

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」

－最終報告書－

藤縄幸雄（研究リーダー）

防災科学技術研究所特別研究官

はじめに

標記課題の省際基礎研究を終了したので、ここに最終報告書を刊行する。研究を開始した時点に比べると、着実に電波領域の電磁界現象に関する研究が進み、かつ社会的にもある程度の理解の深まりが出てきたのは、喜ばしい限りである。一方、最近地震予知の可能性そのものを否定する意見が出たりしている。地震・火山噴火予知研究に携わる者としては、そのような批判を謙虚に聞き、取り入れるべきは取り入れて行かなければならないと考えている。

私としては、従来の方針通り観測データを中心とした観測研究の方向が大筋として間違っていないと思うが、現実には我が国では地震予知が成功していない（失敗もしていない）ことから、このような批判が出てきたものであろう。当面集中すべきは、

- 1) 経験的方法、すなわち有望な前兆現象の発掘と、その現象についての評価すなわち、異常判定の基準の明確化、異常現象の特性、発生メカニズムを徹底的に行うこと、
- 2) その評価を系統的かつ計画的に行い、統計的に意義のあるものとする事、
- 3) 国際協力の下に推進し、限られた資源の有効利用をはかること、
- 4) 基礎研究部門から独立させて事業として推進するために、新しい組織の下も系統的に取り組む、
- 5) 新しい技術の積極的に開発・応用を行う、

こと等が必要ではないかと思う。現に中国では成功して数十万人の生命を救った実績がある以上、地震予知が可能かどうかというのは問題にならない。現実的に可能とするために、具体的に何が不足しどう改善すべきかを広汎に検討するための積極的な批判なら大いに歓迎される。

このような基礎的な立場に立って、長波領域の現象の研究を多くの研究者の方々の参加の下に進め、ここに最終報告書をまとめることができたわけであるが、研究はその良好なスタートを切ったものの、我々のグループを含めて、益々活発に行われ、浮き彫りにされた問題点の解明を進めているのが現状であり、定量的な評価が完結したわけではない。

とりあえず研究の現時点までの成果をとりまとめ、大方の御批判をあおぎ、又さらなる研究の参考にいささかでもなれば幸いである。

おわりに本研究の遂行に当り、各客員研究員の御尽力と、当研究所及び科学技術庁の関係の方々の御理解、御支援には、深く感謝申し上げます。

平成6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. 研究の項目及び研究の概要	5
3. 研究グループ	6
4. 研究成果の概要	11
II. 研究報告	33
1. 地震前兆としての蒸気ゾーン形成に伴う電磁場発生 石戸経士	33
2. Studies of source mechanism for seismic electromagnetic anomalies by means of charged particle's measurements Yuji Enomoto, Makoto Akai, Hiroshi Hashimoto, Toshihiko Shimamoto, Akito Tatsumi, Shigeyuki Mori, Yoshiyuki Asabe, and Takao Sakurai	45
3. Anomalous VLF subsurface electric field changes preceding earthquakes Yukio Fujinawa and Kozo Takahashi	61
4. ケーシングパイプによる地中電場の計測（1） 中山 武, 藤縄幸雄	77
5. ボアホールアンテナの特性 藤縄幸雄, 高橋耕三, 富澤一郎	83
6. ボアホールのケーシングパイプを利用した地電位差観測 坂中伸也, 住友則彦, 大志万直人	95
7. Ground-based observation of ULF seismogenic emissions and some considerations on its reliability and underlying mechanisms O.A. Molchanov, M.Hayakawa and Y.Fujinawa	111
8. 地震予知のための自然電位集中連続観測 長尾年恭, 河野芳輝, 朝井与志哉, 田辺祐嗣	131

9. 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	149
10. 地震に伴う電磁放射の波形記録システムと1993年北海道南西沖地震前後の記録 尾池和夫, 山田聡治	161
11. 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, 藤森邦夫	177
12. 雷と大地の電磁気現象—誘導地電位の卓越方向と落雷に伴う残留磁化— 酒井英男, 小林 剛, 加藤隆司, 広岡公夫, 澤田豊明, 中山 武, 鷲見武富	199
13. 岐阜県神岡町二十五山での発破の際の電磁気観測 加藤剛之, 酒井英男, 岡田敏美	207
14. 人工地震に伴う電磁気現象—富山県大山町での調査例— 酒井英男, 小林 剛, 岡田敏美, 渡辺邦彦, 芳野赳夫, 早川正士, 富沢一郎, 中山 武, 太田建次	221
15. 地殻活動に伴うELF/VLF帯電磁放射現象の研究 田部井隆雄, 佐々木宏	239
16. 海底電磁波環境観測システム 佐々木宏, 田部井隆雄, 中村享, 辻和正, 斉藤威, 高橋耕三, 藤縄 幸雄	253
17. 電磁気的前兆現象の点過程解析 雷 興林, 西澤 修, 長尾年恭	269
18. 地球科学データ解析手法の基礎的研究 西澤 修, 野呂春文	281
19. Electromagnetic Radiation Anomalies Before Moderately Strong and Strong Earthquakes Quan Huaping and Liu Guiping	303

