1990; 石戸ほか, 1991）等についての調査例がある。また、北海道大学は有珠山（Nishida & Tomiya, 1987; Matsushima *et al.*, 1990）、北海道駒ケ岳（Matsushima *et al.*, 1990）、雌阿寒岳（Matsushima *et al.*, 1990）等で観測を行っている。その他、地熱地域（火山の中腹や麓のことが多い）を対象に地質調査所、及び NEDO がかなり大規模な自然電位調査を行っている（例えば、雲仙西部地域（NEDO, 1988）等）。

これらの測定結果を見ると、山岳地域での特徴として、標高に相関した電位が顕著である。これは、測点の標高が 10 m 高くなると電位が（地域によって違うが）1 mV から 10 mV 低くなる傾向として観測される。火山地域の場合、これに重なって噴気帯を中心とする正の異常、また、特に標高の高い部分で（標高相関でない）負異常がしばしば観測される。以下、界面動電現象による自然電位発生の理論モデルを紹介し、大島の自然電位データとその解析について述べる。

２．研究方法

(1)　界面動電現象による自然電位発生

地下の流体流動に伴う界面動電現象を記述する基本式は、次のようになる（Mizutani *et al.*, 1976; Ishido & Mizutani, 1981)。

$$\boldsymbol{I} = -L_{ee}\nabla\phi - L_{ev}\nabla\xi \tag{1}$$

$$\boldsymbol{J} = -L_{ve}\nabla\phi - L_{vv}\nabla\xi \tag{2}$$

ここで、$\boldsymbol{I}$ は電流密度、$\boldsymbol{J}$ は流体の体積流量密度であり、$\nabla\phi$ は電位勾配、$\nabla\xi$ は間隙圧勾配である。また、L_{ab} は現象論係数であり、方程式 (1) の右辺第1項はオームの法則、方程式 (2) の右辺第2項はポーラス媒質中の流動についてのダルシー則に相当する。係数 L_{ev}, L_{ve} のついている項が界面動電効果を表しており、オンサガーの定理により $L_{ev} = L_{ve}$ である。

さて、地表に自然電位が存在している場合、当然、地下では（伝導）電流が流れている。自然電位は瞬時に消えてしまうようなものではないので、伝導電流には、安定したソースが存在しているはずである。界面動電現象の場合、地下での流体流動による“携帯電流”が、伝導電流のソースへ電荷を供給している。系の外部からの電流供給がない場合、電荷の保存則を (1) 式に適用して、伝導電流源（ソース）は次のように表せる。

$$\nabla\cdot\boldsymbol{I}_{cond} = \nabla L_{ev}\cdot\nabla\xi + L_{ev}\nabla^2\xi \tag{3}$$

ここで,

$$\boldsymbol{I}_{cond} = -L_{ee}\nabla\phi \tag{4}$$

式 (3) は、式 (2) を使って、次の形にも書ける （Ishido, 1989)。

$$\nabla\cdot\boldsymbol{I}_{cond} = -\nabla(L_{ev}/L_{vv})\cdot\boldsymbol{J} - (L_{ev}/L_{vv})\nabla\cdot\boldsymbol{J} \tag{5}$$

伝導電流源は、クロス・カップリングの係数 (L_{ev}/L_{vv}) がある方向に変化していてその方向に流体が流れる場合、または、流体の流れに外部起源或いは誘発されたソースの存在する場合に発生する（Sill, 1983)。従って、図-1 に示すように3つのタイプの伝導電流源が考えられる。タイプ1は物性境界（カップリング係数 L_{ev}/L_{vv} の境界）を横切って流体流動のある場合、タイプ2はタイプ1の一種で、物性境界である地表（正確には地下水面）を横切るような流れのある場合である。また、タイプ3は流体流れのソースまたはシンクに伴うものである。

ある伝導電流源があった場合、それによって発生する地表の電場（自然電位）は、地下の比抵抗の構造がわかれば計算可能である。空間的に分布する電流源の効果を積分をすれば良いが、やみくもに計算するのはスマートではない。次に述べるように、流体の流れのタイプによって計算方法を選択すると計算がずっと楽に実行できる。

(i) 重力によって駆動されるソース・フリーの流れの場合

ソース・フリーすなわち $\nabla\cdot\boldsymbol{J} = 0$ の流れでは、伝導電流源はタイプ1もしくは2である。L_{ev}/L_{vv} の互いに異なる領域を分ける境界に伝導電流源 i_s が発生するが、それは次のように表現できる。

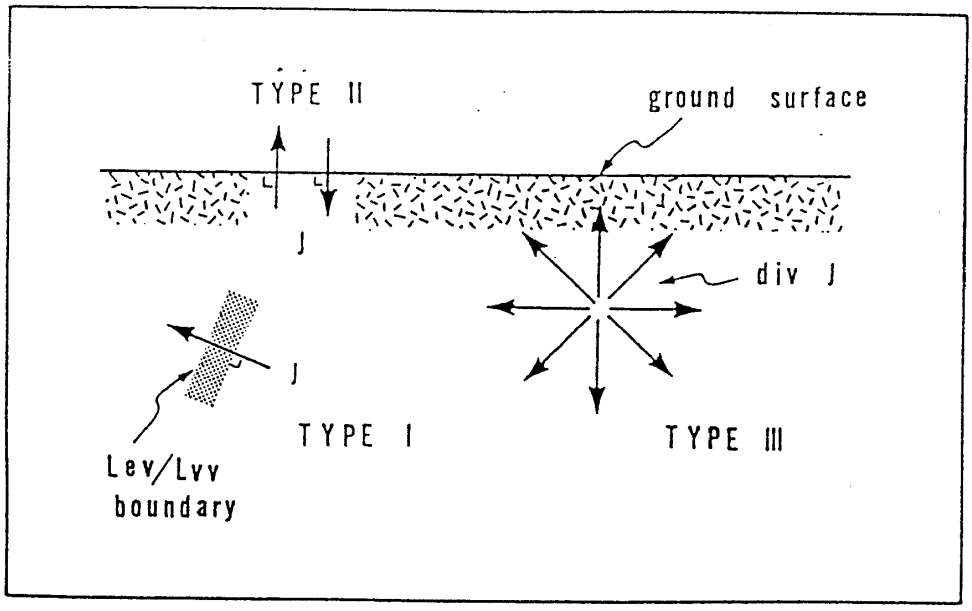


図-1. 伝導電流源の3つのタイプ
FIG. 1. Three types of conduction current sources important for electrokinetic coupling in subsurface water flow problems.

$$i_s = -L_{ev}/L_{vv}|_1^2 J \tag{6}$$

ここで、$f|_1^2$ は、値 f の領域1から領域2への変化量を意味する。また、$J = -L_{vv}(\nabla P - \rho g)$ の形になる（P: 間隙流体圧、ρ: 流体密度、g: 重力加速度）。一般的なポーラス媒質についてのキャピラリーモデルを採用すると、上式中の L_{ab} を具体的に書き下すことができ（Ishido & Mizutani, 1981）、

$$i_s = \eta t^{-2}\epsilon/\zeta k|_1^2 J = -\eta t^{-2}\epsilon\zeta/k|_1^2 L_{vv}(\nabla P - \rho g) \tag{7}$$

ここで、η, t, k は、それぞれ媒質の空隙率、トーチュオシティ、浸透率である。また、ϵ は間隙流体の誘電率、ζ は固－液界面に発生している電気二重層を特徴づける電位差、ゼータ電位である。ゼータ電位が負の場合、電気二重層の液体側に正のイオンが漂っていることになり、流体の流れの方向に正の電荷が運ばれることになる。ゼータ電位が正の場合、この逆になる。地表での電位分布を計算するには、(7) 式で表せる伝導電流源の分布範囲が深度に比べ十分狭い場合は、点電流源と仮定して見積もることが可能であろう。複数の点電流源が（当然）想定されるが、トータルには電気的な中性が成り立っている。タイプ2のように電流源が地表（近く）にある場合は、点電流源を仮定する訳には行かない。例えば、地形標高（地下水面高度）の高低差による地下水の流れに伴う電位発生が、この場合に相当する（Ishido, 1989）。

(ii) ソースまたはシンクのある流れ

$\nabla \cdot J \neq 0$ の場合、伝導電流源としてタイプ1、2、および3のすべてが可能である。流れが圧力勾配によって表せる場合（$J = -L_{vv}\nabla P$）地表での電位分布を計算するには、pseudo potential,

$\Psi = \phi - CP$（C: 流動電位係数、P: 静水圧からのずれ）によるアプローチ（Nourbehecht, 1963）が有効である。

$$\boldsymbol{I} = -L_{ee}\nabla\Psi = -L_{ee}\nabla(\phi - CP) \tag{8}$$

ここで $C = -L_{ev}/L_{ee} = \epsilon\zeta/\sigma\mu$ であり、σ は間隙流体の（表面伝導を含んだ）電気伝導度、μ は流体の粘性係数である。電荷の保存則から、均一媒質中では

$$\nabla^2\Psi = 0 \tag{9}$$

Ψ のソースは、C の値の異なる領域を分ける境界面のみに存在する。Ψ は C の境界面で不連続であり、そのくいちがい量を

$$S = \Psi|_1^2 = -C|_1^2 P \tag{10}$$

とすると、Ψ の分布は、C の境界面に並んだ面密度 $L_{ee}S$ の電流ダイポールによるものとして計算できる。

$$\Psi = (\boldsymbol{n}\cdot\boldsymbol{r}/4\pi L_{ee}r^3)L_{ee}SdA \tag{11}$$

この式の導出は Fitterman (1978) 等を参照されたい。(11) 式は C の境界面上の面積 dA の部分の寄与を表している。流体の流れが地下で閉じている場合、地表に電場が発生するためには $S \neq 0$ であることが必要であり、やはり物性 (C) の非一様性が必要である。

地表付近で流れがある場合は、流れに関する境界条件によって状況は違ってくる。地表が圧力一定の境界であると、タイプ3とタイプ2の影響が打ち消しあう。したがって、やはり C の非一様性が必要である。地表を不透水の境界として仮定できる場合は、C の非一様性がなくても、タイプ3の電流源のみの効果で地表に電場が発生する。

(iii) 磁場の計算

本題とは直接関係ないが、磁場発生について簡単にふれておく。地表での磁場の計算は、$\nabla\cdot\boldsymbol{J} = 0$ の場合は、流れに伴う携帯電流、$(L_{ev}/L_{vv})\boldsymbol{J}$ についてビオ・サバールの法則を適用する。また、L_{ev}/L_{vv} の境界面での伝導電流源による磁場は、Edwards(1974) の手法で計算することが出来る。

$\nabla\cdot\boldsymbol{J} \neq 0$ の場合は、C の境界面にならんだ電流ダイポールによる磁場をやはり Edwards(1974) の手法で計算するのが最も簡単であろう。

(iv) モデリングの例

火山地域での地形高低差による地下水の流れや熱水対流などの重力によって駆動される流れは、(準) 定常の流れである場合が多くソースフリーの流れとして捉えるべきである。現在までに、熱水対流に伴う電場発生の定量的な見積（石戸, 1981）や地形標高と自然電位の関係についての理論モデル（Ishido, 1989）が提案されている。

松代群発地震時の磁場変動についての解釈 （Mizutani & Ishido, 1976）もどちらかと言うとソースフリーの流れを意識したものといえよう。$\nabla\cdot\boldsymbol{J} \neq 0$ の流れは過渡的な現象であるが、電場発生（Fitterman, 1978; Sill, 1983; Murakami *et al.*, 1984, 1987）や磁場発生 （Fitterman, 1979; Murakami, 1989）について定量的な計算手法が提案されている。地熱流体の採取に伴う電場発生

が報告されているが、これはこのタイプの例である（Ishido *et al.*, 1989)。ただし、Corwin and Hoover (1979) が Fitterman(1978) のモデルを熱水対流に伴う電位異常の説明に適用しているが、これは誤りであろう。

水圧破壊に伴う地電位変化（村上・山田, 1990）や地熱坑井の流量変化にともなう電位変化（Ishido *et al.*, 1983）も $\nabla \cdot \boldsymbol{J} \neq 0$ のタイプに属するが、これらの場合は、坑井（の金属ケーシングパイプ）が地下に深く突き刺さった電極の役割を果たしている。また、地震発生の前に震源域近傍で地下流体が流れるとすると、その流れはこのタイプであろう。実際の地震についての観測例はともかく、以前報告した岩石破壊前の電位変化（石戸ほか, 1978）は、間違いなくこのタイプの電場発生である。

3．研究成果

(1) 伊豆大島の自然電位と地下流体流動の推定

(i) 自然電位分布

地質調査所では、大島での自然電位（SP）観測を1年に1回の割合で継続している。現在までに、3回の調査を行っている。図-2 に示すのは、三原山火口周辺において実施した 1989 年 3 月上旬の測定の結果である（石戸・菊地, 1990)。

図-2 には SP の測定結果、及び測線に沿った地形断面を示してある。裏砂漠より東にかけての地域（図-2 横軸の 5000～6500 m）では、地形標高に相関した電位 -15 mV/10 m（標高が 10m 高くなると電位が 15 mV 低くなる）が認められる。この電位変化は多くの地域で観測されるものと同じ程度である。一方、裏砂漠より西側では、標高がより高くなるにもかかわらず、SP はむしろ高くなっている。測線の 0～4000 m 間は短波長の異常がかなり卓越するが、標高相関の電位を考慮すると、全体的には正異常帯にあると言えよう。このことは、1990 年 3 月のより測線数を増やした測定でも確かめられている（石戸ほか、1991)。

4．考察

(1) 定量的な解析の試み

観測された SP 正異常は、三原山火口を中心に半径 1.5 km 程度の範囲に広がっているものの一部であると見なせる。ソースフリーの流れ（熱水対流）による界面動電現象によって発生しているとすると、地下に分布する点電流源によって SP 異常を説明できる。最も簡単なモデルは、正及び負の点電流源 1 対であるが、負の電流源がより深部にある、或いは遠方にあるとすると、第一近似的には 1 個の正電流源による異常として解析を進めることが可能であろう。深さ d にある電流源による地表の電位分布 ϕ は、r を電流源と観測点間の水平距離として、

$$\phi = I^{\mathrm{S}} / \{2\pi L_{\mathrm{ee}} \sqrt{d^2 + r^2}\} \tag{12}$$

ここで電流源の強さ I^{S} は、面積 A の物性境界を J の流量密度で流体が横切るとして、

$$I^{\mathrm{S}} = \eta t^{-2} \epsilon \zeta / k|_1^2 J A \tag{13}$$

異常の広がりが半径 1.5 km 程度であると、(12) 式から考えて電流源の深度は，600 m 程度となる。(12) 式は比抵抗分布の一様性を仮定しているが、比抵抗構造が、電流源深度を境に二層構造をしている場合にも、簡単な考察から電流源の強さを求めることが出来る。ここでは、小川等 (1990) の測定結果を参考に、電流源深度より上部を 500 Ω−m、下部を 10 Ω−m と仮定した。正異常の最大値がおよそ 300 mV であることから、(13) 式の電流源の強さは 57 アンペアとなる。

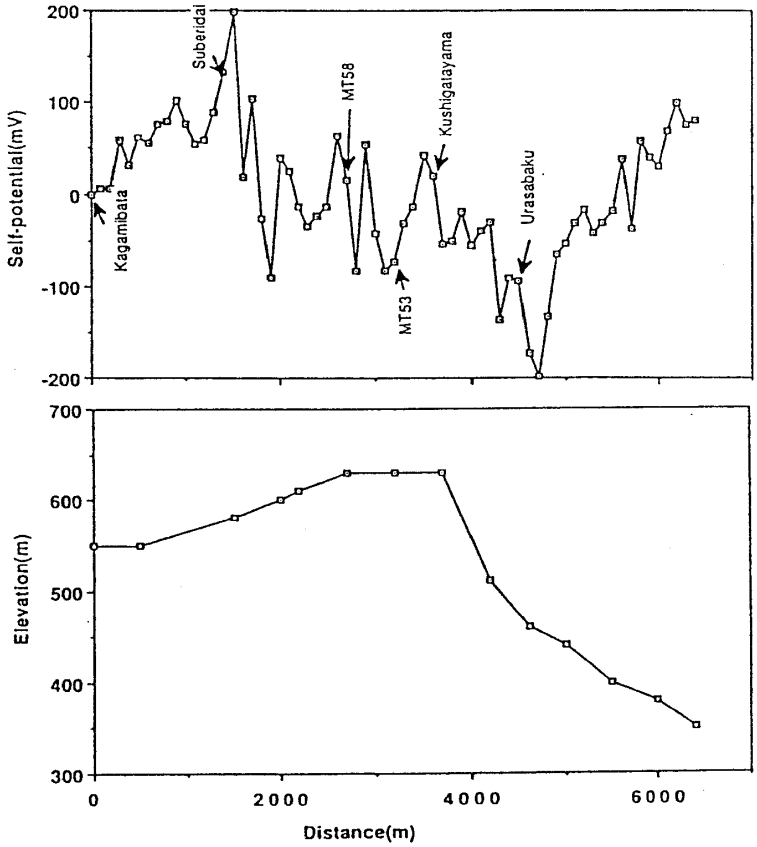


図-2. 三原山火口周辺の測線についての自然電位プロファイル（上図）と地形断面（下図）。（石戸・菊地、1990 より）

FIG. 2: Self-potential profile measured along a survey line passing through the caldera of Mt. Mihara. (after Ishido and Kikuchi, 1990)

図-3 に伝導電流源をもたらす地下流体の流れについてのモデルを示す。火口下部には、マグマからの熱供給によって、火道周辺に熱水対流が励起されているが、地下深部から熱水によって運ばれてきた正電荷（通常、特に高温下では、ゼータ電位は負であり、流れの方向に正の電荷が運ばれる）は、火口の下部 600 m 程度に置き去りにされ、伝導電流源を発生させる。これは、このレベルより上では（電荷を運べない）蒸気及びガス相のみの上昇流となっている為と考えられる。

電流源の大きさから流体の流量等について推定を行うことも可能である。発生源より深部での液相の流体についてゼータ電位を -100 mV 程度（Ishido *et al.*, 1983）とし、ηt^{-2}～0.2 と仮定すると、上昇流の大きさは (13) 式から $JA(\mathrm{m}^3/\mathrm{sec})\sim 8k$ と推定される（ここで浸透率 k の単位はダルシー $= 10^{-12}\mathrm{m}^2$）。k が 0.1 ダルシーであれば，6×10^4 ton/day という上昇流になる。電流源付近でこれだけの量の流体が蒸気に転移して火口にまで達するが、これによる火口付近の熱放出への寄与は 1700 MW (thermal) となる。

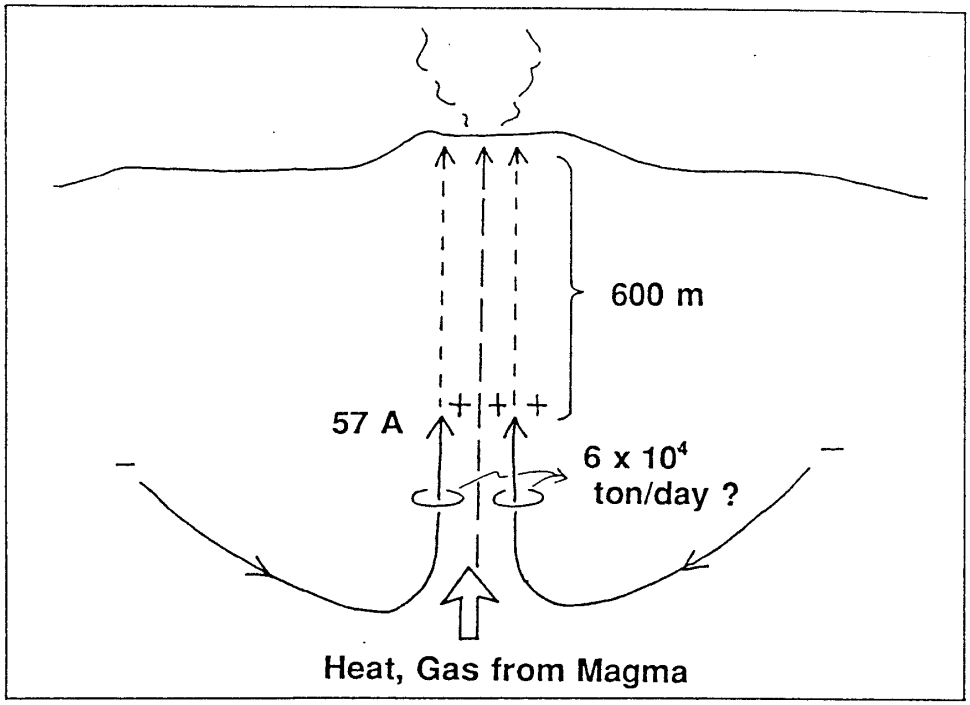


図-3. 正の自然電位異常を発生するモデル

Fig. 3. An Electrokinetic model for the generation of positive SP anomaly over the crater of Mt. Mihara. Conduction current source of type I (FIG.1) appears around a zone where separation between the vapor and the liquid phases occurs. Source depth and strength are estimated 600 m and 57 A, respectively.

5. 参考文献

Corwin, R.F., and Hoover, D.B, 1979. The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, v. 44, p. 226-245.

Edwards, R.N., 1974. The magnetometric resistivity method and its application to the mapping of fault, *Can. J. Earth Sci.*, v. 11, p.1136-1156.

Fitterman, D.V., 1978. Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *J. Geophys. Res.*, v. 83, p.5923-5928.

Fitterman, D.V., 1979. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space, *J. Geophys. Res.*, v. 84, p.6031-6040.

石戸経士、1981. 地熱水対流に伴う流動電位－地熱地域における自然電位異常の１つのメカニズムとして－、日本地熱学会誌、v. 3, p. 87-100.

Ishido, T., 1989. Self-potential generation by subsurface water flow through the electrokinetic coupling, in Detection of Subsurface Flow Phenomena,*Lecture Notes in Earth Sciences*, v. 27, Springer, p. 121-131.

石戸経士・菊地恒夫、1981. 流動電位法の研究－屈斜路カルデラにおける自然電位調査－、昭

和55年度サンシャイン研究成果報告・深部地熱資源探査技術に関する研究、地質調査所、p.29-45.

Ishido, T., Kikuchi, T., and Sugihara, M., 1989. Mapping thermally driven upflows by the self-potential method, in Hydrogeological regimes and their subsurface thermal effects, *Geophys. Monogr.*, 47, IUGG Vol. 2, AGU, p.151-158.

Ishido, T., Kikuchi,T., Yano, Y., Sugihara, M., and Nakao, S., 1990. Hydrogeology inferred from the self-potential distribution, Kirishima geothermal field, *Japan, GRC Transactions*, Vol. 14, p.919-926.

石戸経士・栗田敬・水谷仁、1978. 岩石破壊に伴う電位変化、ＣＡ研究会論文集、p. 123-128.

Ishido, T., and Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J.Geophys. Res.*, v. 86, p. 1763-1775.

Ishido, T., Mizutani, H., and Baba, K., 1983. Streaming potential observations, using geothermal wells and in situ electrokinetic coupling coefficients under high temperature, *Tectonophysics*, v. 91, p.89-104.

石戸経士・菊地恒夫、1990. 伊豆大島火山の自然電位プロファイリング、地球惑星科学関連学会合同大会・講演予稿集、p.163.

石戸経士・菊地恒夫・高倉伸一・小川康雄・曽屋龍典、1991. 伊豆大島の自然電位分布、火山学会春季大会・講演予稿集、p.24.

菊地恒夫・杉原光彦・石戸経士、1987. 八幡平・焼山周辺の自然電位、地質調査所報告、266号、p. 533-542.

Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, R., Takagi, A., and Nishida, Y., 1990. Self-potential studies in volcanic areas (2) − Usu, Hokkaido Komagatake and Me-akan −, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, Vol.8, No.5, p.465-477.

Mizutani, H., and Ishido, T., 1976. A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro earthquakes, *J. Geomag.Geoelectr.*, v. 28, p.179-188.

Mizutani, H., Ishido, T., Yokokura, T., and Ohnishi, S., 1976. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, v. 3, p.365-368.

Murakami, H., 1989. Geomagnetic fields produced by electrokinetic sources, .Geomag. Geoelectr., v. 41, p.221-247.

Murakami, H., Mizutani, H., and Nabetani, S., 1984. Self- potential anomalies associated with an active fault, *J. Geomag. Geoelectr.*, v. 36, p.351-376.

村上英記・山田功夫、1990. 水圧破壊に伴う地電位変化、ＣＡ研究会論文集、p.49-54.

NEDO, 1988. 地熱開発促進調査報告書 No.15・雲仙西部地域、p. 163-186.

Nishida, Y., and Tomiya, H., 1987. Self-potential studies in volcanic areas (1) − Usu volcano −, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, Vol. 8, No. 2, p.173-190.

Nourbehecht, B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, Ph. D. thesis, M.I.T.

小川康雄・高倉伸一・内田利弘・当舎利行・中塚正・曽屋龍典・大熊茂雄・二宮芳樹・森尻理恵、1990. 伊豆大島火山の広帯域アレイＭＴ探査、地球惑星科学関連学会合同大会・講演予稿集、p.162.

Sill, W.R., 1983. Self-potential modeling from primary flows, *Geophysics*, v.4 8, p.76-86.

6．成果の発表

口頭発表

石戸経士・菊地恒夫、1990. 伊豆大島火山の自然電位プロファイリング、地球惑星科学関連学会合同大会・講演予稿集、p.163.

石戸経士・菊地恒夫・高倉伸一・小川康雄・曽屋龍典、1991. 伊豆大島の自然電位分布、火山学会春季大会・講演予稿集、p.24.

石戸経士・菊地恒夫・杉原光彦・高倉伸一・矢野雄策・中尾伸展・小川康雄、1991. 伊豆大島火山での自然電位繰返し測定、火山学会秋季大会・講演予稿集、p.120.

石戸経士・菊地恒夫・杉原光彦・高倉伸一・矢野雄策・中尾伸展・小川康雄・当舎利行、1992. 伊豆大島火山での自然電位繰返し測定、地球惑星科学関連学会合同大会・講演予稿集、p.374.

（３）地殻と岩石の不均質性についての研究
Study of heterogeneity of Earth's crust and rock.

工業技術院 地質調査所
雷　興林（ＳＴＡフェロー）・西澤　修
Geological Survey of Japan
Xinglin Lei[1] (STA fellow) and
Osamu Nishizawa

(Abstract) To characterize the heterogeneity of Earth's crust, we analyzed distribution of earthquake epicenters and AE sources. The heterogeneity of Earth's crust may be related with the selection rule which is often manifested as a biased character of the precursor phenomena: the precursor appears in a group of earthquakes whereas it does not appear in other groups. However, no study has yet been made for clarifying the mechanism of the selection rule. Recent progress of fractal study has made it possible to characterize the heterogeneity of the Earth's crust.

Generalized correlation integral of earthquake epicenters has been calculated for the Chinese earthquake catalogue. These special correlation integral functions have three distinct power law regimes (bands), showing that the spatial distribution of earthquake epicenter has band- limited heterogeneous fractal structure. We also found similar results in the distributions of AE sources in coarse-grained granite under the triaxial compression. These results suggest that the fractal structure in rock fracturing process is very complex; they are heterogeneous in space and also band-limited. The spatial distribution of fractures (earthquakes in the crust and AE sources in rock) show different patterns corresponding to the differences of the scale: microcracks in rock sample's seismic clusters along active fault zone heterogeneities in regional geologic scale and more large discontinuities in the lithosphere. The fractal dimension differs corresponding to the scale bands. The selection rule of precursor phenomena of earthquakes is presumably resulted from this hierarchic structure of heterogeneity.

１．研究目的

本研究は、地殻の不均質性の特徴を把握することにある。そして、地殻の不均質をモデル化し、地殻の破壊現象を理解するためにしばしば用いられている岩石について、地殻と同様に不均質性の特徴を抽出し、比較する。地殻破壊の前兆として観測される電磁気現象は、地殻の不均質性と密接に関係していると考えられており、こうした不均質は地球電磁気現象出現にみられる地域選択の規則があらわれるメカニズムを考えるうえで参考となる。

２．研究方法

中国の震央分布図を統計的に解析し、震央分布に現われる不均質性を抽出する。この結果を断層の分布やそのスケールと関連づける。いっぽう、岩石のアコースティックエミッション（ＡＥ）

[1] 中国国家地震局地質研究所: Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, China

で観測される震源分布を同様の方法で解析し、岩石の不均質性のもととなっている結晶サイズの分布と対応づける。結晶サイズの分布は岩石にあらかじめ与えられた不均質性であり、ＡＥ震源の分布はこの不均質性から派生したものである。この対応は、地質学的不均質性（地質構造）と地震の震央の分布の対応と似ている。ここでは、不均質性のスケール分布の抽出を目指して、マルチフラクタル構造の解析をおこなった。

３．研究成果

中国全土の震央の分布をマルチフラクタル解析した結果、構造は大きく３つのスケールに分類されることがわかった。最も小さいスケールは、5 ～ 80 km のオーダ、中間のスケールは 80～300 km のオーダ、最も大きいスケールは、300 km 以上となる。地震の震央の分布はこれらのスケールの中で自己相似な構造、すなわちフラクタル構造をもってクラスターを形成している。地震の前兆現象がどの範囲までの地震に関係しているか、あるいは前兆現象に関係している地震の地域的分布などについて考えるとき、スケールごとの階層構造の存在は重要である。スケールの中と外では地震前兆の検知能力に違いがあるかも知れない。

４．考察

地震予知においては、しばしば前兆現象の「ツボ」の存在が指摘されている。このような「ツボ」の存在は、地殻の不均質性によるものとみなされている。地殻の不均質性については、これまでこれを取り扱う手段がなく、単なる地質学的、地球物理学的解釈の域を出なかった。今回の研究により、不均質性がいくつかのスケールに分けられること、およびその構造はスケール内で不変であることが明らかになった。これは、地震の発生が階層構造をしていることを意味し、各階層内で地震の発生は互いに関係しあっていることを示す。例えば、マグニチュードの大きな地震は広い範囲に影響を及ぼすので、地震の前兆も広範囲に現われるであろうが、これより下の階層の地震はその前兆の現われる範囲が、地震の属する階層のスケール内に限られるであろう。地震前兆の選択規則は、こうした地震の階層と関係あるのかも知れない。この点については、今後詳しい検討を必要とするであろう。

BAND-LIMITED HETEROGENEOUS FRACTAL STRUCTURE OF EARTHQUAKES AND ACOUSTIC EMISSION EVENTS

Xinglin Lei* Osamu Nishizawa Kinichiro Kusunose

(Geological Survey of Japan)

Abstract

Generalized correlation integral functions of the spatial distribution of earthquake epicenters have been determined for the Chinese earthquake catalogue. These correlation integral functions have three distinct power law regimes (bands), showing that the spatial distribution of earthquakes has band-limited heterogeneous fractal structure. We also found similar results in the hypocenter distribution of acoustic emission events in coarse-grained granite under triaxial compression test. These results show that the fractal structure in rock fracturing process is very complex: they are heterogeneous in space and also band-limited in scale. The spatial distribution of fractures show different patterns corresponding to different scale ranges: microcracks in rock samples, earthquake epicenters in seismic cluster, seismic clusters along active fault zone (boundary of crustal block, for the most cases), and active fault zones in the earth's crust. The fractal dimension differs corresponding to the scale bands indicating that there are some intrinsic characteristic scales existed in the fracturing system, such as grain size and size of crustal blocks.

Key words: generalized dimension, multifractal, band-limited fractal, intrinsic characteristic scale, earthquake, acoustic emission.

1 Introduction

Fractal structures are abundant in nature (Mondelbrot, 1982), and the development of fractal geometry led to remarkable advances in description and interpretation of many complex phenomena. The basis of fractal structure is the self-similarity or the scale invariant characteristics. The fracture process of rock, including earthquakes in the earth's crust, produces some typical fractal structures. The famous

*Permanent address: Insitute of Geology, State Seismological Bureau, People's Republic of China

Gutenberg-Richter relationship indicates a self-similarity of energy distribution in earthquakes. Many studies have demonstrated that the occurrence of earthquakes is fractal in both time and space (Kagan & Knopoff, 1980, 1981). A fractal structure exists in fracturing of the laboratory scale: acoustic emission (AE) shows fractal in energy distribution (Scholz, 1968; Mogi, 1962), in spatial distribution(Hirata *et al.*, 1987; Kusunose *et al.*, 1991; Lei *et al.* 1992), and in temporal distribution(Hirata *et al.*,1987).

In the real world, many natural phenomena do not have perfect homogeneous scale invariant characteristic described by a single fractal dimension. In most case, they are bounded and heterogeneous in space: the fractal dimension of the earthquakes in the subduction zone may be different from that in the shallow earth's crust. Through their multifractal analysis, Hirata and Imoto (1991) have found that the spatial distribution of microearthquakes in the Kanto region is a heterogeneous fractal: the most intensive clustering has a quite small fractal dimension (1.7) than the capacity dimension (2.2) of the same region. Kusunose *et al.*(1991) found that the fractal dimension of the spatial distribution of AE foci in coarse-grained granite changes when the distance scale r became nearly equal to the average grain size, and referred it as a band-limited fractal. Lei *et al.* (1992) found that the fractal dimension of AE foci in two granites with different grain size are significantly different, and fractal dimension is a measure of the degree of heterogeneity in rock sample which controls the heterogeneity of stress field. The fractal dimension of AE foci in coarse-grained granite is 2.3 in average, whereas that in fine-grained granite is 2.7 in average. All these studies show that the fracturing process of rock (including earthquakes in the earth's crust) shows heterogeneous fractal structure. The fractal dimension can not be expressed as a single value and may change with different scale ranges, and may also vary spatially and temporally.

As we have known, fracturing (seismicity, AE activity) is controlled by the state of stress distribution and the heterogeneity of the strength distribution in rock mass or rock sample. Both the stress state and the heterogeneity of rock media are changed during fracturing process corresponding to the change of fracturing activity. It is obvious that the heterogeneity of the stress state is governed by the heterogeneity of rock. A homogeneous stress field will produce a more random spatial distribution of fractures with a higher fractal dimension, whereas a heterogeneous stress field will produce clusters of fractures with lower fractal dimension. Here the phrase homogeneous is a statistical description. It means that the stress field is homogeneously disordered at certain viewing scale order. The heterogeneity of stress field and other physical and geometrical parameters are somehow depending on the roughness of measure. For example, the surface of a polished rock is very homogeneous to the eye. However, we will find it is very heterogeneous at microscopic scale: there are many peaks and troughs.

The basis of fractal is that even if we change the roughness of measure, we will get a similar image(pattern). However, in the most case of the real world, this kind of scale invariance may be bounded (scale invariance holds only in a certain scale range) or band-limited (holds in some scale bands connected or not connected). This may be caused by the fact that there are some intrinsic characteristic scales existing, which themselves are not fractal, for example, the size of the earth, the thickness of the earth's crust, and the sizes of crustal blocks. As a natural extension of the fractal concept, the terms such as bounded fractal and band-limited fractal are established. In the case of band-limited fractal, the fractal dimension of each band reflects the distribution pattern in corresponding scale range, and may vary from band to band. In this paper, we applied multifractal analysis to the Chinese earthquake catalogue and to the hypocenters data of acoustic emission events in granite samples during compressional test, and analyzed how the fractal structure of fracturing reflects the heterogeneity and the intrinsic characteristic scales of crustal rock mass and rock sample at different scale ranges.

2 Multifractal analysis

The multifractal concept is a natural extension of the fractal concept to the case of heterogeneous fractal (Grassberger, 1983; Hentschel & Procaccia, 1983; Mondelbrot, 1989). Generalized dimensions (or multifractal dimensions) can be used to describe a heterogeneous fractal set. Following Grassberger(1983) and Hentschel & Procaccia (1983), generalized dimension Dq is defined as the following:

$$\begin{aligned} D_q &= \frac{1}{q-1}\lim_{l\to 0}\frac{\log\sum_{i\in l} p_i^q}{\log l} \qquad (1)\\ (D_0 &\geq D_1 \geq D_2 \geq D_3 \geq \cdots \geq D_\infty) \end{aligned}$$

where p_i is the probability that spatial points fall into a box with size l. There are several methods which can be used to estimate the value of D_q (Grassberger, 1983; Hentschel & Procaccia, 1983). In this study, we used a generalized correlation integral method (Kurths & Herzel, 1987; Hirata & Imoto, 1991). The generalized correlation integral function is defined by:

$$C_q(r) = \frac{1}{N}\left\{\sum_{j=1}^{N}\left\{\frac{N_j(R\leq r)}{N-1}\right\}^{q-1}\right\}^{\frac{1}{q-1}} \qquad (2)$$

$$C_q(r) \propto r^{D_q} \qquad (3)$$

where $N_j(R \leq r)$ is the number of points with the distance R from the j-th point smaller than or equal to r, and N is the total number of points. If the spatial

points ensemble is fractal (or heterogeneous fractal) $C_q(r)$ against r must obey the power law in equation (3), and the power exponents denote its fractal dimensions. The most interesting dimensions are D_2 and D_∞ . D_0 coincides with correlation dimension, and thus represents the pattern of points image, where all points in one box is equivalent to one point. D_∞ elucidates information about the most intensive clustering in a heterogeneous fractal set. In the case of homogeneous fractal, we have $D_0 = D_1 = D_2 = ... = D_\infty$. For heterogeneous fractal we have $D_0 = D_1 ... D_\infty$. Value $D_2 - D_\infty$ is a very important parameter since it represents the degree of the heterogeneity of a heterogeneous fractal set.

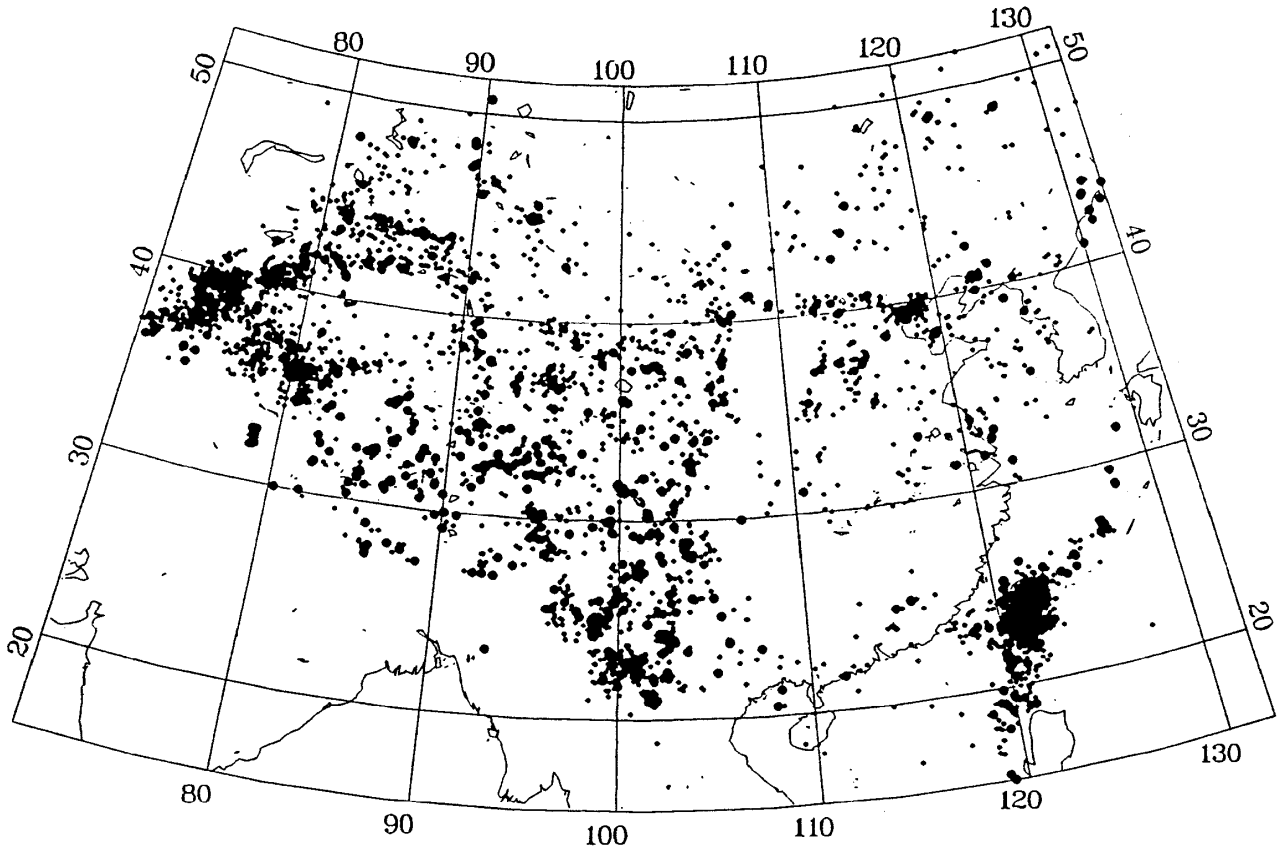


Figure 1: Epicenter distribution of the earthquakes in China. About 14,000 events in total with magnitude M≥ 3.5 occurred in the crust during Apr. 1, 1966 to Oct. 31, 1990. Earthquakes with M≥ 4.0 and with longitude between 70° E to 135° E and latitude between 10° N to 52° N (which dose not cover China completely) were plotted.

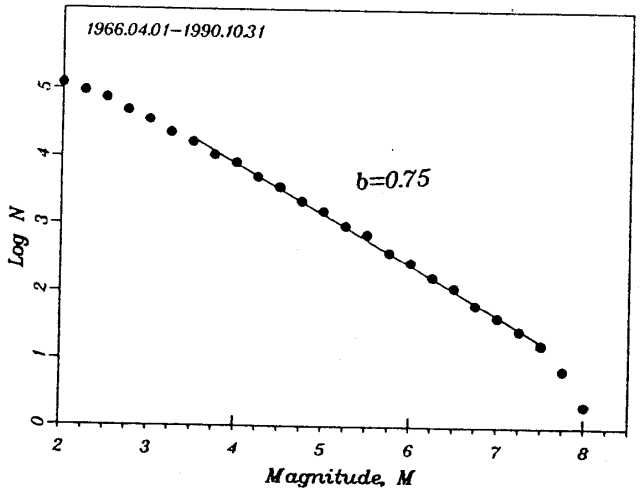


Figure 2: Magnitude-frequency distribution of the earthquakes in the chinese earthquake catalog.

3 Multifractal structure of earthquake epicenters in China

The earthquake catalogue used in this study was compiled by the Research and Prediction Center of Earthquake, State Seismological Bureau of China. The earthquakes were observed by the national network and many local seismic networks. The analyzed area is about 4,000x4,000 km^2. The Chinese earthquake catalogue consists of about 14,000 earthquakes with M$\geq$ 3.5 that occurred in the crust during the period from 1966 Apr.1 to 1990 Oct. 31. Fig.1 shows the epicenter distribution (only earthquakes with M 4.0 are plotted) and coastlines. The magnitude-frequency distribution holds linear relation in the range M$\geq$ 3.5 and M$\leq$ 7.5(Fig. 2), indicating that the catalogue includes almost all earthquakes with M$\geq$ 3.5. Since the relative location error of hypocenters in vertical direction is remarkably larger than those in horizontal direction, only the epicenter distribution was analyzed.

The generalized correlation integral function were calculated on the basis of equation (2) for the earthquakes with M$\geq$ 3.5, and plotted in the log-log coordinate for q=2 to 15 (Fig.3). These correlation integral functions are fitted to lines with two sharp bends. Two bending points divide the lines into three bands. In each bands the data hold good linear relations. This fact indicates that the earthquake epicenters have band-limited fractal structure. Hereafter, we denote the three bands as small band (S-band), medium band (M-band), and large band (L-band) according to their scale ranges. The S-band ranges from several km to about 80 km. The M-band ranges from 80 km to about 300 km. Then the L-band has a lower limit scale about 300 km. The fractal dimension for each bands is also shown in Fig.3.

Since D_q changes slightly with increasing q when $q \geq 13$, it is reasonable to use D_{15} as an approximation of D_∞ .

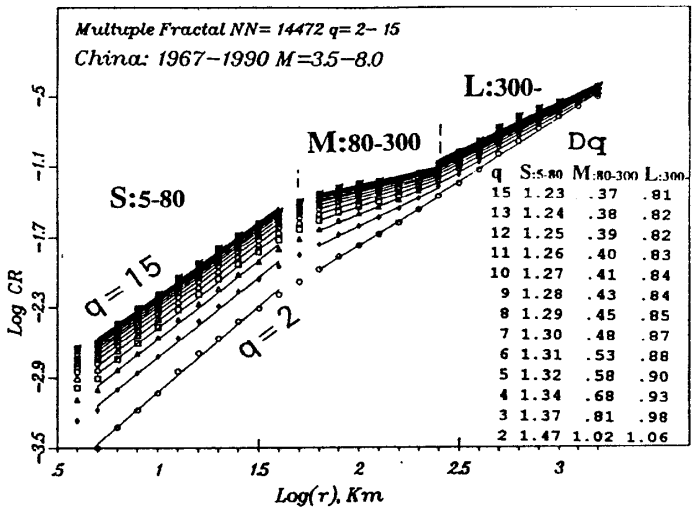


Figure 3: Generalized correlation integral functions of the epicenter distribution of earthquakes in China versus distance in double logarithm coordinates. The data shows band-limited multifractal structure with three bands. The fractal dimension for each band and for q=2 to 15 are measured by the least square fitting and also specified in the right side.

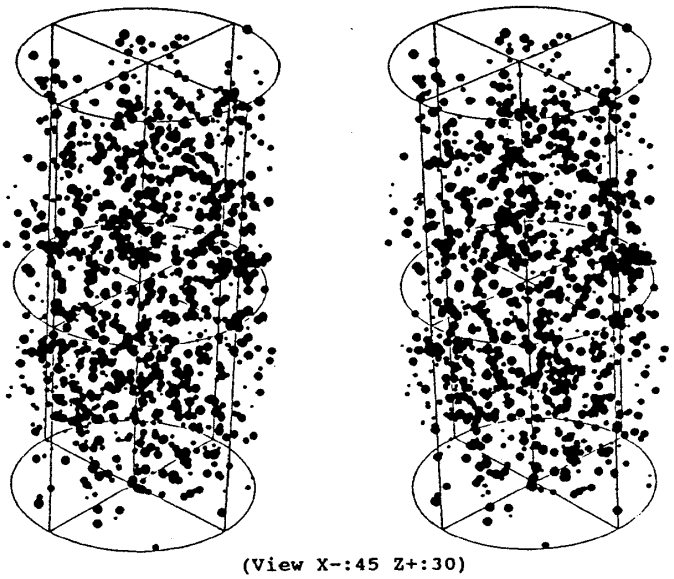


Figure 4: Stereo graphic view of AE hypocenters in Inada Granite under triaxial compressional test.

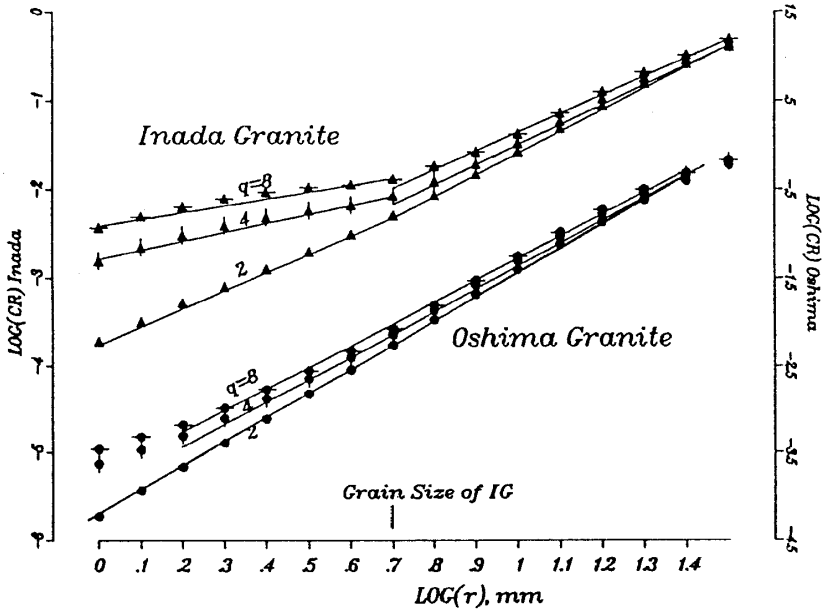


Figure 5: Generalized correlation integral of AE hypocenters in coarse-grained Inada granite (IG) and fine-grained Oshima granite (OG) versus distance in double logarithm coordinates. Only data for q=2, 4, and 8 are plotted. Microfractures in IG has band-limited multifractal consisting of two bands with a bending point around the average grain size. In Oshima granite, since grain size is smaller than location error, there is only one band.

4 Multifractal structure of AE foci in two granites

The generalized correlation integral functions were also calculated for acoustic emission hypocenters in granites under triaxial compression tests. Two granites with different grain size were used for comparison. Samples were coarse-grained Inada granite (IG, average grain size about 5 mm) and fine-grained Oshima granite (OG, grain size less than 2 mm). A detailed description of the experimental condition and the comparison of the fracturing process of two granites were reported in of Lei *et al.*(1992). In each experiment, hypocenters of about several thousands AE events were determined with location error less than 2-3 mm. The hypocenter distribution in both granites shows strong clustering (see i.e. Fig.4). We found that the generalized correlation integral functions of AE foci in OG are fitted in linear relation in the scale order from 2 mm (order of the location error) to sample size with D_2=2.75 and D_∞ =2.4. However, the integral functions for IG show two distinct power law bands with bending point around the average grain size (Fig.5). This result shows that the spatial distribution of microfractures in coarse-grained Inada granite have a band-limited fractal structure with a band boundary corresponding to the average grain size. We use the same terms as those in natural earthquakes, S-band and

L-band, to denote the two bands. The fractal dimensions are D_2=2.1 and D_∞ =0.7 for the S-band, and D_2=2.5, D_∞ =2.0 for the L-band.

	Chinese Earthquake Catalogue			Inada Granite		Oshima Granite
band	S	M	L	S	L	single band
scale	50-80 km	80-300 km	300- km	$\leq$ 5 mm	>5 mm	>2 mm
D_2	1.47	1.02	1.06	2.10	2.50	2.75
D_∞	1.23	0.37	0.81	0.70	2.00	2.45

Table 1: Fractal dimension of earthquake epicenters and AE hypocenters

5 Discussion

Table 1. shows D_2 and D_∞ for S, M and L bands of Chinese earthquake catalogue, for S and L bands of IG, and for OG (single band). In the Chinese catalogue, the two band boundaries which separate the correlation integral functions of earthquake epicenter distribution into three bands are 80 km and 300 km. Boundary 80 km corresponds to the average size of after shock areas of many large earthquakes in China. For example, the after shock area of the Tangshan Earthquake in 1976 (M=8.0) is about 90 km in length and 40 km in width. In the Chinese catalogue, there are 51 earthquakes with M$\geq$ 6.5. Since most of these large earthquakes are followed by many after shocks, the correlation integral functions for the S-band are governed mainly by these after shocks. In the S-band, roughness and view scope of measure are about 5 km (location error) and 80 km, respectively. What we get is mainly the distribution pattern of epicenters in seismic clusters (swarms) of large earthquakes, which shows fractal structure with D_2=1.47 and D_∞ =1.23. $D_2 - D_\infty$ is equal to 0.24, showing that the epicenters have weakly heterogeneous fractal structure: the distribution pattern of each seismic cluster is similar.

Boundary 300 km corresponds to the average length of many active fault zones, which, in many cases, are boundaries of crustal block. For example, the famous Xianshuihe fault has length about 280 km (Ma *et al.*, 1989, Fig.6) and is an important boundary of the Chuan-Dian rhombus block. In the case of the M- band, roughness and view scope of measure is 80 km and 300 km, respectively. This time, we can not distinguish epicenters one by one. Since the upper scale limit of the view scope is corresponding to the length of many active fault zones, we get the distribution pattern of seismic clusters along active fault zone(see e.g. Fig.6). Again, this pattern also shows heterogeneous fractal structure with D_2=1.0 and D_∞ =0.37. The large difference between D_2 and D_∞ shows that the distribution of seismic clusters along active fault zone is very heterogeneous. It is true that, in some active fault zones, earthquakes are distributed along the whole fault zone randomly without any

specific concentration, resulting a fractal dimension close to 1, and in some other seismic zones, earthquakes are concentrated only in some special points or segments, resulting a fractal dimension close to 0.

Finally, in the L-band, we get the spatial pattern of seismic zones, which are associated with boundaries of crustal blocks, in a quite wide area. As expected from analysis of fault geometry, the spatial pattern of seismic zones has also fractal structure with D_2=1.06 and D_∞ =0.81. Since every fault has linear extension (in two dimension), the fractal dimension obtained from the correlation integral of earthquake epicenters may be deviated from that obtained from fault geometry.

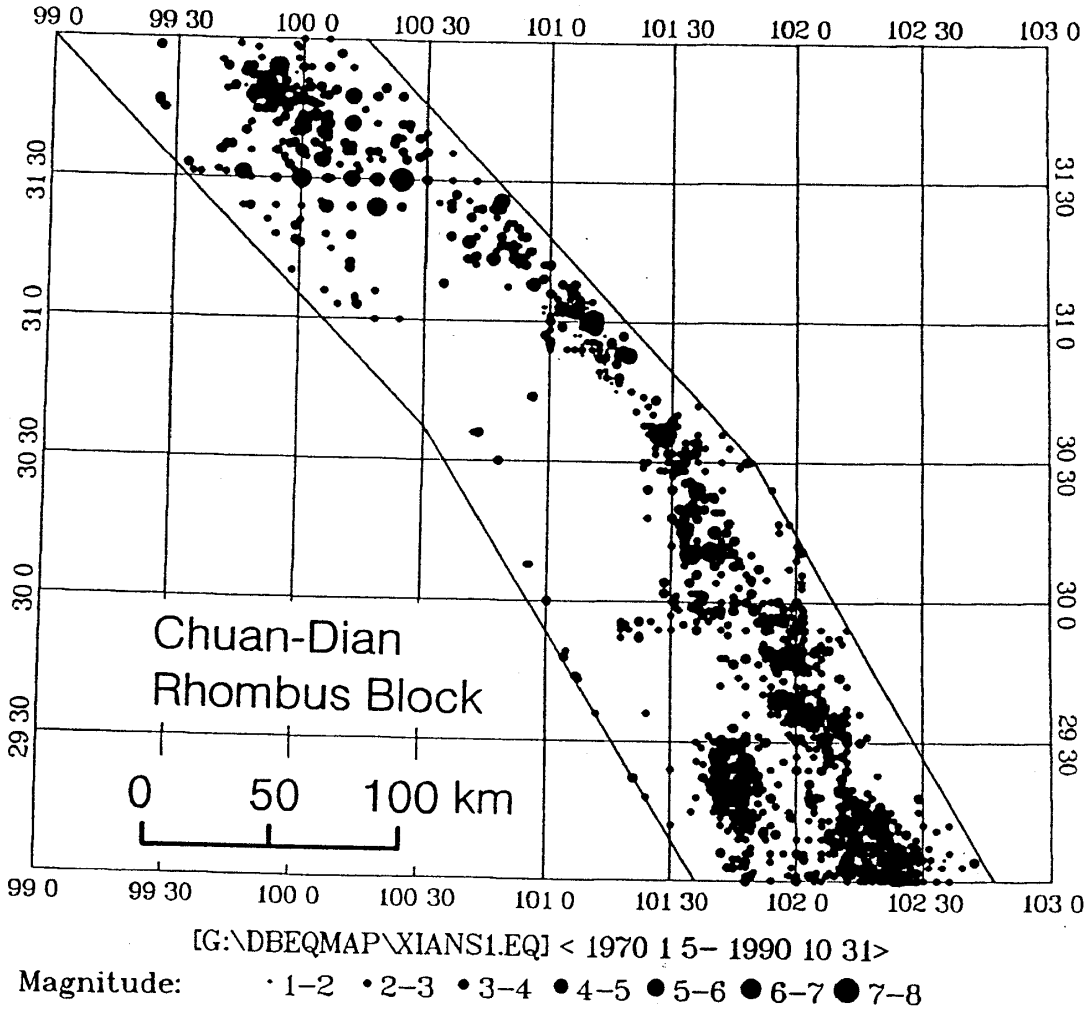


Figure 6: The distribution map of epicenters near the Xianshuihe fault zone. Clusters correspond to after shock area of large earthquakes having the typical size of 50- 100 km. The distribution of those clusters and the distribution of epicenters in the clusters show band-limited fractal structure corresponding to the 80-300 km band and 5-80 km band, respectively, of Fig.3.

Our results about acoustic emission shows that band-limited fractal also exists in microfracturing. The boundary of band-limited fractal structures is close to the average grain size of rock, suggesting that grain boundary may cause the band-limited fractal. The role of grain boundaries is similar to that of fault zones in geologic scale. At the large scale, the distribution of grain is almost homogeneous for both IG and OG, but if we look at the smaller scale comparable to the grain size, the distribution of grain is not homogeneous, and is localized. Stresses are enhanced around grain boundaries, resulting in microfractures and AE. Owing to the complicated geometry of grain boundaries, AE tends to form clustering around grain boundaries just similar to the faults in geologic scale. However, such clusters of AE cannot be recognized when the average grain size is very small, because AE source location is not accurate enough to elucidate the clusters associated with grain boundaries. If the average crack size is comparable to the average grain size, the heterogeneity around the grain boundaries does not seem to affect the occurrence of AE. In the coarse-grained IG the grain size exceeds over the location error of AE sources and the average crack size during most of the fracturing stages. As a result, the distribution of the AE clusters is controlled by the distribution of grain boundary. However, in the fine-grained OG, there is no such grain effect since grain size is too small to be compared to the size of AE cluster. Thus spatial distribution of fracturing in OG is more random and gives a larger fractal dimension: D_2=2.75 and D_∞ =2.4. In IG, we have D_2=2.5 and D_∞ =2.0 for the L-band, D_2=2.1 and D_∞ =0.7 for the S- band, showing that microfractures in IG are band-limited fractal and very heterogeneous. Lei *et al.* (1992) also found that the focal mechanisms of AE are different in IG and OG: the dominant fracture mode is the shear fracturing in coarse-grained IG, whereas that in fine-grained OG is the tensile fracturing. This result suggests that fractal dimension may associated with fracturing mode.

Our multifractal analysis on earthquake catalogue and AE hypocenter data, shows that the dominant heterogeneity (turbulence) of rock sample or rock mass in different scale range may have different distribution pattern, resulting band- limited heterogeneous fractal structure in fracturing hypocenters. As for the boundaries of band-limited fractal structure, there are some intrinsic characteristic scale in the fracturing system, such as grain size, and length of crustal blocks. Pacheo *et al.* (1992) pointed out that the down-dip width of the seimogenic layer is another typical intrinsic characteristic scale, and this gives rise to the difference of b-values between large earthquakes and small earthquakes.

Between the scales of experiment and natural earthquakes, there is still a large scale gap remained for further studies. In this scale range there may exist some new boundaries. Fracturing phenomena has fractal structure, from small scale order to large scale order, showing self-similarity. However, the characteristics of the fractal structure, i.e. fractal dimension, coinciding with the difference of scale range may

be different because there are some intrinsic characteristic scales existing in the real world. When we emphasize the similarity of microfracturing in experimental condition with seismic observation, it is also important to take such characteristic scales into account.

ACKNOWLEDGEMENTS: Critical reading of the original paper by two reviewers is greatly appreciated. Lei Xinglin acknowledges the support of Science and Technology Agency Fellowship during his stay at Geological survey of Japan as a visiting scientist. This research was partially supported by the STA's special fund "Electromagnetic radiation phenomena as a precursor to the crustal rupture" (Principal researcher Y. Fujinawa).

References

[1] Grassberger, P., 1983. Generalized dimension of strange attractors, *Phys. Lett.*, 97A, 227-230.

[2] Halsey, T. C., Jensen, M. H., Kadanoff, L. P., Procaccia, I. & Shrainman, B. I., 1986. Fractal measures and their singularities: The characterization of strange sets, *Phys. Rev.* A, 33, 1141-1151.

[3] Hentschel, H.G.E., and I. Procaccia, The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors, *Physica*, 8D, 435-444.

[4] Hirata, T., Satoh, T. & Ito K., 1987a. Fracture structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 90, 369-374.

[5] Hirata, T., 1987b. Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment, *J. Geophys. Res.*, 92, 6215-6221.

[6] Hirata, T. & Imoto, M., 1991. Multifractal analysis of spatial distribution of microearthquakes in the Kanto region, *Geophys. J. Int.*, 107, 155-162.

[7] Lei, X., Nishizawa, ,O., Kusunose, K. & Satoh, ,T., 1992. Fractal structure of the hypocenter distribution and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain size, *J. Phys. Earth*, 40, 617- 634.

[8] Kagan, Y.Y & Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 303-320.

[9] Kagan, Y.Y. & Knopoff, L., 1981. Stochastic synthesis of earthquakes catalogs, *J. Geophys. Res.*, 86, 2853-2862.

[10] Kusunose, K., Lei, X., Nishizawa, O. & Satoh, T., 1991. Effect of grain size on fractal structure of acoustic emission hypocenter distribution in granitic rock, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 194-199.

[11] Ma, J., Ma, S. & Lei, X., 1989. Fault geometry and its relationship with seismicity in the Xiashuihe fault zone, *Phys. Chem. Earth*, 17, 131-142.

[12] Mandelbrot, B.B., 1982. *The Fractal Geometry of Nature*, Freeman, San Francisco.

[13] Mogi, K., 1962. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanyin g fracture of materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 40, 831-853.

[14] Pacheco, J.F., Scholz C.H. & Sykes L.R., 1992. Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes, *Nature*, 355, 71-73.

[15] Scholz, C. H., 1986. Experimental study of the fracturing process in brittle rock, *J. Geophys. Res.*, 73(no.144), 1447-1454.

荷電粒子測定による発生メカニズムに関する研究
Study of Source Mechanism by Means of Charged Particle's Measurement

機械技術研究所　首席研究官室
榎本　祐嗣
Mechanical Engineering Laboraotry
Chief Senior Researcher's Office
Yuji Enomoto
㈱コムテック
橋本　寛
COMTEC Inc.
Hiroshi Hashimoto
岩手大学　工学部
森　誠之
浅部　喜幸
Iwate University,
Department of Engineering
Shigeyuki Mori
Yoshiyuki Asabe

東京大学　地震研究所
嶋本　利彦
Earthquake Research Institute
University of Tokyo
Toshihiko Shimamoto

(Abstract)

Fracture of rocks associates emission of charged particles. In order to clarify if this phenomenon is responsible for any electromagnetic anomalies associated with earthquakes, the laboratory experiments were conducted to detect fracture stimulated charged-particle'semission or transient electric current in rocks using a fast operating charge detecting devise

of high sensitivity. Electric charge signal (ECS) was detected in two ways, namely

1) a direct charge collection method using an electroconductive indenter serving as the collecting electrode and
2) an indirect collection method in which an electrode was placed on rocks at a specific distance from the indentation fracture zone.

Thermally stimulated electron emission (TSEE) from granite was also measured using a gas-flow GM counter at temperature from room temperature up to 400°C.

As the results, intense electric charge signal (ECS) were detected during the indentation-loading cycle when cracking occurred around the indent on granite and on moist andesite. It was also confirmed that the charge signal propagated through the rock media, in a manner that the ECS decayed as the distance between the indent and the electrode increased. The transient electric current density at the fracture zone was estimated to 10^{-9} A/cm^2 for coarse grained granite.

Granite shows TSEE peak at temperatures of about 300and 400 C. TSEE peak at 400°C is attributed to the release of trapped electrons at point defects (E' center).

A possible mechanism for fracture-induced charge generation are discussed in relation to the geoelectric anomalies associated with earthquake.

1．研究の目的

本研究においては、岩石破壊に伴って放射される荷電粒子の計測ならびにそれに伴う電磁気的効果の計測手法を開発し、それにより岩石破壊に伴う荷電粒子放射特性を調べ、地殻破壊の前兆現象としての電磁波放射の発生メカニズムの究明に資する。

2．研究方法

（1）押し込み破壊に伴う荷電粒子計測

大気中において圧子の押し込み破壊に伴って放射される荷電粒子を大気

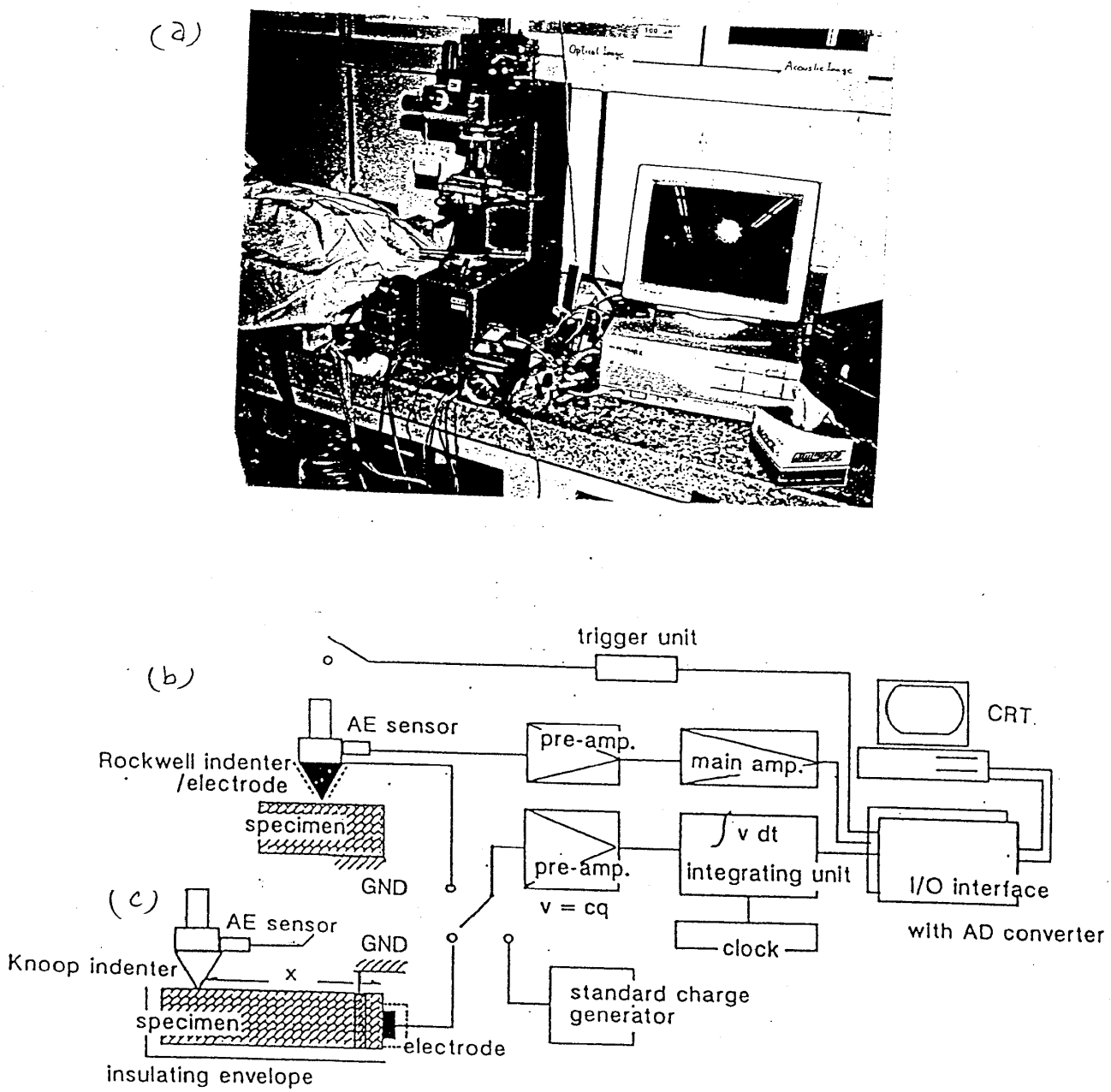


図１　(a)装置の全体図、(b)押し込み破壊試験の直接ＥＣＳ測定の概略図、(c)間接測定の概略図。

(a) overall view of apparatus and its schematics of:(b) direct ECS detection method and (c) indirect ECS detection method

中にて計測した。図１(a)に直接電荷信号検出（ＥＣＳ）装置の全景を、また同図(b)に計測系の概略図を示した。押し込み試験には硬さ試験機（明石製作所：AVK-A）を用い 、導電性ダイヤモンド（住友電工㈱：ボロン添加人造ダイヤモンド）でできたロックウエル形状（先端半径　200ミクロン）の圧子を電極とした。試験機と電気的に絶縁するために、それをジルコニア（ＰＳＺ）製ホルダーに支持して装着した。電極には±15Vを印加し、押し込み破壊で生じた正負の電荷を補集し、試作したチャージアンプ（COMTEC　CFE-522）で計測・信号処理しＣＲＴ上に表示した(Enomoto & Hashimoto, 1989)。

岩石試験片は約20x20x10mmに切りだした黒雲母花崗岩、角閃石安山岩、ピクライト玄武岩など１１種を用いた。押し込み破壊荷重は、4.9～490Nとした。なおこれらの岩石の幾つかについて、圧電率、導電率、誘電率を測定した。 図２は、圧電率の測定装置の概略を示す。タンク内の圧力４ｋｇ／ｃｍ²とし、発生した電荷量はエレクトロメータ（Keithley　#617）で計測した。試験に用いた代表的な岩石の電気物性を表１に示した。この表から石英を含む花崗岩が、特別圧電率が高いというわけでないことが分かる。

（２）破壊に伴う電荷変動の伝播計測

①ヌープ硬さ試験機による破壊実験

図１(c)に示すような方法で破壊により岩石中を電荷変動が伝播するか否かを調べた。まず予備実験として押し込み硬さ試験機にヌープ圧子を装着し、押し込み圧痕から離れた試験片（約10x20x50ｍｍ²）の他端には銅箔の電極を貼り付け、それに正または負の直流電圧を印加してチャージアンプで補集するようにした。測定は、破壊点から電極までの距離を変えて補集した電荷量を計測するとともに、圧子にＡＥセンサーを取り付け破壊音をモニタした。この試験では主に角閃石安山岩を用い、押し込み荷重は490Nとした。これらの岩石は収着水を含むので、一部の試験では乾燥処理したものも用いた。この実験において、押し込み破壊荷伴う電荷変動の伝播が計測されたので、次にスケールアップした破壊試験を行った。

②プレスマシンによる破壊実験

この試験では図３に実験の概略図を示すように、　試験棒　（10x20x50ｍｍ²、20x20x300ｍｍ²または30x30x1100ｍｍ²）の一端近くに予めダイアモンドソーで約5mmの切込みを入れ、そこに負荷能1000Kgfのパワープレス

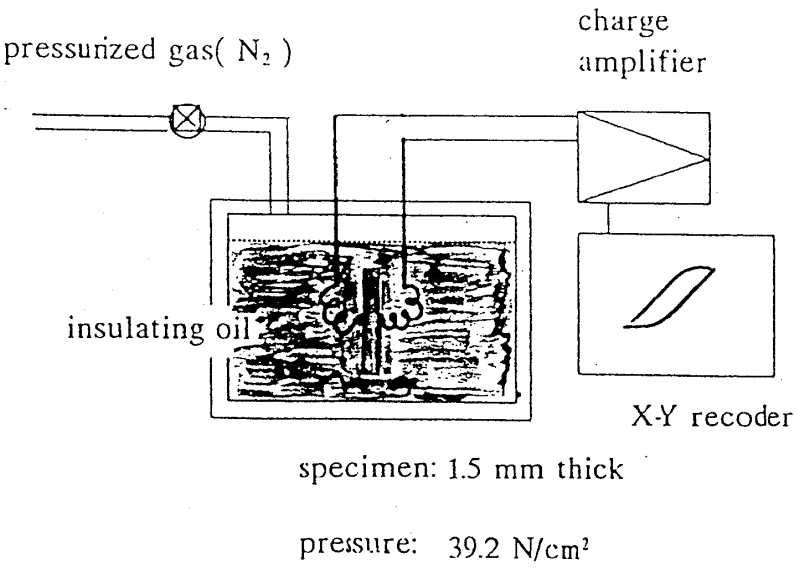


図 2　圧電率の測定装置概略図
Device for measurement of piezo-electric constant

表 1　実験に使用した主な岩石の電気物性
Electric constants for typical rocks tested

rocks	dieler. const (F/m)	piezoele. const. (pC/N)	eler. conduc. (mho/cm)
coarse granite	1.53×10^{-11}	0.48	1×10^{-7}(dry)
fine granite	1.53×10^{-11}	0.46	0.6×10^{-8}
andesite	1.86×10^{-11}	2.31(0.46, dry)	1×10^{-4}

に装着したＰＳＺ製の圧子（刃物）を圧入し破壊させる。試験片の他端には①と同様に銅箔の電極を貼り付け、それに正または負の直流電圧を印加してチャージアンプで補集するようにした。ただし後の実験で印加電圧０でも電荷変動が検出可能なことを確かめた。測定は、上記と同様に破壊点から電極までの距離を変えて補集した電荷量を計測するとともに、測定電極付近にＡＥセンサーを取り付け破壊音をモニタするとともに、一部の試験では、表面電位計　（Treck　#344 ）を用いて電荷測定点付近での表面電位変動を計測した。この実験に使用した岩石は、グレンサイズの大きい黒雲母花崗岩（稲田産）と細かいもの（真壁産）である。この実験において、ピエゾ効果による電荷変動の可能性を調べるために、大気中電気炉内において４００°Ｃならびに２５０°Ｃで１０時間加熱したのち、室温に戻す処理をした岩石試験棒についても測定を行った。

（３）熱刺激エキソ電子放射計測

図４に示すようなガスフロー型ガイガー・ミュラー（ＧＭ）管の中に試料を置き、ＧＭ管の中の消止ガスをエタノール10torr＋アルゴン100torrとした。岩石試料は、室温から４００°Ｃまで昇温速度を一定にして（ほとんどの試験は400°/80分）加熱した。なお、ＧＭ管のカソード－アノード間の電圧ＨＶを約1400Ｖとし、試験片とグリッド間には加速電圧100Ｖを加えた。なお装置の詳細は、別に報告に述べてある（浅部ほか　1989）。

（４）荷電粒子エネルギー計測

本研究では、破壊に伴って放射粒子のエネルギー計測するために、予備的試験としてセラミックスピンをセラミックスディスクに対して連続摩擦し、それ際放射されるフォトンエネルギー（分析範囲：1KeV～20KeV）をエネルギー分散型Ｘ線アナライザーを用いて計測した（Enomoto & Saito, 1990）。検出器の分析範囲内で信号の検出ができたか否かを判断するのに、さらに詳細な検討が必要なので、この報告では上記の（１）－（３）についての研究成果についてのみ述べる。

３．研究成果

（１）押し込み破壊に伴う荷電粒子放射の計測（Enomoto & Hashimoto, 1990, Enomoto & Hashimoto 1992）

図５に黒雲母花崗岩ならびに角閃石安山岩上の破壊を起こした圧痕の走

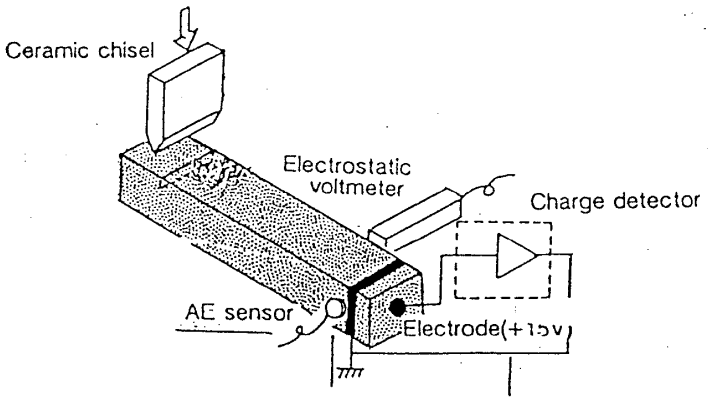


図３　プレスマシンによる破壊実験装置の概略図
Schematic view of fracture test using a press machine

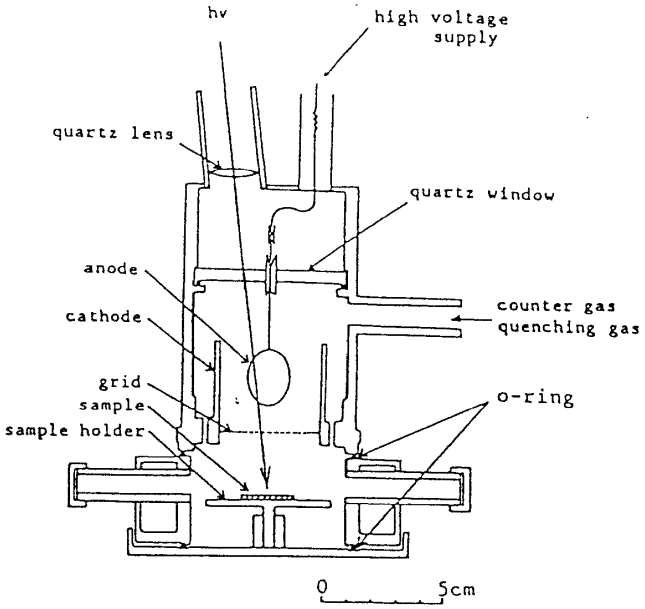
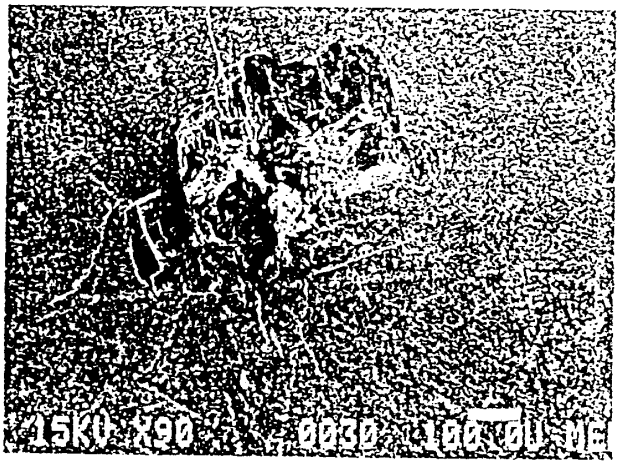


図４　ＧＭ管の概略図
Schematic view of GM tube

乾燥



角閃石安山岩

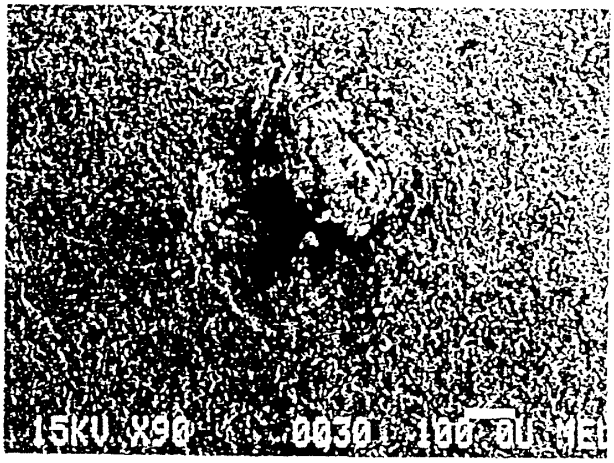


図５　黒雲母花崗岩ならびに角閃石安山岩の押し込み圧痕のＳＥＭ像
SEM images indentation fracture of (a) bitite granite and (b) horblende andesite

査電子顕微鏡像を示した。花崗岩の圧痕には外側に粒内破壊によるクラックが拡がっている。一方、安山岩の場合、破壊は圧痕の中に集中している様子が見られる。圧痕の大きさから平均の接触圧力を算定すると、花崗岩の場合約4ＧＰａ、安山岩で1.5ＧＰａである。

図６(a),(b)は、それぞれ花崗岩内の長石部分を荷重294Ｎで押し込んだときに得られたアコースティックエミッション（ＡＥ）信号と、電極に+15Ｖ印加したときの電荷信号（ＥＣＳ：electric charge signal）の記録例である。負荷過程の最終期（t～1400ms）に、岩石が破壊していることを示すＡＥ信号が大きくなり、またその時期に合わせＥＣＳも増す。この事実から、ＥＣＳは破壊によって発生しているといえる。負荷終了から約１秒間、荷重を294Ｎに維持し、そして除荷する過程でも若干のＡＥならびにＥＣＳ信号が記録された。

さらに押し込み荷重を増し490Ｎにすると、図７のようにＡＥならびにＥＣＳは、図６に比べ強度が増大する。図７(c)は、同図(b)の強いＥＣＳの現れたところの時間軸を拡大したもので、矢印A-Cで示すように20-30ｍｓの継続時間の電荷バーストが断続的に起こる様子が見れる。基準の電荷発生器でこう正した結果、矢印Aは0.6×10^{-12}Ｃ，矢印Bは1.6×10^{-12}Ｃ，矢印Cは6×10^{-12}Ｃであった。

荷重を490Ｎとし電極に加える電圧を-15Ｖにして、正電荷粒子（正イオン）の信号を補集すると、図８に示すように、図７より信号強度が少なくなる。したがって、破壊で発生するＥＣＳ信号のほとんどは電子によるものと判断される。

一方安山岩の押し込み破壊によるＥＣＳは、図９(a),(b)に示すように+15Ｖ，-15Ｖに印加してもその強度はあまり変わらない。時間軸を拡大すると、同図(c),(d)に示すように、花崗岩のような断続的に大きく現れるＥＣＳとは異なり、300-600Ｈｚの頻度でほぼ継続して現れる。図には示さないがこの岩石を加熱乾燥させると、ＥＣＳは著しく減少した。このことから、この種の岩石は岩石内の収着した水がＥＣＳ信号発生に寄与していることが予測される。

そこで、まず岩石の含水性をしらべるために、いくつかの岩石を粉砕し熱重量分析を行ってみた。その結果、図１０に示すように試験した岩石は大きく２つのグループ分けができることが分かった。すなわち、角閃石安山岩、ピクライト玄武岩などは、約50° Ｃから200°Ｃにかけて大きな重量減少がみられるのに対して黒雲母花崗岩などではそのような傾向が見られない。従って前者が吸水性であるのに対して、後者は吸水性のない岩石で

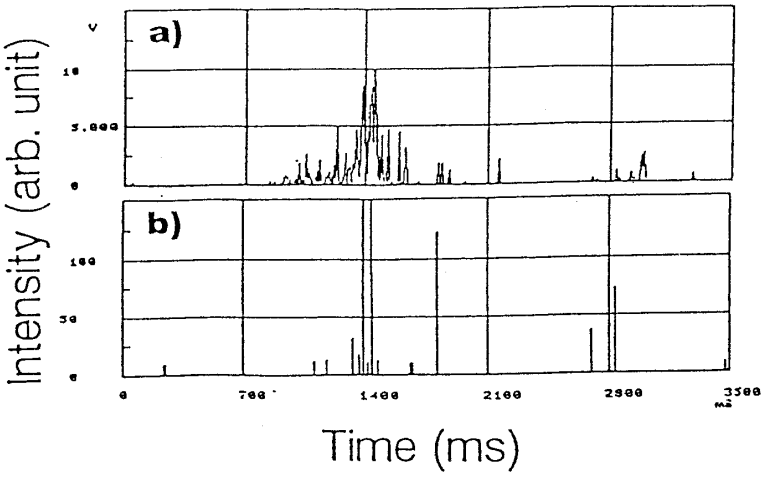


図６　花崗岩の押し込み破壊に伴う(a)ＡＥ、(b)ＥＣＳ。荷重、２９４Ｎ。バイアス電圧、＋１５Ｖ。
Typical signals of (a)AE and (b) ECS from granite. Load: 294 N, +15 volts

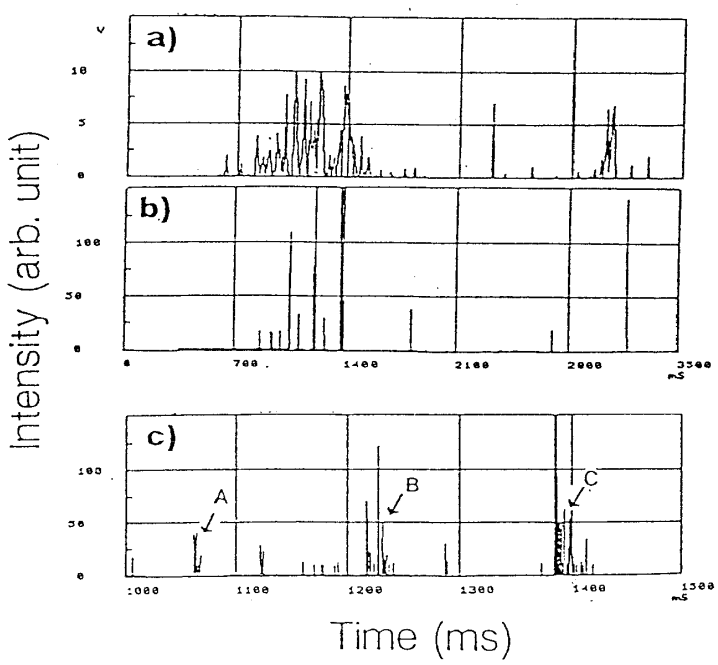


図７　花崗岩の押し込み破壊に伴う(a)ＡＥ、(b)ＥＣＳ,(c)ＥＣＳの時間軸を拡大。荷重、４９０Ｎ。バイアス電圧　＋１５Ｖ。
Typical signals of (a)AE and (b) ECS from granite.(c) time-extended ECS of (b). Load: 490 N, +15 volts.

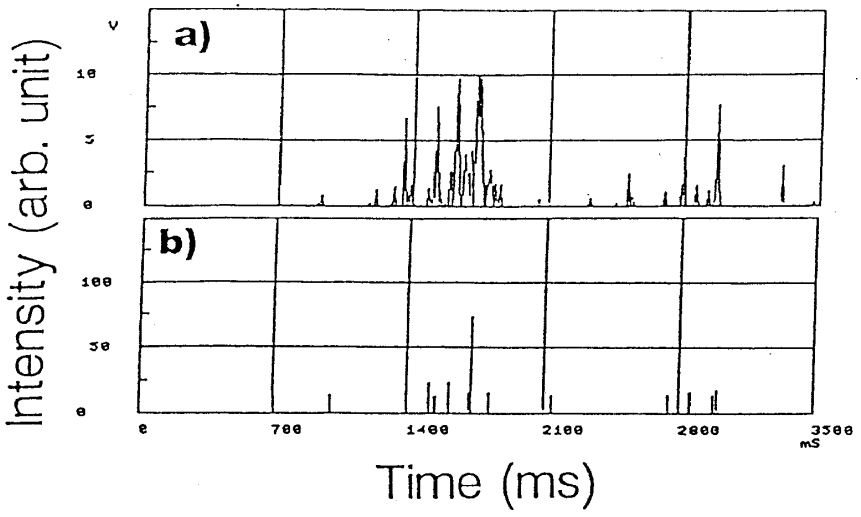


図８　花崗岩の押し込み破壊に伴う(a)ＡＥ、(b)ＥＣＳ。荷重、４９０Ｎ。バイアス電圧　－１５Ｖ。
Typical signals of (a)AE and (b) ECS from granite.
Load: 490 N, -15 volts.

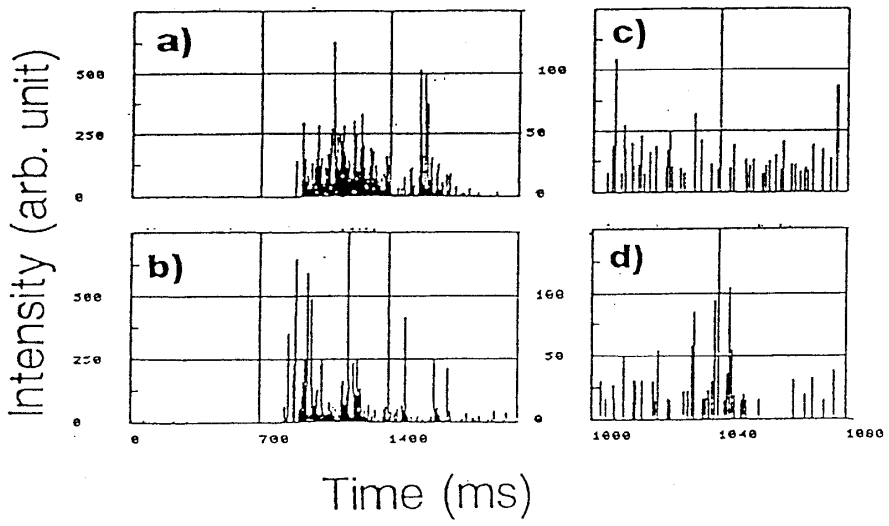


図９　角閃石安山岩の押し込み破壊に伴うＥＣＳ。(a)　+15V,(b)-15V、荷重、２９４Ｎ。(c),(d)は、それぞれ(a),(b)の時間軸を拡大したもの。ECS from hornblende andesite. (a) +15 V, (b) -15 V.
Load: 294　N.

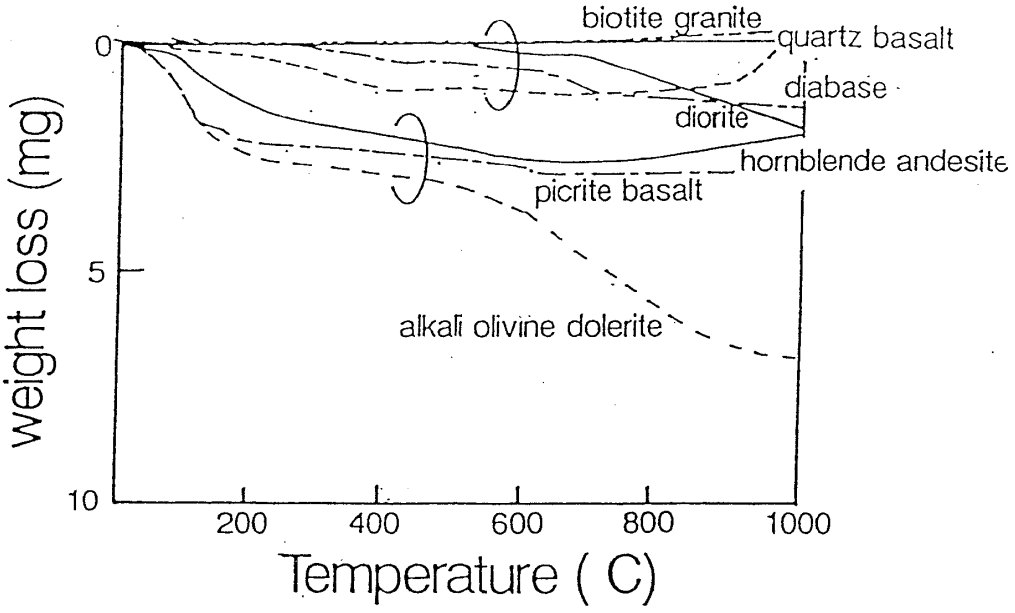


図１０　いろいろな岩石（粉末化）の熱重量分析
TGA of various rocks (powdered).

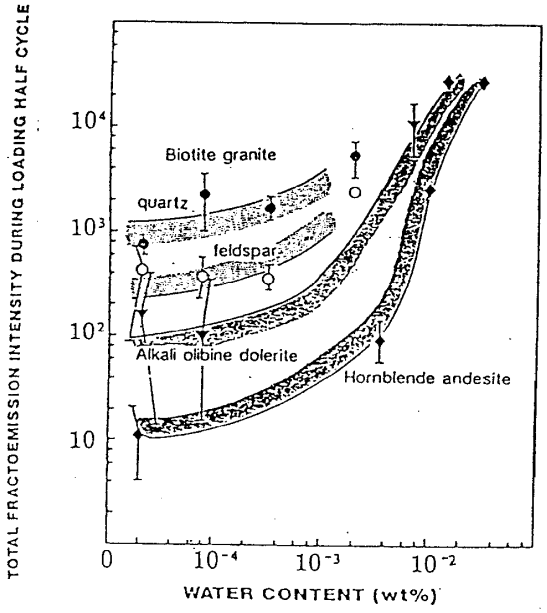


図１１　押し込み時間中のＥＣＳ積算量と含水率との関係。
Integrated ECS during loading cycle as a function of moisuture content.

あるといえる。

次に岩石を加熱処理し、その後室内放置あるは浸水したのちに乾燥するなどして、吸水率を変えて押し込み破壊試験を行い、ＥＣＳを計測した。その結果を図１１に示した。吸水性のない花崗岩は、含水率の変化に対してＥＣＳに大きな変化がない。これに対してアルカリカンラン石玄武含や角閃石安山岩は乾燥状態から含水率が増につれＥＣＳが急増する。なおこれらの岩石を室内に長時間放置したときの含水率が約10^{-2} wt%となる。

（２）岩石破壊に伴う電気的擾乱の伝播

①ヌープ硬さ試験機による破壊実験

角閃石安山岩に荷重490Nを加えてヌープ圧子を押しつけ圧痕周辺を破壊させたところ、圧痕から30ｍｍ離れたところに置いた電極上で図１２に示したようなＥＣＳを検出した。信号の継続時間は15ｍｓで、ヌープ圧痕下にクラックによって励起された信号と考えられる。この信号は拡大した信号を示す同図(c)み見るように、図９のような押し込み破壊で得られた継続的な信号とは異なり、図６－８で得られたような断続的なバーストと類似の形状である。圧痕の断面を走査電子顕微鏡で観察してみると、やはり複雑な破壊を生じていることが認められた。

②プレスマシンによる破壊実験

黒雲母花崗岩棒（20x20 ｍｍ^2：破壊面から電極までの距離＝240ｍｍ）のＥＣＳと表面電位ならびにＡＥの計測例を図１３(a)-(c)に示した。刃状工具が岩石表面に接触する図中のＡ点から、微小な破壊が始まりＡＥが発生し始める。それにつれ僅かながら電荷信号が捉えられるようになり、最終破壊（矢印B）にいたるまでに、断続して現れるＡＥに対応してＥＣＳも検出された。そして、最終破壊にともなって強いＥＣＳが得られた。この強い信号の持続時間は、15-20msec程度であった。最終破壊では、表面の電位も正の側に17Ｖ振れた。この事実から、破壊に伴って電気的な擾乱が伝播したことは、確かであろう。

破壊面から電荷補集用の電極までの距離ｘを変えて、刃状工具の押し込み破壊時間（t_f＝約１秒）内に生じた電荷の積算量Ｑと距離ｘとの関係をまとめたのが図１４である。電荷積算量は、距離とともに単調的に減少したが、粗いグレンの花崗岩からの電荷量が、細かい花崗岩より１～２桁強い。花崗岩は吸湿性がないが、強制的に水で表面を湿らせても、とくに効果は見られなかった。しかし、乾燥した安山岩からの強度は明かに

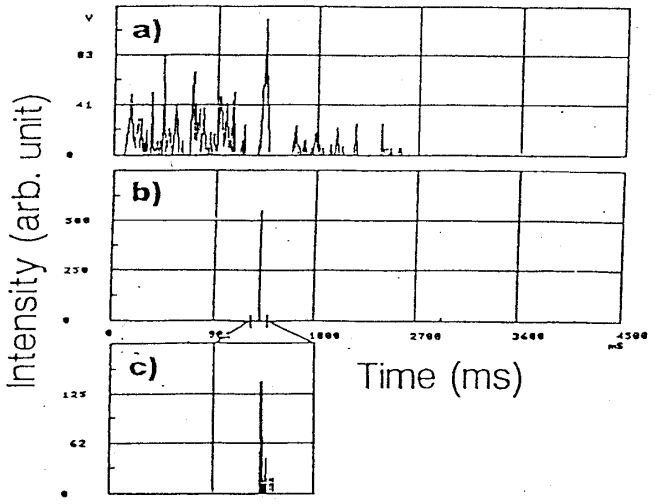


図１２　ヌープ圧痕（荷重、490N）から３０ｍｍ離れたところに置いた電極が検知したＥＣＳ。試験岩石、角閃石安山岩。
ECS detected at a distance (30mm) from the indentation fracture of hornblende andesite. Load being 490N.

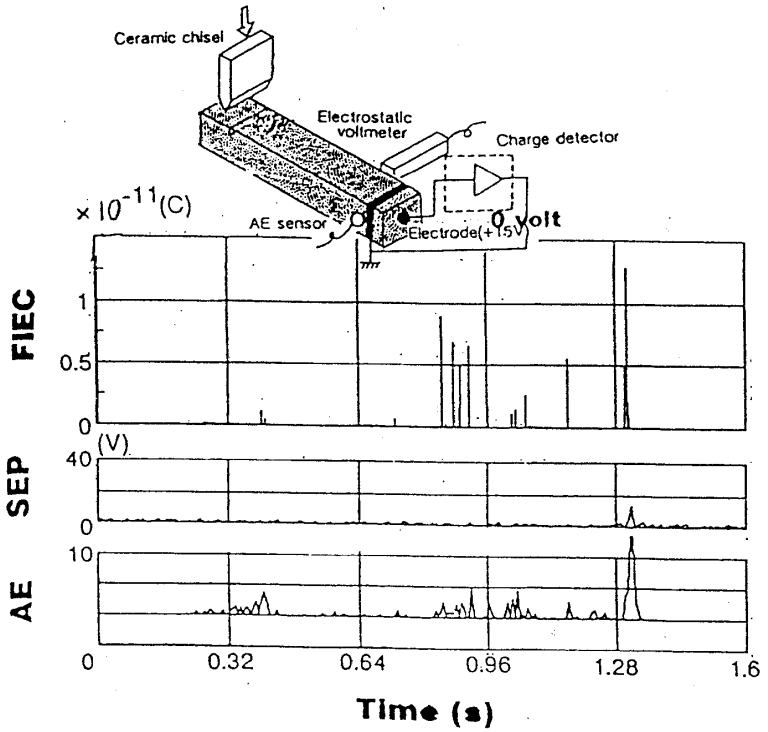


図１３　花崗岩の破壊に伴う、240ｍｍ離れた地点の(a)ＥＣＳ、(b)表面電位、(c)ＡＥ信号。
(a)ECS, (b)surface electric potential and (c) AE detected at a distance (240 mm) from fracture zone of granite.

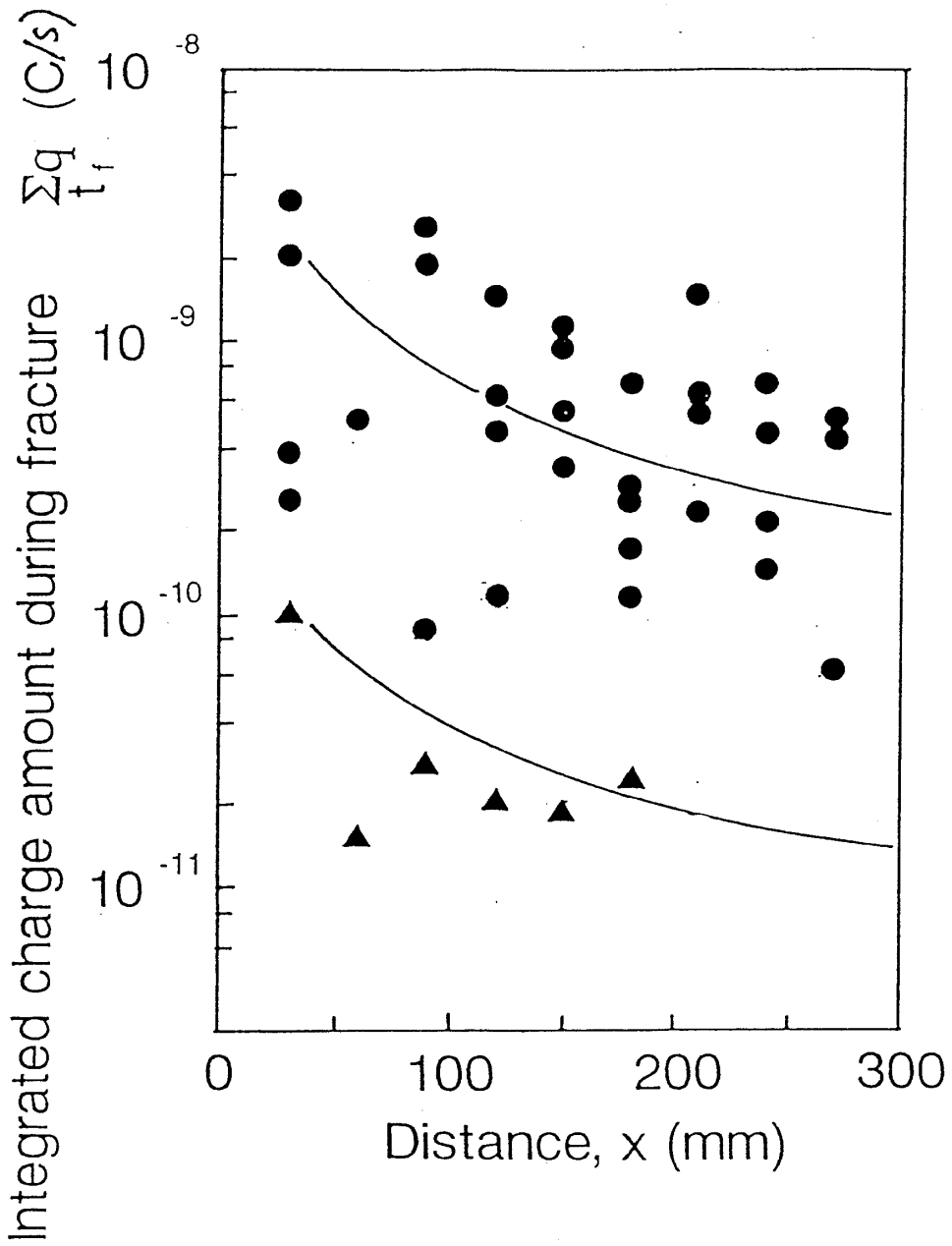


図１４　電荷積算量と距離ｘとの関係（○粗粒花崗岩、△微粒花崗岩）
Integrated charge gainst distance x, (○ coarse grained granite, △ fine grained granite).

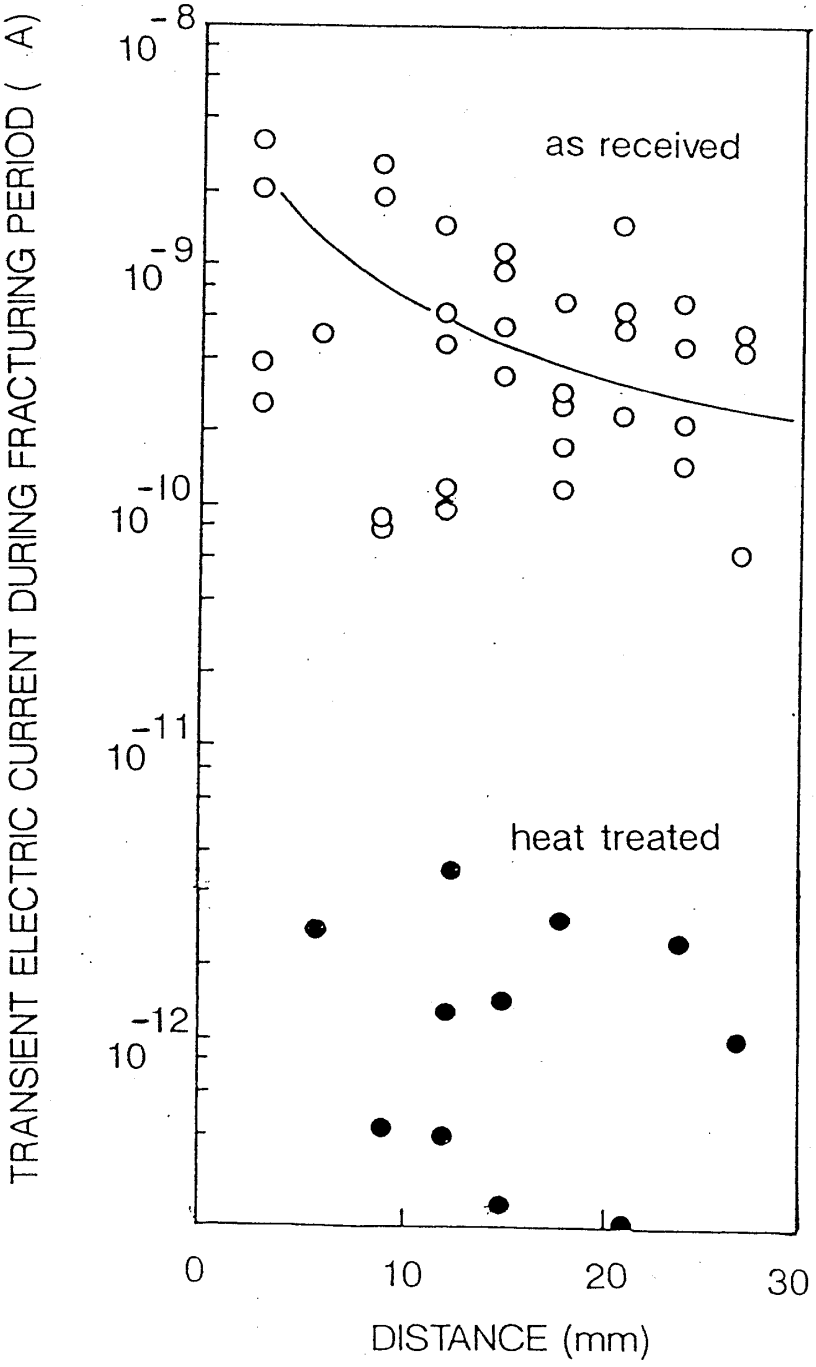


図１５　加熱処理によるＥＣＳの影響

Effect of heat treatment on ECS.

小さく、吸湿すると増し花崗岩と同程度になった。この事実から吸湿性のある岩石は、含まれる水分子が電荷の伝播に影響が大きいことが分かる。

図１４において、距離ｘを０に外挿してときの破壊面での電荷の発生量（Ｑ／ｔ$_f$～電流ｍＡ）は、試験岩石の断面積が４ｃｍ^{2}であるから、粗粒花崗岩（稲田産）で１０$^{-9}$Ａ／ｃｍ^{2}オーダー、細粒花崗岩（真壁産）の場合１０$^{-10}$Ａ／ｃｍ^{2}オーダーになる。この値は、Varotsosらが実験室的の考察から求めた発生電流密度に一致することは興味深い（Varotsos et al 1986)。次にピエゾ効果の可能性を検討するために、石英のキュリー温度（600° Ｃ）よりも低い400°Cで予め加熱処理した花崗岩の破壊試験をおこなった。その結果、図１５に示したように熱処理しない場合に比べて信号強度が著しく低下（１～２桁）した。ピエゾ効果がＥＣＳに寄与しているなら、400° Ｃの熱処理は影響ないはずである。

③熱刺激エキソ電子放射(TSEE)計測

図１６に花崗岩のTSEEの計測結果を示した。１回目の昇温の過程で377°Cにピークが検出された。しかし２回目ではこのピークは消失した。また表面を機械研磨しても回復しなかった。これは点欠陥の浅い準位に補足された電子が熱的に励起されて放射されたものと予測される。400°Cまで昇温すると、これらのエキソ電子発生源は完全に消尽し、その後に機械処理（研磨）しても回復しないものと考えられる。

さらに図１７は、稲田産花崗岩の構成鉱物ごとにＴＳＥＥを計測した結果を示す。長石、石英、黒雲母のいづれからもＴＳＥＥが認められた。特に黒雲母からの発生が多い。したがって圧電性のある石英が特別な電磁気現象の原因鉱物でないといえる。

石英の396°CのＴＳＥＥの立ち上がりがexp(-E/kT)に比例すると考えると(Garlick & Gibson 1948)、図１８のアレニウスプロットから活性化エネルギーＥ＝1.62eVが求まる。ただし、ｋはボルツマン常数でＴは温度を表す。このＥは、石英に含まれる格子欠陥の失活するときの活性化エネルギーに一致する(Fukuti, 1989)。事実石英からの電子スピン共鳴スペクトル（ＥＳＲ）は、エキソ電子発生開始前の温度ではＳｉＯ$_2$の酸素欠陥に電子が捕獲されたＥ' 中心などに対応するピークが見られるものの、エキソ発生後の温度(400°C) では、これらの格子欠陥に起因するピークは消尽した。図１９にその様子を示す。したがって、400° Ｃあたりの ＴＳＥＥは石英に含まれる格子欠陥の消尽による。

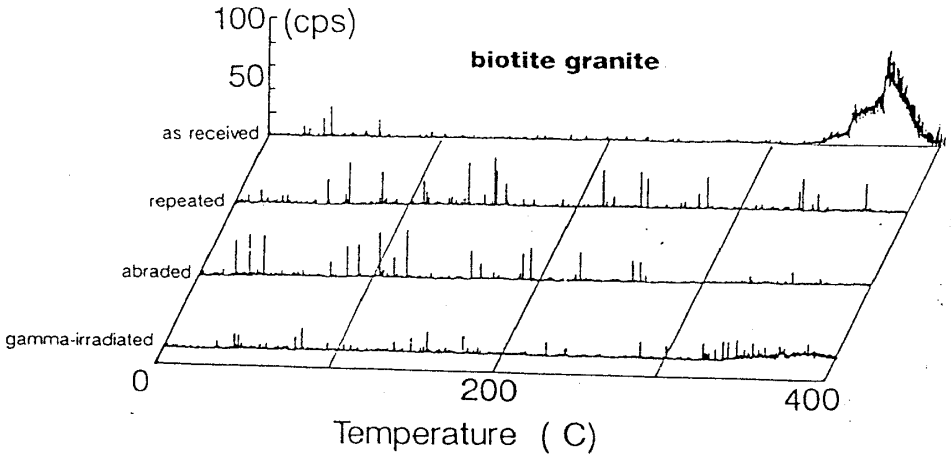


図１６　花崗岩からのＴＳＥＥ。
TSEE from granite.

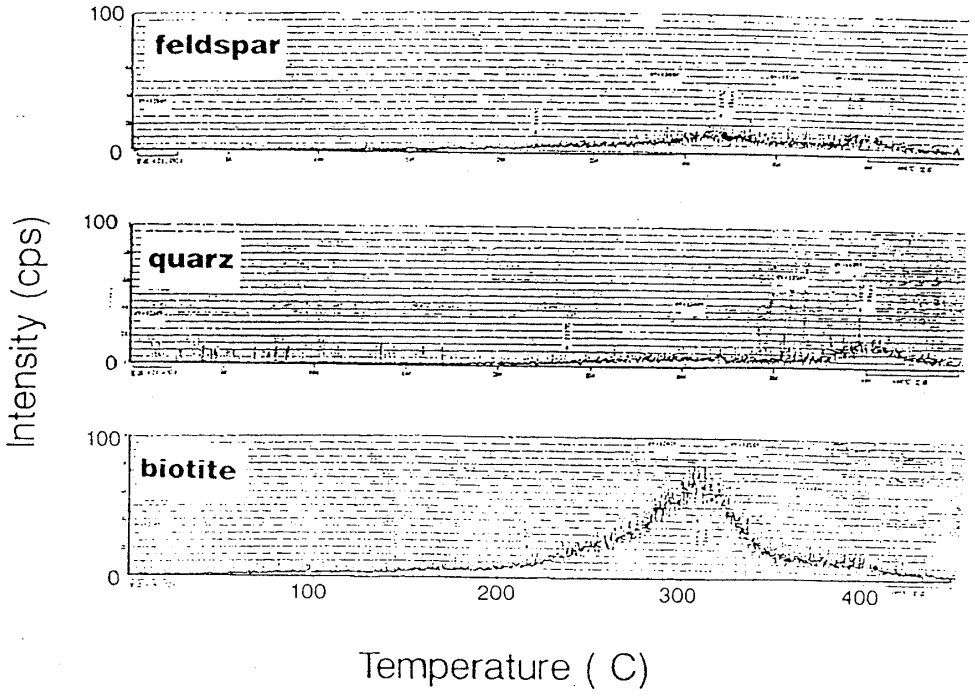


図１７　花崗岩構成鉱物のＴＳＥＥ.
TSEE from constitutional minerals on granite.

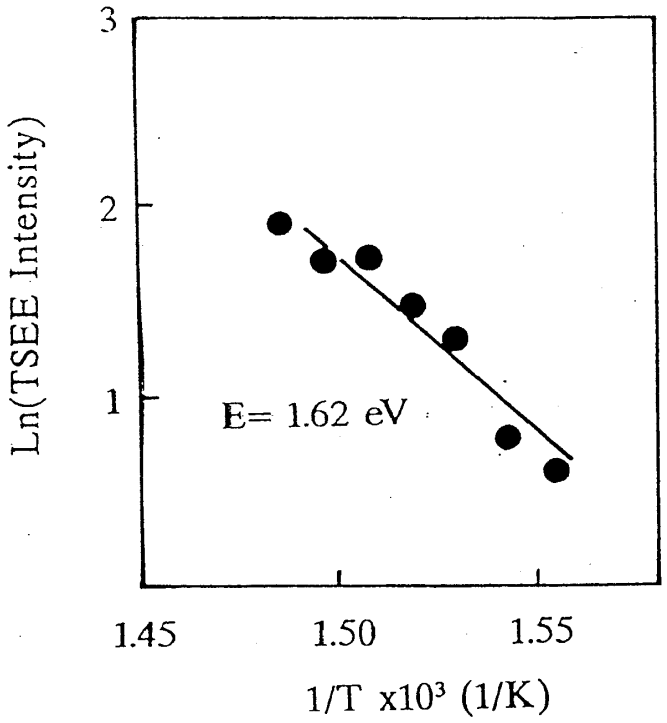


図１８　ＴＳＥＥのアレニウスプロット
Arrehnius plott of TSEE.

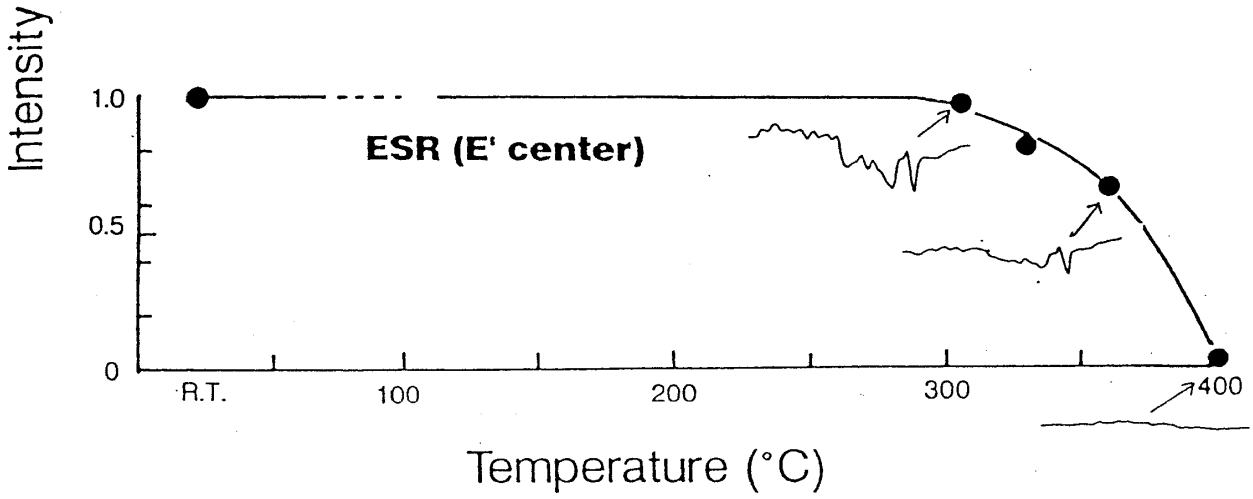


図１９　石英のＥ’中心のＥＳＲ温度特性
Temperature dependence on ESR of E' center of quartz.

④考察

地震前兆の電磁気現象はピエゾ効果によるものではないかとする説を支持する研究者は多い。しかし、ピエゾ効果が消尽するキュリー温度よりも低い温度で熱処理した花崗岩の破壊－電磁気効果が、激減することがこの実験で明らかになった。さらに表１から分かるように花崗岩の圧電率が他の岩石に比べて大きいわけでもなく、このため石英などピエゾ効果を示す鉱物が、電磁気現象の原因となる考えには難があると思える。Cressらも、石英を含まない岩石でも電磁気効果を示すことから、同じような結論を唱えている(Cress et al. 1987)。原因は、他の機構に求めるべきであろう。多くの無機硬脆材料について、それが破壊するとき荷電粒子を放射することがDerjaguinらやDickinsonらの研究から知られている(Derjaguin et al., 1984, Dickinson et al, 1981)。

Dickinsonはこれをフラクトエミッション（ＦＥ）と呼んでいる。彼らの実験のなかには岩石が含まれていなかったが、SiO_2、ＭｇＯなど岩石に類似の結晶がＦＥを示す材料として含まれているので、岩石もＦＥを示して当然である。ただ、いままでの実験がチャンネルトロンを用いて真空中で計測されていたのに対して、本研究では大気中で計測したことに大きな意義があるといえる。このため、含水性の影響を現実に近い条件での電磁気特性を調べることができた。

ＦＥの発生原因には、イオン結合性結晶が破壊したとき、破壊した２面の間に電荷分離を生じ、それによる強い電場を発生して、それによってできる電界でエキソ電子が放出され、さらに電場で加速されて気体電離を起こすという考え方がある。Hibbertらによると10^6Ｖ／ｍ程度の電場があれば、結晶の点欠陥の浅い準位に捕獲されているエキソ電子が放射される(Hibbert et al., 1985)。一方そのような電場が無くても、点欠陥に捕獲されている電子は、熱的あるいは機械的（摩擦熱、内部摩擦）に励起されるとの考え(Dickinson et al., 1981)もある。この実験では双方の可能性が残る。

次に岩石の破壊により熱的・機械的刺激を受けて発生した電荷が、地震前兆にしばしば生じる電磁気異常に関連するなら、地下の深い震源から地表にその電磁気効果がもたらされるわけなので、岩石内部を通じて電気的な擾乱が伝播してもよいはずである。（２）③で示した現象が関連しているかも知れない。

本研究成果にもとづき、地震前兆の電磁気現象についての可能性のあるメカニズムとして、次のように提案をする。　ふつう岩石には^{238}Uや^{23}

^{2}Ｔｈのような放射性元素が微量含まれている。これらの元素が壊変する過程で放射されるα線、β線、γ線で鉱物内の原子が電離して電子を放出する。その電子が、さまざまな格子欠陥の浅い準位に捕獲される。長い年月を経て、そのような格子欠陥の濃度が増してゆく。

一方地震、すなわち大きな断層すべりが生じる前に、岩石に大きな応力が集中し、岩石の破壊強度に達するとせん断破壊を起こし始める。やがてすべり破壊が断続的に生じる。このとき機械的刺激（内部摩擦、摩擦発熱）あるいは熱的刺激（クラックへの高温蒸気の流入など）により、欠陥に捕獲されていた電子の一部がエキソ電子として伝導帯に放射される。これが過渡的な電流の発生あるいは電気抵抗低下など計測手法に応じた信号変化をもたらす。この過程は一過性であるために、地震として大きなすべりを許容する段階にいたっては、すでに消尽しリセットされる。このために、地震の起こるときに電磁気現象を生じることはまれなことになる。

（補記）２.(1)に述べた押し込み破壊試験をさらに発展させた実験として、東京大学地震研究所　嶋本研究室において花崗岩（L=59.4mm、D=20　mm）の圧砕試験機(HBR)を用いて破壊－電荷計測をおこなった。その結果、本破壊の直前30秒前に110pCの電荷量を計測した。電荷密度で表せば35pC/cm^{2}となる。

５．引用文献

1)Y. Enomoto, H. Hashimoto, Fractoemission during indentation fracture of brittle solids, J. Materi. Sci. Letters, 8, 1107-1109, 1989.

2)浅部喜幸、森　誠之、千崎　則正、工藤健治、”低エネルギー光電子測定報の開発と金属表面状態評価への応用” 岩手大学工学部研究報告、42,101-110, 1991.

3)Y. Enomoto, K. Saito, Triboemission of continuum X-ray from ceramics, Wear of Materials, 223-228, 1991.

4)Y. Enomoto and H. Hashimoto, Emission of charged particles from indentation fracture of rocks, Nature, 641-643, 1990.

5)Y. Enomoto and H. Hashimoto, Transient electrical activity accompanying of rock under indentation loading, Techotonophys. 211, 337-344, 1992.

6)P.A. Varotsos and K.D. Alexopoulos, Thermodynamics of point defects and their relation with bulk properties, North-Holland, 419, Note 12, 1986.

7)G.F.J. Garlick and A.F. Gibson, The electron trap mechanism of luminescence in sulphide and silicate phosphors, Proc. Phys. Soc., 574-590, 1948.

8)T. Fukuchi, Theoretical study on frictional heat by faulting using ESR, Appl. Radiat. Isot., 40, 10-12, 1181-1193, 1989.

9)G.O. Cress, B.T. Brady and G.A. Rowell, Sources of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in the laboratory, Geophy. Res. Lett., 14, 331-334, 1987.

10)B.V. Derjaguin and Yu.P. Toporov, Comments on "The question of emission of charged particles in failure of solids", J. Materi. Sci., 19, 2423-2430, 1984.

11)J.T. Dickinson, E.E. Donaldson and M.K. Park, The emission of electrons and positive ions from fracture of materials, J. Materi. Sci., 16, 2897-2908, 1981.

12)D.B. Hibbert and A. Goodman, Theoretical study of field-stimulated exoelectron emission, 1985, J. Electronics, 59, 701-709, 1985.

6. 成果の発表

(1) 学協会等誌上発表

1)榎本祐嗣、”地震とエキソ電子”静電気学会誌 15,6, 433-438, 1991.

2)榎本祐嗣、”地震予知を目指すセンシング技術”電子工業月報 34,1, 23-29, 1992.

3)榎本祐嗣、”ジオトライボロジ”第27回機械技術研究所研究講演会資料 1-10, 1992.

4)Y.Enomoto and H.Hashimoto, "Transient electrical activity accompanying of rock under indentation loading" Tectonophys. 211, 337-344, 1992.

5) Y.Enomoto, M. Akai, H. Hashimoto, S. Mori and Y. Asabe, "Exo electron emission, possibly related to seismo geo-electromagnetic activities -Microscopic aspect in geotribology-, Proc. 1 st. Inter. Workshop on Microtribology, Morioka, 91-101: Wear, Elsevier (to be presented).

（２）口頭発表

1)榎本祐嗣、橋本　寛、”岩石の押し込み破壊に伴う荷電粒子”地震学会1990年度春季大会、東京工業大学 C31-01.

2)Y.Enomoto and H.Hashimoto, "Measurements of electron and ion emission from fracture of rocks under atmospheric conditions" Western Pacific Geophysics Meeting, Kanazawa Aug. 25, 1990.

3)Y.Enomoto and H.Hashimoto,"Laboraotry investigations of the geoelectrodynamics associated with rock fractures" Inter. Sympo. Earthquake Source Phys. and Earthquake Precursors, Tokyo Nov. 22, 1990.

4)榎本祐嗣、”岩石破壊に伴う電荷バーストの伝播現象”地震学会1991年度春季大会、共立女子大 D31-08.

5)Y. Enomoto, Y. Asabe, S. Mori and H. Hashimoto, "Electromagnetic activity associated with rock fractures" 地震学会1991年度秋季大会、名古屋国際会議場 B24.

6)Y. Enomoto, "Laboratory investigation of the electromagnetic anomalies associated with rock fractures" Electromagnetic Methods of Natural Disaster Warning, IASPEI(joint with IAGA), Wien (1991) Aug. 22.

7)榎本祐嗣、浅部善幸、森 誠之、" 地殻のすべり破壊に伴う電磁気現象の発生機構(I)" 地球惑星科学関連学会1992合同大会、京都大学、F22-10.

7．関係国との協力

ギリシャ アテネ大学 Prof. Vatotsosのグループと情報交換。

岩石の破壊に伴う電磁気現象の発生メカニズムに関する実験的研究

An Experimental Study on Electromagnetic Phenomena Associated with Fracturing of Rocks

名古屋大学理学部地球惑星科学教室
高野雅夫　山田功夫　深尾良夫
Department Earth and Planetary Sciences, Nagoya University
Masao Takano, Isao Yamada and Yoshio Fukao

Abstract

Some anomalous changes in electrical conductivity of the crust or earth-current have been observed associated with earthquakes in Japan, Russia, China and United States (see a review by Yamazaki, 1977). Varotsos and Alexopoulos (1984) reported the observation of seismo-electric signals (SES) and the application to earthquake prediction known as VAN method. Park et al.(1992) critically reviewed these results and pressed the necessity of the study to reveal the mechanism of the electric phenomena.

Resistivity change in stressed rock has been considered as a candidate of such a mechanism. Brace and Orange (1968a) carried out an experimental study on resistivity change at fracture in water saturated rocks and found that it drops typically by an order of magnitude as dilatant strain accumulates. Brace and Orange (1968b) and Brace (1975) showed that, in terms of resistivity change at fracture, partially saturated rocks behave as similar to saturated rocks at high pressure, and the change in porosity of a rock, therefore, the dilatant strain, solely determines that in resistivity of rock as a whole. These experimental results were applied to interpret the field observations of precursory changes in crustal resistivity to earthquakes, and these interpretations strongly supported the dilatancy-diffusion model (Scholz et al., 1973, Brace, 1975). Some of succeeded field observations, however, showed negative results to this model. Morrison et al. (1979) described that there appeared no precursory variation of either resistivity or self-potential to the earthquake of M4.0 which occurred in 1977 at the San Andreas fault, where the electrical precursors had been claimed to be observed previously at the earthquake of M3.9. At the present stage, the dilatancy-diffusion model has been challenged by many negative field observations, and any alternative model has not been established yet.

We report, in this paper, an experimental result on the resistivity change of marble at fracture under almost dry condition. Under this condition, the resistivity dropped strikingly only at the time just prior to fracture. We discuss a possible mechanism of the resistivity change and implications to field observations.

Figure 1 shows the schematic configuration of the experiment. Sample is the Akiyoshidai marble which consists of fine grained calcite (about 0.1mm in diameter) with little accessory components.

The sample was cut into a cylindrical shape with height of 25 mm and diameter of 25 mm. Each specimen was washed with distilled water and then acetone for 15 min respectively in a ultrasonic bath. They were dried in a desiccater with silicagel.

As shown later, water vapor comes out of the sample at fracture, indicating that a certain amount of water has been contained in the pore space of the sample. This water could be neither completely expelled nor controlled in amount by preheating of 150 °C for several days or vacuuming for several hours. The water seems to be initially confined within the pore effectively unconnected each other.

A couple of copper sheets 0.1 mm thick were stuck on the end planes with silver paste to use as electrodes. Near an end plane on the side wall of the sample, a guard ring was patterned with silver paste and it was connected to earth to avoid measuring the electric current conducting on sample surface. The sample was electrically isolated from the rams of the press apparatus by almina ceramic endpieces. An acoustic emission sensor attached on the side wall of a endpiece.

Uniaxial compressional stress was applied to the sample with a 200 ton servo controlled press apparatus in a constant strain rate mode. The strain rate was $5.0\times10^{-5}\mathrm{sec}^{-1}$ for all the run. Acoustic emission (AE) activity was observed by counting the pulse of ultrasonic wave. Electrical resistivity was measured by monitoring the electric current conducting through the sample under a regulated voltage of 1V in 10Hz AC. The electric current was measured by a current detector composed of negatively feedbacked operational amplifier which has a sensitivity of $1\mathrm{V}/0.1\mu\mathrm{A}$ and a lock-in amplifier whose detection phase is locked in the applied voltage. The current measuring system has a range from 2 nA to 1μA. The sample was set in a vacuum vessel to control gas components of atmosphere. The runs presented here were conducted in dried air 1 atm, in vacuum at 1 torr and in Ar atmosphere of 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 0.7 and 1 atm. The absolute humidity in the vessel was monitored with a humidity sensor of thermal conductivity detection type , in the case of dried air 1 atm. For Ar atmosphere, the air had been vacuumed out at 1 torr for 3 hours before filling the vessel with Ar.

Figure 2 shows the result of a run in the atmosphere of dried air 1 atm. Since the strain rate is constant, the stress change with time (Fig. 2(a)) can be interpreted as a stress-strain curve. The stiffness of the press apparatus is sufficiently high, so that a complete stress-strain diagram could be obtained. The AE counting rate is also indicated. In all the experimental runs the marble sample fractured with several main fracture planes propagating lengthward.

Figure 2(b) shows the change in electric current with time. At the beginning of the experiment, the current was less than the detectable limit. The current started to increase at a time just prior to the strength failure point (about 20 seconds before), attained a peak, and then recovered again to an undetectable level. The oscilloscope images of the applied voltage and the resultant current showed good coincidence in their phases, which indicates that the current was not caused by charge separation due to polarization but by electrical conduction of the sample. Thus, the observed current (Figure 2(b)) means the temporal enhancement of the electrical conductivity of the sample. The resistivity more than $1\times10^{7}\Omega$m at the beginning decreased to $5.83\times10^{4}\Omega$m at the peak point: the resistivity decreased by at least two orders of magnitude.

Figure 3 shows the temporal variation of the current and humidity of the atmosphere for the

same run shown in Fig.2. The ram of the press apparatus had been stopped at about 300 sec, therefore, no mechanical change had applied to the sample after this time. Water vapor degassed out of the sample from about at the failure point and the degassing seems to have finished simultaneously as the electric current ceased. The current decreasing process and humidity increasing process are approximately fit to exponential function of time $I_0 exp(-t/\tau_I)$ for the current and $H_0(1 - exp(-t/\tau_H))$ for the humidity, where t denotes the time from the start of the current decease, I_0 and H_0 are constants, and τ_I and τ_H are the time constant of the change in the current and humidity respectively. The time constant of degassing of water vapor τ_H could be controlled by covering the side wall of the sample with teflon thermal-contract tube. Figure 4 shows the relationship of time constant of the current decrease to that of humidity increase; τ_I changes as τ_H does (there appeared no clear relation, however, between total amount of the degassed water and the peak conductivity).

We could examine the effect of atmospheric gas pressure to the the time constant of the current decrease by using Ar as atmosphere. As shown in Fig.5, the time constant τ_I increases in propotion to the Ar gas pressure. Since Ar is chemically inactive, this effect must be physical one by the gas pressure. This is interpreted as that the atmospheric gas pressure controls the degassing velocity of water vapor from the sample, i.e., the higher atmospheric gas pressure prolongs the time constant of degassing, then that of current decrease.

We propose a following model as mechanism of the resitivity change; (1) A tiny amount of water is contained initially within the pore of the sample. In the pore, water might be in equilibrium between gas phase and adsorbed one on the pore wall. (2) The adsorbed water starts to desorb and the water vapor migrates as a crack propagates across the pore. (3) Water vapor then diffuses in the crack opening and some of it adsorbs again on the newly created crack surface, then a connected crack surface is covered with adsorbed water film. This becomes a path of the electric current, so that, the electric current starts when the path has been established to connect the electrodes. (4) Water vapor then would escape from the crack to the atmosphere when the crack reaches the side wall of the sample. As a result, almost all the water would escape out of the sample and then the electric current would cease.

As above, we found that the electrical resistivity of marble decreases transiently at fracture in spite of almost dry condition. The feature of the change differs from that in water saturated rocks. According to Brace and Orange (1968), the decrease in electrical resistivity of the water saturated sample starts at about a half of the strength and it was considered to be directly due to dilatancy. In almost dry condition, the change starts at the time just prior to the failure point, i.e., about a few tens seconds before in the case that it takes about 200 sec to be broken down (see Fig 2). The difference in transporting velocity of water in crack openings may be responsible for the difference in time when the resistivity change starts. In water saturated rocks, with considerable pore pressure, the liquid water would migrate immediately as a crack propagates. In contrast, the migration occurs by water vapor diffusion when the sample contain a little amount of water and the change in resistivity must delay to that in connectivity of crack itself.

From the view point of short-term earthquake prediction, it is important to observe the phenomena just prior to the failure. Suppose that one can monitor the electrical resistivity of deep focal area in the crust. If the area is saturated with liquid water, the change in resistivity would start far

before an earthquake. If the area is completely dry, in contrast, any remarkable change could not be expected. There must be a preferable situation at an intermediate condition. If the area contains a certain amount of water, the change would start just prior to the earthquake. This suggests that the site of observation should be chosen carefully. The area with high contrast of resistivity is preferred. The conductive regions should be used as electrodes to observe the change in high resistivity regions, at which water content must be low and the resistivity would be lowered just before the earthquake.

The condition of our experimental study is quite different from that in the crust. Especially, high pressure and temperature might alter the transport process of water. it is necessary to measure the transport properties of water vapor in crack opening under high pressure and temperature condition in the future study.