I. 研究の概要

I. 研究の概要

1. 研究の趣旨

地震、火山噴火、津波等の予知に監視、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、電磁氣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、地表における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・電子放出とアコースティックエミッション等の計測により、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たセンサーにより地中電磁界変動を多点で計測し、発生源の同程を行うなど異常電磁界変動と地震・火山噴火との関連をできるだけ定量的に明らかにする。

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。なお役職は平成4年度末のものである。

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	機会技術研究所 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	〃

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（最終報告書）

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	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	〃
〃	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
〃	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	〃
〃	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	〃
〃	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	平成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	小笠原 宏	立命館大学助教授	の研究 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	〃

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（最終報告書）

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	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2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年度～ 4年度
〃	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	〃
〃	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	〃
〃	P. V. Manjgaladze	Institute of Geophysics, Academy of Science of Georgia	電磁気現象の発生 源同定の研究	〃
〃	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

4 . 研究成果の概要

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

科学技術庁

防災科学技術研究所

特別研究官

藤縄 幸雄

（研究概要）

本研究では、地震や火山噴火などの地殻内破壊現象の前駆としての電磁放射の発生メカニズムとその特性を、理論的解析、室内実験、野外試験観測により解明し、電磁波放射現象が基礎的研究である地球内部運動の研究、及び地震予知、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ことを目的とした。

これ等の研究の結果、本震の前の微小破壊前に地表で観測される電磁界変動を発生させる有力なメカニズムがピックアップされ、浅発地震の前に電磁界異常が先行することが多く、地震や火山噴火の予知のために有効であること等が明らかにされ、本格的な実験、観測研究に進むべきであると結論づけられた。

1. 研究目的

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法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、地震活動、地殻傾斜、地殻歪、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¹⁾。近年、中国、ギリシャや旧ソビエト連邦等において、長波帯の電磁氣的現象が新たに有望な項目となりそうであるとの報告が出され、ギリシャでは実際の地震の予知さえ試みられている²⁾。防災科学技術研究所と通信総合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³⁾、地震や火山噴火といった本破壊の直前数時間から数日前に発生すると思われる地殻内の微小破壊との関連を強く印象づけている。

しかるにこの種の現象に関しては、従来の地球電磁気研究分野において、興味の対象外あるいはノイズとして省みられなかったこともあって、現象それ自体が疑問視されるのが趨勢であり、本格的な研究は殆ど皆無といってよい状態であった。そこで本研究を実施して、これ等の現象が単なるノイズなのか、あるいは地震や火山噴火予知などに役に立つ現象なのかを見極めることとした。

2. 研究方法

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微小な割れ目（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、野外試験観測により解明することとした⁴⁾。なお本分野の研究の段階を勘案して、出来るだけ多くの研究者による多方面からのアプローチを行い、研究すべき対象の明確化を図ることも念頭においた。

1) 不均質地殻内電磁波伝播の解析的研究

地震発生に関連する電磁波は、電気伝導度が有限な値をとり伝播中の減衰の激しい地殻内で放射される。そのような電磁波が地表近傍で観測できるための条件は、かなり限られたものであると予想されるにもかかわらず、実際に観測される場合が多い⁵⁾。本項の目的は、地殻の電気伝導度が不均一な場合に、電磁波の伝播、減衰を調べ、異常電磁界変動現象の信頼性の評価及び効果的計測方法に資することにある。

最近の研究により明らかになった地殻の電気伝導度構造を基にいくつかの不均質地殻構造の典型的モデルを設定し、そのような構造内のある一点に電磁波放射源を想定し、その伝播特性を数値計算によって評価する。