1．研究目的

日本、ロシア、中国、アメリカなどで、地震に伴う地殻の電気伝導度変化や地電流の変化が観測されている（Yamazaki,1977　参照)。ギリシアにおいてはVarotsos and Alexopoulos (1984) によってseismo-electric signals (SES) の観測が報告されている。彼らはこのSESの観測によってＶＡＮ法の名で知られる地震予知を行っている。最近、Park et al.(1992) はこれらの観測を批判的に総括し、そのメカニズムを明らかにするための研究を進める必要があることを強調している。

そのようなメカニズムの一候補として、応力が加えられると岩石の比抵抗が変化する現象があげられる。Brace and Orange (1968a) は水で飽和させた岩石の比抵抗が、ダイラタンシーの進行と共におよそ一桁も低下することを見いだした。Brace and Orange (1968b) およびBrace (1975) は部分飽和状態の岩石でも同様な比抵抗変化が見られることから、比抵抗変化はダイラタンシーによる空隙率の変化によって一意的に決まるとした。これらの実験的研究の成果は、野外における地震前兆としての地殻比抵抗変化の観測結果の解釈に適用され、dailatancy-diffusion model　の発展に大いに寄与した。しかしながらその後、このモデルに否定的な野外観測結果があらわれてきた。Morrison et al.(1979) はSan Andreas 断層における観測結果を報告し、以前にはＭ３．９の地震で前兆的な変化があったとされた場所で、１９７７年に生じたＭ４．０の地震の際には地殻比抵抗にも地電位にも何の前兆的な変化も見いだせなかったとしている。dailatancy-diffusion model に対しては現段階では多くの否定的な観測結果が報告されている。しかしながらこれに代わる新しいモデルもいまだ確立していない。

本研究の目的は室内岩石破壊実験によって、破壊に伴う岩石の電気的性質の変化を解明し、地震の前兆としてどのような現象が期待されるかを明らかにし、野外観測の結果を説明するためのモデルを構築することにある。われわれは大理石のサンプルについて、比抵抗をモニターしながら一軸圧縮実験を行い、ほとんど乾燥させた条件下で、破壊の直前から比抵抗が顕著に減少することを見いだした。

2．研究方法

大理石サンプルの電気抵抗を測定しながら、一軸圧縮破壊実験を行った。図１に概念図を示す。サンプルには秋吉台大理石を用いた。これは粒径約０．１mmの細粒のもので、方解石以外の異種鉱物をほとんど含まない。サンプルを縦２５mm、直径２５mmの円筒型に切り出し、蒸留水、アセト

ンでそれぞれ１５分間超音波洗浄したのち、デシケータ内で自然乾燥させた。あとに示されるように、サンプルを破壊させると、内部から水蒸気がでてくる。これはサンプル内部の空隙に、ある程度の水が含まれていることを示す。この水は１５０°Cで数日間熱処理しても、また１Ｔｏｒｒで数時間真空に引いても完全には取り除けず、その量を制御することができなかった。サンプル中の水は相互につながりのない空隙に閉じ込められているものと考えられる。

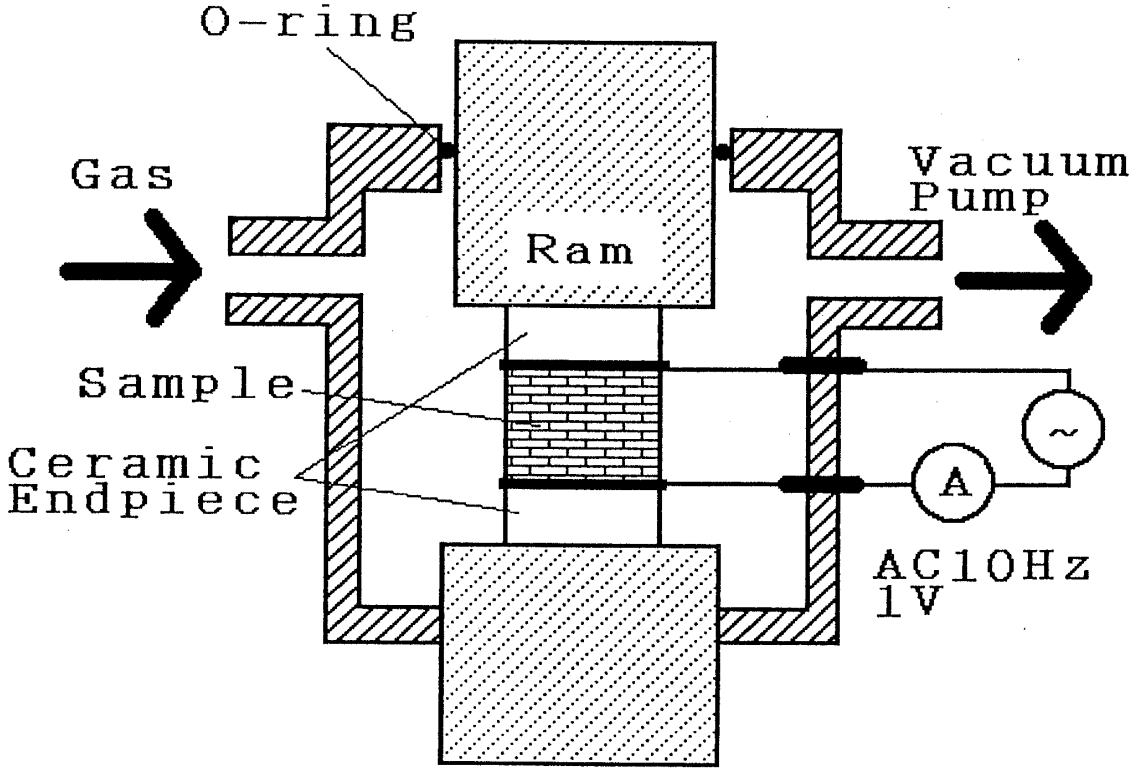


図1　実験装置の概念図。
Figure 1. A schematic configuration of the experiment.

サンプルの両端面に銀ペーストで０．１mmの厚さの銅板をはりつけ、電極とした。サンプル側面の一方の端面の近くに銀ペーストでガードリングを設け、サンプル側面を流れる電流をアースに流し、電流計に流れ込まないようにした。サンプルはアルミナセラミックスのエンドピースでプレス装置のラムから電気的に絶縁される。ＡＥセンサーをエンドピースにはりつけ、ＡＥ活動を測定した。

２００ｔサーボ制御プレス装置によってサンプルに歪速度一定の条件下で一軸圧縮応力を印荷した。歪速度は $5.0\times10^{-5}sec^{-1}$ に設定した。ＡＥ活動はＡＥパルスを計数することで測定した。電気抵抗は電極間に振幅１Ｖ周波数１０Ｈｚの交流定電圧を印加し、サンプルを流れる電流を測定することによってモニターした。電流は負帰還ＯＰアンプによって電流／電圧変換を行い、ロックインアンプによって検波しその振幅を測定した。感度は１Ｖ／１００ｎＡでロックインアンプの検波位相は印加電圧の位相に合わせた。この電流測定システムは全体として 2nA から 1μA までのレンジを持つ。真空容器の中にサンプルをセットし、雰囲気を制御して破壊実験を行った。ここで示す実験については

乾燥空気1気圧、1Torrの真空下および0．1気圧から1気圧までのAr雰囲気とした。乾燥空気1気圧の場合には熱伝導度検出型の絶対湿度センサーによって容器内の湿度をモニターした。Ar雰囲気の場合は容器にArを満たす前に1Torrで3時間真空に引き、空気と置換した。

3．研究成果

図2に乾燥空気1気圧の雰囲気下での実験結果を示す。歪速度一定で応力を印荷しているので、図2（a）に示される応力の時間変化はそのまま応力－歪曲線と考えてよい。プレス装置の剛性が十分に高いので、完全応力－歪線図が得られた。AE計数率も同時に示されている。すべての実験でサンプルは何枚かの主要破断面でたて割れをおこした。

図2（b）に電流の時間変化を示す。実験当初は電流は検出限界以下であり、サンプルは絶縁状態であった。それが破壊強度点の直前（約20秒前）から電流が観測されはじめ、ピークに達した後、再び検出限界以下にまで減少した。電流が検出されている段階での印加電圧と検出電流の位相はよく揃っており、この電流が分極の変化によるものではなく、電気伝導によるものであるといえる。したがって図2（b）に示される電流の変化はそのままサンプルの電気伝導度の変化であると解釈してよい。当初は$1\times10^{7}\Omega$m以上であった比抵抗がピークでは$5.83\times10^{4}\Omega$mまで減少し、少なくとも二桁の比抵抗変化がみられた。

図3に同じ実験の電流および真空容器内の絶対湿度の時間変化を示す。プレス装置のラムはおよそ300秒の時点で止められており、これ以後力学的な変化はサンプルに加えられていない。この図からわかるように破壊点のあたりからサンプルから水蒸気が放出されており、また電流が消滅すると同時に湿度の変化も止まっているように見える。電流の減少過程および湿度の増加過程は近似的に時間の指数関数で表される。すなわち電流の減少は$I_0exp(-t/\tau_I)$に、湿度の増加は$H_0(1-exp(-t/\tau_H))$にフィットできる。ここでI_0、H_0は定数、τ_I、τ_Hはそれぞれ電流変化、湿度変化の時定数である。時刻tは電流の減少が始まった時点を原点にとる。水蒸気放出の時定数τ_Hはサンプル側面をテフロン熱収縮チューブで覆うことによって制御できた。図4はそのようにしてτ_Hを制御したときのτ_Iの値の変化を示している。どの場合でも両者はほぼ一致していることがわかる（しかしながら全放出水蒸気量とピーク比抵抗の間には明瞭な関係は見られなかった）。

Arを雰囲気に用いることで、電流減少の時定数にたいする雰囲気ガス圧の効果を調べることができた。図5に示されるように電流減少の時定数は雰囲気のArガスの圧力に比例して長くなることがわかった。Arは化学的に不活性なのでこの効果は雰囲気ガス圧の物理的効果であるといえる。これは次のように解釈できる。すなわち、雰囲気ガス圧がサンプルからの水蒸気放出のはやさをコントロールし、その結果電流減少の時定数を変化させると考えられる。

4．考察

このような破壊にともなう比抵抗変化のメカニズムとして以下のようなモデルを提案する。（1）当初から微量の水がサンプルの空隙中に含まれており、空隙中では水蒸気と空隙壁への吸着水との間で平衡が成り立っていたと考えられる。（2）クラックが進展して空隙を横切ると水蒸気はクラック中を移動し始め、平衡を保つために吸着水は脱離する。（3）水蒸気はクラック中を拡散で移動し、その一部は新たに生成したクラック表面で吸着する。そのため互いにつながったクラックの表面には一面に吸着水の膜ができ、これが電流の流路となる。クラックが進展してそのような流路が電極間をつな

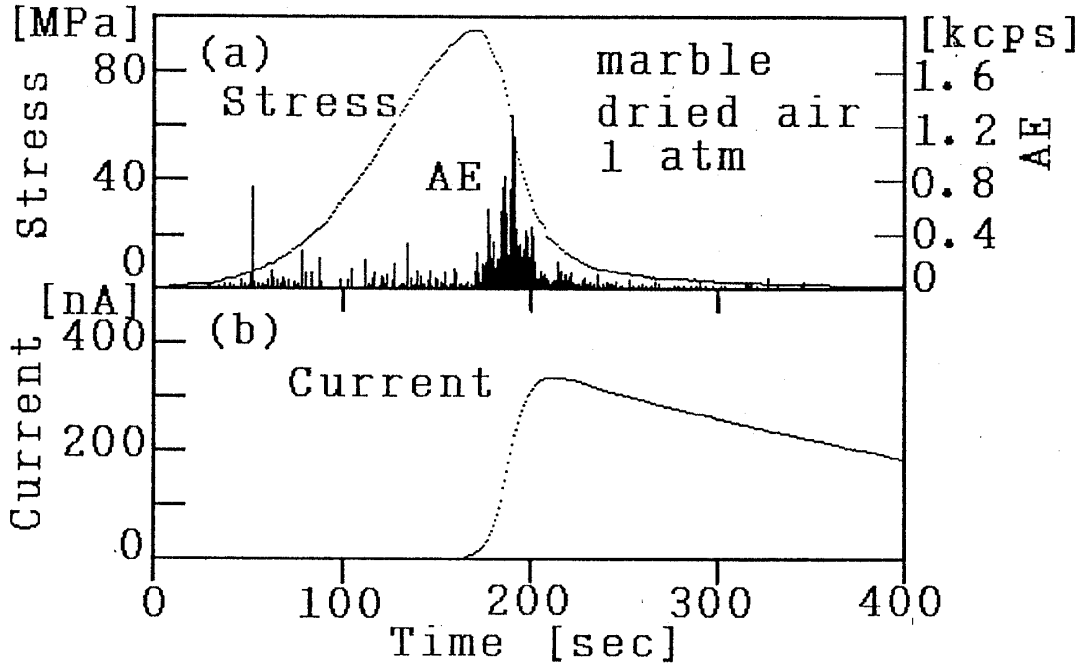


図2　応力とアコースティック・エミッション活動の時間変化（a）、およびサンプルを流れる電流の時間変化（b）。印加電圧は振幅1 V周波数10 Hzの交流定電圧。歪速度は $5.0\times10^{-5}sec^{-1}$。雰囲気は乾燥空気1気圧。

Figure 2. Temporal change of stress and acoustic emission (AE) activity (a), and electric current amplitude for applied voltage of 1V amplitude 10Hz(b). Strain rate was $5.0\times10^{-5}sec^{-1}$ and atmosphere was dried air 1 atm.

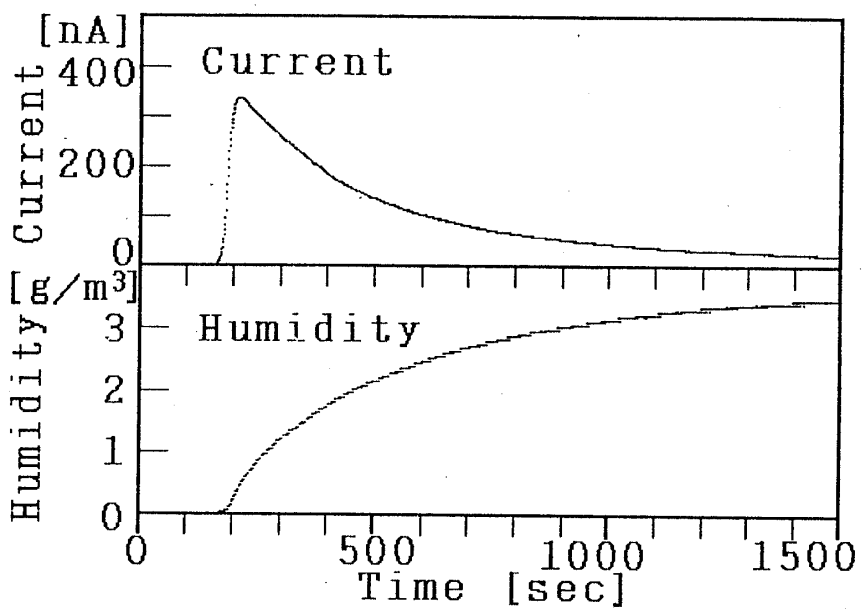


図3　電流および真空容器内の絶対湿度（空気1m³中の水蒸気の質量）の時間変化。図2と同じ実験。時間の原点は荷重をかけ始めた時点をとっている。

Figure 3. Temporal changes in electric current and absolute humidity (water content in air) in the vessel. The same run that is shown in Fig.2. The origin of time is taken at the time to begin loading.

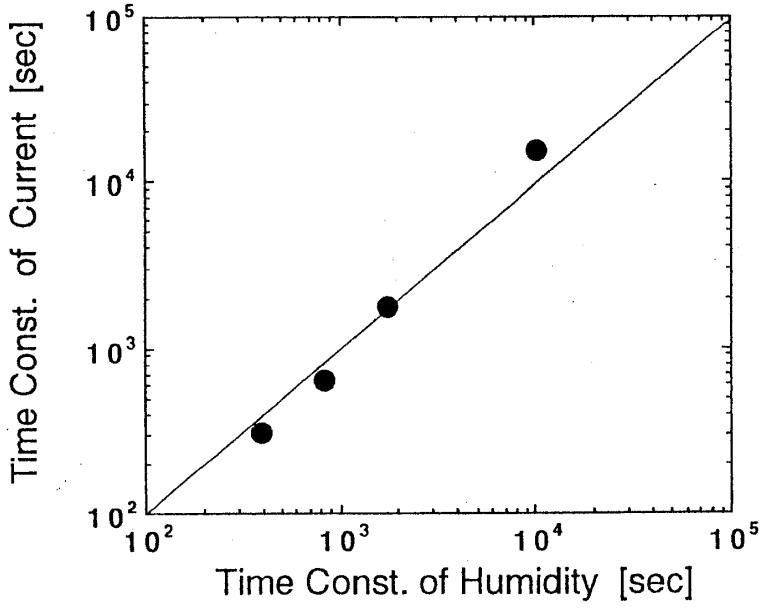


図4　電流減少の時定数と湿度上昇の時定数との間の関係。湿度上昇の時定数はサンプル側面をテフロンチューブで覆い、水蒸気放出の速度を制御することで変化させた。

Figure 4. Relationship of the time constant of the current decrease to that of humidity increase. The velocity of degassing of water vapor was controlled by covering the side wall of the sample with teflon tube.

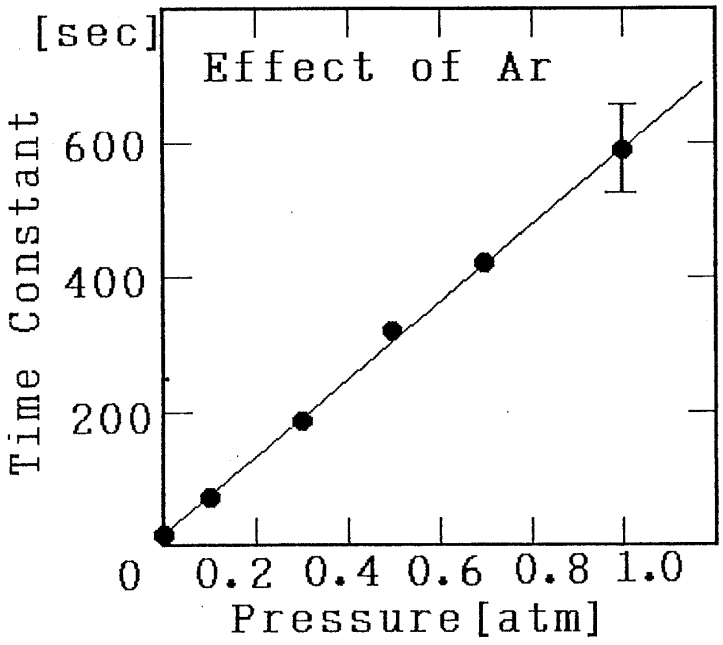


図5 電流減少の時定数に対するＡｒガス圧の効果。

Figure 5. Effect of atmospheric Ar pressure to the time constant of current decrease.

いだときに電流が観測されはじめる。(4) クラックがサンプル側面に達すると、そこから水蒸気が雰囲気中に放出され、クラック内の水蒸気量が減少し、最後にほとんどすべての水がサンプルから逃げだします。そうなると電流の流路もなくなり、電流は観測されなくなる。

クラック内ではいたるところで局所的には水蒸気と吸着水との間で平衡が成り立っていると近似すると、雰囲気ガスで満たされたクラック内における水蒸気の移動は以下の拡散方程式で表すことができる。

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{1}{1+K} D \frac{\partial^2 V}{\partial x^2},$$

ここで V は場所 x における時刻 t での水蒸気濃度、K は水蒸気と吸着水の間の平衡定数、D は雰囲気ガス中における水蒸気の拡散係数である。クラックがサンプル側面に達し、水蒸気がサンプルから逃げだしはじめてから少し時間がたった時点でのこの式の解は以下のように表される。

$$V \simeq V_0 exp(-\frac{\lambda^2 D}{1+K} t) sin(\lambda x),$$

ここで V_0 は定数、$\lambda = \pi/W$ で W はクラックが2ヶ所でサンプル側面を切ったとしたときの両方の間隔である。クラック内に存在する全水蒸気量 V_{total} はこの式を x=0 から x=W まで積分して得られる。

$$V_{total} = \int_0^W V dx = 2V_0 exp(-\frac{t}{\tau}),$$

ここで $\tau = (1+K)/(\lambda^2 D)$ である。クラック中に含まれる吸着水の全量 A_{total} は

$$A_{total} = \frac{K}{1+K} V_{total} = \frac{2V_0 K}{1+K} exp(-\frac{t}{\tau}).$$

ここで、一旦電流の流路が確立した後は、サンプルの電気伝導度が A_{total} に比例するとすると、湿度の増加と電流の減少の過程が時間の指数関数で表現されることが、このように拡散方程式からでてくる。その時定数は $\tau = (1+K)/(\lambda^2 D)$ で表される。拡散係数 D は雰囲気ガス分子の数密度に反比例するので、結局、時定数は雰囲気の圧力に比例することになる。電流減少の時定数がAｒガス圧に比例することは、このようにして説明される。

以上のようにわれわれは、サンプルをほとんど乾燥させた条件下で、大理石の比抵抗が破壊直前に顕著に減少することを見いだした。この変化の仕方はサンプルを水で飽和させた岩石の比抵抗変化とは異なっている。Brace and Orange (1968a) によれば、水に飽和した岩石では比抵抗の減少は破壊強度の約半分程度の段階から始まり、これは直接にダイラタンシーを反映している。一方、ほとんど乾燥した条件下では、その変化は破壊直前に始まる。すなわち、最終破壊に至るまで約２００秒かかる場合に、その変化は数十秒前から始まる (図2参照)。クラック内での水の輸送速度の違いが、比抵抗変化がはじまる段階の違いをもたらしていると考えられる。すなわち、水で飽和し、かなりの間隙水圧がかかっている条件では、クラックが進展するとすぐさま水も移動していく。一方、ほとんど吸着水しか空隙に含まれていない場合では、水の移動はクラック内の水蒸気の拡散によっておこなわれるため、比抵抗の変化はクラック進展そのものからはかなり遅れると考えられる。

地震の短期的予知の観点からすると、破壊の直前の現象をとらえることが重要になる。仮に、地殻内部の震源域の比抵抗がつねにモニターできたとしたとき、その場所が水に飽和していれば、比抵抗変化は地震のはるか前から始まるであろう。反対に完全に乾燥していれば、顕著な比抵抗変化は期待できない。その中間にわれわれにとって都合のいい条件があるはずである。すなわち、適当な含水

量であれば地震の直前に比抵抗変化が生じるであろう。とすれば、地震予知のための電気的な観測については、観測すべき場所の選定に注意が払われるべきである。すなわち、比抵抗構造に大きな不均質があるところが有望であり、そのうち低比抵抗な場所は「電極」として用い、高比抵抗な部分の変化をモニターするという観測を行うべきであろう。比抵抗の高い部分は含水量が少ないと考えられ、そのような場所で、より地震発生に近い時点での前兆的な変化が期待されるからである。

もちろん、われわれの室内における実験の条件は実際の地殻の条件とは著しく異なっている。特に地下の高い圧力と高い温度はクラック内の水の移動過程を大きく変化させるかもしれない。今後は高圧・高温下でのクラック内の水蒸気の輸送特性を調べることが課題となろう。

5．引用文献

Brace, W.F. and A.S. Orange, Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding, *J. Geophys. Res.*, *73*, 1433–1455, 1968a.

Brace, W.F. and A.S. Orange, Further studies of the effect of pressure on electrical resistivity of rocks, *J. Geophys. Res.*, *73*, 5407–5420, 1968b.

Brace, W.F., Dilatancy-related electrical resistivity change in rocks, *Pure Appl. Geophys*, *113*, 207–217, 1975.

Cowin,R.F. and H.F.Morrison, Self-potential variations preceding earthquakes in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, *4*, 171–174, 1977.

Morrison,H.F., R.Fernandez and R.F.Corwin, Earth resistivity, self potential variations, and earthquakes: A negative result for M=4.0, *J. Geophys. Res.*, *6*, 139–142, 1979.

Park, S.K., M.J.S.Johnson, T.R.Madden, F.D.Morgan, and H.F.Morrison, Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: A review of observations and mechanisms,*Final Report from Lake Arrowhead Workshop "Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes: Fact or Fiction ?"*,1992.

Scholz,C.H., L.R.Sykes and Y.P.Aggarwal, Earthquake prediction: A physical basis, *Science*, *181*, 803–810, 1973.

Yamazaki, Y., Tectonoelectricity, *Geophys. Surv.*, *3*, 123–142, 1977.

Varotsos, P. and K.Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I, *Tectonophys.*, *110*, 73–98, 1984.

6．成果の発表

高野雅夫　山田功夫　深尾良夫、ＶＡＮ法のメカニズムの実験的研究（１）モデルと予備実験、地震学会、１９９１年１０月、名古屋市

高野雅夫　山田功夫　深尾良夫、ＶＡＮ法のメカニズムの実験的研究（２）大理石の歪刺激電気伝導・ルミネッセンス、地球惑星科学関連学会合同大会、１９９２年４月、京都大学

M.Takano, I.Yamada and Y.Fukao, Anomalous electric conductivity of marbel induced by microcracking under dry condition, International Workshop "Low frequency electric precursors to earthquakes" at Lake Arrowhead, California, U.S.A., June, 1992

高野雅夫　山田功夫　深尾良夫、ＶＡＮ法のメカニズムの実験的研究（３）微小破壊による大理石の電気伝導度異常、地震学会、１９９２年１０月、つくば市

地震前兆電界変動の発生 Mechanism とそれに基づく地震・噴火予知 Scenario 及びその観測 System

通信総合研究所　第二特別研究室　　高橋耕三
防災科学技術研究所　特別研究官　　藤縄幸雄

1。はじめに

地震前や、岩石の崩壊前に電気伝導度が変わるとの報告が、1960年頃以降の過去30年の間に、数多くなされている。ただ、ロシヤ語または中国語で書かれているのが多いため、我々にはあまり知られていないとのことである。最近では、名大理で、岩石はその崩壊前の微小亀裂発生時に一時的に電気伝導度が良くなり、水等その他の物質が在ればその時間が長くなること等が定量的に示されている[1)]。これらの電気抵抗の変化が発生する Mechanism の Model を提案し、これに基づく地震前兆の電界変動発生の Mechanism の Model を提案する。また、これらの Model に基づく地震・噴火予知 Scenario を提案するとともに、この Scenario に沿って地震・噴火予知を行うために開発中の観測 System を紹介する。

2。地震前兆の電界変動の発生 Mechanism

地震や岩石の崩壊前に電気伝導度が良くなるのは下記の理由によるものと考える。

岩石の分子間の結合が、共有結合であれイオン結合であれ、機械的に切られるとき、または高圧下での亀裂の発生時の急激な物理的状況の変化による化学反応により[2)]、外殻電子が励起されて伝導帯に上がり、伝導電子（自由電子：fe）・正孔（ph）の対の生成、または異原子間の外殻電子の授受による ph・負孔（nh）の対の生成が起こる。fe、ph、nh は、いずれも電流担体（Carrier）であるため、 fe・ph、ph・nh の対が再結合するまでの間、電気伝導度が良くなることになる。岩石は半導体であるため、崩壊前の微小亀裂発生の際、亀裂面で生成された fe・ph、ph・nh 対の寿命は、金属等の導体よりは遥かに長い。例えば、半導体である氷の場合 0.5 sec 程度である[3)]。岩石の崩壊前の微小亀裂の発生頻度は高く、通常、fe・ph、ph・nh 対の平均寿命内に何回も発生するため、一時的に連続して電気伝導度が良くなる。このことが地表で電気伝導度の変異（Conductivity Anomaly：ＣＡ）として観測される原理を、Fig. 1-1 と Fig. 1-2 に示す。地殻内では、その局所電池による地電流が、地震前のＣＡにより振幅変調を受けると推定される。25 年前から我が国でもＣＡの研究が行われている。

もし、当時から、ＣＡを観測すれば地震が予知できると考えていたのならば、我が国・ソ連・中国では、25 年前には、地電流またはそれに伴う電磁界の観測による地震予知 Scenario は出来ており、その内容は次章に示すようなものであったであろう。

3。地震予知 Scenario

地震の場所・規模・日時を下記の方法で予知する。

地震の前には、震源域の岩石に微小亀裂が発生していると考えられている。また、上述のように、岩石の崩壊前の微小亀裂の発生時に電気伝導度が一時的に良くなるのだから、

（1）震源域はＣＡの発生領域に一致する。

Magnitude（M）と震源域の広さの関係は経験的に良く知られており、ＣＡは震源域の全ての領域で起こるものと考えられるから、

（2）MはＣＡの発生領域の広さから計算できる。

同質の岩石は、同じ条件で破壊する場合、同じ様なＣＡ対時間（または歪）の関係、即ち崩壊（地震）にたいするＣＡの Lead Time が得られているから、

（3）地球物理学的にほぼ同じ性質の領域では、ほぼ同じ Pattern でＣＡが発生し、ＣＡの発生 Pattern から経験的に地震の発生時刻が予知できる。

前述のように、地殻を構成する岩石は半導体であり、地震前の震源域での微小亀裂発生の際、fe・ph、ph・nh の対が生成される。生成された fe、ph、nh は、Bound Electron が原子核内に落ち込まないのと同じ理由、即ち、Pauli の排他律により、Coulomb 力に抗して拡散する。その際、亀裂面の岩石がｐ型半導体ならば、その定義から、fe、nh よりも ph の方が多く拡散し、亀裂面は負に帯電する[3]。他方、もしｎ型ならば正に帯電する。拡散速度は、地震波の伝播速度と同程度の 2.5－3.5 km/s との観測例がある[4]。これらの拡散による帯電電圧（拡散電圧）は、その原理から、Band Gap を越えることはできない。通常帯電に関与する外殻電子の Band Gap は 10 - 15 eV である。例えば、ph が中性水素原子の L_β に対応する場合は、拡散電圧は 12.1 V 以下となる。これらの帯電は、上記の Scenario を変えることにはならず、ただ、ＣＡを、ＣＡまたは帯電と置き換えれば済むことである。

上記の Scenario に沿って地震を予知するには、先ず、ＣＡ等の発生領域を同定する必要がある。同定の方法として、前述の振幅変調により発生する電界または磁界を地表の２箇所以上で観測して、それぞれの観測点での電磁界の伝播方向の交点として発生領域を同定することが考えられる。しかし、この方法は下記の理由から困難と思われる。

（1）震源域で発生した電磁界が、または電流変動が伝播途中で変換されて発生した電磁界が、観測点まで伝播して来たとしても、観測されるのは、その他の雑音との Vector 合成波の伝播方向であり、通常、雑音の方が強いから、観測された方向は震源起源の発生領域の方向は示さない。

（2）観測される伝播方向は、観測点近傍の伝播媒質の異方性に強く依存するため、不均質媒質中またはその近傍で、波源方向を観測することは出来ない。即ち、伝播媒質が均一ではない地表またはその近傍で、伝播方向から発生領域を求めることは困難である。

大気中で電磁界を観測する場合は、更に下記の誤差が加わる。

（３）地殻の屈折率はほぼ９であり、電磁波が地中から大気中へ出るときに大きく屈折するため、観測されるのは、屈折点、または地電流により電磁波が輻射された点の方向であり、地中の発生源の方向ではない。

一方、電流または電磁界の伝播時間は、Ｓ／Ｎが 1/1000 （電力比）程度でも、正確に求める技術が確立されているため、電磁界の伝播方向は用いず、電流または電界の伝播時間を用いて、５年前から上記の Scenario の実現を目指している[5]。

４．地震前または岩石崩壊前に発生する電界変動及び付随する現象の説明

前章の Scenario が成立するためには、前兆と言われている電界現象が、Scenario の前提となる fe・ph、ph・nh 対の生成に基ずくＣＡまたは帯電で説明できることが望ましい。そこで、本章で、前兆現象をＣＡまたは帯電で説明することを試みる。

前兆として下記の電界現象を考える。

(1) 電界変動は震源域からの距離にほぼ反比例する[6]。
(2) 電界変動は地震の Energy の４乗根に比例する[7]。
(3) 電界変動は震源の深さとともに激減する（我々の観測結果）。
(4) 地震時の電界変動は地震前または地震動時のそれよりも少ない（殆ど統べての文献）。
(5) 岩石が乾燥している場合よりも湿っている場合のほうが、電界・電流ともに、多く発生する[8]。
(6) 発光を伴うが電離は起きない[9]。
(7) Charged Aerosol を伴う[10][11][8]。
(8) 地下水の水素ガス濃度が増加する[12]。
(9) 電離層擾乱を伴うことがある[13]。

上記の(1)は、地電流が平面内を流れるものと仮定することで説明できる。

通常、地震の Energy は震源域の長さの３乗に比例することが観測されている。それ故、(2)が成り立つには、電界変動が震源域の長さの 3/4 乗に比例する必要がある。ところで、震源域の全体で同時にＣＡまたは帯電が起きるとは限らないし、電界変動は同時に起きたＣＡまたは帯電にのみ比例するのだから、ＣＡまたは帯電が震源域の長さの 3/4 乗の領域でのみ同時に起きているとすれば(2)が成り立つことになる。

地殻の電気伝導度は、深さとともに急激に大きくなるため、震源域の fe・ph、ph・nh 対の寿命が震源の深さとともに急激に短くなることで、(3)は説明できる。

岩石の崩壊は、結晶粒界(Grain Boundary)で発生した微小亀裂面が連なる現象であるため、崩壊時には新たな亀裂面(Fresh Fracture Surface)の生成は少ないことで、(4)は説明できる。実際、室内実験でも、崩壊時には電気伝導度の異常は起こらないことが観測されている[1]。地震時には、地震前よりも、震源域の圧力変化と断層面の相対速度が遥かに大きいと考えられて

いるから、もし、電界変動が Piezo 電気や摩擦電気によるのならば、地震時の電界変動は前兆電界の変動よりも大きくなるはずである。

(5)は、岩石中に水等があったほうが、Fresh Surface 上の安定な Band の数が多くなるため、fe・ph(Ph・nh)対の寿命が長くなることで説明できる。

(6)の発光は、微小亀裂発生時に生じた fe・ph、ph・nh 対の再結合、または亀裂により励起された外殻電子の Bound-Bound Transmission によると考えられる。しかし、この光は岩石が透明でないかぎり直接見ることはできない。それ故、観測されるのは、亀裂発生時に岩石から飛び出した電子が大気中の気体の外殻電子を励起し、励起された電子の Bound-Bound Transmission による発光と考えられている。飛び出した電子が、気体を電離するほど加速される Mechanism は存在しないため、大気は亀裂によっては電離しないのであろう。

通常、微小亀裂の一部は岩石の表面まで達しており、亀裂に伴い発生した微小な Aerosol では、それが含む fe・nh と ph の数が一致するとは限らないから帯電し、大気中に出た場合(7)が起きることになる。

(8)は、水中の H_2^+ が、微小亀裂時に生じた fe を捕らえて H_2 となるため。

(9)は、地震前の地電流の変動に伴う電離層内の磁界の変動が、または震源域を電離層高度(60 km 以上)から見た場合の Electric Moment $\int_V q\,\boldsymbol{r}\,dV$ が、落雷・雷雲等によるそれらよりも遥かに大きいためであろう。震源域が深い場合は、(3)と同じ理由から、電離層擾乱は通常は発生せず、発生しても長くは続かないことになる。

5．波源の同定 System

地震前に見られる電界変動が地震の前兆かどうかを確率統計的に判断する試みがなされているが[6]、地震予知の場合、確率統計的手法では、データの Screening の方法等で結果が大きく変わるため、電界変動が前兆である可能性を認める人はいても、変動を前兆と見る人は極僅かである。また、従来の手法の予知が成功しているとしても、誤差の最大値は、場所で約 100 km、日時で 22 日程度あり、社会的要請の誤差範囲とは縁遠い値になっている[6)7)]。このため、前述の様に、確率的にも誤差的にも問題の無い高精度での電界変動の発生源の場所の同定を進めている。同定 System の概念を Fig.2 に示す。本 System では、数秒毎に、発生場所の分布と各点の相関強度が得られるため、発生強度の３次元分布の時間変化が得られることになっている。相互相関の積分時間を長く取れば、地下の Maguma からの熱輻射の発生領域が同定でき[14]、センサーとして、電極の代わりに地震計を用いれば、火山性微動の発生源の場所が同定でき、噴火予知にも使えるようになっている。時刻信号は、放送衛星の Color Subcarrier 3.58 MHz を受信して得ている。時刻同期の誤差が 10^{-7} sec で、地中の電界の伝播速度が約 4×10^{4} km/s であるため、場所の同定の誤差は 40 m 程度に納まるものと期待している。主な観測機器である Event Recorder は、Compact Digital Video Camera の Tape Recorder

を改造したもので、容量は 2.3 G Byte (8 bits)、Sampling Rate は 10 kHz または 20 kHz となっており、連続の場合 26 時間記録できる。

6．海底での電界観測計画

環太平洋の国では、大災害をもたらす地震の多くが海底地震であり、我が国の場合、近年の人口・産業の太平洋沿岸域への集中に伴い、海底地震予知の必要性が高まりつつある。海底地震を高精度で予知するためには、海底での前兆の捕捉が不可欠であり、これまでも、一部では、海底で観測が可能で予知に最も有用な前兆は電界の変動と考えられていた。このため、日米のいくつかの機関で海底の電界の観測が試みられてきたが、研究費の不足、電界観測の経験の不足等から、現時点では、海底の地震前兆電界の観測に何処も成功していない。しかし、最近、陸域で観測されている地震前の電界変動が地震前兆の電界ならば、海底でも前兆電界が観測可能なことが定量的に明らかになった。また、電波伝搬・電子技術・データ処理に関する最近の研究成果を用いれば、非常に効率良く、海底の電界観測 System を開発することが可能となっている。このため、下記の様な観測計画が提案されている。

潜水艦の海中通信用アンテナに類似の長基線（数 km）の、直交した２対の電極を、水深 500 - 1500 m の相模湾の４箇所に、相互の間隔が約 30 km になるように敷設して、地震・噴火の前に発生する電界をオンライン方式で精度良く捕捉する。周波数帯は、現行の陸域の System 同様 DC - 9 kHz である。上記の海底の４観測点からの信号は、海底ケーブルで１箇所に集められる。このため、現行の陸域の System とは違って、高精度の独立な時計は必要としない。ケーブルの陸揚げ地点として平塚または二宮が想定されている。

海底の前兆電界の変化量は陸域の 1/100 程度と推定されているが、人工雑音・自然雑音ともに海水で強く減衰するため、海底での S/N は陸域での値よりも遥かに大きくなり、容易に前兆電界の発生領域の４次元強度分布が求められ、海底地震のみならず陸域地震の予知にも有効な System となるものと期待される。

7．おわりに

地震の前に発生する電界の観測が地震予知の有力な手法と言われながら、我が国の場合、地震前兆の電界は、もし在るとしても、陸域ではその他の自然雑音や人工雑音よりも弱く、これらの間の弁別が困難なうえ、過去40年間、前兆電界の発生が顕著な震度６以上の地震が無かったことと相まって、電界の観測による地震予知の研究は殆ど評価されていなかった。しかし、現在の鋼管深井戸を用いた観測 System は、従来の System に比べて格段に感度が良いことから、これを用いた５章の System により、前兆電界の有無に関する議論は終わるものと期待している。また、６章の海底電界の観測が実現すれば、５章の System を用いて、３章の Scenario による地震予知が可能となろう。他方、噴火予知に関しては、地中の Maguma からの熱

輻射・火山性微動から、５章の System を用いて、地中の Maguma の場所・大きさ及びこれらの時間変化が明らかになれば、噴火開始の予知ばかりではなく、現在非常に困難な噴火活動の終えんの予知も可能となろう。

References

(1) Takano, M., Yamada, I. and Oike, Y.; "An Experimental Study on the Mechanism of the VAN Method (1): A Model and Preliminary Result", Programme and Abstracts, the Seismological Society of Japan, 2, p. 234, 1991.
(2) Freund, F., Whang, E. and Lee, J.; "Hole-Type Charge Carriers in Olivine and Feldspars: Key to the Enigmatic Electric Earthquake Phenomena?", International Workshop, Low Frequency Electrical Precursors: Fact or Fiction?, June 14-17, 1992, Lake Arrowhead, California.
(3) Takahashi, T.; "Electric Potential of a Rubbed Ice Surface", J. Atomos. Sci., 26, pp. 1259-1265, Nov. 1969.
(4) Enomoto, Y.; "Laboratory Investigation of the Electromagnetic Anomalies Associated with Rock Fractures", XX General Assembly IUGG, IASPEI, SW 11, p. 265, Aug. 1991.
(5) Takahashi, K.; "A Tomography of Seismo-Radio Wave Source Regions for Predicting Earthquakes, Eruptions and Tsunami", J. Radio Res. Lab., 35, 144, pp. 57-67, Mar. 1988.
(6) Varotsos, P. and Alexopoulos, K.; "Physical Properties of the Variations of the Electric Fields of the Earth Preceding Earthquakes", Tectonophysics, 110, pp. 73-125, 1984.
(7) Varotsos, P. and Lazaridou, M.; "Latest Aspects of Earthquake Prediction in Greece Based on Seismic Electric Signals", Tectonophysics, 188, pp. 321-347, 1991.
(8) Enomoto, Y. and Hashimoto, H.; " Emission of Charged Particles from Indentation Fracture of Rocks", Nature, 346, pp. 641-643, Aug. 1990.
(9) Brady, B.T. and Rowell, G.A.; "Laboratory Investigation of the Electrodynamics of Rock Fracture", Nature, 321, pp. 488-492. May 1986.
(10) Hoenig, S.A.; "Aerosol Anomalies Preceding Earthquakes", Nature, 279, p. 169, May 1979.
(11) Tributsch, H.; "When the Snakes Awake", MIT Press, Boston, 1982. (11) Wakita, H., Nakamura, Y., Kita, I., Fujii, N. and Notsu, K.; "Hydrogen Release: New Indicator of Fault Activity", Science, 210, pp. 188-190, 1980.
(12) Wakita, H., Nakamura, Y., Kita, I., Fujii, N. and Notsu, K.; "Hydrogen Release: New Indicator of Fault Activity", Science, 210, pp. 188-190, 1980.
(13) Warwick, J.W., Soker, C. and Meyer, T.R.; "Radio Emission Associated with Rock Fracture: Possible Application to the Great Chilean Earthquake of May 22, 1960", J. Geophs. Res., 87 B4, pp. 2851-2859, April 1982.
(14) Takahashi, K. and Fujinawa, Y.; "Predicting Volcanic Eruptions Using Long Waves to Detect Volcanic Magma", J. Commu. Res. Lab., 35, 146, pp. 243-249, Nov. 1988.

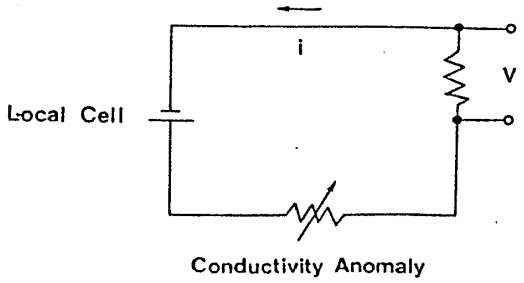


Fig. 1－1

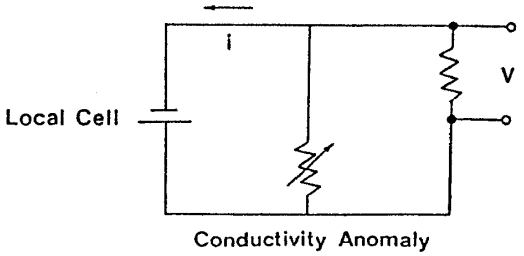


Fig. 1－2

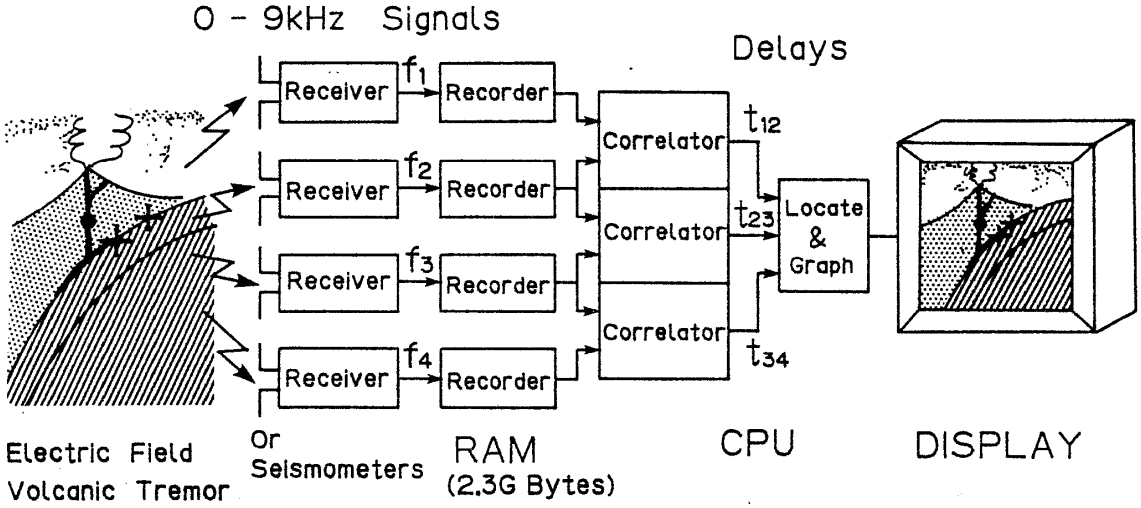


Fig. 2

Anomalous Subsurface Vertical Electric Field Changes in VLF and ULF Bands by Use of Borehole Antennas

Y. Fujinawa (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1 Tsukuba-shi 305, JAPAN 81-298-51-1611)

K. Takahashi (Communications Research Laboratory Koganei, Tokyo 184, JAPAN 81-423-27-7580)

1. Introduction

Recent studies on electromagnetic field changes at very-low and ultra-low frequencies suggest that these changes may be among the imminent precursory phenomena preceding volcanic eruptions and larger than moderate earthquakes of relatively shallow depth (Warwick, et al., 1982; Gokhberg, et al., 1982; Varotsos and Alexopoulos, 1984; Oike and Ogawa, 1986; Miyakoshi, 1986; Yoshino and Tomizawa, 1989; Frazer-Smith, et al., 1990; Fujinawa and Takahashi, 1990; Kawase, et al., 1992; Van Bise et al., 1992). These changes seem to be characterized by precursor times of from several hours to several tens days regardless of the magnitudes of the earthquakes (Rikitake, 1976). Moreover, electromagnetic field changes appear to be substantially independent of other imminent precursory phenomena (Fujinawa and Takahashi, 1990). They can help estimate with greater confidence the probability that a prediction will be correct (Aki, 1981; Fujinawa, 1991).

Models for explaining the changes have been proposed (e.g., Warwick, et al., 1982; Yamada, et al., 1989; Enomoto and Hashimoto, 1989; Takahashi and Fujinawa, 1992; Takano et al., 1992; Nishizawa et al., 1992) based mainly on laboratory experiments. From these field and laboratory experiments, it is suggested that the propagation paths result either directly from the source (Dazey and Koons, 1982) or indirectly through secondary phenomena in the ground-ionospheric medium (Gokhberg, et al., 1983).

However, definite knowledge about the phenomena regarding mechanisms, propagation, and quantitative relationships with earthquakes has not yet been obtained. In order to gain further information on these matters, underground vertical electric fields are being observed to evaluate the phenomena as precursory. Underground vertical electric field measurements are concentrated on to avoid external noises caused by man-made or natural sources (Takahashi and Takahashi, 1989; Fujinawa and Takahashi, 1990). This paper deals with the analysis of observation data on electric field changes at several sites in central Japan over several years.

2. Observation

The antenna is a folded dipole microantenna with a reflector

in the ground as shown in Fig. 1 (Takahashi and Takahashi, 1989). A 300 - 800 m long steel pipe placed vertically is used as the linear element of the dipole antenna. Surrounding the pipe, grounded wires are buried about 1 m underground to act as the reflector. If the steel pipe is completely insulated except at the bottom end, the antenna closely resembles an underwater antenna (Moore, 1967). The steel pipe's electric contact with the surrounding rocks is not usually perfect but it has a finite value (not necessarily uniform) value of resistivity, so that the antenna is thought to correspond to the weighted average of the vertical component of a subsurface electric field parallel to the steel pipe. A large vertical resistivity distribution gradient would result in a large vertical subsurface electric field gradient. Any field change would be detected more easily using the present antenna system if the incident field were not completely horizontal. Moreover, it should be noted that man-made noises predominate in horizontal electric field components (Fujinawa, et al., 1992).

Observations have been conducted since March 1989 at Tsukuba (NIE), March 1990 at Izu-Oshima Island (OSM), March 1991 at Hasaki (HAS) and Awano (AWN), March 1992 at Chikura (CKR) and Kofu (KFU) (Fig. 2). In addition to the vertical component measurement, the horizontal electric potential difference between the two short pipes, each about 8 m long, and several tens of meters apart, are being observed except at Tsukuba. The channels observed were "dc" band (dc - 0.7 Hz), the ultra-low frequency (ULF) band (0.01 - 0.7 Hz), and the very-low frequency (VLF) band (1 - 9 kHz) (Fig. 1). All data was collected using strip-chart recorders at the observation sites, and data at HAS, AWN, CKR and KFU have been transmitted to NIED through the personal computer telecommunication system.

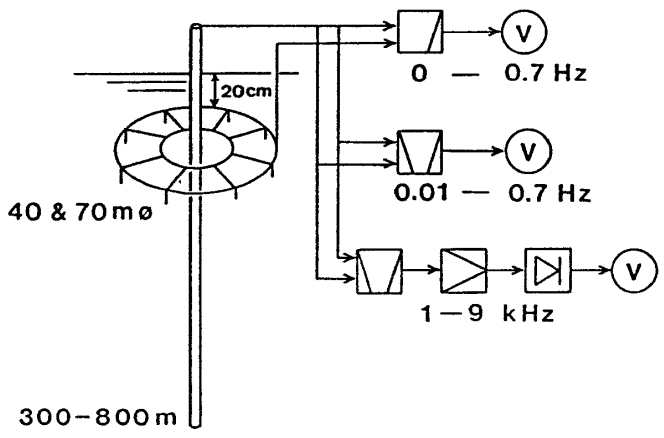


Fig.1. Schematic view of the borehole antenna system and block diagram of the measurement.

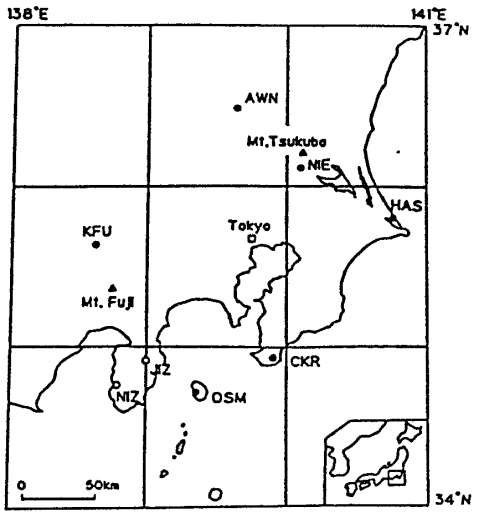


Fig.2. Stations for underground electric field observation (●). 300 - 800 m steel pipes are used to measure vertical electric fields.

3. Results

From observations over several years, there is a strong indication that subsurface vertical electric field changes can provide valuable information imminently and shortly (from several hours to 15 days) preceding large earthquakes ($M \geq 6$) of shallow focal depth, not so confirmatively to moderate ($M \geq 5$) earthquakes.

For instance, very clear anomalous changes in the VLF band at Tsukuba (NIE) could be observed about 24 hours before the largest magnitude, M = 5.5, earthquake, during the earthquake swarm occurring offshore at Ito (Fig. 3), south-central Japan, about 160 km from Tsukuba, in 1989 (Fujinawa and Takahashi, 1990). Furthermore, another type of characteristic change was observed about 24 hours before the small-scale submarine volcanic eruption in the same area (Fujinawa and Takahashi, 1990) following the swarm.

These sporadic field changes have been observed before eleven earthquakes of magnitudes 4.6 - 6.6, focal depth 5 - 75 km, epicentral distances 20 - 230 km occurring on land except at around Izu-Oshima (Fujinawa and Takahashi, 1992). And they have never been observed at any other time of observational period from June, 1989 to May, 1992.

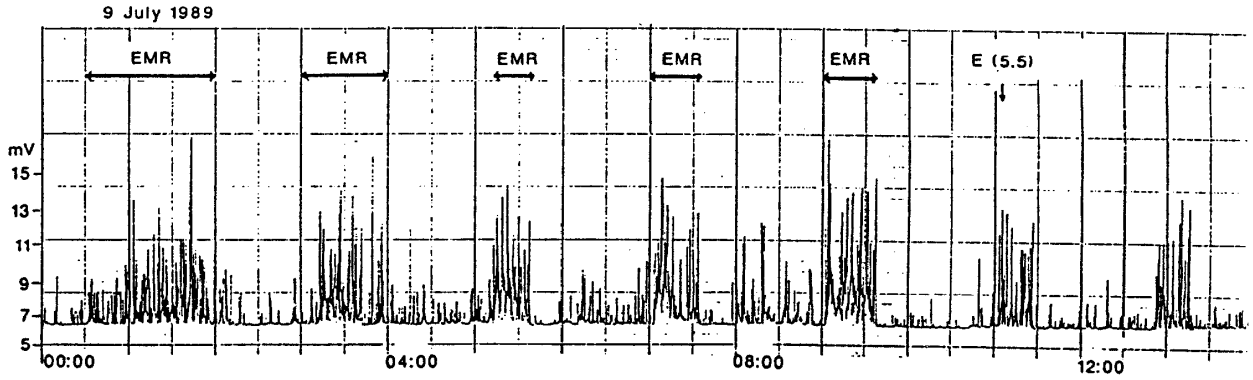


Fig.3. Pattern of electromagnetic radiation before the earthquake (M = 5.5) of 9 July 1989 (Fujinawa and Takahashi, 1990).

Another clear anomalous changes (Fig. 4) were observed before and at the time of the Izu-Oshima-Seiho magnitude M = 6.6 earthquake (Fujinawa, et al., 1990), occurring just west of Izu-Oshima Island near Ito. At that time, the anomalous changes were observed in both ULF and VLF bands, and it is to be noted that the anomalous changes continued shortly after the earthquakes (Fig. 4).

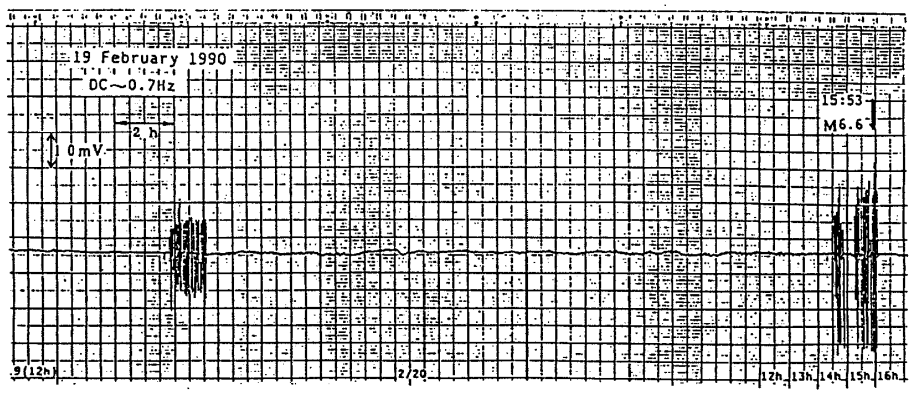


Fig.4. An example of possible precursors of underground electric fields before the 1990 West-Oshima Earthquake of M = 6.6 (20 February 1990, 15:53). The occurrence of the quake is indicated by an arrow. Clear anomalous signals are seen at about 24 hours and about 1.5 hours prior to the earthquake (Fujinawa, et al., 1990).

Mt. Mihara on Izu-Oshima Island had a minor eruption on October 4, 1990. On that occasion, anomalous field changes in the ULF band were observed occasionally from a few days prior to the eruption to one month after (Fujinawa, et al., 1992). The variations displayed essentially distorted pulses, rising sharply initially, gradually decreasing, and then suddenly falling off (Fig. 5). The electric field changes also seemed to extend to the VLF band. The efficiency of the vertical component measurement could be confirmed in comparison to the horizontal measurement, and it is considered that the anomalous electric field changes were caused by electrokinetic phenomena induced by variations in hydrothermal circulation around the crater, or by variations of crack density, due to volcanic activity (Fujinawa et al., 1992). In the case of volcanic eruptions, it seems that the prominent electric field changes occurred several days from before the eruption till several weeks after the eruption.

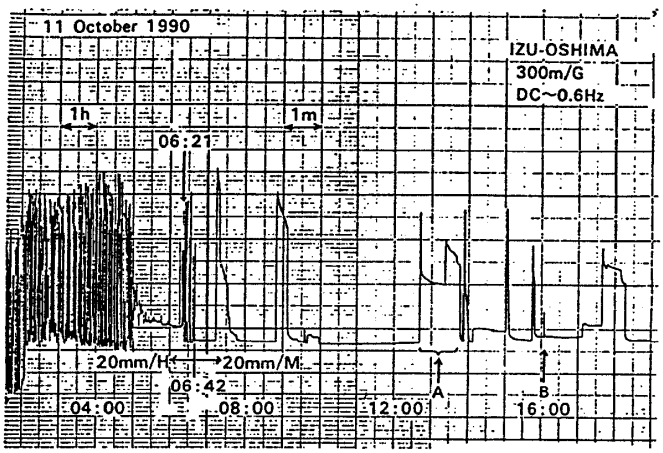


Fig.5. Waveforms of abnormal fields observed in the ULF band between the reflector and the 300 m steel pipe. The chart speed was increased 60 times (200 mm/H - 20 mm/M) beginning at 6:42, October 11, 1990. Signals are pulse-like with durations ranging from about one second to about one minute (Fujinawa, et al., 1992).

During several days preceding a shallow, moderate, magnitude M = 5.9, earthquake occurred near the Hasaki observation site (HAS in Fig. 2), another type of prominent anomalous subsurface vertical electric field changes were observed at Hasaki as in seen in Fig. 6 (Fujinawa and Takahashi, 1992). The hypocentral distance from HAS was less than 30 km and the focal depth was about 43 km. These anomalous changes were recorded in the VLF band of the vertical components, but not in the ULF or dc bands nor in any horizontal component. Moreover, the changes were only observed at the nearest site, HAS, but not at three other sites at hypocentral distances of 110 - 210 km. It is suggested that the changes originated from the earthquake focal region and were propagated underground.

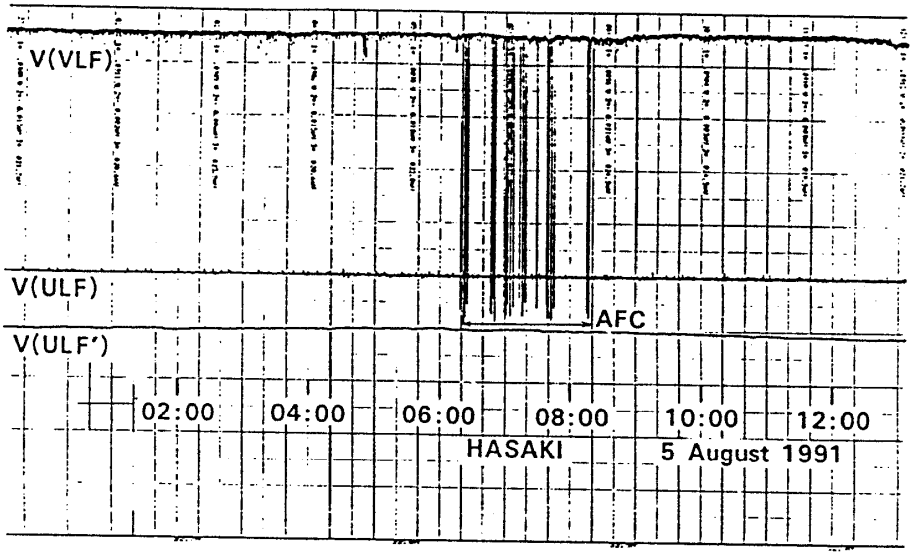


Fig.6. Strip chart records on the vertical component, at Hasaki on August 5, one day before an earthquake of magnitude M = 5.9. The anomalous pluse-like changes occurred intermittently from 7:20 to 9:00 in the VLF band.

There is not yet enough data to confirm that these changes are not just noises but real precursory phenomena. As a means to evaluate the anomalous pulse-like radiation in the vertical measurements in the VLF bands as shown in Fig.6, the anomalous signals were compared with selected earthquakes ($M \geq 4.5$, depth $\leq$ 80 km, hypocentral distance $\leq$ 300 km) from earthquake catalogs of NIED. Results are shown in Fig. 7. Here, larger earthquakes ($M \geq 5.0$) are given larger symbols. The figure suggests that the changes are imminent precursors to larger ($M \geq 5.0$) earthquakes with probability of order 50 %. Of course, more data are necessary to reach a more confident conclusion on the precursory phenomenon supposition and on the criterion for anomalous determinations.

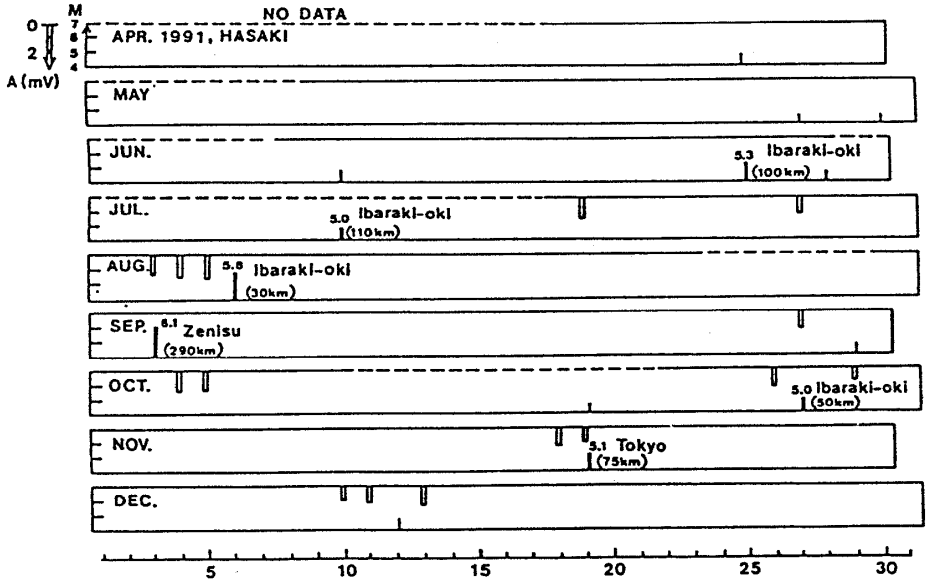


Fig.7. Anomalous vertical electric field changes in VLF band at Hasaki (HAS) (Ⅱ), and shallower (depth ≤ 80 km) moderate earthquakes in central Japan (▮, epicentral distance for earthquakes M ≥ 5.0 from HAS is indicated).

4. Concluding Remarks

Synthesizing limited experience, it is considered that:

1) there is a selection rule for observation sites (Varotsos and Alexopoulos, 1984) to detect precursory phenomena in earthquakes occurring in particular regions. For instance, site NIE is very sensitive to events occurring around Izu-Oshima Island.
2) large M > 6.0 shallow focal depth earthquakes are very likely to produce precursory electric field changes and/or coseismic changes in VLF and/or ULF bands.
3) vertical electric field change measurement seems to be more suitable than horizontal measurement in highly civilized background noises regions.
4) propagation paths of signals are through the underground rather than indirectly through secondary phenomena in the ground-ionospheric medium.
5) the mechamisms of the changes are suggested to be electric field changes caused by microcrack openings and/or electrokinetic phenomena.

To verify by field experiment whether the electromagnetic phenomena are useful precursors or not, another several years of observing moderate earthquakes around central Japan is necessary. In addition to the statistical approach, finding the directions of the field propagation utilizing various techniques (Yoshino and Tomizawa, 1985; Hayakawa, et al., 1992; Takahashi and Fujinawa, 1991) might provide more definite information as to the origins of the fields and/or the propagation paths.

Complex features of the detection capability of the anomalous field changes (selectivity: Varotsos and Alexopoulos, 1984) will be relevant to inhomogeneous crustal conductivity distribution. Detailed knowledge of this distribution will provide clues to determining sensitive spots for observation.

As a large scale rock fracture experiment to reveal the characteristics of electromagnetic field changes, the man-made shot (Yamada, et al., 1989, and Sakai, et al., private communication) is useful. Detailed analysis of the data will reveal the most appropriate electromagnetic quantities to be observed.

In Japan a large-scale earthquake prediction research have been undertaken since 1965. The sixth five year plan runs until 1994, and reviewing the research was conducted in order to make the seventh five-year plan. There have been found many observations of precursory phenomena (e.g., Hamada, 1991), but there are critial views about the possibility of earthquake prediction based on the present program (Geller, 1991). We believe that the earthquake and volcanic eruption is possible if we make efforts to evaluate each possible precursors including electrical and magnetic anomalies, temporal variation of seismicity, crustal deformation, tilt and strain changes, water level changes, and temporal variation of the radon content of ground water.

In the course of evalustion research we should have a universally accepted criteria for evaluation as proposed by the subcommunication on Earthquake Prediction of the International Association of Seismology and Earth's Interior (IASPEI) (Wyss, 1992).

Notes: This report is a minor change to Fujinawa and Takahashi (1992).

References

Aki, K., A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Ser., 4, 566-574, 1981.

Dazey, M. H. and H. C. Koons, Characteristics of a power line used as a VLF antenna, Radio Sci., 17, 589-597, 1982.

Enomoto, Y. and H. Hashimoto, Fractoemission during indentation fracture of brittle solids, J. Materials Sci., Letters, 8, 1107-1109, 1989.

Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell and O. G. Villard, Jr., Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta Earthquake, Geophys. Res. Letters, 17, 1465-1468, 1990.

Fujinawa, Y., A method for estimating earthquake occurrence probability using first and multiple order Markov chain models, Natural Hazards, 4, 7-22, 1991.

Fujinawa, Y. and K. Takahashi, Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989, Nature, 347, 376-378, 1990.

Fujinawa, Y. and K. Takahashi, Anomalous underground electric field variations associated with the August 6, 1991 earthquake (M=5.9) off Ibaraki, Res. Rep. National Research

Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 50 (to appear), 1992.
Fujinawa, Y., K. Kumagai and K. Takahashi, A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption, Geophys. Res. Letters, 19, 9-12, 1992.
Fujinawa, Y., K. Takahashi and T. Kumagai, ULF underground electric field variations as the imminent precursor of an earthquake, Zisin, No.2, 43, 287-290, 1990.
Fujinawa, Y. and K. Takahashi, Sporadic vertical electric field changes preceding earthquakes, Programme and Abstracts, The Seismological Soc. Japan (to be appeared) (1992).
Fujinawa, Y. and K. Takahashi, Characteristics of anomalous subsurface vertical electric changes in VLF and ULF bands, Proc. International Sym. of Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes: Fact or Fiction?, 1992.
Gokhberg, M. B., V. A. Morgunov, T. Yoshino and I. Tomizawa, Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, J. Geophys. Res., 87, 7824-7824, 1982.
Geller, R. J., Shake-up for earthquake prediction, Nature, 352, 275-276, 1991.
Hamada, K., Unpredictable earthquakes, Nature, 353, 611-612, 1991.
Hayakawa, M., I. Tomizawa, T. Yoshino, K. Ohta, Y. Fujinawa, K. Takahashi and S. Shimakura, Direction finding of precursory radio emissions associated with earthquakes: A proposal, Phys. Earth Planet. Inter. (submitted).
Kawase, T., S. Uyeda, M. Uyeshima and M. Kinoshita, Possible correlation between electrical potential change in Izu-Oshima Island and the earthquake swarm off east Izu Peninsula, Japan, Tectonophys., 1992 (in press).
Miyakoshi, J., Anomalous time variation of the self-potential in the fractured zone of an active fault preceding the earthquake occurrence, J. Geomag. Geoelectr., 38, 1015-1030, 1986.
Moore, R. K., Radio Communication in the sea, IEEE Spectrum, 42-51, November, 1967.
Nishizawa, O., T. Ishido and X. Lei, Studies on geoelectric and geomagnetic phenomena by means of laboratory rock fracturing experiment, 1992 (this volume).
Oike, K. and T. Ogawa, Electromagnetic radiation from shallow earthquakes observed in the LF range, J. Geomag. Geoelectr., 38, 1031-1040, 1986.
Rikitake, T., Earthquake Prediction, 357pp, Elsevier Scientific Pub., Amsterdam, 1976.
Takahashi, K. and Y. Fujinawa, A Method for locating the source regions of underground electric fields preceding earthquakes and volcanic eruptions, XX General Assembly IUGG, IASPEI, 261, 1991.
Takahashi, K. and Y. Fujinawa, A scenario for predicting earthquakes and volcanic eruptions from underground vertical electric fields or undersea holizontal ones, Technical Reports of Kakioka Magnetic Observatory, Special Issune, 1992, (inpress).
Takahashi, H. and K. Takahashi, A tomography of seismoradio was source regions for predicting imminent earthquakes, Phys. Earth and Planet. Interiors, 57, 40-44, 1989.

Takano, M., I. Yamada and Y. Fukao, Anomalous conductivity of marble induced by microcracking under dry condition, Proc. International Sym. of Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes: Fact or Fiction?, 1992.

Van Bise, W. L., E. A. Rauscher and B. Roth, The ambient electromagnetic environment: what we have and have not learned over 14 years of ELF signal measurements. Proc. International Sym. of Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes: Fact or Fiction?, 1992.

Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, Tectonophysics, 110, 73-98, 1984.

Warwick, J. W., C. Stoker and T. R. Meyer, Radio emission associated with rock fracture: possible application to the great Chilean earthquake of May 22, 1960, J. Geophys. Res., 87, 2581-2859, 1982.

Wyss, M., Criteria for evaluating claims of precursor observations, Proc. International Sym. of Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes: Fact or Fiction?, 1992.

Yamada, I., K. Masuda and H. Mizutani, Electromagnetic and acoustic emission associated with rock fractures, Phys. Earth Planet. Interiors., 57, 157-168, 1989.

Yoshino, T. and I. Tomizawa, Observation of low-frequency electromagnetic emissions as precursors to the volcanic eruption at Mt. Mihara during November, 1986, Phys. Earth and Planet. Interiors, 57, 32-39, 1989.

Yoshino, T., I. Tomizawa and T. Shibata, The possibility of using a direction finding technique to locate earthquake epicenters from electromagnetic precursor radiation, Ann Geophysicae, 3, 727-730, 1985.

前兆電離層擾乱に関する観測研究

Study of the precursory disturbances in the upper atmosphere associated with earthquakes

早川　正士（電気通信大学）
(HAYAKAWA Mashashi, The University of Electro-Communications, Chofu, Tokyo 182)
太田　健次（中部大学工学部電子工学科）
(OHTA Kenji, Department of Electronic Engineering, Chubu University, Kasugai, Aichi 487)
島倉　信（千葉大学工学部電気電子工学科）
(SHIMAKURA Shin, Dept. of Electrical & Electronic Eng., Chiba Univ. Inage, Chiba 263)

Abstract- Three subjects have been investigated; (1) the direction finding system for precursory radio emissions associated with earthquakes, (2) the effect of earthquakes on the propagation of low-latitude magnetospheric whistlers and (3) observational results of the electromganetic radioemissions associated with the volcanic activity of Mt. Fugen, Unzen. As for the 1st item, a new direction finding system is proposed on the basis of simultaneous measurement of three electric and three magnetic field compornents at ULF (0-10Hz) and at ELF (1.5kHz ± 5Hz). The waveform measurements will enable us to measure the wave impedance, wave polarization and direction of arrival. The new systems will be installed at Hasaki (Choshi) and Tsukuba, and the observation will be commenced shortly. In the second subject we firstly have found the evidence of seismic effect on the upper atmosphere. Very unusual whistlers with larger dispersions are found to occur in association with the seismic activity, and it is suggested that low-latitude magnetospheric whistlers may be a precursor to very large earthquakes. Recent observational results for the eruption of Mt. Unzen are presented, including the radio emissions associated with the pilo-crush flow and eruption of Mt. Unzen.

1．まえがき

地震及び火山噴火に伴い、何らかの電磁放射（ＵＬＦ、ＥＬＦ、ＶＬＦ、ＬＦ帯）が発生することは疑いないであろう。しかし、受信された信号が真に地震（或は火山噴火）に伴うものか否かに関しては依然問題が多いと言わざるを得ない。先のＩＵＧＧ（ウィーン）での“Seismo-electromagnetic emissions”（コンビーナ：Gokhberg, Parrot and Johnston)のセッションにおいて、芳野（電通大）、Parrot（仏国）がそれぞれ地上及び衛星観測に基づく観測データを示したが、完全に地震に伴うものであると結論できるものはほとんどないと言っても良いのではないかという人が多かったように思う。受信された現象が、他の源（例えば、空電その他）による可能性も完全には排除できていない。同上の芳野の発表では、気象データや他の磁気圏起源の波動データをも用いており、以前に比べれば著しく信頼度は上がっていると思うが、この分野における飛躍的な進展を企るべく研究を実施しているが、1992年度の研究内容は以下の三点である。

（１）地震前兆電磁放射の方位測定
（２）磁気圏ホイスラに対する地震の影響
（３）雲仙、普賢岳での電磁放射観測

以下にこの各々に対して、研究成果を報告する。

これらの三項の他、現在行っている事項について簡単に述べよう。信頼性の高いデータが必要であるのと同時に、データの蓄積が不可欠である。地震前兆及び関連する各種現象のデータ収集が重要である。そこで、名大空電研時代の永年（５～２０年）にわたる次のようなデータ解析も併行して行う。（ｉ）ＮＷＣＶＬＦ局電波（２２．３ｋＨｚ、オーストラリア）：地震の多発地帯を通過するパスであり、前兆電離層擾乱が観測される可能性が高い。（ｉｉ）オメガＶＬＦ局（対馬及びハワイ）：日本周辺での地震に伴う電離層擾乱の検出。（ｉｉｉ）空電積分電界強度（豊川での観測）：空電の主たる源は東南アジアであり、したがってＮＷＣ局同様、フィリピン周辺の地震多発地帯を伝搬して来るため、地震前兆電磁放射または電離層擾乱が検出される可能性が大きい。（ｉｖ）ＶＬＦ／ＥＬＦ放射（母子里）：磁気圏起源のＶＬＦ／ＥＬＦ放射における地震の効果を調べる。

2．地震前兆電磁放射の方探観測

地震前兆電波放射（放射でないかも知れない、電磁現象と言うのが適切であろう）が、いろいろな周波数（ＵＬＦ～ＨＦ）にわたっていることが報告されている。しかし、より低周波の方が観測例としては多いようである。電磁放射を解明するには、そのスペクトル、即ち広帯域の情報が不可欠である。しかし、０～数１０ｋＨｚまでの広帯域信号を、しかも多成分にて、連続観測することは、データ量からして不可能である。従って、いかなる周波数を選ぶかが問題となる。表皮深度を考えると、やはりＵＬＦ帯やＥＬＦ／ＶＬＦ帯を選ぶべき

であろう。

電通大芳野教授グループは図1の如く、関東地区にて複数点での電磁界強度の観測ネットワーク（電通大ネット）有しているので、それと相補的関係を作り上げるため、新波観測室として防災研のつくばと銚子を考えている。電通大ネットワークでは （1）ＥＬＦ、３６Ｈｚ（±１．５Ｈｚ）、E_H、H_Hの強度、（２）１．５２５ｋＨｚ（±２Ｈｚ）、E_H、H_Hの強度、（３）８１ｋＨｚ（±２００Ｈｚ）、H_x、H_yの強度の測定を行っている。従って、つくば、銚子を方探基地と位置付けたい。方探方式は我々がスペースプラズマ波動に対して開発した「電磁界解析法」(Okada, Iwai and Hayakawa, 1977) である。即ち、電磁界多成分計測に基づく方位測定である。図２、図３は電磁界解析方探の原理図と、水平磁界二成分と垂直電界成分との振巾比、位相差より到来方向（入射角、到来方位）及び偏波を評価する方法の概念図を示している。

図４は計画しているシステムを示している。先ず、ＵＬＦ波は０～１０Ｈｚまでの帯域にて、磁界三成分（B_x、B_y、B_z）をインダクションマグネトメータにて、電界三成分（水平電界二成分及びボアホールアンテナ）と共に波形連続観測を行う。この観測はそれほど問題はない。次に、ＥＬＦ帯では電通大ネットワークを補強するため、同一周波数を選ぶ。即ち、１．５２５ｋＨｚを用いる。問題は帯域を如何にするかである。出来るだけ広くしたいが、データ量との兼ね合い、又、観測の維持との兼ね合いから±５Ｈｚとする。広帯域の観測は、例えばＵＬＦ強度のレベルが上昇した時にバーストモードとしてＤＡＴ(digital audio tape recorder) により数時間の観測を行う。ＵＬＦ、ＥＬＦとも電磁界多成分計測により、（ｉ）波動インピーダンス、（ｉｉ）偏波、（ｉｉｉ）コヒーレンス、（ｉｖ）到来方向等を評価できる。これらの諸量は従来では観測されたことがなく、（ａ）波動が直接地中から伝搬して来たものか？それとも（ｂ）地震に伴う伝搬媒質の変調（地中導電率の変化や電離層擾乱）により大地・電離層導波管伝搬波の強度が上昇するのか？等の問題が解明される。勿論、方探によっても、上から来るのかそれとも下から来るのかという問題と共にその方向も決定されよう。

３．磁気圏ホイスラと地震活動との相関

ホイスラは磁気圏プラズマ波動のうち最もポピュラーな波の一つである。ホイスラは反対半球の大気中での雷放射からのＶＬＦ帯の一部が電離層を透過し、磁気圏内を伝搬し、観測点の半球の地上で受信される。これが通常のホイスラ(Short whistler, 分散D) であり、磁気圏内を何回も往復するものもある。即ち、分散が３Ｄ、５Ｄである。観測点の近くの雷放射がもとの時には、２Ｄの分散を持つロングホイスラが受信される。

用いたデータとしては菅平宇宙電波観測所（磁気緯度２６°Ｎ）において観測されたホイスラで、その期間は１９７０～１９７８年までの９年間である。詳しい理由は別として（Hayakawa & Tanaka, 1978）、ホイスラ伝搬路は菅平とその共役点を結ぶ磁力線に限定されるため、対象として取り扱う地震は、

１００°～１６０°Ｅの経度帯のマグニチュード６以上のものを取り上げる。図５は１９７５年の地震の数とAnomalous whistler（分散が通常の値の２倍以上のもの）の発生した日との季節変化を示した。Anomalous whistlerの出現は夏季に集中している。ホイスラの数はもともと夏季には極めて少ないわけで、Anomalous whistlerはＳ／Ｎ比のきわめて良い量である。ホイスラの出現と地震が極めて良い相関を示すことが統計的に認められる。図６は９年間についての統計である。菅平での観測は１９７５年、１９７６年には少々問題があったことが知られている。１９７０～１９７３年までのホイスラ(Anomalous whistler)数と地震数の変化の相関係数は０．６１である。　１９７４～１９７８年では母子里のAnomalouswhistlerと地震とはｒ＝０．８３という極めて高い値を示す。　図７は夏期だけのデータ（ここではホイスラとして、short whistlersとanomalous whistlers）が地震活動と極めて同期して動いている事がわかる。

ホイスラの発生を決定する因子としては、（１）雷活動、（２）地磁気活動などがある。先ず、（１）の因子に関しては、Hayakawa et al.(1971)やOhta and Hayakawa(1990)の研究により、源活動は必要条件にすぎないことが明らかになっている。即ち、伝搬条件が低緯度では主要因子である。伝搬条件、特ダクト伝搬に関しては（２）の地磁気活動が重要な役割を果たすことが早川ら(1969, 1978)により明らかにされている。そこで、図７に示したホイスラ発生とΣＫｐ（地磁気活動指数）との相関を取ると、０．３程度となり、有意な相関は出なかった。従って統計的には、Anomalous whistlerは、地震と強い相関があることが結論できよう。

以上の統計的検討のほか、各々の地震の時に如何なる現象がホイスラに対して起こっているかを調べた。多くの地震は、比較的連続して発生する傾向があり、この地震活動度の上昇している期間にはAnomalous whistlerが発生することが確かめられた。孤立型の地震（８例程度あり）に対しては、１例を除いて、地震の数日前からAnomalous whistlerが出現し始め、地震後数日間続く事が確かめられた（図８）。地震が発生しているにもかかわらずホイスラの出現がない場合も数例あった。地震の特性（震央と菅平とその共役点磁力線の地上の射影との距離、震源の深さ、地震が陸上か海中かなど）が関係していると考えられる。しかし、地震がなんらかの機構によりホイスラ伝搬にも影響していることは確かなようである。

地震とホイスラとの相関の機構を簡単に考察しよう。Anomalous whistler（多分３Ｄホイスラ）は、ダクトの状況と密接に関係しよう。地震準備に伴う地殻変動が大気中ではacoustic wave 或は internal gravity waveとして上層へ伝搬し、新しいダクトを形成する等の事が考えられよう。

４．雲仙岳におけるの電磁放射観測

１９９１年５月３０日より雲仙岳の西側にて、火口より３ｋｍの至近距離（国見町）にて３６Ｈｚ（Ｅ、Ｈ各一成分）、１．５２５ｋＨｚ（Ｅ、Ｈ各一

成分)、８２ｋＨｚ（H_x、H_y）（これらは電通大ネットワークの仕様のもの）の連続観測を続行している。残念ながら、噴火前の段階での観測は行っていない。しかし種々の興味あるデータが得られており、ここではその概要を紹介しよう。

（ａ）１９９１年６月３日の火砕流(噴火を伴わず火砕流のみ)に伴う電磁放射

図９がその結果である。１９９１年６月３日１６：０８ＪＳＴに大火砕流が発生し、約１０分前后続いた。大火砕流発生１０時間前から発生までの間、ＶＬＦ（１．５ｋＨｚ）帯の磁場データを除いて、ＥＬＦ帯（３６Ｈｚ）の水平電位、磁界、ＶＬＦ帯の水平電位の変動は殆ど観測されていない。ＬＦ帯（８２ｋＨｚ）も通常のレベルを保っていた。火砕流発生と同時にＬＦ帯では瞬間的に急速な強度の立ち上がりが観測され、約４分後に急速にもとのレベルに復帰した。南北、東西方向のレベル差から、雑音電波の到来方向はほぼ火口方向からやや北よりと推定される。この日は南風が吹いていたことから、この信号は火砕流に伴う北東にたなびくおびただしい火山灰の噴煙内の静電気放電によるものであろう。３６Ｈｚの地表水平電位に火砕流直後に数個のスパイク状の変化が見られたが、磁場データにはなんの変化もなかった。ＶＬＦ帯では東西の方向の磁場の変動（図９ｃ）がかなり大きい。６月３日には大火砕流以前にすでに何回かの小火砕流から発生している。図９にて１５：４０、１５：４７、１５：５４ＪＳＴにおける数分以上のレベル上昇、及び１６：０４ＪＳＴのシャープな立ち上がりは大火砕流発生とほぼ一致している。ＶＬＦ帯では大火砕流の発生の５分前后前よりレベルの上昇が始まっているが、これはその前兆と考えられないか？

（ｂ）６月１１日深夜の噴火（火砕流を伴わず噴火のみ）に伴う電磁放射

図１０がその結果である。。噴火時刻の８分前頃からＥＬＦ、ＶＬＦ電位に、それぞれ微少な変化が表われた。即ち、噴火の時刻に極めて近い２３：５７ＪＳＴにＥＬＦ電位データに鋭いパルスが受信され、ＶＬＦ電位も３つのパルス状の変化があり、その１つはＥＬＦ帯の時刻と同期している。ＥＬＦ電位、ＶＬＦ電位、ＬＦ磁場データは、噴火と全く同時に急速な立ち上がりを見せている。ＬＦ磁場は火砕流の場合と同様に、吹き上げた直後の噴煙中の静電気の放電によるであろう。新しい発見は、ＥＬＦ、ＶＬＦ（特にＥＬＦ）電位データに見られる周期性パルス変動である。変動の周期は極めて正確で、平均４．８分である。何らかの共鳴現象によるもののようである。

（ｃ）６月８日の巨大な火砕流（噴火と同時に火砕流）時の電磁放射

６月８日には午前６時頃から小噴火と思われる振動が観測されており、特に１６：２０ＪＳＴ頃から、それまでの中では規模の大きいものであるが、小規模の噴火が起こった。そのような状態にて、１９：５１ＪＳＴに火山礫を降らせる中規模の噴火が発生し、それと同時に今までの最大規模の火砕流となった。図１１により、１６：２０ＪＳＴ頃から殆ど継続して、ＥＬＦ水平電位に周期的なスパイク状の信号がほぼ連続して２１：２２ＪＳＴ迄受信されている

ことがわかる。これはこの期間中に何回かの噴火が起こったためではないだろうか。

（ｄ）地震の前兆電磁現象

６月２３日の１３：１８ＪＳＴに震度３、２５日１９：３９ＪＳＴに震度２の地震が、雲仙岳を通りやや西北西方向に延びる千ヶ石断層に沿った西側の橘湾底を震源として発生した。又、２７日には０９：１１ＪＳＴにはＭ＝５の地震が発生している。これら三例の地震の前のデータを調査すると、それぞれの３０時間前、８時間前、１２－２０時間前に図１２に示すような異常な信号が発生していた。その後、照合により、二つの例に対して発生しているものは雷活動によるものではないことが確認され、地震の前兆ではないかと推測される。

参考文献

(1)Hayakawa, M., I.Tomizawa, K.Ohta, S.Shimakura, Y.Fujinawa, K.Takahashi, and T.Yoshino;Direction finding of precursory radio emissions associated with earthquakes: A proposal, Phys.Earth & Planet.Int., in press, 1992.

(2)Hayakawa, M., T.Yoshino, and V.Morgounov; On a possible influence of seismic activity on the propagation of magnetospheric whistlers at low latitudes, Phys.Earth & Planet.Int., in press, 1992.

(3)Hayakawa et al.;A proposal of direction finding of precursory radio emission associated with earthquakes, Presented at the IAGA/IASPEI, IUGG,Aug., 1991.

(4)Hayakawa et al.; Low-latitude magnetospheric whistlers and earthquakes, Presented at the IAGA/IASPEI,IUGG,Aug., 1991.

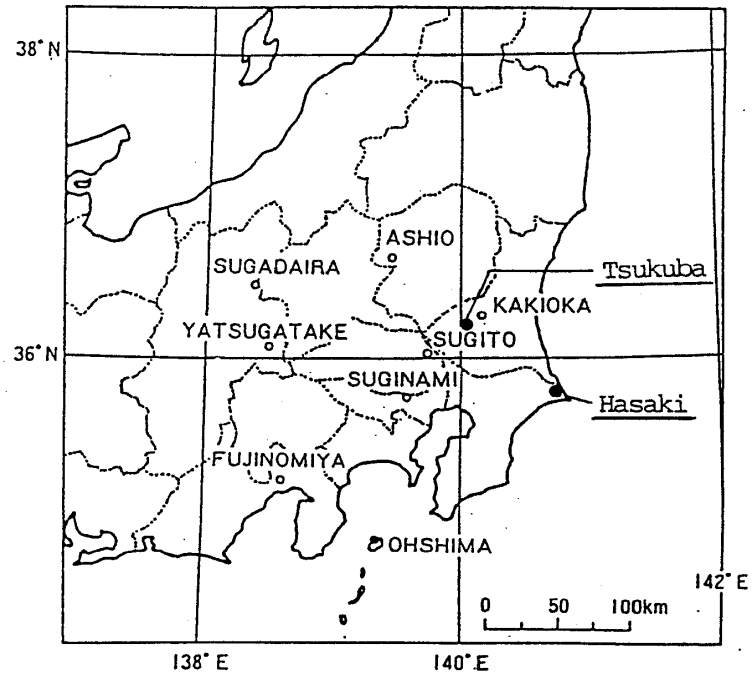


図１．　関東地区での観測ネットワーク

Fig. 1　Network of the detection of electromgantic emissions in the Tokyo District.

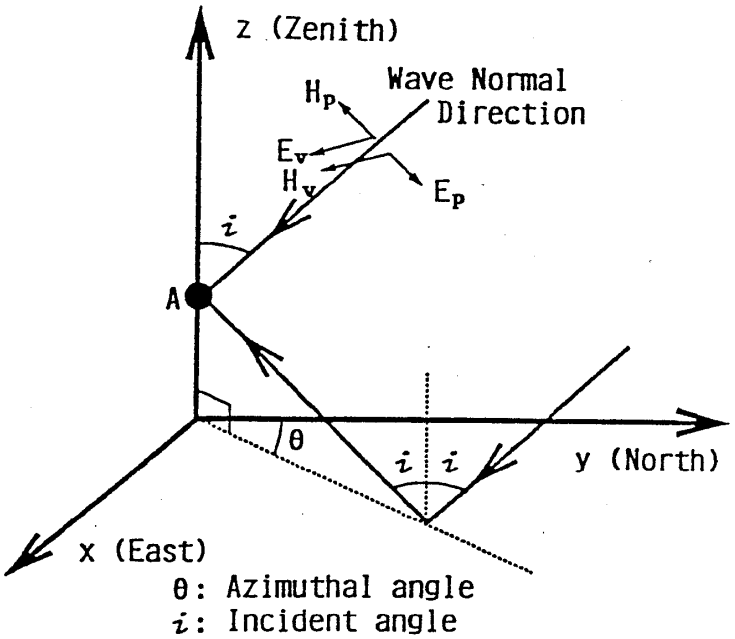


図２．　超高層ＶＬＦ波の地上方位測定方式

Fig. 2　Configuration of the direction finding system for mangetospheric VLF waves.

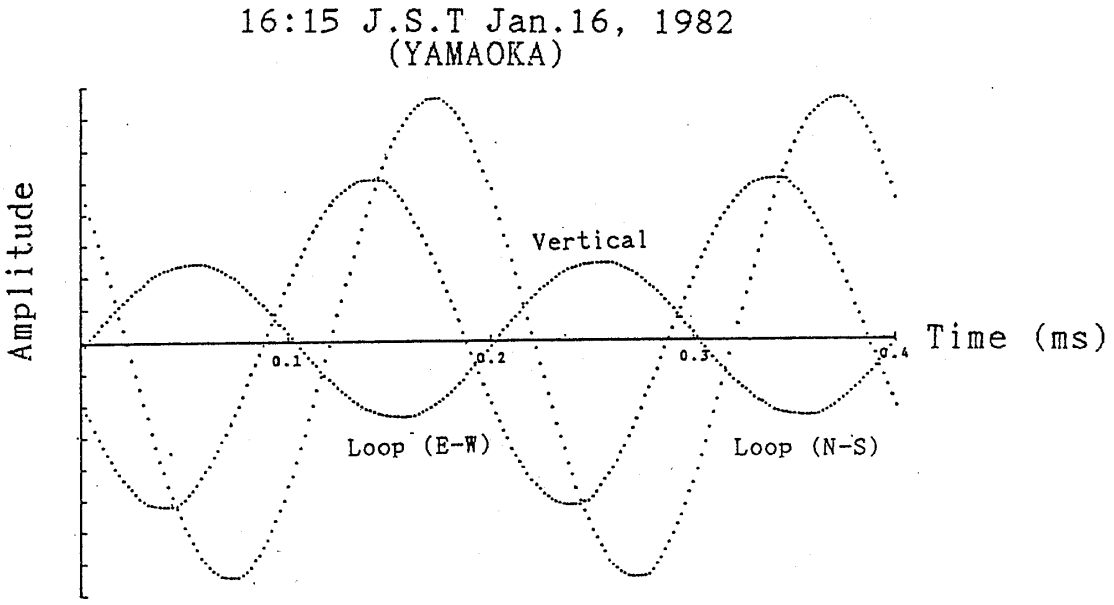


図３．　電磁界解析方位測定結果の一例（あるホイスラの電磁界三成分波形）

Fig.3　An example of the field-analysis direction finding for VLF waves (Waveforms of three electromganetic field components for a whistler).

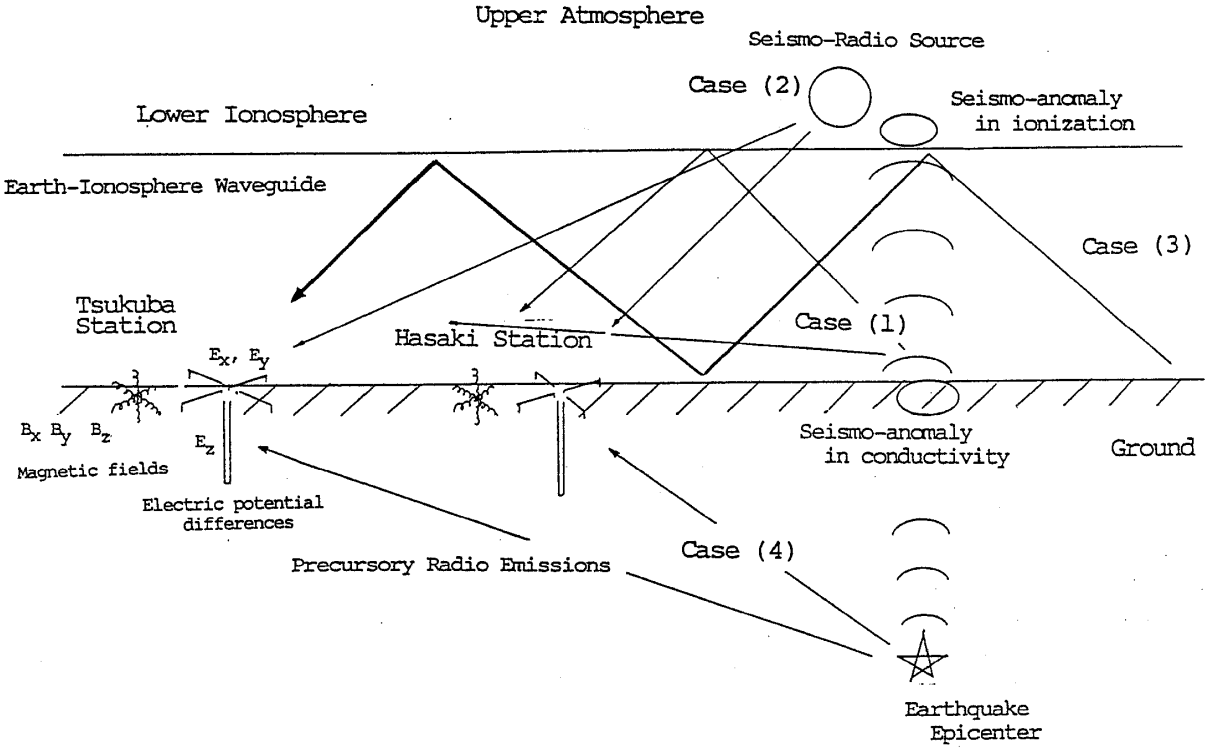


図４．　計画中の地震前兆電磁放射観測システム

Fig.4　Observation system for the precursory em emissions of earthquakes(Under planning).

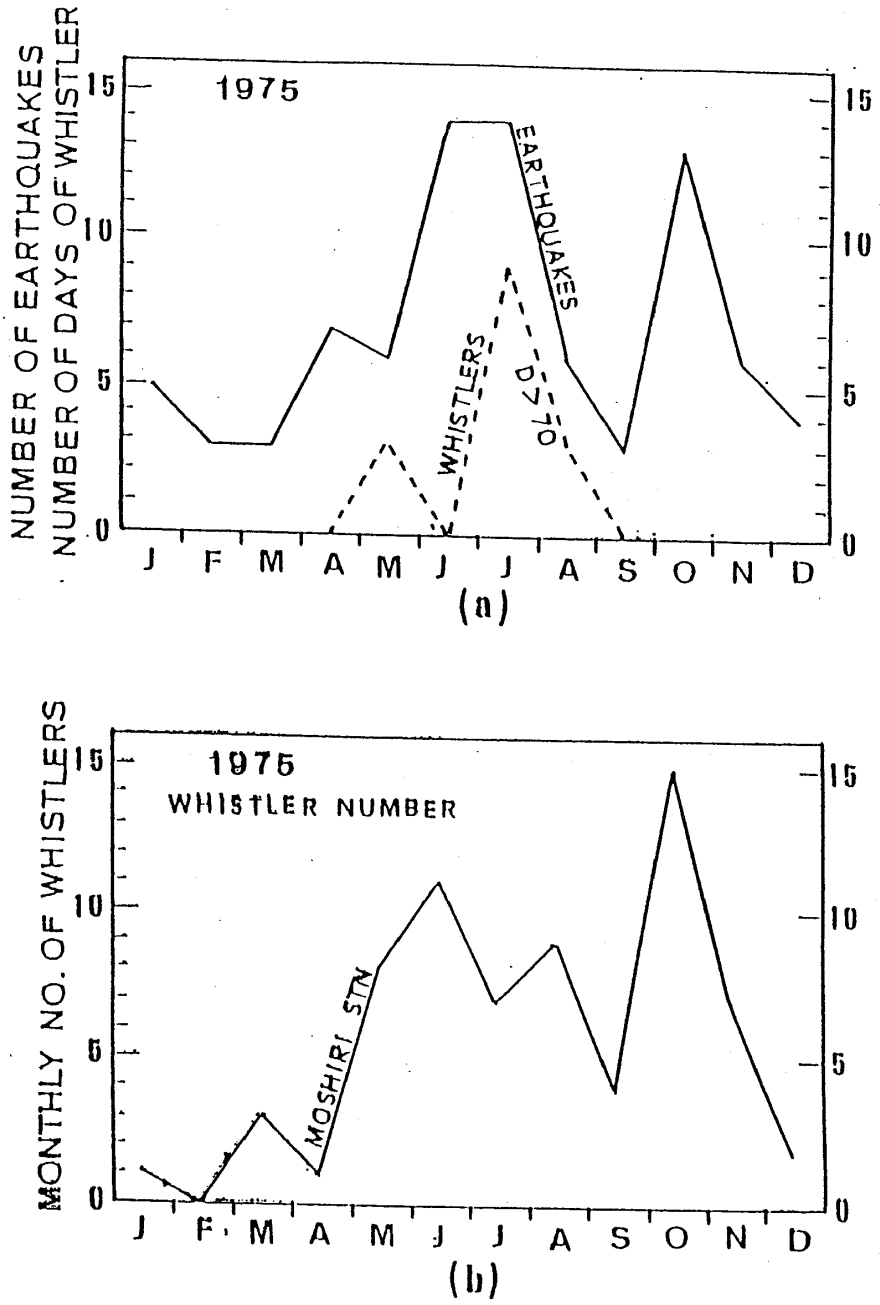


図５．　１９７５年のマグニチュード６　以上の地震の月別発生数と菅平での分散が７０より大きい異常ホイスラの発生日との関係　(a)、(b)図は母子里での異常ホイスラの月別発生数。

Fig.5 Relation between the monthly number of earthquakes with magnitude with magnitude M≧6 and the number of days of appearance of anomalous whitlers with dispersion D＞70 at Sugadaira. A solid line indicates the number of earthquakes and a dashed line, the number of days with anomalous whistlers.

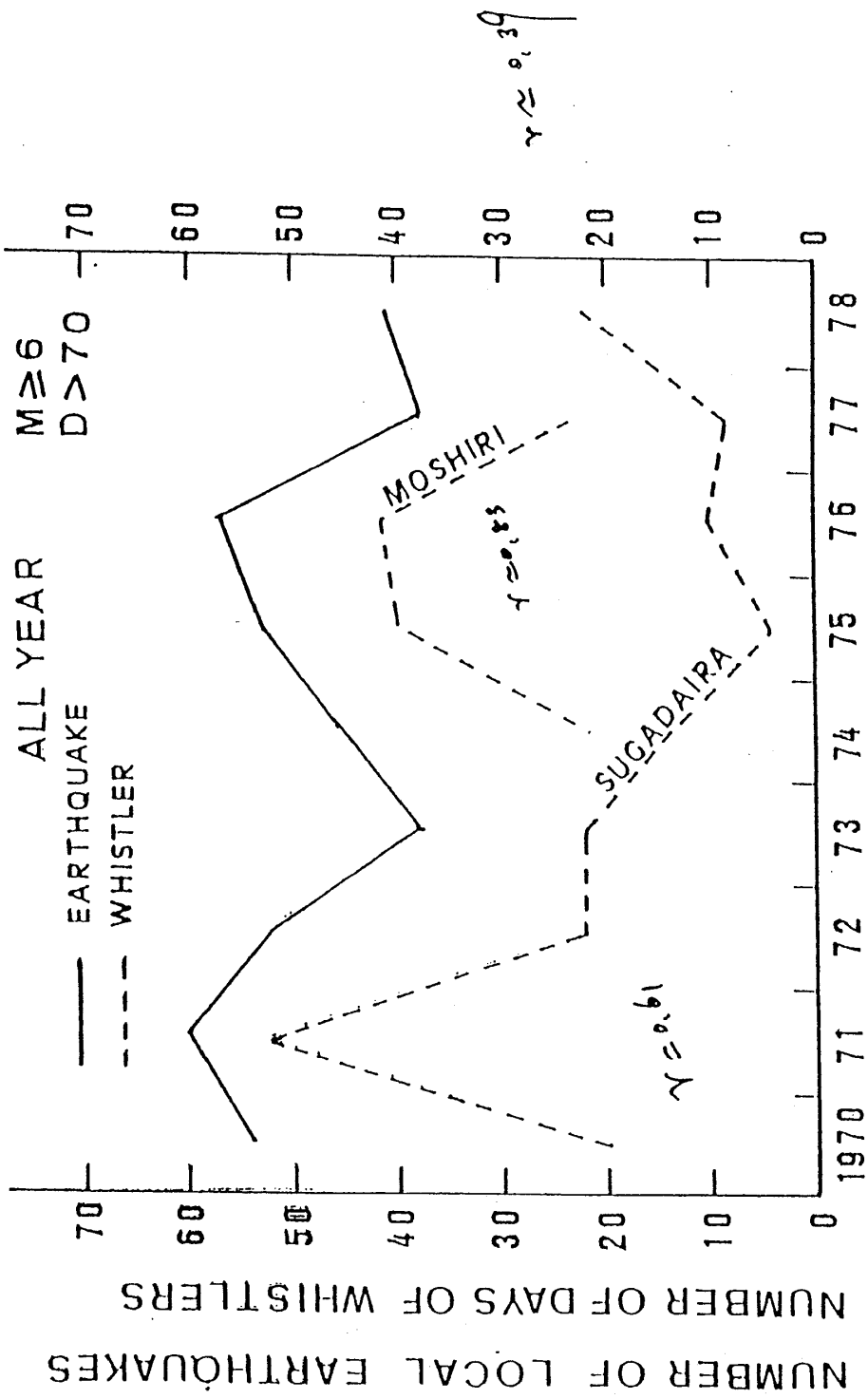


図6.　局所的地震の数の年変化と音平での異常ホイスラの数との関係。
1975年と1976年には母子里のデータを示してある。

Fig.6　Statistical results of comparison between the annual number of local earthquakes with M ≧6 and the number of days with anomalous long whistlers observed at Sugadaira during 1970-1978. Number of days with anomalous whistlers observed at Moshiri in 1975 and 1976 is also illustrated.

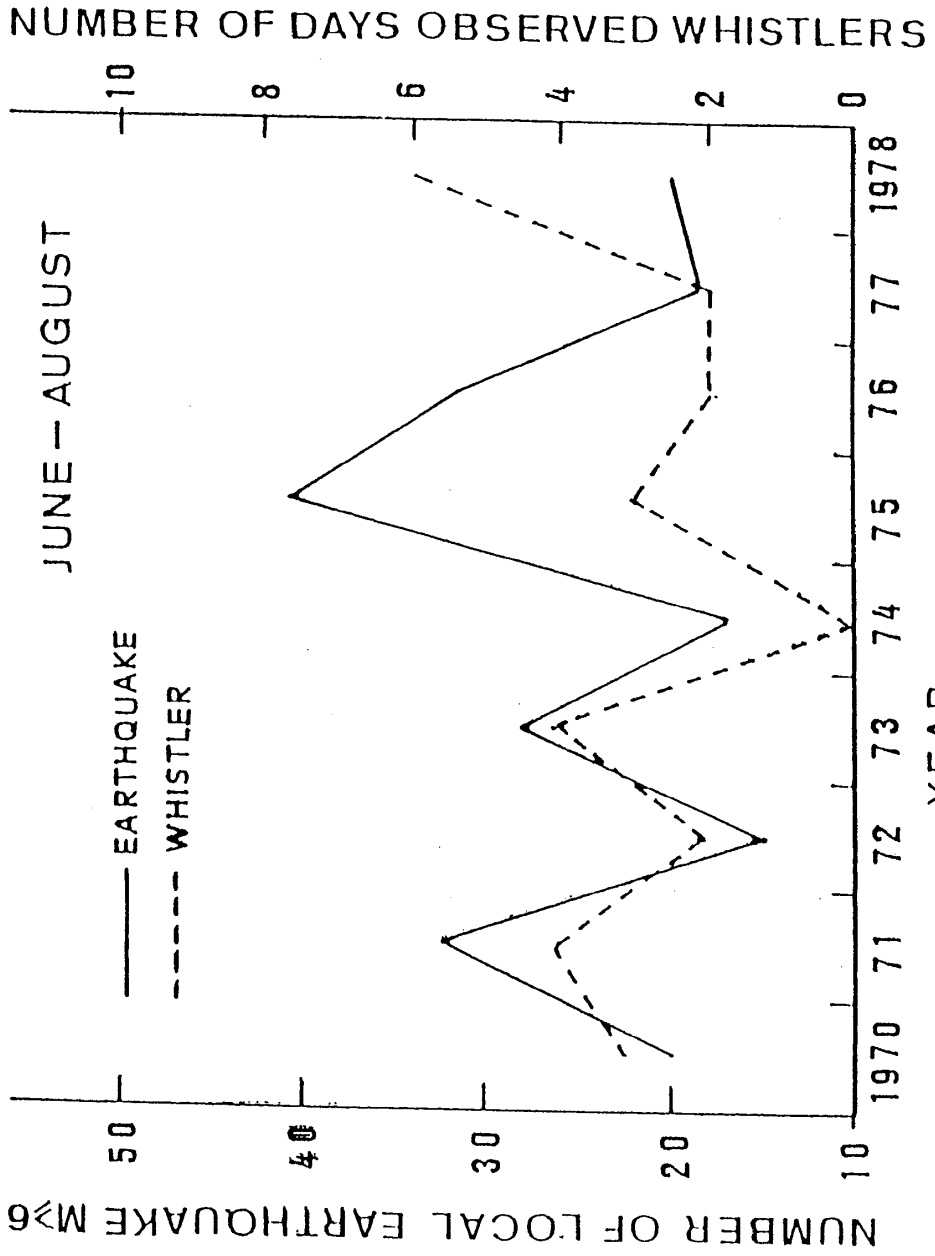


図７．　夏期（６月～７月）の期間だけを取り出した時の１９７０～１９７８年までの地震の発生と異常分散ホイスラとの関係。

Fig.7　Relation between the annual number of local earthquakes with M 6 and the number of days with anomalous dispeision at Sugadaira during three months (June to August) in the period of 1970-1978.

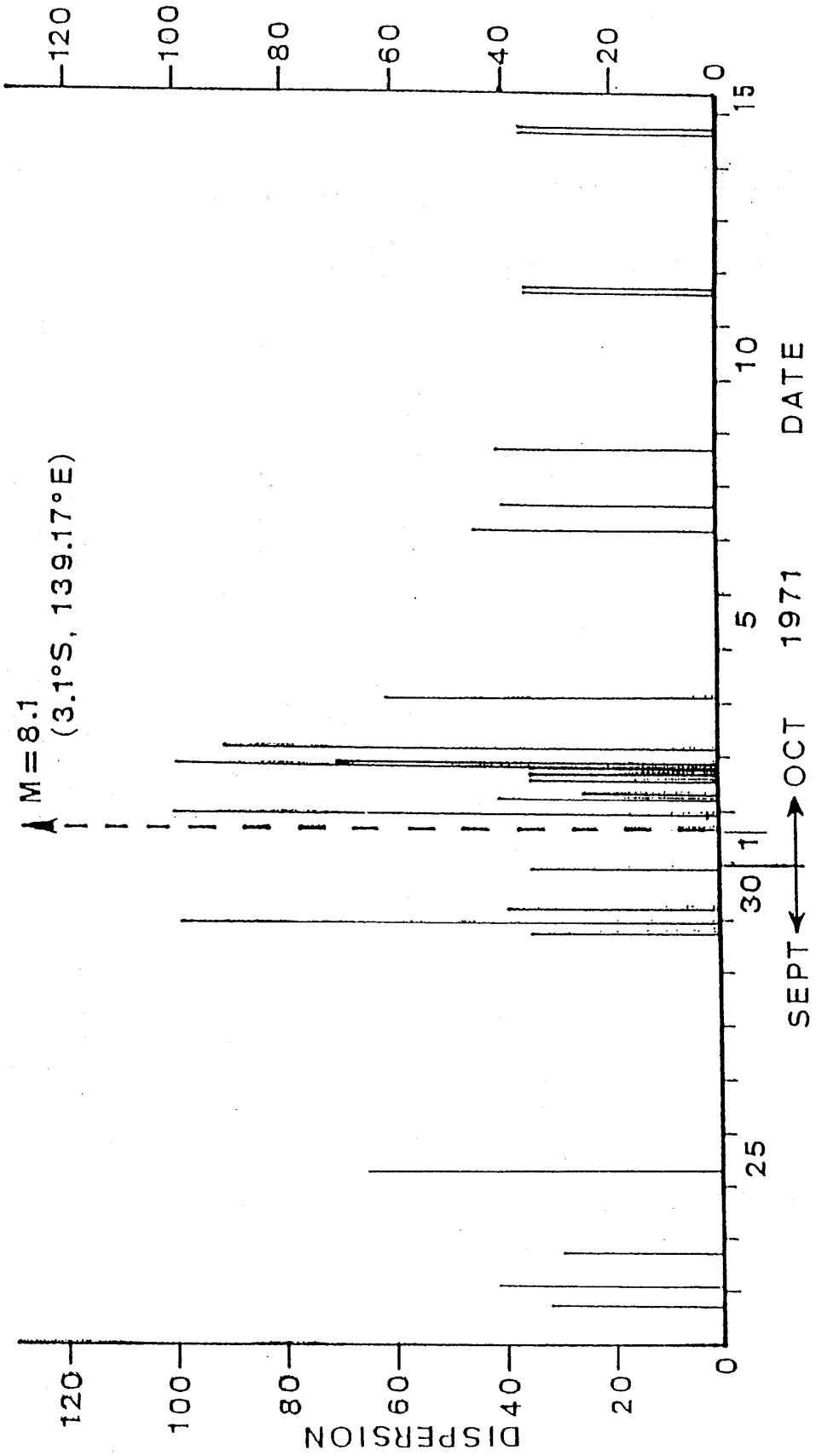


図8.　1971年10月1日の異常に大きな地震の前後にて発生したホイスラの特性。

Fig.8　Number of anomalous whistlers appeared around the time of a great earthquake on 1 October 1971 (New Guinia, M=8.1).

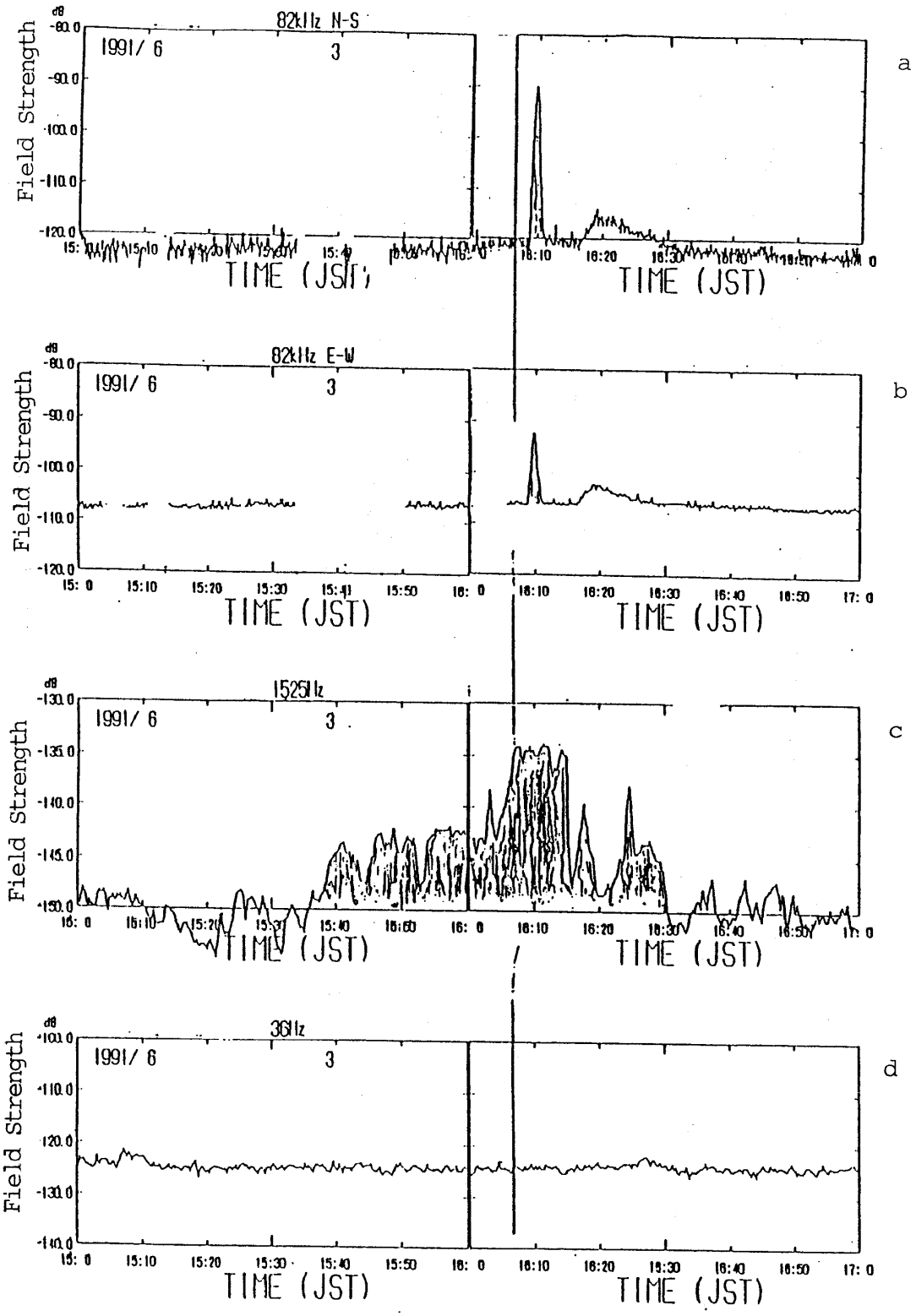


図９．　１９９１年６月３日の火砕流に伴う電磁放射

Fig. 9　Electromagnetic Emissions associated with the pilo-slush flow on 3 June 1991.

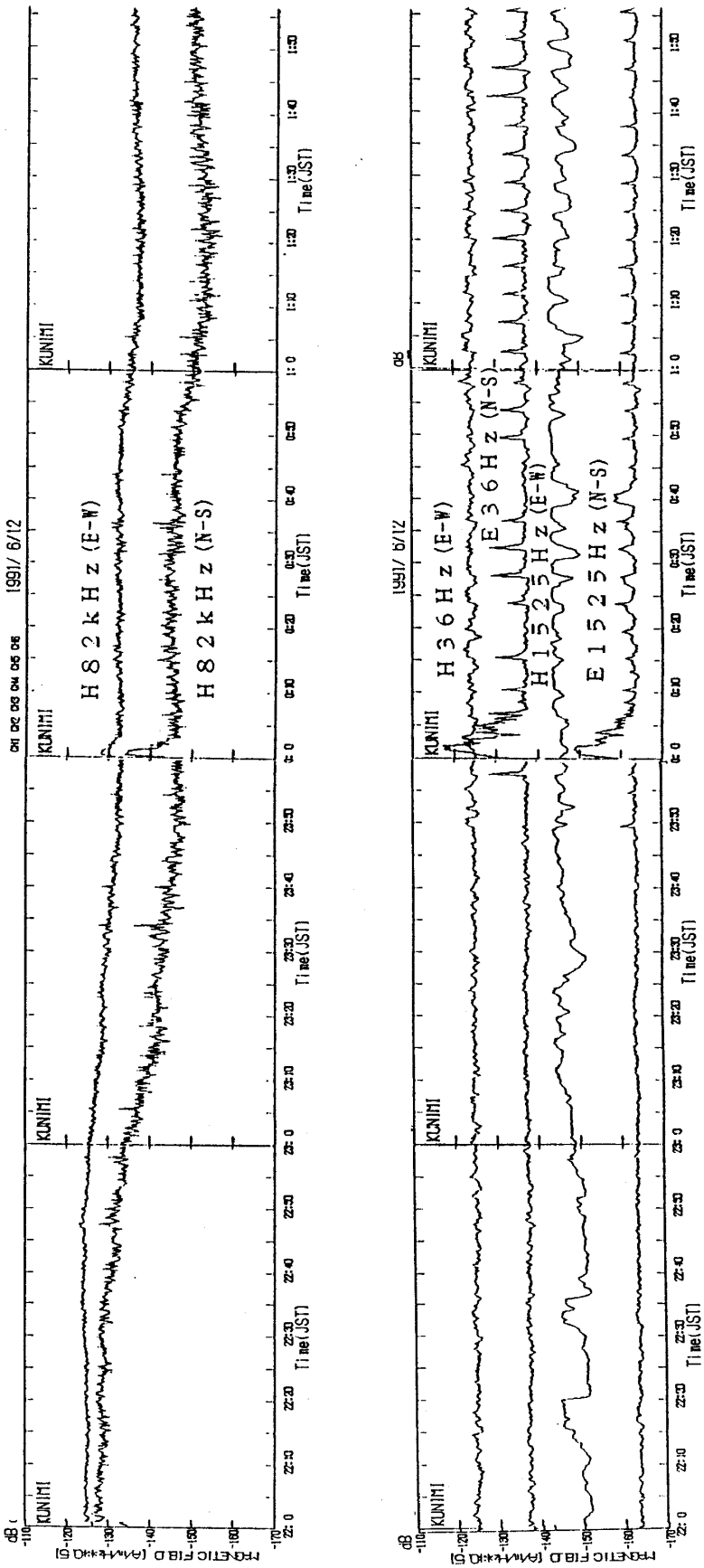


図10.　6月11日深夜の噴火に伴う電磁放射

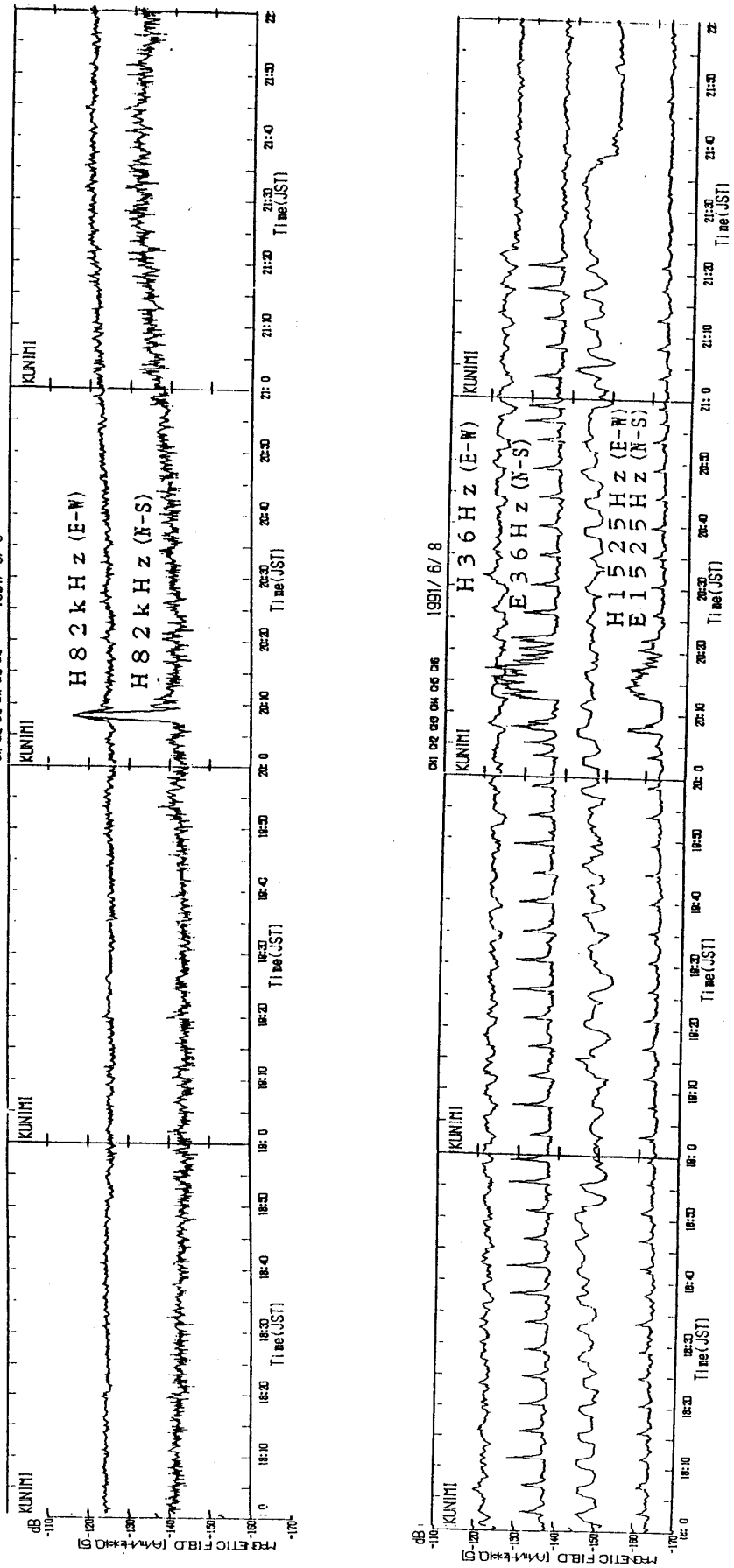


図11. 電磁放射の周期的発生。

Fig.11 Periodic occurrence of em emissions.

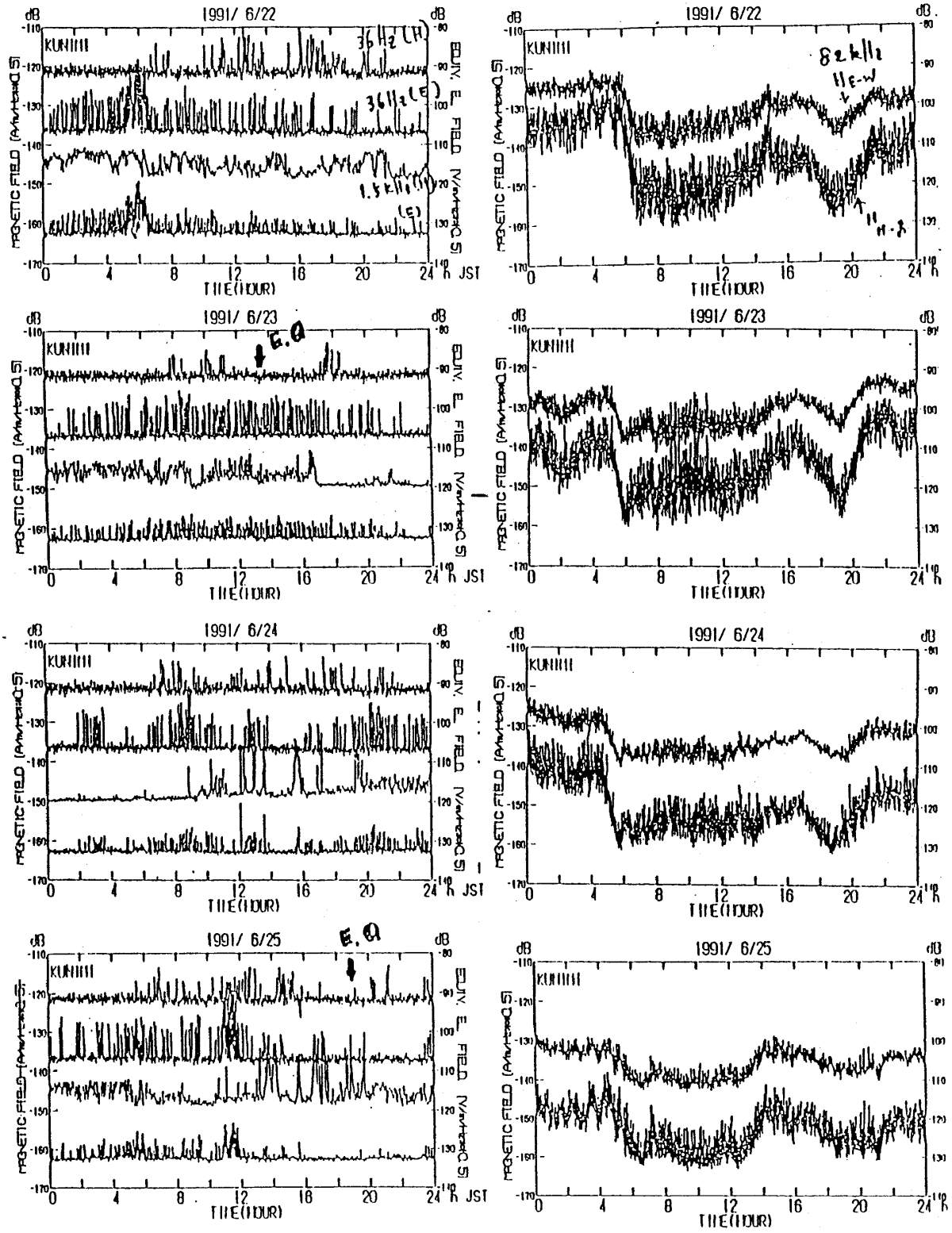


図12.　地震の前兆的電磁放射。

Fig. 12 Emissions presumed to be precursory to earthquakes.

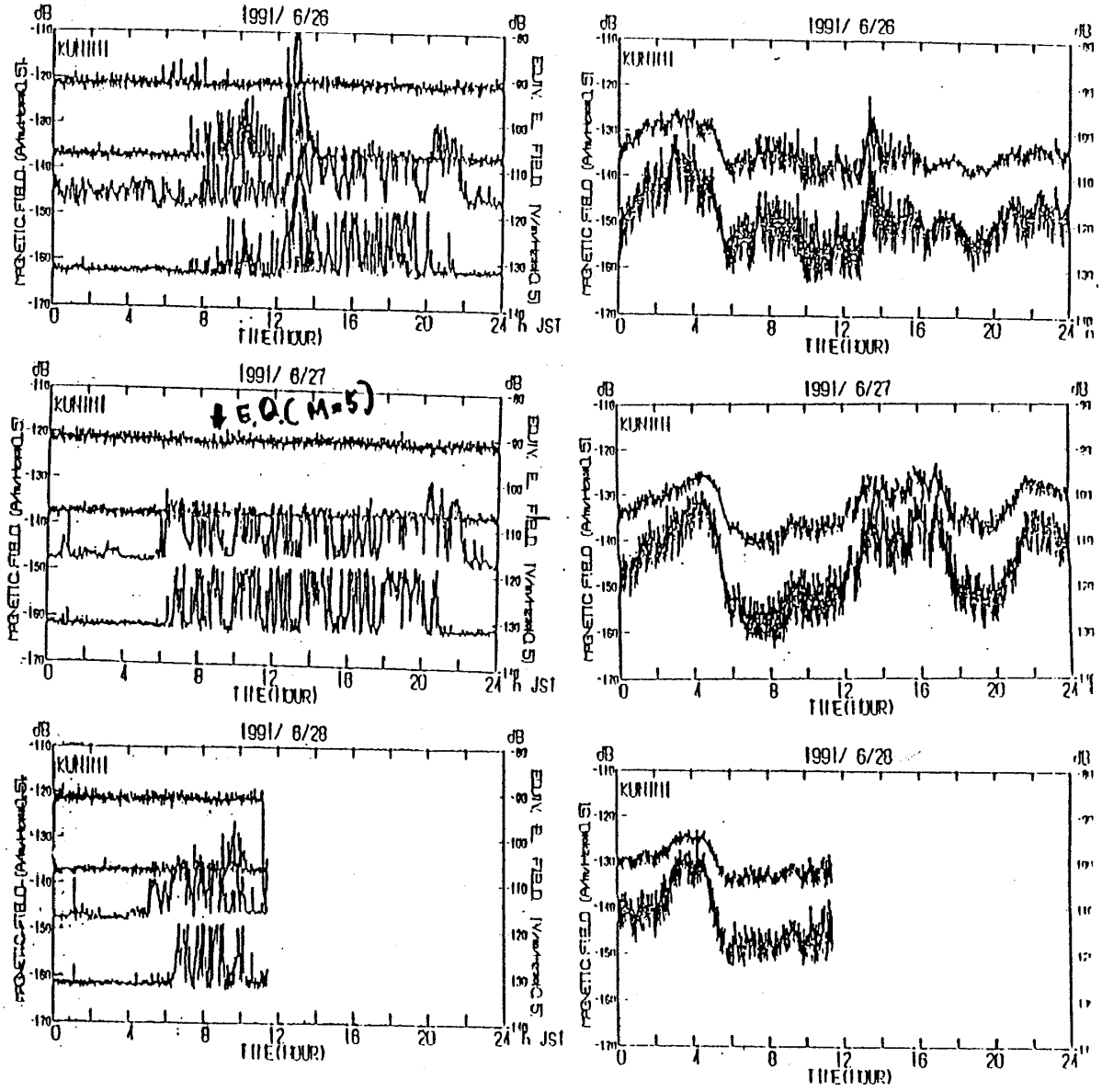


図12（つづき）
Fig.12（continued）

短基線地電位差集中観測による地震予知の研究
Earthquake Prediction Study by Means of Multichannel Short-span telluric potential measurements

東海大学海洋学部・上田　誠也，木下　正高
東京大学地震研究所・上嶋　誠
School of Marine Science and Technology,
Tokai University
S . Uyeda, M. Kinoshita
Earthquake Research Institute, University of Tokyo
M. Uyeshima

(Abstract)

It is now recognized that extensive measurements of electric potential using short-span dipole with different dipole length is absolutely necessary for the VAN-method. Therefore we focused our present research program on the measurement in the following two areas; Hokuriku region and Izu Oshima Island. In the former area, 14 stations are now in operation. Noise level at these stations are as quiet as VAN stations in Greece. So far, however, no firm results have been obtained on SES, mainly because there have been no sizable (M>5) event in the region. In the latter area, where some interesting results were obtained earlier, many local short and long-span dipoles have been installed. Some anomalous changes, showing an increased occurrence before the Off East Izu seismic swarms in the past, were shown to be localized only near Okata NTT dipole. Since no swarms have occured after 1989, the nature of the changes in question will not be known until the next swarm comes.

In the present research, a NETWORK MT method has been developed through an extensive use of NTT electrodes. The method has revealed the subterranean electrical conductivity structure under Hokkaido with unprecedented scale and reliability. Not only to the VAN research, this was a great contribution to the solid earth geoscience in general. In order to know the sensitivity of a station beforehand, we have plans to make comparative geophysical and geological surveys in both sensitive and insensitive areas in Greece to see if there is any systematic difference between them, in cooperation with the VAN scientists.

１．研究目的

自然電位観測によるＭ＞５地震に対する短期的（１か月以内）予知が、いわゆるＶＡＮ法によって最近数年間ギリシャにおいて成功をおさめている（例えば，Varotsos and Alexopoulos, 1984a, b, 1987; Varotsos et al., 1988; 上田 1985; 木下，上田 1986）。この方法をわが国においても適用し、その成否を探ることは、日本における地震予知（特にＭ７クラス）の実現という社会的要請に応えるためにも、また地震の震源過程を理解するためにも、重要であると考えられる。

本研究に先立って昭和62年より，日本全国における地電位差の長基線同時連続観測によってこの異常変化と地震との対応を調べる研究が行われた（図１；Kinoshita et al., 1989など）．これは，測器，データ転送，回収システムの開発から始まり，ＮＴＴ電話局のアースと電話回線を利用して，基線長1-10km程度の長基線地電位差観測を順次全国的に展開し，最多時には観測点数は20箇所に達した．各観測点では，異なった方向で基線長の異なった６本の測線を展開し，データは中央観測点（当時は東京大学地震研究所内）へ公衆回線を利用して，準リアルタイムで集められ解析を行った．その結果いくつかの観測点で地電位差異常シグナルが検出され，そのうち特に北海道の弟子屈や伊豆大島などで，地電位差異常変化と付近の地震活動との相関について議論がなされた．しかしこれらはいずれも異常変化の可能性の指摘にとどまり，確実な地震の前兆を検出することには到らなかった．

本研究はこれらの研究の発展的継続を目標とするものとして、上に述べた変化が実際の地震前兆であるか否かをより多くの地点で，多くのイベントの観測によって実証するという視野にたった．その上で，従来の研究結果から有望とされる伊豆大島および北陸地域において、地震前兆に特に敏感な「ツボ地点」を確定し、短基線（100-200m），かつ複数方位の自然電位観測を実施することを目的とした．ＶＡＮ法による経験から，同法における地震前兆(SES)が出現する場所は地下構造の不均一性（岩脈・断層など）に支配されて局在することが知られており、同法による地震予知の本質となると考えられることから、このような場所を「ツボ地点」と名付けた。現段階では、「ツボ地点」の発見は多数地点でのテスト観測により経験的に発見せねばならないが，たとえば「山崎メーター」などによる地震前兆に対する「特異点」の検出法についても参照する必要があろう．

なお北陸地域については，研究途中より金沢大学らによって新たに研究グループが組織され，本研究と並んでこの省際研究に加わった．

データ転送部では、公衆電話回線による転送要求に応えて、データを（モデムを介して）転送する。ＣＰＵで管理されているため、インテリジェント処理を行うことができる。すなわち、データのリアルタイム転送・時刻指定転送（通常行っている）・時刻の変更および確認・エラーチェックなどのオプションをもっており、電話の相手方（地震研究所の中央観測点）からのコマンドに応じて処理を行っている。なお、データを転送中にも入力・蓄積は途切れることなく行われている。ちなみにデータ転送に要する時間は約15分／一日／観測点である。

以上のような装置を全国的に観測点に設置する。データ採取は、中央観測点から各観測点に１日１回順番に電話をかけて、１日分をすいあげている。データはフロッピーディスク等に保存され、かつ準リアルタイムモニタリングのためにプロッターに出力される。これらの操作は、パーソナルコンピューターによりすべて自動的に行われている。

② ＮＴＴ観測網の設置

前述のような理由から、我々はＮＴＴ交換局の通信用アースおよびこれらの局間を結ぶ電話回線を利用して、地電位差観測ステーションを全国に展開してきた。観測点の選定にあたっては、(1) 地震多発地帯に近い、(2) 直流電車・市街地から遠く離れている地域または島、(3) 断層・火山地帯の上に位置している、という条件を課し、これらのすべてまたはいくつかの条件を満たすような場所を選んだ。これらの中には、すでに観測を中止したものがほとんどであるが、それは人工的なノイズがあまりにも大きくてデータが使いものにならない（日光・長野・和歌山・山崎・神岡）、あるいは何ら有望なシグナルが観測されなかった（鷹巣・柿岡・徳島・菊池・日田など）という理由によるものである。各観測点毎の記録例（１日分および数カ月分）およびデータの特徴の記載は、Kinoshita et al. (1989)に示されている。

③ 自作電極による観測

我々は、主としてＮＴＴの既存の設備を利用して観測を行っているが、自作電極と自前の電線を敷設しての短基線観測も行った。本研究に先だって，まず茨城県の柿岡にある東京大学理学部付属地球物理研究施設の敷地を利用して展開した。電極の分布図はKinoshita et al.(1989)に示されている。電極は、ＶＡＮ法で使用されているものと同じ方法で作成したものであり、鉛－塩化鉛による平衡電極である。この結果、電極自体はドリフトも少なくいいデータが得られたが、電線を埋設しなかったため、小動物や山菜採りの人などにより線が切断されるという事態を招いた。データについては、東西方向成分の変化が卓越しており、これは隣接する気象庁地磁気観測所で得られている地電位差データと整合的である。これらのデータを総合的に検討した結果、この場所では人工ノイズレベルは低いものの，ＳＥＳ的な変化は観測されないことが判明した。この他、数日間というごく短期間であるが臨時の観測も行った（茨城県の筑波山中の東京大学地震研究所筑波地震観測所の敷地内、長野県の気象庁松代地震観測所の観測孔内、伊豆大島

の1986年割れ目噴火による溶岩流付近での移動観測）。

これらのことを踏まえ，伊豆大島での短基線観測が行われた．その際，電極も電線もすべて自前で行う方式（基線長は100m程度である）と，電極の設置のみ自前で行い，電線は電極の場所までＮＴＴの専用回線をひくという方式（長基線観測も可能）を併用した．詳細は次章に述べる．

電極は，上記のものと同じ鉛-塩化鉛のタイプである．この電極は以下の手順で製作した．まず，外径3cm，内径1cmの鉛管を長さ40cmに切り，それに導線を接合した．鉛管の表面で導線を接合する部分はよく磨き，そこにケーブルの芯線をハンダ付けした．芯線と鉛管の接合部はシリコンゴムで完全に覆い，その上をさらにエフコテープなどで三重に巻いた．この鉛管を塩酸中で電気分解し，表面を塩化鉛で被覆した．

2．研究方法

(1)研究の方針

目的にも述べた通り，本研究はギリシャにおいて開発され，信じ難いほどの成功をおさめつつあると報告されながら，わが国を含むいわゆる地震予知先進国の学界において認知が遅れている新しい地震予知法　－ＶＡＮ法－　を日本において検証すべく，昭和62年から平成元年度にかけて行われた研究（以下では「前回研究」と呼ぶ）の発展的継続をめざすものであった．

前回研究では，北海道弟子屈，伊豆大島などでの地電位差異常変化と近傍の地震活動との相関について興味ある結果が得られたが，いずれも確実な事実といえるものではなかった．そもそも地震予知は長年の多くの研究にもかかわらずほとんど成功をみていない困難な試みであるのだから，3年ほどの研究で多くを期待するのは無理な注文だが，本研究ではギリシャでのＶＡＮ法の成功例を視野にいれつつ，前回研究での経験をもとに基本方針を策定した．

ＶＡＮ法の重要な経験測　－選択則 Selectivity－　によれば，地震の前兆シグナル－ＳＥＳ－を示す場所は人工ノイズが低いだけではなく，そのような場所の中でも中でも極めて限られており，任意に場所を選んでも十中八，九はＳＥＳが出現しない．ＳＥＳの出現するいわいる「ツボ地点」を見いだすには現在のところ多数の地点で臨時観測を行う他にはない．ツボでない場所（大部分の場所がそれなのだが）ではいくら連続観測をしても何も得られていない．

電磁気的構造の詳細がわからないので確実なことはいえないが，日本とギリシャでは普通の意味での地学的状況は島弧－海溝系の第四紀変動帯という点で共通性があるので，ギリシャでは成功するが日本では成功しないという根拠はないと思われる．そこでギリシャでの方式を踏襲することとした．しかしそれは社会的環境の相違のために意外と困難なことであった．すなわち：

(1) 日本でははるかに人口密度，工業化の度合が高く，一般に地電位差ノイズレベルはほぼ一桁大きい．特に直流電化鉄道路線によるノイズははるかに大きい．
(2) 日本では人工ノイズの低い人里離れた休閑地で，比較的自由に観測点を設置でき，かつ電源及び電話回線を利用できる場所はほとんどない．この事情はギリシャでもほぼ同様であろうが，休閑地での科学的研究に対してはるかに寛容である．そのうえ，ギリシャでは国軍の演習地（上記の条件をほとんど備えていることに注意）を全面的に利用し，かつ連続観測の実施には国軍兵士が24時間体制で協力している．日本ではこのような自衛隊の全面的協力は現在までのところ考慮の対象にもなっていない．

このような事情もあって，前回研究ではＮＴＴが全国各地にすでに設置してある通信用アースを利用させていただくことにしたのであった．そのため，極めて短時間に多くの観測点での測定が可能になった．その結果，わが国でも直流電化路線から離れればノイズレベルの低い場所が多く存在することが分かった．しか

し，この長基線観測方式では，ＶＡＮ法の一つの特長である短基線観測網による△V/L テストでのノイズ判別を行うことができない．従って地震も地電位差以上変化も多数起こっている時にはそれらの間の対応をつけることは極めて困難となる．前回研究においていくつかの興味深い事実が指摘されながら，決定打に至らなかった理由のひとつがここにある．

この点を踏まえて本研究では，全国的観測網は縮小し，小数地点でなるべくＶＡＮ方式に近い短基線観測網によることにした．そのために：

(1) 北陸地域での集中観測
(2) 伊豆大島での集中観測

を柱とすることにした．(1)は新たに加わった北陸グループの企画で，ノイズレベルも地震活動も共に低い北陸地域で観測することのメリットをねらったものである．詳細については金沢大学らのグループによる報告（河野ほか，本報告）を参照されたい．(2)は前回研究での「シグナル」が人工ノイズである可能性をチェックすることを目的とした．

短基線観測網における電極，電線等は研究者自らが設置するので，その保全維持のため随時現地に赴く必要が生じる．このため研究機関所在地に近いことが重要で，この点からも北陸観測は有利と考えられた．

(2) 実際の方法

ＶＡＮ法、すなわち地電位差と地磁気を複数の観測点で同時・連続的に観測し、かつ得られたデータを（準）リアルタイムでモニターする、という目的に沿って、我々は岩崎通信機株式会社やＮＴＴ等と協力し、まず観測装置の開発および測点の設置を行った。測定系の概要を図２に示す。

① 測器の開発

地電位差測定・転送装置については、ギリシャで用いられている測器を参考に、我々が独自に作成したものを使用している（実際の回路設計・製作は岩崎通信機株式会社およびアドシステムズ株式会社に依頼した）。

本装置は次に示すユニットからなる。全ユニットはＣＰＵにより管理されている。データ入力部では、６チャンネル分の電位差の生データの、チャンネル毎の増幅（オペアンプによる差動増幅）および0.1Hz のローパスフィルタリング処理を行う。カットオフ周波数の0.1Hz はＶＡＮ法と同じ数値である。このデータは、マルチプレクサを通った後再び増幅される。増幅の結果測定可能な電位差の範囲は、±10.24 Ｖから±10.24 ｍＶである。次に12bit でＡ／Ｄ変換される。従ってデータの分解能は 5ｍＶから 5μＶである。サンプリングは20秒に一回行われる。

データ蓄積部では、得られたデータをＩＣメモリーに蓄えている。容量は２日分である。

化がみられない．そのほかのグラフは岡田から１ｋｍ以上離れた電極の電位変化を示すが，それらにも異常な変化はみられない．この結果から図中にみられる異常変化が岡田のＮＴＴ交換局周辺の局所的な変化であることがわかる．

次に，岡田のＮＴＴ交換局の近傍に展開した短基線での結果を示す．図3-5はその測線図である．上で調べた異常変化が発生したときは，東西方向の測線は欠測であったため南北方向の測線（ＮＴＴ－ＳＣ：南北85m，Ｎ７８－ＳＣ：78m，Ｎ３９－ＳＣ：南北39m）についての結果のみを図3-7に示す．問題の異常変化は岡田のＮＴＴ交換局アースを含む測線で最も振幅が大きい．また図中の南北39mの測線は，岡田のＮＴＴ交換局アースを含まない測線であるにもかかわらず異常変化が同時に現れている．従ってこの異常変化には数十m程度の空間的広がりが認められることになる．

以上の結果から，ここでみられる矩形状異常変化は数十m程度の空間的広がりは認められるものの，岡田ＮＴＴ交換局周辺の局所的な変化であると考えられる．

(4) その他の矩形状異常変化

伊豆半島東方沖群発地震との対応を調べた異常変化と同様の矩形状の変化は拡充された観測網の他の測線にも現れた．それらの発生頻度と伊豆大島周辺の地震との対応を調べた結果を図3-8に示す．各異常変化のタイプについての説明は，表3-2にまとめて示す．これらの変化の中で，地震の発生とよい相関の見られる変化はない．

４．考察

ここでは，伊豆大島での観測により得られた知見等について述べる．伊豆東方沖群発地震活動がＭ＞５クラスの地震を引き起こす前に，その出現頻度が増大した伊豆大島での地電位差異常変化（Kawase et al., in press)が，真の地震前兆であるかどうかは不明である．この点を明らかにすべく，大島で短基線を含む多点観測を行ってきた．異常変化の空間分布を調べることにより，その発生源についての情報を得ようというねらいである．

矩形状異常変化は，出現頻度が日中に多いことから，その中に人為的ノイズが多いであろうことは容易に想像されるが，現時点で小嶋（1990;1991）のようにすべてがノイズだと断定するのは早計であろう．ギリシャでもよく経験されているところだが，似たような形の変化でもノイズとＳＥＳの場合があるからである．それらを区別するためには，多点観測によってその出現のしかたに違いがあるかどうかを確かめる必要がある．観測期間中にもいくつか矩形状異常変化が出現し，本報告ではその一例を示したが，それはＮＴＴ岡田交換局近傍数十mに局在する変化と思われた．しかしここで留意すべきは，期間中に発生した変化はいずれも地震活動と関係のないものばかりだったことである．それらは本来ノイズであってしかるべきものなのである．いろいろの点でよく似た変化だが，群発地震の前に

増大するもののみが空間分布が違うかどうかは，やはり次の群発地震（M＞5を含む）を待たねば結論できない．

表3-1.　各電極の略称とその意味
Table 3-1. Name of each electrode and its abbreviation

ＮＴＴ交換局アース	ＭＴＯ：元町	ＯＫＴ：岡田
	ＴＳＢ：津倍	ＨＡＢ：波浮
岡田以外の自作電極	ＳＮＫ：新開	ＫＯＥ：大島公園
	ＧＪＫ：御神火茶屋	ＦＴＫ：二子山
	ＴＮＭ：津波観測所（泉津）	
岡田の自作電極	ＳＣ　：最南端の共通負極	
	Ｎ３９：ＳＣの北39mの電極	
	Ｎ７８：ＳＣの北78mの電極	
	ＮＴＴ交換極アースの近傍約7m	

表3-2.　その他の矩形状異常変化の分類
Table 3-2. List of other type of anomalous potential change with rectangular shape

type	変化の現れる測線	極性
C	元町－岡田，津倍－岡田	岡田の電位が下がる極性
e	波浮－元町，二子山－波浮	波浮の電位が下がる極性
E	波浮－元町，二子山－波浮	波浮の電位が上がる極性
g	元町－御神火茶屋	御神火茶屋の電位が上がる極性
	御神火茶屋の短基線（南北方向）	南の電極の電位が上がる極性
G	元町－御神火茶屋	御神火茶屋の電位が下がる極性
	御神火茶屋の短基線（南北方向）	南の電極の電位が下がる極性
k	岡田－大島公園	大島公園の電位が上がる極性
	大島公園の短基線（東西方向）	東の電極の電位が下がる極性
K	岡田－大島公園	大島公園の電位が下がる極性
	大島公園の短基線（東西方向）	東の電極の電位が上がる極性

3．研究成果

ここでは，ＮＴＴ回線と自作電極を使用して長・短基線高密度観測を行った伊豆大島での地電位差集中観測の成果について述べる．

(1) 矩形状異常変化の発生頻度と伊豆半島東方沖群発地震との関係

1987年より伊豆大島においてＮＴＴ交換局アースを用いた地電位差観測を行っている．測線の分布は図3-1に示す通りである．図に示す３測線のうち，岡田の地電位が上昇する極性の元町－岡田，津倍－岡田の両測線に同時に現れる矩形状の異常変化が時折みられた．その一例を図3-2に示す．同図は1990年11月5日に観測された一日分のデータで，課金パルス，地磁気の誘導成分は除去してある．なおデータには予め10分から360分のバンドパスフィルターがかけてあるが，実際にはこの処理を行う過程で，計算機のメモリーの都合上，データを毎分値に直した後３分毎にサンプリングした３組のデータセットにわけ，それぞれをフィルター処理した後一緒に表示してある．このため見かけ上３分程度の周期の変化が現れていることを了承されたい．

この種の異常変化が伊豆半島東方沖群発地震の始まる前の十数日以内に頻発する傾向にあったことを，1989年までのデータについて地震予知連絡会会報などで示した．その様子を1990年と1991年の結果を含めて図3-3-1から図3-3-5に示す．ただし，1988年と1989年については今回初めてデータから地磁気の誘導成分を除去し，その上で異常変化を抽出したため前回の報告での結果（生データから目視により抽出）よりも信頼性の高い結果になっていると考えられる．これらのグラフでは横軸が一年間の時間軸で，上半分が異常変化の一日の発生回数を，下半分が発生したマグニチュード３以上の地震について示してある．

1987，1988，1989年の各年に１度ずつ地震が頻発した時期があるが，これらが伊豆半島東方沖群発地震である．一方，異常変化についてみると，1987年と1988年に１度ずつ，その発生頻度が平常時よりも顕著に増大した日がある．これらの出来事は，伊豆半島東方沖群発地震の開始と時間的に近接しており，両には相関があるように見える．

1989年のグラフを見ると，伊豆半島東方沖群発地震の始まる前に異常変化の発生頻度が年間で最も大きくはなっているが（３回／日），1988年の場合ほど両者の強い相関は見られない．

1990年については，異常変化の発生頻度が顕著に増大した日はなかった．一方，大規模な伊豆半島東方沖群発地震も起こらなかったが，マグニチュード２未満の地震もプロットすると２月に比較的規模の小さい伊豆半島東方沖群発地震が起きていることがわかる．この群発の前には異常変化の発生頻度に顕著な変化はみられなかった．

1991年のグラフをみると，12月に異常変化が過去に例がないほど頻発していることがわかる（最大16回／日）．地震活動は11月末までのデータを示しているが，12月の地震活動では小規模な伊豆半島東方沖群発地震が起きている．しかし，仮にこれらの異常変化と伊豆半島東方沖群発地震に因果関係があるとすると，過去

の経験からさらに規模の大きい伊豆半島東方沖群発地震があってしかるべきである．1991年1月末までの地震活動にはそのような伊豆半島東方沖群発地震は見られない．

(2) 異常変化の地域性を調べるための地電位差観測

今回注目した異常変化は，岡田ＮＴＴ交換局アースを共通電極にする測線にのみ現れている．このことから，岡田ＮＴＴ交換局アース自身かその近傍に異常変化の原因がある可能性が考えられる．そこで，異常変化の地域的広がりを調べるために観測点の拡大を行った．伊豆大島のＮＴＴ交換局アースはすでにその全てを観測に使用していたので，新たに作る測線には自作電極を用いた．ただし，数kmの長基線観測を実現するために，電極から測器までの導線にはＮＴＴの専用回線を用いた．

製作した電極（前章参照）は，地中1-2mのところに埋設した．電極からの導線は一度観測点付近の保安器に集め，保安器からデータロガーまでの導線としてＮＴＴの専用回線を用いた．図3-4は，こうして設置された自作電極による測線図である．四角印がＮＴＴ交換局アースの場所，丸印が自作電極の場所を示す．

新開（ＳＮＫ），津波観測所（ＴＮＭ），大島公園（ＫＯＥ）の自作電極に接続された導線は，岡田のＮＴＴ交換局に集められ，そこでデータロガーに接続してある．また御神火茶屋（ＧＪＫ）の自作電極からの導線は元町のＮＴＴ交換局に，二子山（ＦＴＫ）からの導線は波浮のＮＴＴ交換局に送られ，そこでデータロガーに接続してある．

この他，異常変化が発生した時の岡田ＮＴＴ交換局周辺の地電位差変化を更に詳しく調べる目的で，岡田のＮＴＴ交換局の近傍では自作電極による短基線を展開した．この岡田の短基線の測線図が図3-5である．各電極の略号の意味は表3-1に示す通りである．図の最も北にある電極が，岡田のＮＴＴ交換局アースで，そのすぐ南側に自作電極による短基線がほぼ東西南北にはってある．南北方向の測線はN14°Eの方向にあり，最北の自作電極（Ｎ７８）は岡田ＮＴＴ交換局の約7m南にある．南北方向の基線には39mと78mのものがあり，最南端の電極（ＳＣ）が共通電極になっている．その他に，30mと60mの東西方向の基線がある他，ＳＣ電極の北西方向には参照用の電極を設置した．

また，新開，津波観測所，大島公園の間の地電位差の他に，自作電極であるＳＣ電極との間の地電位差も併せて測定した．

(3) 矩形状異常変化の空間的分布

上に述べた条件を満たす矩形状異常変化のうち，1990年11月5日に観測された例についてその空間分布を示す．図3-6は，元町のＮＴＴ交換局アースの電位を基準としたときの各アースの電位変化である．最上段が岡田のＮＴＴ交換局アースの変化を示すが，異常な電位変化をしていることがわかる．また３段目のグラフが，岡田のＮＴＴ交換局の南の約80mに位置する電極（ＳＣ）の電位変化を示す．ＮＴＴ交換局アースが異常な電位変化をしているときにこの電極の電位には異常な変

東大地震研究所第666回談話会（1990年9月，東京）
上嶋　誠、歌田久司、川瀬隆治、西田泰典、上田誠也、北海道中東部におけるNETWORK-MT観測とその解析結果．

Texas A&M University Seminar（1990年10月，テキサス，アメリカ合衆国）
Uyeda, S., Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring.

地球電磁気・地球惑星圏学会　（1990年11月，大宮）
上嶋　誠、歌田久司、川瀬隆治、西田泰典、大島弘光、清水久芳、上田誠也，北海道中東部におけるＮＥＴＷＯＲＫ－ＭＴ観測　－北海道東部地域の地下電気伝導度構造について－．

1991年ＣＡ研究会　（1991年1月，東京）
上嶋　誠、歌田久司，ＮＥＴＷＯＲＫ－ＭＴ法について．

Mexico Autonomous University Seminor（1991年2月，メキシコ市）
Uyeda, S., Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring.

University of Illinois at Chicago Seminor（1991年2月，シカゴ，アメリカ合衆国）
Uyeda, S., Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring.

地球惑星圏関連学会1991年合同学会（1991年4月，東京）
木下正高，上田誠也，上嶋誠，川瀬隆治，長基線観測による地電位差異常変化と地震活動との対応．

地球惑星圏関連学会1991年合同学会（1991年4月，東京）
川瀬隆治、上田誠也，確立差分法による伊豆大島での地電位差データ解析．

地球惑星圏関連学会1991年合同学会（1991年4月，東京）
朝井与志哉，長尾年恭，河野芳輝，自然電位観測による地震予知の基礎研究　－ギリシャ方式による基礎実験の開始－．

地球惑星科学関連学会1991年合同大会　（1991年4月，八王子）
上嶋　誠、歌田久司，島弧の３次元的地下電気伝導度構造解明に向けて－ＮＥＴＷＯＲＫ－ＭＴ法による電磁気探査－．

地球惑星科学関連学会1991年合同大会　（1991年4月，八王子）
神山　洋、上嶋　誠、川潮隆治、西田泰典、上田誠也，青森県における
ＮＥＴＷＯＲＫ－ＭＴ観測　－序報－．

IUGG XX General Assembly　（1991年8月，ウイーン）
Uyeshima, M., On a newly developed robust stacking method.

IUGG XX General Assembly　（1991年8月，ウイーン）
Uyeshima, M., Utada, H. and Nishida, Y., Network MT method for the study of regional electrical conductivity structure.

Northwestern University Seminar（1991年10月，シカゴ，アメリカ合衆国）
Uyeda, S., Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring.

American Geophysical Union　（1991年12月，サンフランシシコ）
Uyeda, S., Kinoshita, M., Uyeshima, M. and Kawase, T., Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring : A preliminary report.

東京大学海洋研究所シンポジウム　（1992年1月，東京）
上嶋　誠、歌田久司、西田泰典，ネットワークＭＴ法による地下電気伝導度構造の解明（「大陸・海洋境界域の電磁気現象」）

5．引用文献

Kawase, T., Uyeda, S., Uyeshima, M. and Kinoshita, M. : Possible correlation between electrical potential change in Izu-Oshima Island and the earthquake swarm off east of Izu Peninsula, Japan, Tectonophysics, in press.

木下正高・上田誠也 (1986): 再びギリシャの地震予知について．科学，56，770-775.

Kinoshita, M., Uyeshima, M. and Uyeda, S. (1989): Earthquake prediction study by means of telluric potential monitoring. Progress report No.1 Installation of monitoring network, Bull. Earthq. Res. Inst., 64, 255-312.

小嶋美都子 (1990): 地電位異常変化とその原因について －伊豆大島におけるＶＡＮ法批判－，ＣＡ研究会論文集，69-84.

小嶋美都子 (1991): 伊豆大島で観測される地電位差異常変動の原因についての一考察，地震，44，177-184.

上田誠也 (1985): ギリシャの地震予知．科学，55,180-184.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K. (1984a): Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. Tectonophysics, 110, 73-98.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K. (1984b): Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude, Tectonophysics, 110, 99-125.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K. (1987): Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, III. Tectonophysics, 136, 335-339.

Varotsos, P., Alexopoulos, K., Nomicos K. and Lazaridou M. (1988): Official earthquake prediction procedure in Greece, In: O. Kulhenek (editor), Seismic Source Physics and Earthquake Prediction Research, Tectonophysics, 152, 193-196.

6．成果の発表

(1) 学 会 誌 等

上田誠也，1990，地電流による地震予知，固体物理，25，No.4，288-297.

上田誠也，川瀬隆治，上嶋 誠，木下正高，1990，伊豆東方沖群発地震と伊豆大島における地電位差異常変化の関係，地震予知連絡会会報，43，312-319.

上嶋 誠，1990，電磁気観測データのRobust Stacking法について，ＣＡ研究会1990年論文集、243-253.

上田誠也，1991，地震予知に成功した国 －ギリシャ－，地震，44，特集号，391-405.

上嶋 誠、歌田久司、西田泰典，1991，Network-MT法について，ＣＡ研究会1991年論文集、39-51.

Uyeda, S., Kinoshita, M., Uyeshima, M. and Kawase, T., 1991, Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring in Japan: A preliminary report, EOS, 72, No.44, 330.

Kawase, T., Uyeda, S., Uyeshima, M. and Kinoshita, M., 1992, Possible correlation between geoelectric potential change in Izu-Oshima Island and the earthquake swarm off east Izu Peninsula, Tectonophysics (in press).

Uyeda, S., Kinoshita, M., Uyeshima, M., Iino, H. and Kawase, T., 1992, Progress report on an earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring i Japan, Proceedings of the V course of the International Sch663 6f S635d Earth Geophysics, M. Dragoni, Ed., (in press).

(2) 口 頭 発 表

地球惑星圏関連学会1990年合同学会（1990年４月，東京）

上嶋誠，歌田久司，川瀬隆治，上田誠也，西田泰典，大島弘光，清水久芳，北海道中東部におけるNETWORK-MT観測 －インピーダンステンソルの分布－.

Western Pacific Geophysical Meeting （1990年8月，金沢）

Uyeshima, M., Utada, H., Kawase, T. and Nishida, Y., Network MT measurement in the eastern and central parts of Hokkaido, Northern Japan.

東大地震研究所第666回談話会（1990年9月，東京）

上嶋 誠、歌田久司、行武 毅，NTT通信網を用いた新しいＭＴ法（NETWORK-MT法）について.

について学んでいる．特に，1991年11月から10か月の予定で金沢大学の長尾年恭がアテネに滞在し，共同研究をおこなっている．

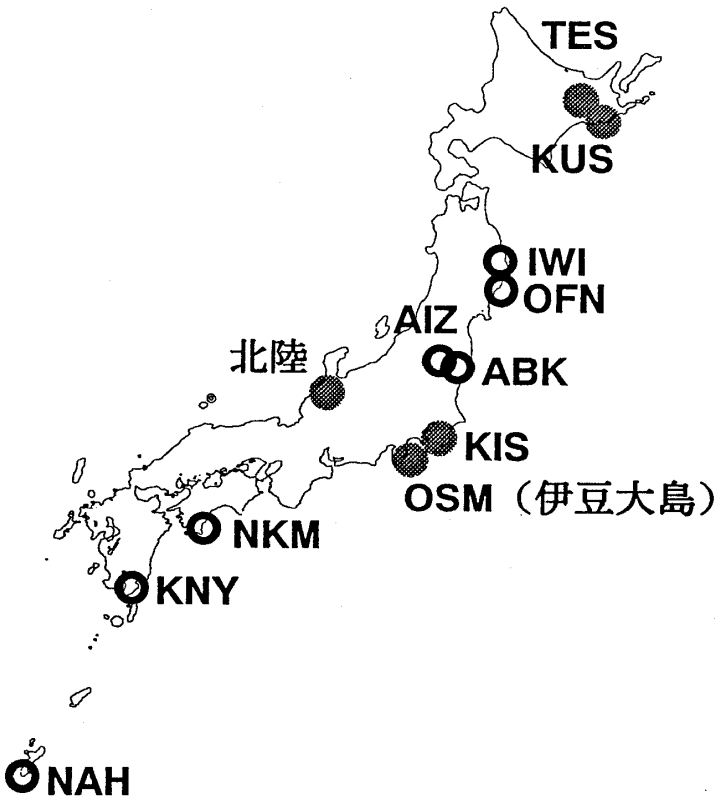


図1. ＮＴＴ電話回線を利用した地電位差観測点

Fig.1 Telluric Potential observation stations using NTT telephone lines.

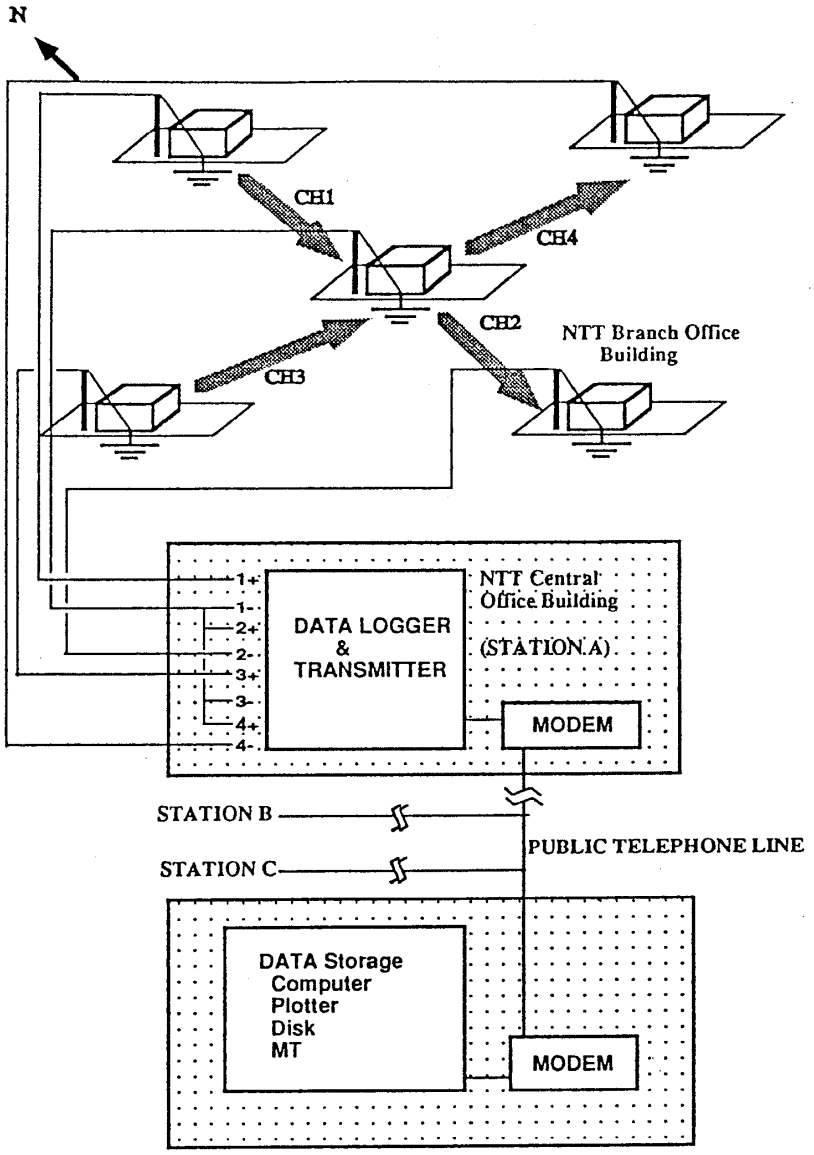


図2.　地電位差観測、データ収集および転送の模式図。

Fig. 2 Scematic diagram of potential measurement, data logging, transmission and storage.

7．関係国との協力

ここではまず，本研究の出発点となったギリシャでの研究の最近の成果について簡単に紹介し，他の国でのＶＡＮ法への取り組みと協力への動きについて述べる．

(1) 最近のギリシャでの研究状況

① 最近の成果

ＶＡＮ法は最近ますます成果をあげている．最近では後述にように稼働中の観測点は４点に過ぎないが，幸運にも地震活動はこれらの観測点でカバーされる地域で起きている．1990年2月以来数回の予知情報が発せられ，その結果の総括は近く Tectonophysics 誌に発表されるが，注目すべきは予知内容が地震発生以前に一度ならず学会誌に投稿された点で，彼らの並々ならぬ自身の程を伺わせる．

最近の特徴は，単独のＳＥＳのみならず，時には１時間以上も続けて多数のピークをもつＳＥＳ（ギリシャのグループにより Electrical activity と呼ばれている）がしばしば出現することで，現在までのところそれらの lead time は従来の従来の一週間よりかなり長く，20日から30日に及んでいる．

ギリシャでは1991年4月以来ほぼ9か月の間，地震活動の静穏期が続いた．この間に一回も予知電報が発せられなかったのも，ＶＡＮ法にとっては大きな実績のひとつであった．

その後の1991年12月24日，長期間の沈黙を破ってＩＯＡ観測点で "Electrical activity" が観測され，28日には政府に予知電報が発せられた．1992年1月20日，かねてからＶＡＮ法に批判的であったアテネ大学・テサロニキ大学の地震学教授らが記者会見を行い，「予知失敗」を宣言した．ところが1月23日になって，まさに予知された地点で予知通りの地震（Ｍ5.7）が発生した．詳細は省略するがこれは劇的な事件であった．現在アテネ滞在中の長尾年恭，1月24日から28日に偶然アテネを訪問した上田誠也はこの事件の社会的インパクトの大きさを目撃した．図2-1は事件を報ずる新聞の一例である．

② 現在のＶＡＮ法の観測体制

現在では，ＶＡＮ法の観測点の稼働点数が18点中4点（ＩＯＡ，ＫＥＲ，ＰＩＲ，ＡＳＳ）と少なく，十分な観測ができないというのが現状である．これは国家防災委員会委員長がＶＡＮ法に批判的なドラコプーロス教授（アテネ大学）であり，このために研究資金（データ転送料）をストップしているためである．

稼働中の4測点については，国営電話会社（ＰＴＴ）から電話回線を無料で提供してもらっている．データ転送はデジタルで行っているが記録の出力は現在のところアナログのチャートレコーダーのみである．人員については専任の技官が２名，アテネ大学物理学部から派遣されている．またギリシャ陸軍については６人を常時ＶＡＮ（グリファダ）オフィスに派遣して，24時間観測体制維持の原動力となっている．この他，陸軍演習地内の観測点には兵士が常駐しており，電線の

断線などには比較的すばやく対応できる体制になっている．

③ ギリシャと日本との違い（風土/気質）

上田(1991)も指摘しているように，日本は人口密度も高く観測を行える休閑地も少ない．たとえ土地があったとしても使用許可をとることが困難であるなど，測定点の設置に関し非常に制約が多い．これに対しギリシャでは，「役にたつことをしているのだから良いではないか」との考えが強く，比較的自由にどこでも電極を設置することができる．

さらに人工ノイズレベルの違いや地震活動度の違いが挙げられる．ギリシャと日本で，陸域で発生した地殻内部の地震（浅発地震）について比べると，ギリシャの方が一桁近く活動度が高いことが分かる．これは，ＳＥＳの出現に関する選択則分布図(selectivity map)の作成を行なう上で極めて重要なことである．

実際に予知電報を政府に送るのは，Ｍが５以上でかつ被害が予想される場合のみとしている．ＶＡＮグループでは予知電報を送ったＳＥＳ以外にも数多くのＳＥＳを観測しており，それらを選択則分布図の作成に役立てている．特に有効なのは，多少マグニチュードは小さくても独立のＳＥＳと地震の組合せである．このような地震を用いてＶＡＮでは選択則分布図の作成・改良を行っている．

④ 今年度の研究計画

ＥＣからの研究資金により，これまで10年間ほど使用してきたデータ収録システムの全面的な刷新を行う．すなわち1観測点あたり32チャンネル収録可能なデジタルシステムを構築する．観測点ではこれまで通り毎秒3回という高速サンプリングを行い，これをリアルタイムで転送する．得られたデータは主にＭＴ観測やコサイスミックな地電位の変化を捉えるために使用される．また，永久保存用のデータは1サンプル/10秒に編集して保存する．

各観測点には上下動地震計が設置される．またいくつかの観測点には3成分リングコア磁力計を設置し，同時にモニターする．

ＩＯＡ観測点では特に重点的な観測が実施される．ＳＥＳがどの程度までの空間的な広がりのなかで観測されるかを多数の電極，ボアホールを用いて集中観測する予定という．

(2) 国際協力

1991年12月からＥＣのサポートによる2年間の国際協力研究「Seismic Electric Signal」が開始された．この研究はギリシャ，フランス，ドイツ，スウェーデンが参加し，ＳＥＳの本質解明および観測点周辺のＭＴ観測を行おうというものである．またソビエト科学アカデミー（現ロシア科学アカデミー）との間でも共同研究が開始され，ＫＥＲ観測点に独自の電極を設置して観測を継続している．この計画は最低2年間は継続される予定である．中国国家地震局でもＶＡＮ法の文献の中国語への翻訳が進み，ＶＡＮグループとの共同研究への意欲がさかんである．日本からは1984年以来上田誠也らがＶＡＮグループを訪問しＶＡＮ法

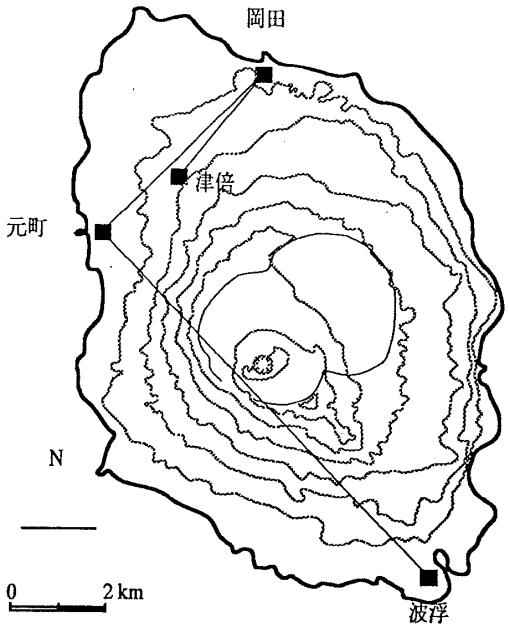


図3-1　ＮＴＴ交換局アースを用いた伊豆大島における地電位差観測網

Fig.3-1 Telluric potential monitoring network in Izu-Oshima Island using electrical groundings of NTT telecommunication.

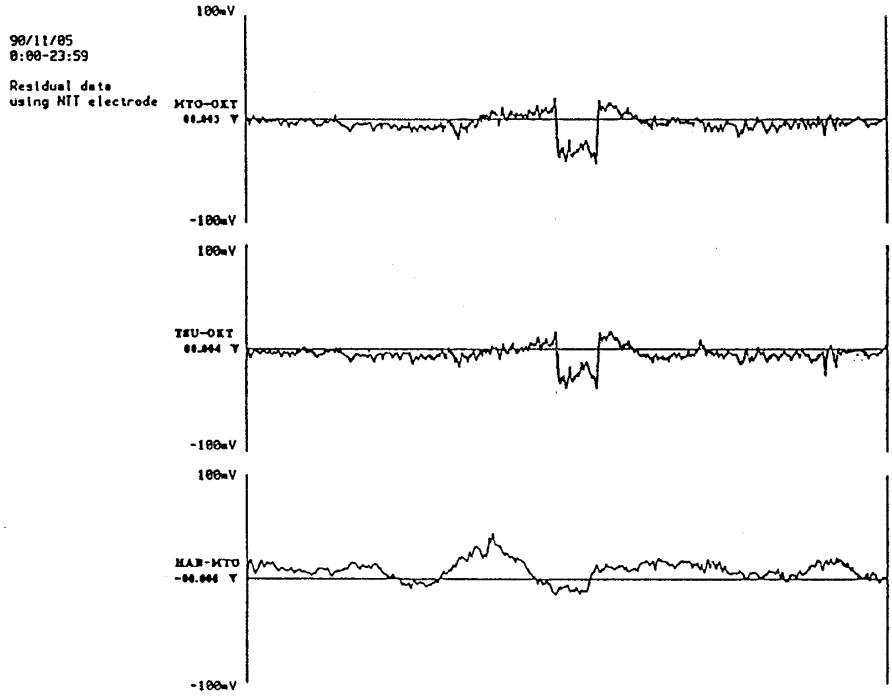


図3-2　ＮＴＴ交換局アースを用いた測線で観測された矩形状異常変化の例

Fig. 3-2. An example of an anomalous potential change with rectangular shape observed between dipoles with NTT groundings.

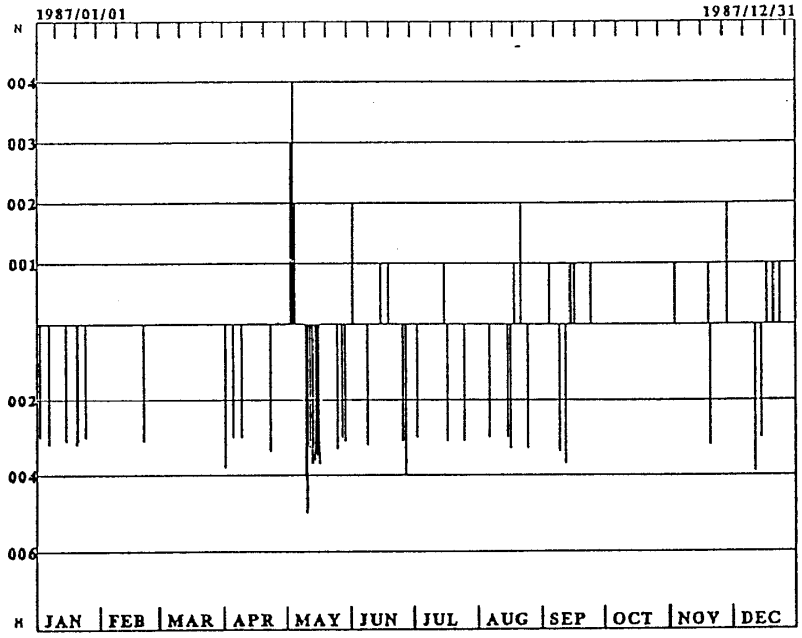


図3-3-1　異常変化の発生頻度（上側）と伊豆大島周辺の地震（下側）との対応
上半分が異常変化の１日の発生回数を、下半分が地震のマグニチュード（３以上）を線分で示してある。１９８７年５月に観測を開始した直後に異常変化が平常時よりも顕著に頻発した。その数日後に伊豆半島東方沖群発地震が始まった。

Fig. 3-3-1 Diagram shoing a correlation between the frequancy of anomalous potentiasl changes (number/day; upper half) and the earthquakes which occurred near the Oshima Is. (in magnitude; lower half).

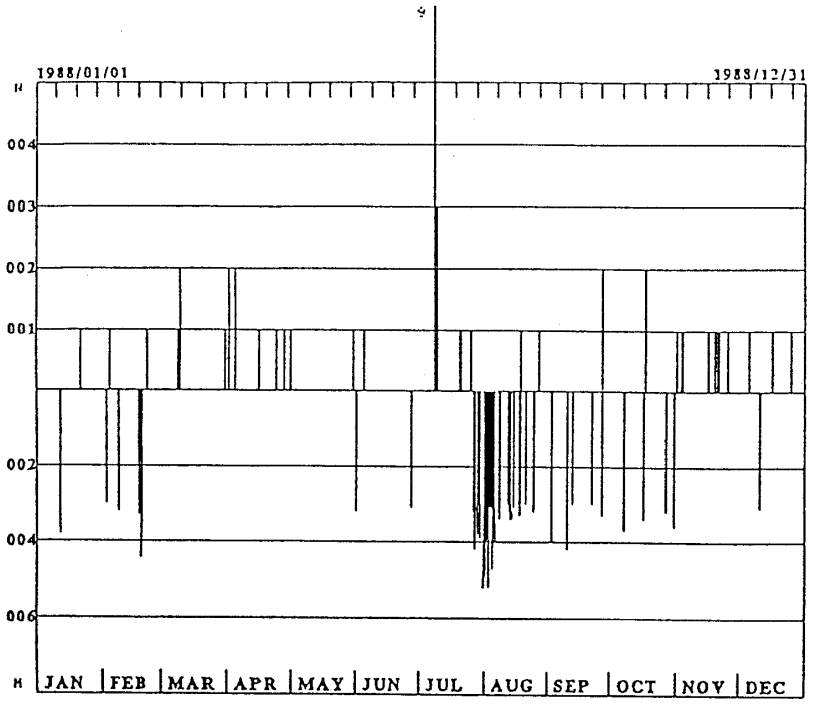


図3-3-2（続き）　１９８８年７月に異常変化の発生頻度が顕著に増大した。その十数日後に伊豆半島東方沖群発地震が始まった。

Fig. 3-3-2 (Continued)

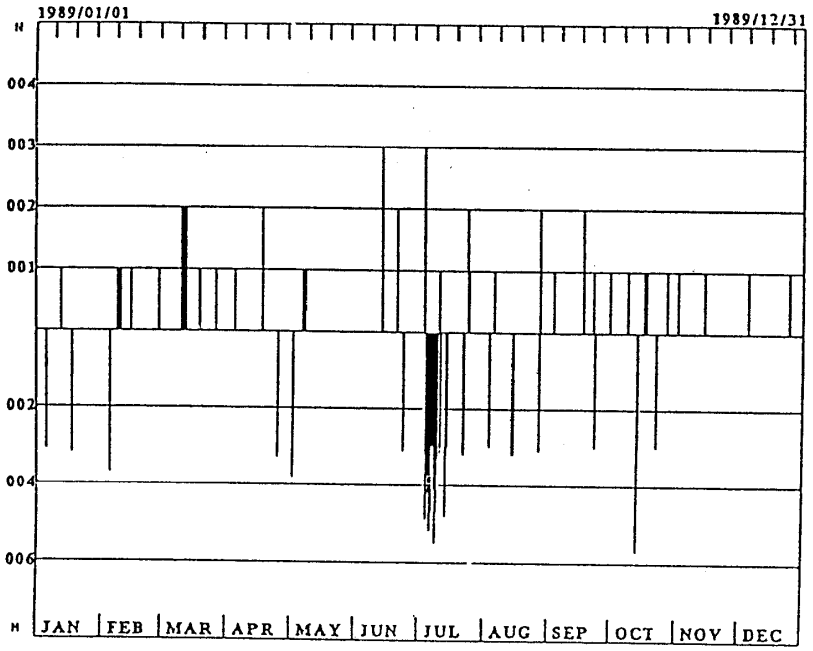


図3-3-3（続き）　１９８８年６月中旬と７月初めに異常変化の発生頻度が年間で最も大きくなった（３回 /日）。伊豆半島東方沖群発地震はその直後に始まっているが、両者の間に１９８８年の場合ほど顕著な相関は見られない。

Fig. 3-3-3 (Continued)

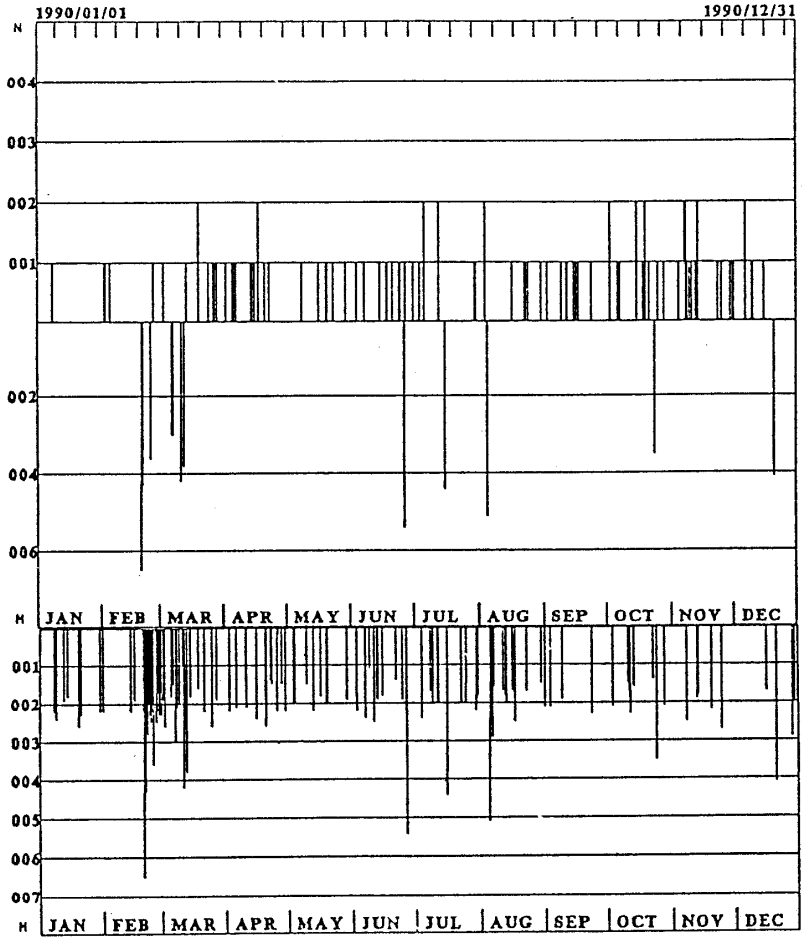


図3-3-4　（続き）１９９０年は異常変化が顕著に頻発した日はなかった。伊豆半島東方沖群発地震も大規模なものはなかったが、マグニチュードが３未満の地震も図に含めると（下側）、規模の小さい伊豆半島東方沖群発地震が２月にあったことがわかる。この群発地震の前の数箇月の間に、異常変化の発生頻度が顕著に増大した日はなかった。

Fig. 3-3-4 (Continued)

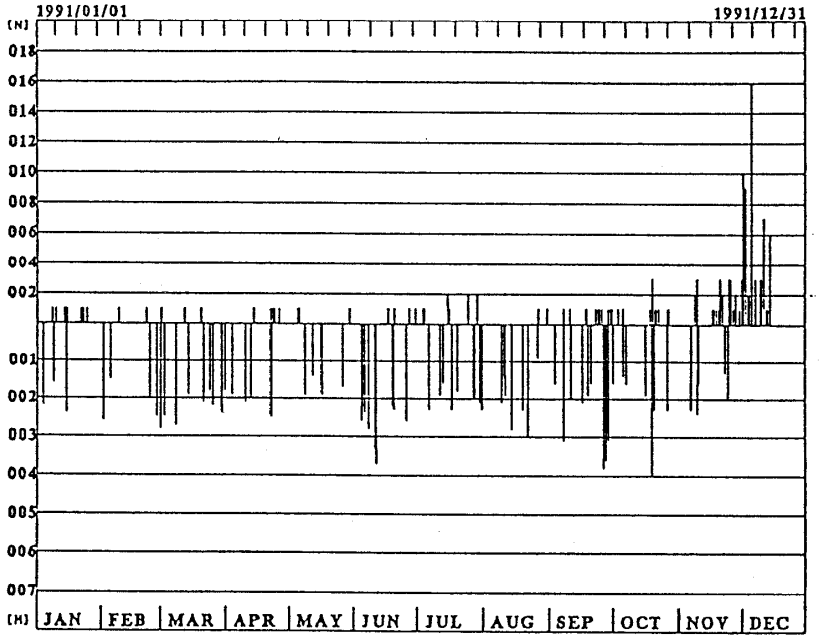


図3-3-5　（続き）１９９１年は１２月上旬から異常変化がかつてないほど顕著に頻発した。地震は１１月末までのものについて示してある。その後の地震活動は、図には示されていないが、１２月中に小規模の伊豆半島東方沖群発地震が発生した。

Fig. 3-3-5 (Continued)

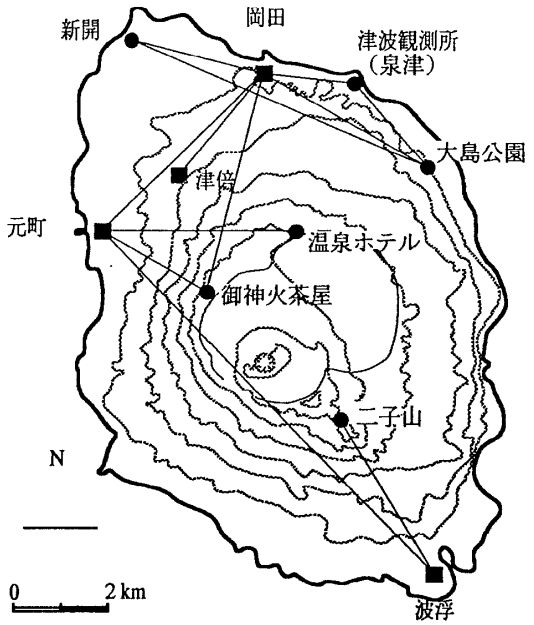


図3-4　鉛—塩化鉛電極および専用回線によって拡充した地電位差観測網

Fig.3-4 Expanded potential monitoring network using Pb-PbCl electorodes and exclusive telephone lines.

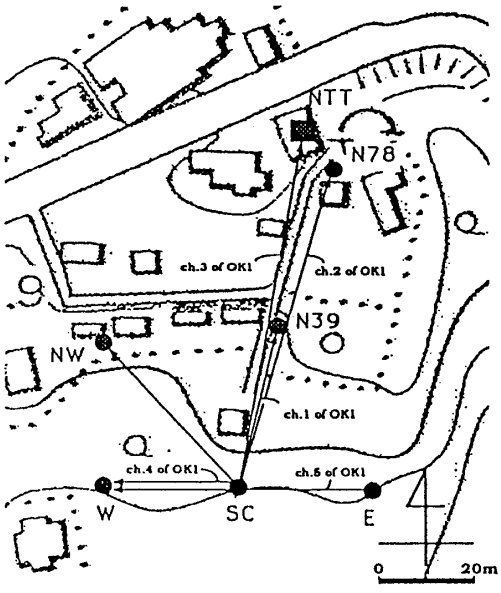


図3-5　岡田のＮＴＴ交換局近傍の短基線測線図。

Fig. 3-5 Observation network near the NTT office building at Okata.

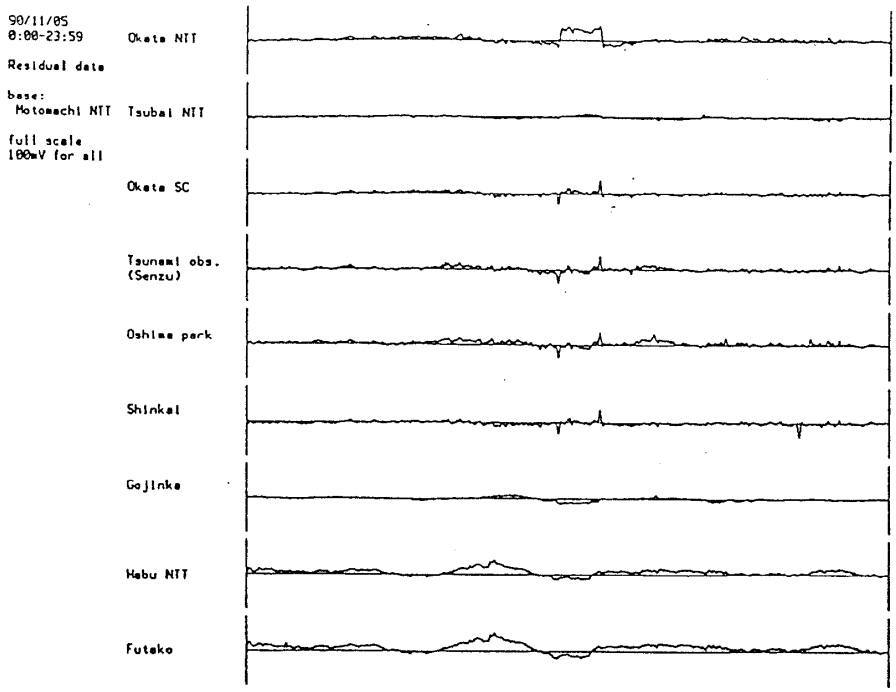


図3-6　元町のＮＴＴ交換局アースを基準としたときの各電極の電位変化
岡田のＮＴＴ交換局アースのみが顕著な異常変化をしている。

Fig.3-6 Potential changes relative to MTO NTT groundings.
Only Okata channel shows anomalous change.

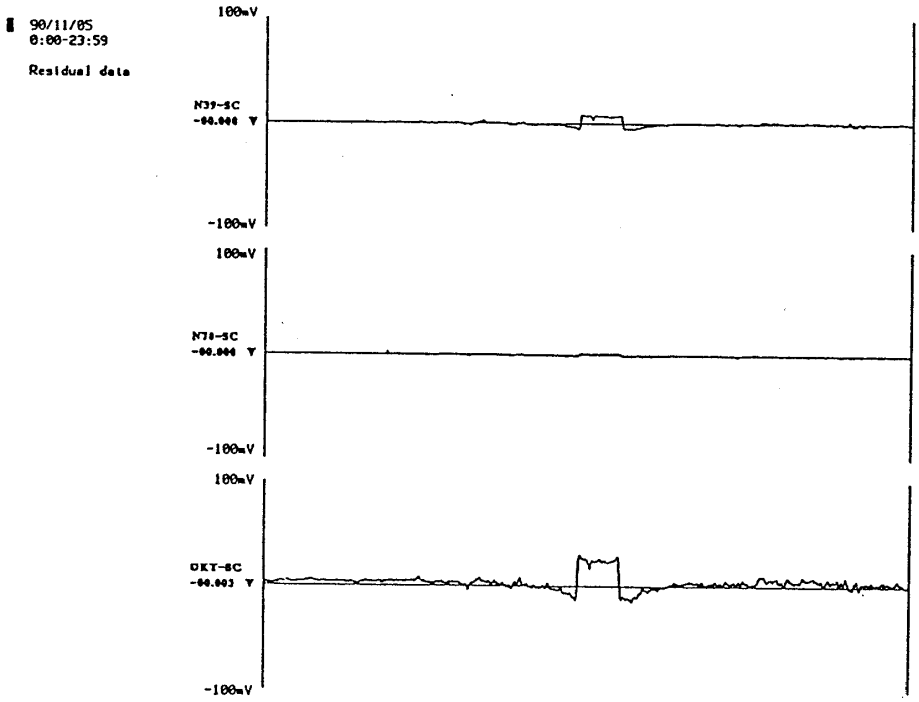


図3-7　岡田のＮＴＴ交換局近傍の南北方向の測線での観測データ。
地磁気の誘導成分は除去してある。問題の異常変化は、ＮＴＴ交換局を含む測線で最も大きいが、それと独立な測線にも小さく現われている。

Fig. 3-7 Potential change at N-S oriented dipoles near Okata
NTT office, after a removal of geomagnetic induction component.

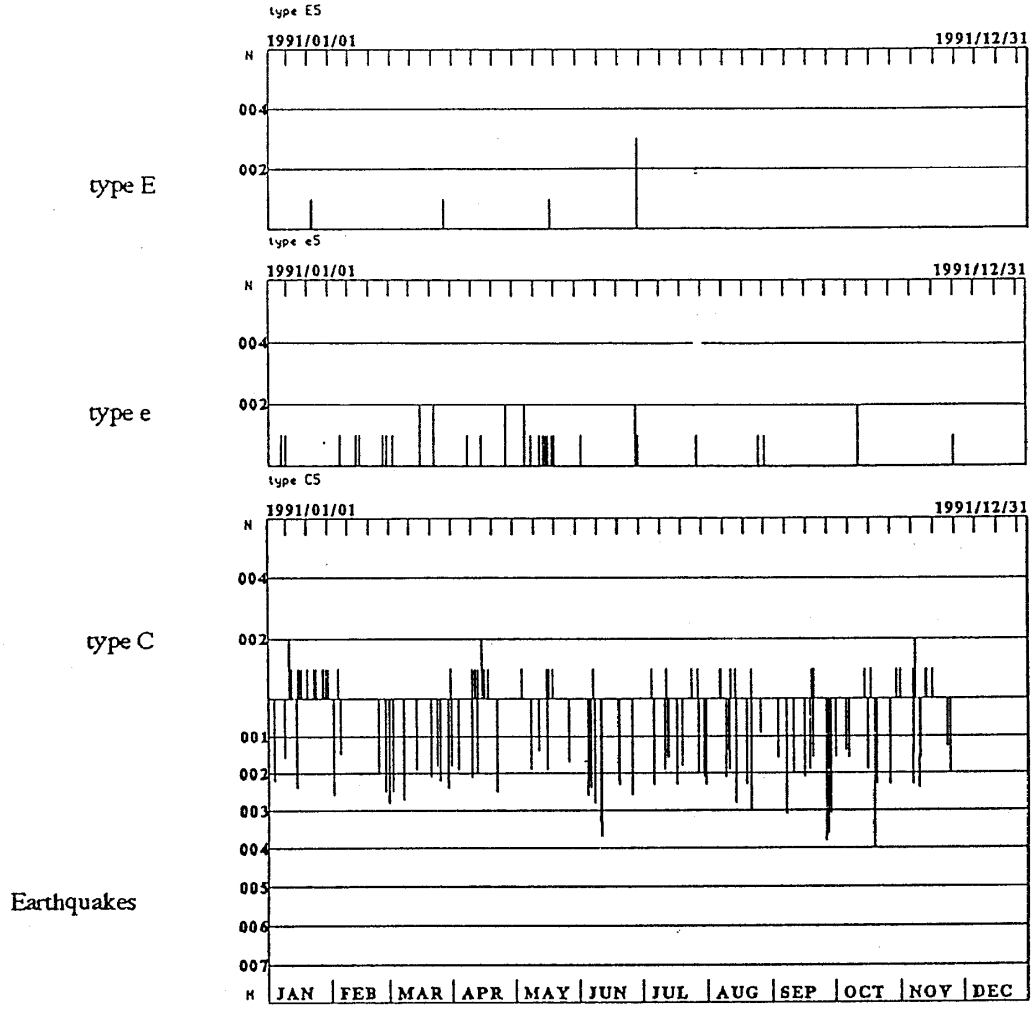


図3-8-1　その他の矩形状異常変化と伊豆大島周辺の地震との対応。

Fig.3-8-1 Same as Figs.3-3 for anomalous potential changes of other types.

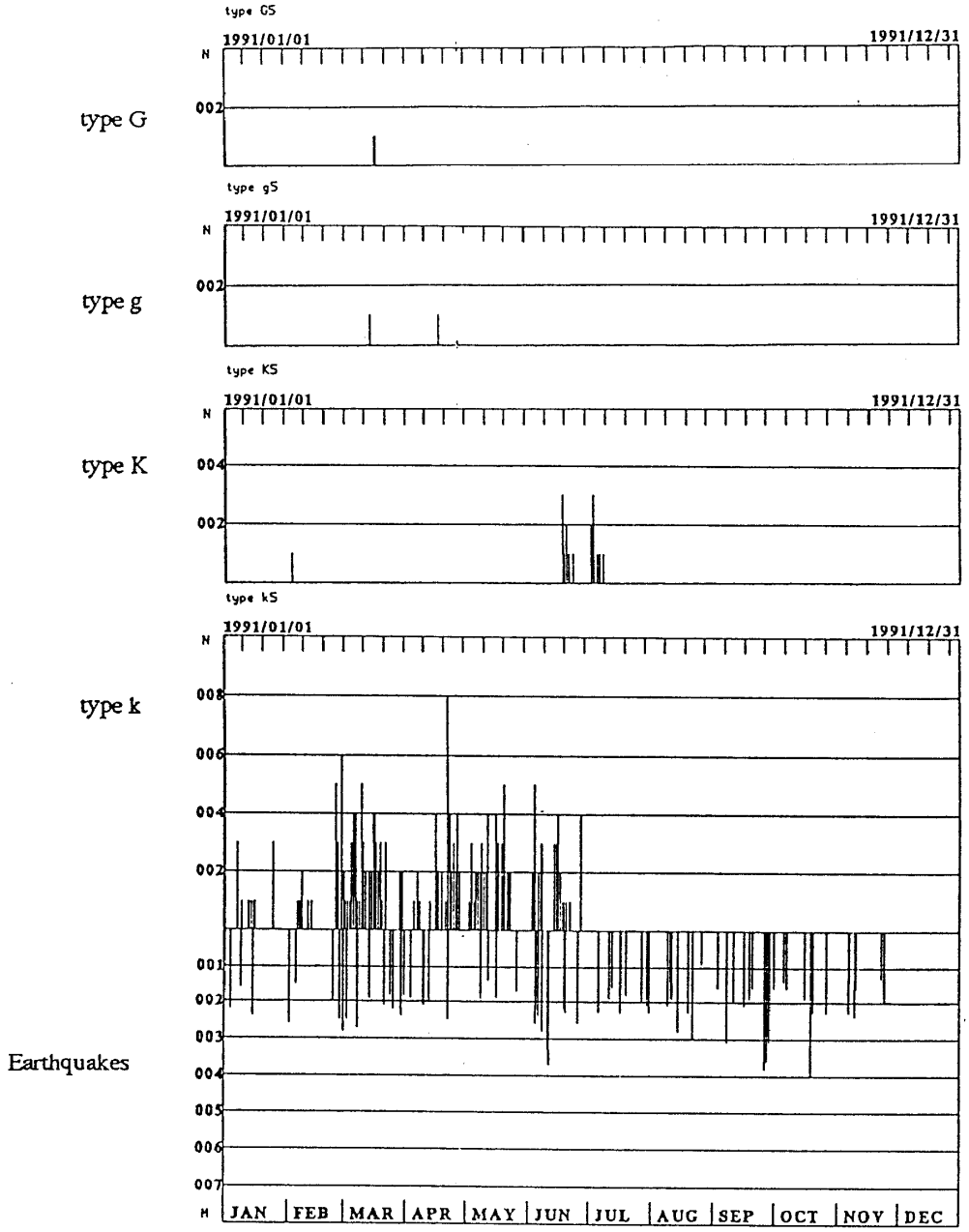


図3-8-2　その他の矩形状異常変化と伊豆大島周辺の地震との対応。

Fig.3-8-2 (Continued)

自然電位集中観測（ギリシャ方式）による地震予知法の研究

A Study of Earthquake Prediction Method by Electric Self-potential Measurements (Greek Method).

河野芳輝・長尾年恭・朝井与志哉
金沢大学理学部地学教室

Yoshiteru KONO, Toshiyasu NAGAO and Yoshiya ASAI
Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University

1．研究目的

日本はギリシャに較べてあらゆる意味で人間活動に伴う電気的ノイズレベルが高く，シグナルの検出をより困難にしてきた．特に，ノイズについて述べるならば，日本におけるこの種の研究が主に太平洋側に位置する大学や研究機関によって行われてきたが，まさに，その地域は産業活動や交通機関による人為的ノイズレベルが高い地域であった．さらに言うならば，これらの地域は，地震活動も比較的高く，たとえ地震前兆のシグナルを捉らえたとしても，それらと個々の地震との間に1対1の対応を付けることはほとんど不可能な状況と言える．

日本海側に位置する金沢大学・富山大学のグループは，その地が次の点で，太平洋側と較べて自然電位観測については有利であると考えた．すなわち，

(1)人為的ノイズが少ない．これは主として産業活動が太平洋側と較べて低いことと，北陸線が交流電化されているためである

(2)地震活動が適度に低く，もし地震前兆シグナル（ＳＥＳ）らしきものが捉らえられたならば，地震との対応を調べることが容易である．

この様な観点から，北陸地方の数か所で1980年代中頃から初歩的な方法ながら連続観測が開始された．

しかしながら，金沢大学・富山大学とも地震予知研究計画には組み込まれていないので，新たな観測器材の購入，観測点の設置，観測点の維持・管理のための旅費，観測データのテレメータ化などは費用の関係でほとんど不可能であった．それでも，これらの経験があってこそ，今回の研究費による本格的観測が無駄無く効率的に，かつ適切に行なうことができたのである．

現在，北陸地方の自然電位観測網は，我が国の中でも最も稠蜜なものの1つであると言えよう．しかしそれらは，一機関のみで行なわれているのではなく，金沢大学，富山大学，京都大学防災研究所，福井高等工業専門学校などがそれぞれ観測点を設置し，管理し，観測しているものである．しかも，それらの観測データは，互いに交換しあって研究を進めている．現時点では，我々の努力にもかかわらず，地震予知に結びつく積極的な成果は得られていない．その理由については，後に触れるとして，それでも，いくつかの重要な基礎的事項が観測によって明らかになってきた．

まず，北陸地方のほとんど全ての観測点は，太平洋側の観測点と較べて格段にノイズレベルが低く，観測記録からは昼夜の区別がつかないほどであることが判明した．これによって，ギリシャで始った自然電位による地震前兆シグナルを観測する方法を検証する最低の条件が整ったことになる．少なくとも，副産物として地球電磁気学的に良質の観測記録を提供することができることは，大いに意味があると考えられる．また，全国の幾つかの地点で行なわれてきた数キロメートルのスパンをもったＮＴＴ電話中継局の接地を利用した，いわゆる長基線観測の結果と，ギリシャで始められた数十から百メートル程度のスパンの短基線観測結果の間に地磁気誘導成分の発現の仕方や落雷，人工ノイズの発現などについて整合的な関係があることが確認されたことである．また特定の人工ノイズ源の同定なども可能であることが確認された．このことは，ギリシャ方式について地球電磁気学的に検証していく上で重要な事実であると考える．

この様に，極めて基礎的な分野で幾つかの成果があり，それらがこれからの自然電位観測によるいわゆるギリシャ式地震予知検証と利用への不可欠な一歩であると考えるが，もっと直接的な，例えば，ある地震の前に顕著な自然電位変化を検出したと言った事例を得るまでには至っていない．その原因の一つは，北陸地方で観測を行なう利点として挙げたうちの1つ，（適度に）低い地震活動にあると考えている．すなわち，ある規模以上（検知可能と考えられるＭ５クラス）の地震が観測期間中に北陸一円ではまだ起きていないのである．

本格的にギリシャ式観測方法（ＶＡＮ法）を始めて，金沢大学グループとしての経験はすでに1年半になる．観測点も，北陸地方全体で長短基線あわせて１４ヵ所にもなった．いずれの観測点での記録も充分良質のものである．

この様に，観測体制は充分とは言えないまでも，かって日本で構築された自然電位観測網としては最高の条件をそなえたものとなった．いわば，我々は地震が起きるのを待ち受けている体制である．では，北陸地方である規模以上の地震が起れば，ギリシャ式地震予知法について当否を云々することができる，いわば，決定的資料が得られると言えるだろうか．ギリシャの経験からすればＮｏである．想像を絶するようなギリシャでの試行錯誤の経験から，どこに設置した観測点もＳＥＳを検出できるというわけではないのである．観測点にはＳＥＳに対して敏感なものとそうでないものとがある．我々が設置した観測点がこの様な面から見た時，ＳＥＳに対して敏感な地点でなかったならば，たとえ地震が起っても，ＳＥＳを得られないだけでなく，ギリシャ式地震予知方法の当否を議論するための情報も得られない恐れが多分にある．もちろん，この場合，ギリシャ方式に批判的な人々は，この方式が観測によって否定されたと主張するだろうが．

そこで，金沢大学グループで重要と考えている第一の課題は，如何にしてある観測点がＳＥＳに対して敏感な地点であるのかそうでないのかを，地震を待たずに判定する方法が無いかと言うことである．これについては，現在何の成果も得られていない．一つのアイデアとして，ギリシャにおいて，これまでの全ての観測点（すなわち失敗した観測点を含む）について，地磁気変化に対する反応とＳＥＳに対する反応との間に相関が無いかを調べるのはどうかと考えた．しかしながら，現在ギリシャ式地震予知法の共同研究のため金沢大学からアテネ大学に出張している長尾年恭によると，観測点が地磁気誘導成分を記録するかどうかは絶対の条件ではないとのことである．

北陸地方の観測点は人為的なノイズは少ないとは言ったが，原因不明のノイズが無いわけではなく，磁気嵐，落雷，降雨などによる大きな擾乱もしばしば発生する．これらＳＥＳ検出の目的に取ってはノイズである自然電位変化を取り除き，これまでの北陸地方における全ての観測記録を統一的に再処理することを現在行なっている．

また，観測点もどれだけあれば充分かと言うことも残された問題である．ギリシャの場合と違って日本では土地貸借・使用許可の取得の問題ともからみ地質学的にみて最適と考えれれる地点で観測を行なっているわけではない．我々の全ての観測点がＳＥＳに対して敏感だとはギリシャでの経験則に照しても考えられない．このことから予算と人員に余力があれば，さらに観測点を増やす（あるいは移動する）ことが肝要である．そうは言っても現時点では，今ある観測点の多くも予算の関係でテレメータ化できていないので，これ以上観測点を増やせないのが実情である．

上記の様々な条件を踏まえて，

(1)比較的人工ノイズが少なく，地震活動もあまり高くない地域での観測

(2)ＶＡＮ方の観測方式を忠実に再現する

ことを研究の実施における条件とした．特に観測方式では，短基線と長基線を組合わせることにより，ほぼ忠実なＶＡＮ法による観測方式を再現した．

２．研究方法

(1)北陸地域における地電位観測網

北陸地域の観測点は，金沢大学，富山大学，福井工業高等専門学校，そして京都大学防災研究所上宝観測所の４機関によって設置・データの回収を行なっている．観測は測線長約100mの短基線とNTT交換局アースを利用した測線長約10kmの長基線によって行なっている．図．１に北陸地域における地電位観測点の分布を示す．

①金沢大学

短基線は，石川県の小松高等学校，尾小屋観測点，辰口観測点と柏崎観測点の４観測点である．

長基線は，小松市のNTT小松局管内と能登半島のNTT珠洲局管内の２観測点である．

②富山大学

短基線は，黒菱山断層沿いの朝日観測点，根尾谷断層沿いの外山観測点，焼岳の白水谷観測点の3観測点である．
長基線は，富山局管内の1観測点である．

③福井工専
短基線は，温見断層沿いの谷口観測点である．

④上宝観測所
短基線は，跡津川断層沿いの西天生観測点と宮川観測点，焼岳の穂高砂防観測所，能登半島の宝立観測点の4観測点である．

(2)各観測点における電極配置
各観測点の電極配置を以下に示す．

［金沢大学観測網］
小松長基線
小松長基線の測線を図．2に示す．観測にはNTT交換局のアースを使用．Ch.1,2,3が東西方向，Ch.4,5,6が南北方向．測線長は，Ch.1：7km，Ch.2：6.5km，Ch.3：3.5km，Ch.4：4km，Ch.5：4km，Ch.6：10kmである．

珠洲長基線
珠洲長基線の測線を図．3に示す．観測にはNTT交換局のアースを使用．Ch1,2が東西方向，Ch.4,5が南北方向，Ch.3,6は北東－南西方向．測線長は，Ch.1：12km，Ch.2：15km，Ch.3：7km，Ch.4：4.5km，Ch.5：12km，Ch.6：5.5kmである．

辰口短基線
辰口短基線の測線を図．4に示す．観測には鉛－塩化鉛自作電極を使用．電極は深さ約1mに埋設した．Ch.1,2が東西方向，Ch.3,4が南北方向．測線長は，Ch.1：100m，Ch.2：40m，Ch.3：90m，Ch.4：150mである．

小松高校短基線
小松高校短基線の測線を図．5に示す．観測には鉛－塩化鉛自作電極を使用し，深さ約1.5mに埋設した．Ch.1,2が東西方向，Ch.3,4が南北方向．測線長は，Ch.1：70m，Ch.2：40m，Ch.3：100m，Ch.4：40mである．

尾小屋短基線
尾小屋短基線の電極配置を図．6に，測線略図を図．7に示す．観測には鉛－塩化鉛自作電極を使用し，深さ約1mに埋設した．Ch.1,2,5,6が南北方向，Ch.3,4が東西方向である．測線長は，Ch.1：121m，Ch.2：55m，Ch.3：3m，Ch.4：3m，Ch.5：55m，Ch.6：35mである．

柏崎短基線
柏崎短基線の測線を図．8に示す．観測には鉛－塩化鉛自作電極を使用し，深さ約2mに埋設した．Ch.1,2が東西方向，Ch.3,4が南北方向．測線長は，Ch.1：91m，Ch.2：45m，Ch.3：61m，CH.4：30mである．

［富山大学観測網］
富山長基線
富山長基線の測線を図．9に示す．観測にはNTT交換局のアースを使用．Ch.1,2,3が東西

方向，Ch.4,5,6が南北方向．測線長は，Ch.1：4.5km，Ch.2：11km，Ch.3：12km，Ch.4：7km，Ch.5：13km，Ch.6：6kmである．

朝日短基線
朝日短基線の測線を図.10に示す．観測にはCh.1～4が鉛－塩化鉛自作電極，Ch.5,6は炭素棒電極を使用．Ch.1,2,5が南北方向，Ch.3,4,6が東西方向．測線長は，Ch.1：80m，Ch.2：40m，Ch.3：45m，Ch.4：25m，Ch.5：30m，Ch.6：25mである．

白水谷短基線
白水谷短基線の測線を図.11に示す．Ch.1,5が南北方向，Ch.2,6が東西方向である．Ch.3,4では地温を測定．

外山短基線
外山短基線の測線を図.12に示す．電極には鉛管電極を使用．Ch.1が南北方向，Ch.2が東西方向である．

［福井工専観測網］
谷口短基線
谷口観測点の電極配置を図.13に，測線略図を図.14(1991年10月23日～12月10日)と図.15(1991年12月10日～)に示す．観測開始時(1991年10月23日)は，図.14のようにCh.1,2,5が断層平行方向，Ch.3,4,6が断層垂直方向であったが，12月10日より図.15のようにCh.1,2を断層垂直方向，Ch.3,4,5,6を断層平行方向に変更．

［京都大学防災研究所上宝観測所］
西天生短基線
西天生観測点の測線を図.16に示す．観測には炭素棒電極を使用し，深さ約２ｍに埋設．Ch.1,3が断層垂直方向，Ch.2,4が断層平行方向．測線長は，Ch.1：100m，Ch.2：130m，Ch.3：90m，Ch.4：70mである．

宮川短基線
宮川観測点の測線を図.17に示す．観測には炭素棒電極を使用し，深さ約２ｍに埋設．Ch.1が断層垂直方向，Ch.2が断層平行方向．測線長は，Ch.1：140m，Ch.2：115mである．

宝立短基線
宝立観測点の測線を図.18に示す．測線長は，ＥＷ：60m，ＮＳ：80mである．

(3)各観測点での観測開始時期，記録方法
観測は，アナログ記録計とデジタル記録計による観測を行なっている．以下に各観測点における観測方法を記す．

［金沢大学観測網］
小松長基線
デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1991年２月14日より開始．記録計は２日分のデータをメモリに蓄えることが可能であり，１日毎に電話回線によるデータ転送を行なう．

珠洲長基線
デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1991年８月27日より開始．記録計は２日分のデータをメモリに蓄えることが可能であり，１日毎に電話回線によるデータ転

送を行なう．

辰口短基線
　アナログ記録計による観測を1990年８月13日より1991年４月23日まで行なった．チャートスピードは50cm/hour．
　デジタル記録計による観測を1990年９月６日より開始．サンプリング間隔は10秒．
　1991年８月23日よりテレメータシステムを導入し，電話回線によるデータ転送を１日毎に行なう．

小松高校短基線
　アナログ記録計による観測を1990年８月13日より開始．チャートスピードは50cm/hour．小松高校地球科学部の協力により，記録紙の交換や記録計の保守等を行っている．

尾小屋短基線
　尾小屋において，1991年８月29日よりデジタル記録計（テレメータシステム）による観測を開始．電話回線によるデータ転送を１日毎に行っている．

柏崎短基線
　デジタル記録計による観測を1991年８月28日より開始．1991年10月21日よりテレメータシステムを導入し，電話回線によるデータ転送を１日毎に行なっている．

［富山大学観測網］
富山長基線
　デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1991年３月４日より開始．電話回線によるデータ転送を１日毎に行なっている．

朝日短基線
　デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1991年７月30日より開始．電話回線によるデータ転送を１日毎に行なっている．

外山短基線
　アナログ記録計による観測を行なっている．チャートスピードは２cm/hour．

白水谷短基線
　アナログ記録計による観測を行なっている．チャートスピードは２cm/hour．

［福井工専観測網］
谷口短基線
　デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1991年10月22日より開始．電話回線によるデータ転送を１日毎に行なう．

［京都大学防災研究所上宝観測所］
西天生短基線
　アナログ記録計による観測を1976年より開始．
　デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1982年６月より開始．

宮川短基線
　デジタル記録計（テレメータシステム）による観測を1982年６月より開始．

3．研究成果

以下に各観測点における記録例を示す．記録例として，(1):通常の記録(1991年12月6日の一日の記録を例とした，但し谷口短基線は12月12日，白水谷短基線では10月26日)，(2):磁気嵐による影響，(3):長周期変化（1ヵ月プロット），(4):落雷による影響，を示す．各記録例は，各観測点における同時刻のものである．京都大学防災研究所上宝観測所の各観測点については京都大学防災研究所年報（中山・他,1983,1986,1989）によって報告されている．

(1)：通常の記録例

1991年12月6日に得られた0時から24時まで（24時間）のデータをプロットしたものである．この日は地磁気や気象変化による影響がほとんど見られず，地電位が比較的安定している記録の例である．

［金沢大学観測網］

小松長基線（図.19）

NTT（小松局管内）交換局のアース利用による地電位観測の記録例．埋設深度が深く，ドリフトの少ない安定した記録が得られている．長周期の変化は，太陽活動の影響によるものと考えられる．Ch.2,3はほぼ平行な測線であるが，基線長が約1：2であるのに対し，電位変化の振幅はほぼ同じである．Ch.6は他の測線と比較して基線長が長く，振幅も大きい．Ch.1はCh.2とほぼ同じ基線長であるが，地電位変化の振幅は小さく，比較的感度が低い．長基線としてはノイズレベルが極めて低く，昼夜の差もあまり見られない．

珠洲長基線（図.20）

Ch.2,3の6時から22時に現れている短周期の変化は，共通電極となっている三崎交換局アース，または交換局付近でのノイズによるものと考えられる．このノイズ的変化は毎日記録される．Ch.4,5,6では安定した記録が得られている．

辰口短基線（図.21）

電極の埋設深度が約1mと浅いために雨等の気象変化による影響を受け，ドリフトが見られる．基線長が約100mと短く，太陽活動の影響と考えられる日変化はほとんど見られない．ノイズレベルは極めて低く，昼夜の差も見られない．

尾小屋短基線（図.22）

電極の埋設深度は約30cmであるが，旧鉱山の坑道を利用しているため気象変化，特に降雨による影響が現れていない．太陽活動の影響と考えられる日変化も見られる．

小松高校短基線（図.23）

電極の埋設深度は約1.5mである．Ch.1,2は安定した記録が得られている．Ch.4は1mvの幅で短周期変化をしている．Ch.3はスケールアウトしているが，通常はCh.4と同様に短周期変化を記録する．

柏崎短基線（図.24）

電極の埋設深度は約2mであり，自作電極としては比較的深く埋設している．気象変化による影響は辰口観測点と比較して，かなり少ない．Ch.3はスケールアウトのため，プロットされていない．ノイズレベルは極めて低く，昼夜の差も見られない．

［富山大学観測網］

富山長基線（図.25）

安定した記録が得られており，太陽活動の影響と考えられる日変化も現れている．Ch.4,5では地電位変化の振幅が大きいがその理由としては，Ch.4,5の共通電極である細入交換局が牛首断層南側に位置しているため，ノイズを含む様々な変化に対して高感度になっているのではないかと考えられる．Ch.2,4,5のノイズが大きく見えるが，昼夜の差など定時の変化は特に見られないため，人口的なノイズは少ないと考えられる．他のCh.1,3,6に関しては，ノイズレベルが低く，昼夜の差も見られない．

朝日短基線（図.26）
電極の埋設深度は約２ｍ．気象変化による影響を受け，ドリフトが見られる．太陽活動の影響と考えられる日変化は見られない．ノイズレベルは極めて低く，昼夜の差も見られない．

外山短基線（図.27）
ペンレコーダーによる記録のため，Ch.1とCh.2の記録に時間差が生じている．比較的安定した記録が得られるが，稀に19時30分頃に見られるような矩形状変化が現れる．

白水谷短基線（図.28）
打点式記録計を使用している．記録は多少のドリフトがあるものの，ノイズの少ない良い記録が得られている．

［福井工専観測網］
谷口短基線（図.29）
1991年12月６日は落雷によりデータが欠損しているため，12月12日の記録を示す．Ch.2,4,6は記録計の倍率が低く分解能があまりよくない．気象変化の影響と思われるドリフトがわずかに見らる．太陽活動による日変化は見られないが，ノイズレベルは極めて低く，昼夜の差も見られない．

(2)磁気嵐による影響
1991年11月９日に振幅の大きな短周期の変化が見られる．この変化は，磁気嵐による誘導成分と考えられる．各観測点における地磁気変化にたいする感度を比較するため，同日の記録を以下に示す．

［金沢大学観測網］
小松長基線（図.30）
1991年11月９日の２時頃と７時から10時頃に振幅の大きな短周期変化，20時から22時頃にかけて周期90分程度の変化が現れている．地磁気変化にたいする感度はかなり高い．

珠洲長基線（図.31）
２時頃の短周期変化は全チャンネルに現れているが，７時から10時頃の短周期変化はCh.1～3の記録では他観測点との同時刻変化は認めにくい．これは，Ch.1～3には他の原因による影響（人工的なノイズ等）をかなり受けているものと考えられる．

辰口短基線（図.32）
同時刻における他観測点の記録と比較して，明らかに変化の少ない記録が得られている．７時前後の短周期変化はCh.3,4に現れているが，他の変化はほとんど現れていない．地磁気変化にたいする感度はかなり低い．

尾小屋短基線（図.33）
２時頃と７時から10時頃の短周期変化，20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化

が小松長基線と同時刻に現れている．Ch.3,4では振幅が小さいが，これは測線長が他チャンネルの約10分の１（３ｍ）と短いためであると考えられる．

小松高校短基線（図.34）
２時頃や７時から10時頃の短周期変化には地電位への影響が見られる．長周期変化に対してはほとんど変化が見られない．Ch.4はスケールアウトしているため記録されていない．

柏崎短基線（図.35）
２時頃と７時から10時頃の短周期変化，20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化が小松長基線と同時刻に現れている．

［富山大学観測点］
富山長基線（図.36）
２時頃と７時から10時頃の短周期変化，20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化が小松長基線と同時刻に現れている．しかし，Ch.1,3では７時から10時頃の短周期変化が現れていない．

朝日短基線（図.37）
７時から10時頃の短周期変化に対しては，多少ノイズのような変化が見られるものの，他観測点のような記録は得られていない．２時頃の短周期変化，20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化も見られない．地磁気にたいする感度はかなり低い．

外山短基線（図.38）
Ch.1は磁気嵐による影響を受け，２時，７時から10時の短周期変化および20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化も見られる．これに反して，Ch.2では多少変化しているようにも見えるが，振幅はかなり小さいものである．

［福井工専観測網］
谷口観測点（図.39）
２時頃と７時から10時頃の短周期変化，20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化をみると，Ch.3,4,6には現れているがCh.5には現れていない．Ch.1,2には７時から10時頃の短周期変化と20時から22時頃にかけての周期90分程度の変化が見られる．Ch.1,2は低比抵抗な断層を挟んでいるため，電位変化の振幅が小さくなると考えられるが，この記録では断層を挟んでいないCh.5においてほとんど変化が見られない．

(3)長周期変化（１ヶ月プロット）
数日にわたるような長周期の変化を調べるため，１ヶ月分のデータをプロットした．ここでは，11月に得られた記録（11月１日から11月30日まで）を示す．

［金沢大学観測網］
小松長基線（図.40）
11月２日，９日，22日に見られる振幅のやや大きい短周期変化は磁気嵐による誘導成分である．長周期変化としては全チャンネルとも安定しており，特に長周期的な変化は見られない．

珠洲長基線（図.41）
Ch.4～6は長周期的には比較的安定した記録が得られている．Ch.1～3には矩形状の変化がしばしば見られる．これは，各チャンネルの電極となっている交換局，または交換局付近におけるノイズと考えられる．

辰口短基線（図.42）
気象変化，特に降雨の影響をかなり受けている．通常は比較的安定しているようだが，気象変化の影響などにより40～50mvもの変化を示す．

尾小屋短基線（図.43）
長周期的には各チャンネルとも多少のドリフトが生じている．しかし，自作電極としては，かなりドリフトの少ない記録が得られている．

柏崎短基線（図.44）
電極の埋設深度が２ｍと深いため，気象変化による影響を受けにくく，長周期的にもかなり安定した記録が得られている．

［富山大学観測網］
富山長基線（図.45）
小松長基線に見られた磁気嵐による誘導成分が同様に富山長基線でも現れている．長周期変化としては全チャンネルとも安定しており，特に変化は見られない．

朝日短基線（図.46）
Ch.4,5を除いては，長周期的に比較的安定した記録が得られている．Ch.5では周期100時間程度の変化を示している．しかし，原因はまだわかっていない．

［福井工専観測網］
谷口短基線（図.47）
断層に垂直なCh.1,2,5はかなり長周期的な変化をしている．Ch.6は11月20に落雷を受け，他チャンネルも11月23日の落雷によりデータが欠損している．落雷の影響を除けば，比較的安定した記録が得られている．

(4)落雷による影響
落雷による影響の例として，柏崎短基線の記録を示す（図.48）．1991年12月28日の記録であるが，15時から17時頃にかけて落雷によるものと考えられる地電位変化が記録されている．通常の記録例では縦軸が±１mvであるのに対し，±５mvでプロットしてある．落雷の時刻を確定できないため，全てのスパイク状変化が落雷によるものであるとは言い切れないが，過去の例（中山・他,1983）などからも落雷によるとものと考えるのが妥当であろう．

(5)京都大学防災研究所上宝観測所による地電位観測
北陸地域における地電位観測網は，1990年以降に設置されたものがほとんどであるが，それ以前から京都大学防災研究所の上宝観測所による観測が行なわれている．ここでは，中山・他(1983)を引用する．

［西天生短基線］
・磁気嵐による影響（図.49）
1982年７月14日に得られた磁気嵐による地電位変化の例である．測線は断層に平衡方向に位置する．降雨による影響が２～３mv程度の変化であるのに対し，磁気嵐による影響は25mvにも達している．

・落雷による影響（図.50）

観測点付近に雷雲が発生すると地電位は局地的な変動を示す．このように立ち上がりの速いパルス状の変化は，強い空中放電現象による影響と考えられる．

［宮川短基線］
・通常の記録（図.51）
1984年９月１日から1985年８月31日までに断層に平行な測線で得られた地電位変化である．100mv程度の矩形状変化は停電や電気系統の故障によるものである．また，記録がスケールアウトしないようにスパンシフトが設定されている．日変化は季節的に現れているようであるが，気温変化との比較を行うと強い相関が見られるようである．

４．考察
以上のように北陸地域では地電位観測体制が長基線・短基線ともにかなり整ってきている．これまでに得られた記録から，
(1)人工ノイズが極めて少なく，ノイズレベルの低い良質の記録が得られる，
(2)個々の電極のノイズは，同じ観測点内の同じ方向をもち，長さのことなる測線の記録を比較することにより判断することが可能である，
(3)自作電極による観測では，電極埋設深度を２m程度にすることで降雨による影響の少ないかなり安定した記録が得られる
ということがいえる．今後は，
(1)他地域における地電位観測データとの比較・検討，
(2)地磁気誘導成分の除去方法として，森(1990)による確率差分法やOzima et al.(1989)によるBAYTAP-Gなどを用いた解析を行なうことにより，地震前兆としてのシグナル検出の手法の検討を行なう，
(3)ギリシャと日本における地球物理学的比較，
(4)ギリシャでの地震前兆現象である地電位変化のメカニズム解明およびその伝播範囲などに関する研究，
を行なう必要があろう．
観測期間における北陸地域の地震活動は極めて低かった．その中で，1992年５月20日12時29分，福井県沖（深さ9.8km）にＭ＝4.9の地震が発生した．北陸地域の地電位観測網からの震央距離は約100km程度であり，規模・震央距離ともに適度な地震である．地震発生以前の記録を目視で調べてみたが，特に顕著な地電位変化は見つからなかった．しかし，地磁気誘導成分の除去などによる解析はまだ行なっていないため，今後，慎重な解析を行なう必要がある．このようなデータが増えることにより，北陸地域での地電位観測による地震予知の可能性を検討することができるであろう．
今後の課題として，観測体制の維持はもちろんであるが，観測点周辺の精密な地球物理学・地質学的調査を行なう必要がある．さらに人工的に電流を地下に流して，それが観測点でどのように観測されるかの調査を行なう必要があろう．この種の調査はロシア（当時ソビエト）で軍事的目的のためすでに行なわれたことがある．彼等は電流源として10の４乗アンペアのものを使い，300km離れた地点で１mV/100m（これは典型的なSESと同レベル）のシグナルを観測している．アメリカでもサンアンドレアス断層を挟んでもっと小規模なながら同種の実験が行なわ，ギリシャで観測されている Selectivity と同様の現象が観測された．

５．引用文献

森俊雄，1990，地電位異常変化の検出方法，Conductivity Anomaly 研究会論文集，61-68.

中山　武・土居　光・和田安男・加藤正明・和田博夫・三雲　健・酒井英男・加藤隆司，1989，宝立における電磁気観測，京都大学防災研究所年報，第32号B-1，93-103.

中山　武・加藤正明・土居　光・和田安男・三雲　健，1986，跡津川断層上（天生・宮川）における地電流の観測，京都大学防災研究所年報，第29号B-1，67-76.

中山　武・下畑五夫，1983，跡津川断層における地電流観測，月刊地球，6，352-358.

Ozima, M., T. Mori and H. Takayama, 1989, Observation of earth-potential using telegraphic facilities and analysis with BATAP-G., J. Geomag. Geoelectr., 41, 177-184.

6．成果の発表

朝井与志哉・長尾年恭・河野芳輝，1991，自然電位観測による地震予知の基礎研究－ギリシャ方式による基礎実験の開始－，第89回地球電磁気・地球惑星圏学会講演予稿集，G41-06.

7．関係国との協力

1991年12月からＥＣのサポート（自然災害に関する研究）による２年間の国際協力研究がギリシャで開始された．この研究はギリシャ，フランス，ドイツ，スウェーデンが参加し，ＳＥＳの本質解明および観測点周辺のＭＴ観測を行なおうというものである．予算規模は単年度で100万ECU（約１億８千万円）という大規模なもので，ＥＣがいかにＶＡＮを評価しているかが伺える．また，ロシア科学アカデミーとの間でも共同研究が開始され，ケラテア観測点に独自の電極を設置して観測を継続している．この計画は最低２年間は継続される予定である．日本からは1984年以来上田誠也らがＶＡＮグループを訪問しＶＡＮ法について学んでいる．特に，1991年11月から約１年間の予定で金沢大学の長尾年恭がアテネに滞在し，共同研究を行なっている．

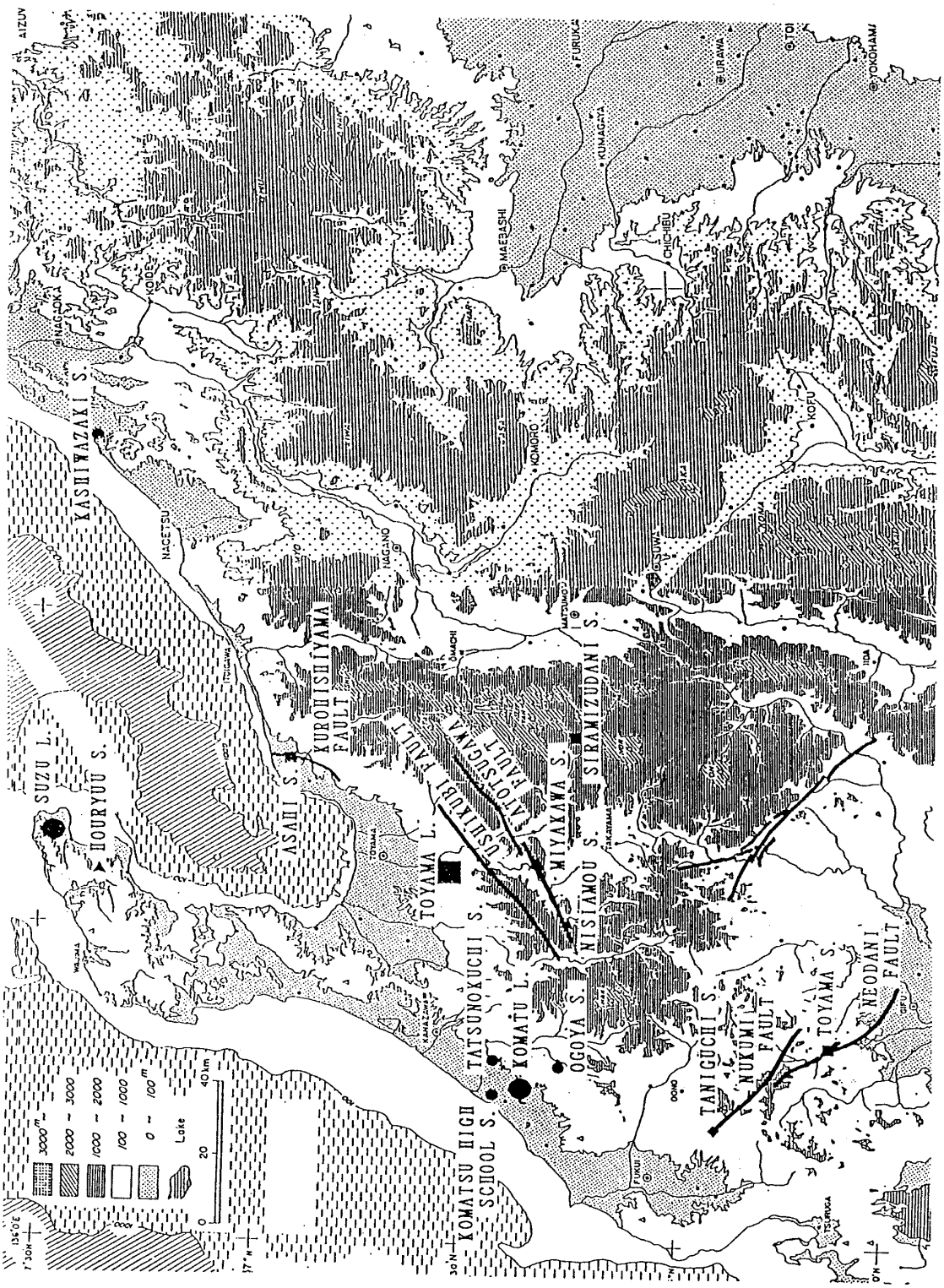


図. 1　地電位観測網分布図.
Fig. 1　The distribution of station for telluric potential monitoring.

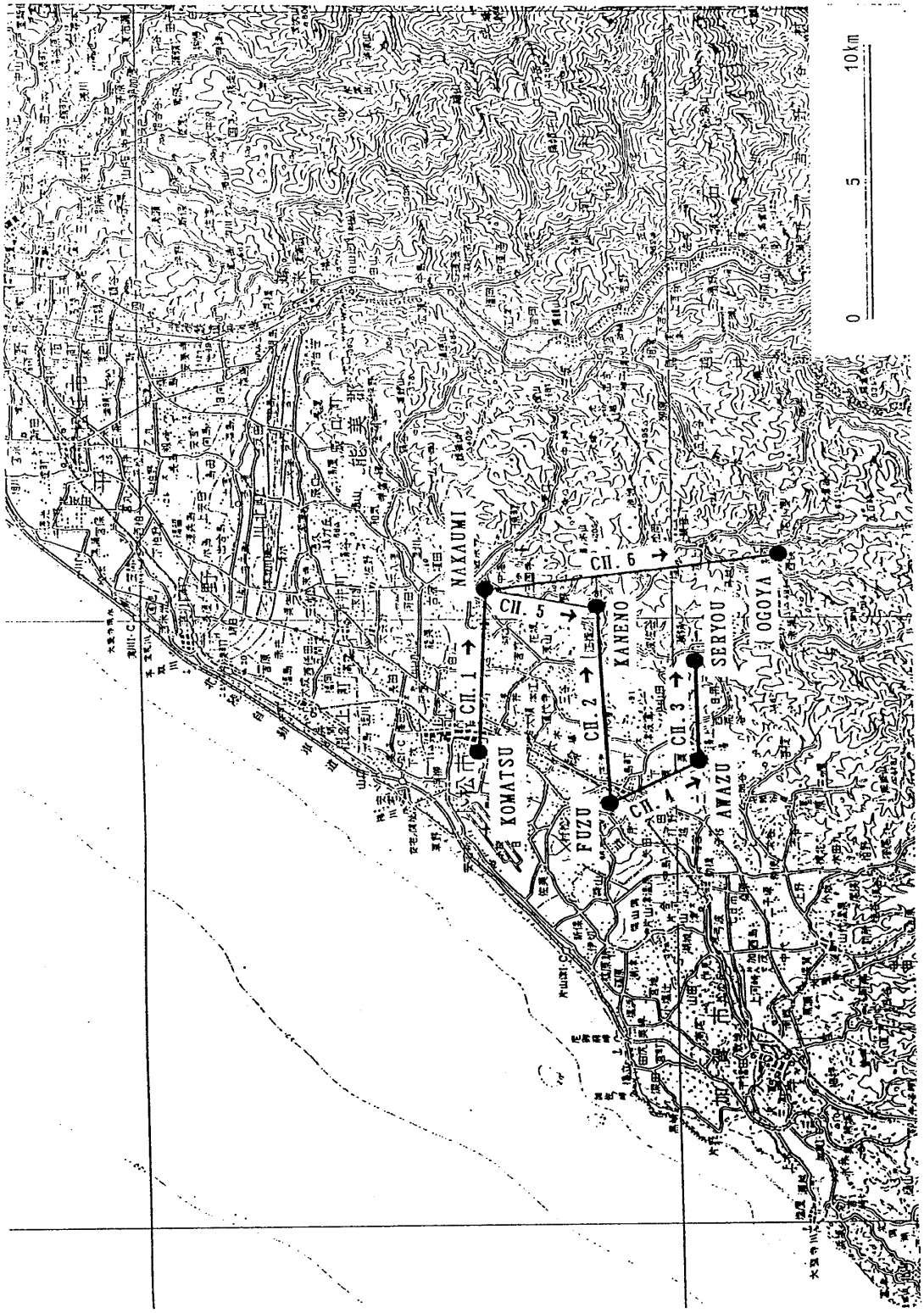


図. 2　小松長基線の測線配置図（NTTケーブル使用）.
Fig. 2　Distribution of dipoles at station KOMATSU (using the electrical grounds of NTT)

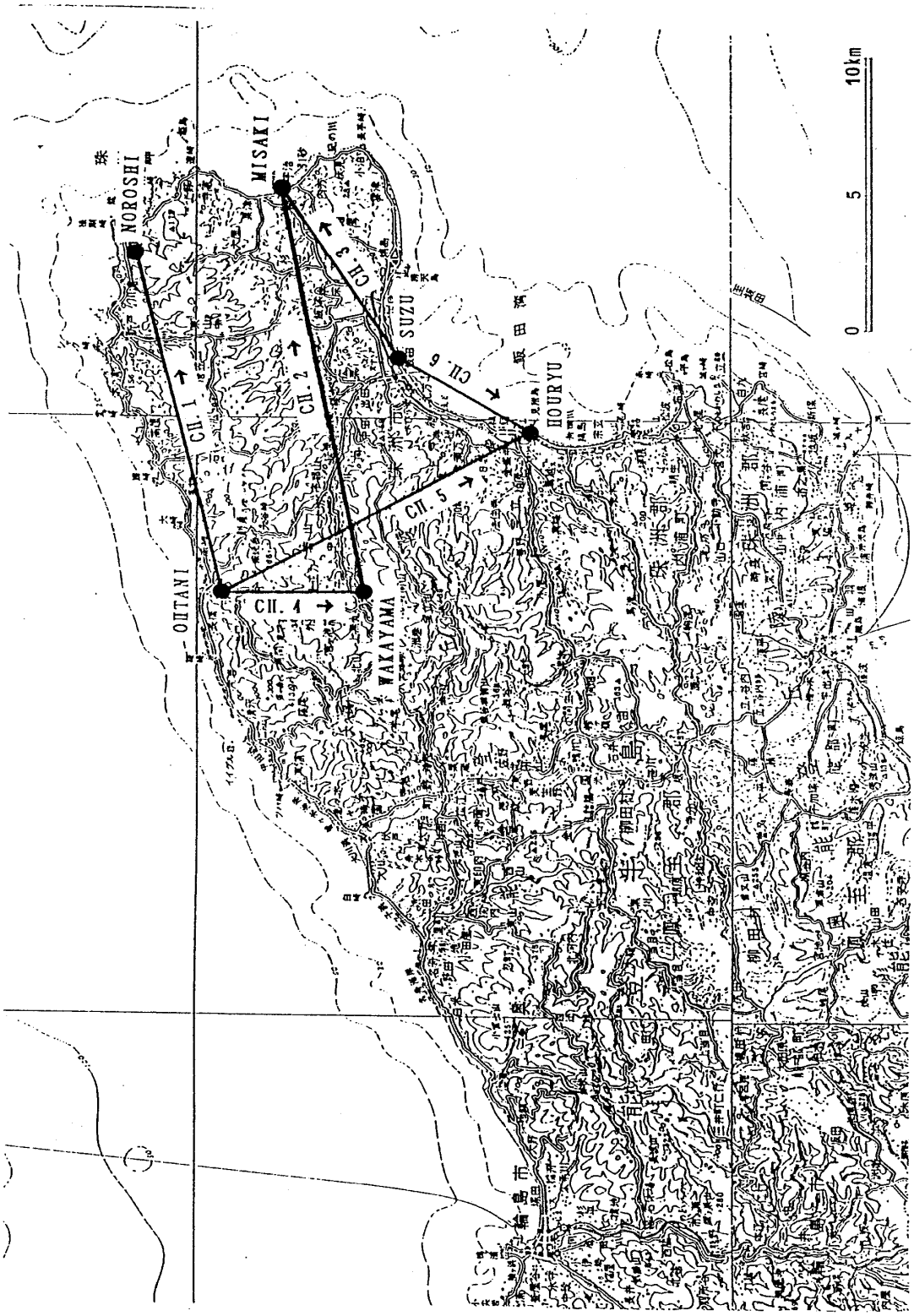


図.3　珠洲長基線の測線配置図（NTTアース使用）.
Fig.3　Distribution of dipoles at station SUZU (using the electrical grounds of NTT).

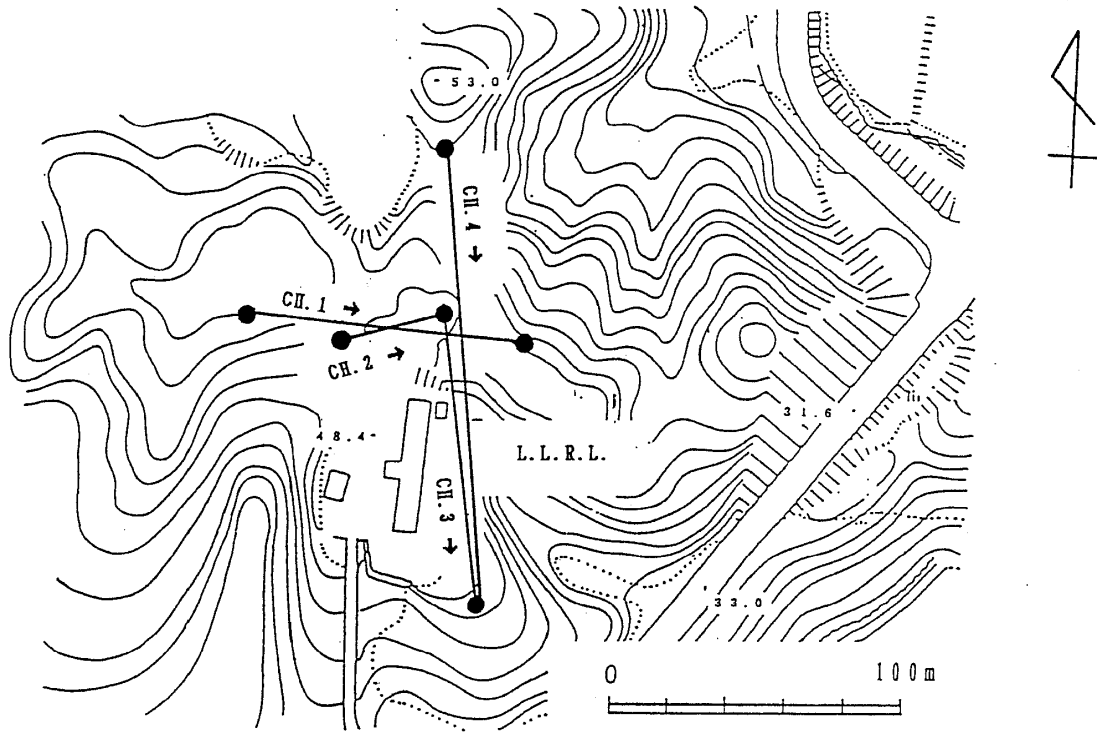


図. 4　辰口短基線の測線配置図.
Fig. 4　Distribution of dipoles at station TATSUNOKUCHI.

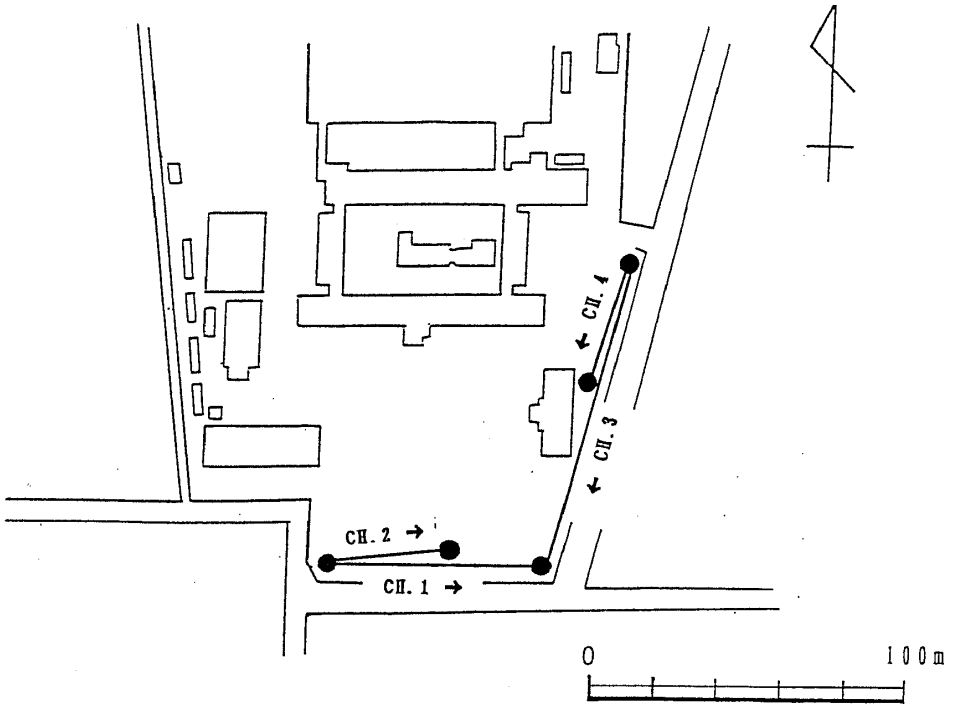


図. 5　小松高校短基線の測線配置図.
Fig. 5　Distribution of dipoles at station KOMATSU HIGH SCHOOL.

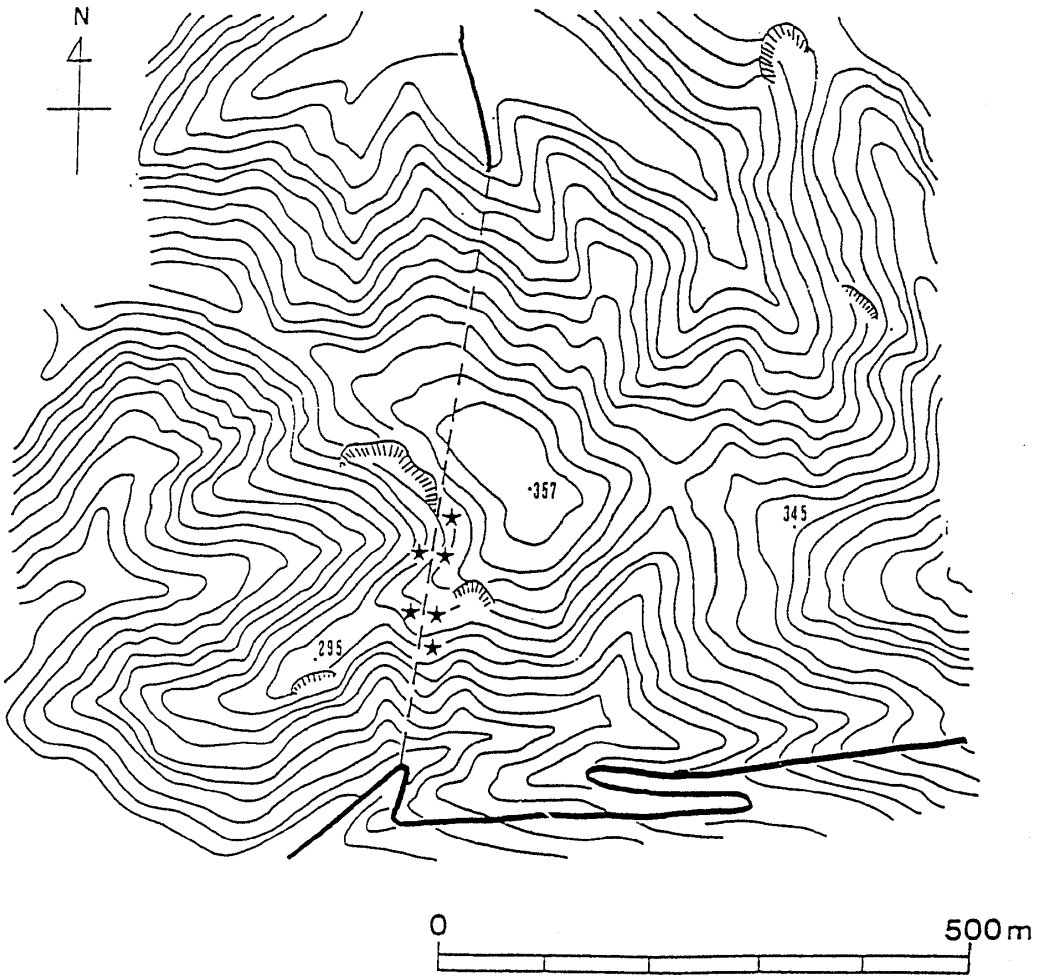


図. 6　尾小屋短基線の電極配置図.
Fig. 6　Distribution of electrodes at station OGOYA.

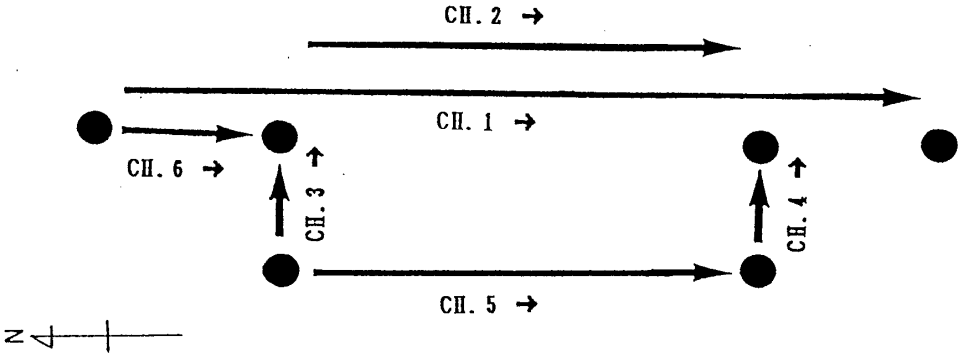


図. 7　尾小屋短基線の測線配置図.
Fig. 7　Distribution of dipoles at station OGOYA.

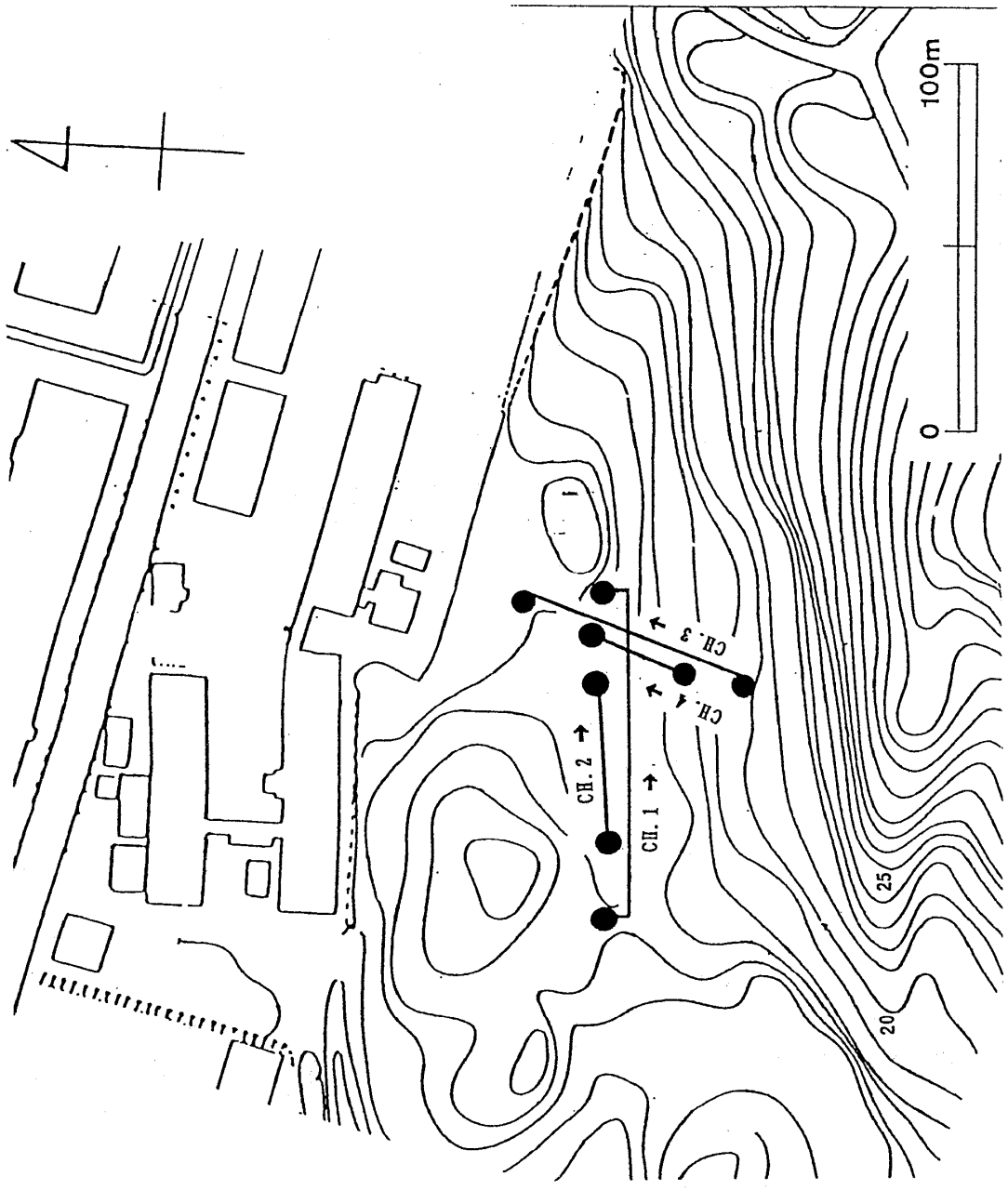


図. 8　柏崎短基線の測線配置図.
Fig. 8　Distribution of dipoles at station KASHIWAZAKI.

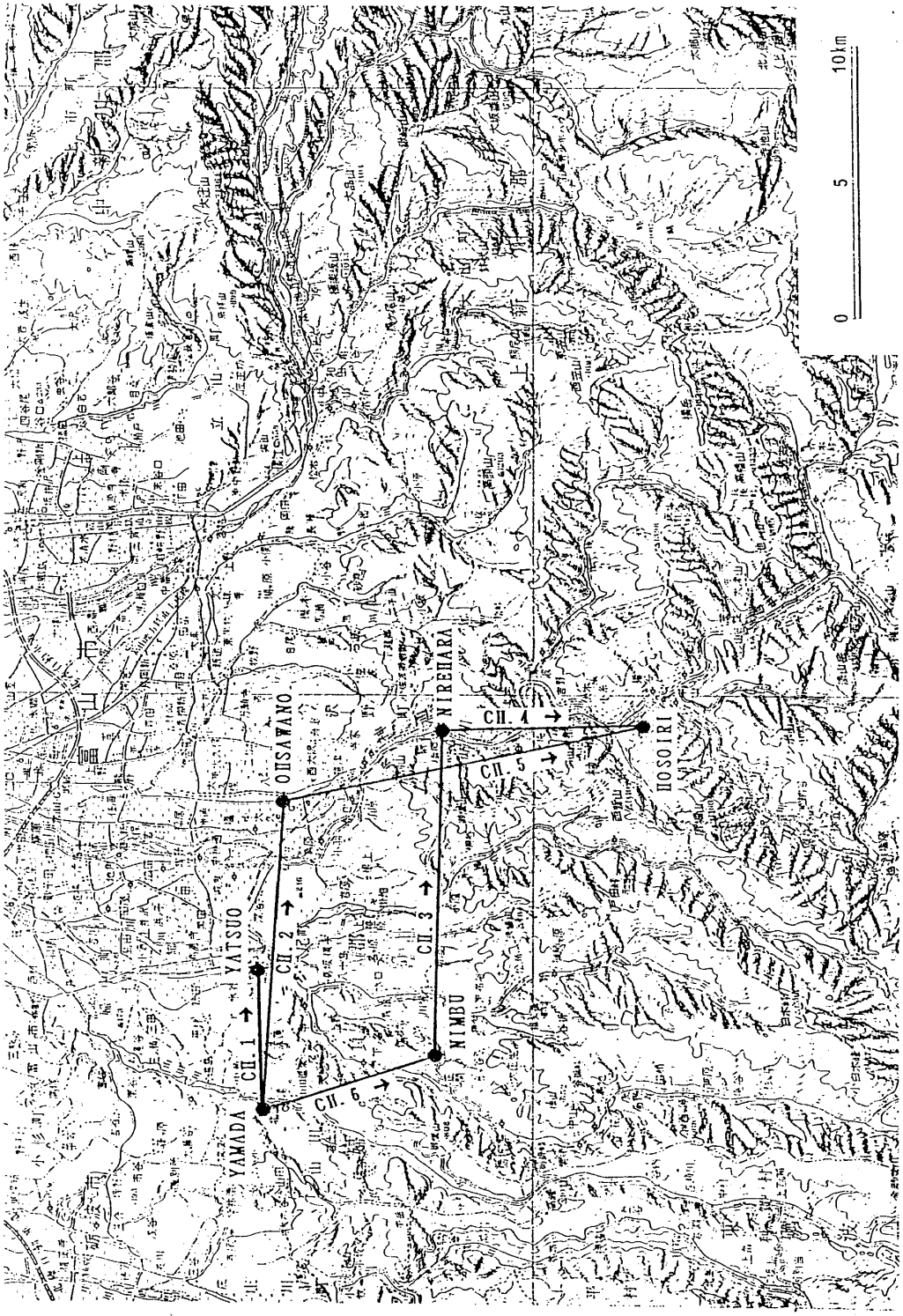


図. 9　富山長基線の測線配置図.
Fig. 9　Distribution of dipoles at station TOYAMA (using the electrical grounds of NTT).

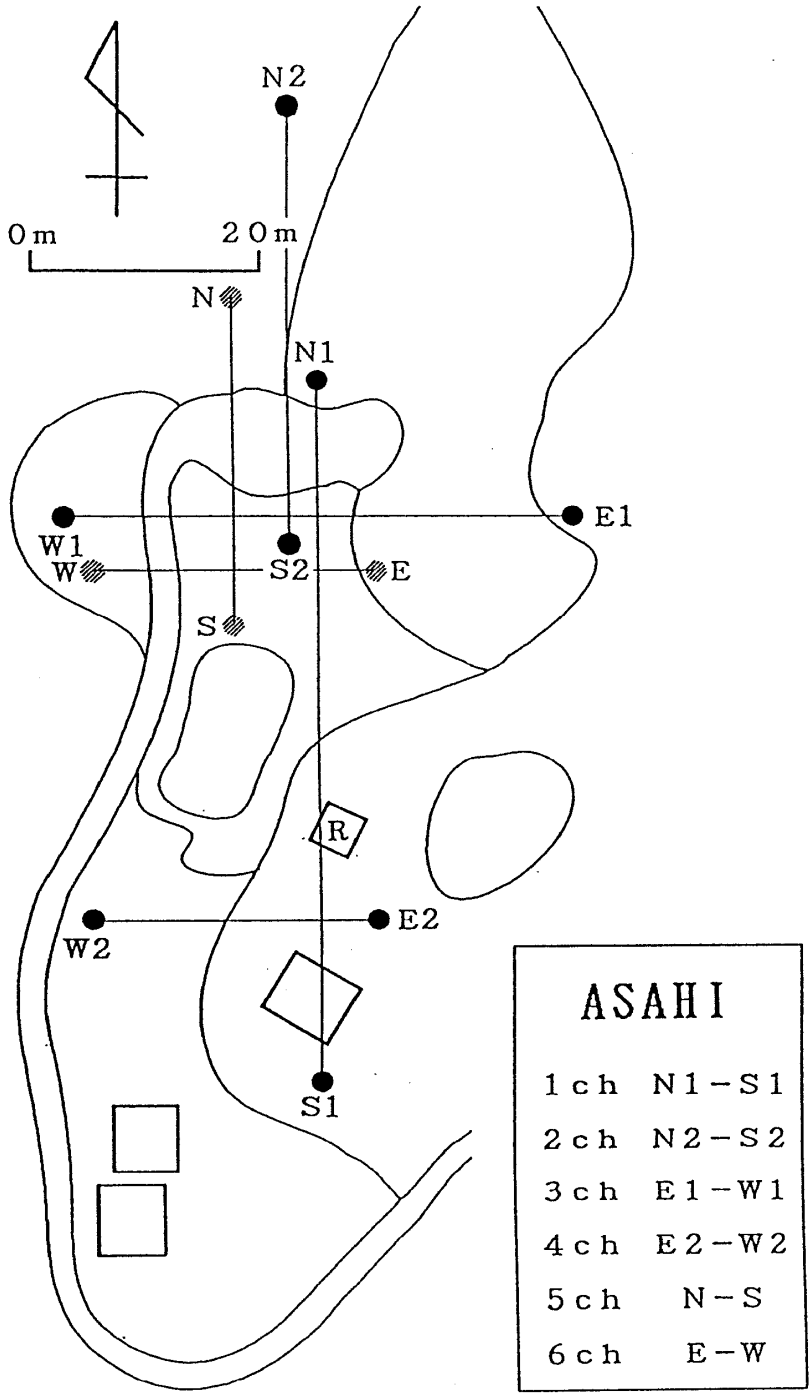


図. 10　朝日短基線の測線配置図.
Fig. 10 Distribution of dipoles at station ASAHI.

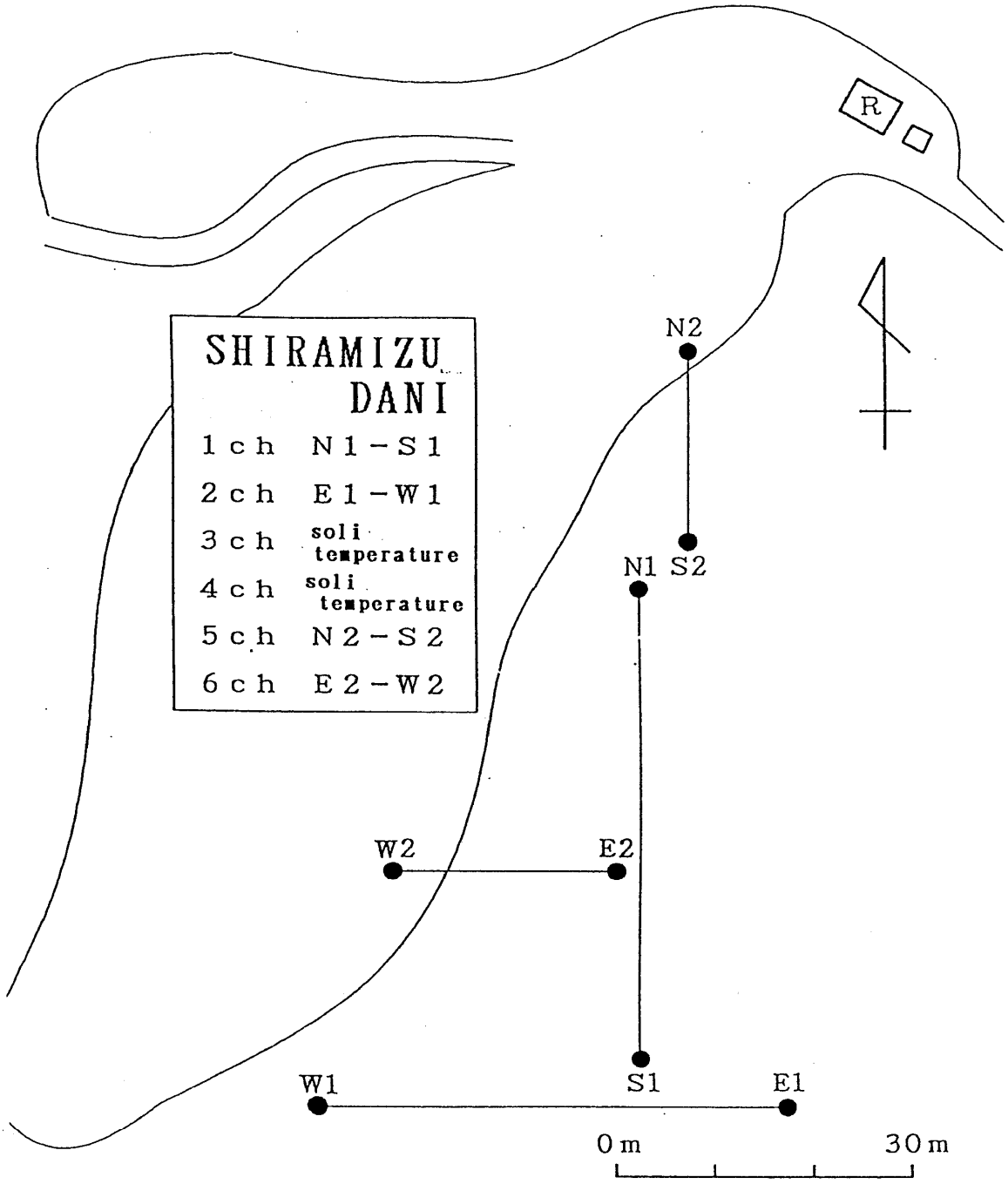


図. 11　白水谷短基線の測線配置図.
Fig. 11 Distribution of dipoles at station SHIRAMIZUDANI.

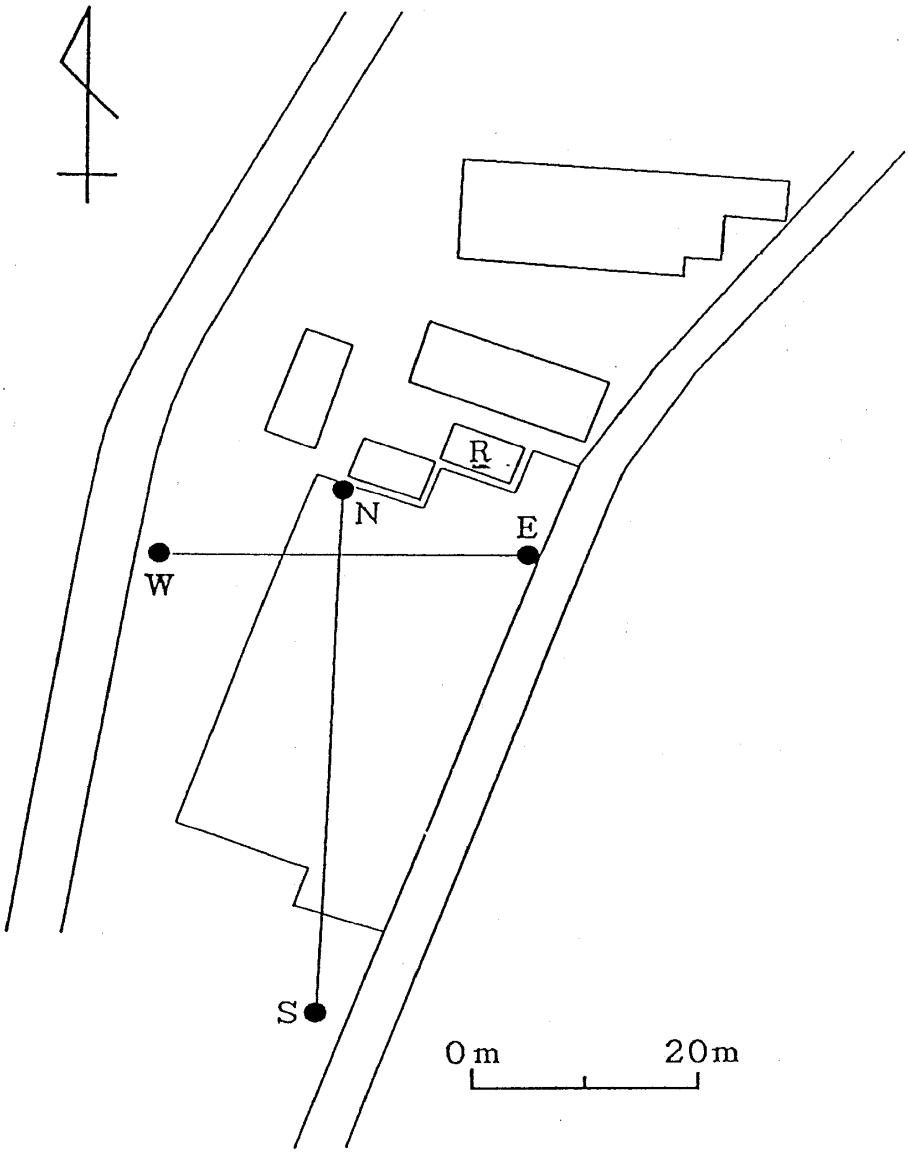


図. 12　外山短基線の測線配置図.
Fig. 12 Distribution of dipoles at station TOYAMA.

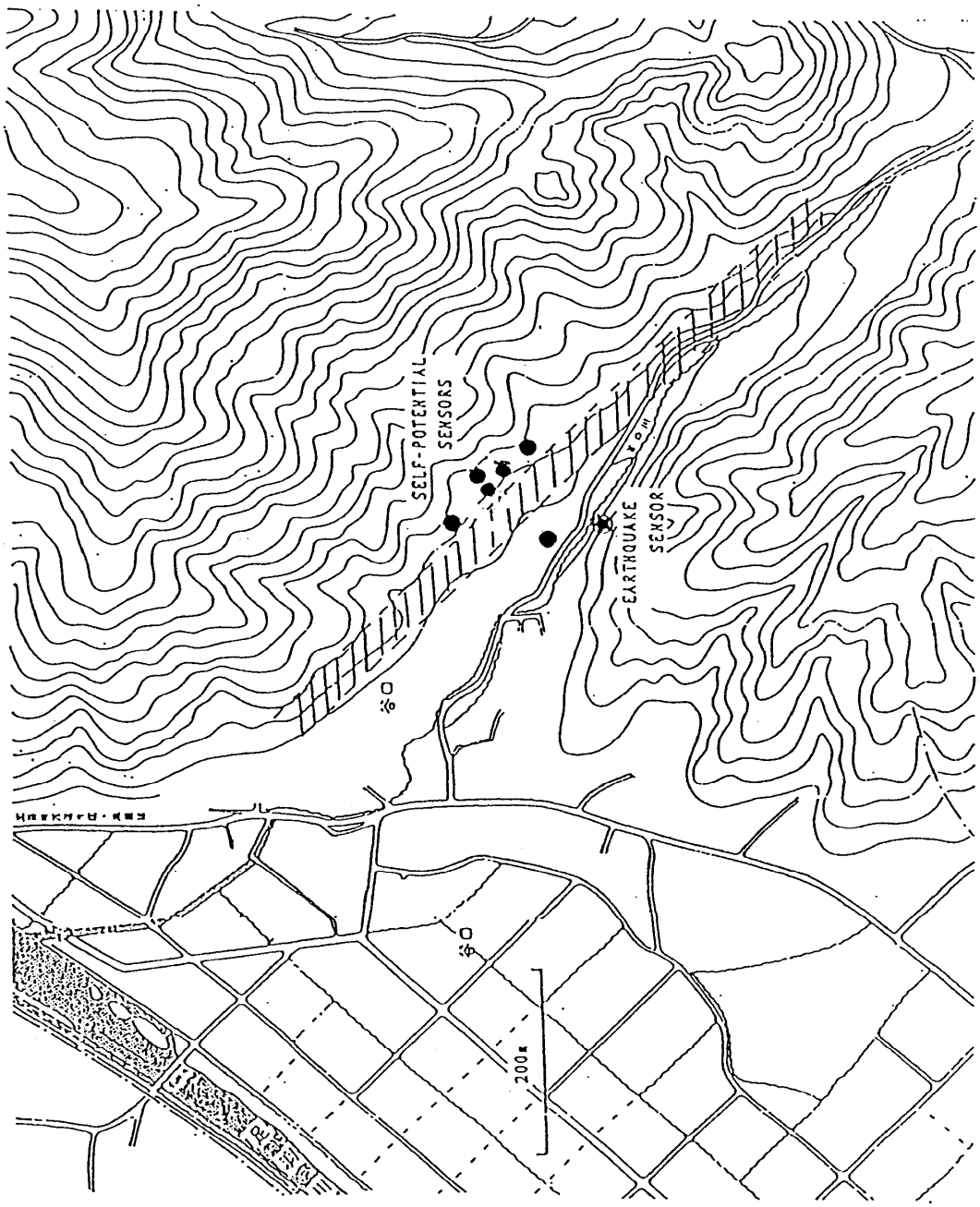


図.13 谷口短基線の電極配置図.
Fig.13 Distribution of electrodes at station TANIGUCHI.

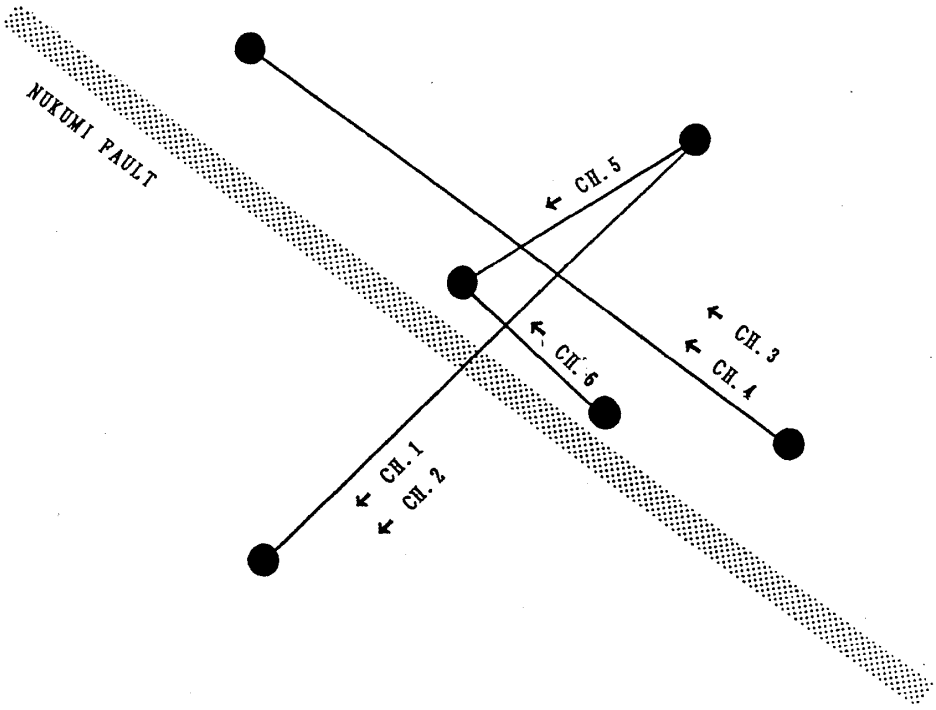


図. 14　谷口短基線の測線配置図（1991年10月23日～1991年12月10日）
Fig. 14 Distribution of dipoles at station TANIGUCHI (Oct. 23, 1991 - Dec. 10, 1991).

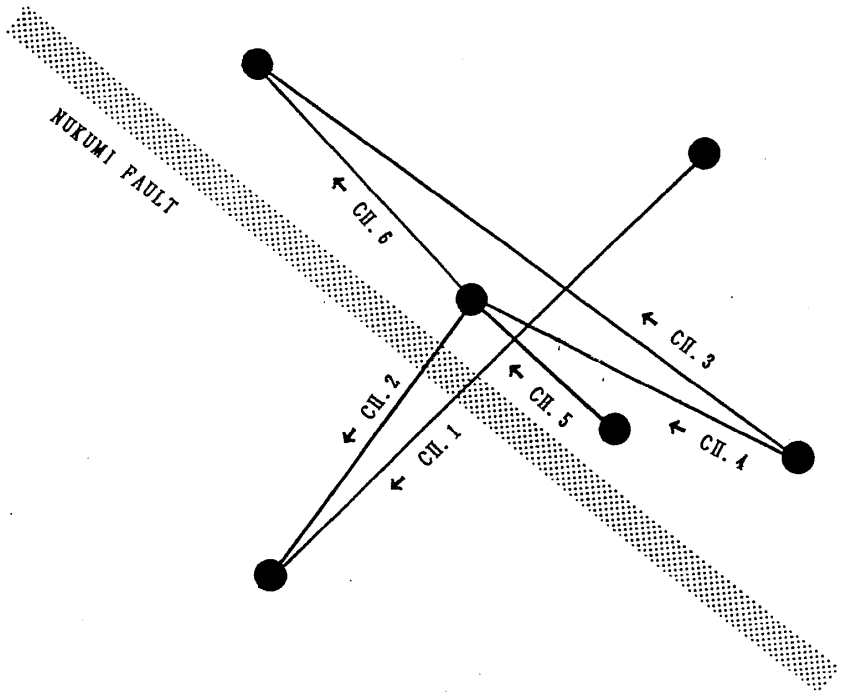


図. 15　谷口短基線の測線配置図（1991年12月10日～）.
Fig. 15 Distribution of dipoles at station TANIGUCHI (Dec. 10, 1991 -).

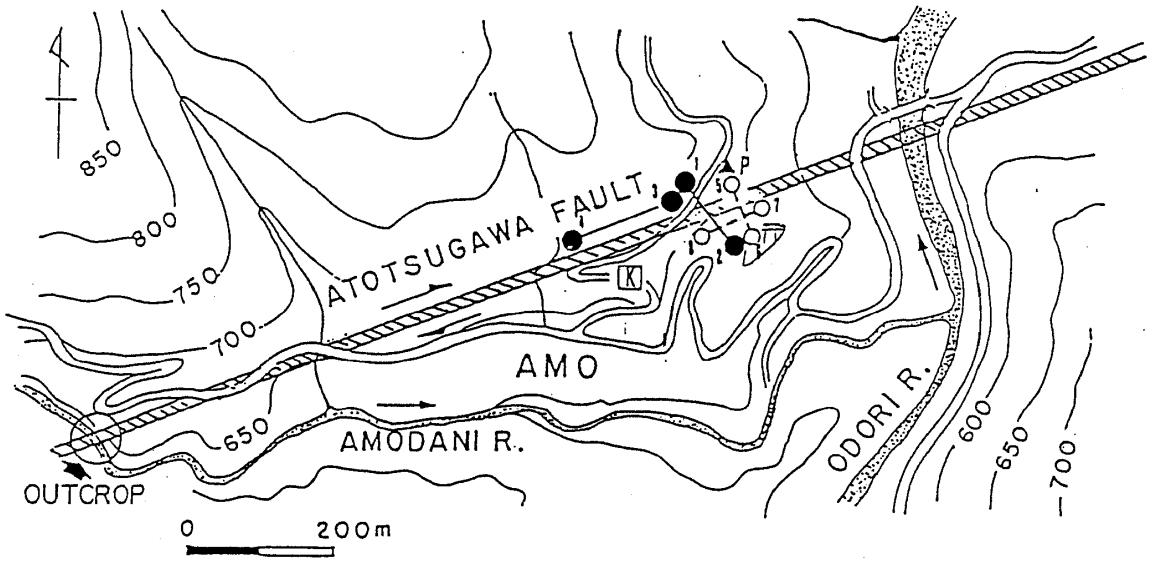


図.16 西天生短基線の測線配置図［中山・他,1986］.
Fig.16 Distribution of dipoles at station NISHIAMOU [Nakayama et al., 1986].

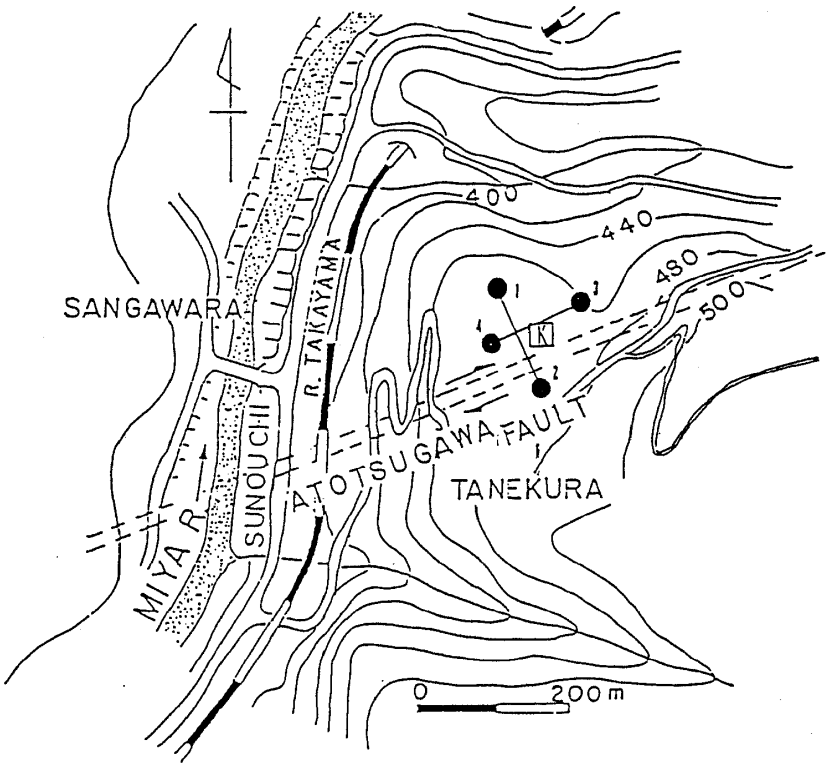
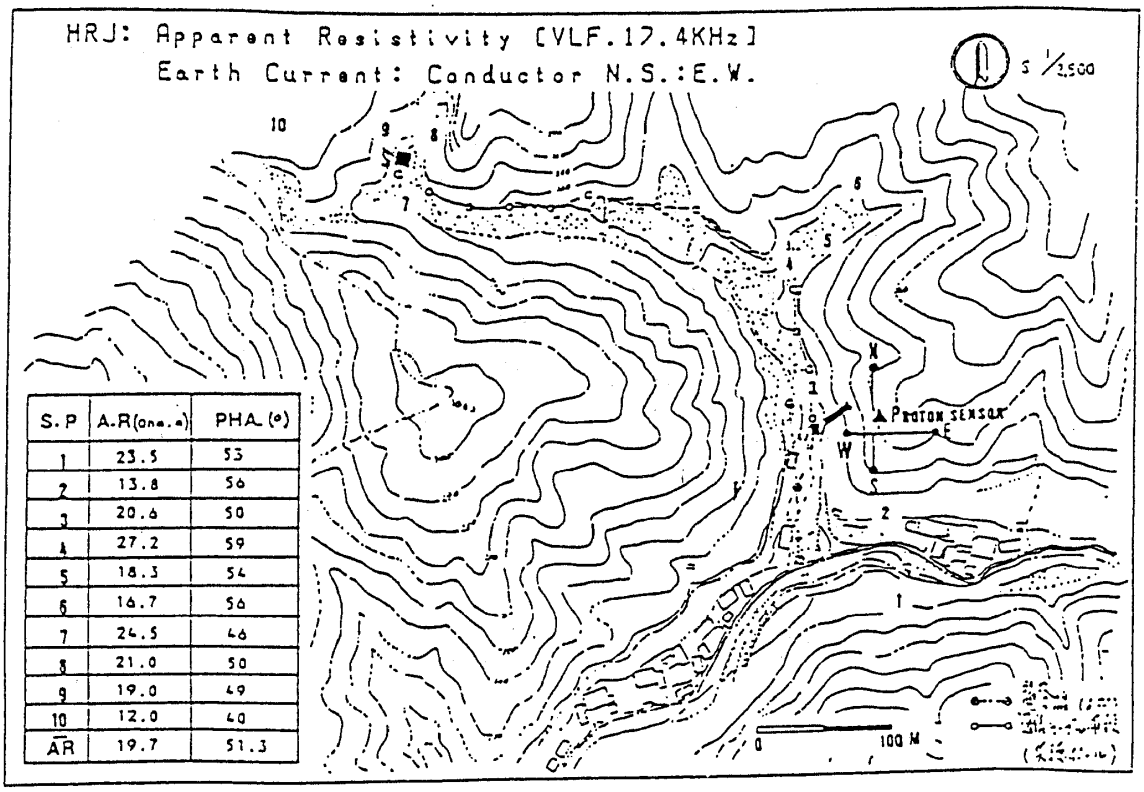


図.17 宮川短基線の測線配置図［中山・他,1986］.
Fig.17 Distribution of dipoles at station MIYAKAWA [Nakayama et al., 1986].



S.P	A.R(ohm.m)	PHA.(°)
1	23.5	53
2	13.8	56
3	20.6	50
4	27.2	59
5	18.3	54
6	16.7	56
7	24.5	46
8	21.0	50
9	19.0	49
10	12.0	40
$\bar{AR}$	19.7	51.3

図.18　宝立短基線の測線配置図［中山・他,1989］.
Fig.18 Distribution of dipoles at station HOURYUU [Nakayama et al., 1989].

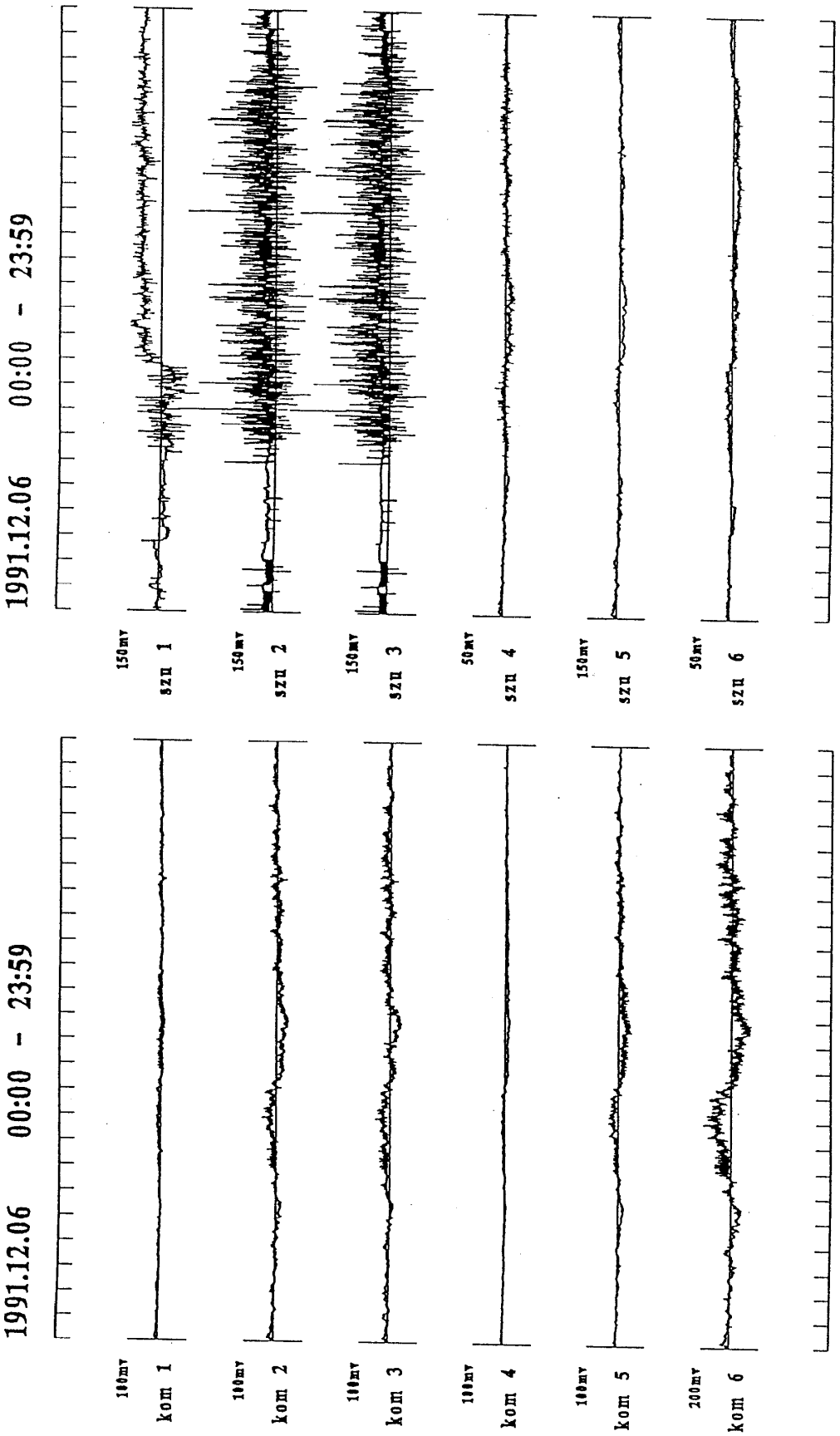


図.19 小松長基線，通常の記録例（1991年12月6日）
生データをプロットしたもの．

Fig.19 Sample record showing the normal potential variation at KOMATSU long span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

図.20 珠洲長基線，通常の記録例（1991年12月6日）
生データをプロットしたもの．

Fig.20 Sample record showing the normal potential variation at SUZU long span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

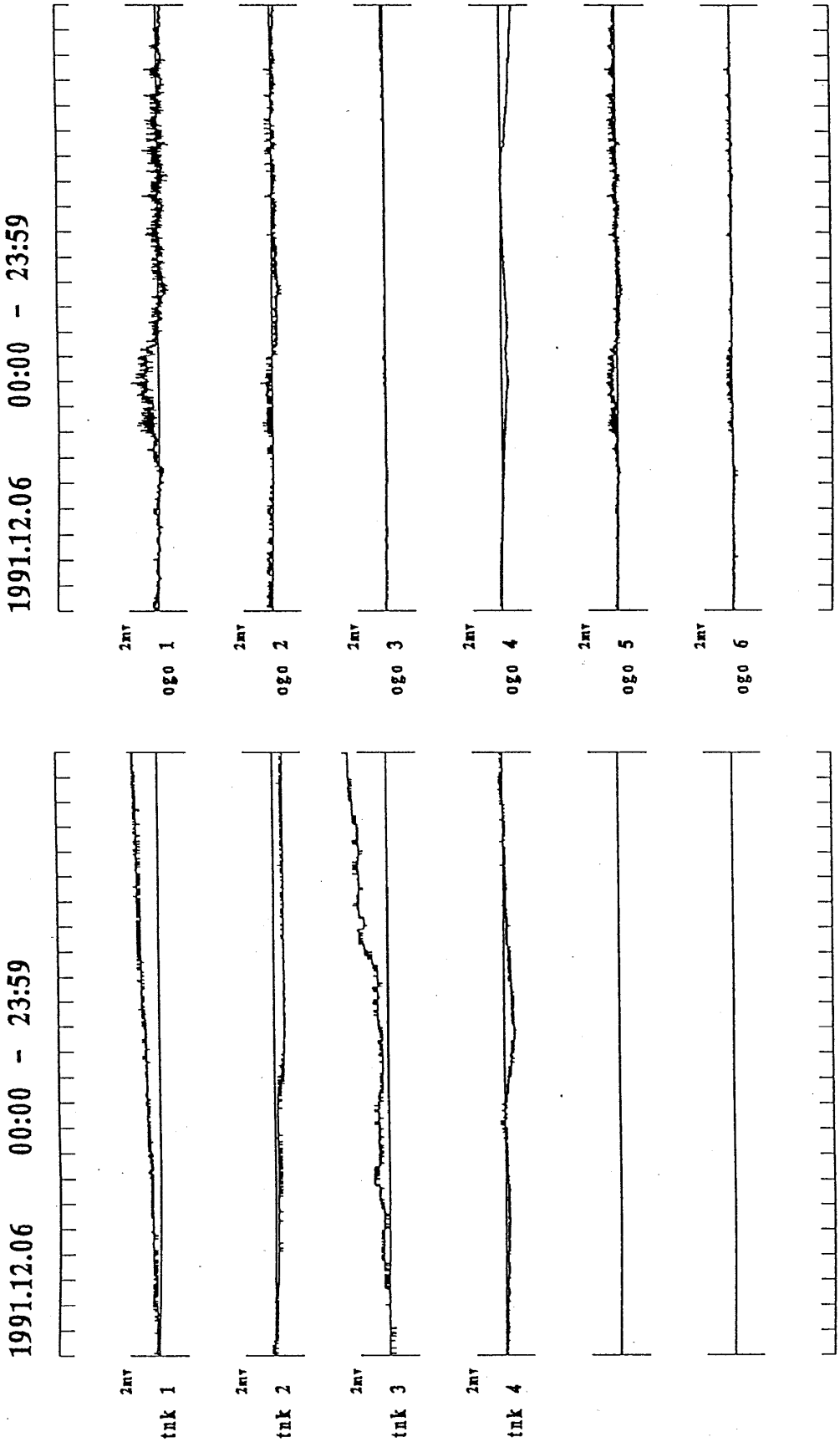


図.21　辰口短基線，通常の記録例（1991年12月6日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.21 Sample record showing the normal potential variation at TATSUNOKUCHI short span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

図.22　尾小屋短基線，通常の記録例（1991年12月6日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.22 Sample record showing the normal potential variation at OGOYA short span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

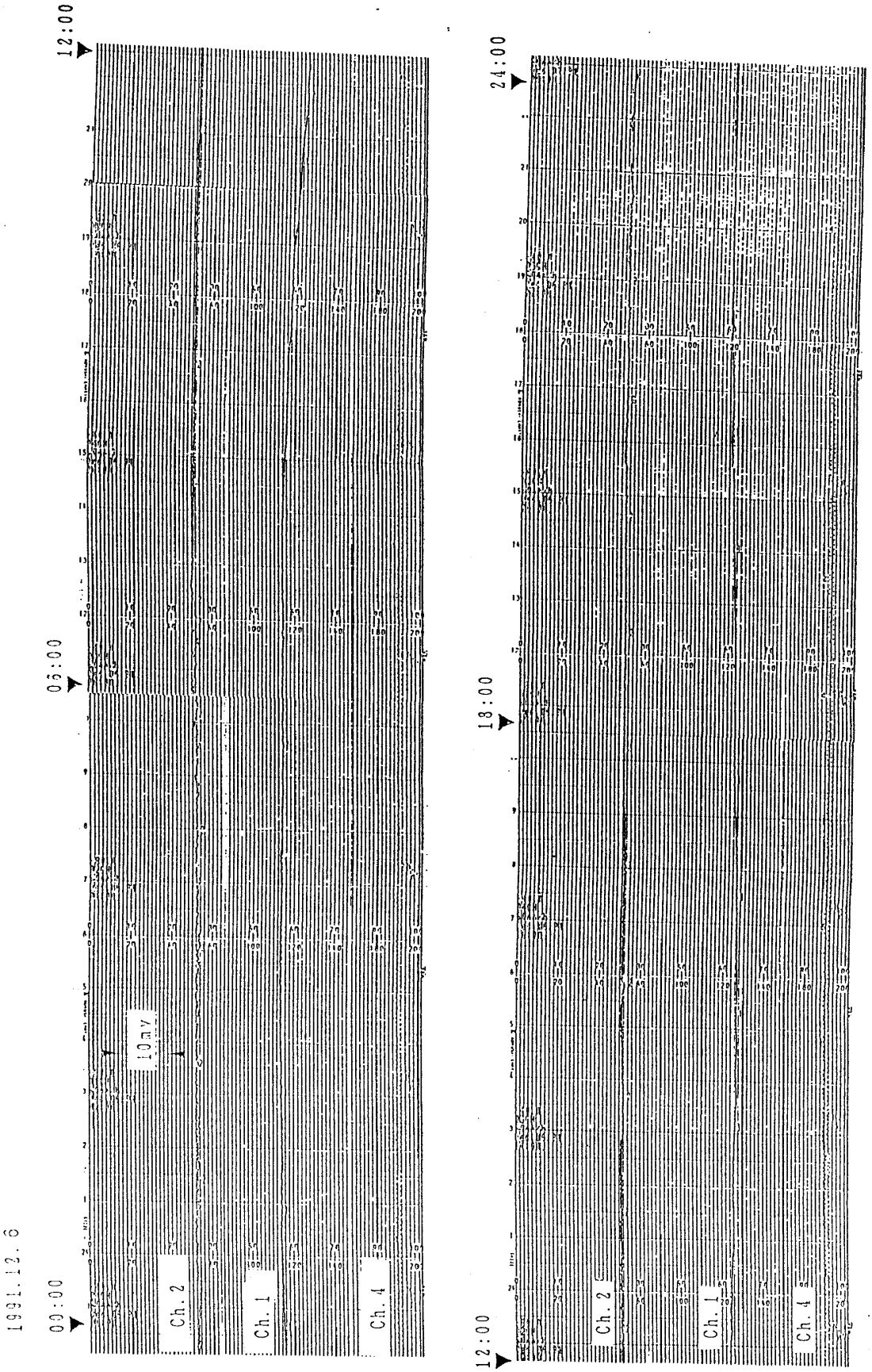


図.23 小松高校短基線，通常の記録例（1991年12月6日）.
Fig.23 Sample record showing the normal potential variation at KOMATSU HIGH SCHOOL short span (Dec. 6, 1991).

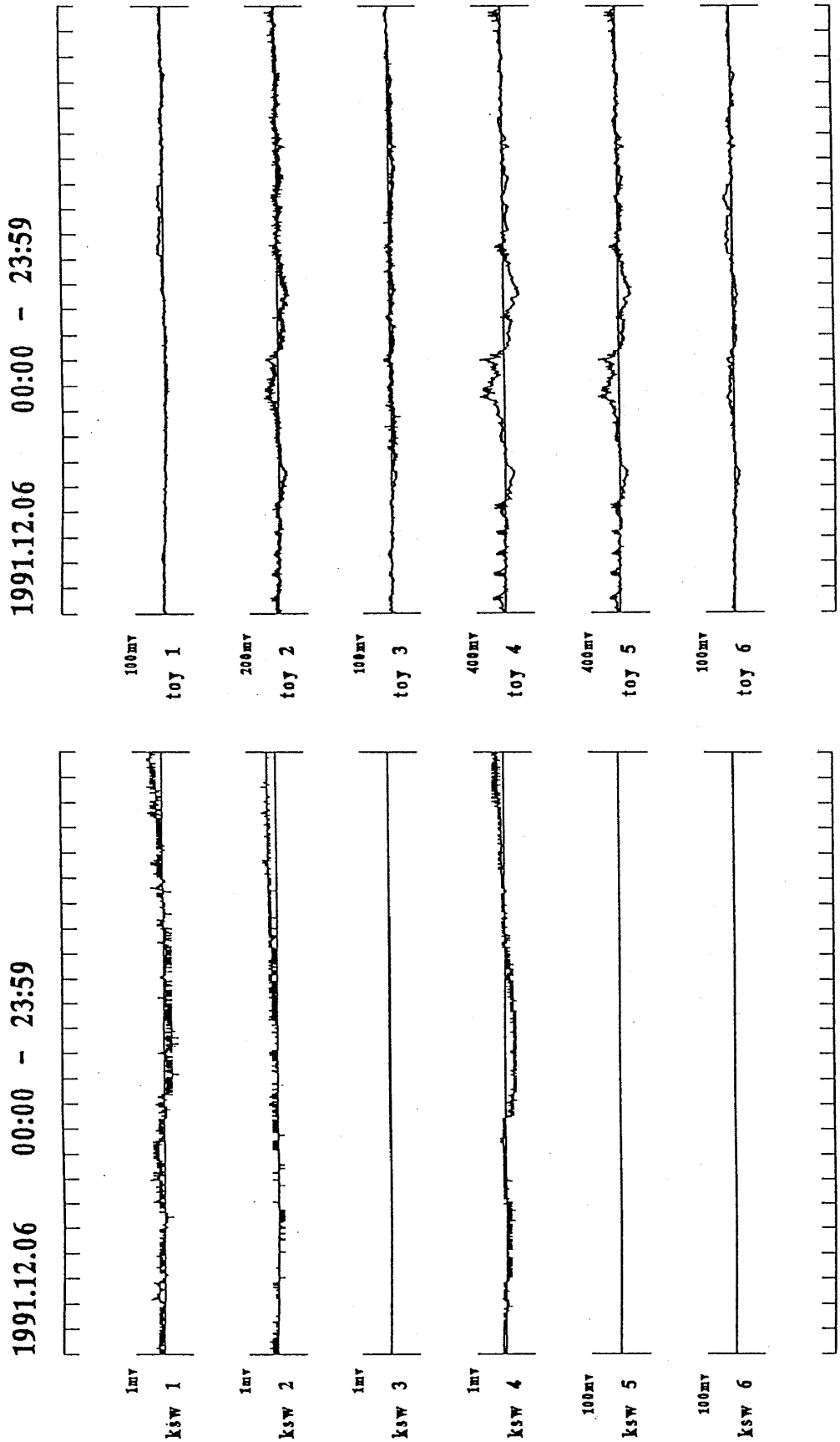


図.24　柏崎短基線，通常の記録例（1991年12月6日）
生データをプロットしたもの．

Fig.24 Sample record showing the normal potential variation at KASHIWAZAKI short span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

図.25　富山長基線，通常の記録例（1991年12月6日）
生データをプロットしたもの．

Fig.25 Sample record showing the normal potential variation at TOYAMA long span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

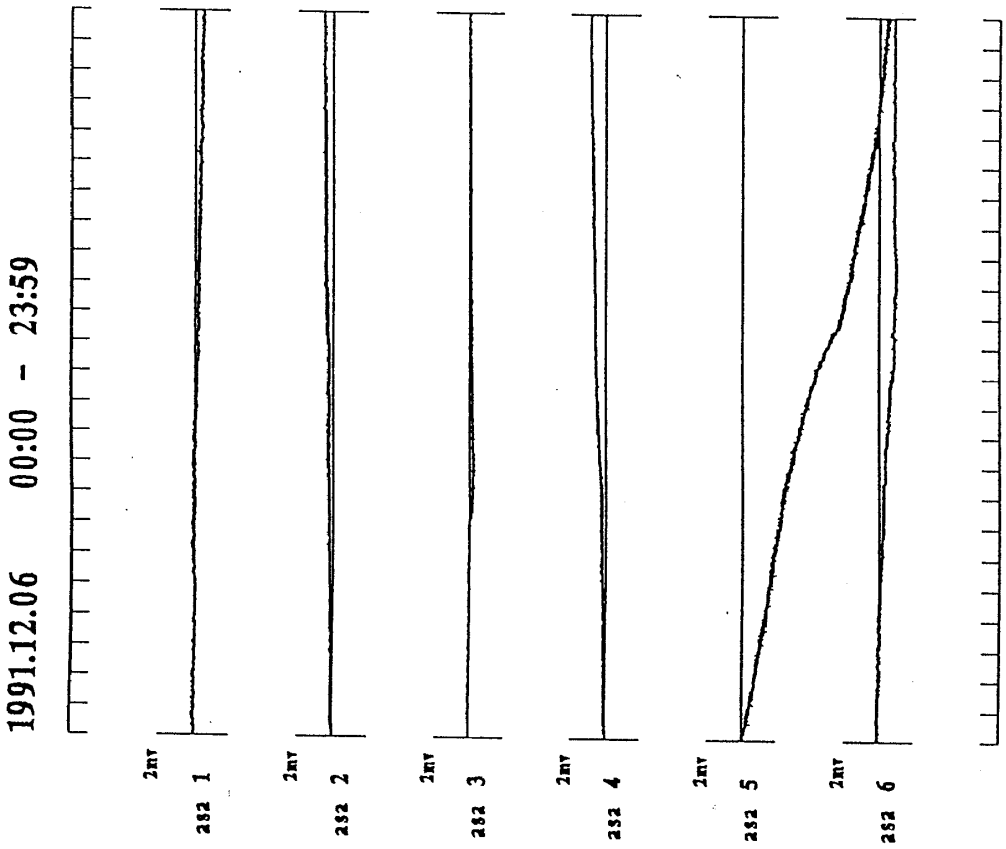


図.26 朝日短基線，通常の記録例（1991年12月6日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.26 Sample record showing the normal potential variation at ASAHI short span (Dec. 6, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

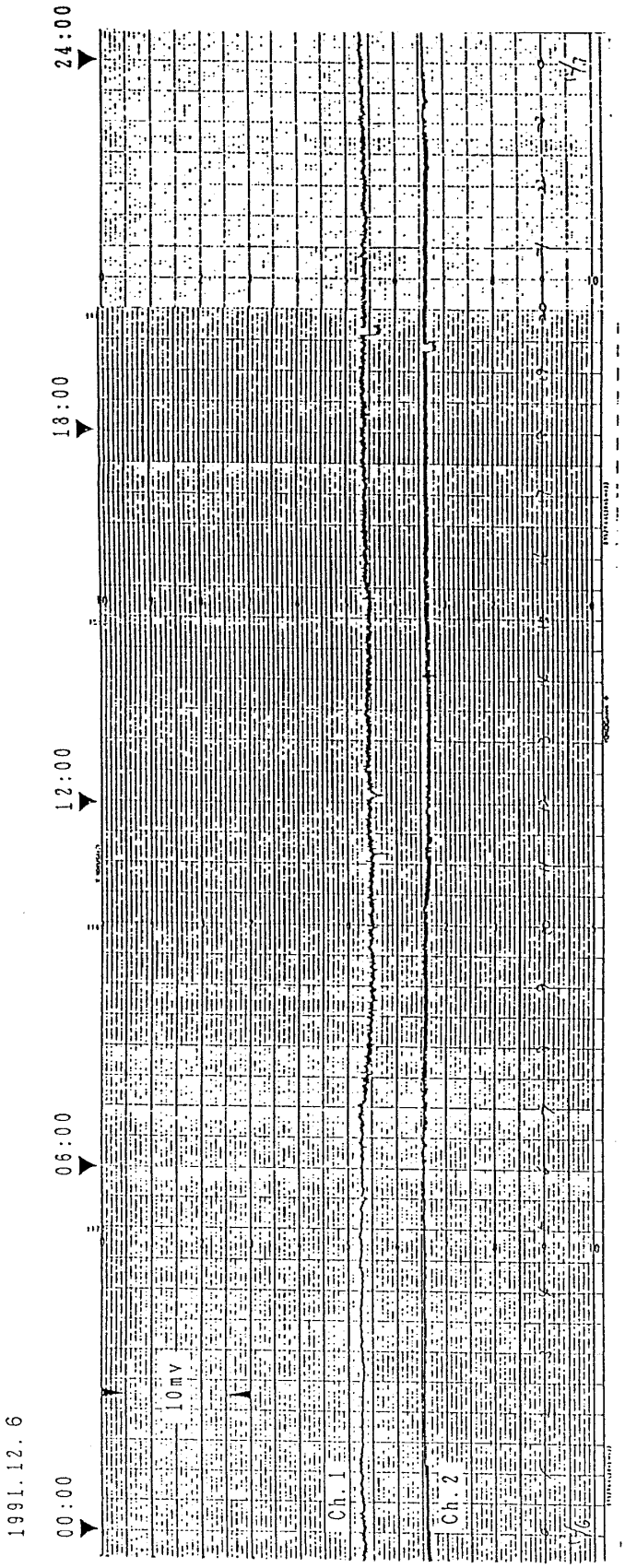


図.27　外山短基線，通常の記録例（1991年12月6日）．
Fig.27 Sample record showing the normal potential variation at TOYAMA short span (Dec. 6, 1991).

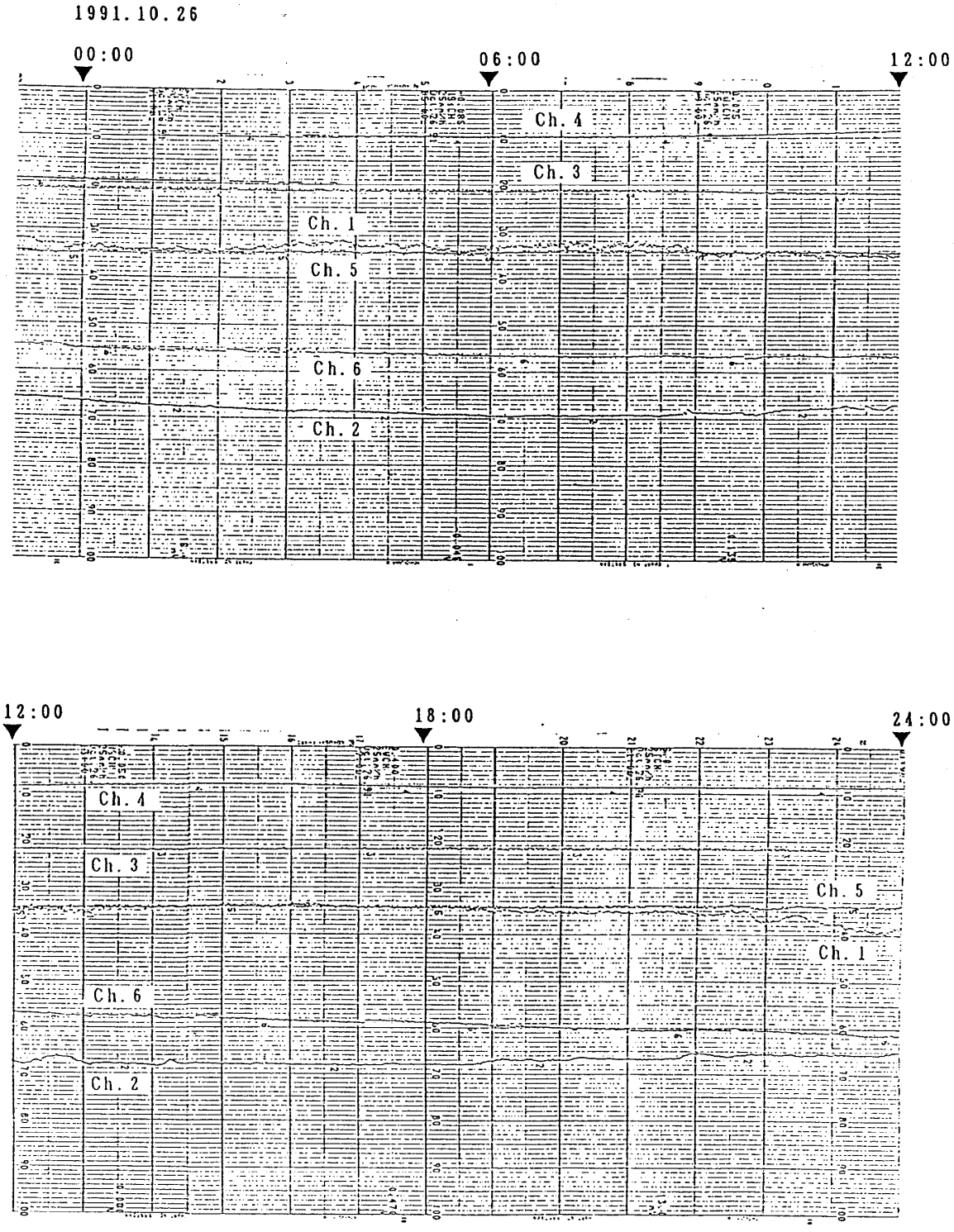


図. 28　白水谷短基線，通常の記録例（1991年10月26日）.
Fig. 28 Sample record showing the normal potential variation at SHIRAMIZUDANI short span (Oct. 26, 1991).

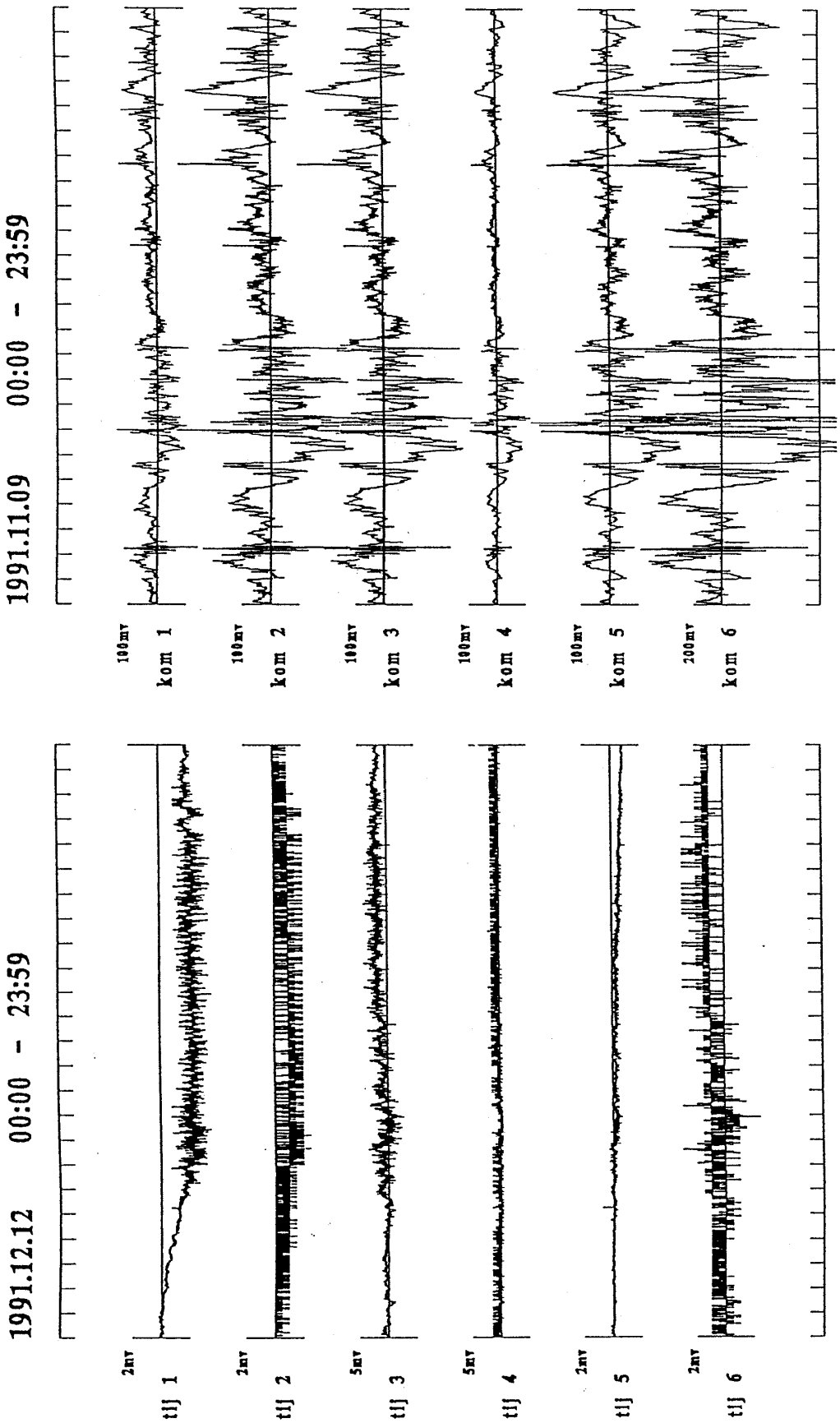


図.29　谷口短基線，通常の記録例（1991年12月12日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.29 Sample record showing the normal potential variation at TANIGUCHI short span (Dec. 12, 1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

図.30　小松長基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.30 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at KOMATSU long span (Nov. 9, 1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

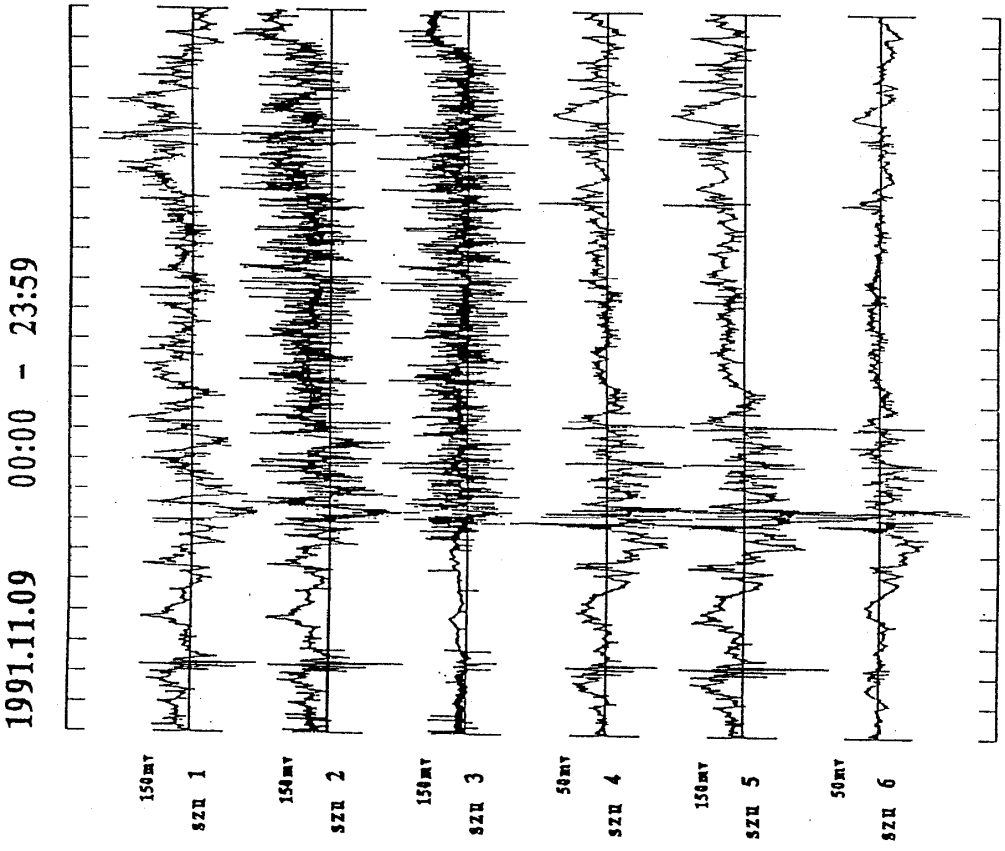


図.31 珠洲長基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.31 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at SUZU long span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

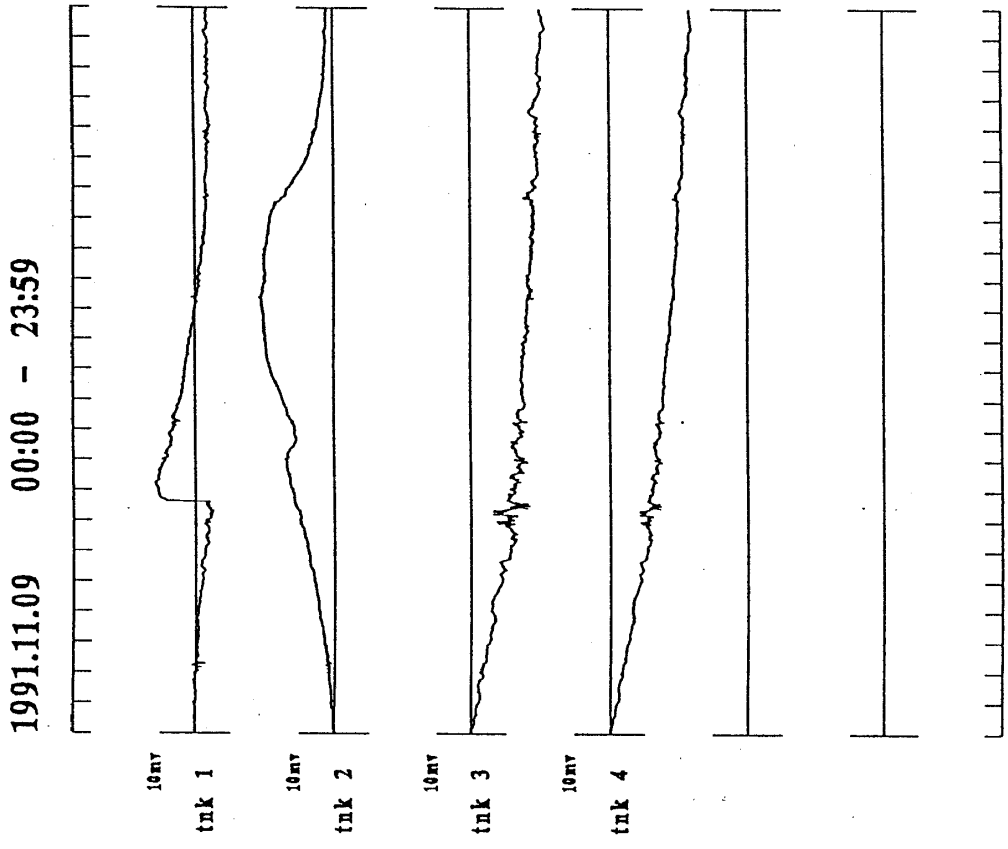


図.32 辰口短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.32 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at TATSUNOKUCHI short span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

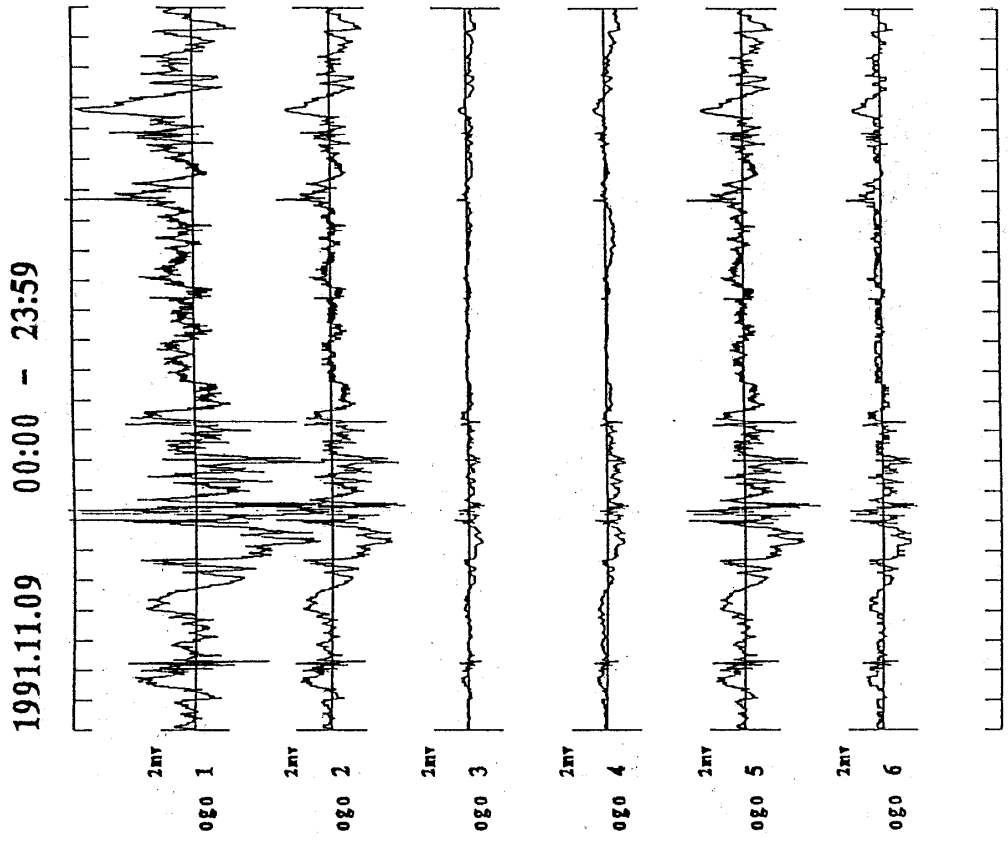


図.33　尾小屋短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.33 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at OGOYA short span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

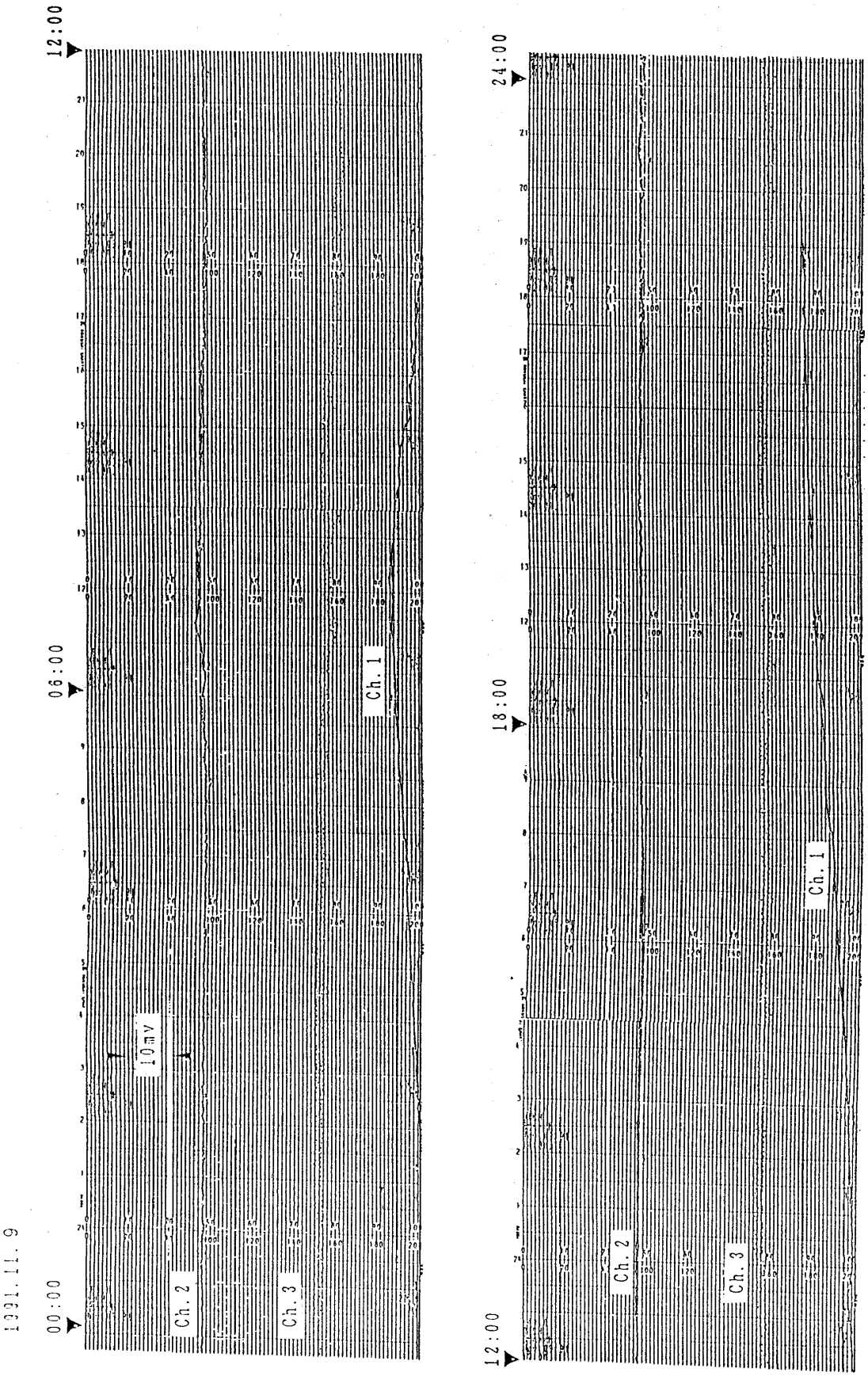


図. 34　小松高校短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
Fig. 34 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at KOMATSU HIGH SCHOOL (Nov. 9, 1991).

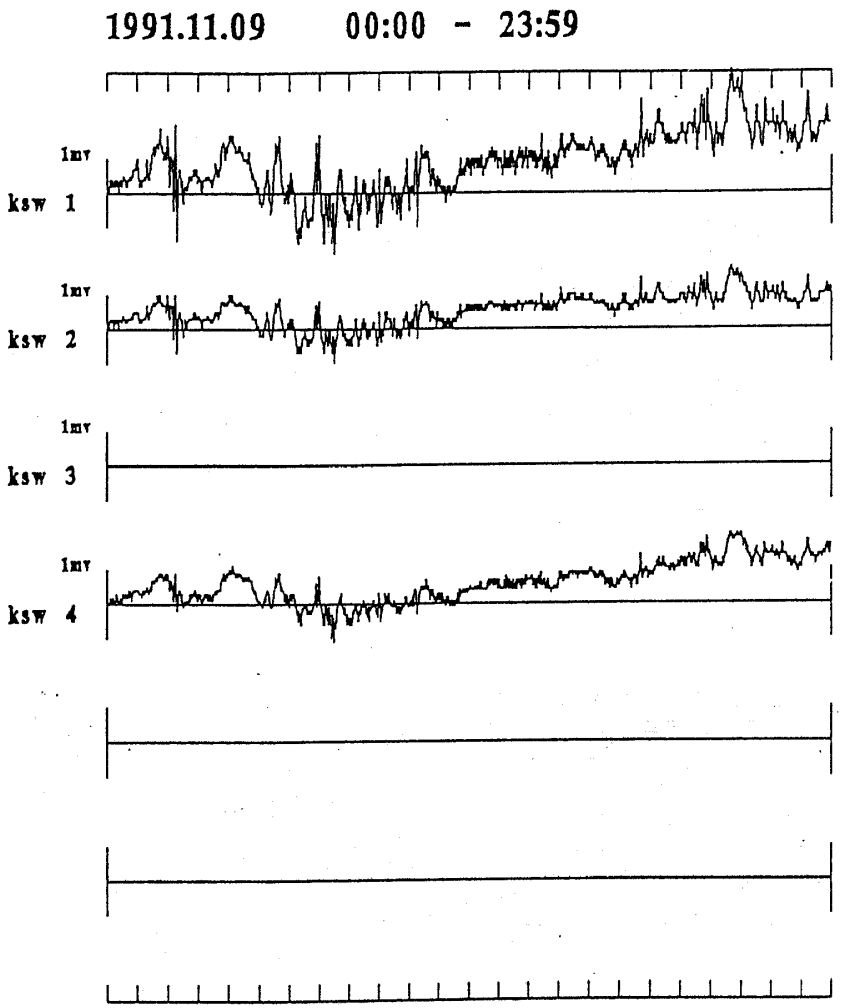


図.35　柏崎短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月９日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.35 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at KASHIWAZAKI short span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

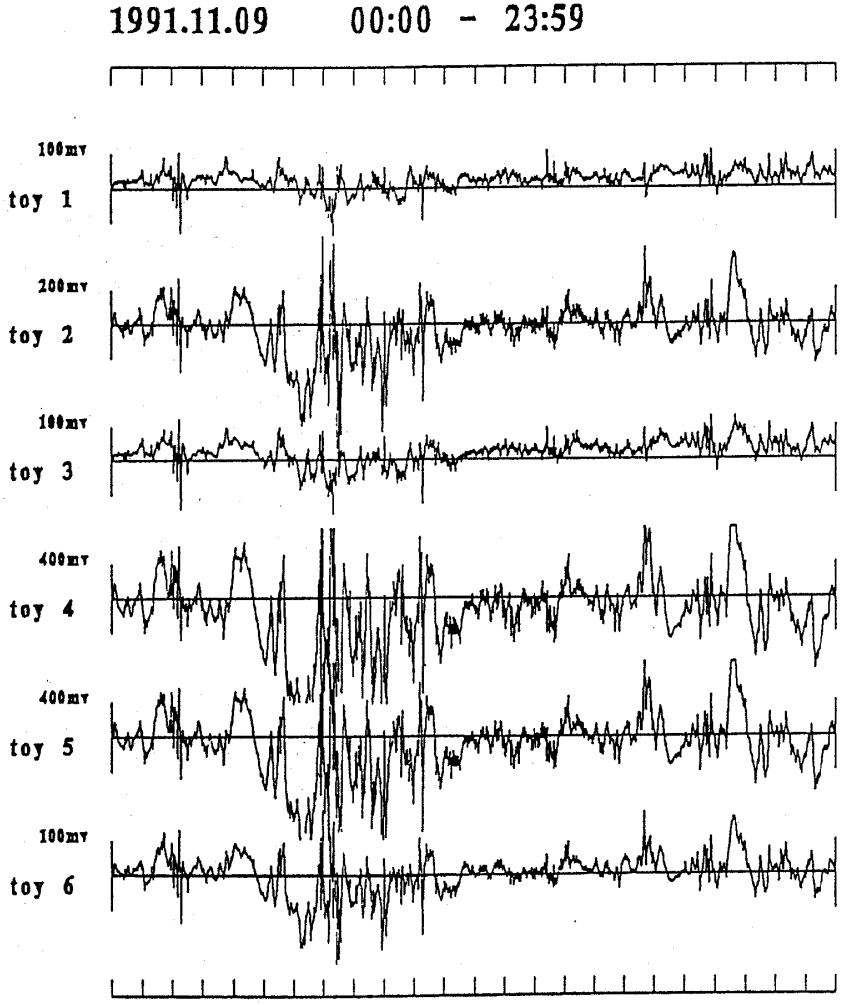


図.36　富山長基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月９日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.36 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at TOYAMA long span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential

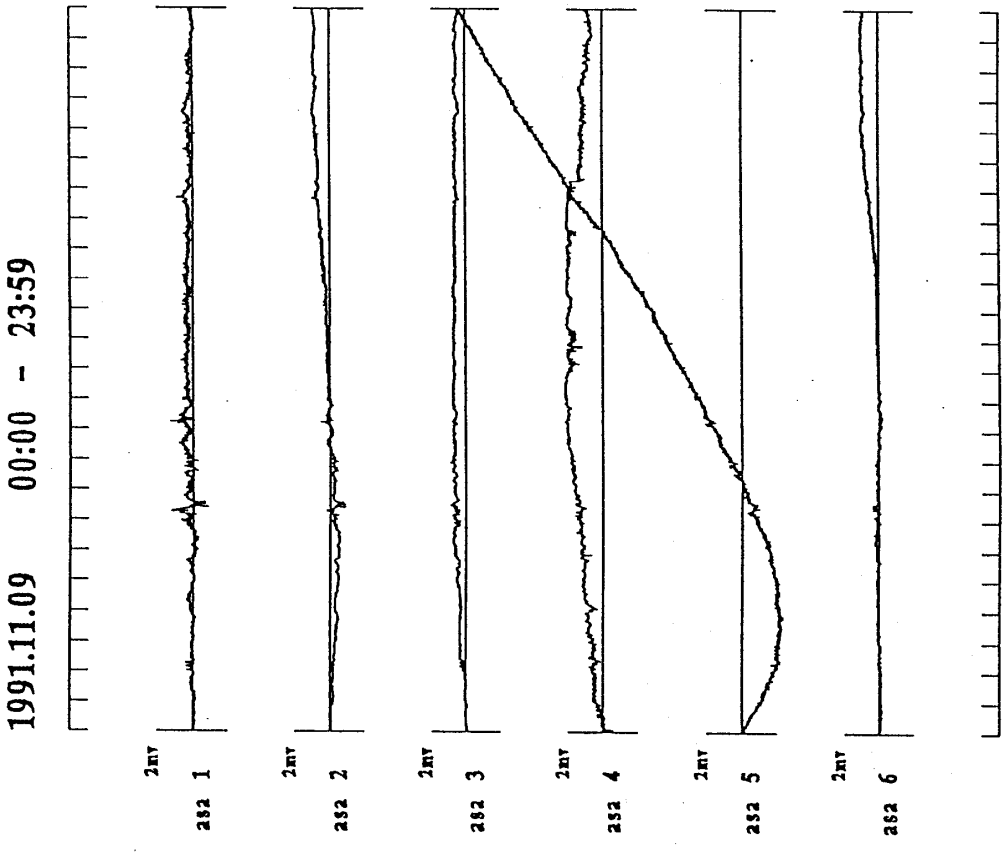


図.37 朝日短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.37 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at ASAHI short span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential

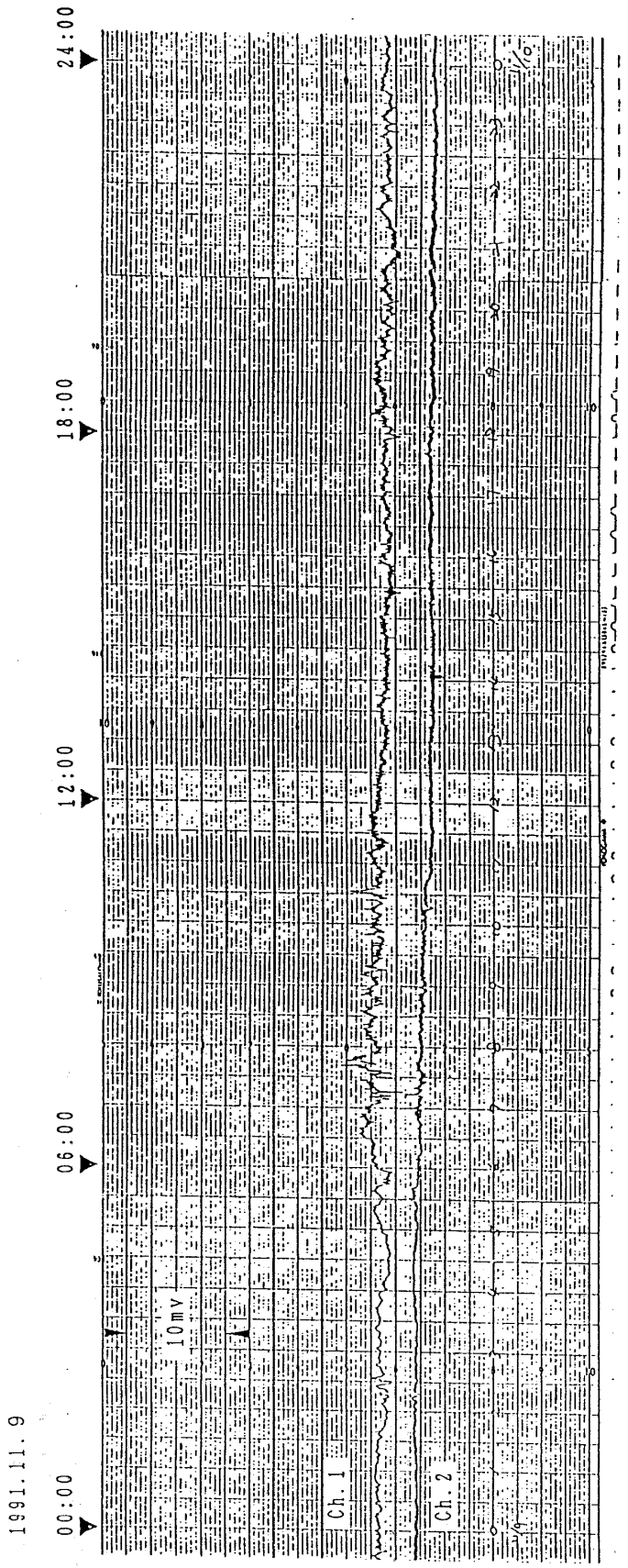


図.38　外山基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
Fig.38 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at TOYAMA short span (Nov. 9, 1991).

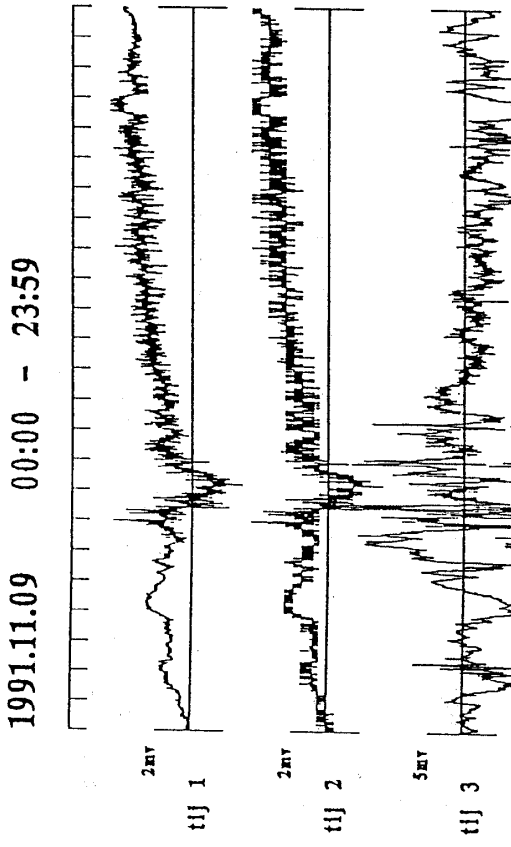


図.39 谷口短基線，磁気嵐による影響の例（1991年11月9日）．
生データをプロットしたもの．

Fig.39 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at TANIGUCHI short span (Nov. 9, 1991). These are taken from the raw data output of the potential.

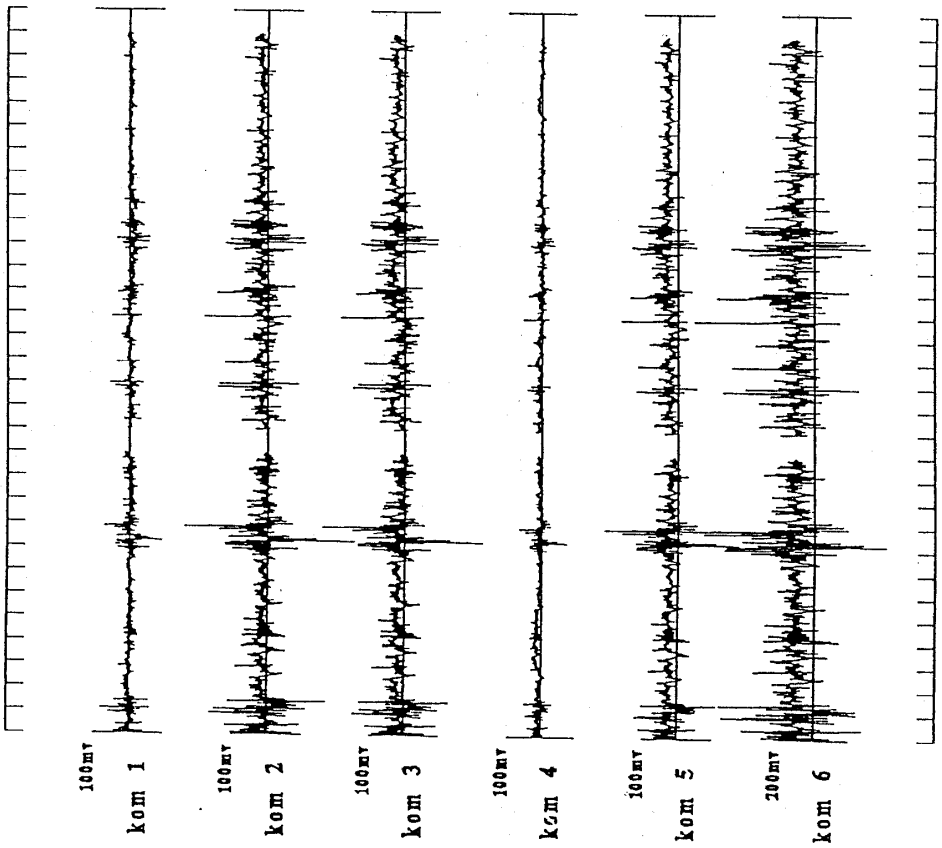


図.40 小松長基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.40 Sample record showing the potential variation for one month at KOMATSU long span (Nov.,1991). These are taken from the raw data output of the potential.

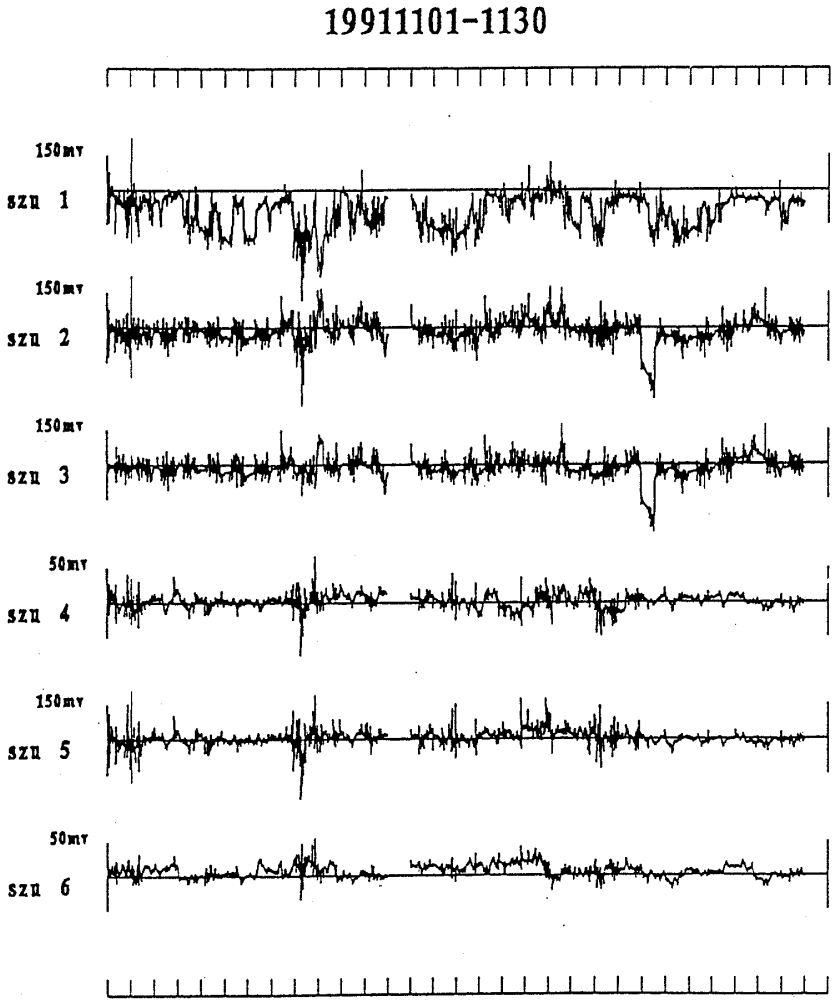


図.41　珠洲長基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.41 Sample record showing the potential variation for one month at SUZU long span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

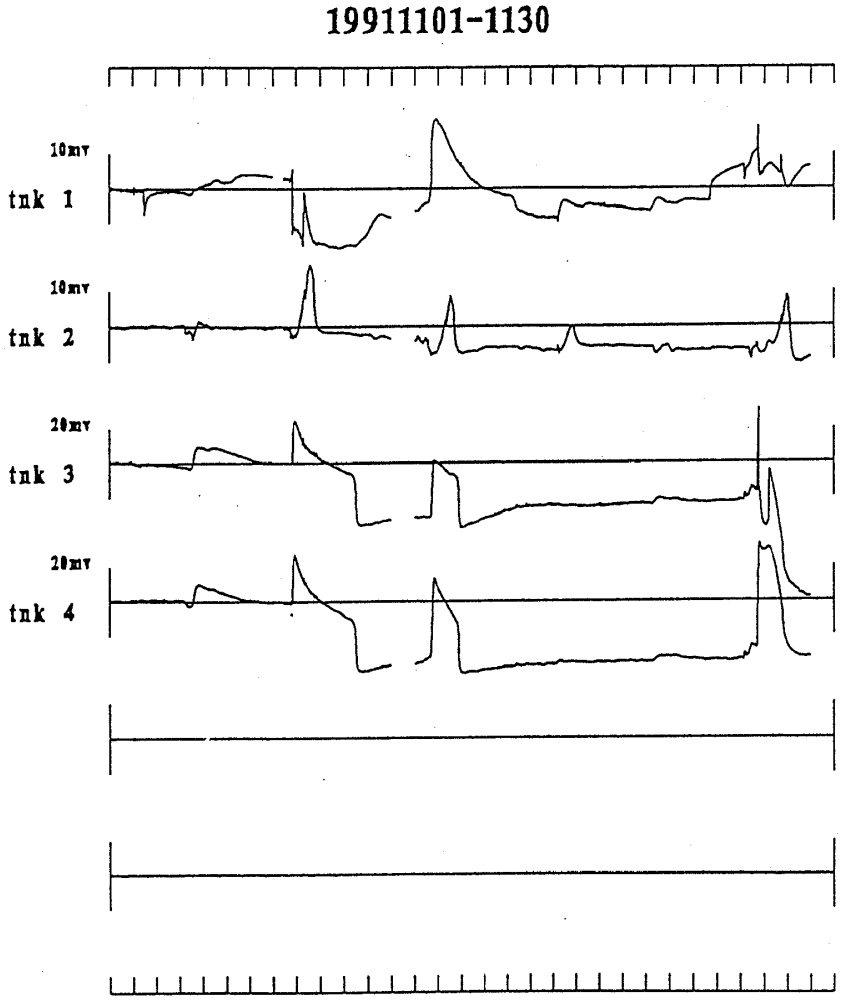


図.42　辰口短基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.42 Sample record showing the potential variation for one month at TATSUNOKUCHI short span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

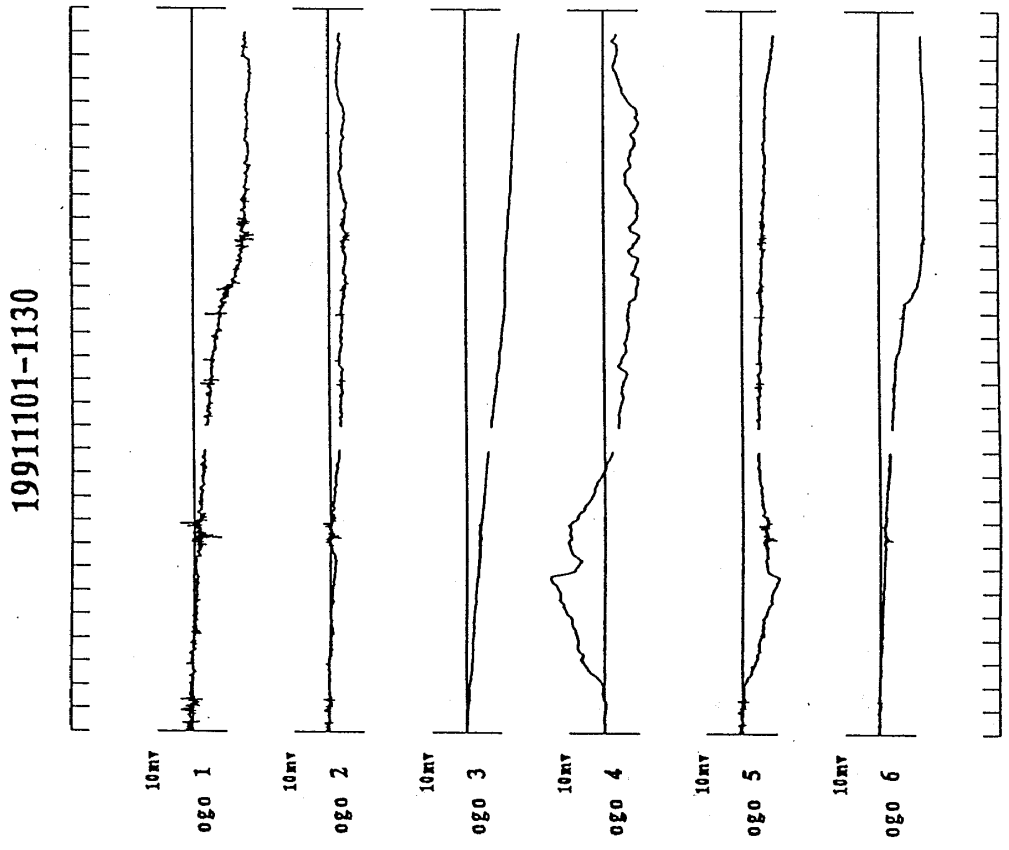


図.43 尾小屋短基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.43 Sample record showing the potential variation for one month at OGOYA short span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

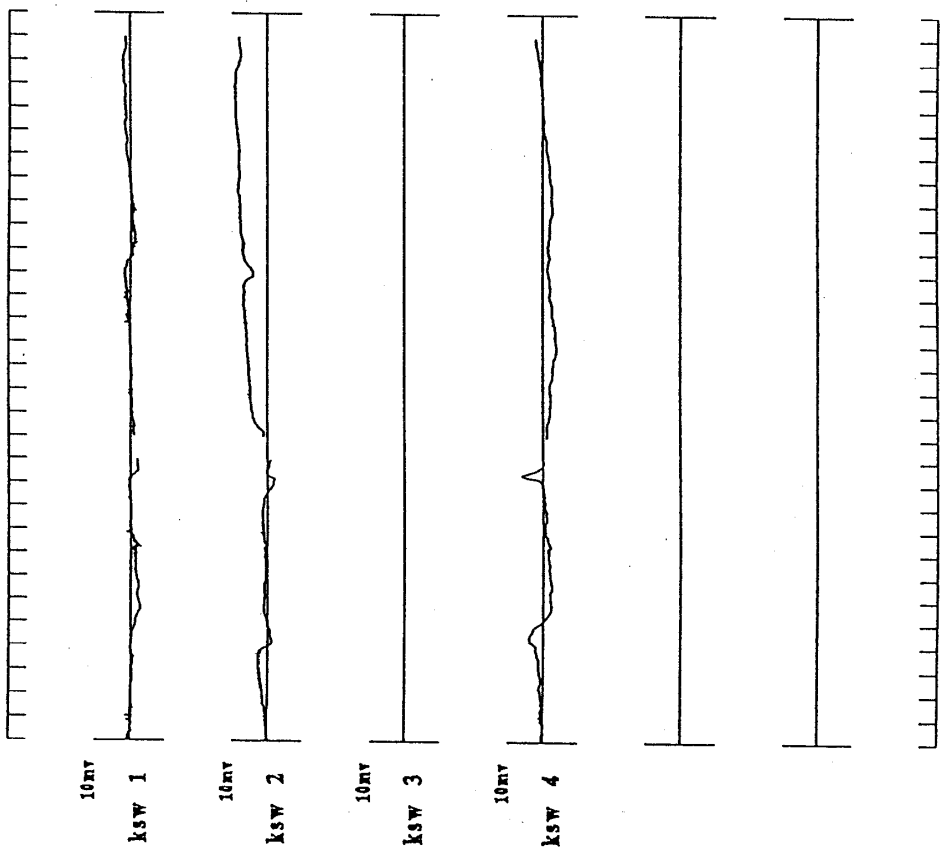


図.44 柏崎短基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.44 Sample record showing the potential variation for one month at KASHIWAZAKI short span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

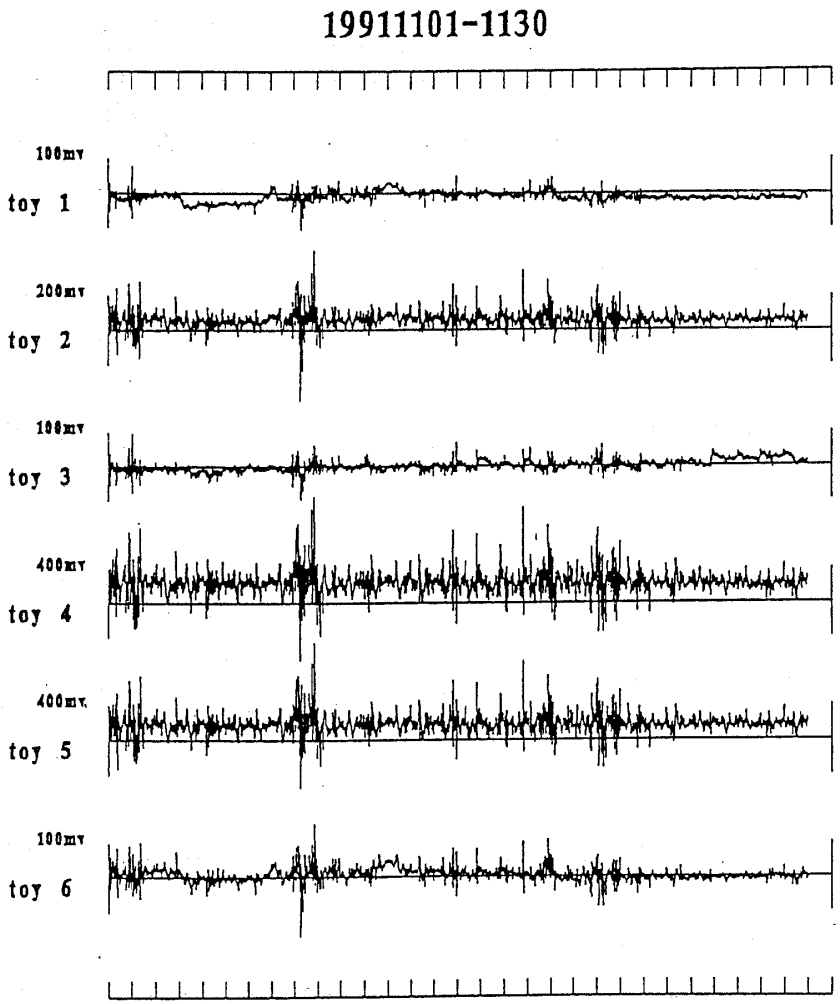


図.45　富山長基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.45 Sample record showing the potential variation for one month at TOYAMA long span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

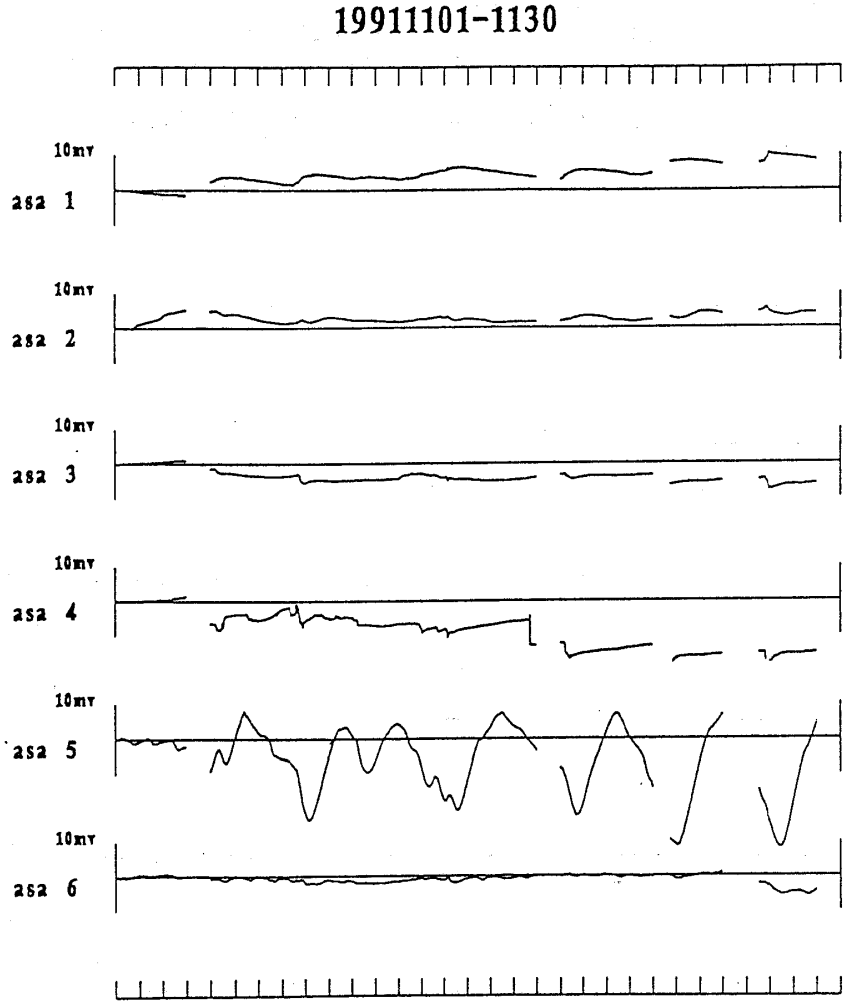


図.46　朝日短基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.46 Sample record showing the potential variation for one month at ASAHI short span (Nov.,1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

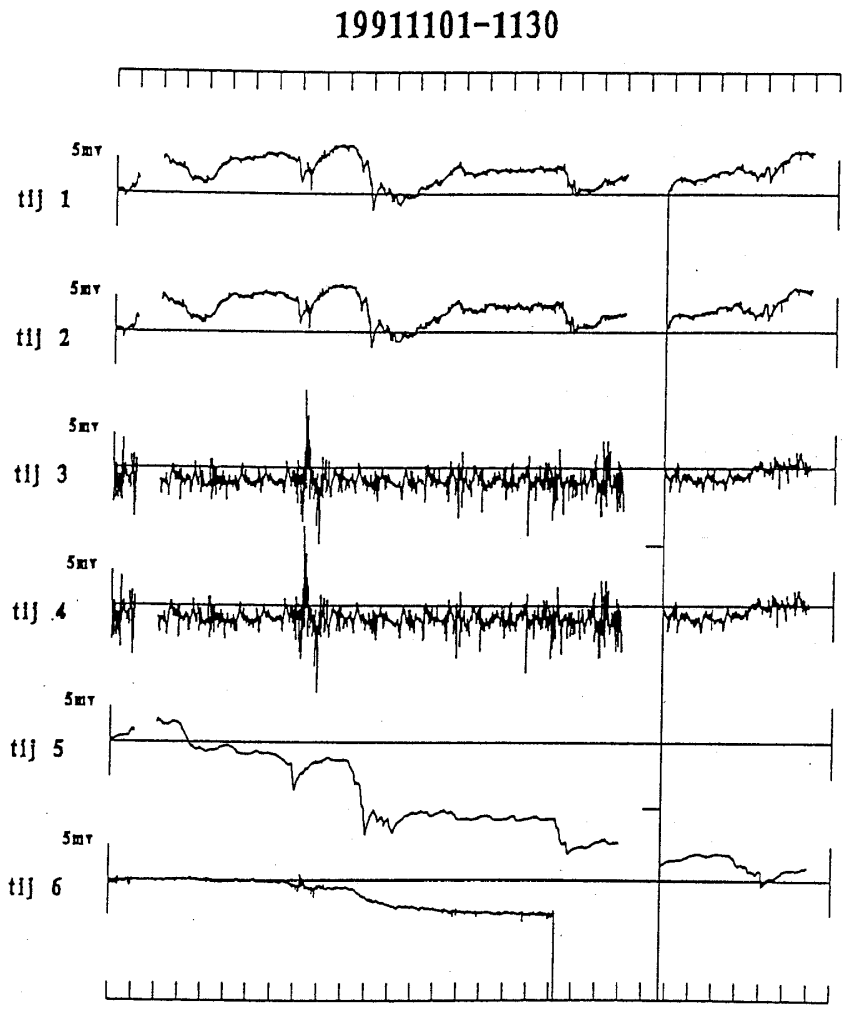


図.47 谷口短基線，1ヶ月分の記録例（1991年11月）．
生データをプロットしたもの．

Fig.47 Sample record showing the potential variation for one month at TANIGUCHI short span (Nov., 1991).
These are taken from the raw data output of the potential.

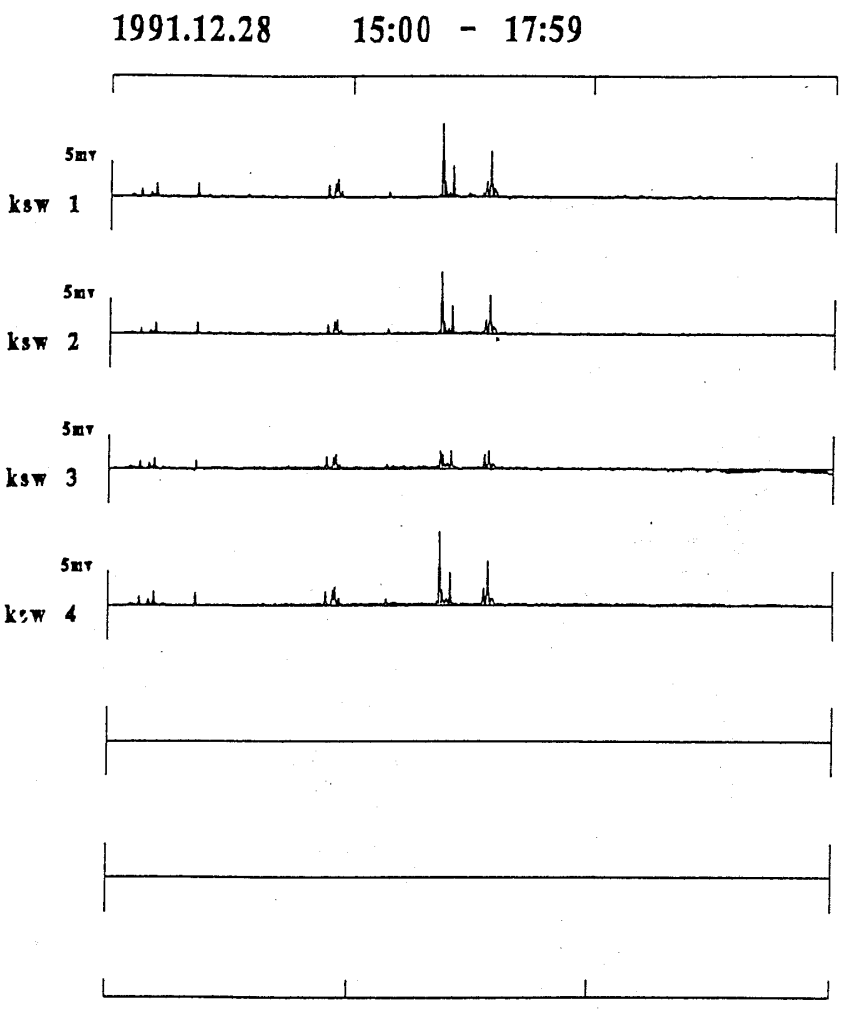


図.48 柏崎短基線，落雷による影響の例（1991年12月28日）．

Fig.48 Sample record showing the potential variation due to a thunder at KASHIWAZAKI short span (Dec. 28, 1991).

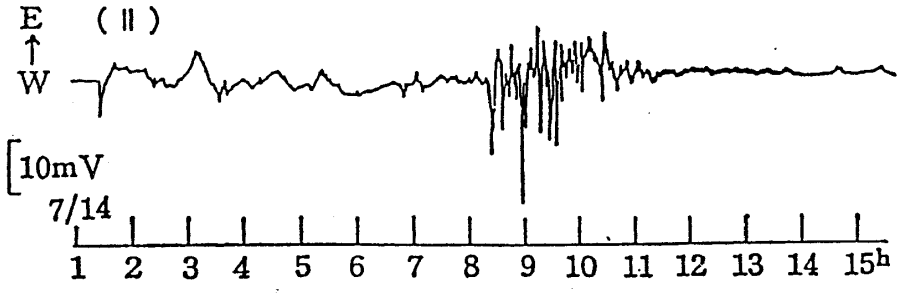


図.49　西天生短基線，磁気嵐による影響の例（1982年7月14日）［中山他，1983］．

Fig.49 Sample record showing the potential variation due to a geomagnetic variation at NISHIAMOU short span (Jul. 14, 1982) [Nakayama et al., 1983].

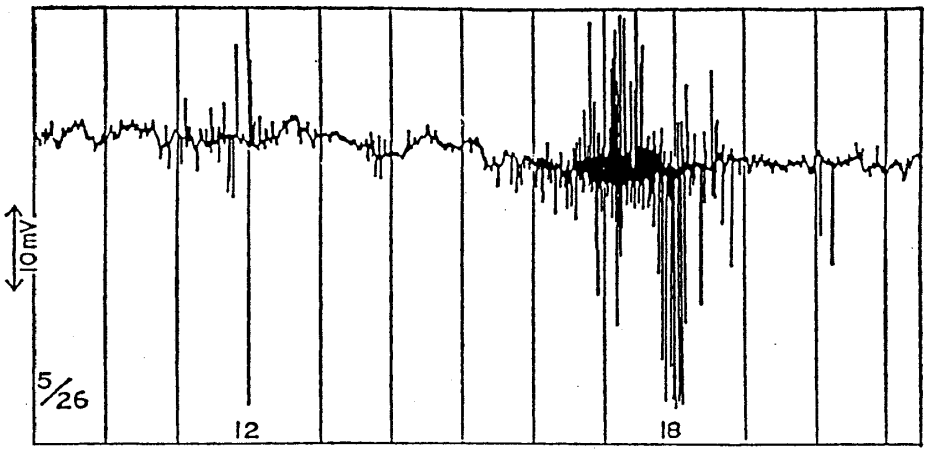


図.50　西天生短基線，落雷による影響の例（1979年5月26日）［中山他，1983］．

Fig.50 Sample record showing the potential variation due to a thunder at NISHIAMOU short span (May. 26, 1979) [Nakayama, 1983].

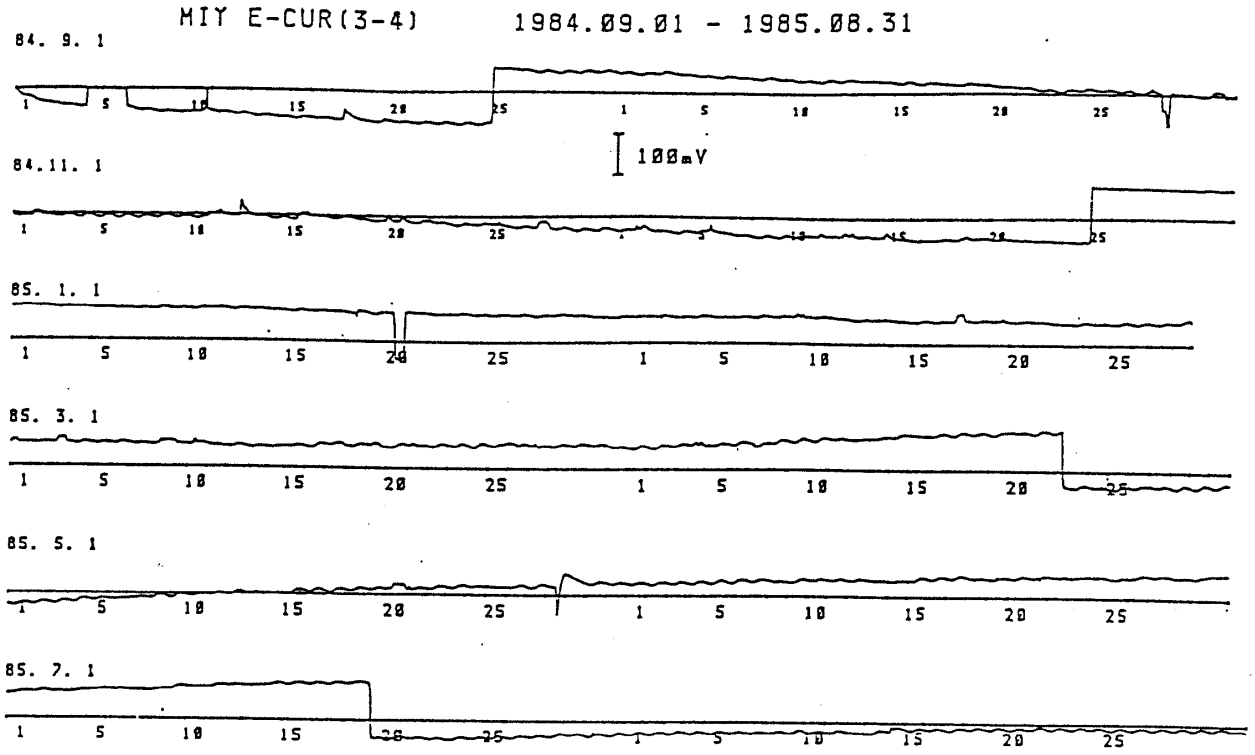


図.51 宮川短基線，1984年９月１日から1985年８月31日までの期間に得られた記録例［中山他,1983］.

Fig.51 Sample record showing the potential variation (Nov. 1, 1984 - Aug. 31, 1985).

和歌山における多チャンネル・短電極間隔方式地電位差観測による地震先行現象検出の試み

宮腰潤一郎*, 塩崎一郎*
中村正夫**, 瀬戸憲彦**

*　：鳥取大学教養部
**：東京大学地震研究所

Observation of the geoelectric potential differences in Wakayama using multi-channel electrodes of short-spacing in the hope of detecting the earthquake precursor

Jun'ichiro Miyakoshi*, Ichiro Shiozaki*
Masao Nakamura**, Norihiko Seto**

*　: Inst.of Earth sciences,Tottori Univ.
**　: Earthq. Res, Inst., Univ. of Tokyo

Abstract

It is almost certain that a kind of electric precursor does exist prior to the earthquake occurrence. However, the interpretation of the physical mechanism is ambiguous yet. Generally,two processes are proposed as a mechanism, one is electromagnetic emmission from the source and another is the streaming potential phenomenon derived by the underground water movement into or from the earthquake rupture zone. We proposed,previously, the third probable mechanism(Miyakoshi,1992). It is an enhancement of the geoelectric field caused by the accumulation of electric charges (induced polarization phenomenon) on the surfaces of dykes in the underground rock strata. Results of our observations are not concordant with Dr. Varotsos' interpretation(1984) made about his geoelectric observation in Greece, that is, the proportionality of the amplitude of precursor to the distance of the electrodes spacing is not necessary to hold in our cases. Generally speaking, geoelectric observation using the short spaced electrodes pairs are more advantageous to the long spaced electrodes pairs to reduce the interference by the geomagnetic induction and cultural noise. And we have enough data about the stability of a carbon lod electrode which we have been using in the observation.of the geoelectric potential differences. Bearing matters above mentioned in mind, we started, in the August 1991, the contineous measurement of the electric potential differences between earthed electrodes of short spacing using two types of electrodes, carbon lods and Pb-$PbCl_2$ lods, in the observation cave in the Wakayama Seismological Observatory, Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Wakayama City is located in the western end of the Median Tectonic Line on the Kii Peninsula and is well-known for the anomously high activity of shallow local earthquakes underneath. Objective of our measurement is to detect the geoelectric precursor to the earthquake and to establish the foundation of the geoelectric observation for the earthquake predection in the site of high electric noise level.

Results of observation in Wakayama, hitherto, did not reveal the enhancement of noise amplitudes preceding the earthquake occurrence but rather revealed the reduction of noise amplitudes. It might be suggesting the sudden increase of the electrical conductivity of the crust preceding the earthquake occurrence.

I　はじめに

地球表面における電場（地電位差）の時間変化の観測は、地電流の観測と呼ばれて主としてMT手法を用いて地下の電気伝導度構造を求めることを目標に行われてきた。そしてこの場合の解析の対象となる電場変化は地球外部磁場或は人工電磁界の変化によって誘導されたものであり、それ以外の電場変化はドリフト或はノイズとしてその原因を追及することなく無視されてきた。ところが近年地震予知研究の見地から特異な地電位差変化とその前後或は同時に発生した地震との関連性の存在を示唆する観測例が多く発表されこれらの電場変化が見直される様になった。地震発生に先行して発生する異常な電場変化の機構としては、電気抵抗の変化、流動電位の発生、先行破壊に伴う電磁放射が挙げられている。また我々は地震発生に先行しておそらく地下水の交替によるIP現象が地殻中の岩脈の表面に生じこれがその地域一帯における電場を強めたと考えられる結果を得ている。

顕著な地震の発生に先行して異常な電場変化が生ずることはおそらく確実であるとしてもそれらの発生機構に関する上記の解釈の多くは定性的なものであり電場変化を充分説明できるものではない。更に、観測された電場変化がその当時の降雨などによって電極自体に生じた電位変化であるとする見地、或は、観測点周辺における人為的電磁場変化が作った都市ノイズであるとの批判もありこの問題の解明は未だ十分とは言えない。

我々は地震先行現象検出手法確立を目的に和歌山市において１９９１年８月から電場の連続観測を開始し現在に至っている。この観測の特徴は次の通りである。

１）短電極間隔であること。地電位差の観測は通常電極間隔数１００ｍで行われ、Varotsos、上田らは電話回線を利用して数ｋｍないし数１０ｋｍの電極間隔で行つている。しかしながらこれまでに我々が得た観測経験によればVarotsosの言うSES振幅と電極間隔との比例関係は必ずしも成立せずむしろ電極の設置を活断層破砕帯等電気伝導度、流動電位係数の不均質が存在する場所に選ぶことの方が重要でありいたずらに長電極間隔とすることは外部磁場変化による誘導電場を拾うこととなり前兆現象検出に関してはむしろＳ／Ｎ比を悪くする点で好ましくないという結論を得ている（Miyakoshi, 1986）

２）非分極固体電極である鉛・塩化鉛棒電極と、非分極電極ではないが比較的安定で取り扱いが簡便なため般用されている炭素棒電極とを併用して観測を行っていること。

３）Seismic activityが常時極めて高い和歌山市を観測点として選んだこと。和歌山市周辺は浅発性の微小地震の活動が高く震源距離数ｋｍの範囲内にＭ＝３クラスの地震が年間数ケ程度発生しており、異常地電位差変化と地震活動との対応性を見いだす観測のための適地と言える。和歌山市はまた電車等による人工的電場ノイズが常時大きい。このような場所における地震先行現象検出の電磁気的手法確立の手がかりを得ることも本観測の目的である。

II. 観測

観測は、東京大学地震研究所の御好意によりその施設の一部を使用させて頂くことができた和歌山微小地震観測所の観測壕において行っている。図１に観測点の位置を示した。図２は観測点における電極の配置である。表１に使用した電極のリストを示した。なおすべての電極は事前に水槽に浸して電位を測定し、それぞれの組み合せについて電位差が５ｍＶ以下であることを確かめた。

No.０の電極は観測壕内のコークリート壁面に穿孔して埋め込んだもので、山崎断層における観測結果に基づき地中に埋設されている他の一般的な電極の電位に対する参照電位となることを期待して設けたものである。地電位差の観測はそれぞれ同種の電極同士を組み合わせた９チャンネルについて測定間隔３０分でデジタル観測を行っている。観測は１９

９１年８月から開始され現在なお続行中である。各チャンネルの電極の組み合せを表２に示した。なお観測データの記録には、８月中は横河電機K.K.のポータブルプリンターを使用していたが、９月２０日以降はK.K.アドバンテストのデータロガーを用いている。

III. 観測結果

和歌山市内における地電位差変化は市内や周辺を運行する電車等による擾乱を受けており特に日中に甚だしい。そこで静穏時間帯である夜間１ｈ～３ｈの平均値（夜間値）をその日の地電位差の代表値としてプロットしたものを図３に示した。また各日の地電位差のバラツキを示すものとして３０分毎の計測値４８ケのそれぞれの日の標準偏差を図４に示した。なお図３、図４および図６には和歌山市における日雨量と、大阪管区気象台から１０日毎に発表される管内地震活動図の地震カタログに震央が和歌山市付近と示されている浅い地震の中のM≧３のものを併せて示した。

IV. 考察

観測に使用している２種類の電極を比較するために同時刻における両者の変化量の関係を示したのが図５である。両者の変化量はほぼ対応しており非分極性ではない炭素棒電極が特に不安定であるようには見えない。このことは夜間値平均の経年変化を示した図１にも現れている。すなわち時間的な変動は鉛・塩化鉛電極の組み合せである２、３チャンネルの方が、同じ場所に設置した炭素電極の組み合わせのチャンネルである８、９より顕著である。これは電極自体の安定性の問題というよりむしろ自然電位の変化に対する鉛・塩化鉛電極のレスポンスの良さを表しているのかもしれない。１１月末にこれらのチャンネルのすべてに顕著なステップ状変化が見られるがこれは明らかに当時の１２０ｍｍ／日に及ぶ豪雨によって生じたものである。そしてこの変化は主としてNo.２の電極に生じた電位変化によるものであると判断される。しかしながらなぜ鉛・塩化鉛と炭素棒電極とではその変化が逆になっているのかはよくわからない。このように地電位差の夜間値は降雨の影響を受けて最大３０ｍＶ程度の変化をすることがあるが個々の降雨との対応は１１月末の例以外は余り明瞭でない。また付近の地震活動との対応は少なくともこの期間に関しては認められることはできなかった。

図４に示した各日の地電位差の標準偏差のプロットは、震源からの電磁放射或は地下に生じたIP現象による人工電場ノイズの増大など、地震発生に先行するパルス的な電場変化の存在の可能性を探ろうとしたものである。標準変差（Ｓ.Ｄ.）は各チャンネル共におよそ２～３ｍＶ程度の値を示しながら推移しているが烈しい降雨があると一時的に１０ｍＶ近い値になることは１１月末の豪雨の場合に明瞭に現れている。これはパルス的変化によるバラツキの増大ではなくドリフトによって生じたものである。ところで注目されることは、１１月２７日発生のＭ＝３.３の地震に着目したとき、チャンネル２、３、４において地震発生の数日前からＳ.Ｄ.の値が明らかに小さくなっていることである。このことをより見やすくするためにＳ.Ｄ.の逆数をとり３日毎の移動平均値をプロットしたものを図６に示した。他だしこの傾向は炭素棒電極のチャンネル８、９では余り明瞭ではないしまた他の時期の地震に関してはこれらすべてのチャンネル共にはっきりした傾向は見い出せない。

我々は１９９１年８月、鳥取・島根県境に発生した地震に先行して、付近を走行する電車ノイズの増大が生じＳ.Ｄ.の値の増大となって現れた観測例を得ている。そしてこの現象は、地震に先行してこの地域の地下で電解質を多く含む地下水の侵入がありその結果この地域に多く分布するヒン岩岩脈の表面にIP現象が生じて電荷が蓄積したために電場ノイズをenhanceしたのであろう。従ってこのい地域では基本的には地下電気抵抗の減少が生じているはずであると考えた。おそらくこれとほぼ同様の現象が和歌山市の地下で生じているのではなかろうか。ただし和歌山市の地下には電荷を蓄積できるような岩脈が存在し

ないので結果的には地下電気抵抗の減少によって電場ノイズの減少が生じたと思われる。同様の傾向は本観測開始時の8月に発生したM＝3.8の地震の際にも認められた。しかし図6の変化には季節変化が存在するようにも見える。今後更に観測を続けてこの問題を明らかにしたい。なおこの地域は図7からも明らかな様に多孔質の堆積物におおわれておりまた海岸に近いので恐らく表層の電気伝導度は高いと考えられ、或はこのことが地震発生前の電気伝導度上昇の検出を困難にしているのかもしれない。

参考文献

1）Corwin, R. F. and H. F. Morrison, Self-potential variations preceding earthquakes in central California. Geophys. Res. Lett., 4, 171-174, 1977.
2）小山茂, 本蔵義守, 中伊豆における自然電位観測（1）. 地震研究所い報, 53, 939-942, 1978.
3）Miyakoshi, J. Anomalous time variation of self-potential in the fractured zone of an active fault preceding the earthquake occurrence. J. Geomag. Geoelectr., 38, 1015-1030, 1986.
4）宮腰潤一郎, 西田良平, 西日本地域活動域における地電位差の連続観測, CA研究会1989年論文集, 177-185, 1989.
5）宮腰潤一郎, 西田良平, 塩崎一郎, 笹井洋一, 大志万直人, 巨大貯水ダム周縁における地磁気・地電位差観測（序報）, CA研究会1990年論文集, 195-203, 1990.
6）宮腰潤一郎, 塩崎一郎, 震源近傍における地電位差変化, 内陸地震シンポジウム予稿集, 97-103, 1992.
7）Ogawa, T. and K. Oike, Electromagnetic Radiation From Rocks, Journ. Geophys. Res. 90, No.D4, 6245-6249, 1985.
8）小嶋美都子, 伊豆大島で観測された地電位差異常変動の原因についての一考察, 地震, 2, 44, 177-184, 1991.
9）上嶋誠,木下正高, 飯野英明, 上田誠也, NTT通信用アースを用いた地電位差同時連続観測について, CA研究会1989年論文集, 186-210, 1989.
10）Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. Tectonophysics, 110, 73-98, 1984a.
11）Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physical properties of the variation of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude. Tectonophysics, 110, 99-125, 1984b.

表１．使用電極

Table 1. List of electrodes used in the observation

No. of Electrodes	Electrodes	Position
0	$Pb\text{-}PbCl_2$ lod	Concrete wall in the observation cave
	Carbon lod	
1	$Pb\text{-}PbCl_2$ lod	Ground in the observation cave
	Carbon lod	
2	$Pb\text{-}PbCl_2$ lod	Ground in the observation cave
	Carbon lod	
3	$Pb\text{-}PbCl_2$ lod	Slope upon the observation cave

表２．観測チャンネル番号

Table 2. Observation channels and electrodes pair

Channel No	Electreodes
1	$P_1 \sim P_0$
2	$P_2 \sim P_0$
3	$P_3 \sim P_0$
4	$P_2 \sim P_1$
5	$P_3 \sim P_1$
6	$P_3 \sim P_2$
7	$C_1 \sim C_0$
8	$C_2 \sim C_0$
9	$C_2 \sim C_1$

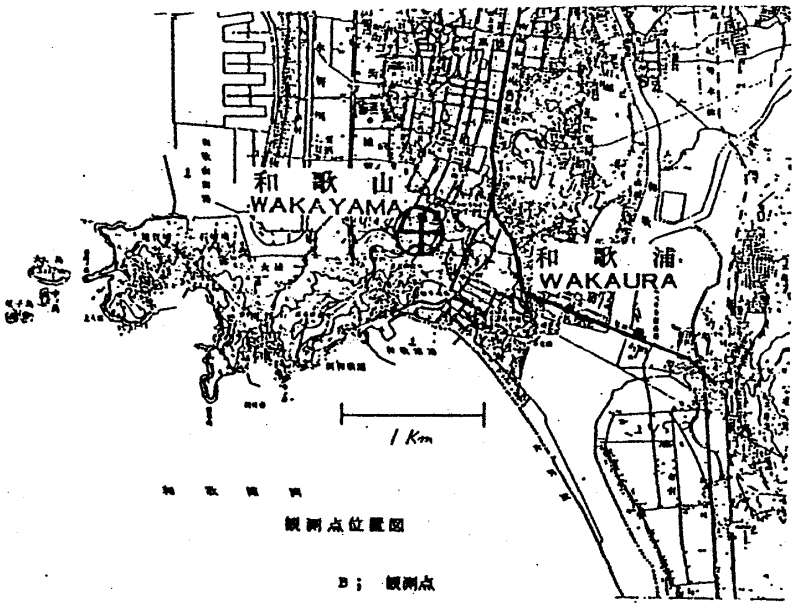


図1．観測位置
Fig. 1　Location of observation site

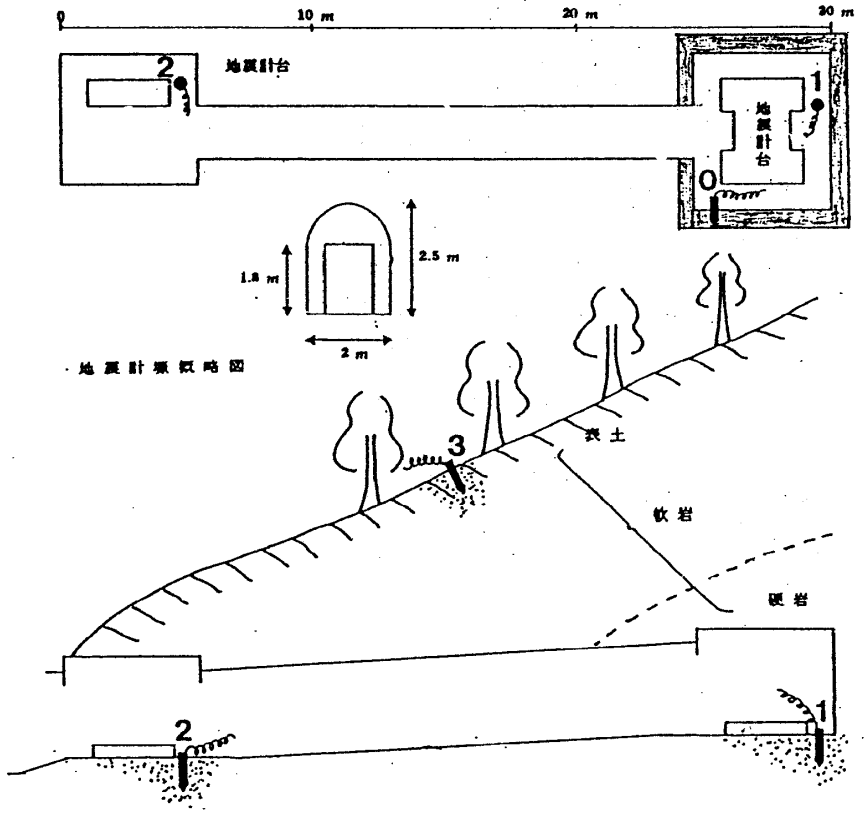


図2．電極配置概略
Fig. 2　Position of electrodes shown schematically

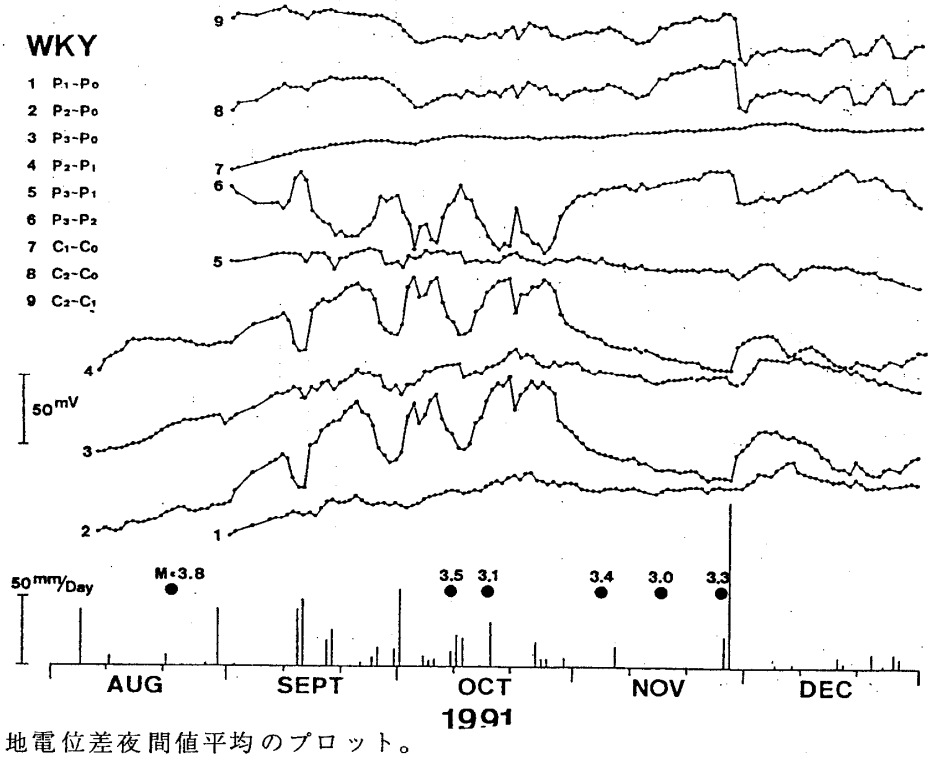


図３．地電位差夜間値平均のプロット。
付近に発生したM≧３の地震と日雨量を併せて示した。図中の数字はチャンネル番号を示す。

Fig. 3 Daily plots of the averaged night values of the geoelectric differences. Earthquakes of M≧3 and daily rainfall are also shown Numbers in the figure indicate channel numbers.

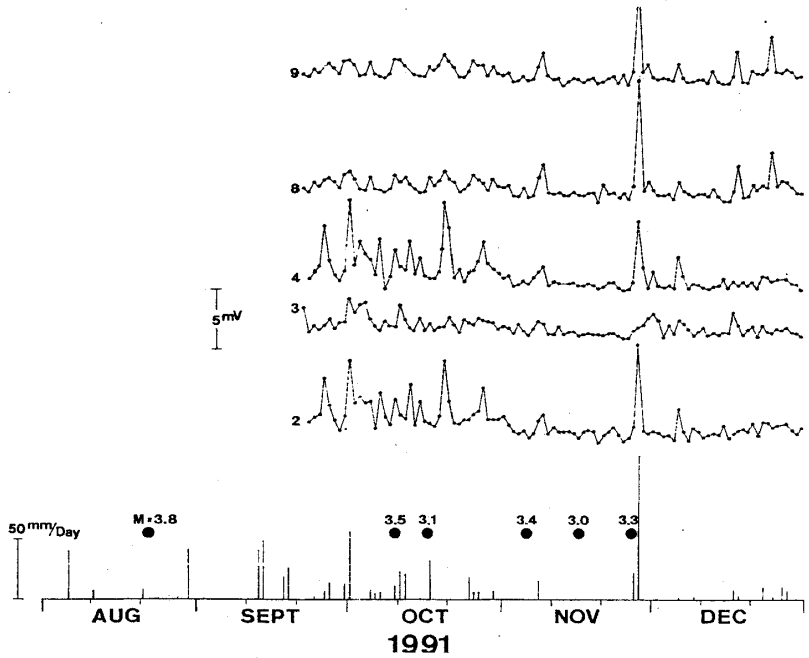


図４．３０分毎の地電位差値の各日の標準偏差（S.D.）。 図中の数字はチャンネル番号を示す。

Fig. 4 Plots of the daily standard deviration of the geoelectric differences of every 30 minites Numbers in the figure indicate channel numbers.

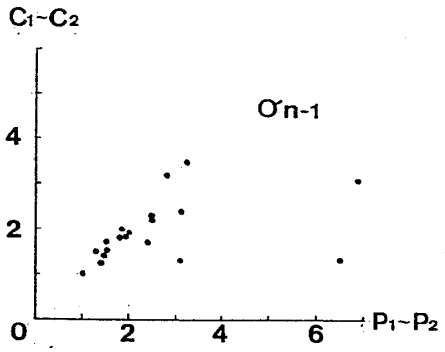


図５．炭素棒電極対と鉛．塩化鉛電極対における電位差変化の対応

Fig. 5　Changes of the geoelectric potential difference simultaneously observed between a pair of carbon lod electrodes and between a pair of $Pb \cdot PbCl_2$ lod electrodes.

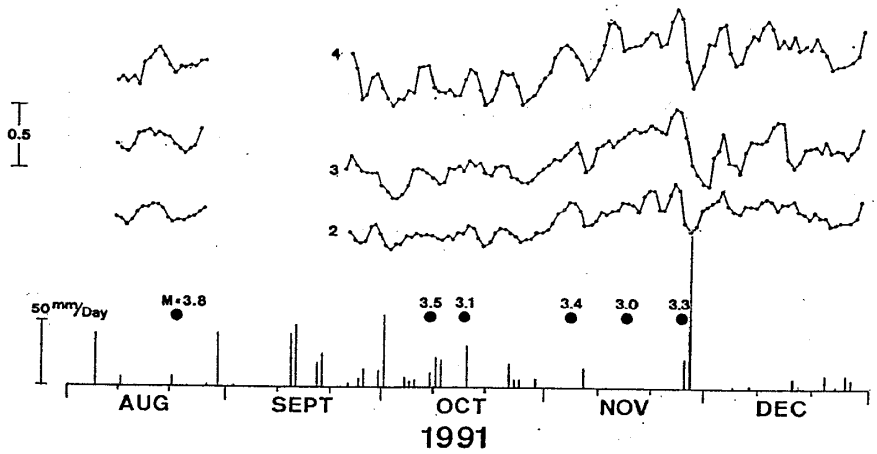


図６．１／S.D.の３日毎の移動平均値のプロット。　図中の数字はチャンネル番号を示す。

Fig. 6　Plots of the running means of the 1/S.D. for every successive 3 days. Numbers in the figure indicate channel numbers.

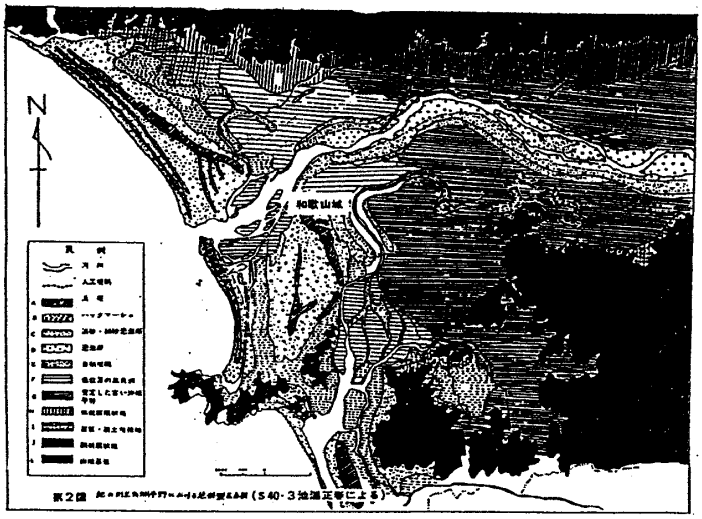


図７．和歌山市周辺の表層地質の概略

Fig. 7　Schematic map of the surface geology around Wakayama City.

地震と空電ノイズとの関係について

尾池和夫　京都大学理学部
村上寛史　防災科学技術研究所

On the Relationship between Shallow Earthquakes and LF and VLF Noises

by

Kazuo OIKE
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Kyoto University, Sakyoku, Kyoto 606-01, Japan

Hiroshi MURAKAMI
National Research Institute of Earth Science and
Disaster Prevention, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

Abstract

Continuous observations of variation of the number of LF and VLF electromagnetic noises have been done at the Uji station in Kyoto Prefecture. LF noise is observed by CRF-1 type radio receiver whose frequency is fixed at 163kHz and VLF noise is observed by ball antenna with band-pass filter from 1 to 10kHz.

The temporal variation of the number of LF and VLF noises has been compared with the occurrence of near shallow earthquakes. In the case of 70 per cent of large earthquakes with magnitude larger than or equal to 6.0 anomalous increase of LF noises is observed within one day before the main shock whose epicentres are located in the land or shallow sea region. Similar phenomena are found in the case of near shallow earthquakes with magnitude larger than or equal to 5.0.

Present study indicates the possibility of the existence of certain kinds of physical relationship between the occurrence of shallow earthquakes and LF and VLF electromagnetic noises.

１．はじめに

地震に伴う電磁放射現象が観測されたという、Gokhberg et. al. (1979), Gokhberg et. al. (1982) などによる報告のあと、同様のいくつかの報告がある。われわれも、そのような現象を観測するために、空電ノイズの連続記録を続けている。

地震の発生と空電ノイズとの関係を調べるため、1983年以来、空電ノイズの観測を行っている。この観測は、京都府宇治市の１点における観測であり、今までの観測期間中に、この観測点の近くでは目立った地震活動がないので、結果をまとめるために十分なデータが得られたとはいえないが、現在までのデータの解析結果を報告する。

２．空電ノイズの観測方法

空電ノイズの増減を連続的に記録することを目的として、２種類の方法を用いた。

１つは、ＬＦ帯ノイズの観測であり、ＬＦ帯（30～300kHz）のある周波数でノイズの数を記録することを目的とし、Fig.1 の方式による観測を行っている。この方式は、尾池ほか（1982）による方式であり、1983年 5月13日から連続記録を始めて、現在も継続している。Fig.2 は、宇治観測点で測定した人工電波の振幅スペクトルであり、これをもとに受信周波数を163kHzに固定して観測を行っている。この周波数では1983年以来現在まで放送などの人工電波はほとんど出されていない。

他の１つは、ＶＬＦ帯ノイズの観測で、上記の163kHzの記録と比較するため、さらに低い周波数帯での空電ノイズの連続観測をFig.3 に示す方式で行っている。この観測は1987年 5月 7日以来継続している。この観測を、ここではＶＬＦ帯ノ

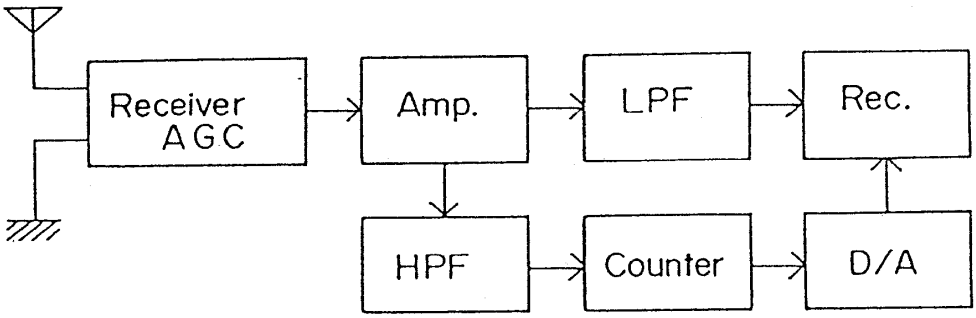


Fig.1. Block-diagram of the continuous observation system of LF noises. AGC signal of CRF-1 radio receiver is used for the sensor of the system. Frequency is fixed at 163kHz taking account of the spectrum of artificial radio broadcasting signals as shown in Fig.2.

図１　LFノイズの観測システム

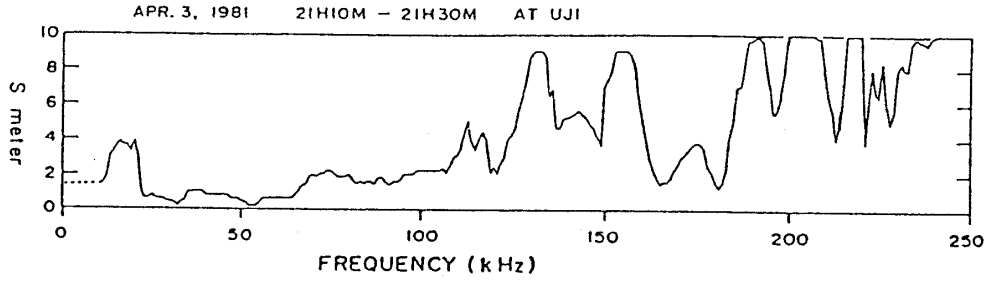


Fig.2. Amplitude spectrum of artificial signals in VLF and LF ranges measured using CRF-1 radio receiver with a rod antenna at Uji station.
図２　宇治観測点で測定したLF～ VLF帯の人工電波のスペクトル

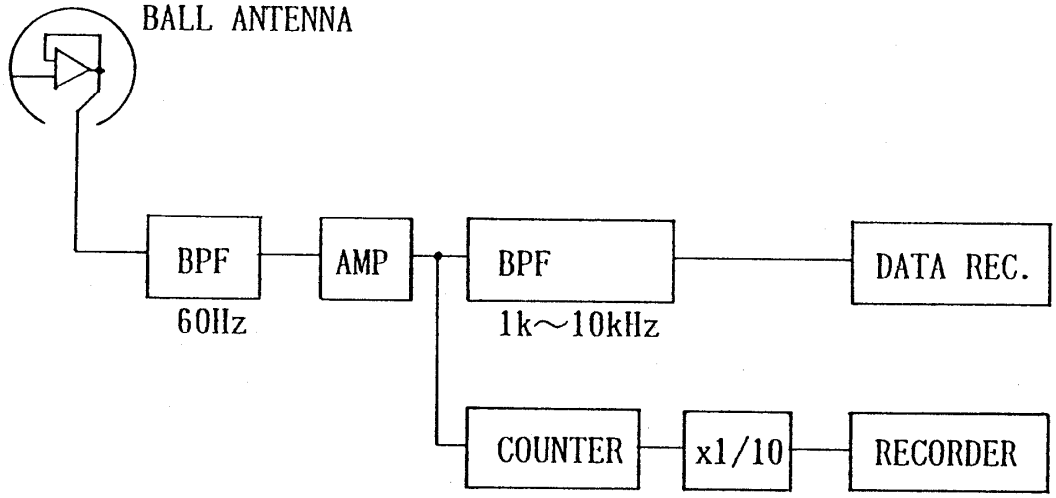


Fig.3. Observational System of VLF noises. Amplified signal from the ball antenna is filtered by band-pass filter, BPF(1～10kHz). The number of noises of larger than a fixed level is multipled by 0.1 and recorded on a chart recorder. Wave forms are continuously recorded by a video-tape date recorder.
図３　VLF ノイズの数と波形の観測システム

イズの観測と呼ぶことにする。

それぞれのシステムを京都市と宇治市の境に近い丘陵の上にある住宅地の民家の屋上に設置し、同じ場所で観測を続けている。観測システムを開発したときには、宇治市の防災研究所でテスト観測を行ったが、研究所内の大型電気機器の出すノイズが大きく、自然現象を高い感度で記録することは不可能であるということがわかった。

ボールアンテナとアンプとカセットテープレコーダを携帯して、京都周辺を移動し、人工ノイズ、とくに60Hzの商用電力のノイズの振幅を測定してみたが、市

街地と電力線から十分離れた京都府と福井県の境の佐々里峠まで行くと、確かに人工ノイズは非常に小さくなり、微小信号を記録できることがわかった。しかし、このような場所に観測点を新設し保守するための予算と人員がないので、そこで連続記録を取ることは、現在のところ実行できていない。

このような経緯で、大都市には近いが、上記の住宅地で観測を行っている。もちろんここでも人工ノイズは入るが、比較的単純な家庭用電気製品の出すノイズであり、しかもアンテナ近くの限られたノイズ源であるから、自然現象との判別は容易である。

3.空電ノイズの連続観測記録

この報告では、上記の観測システムによって得られた記録のうち、ノイズの数の積算記録を分析した結果について述べる。

これらの観測の目的は、一定のレベルを超える振幅の空電ノイズの数が、時間的にどのように増減するかを知ることである。打点記録を見て、明らかに人工ノイズによる短時間の急激な増加を除いて、毎時　0分から60分間のノイズ数を読みとり、その値を入力して数値データを作成した。

Fig.4 に、1987年まではＬＦ帯ノイズを、1988年以降はＬＦ帯ノイズとＶＬＦ帯ノイズの数の長期的変化を示す。Fig.4 では、ＬＦ帯ノイズ数を 0時から24時間積算した 1日あたりのノイズ数の変化［ LF(00-24)］、前日の18時から当日の6 時までの12時間のノイズ数を積算した夜のＬＦ帯ノイズの変化［ LF(18-06)］、6 時から18時までの昼のノイズ数変化［ LF(06-18)］を示してある。1988年以後は、その上にＶＬＦ帯ノイズの、同じく24時間積算値の変化を示してある。これらの図では１列ごとに毎年1月1日から 400日分が示してある。

また、下段には、観測点に比較的近い地域（Fig.7 の長方形の中の地域）の深さ30kmより浅い、M3.5以上の地震の時系列を示してある。

Fig.4.　Variation of the number of VLF(1988～) and LF(1983～) noises. LF(00-24) shows variation of the daily number of LF(163kHz) noises. LF(18～06) shows variation of the number of noises at night from 18 o'clock to 6 o'clock, LF(06-18) from 6 to 18 in the day time.　The bottom figure shows time sequence of earthquakes (M≧3.5, h≦30km) whose epicenter is located in the rectangular　of Fig.7.　The variations of the daily number of VLF(1-10kHz) noises are also shown in the top of figures from 1988.

図４　VLF ノイズ数とLFノイズ数の変化および観測点近くの地震の時系列

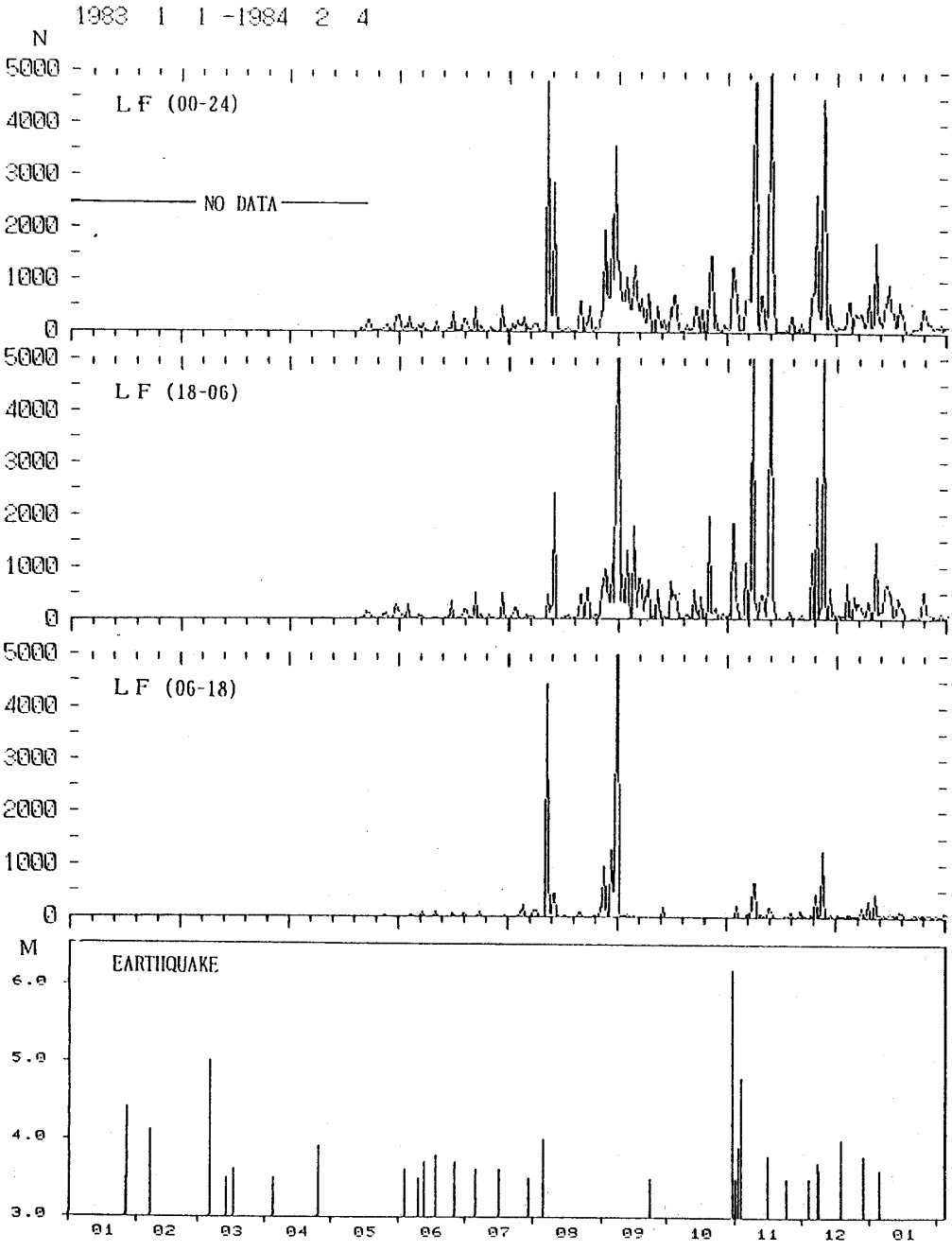

1983 1 1 -1984 2 4
N
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
NO DATA
LF (18-06)
LF (06-18)
M
EARTHQUAKE
6.0
5.0
4.0
3.0
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig.4-1

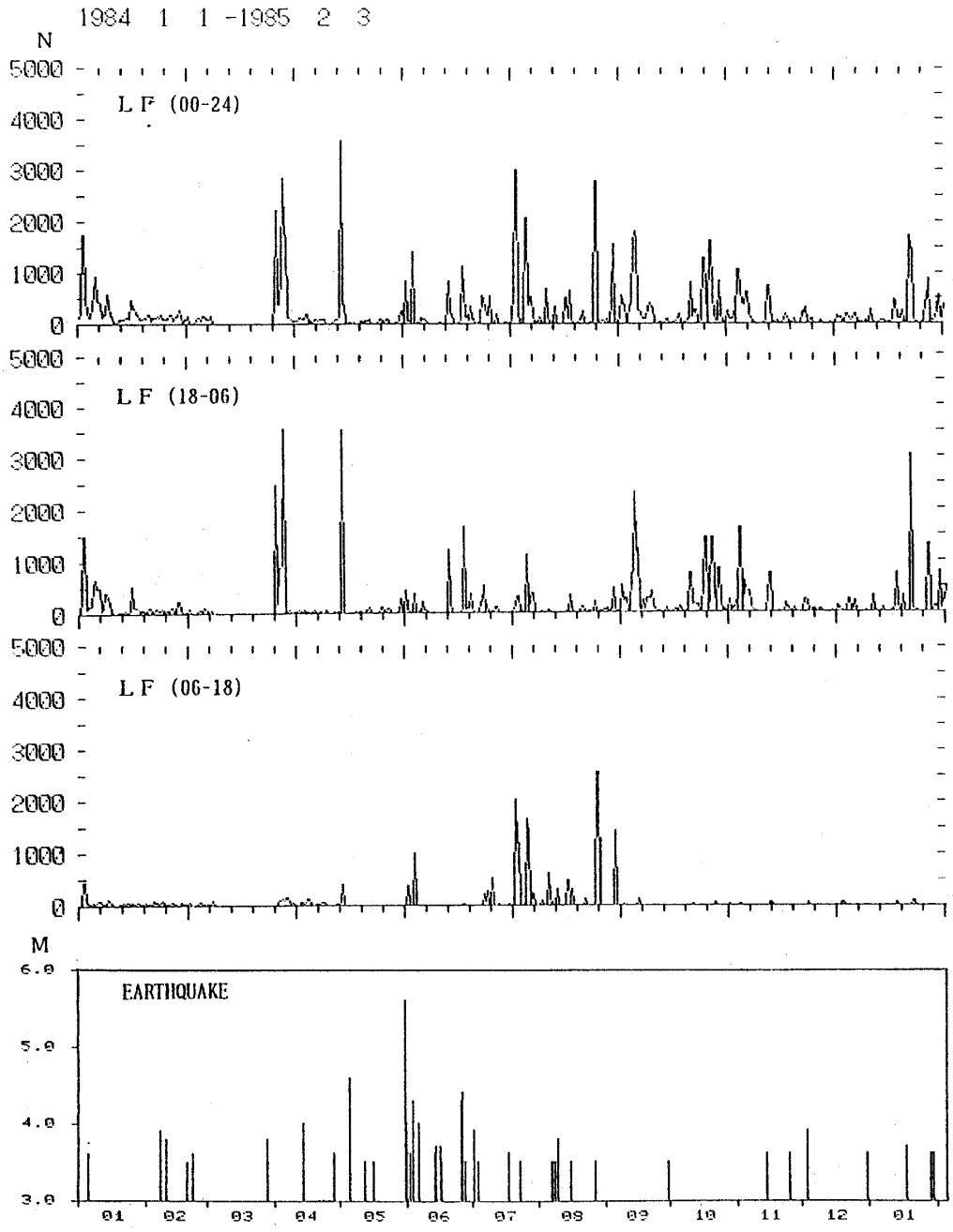

1984 1 1 -1985 2 3
N
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
LF (18-06)
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig. 4-2

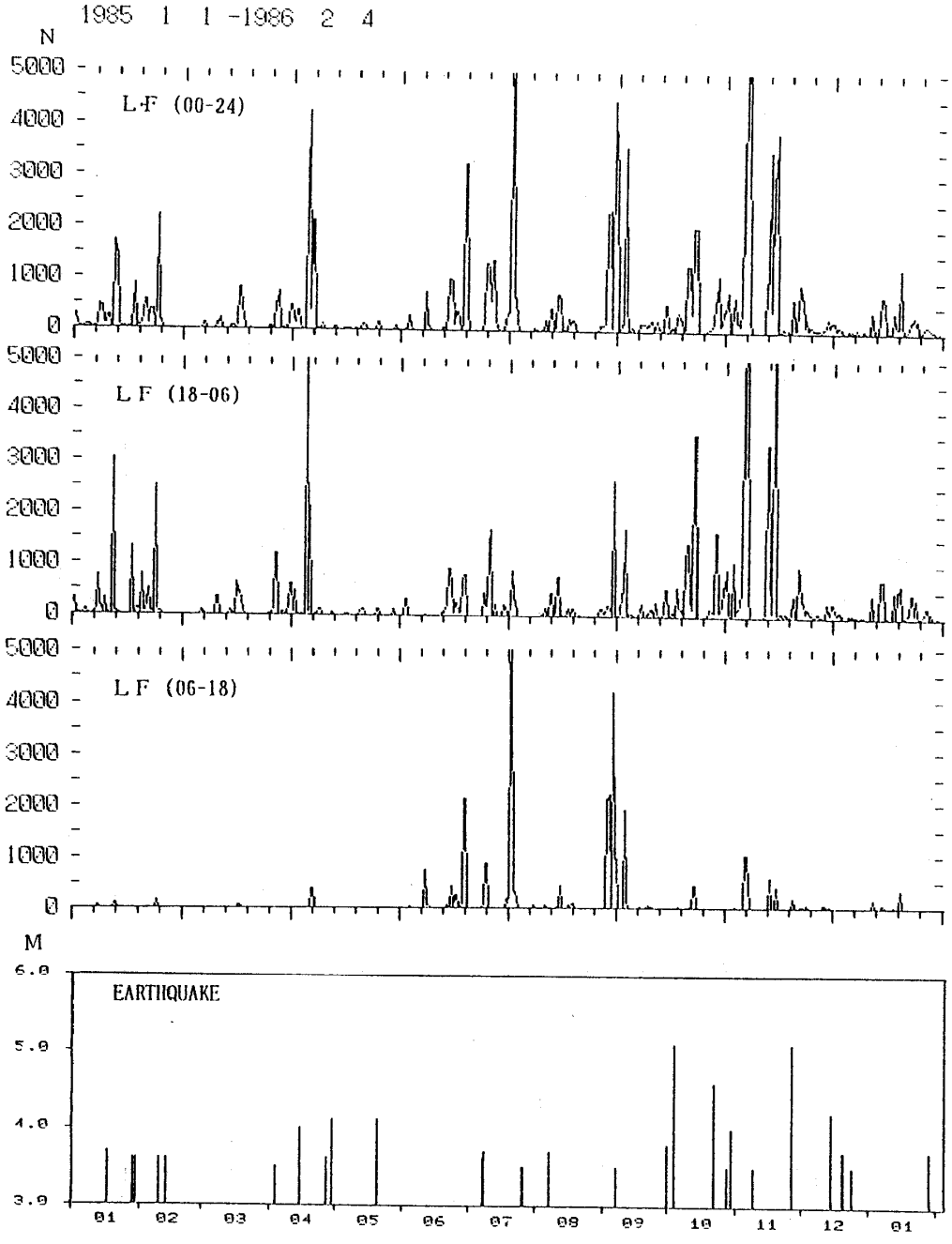

1985 1 1 -1986 2 4
N
5000
4000
3000
2000
1000
0
L F (00-24)
L F (18-06)
L F (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.9
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig.4-3

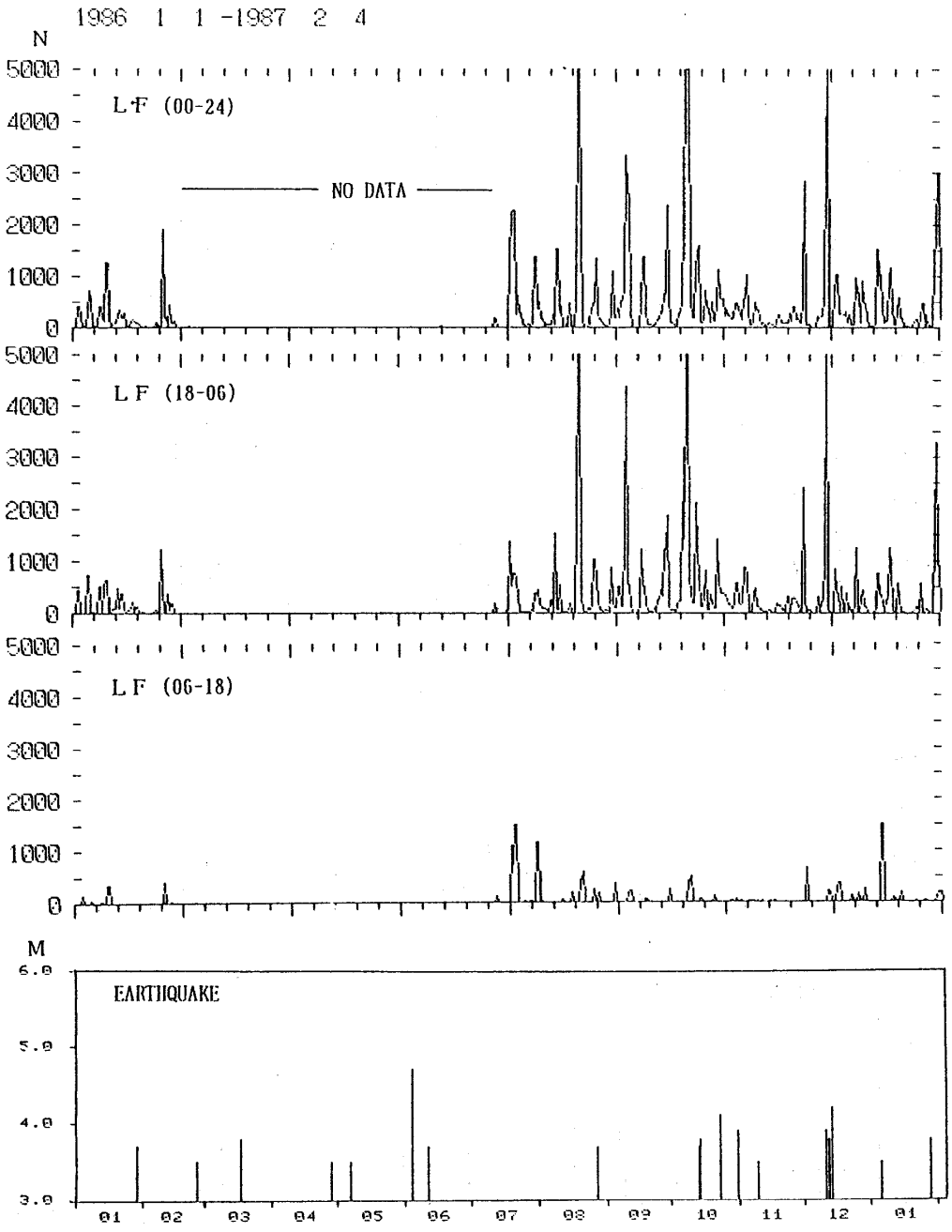

1986 1 1 -1987 2 4
N
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
NO DATA
LF (18-06)
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig.4-4

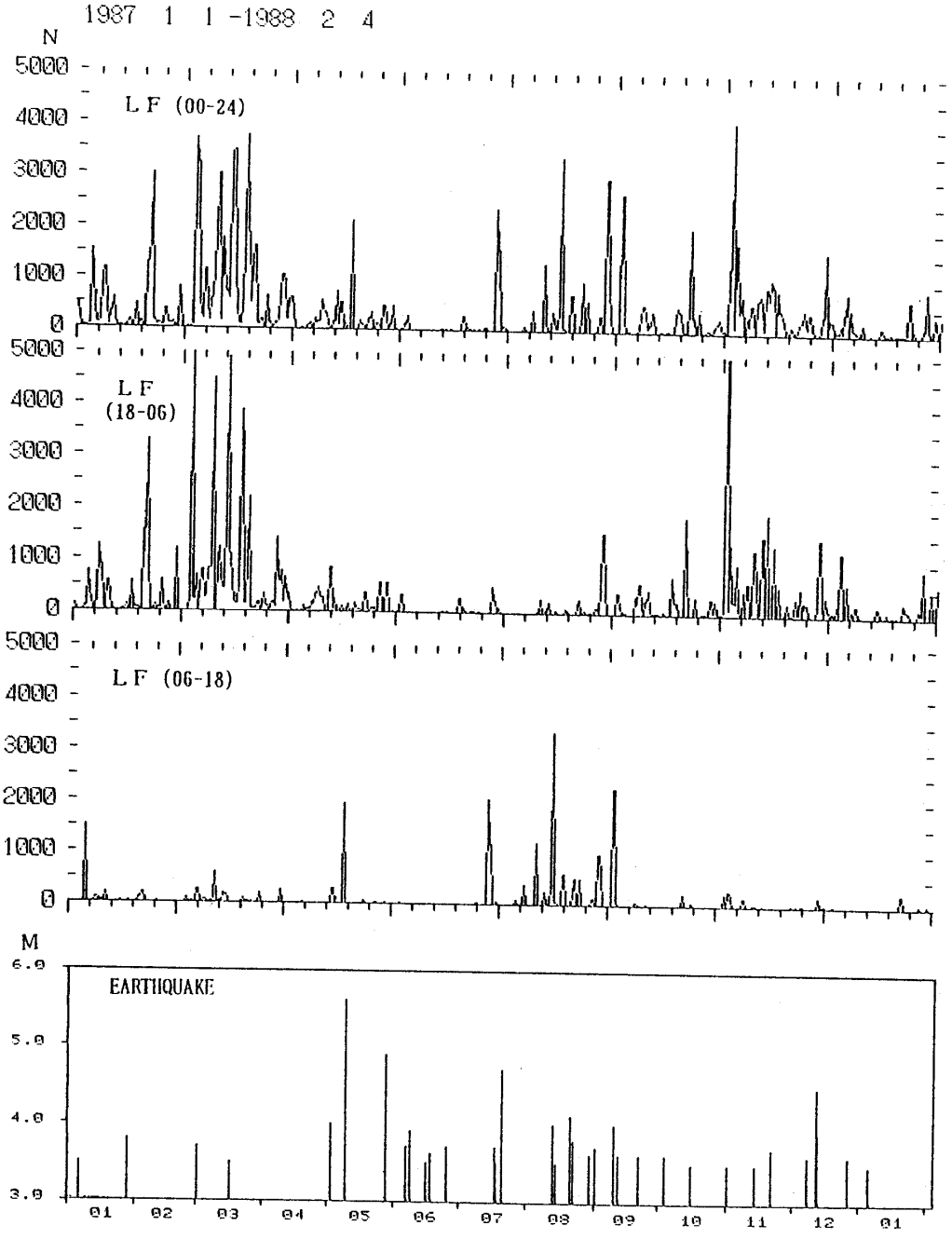

1987 1 1 -1988 2 4
N
5000
4000
3000
2000
1000
0
L F (00-24)
L F
(18-06)
L F (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig. 4-5

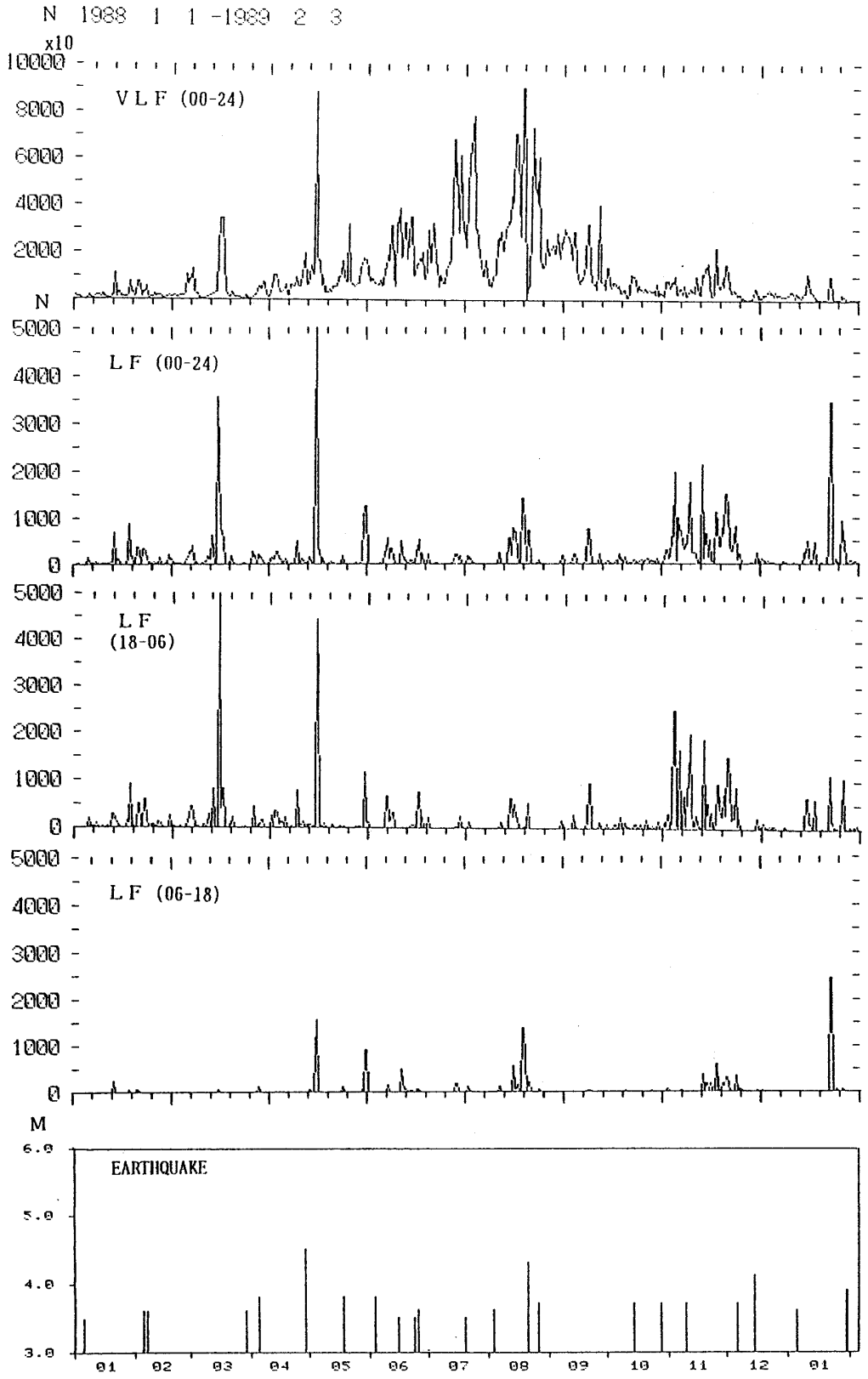

N 1988 1 1 -1989 2 3
x10
10000
8000
6000
4000
2000
N
VLF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
LF
(18-06)
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig. 4-6

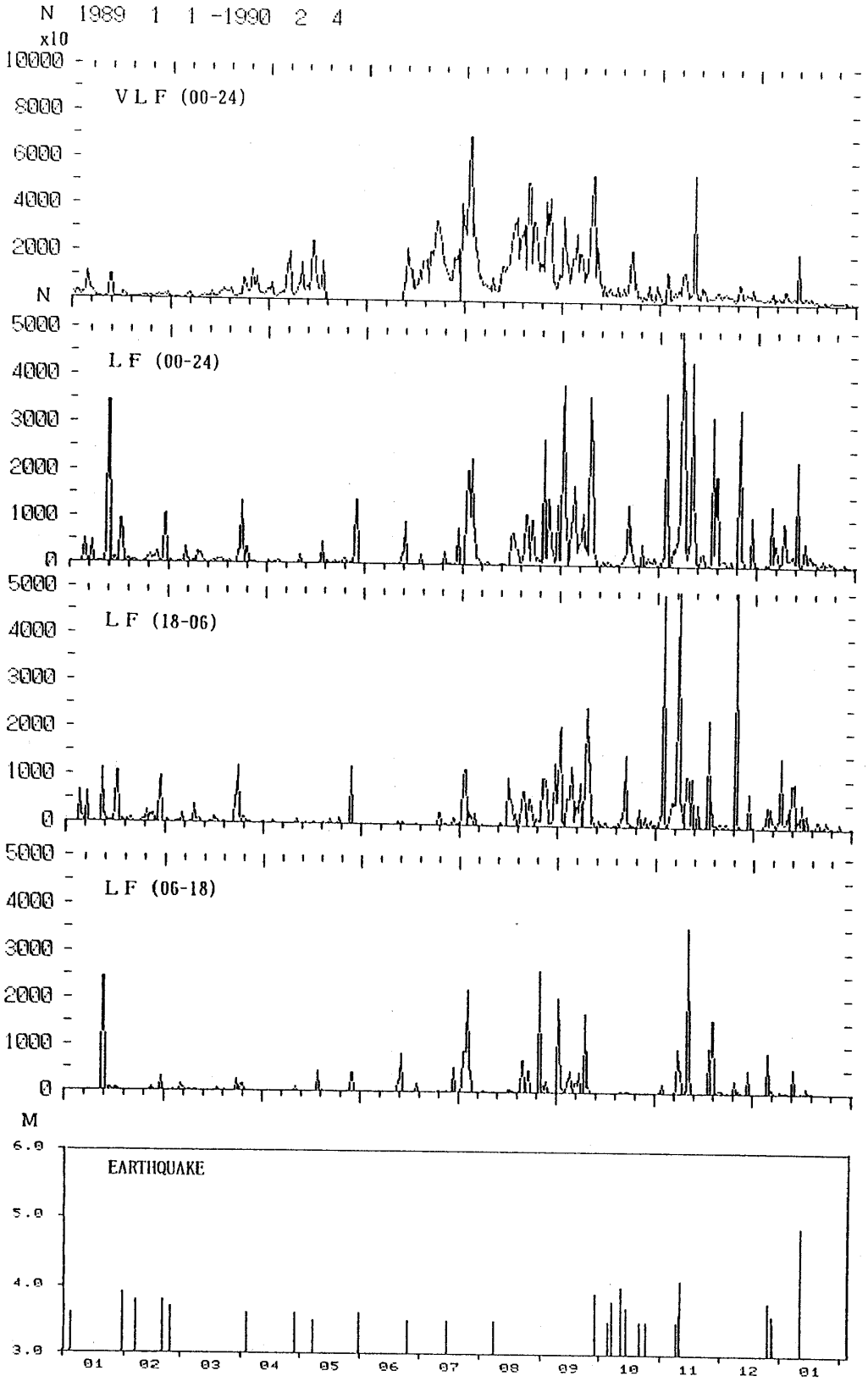

N 1989 1 1 -1990 2 4
x10
10000
8000
6000
4000
2000
N
VLF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (18-06)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig.4-7

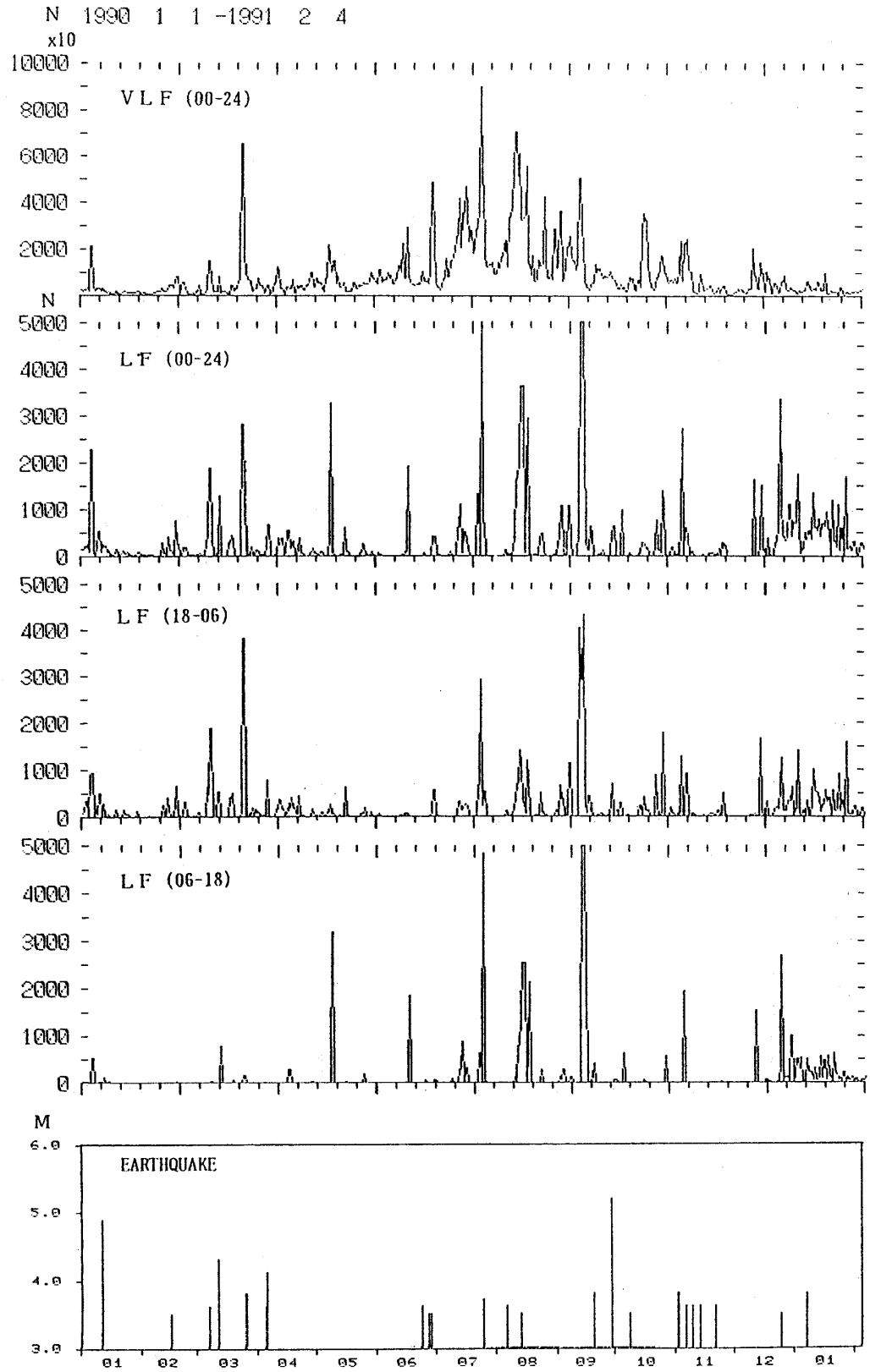

N 1990 1 1 -1991 2 4
x10
10000
8000
6000
4000
2000
N
VLF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
LF (18-06)
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig. 4-8

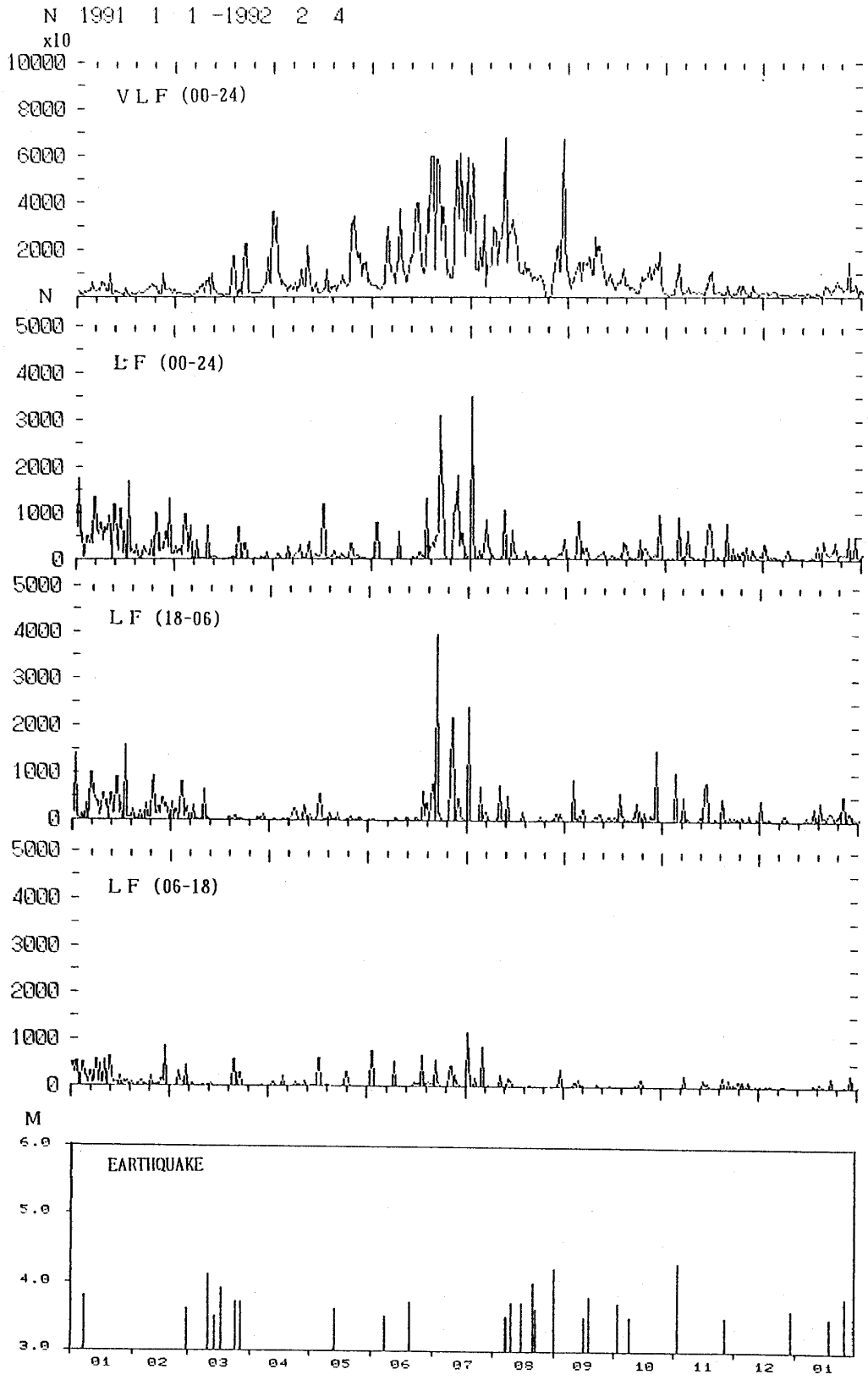

N 1991 1 1 -1992 2 4
x10
10000
8000
6000
4000
2000
N
VLF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (00-24)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (18-06)
5000
4000
3000
2000
1000
0
LF (06-18)
M
6.0
5.0
4.0
3.0
EARTHQUAKE
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
01

Fig.4-9

これらの結果を見ると、大略的には季節によって同様の傾向でノイズ数が増減しているが、その詳細は年によってかなりちがっていることがわかる。例えば、LF(06-18) は、昼間の163kHzのノイズ源で、比較的観測点に近いノイズ源によるものである。これらは、一般的に７～９月に多いことがわかる。ＬＦ（18-06）の夜間のノイズには、電波の伝播条件から考えて、さらに広い範囲のノイズ源のものが観測されていると考えられる。また、1988以後のＶＬＦノイズの変化を見ても、ノイズは7～9月に多く、ＬＦノイズの変化と比べると、これらは夜間のＬＦノイズよりもさらに広域のノイズ源によるものを数えていることがわかる。

このような長期間のデータを見ておくことによって、とくに目立つ短期的異常現象が記録された場合には、記録を見てそれを経験的に判別することができ、また、定量的に異常現象を分析するための手段と考察できるようになる。

４.地震発生のデータ

空電ノイズを観測した期間の地震のデータを、気象庁による地震の表から、SEIS-PC （石川ほか、1982）を用いて選んだ。 Table 1 は、この期間のM6以上の地震で、震源の深さが30kmより浅く、陸地および1000m よりも浅い海域に震央を持つものを示す。この基準は、Oike and Ogawa (1985) の結果により、このような条件の日本とその周辺の地震の前後に空電ノイズの増加が見られたことを参照して決めた。今回の報告では、Oike and Ogawa （1985） が解析した期間以後の地震をも含めて分析する。参考のために、Fig.5 に、この期間の深さ 120kmより浅いM6以上の地震の分布を示す。

Table 2 は、観測期間中に発生したM5以上、深さ30kmよりも浅い震源を持つ地震の表である。震央の範囲と、Table 2 の地震の震央分布は、Fig.6 に示されている。この中に、Table 1 の地震が 6個含まれている。Table 2 の地震はすべて陸か浅い海に震央がある。

Fig.7に、空電観測期間中のM3.5以上で深さ30kmよりも浅い地震の震央を示す。長方形で囲まれた部分の地震の時系列がFig.4 の下段に示されている。

５.地震と空電ノイズとの関係

Fig.4 には、1983年 5月13日からの空電ノイズ数の変化と比べるため、その観測点に近い地震の時系列が示してある。この図と地震のリストを併せて見ると、地震活動の中で、一連の群発地震の開始や、余震群の始まりである本震、あるいは比較的大きな孤立した地震が、空電ノイズの増加と時間的に対応している場合があるように見える。また、見方を変えると、ＬＦ（ 06-18）のノイズが少ない

表１　陸地あるいは浅海のM6以上の地震

Table 1. List of earthquakes whose epicenter is located on land or in shallow sea region (6 JULY 1983～ 31 DEC. 1991, M>=6.0, Depth<=30km, 25°～45°N, 125°～145°E, BY JMA)

Y	M	D	h	m (JST)	LAT.	LONG.	DEPTH (km)	M	REMARKS
1983	8	8	12	47	35 31.1	139 01.5	22	6.0	
1983	10	3	22	33	34 00.1	139 30.8	15	6.2	
1983	10	31	01	51	35 24.8	133 55.6	15	6.2	
1984	5	27	12	39	28 44.0	128 35.6	1	6.1	
1984	9	14	08	48	35 49.3	137 33.6	2	6.8	Main shock
1984	9	15	07	14	35 47.1	137 28.1	6	6.2	Aftershock
1986	3	24	11	01	28 30.5	130 15.8	18	6.1	No data
1986	11	22	09	41	34 32.8	139 31.5	15	6.0	
1987	2	6	21	23	36 56.2	141 56.1	30	6.4	
1989	11	2	03	25	39 51.3	143 03.4	0	7.1	
1990	2	20	15	53	34 45.6	139 14.0	6	6.5	
1990	6	16	13	53	27 59.6	127 53.6	14	6.1	

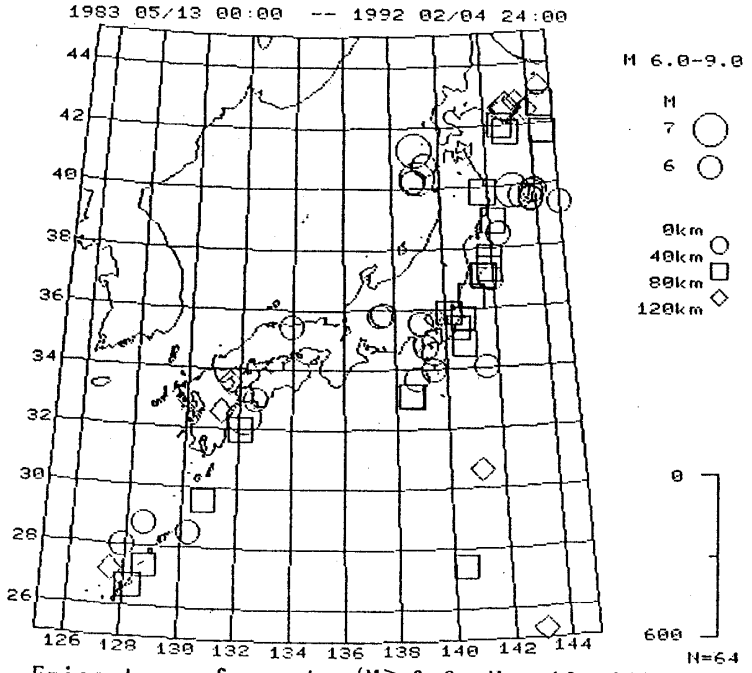


Fig.5. Epicenters of events (M≧6.0, May 13, 1983 ～ February 4, 1992) whose hypocenters are located from the surface to 120km deep. Circles, squares and diamonds show depths of 0-40km, 40-80km and 80-120km, respectively.

図５　M6以上の地震の分布

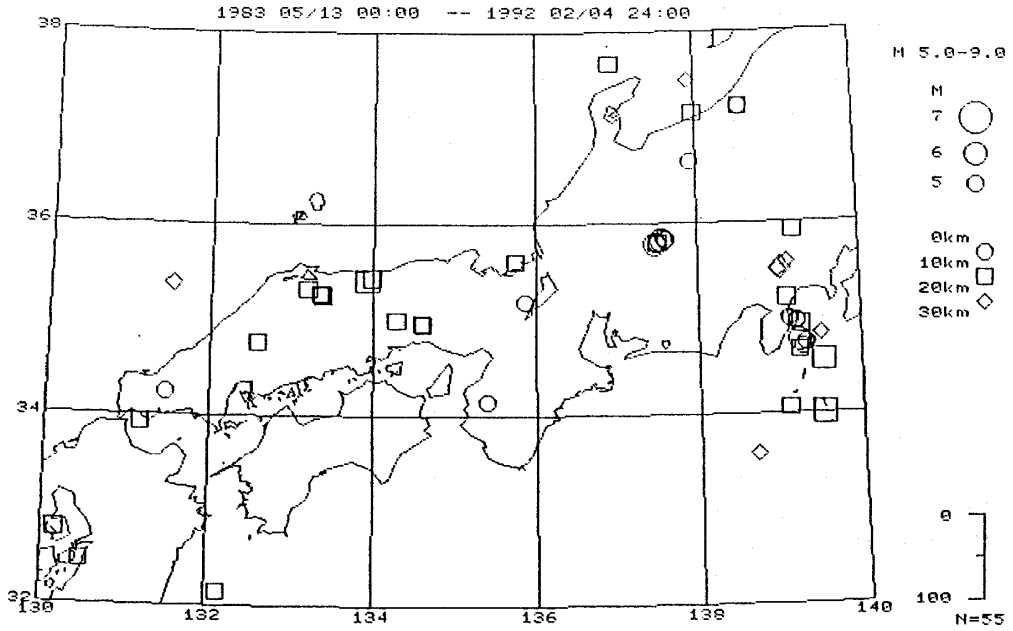


Fig.6. Earthquakes with M≧5.0 and depth ≦30km.

図６　M5以上の地震の分布

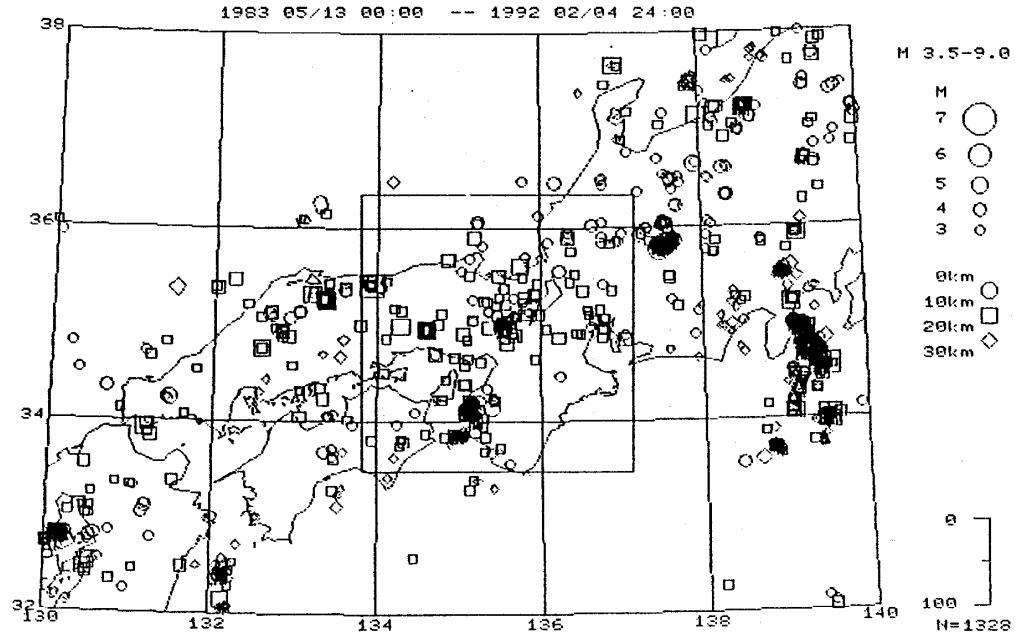


Fig.7. Shallow earthquakes observed and reported by the Japan Meteorological Agency from May 13, 1983 through February 4, 1992. Earthquakes with magnitude larger than or equal to 3.5 and depth less than or equal to 30km. Time sequences of those in the rectangular are shown in Fig.4 to compare with LF and VLF noises.

図７　M3.5以上の地震の分布。長方形の枠内の地震の時系列がFig.4に示してある。

表２　M5以上の地震の表
Table 2. List of near earthquakes (6 JULY 1983～ 31 DEC. 1991, M>=5.0, Depth<=30km, 32°～38°N, 130°～140°E, BY JMA) Y in remarks means the case in which increase of LF noises within one day before the earthquake.

Y	M	D	h	m (JST)	LAT.	LONG.	DEPTH (km)	M	REMARKS
1983	8	8	12	47	35 31.1	139 01.5	22	6.0	Y
1983	10	3	22	33	34 00.1	139 30.8	15	6.2	Y
1983	10	16	19	39	37 08.1	137 58.5	15	5.1	Y
1983	10	31	01	51	35 24.8	133 55.6	15	6.2	Y
1983	10	31	01	55	35 26.1	133 59.5	13	5.7	Aftershock
1984	2	14	01	53	35 35.1	139 06.3	25	5.2	No data
1984	5	30	09	39	34 57.6	134 35.6	17	5.6	Y
1984	5	30	10	02	34 56.5	134 37.3	16	5.0	Aftershock
1984	6	25	06	29	34 45.3	132 35.1	12	5.2	
1984	8	6	17	30	32 45.3	130 10.6	7	5.7	
1984	8	6	17	38	32 47.3	130 09.6	11	5.0	
1984	9	14	08	48	35 49.3	137 33.6	2	6.8	Y
1984	9	14	08	57	35 50.1	137 35.6	8	5.1	Aftershock
1984	9	14	12	49	35 48.3	137 29.8	8	5.0	Aftershock
1984	9	15	07	14	35 47.1	137 28.1	6	6.2	Aftershock
1984	9	15	07	39	35 47.0	137 29.3	9	5.6	Aftershock
1984	9	15	09	05	35 47.6	137 30.3	10	5.1	Aftershock
1984	10	3	09	12	35 49.5	137 37.1	5	5.3	
1985	1	8	13	07	32 08.5	132 08.4	18	5.0	
1985	2	26	19	53	35 50.3	137 34.8	8	5.0	
1985	10	3	20	57	35 10.7	135 51.7	8	5.1	
1985	10	18	12	22	37 39.6	136 55.8	19	5.7	
1985	11	27	09	01	35 36.7	135 45.0	11	5.1	
1986	4	30	13	24	35 22.5	131 31.4	26	5.4	
1986	7	28	09	43	32 27.8	130 28.8	13	5.0	
1986	11	21	17	09	34 41.8	139 16.3	0	5.1	
1986	11	21	17	12	34 44.6	139 18.9	9	5.1	
1986	11	22	09	41	34 32.8	139 31.5	15	6.0	Y
1986	12	30	09	38	36 38.2	137 55.5	3	5.9	Y
1987	3	24	21	49	37 28.6	137 54.6	21	5.9	Y
1987	5	9	12	54	34 08.6	135 24.5	8	5.6	Y
1987	5	11	06	35	34 55.7	139 15.5	15	5.0	
1987	11	18	00	57	34 14.3	131 27.5	8	5.2	Y
1988	7	31	08	40	34 57.8	139 13.0	5	5.2	
1988	8	2	20	16	34 56.7	139 12.1	2	5.2	
1988	9	5	00	49	35 29.8	138 59.2	30	5.6	Y
1988	9	29	17	23	35 55.1	139 11.4	15	5.0	
1989	1	2	19	45	34 03.5	139 06.0	16	5.0	
1989	7	7	00	01	34 58.5	139 08.0	5	5.2	
1989	7	9	11	09	34 59.5	139 06.7	3	5.5	
1989	10	14	06	19	34 49.4	139 30.2	21	5.7	Y
1989	10	27	07	41	35 15.5	133 22.6	13	5.3	
1989	11	2	04	57	35 15.1	133 22.3	15	5.4	Y

(To be continued)

Table 2.

Y	M	D	h	m (JST)	LAT.	LONG.	DEPTH (km)	M	REMARKS
1990	2	20	15	53	34 45.6	139 14.0	6	6.5	
1990	2	20	16	17	34 39.7	139 13.9	14	5.1	
1990	8	5	16	13	35 12.4	139 05.7	14	5.1	Y
1990	9	29	07	57	34 59.5	134 17.3	11	5.2	Y
1990	11	21	10	44	35 16.4	133 20.6	14	5.1	
1990	11	23	19	33	35 16.2	133 21.8	14	5.2	
1990	12	1	20	23	35 16.7	133 20.6	12	5.1	
1990	12	7	18	38	37 12.5	138 33.5	14	5.4	
1990	12	7	18	40	37 12.7	138 33.8	5	5.3	
1991	8	28	10	29	35 19.2	133 11.5	13	5.9	Y
1991	10	28	10	09	33 55.2	131 10.0	19	5.9	

時期には、目立つ地震活動もないという関係も見出される。しかし、いずれにしても、これらの傾向が明瞭に見られるわけではない。

次に個別の地震に関して、前後の空電ノイズの数の変化を詳しく見てみることにする。Fig.8 は、Table 1 のすべての地震の発生時刻前後に、空電ノイズの数がどのように変化したかを示している。地震が発生した日を横軸の中央にして、その前10日、あと10日を含め、21日間の空電ノイズ数の 1時間値の変化を示したものである。矢印が地震の発生時刻を示し、 Table 1中に余震がある場合には、同じ図に小さい矢印を加えてある。また、1990年以降の地震については、ＬＦノイズの他にＶＬＦノイズ数の 1時間値の変化を併せて示してある。

この図の結果から、陸や浅い海の地殻に起こった地震の前後 1日以内に、空電ノイズが増えている場合が多いということがわかる。Table 1 の12個の地震のうち、1 個（1986年 3月24日）は空電ノイズのデータがない期間に発生したものであり、1984年 9月15日の地震は、その前の長野県西部地震の余震である。したがってこれらを除き10個の地震について調べると、このうち７個の地震では地震前の１日以内に顕著な空電ノイズの増加があることがわかる。

Fig.8. Variations of the number of LF noises in 21 days before and after the main shocks in Table 1. Those of VLF noisis are compared with them since 1990.

図８　ＬＦノイズとM6以上の地震発生との比較

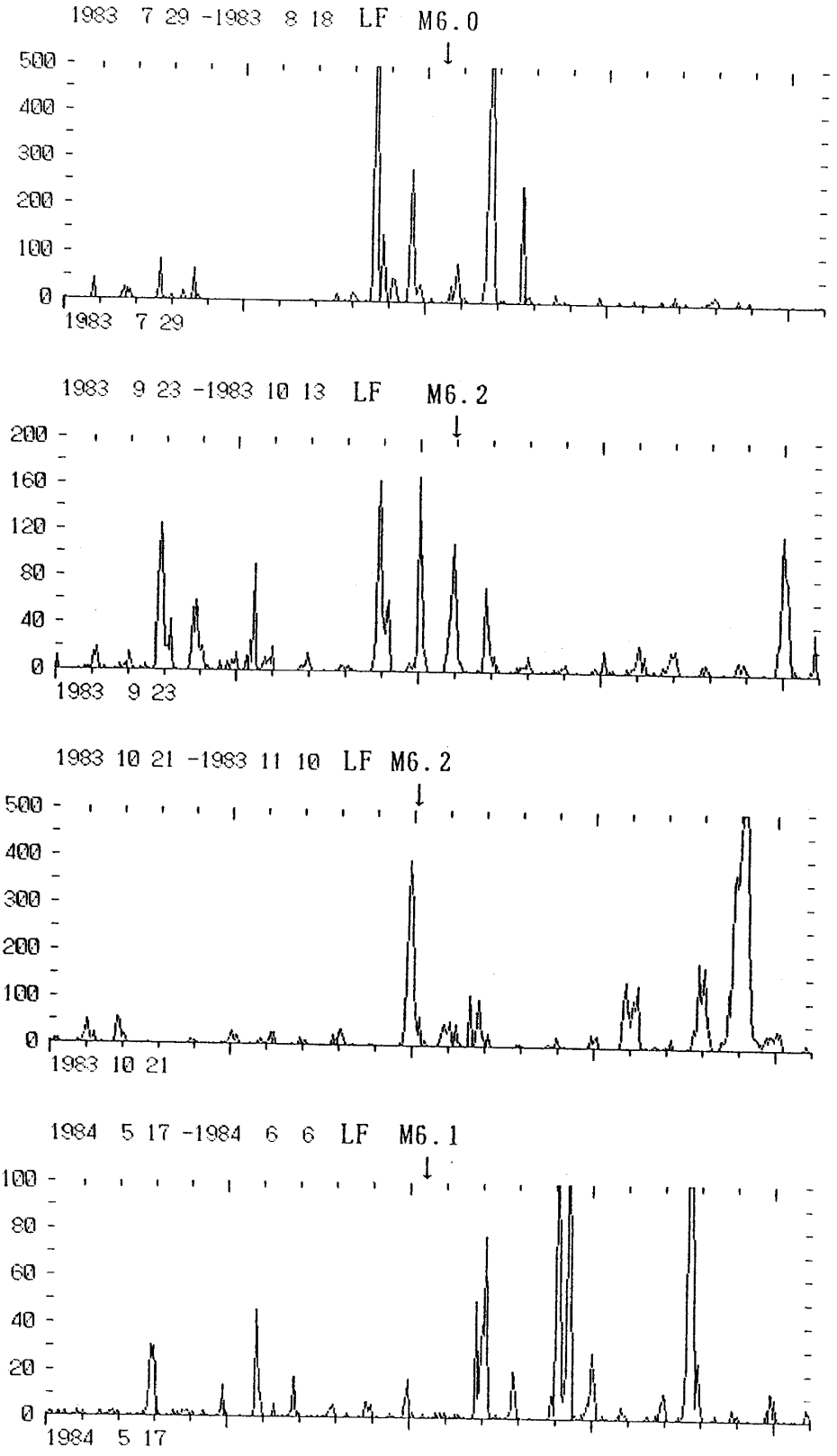

1983 7 29 -1983 8 18 LF M6.0
500
400
300
200
100
0
1983 7 29
1983 9 23 -1983 10 13 LF M6.2
200
160
120
80
40
0
1983 9 23
1983 10 21 -1983 11 10 LF M6.2
500
400
300
200
100
0
1983 10 21
1984 5 17 -1984 6 6 LF M6.1
100
80
60
40
20
0
1984 5 17

Fig.8-1

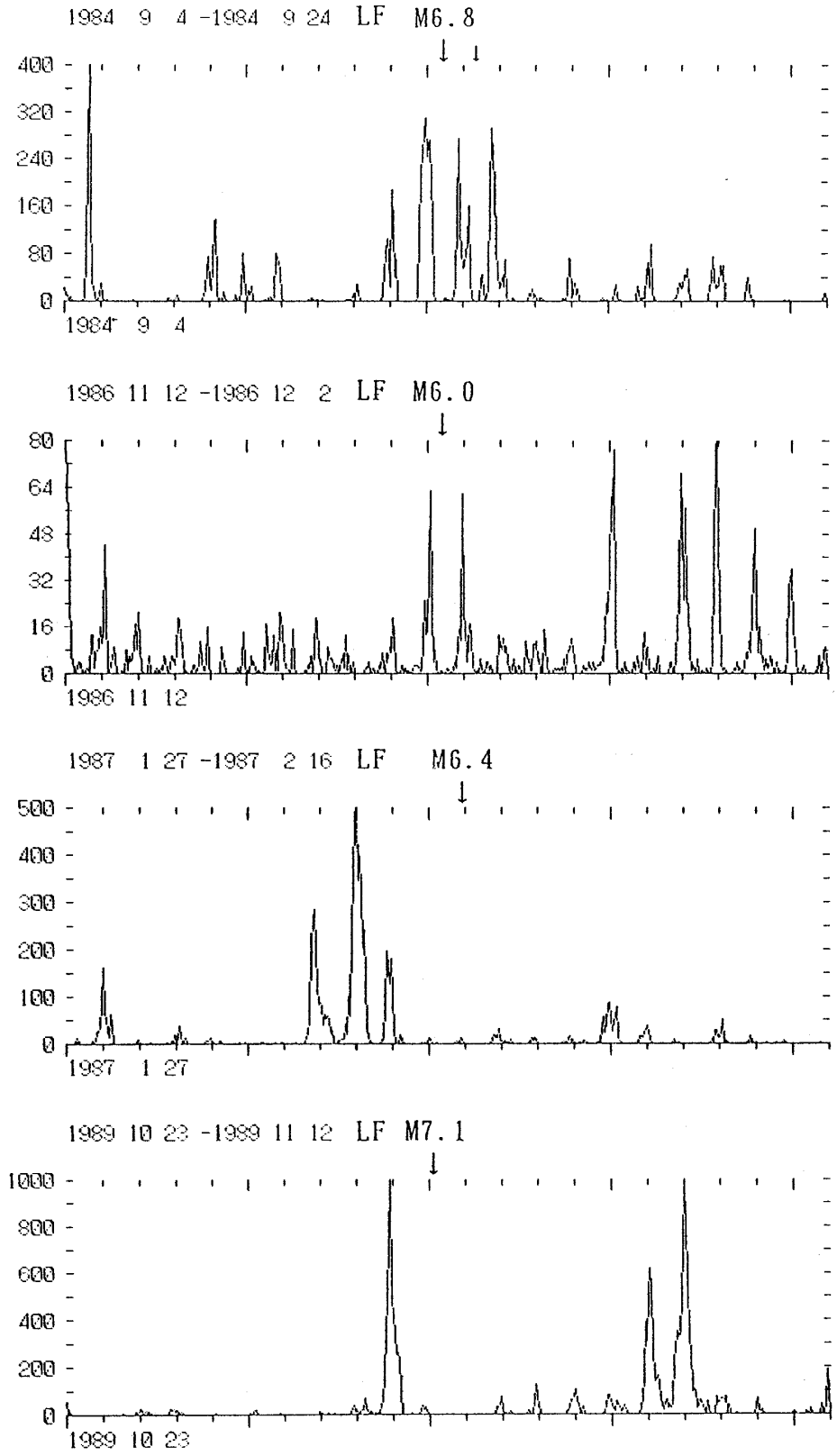

1984 9 4 -1984 9 24 LF M6.8
400
320
240
160
80
0
1984 9 4
1986 11 12 -1986 12 2 LF M6.0
80
64
48
32
16
0
1986 11 12
1987 1 27 -1987 2 16 LF M6.4
500
400
300
200
100
0
1987 1 27
1989 10 23 -1989 11 12 LF M7.1
1000
800
600
400
200
0
1989 10 23

Fig.8-2

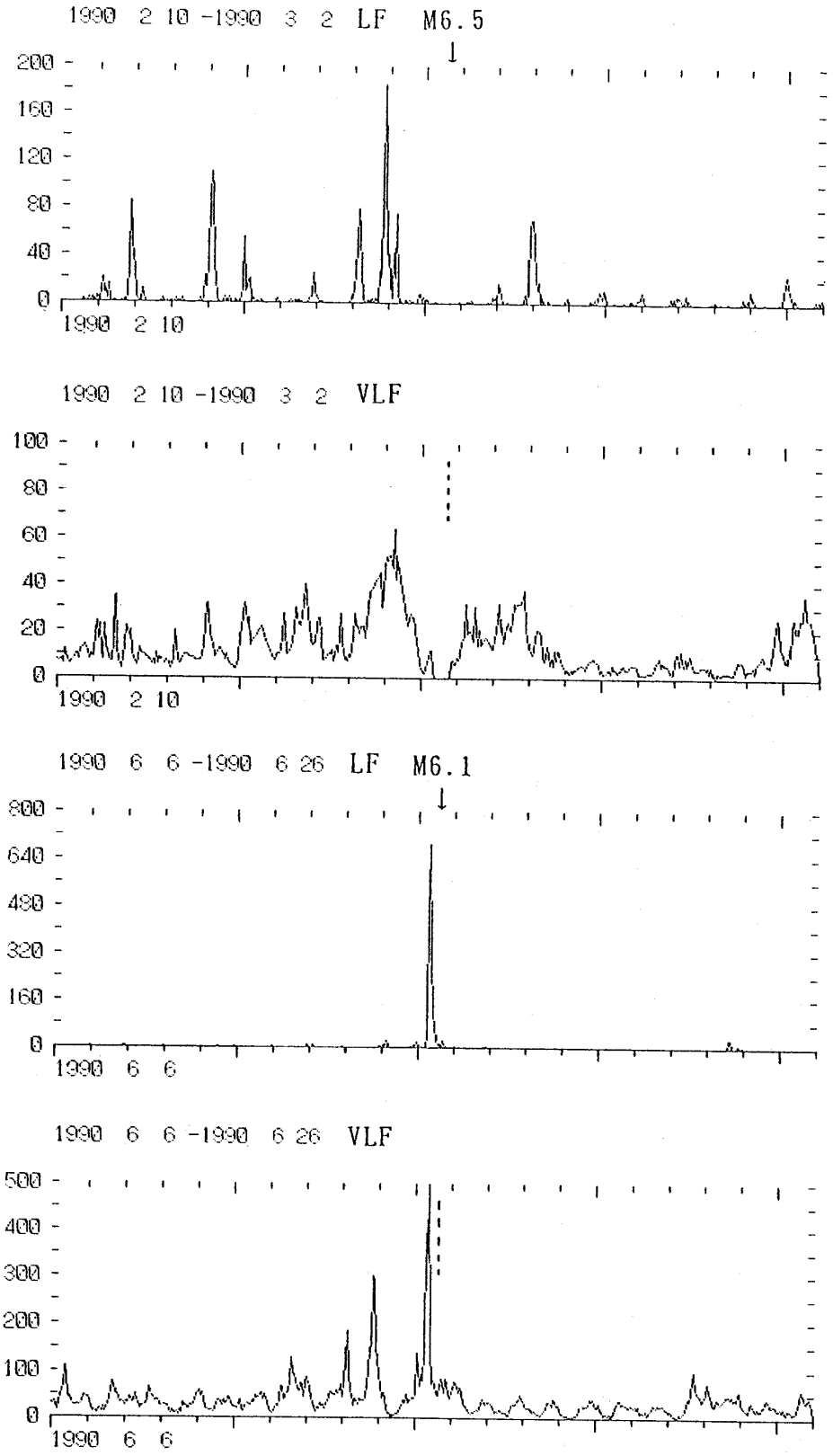

1990 2 10 -1990 3 2 LF M6.5
200
160
120
80
40
0
1990 2 10
1990 2 10 -1990 3 2 VLF
100
80
60
40
20
0
1990 2 10
1990 6 6 -1990 6 26 LF M6.1
800
640
480
320
160
0
1990 6 6
1990 6 6 -1990 6 26 VLF
500
400
300
200
100
0
1990 6 6

Fig.8-3

Table 2 の地震に関して、上と同じことを調べた。地震発生の前後1 日以内に空電ノイズの増加がみられる場合の中から、いくつかを例として、Fig.8および9に示した。Table 2 の右欄に、地震発生の前後 1日以内に空電ノイズの目立った増大があった場合（Y）を示した。ＶＬＦのデータがあり、それに顕著なノイズの増大が見られない場合には、ＬＦノイズの増大が、観測点近くのノイズ源によるものであることが、両者の比較からわかる。

これらの結果から、表１の地震10個のうち、70%の地震では、地震前１日以内に空電ノイズの増大がみられ、表２の地震のうち余震を除く41回のうち、17回のとき、空電ノイズの増大があったことがわかる。

Fig.10は、地震発生直前に空電ノイズ数の増大する現象があった場合となかった場合の比率を、Table 2の地震のＭ別にみた結果である。この場合、数日以内の同じ所での一連の群発地震は最初の地震のＭを採用し、それらを１回と数えている。地震が大きいほど、空電ノイズがその直前に増大する現象が多く見られることがわかる。

地震の発生時刻の前後で空電ノイズがどのような平均的なパターンで変化するかを見るため、Table 1 の中の1984年 9月15日と1986年 3月24日の地震を除く、10個の地震の発生時を中心として、前後10日間のＬＦ帯のノイズ数の１時間値を積算した。その結果をFig.11に示す。それぞれの地震の前後でノイズ数の最大値が異なるが、ここではそのまま積算してある。また、Table 2 の地震のうち、地震前後に空電ノイズの増加があったＭ＜６の地震について、同じように積算した結果も示した。これらの結果をもとに、さらに24時間ごとに積算して１日あたりのノイズ数を算出し、地震の前後それぞれ10日間の変化のパターンを示したのが、Fig.12である。

Fig.12を見ると、Ｍ≧６の場合と５≦Ｍ＜６の場合とで、変化のパターンの特徴に共通性があることがわかる。すなわち、地震前のＬＦノイズ数が３日前から２日前にかけて急に増加し、ピークが地震の２日前にあること、地震後のノイズ数が地震の３日後までに少なくなり、また増加して、地震後６日目にピークになることが特徴としてあげられる。

これらの特徴のうち、地震前のＬＦ帯のノイズ数の増加は、地震の先行現象として観測される可能性が高いことを示しており、このような現象の仕組みをさらに調べることが重要であることを意味している。

Fig.9. Variation of the number of LF and VLF(since 1988) noises in 21 days before and after the main shocks in Table 2.

図９　ＬＦおよびＶＬＦノイズと表２の地震発生との比較

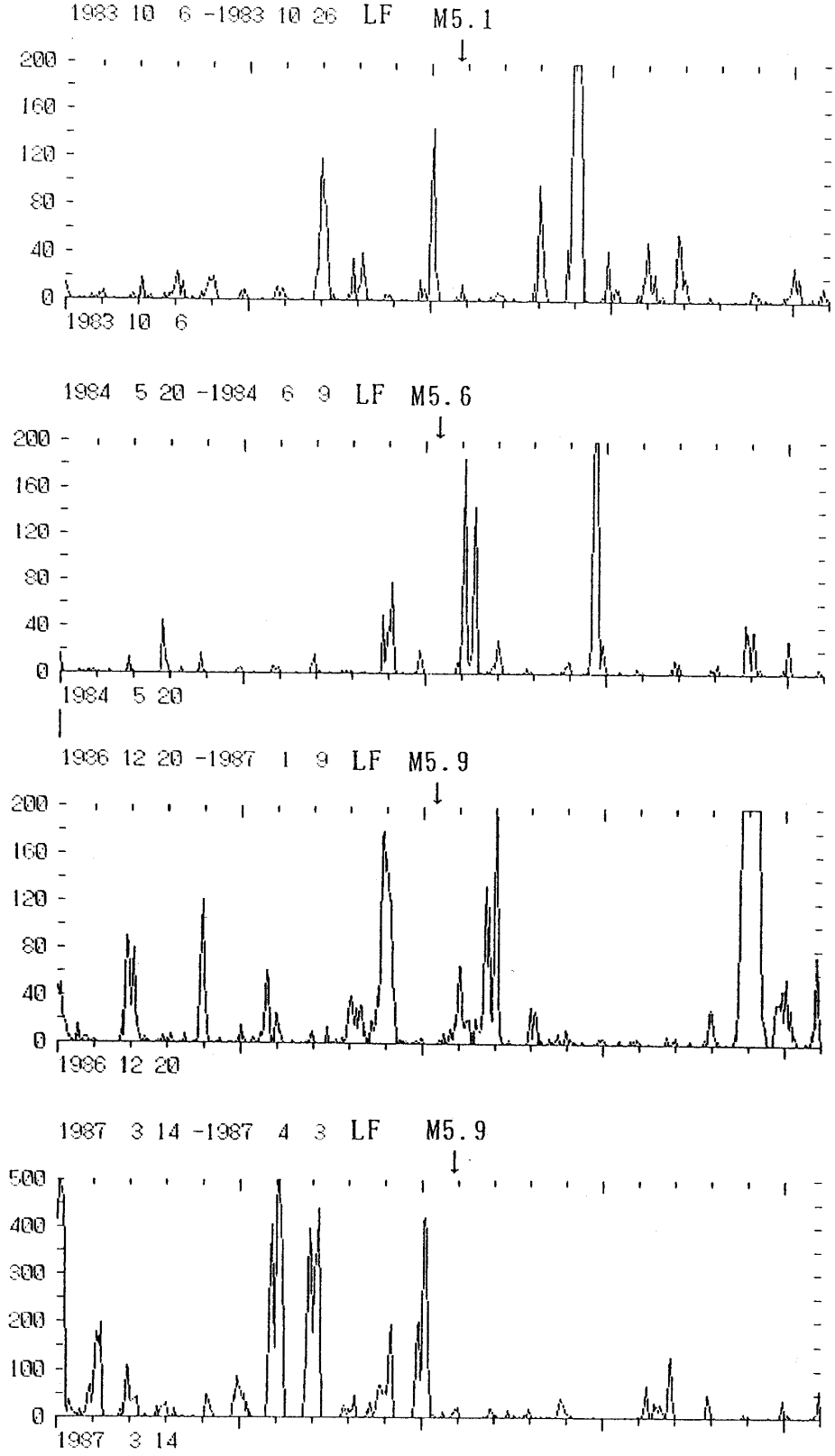

1983 10 6 -1983 10 26 LF M5.1
200
160
120
80
40
0
1983 10 6
1984 5 20 -1984 6 9 LF M5.6
200
160
120
80
40
0
1984 5 20
1986 12 20 -1987 1 9 LF M5.9
200
160
120
80
40
0
1986 12 20
1987 3 14 -1987 4 3 LF M5.9
500
400
300
200
100
0
1987 3 14

Fig.9-1

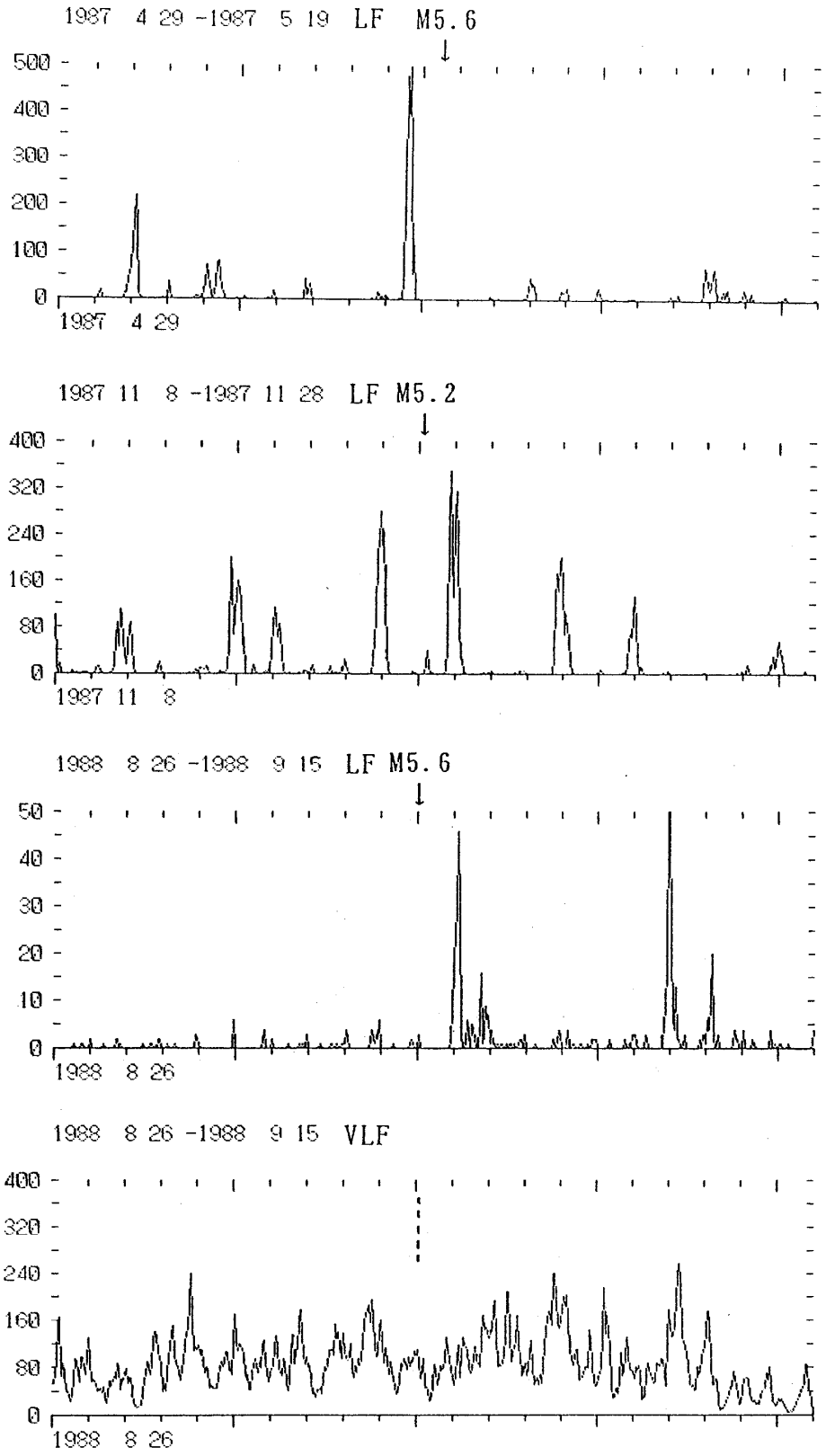

1987 4 29 -1987 5 19 LF M5.6
500
400
300
200
100
0
1987 4 29
1987 11 8 -1987 11 28 LF M5.2
400
320
240
160
80
0
1987 11 8
1988 8 26 -1988 9 15 LF M5.6
50
40
30
20
10
0
1988 8 26
1988 8 26 -1988 9 15 VLF
400
320
240
160
80
0
1988 8 26

Fig.9-2

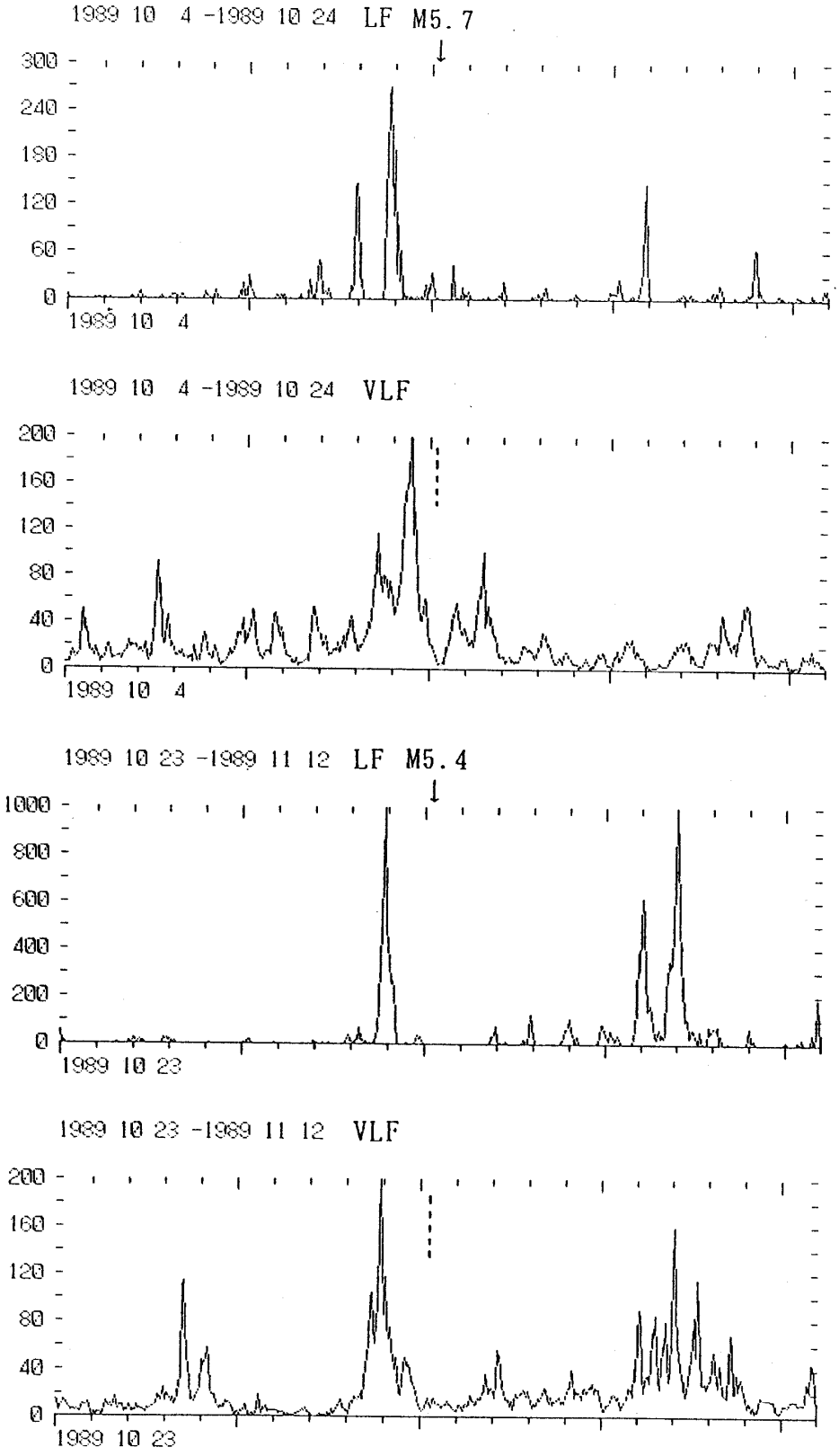

1989 10 4 -1989 10 24 LF M5.7
300
240
180
120
60
0
1989 10 4
1989 10 4 -1989 10 24 VLF
200
160
120
80
40
0
1989 10 4
1989 10 23 -1989 11 12 LF M5.4
1000
800
600
400
200
0
1989 10 23
1989 10 23 -1989 11 12 VLF
200
160
120
80
40
0
1989 10 23

Fig.9-3

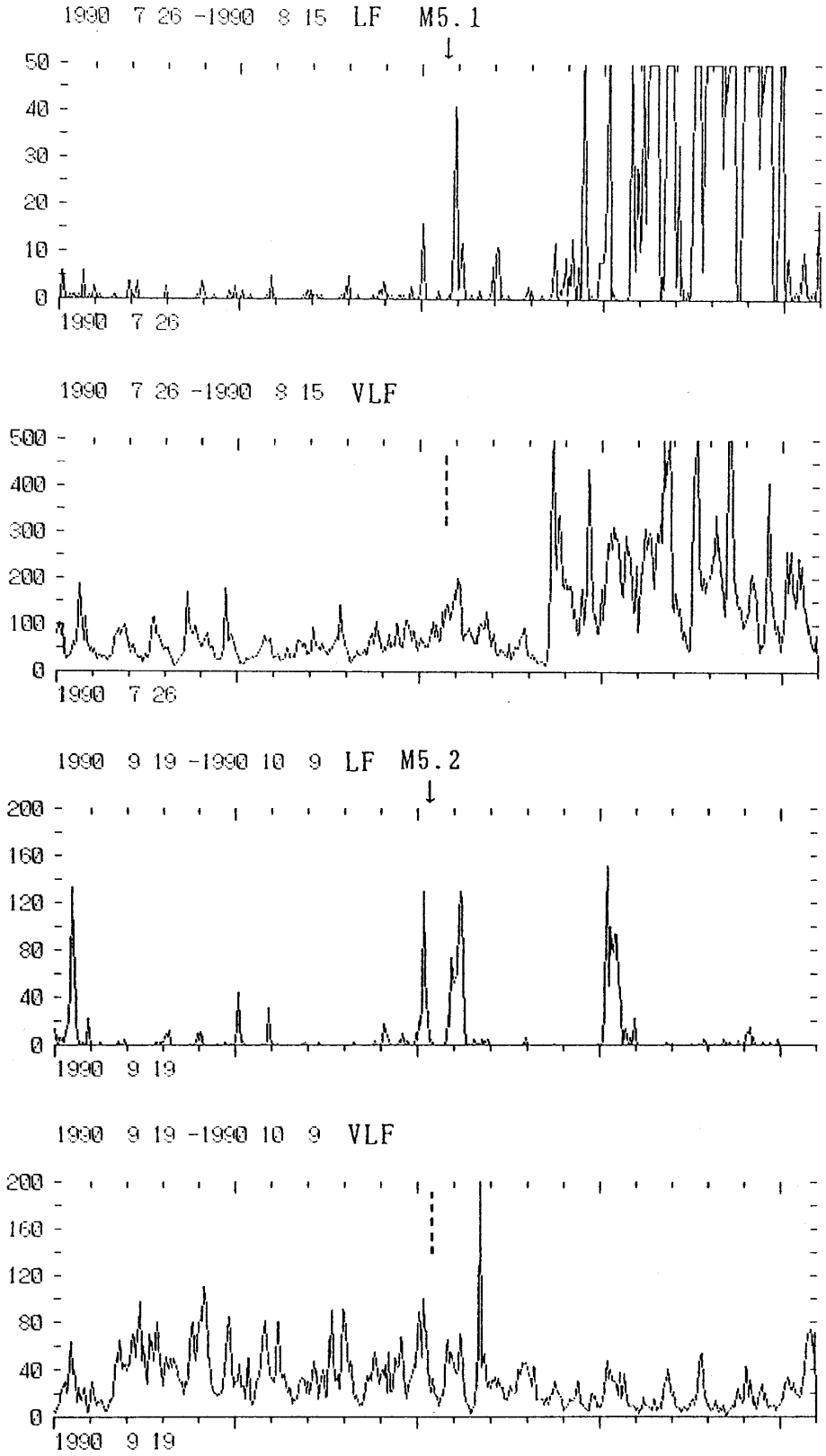

1990 7 26 -1990 8 15 LF M5.1
50
40
30
20
10
0
1990 7 26
1990 7 26 -1990 8 15 VLF
500
400
300
200
100
0
1990 7 26
1990 9 19 -1990 10 9 LF M5.2
200
160
120
80
40
0
1990 9 19
1990 9 19 -1990 10 9 VLF
200
160
120
80
40
0
1990 9 19

Fig.9-4

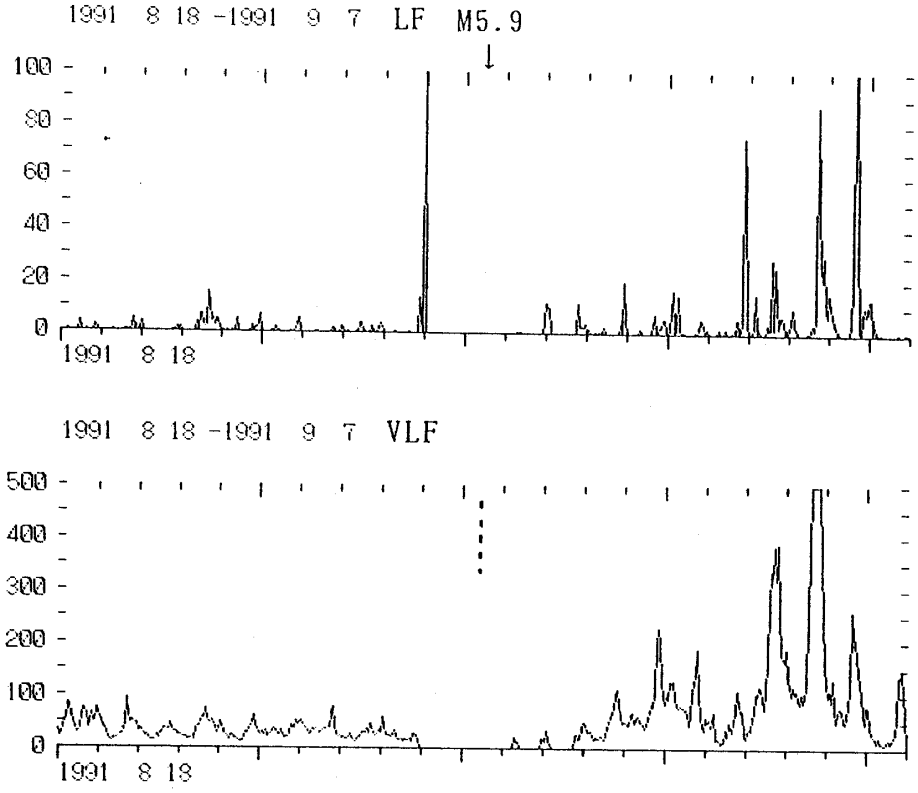


Fig.9-5

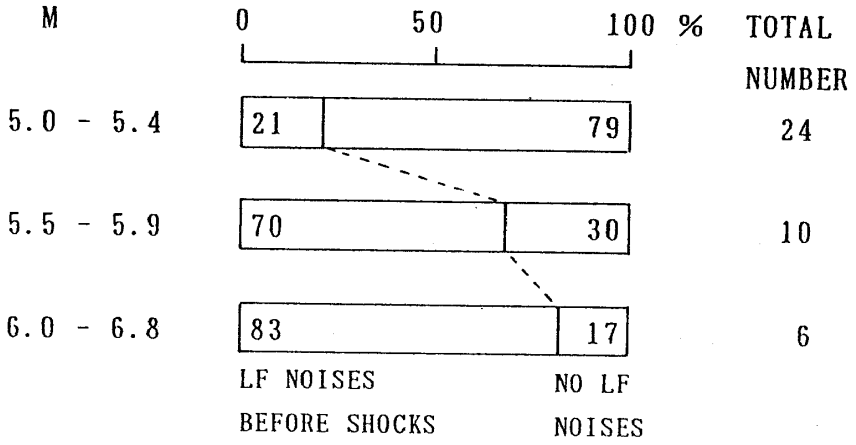


Fig.10. Ratio of the number of earthquakes related with increase of LF noises compared with magnitude ranges for earthquakes shown in Table 2.

図１０　地震直前にＬＦノイズの増加が見られて地震のマグニチュード別の割合

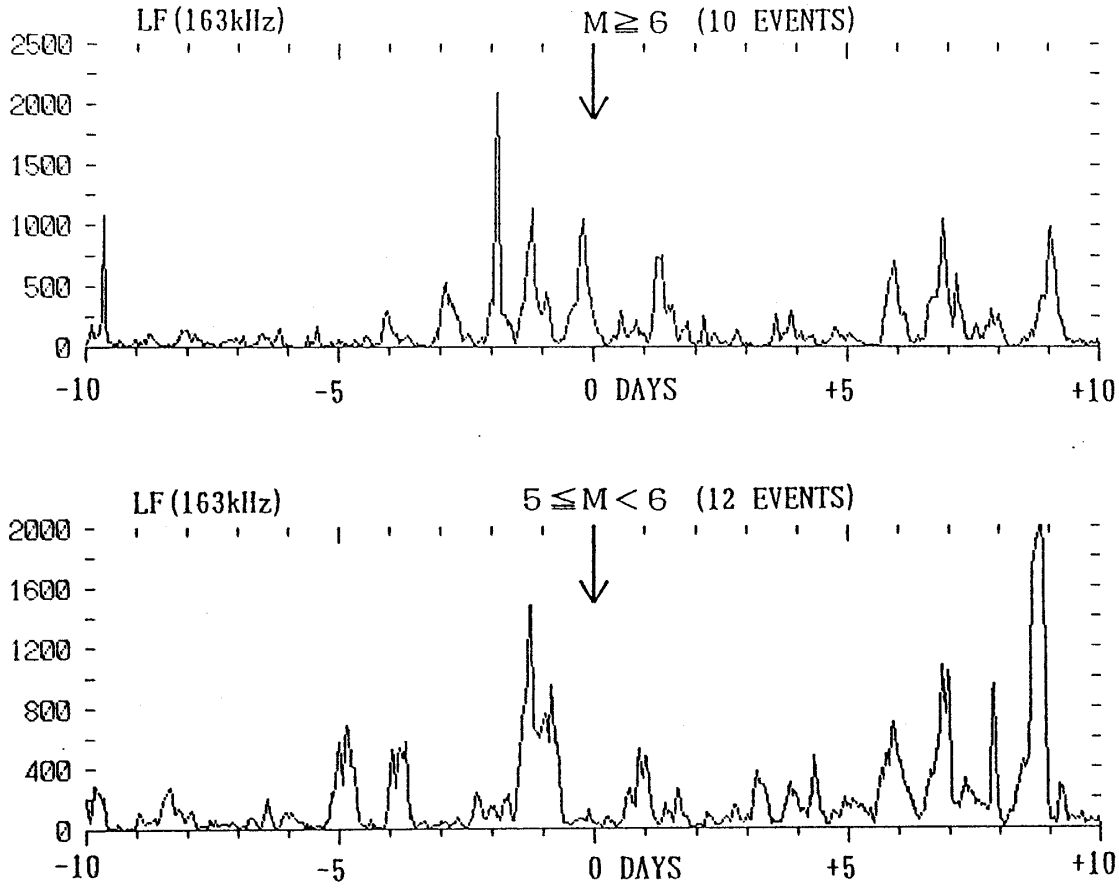


Fig.11. Variation of the hourly number of LF noises from 10 days before earthquake to 10 days after earthquake by the superposition.
Upper: Superposition of the number of noises in the cases of 10 events in Table 1 except an aftershock and an event without LF data.
Lower: Superposition of the number of noises in the cases of 12 events in Table 2 with magnitude less than 6 and "Y" in remarks.

図11　地震前後のＬＦノイズ数の重ね合わせ
上：表１のうちの１０個の地震の場合
下：表２のうち、Ｍ＜６で、備考欄に "Y" のあるもの１２個の場合

６.今後の課題

この報告に述べたことは、１点での空電ノイズ数観測の結果で地震発生と比べてみたものであり、比較的大きな浅い地震が起こる前後に空電ノイズが増加することが多いという結果となっている。このことから、ただちに両者に物理的な関係があるということはできない。

しかし、ここで述べた結果は、地震と空電ノイズの増加との間に、なんらかの関係が存在する可能性を示唆するものであり、さらに、この研究を発展させる価

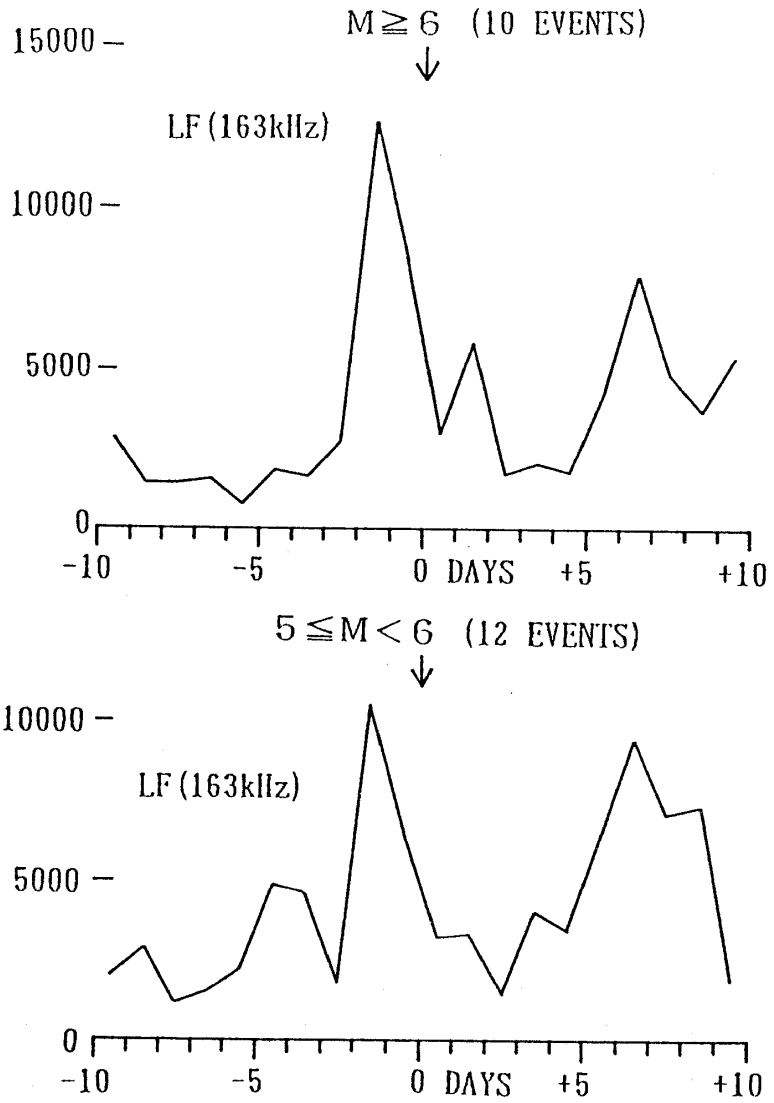


Fig. 12. Variation of the daily number of LF noises from 10 days before earthquakes to 10 days after earthquakes by the superposition the variations of many cases.
Upper: In the cases of 10 events in Table 1 except an aftershock and an event without LF data.
Lower: In the cases of 12 events in Table 2 with magnitude less than 6 and "Y" in remarks.

図12　地震前後のＬＦノイズ数の重ね合わせ
上：表１のうちの１０個の地震の場合
下：表２のうち、Ｍ＜６で、備考欄に "Y" のあるもの１２個の場合

値が十分あるということを意味している。

今後の課題として、同じ様な観測を多点で実施したり、空電ノイズの波形を多

点観測したり、さらに周波数帯を広げた観測を行って、空電ノイズの波形を分析し、ノイズ源を確定することが必要である。

もし、空電ノイズの増大、とくに地震直前の増大が地震発生となんらかの物理的関係があるとすれば、そのしくみに関して次のような、いくつかの可能性が考えられる。

1．地震の発生の前兆現象として、震源域での微小破壊などの発生により、電磁波が放射される。

2．広い地域で応力が増大し、地表付近でも微小破壊などが発生して電磁波を放射し、地震発生の条件がととのった場所で同期的に地震も発生する。

3．上記1、または2のしくみで、荷電粒子が空気中に放出され、地震前に空電を誘発する。

4．落雷があり、それによる地電流が岩盤の破壊を誘発して地震が発生する。

5．前線の通過などで空電が増えるとともに、集中的な降雨が活断層帯に増水をおこし、水が地震を誘発する。

このような作業仮説のもとに、今後ともこれらの観測を継続し、さらに空電の波形記録を解析してノイズ源を解明し、あるいは、余震や群発地震を利用して震源近くでの観測を行うなど、多くの手段を用いつつ調査研究を続けることが重要であろう。

謝辞

この研究は、科学技術振興調整費、省際基礎研究「地殻変動の前兆現象としての電磁放射の特性に関する研究」の一部「地殻活動に伴う電磁波放射の研究」として実施されている。研究代表者藤縄幸雄氏をはじめ研究グループのメンバーの方々から研究会などを通して多くの示唆を得た。観測手法の開発にあたって小川俊雄博士の指導を受け、観測の実施に際して野中理伸氏の協力を得た。データの整理と報告書の製作は、赤城妙さんと松本美佳さんの協力を得て行われた。

参考文献

Gokhberg, M. B., V. A. Morgounov, and E. L. Aronov, On high-frequency electromagnetic emission during seismic activity, Dokl. Akad. Nauk USSR, 248(5), 1077, 1979.

Gokhberg, M.B., V.A.Morgounov, T.Yoshino and I.Tomizawa, Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, J. Geophys. Res., 87, 7824-7828, 1982.

Ishikawa, Y., Matsumura, K., Yokoyama, H. and Mtsumoto, H., SEIS-PC－Its outline, Geol. Data Processing, 10, 19-34(in Japanese),

1982.

Ogawa, T., K. Oike, and T. Miura, Electromagnetic radiations from rocks, J. Geophys. Res., 90, 6245-6249, 1985.

Oike, K., and T. Ogawa, Observations of electromagnetic radiation related with the occurrence of earthquakes (in Japanese), Annu. Rep. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 25(B-1), 89-100, 1985.

浅発地震と落雷との関係について

尾池和夫　京都大学理学部
村上寛史　防災科学技術研究所
永井敏雄　関西電力株式会社

On the Relationship between Shallow Earthquakes and Lightnings

by

Kazuo OIKE
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Kyoto University, Sakyoku, Kyoto 606-01, Japan

Hiroshi MURAKAMI
National Research Institute of Earth Science and
Disaster Prevention, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

Toshio NAGAI
Kansai Electric Power Corporation

Abstract

Continuous observations of variation of the number of LF and VLF electromagnetic noises have been done at Uji station in Kyoto Prefecture. These data have been compared with results of lightning observation by the LLP system of Kansai Electric Power Corporation. Variation of the number of LF noises recorded at Uji corresponds well with the time and space distribution of regional lightnings. This means that the LF noise observation is one of valuable methods to study the relationship between earthquakes and electromagnetic phenomena.

The temporal variation of the number of LF and VLF noises has been compared with the occurrence of shallow local earthquakes. In many cases of earthquakes with magnitude larger than or equal to 5.0 the anomalous increase of LF noises is observed within two days before the main shock whose epicentres are located in the land or in shallow sea region.

Especially in the case of shallow earthquakes in the Wakayama region, the time sequence of earthquakes coincides with that of lightnings in and around the region.

Such result suggests the possibility of the existence of physical relation between the occurrence of shallow earthquakes and lightnings or LF and VLF electromagnetic noises. Hypotheses to explain the relationship are as follows: (1) Electromagnetic noises are generated in the epicentral area by the precursory occurrence of small scale cracks;(2) Electromagnetic noises are radiated from various places in the wide area where stress increased before large earthquakes; (3) Charged particles are radiated into the air from the precursory cracks and it triggers lightning; (4) Large electric current in the crust by lightnings triggers the start of fracturing of rocks; (5) Heavy rainfalls trigger earthquakes and lightnings symultaneously follow the heavy rainfalls.

１．はじめに

地震の発生と空電ノイズとの関係を調べるため、1983年以来、空電ノイズの観測を行っている。この観測は、京都府宇治市の１点における観測であるが、ＬＦ帯とＶＬＦ帯の２つの周波数帯での観測を併せて行うことによって、ノイズ源が観測点の近くであるか、より広域のものを観測しているかが推定できる（尾池ほか，本報告書）。宇治観測点のデータを近くの落雷のデータと比較して、前者のデータの性質を知ることと、落雷と浅い地震の発生との関係について考察するのが、この報告の目的である。観測期間中に近くで特に目立った地震活動がなかったので、十分なデータが得られたとはいえないが、現在までのデータの分析結果を報告する。

宇治観測点での空電ノイズの観測方法と観測結果は、別の報告（尾池ほか，本報告書）に示した。ＬＦ帯ノイズの観測は1983年 5月、ＶＬＦ帯ノイズの観測は1988年 5月から実施している。これらのデータから、観測点に近いM5以上の地震などの場合、地震の1～2日前にＬＦノイズ数の増大が見られるという結果を得た。

２．落雷位置の観測システム

電力会社が電力の安定供給を目指すときに、その障害となる送電系統の事故のうち60～70％が、落雷によるものである。したがって、落雷による影響を最小限にくい止めるための対策が、電力会社にとって大きな課題である。発雷の可能性を早期に発見することにより、事故に対応する準備を始める。そのためには、気

記号	会社名等	システム種類
A	北海道電力	LLS
B	東北電力(秋田)	〃
C	〃 (新潟)	〃
D	東京電力	〃
E	中部 〃	〃
F	北陸 〃	〃
G	関西〃(日本海)	〃
H	〃 〃(紀南)	〃
I	中国電力	〃
J	四国 〃	〃
K	九州 〃	LPATS
L	電力中央研究所	LLS
M	東京大学	〃
N	ウェザーニュース	LPATS

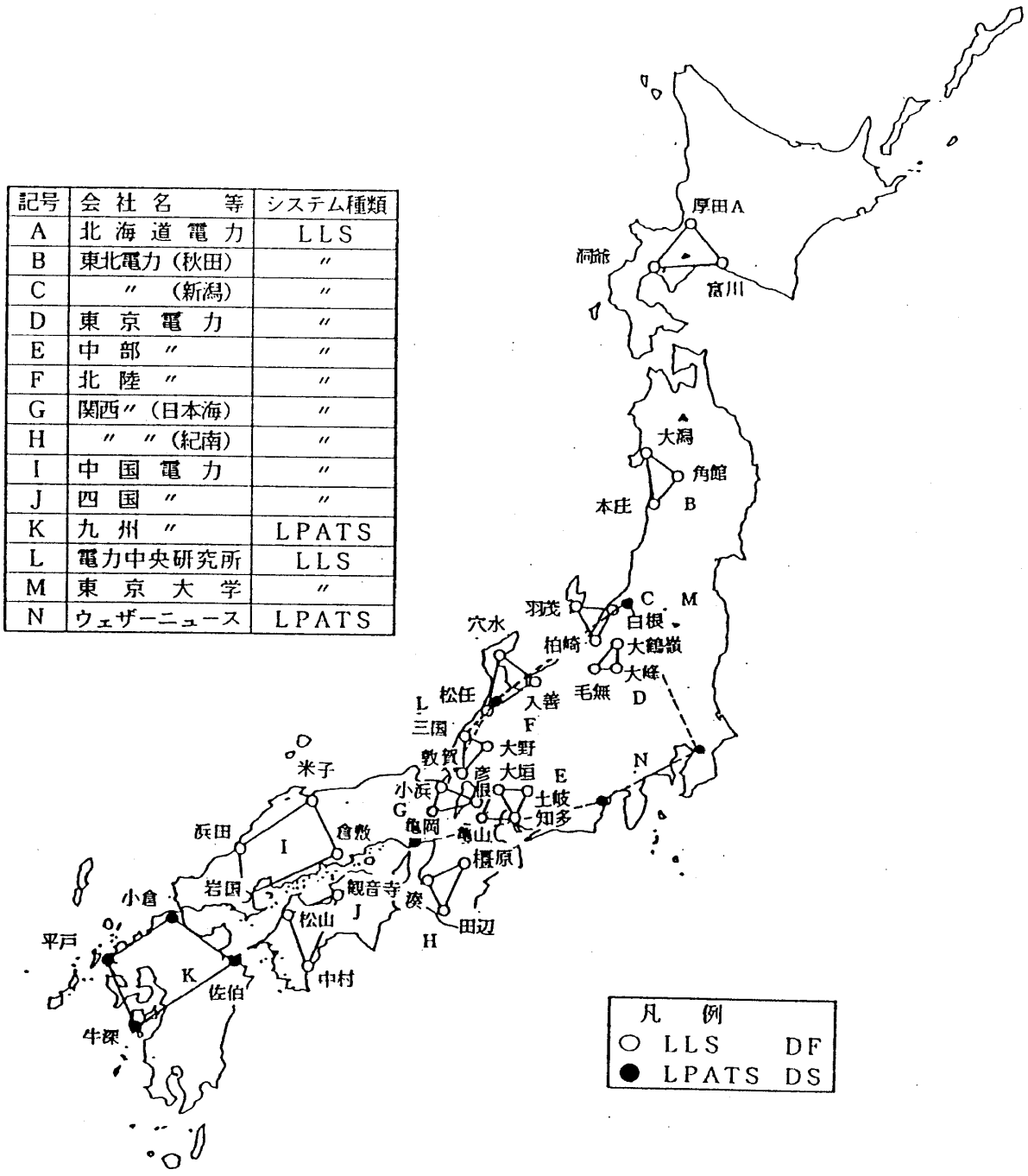


Fig.1. Distribution of positioning systems of lightnings in Japan in 1990.

図1　落雷位置標定システムの配置状況（関西電力資料による）

象レーダーが用いられ、雷雲の発達や移動が観測される。また、落雷の位置を知るために「落雷位置標定システム」が使用されている（長澤, 1991）。

1990年 3月現在の日本の落雷位置標定システムの配置状況は、Fig.1 に示すと

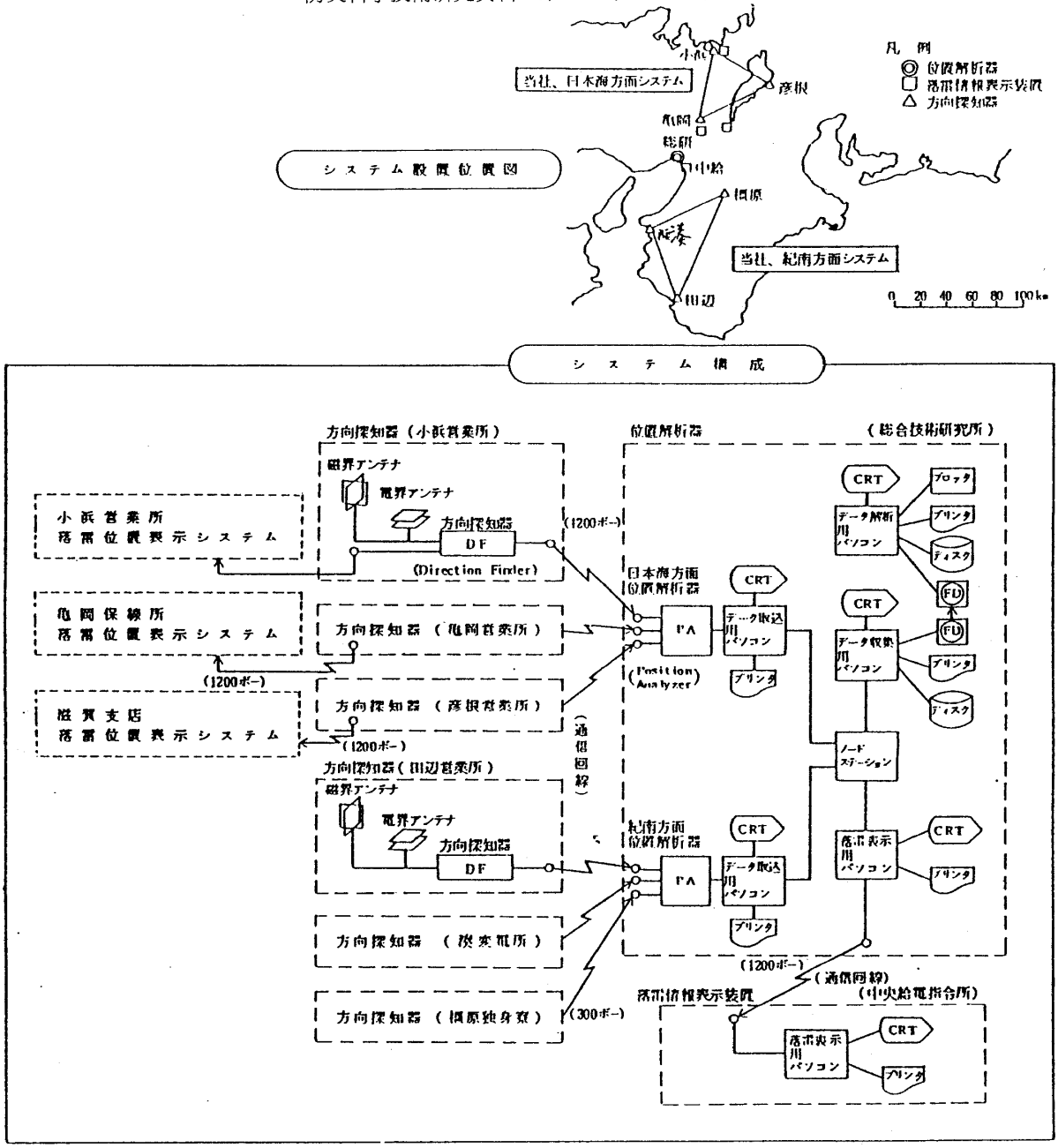


Fig.2. LLP system of the Kansai Electric Power Corporation which observe time, location, strength etc. of lightnings in Kinki district.

図２　関西電力の落雷位置標定システム

おりであり、２種類の方式が採用されている。１つは、落雷からの電磁波の到来方向を複数の地点で観測して位置を決めるＬＬＰ方式、もう１つは、落雷の電磁波パルスの到達時間差を複数の地点で観測して位置を決めるＬＰＡＴＳ方式である。

空電ノイズを観測している宇治観測点の周辺地域では、関西電力株式会社が、ＬＬＰ方式によって落雷の観測を行っている。雷には対地雷撃、雲間放電、雲内

放電があるが、この観測では、システムのアルゴリズムによって対地雷撃のみを選択して、雷撃の時刻、位置、極性、電流波高値、多重度を観測する（関西電力資料）。関西電力の２つのシステムのうち紀南システムは負極性のものだけを観測するので、捕捉率は多少低い（山田ほか, 1990,1991）。

この関西電力のＬＬＰシステムによって観測された落雷のデータは、1985年11月27日からあるが、今回は、1990年4月から1991年3月までの１年間のデータについて解析した。Fig. 2に関西電力の落電位置標定システムを示す。

３.解析結果

落雷のデータと宇治で観測しているＬＦノイズ数の変化とその関係を知るため、6 月16日および11月 4日のそれぞれ１日分のデータから、Fig.3(a)およびFig.4(b)に、それぞれ１日の落雷の分布を示す。同じ日の落雷の時間空間分布を、Fig.4(a)およびFig.4(b)に描いた。これらは、とくに落雷数の多い日の例である。Fig.4 を見ると、落雷位置が時刻とともに移動していく様子が明らかであり、また電流値や落雷数も変化していることがわかる。その変化に対応して宇治ではＬＦノイズ数の変化が観測されており、この変化で落雷の状況の大略の傾向が表されていることがわかる。このことからＬＦノイズ数の観測結果を用いた長期間の解析（尾池ほか, 1992）の意義が保証される。

空電と比較するため、1990年 4月 1日から12月31日までの地震のデータを、気象庁の発表した地震の表からSEIS-PC （石川ほか, 1985）を用いて選んだ。Fig.5 に、1990年4月1日から１年間の、１日当たりのＶＬＦ帯ノイズ数の変化、ＬＦ帯ノイズ数の変化、関西電力のＬＬＰによる落雷の１日あたりの観測数の変化を示す。Fig.6 に、空電観測期間中のM3以上で深さ10kmよりも浅い地震の震央を示す。長方形で囲まれた部分の地震の時系列がFig.5 の下段に示されている。

落雷データの数が多いので、電流波高値（Imax, kA）の絶対値の対数（$\log_{10}$ Imax ）が 1.5以上のものを用いて、以下の解析を行った。Fig.7 に1990年4月 1日から 6月30日までの落雷（Fig.7a）と地震（Fig.7b）の分布を示す。Fig.8 では、ＶＬＦ、ＬＦ、落雷の、それぞれの数の変化と深さ10kmよりも浅い地震および30kmより浅い地震（Fig.7 の枠内）の時系列を同時に示した。Fig.9 および10は、1990年10月 1日から12月31日のデータから上記と同じ図を作って示したものである。

Fig.11は、Fig.7 およびFig.9 にプロットされた落雷の規模別の頻度分布を示している。$\log_{10}$Imax=1.6～1.7にピークがある。もし、小さいものほど数が多いとすると、このピーク以上のものは、もれなく記録していると考えることができる。

Fig.8 およびFig.10から、落雷と浅い地震の時系列の間に相関があるように見

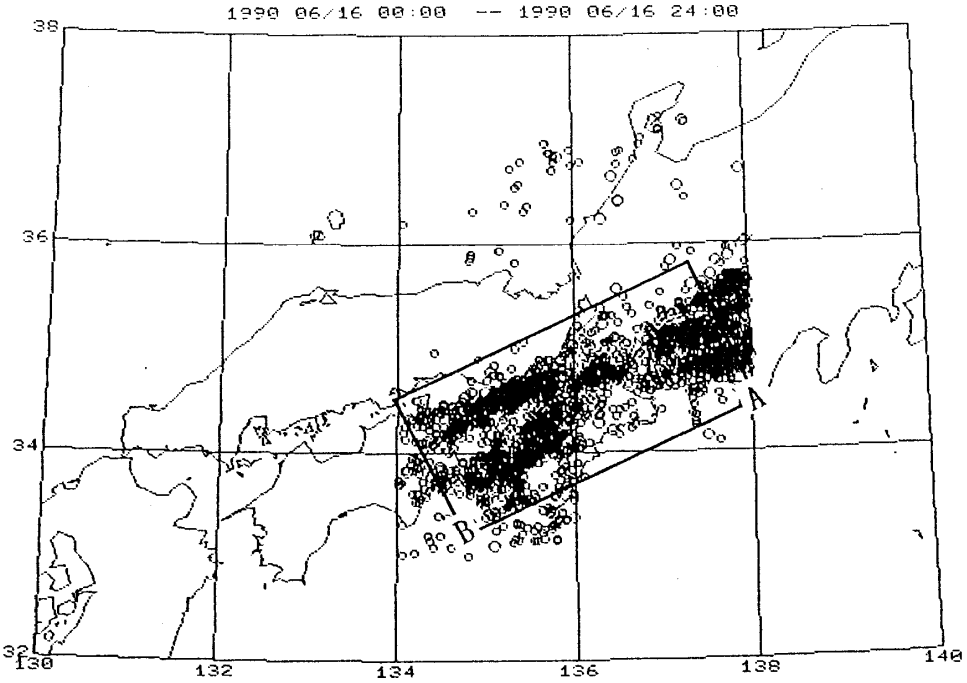


Fig.3(a). Distribution of lightnings on June 16, 1990.

図３(a)　1990年 6月16日の落雷の分布

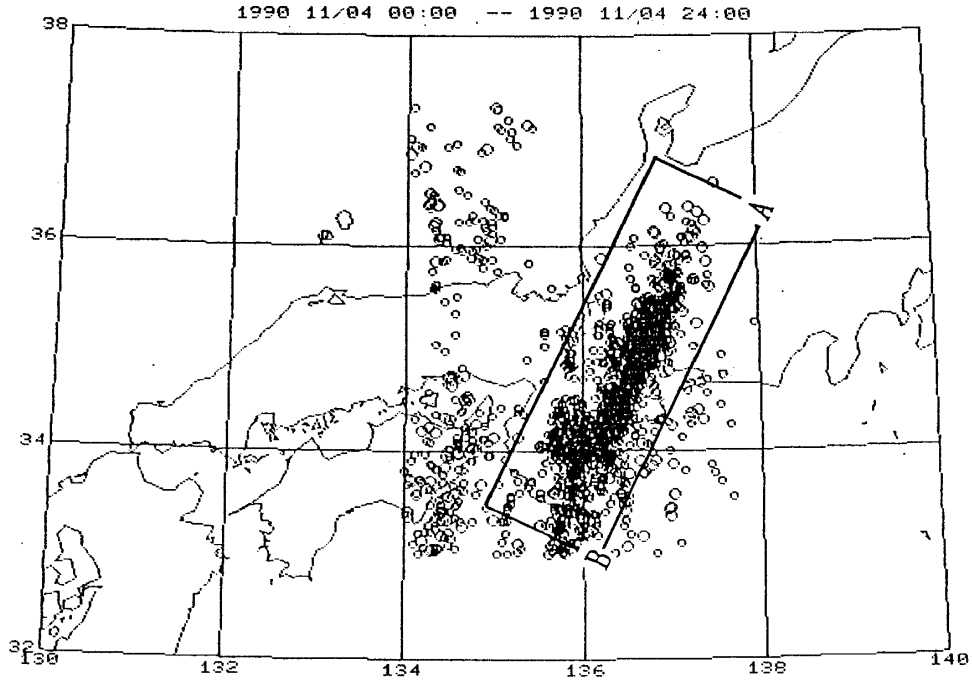


Fig.3(b). Distribution of lightnings on November 4, 1990.

図３(b)　1990年11月 4日の落雷の分布

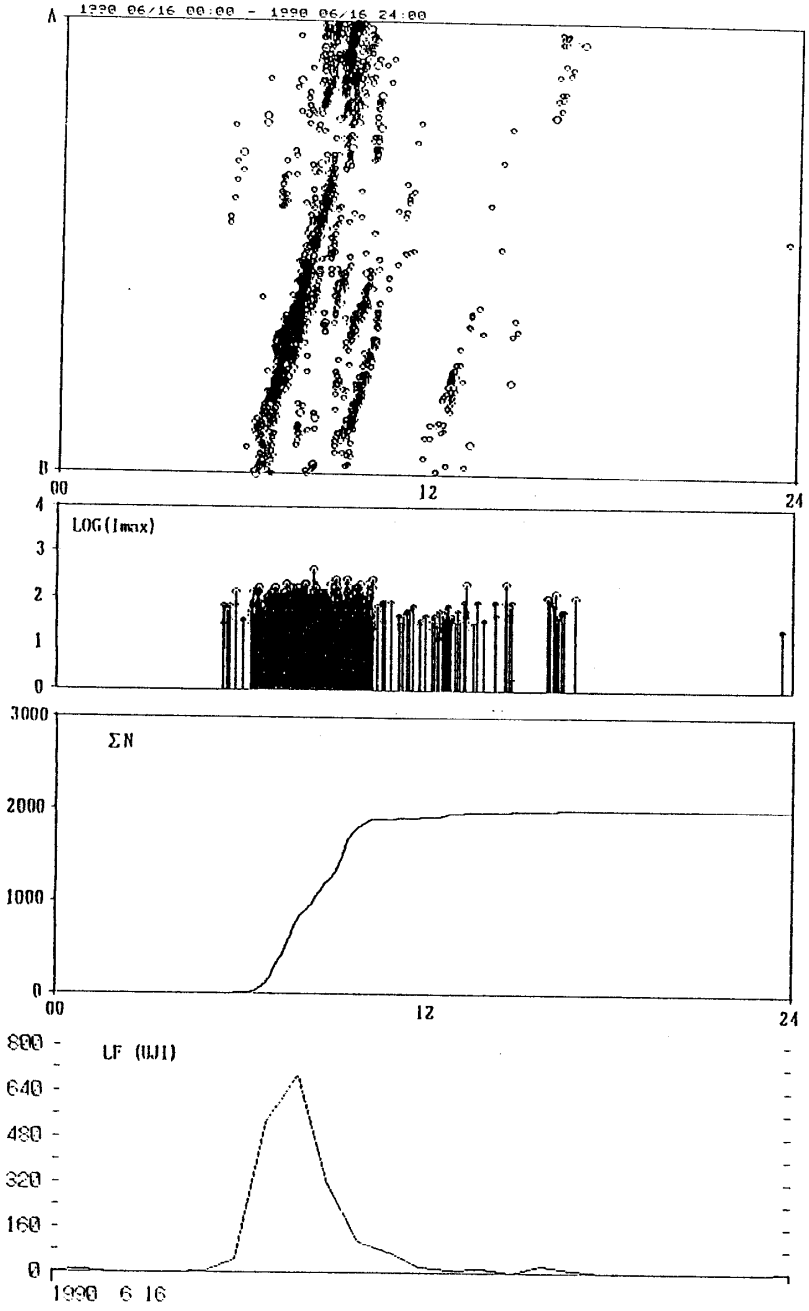


Fig.4(a). Temporal change of lightnings in the rectangular in Fig.3(a). Time-space plot, time sequence and cumulative number in the area and hourly number of LF noises recorded at Uji station.

図４(a)　落雷の時空間分布、時系列、積算数の変化、および宇治で観測したＬＦノイズ数（毎時）の変化

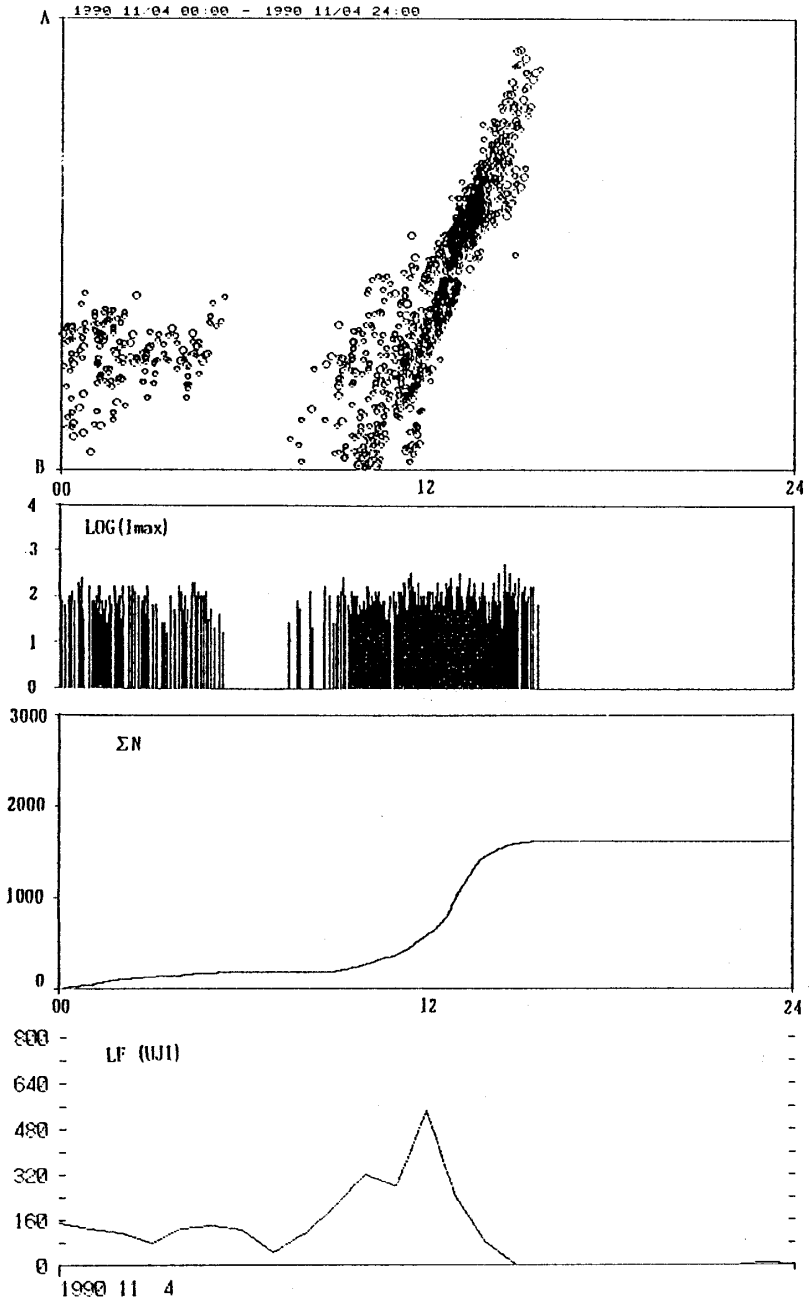


Fig.4(b). Temporal change of lightnings in the rectangular in Fig.3(b). Time-space plot, time sequence and cumulative number in the area and hourly number of LF noises recorded at Uji station.

図４(b)　落雷の時空間分布、時系列、積算数の変化、および宇治で観測したＬＦノイズ数（毎時）の変化

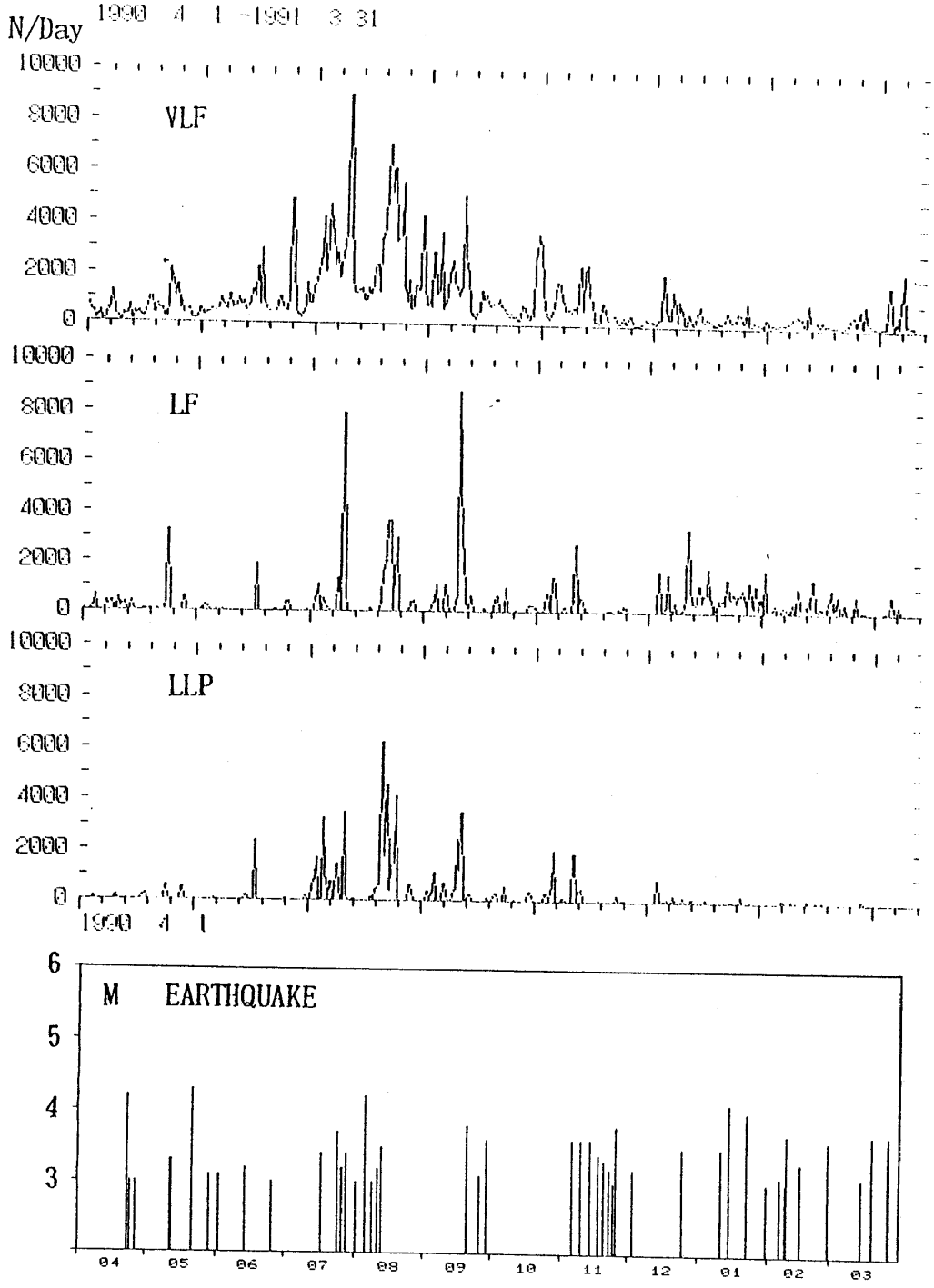


Fig.5. Variation of the daily number of VLF and LF noises from April 1, 1990 to March 31, 1991. LLP shows the daily number of lightnings observed by LLP system. The lowest shows time sequence of earthquakes (depth≦10km) whose epicenter is located in the rectangular of Fig.6.

図5 VLF ノイズ数、LFノイズ数、落雷数の変化および地震の時系列

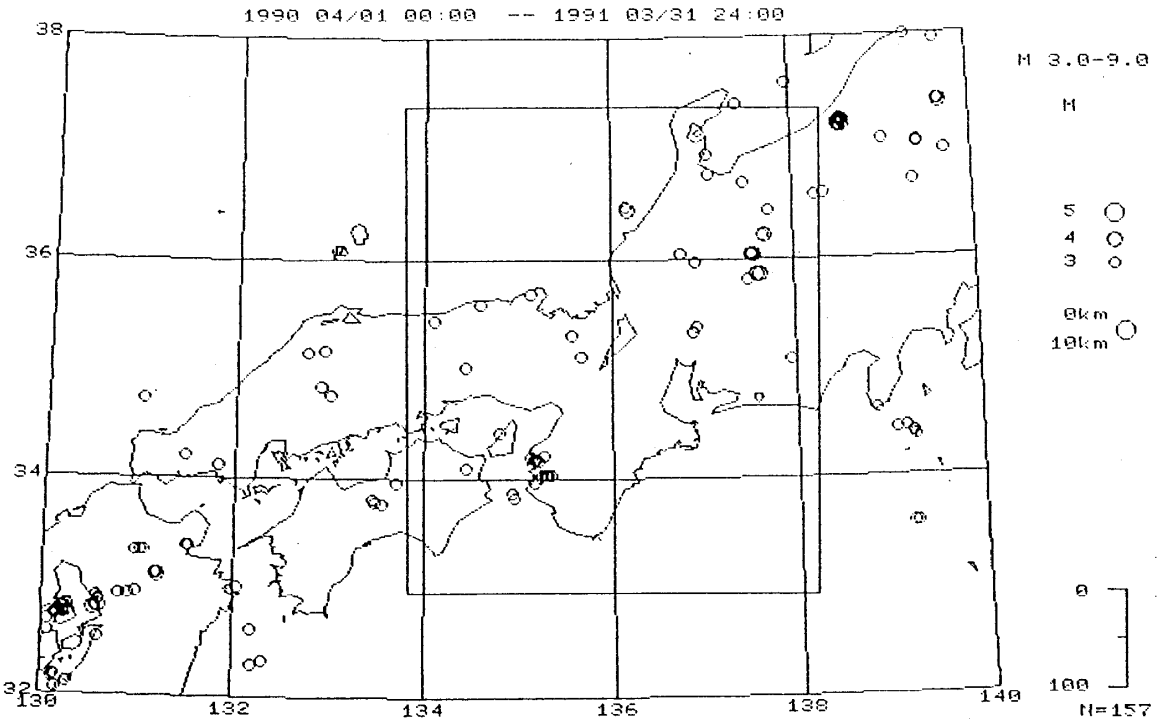


Fig.6. Distribution of shallow earthquakes (depth≦10km, M≧3) from April 1, 1990 through March 31, 1991. Time sequence of those in the rectanglar is shown in Fig.5.

図６　浅い地震の分布。長方形枠内の地震の時系列が図５に示されている。

える場合があることがわかるが、両者の頻度が高いので、相関を調べるために、とくに浅い地震が集中的に発生する和歌山周辺のデータを取り出して、詳しく見ることにする。Fig.12および13は、それぞれFig.8 および10と同じ期間の落雷と和歌山周辺の浅い地震（h≦10km ）、および和歌山周辺の落雷を示している。これらの図では、事象の発生頻度が少ないので、落雷と地震とが時系列上で対応している場合があることが明らかに見出される。

落雷と地震との相関を論じるにしても、その仕組みがよく判っていないので、どの範囲のデータを観察すればよいか不明である。Fig.14に、Fig.7 の分布から落雷の時空間分布を示した。この図から、落雷の頻度が高いときには、かなり広い地域で同じ時期に落雷が分布していることがわかる。さらに規模の小さい落雷もあると考えられるので、比較的広い範囲のデータあるいは、１点でのＬＦノイズ数の変化と特定の地域の地震とを比べてみることも無意味ではないと思われる。

和歌山周辺の地震（h≦10km）とFig.5 の落雷数との比較をFig.15(b)に示す。

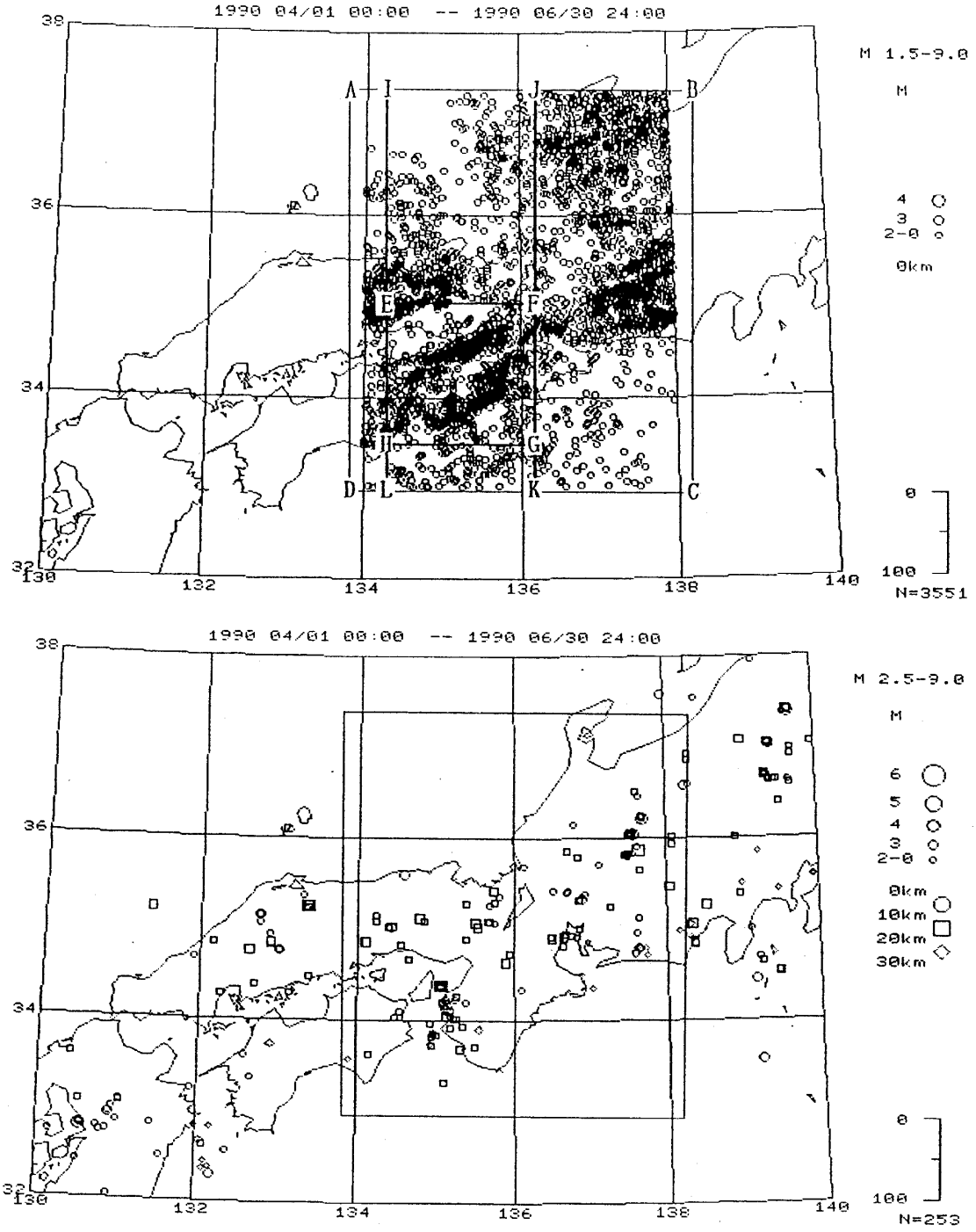


Fig.7(a). Upper:Distribution of lightnings ($\log_{10}$(Imax)≧1.5) from April 1 to June 30, 1990. Letters show regions analyzed in the following figures.

Fig.7(b). Lower:Distribution of shallow earthquakes (h≦30km) in the same period as in Fig.7(a).

図7　落雷(a)と地震(b)の分布図。

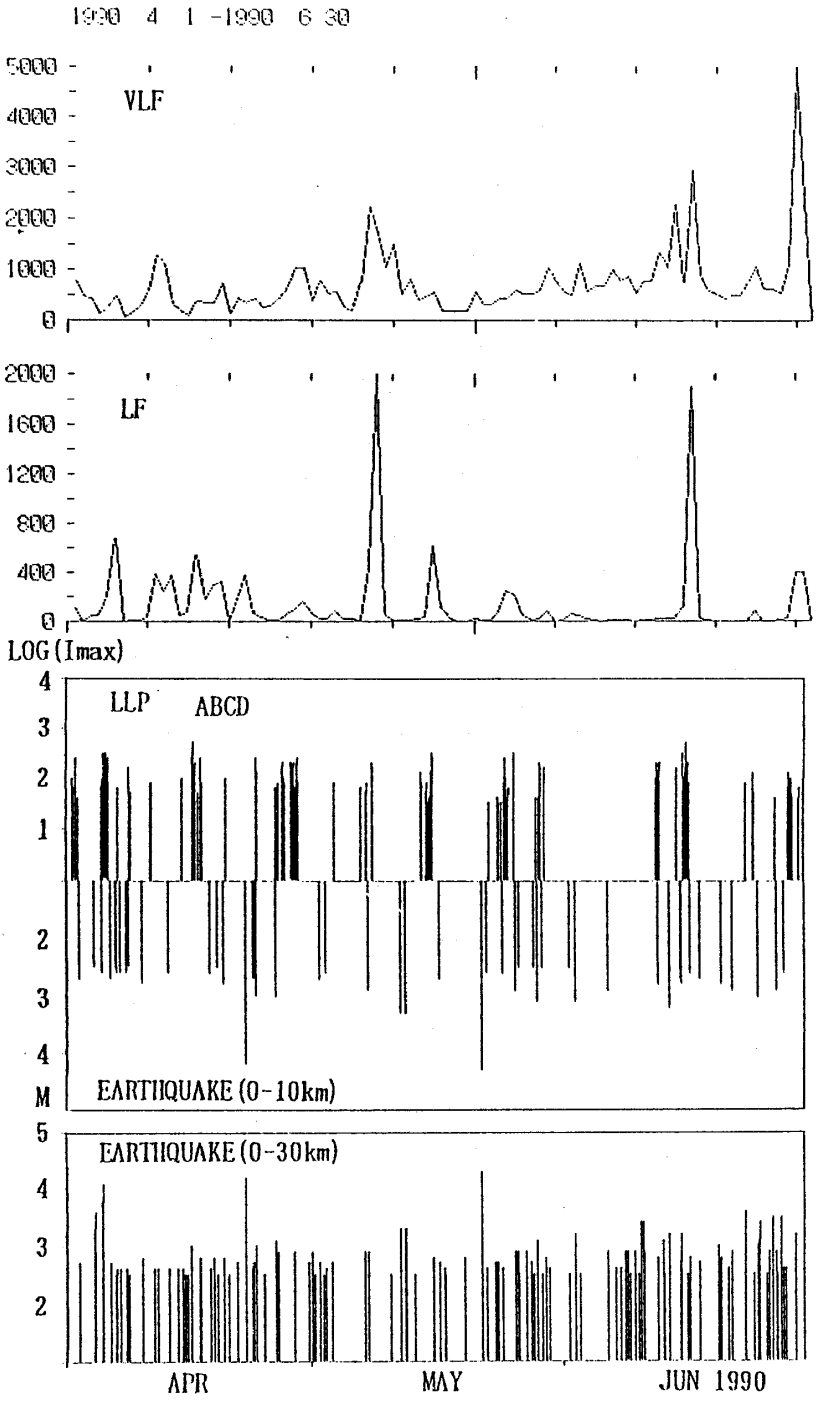


Fig.8. Variation of VLF noises, LF noises, lightnings and shallow earthquakes from April 1 to June 30, 1990. Alphabets in the figures show the region in Fig.7.

図８　ＶＬＦ、ＬＦノイズ数／日、落雷と地震の時系列

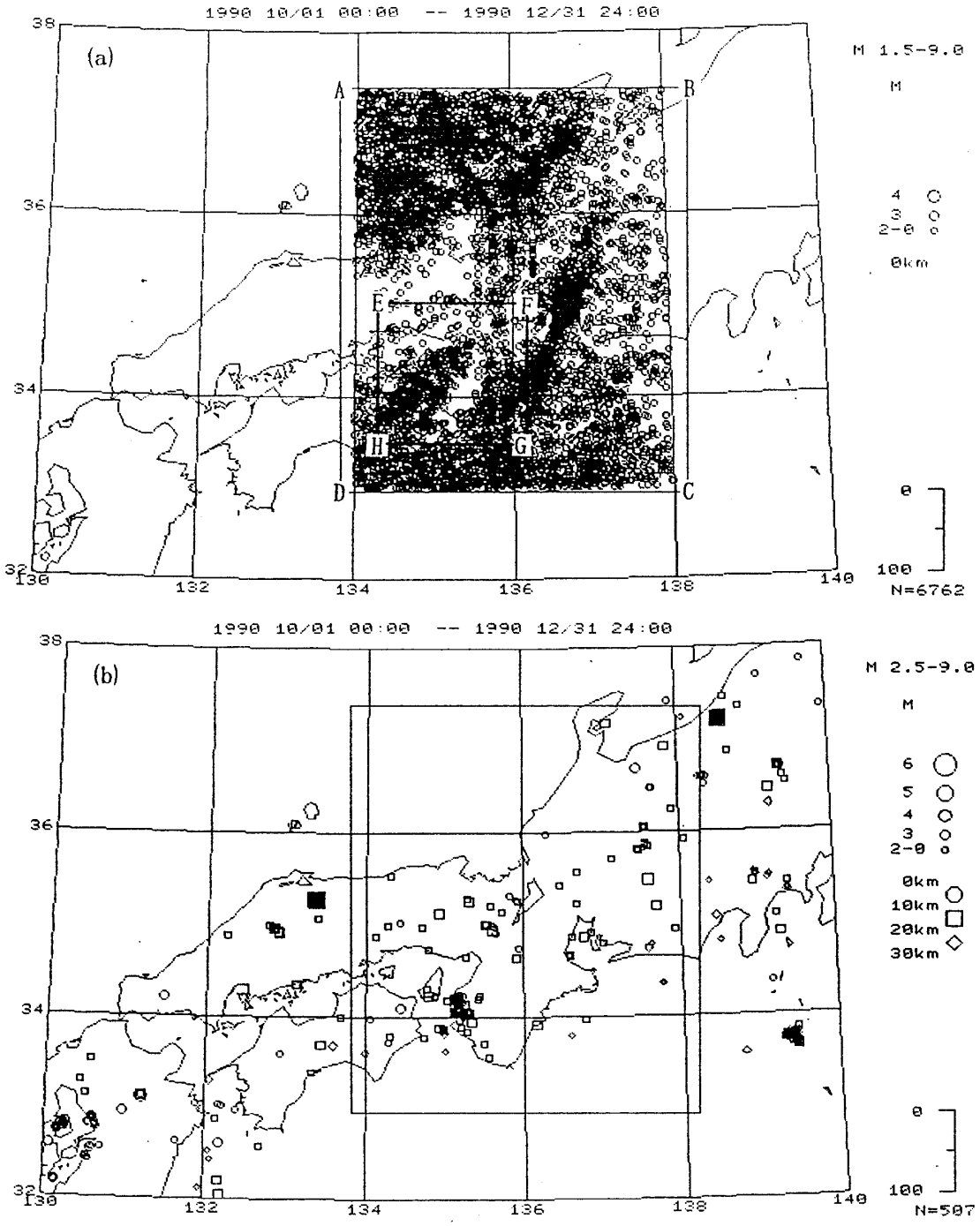


Fig.9(a). Distribution of lightnings ($\log_{10}(Imax) \geqq 1.5$) from October 1 to December 31, 1990. Letters show regions analyzed in the following figures.

Fig.9(b). Distribution of shallow earthquakes ($h \leqq 30km$) in the same period as in Fig.9(a).

図９　落雷(a) と地震(b) の分布図。

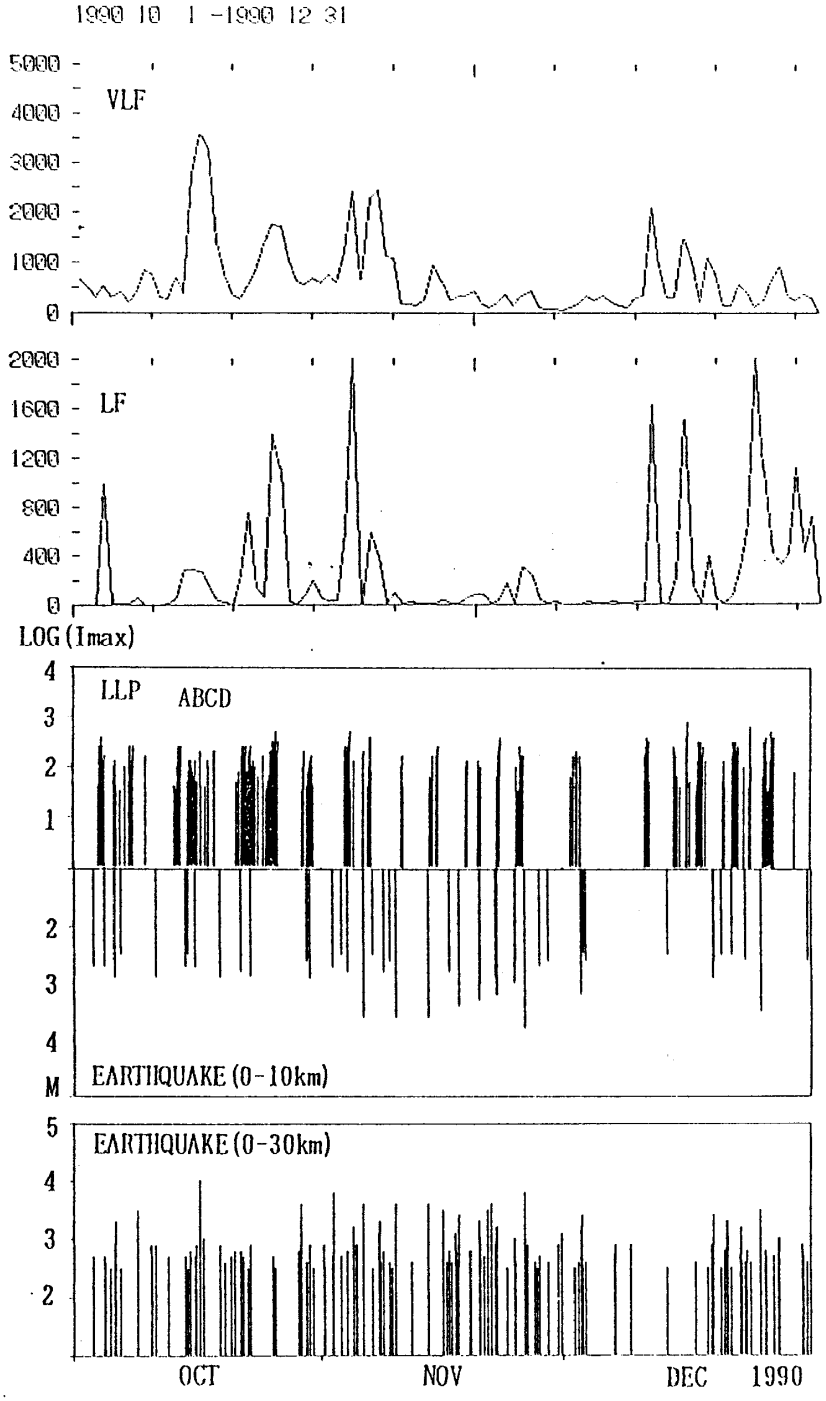


Fig.10. Variation of VLF noises, LF noises, lightnings and shallow earthquakes from October 1 to December 31, 1990. Alphabets in the figures show the region in Fig.9.

図１０　ＶＬＦ、ＬＦノイズ数／日、落雷と地震の時系列

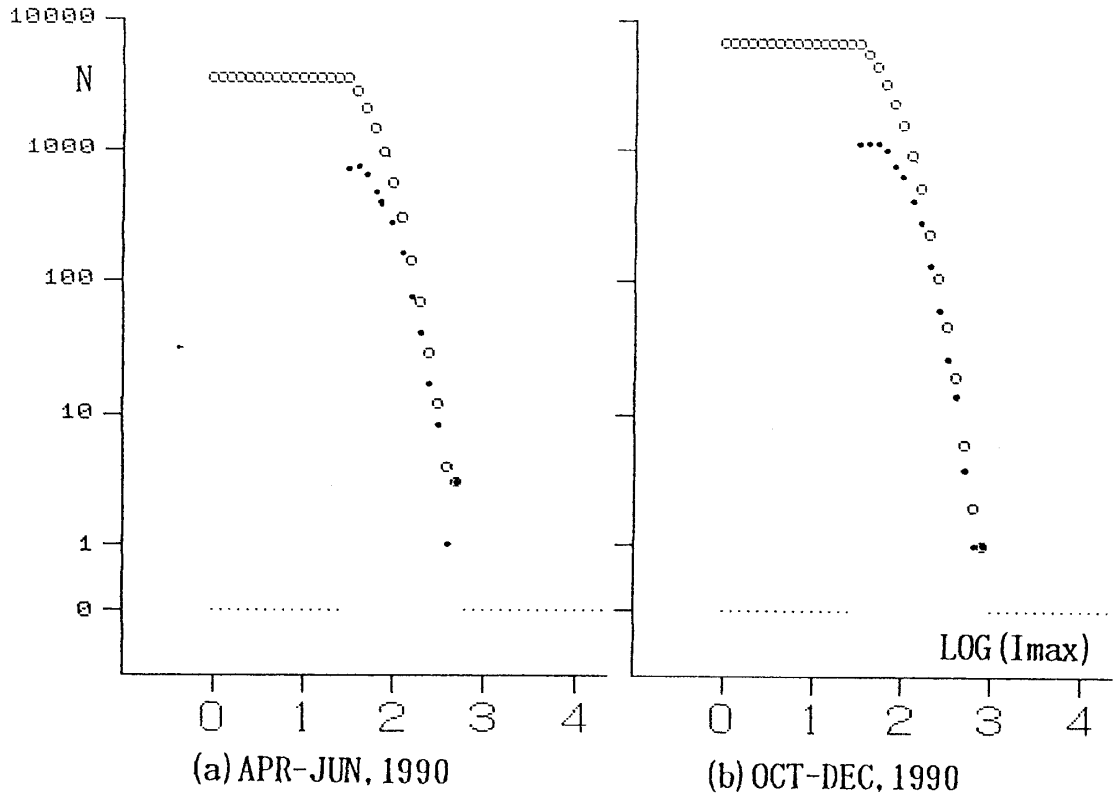


Fig.11. Magnitude frequency distribution of lightnings. Open circles show the cumulative distribution.

図１１　落雷の規模別頻度分布

４.今後の課題

別の報告（尾池ほか、1992）で、空電ノイズ数を１点観測で地震発生と比べて解析した結果を述べ、比較的大きな浅い地震が起こる前後に空電ノイズが増加することが多いということを示した。この報告では、さらに落雷の位置のデータを用いて解析した。

ここで述べた結果は、地震と空電ノイズあるいは落雷数の増加との間に、なんらかの関係が存在する可能性を示唆するものであり、さらに、この研究を発展させる価値が十分あるということを意味している。

もし、空電の増大、とくに地震直前の増大が地震発生となんらかの物理的関係があるとすれば、そのしくみに関して次のような、いくつかの可能性が考えられる。

１．地震の発生の前兆現象として、震源域での微小破壊などの発生により、電磁波が放射される。

２．広い地域で応力が増大し、震央から離れた広い地域の地表付近でも微小破壊などが発生して電磁波を放射し、地震発生の条件がととのった場所で時期を同じくして地震も発生する。

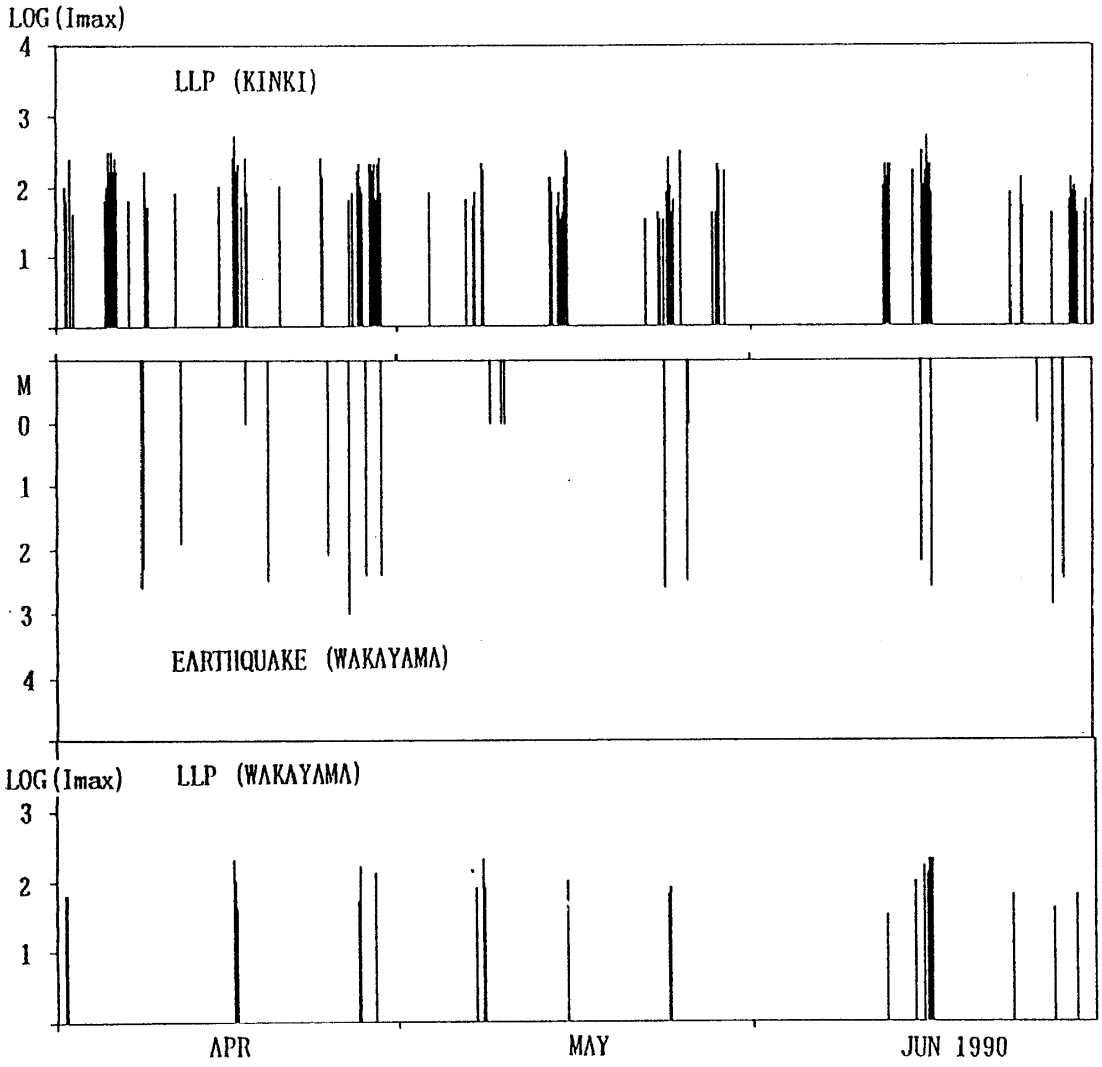


Fig.12. Time sequence of lightnings in the Kinki district(ABCD in Fig.7), shallow earthquakes and lightnings in the Wakayama region(EFGH in Fig. 7).

図１２　近畿の落雷、和歌山の地震、和歌山の落雷の時系列。

３．上記１または２の仕組みで荷電粒子が空中に放出され、地震前に空電を誘発する。

４．落雷による地電流が岩盤の破壊を誘発して地震が発生する。

５．前線の通過などで空電が増えるとともに、集中的な降雨が活断層帯に増水をもたらし、水が地震を誘発する。

上記のうち、４の仮説は、Meunier（1991）も類似の仮説を提唱している。ま

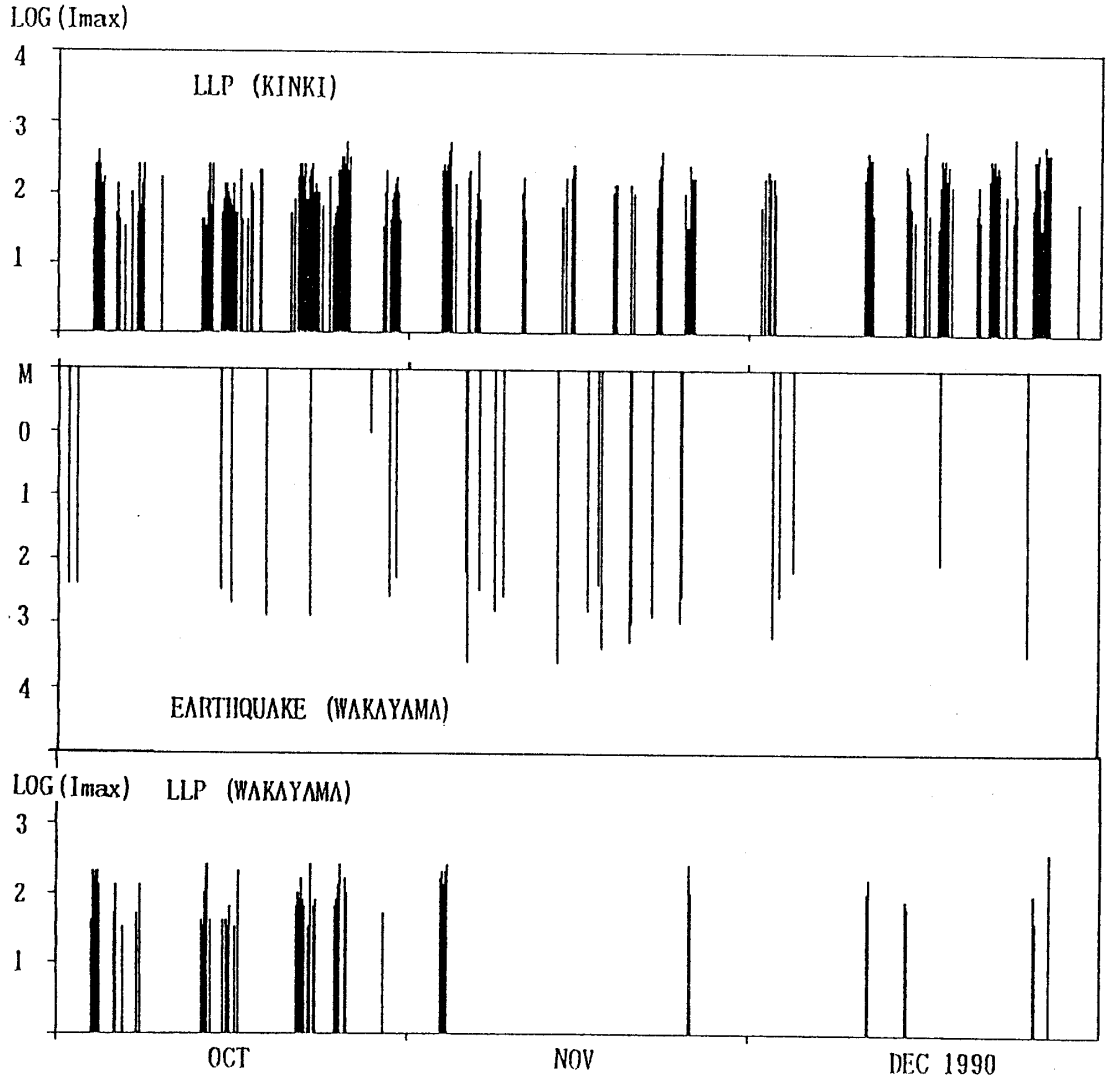


Fig.13. Time sequence of lightnings in the Kinki district(ABCD in Fig.9), shallow earthquakes and lightnings in the Wakayama region(EFGH in Fig. 9).

図１３　近畿の落雷、和歌山の地震、和歌山の落雷の時系列。

た、５の仮説については、Oike (1977) の報告がある。また、例えばYoshino (1991) や Varotsos et al. (1991) などの地震や噴火の前兆信号の観測結果との比較も、今後の課題として重要である。

今後ともこれらの観測を継続し、余震や群発地震を利用して震源近くでの観測を行うなど、多くの調査研究を続けることが重要であろう。

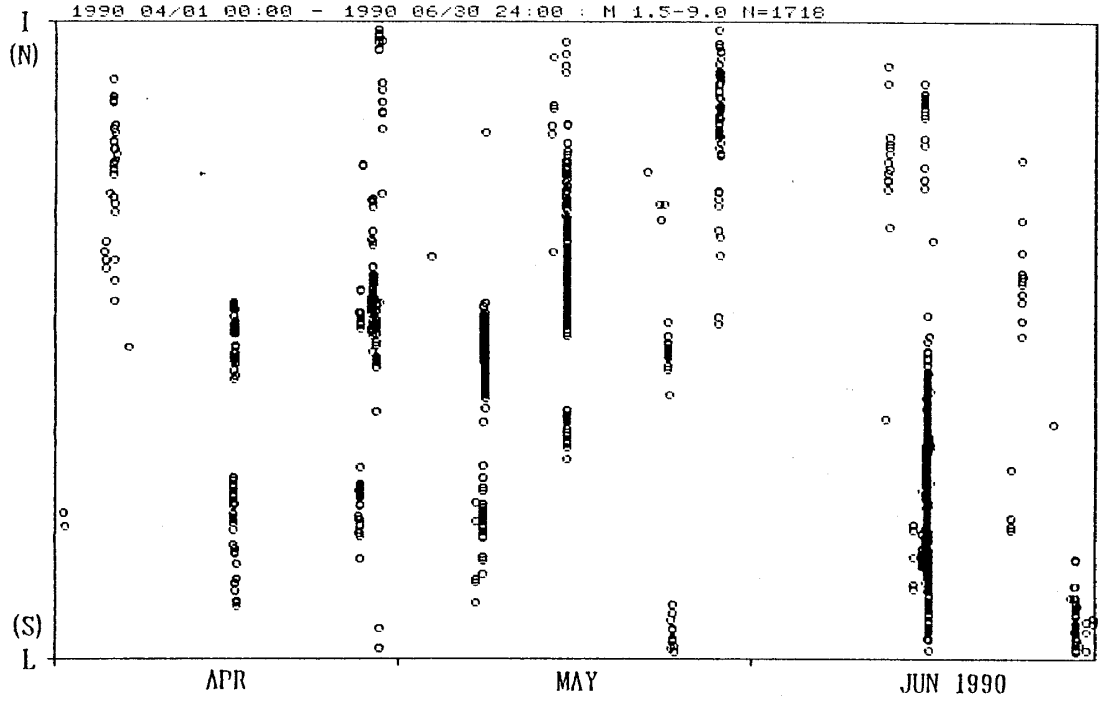


Fig.14. Time-Space destribution of lightnings in IJKL in Figh.7. Many lightnings occur simultaneously in wide area.

図１４　図７のIJKL内の落雷の時空間分布

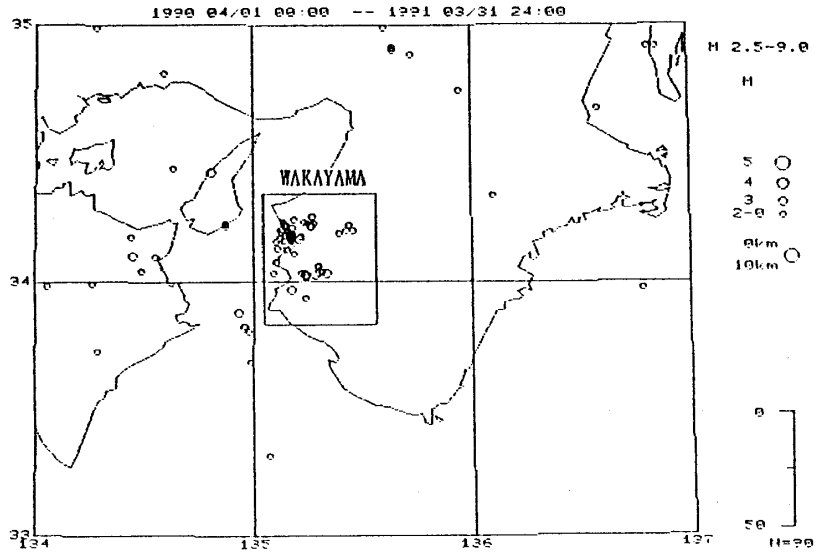


Fig.15(a). Distribution of shallow earthquakes (depth≦10km) from April 1, 1990 to March 31, 1991.

図１５(a)　10kmより浅い地震の分布

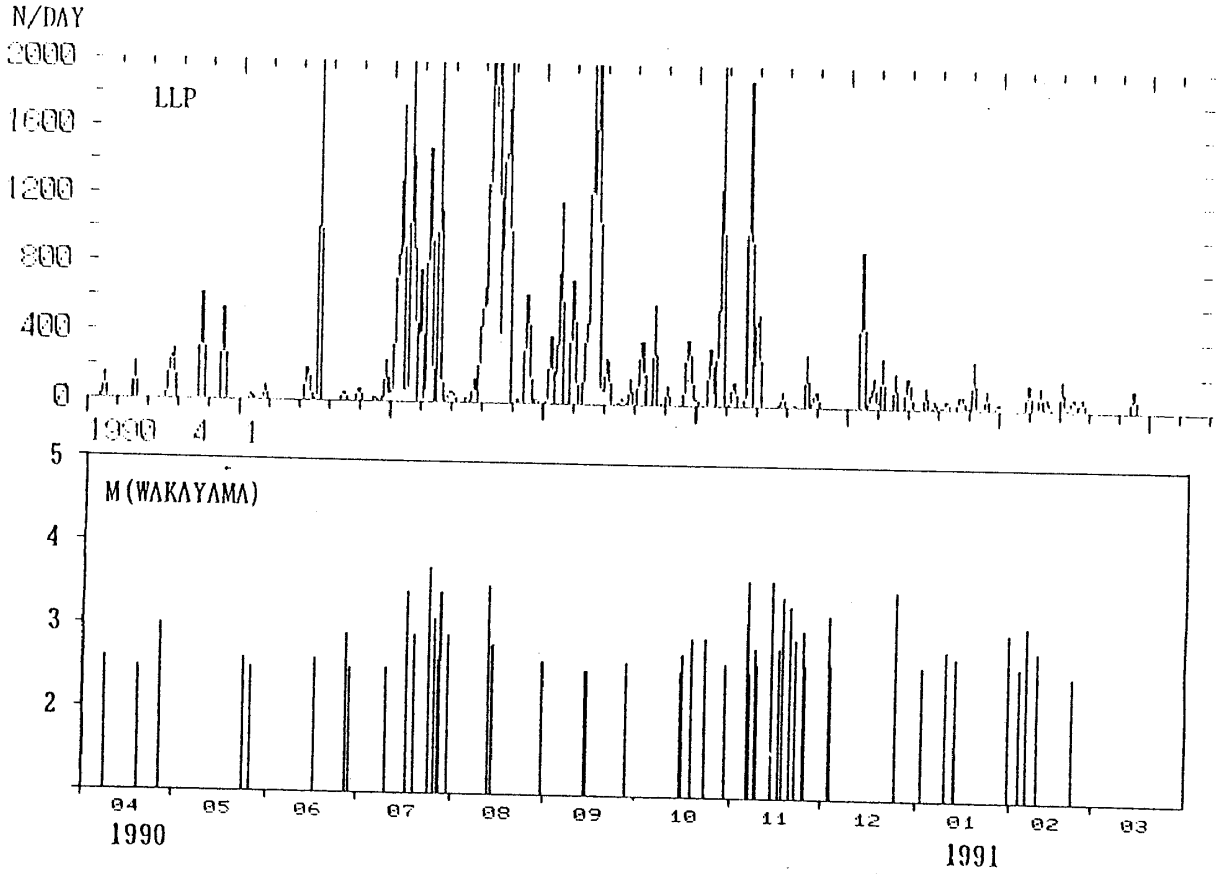


Fig.15(b). Variation of daily number of lightnings and time sequence of shallow earthquakes(h≦10km) in the Wahayama region where many shallow earthquakes frequently occur.

図１５(b)　落雷の毎日の観測数と和歌山の浅い地震の時系列

謝辞

この研究は、科学技術振興調整費、省際基礎研究「地殻変動の前兆現象としての電磁放射の特性に関する研究」の一部「地殻活動に伴う電磁波放射の研究」として実施されている。研究代表者藤縄幸雄氏をはじめ研究グループのメンバーの方々から研究会などを通して多くの示唆を得た。データの整理と報告書の製作は、松本美佳さんの協力を得て行われた。

参考文献

Gokhberg, M. B., V. A. Morgounov, and E. L. Aronov, On high frequency electromagnetic emission during seismic activity, Dokl. Akad. Nauk. USSR, 248(5), 1077, 1979.

Gokhberg, M. B.,V. A. Morgounov,T. Yoshino and I. Tomizawa, Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, J. Geophys. Res.,87,7824-7828, 1982.

石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, ＳＥＩＳ－ＰＣの開発－概要－, 情報地質, 10, 19-34, 1985.

関西電力, 落雷位置標定システム資料, 2-9.

Meunier, J. M., Earthquakes triggered by the several hundreds millions of volts in thunderclouds, USSR Acad. Sc. Progr., 1991.

長澤隆士, 新しい気象情報観測システム, 電気現場技術, 1991-6, 7-13, 1991.

Ogawa, T., K. Oike, and T. Miura, Electromagnetic radiations from rocks, J. Geophys. Res., 90, 6245-6249, 1985.

Oike, K., Seismic activities and crustal movements at the Yamasaki fault and surrounding regions in the Southwest Japan, Jour. Phys. Earth, 25, S31-S41, 1977.

Oike, K., and T. Ogawa, Observations of electromagnetic radiation related with the occurrence of earthquakes (in Japanese), Annu. Rep. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 25(B-1), 89-100, 1985.

尾池和夫・村上寛史, 地震と空電ノイズとの関係について（中間報告）, 1992.

Varotsos, P. and M. Lazaridou, Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, Tectonophysics, 188, 321-347, 1991.

山田　勝・永井敏雄・園井康夫, 落雷位置標定システムによる雷観測結果について（その３）, 放電・高電圧合同研究会資料, 63-71, 1990.

山田　勝・永井敏雄・園井康夫・石井　勝・北條準一, 落雷位置標定システムによる近畿地方の雷観測結果, 電学論Ｂ, 111, 24-29, 1991.

Yoshino, T., Low-frequency seismogenic electromagnetic emissions as precursors to earthquakes and volcanic eruptions in Japan, Jour. Scient. Explor., 5, 121-144, 1991.

閉山した鉱山の廃坑を利用した自然電位変化の観測
Observations of electric self-potential at a closed old mine

立命館大学理工学部
小笠原　宏
京都大学理学部地球物理学教室
藤森　邦夫
Faculty of Science and Engineering, Ritsumeikan University
H. Ogasawara
Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University
K. Fujimori

(Abstract) Using tunnels and shafts in Ikuno mine, which was closed in 1974, we started in 1987 to observe seismic events and temporal change of 1) electric self-potential (Frequency < 0.01 Hz), 2) apparent resistivity, 3) underground water level, 4) water seepage from tunnel wall and 5) γ ray intensity. The main purpose of our comprehensive observation is to discuss correlation between the observed data in such a stable circumstance as that without excavation, taking account of the continuous observation of crustal movement which have been carried out before the mine was closed. Since all tunnels and shafts below the underground water table filled up with water now, we expect to catch any behavior of rock body in response to any change of underground water and also any preseismic or postseismic effect. From the observation of about five years, we found that the seismic events (S-P time < 0.3 s; M<0) still occur even now in the vicinity of mine. From our preliminary analysis, the secular change of electric self-potential (Frequency < 0.01 Hz) seems to correlate to the activity of the seismic event in the mine. In order to discuss the characteristics of electric self-potential in wider frequency range, we started to observe temporal change of electric self-potential in renges of 1) 0.01～0.1Hz, 2) 0.01～500Hz and 3)1k～9kHz in addition to the range less than 0.01 Hz.

1．研究目的

我々は，兵庫県朝来郡生野町の旧生野鉱山（図１）の廃坑を利用して，「一辺が約数百mの巨大な岩石試料」とみたてることができる領域（図５）において，自然電位，比抵抗，γ線，地下水位の観測を行い，また，この領域もしくはそのごく近辺に発生する地震を観測することによって，岩盤の挙動を総合的に把握する試みを，多項目総合観測と称して，1987年から開始した。

生野鉱山においては，1943年３月から現在にいたるまで，数度の観測の中断や観測地点の移設を経ながらも，地殻変動連続観測が継続されている［Sassa and Nishimura (1956)；田中・他(1970, 1971)；田部井・他(1985)］。この間には，1943年９月の鳥取地震の前兆的な異常傾斜変動が観測された［Sassa and Nishimura (1956)］のをはじめ，周辺の地震活動と関連があるとみられる地殻変動なども幾例か［田中・他(1970, 1971)；田部井(1985)］報告されている。また，例えば1984年には，生野鉱山の南西約30kmに発生したM5.6の地震の際に，２～３ケ月間にわたり余効変動が観測されている［Tabei(1987)］。このような地殻変動が観測されたとき，岩盤はどのような挙動をしたのかを知ることが，我々の観測の目的の一つである。また，このような岩盤の異常時の挙動だけでなく，平常時の挙動を総合的に知ることも，目的の一つである。

生野鉱山の廃坑を利用した，このような「多項目観測」のアイデアは，田中・西田(1977)によって既に提案され，また試行もされてきた。しかし，当時は，たとえば地震観測については時間分解能やノイズ対策などの技術上の問題があり，精度のよい観測が困難であった［西田(1987)］。今回の我々の試みでは，地震観測にはパーソナル・コンピュータをデータ記録システム［平野(1986,1987)］を採用することによって，精度の高いデータ収録が実現した。

本報では，このような目的で行っている多項目総合観測によって得られたデータのうち，自然電位変化の解析結果と他の観測結果との比較について報告する。

（１）生野鉱山

①　生野鉱山付近の自然地震活動

生野から半径数十kmの範囲の地震活動［岸本・尾池(1985)］は，日本海沿いの活動，山崎断層（図１中の白線Ａ）沿いの活動，有馬高槻構造線（図１中の白線Ｂ）以北に広がる丹波地方の地震活動，の３つに大別することができる。これらの地震は，東西圧縮によって深さが十km前後の地点を中心に発生しているものである。生野鉱山（図１中の○）は丹波の活動域の北西端に位置している。生野鉱山のごく付近にも地震活動が見られるが，これらは，後述（③参照）するように，鉱山域に発生した山はね（最大FPマグニチュード2.4）［田中・西田(1971,1977)；西田・田中(1972)；Tanaka and Oka (1979)］，あるいは，閉山後の地下水位の回復によって誘発された地震（最大FPマグニチュード2.9）［田中・西田(1977)；Tanaka and Oka (1979)］など，すなわち，いずれも半人為的で深さが１～２km未満の浅い地震活動によるものである。これらの半人為的な地震が治まった1978年以後の地震（図２(a)）を見ると，生野鉱山の南東約５kmにある，長さが約10kmで走向が北東－南西の確実度２の活断層（図２(b)）が，丹波の地震活動域の北西縁にほぼ一致しているように見える。

②　生野鉱山付近の地質と鉱床［三浦(1967)；生野鉱業所採鉱課(1971)］

厚さ1000ｍを超える第三紀凝灰岩などの累層（図３中のＴf₂，Ｒh₂，Ｔf₁，Ｒh₁）が，鉱山域で北東－南西方向を長軸とする盆地をなし，この盆地を安山岩など（図３中のＡnなど）が水平に覆っている。その後，玄武岩などが貫入し岩脈と岩床を形成した（図３中のＢaなど）。鉱床のほとんどは，Dip がほぼ鉛直で，走向が南北に発達するこの玄武岩岩脈が固結する際に生じた張力割れ目，あるいは，北西－南東走向の剪断割れ目を充填した熱水性のものである。生野鉱山の稼行の対象となった鉱脈は70条あまりであり，その範囲は水平的には東西約４km，南北約３kmにおよんだ（図４）。生野鉱床の主体は中央部の金香瀬鉱脈群である（図３，４）。金香瀬鉱床群では，ＮＳ系の千珠本ひ，千珠前ひ，金盛ひ，ＮＷ系の光栄ひが主要脈であり，ＮＳ系の鉱脈の稼行深度は地表下約1000ｍに達する。西部の太盛鉱床群は，金香瀬鉱床群よりも稼行深度が浅い。東部の青草鉱床群（桜ひなど）は前記の両鉱床群に比べて小さい。

生野鉱山における断層（図３）には，ＮＥ－ＳＷ系の粘土断層と三十号断層，ＮＷ－ＳＥ系の20号断層，二井断層，蟹谷断層，天受断層などがあるが，これらは，鉱脈生成後の活動によるものである。これらのうち，粘土断層と三十号断層は２万５千分の１の地形図でもトレースでき，顕著である。

③　生野鉱山の閉山と山はね・誘発地震

生野鉱山は，日本における最も歴史の古い鉱山のひとつで，大同２年（807年）に開坑としたと伝えられており，本格的な採掘は天文11年（1542年）に始まった。歴史時代の採掘によって，地表下数十ｍの範囲の有望な鉱脈の付近には，狸穴と呼ばれ，断面が数十cm×数十cmの非常に狭い坑道が数多く存在し，現在でも地表付近の地下水の動きに影響を与えている。

近代の採掘により，採掘深度が地表下1000ｍ近くになるに従って，採掘地点や坑道付近において山はねが発生し始め，1971年６月には最大のもの（FPﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ2.4）［田中・西

田(1971,1977)；西田・田中(1972)；Tanaka and Oka (1979)] が発生し，1973年３月には閉山のやむなきにいたった。閉山後，地下坑内の排水が行われなくなり，総延長が約350kmにおよんでいた坑道のほとんどは水没した。地下の坑道が次々に水没してゆく過程では，誘発地震が発生し，地下水位がほぼ現在のレベルに達した1976年にはM2.9の有感の誘発地震が発生した［田中・西田(1977)；Tanaka and Oka (1979)］。しかし，その後，現在にいたるまで，生野鉱山域では顕著な地震活動はない（図２(b)）。

２．研究方法

（１）観測に使用している坑道

閉山後も，いくつかの坑道は現在も封鎖されずに保存されており，その一部は観光事業として一般に公開されている。また，コンクリートで巻き立てられているのは採鉱跡や断層破砕帯近傍などの一部の箇所に限られ，他の箇所は岩盤が露出している。このため，坑内という気象擾乱の少ない環境下で，しかも，各種センサーを直接岩盤に設置して観測することが可能である。

観測に使用している坑道を図５に示す。金香瀬坑は，生野鉱山の最も主要な鉱脈を採掘するために掘削された，歴史の最も古い坑道の一つであり，我々の観測では，標高約365mのレベルの水平坑道の一部である，東西走向の長さ約400mの部分を利用しており，この部分のかぶりは最大で約140ｍである。この400ｍの区間にはいくつかの鉱脈があり，また東端付近では粘土断層が交差している。

新本坑は，昭和になってから掘削された坑道で，我々の観測には南北走向の長さ約400mの部分を利用している。この区間で最大のかぶりは約150ｍである。この約400ｍの区間には鉱脈は見られないが，区間の南端付近では粘土断層が交差している。標高は金香瀬坑とほぼ同じであるので，この２本の坑道を利用することによって，標高約365ｍの水平面上に，２次元的に観測点を展開できる。

生野地学観測室は旧火薬庫の約70ｍの坑道で，かぶりは最大で約40ｍである。

光栄竪坑は，標高約365ｍからの深さが約600mあり，そのうちの下部約550mが水没している。水位は標高約300mに一定するように，ポンプで人工的に調節されているが，大雨等の際には10ｍ以上上昇することもある（図６）。

中央竪坑は，標高約365ｍからの深さが約300mあり，下部約200mが水没している。中央竪坑の地下水は，鉱山北西部の円山疎水口（図４）から自然排水されているため，中央竪坑の水位は，円山疏水口へいたる５番坑道（図４中の鎖線の坑道；標高約250ｍ）のレベルでほぼ一定している。

これらの水平坑道と竪坑を利用することによって，３次元的にセンサーを配置することができる。

（２）ケーブル

データはすべて，地殻変動総合観測線のテレメータ室にシールド・ケーブルを介して集められる。テレメータ室と新本坑の間のデータ転送には，10芯のシールド・ケーブルを使用し，テレメータ室と金香瀬坑の間には，10芯および20芯のケーブル各１本ずつを使用している。ケーブルは，排水溝の側壁や石垣の壁面に固定し，それが不可能な区間は地下10～30cmに埋設した。ケーブルは，観測開始当初は，途中に接続箇所のない，それぞれ１つなぎのものであり，絶縁も良好であった。しかし，テレーメータ室と金香瀬坑の間の２本のケーブルは，1988年に草刈作業のために，また，1991年にはがけの修復工事のために切断され，接続しなおしている。テレメータ室と新本坑の間は，1992年３月に，工事のために切断され，５月に接続しなおしている。これらのため，ケーブルの絶縁性は観測開始当初よりはやや悪くなっている。

また，金香瀬坑は，1992年５月に新観光坑道開設に伴う工事のため，1992年３月に坑内のケーブルを撤収してすべての観測を中断し，６月に復旧した。

（３）　長周期成分のデータ収録方法と各観測項目

①長周期成分のデータ収録

以下に述べる，自然電位，γ線などの長周期成分は，地殻変動総合観測線のテレメータの空きチャンネルを利用して京都大学防災研究所に転送され，５分ごとの瞬時値と，６０分ごとの瞬時値が，それぞれファイルとして保存されている。また，６０分値については，端末での出力をＭＳ－ＤＯＳのファイルにしている。

②自然電位差

図５の黒四角（Ｅ５～Ｅ９）で示された地点に炭素棒電極を設置し，ケーブルを介して生野地学観測室（図５）のテレメータ室の入力絶縁型の差動アンプと接続されている。各電極の接地抵抗は，接地抵抗減少剤（商品名イビアース）によって減少させている。

観測を行っているのは，東西方向の電位差として金香瀬坑のＥ８に準拠したＥ９との電位差（電極間距離230m；以下Ｅ９－Ｅ８と略記。他も同様），南北方向の電位差として新本坑のＥ５－Ｅ６（電極間距離230m），そして，北東－南西方向（金香瀬坑－新本坑間）のＥ９－Ｅ６（電極間距離850m）とＥ７－Ｅ６（電極間距離610m）である。

金香瀬坑のトンネル壁面には，光栄竪坑の水位調整用ポンプのための3000Vの電源線と照明用の100Vの電源線が走っており，周波数数十Hz以上の自然電位（図５中の電極Ｅ７，Ｅ８およびＥ９）の観測環境としては悪い。一方，新本坑のトンネルにはＡＣ電源線は全くなく，自然電位（図５中の電極Ｅ５およびＥ６）の観測環境としては良好である。周波数別にＡＣ電源線の影響を見てみよう。図７(a)には，Ｅ９－Ｅ８（金香瀬坑）とＥ５－Ｅ６（新本坑）の周波数0.01～0.1Hzの帯域のノイズの状況を示すが，両者のノイズレベルにあまり差はない。なお，図中の顕著なフェイズは鉱山から数km以上離れた地点への落雷に伴うものである。また，図は省略するが，周波数0.01Hz以下でもノイズレベルにはあまり差がない。周波数の上限を100Hzにまで帯域を広げてみると（図７(b)），金香瀬坑の方が新本坑の倍ほどノイズレベルが高くなる。さらに高い周波数の領域では，金香瀬坑のノイズレベルは新本坑の10倍前後であり，例えば，1k～9kHzの帯域でのノイズの差は図７(c)に示すとおりである。

従来の観測では，信号はアンプによって10倍増幅され，ｆｃ＝0.01Hzのローパス・フィルターがかけられた後，テレメータ装置の入力レンジ（±500mV）からはずれぬように，ＤＣオフセットが調節された後，テレメータ装置に入力されている。

いくつかの鉱脈をまたいでいる電極９－８（ほぼ東西走向；スパン230m；図５中の電極Ｅ９－Ｅ８）のＤＣ電位は約-100mV/230mであるのに対し，鉱脈をまたいでいない電極５－６（ほぼ南北走向；スパン164m；図５中の電極Ｅ５－Ｅ６）のＤＣ電位は約500mV/164mである。それぞれの電位には，さまざまな外的な要因による変化が重なっている。まず，数mVほどの日周変化（図８，９）は，生野鉱山の東方30kmを走るＪＲ福知山線の列車運行ダイヤと同期しているため，電車からの漏洩電流の影響によると考えられる。また，大きい磁気嵐が発生した場合にも，その影響を捉えることができる（図８）。また，通常の雨の後には5mVほどの変化が数日間見られるが，大雨があると20mVほどの変化が１週間近く続くこともある（図９）。

なお，1988年以前の観測結果については，別報［大塚・他(1987，1988)；藤原・他(1988a)］ですでに報告済みであるので，そちらを参照されたい。

今回新たに，Ｅ９－Ｅ８とＥ５－Ｅ６について，0.01～0.1Hz，0.01～500Hz，および，1kHz～9kHzの帯域での観測装置を設置した。0.01～0.1Hzの帯域は，２秒サンプルでＡ／Ｄ変換してパソコンに取り込む。1kHz～9kHzの帯域は，整流したものを２秒サンプルでパソコンに取り込む。取り込んだデータは，40Mbyteのハードディスクに収録される。約115日分のデータが収録可能である。これらの観測と，従来から行われている0.01Hz以下の帯域の自然電位の変化とを比較する。

0.01～500Hzの帯域は，後述する地震収録システムによって収録する。地震収録システムは，地震波が到着した時刻の前約１秒と後約５秒間のデータを約２KHzのサンプリング・レートで収録するように設計されているため，この帯域での観測は，地震に伴う自然電位の

変化を捉える事を目的としている。

③大地比抵抗

電流電極を金香瀬坑内（図５）のＥ９付近とＳ１付近に埋設し，また，Ｅ８とＥ９を電位電極として利用して，大地比抵抗計（山崎断層に設置されているものと類似の機種）によって比抵抗変化を観測している。自然電位と同様テレメータされている。大雨が降った後には，約１カ月間抵抗値が下がる。その回復は，自然電位よりは早い（図６）。詳細は，自然電位と同様に，別報［藤原・他(1988a,b)］を参照のこと。

④　竪坑の水位

光栄竪坑（図５）においては，観測開始当初，我々の設置した水位計が正常に動作していたが，10m近い水位上昇による水没のたびに水位計が故障し，期間を通じたデータは，結局，テクノ大手の方々が毎日午前８時頃，物差しで直接測っている水位データを使用することになった。この竪坑の水位は，瀬戸内海に注ぐ市川（図３）の標高を上回らないように，ポンプによって通常は水位が一定に保たれているが，大雨やポンプ不調などの時には上昇する。観測期間中の10ｍを超える増水は，これらによるものであった（図６）。

中央竪坑（図５）では，高湿度のため長期の観測はできなかった。気圧が原因か地球潮汐が原因かわからないが，半日周期で１～２cmの水位変化が見られる。大雨後には数cm上昇する。

⑤　生野地学観測室トンネルからの湧水

生野地学観測室（図５）のトンネルの天井（かぶり約40ｍ）からは，しみだした水が水滴となって絶え間なく落下している。この水は，おそらくそのほとんどが雨水や雪解け水などの天水が岩盤の亀裂や節理にしみ込んで，トンネルの天井に達したものであろうと思われるから，この水の量の変化から，鉱山域にしみわたって行く天水の様子を知ることができる。この水を幅１ｍ長さ２ｍのビニールの屋根用の波板で受け，雨樋で転倒升雨量計へ導いて，湧水量を観測している。

⑥　γ線量変化［中尾(1990)；小泉・他(1991)］

生野地学観測室（図５）にγ線シンチレーション・サーベイメーターを設置し，出力がテレメータされている。その結果，秋冬春にかけてはγ線量は低レベルでほぼ一定であるが，春夏秋にはやや増加することがわかった（図６）。同様な変化が鳥取などの他の地点でも観測されているので，これらともあわせ，詳細が検討される予定である。

⑦地震観測システム

ア．観測対象とする地震

観測対象は，マグニチュード－１程度以下の地震で，また，震源までの距離が数km程度以下であり，しかも震源が地表下１～２kmよりも浅いものである。生野鉱山は京都大学防災研究所の微小地震観測網（図２(a)中の◎が観測網の観測点）の中に位置するため，微小地震観測網ではとらえることのできない小さい地震，あるいは，深さを正確に決定できないような浅い地震を，観測対象とした。

イ．地震計，ハイドロフォンとその配置

地震計は，固有周期が２秒で，感度が約0.7V･s/cmで，少なくとも約１kHzまでは特性がフラットなものを使用している。地震計は，スパン約100ｍのトリパタイトと，スパン約500ｍのトリパタイトを構成できるように，標高約365ｍのレベルの坑道の５地点（図５のＳ１～Ｓ５）に設置し，このうち，Ｓ３地点では３成分を，残りの４地点では上下動成分のみを観測している。

光栄竪坑（図５）内には，観測開始当初はマークプロダクツ社のハイドロフォン P-40 を600ｍの地点に，Geosource社製アクアセンス（周波数特性20Hz～3000Hz；感度14V/bar）を水深300ｍの地点に設置した。前者は設置後まもなく破裂し現在は観測を行っていない。

後者は自作アンプで増幅しているが，ノイズが多いために，なお要調整であるが，大きな震動ならばとらえることができる。現在は，Geosource社のハイドロフォンが水深600mの地点に移設されている。ハイドロフォンの信号の収録も地震記録と同様である。

ウ．地震の収録

地震の信号は，12bitA／Dコンバータによって2024Hzサンプリングで，12チャンネルの収録される。

雑音レベルは各地点とも数$\times 10^{-6}$cm/sであり，地震の観測点としては比較的ノイズが少ない。トリガーレベルは各地点とも約20×10^{-6}cm/sである。トリガー条件は金香瀬坑内の3点（図5のS1～S3）のAND，あるいは，金香瀬・中央竪坑・旧火薬庫（図5のS3・S4・S5）のANDである。ただし，遠地の中小地震や深発地震によってトリガーがかからないようにしてある。

トリガーがかかると，トリガー前の約1秒間とトリガー以後の約5秒間の波形が，パソコンのハードディスクに収録される。120個のイベントのデータが収録可能であり，ハードディスクが一杯になりそうにまで収録データが増えたら，カセットテープにバックアップをとっている。しかし，例えば雷雨などのとき，落雷による電気ノイズによってトリガーが数多くかかってしまい，バックアップが間に合わなかった場合は，欠測となる（図6中のNO DATA参照）。我々の収録システムには12bitのA／Dコンバータを用いているが，大振幅の場合は1/10に減衰させ，微小な場合は10倍増幅［小笠原・藤森(1987)］して記録している。この圧縮／増幅によって，微小な震動は1digitあたり0.4×10^{-6}cm/sで記録でき，また，$\pm 20\times 10^{-3}$cm/sの震動でも波形が振り切れずに収録できている。

エ．観測例

これまでの観測の結果，マグニチュード約マイナス3の地震でも捉えることができた。地震は，SP時間が0.5秒以下，Mマイナス3～0のものが，平均して月に約1個の割合で発生している（図10）。1990年12月までの期間におけるSP時間が0.3秒以下のSEISMICITYは，途中欠測期間もあるが，図6の様である。これらのうち，SP時間が0.3秒以下の非常に近いイベントの震央を図11に示す。震源の深さは，地表下1～2kmよりも浅く，図4の坑道図と比較すると，鉱山の採鉱跡かそのすぐ下で発生していることがわかる。

3．研究成果と考察

これまでに光栄竪坑の水位の10m近い上昇が何回かあり（図6），1988年までのデータでは，それに呼応する変化が自然電位差，比抵抗，γ線量に現れているかに見えた［藤森・他(1988)］。しかし，その後2年間のデータが増え，降水量や湧水量や竪坑の水位などと自然電位との間にはめだった対応は見られず，また，これらの水関係の観測結果と地震活動度ともめだった対応は見られないことがわかった［小笠原・他(1991)］。対応があると見られるのは，自然電位と地震活動度との間だけである。さきほどの自然電位差変化と比較すると，自然電位差がへこんでいる位置（図6中の矢印）で，地震活動度が高くなっているように見える。一つの可能性としては，広域的な応力変化が自然電位差変化に現れており，その応力変化に伴って地震活動が変化していると考えられる。

しかし，年周変化に見える向きもなくはないため，あと一，二年間のデータを得た後に再点検する必要がある。また，地殻変動の観測結果とも比較する必要があるため，現在，解析を進めている。

多項目観測の目的の一つは，近畿西部に発生する中小規模の地震の前後に，生野付近の岩盤がどういう挙動をするかを総合的に知ることであった。しかし，生野鉱山の付近には中小の地震が起こらなかったため，地震の前後の現象についてはデータを得ることはできなかった。これは，今後の課題である。

5．引用文献

藤森邦夫・小笠原宏・小泉尚嗣・中尾節郎・藤原智・谷口慶祐・西上欽也・大塚成昭・平野憲雄・鈎卯三郎・飯尾能久，1988，旧生野鉱山における多項目観測，地震学会講演予

稿集, No.2, 240.
藤原智・藤森邦夫・大塚成昭・小笠原宏・住友則彦, 1988a, 旧生野鉱山における自然電位差変化(序報), 京都大学教養部地学報告 (九十九地学), 23, 1-8.
藤原智・住友則彦・狐崎長琅, 1988b, 比抵抗連続観測の安定性について, －地震に関連した変動の検出のために－, Conductivity Anomaly 研究会論文集, 202-210.
平野憲雄, 1986, パソコンを用いた臨時地震観測システム, 京都大学防災研究所年報, 第29, B-1, 29-37.
平野憲雄, 1987, パソコンによる地震波形の収録と読み取り, 京都大学防災研究所年報, 30, B-1, 1-10.
生野鉱業所採鉱課, 1971, 生野鉱山の地質鉱床.
活断層研究会編, 1980, 日本の活断層－分布図と資料, 東京大学出版会.
岸本兆方・尾池和夫, 1985, 概論：山崎断層, 月刊地球, 67, 4-8.
小泉尚嗣・中尾節郎・矢部征・桂郁雄・平野憲雄・西田良平, 1991, 地震予知研究センター鳥取観測所の地下水・地球化学多点観測, 京大防災研年報, 34, B-1, 365-375.
三浦伝七, 1967, 生野鉱山, 日本鉱業会誌, 83, 1667-1673.
中尾節郎・桂郁雄・小泉尚嗣・渋谷拓郎・平野憲雄・西田良平, 1990, 地殻変動観測坑(鳥取・生野・鯖江・山崎)でのγ線線量率連続測定, 地震学会講演予稿集, No.2, 266.
西田良平, 1987, 私信.
西田良平・田中豊, 1972, 生野鉱山内の山はねによる震動（続報）, 京都大学防災研究所年報, 15, B, 43-51.
小笠原宏・藤森邦夫・小泉尚嗣・中尾節郎・藤原智・谷口慶祐・西上欽也・大塚成昭・平野憲雄, 1991, 旧生野鉱山における多項目観測 (２), 地震学会講演予稿集, No.1, 59.
大塚成昭・大村誠・福田正浩・藤森邦夫・住友則彦, 1987, 地殻変動観測坑内における自然電位差変化の観測, 第81回地球電磁気･地球惑星圏学会講演会講演予稿集, 160.
大塚成昭・大村誠・福田正浩・藤森邦夫・住友則彦, 1988, 地殻変動観測坑内における自然電位差変化の観測, Conductivity Anomaly 研究会論文集, 211－223.
Sassa, K. and E.Nishimura, 1956, On phenomena forerunning earthquakes, Trans. Amer.Geophys.Union, 37, 645-64.
Tabei, T., 1987, On the postseismic deformation at Ikuno immediately after the 1984 Yamasaki earthquake, J. Phys. Earth, 35, 225-239.
田部井隆雄・藤森邦夫・田中豊, 1985, 生野における地殻変動の連続観測 (1977～1983), 測地学会誌, 31, 189-201.
Tanaka, Y. and Y. Oka, 1979, Generation mechanism of rock bursts and water-induced earthquakes under the tectonic stress field, Rock Mech. Jpn., 3, 71-73.
田中豊・小泉誠・加藤正明, 1970, 地震活動に関係した地殻変動(５Ａ)－近畿地方北西部の地震活動と生野で観測された地殻変動－, 京都大学防災研究所年報, 13, A, 91-108.
田中豊・小泉誠・加藤正明, 1971, 地震活動に関係した地殻変動（５Ｂ）－近畿地方北西部の地震活動と生野で観測された地殻変動－, 京都大学防災研究所年報, 14, A, 71-84.
田中豊・西田良平, 1977, 山はねおよび廃坑内注水による誘発地震の発生機構, 第５回岩の力学シンポジウム講演論文集, 91-96.
田中豊・西田良平, 1971, 生野鉱山内の山はねによる震動, 京都大学防災研究所年報, 14, A, 149-164.

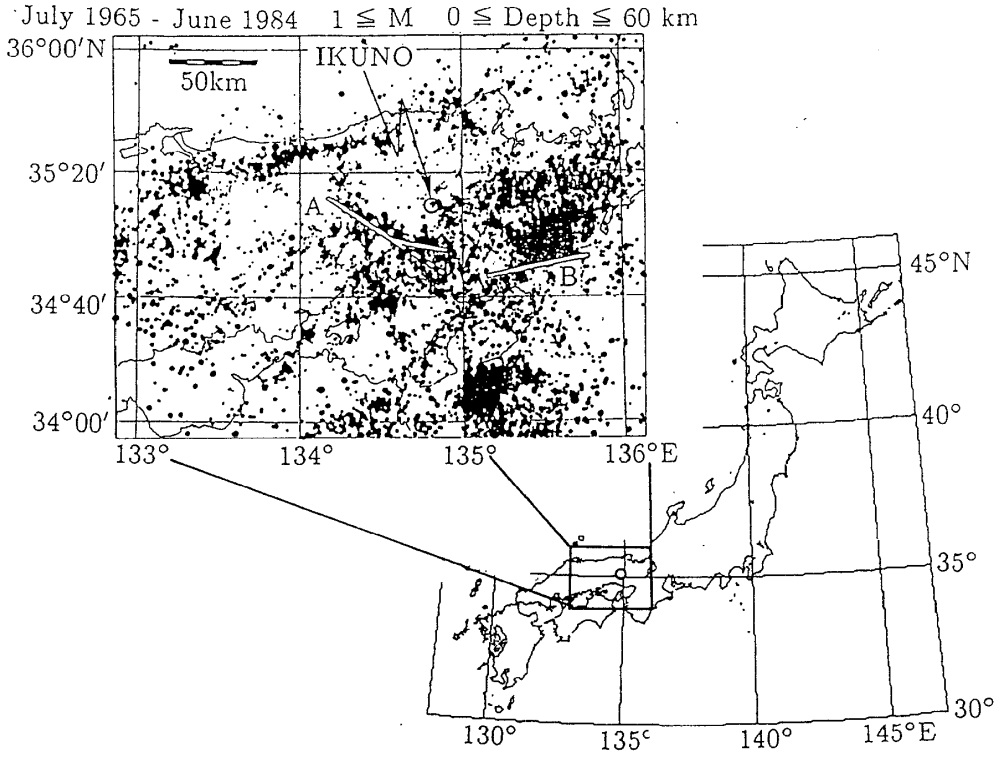


図1　生野鉱山の位置（○）と生野鉱山周辺の地震活動［岸本・尾池(1985)］
Fig. 1　Location of Ikuno mine （○） and Seismicity in and around Ikuno mine [after Kishimoto and Oike (1985)].

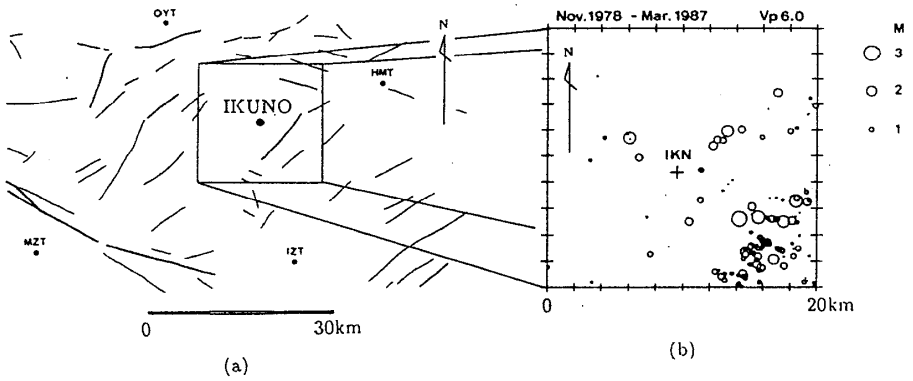
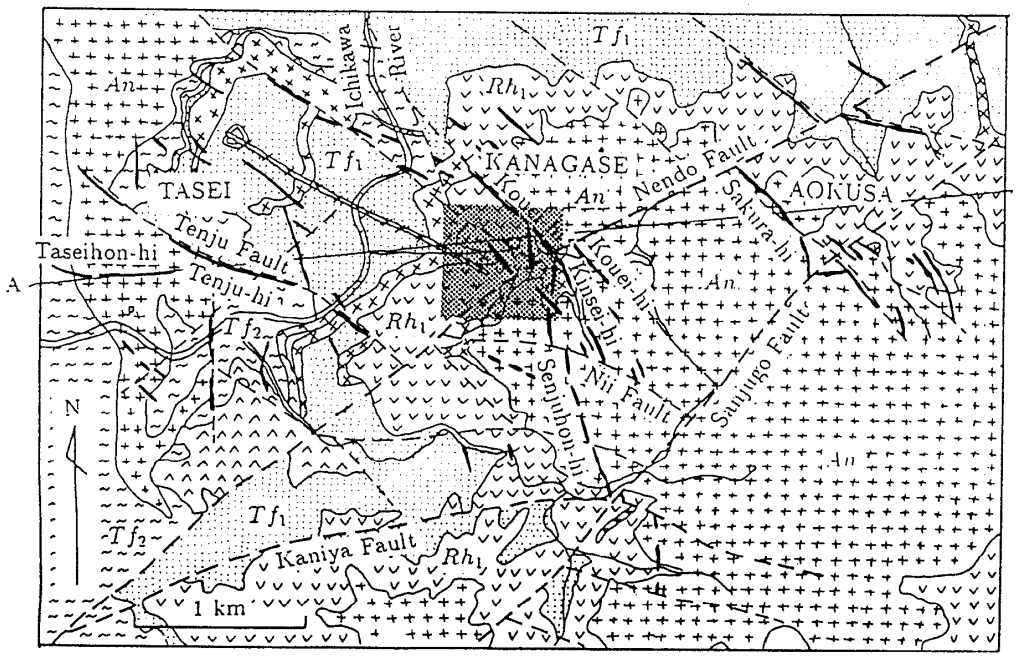
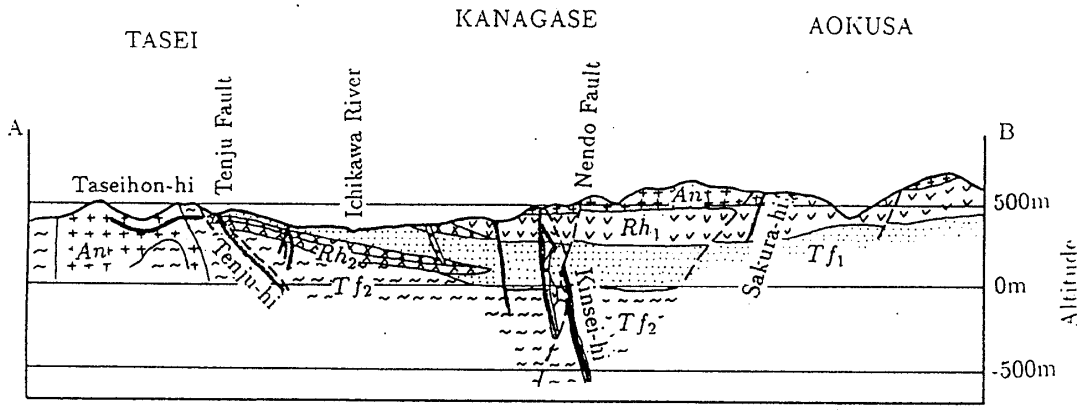


図2　(a)　生野鉱山付近の活断層［活断層研究会(1980)］。太線は確実度1ないし2の活断層。(b)生野鉱山のごく近辺の地震震央図（閉山後の地下水位回復に伴う誘発地震多発期よりも後の期間）［京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所提供］。
Fig. 2　(a) Active faults in the vicinity of Ikuno mine [Katsudanso Kenkyukai (1980)]. Thick lines represent the most active faults in the first or second certainty class. (b) Epicentral map in the vicinity of Ikuno mine in the period after the activity of water-induced earthquake (1976-1986) (supplied by Tottori Microearthquake Observa-tory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University).



(a)



(b)

図3　(a)生野鉱山付近の地質図。図5に示されている範囲にハッチがかけられている。
(b)直線ABにおける地質断面図［生野鉱山提供］。

Fig. 3　(a) Geological map in the vicinity of Ikuno mine and (b) vertical cross section along a line A-B (supplied by Ikuno mine). The area shown in Fig. 5 is shaded.

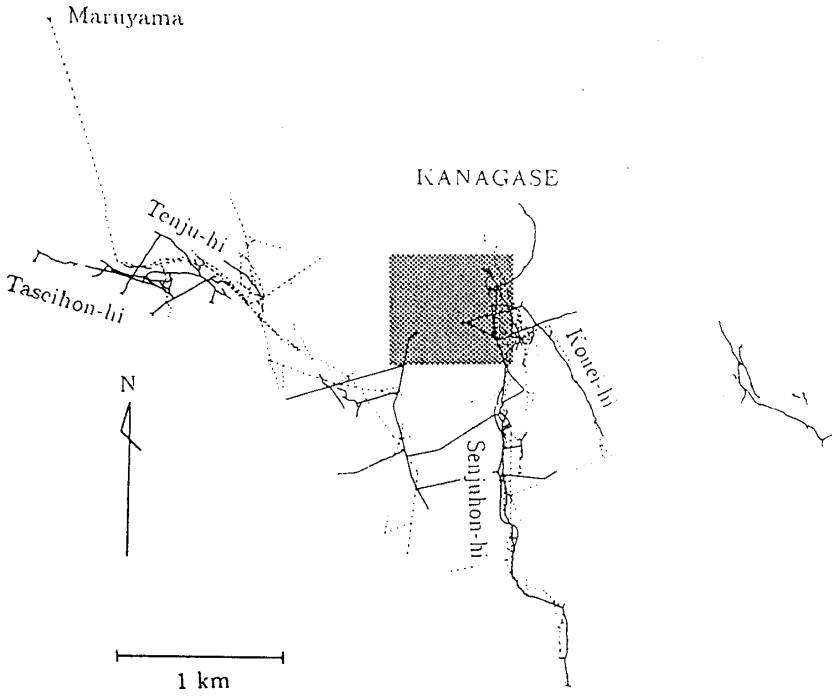


図4　生野鉱山の坑道［生野鉱山提供］。実線：標高360～370mのレベルの坑道。鎖線：標高260～270mレベル（5L）の坑道。図5に示されている範囲にハッチがかけられている。

Fig. 4　Plan map of tunnels excavated (supplied by Ikuno mine). Solid line: tunnels at an altitude of about 360-370m. Dashed line: tunnels at 260-270 m altitude (5L tunnels). The area shown in Fig. 5 is shaded.

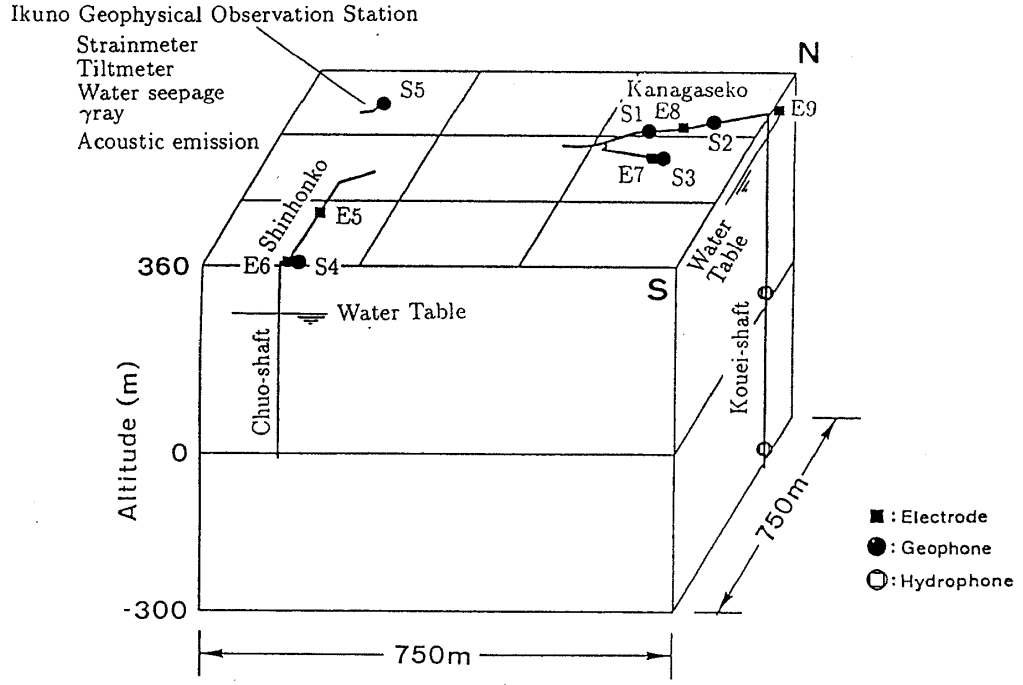


図5　水平坑道や竪坑と測定項目との3次元的配置を示す模式図。

Fig. 5　Schematics showing three-dimensional relationship of location between observation points and tunnels or shafts.

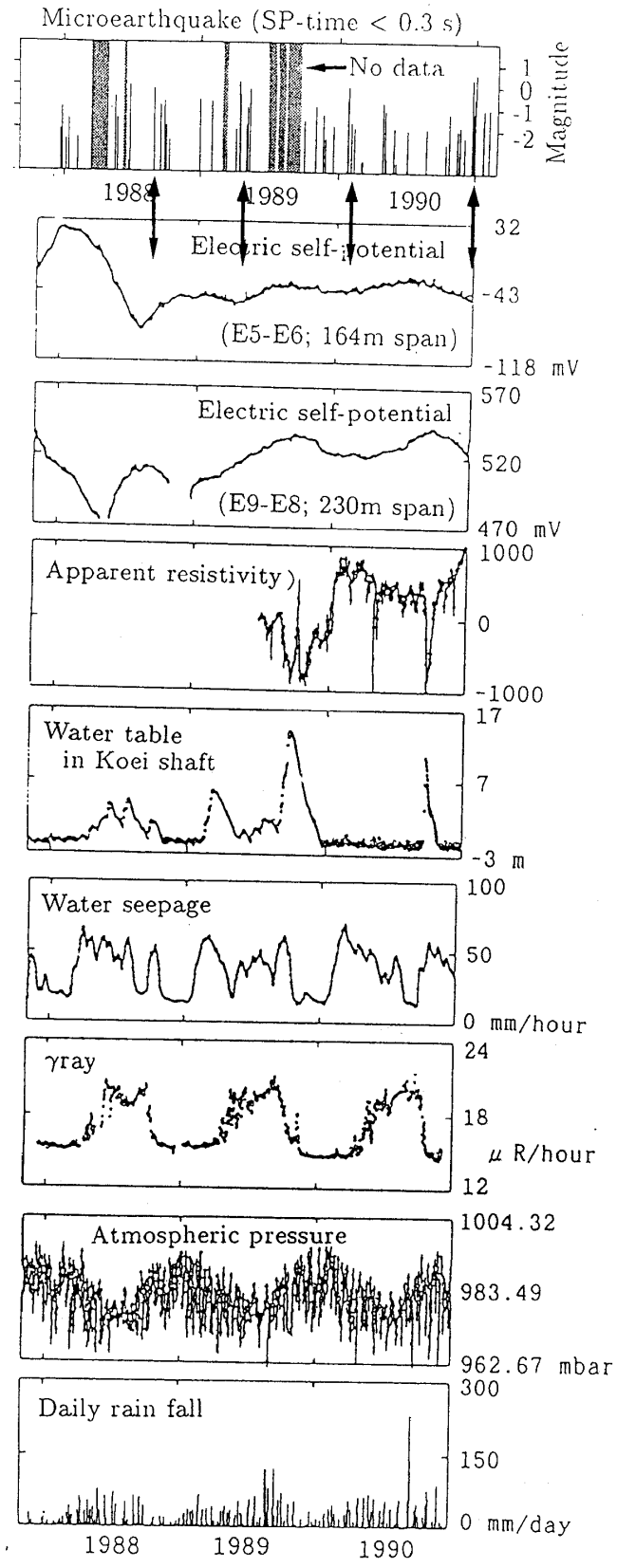


図6　1987年から1990年までの間に得られた総合観測の結果
Fig. 6　Results obtained by comprehensive observation (1987-1990)

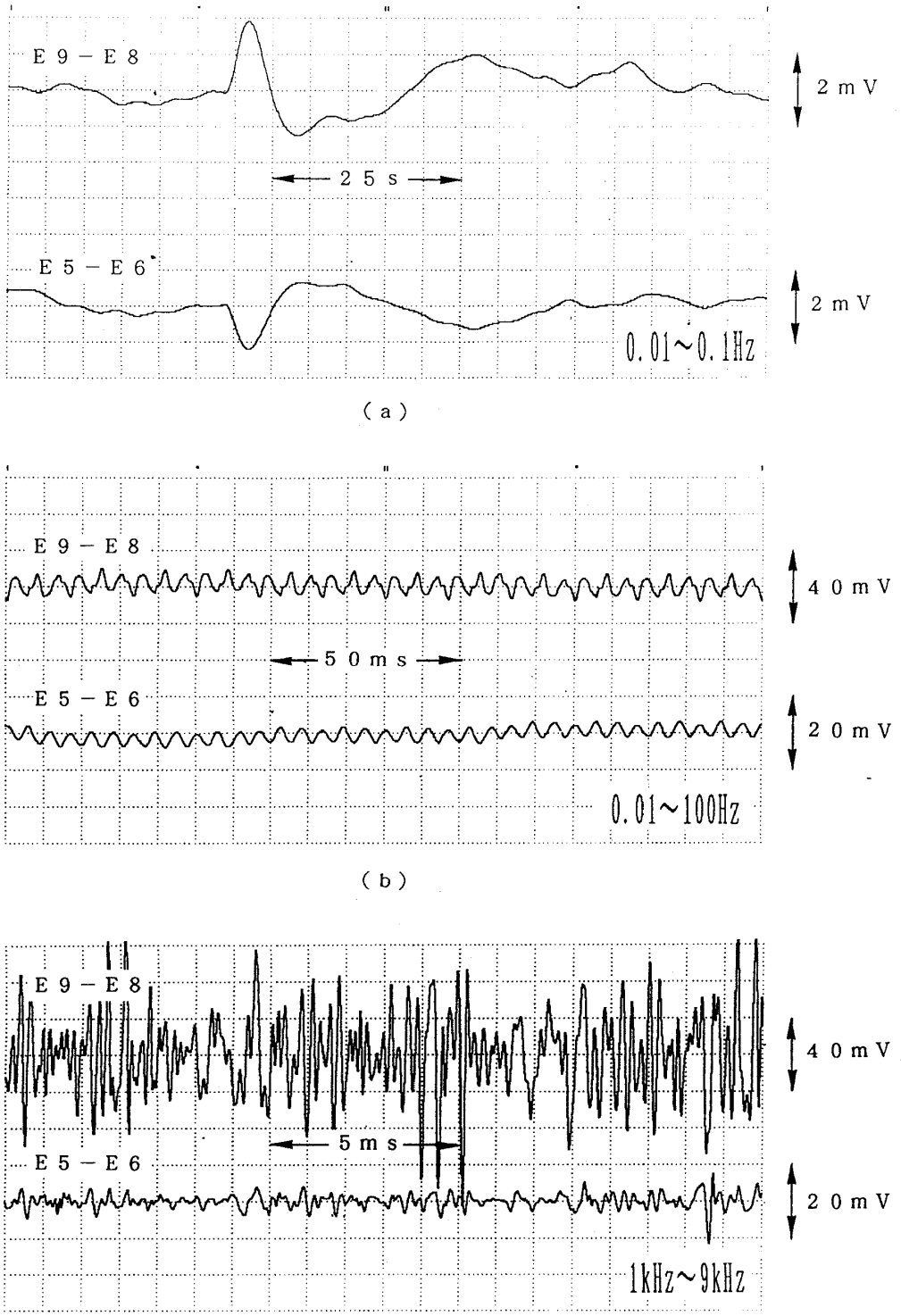


図7　いくつかの周波数帯域におけるバック・グランド・ノイズの波形例。（a）周波数0.01～0.1Hzの帯域。顕著なフェイズは落雷によるもの。（b）周波数0.01～100Hzの帯域。ただし60Hzはﾊﾞﾝﾄﾞ・ｽﾄｯﾌﾟ・ﾌｨﾙﾀｰによって除去されている。（c）周波数1k～9kHz。

Fig. 7　Examples of wave forms of back ground noise in three bands of frequency. (a) 0.01～0.1Hz. Distinctive phases are caused by a thunder volt. (b) 0.01～100 Hz. 60 Hz is rejected by filter. (c) 1k～9kHz.

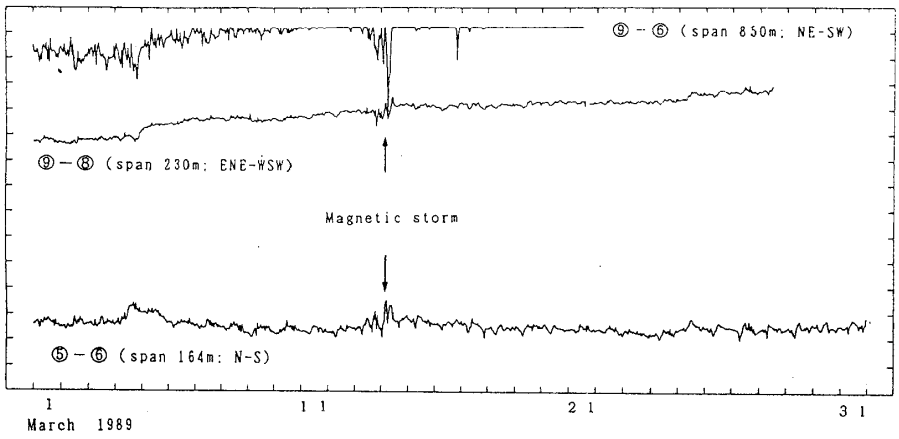


図８　磁気嵐の時の自然電位の変化の例。
Fig.8　Example of records of electric self-potential caused by magnetic storm.

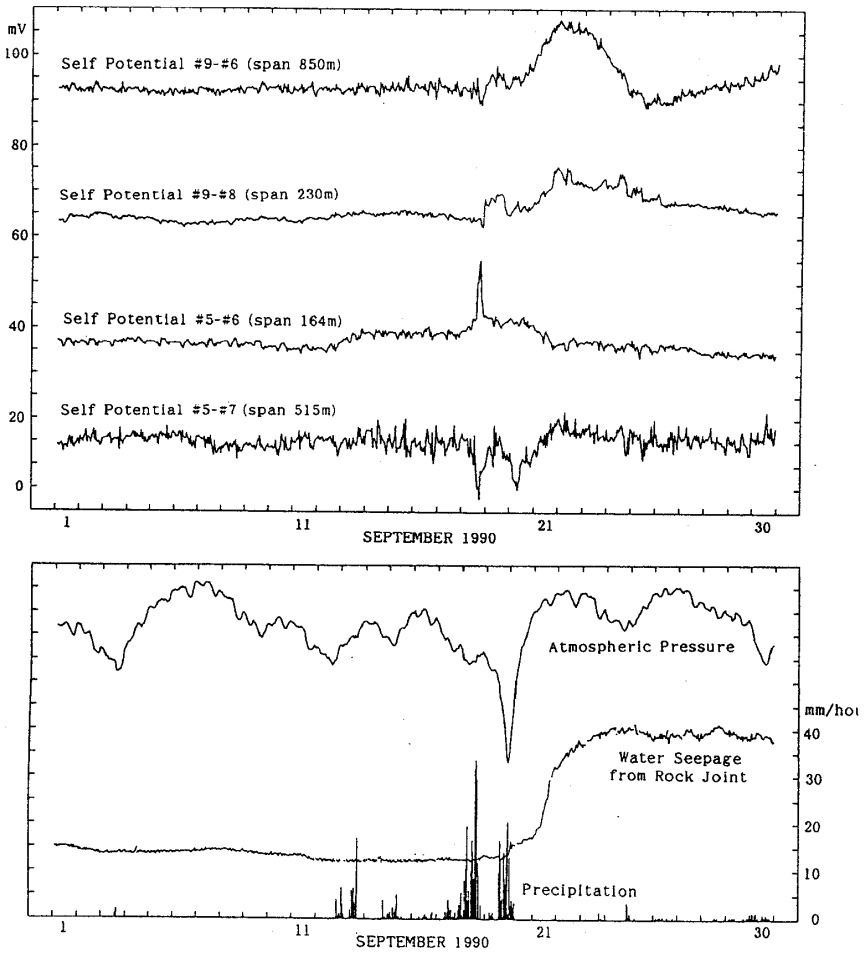


図９　降雨時の自然電位の変化の例（1990年９月の台風19号）。
Fig.9　Example of records in a heavy rain (Typhoon No.19 in Sep. '90).

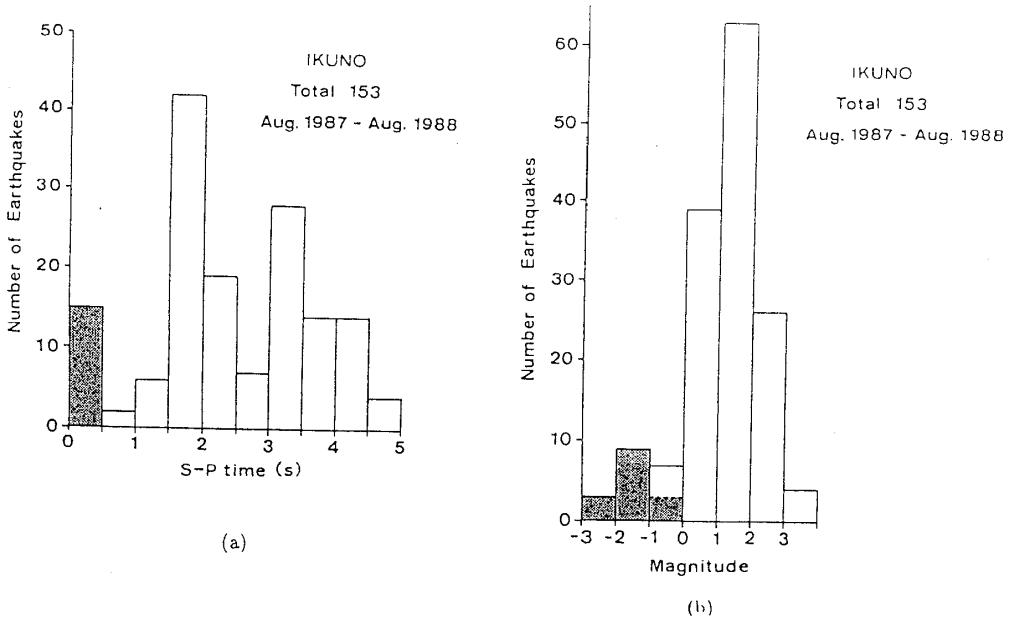


図10　（a）1987年8月から1年間に観測された地震の数とS－P時間。ハッチは，S－P時間が0.5秒未満のもの。（b）地震の数とマグニチュード。ハッチは（a）と同じ。

Fig. 10 (a)Number of observed earthquakes from August 1987 to August 1988 versus S-P time. Earthquakes with S-P time less than 0.5s are shaded. (b) Earthquake Number versus Magnitude. Earthquakes with S-P time less than 0.5s are shaded.

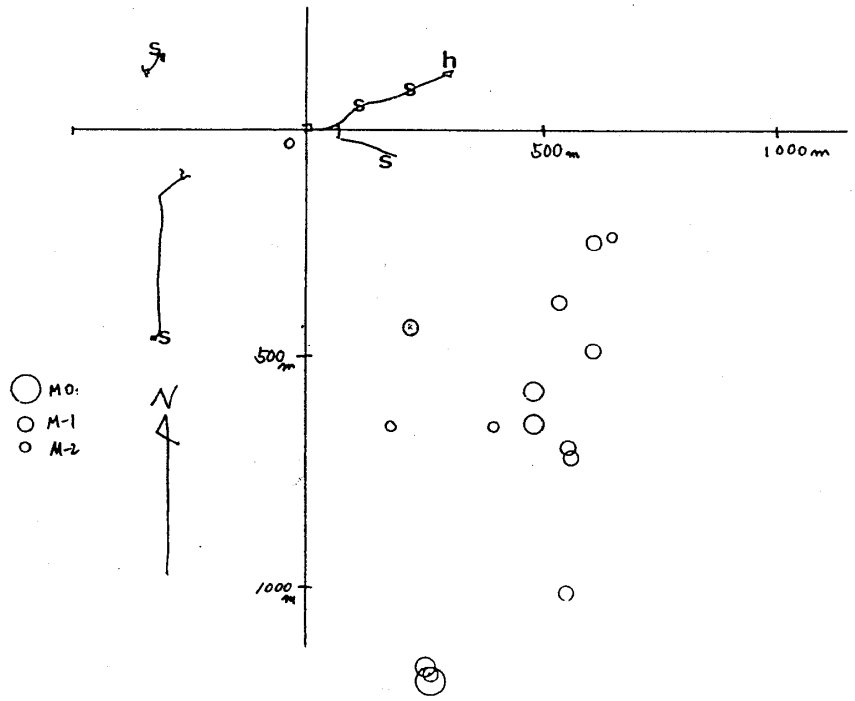


図11　1988と1989年の2年間に発生した生野鉱山ごく近傍の地震の震央図（S－P時間＜0.3秒）。丸の大きさはマグニチュードを示す。総合観測に使用している坑道が実線で示されている。

Fig. 11 Epicentral map of seismic events in 1988 and 1989, in the very vicinity of Ikuno mime (S-P time < 0.3 s). Larger event is shown by larger circle. Tunnels used in our comprehensive observation are shown by solid lines.

人工地震に伴う電磁気現象

Electromagnetic phenomena generated by the explosion seismic experiment

富山大学理学部　酒井英男、小林剛
富山県立大学工学部　岡田敏美
電気通信大学工学部　芳野赳夫、早川正士、富沢一郎
岐阜西高校　中山武
中部大学　太田健次

Hideo Sakai, Tsuyoshi Kobayashi　Toyama Univ.
Toshimi Okada　Toyama Prefectural Univ.
Takeo Yoshino, Masashi Hayakawa, Ichiro Tomizawa
Univ. Electro-Communications
Takeshi Nakayama　Gifu Nishi high school
Kenji Ohta　Chubu Univ.

ABSTRACT

Electromagnetic properties were measured at the joint observation of the explosion seismic experiment at Ooyama, Toyama Prefecture on Oct. 17, 1991. The explosion was induced by 450 kg gun powder placed at a depth of 75 m. This paper represents the preliminary results of the experiments.

(1) Electric self-potential:

The measurement of the electric self-potential (S.P.) was made at two stations. One station was set up around the explosion point, and the other station about 1.5 km apart from the explosion point. At the station about 1.5 km apart from the explosion area, we observed no distinct change in S.P. before the arrival of seismic wave. At the station around the explosion point, four electrodes were arranged in the line of east-west direction crossing the explosion point. The distance of the each electrode from the explosion point ranges from 10 m to 100 m. The seismograph sensor was arranged at the distance of 130 m for the comparion with the change of the S.P.

Up to 150 mV changes in S.P. were observed by the electrode couples before the arrival of seismic wave. The detailed analsis revealed that the induced changes in the S.P. consist of two portions: the fluctuation with shorter period (～0.001 second) and with the frequency of the longer period (～0.05 second). The propagation speed of the fluctuation with the shorter period was much higher than that of the fluctuation with the longer period. The fluctuation of the shorter period might

have been related to the explosion process of gun powder. About the fluctuation with the frequency of the longer period, the following properties were elucidated. The amplitude of the fluctuation in S.P. is in proportion to the span length of the electrode couples. The fluctuation in S.P. arrived faster at the electrode couples situated nearer to the explosion point.

(2) Magnetic field

The magnetic field was measured by the fluxgate magnetometer at the site 35m north from the explosion point. The apparentchanges of magnetic vertical component and of horizontal component were observed at the time of 0.25 seconds after the explosion. Increase of total magnetic field of 2～3nT after the explosion was found. This increment was confirmed by the total magnetic field survey around the fluxgate sensor.

(3) VLF electromagnetic radiation

No clear radiation of VLF electromagnetic wave was seen because of the possible contamination of the other natural radio noises. However, a possibility of VLF radiation connot be denied. Further study of the VLF data should be carried out.

1.研究目的

従来、地震や火山活動などの地殻変動の前兆的な電磁気物性の変化が報告されている。また、ｷﾞﾘｼｱでは、地電位観測による地震予知への有効性が指摘されている（Varotsos, 1984 a,b; 上田, 1985）。電磁気観測による地震・火山活動のﾓﾆﾀｰは今後に期待され、手法の検討等を室内実験も含めて研究する必要がある。

室内実験で、応力による物質の電磁気物性の変化（Nagata & Kinoshita, 1965; Mizutani et al., 1976)や、岩石破壊による電磁波放射が認められている（Ogawa et al., 1984）。こうした実験で観測される現象が、野外の自然環境で同じ様に起きるかの検討が必要であるが、そうしたｱﾌﾟﾛｰﾁの一つに、人工地震を利用した観測・調査がある。本研究では、この様な目的を持って富山県大山町で行われた人工地震に際して、電磁気観測を行った。

人工地震を利用した観測では、爆破位置と時間が分かっているため、詳細な観測が行える。これまで日本でも人工地震に際して観測が行われ、電磁気現象が数例、報告されている（田島ほか, 1976; 山田ほか, 1983; 中山ほか, 1988; 小林ほか, 1990; Sakai et al., 1992）。しかし、現象の発生原因や伝播機構は解明されておらず、さらに実験・観測例を重ねる必要がある。

本稿では、地殻内破壊現象に伴う電磁放射研究の一方法として、人工地震を利用した電磁気観測を行い、破壊時の電磁気現象を調べた結果を報告する。

2. 研究方法

1991年10月17日に、人工地震の合同観測による地殻構造の調査（人工爆破実験ｸﾞﾙｰﾌﾟ：代表、東大・吉井教授）が群馬県から石川県にかける地域で実施された（図1）。富山県大山町のS-3爆破点（35°41'50.7(2)"N, 136°28'24.5(7)"E, 標高 400m）では、午前1時22分に薬量450kgを用いた発破が行われた。爆破点は、熊野川ダム近傍の谷あいの埋立地に設けられた。

電磁気観測は、爆破孔付近（第1観測点）と、南に約1.5km離れた地点（第2観測点）にて行った。これらの観測点での観測項目は、地電位、全磁力、電磁波（VLF帯）および、地震からなる。また、爆破点から北側の富山県・岐阜県の県境付近において、NTT回線による長基線を利用した地電位観測も行った。

図2は、第1観測点の爆破孔(S)の周囲に配置した観測ｾﾝｻｰの位置を示している。爆破点では、深さ75mの深度に450kgの火薬が詰められ、発破が行われた。

以下では、各観測項目について研究、観測方法を述べる。

2-1. 地電位観測

地電位観測の電極には長さ50cmの炭素棒電極を使用し、各電極は地表から約1mの深さに接地抵抗低減剤を入れて埋設した。

第1観測点では、図2に示すE-W測線以外に数本の電極が埋設されたが、今回は、爆破孔から西側へ10m、40m、70m、100mの地点の草地に配置したE-W測線上の電極からの結果を主に議論する。地電位は、電極対の10-100m、40-100m、70-100m間を測定し、DATﾚｺｰﾀﾞｰ（ｿﾆｰ製、PC-116）に2.5kHzのｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周波数にて収録した。図2下に爆破

点とE-W方向に設置した電極の位置を示した。地震計はN-W方向の130m地点に設置したが、図２には比較のために地震計の水平距離も示した。

第2観測点では、N-S，E-Wの2成分を共に電極間隔100mで観測し、近傍で地震波観測も行った。記録は、手製のﾊﾞｯﾌｧｱﾝﾌﾟ（入力ｲﾝﾋﾟｰﾀﾞﾝｽ1MΩ、増幅率1倍）を通して、ﾃﾞｰﾀﾛｶﾞｰ（TEAC製、DR-F1）にｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周波数2kHz（4ﾁｬﾝﾈﾙ:収録時間2分）で収録した。

2-2．NTT長基線による地電位観測

長基線での地電位観測では、広範囲の安定した地電位変化が検出可能と考えられ、爆破点で生じた微少な変化を捉える可能性がある。そこで、爆破点から北西へ約2～20km離れたNTT回線を利用した長基線観測点で、地電位変化を調べた。観測はﾃﾞｰﾀ・ﾛｶﾞｰ（DR-F1）をNTT富山支店に設置し、爆破時間にﾄﾘｶﾞｰ・ﾓｰﾄﾞを使って、1kHzのｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周波数（8ﾁｬﾝﾈﾙ:収録時間2分）で収録した。

用いたNTT測線は、1.大沢野-楡原、2.大沢野-細入、3.楡原-細入、4.山田-大沢野、5.八尾-大沢野、6.仁歩-楡原、7.山田-八尾、8.仁歩-細入である（図3）。各位変化と基線長との比例関係の検討も目的に、上記の複数のNTT回線を利用した。また測線2､3､8は牛首断層を跨いでおり、断層が良導体として作用する可能性も考えられ設定された。

2-3．磁場の観測

爆破に伴う地磁気の短周期変化を調べる目的で、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計（TRM-3）で地磁気3成分を観測した。ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ・ｾﾝｻｰは、爆破孔の北側35m地点に設置した。ｾﾝｻｰ位置の周囲、50cmの範囲の磁場勾配をﾌﾟﾛﾄﾝ磁力計で測定した結果、1nT以下と平坦であった。計測機の故障により偏角成分が計測不能となり、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計による観測は水平分力（H成分）と鉛直分力（Z成分）について行った。計測は、ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周波数2.5kHzにて行い、DATﾚｺｰﾀﾞｰに収録した。

2-4．電磁波放射の観測

地震に伴う、LF/VLF/ELF/ULFの広い周波数帯での電磁界変動が報告されている。今回、人工地震に伴うVLF帯電磁波の観測の為に、爆破孔から北西へ約150m離れた地点に、周波数域が数Hz～10kHzのﾙｰﾌﾟｱﾝﾃﾅを東西、南北に設置し、水平2成分のVLF帯域の電磁波を観測した。記録はDATﾚｺｰﾀﾞｰに、ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ周波数10kHzで収録した。

2-5．ﾃﾞｰﾀの解析

今回、第1、第2観測点での観測方法は以下のとおりである。

第1観測点（爆破点近傍）

①地電位（炭素棒電極）

E-W方向の3測線、DATﾚｺｰﾀﾞｰ（2.5kHz）

爆破孔を挟むE-W方向の2測線，N-S方向の2測線、DR-F1（1kHz）

②磁場2成分H,Z（ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計、TRM-3）
爆破孔から北35m地点、DATﾚｺｰﾀﾞｰ（2.5kHz）
③電磁波（VLF帯域ﾙｰﾌﾟｱﾝﾃﾅ、N-S，E-W）
爆破孔から北西約150m地点、DATﾚｺｰﾀﾞｰ（10kHz）
④地震波（EQｾﾝｻｰ）
爆破孔から北西約130m地点、DATﾚｺｰﾀﾞｰ（2.5kHz）
⑤ＪＪＹ　DATﾚｺｰﾀﾞｰ（2.5kHz）
第2観測点　（爆破点から南へ約1.5km地点）
①地電位（炭素棒電極）
N-S方向の1測線,E-W方向の1測線、DR-F1（1kHz）
②地震波（EQｾﾝｻｰ）　DR-F1（2.5kHz）

図4に、観測項目のﾃﾞｰﾀ収録と解析の流れ図を示した。ﾃﾞｰﾀﾛｶﾞｰ(DR-F1)の記録はﾌﾛｯﾋﾟｰﾃﾞｨｽｸに収録し、PC-9801型ﾊﾟｰｿﾅﾙｺﾝﾋﾟｭｰﾀｰでﾊﾞｲﾅﾘｰ形式のﾃﾞｰﾀをﾃｷｽﾄ形式に変換後、ﾜｰｸｽﾃｰｼｮﾝ（SUN社製,SPARC･STATION IPC）にて解析した。ﾃﾞｰﾀのﾌｨﾙﾀﾘﾝｸﾞとｽﾍﾟｸﾄﾙ解析は、ﾜｰｸｽﾃｰｼｮﾝのSAC（Seismic Analysis Code）ﾌﾟﾛｸﾞﾗﾑを用いた。

各ﾃﾞｰﾀの周波数特性をFFTにより調べ、商用電源（60Hz）等の周波数帯の除去を、ﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰで行った。また長周期、短周期変化を調べる為、ﾛｰﾊﾟｽおよびﾊｲﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰも利用した。ﾌｨﾙﾀｰの周波数特性の例を図5に示す。

DATﾚｺｰﾀﾞｰ（PC-116）の記録は送り速度19cm/secで出力し、短周期変化を解析した。電磁波の記録は、ｽﾍﾟｸﾄﾙ･ｱﾅﾗｲｻﾞｰにより解析した。

3．研究成果

以下では、観測結果を地電位、磁場、電磁波の順に述べる。

3-1．地電位

図6に、爆破前後（0.1秒前～0.9秒後）の地電位変化と地震記録を示す。電極対が、①10-100m、②40-100m、③70-100mの記録には、全て爆破時刻から地震波の到達前に顕著な変化が認められた。顕著な地電位変動は、振幅が大きく比較的長い周期（～0.05秒）の変動である。この変動の振幅の大きさには、①、②、③の順に小さくなる傾向が認められ、また変動の立ち上がりは、①、②、③の順に早く現われている。

また、地電位変動の方向性を検討する為に、電極位置が爆破点から20-40mの地点に設置され、N-S方向とE-W方向の二つの記録を比較したが、地電位変動は同様なﾊﾟﾀｰﾝを示し、また変動の振幅も殆ど差が無かった。爆破に伴い生じた地電位変動には、最初に到達した振幅の大きな変動に関する限りでは、方向による差は余り無かったと考えられる。

上述の比較的周期の長い（～0.05秒）変動の、電極対による振幅の大小の要因として、電極間隔の長短と爆破点から電極までの遠近が考えられる。この2つの可能性を検討する為に電極間隔が60mの独立な二つの電極対（(40-100m)と(10-70m)）と、電極間隔が30mの二つの電極対（(70-100m)と(10-40m)）の地電位を比較した（図7）。

爆破後の振幅の大きな変動のﾊﾟﾀｰﾝは、電極間隔が60mの場合の2例で殆ど差が無く、また30mの電極間隔の場合でも差は殆ど無い。電極間隔が60mの場合は120mVに近く、30mの電極間隔の地電位変動は60mV程度の振幅を示し、電極間隔が等しい電極対では地電位変動の振幅は等しいことがわかった。電極間隔が長い電極対の方が、変動振幅が大きく、直線的に張ったE-W測線に関しては、電極間隔と変動の振幅はほぼ比例関係にある。以上の様に、爆破による地電位変化の振幅は、電極間隔に依存し、間隔が長い程大きな地電位差となった。

図8は記録の時間軸を延ばした、爆破0.1秒前から0.15秒後までの地電位変動を示す。電極対①(10-100m)、②(40-100m)、③(70-100m)の地電位と、130m地点での地震波記録を比較している。爆破時刻(ST)から0.03～0.04秒にかけて地電位変動の極大が現われており、極大の到達時刻は①，②，③の順に遅くなっている。同様に、極大が立ち上がる時刻も同順になっている。この極大が爆破に伴う信号の伝播によるならば、爆破点に近い電極に信号が早く伝わることを示すと考えられる。例えば、電極対①と②に極大が現われる時刻の違いが、電極設置点10m地点から40m地点まで信号が伝わる為とすると信号伝播の速度は

伝播速度＝(40-10)m/0.006秒＝5000m/秒

と計算される。電極対②と③の地電位極大の時刻から、電極設置点40m地点から70m地点までの信号伝播の速度を同様に見積ると

伝播速度＝(70-40)m/0.006秒＝5000m/秒

となる。つまり地電位変動の極大は、弾性波程度の速度を持つ信号の伝播によると推測される。

さらに爆破後の0.01秒間に注目すると、上述の周期が長く振幅が大きな変動に加わった短周期の変動が認められる。図9では、この短周期の変動について爆破後の0.015秒間の記録を検討した。電極対の①、②、③の各記録には、なだらかに数～10mV立ち上がる変動に、短周期（周期～0.001秒）の変動が加わっている。

短周期の変動は、爆破時(ST)に鋭く立ち上がる変動としてまず現われ、その後の0.004秒間に数回のﾋﾟｰｸが起きている。爆破時の変化は、電極位置の異なる各観測点でほぼ同時に起きており、変動の伝播速度はかなり早い。また、その後のﾋﾟｰｸを示す変動も電極位置に依存せず、ほぼ同時に起きており、非常に早い速度で波が伝わったと考えられる。これらの変動の振幅は電極間隔に依存しており、電極間隔が長い程振幅が大きい。

図10では、爆破22秒前から40秒間の観測記録（地磁気のZ成分とH成分、地電位の①、②、③）を示している。先述の地電位の長周期変動は、時間軸を縮めると鋭く立ち上がりなだらかに減少するという数秒間のﾊﾟﾀｰﾝとして読み取れる。岐阜県徳山村で行われた人工地震の際にも、同様な地電位変動が得られている（小林ほか，1990）。

図11では、爆破0.5秒前から2秒間の地電位E-W成分の変化について、縦軸の電位ｽｹｰﾙを引き延ばして検討した。電極対の①(10-100m)、②(40-100m)、③(70-100m)の記録が示されている。爆破前と爆破2秒以後の地電位を比較すると、各測線で爆破後の地電位が増加している。増加量は、5，4.5，1.5mVと電極間隔に依存して大きい。

また観測された地電位の上昇は爆破から1分後も回復していない。この結果は、爆破に伴う地電位変化がかなりの期間、残存したことを示唆する。このことについては、後述のVLF･MT探査による、爆破孔周辺の電気比抵抗の変化の章で改めて議論する。

第2観測点における、地電位と地震波の記録を図12と図13に示す。各ﾌﾞﾛｯｸ中の記録は、地震波、地電位のN-S, E-W, N-E成分の順に示されている。左側のﾌﾞﾛｯｸは爆破時刻を挟む10秒間、右は1.5秒間の記録である。図12の(A)は原記録で、(B),(C)および図13はﾌｨﾙﾀｰを用いた結果を示している。(B)は20Hzのﾛｰﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰ、(C)は200Hzのﾊｲﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰ、図13の(A)はﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰ(40-70 Hz, 900-950 Hz)、(B): ﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰ(500-700 Hz, 900-950 Hz)を用いた例である。各図を見ると、顕著な地電位変化は地震波の到達前に認められず、20Hzのﾛｰﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰを通した記録（図12-B）には、爆破後の2.2～3.0秒にかけて、E-W, N-Eの両成分の地電位に変化が認められる。地震波により、電極及びその周囲の振動により生じた電位変化かも知れない。

3-2. NTT長基線観測点における地電位

図14にNTT回線による地電位の20Hzのﾛｰﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰを通した記録を示す。記録を取った時間帯において、地電位は10～数100mVの振幅で変動しており、爆破時刻の近傍に有意な変化は認め難い。長基線での観測では、広範囲の安定した地電位変化を検出できるので、爆破に伴う微少な変化を捉えると考えたが、各観測点のﾉｲｽﾞﾚﾍﾞﾙが予想以上に高く、議論できなかった。

3-3. 地磁気

図15では、爆破0.1秒前から1秒間のﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計で測定された磁場（水平 H成分，鉛直 Z成分）と地震記録を示した。磁場のH,Z成分には共に、爆破時刻から0.25秒後、地震波到達から0.15秒後に変化が現われている。変化は約0.3秒間の間に起きている。爆破0.7秒後の値を爆破前の記録と比較すると、水平(H)成分で3.7nT（以上）の減少、鉛直(Z)成分で1.8nTの増加が検出された。全磁力に換算すると数nTの磁場増加が起きたと考えられる。この爆破後の磁場の増加は、後述のﾌﾟﾛﾄﾝ磁気探査で得られたﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計ｾﾝｻｰ周辺の爆破前後の磁場変化と、一致している。

この時間帯の、柿岡地磁気観測所の磁場3成分の変動（ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ間隔1秒）を調べたが、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計で磁場変化が起きた時間に特に変化は認められず、爆破時刻を挟む数分間の変化量も0.1nT程度であった。

図16では、爆破後数秒間の磁場変化を、地電位、地震波の記録と共に示す。磁場のH,Z成分に変化が認められた時刻は、地震波の到達時刻や地電位変化の時刻よりかなり遅れており、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計のｾﾝｻｰの振動が磁場変化を引き起こしたとは考え難い。また、後述のﾌﾟﾛﾄﾝ磁力計による全磁力探査から、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計のｾﾝｻｰ周辺の変化は数日後も残っていたことがわかった。

3-4. 電磁波放射

図17には、DATﾚｺｰﾀﾞｰで記録されたN-S, E-W方向の電磁波を、ｽﾍﾟｸﾄﾙ･ｱﾅﾗｲｻﾞｰで時間分解能20msec、周波数分解能60Hzで解析したｽﾍﾟｸﾄﾛｸﾞﾗﾑを示す。縦軸は0～8kHzま

での周波数を、横軸は時間を示す。VLF帯域の電磁波のN-S,E-W成分には、爆破時刻の周辺で顕著な放射は認められない。しかし、図中の矢印で示す時間には、N-S,E-W両成分の記録に、0～8kHzの周波数にまたがる信号が認められ、爆破の瞬間に微少な変化が起きた可能性がある。

3-5．爆破前後の電磁気探査

爆破孔周辺で、ﾌﾟﾛﾄﾝ磁力計による全磁力探査とVLF･MT装置による電気比抵抗探査を爆破1日前と3日後に行い、電磁気物性の分布の変化を調べた。

3-5-1．全磁力探査

全磁力探査ﾃﾞｰﾀの日変化補正は、京都大学防災研究所・上宝観測所の西天生観測点における常設ﾌﾟﾛﾄﾝ磁力計の記録で行った。図18左図は、爆破点を横切るN-S，E-W測線で、爆破1日前、3日後に同じ測線上で得られた全磁力値の差をﾌﾟﾛｯﾄしている。斜線は爆破点を示す。(A)はN-S測線、(B)はE-W測線の結果である。N-S測線では、爆破孔（斜線の領域）を挟むS15m～N5mの範囲で150nTに及ぶ変化が認められた。またE-W測線でも爆破孔を挟むW10m～E5mの範囲で100nTを越える変化が起きている。爆破孔の南側と東側に磁場の強い領域が出じたことがわかる。

図18右図の全磁力分布のｺﾝﾀｰ図でも、爆破孔(S)の南側に正の顕著な磁気異常、少し離れた北側に負の異常が認められる。南側が強く、北側に弱い磁気異常は、爆破孔近傍の地下に地磁気方向に磁化した領域が出来たことを示唆する。

3.3章で述べたﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計のｾﾝｻｰの設置地点は、図18左図のN-S測線上の40m付近である。N-S測線での全磁力はｾﾝｻｰ設置地点で数nT増加しており、爆破後0.25秒～0.35秒にかけてﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計に記録された数nTの磁場増加（3-3章）と一致する。つまり、爆破後に生じた爆破孔周辺の磁場変化は数日後まで残っていたと考えられる。

3-5-2．電気比抵抗探査

図19右図は、爆破点を横切るN-S，E-W測線で探査した爆破前後（爆破1日前と3日後）の電気比抵抗分布の差を示している。(A)はN-S測線、(B)はE-W測線の結果であり、図中の斜線は爆破点を示す。N-S測線の電気比抵抗には、爆破点を挟むS15mからN5mまでの範囲で、50ohm･mに及ぶ変動が見られ、南側で比抵抗が低く北側で高くなっている。またE-W測線では、爆破点を挟むW10mからE5mの範囲で30ohm･mの変動が見られ、西側で低く東側で高くなっている。

右図には、電気比抵抗の分布（ｺﾝﾀｰ間隔は10ohm･m）の爆破前後の変化を示す。爆破孔(S)の南東側と北西側に負の異常が現われている。

4.考察および今後の課題

以上の様に、解析は途中であるが、人工地震の破壊に伴う電磁気現象が捉えられている。これらは、地殻内破壊現象に伴う電磁放射の研究に有用なﾃﾞｰﾀと考えられる。以下では、これらについて考察を加える。

4-1.地電位変動

爆破に伴う地電位変動として、周期が比較的長く振幅が大きな変動と、爆破の瞬間およびその後0.004秒間に現われる鋭いﾋﾟｰｸを持つ変動が重なって観測された。

爆破から0.004秒間に現われる周期（～0.001秒）の鋭いﾋﾟｰｸを示す変動は、爆破に伴う現象で、4回のﾋﾟｰｸは火薬爆発が4度起きた為かも知れない。山田（1988）は、採石発破の際に地電位を観測し、発破時の電子式雷管の電流が爆破直後の鋭いﾋﾟｰｸを示す変化を生じたと報告している。爆破関係者によれば、爆破時にｽｲｯﾁに流す雷管電流は、爆破を挟んで0.01秒以内に非常に短時間に流れる。今回、爆破直後に現われた地電位変化は、雷管電流そのものを観測した可能性もあるが、著者らが最近神岡鉱山で行った同様な実験結果はこの説に否定的である。別の解釈として、爆発の化学変化により発生した電位の伝播が、今回の地電位変化を生じた可能性がある。爆破瞬間に発生する電位のﾒｶﾆｽﾞﾑは、今後の検討が必要なﾃｰﾏである。

爆破22秒前から40秒間の観測記録から、爆破に伴う地電位の長周期変動は、鋭く立ち上がりなだらかに減少するﾊﾟﾀｰﾝが得られた。小林ほか（1990）は、岐阜県徳山村で行われた人工地震の際に地電位を観測し、同様な変動を報告している。鋭く変化しなだらかに緩和する変動ﾊﾟﾀｰﾝは、観測地域の特殊性（地質）に依らず、爆破に伴う地電位の一般的な変動の可能性がある。これに関して、次に流動電位による解釈を試みる。

4-2.流動電位による解釈

Mizutani et al.(1976)やIshido & Mizutani (1981)は、地下水の動きによる界面動電効果が、地電位の変化を引き起こす可能性を理論および実験から示した。人工地震の際、爆破ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ孔の火薬の上を埋めた水や地下水により、周辺の空隙は水が豊富な状態にあったと考えられる。爆破に伴い、こうした水、特に地下水は放射状に外に追し出される強い圧力を受ける。岩石中の割れ目は、大量の水が一度に動くには十分で無い為に、瞬間的に大きな圧力勾配ができる。Mizutani et al.(1976)によれば、流体の圧力Ｐと電流Ｉとの間に

$$I = (\phi \varepsilon \zeta / \eta)\ \mathrm{grad}P - \phi \sigma\ \mathrm{grad}E$$

ϕ：空隙率＝10^{-2}　　Ｅ：地電位

ε：水の誘電率＝0.7×10^{-9} F･m^{-2}　ζ：ｾﾞｰﾀ電位＝10^{-2}～10^{-1} V

η：流体の粘性＝10^{-4} N･sec･m^{-2}　σ：流体の電気伝導度＝10^{-1} ohm^{-1}･m^{-1}

の関係がある。

上式によれば、地下水の圧力勾配があれば電流が流れる。爆破時の圧力勾配は、かなりの範囲で岩石の破壊強度（10^{8}～10^{9} N･m^{-2}）を越えると考えられる。平均的なgradＰを10^{9} N･m^{-2}／100m、地表付近の比抵抗を100ohm･m程度とすると、10V／kmの地電位変化が起こることになり、今回観測した地電位変化の値とほぼ同等である。

第1観測点で観測された地電位変化は、以上の様に、流動電位として解釈も成り立つ。

4-3.地電位の非可逆変化

図11で示す様に、爆破後の地電位上昇は1分後も残存した。また、3.5章で示した電極周囲の探査は、爆破3日後まで比抵抗分布の変化が残っていることを示唆した。これらの結果は、爆破に伴う地下の電気物性変化の緩和時間が非常に長い為か、或は非可逆的な変化であることを示すと考える。

観測された地電位の爆破直後の大きな変化、その後の緩和過程は流動電位による可能性は考えられる。しかし流動電位による変化は、一般に可逆的であり観測時間（1分）で緩和していると考えられる。

また探査結果を詳細に見ると、爆破点周囲で比抵抗変化は数十ohm·mに達し、南東側と北西側の比抵抗が減少している。この減少は、爆破に伴い、地下物質の含水率が変化したか、あるいは水の移動が起きたことを示唆するとも考えられ、これが地電位変動の原因かも知れない。

4-4.磁場変化

爆破時にﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計で短周期の磁場変化が捉えられた。従来、人工地震に伴う磁場変化の報告としては、田島ほか（1976）やSakai et al.（1989)がある。今回、観測された変化の解釈として、①ｽﾄﾚｽに伴う周囲の圧磁気効果、②流動電位に伴う、変化、③地下の電磁気物性の変化などが考えられる。

観測された磁場変化は1分間では回復していない。また爆破前と3日後の磁気探査から見積られた、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計の周辺の磁場変化量（図18）は、爆破時の磁場変化量と矛盾はなく、磁場変化が3日後まで残っていたと考えられる。観測された磁場変化が緩和過程を持つ現象である場合、非常に長い緩和時間であり、圧磁気や流動電位の効果では説明が難しい。

磁気探査から、爆破前後の磁場変化は爆破孔周辺が特に顕著であることが示された。王滝村での人工地震を利用した観測でも、数日後まで残存する爆破孔を中心とした磁気分布の変化が生じていた。Sakai et al.(1989)は、爆破に伴う爆破孔のｹｰｼﾝｸﾞの磁気特性や地下物質の残留磁化・誘導磁化の変化が、観測された磁場変化を引き起こすと示唆した。今回の結果も、磁気異常の分布から同様な解釈が考え易い。

もう一つの興味ある結果は、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計で磁場変化が得られた時刻が、弾性波の到着時刻や地電位の変動時刻より遅れていることである。ｹｰｼﾝｸﾞや爆破孔周辺の地下の磁気特性の変化を磁場変化の原因と考える場合にも、その機構の検討において考慮すべき結果である。

4-5.電磁波放射

爆破孔から北西へ150m離れた地点でVLF帯域の電磁波を観測したが、顕著な電磁放射は認められなかった。しかし、ｽﾍﾟｸﾄﾙ･ｱﾅﾗｲｻﾞｰで解析したDATﾚｺｰﾀﾞｰの記録では、爆破の瞬間に、0～8kHzの周波数にまたがる微少な変化がある可能性も否めず、他の自然電波雑音であるのか否かの弁別も含めて、今後さらに解析を行う必要がある。

5.まとめと今後の課題

人工地震合同観測の一爆破点として行われた、富山県大山町S-3爆破点の薬量450kgの爆破の際に、電磁気観測を行った結果、地電位、電磁波、地磁気の観測値に有意な変化が得られた。また爆破前後に行った電磁気探査は爆破時の観測結果を支持する情報を与え、電磁気観測と同時に探査を行う重要性が実証された。観測された現象の機構はまだ解明に至っておらず、同様な観測を更に行いながら検討を行いたい。

今後、人工地震を利用した電磁気観測を行う際には、より短周期の変動を探り、電磁気現象の変化と弾性波との詳細な比較研究が必要であり、高感度・高速の記録収録が望まれる。爆破孔の周辺の地下物性の調査の為に、ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ孔のｺｱ試料の電磁気物性が調査できれば、現象変化の機構を考える際に有用であろう。

謝辞

人工地震での電磁気観測を許可して下さいました、東大地震研究所の吉井尅敏教授にお礼申し上げます。地磁気の観測に当たり、京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所および気象庁柿岡地磁気観測所のﾃﾞｰﾀを使用させて頂きました。また北陸地震研究会のｸﾞﾙｰﾌﾟの皆様に、観測に際してお世話になりました。富山大学の川崎一朗助教授には有益なｱﾄﾞﾊﾞｲｽを頂きました。以上の方々に感謝致します。

引用文献

Ishido T. and H. Mizutani, Experimental and theoretical basis of electrokinematic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics, J, Geophys. Res., 86, 1763-1775, 1981.

小林 剛，酒井英男，中山 武，土居 光，人工地震に伴う地球電磁気変化，岐阜県旧徳山村における観測例，地球電磁気・地球惑星圏学会予稿集，88，1990.

Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura and S. Ohnishi, Electrokinetic phenomena associated with earthquakes. Geophys. Res. Lett., 33, 365-368, 1976.

Nagata T. and H. Kinoshita, Studies of piezo-magnetization. J. Geomag. Geoelectr., 17, 121-135, 1965.

中山武，土居光，酒井英男，人工地震に伴う全磁力と地電位の観測，月刊地球，10，741-746，1988.

Ogawa T., K. Oike and T. Miura, Electromagnetic radiation from rocks, Ⅶ International Conf. Atmospheric Elect., 504-507, 1984.

Sakai H., H. Oda, T. Nakayama and H. Doi, Abrupt change in geomagnetic field observed at the artificial explosion experiment, Rock Mag. Paleogeophys, 8, 3-7, 1989.

Sakai H., H. Oda, T. Nakayama and H. Doi, Electromagnetic changes at explosion seismic experiment, J. Phys. Earth, 40, 447-458, 1992.

田島稔，瀬戸孝夫，吉田光雄，伊豆大島爆破実験に伴う地磁気変化観測，変動電磁界による地下導電率分布の研究，工業技術院地質調査所，155-160，1976.

上田誠也，ギリシャの地震予知，科学，55，180-184，1985.

Varotsos P. and K. Alexpoulos, Properties of the Variation of the Electric Field of the Earth Preceding Earthquakes, Ⅰ. Tectonophysics, 110, 73-98, 1984a.

Varotsos P. and K. Alexpoulos Properties of the Variation of the Electric Field of the Earth Preceding Earthquakes, Ⅱ. Tectonophysics, 110, 99-125, 1984b.

山田功夫，岩石破壊に伴う電磁気現象の発生機構，CA研究会論文集，39-48，1990.

山田功夫，村上英記，砕石爆破に伴う地電位の変化，地震，35，393-400，1982.

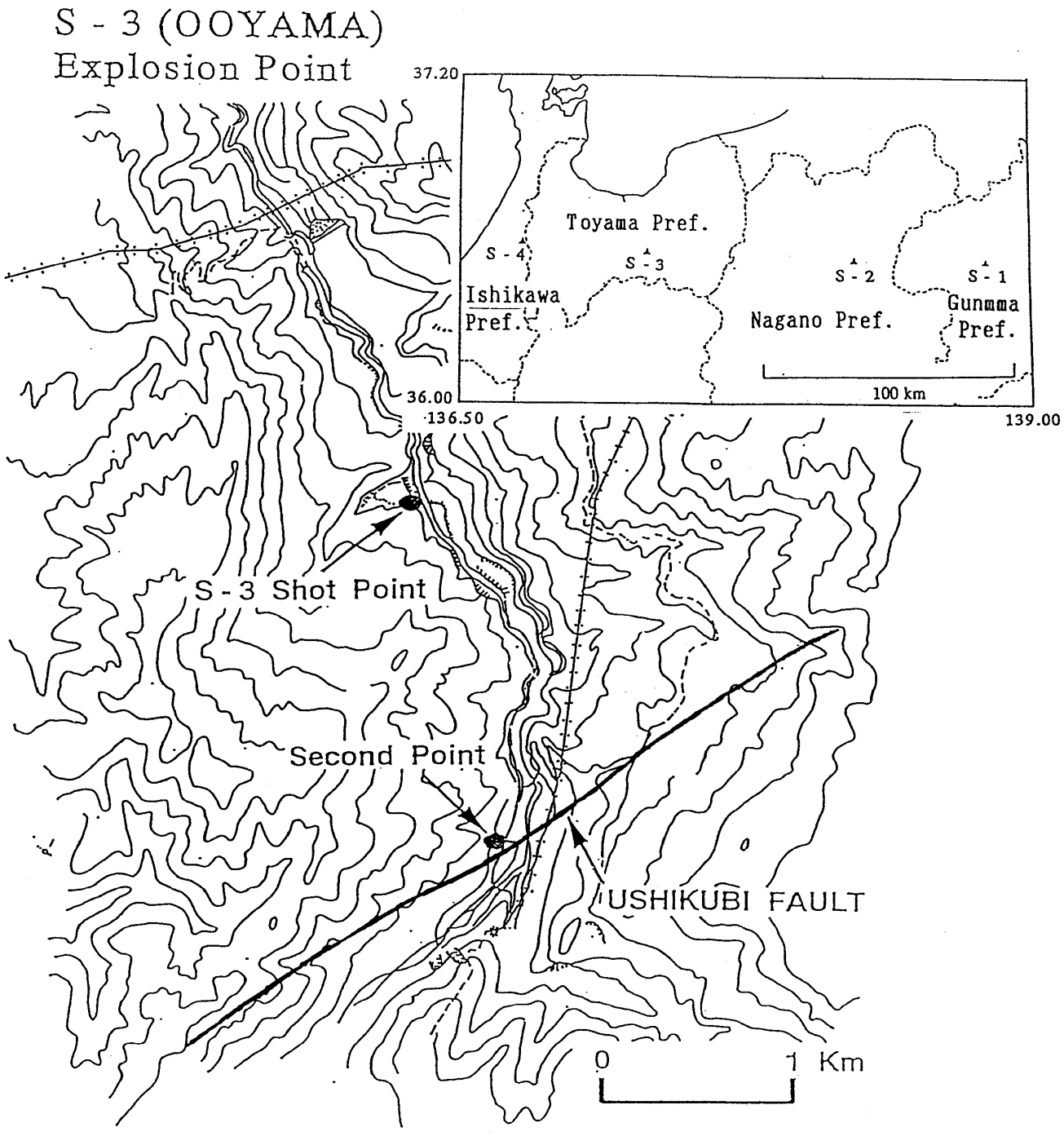


図1: 富山県大山町における爆破点(S-3)の位置。第1観測点は爆破点近傍に、第2観測点は爆破点から南に約1.5Km離れた地点に設営した。NAMは全磁力のﾚﾌｧﾚﾝｽにした京大防災研の西天生観測点である。

Fig. 1. Explosion seismic experiment, S-3, was made at Ooyama in Toyama Prefecture. The first observation site for the electromagnetic properties was set up around the explosion point. The second observation site was set up about 1.5 Km south from the explosion site. NAM represents the Nisiamo observatory station of total geomagnetic force whose data were used as the reference magnetic field in this study.

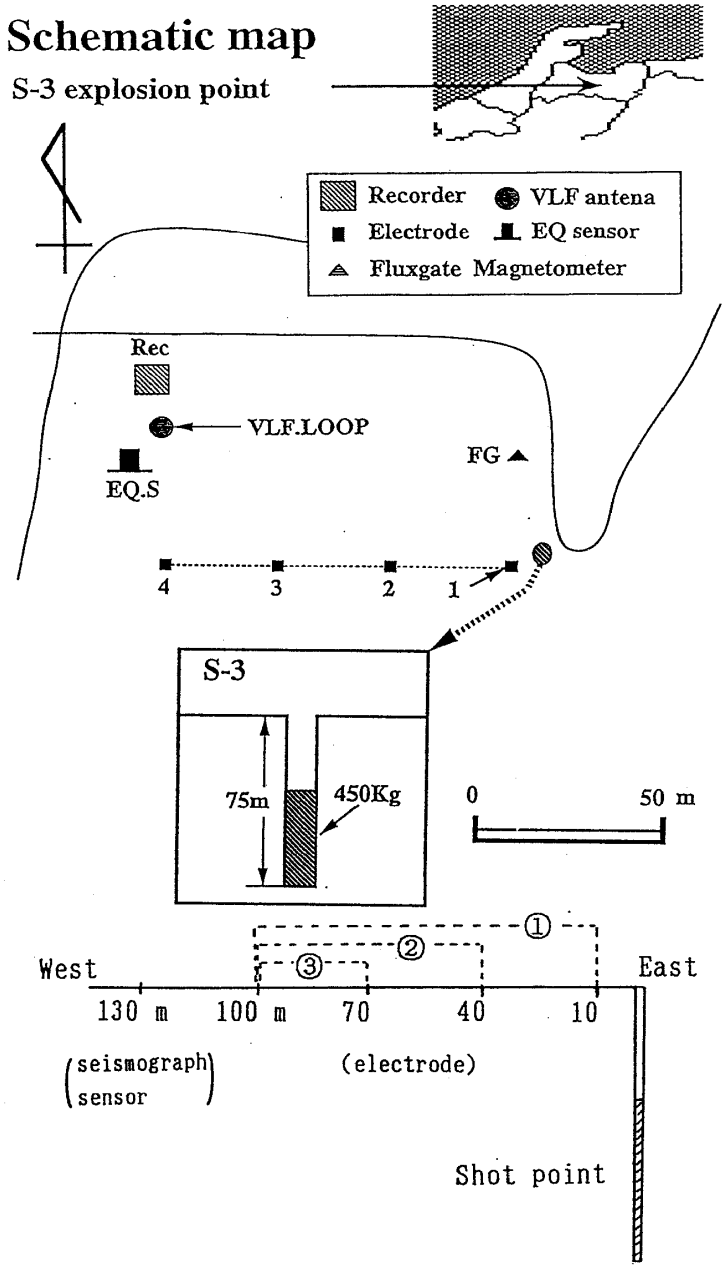


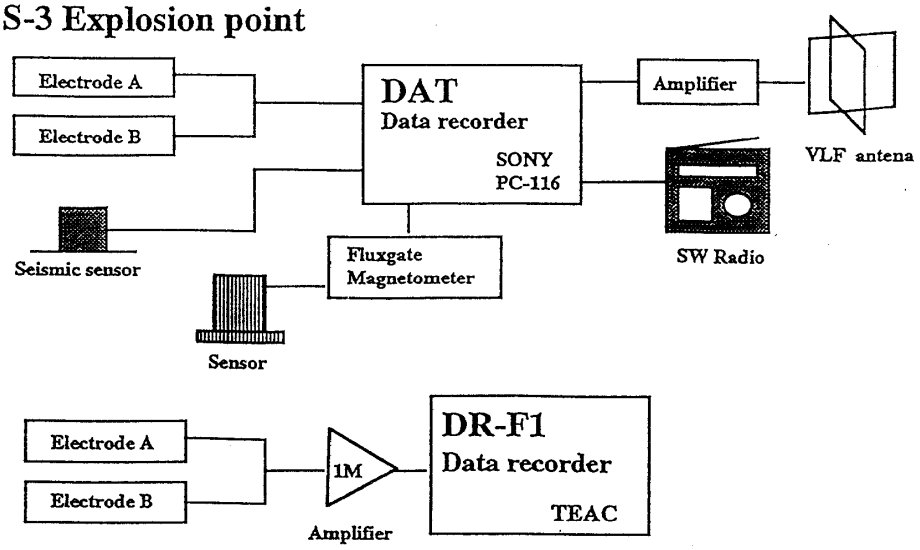
図2: 第1観測点の観測機器の配置。地電位E-W成分（電極1～4）とVLFﾙｰﾌﾟｱﾝﾃﾅ(VLF)、ﾌﾗｯｸｽｹﾞｰﾄ磁力計(FG)と地震(EQ.S)からなる。爆破は地下75mに450kgの火薬を詰めて行われた。下には、爆破点から各電極までの位置を示す、電極番号と距離は、1. 10m、2. 40m、3. 70m，4. 100mである。NE-SW方向に設置した地震計の位置130mも参考に示す。

Fig. 2. Observation apparatus at the first observatory site. The position of the electrode (NO. 1 to 4), VLF loop antenna, fluxgate magnetometer and seismograph sensor are arranged. Explosion was made by the dynamite of 450 kg set at the depth of 75m. The lower figure shows the positions of the electrodes arranged in the east-west direction. The distance of the each electrode from the explosion point was 10m, 40m, 70m and 100 m, respectively. The position of seisomograph sensor (130 m from the shot point) is also shown.

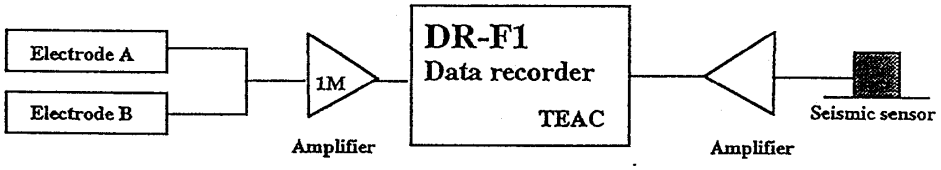
Block Diagram

<< Electromagnetic observation system >>

● S-3 Explosion point



● 1.5Km a part form explosion point



● Analyze flow chart

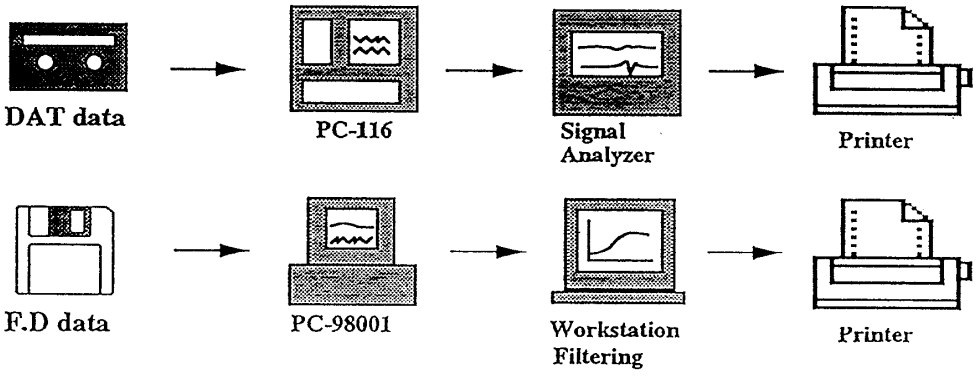


図3: NTT回線を利用した長基線地電位の観測点。用いたNTT測線は、
1.大沢野-榆原、2.大沢野-細入、3.榆原-細入、4.山田-大沢野、5.八尾-大沢野、
6.仁歩-榆原、7.山田-八尾、8.仁歩-細入である。

Fig.3: Observation area of the long span electric self-potential by the NTT circuit. The self-potential was measured between the following stations. 1. Ooswano-Nirehara, 2. Oosawano-Hosoiri, 3. Nirehara-Hosoiri, 4. Yamada-Oosawano, 5. Yatsuo-Oosawano, 6. Ninbu-Nirehara, 7. Yamada-Yatsuo, 8. Ninbu-Hosoiri.

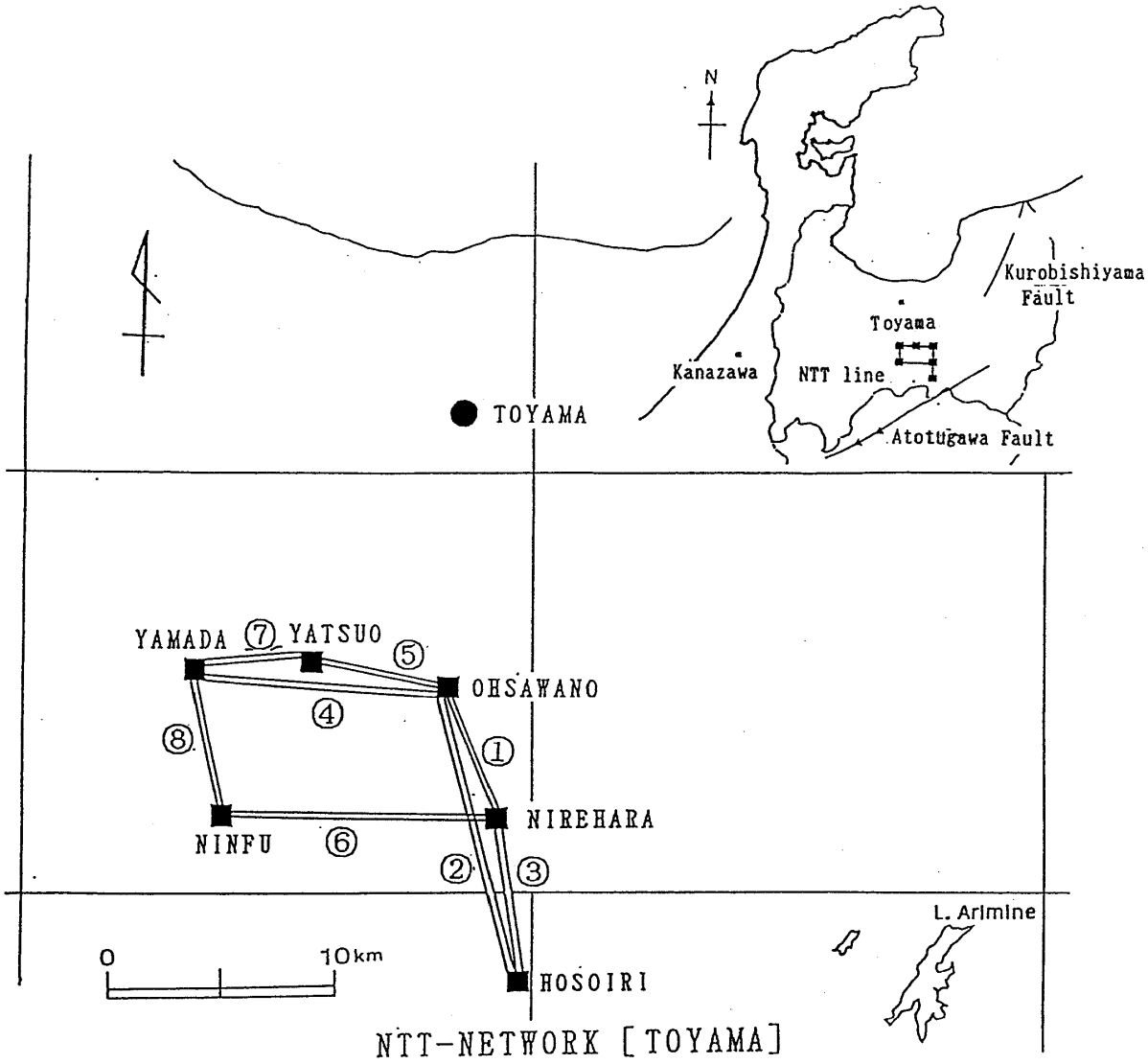


図4：　第1，第2観測点での観測項目と、ﾃﾞｰﾀ収録および解析の流れ図。
Fig. 4. Observatory systems at the first station and those at the second station. The flow chart of the data analysis is shown.

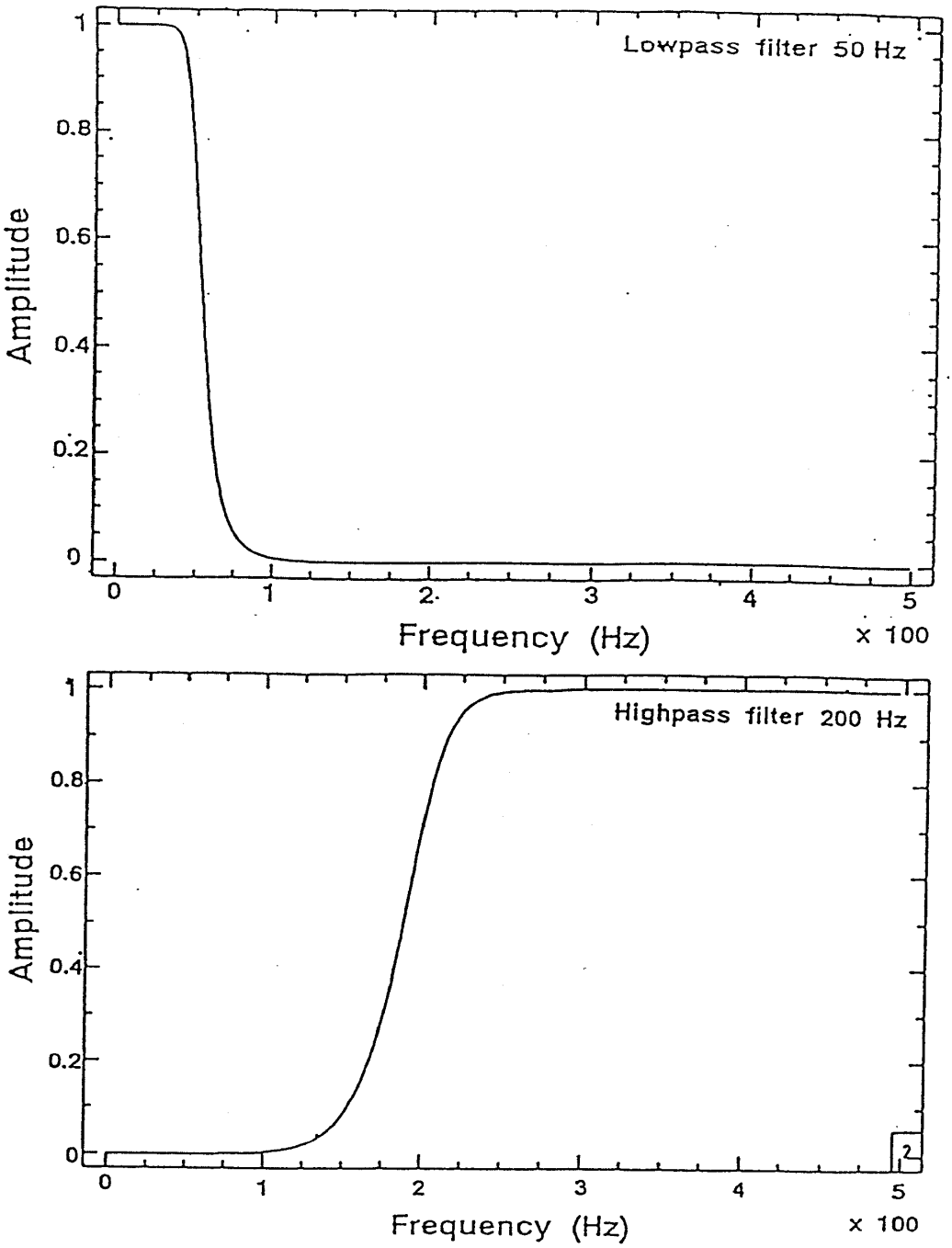


図5： ﾌｨﾙﾀﾘﾝｸﾞに用いたﾌｨﾙﾀｰの周波数特性の例

Fig. 5. Examples of the frequency response of the filter used in the frequency analysis.

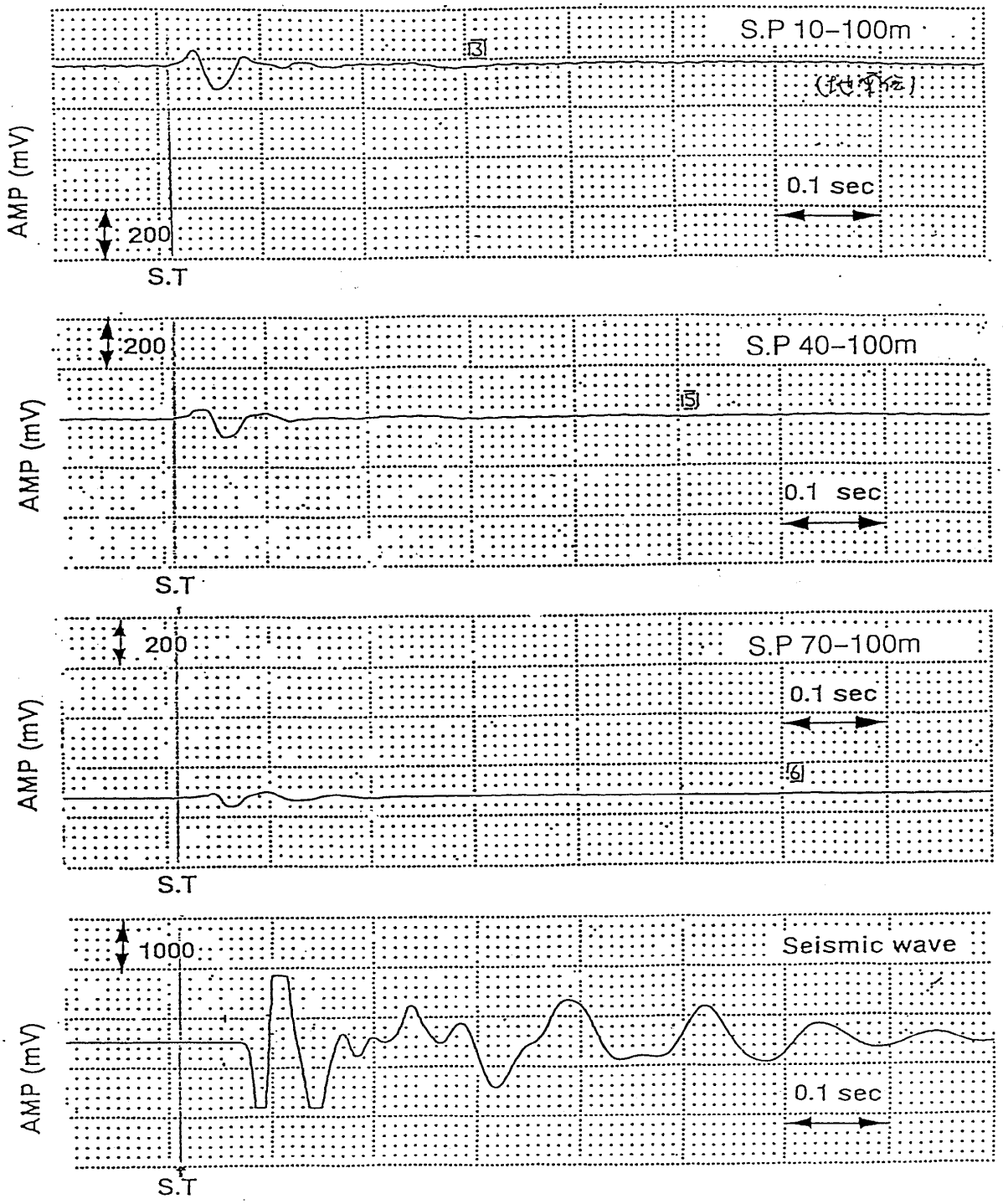


図6: 爆破前後の地電位変化と地震の記録との比較。ﾃﾞｰﾀ収録のｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ間隔は2.5 kHzである。各ﾃﾞｰﾀは、上から電極対が10-100m、40-100m、70-100mの地電位記録で、下は地震波の記録である。

Fig. 6. Comparison of the change in the electric self-potential (S.P.) and the seismic wave around the explosion time. In the upper three figures, the S.P. of the electrode couple of 10-100m, that of 40-100m, and that of 70-10m are shown. Lowest figure shows the seismic wave signal.

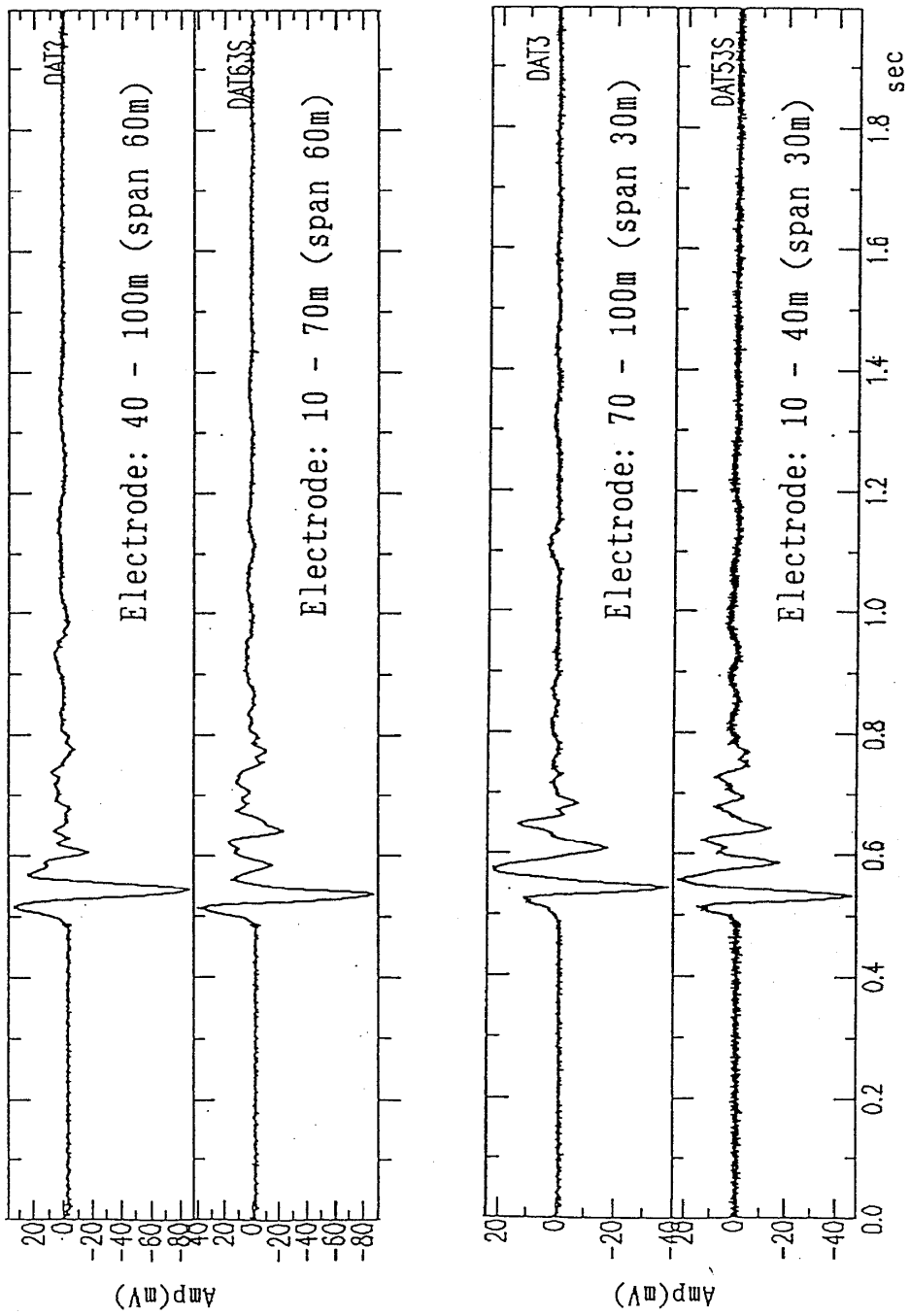


図7: 地電位変動の振幅と電極間隔との関係。上の2つの図は電極間隔が60mの電極(40-100m)と電極(10-70m)のﾃﾞｰﾀを示し、下の2つの図では、電極間隔が30mの電極(70-100m)と電極(10-40m)のﾃﾞｰﾀを示す。

Fig. 7. The relation between the amplitude of variation in the electric self-potential (S.P.) and the distance of the electrode couples. The upper two figures show the S.P. observed in the elecrode couple of 40m-100m, and that of 10m-70m. The distance of these elctrode couples is 60m. The lower two figures show the S.P. observed in the elecrode couple of 70m-100m, and the that of 10m-40m. The distance of these electrode couples is 30m.

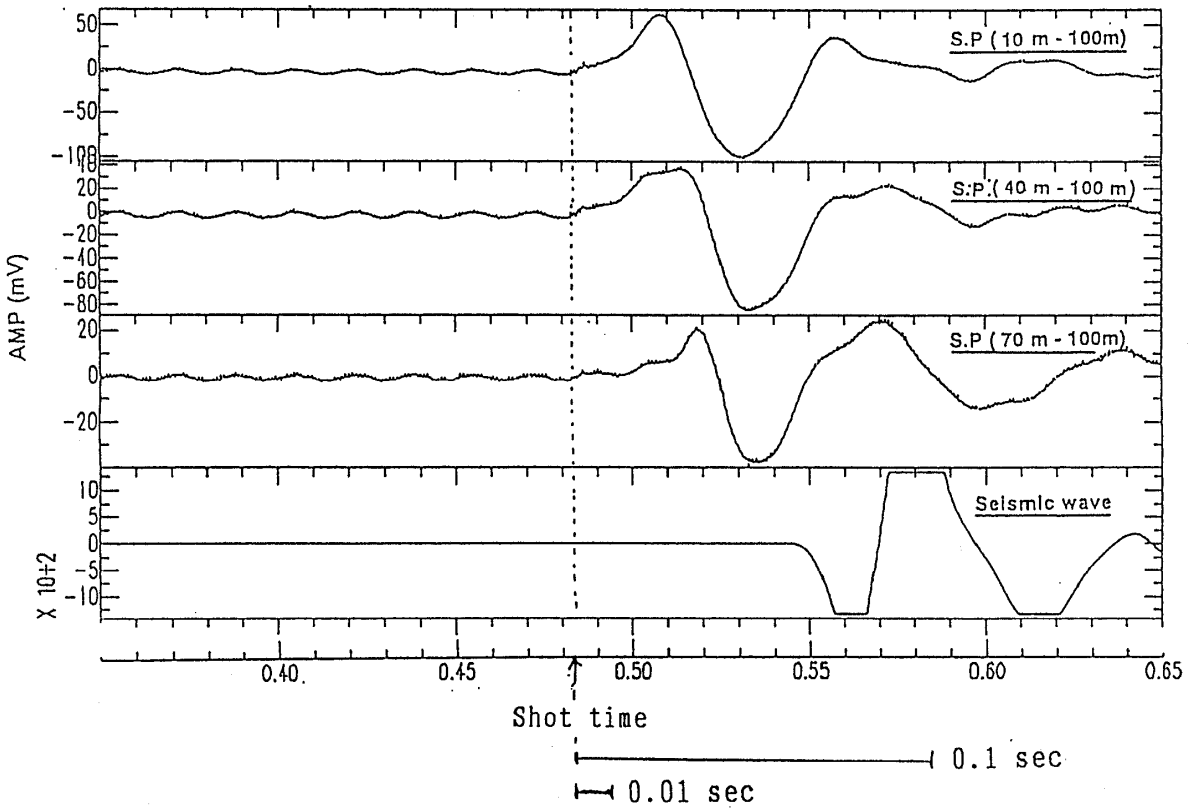


図8: 爆破0.1秒前から0.15秒後までの地電位変動。間隔10-100m、40-100m、70-100mの電極対のﾃﾞｰﾀを順に並べ、下には130m地点で観測した地震波の記録を示す。
Fig. 8. Observed electric self-potential (S.P.) and the seismogram at 130 m from the explosion point. The data from the 0.1 second before the explosion until 0.15 second after the explosion are shown. In the three figures, the S.P. of the electrode couple of 10-100m, that of 40-100m, and that of 70-100m are shown.

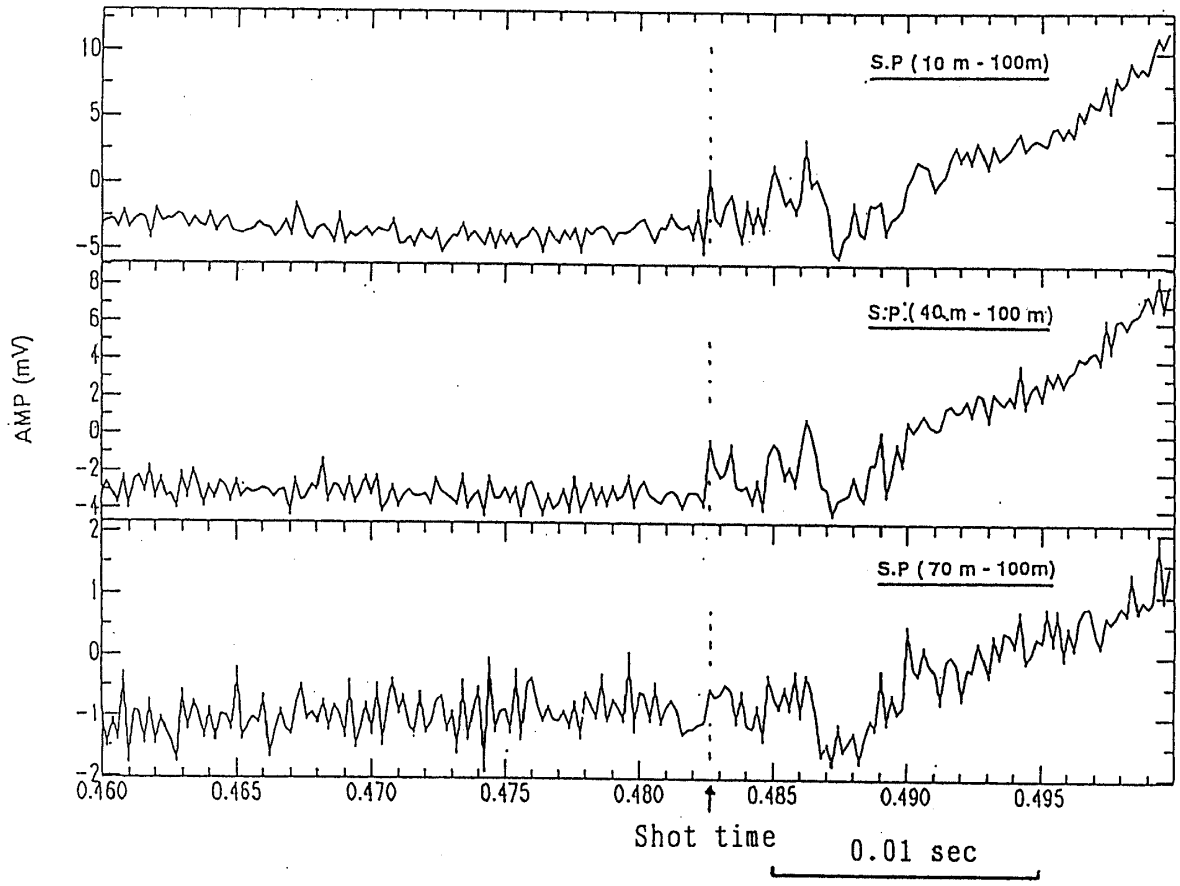


図9: 爆破後0.015秒間の地電位変動。間隔10-100m、40-100m、70-100m間の電極対の記録を順に示す。

Fig. 9. Changes of electric self-potential (S.P.) during 0.015 seconds after the explosion. In the three figures, the S.P. measured by the electrode couple of 10-100m, that of 40-100m, and that of 70-100m are shown.

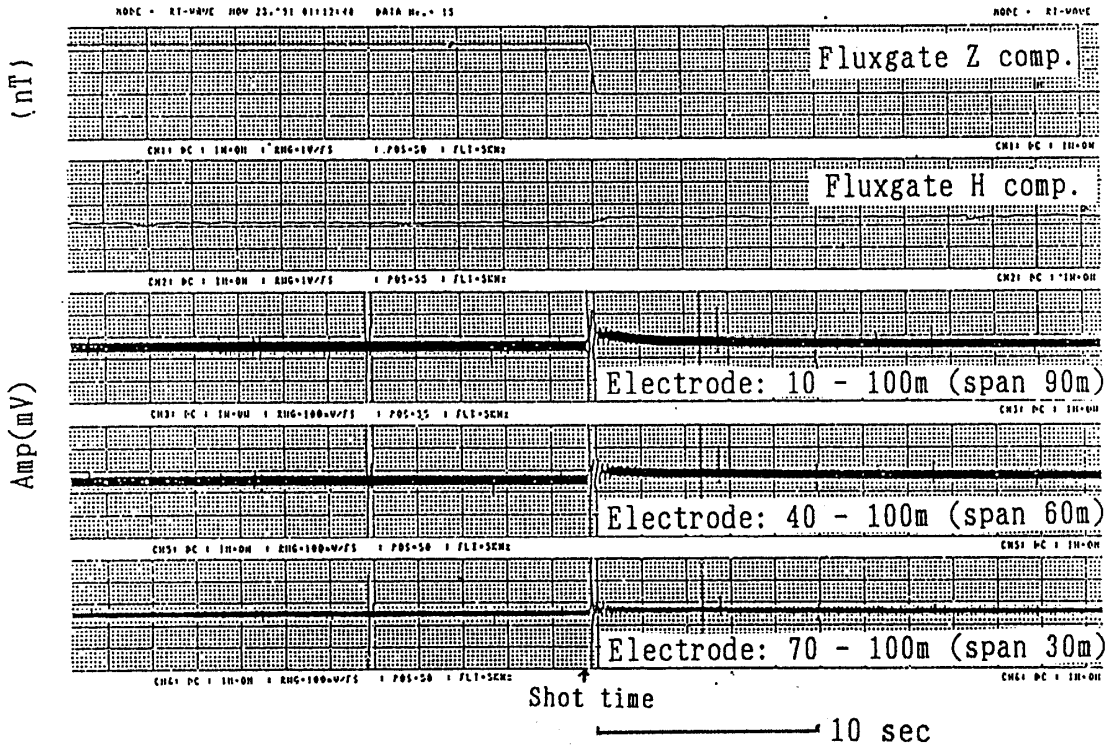


図10: 爆破22秒前から40秒間の観測記録。上から地磁気の鉛直成分と水平成分、地電位の電極対の10-100m、40-100m、70-100mの記録を示す。

Fig. 10. Changes of geomagnetic components and electric self-potential from the 22 seconds before the explosion until 18 seconds after explosion. The upper two curves are of geomagnetic Z- and H- component. The lower three curves are of electric self-potential values measured by two electrodes aet at 10 and 100m, 40 and 100m, and 70 and 100m distances from thew explosion site respectively.

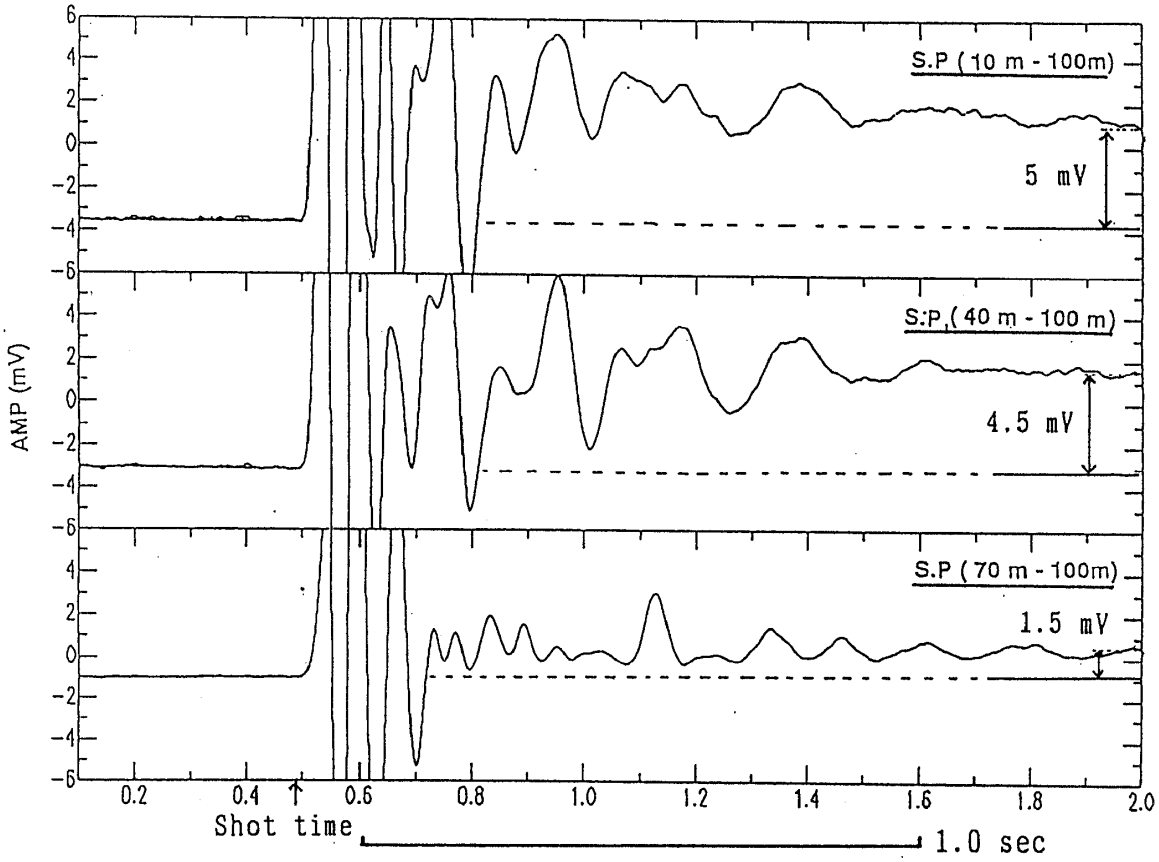


図11: 爆破0.5秒前から2秒間の地電位。上から電極(10-100m)、電極(40-100m)、電極(70-100m)の記録を示す。

Fig. 11. Changes of electric self-potential during 2 seconds from the 0.5 second before the explosion.

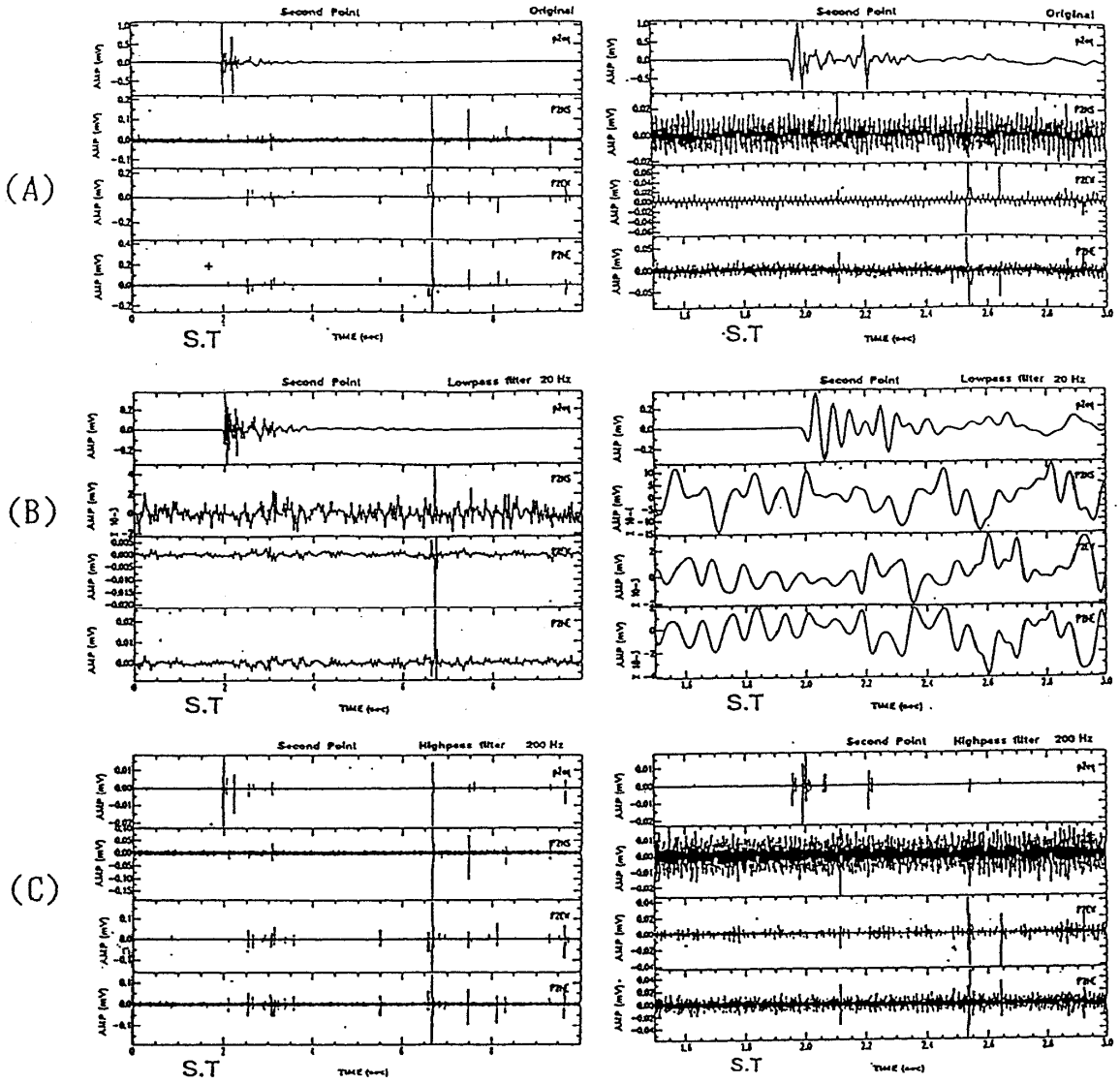


図12：　第2観測点での観測結果。各記録には、地震波、地電位のN-S成分、E-W成分、N-E成分の順に示されている。左図は爆破時刻を挟む10秒間、右図は1.5秒間の記録を示す。(A): original, (B): 20Hzのﾛｰﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰを使用, (C): 200Hzのﾊｲﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰを通した結果である。

Fig. 12.　Changes of electric self-potential and seismic wave observed at station 2.　Each figure consists of a seismic wave curve and electric self potential values measured along N-S, E-W and N-E directions from top to the bottom, respectively. The original data curves (A) are smoothed by using LPF (Low path filter) of 20 Hz (B)and 200 Hz (C) cut-off frequencies. The left column figures show the changes during 10 seconds around explosion time and the right column show those during 1.5 second around the explosion time.

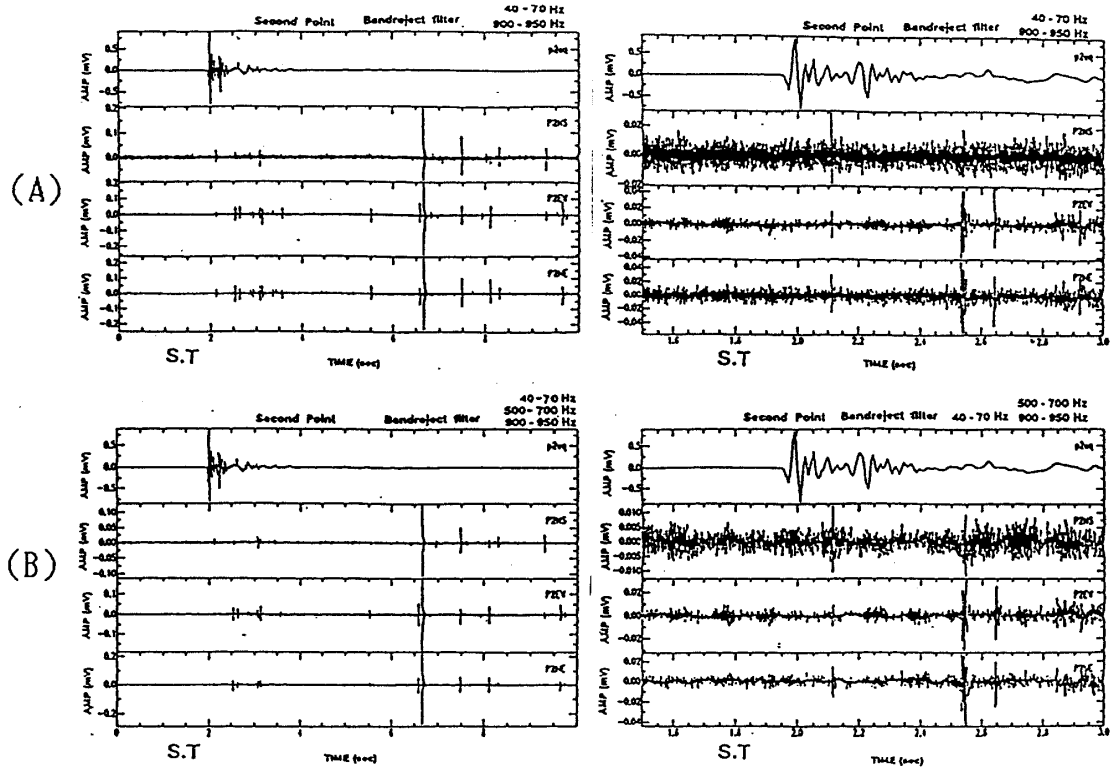


図13： 第2観測点での観測結果。(A)は、ﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰ(40-70 Hz, 900-950 Hz)を使い、(B)はﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽ･ﾌｨﾙﾀｰ(500-700 Hz, 900-950 Hz)を使用した。

Fig. 13. Changes of electric self-potential and seismic wave observed at station 2. Data set (A) is obtained through the bandpath filter of 40-70 Hz and 900-950 Hz. Data set (B) is obtained by the bandpath filter of 500-700 Hz and 900-950 Hz.

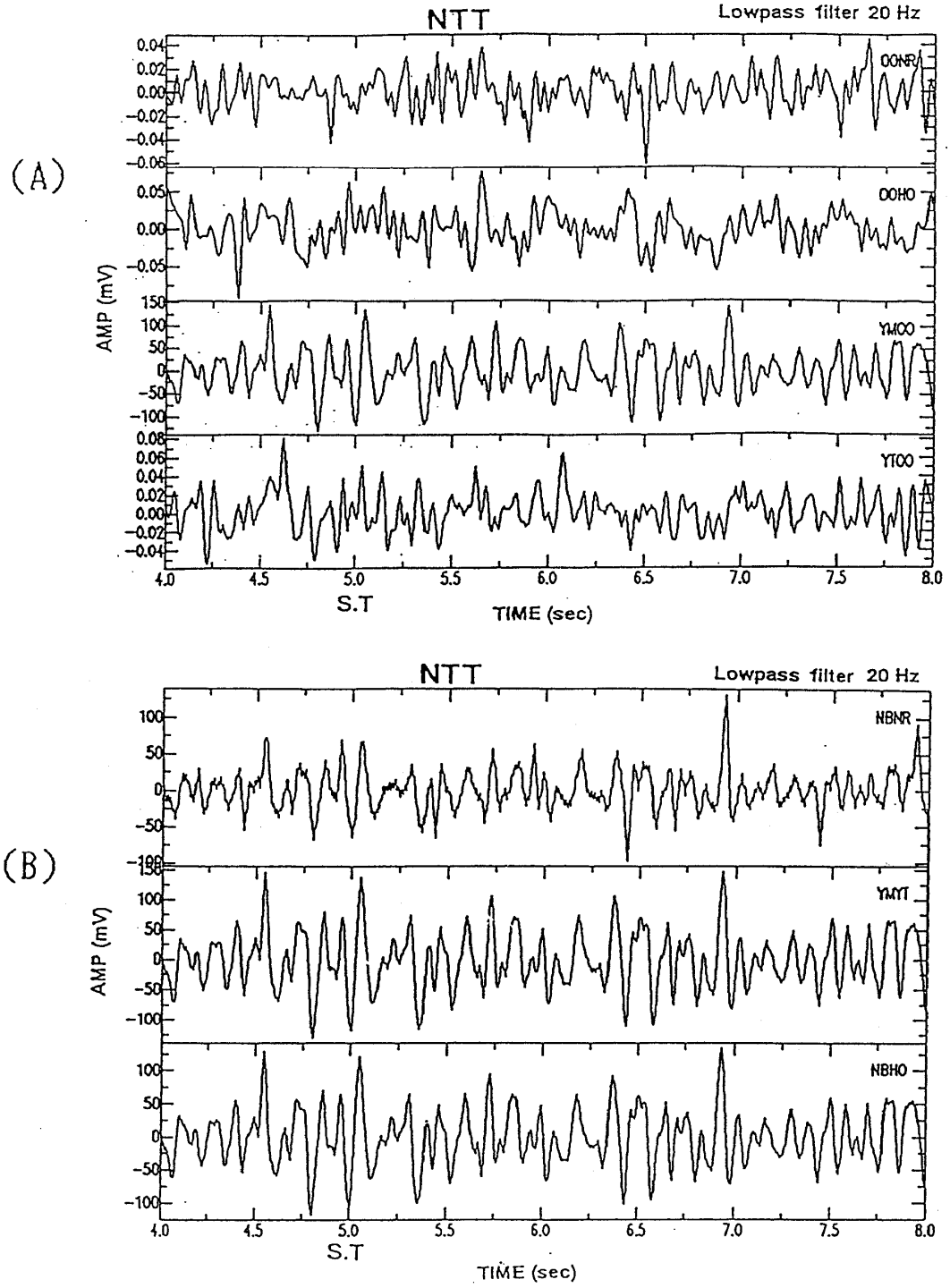


図14：NTT回線による長基線地電位の変動。爆破時刻を挟む4秒間の記録を20Hzのﾛｰﾊﾟｽﾌｨﾙﾀｰを通した。各記録の電極対は以下のとおりである。
(A)：上から、大沢野－楡原、大沢野－細入、山田－大沢野、八尾－大沢野。
(B)：上から、仁歩－楡原、山田－八尾、仁歩－細入。

Fig. 14. Long span changes of electric self-potential values measured by NTT circuit during four seconds around the explosion time. The data curves are smoothed by using LPF with the cut-off frequency of 20 Hz. NTT circuits used for figure (A) are, Oosawano-Nirehara, Oosawano-Hosoiri, Yamada-Oosawano and Yatsuo-Oosawano. Those for figure (B) are Ninbu-Nirehara, Yamada-Yatsuo and Ninbu-Hosoiri.

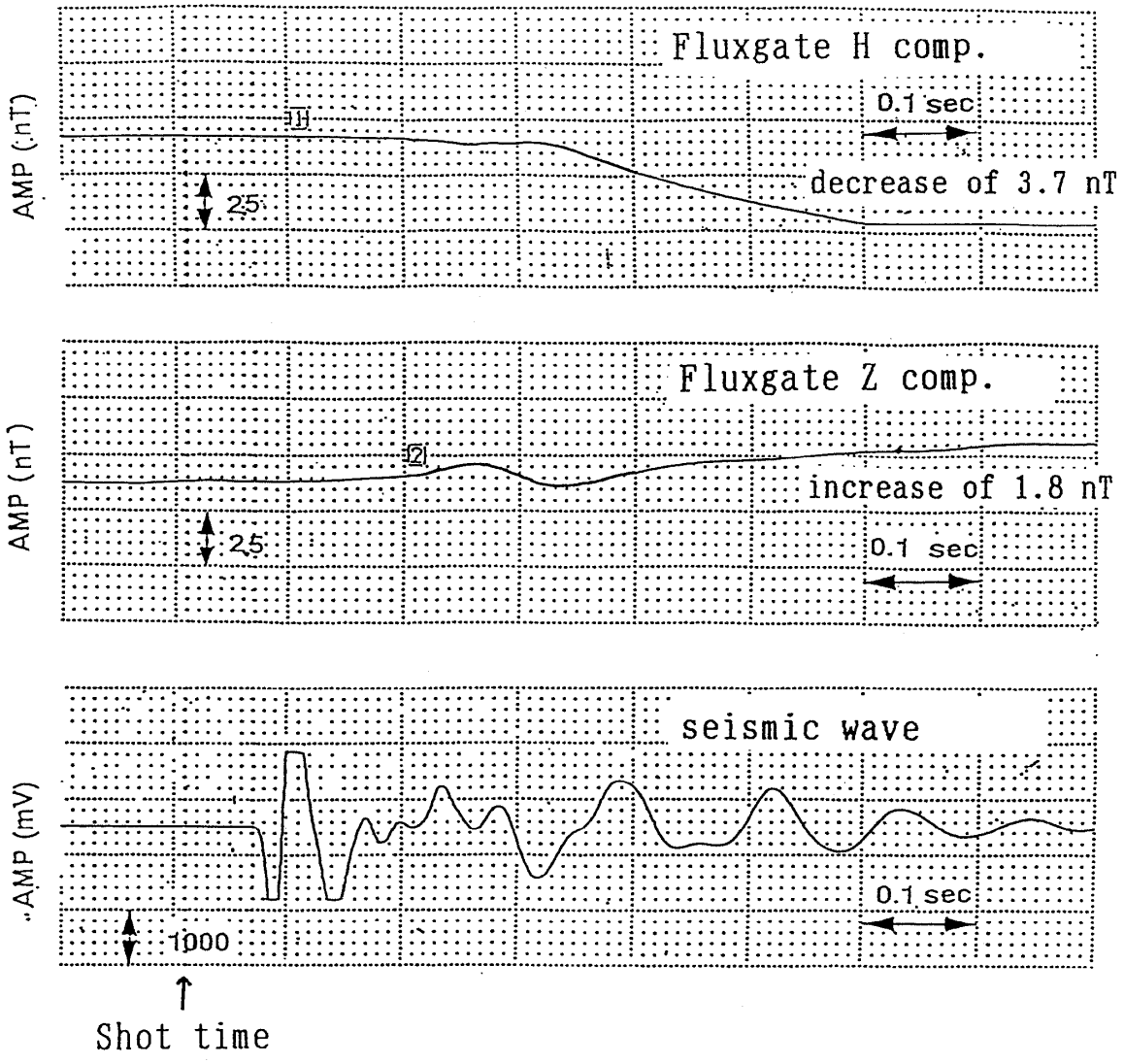


図15: 爆破0.1秒前から1秒間の磁場と地震波の観測結果。

Fig. 16. Changes of magnetic field and the seismic wave observed during 1 second from 0.1 second before the explosion time.

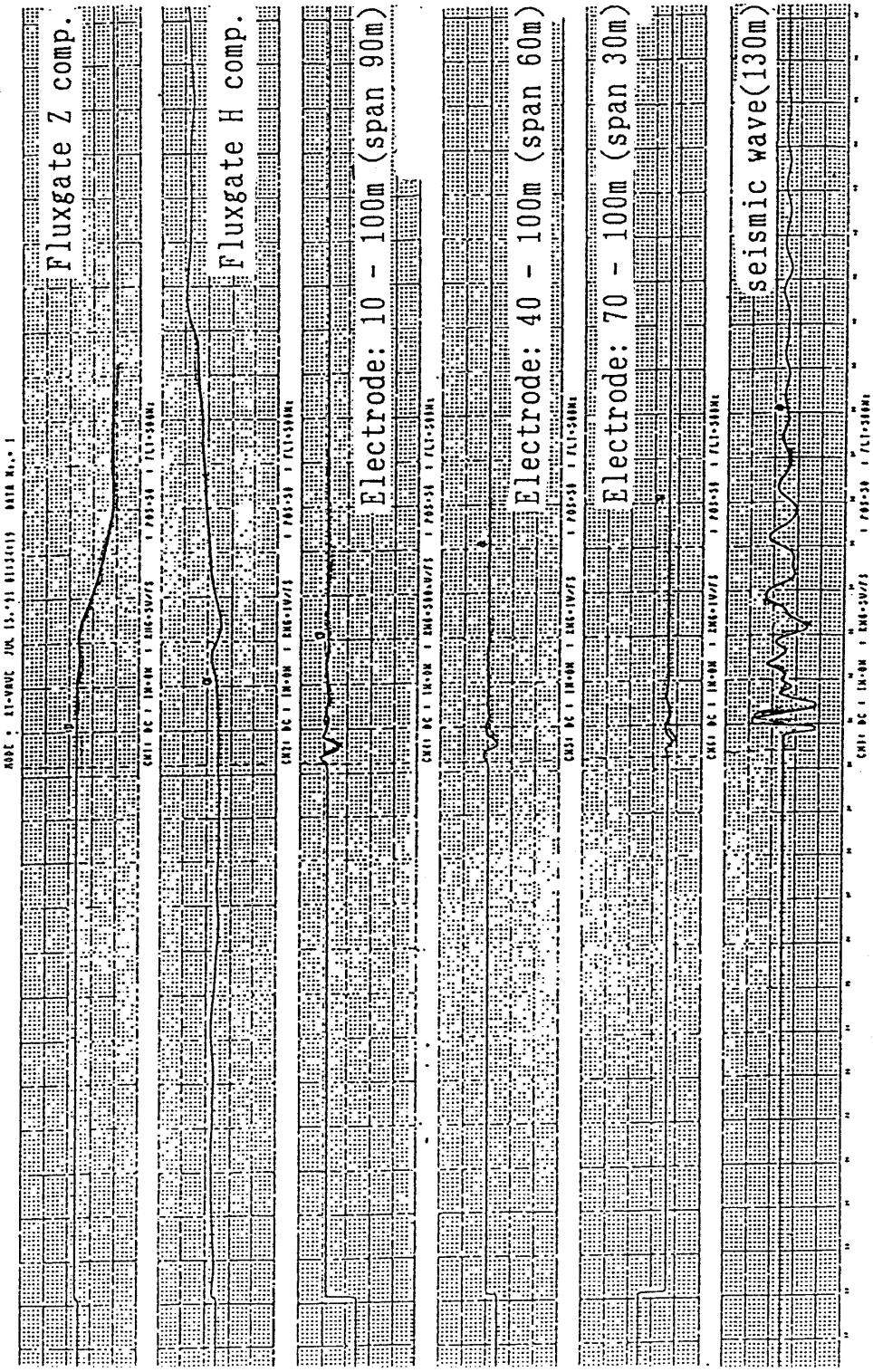


図16：爆破後の18秒間における、磁場、地電位と地震波の観測記録。

Fig. 16. Changes of magnetic field, electric self-potential and the seismic wave observed during 18 seconds after the explosion time.

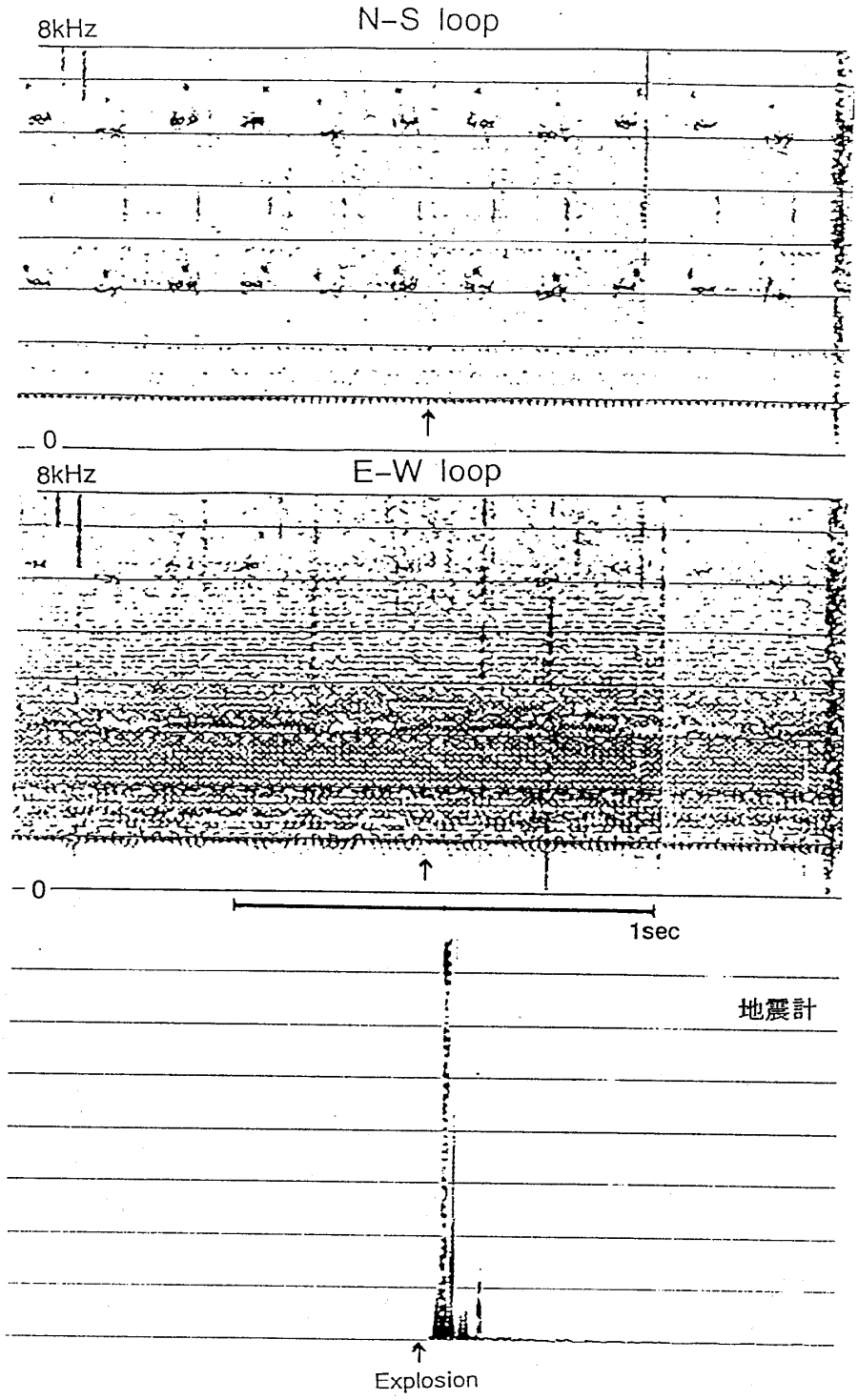


図17: 爆破時刻に観測されたVLF帯域の電磁波の周波数解析。上はNS成分を下はEW成分を示す。

Fig. 17. Frequency analysis on the observed data of electromagnetic radiation in the VLF band around the explosion time. Upper figure shows the data of the N-S loop antena, and the lower figure shows the data of E-w antena.

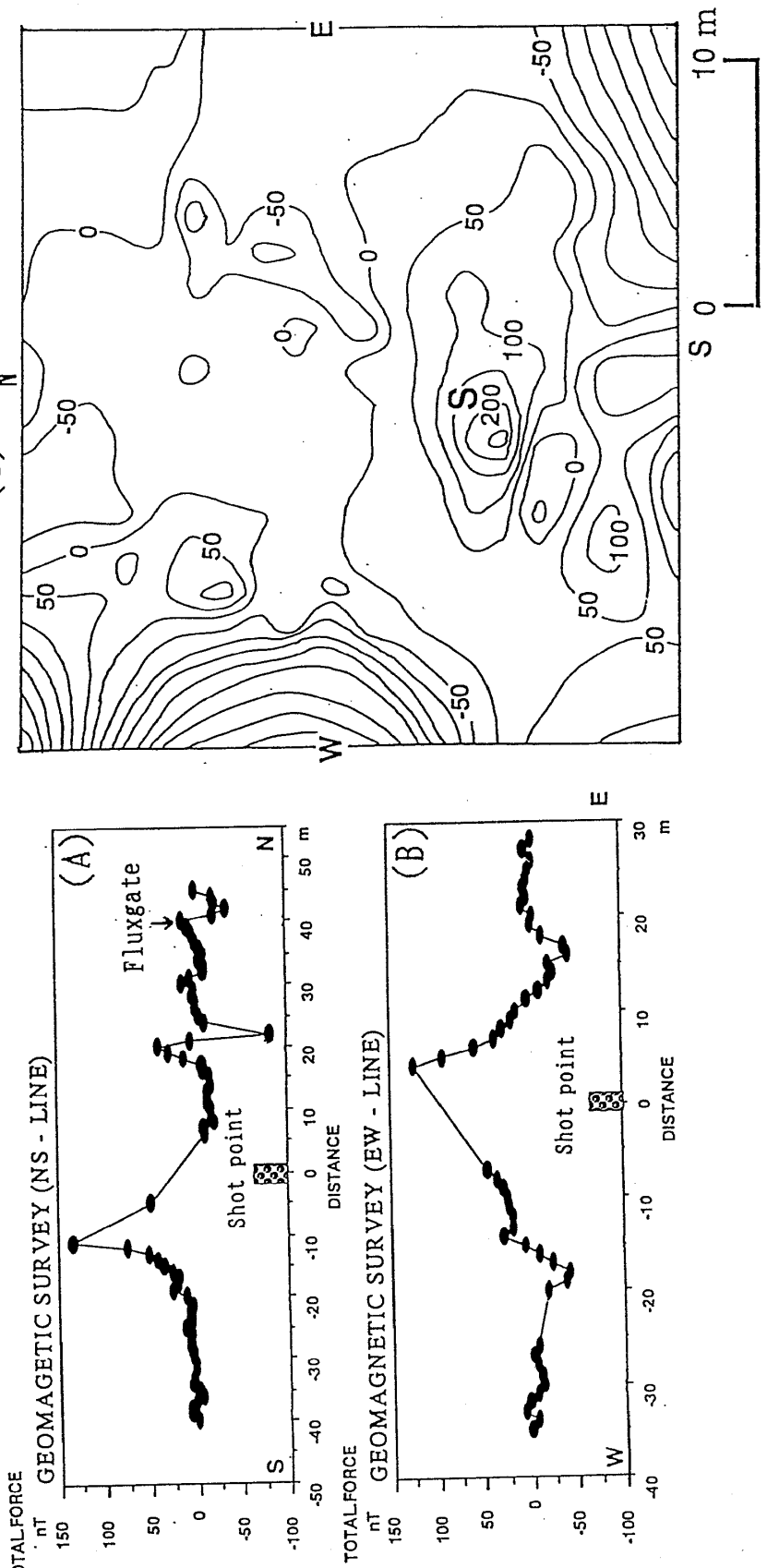


図18:　爆破点周囲の全磁力分布の爆破前後の差。左図(A)と(B)は、爆破点を通るN-S測線、E-W測線の結果を示し、斜線は爆破点である。右図(C)は爆破前後の全磁力強度の差の分布。ｺﾝﾀｰ間隔は50 nTで、Sは爆破点を示す。

Fig. 18. The change of the distibution of magnetic total force caused by the explosion. Figures (A) and (B) show the change of total force along N-S line and E-W line crossing the explosion area. Figure (C) is the contour map of the total magnetic force change. Interval of each contour line is 50 nT.

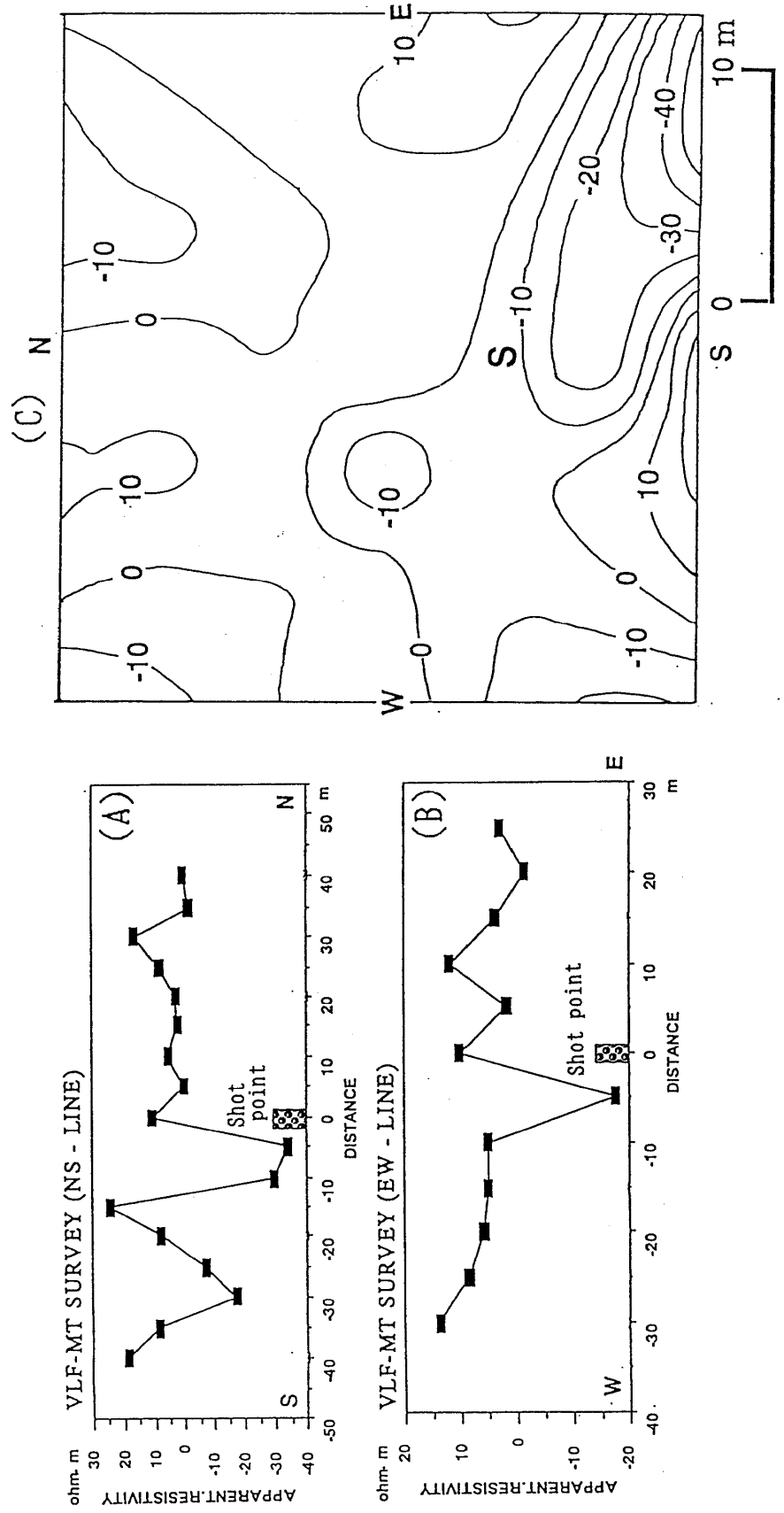


図19: 爆破点周囲の電気比抵抗の爆破前後の差。左図(A)と(B)は、爆破点を通るNS測線、EW測線の結果を示し、斜線地域が爆破点である。右図(C)は爆破前後の電気比抵抗の差の分布をコンター間隔10 ohm·mで示しており、Sは爆破点を示す。

Fig. 19. The change of the electric aparent resistivity caused by the exposion. Figures (A) and (B) show the change of resistivity along N-S line and E-W line crossing the explosion area. Figure (C) is the contour map of the resistivity change. Interval of each contour line is 10 ohm·m.

地殻活動に伴う ELF/VLF 帯電磁放射現象の研究

Study of ELF/VLF Electromagnetic Radiations Associated with Crustal Activities

田部井隆雄・佐々木　宏
高知大学理学部物理学教室
Takao TABEI and Hiroshi SASAKI
Department of Physics, Faculty of Science, Kochi University

Abstract:

Main purpose of this study is to clarify characteristics of the electromagnetic radiation associated with earth's crustal activities in order to search for a new technique for prediction of earthquake or volcanic eruption. Since 1985 a large amount of continuous records of natural electromagnetic noises in ELF/VLF bands (10Hz – 32kHz) have been obtained at Kochi, Southwest Japan. This observation has been conducted under the Stanford University ELF/VLF Radiometer project that has a purpose to research into global distribution of natural electromagnetic noises. We analyzed the records at Kochi especially in connection with local seismic activities.

We investigated the relationship between anomalous electromagnetic noises and major earthquakes occurred in and around Southwest Japan during the past 5 years. Though clear precursory electromagnetic radiation was not detected, anomalous abrupt increase of noise level was sometimes observed synchronously with the ground motion of felt earthquake. This change is more remarkable in a lower frequency band, and is probably caused by antenna shaking generated by seismic ground motion. Alternative interpretation is that seismic ground motion induces very local electromagnetic radiation from surrounding rocks in the vicinity of antenna site.

It has become clear that the present Radiometer recording system unfortunately does not provide sufficient information concerning propagation direction or characteristics of original wave form because of the limit of recording capacity. To compensate for it we have made a continuous recording system for both North-South and East-West components of ELF signals using a Digital Audio Tape with a huge recording capacity. Further observation with a new recording system is now undertaken.

1．研究目的

地震の発生や火山の噴火など地殻の変形や破壊に伴う電磁放射現象は，観測事例が積み重なるにつれその発生が確実視されるようになったものの，物理的な発生機構や伝達機構についてはまだ完全な説明がなされていない［例えば，Gokhberg et al., 1982; Oike and Ogawa, 1982; Parrot and Mogilevsky, 1989; Fraser-Smith et al., 1990］．それらの解明のためには，地道な作業ながら観測事例をさらに数多く収集し，現象の発生と伝達に関する知見を蓄積することが必要である．

高知大学理学部では，1985年より米国スタンフォード大学と ELF/VLF ラジオメータを用いた自然電磁ノイズの国際共同観測を実施してきた．これは，世界の８地点において同一規格の計器を用いた連続観測を行い，電磁ノイズのグローバル分布を研究するプロジェクトの一環である［Fraser-Smith and Helliwell, 1985］．

ここでは地域的な地震活動とそれに関連した異常な電磁ノイズ変化に注目することとし，すでに得られている ELF/VLF 自然電磁ノイズ連続観測の記録を使い，日本および周辺の地震活動に関連して異常な変化が生じているかどうかに焦点を絞って解析を行う．さらに，より効果的な測定方式について研究する．

2．研究方法

(1) 観測システム

1985年以来，スタンフォード大学の製作による同一規格のラジオメータを用いた自然電磁ノイズの連続観測が，図１に示す世界の８地点において同時に実施されている．アジア地域においては，高知大学理学部地球観測所（高知県高岡郡日高村，標高309m）にラジオメータが設置されている．高知は世界的に見て磁気的に低緯度の地域をカバーする観測点となっている．

観測所は都市部の人工ノイズを避けるため，市街地から離れた山の頂上近くに設置されている．ラジオメータのブロックダイアグラムを図２に示す［Fraser-Smith and Helliwell, 1985］．VLF アンテナは底辺18m，高さ９mの三角形ループアンテナで，見晴らしの良い山頂に東西・南北の２方向に設置されている．ELF アンテナは直径１m，1164回巻きの円形コイルで，これも東西・南北両成分が，風による振動を避けるため山頂下に設けた地下２mの地下室内に固定されている．それぞれのアンテナの測定周波数は ELF 帯が約10～400Hz，VLF 帯が約500Hz～32kHzである．

アンテナによって検出された広帯域の磁束密度変化は VLF 信号が１時間ごとに１分間アナログで，ELF 信号が30分間ごとに１分間ディジタル（１kHzサンプリング）で記録される．現在のところ，記録容量の点から，変化の激しい南北方向の信号のみ記録されている．これとは別に，VLF と ELF を合わせた10Hzから32kHzの東西・南北両方向の信号がバンドパスフィルターによって16の周波数帯に分割され，0.1秒おきにサンプリングされている．これらから各周波数帯ごとに１秒ごと，および１分ごとの最大，最小，平均，rms 値が計算され，ディジタルで連続記録されている．16の周波数帯の中心周波数とバンド幅を表１に示す．

(2) 調査方法

調査の対象とした地震は，図３に示すように西南日本に発生したマグニチュード５以上の地震および四国周辺に発生したマグニチュード４以上の地震である．震源の深い地震に伴って地表の電磁ノイズが変化することは信号の発生・伝達機構を考えにくいため，深さ70kmより浅い浅発地震のみを対象とした．取り上げた地震は約70例である．なお，これらの地震は石川ほか(1985)および石川ほか(1989)による地震活動解析プログラム「SEIS-PC」を用いて抽出した．

電磁ノイズの通常の解析においては，16の周波数帯の１分ごとの rms 値を１日ごとにグラフ化して異常変化の有無を確認し，異常と思われる変化が見受けられる時は１秒ごとの rms 値を用いてより時間分解能を高めた解析を行っている．地震発生前後の異常な電磁ノイズ変化を調べる際もこの手順に従った．ただし，残念ながら，記録されているデータが東西・南北両成分から計算された統計値であるため，これを再び東西・南北成分に分離しての検討はできない．また，広帯域記録はデータ量が膨大になるため30分間ごとに１分間の記録のみで連続記録が取得されておらず，今回の解析には用いていない．

３．結果

地震に関連して観測された異常な電磁ノイズ変化のもっとも顕著な例は，地震の発生後に rms 強度が急激に上昇し，ある程度の時間が経過したのち元のレベルに戻るものである．１例として，1987年３月18日に日向灘に発生した地震（M＝6.6）の際に観測された電磁ノイズ変化を図４および図５に示す．これと同様な変化は５年間に10例観測された．これらはいずれも高知市において有感であった地震の発生後に観測されており，計器が定期的かつ自動的に行うキャリブレーションの最中のため詳細が不明な２例を除くと，高知市において有感でありながら異常な変化が観測されなかった例は１例のみである．また，高知市における震度が大きいほど rms 強度の上昇も大きい傾向がある．図４および図５からわかるように，この種の異常変化は ELF 成分（ch.1～6：約10～400Hz）にのみ現れ，VLF 成分（ch.7～16：約500Hz～32kHz）には見られない．また，同じ ELF 成分でも周波数が低い成分ほど変化は顕著である傾向がある．

図６は，高知大学理学部地震観測所において固有周期１秒の速度型地震計によって記録された1987年３月18日日向灘地震（M＝6.6）の水平地震動と，地球観測所において観測された異常電磁ノイズ変化記録との対応を示したものである．図中のＰ，Ｓ，Ａ，Ｂの記号はそれぞれの記録が対応する同一の時刻を示している．なお，地震観測所と地球観測所はほぼ東西に約8.5km離れているが，地震波の見かけ速度を考慮すると地震波の到着時刻の違いは最大でも２秒程度で，この図の程度の時間分解能では誤差の範囲内である．

図６からわかるように，rms 強度は地震波の初動（Ｐ波到着，図中Ｐ印）とともに急激に上昇し，主要動であるＳ波の到着（Ｓ印）後最大となり，地震波の減衰とともに低下して，やがて元のレベルに戻っている．これ以外の観測例においても，rms 強度の急激な上昇が始まる時刻は初動の到着時刻に一致している．

地震動に対応して ELF 成分の rms 強度が上昇する例は，1989年10月にカリフォルニアに発生した Loma Prieta 地震（M＝7.1）の余震の際にも，高知と同じ規格のスタンフォ

ード大学の Radiometer で繰り返し観測された［Fraser-Smith et al., 1990］.

4．考察

図6に示された地震動と電磁ノイズ変化の時間的対応を見る限り，地震発生後に見られる rms 強度の異常な上昇は空中を伝搬してきた電磁波によるものではなく，地中を伝搬して観測点に到着した地震波による振動によるものであることは疑いない.

この種の異常変化が ELF 成分にのみ現れ VLF 成分には見られないことは次のように説明することができる．すなわち，この変化は地震動によって生じたアンテナの振動によって見かけ上の変化が現れているもので，ELF 成分にのみ変化が現れるのは地震動の卓越周波数によるものである，と考えることができる．しかし，アンテナ（地下に固定されたコイル）がどのような方向に磁束を切っても誘導起電力は生じず，アンテナの振動によって見かけ上の変化が現れるメカニズムは単純ではない．全く別な解釈として，地震動によって観測点周辺の岩石が揺すられ，微少なクラック面が擦られたり新たなクラックが生じることによって岩石から微弱な電磁波が放射され，それをアンテナが検出していると考えることも可能である．ELF 成分にのみ変化が現れ VLF 成分には見られないことは，ELF アンテナのみが地下に設置されており，周囲の岩石からの電磁放射に対してより高い感度を持つと考えれば定性的に説明がつく．いずれにせよ，アンテナの特性を再検討した上での検証が必要である.

さらに，地震の発生前に電磁ノイズレベルの有意な変化があったかどうかについて，図3に示したすべての地震の前後の記録を調べてみた．しかし，前兆的変化がどの程度の時間間隔本震に先行するものかどうか，それはいつまで継続するのか，変化が現れやすいのはどの周波数帯か，変化があったとしても何を根拠に特定の地震との関連を決定するか，空電などのバックグラウンドノイズをどのように分離するか，等の様々な問題があり，今回は明らかに地震の前兆と呼べる電磁ノイズ変化は見い出せなかった．このうち，地震に関連した前兆的な変化である可能性のある電磁ノイズ変化の1例を図7に示す．1987年11月18日に山口県に発生した地震（M=5.2）に先行して，VLF 帯のチャンネル11(2.0kHz)，同12(3.0kHz)，同13(4.0kHz)，同16(32.0kHz)などにおいて，地震発生の数時間前から電磁ノイズレベルの間欠的な上昇が数回観測された.

上に挙げた前兆的変化に関する問題の多くは，観測事例の積み重ねによって経験的に明らかになっていくことと考えられる．しかし，残念ながら現在の四国地方およびその周辺の地震活動はきわめて低い時期にあり，今回は地震の前兆的変化に関して新たな知見を集積するだけの観測事例は得られなかった．電磁ノイズのグローバル分布を研究するという Radiometer 観測の本来の目的と平行して，地域的な地震活動に関連した電磁気現象に絶えず注目した息の長い観測が望まれる.

電磁ノイズ記録と地震活動との関連を調査していく過程において，最大，最小，平均，rms 値等の統計値のみの記録では電磁波の到来方向や波形特性についての情報が欠如しており，この目的のためには現記録システムは万全ではないことを我々は痛感した．しかし，世界8地点において同一規格の計器を用いて連続観測を行っていることが，電磁ノイズのグローバル分布を研究する上で重要であり，記録システムの勝手な変更は許されない．そ

こで，従来のシステムと平行して，我々の目的に適合した独自の記録システムを併設することとした．

新しい記録システムは，図２のブロックダイアグラムにおいて，ELF Line Receiver より ELF 広帯域信号を取り出し，A/D 変換ボード，パソコン，Digital Audio Tape レコーダー（DAT）を Radiometer に併設して，ほぼ連続的に東西・南北両成分の波形を記録しようとするものである．図８は１kHzサンプリングで観測を行った１例で，東西・南北両成分間で同期した空電波形が明瞭に記録されている．

このように新記録システムによって，ELF 信号の波形観測が東西・南北両成分ごとに行えるようになった．チャンネル数の増減も自由に変更できる．しかし，１台のパソコンで A/D 変換と DAT への書き込みを行っているため，データの書き込みを行っている最中は観測が中断される．しかも，DAT への書き込みには予想以上の時間を要し，観測時間と観測中断時間の比が現在は約３：２と，連続観測と呼ぶにはいささか情けない結果となっている．しかし，データの取得と記録を役割分担させれば，この問題はハードウェア上で解決可能である．

新記録システムはまだテスト段階で問題も多く，常時稼働はしていない．また，近年の四国地方とその周辺の地震活動はきわめて低いためもあってか，地震活動に関連した明瞭な電磁ノイズ変化はまだ観測されていない．今後も観測を継続し，資料を蓄積していく所存である．

５．まとめ

地震活動に関連して異常な電磁ノイズ変化が生じているかどうかに注目して，10Hzから32kHzにわたる ELF/VLF Radiometer 記録の解析を行った．地震動の到着とともに磁場の rms 強度が急激に上昇し，地震動の減衰とともに元のレベルに戻る変化が数多く観測された．これにはアンテナの振動による見かけ上の変化と，振動によって生じた岩石からの電磁放射との２通りの解釈が可能である．地震に先行した変化については，異常な変化と地震とを関連づける経験則を得るには観測事例が少なく，前兆的変化であると特定できる明瞭な変化は見い出せなかった．

ELF 帯信号の波形を東西・南北両方向について連続観測観測することを目的とした新しい記録システムを併設した．データの連続性という点でまだ問題はあるが，東西・南北両方向で同期した空電波形が記録されるようになった．

電磁ノイズのグローバル分布を研究するという Radiometer 観測の本来の目的と平行して，地域的な地震活動に関連した電磁気現象に絶えず注目した息の長い観測が望まれる．

６．引用文献

Fraser-Smith, A.C. and R.A.Helliwell, The Stanford University ELF/VLF Radiometer project : Measurements of the global distibution of ELF/VLF electromagnetic noise, Proc. 1985 IEEE Internat. Symp. on Electromag. Compatibility, IEEE Cat. No.85CH2116-2, 305-311, August 1985.

Fraser-Smith, A.C., A.Bernardi, P.R.McGill, M.E.Ladd, R.A.Helliwell, and O.G. Villard, Jr., Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms7.1 Loma Prieta earthquake, Geophys. Res. Lett.,17, 1465-1468, 1990.

Gokhberg, M.B., V.A.Morgounov, T.Yoshino, and I.Tomizawa, Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, J. Geophys. Res., 87, 7824-7828, 1982.

石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, SEIS-PC の開発 －概要－, 情報地質, 10, 19-34, 1985.

石川有三・望月英志・佐久間喜代志・山本雅博・成戸建之, 発震機構解のコンパイル, 月刊地球, 3, 219-223, 1989.

Oike, K. and T.Ogawa, Observations of electromagnetic radiation related with the occurrence of earthquakes, Ann. Rep. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 25B-1, 89-100, 1982.

Parrot, M. and M.M.Mogilevsky, VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere, Phys. Earth Planet. Inter., 57, 86-99, 1989.

表1．ELF/VLF Radiometer の16のチャンネルの中心周波数とバンド幅

Channnel	Center Frequency	Bandwidth (5%)
1 (ELF 1)	10 Hz	0.5 Hz
2 (2)	30	1.5
3 (3)	80	4.0
4 (4)	135	6.75
5 (5)	275	13.75
6 (6)	380	19.0
7 (VLF 1)	500	25.0
8 (2)	750	37.5
9 (3)	1 kHz	50
10 (4)	1.5	75
11 (5)	2	100
12 (6)	3	150
13 (7)	4	200
14 (8)	8	400
15 (9)	10.2	510
16 (10)	32	1600

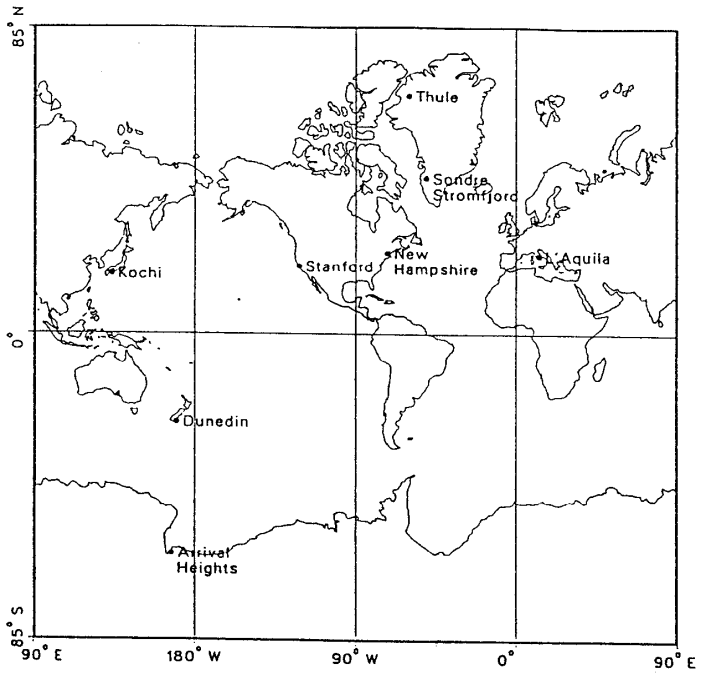


図１．ELF/VLF ラジオメータ観測点の世界分布．
(Fraser-Smith and Helliwell (1985)より)

Fig.1. Global distribution of observation sites equipped with an ELF/VLF Radiometer (after Fraser-Smith and Helliwell, 1985).

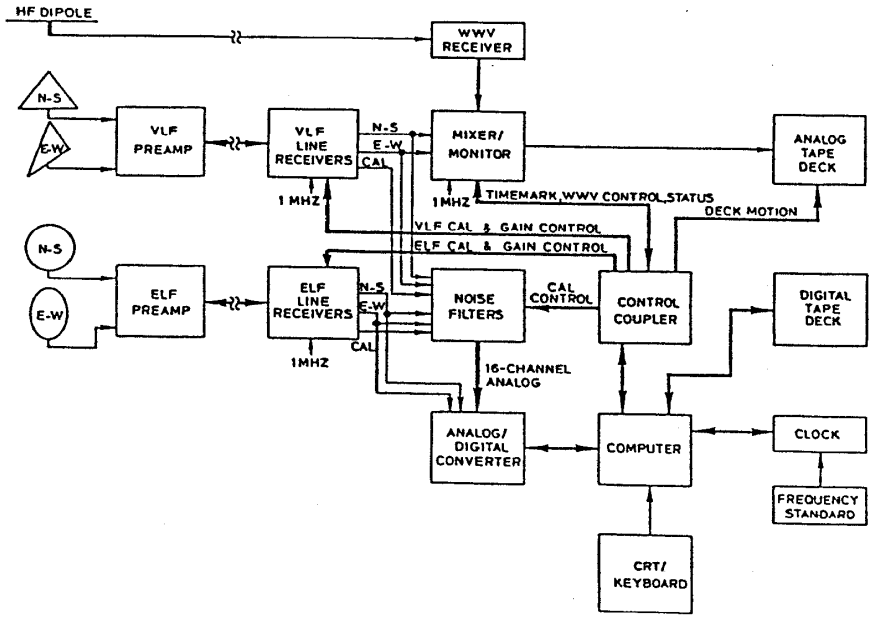


図２．ELF/VLF ラジオメータのブロックダイアグラム．
(Fraser-Smith and Helliwell (1985)より)

Fig.2. Block diagram of the ELF/VLF Radiometer (after Fraser-Smith and Helliwell, 1985).

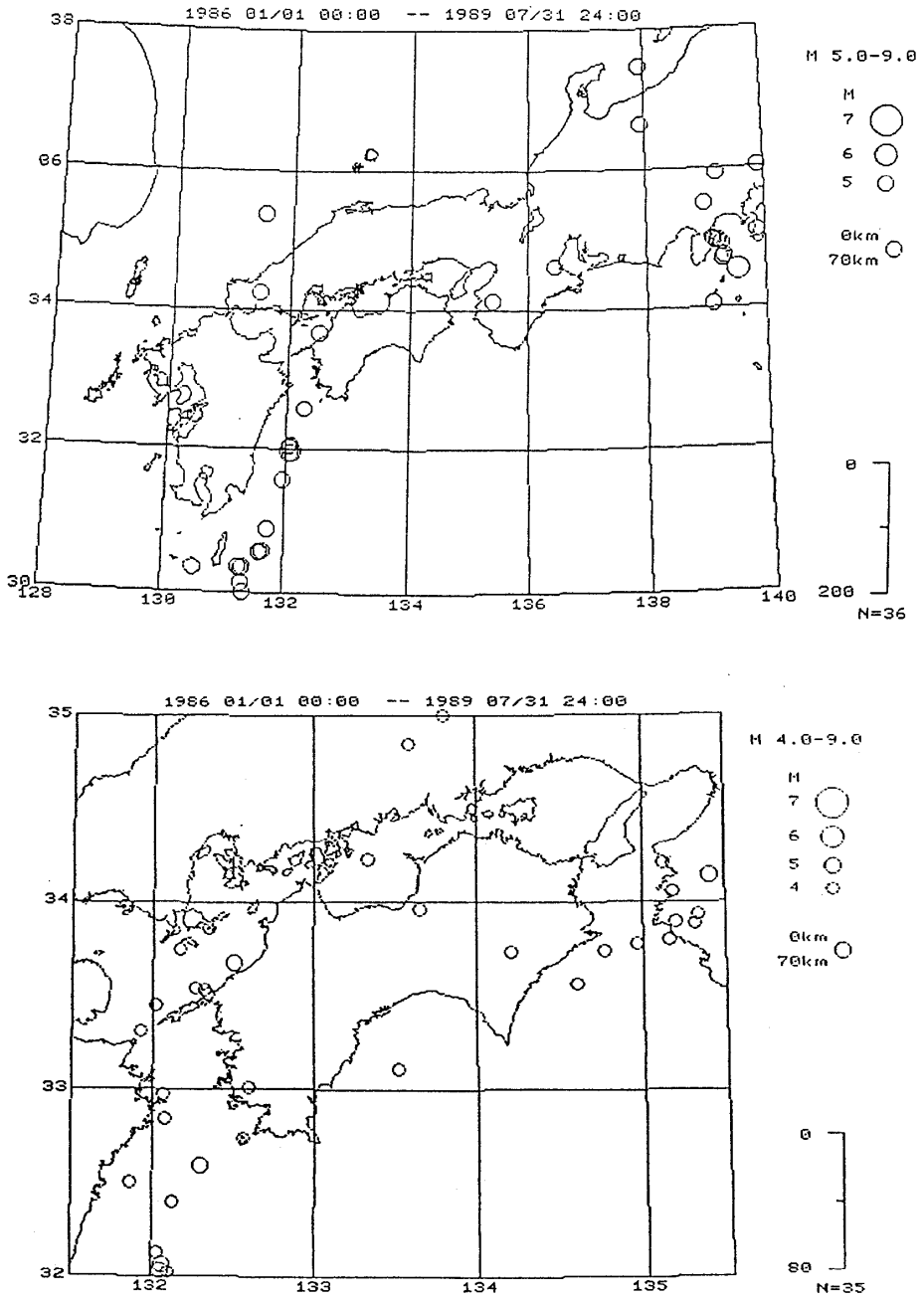


図３．西南日本および四国周辺の地震活動（1986年１月～1989年７月）．
石川・他(1985)および石川・他(1989)による地震活動解析プログラム「SEIS-PC」を用いている．

Fig. 3. Seismic activities in and around Southwest Japan (upper) and Shikoku district (lower) during the period from January 1986 to July 1989. Seismic activity analysis program 'SEIS-PC' (Ishikawa et al., 1985; Ishikawa et al., 1989) has been used.

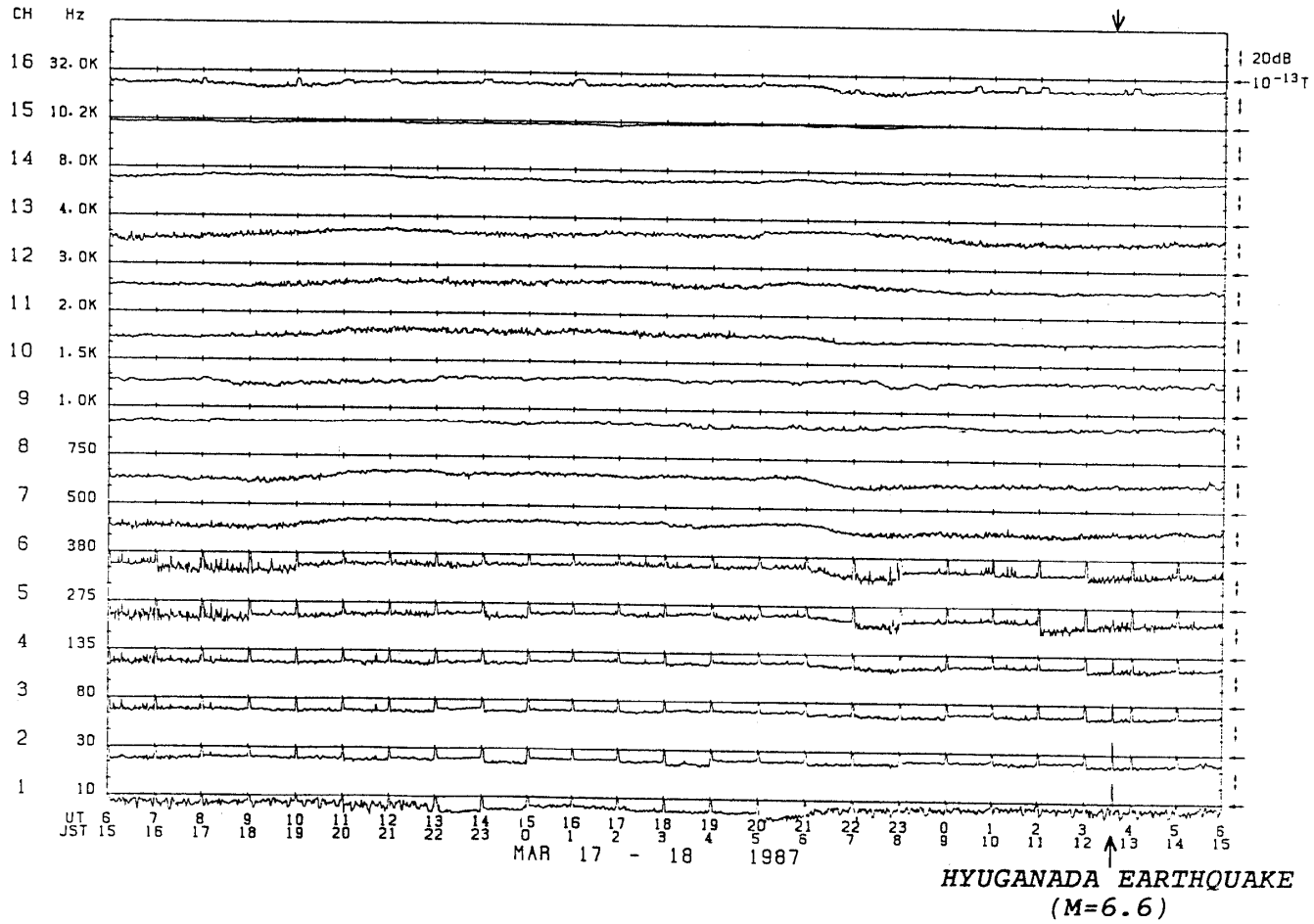


図４．1987年３月18日日向灘地震前後の自然電磁ノイズ変化．
１分ごとの rms 値を対数スケールで示してある．

Fig. 4. Electromagnetic noise changes before and after the Hyuganada earthquake on March 18, 1987. One-minute rms values are plotted in a logarithmic scale.

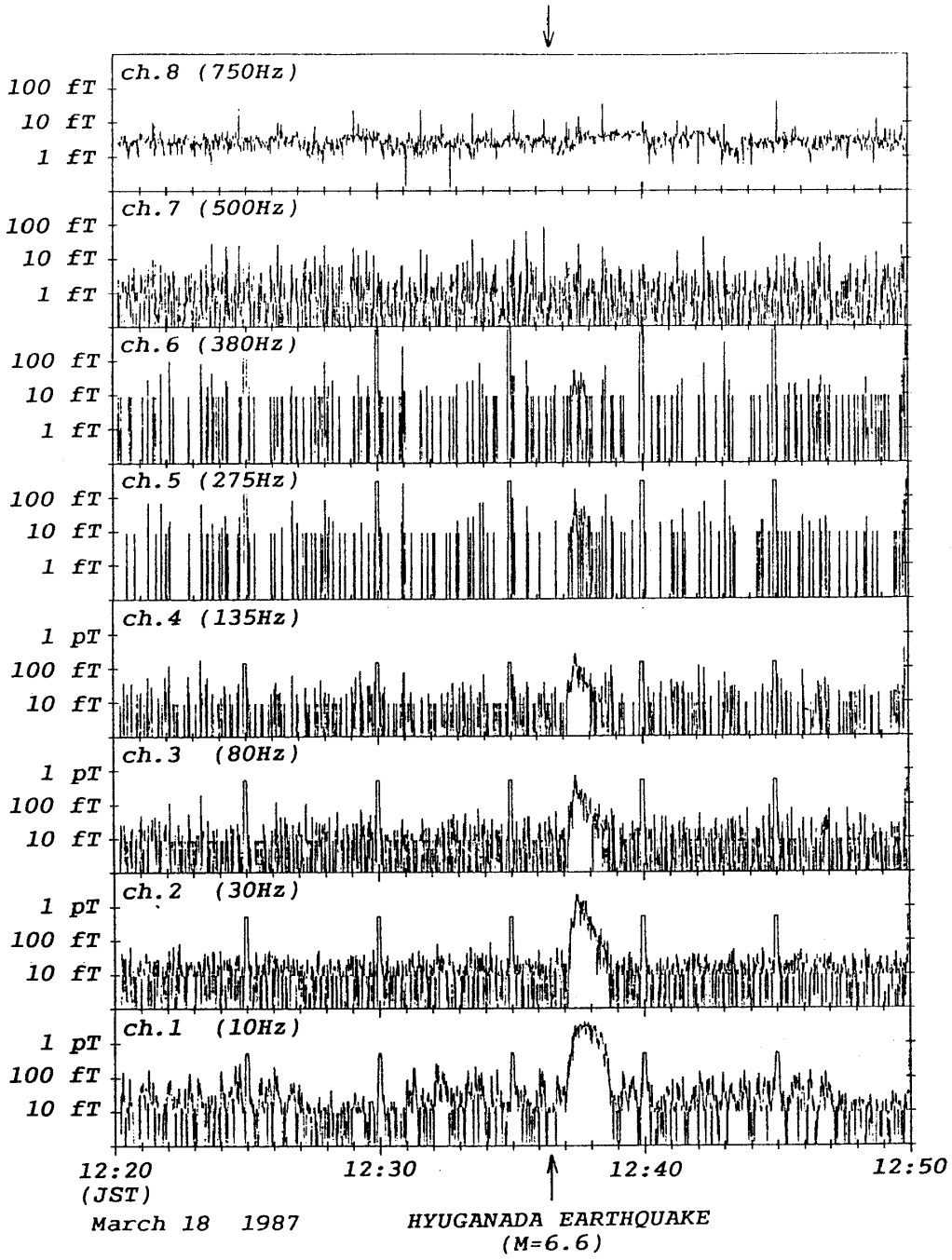


図５．1987年３月18日日向灘地震前後の自然電磁ノイズ変化．
１秒ごとの rms 値を対数スケールで示してある．

Fig. 5. Electromagnetic noise changes before and after the Hyuganada earthquake on March 18, 1987. One-second rms values are plotted in a logarithmic scale.

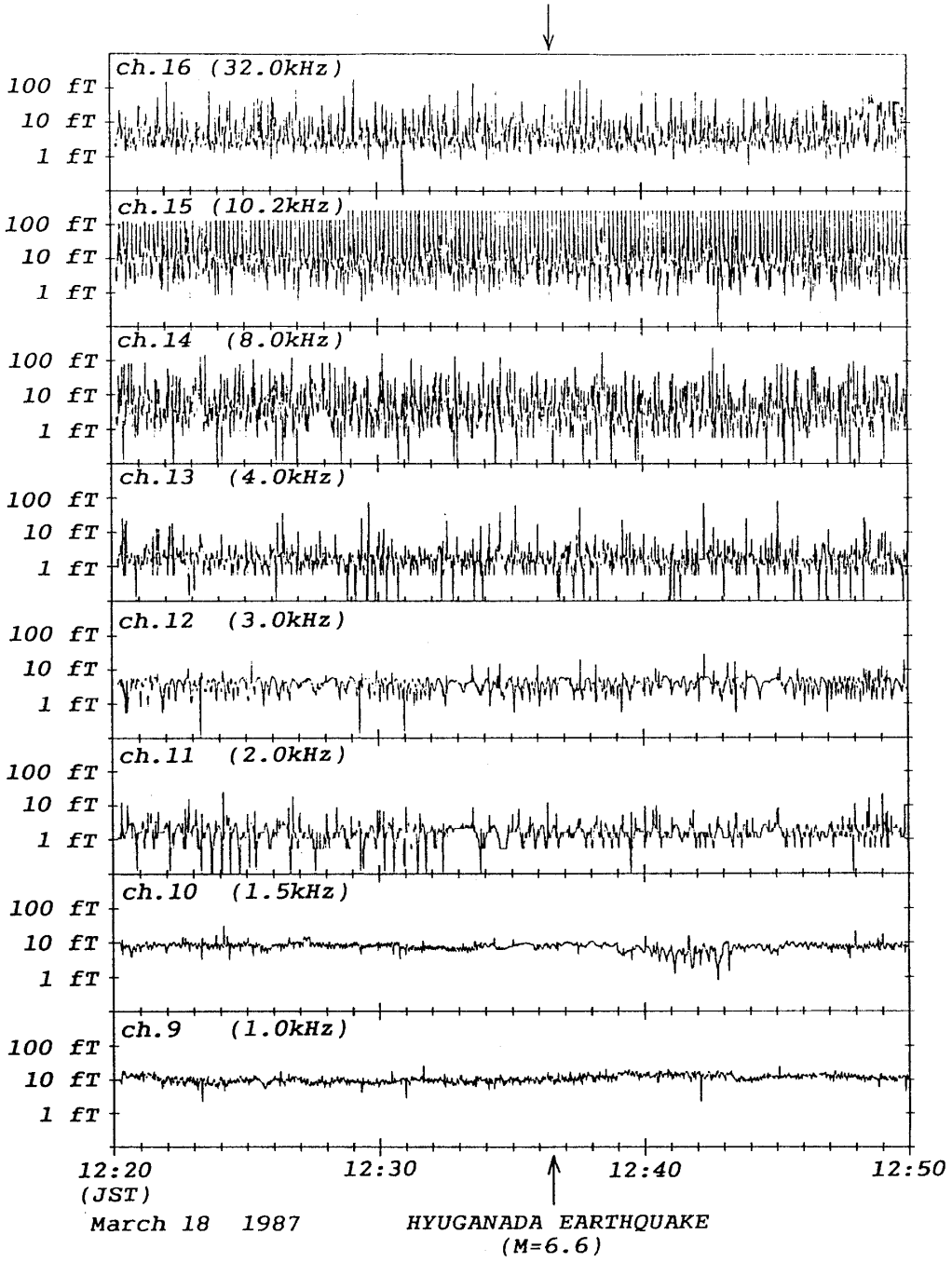


図５．続き．

Fig. 5. Continued.

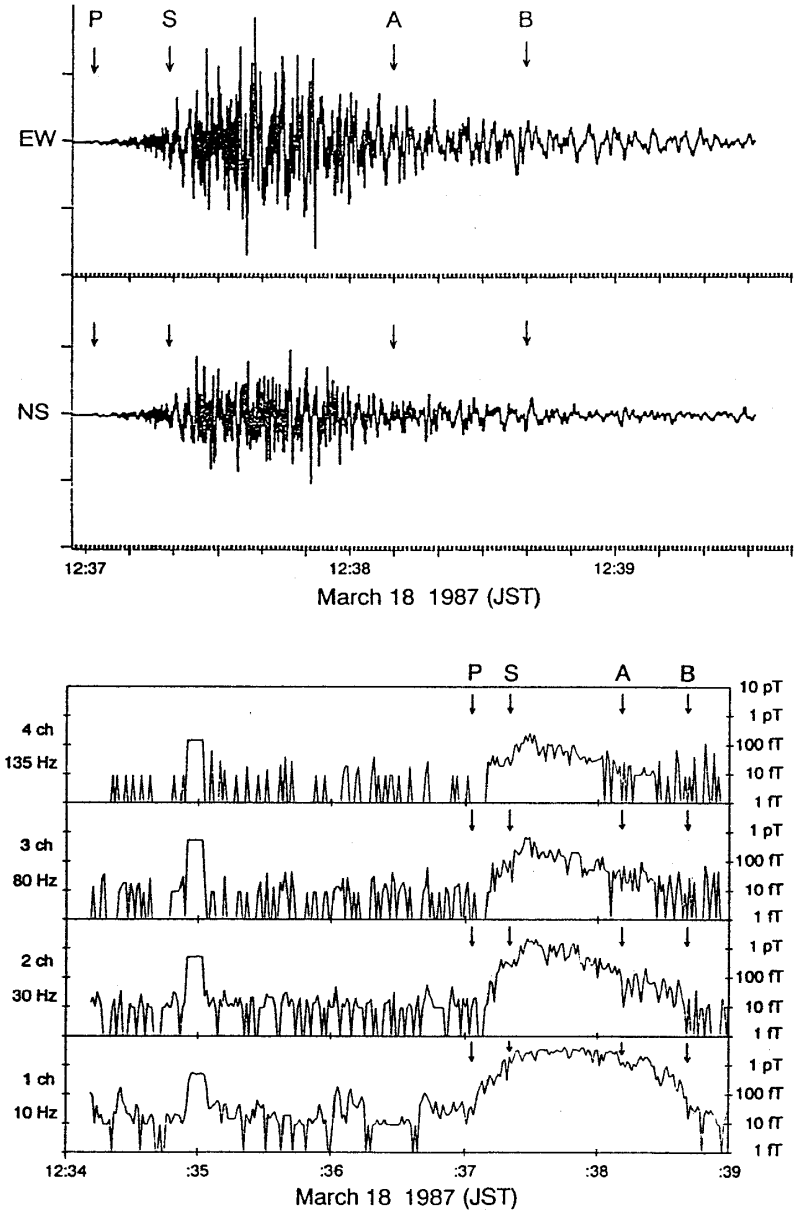


図６．1987年３月18日日向灘地震の際に観測された水平地震動の速度波形（上図）と自然電磁ノイズの異常変化（下図）．

Fig. 6. Velocity seismogram of horizontal ground motion (upper) and anomalous electromagnetic noise changes (lower) observed at the time of Hyuganada earthquake on March 18, 1987.

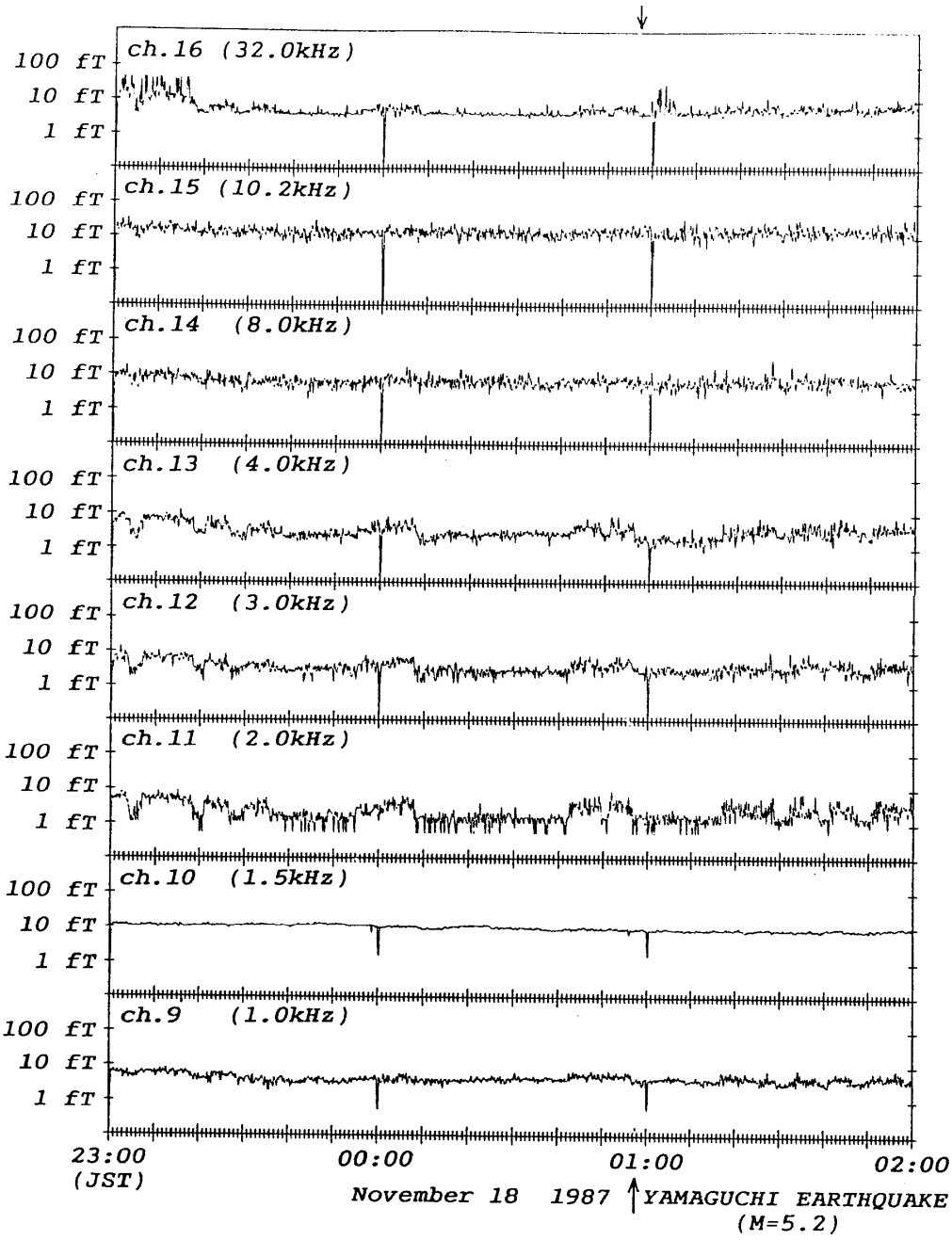


図７．地震に先行する電磁ノイズ変化である可能性のある例．
1987年11月18日山口県の地震（M＝5.2）に先行して VLF 帯のチャンネル11，12，13，16などにおいて電磁ノイズレベルの上昇が見られる．

Fig. 7. An example of anomalous electromagnetic noise changes before earthquake. Noise levels in VLF band (channels 11, 12, 13 and 16) were incresed intermittently before an earthquake with a magnitude of 5.2 occurred in Yamaguchi Prefecture on November 18, 1987.

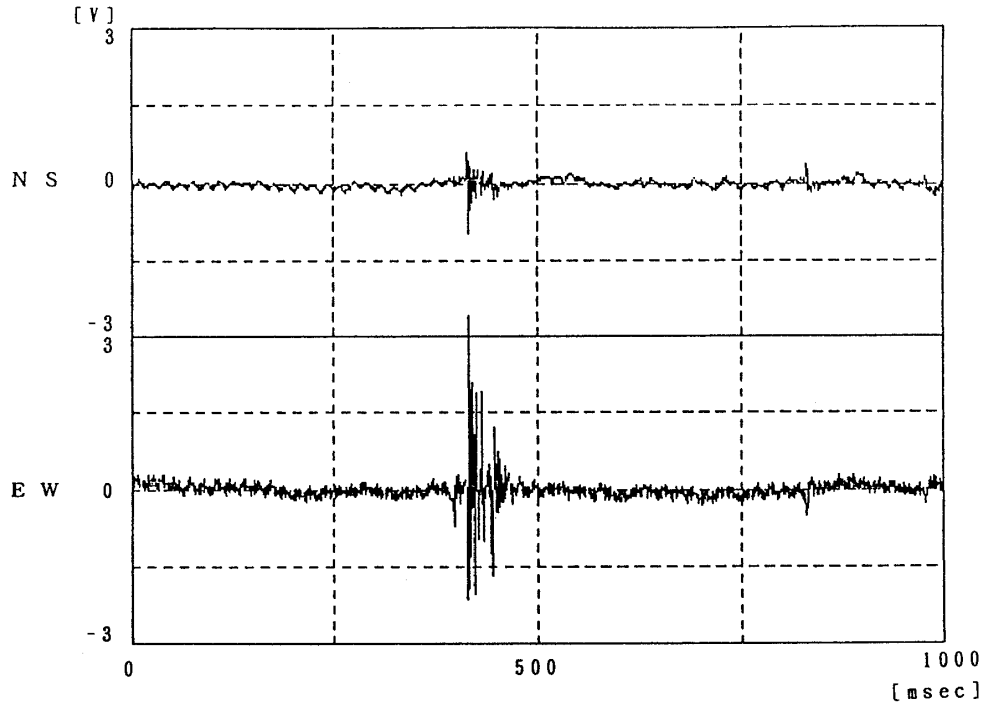


図8．新記録システムで記録された広帯域 ELF 信号の波形.

Fig.8. Broadband ELF signal waveforms recorded on the new recording system.

OBSERVATION AND EXPERIMENT ON SEISMO-ELECTROMAGNETIC WAVES IN CHINA

Qian Shuqing, Cao Huixin, Lu Zhi

(Institute of Geophsics, State Seismological Bureau Beijing, 100081 China)

Abstract

Two observatoies were built up in Beijing Baijiatan and Longfang of Hebei Province to record the Seismo-Electromagnetic waves (SEM) before earthquakes on 1985. The waves received can be divided into five ranges according to their frequency bands: 0.1-20Hz; 15KHz; 1.65MHz; 0.5-5KHz; 120-160KHz. By many years' observation it has been found that unusual radio emission was sometimes recorded in most stations within the epicentral distance of 200Km one to ten days before an earthquake of magnetude greater than 4.0.

We have collected the data concerning the whole process for the earthquakes of magnitude 6.1 on 18th of October 1989 in Daton, Shanxi province.

We have taken part in the experiment on fractures of rocks in the field to study the mechanism of producing SEM pulses on the impending stage before an earthquake and to clarify whether the SEM emission can be generated during the fractures in rocks.

(1) Introduction

Great attention has been drawn to the SEM waves after the large Tangshan earthquake of 1976. Some stations have been established for observation of SEM waves at dangerous areas of earthquakes in China. They expect precursory signals of SEM waves to appear before large earthquakes with magnitude of 6.0 to 7.0Ms at dangerous areas.

Since Tangshan earthquake of 1976 our research group was established for observation of SEM waves with frequebcy 5 bands on May of 1985 in order to study on the dominant SEM waves components before earthquakes. Between 1985 and 1990 we decorded 85 samples of earthquakes by this method.

One of the most prominent abnormal SEM waves was recorded before the 6.1 magnitude earthquake on 18th, October 1989 in Daton, Shanxi Province for six years. The depth of focus was approximately 10Km, the epicenter was

located in Danton, Shanxi Province and the distance between the Beijing Baijiatan station and the epicentral distance of 200Km. We also collected the data obtained from synchronous observations at 10 stations within the epicentral distance of 200-300Km and studied the characteristics of the signal with time. Our work benefits the research on the mechanism of SEM from the body of the seismic source.

Fracture experiment on the rocks conducted three times in the field proved that the fracture of large scale of rocks produce EM waves, the antenna at the earth's surface is capable to receide the EM waves generated from fracture of underground rocks.

(2) Observation system and capability of predicting an earthquake

There are two sites at Beijing Baijiatan and Longfang of Hebei Province within distance of 70Km. Two sites are synchronouns recording SEM waves with frequency 5 bands since May, 1985.

The instrument for observation and frequency bands shown as table 1.

Table.1

No	F bands	Instrument for observation	observed physical parameters	sensitivity	arrangement for antenna
1	0.1-20Hz	GC-IA magneto-induction probe	magnetic	10 nT	E-W S-N 2m below the earth surface
2	15KHz	RR-7 interference meter	electric field	1 μv	2m in length whip-like vertical
3	1.65 MHz	RR-2 interference meter	E	1 μv	2m in length whip-like vertical
4	o.5-5KHz	seismo- EM meter	E	0.5mV/m	2m in lenth whip-like vertical
5	120-160KHz	seismo- EM meter	E	0.5mV/m	2m in lenth whip-like vertical

The capability of predicting an earthquake in terms of the SEM waves' abnormaly before its occurrence. We studied the data obtained at wto sites (May, 1985- Dec, 1990) and analyzed data for statistics. The criterion for celecting the correspoding earthquakes has been shown in table.2.

Table.2

Epicentral distance Km	Magnitude (Ms)
< 200	> 4
< 500	> 5
< 1000	> 6
> 1000	> 7

There are 4 features:

1. The anomaly of SEM waves was observable at most station within the epicentral distance of 200Km, one to ten days before an earthquake of magnitude greater than 4.0.

2. The SEM signals for an impending earthquake were observed synchronously at two stations within the distance of 70Km although sometimes were not.

3. Not all the 5 frequency bands synchronouse received anomal of SEM waves before same earthquake. Sometimes signals were observed at only one or two frequency bands, and sometimes at all 5 bands.

4. Sometimes very large signals of anomaly did not correspond to an occurrence of earthquake (within the epicentral distance of 200Kmand with magnitude greater than 4.0) but an earthquake of magnitude greater than 7.0 occurred beyong the epicentral distance of 1000-2000Km. No anomalous SEM waves have been observed during the occurrence of an earthquake.

Result of analyzed data (Beijing Baijiatan station) for statistics was shown in table.3 and table.4.

Table.3

SEM \ EQ	Occurred (118)	NO
abnormality (85)	72%	20%
NO	28%	

Table. 4

△T / bands	3	5	10
2	51 %	60 %	72 %
3	34 %	41 %	51 %
4	25 %	34 %	38 %
5	14 %	20 %	24 %

△T: days of appeared abnormals of before earthquakes

The table.3 shows that in 20% of the casea no corresponding earthquake was associated with the appearance of the abnormal SEM waves and that in 28% of the casec no anomaly of SEM waves was associated with the actual earthquakes.

(3) Analysis of the SEM anomaly before the 6.1 magnitude earthquake of 18th October, 1989 in Danton, Shanxi Province

We collected the data obtained from synchronous observations at 10 sites within the epicentral distance of 200-300Km. Fig.1 shows the distribution of observation sites. Fig.2 and Fig.3 show the abnormal signals observed at 10 sites before the earthquake.

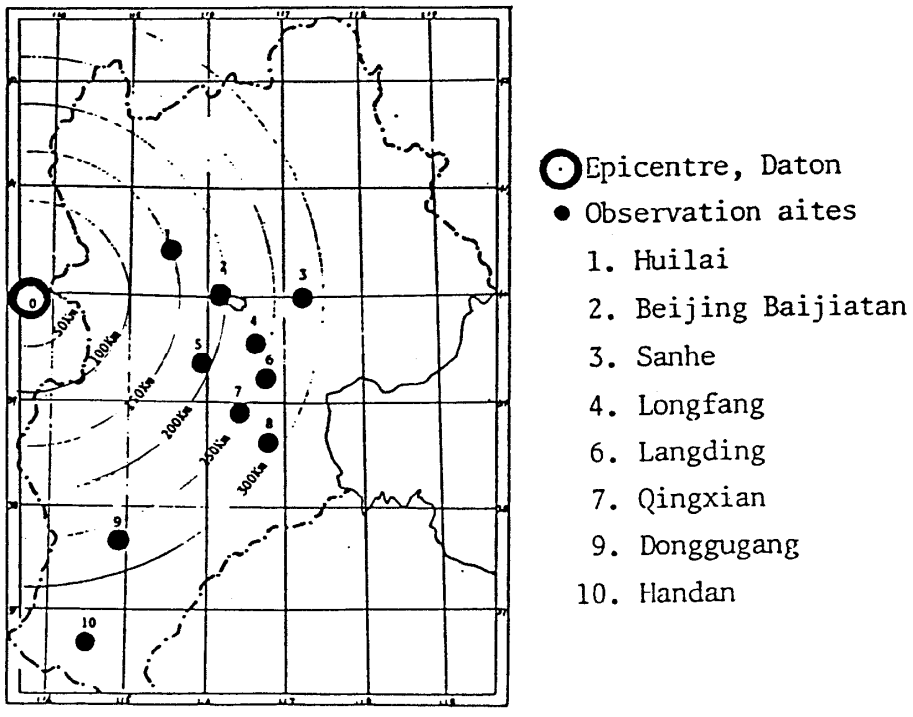


Fig.1 The distribution of observation sites

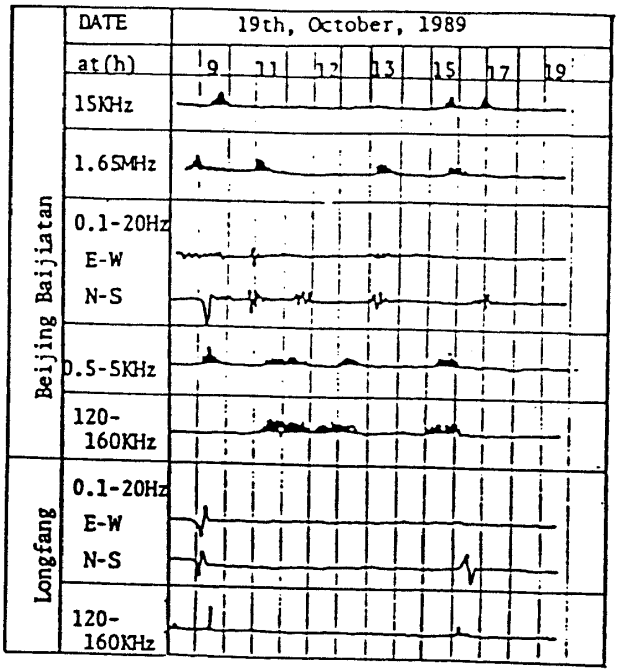


Fig. 2 The abnormal signals observed within 5 frequency bands at two stations on the 9th of October

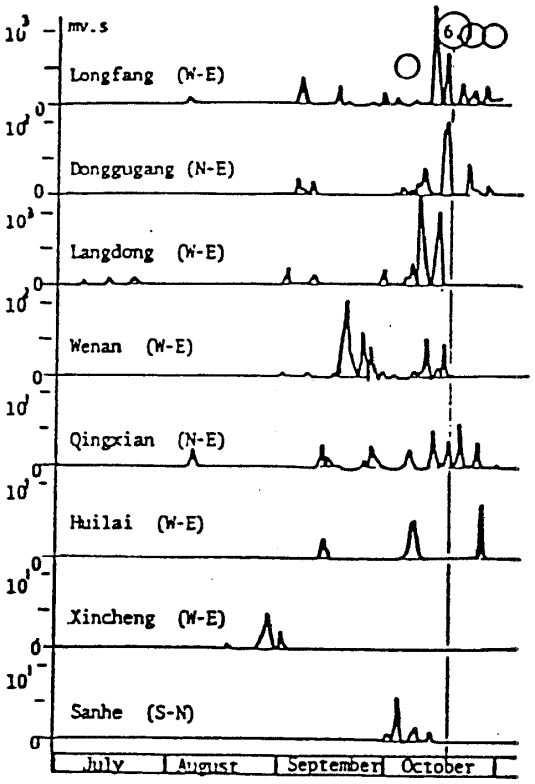


Fig.3 The synchronous record from stations at network of Hebei Province (DC-20Hz)

Table.5

anomals of SEM	week	strong	no	step change	week	strong	no
Date		1 2 3	4 5 6 7 8	9 10 11 12 13 14 15		16 17 18	19
Month	Aug- Sep	October					
frequency band	0.1- 2o Hz	0.1hz - 1.65MHz					QE
body of seismic source	come into the stage of microfracture	come into the large scale of microfrecture					6.1 Ms 6.4 6.3 (Ml)

Above figures and table.5 tell us that anomalous SEM waves on change process with time, and that SEM waves began to appear in ultra-low frequency band two months before the earthquakes. It was shown that the body of seismic source came into the stage of microfracture. The anomaly had appeared synchronously in 5 bands frequency after the 1th of October till the first earthquake with the magnitude 6.1 on the 18th of October 1989 and SEM waves were observed at 10 sites within epicentral distance of between 200-300Km. This indicates that the body of seismic source had came

into higher stage of microfractures. On the whole, the anomalous SEM waves before earthquakes of magnitude 6 have larger amplitudes, wider radiation extent and earlier appearance than before those earthquakes of magnitude 5.

(4) Fracture experiment on the rocks in the field

We have taken part in the experiment of fractures in rocks using a man-made explosion in order to study the mechanism of producing EM pulses on the impending stage before an earthquake and thus to clarify whether the EM emission can be generated during the fractures in rocks.

Explosion was made with 500 tOns (NTN) in granitic caves in Apr., 1981. We observed the EM pulses during the fracture process in the granitic hill. It can seen from Fig.4 that series of EM signals were received by the antenna 600m away from the explosion source at 119.3ms after the explosion and the duration of the EM signals was about 522ms. The dominant EM components were of 292-3700Hz according the spectrum analysis the signals recorded by magnetic type. Those EM signals were neither due to the vibration of the madium around the receiver since the arrival time of seismic waves, 130ms, as shown in Fig.4 was about 10.7ms later than that of the EM signal, nor due to the explosion isself since the EM emission from the explosion should have a short duration (5-20ms) and extremely high frequency (a few hundreds-a fwe thousands 10^9 Hz) which might be easily absorbed by the rocks above the caves and is also far beyond the dominants frequency bands of EM signals we received. It was seen from the high speed films for the explosion that the upper layer the exploded cave started to move upwards at about 100ms by shock waves and was blown up at 600ms. The time interval from 100 to 600ms is thought as the fracture process of the cave which coincides with the apperrance of EM signals. Therefore we think that the EM signals we received were due to the fracture of the mountain rocks.

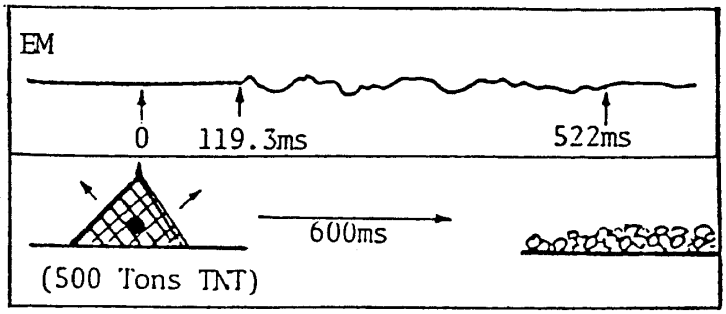


Fig.4 The EM accompanied with fracture of the mountain rocks

The observation were also made of two underground nuclear explosion in 1983 and 1984 in order to reveal whether the EM waves from the fracture of underground rocks can be detected by an antenna at earth's surface or not

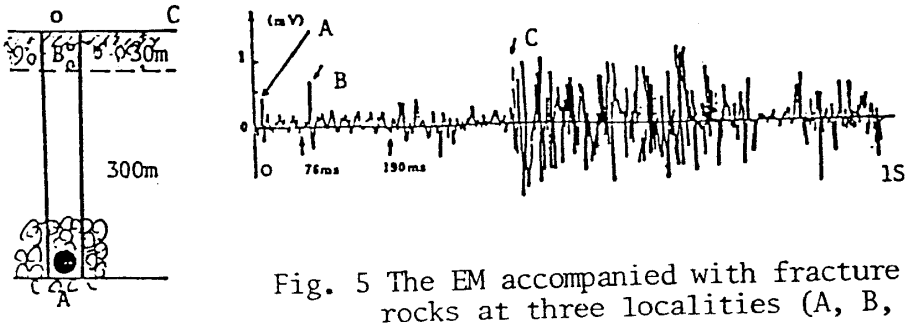


Fig. 5 The EM accompanied with fracture in rocks at three localities (A, B, C)

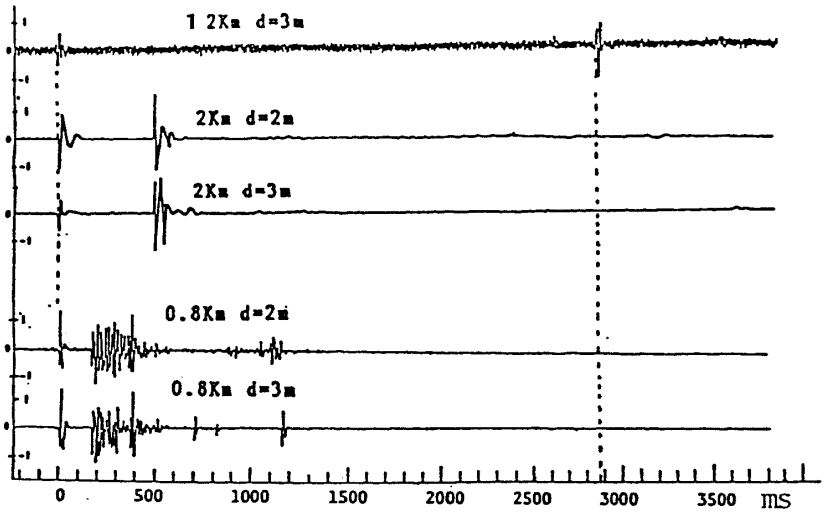


Fig.6 The EM received at the three stations after underground nuclear explosion (0.8Km, 2Km, 12Km)

and to find the spectrum of the EM signals from the fracture of large scale of rocks.

Result of the measurement for the 1983 explosion is shown in Fig.5. Three groups of EM signals were received after underground nuclear explosion (A, B and C); A: at the seismic source, B: at the earth's surface above the source, and C: at the observation site 960m away from the source. The fracture in rocks at B with thickness about 30m and a radius of 500m was due to stronger shock waves from the seismic source which arrived at earth's surface and produced reflecting waves. The fracture in rocks at C was due to seismic waves arrived. The EM emission is dominant at frequencies of 200 -7000Hz.

Three observation sites were shosen 0.8, 2.0 and 12.6Km away from the source , where the same instruments and antenna as the previous ones were established before the second experiment in 1984. Consequently, the EM waves associated with the fracture process in rocks were observed (Fig.6). It is

shown from the experiment that firstly, the fracture of large scale of rocks produces EM waves and secondly, the antenna at the earth's surface is capably to receive the EM waves generated from the fracture of underground rocks and thirdly, the frequency bands for those EM waves aer fairly wide and the lower frequency bands are dominated by the components of 200Hz to a fwe KHz.

An enlightenment was given from experiments that the observation sites should be set up close to an active fault so that the EM waves from the fault can be received as long as the fault acts.

(5) Discussion

After many years' observation and study we are convincing that the anomaly of SEM waves can be observed before an impending earthquake. This information may be useful means to make an impending prediction although it may not be valid for all the cases. However, the SEM signals anomaly, as a method for earthquake prediction, needs further intensive observation and experimental work. There are some problems to be solved: 1. Not all the 5 frequency bands simultaneously received anomalous SEM before an earthquake. Sometimes only one or two frequency bands, and sometimes all the 5 bands received signals. Why is appeared this phenomena? 2. Why don't we receive anomalous SEM during the occurrece of an earthquake? We made experiments of rocks fracture. Most and strong signals of EM were received at primary crack of rocks. If recorded SEM waves propagates from a region of impending earthquake so this signals is stronger at occurring earthquake. 3. Why don't all the stations with the same antennas and the same recorders synchronously receive anomalous SEM waves before some earthquakes in China, in Japan and in Greece. I suppose that this signals is not directly propagating from earthquakes focus to abservation sites at earth's surface. 4. How do signals of SEM propagate to observation sites at earth's surface from earthquake focus?

Acknowledgements

The authoes are deeply indebted to Prof. K. TAKAHASHI and Dr. Y. SASAI for their great help and for their many valuable suggestion.

REFERENCES

Enomoto, Y. Hashimoto, H., 1990. Emission of charged particles from indentation fracture of rocks, Natyre, 346, 641-643.

Fujinawa, Y. and Takahashi, K. 1990. Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989, Narure, 347, 376-378.

Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Yoshino, T. and Tomizawa, I. 1982. Experimental measurement of electromagnetic emission possibly related to earthquake in Japan, J. Geophys. Res, 87 B9, 7824-7827.

Gress, G. O., Brady, B. T. abd Rowell, G. A. 1987. Source of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in the laboratory, Geophys. Res. Lett, 14, 331-334.

Ogawa, T., Oike, K. 1985. Electromagnetic radiation from rock, J. Geophys. Res, 90, 6245-6249.

Sasai, Y., 1989. Geomagnetic field variations before and after the eruption of the Izu-Ohshima volcano in 1986. Symposiumon on the eruption of the Izu-Ohshima volcano in 1986, 23-25, April.

Takahashi, K., 1988. A tomography of seismo-radio wave source regions for predicting earthquakes, eruptions and tsunami, J. Commu. Res, Lab, 35, 144, 243-249.

Varotsos, P. and Alexopoulos, K,. 1984. Physical properties of the variations of the electric fields of the earth preceding earthquakes, Tectonophsics, 110, 73-125.

Yoshino, T ., and et al,. 1985. The possibility of using a direction finding technique to locate earthquake epicenters from electromagnetic precursor dadiation, Annales Geophysicae, 3, 727-730.

Yoshino, T., 1991. Low-frequency seismogenic electromagnetic emission as precursors to earthquakes and volcanic eruption in Japan, J. Sci. Exploration, 5, 121-144.

OBSERVATIONS AND RESEARCHES OF ELECT ROMAGNETIC WAVE OF EARTHQUAKES IN CHINA

Guan Huaping, Wang Xiaodong, Han Fengying, Zhang Yuxia
(Center for Analysis and Prediction, SSB, Beijing)

1. Introduction

There are many reports on the anomalous electromagnetic phenomena before large earthquakes in China and abroad. The Soviet Alma-Ata geoelectric station recorded strong electric disturbances 4 hours before the M7.4 Taiwan earthquake on Nov. 24, 1951. It was found that radio sets suddenly received violent interferences several minutes before the 1966 Xingtai M6.8 and M7.2 earthquakes. Similar phenomena occurred before the 1969 Bohai M7.4, the 1970 Tonghai M7.7 and the 1973 Luhuo M7.9 strong earthquakes. And especially before Tangshan and Songpan strongshocks, a lot of electromagnetic anomalous phenomena were observed: the earth-current jump, the large amplitude attenuation in microwave communications, the propagational anomaly of electromagnetic waves, the ionosphere disturbance, break in short-wave signal, strange fan-shaped and finger-like echo-waves received in radars, etc.

China started the monitoring and research work on the precursory electromagnetic wave after the Tangshan earthquake of 1976. Valuable data of electromagnetic wave variations before some moderately strong earthuakes have been obtained.

At present, several observational networks are established in China to monitor electromagnetic fields, and some seismological units have already adopted the electromagnetic wave as an important phenomena in their earthquake prediction works. In addition, some research units have carried out a great number of laboratory, field test works and theoretical studies on the mechanism and propagation of the electromagnetic waves.

2. Methods of Monitoring

(1) Monitoring Stations:

After the electromagnetic anomaly was found before the 1976 Tangshan earthquake, observation stations of electromagnetic waves were established in Beijing-Tianjing region, and observed several anomalous electromagnetic changes before the Ninghe M6.9 earthquake on Nov. 15, 1976. After that, this observation method was developed nationwidely. At present, there are about 70 observation stations which monitor electromagnetic wave varitations in whole China. The observational stations for long term are mainly distributed in Beijing-Hebei-Shanxi region of North China, Jiangsu-Anhui of East China, and Yunnan of South China (including the earthquake prediction test field in west Yunnan). There are about 50 observational points in the three regions forming regional observational networks. The seismologioal units of Jiangsu and Yunnan have already adopted the electromagnetic-wave observation as a regular means for earthquake prediction. In order to observe imminent precursor before earthquakes, observational sites of electromagnetic waves are being or planned to be established in several important risky regions; for example, 5 observation points have been established nearby the Hexi risky region and Gansu province.

(2) Monitoring System

Table 1 lists the basic situation of a part of stations in China. It can be seen from the table that the low-frequency band and very-low-frequency (under 20Hz) are in the majority; part of stations use the intermediate frequency or frequency division multiband (some of them are point frequency) to observe, so that the shortcomings of indistinguishable anomalies or interference brought by the full-frequency or broad-band observation adopted at the beginning stage were overcome. The monitoring system uses many kinds of instruments, the sensors, amplifiers, and recorders have reached more than 10 types, respectively. Generally speaking, there are two kind of sensors for electric and magnetic fields; the recorder also has two types for analog record and digital record, respectively. Most stations are analog record stations and record the wave-forms, and several stations record the pulse number. In spite of many types of devices, the recorded information is clear, due to the mutual matching among the sensors, amplifiers, and recorders. Even so, because of the difference of the monitoring system, there are difficulties for the synthetic analysis and comparision of data between each station.

China has developed many kinds of devices for special use in the monitoring of precursory electromagnetic wave, including magnetic sondes, CGY-type sensor, three-channel whip antenna receiver, ring antenna electromagnetic pulse receiver, DPJ

electromagnetic wave observational instrument, DZ-1 seismo-electromagnetic information receiver, microcomputer and Apple-2 micro-computer electromagnetic wave pulse meter.

表 1

観測単位	建立台站数	観測頻率(HZ)	観測機器		工作起迄時間
			天銭伝志器	放大器記録器	
山西省地震局	10	0.01-12k	密封埋地極鉄硅銘磁棒	自制：EG312道用数字頻率計 電磁波パルス計	1975現在（建設時間不等、以下同）
安徽省地震局	4	0.1-10，数10k	半框天銭、埋地電極板、鉄硅銘磁棒	DJ-2.76A,DJ-1記録器	1976年8月－現在
江蘇省地震局	12	0.1-10 11K 頻点	埋地電極鉄磁銘磁棒 鉄硅銘天銭	CLF3放大器DJ-1, KJ-1記録器 DPS電磁波ﾊﾟﾙｽ計	1978年－現在
河北省地震局	10	0.1-20 0.001-800	埋地電極鉄硅銘磁棒	76A,DJ-1記録、マイコン収集	1981年－現在
雲南省地震局	17	0.1-20 1.9K 27K	深井垂直天銭、地下天銭、地上天銭、機天銭、天銭	自制頻道接収機 KJ-1記録器 DJ-1	1981年－現在
湖北黄召市地震公辦室	1	0.5～6K	超長波磁棒	ST-72数据放大器 XIVC-200 電子電位差計	1978年10月－現在
机機電子工業部電波伝輸研究所		0.5-4 500-5K 120K-160K	5m，10m 鞭天銭 1m正交環天銭	LF-VLF-ELF 三通道接変机。電子電位差計 天織接省机	1984年5月－現在
北京三十一申学	2	0.1-1.2K	110米 水平天銭	自制XWD電子電位差計 Apple パソコン	1979年－現在
国家地震局地理物理研究所	2	0.1-10.0-1M 0.5K-5K 100K-160K，1.65M 15K	鉄硅銘磁棒 埋地天銭 鞭天銭	RR7 ノイズ強度計 電磁パルス計 DJ-1 記録計	1977年7月－現在
遼寧省地震局	7	0.1-30（数10周波数）	鉄硅銘天銭 鉄硅銘磁棒	DPJ 電磁波道用儀 DLF3放大器 DJ-1放大器	1991年
黒龍江省地震局	11	0.1-20（数10周波数）	鉄硅銘天銭 鉄硅銘磁棒	PPJ 電磁波道用儀 DLF3放大器 DJ-1記録器	1991年
甘粛省地震局	5	0.1-20	鉄硅銘磁棒	自制 DJ-1 記録器	1990年

(3) Frequency Selection

In order to obtain reliable electromagnetic wave information before earthquakes, we must know noise sources and their frequency band to reject the frequency band for our observation, or characteristics of the wavefigure features to distinguish the interference and anomaly.

The field observation in both China and abroad, and many indoor rock pressure test show that the frequency spectrum of the electromagnetic waves before earthquakes is very wide, including various frequency bands of electromagnetic wave. According to this fact, any frequency band can be used to monitor the precursor. But since the frequency band above 30kHz is widely used in the field of broadcasting, telecommunication, etc., mutual interference phenomena are very serious and it is unfavourable for the electromagnetic wave observation before earthquakes. If this frequency band is used in observation, we must determine its interference background, select the frequency band without or with less interference (or use frequency points) to carry out observation and recognize the interferred wave-figure characteristics, otherwise we are unable to recognize the anomaly. Since the electromagnetic wave in the ultra-low frequency band (0.001-300Hz) attenuates slowly in its propagation ; therefore it suffers less interference and should be a relatively ideal observation frequency band, in which the very-low frequency band (0.001-20Hz) has even less interference.

Mr. Li Junzhi used 850kH, 253kH, 270Hz, 180Hz and 52Hz antenna to carry out observations; he found that the frequency of 850kH has more interference, and the 270 Hz, 180Hz and 52Hz have better effects. No doubt, different locations will meet different interferences; in addition, the ultra-low frequency band has the following features: (a) least attenuation; the electromagnetic wave's energy absorbed in the crustal medium is relatively small and the penetrative capability is great. (b) according to the electromagnetic theory, the ultra-low-frequency band is easy for wave propagation. (c) the observation practice shows that the ultra-low-frequency-band observation has obtained much data in many earthquake cases.

As we discussed above, the ultra-low-frequency band (0.001-300Hz) or a part of it may be the better observational ferquency band and might become the basic frequency band in earthquake precursor's observation. In addition, we may select some other frequency bands or frequency points in observation according to the different local conditions.

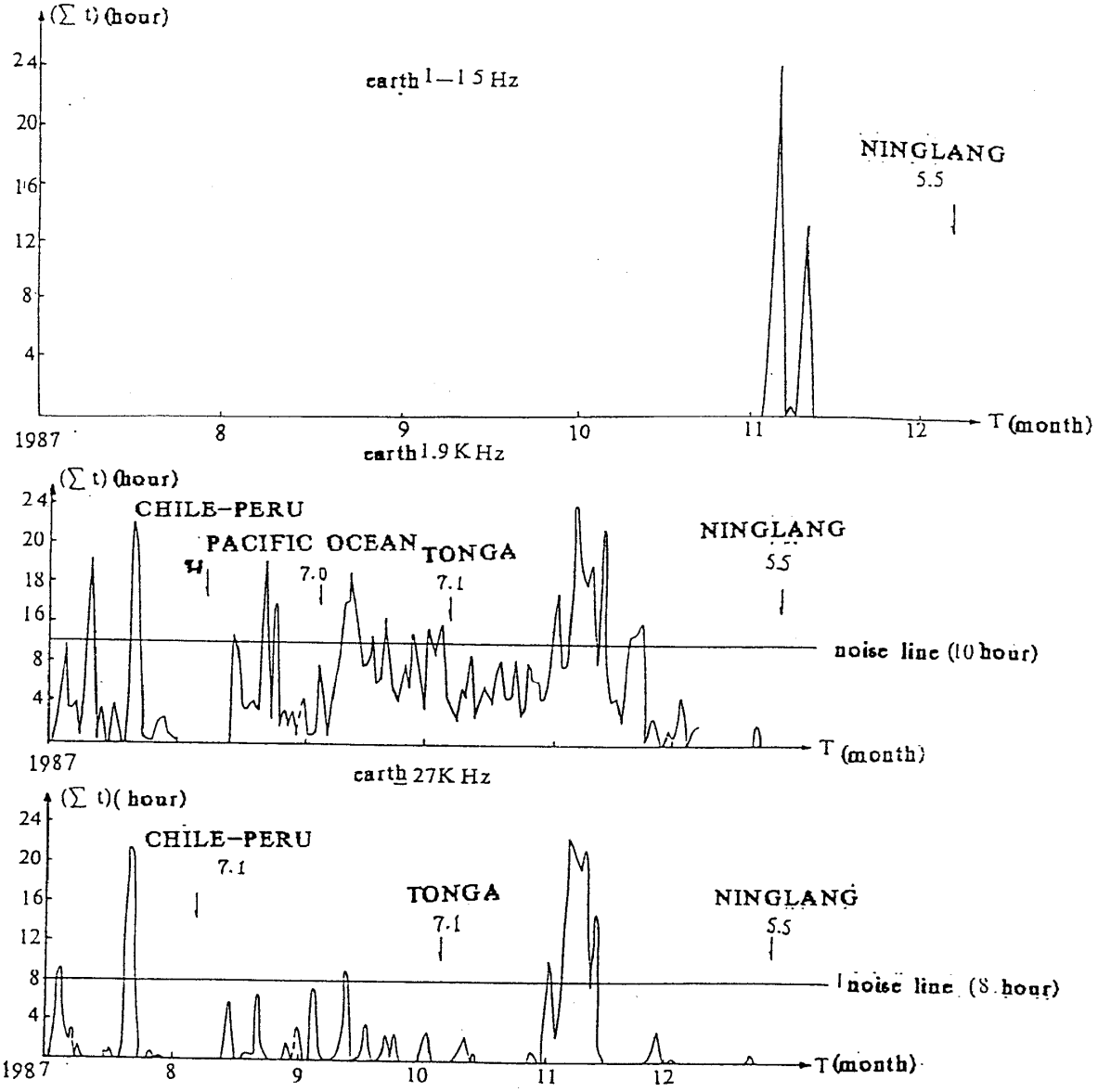


Fig. 1 Daily clcctro-magnetic signals at WuLiDong Observatory in KunMing city from July to Dec. of 1987.

3. Some Earthquake Cases in China

(1) The NingLang M5.5 earthquake of Jan. 10, 1988

The NingLang M5.5 earthquake is about 300 km away from the Kunming observational point. 70 days before the earthquake, electromagnetic signals of continuous pulse including square wave in three frequency channels (1-15Hz, 1.9kHz and 27kHz) appeared simultaneously in the Kunming station. The daily accumulative signal appear-

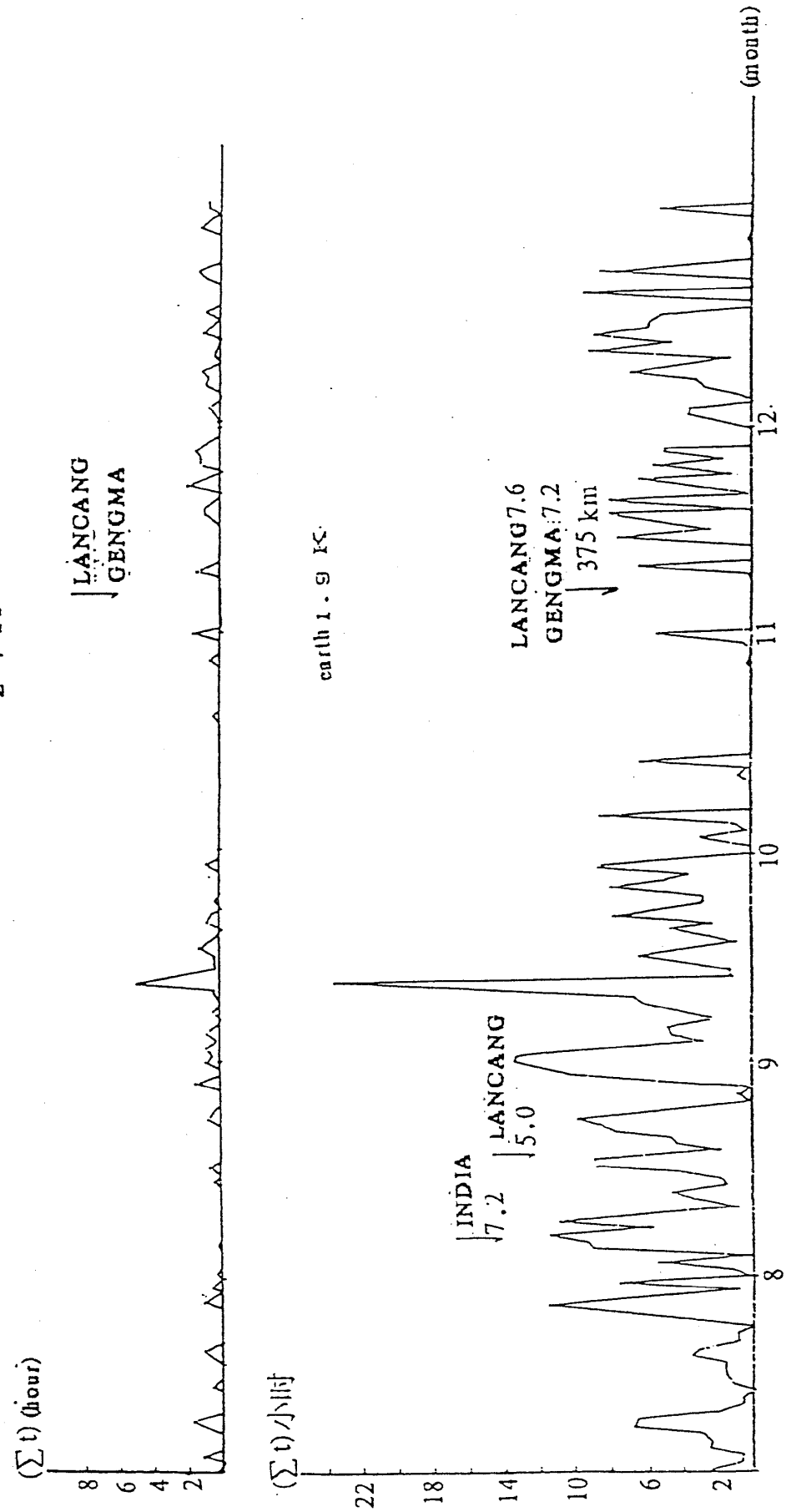


Fig. 2　Daily electromagnetic signals at WuLiDong Observatory in KunMing city from July to Dec. of 1988

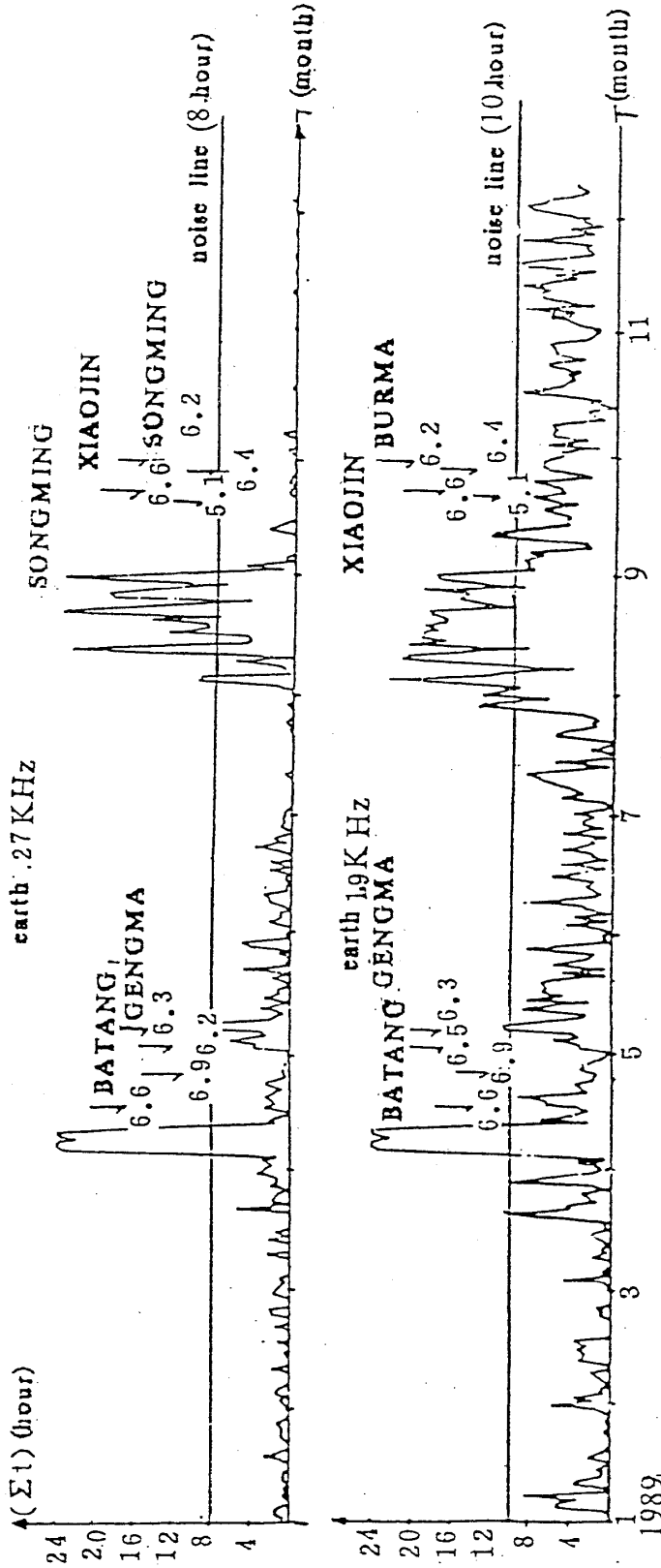


Fig. 3 Daily electromagnetic signals at WuLiDong Observatory in KunMing city from Jan. to Dec. of 1989

ing time is generally more than 10 hours, and the duration time of the signal on Nov. 5 reached 23-24 hours. The signal lasted 12 days, and there were no clear signals in the 40 days before the earthquake, from Dec. 1 of 1987 to Jan. 10 of 1988 (Fig. 1).

(2) The Lancang-Gengma M7.6 and M7.2 Earthquakes of Nov. 6, 1988

The epicenter of the Lancang M7.6 earthquake in Yunnan province is 390km away from the Kunming observational point. The electromagnetic signals before the earthquake mainly appeared in the 1.9kHz channel and then in the 27kHz; no signal in the 1-15Hz channel was received. It can be seen from Fig.2 that the 1.9kHz frequency signal started from July 27, 1988 and ended on Sept. 11. The signal lasted 45 days and the principal signals simultaneously appeared in the two channels on Sept. 11. From Sept. 11 to the end of the month, the signals in both channels weakened obviously and there had been no signals in the two channels during the 40 days before the earthquake occurrence.

(3) The Batang M6.6 earthquake swarm in Sichuan province on April 16 of 1989

Fig. 3 is the daily accumulated electromagnetic signals observed at the Kunming observational point from Jan. to Dec. of 1989. It can be seen from the figure that before the Batang M6.6 earthquake swarm, there were clear precursory signals in the 1.9kHz and 27kHz channels at the Kunming station (Δ=650km). There appeared continuous pulse anomalous signals in both channels simultaneously from April 4 to April 11 of 1989, and the duration time is 23-24 hours. The maximum signal amplitude reached 13mm, but no signal was received in the 1-15Hz channel from underground. The signals decreased and were in a relatively quiet state during the 4 days before the earthquake.

(4) The Xiaojing (Sichuan province) M6.6 and Burma M6.4, M6.2 earthquakes of Sept. and Oct., 1989

The epicenters of the Xiaojing M6.6 earthquake and the Burma M6.4 and M6.2 earthquakes are 660km and 645km away from the Kunming observational point, respectively. It can be seen from Fig. 3 that the compound pulse signals of positive anomaly including square wave first appeared at the Kunming station for 14 hours in the 1.9kHz channel on July 28. On Aug. 3, signals of 18 hours and 9.6 hours duration appeared in the 1.9kHz and 27kHz channels, respectively. And the signals in both channels were continuous until Aug. 31, the signal duration time being 21 and 24 hours, respectively.

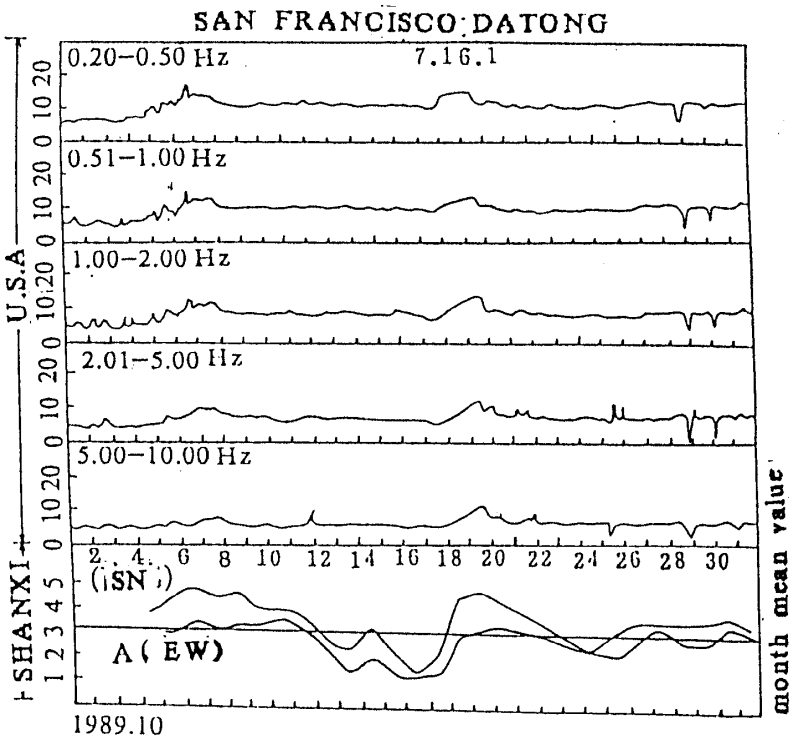


Fig. 4(a) Comparison of the electromagnetic signals between San Francisco earthquake and DaTong earthquake(M=7.1; M=6.1; Oct. 1989)

The maximum signal amplitudes are 13mm and 9mm, respectively. The signals weakened obviously just before the Xiaojing M6.6 earthquake, the Burma M6.4 earthquake and the Chongming M5.1 earthquake (Δ=50km).

(5) Datong M5.8 earthquake on Oct. 18 of 1989

The seismological Bureau of Datong city, Shanxi province, recorded some electromagnetic anomalies before the earthquake using a microcomputer pulsemeter. Simultaneously, the US Navy also observed some electromagnetic wave anomalies before the San Francisco M7.1 earthquake of Oct. 18, 1989. Fig. 4(a) compared the two records and the results show that the two records were consistent in the observational frequency band (both are in 0.01-10Hz), despite the difference of the observation method. The US Navy recorded the analog quantity using a pen-recorder while China recorded the pulse number using the digital recorder, but both trends of the variations are similar.

Fig.4(b) is the anomalous electromagnetic signals before the Datong-Yanggao M5.8 earthquake recorded at the Langfang station, Hebei province. It can be seen from the

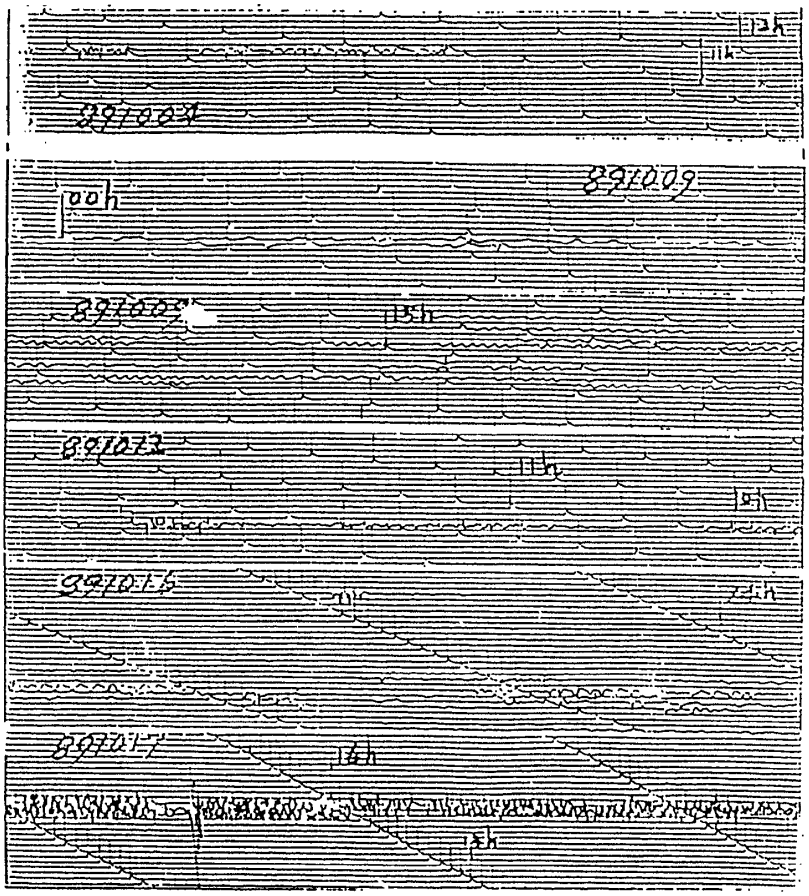


Fig. 4(b)　Electromagnetic anomaly at LangFang station before DaTong earthquake(M=6.1, 1989)

Figure that the anomalous signals reached the maximum value on Oct. 17 passing through the weak-strong-weak process, and no anomalous signals were recorded when the earthquake occured.

(6) The Liyang M6.0 earthquake off July 9, 1979

Weigang observational station (Δ=80km) recorded two kinds of special wave-forms before the Liyang M6.0 earthquake. The waveform which appeared in the early stage is similar to that of the oscillation's, its period being 1-5 seconds. Another waveform which appered 4 days before the earthquake is similar to the charge-discharge wave form, with a period of 0.1-0.05 second, accompanied by 'low frequency' oscillation components of period about 2-second, which appeared in the wave train form. The wave motion lasted 5 hours on July 5, and there appeared 23 sets of wave trains. The wave motion lasted 9.5 hours on July 6, and there were 118 sets of wave trains. There are only

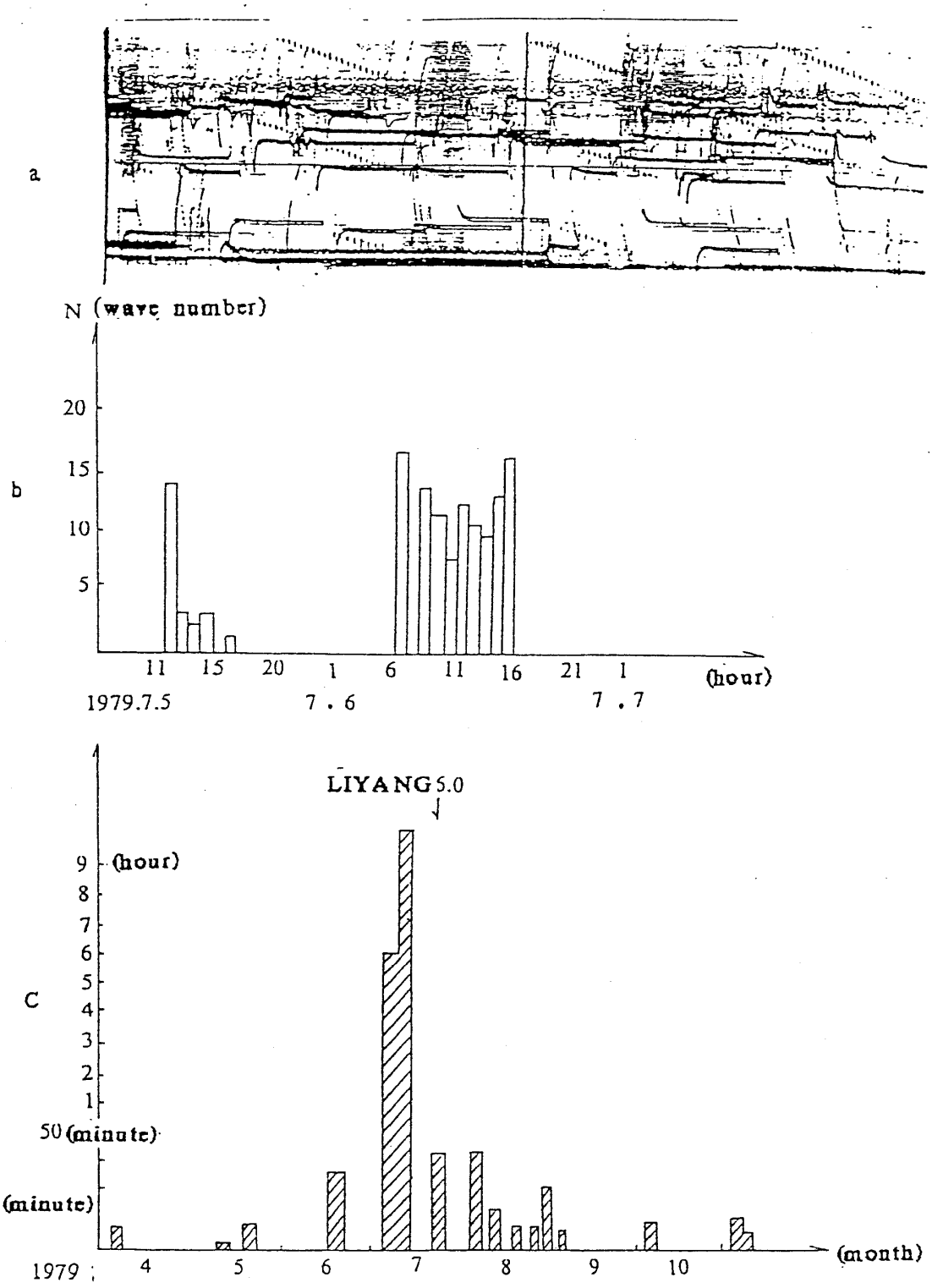


Fig. 5 Electromagnetic wave anomaly of LiYang
(M=6.0, July 9, 1979)
(a) Wave figure just before the carthquake
(recording time: 6 days)
(b) wave-numbers per hour
(c) Duration of the wave

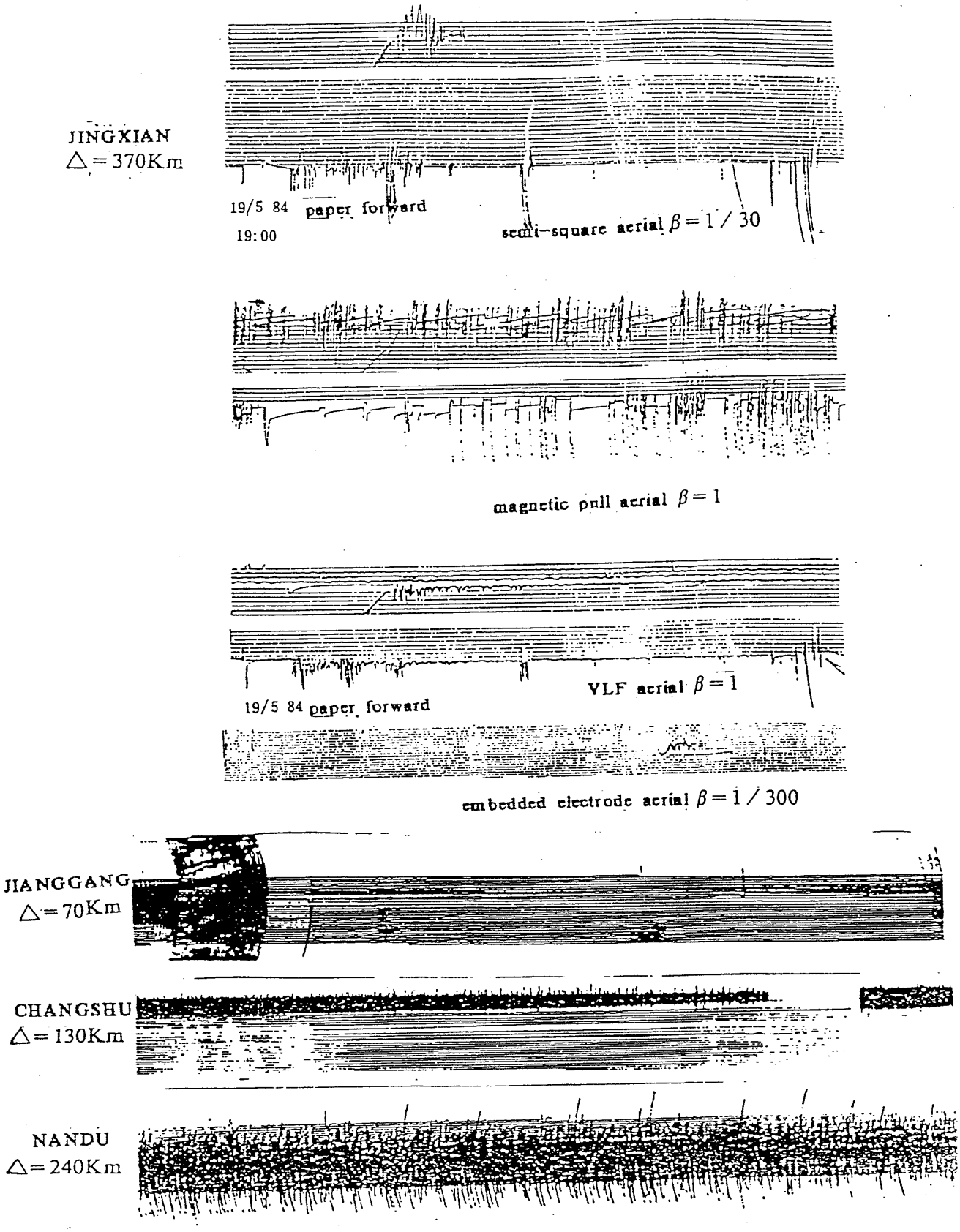


Fig. 6(a)　Electromagnetic wave signals just before the South Yellow-Sea earthquake (M=6.2, May 21, 1984)

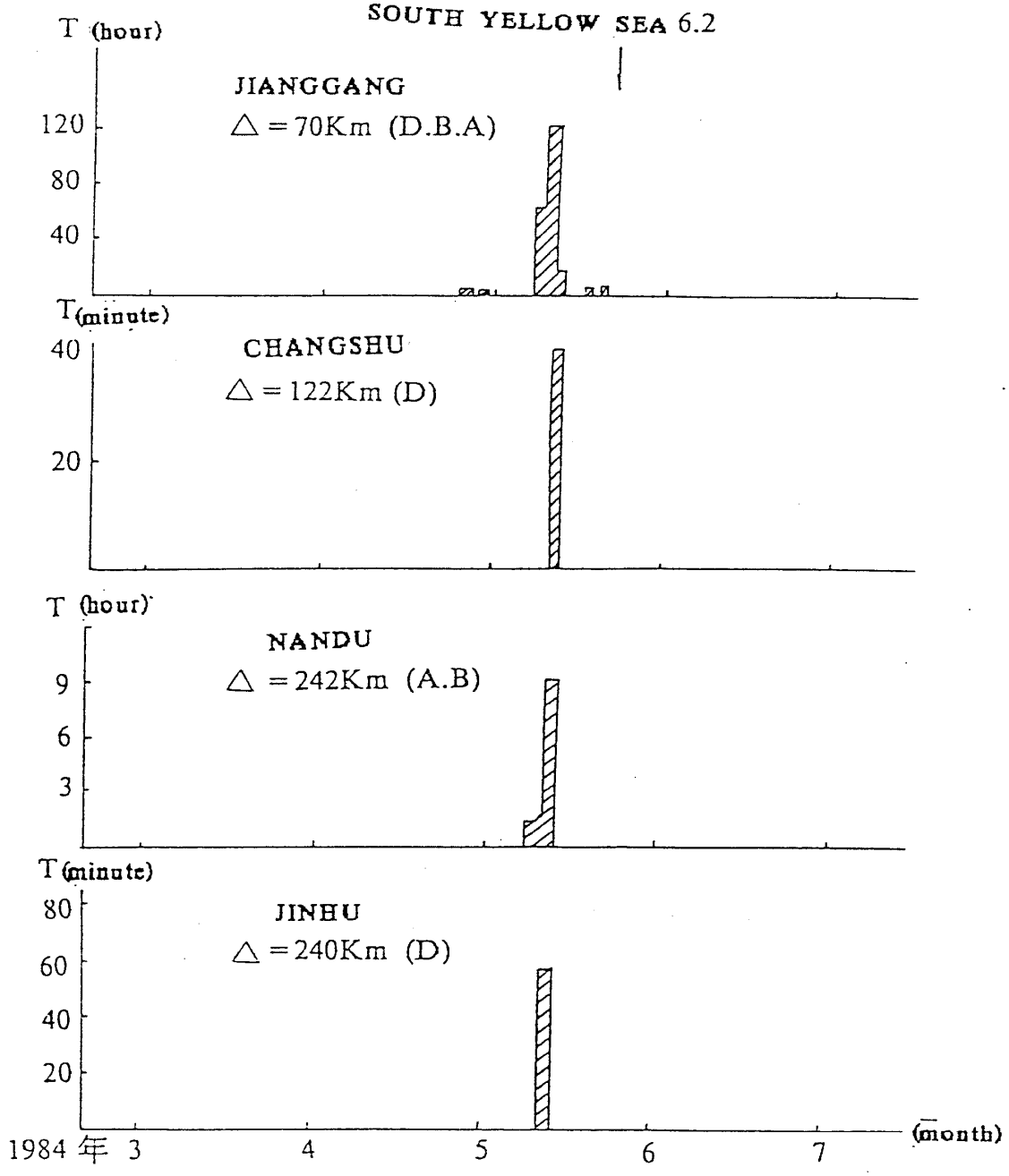


Fig. 6(b) Duration time of the electromagnetic wave after the South Yellow-Sea earthquake(M=6.2, May 21, 1984)

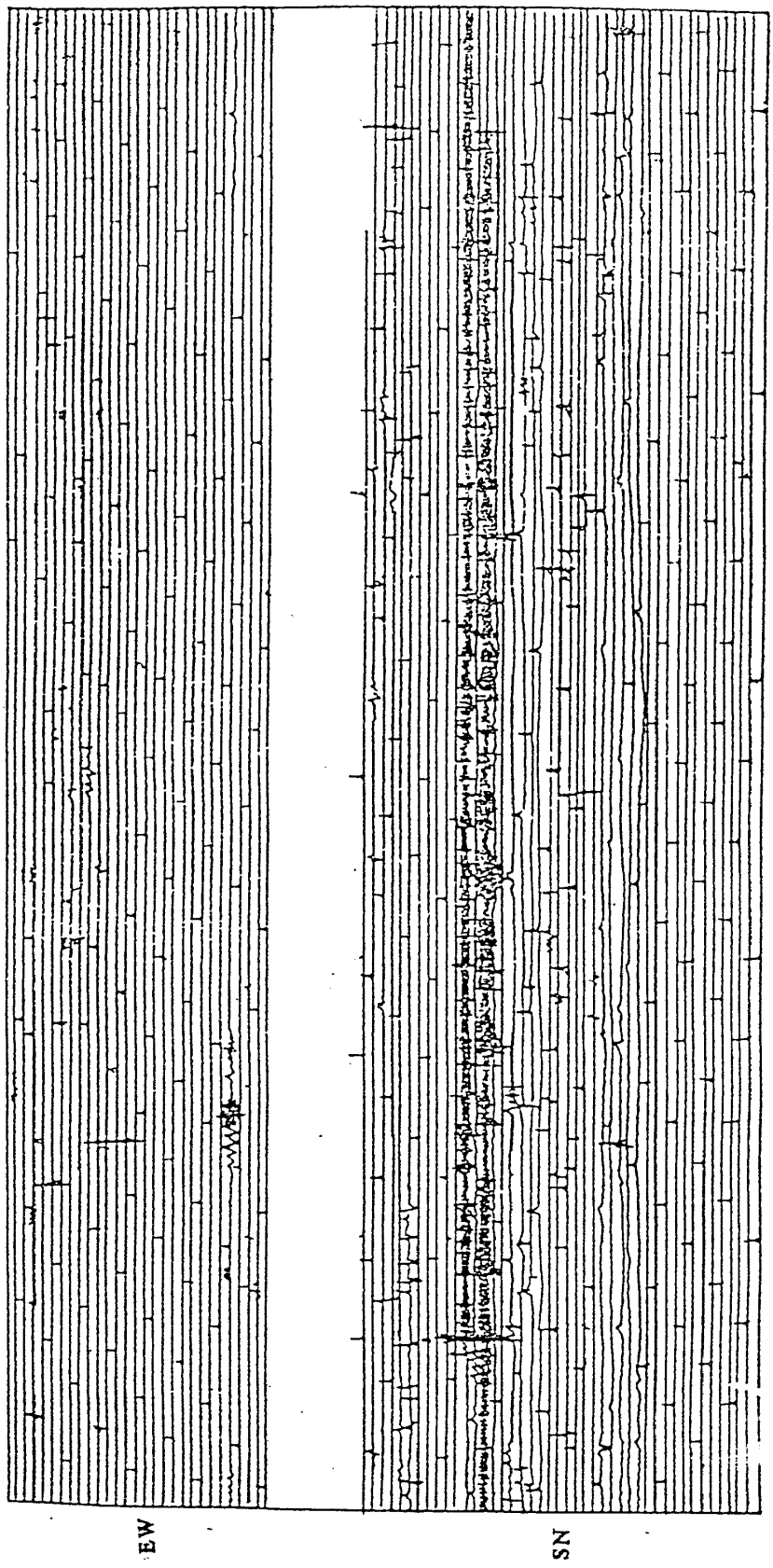


Fig.7　Electromagnetic wave anomaly before the LuQuan earthquake of Ms 5.3 (recording time: August 28-29, 1985)

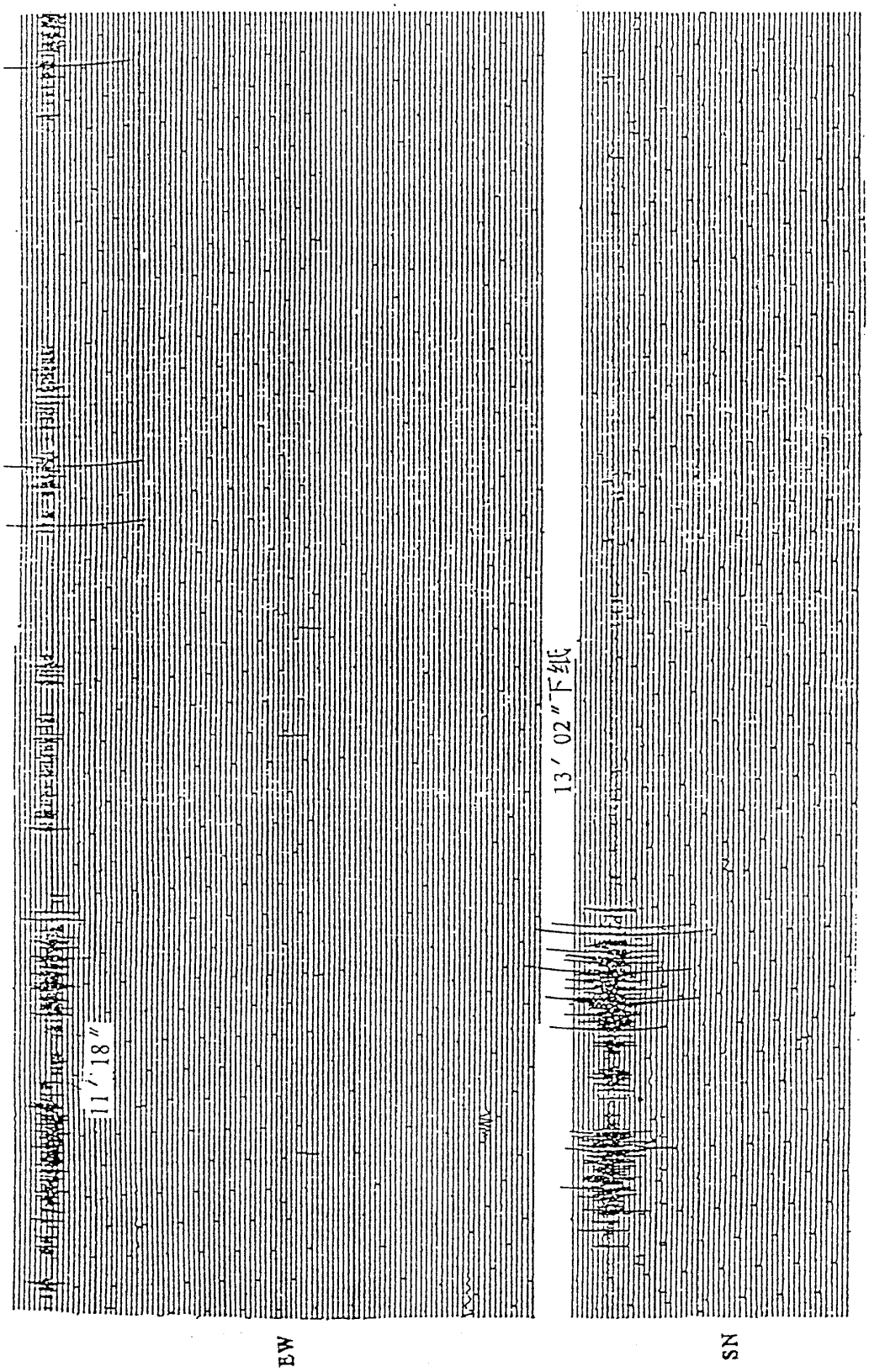


Fig.8 Electromagnetic wave anomaly before the JianShui earthquake of Ms 5.7(recording time: August 30-31, 1985)

Table 2. The anomalous time of the M≥5 earthquakes

epicentral	eartquake time	Ms	anomaly stations	△ (km)	anomalous Period	△ time*	anomalous time
Tianjing Ninghe	1976.11.15	6.9	Beijing	△=140	11月15日11时—17时	5小时	6小时
			Beijing	△=140	〃	5小时	6小时
			Beijing	△=140	〃	5小时	6小时
			Tong-xian	△=120	〃	5小时	6小时
Longrao	1981.11.9	5.8	Handan	△=90	9月26日—11月8日	7小时	12天
			Jining	△=280	11月3日—11月8日	6小时	5天
Viet Nam	1983.6.24	7.0	Chuxiong	△=442	6月24日 0^h30^m—10^h30^m	4小时47分	10小时
Heze	1983.11.7	5.9	Handan	△=165	10月7日—11月6日	5小时	30天
			Nandu	△=500	10月18日—11月3日07时	4天	15天
			Qiang-gang	△=500	10月21日—11月4日24时	3天	14天
South Yellow-Sea	1984.5.21	6.2		△=70	5月8日—5月19日14时	2天	11天
			Chanshu	△=150	5月8日—5月12日13时	8天	4天
			Nandu	△=200	5月8日—5月12日13时	8天	4天
			Jingxian	△=370	5月19日18时—5月19日19时	2天	1天
Puer洱	1985.1.18	5.2	Chuxiong	△=230	1月15日—1月16日	2天	1天
			Kunming	△=280	1月1日—1月25日		24天
Luquan	1985.4.18	6.3	Chuxiong	△=160	3月30日—4月18日	3小时	19天
			Kunming	△=95	3月16日—4月6日	12天	21天
Viet Nam	1985.8.20	5.6	Chuxiong	△=420	8月18日09时—11时	1天13小时	2小时
Burma	1985.8.26	5.6	Chuxiong	△=382	8月25日21时—26时01时	2小时	4小时
Jianshui	1985.9.9	5.3	Chuxiong	△=178	8月31日11时—19时	1天6小时	8小时
			Kunming	△=150	7月26日—8月31日	8	5天
Tengchong	1985.9.11	5.1	Chuxiong	△=350	9月9日10时—20时	10小时	10小时
Xingtai	1985.11.30	5.3	Handan	△=100	11月13日—30日	2小时	17天
			Jia xiang	△=220	11月30日14时	8小时	
Guizhou Shuicheng	1985.12.2	5.0	Chuxiong	△=380	11月27日14时	4天	
			Kunming	△=280	11月5日—7日	25天	2天
Heqing	1986.3.13	5.2	Chuxiong	△=170	2月28日08时—18时	12天22小时	10小时
Yanyuan	1986.8.12	5.3	Chuxiong	△=250	7月30日13时—8月2日04时	10天	2天15小时
Neimeng Fengzhen	1987.8.13	5.8	Dating	△=90	8月1日—8月10日	3天	9天
			Taiyuan	△=340	8月1日—8月10日	3天	9天
Ninglang	1988.1.10	5.5	Kunming	△=300	11月5日—11月17日	40天	12天
Lancang	1988.11.6	7.6,7.2	Kunming	△=390	7月27日—9月11日	40天	45天
Batang	1989.4.16	6.6	Kunming	△=650	4月4日—4月11日	4天	24小时
Xiaojin Burma	1989.9.22	6.6	Kunming	△=660	7月23日—8月21日	28天	35天
	1989.9.29	6.4		△=645			
	1989.10.1	6.2					
Shanxi, Datong	1989.10.18	5.3	Dating	△=40	10月4日—10月11日	7天	8天
		6.1	Langfang	△=200	10月12日—10月17日	1天	6天

* the anomaly end off to the occured earthquakes.

表3. 电磁辐射的一些实验结果

実験方式 1					電磁幅射の有無	頻段 (Hz)	最大強度 (場強)	随電磁軸射与圧力水平或加載方式	電磁軸射強度与岩性関系	主破裂前夕電磁幅射変化	発光	資料来源
	加机座号	加載方式	加載速率	軸分応変速率								
岩石加載破裂	200 T材料試験机	単価圧縮	0.5 -1.5 T/秒	10^{-5}/S	花崗岩 有 石英岩 有 灰岩 無	几百～几百千	数10デシ～ 数100ミリV/m	最早，低於50% 圧力水平主破裂至岩 解体時段内電磁信息最強但部分表現内平静 総特性：電磁ﾊﾟﾙｽ数随圧力 水平増加而呈子数増加 部分：随応力水平増加電磁ﾊﾟﾙｽ頻度 冲頻度三起三落 65%圧力水平時電磁波ﾊﾟﾙｽ頻度最大	花崗岩：強 石英岩：弱	花崗岩：降到最低点 声発射也降到最低点 石英岩：処於最高状態 声発射也処於最高状態	花崗岩，石英岩 ↓ 有黄色闪光 灰岩，未観測到	徐民
控撃摩擦或撃砕					水晶：有 冰糖（撃砕）有 石英岩（控撃）有 花崗岩（撃砕）有	0～2兆H 100KHz 信号最密最強	288kHZ 電流強度最強 ：69.8mV/m （背景値14.5） 19mV/m 12.mV/m 0.05mV/m	摩擦幅射場強）撞撃 軽微出現裂隙或分裂： 無幅射 稍重迅速出現裂隙： 有幅射 脈石英 灰岩 大理岩 単晶硅 破裂時：無幅射	幅射強度： 水晶）冰糖）花崗岩 均在2個数量級之差			鄭連逵
単軸圧縮	60 ×10^4N 万能材料試験機	単軸圧縮	80 ｜ 216 牛頓／秒		花崗岩 有 大理岩 有 砂岩 有 輝長岩 有	850KHZ (±300KHz)	花崗岩4.7mV 大理岩6.2mV 4.9mV 砂岩4.5mV 輝長岩2.7mV 2.4mV	Ⅱ(0.56～0.75)∂b ∂b=81万柏 Ⅰ(0～0.31)∂b ∂b=136万柏 Ⅲ(0.92～1.00)∂b ∂b=136万柏 Ⅱ(0.16-0.24)∂b ∂b=64万柏 Ⅳ(0.96-1.00)∂b ∂b=64万柏 Ⅱ(0.54-0.86)∂b ∂b=64万柏					李均之等
加載破壊					巣塊岩 有，納沸岩有，螢石 有，花崗岩 無，岡長岩 無 灰岩 無	低頻－5千Hz	功率 10^{-7}-10^{-18}瓦		電磁幅射強度岩性有関		巣塊岩 強 納佛岩 強 壺石 中等 花崗内長岩 無 灰岩 無	薩多夫 斬基

74 hours from the end of the second group of wave trains to the occurrence of the earthquake. Fig.5(a) is the impending earthquake waveform. Fig.5(b) is the variation map of the wave trains; Fig.5(c) is the histrogram of the duration time of wave trains.

(7) South Yellow-Sea M6.2 Earthquake of May 21, 1984

The Nandu, Changshu, Jianggang stations in Jiangsu province and the Jingxian station in Anhui province recorded clear signals of anomalous electromagnetic waves before the South Yellow-Sea M6.2 earthquake (Fig.6). The Jianggang station began to receive abnormal signals 14 days before the earthquake, especially on May 9 and 10. Clear anomaly of electromagnetic waves appeared at three observational points on May 12. The anomalous signals at the Jianggang station which has the shortest epicentral distance continued until 17 o'clock on May 19. The signal at Jingxian station (Δ=370 km) of Anhui province is the strongest on May 19.

(8) The Luquan M5.3 Earthquake of Aug. 31, 1985 and the Jianshui M5.7 Earthquake of Sept. 2nd, 1985

Fig.7 and 8 are from the Chuxiong station (Yunnan province) before the Luquan M5.3 earthquake and Jianshui M5.7 earthquake. The approximate epicentral distance is 170km and 180km, respectively. The south-north component at Chuxiong station recorded three clear anomlies before the Luquan earthquake from Aug. 29 to 30: the east-west component anomaly was shorter and smaller than that of the south-north anomaly in both the duration and the amplitude. The pluse wave began to appear at 07:44 of Aug. 31, and lasted for 22 minutes. The average signal-amplitude in the south-north channel is 15mm (about 0.5 millivolt), and the maximum amplitude is about 40mm; the average signal amplitude in the east-west channel is 5mm (about 0.17 millivolt), and the maximum amplitude is 15mm. The signal in the south-north channel is larger than that of the east-west channel.

Table 2 lists the electromagnetic anomalous date before earthquakes with M>5.0; and the following results are obtained from the statistics of more than 50 earthquake cases with M>4.0:

Magnitude	Anomaly Propagational Distance
4.0-4.9	within 250km
5.0-5.9	within 500km
6.0-6.9	within 1000km

$M>7.0$ > 1000km

4. Some Experimental Results

Some testing results are listed in Table 3, and we can deduce following conclusions:

(1) Experimental results prove that in the process from loding, friction between rocks to the rupture, the rock has electromagnetic radiation, and the field intensity of the electromagnetic radiation produced by the friction is more powerful than that of the collision, and the radiation frequency band is 0-2MHz. The continuity of the electromagnetic wave is related to the pressure form. The signal would be continuous and concentrated when the collision happens, and it would be interrupted but with greater intensity when the friction happens (Xu Weimin and Zheng Lianda).

(2) The electromagnetic radiation intensity and the number of signals are related with the lithology and the stress intensity. Sadovesky and Xu Weimin pointed out that the limestone has no or very weak electromagnetic radiation intensity when it is pressed to fracture. Zheng Lianda pointed out that the radiation of the rock crystal is the most powerful one, then the crystal sugar and the granite. At the frequency of 228kHz, the maximum field intensity of electromagnetic radiation of rock crystal, quartz, crystal sugar and granite are 69, 12.1, 19 and 0.05 mV/m, respectively. The difference of the maximum field intensity between different materials can be as much as 100 times or larger. Xu Weimin believes that the electromagnetic radiation intensity increases as the stress level increases, and the radiation intensity is also related with the characteristics of rocks. The time intervals of the maximum radiation intensity of the granite and gabbro are in the periods in which the stress value reaches 50%-86% and 96%-100% of the appropriate rupture stress values, respectively. The marble is in the 0-31% and 92%-100% periods; the sandstone is in the 16%-24% period.

It can be seen from the above discussion that the time intervals of the most powerful electromagnetic radiations of different lithologies are not completely the same, but the most powerful radiation stage of most rocks is between the half-rupture value of stress and the macro-fracture of the rock; that is, the electromagnetic radiation is in its most powerful stage when about 90% of the rock ruptures.

(3) Mr. Xu also pointed out that the electromagnetic radiation of granite reaches its lowest point before its main rupture; but those of the quartz and gabbro reach their highest points; there does not exist electromagnetic radiation, but luminescence phenom-

enon can be observed when the macro-fracture occurs.

5. Remarks

(1) Anomaly duration time

It can be seen from Table 2 that the abnormal peiod for each earthquake recorded by different stations are quite different. The shortest anomaly lasted 2 hours and the longest one 45 days. There also exists great difference in the time interval between the end of anomalies and the occurrence of the earthquake. Some earthquakes occurred 2 hours after the end of the anomalies, and some others occurred 40 days after the end of the anomalies.

(2) Waveform characteristics

Most of electromagnetic wave anomalies appear in group before earthquakes, and the duration time of anomaly is different in place and time. The waveforms can be grouped into two kinds: pulse type (continuous pulse disturbance, short-term pulse and instantaneous pulse) and square wave type.

The anomalous waveform has the following features: (a) generally speaking, the lower the ferquency, the earlier the apperance of the anomalies, (b) the signal received by the ground antenna is stronger than that received by an antenna on the surface, (c) waveform obtained at the same station from earthquakes in the same region are of relatively good consistence, (d) the electromagnetic wave signals before earthquakes are of discontinuity and intermittent occurrence. The electromagnetic wave signal is not successive, but it can last from several seconds to several hours, and the longer the duration time, the greater the anomalous amplitude, and the greater the possiblity of the earthquake occurrence.

(3) The experimental results are quite similar to the observational results for the actual earthquake cases. The indoor tests show that during the loading process, the time intervals of electromagnetic waves of various rocks are quite different, and radiated energy of electromagnetic waves is also differnet. In the actual earthquake cases the duration of abnomal behavior of electromagnetic waves is of great difference for various earthquakes and for stations; and the time from the end of the anomalies to the occurrence of earthquakes is also very different. In addition, all the indoor tests and actual earthquake cases indicate that the electromagnetic wave radiations are rarely observed during the occurrence of earthquakes.

A Possiple Mechanism of Impending Anomalous Earth Resistivity before Tangshan Earthquake (Ms=7.8)

Guan Huaping
Center for Analysis and Prediction, SSB

1 Impending Resistivity Anomaly and Station Condition

Before Tangshan Earthquake ($M=7.8$) of July 28,1976, there were 14 stations of earth resistivity within 200km from the epicenter. Of all data the observed data of 11 stations were reliable. While impending resistivity anomalies appeared in 6 of the 11 stations. The basic stations are listed in Table 1, and anomalous phenomena are plotted in Figure 1.

From Table 1 we can know that there is a great diversity as to the hydrological conditions in the surrounding zone of the 6 stations where anomalies appeared. For example, there were some hot water wells near some stations. The degree of mineralization of ground water near some stations showed great local differences. The boundary of salted and fresh water appeared at some stations, and so on. In summary, large inhomogeneous distribution of electrical conductivity of ground water exist at almost all the stations where impending resistivity anomaly appeared.

Figure 2(a), 2(b) show the plane distribution of the degree of mineralization of ground water near Xiji station and the vertical distribution of wells in Xiji town, respectively. It can be seen that degree of mineralization of ground water near the Xiji station was higher than those of surroundings, and there is a difference in upper and lower layers at the same station.

The hydrogeological conditions were relatively uniform at the stations where no resistivity anomaly appeared. For example, at Baodi station where an obvious anomaly in trend was observed, the area around 5000m from the station was a fresh water region. The degree of mineralization was low ($0.42g/lit.$). The well drilling data shows that the degree of mineralization in layers was the same. From Figure 3 we can know that the difference of resistivity in layers was not large. At Mafang station there appeared no

Table 1 the station of Bejing Tanshan region and the impending anomaly

station name	epicentral distance △(km)	current electrode distance AB(m)	anomalous time		anomalous amplitude		geological condition		
			N S	E W	NS(%)	EW(%)	overburden(m)	rock	property of water bearing bed
TangShan	0	1000					250	shale	arenaceous rock
MaJiaGou	5	N20° W260° N70° E170°	7.26-27		-8		6	arenaceous rock	coal fault
ChangLi	70	1000		7.13-27		-3.8	67	granite	hot water
BaoDi	80	1000					180	limestone	same the degree of mineralization of the ground water
QingQuang	110	1000					>360		
MaFang	110	1200					240	limestone	same the degree of mineralization of the ground water
ZhongXing-Zhuang	150	1000					80	limestone	〃
XiJi	120	2000	7.24-27	7.24-27	18.7	17.6	377	conglomerate	differ greatly the degree of mineralization of the ground water
XuZhuangZi	140	1000		7.24-26		14	>500		the zone of demarcation of the salted water and the fresh water
QingXian	160	4000		7.26-27		-6	1500	limestone	each other the solted water and the fresh water
XiaoTangShang	170	600		7.24-26		-1.5	60	limestone	warm spring

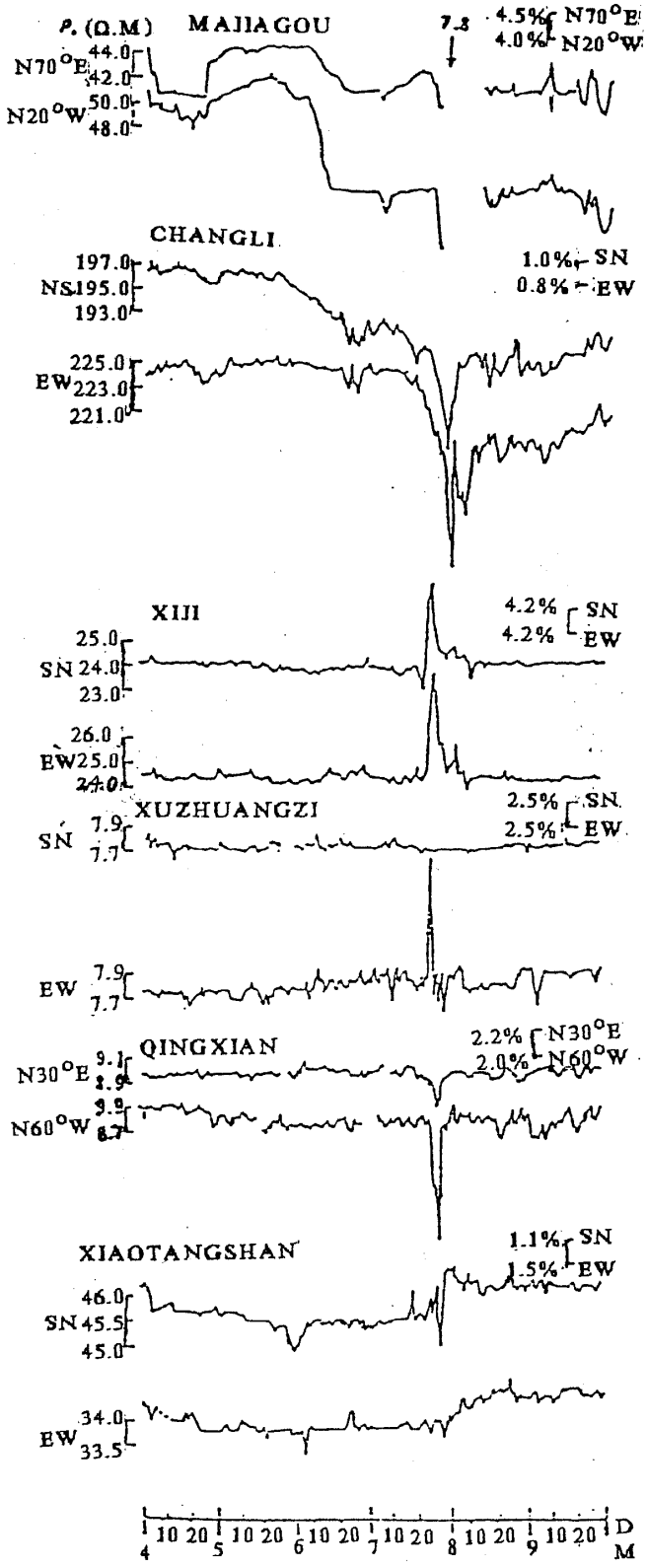


Fig.1 Impending resistivity anomalous changes before Tangshan eathouake (M=7.8,1976)

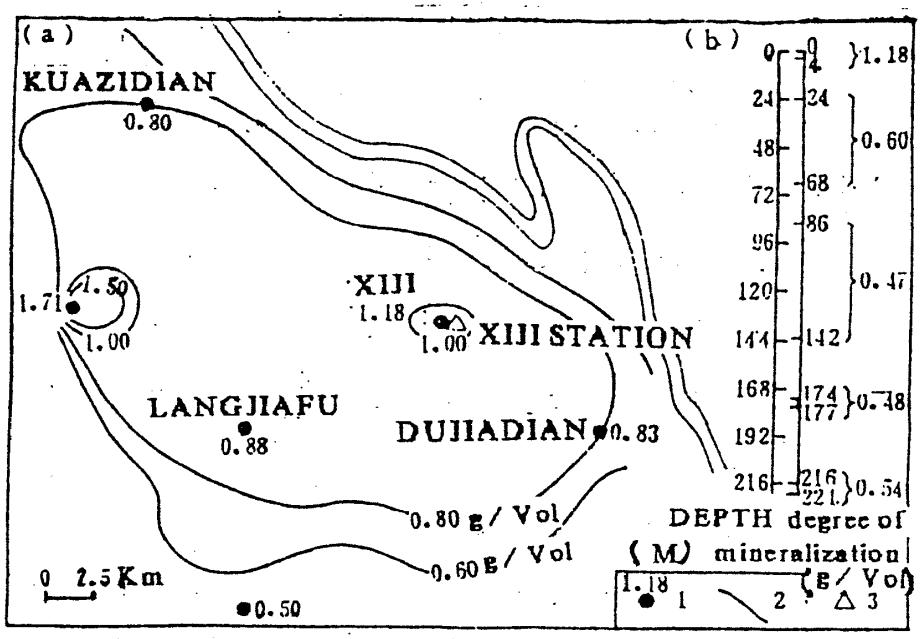


Fig.2 Geological condition of XiJi station
(a) distribution of the degree of mineralization of the ground water near XiJi town.
(b) a vertical distribution of the 13 well in Tong
1. the observation well and the degree of mineralization
2. isoline of the degree of mineralization
3. XiJi station

trend and no obvious impending anomaly, the degree of mineralization in shallower layer was 0.4*g/lit*. and that from 100 to 265m depth 0.3*g/lit*., the difference being not large.

2 Crack Test for Different Density Water Filled in Pore of Compact Rock

Mixing NaCl in distilled water we got 6 different solutions with densities of 0.1, 0.3, 0.5, 0.6, 0.8, 1.0*g/lit*. Then filled them in vacuum granite with low porosity to saturation state to make axial pressure crack tests. The observed changes of apparent resistivity curves of the tests are shown in Figure 4. It is obvious from the Figure 4 that before the crack of the rock, the apparent resistivity changes are almost similar. While during crack process, the apparent resistivity of the rock with low density solution (0.1*g/lit*.) appeared to increase, and that of high density solution showed decreasing

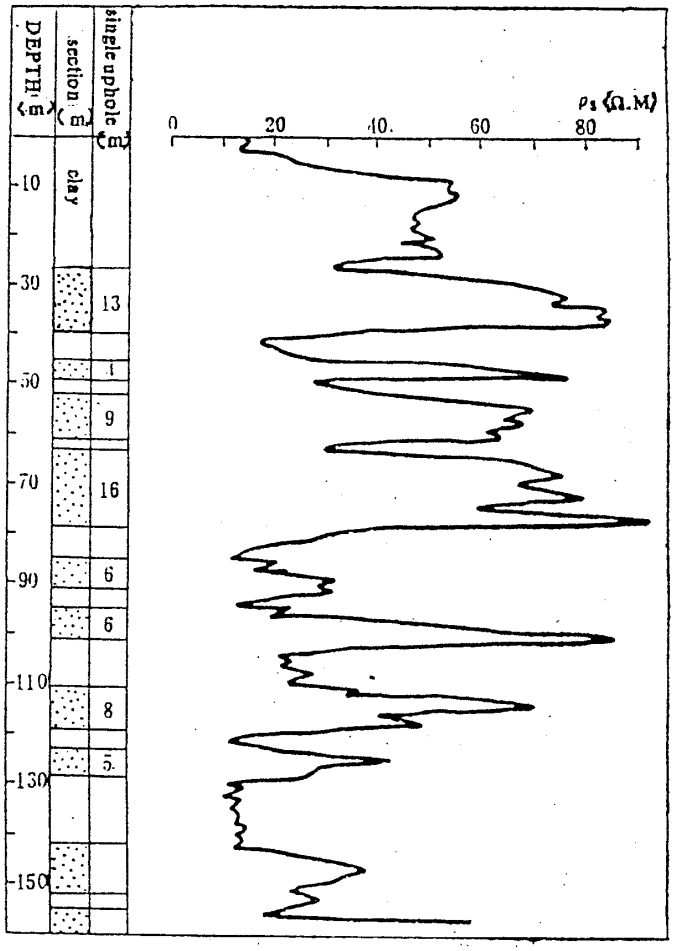
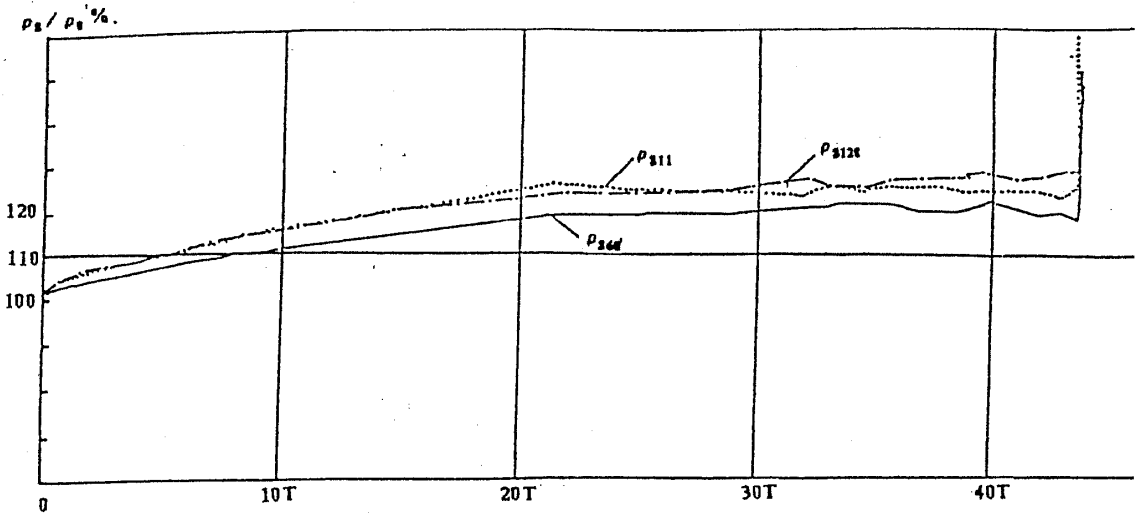
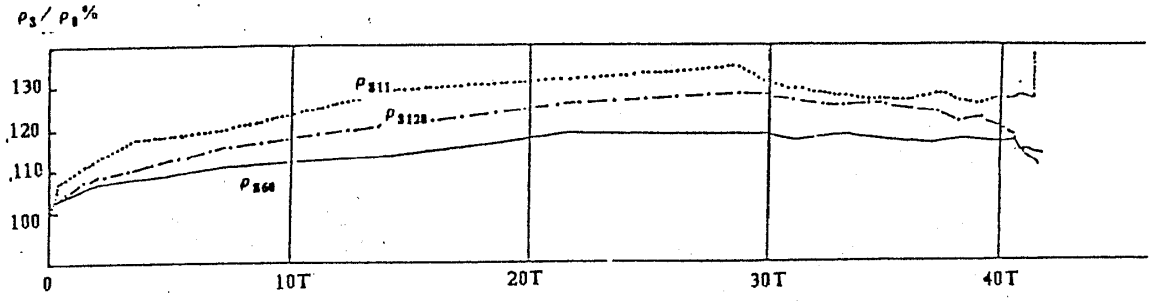


Fig. 3 A curve of the electrical Logging at BaoDi station

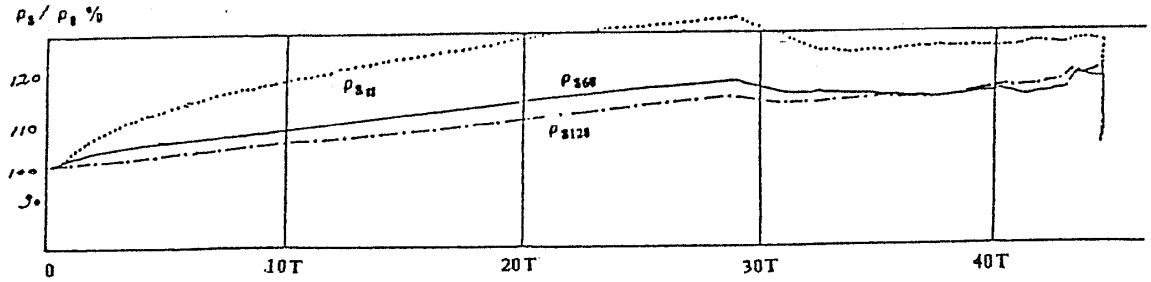
change. The boundary of the increase and decrease located at about $0.6g/lit.$, It means that resistivity will increase when the density of the solution is greater than $0.6g/lit.$, while it will decrease when the density of the solution is less than $0.6g/lit.$ But there was an exception when the density of the solution was $0.5g/lit.$: the apparent resistivity showed both increase and decrease. The result of crack test indicated that different density water had different effects on the apparent resistivity. Taking account of the Tangshan earthquake station conditions, we may conclude that heterogeneous hydrogeological area is favorable to appear impending resistivity anomaly.



a. a degree of saturation 90%, salt included: 0.1g/ℓ



b. a degree of saturation 89%, salt included: 0.5g/ℓ



c. a degree of saturation 95%, salt included: 0.85g/ℓ

Fig. 4　A relation of included saturation water salt and the resistivity change of granite

3 Experimental Form

Results of expeiment can be expressed in the form,

$$\rho_g=\alpha\rho_0\ \Phi^{-\rho}(1-K_g)^{-m}$$

where ρ_g is the resistivity of rock, α, ρ and m are constants, Φ the porosity, K_g the air bearing saturation rate, ρ_0 the resistivity of pore solution, respectively. The non-sealed pore water will have permeable motion. In an increased pressure state before an earthquake, if the hydrogeological conditions are not uniform and crack changes under stress effect near the focus of the earthquake, the changes of the degree of mineralization of ground water and temperature will be induced, and then the ρ_0 in the prospecting region will be also changed.

Analysis of Electromagnetic Precursory Mechanism Based on Data Observed in China

Zhixin Zhao*)

Communications Research Laboratory, Japan

Abstract

A method is presented for using the composite distribution of precursory anomaly symbols on a coordinate system based on the P-axis of earthquake focal mechanism to analyze precursory mechanisms (MPM). The spatial characteristics of crustal deformation, geoelectric and geomagnetic variations prior to earthquakes are analyzed using field-observed data in China by this new method. The results indicate that the variations of the precursory geoelectric resistivity decrease prior to earthquakes and almost distribute along the pending earthquake faults. It may be because new cracks due to seismogenic stress enhance the aqueduct function for liquids and ionized gases. It may cause the resistivity drop along the pending earthquake faults prior to the earthquake. The precursory geomagnetic vertical component variations reveals anisotropic behavior related to the P-axis, It is decrease in the compressional stress region. It is consistent

---

*) Institute of Geophysics, SSB,

P.O. Box 8116, Beijing 100081, China

with the piezomagnetism and the dilatancy (expanding) magnetic effect. The majority of the precursory geomagnetic vertical component variations are decrease and distribute along the pending earthquake faults. Perhaps, the rising temperature and the crustal Curie's isotherm rising to the surface may cause the vertical component to decrease along the pending earthquake faults.

The precursory variations of crustal deformation from field-observed data approximately reveal the symmetric quadrant distribution (four quadrant symmetric distributions) similar to the first motion of the seismic P-wave during an earthquake occurrence. They are rises in the compressional stress region and falls in the tensile stress region. This implies that the state of stress during the precursory period may approximate that at earthquake occurrence although the strain (or displacement) field at earthquake occurrence differs from that during the precursory period.

1. Introduction

The observation and study of earthquakes in order to develop prediction methodology has been under way in China for almost 30 years. Many kinds of precursory phenomena based on geophysical and geologic observations have frequently been reported both before and after large and moderate earthquakes (Rikitake, 1976). And many geoelectric and geomagnetic precursory variations have been reported in China (Fan et al., 1979, Ren et al., 1984). A summary of these earthquake precursory changes has been

published in China in order to stimulate the investigation of earthquake precursory phenomena. As a result, several official papers have been published by the State Seismological Bureau (SSB), addressing the use of such phenomena as geoelectromagnetic activity, groundwater activity and crustal deformation for predicting earthquakes (State Seismological Bureau, 1986 and 1990). In addition to observing and studying precursors before earthquakes, their mechanisms have also been investigated. The study of geoelectric and geomagnetic precursory mechanisms is one kind of research into earthquake prediction. The result for a number of laboratory and theoretical investigations into the earthquake precursor mechanisms have been reported (Fujimori, 1982, Hao et al., 1982). And field experiments on the mechanisms have been undertaken (Zhao et al., 1990), but their results associated with the field observed data, like those for earthquake source mechanism, have not yet been reported.

While the results from laboratory experiments may provide some quantitative or qualitative physical rules (Hao, 1992), it is generally very difficult to test and verify these rules in the field. There may be several reasons for this, including the low reappearance of the expected precursors, the possible difference in conditions between the field and the laboratory, the difficulty observing faint precursors from a distance, and an inadequate network for observing the precursors in the actual epicentral areas.

It is therefore necessary to study the relationship between

the precursory variations and the earthquake focal mechanism by using the results of precursory observations. This will provide a better understanding of the precursor generation process and help to develop the study of earthquake prediction. In the present analysis, the qualitative spatial distribution of the precursory phenomena associated with the earthquake focal mechanism will firstly be investigated using field-observed precursory data. The relationship between occurrences of precursory phenomena and conditions of earthquake-generating stress conditions will then be analyzed and tested to verify the mechanism of appearance of precursor associated with the stress field.

2. Method and Data

A certain number of parameters is generally necessary for the study of physical and chemical laws. Since the geophysical and geologic variations prior to an earthquake are reported from only a few observatories, even for a moderate or large earthquake, it is difficult to study the spatial characteristics of the variations for an individual earthquake. The inhomogeneous spatial distribution of precursory phenomena in the field domain, both in polarity and quantity, is unclear, even for large individual earthquakes because of this lack of field-observed data.

An effective method for obtaining the composite distribution pattern for precursory phenomena related to earthquake fault plane solutions is presented in this study. It uses a coordinate

system based on the principal compressional stress axis (the P-axis) of the earthquake and compounds precursory anomaly symbols from different earthquakes on the a coordinate system (MPM). This method makes it easy to understand the physical relationship between a precursory variation and the earthquake-generating stress field. Additional precursory variation parameters from different earthquakes in the analyzed regions over the long-term can easily be overlaid onto one coordinate system by referring to their individual P-axes. The spatial distributive pattern for a particular precursory variation can then be obtained from the regional observed data.

By using this method, it is possible to study the spatial characteristics of a precursory mechanism by comparing the spatial distribution pattern of the observed precursory variations with the laboratory and theoretical results. The procedure is as follows. For one earthquake, the epicentral distances from the precursory observatories are obtained at the first. And secondly the azimuth of each precursory observatory referring to the orientation of P-axis of earthquake focal mechanism is determined. For all selected earthquakes having precursors within the region and period, their epicentral distances and azimuths are then determined by using the same way as mentioned above. The third, the P-axis is used as the base axis of the Cartesian coordinate system. The obtained epicentral distances and azimuths are used to determine the coordinates of each precursory observatory in the P-axis coordinate system. The polarities of the precursory parameters

at all observatories for all earthquakes are plotted on the new coordinate system, using the orientation of P- and T-axes (T-axis: principal tensile stress axis of focal mechanism) for reference.

Only data for precursory phenomena in China were used in the present study. They come primarily from publications (ex. Zhang et al., 1988; Zhang et al., 1990) and official reports published by the State Seismological Bureau of China in 1986 and 1990. Table 1 summarizes the various precursory phenomena for moderate and large earthquakes in continental China from 1966 to 1990. Only precursor data for earthquakes with a magnitude greater than 4.0 were used. The essential information from this data was selected by experts, so the confidence level is high.

3. Results of Geoelectrict and Geomagnetism

The variations in geoelectric and geomagnetic phenomena generally obey the tensor or vector rule, for example, electrical resistivity or geomagnetic solar variation. The components of electromagnetic variation were analyzed to determine how they relate to variations in an earthquake-generating stress field in this paper. The geomagnetic field was generally observed through the three-component in cylindrical coordinate system. Most of the geomagnetic precursory phenomena reported, however, were anomalies in vertical component. There were few reports in other components.

Of the reported geoelectric precursory variations, the most common was resistivity. The precursors of geoelectric

resistivity were generally observed through two cross observation channels along the earth surface. The geoelectric resistivity was divided into two components, parallel and perpendicular to the principal compressional stress axis, in order to analyze the relationship between them and the fault plane solution of the earthquake. This was done because the two components might vary differently with the compressional stress due to the piezoelectric effect.

The distribution pattern of polarity for precursory variation of geoelectric resistivity related to the P-axis of earthquakes was obtained using the method introduced by the present study. It is shown in Figs. 1(a) and (b). Symbols of the solid circle and open circle in the figures represent a rise or a fall of resistivity in the precursory phenomena. The orientation of the P-axis is defined at 45° in the first quadrant in order to get a 2-dimensional quadrant distribution directly perceived through the senses. The horizontal and vertical axes in Fig. 1 correspond to the cross of two nodal lines of the earthquake fault plane solution (fault plane strike and its auxiliary plane). The scale of the horizontal and vertical axes was shown in the left-down part in the figure. All symbols of precursory resistivity variation observed in the channel perpendicular to the P-axis of earthquakes during the analyzed period are shown in Fig. 1 (a). And those observed in the channel parallel to the P-axis are shown in Fig. 1(b).

The following characteristics can be seen in Fig. 1. The shorter the epicentral distance is, the more the precursory anomalous phenomena appears in both (a) and (b). No precursors

were reported when the epicentral distance was greater than 400 km. 17 precursory events appeared within 100 km from epicenter, 5 event appeared in the range between 100 and 200 km in the case of Fig. 1(a). 18 precursory events occurred within 100 km in case of Fig. 1(b), 8 events occurred in the range between 100 km and 200 km. Both decreases and increases in geoelectric resistivity appear as precursors before earthquakes. The number of open circles, however, seems to be greater than that of solid circles, especially in the case of the parallel observation channel (Fig. 1(b)). The ratio of number of solid circles to open circles is 6:21 in Fig. 1(a) and 8:26 in Fig. 1(b). This implies that the decrease of precursory resistivity are more often than the increases, at least in the continental part of China. Most precursors are distributed along the horizontal and vertical coordinate axes in Fig. 1, i. e., most precursors of earthquake are usually revealed near the strike direction of the pending earthquake fault or its auxiliary node direction. A symmetric quadrant distribution of the solid circles (resistivity increase) and open circles (resistivity decrease) like those of the seismic P-wave first motion, do not appear in either Fig. 1(a) or (b).

With respect to the geomagnetic vertical component, the distribution of precursory variation related to the stress field was obtained using the method introduced by the present study. It is shown in Fig. 2. The orientation of the P-axis is also defined at 45° in the quadrant I, same as in Fig. 1. The horizontal and vertical coordinate axes therefore also represent

the fault plane and the auxiliary nodal plane of the focal mechanism of the earthquake. The scale of axes is shown in the left-down part. It can be seen that both increases and decreases appeared before earthquakes in continental China. The total number of precursory variations was 24. The ratio of the increase (solid circle) to decrease (open circle) is 7:17 in Fig. 2. The number of decreases is much greater than increases for precursors of earthquakes in China. More precursors of vertical geomagnetic component appear in the crack direction of the pending earthquake fault or its auxiliary node direction in Fig. 2. More are distributed near the epicenter of earthquakes. 14 precursory events occurred within 100 km from their own epicenters. 18 events occurred with 300 km. If only the precursory events with epicentral distance less than 300 km are considered, a symmetric quadrant distribution of the solid circles and open circles can be confirmed. Solid circles with epicentral distance grater than 300 km did not appear in the I and III quadrant in Fig.2. Only one solid circle with epicentral distance greater than 300 km appeared in the I and III quadrant, respectively. It may imply that the precursors of vertical component of geomagnetic field decrease along the orientations of the P-axes of pending earthquakes. The precursory events in the II and IV quadrant are less than those in the I and III quadrant. Solid circles with epicentral distance less than 300 km all appear in the II and IV quadrant. It seems to show that precursory variation of vertical component of geomagnetic field is increase in the observed direction perpendicular to the P-axis of pending earthquake. Some open circles appear there too.

4. Result of Crustal Deformation

The changes in crustal deformation due to the earthquake-generating stress field may follow the quadrant distribution pattern, similar to those for the fist motion of the seismic P-wave, especially for changes of vertical component of the crustal deformation, at least according to theory. The polarities of vertical component of crustal deformation observed as the earthquake precursors are shown in Fig. 3, using the same method as in Fig. 1 and Fig.2, to clarify the characteristics of spatial distribution. As shown, the results differ from those for geoelectric resistivity (Fig. 1) and geomagnetism (Fig. 2). The number of reports of surface rise (solid circle) before earthquakes were greater than that of surface fall (open circle). The ratio of rise, solid circle, to fall, open circle, is 15:10 for crustal deformation. The difference between the number of solid circles and open circles is not as large as in Figs. 1 and 2. Put another way, the precursory variations of crustal deformation are mainly distributed along the coordinate axes and around the epicenter in Fig. 3. Most of precursory variations (19/25) revealed within 200 km from the epicenter. This implies that more precursors of crustal deformation are revealed along the strike direction of the coming earthquake fault or its auxiliary node direction. The symmetric quadrant distribution for the solid circles and open circles, like those of the first motion of the seismic P-wave, seems to been seen in Fig. 3. In the compressional stress region, i.e., the I and III quadrant in

Fig.3, most of precursory variations of crustal deformation are rises. All precursory variations are falls in the IV quadrant, the tensile region. Both solid and open circles, however, appear in the II quadrant.

5. Discussion on Earthquake Precursory Mechanism

Continental China is a seismically active region of intraplate earthquakes. This seismic activity is related to the tectonic movements of its vicinal plates. The earthquake-generating stress field almost approaches to near horizontal position, based on the analyses of fault plane solution, especially in the eastern part of China which most of earthquakes analyzed in this paper selected from. The earthquakes in this study were almost all strike-slip faulting ones. The plunges of their P-axes and T-axes were generally less than 45° (Xu et al., 1989). Their hypocenters are located within the lithospheric layer. The relationship between these precursors and the parameters of fault plane solutions are further analyzed using the results obtained by the method of the composite distribution for precursory anomaly symbols related to the principal compressional stress axis presented in the present study. The mechanisms of the precursory variations are going to be investigated in follows.

5.1 Stress field during the precursory period

According to the result for variations in crustal deformation prior to earthquakes analyzed in the preceding

section, the number of increases and decreases were not much different. The variations in decreases and increases from field observations approximately reveal the symmetric quadrant distribution (four quadrant symmetric distributions) similar to the first motion of the seismic P-wave during an earthquake occurrence (Fig.3). The ratio of the contradictious symbols occurring in the compressional and tensile stress region is 6:25 in Fig.3, not so great. These data privdes a probability to investigate the spatial anisotropism of precursory variation of vertical crustal deformation related to the compressional stress axis. The precursory variations of the crustal deformation in Fig. 3 are rises in the compressional stress region and falls in the tensile region. This indicates that the variations of strain (or displacement) field prior to the earthquake is anisotropic. The polarity distribution of vertical component of crustal deformation, however, differs form that of P-wave at earthquake occurrence. The latter is rise in the tensile stress region and fall in the compressional stress region. The initial motions of P wave (the first motion) represents vertical component of surface displacement (crustal deformation) at the origin time of earthquake (or the motiom of earth surface at the origin time). This probably implies that the state of strain (or displacement) before an earthquake subtly differs from that at earthquake occurrence.

Fig. 4 shows the changes of vertical displacement of crustal surface with the genesis of an earthquake. The cuboid represents a rock block. The solid line within the top surface of the

cuboid block represents the pending fault node, the point line represents its auxiliary nodal line (Fig. 4). Fig. 4a represents much low stress status, obvious deformation does not occur during that stage. The two parallel bars by the two sides of the pending fault are straight. The precursory variations of vertical crustal displacement appear during the stage before earthquake occurrence in Fig. 4b (being named the precursory period here). In the precursory period the quadrant distribution of stress becomes clear gradually. Before the occurrence of fault dislocation, because much great static friction reveals along the fault of the pending earthquake with the accumulation of stress, the compressed lithospheric layer probably deforms and rises (solid circle) upward to the free surface in compressional region. It falls down (open circle) in the tensile region. The parts of the two parallel bars are bent in the compressional region. So that the symmetric quadrant distributions may appear as shown in Fig. 4b. Result in Fig. 3 fellows this case. Earthquake occurs as soon as the stress accumulates over the greatest static friction along the fault. The front of dislocation motion of fault is compressed, the surface rises up (solid circle) in tensile stress quadrant. The back is extended, the surface falls down (open circle) in the compressional stress quadrant as shown in Fig. 4c. The two parts of bent parallel bars in Fig. 4b recover straight again because the accumulated strain are released. This case is the distribution of the first motion of P-wave at the original time. This implies that the state of stress during the precursory period before an earthquake may approximate that at earthquake

occurrence, although the strain (or displacement) field at earthquake occurrence differs from that during the precursory period. It may change with the earthquake genesis. This would explain why the observed crustal deformations prior to an earthquake have the symmetric quadrant distribution. Therefore a model with an obvious relation to the P-axis orientation, principal compressional stress orientation, may be a better precursory model.

5.2 Electromagnetic precursory mechanism

It is interesting to note that the geoelectric, and the geomagnetic variations prior to earthquakes almost appear along the faults of the pending earthquake and/or are near their own epicenters.

Many kinds of physical models for the seismomagnetic effect and the seismo-electric effect have been introduced. On basis of the principle of the dilatancy (expanding) magnetic effect, the vertical component and the total component of magnetic field should reveal the symmetric quadrant distribution (Qi, 1978). The piezomagnetism model (Stacey, 1964) suggests that the polarity variations in the seismomagnetic effect (increase or decrease) of the vertical component of a geomagnetic field should reveal the symmetric quadrant distribution. It decrease along the compressional stress axis and increase in the direction perpendicular to the compressional axis. And the increase is equal to 1/3 of the decrease. According to above suggestions, the vertical component of geomagnetic field should decrease in

the compressional stress region in the present study because the principal compressional stress of earthquakes approaches to the horizontal direction. The results obtained from field- observed data in Fig. 2 reveal the symmetric quadrant distribution on whole. Variations of decrease appear in the tensile stress region. The ratio of contradictious symbols, however, is 5:22 (the precursory events within 300 km are 22), not so great. It may be difficulty for observation of increase in the tensile stress region due to its less quantity, so that the precursory events are less and some contradictious symbols appear in the II and IV quadrant in Fig.2. It is consistent with the above models.

Only 5 variations of increase of the total 22 events appeared as shown in Fig.2. Another explanation for the decrease in the vertical geomagnetic component along the faults is that the temperature gets higher in the earthquake source region before an earthquake. The magnetic Curie's isotherm rises to the surface, which causes the magnetic susceptibility and the geomagnetic field to decrease, especially along the earthquake fault area.

Some conclusions from experiments suggest that the geoelectric resistivity drops as the rock (or soil layer) is compressed at low stress. And it rises as the rock is dilated. For horizontally isotropic layers, resistivity changes due to stress variation exhibit anisotropic behavior. In field experiments, resistivity measured along the profile perpendicular to the pressure axis usually has a large drop, while that parallel to the pressure axis has a much smaller drop, or

sometimes only a slight rise (Zhao et al., 1990). It is very difficulty however, to explain that the results from field observations by these conclusions if we consider the pre-earthquake variations perpendicular and parallel to the stress direction together. The anisotropic behavior of precursory variations of resistivity is not yet obvious in the case of Fig. 1(a) or (b).

The majority of earthquakes may have occurred at or near active faults, among them large-scale active faults can reach to the lower crust. The groundwater in the shallower crust flows horizontally and that in the deeper crust may flow not only horizontally but also up into the upper crust along the fault. So the active fault can become an aqueduct for liquids and gases which cause geoelectric resistivity to decrease. Moreover, the crack process gradually increases in the rock during the seismogenic period in the source region. These new cracks enhance the aqueduct function for liquids and ionized gases, and this would cause resistivity drop along the pending earthquake faults prior to the earthquake. Most of the precursory variations shown in Fig. 1 occurred near the faults, they may consistent with the above suggestion.

To confirm these, more precise field data is needed.

6. Conclusion

1) The majority of the precursory geoelectric resistivity variations decreased and may distribute along the pending earthquake faults. New cracks due to seismogenic stress enhance

the aqueduct function for liquids and ionized gases. This may cause the resistivity drop along the pending earthquake faults prior to the earthquake.

2) The precursory geomagnetic vertical component variations reveals anisotropic behavior related to the P-axis, It is decrease in the compressional stress region. It is consistent with the piezomagnetism and the dilatancy (expanding) magnetic effect.

The majority of the precursory geomagnetic vertical component variations are decrease and may distribute along the pending earthquake faults. The rising temperature and the crustal Curie's isotherm rising to the surface may cause the vertical component to decrease along the pending earthquake faults.

3) The precursory variations of crustal deformation from field observations approximately reveal the symmetric quadrant distribution (four quadrant symmetric distributions) during the precursory period similar to the first motion of the seismic P-wave at an earthquake occurrence. They are rises in the compressional stress region and falls in the tensile stress region. This implies that the state of stress during the precursory period before an earthquake may approximate that at earthquake occurrence although the strain (or displacement) field at earthquake occurrence differs from that during the precursory period.

Acknowledgments

The author is very grateful to professor Kozo Takahashi,

Communications Research Laboratory (CRL) and Dr. Yukio Fujinawa, NIED for their critical comments and encouragement throughout this study. I am also very grateful to professor Kazuo Oike, Kyoto University and Dr. Masaaki Mishina, Faculty of Science, Tohoku University for the critical review of the manuscript. I would like to thank the Japan International Science & Technology Exchange Center for providing the opportunity to carry out this research, and the staff of the CRL, Ministry of Posts and Telecommunications of Japan, for their valuable help in conducting this research.

References

Fan, G., and T. Yao, "The effect of the Tangshan earthquake on the total geomagnetic field in the Beijing area", Acta Seismol. Sin., 1, 39-49, 1979 (in Chinese).

Fujimori, Y. , "Change in electrical resistivity with strain in rocks", Bull. of the seminar "Conductivity anomaly", 199-207, 1982.

Hao, J., L. Hastie, and F.D. Stacey, "Theory of the seismomagnetic effect: a reassessment", Phys. Earth Planet. Inter., 28, 129-140, 1982.

Hao, J., "The 1976 Tangshan earthquake and optimum observation strategy for seismomagnetism", 1992 (submitted to Acta Seismol. Sin.).

Qi, G., "Dilatancy magnetic effect", Acta Geophys. Sin., 21, 18-33, 1978 (in Chinese).

Ren, X., "The change of geomagnetic total field in Beijing area before and after Tangshan earthquake", Acta Seismol. Sin., 6, 271-286, 1984 (in Chinese).

Rikitake, T., "Crustal dilatancy and geomagnetic variation of short period", J. Geomag. Geoelectr., 28, 145-156, 1976.

Stacey, F.D., "The seismomagnetic effect", Pure Appl. Geophy., 58,5-22, 1964.

State Seismological Bureau of China, "Geomagnetism and Geoelectricity, Achievement Proceeding for Earthquake Prediction", Seismological Press, 1986 (in Chinese).

State Seismological Bureau of China, "Geomagnetism and Geoelectricity, Achievement Proceeding for Earthquake Prediction", Learning Book Press, 1990 (in Chinese).

Xu, J.R., Z.X. Zhao, K. Oike, and Y. Ishikawa, "Regional characteristics of focal mechanisms of shallow earthquakes in and around China", Proceedings of the Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Kyoto, Japan, 41-49, 1989.

Zhang Z.C., L.G. Lao, H.H. Li, L.D. Chen, and H.X. Li, "Earthquake cases in China (1966-1975)", Seismological Press, 1988. (in Chinese).

Zhang Z.C., L.G. Lao, H.H. Li, L.D. Chen, and H.X. Li, "Earthquake cases in China (1976-1980)", Seismological Press, 1990 (in Chinese).

Zhao, Y. Qian, F. and W. Stopinski, "In situ experiments and a relationship between electrical resistivity changes and the strains", Acta Geophysic Polonica, XXXVIII, No.3, 229-243, 1990.

Table 1. Earthquake Precursors in China

Time	location	M	D	station	anomalies ED (km)	P °	P-S °	p(%)	Z (nT)	Dm (mm)
1966 3 22	37 32 115 03 Xingtai	7.2		Raotou	15				3-5	
				Xinjiawan	15		113			+45
				Sulu	75		330			-60
1969 7 18	32.8 119.4 Bohai	7.4	35	Dabaise	396	246	10	W,N -3.2		
1969 7 26	21 45 111 45 Yangjiang	6.4	5	Dianchen	75		306			+50
1970 1 15	24 03 102 36 Tonghai	7.7	15	QiXi	50		180			-100
1970 12 3	35 51 105 33 Xiji	5.5	27	Jinlin	50		230			+8.2
1973 2 6	31.5 100.4 Luhuo	7.6	17	Gauzh	40	70	225	N60°W +7	-10	
				Kongding	210	"	69	N +2.6		
				Songpan	310	"	355	N +2		
1973 8 11	32 53 104 00 Songpan	6.5	8	Songpan	40	290	340	NS +2		
1973 12 31	38 28 116 33 Hejian	5.3	30	Xuzuangzi	61	266	142	N-W+,+2.8		
				Dabaise	203	"	314	N-W+,+2.1		
				Baodi	150	"	130		-5	
				Jilu	192	"	310		-5	
				Changzhou	35	"	211			+5
1974 5 11	28 06 104 00 Daguan	7.1	14	Huanlihang	270	270	315	E +2.9		
				Kongdin	276	"	50			-1
1975 1 15	29.5 101.8 Kangding	6.2	25	Guzha	90	150	235	S -20		
1975 2 4	40 39 122 48 Haichen	7.3	12	Dalian	220	66	130		+20	
				Tangshan	410	"	184		+15	
				Jinxian	190	"	147			+4.5
1976 4 6	40 14 112 12 Helinggeer	6.3	18	Huhehota	84	73	247	N-E-,-2.5		
				Taiyuan	261	"	97	N-E+,-7		
1976 5 29	24 22 98 38 Longling	7.3	20	Chuxong	292	160	257	N -17	+5	-0.8
				Tanghai	413	"	297			+2
1976 7 28	39 24 118 00 Tangshan	7.8	22	Tangshan	0	80		N,E -4.5	-12	
				Majagou	10	"	10	N,E -16		
				Changli	70	"	5	N,E -5.9	-15	
				Baijatan	140	"	200		-10	
				Baliqao	120	"	200	N,E -		
				Baodi	80	"	200	N,E -3.8	-6.6	
				Jingguang	110	"	160	N,E -2.7		
				Xuzuangzi	140	"	160	E -11		
				Zongxinzuong	150	"	200	N47E -5.5		
				Zongxinzuong	150	"	200	N48W -5.5		
				Qingxian	160	"	145	N,E -10		
				Xiji	120	"	195	N,E -17		
				Tanggu	40	"	20	N -3.4		
				Tanggu	40	"	20	E -2.5		
				Ninghe	150	"	140			-7.2
				Dalian	310	"	118		-10	
				Delish	410	"	5		+50	
				Yanqing	100	"				
				Nioaoyu	185	"	197			-0.45
				Dahuancang	180	"	205			+19.5
				Zhangyinanan	230	"	220			+1.7
				Jinxian	350	"	25			+1.0
1976 8 16	32 4 104 06 Songpai	7.2	15	Wudu	105	90	305	NW45 -6		
				Guzha	340	"	125	N,E -4.7		
				Pixian	200	"	92	N48W -0.5		
				Songpan	50	"	180			+1.7
1976 9 23	39 59 106 27 Bayinmuren	6.2	35	Sixixian	75	"	118			-5
1976 11 7	27 32 101 03 Yanyuan	6.7	19	Dukou	130	165	345	NW,ES+2.3		
				Miyi	130	"	325	N,E +12.8		
				Guzha	300	"	220	N,E -4.7		
				Yanyuan	40	"	305		-21.2	
				Dchang	120	"	285			+23
1976 11 15	39 24 117 5 Ninghe	6.9	17	Baodi	60	105	210	E -2.6		
				Jangyo	120	"	145			
				Xuzuangzi	100	"	120	E -4.8		
				Baijatan	130	"	190		-1.4	
1977 5 12	39 23 117 48 Ninghe	6.3	18	Baodi	60	150	210	E -2		
				Baijatan	130	"	190		-1.2	
1977 11 27	39 12 118 01 Ninghe	5.5	16	Baodi	60	"	210	N,E -2		
				Baijatan	130	"	190		-1.2	

1978	4	22	41	54	85	46	Kuerle	5.4	26	Haimier	270	237	0				+0.085
1978	5	18	40	42	122	36	Yingkou	5.9	13	Jinxian	200	273	133				-1.3
1979	3	15	23.2		101.1		Puer	6.8	10	Tonghai	195	180	234	N	-17		-3
										Chuxong	218	"	190		E+4.2		+3
1979	3	29	41	54	83	27	Kuche	6.0	30	Haimier	92	"	260				+0.7
1979	7	9	31	28	119	15	Liyang	6.0	12	Liyang	20	238	212			-16	
										Nanjing	80	"	90			-24	-1
										Wusi	90	"	205				+0.5
1979	8	9	25	10	98	56	Baoshan	5.1		Tenchong	48	"	214		N+8.4		
1979	8	25	41	14	108	07	Wuyan	6.0	30	Wugiahei	10	46	284	N,E	-0.4		
1980	4	18	38	00	98	51	Tianjun	5.2	15	Jiaiguan	200	50	293	NE45	-34		
1981	11	9					Longrao	5.8		Nongshan	20	40	30			+6	
										Niojian	30	40	30			-7	
1983	11	7					Hezhi	5.9		Hezhi	13					-7.6	
1984	5	21	32	30	121	40	Wunansa	6.0		Qenggang	60	40	220			+10	
										Haian	110	40	205			+10	
										Seyong	130	60	275			-10	
1985	4	18	25	51	102	49	Luqian	6.3		Tonghai	188	320	210		E-3.8		
1985	8	18	23	51	102	39	Jianshuan	5.2		Tonghai	32	320	210		N-7.3		
1985	9	2	23	51	102	39	Jianshuan	5.7		Tonghai	60	320	210		E-7.3		
1987	2	17	34	24	120	12	Seyong	5.1	8	Qenggang	80	45	108			+9	

*: ED: epicentral distance, p: geoelectric resistivity, Z: vertical component of geomagnetic field, P: azimuth of P-axis, P-S: difference between the azimuth of observatoy and that of P-axis, Dm: crustal deformation, M: earthquake magnitude, D: hypicentral depth.

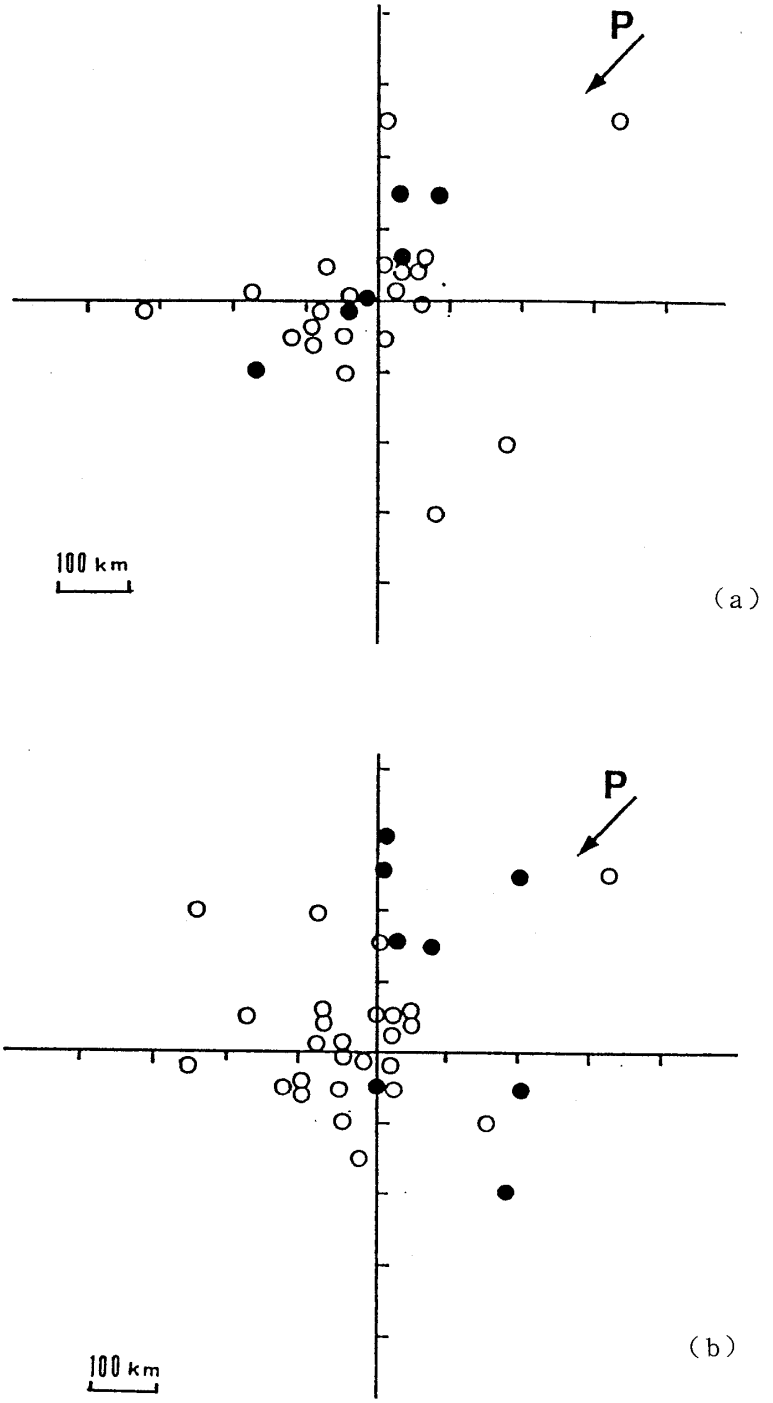


Fig. 1. Composite distribution for precursory anomaly symbols of geoelectric resistivity related to the principal compressional stress axis (P-axis). (a) measured channel perpendicular to P-axis. (b) measured channel parallel to P-axis. Solid circle: increase of resistivity prior to earthquake; open circle: decrease of resistivity prior to earthquake. The arrows are the P-axis orientation.

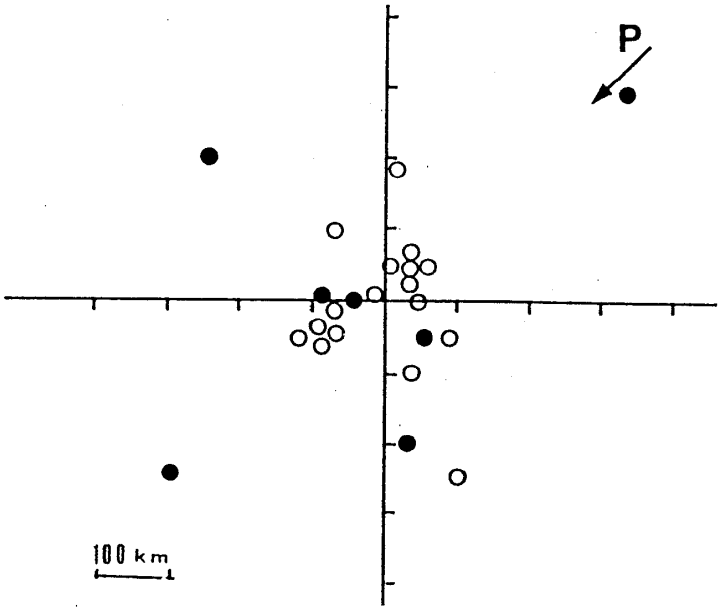


Fig. 2. Composite distribution for precursory anomaly symbols of the vertical component of the geomagnetic field related to the principal compressional stress axis (P-axis). Solid circle: increase prior to earthquake; open circle: decrease prior to earthquake. The arrow is the P-axis orientation.

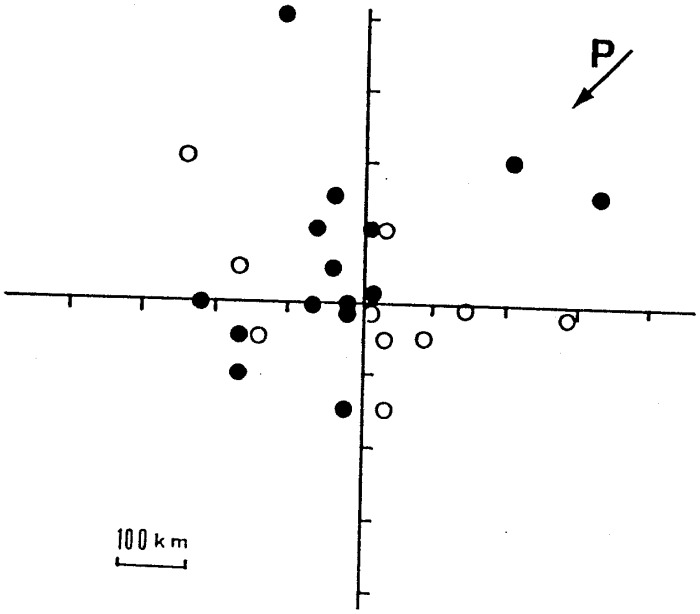


Fig. 3 Composite distribution for precursory anomaly symbols of the vertical component of crustal deformation related to the principal compressional stress axis (P-axis). Solid circle: increase prior to earthquake; open circle: decrease prior to earthquake. The arrow is the P-axis orientation.

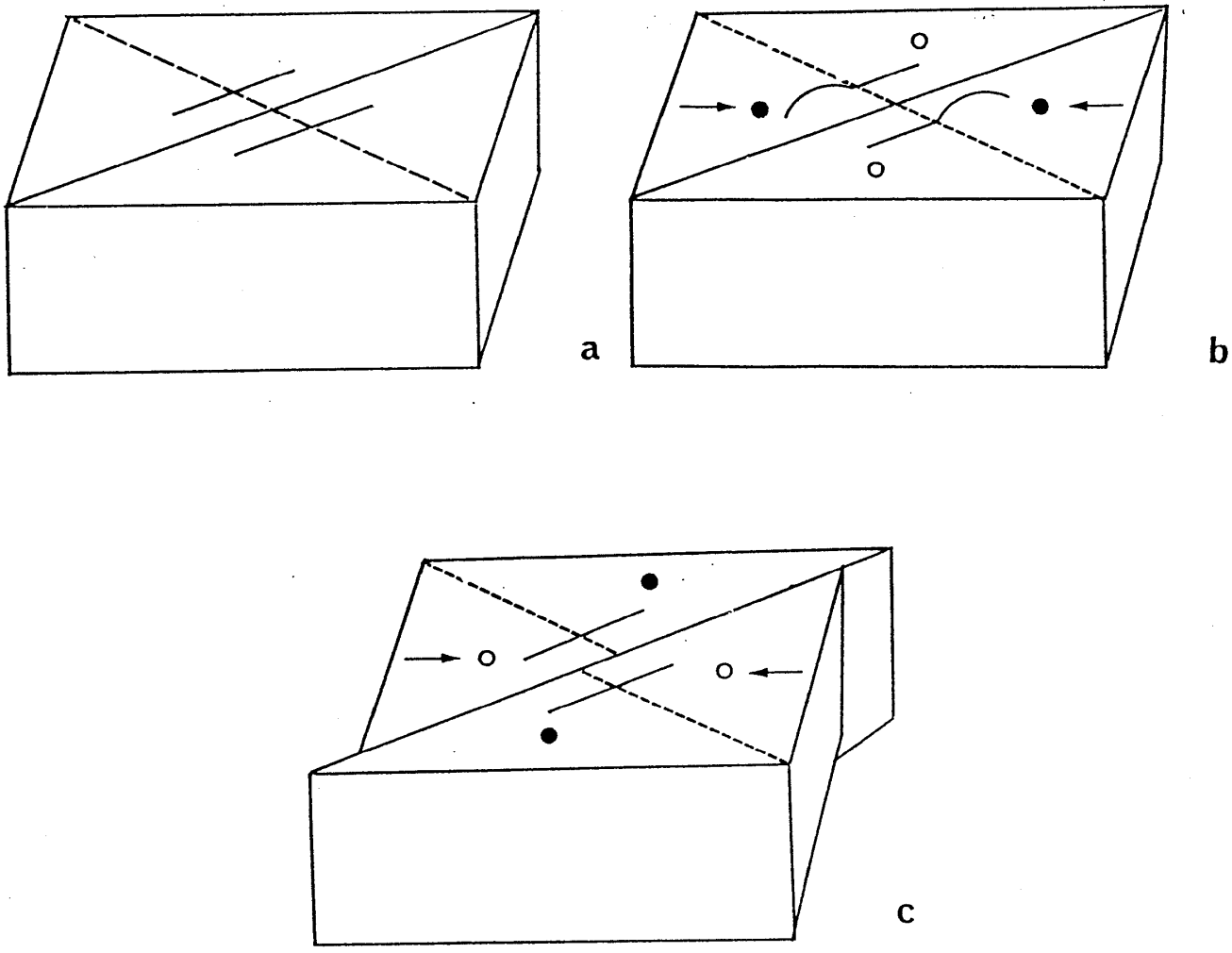


Fig. 4 The variations of strain (or displacement) and stress with the earthquake genesis.

a: Low stress status and no deformation in the lithosphere.

b: During the precursory period, distribution for precursory anomaly symbols of the vertical component of crustal deformation related to the compressional stress. Solid circle: rise, open circle: fall. The arrow is the compressional stress direction.

c: At earthquake occurrence, distribution for the first motion of P-wave at original time. Solid circle: upward, open circle: downward. The arrow is the P-axis orientation.

Regional Characteristics of Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes in the Qilian Mountains

Zhixin Zhao*)

Communications Research Laboratory, Japan

Abstract

The transfer function of short periodical geomagnetic events (geomagnetic storms, bay and impulses) in the Qilian mountains, which are a seismically active region was analyzed to investigate the relationship between its temporal change and the local seismicity. The results for the Lanzhou observatory between 1975 and 1982 suggest that precursory anomalies occurred before the large and moderate earthquakes near the Lanzhou region. The coefficient A decreased before the earthquakes. Similarly, precursory anomalies of the transfer function also occurred in the results for Hexibao observatory before the local moderate earthquakes between 1980 and 1984. In that case earthquakes occurred after the decrease succeeded by the increase of A and B values. The truth rate for these two observatories cannot be explained by a random model of earthquake occurrence in the seismic active region near the Qilian mountains. The decrease in A can be explained by the decrease of amplitude in the vertical component of the geomagnetic field change before the

---

*) Institute of Geophysics, SSB,
P.O. Box 8116, Beijing 100081, China

earthquake.

1. Introduction

There have been many reports of temporal changes in magnetic and electric signals associated with earthquake generation (Takahashi and Fujinawa, 1988, Oike and Ogawa, 1986, Rikitake, 1987). Short-period geomagnetic variations associated with earthquake generation were also reported by some authors (Kinoshita and Matsuta, 1989). Because the transfer function of the short-period geomagnetic variations includes some information of the lateral inhomogeneity of the electrical conductivity structure, it was usually used for investigating the geological circumstances (Takasugi, 1992). Furthermore, an inhomogeneous spatial distribution of high electrical conductivity anomaly was found to be associated with seismo-geological structure, so it was used for predicting the upcoming seismically region (Shimakawa and Honkura, 1991).

The temporal change of geomagnetic transfer functions has usually been used to predict the date of upcoming earthquakes (Yanagihara, 1972, Chen, 1981). The 1976 Tangshan M7.8 earthquake occurred near a region of anomalous high conductivity on the coast of Bohai in China. One parameter of the transfer function of the geomagnetic changes, coefficient A, decreased before the 1976 Tangshan M7.8 earthquake at some observatories in North China. The amplitude of relative change associated with the earthquake was about 20%, and the negative anomalous variations continued for more than 1 year. It recovered after the large earthquake (Gong, 1985).

The Qilian mountains located near the northeast edge of the Tibetan plateau are a seismically active area. Earthquakes there generally occur within the crust, not deeper than 25 km. They might be intraplate earthquakes, whose seismogenic stress field is associated with plate movements. The inhomogeneous spatial distribution of high electrical conductivity there is associated with seismic zones (Zhao et al., 1983). There are two geomagnetic observatories in the region (Fig. 1). The Lanzhou observatory (103°50'E, 36°05'N) was set up in 1958 and the Hexibao observatory (102°06'E, 38°23'N) was set up in 1973 to investigate the relation between the seismicity along the mountains and the geomagnetic variations . The records of the Hexibao observatories are not so good in the early years due to the conditions, whose three components records were improved after around 1978. In this paper the author analyzes the relationship between the temporal variations of transfer function and the seismic activity in the northeastern foot of the Qilian mountains.

2. Data and method

This analysis examined short-period geomagnetic events, such as geomagnetic storms, bays and geomagnetic impulses. All the recorders were analogue cylinder-light recorders. It is difficult for us to carry out spectrum analysis of the events, so that amplitude method was applied in the present analysis. Geomagnetic events with a period range from 3 to 120 minutes were

selected because the geomagnetic-graph recorder operated at 20 mm/h. The phase differences among the three components of events were neglected. The amplitudes alone were used to calculate the A and B coefficients of transfer functions in the analysis. Although this method may produce larger errors than the spectrum method, the error may reduce with the number of events. Thus, selected events with the same time interval(2 or 4 months) are organized in to one group (the number of events may differ) in the calculation of transfer function to reduce the error. Each group has more than 30 events. The mean square error for each group events was estimated. For increase calculation points and achieving higher calculation precision, each group was organized through the moving superposition, e.g., a group with 4 months of events, was composed of 2 months of events from the first group and another 2 months of events from the second group. The calculations of transfer function A and B were made using the least squares method.

The records from 1975 to 1982 in the Lanzhou observatory were used. The records between 1980 to 1984 in the Hexibao observatory and between 1975-1980 in the Chengdu observatory were used to analyze the temporal changes in the transfer function. The period analyzed depended on the status of seismicity around the observatory.

To check whether the relationship between the temporal changes in transfer function and the occurrences of earthquakes is influenced by the period of events, the selected events from the Lanzhou observatory were divided into two groups for the calculation of transfer function calculation based on the period

of the events: shorter than 30 minutes, and longer than 30 minutes.

3. Results

To analyze the relationship between the temporal variation in the transfer function and the seismic activity, we firstly calculated the average value of the transfer function for the observatory for a selected seismically quiet period. Factor A of the transfer function of the Lanzhou observatory during the period from 1970 to 1975 was 0.20 $\pm$ 0.006. This value was regarded as the critical normal value in this region because there were no earthquakes of magnitude equal to or greater than 5.0 within 400 km of Lanzhou. The variations probably suggest an imminent earthquake if the values of the transfer function A deviates from the critical value by more than twice the mean square error of the critical one for a long continuous duration.

The principle for selecting earthquakes is also very important. Both the magnitude and the epicentral distance were considered in present study. Earthquakes with an epicentral distance of more than 400 km were not analyzed. Only earthquakes with magnitude of 7.0 or more were selected if the epicentral distance was greater than 300 km. Earthquakes with a magnitude of less than 4.0 were not analyzed. Events of greater than M4.0 within 100 km, ones of greater than M4.5 within 200 km, and ones of greater than 5.0 within 300 km were analyzed. Three earthquakes with M equal to or greater than 4 were selected in

the Lanzhou region in the period 1975 - 1983 (Fig. 2). The earthquakes selected in the Lanzhou and Hexibao region are shown in tables 1 and 2.

The temporal variations of transfer function in the Lanzhou observatory from all selected events (A.T.F) for 1975 - 1983 are shown in Fig. 2 with their mean square errors and the selected seismic series around the Lanzhou region in the corresponding period. The vertical bars in the curves represent the mean square error at the point. Other bars with two numerals represent earthquakes, the upper one is the magnitude and the lower one is the epicentral distance of the observatory. The variations in the curve of factor A in Fig. 2 do not have a large mean square error in each point. Value A began to decrease in the beginning of 1976 obviously and lasted until April 1977. The lower value lasted for a year and a half. The values of factor A during that period were mostly less than 0.2. The average value of A during the analyzed period was 0.201 ± 0.005 (0.005 was the mean square error for that period). The smallest one was 0.151 during the period between July and October 1976. Two large M7.2 earthquakes in Songpai occurred on August 16 and 23 1976 (Table. 1), when the factor A in Fig. 2 just revealed lower value. Epicentral distances for Lanzhou observatory were about 380 km. The depths of these earthquakes were 15 km. The variations in factor A recovered in June 1977. The values exceeded 2.0 or fluctuated around 2.0 between the second half of 1977 to December 1980. No earthquakes with magnitude equal to or greater than 5.0 occurred within 400 km of Lanzhou, and the seismic activity in Lanzhou region was

correspondingly quiet during this period. Another long continuous period of lower A value in Fig. 2 lasted for 2 years from the end of 1980 to the end of 1982. This might have been a precursor of an upcoming earthquake in the surrounding Lanzhou region. And indeed, an intermediate earthquake with a magnitude of 5.9 occurred in Haiyuan of the Linxia province on April 14, 1982. The epicentral distance from Lanzhou was nearly 180 km and the depth was 24 km. The temporal variations in the transfer function did not immediately stop decreasing after the earthquake occurrence. The transfer function recovered half a year after the occurrence of earthquake and approached the normal level at the end of 1982. An M4.0 earthquake occurred near the Lanzhou observatory (the epicentral distance was only 35 km away) on July 30, 1981. A decrease of 0.02 in the A curve accompanied.

The temporal variations in the transfer function for events with a period shorter than 30 minutes (s.t.f) and longer than or equal to 30 minutes (l.t.f) were calculated separately to investigate the relationship between the seismic activity and the transfer function of different range of period. The results are shown in Fig.3. Both curves are similar to the one in Fig. 2, including that during the 1976 Songpai M7.2 and the 1982 Haiyuan 5.9 earthquake. The decreases occurred about half a year before the earthquakes. The decreases in the two curves in Fig. 3 were also clearly over twice their own mean square error (0.008 and 0.007 respectively). They recovered about half a year after the earthquakes. The temporal variations in the transfer function curves fluctuated around their own critical values during the

periods when no earthquakes occurred (Fig. 3).

These results suggest that transfer functions determined from events with different periods in the range from 3 to 180 minutes reveal a precursory anomaly before the earthquakes. The 1976 Songpai M7.2 earthquakes and 1982 Haiyuan M5.9 earthquake were two larger earthquakes occurring around Lanzhou. There were also precursory anomalies before them. The precursory anomaly change seemed to appear before a local earthquake of M4.0.

On the other hand, factor B of the transfer function did not have a good correlation with the seismic activity as shown in Fig. 2. The variations in factor B had larger fluctuations without regularity.

The temporal changes in the transfer function of the short periodical events of the Chengdu observatory were analyzed in order to identify the precursory variation before the occurrence of the 1976 Songpai M7.2 earthquakes (a cluster, including two M7.2 events). Their epicentral distance were all 150 km. The visible records of the Chengdu observatory began in 1974. The results for coefficient A from 1975 obviously varied as shown in Fig. 4. The average values for 1975 were larger. They decreased in 1976 and recovered after 1978. The abnormal amplitude of A associated with the large M7.2 earthquake was as large as 0.03, and the relative change was large by 32%. A decrease in the change in transfer functions A also appeared before the Songpai M7.2 earthquake in the Chengdu observatory.

The Hexibao observatory which is northwest of the Lanzhou observatory, had no earthquakes of magnitude equal to or greater than 6 and there were few earthquakes of M>5 during 1980 - 1984.

The temporal variations in the transfer functions for the Hexibao observatory for 1980 - 1984 were analyzed to study their relationship to earthquakes of about M5 or less.

The curves of temporal variation for the transfer functions and the corresponding selected temporal series of seismic activity surrounding the Hexibao region are shown in Fig. 5. The basis for selecting the series of earthquake was the same as for the Lanzhou region. Earthquake of less than M4 were excluded from this temporal series. At least 20 geomagnetic events were used to calculate the transfer function for each time interval. The total number of periodic events used to analyze the temporal variation of transfer functions in the Hexibao observatory was more than 300. The curves of A and B are shown in Fig. 5.

Figure 5 shows that the temporal variations in both factors A and B of the transfer function of the Hexibao observatory were obviously associated with the time series of seismic activity. The variation amplitude of factor A decreased by about 0.05 (absolute) before the three earthquakes, i.e., the July 30, 1980 Azuoqi M5.0 (epicentral distance (ED) of 250 km), the June 9, 1982 Wuwei M4.5 (ED of 92 km) and the January 6, 1984 Jiutiaoling M5.3 earthquake (ED of 55 km). After the minimum, A value increased to exceed the mean level by 0.025 or more. The earthquakes occurred immediately after the turning point of A value to decrease. On the other hand, the B value varied in about same pattern as A value, namely decreased and increased by about 0.1 before the 1980 Azuoqi and 1982 Wuwei earthquakes, and by 0.05 before the 1984 Jiutiaoling earthquake. The precursory

anomalies generally appeared half a year before the earthquake. They recovered after the earthquake and returned to normal value after half a year in both cases for A and B values. The tendencies of the temporal variations of A and B were almost the same as shown in Fig. 5.

4. Discussion

The relationship between the seismic activity and the temporal variations of the geomagnetic transfer functions must be analyzed statistically. This study attempted to predict earthquakes from continuous measurements of the geomagnetic field. The truth rate for prediction should be discussed here in order to find ways to improve the method. Anomalous variations appeared before the earthquakes in the Lanzhou and Hexibao regions but not before other earthquakes in the curves of Figs. 2, 3 and 5.

Successfully predicted earthquakes are defined here as ones that occurred within half a year of the anomaly. The selected space domain and earthquake magnitude are the same as in section 3 considering the relationship among the anomalous amplitude, epicentral distance and earthquake magnitude. The following supplementary rules were also adopted. If more than one earthquake occurred during the anomalous period all of them were regarded as successfully predicted unless it is a earthquake clustering (only the largest one was regarded as successful in which case).

Three selected earthquakes in the Lanzhou region and five in

the Hexibao region occurred within the statistical domain of our analysis. Under the above criteria, six of them were successfully predicted and two were not. Thus, we achieved a truth rate of 6/8. This success probability cannot be explained by a random model of earthquake occurrence taking into account a regional factor which includes high seismicity in the analyzed area. In the case for Hexibao region, earthquakes did not occur before the increase in A and B. For example, the variation in transfer function of curves A and B in Fig. 5 appeared in and around the end of 1980 and the beginning of 1981, lasting for several months; however, no earthquakes occurred in or near the Hexibao region. There were no marked increase in A or B value during the period.

The February 12, 1982 M4.1 earthquake and the June 9, 1982 M4.5 one occurred almost in the same location with almost identical magnitudes (Table 2). However, the anomalous variation in transfer function appeared before the June 9 one, but no anomalous variation appeared before the February 12 one as shown in Fig. 5. No anomalous variation appeared before the November 1982 M4.2 earthquake, although it was nearby as shown in Fig.5.

The precursory anomalies occurring before earthquakes analyzed in present paper were mostly a decrease in A. Such variations may be caused by a decrease of amplitude of geomagnetic events in the geomagnetic vertical component according to the definition of transfer function (Zhao et al., 1983).

5. Conclusion

Geomagnetic transfer function precursory anomalies occurred before some large and moderate earthquakes in the Lanzhou and Hexibao regions. They mostly exhibited a decrease in A.

Geomagnetic events which had period range from 3 to 180 minutes were analyzed. The value A of transfer function in the period range shorter than 30 minutes is not obviously different from that for the period range longer than 30 minutes in the study of precursory anomalies for earthquake occurrence.

Acknowledgments

The author is very grateful to professor Kozo Takahashi, Communications Research Laboratory (CRL) and Dr. Yukio Fujinawa, NIED for their critical comments and encouragement throughout this study. I am also very grateful to professor Kazuo Oike, Kyoto University and Dr. Masaaki Mishina, Faculty of Science, Tohoku University for the critical review of the manuscript. I would like to thank the Japan International Science & Technology Exchange Center for providing the opportunity to carry out this research, and the staff of the CRL, Ministry of Posts and Telecommunications of Japan, for their valuable help in conducting this research.

References

Chen. P.F., "A search for correlation between time change in transfer functions and seismic activity in North Taiwan", J. Geomag. Geoelectr., 33, 635-643, 1981.

Gong, S.J., "Anomalous changes in transfer functions and the 1976 Tangshan earthquake (M=7.8)", J. Geomag. Geoelectr., 37, 503-508, 1985.

Kinoshita, H and N. Matsuta, "Seismic structure and geomagnetic anomaly in the Nankai trough related to subduction of the Philippine Sea plate", J. Geomag. Geoelectr., 41, 161-173, 1989.

Oike, K. and T. Ogawa, "Electromagnetic radiation from shallow earthquakes observed in the LF range, J. Geomag. Geoelectr., 38, 1031-1046, 1986.

Rikitake, T., "Magnetic and electric signals precursory to earthquakes: an analysis of Japanese data, J. Geomag. Geoelectr., 39, 47-61, 1987.

Shimakawa, Y. and Y. Honkura, "Electrical conductivity structure beneath the Ryukyu trench-arc system and its relation to the subduction of the Philippine Sea plate", J. Geomag. Geoelectr., 43, 1-20, 1991.

Takahashi, K. and Y. Fujinawa, "Predicting volcanic eruptions using longwaves to detect volcanic magma", J. Communications Research Laboratory, 35, 146, 243-249, 1988.

Takasugi, T., "Analyses of magnetotelluric fields for a three-dimensional earth on the basis of transfer functions", J. Geomag. Geoelectr., 44, 325-344, 1992.

Yanagihara, K., 1972, Secular variation of the electrical

conductivity anomaly in the central part of Japan, Memo. Kakioka Mag. Obs., 15, 1-11.

Zhao, Z.X., and T.Y. Ma, "Research on electrical conductivity anomaly in Gansu region", J. Northwestern Seismological Journal, 4, No.1, 110-114, 1982 (in Chinese).

Zhao, Z.X., S.M. Wang and D.Z. Wu, "Decrease variations of geomagnetic vertical component before the occurrence of earthquake and its cause", Northwestern Seismol. J., 5, No.3, 36-42, 1983 (in Chinese).

Table 1 Selected earthquakes near the Lanzhou observatory

Time	Location		Dep (km)	Ms	Dist (km)
1976 8 16	32°18'	104°09'	15	7.2	380
1976 8 23	32 30	104 18	23	7.2	380
1981 7 30	36 19	104 7	24	4.0	35
1982 4 14	36 48	105 30	24	5.9	180

(Dep: Depth, Dist: epicentral distance)

Table 2 Selected earthquakes near the Hexibao Observatory

time	location		Dep (km)	Ms	Dist. (km)
1980 7 30	38°50'	104°35'	20	5.0	250
1982 2 12	37 33	102 21		4.1	94
1982 6 9	37 40	102 34	44	4.5	92
1982 11 4	37 50	101 22	38	4.2	99
1984 1 6	37 54	102 12		5.3	55

(Dep: depth and Dist: epicentral distance)

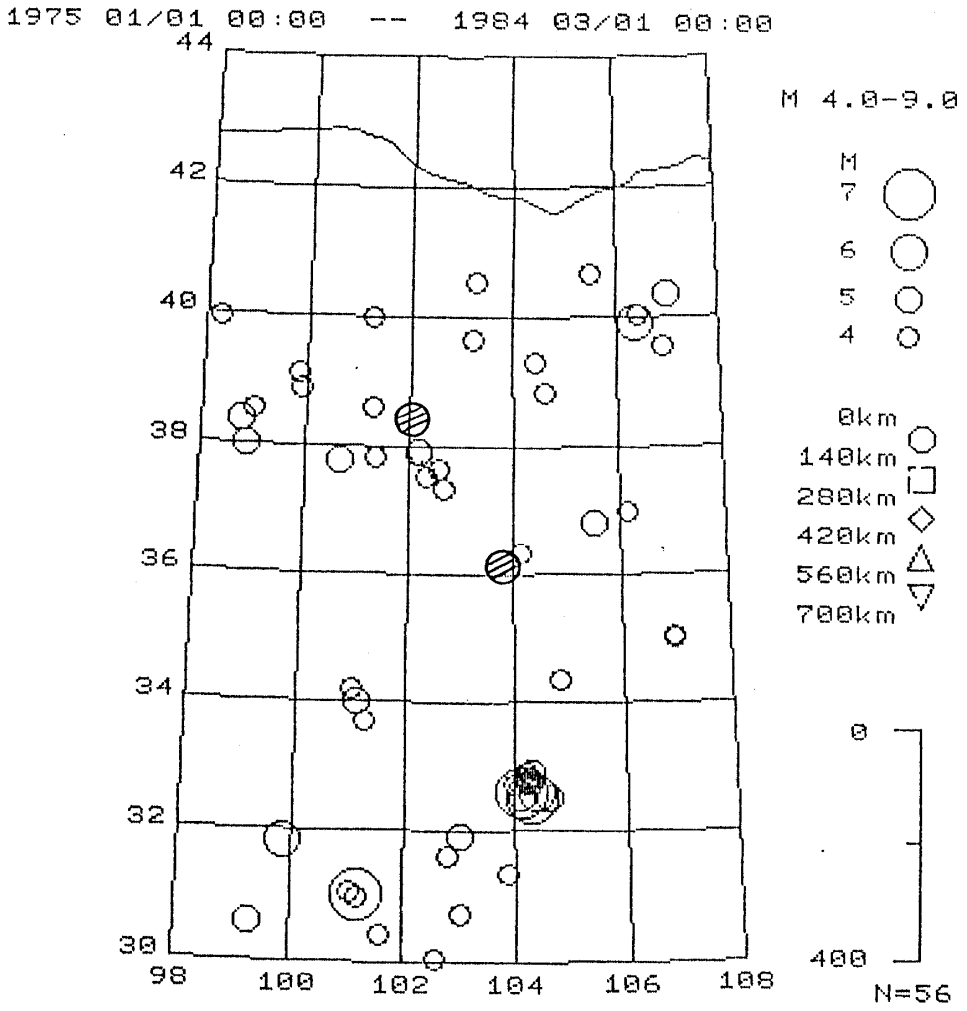


Fig. 1 Seismic activity in the Qilian Mountains. Two circles with the slanting bars are the geomagnetic observatories of Lanzhou (103°50'E, 36°05'N) and Hexibao 102°06'E, 38°23'N).

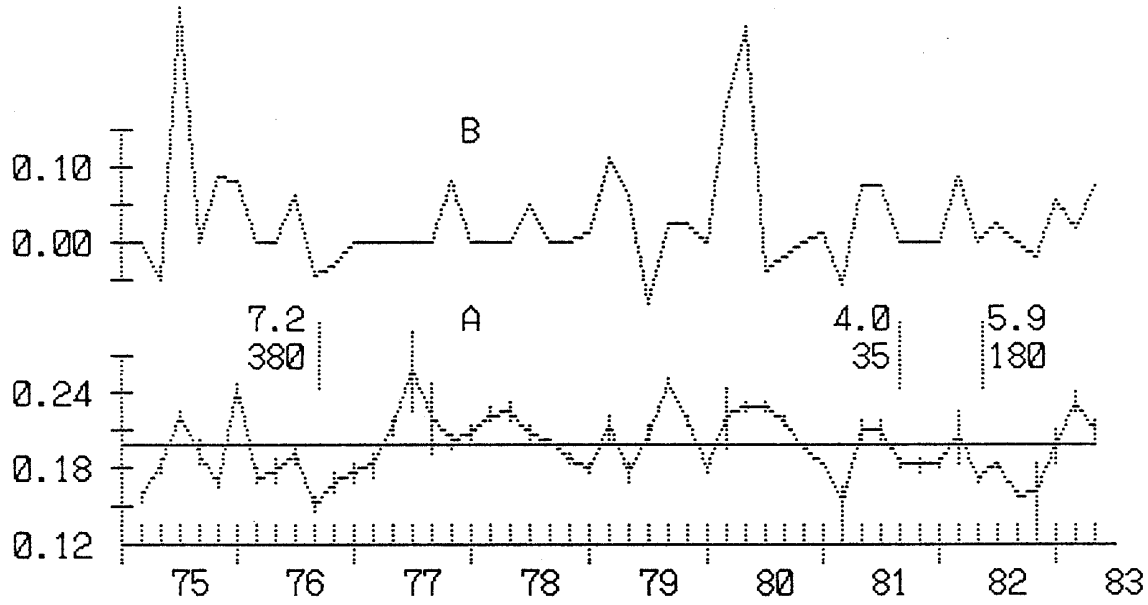


Fig. 2 Temporal variation in the of transfer function of Lanzhou observatory (A.T.F). Bars in curve A are the mean square error. Other bars in the figure with two numerals represent the earthquakes, the upper numeral is the earthquake magnitude and the lower one is the epicentral distance (in km).

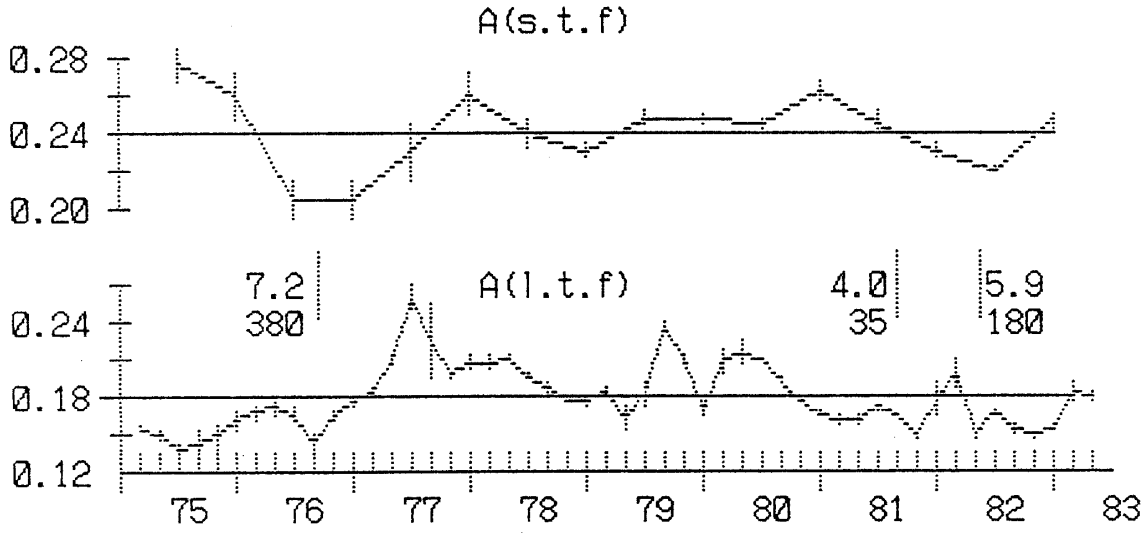


Fig. 3 Temporal variation in the transfer function of Lanzhou observatory. (s.t.f) and (l.t.f) are the transfer functions of short periodical events (period shorter than 30 minutes) and long periodical events (period longer than 30 minutes), respectively. The meaning of the bars and numeral is the same as in Fig. 2.

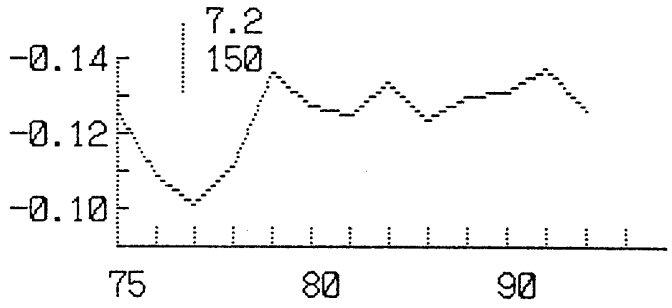


Fig. 4 Temporal variation in the transfer function of Chengdu Observatory. The meaning of bars and numerals is the same as in Fig. 2.

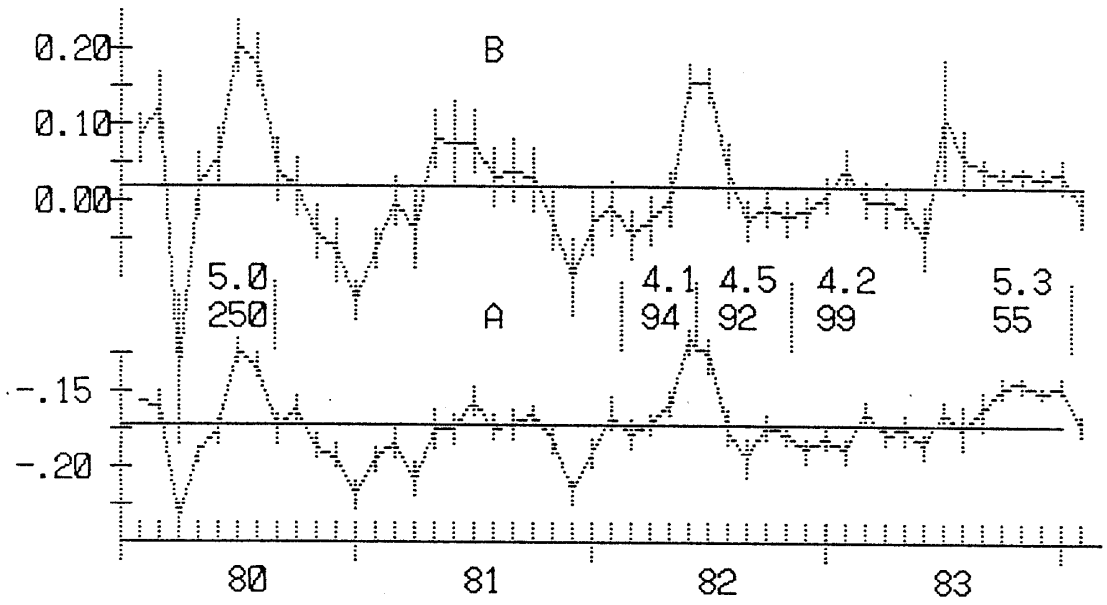


Fig. 5 Temporal variation in the transfer functions of the Hexibao observatory. The conditions are the same as for Fig. 2.