2) 電磁界変動の発生機構の研究

地殻の破壊の前段階としては内部での応力の蓄積があり、それに伴って岩石のような不均質な物質では事前にマイクロクラックが数多く発生する。マイクロクラックの発生による電磁場の変化を室内実験などにより観測し、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観測されている電磁場変化の原因を明らかにすることが本項の目的である。

岩石中のマイクロクラックが岩石の物性に大きな影響を与え、地震の前兆現象の多くが地殻内部の岩石のマイクロクラックに起因すると考えられている⁶⁾。マイクロクラックの発生と同時に、ラドンや水素など気体の特異的発生^{7), 8)}、荷電粒子や光の発生^{9), 10)}、電位の変動¹¹⁾などの現象が起きることが知られている。これらの現象は、自然の場では、溶液として多種のイオンを含んだ水の関与した系内の現象として考える必要がある。イオンを含んだ溶液は、接触している鉱物との間でさまざまな電気化学反応を起こす。ここでは、1) 含水岩石の内部にマイクロクラックが発生する場合の電位変化の大きさ、極性と溶液の化学的性質との関係、2) 逆に殆ど乾燥させた岩石の比抵抗変化、3) 押し込み破壊に伴う荷電粒子放射など、に関する実験を行い発生する電磁場変化のメカニズムについて考察する。

(1) 含水岩石破壊実験

含水岩石の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。中心部と端部近傍ではマイクロクラックの発生量が異なり、これ

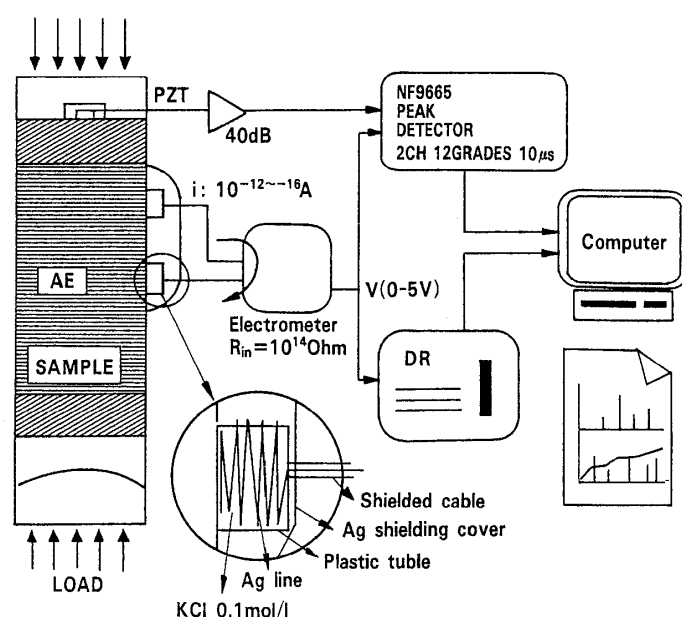


図1 含水岩石破壊実験サンプルと測定システム。

に伴う電位差の発生が期待できるので、電位差を試料中心部と端部に近い部分との間で測定した。電極は銀を素材として作成し、表面積の大きな安定なものを用いたが、この種の電極では、溶液を介して岩石と接触しているため、接触状態が変形によって変わらないという利点がある。

試料は表面をシリコンゴムを塗布した稲田花崗岩で、径50mm、長さ100mmに整形されている。岩石を密閉容器に入れ、ロータリー式真空ポンプで3から5時間吸引したのち、容器の内部を水（水溶液）で置換した。水溶液は、KCl 水溶液 0.1, 0.01, 0.001 mol/l, Al(NO₃)₃ 水溶液 10⁻⁴, 10⁻⁵ mol/l を用いた。岩石の変形破壊実験は1軸圧縮応力下で行い、最高差応力50, 100, 150MPa とするサイクル型の繰り返し応力を試料に与えた。このような応力条件で次の諸量を計測した。1) 実験前の自然な電位差, 2) 差応力の上昇に伴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。

(2) 比抵抗変化試験

大理石サンプルには秋吉台大理石を用いたが、これは粒径約 0.1mm の細粒で、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 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。

200 t サーボ制御プレス装置によって、歪速度を一定とした一軸圧縮応力を印荷した。電気抵抗は、電極間に振幅 1 V, 周波数10Hzの交流定電圧を与えて、サンプルを流れる電流を測定することによって計測した。1 気圧の乾燥空気の場合には、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 雰囲気の場合には、容器をAr で満たす前に1 Torrで3時間真空に引いて、空気と置換した。

(3) 破壊に伴う荷電粒子放射及び電荷変動の伝播計測

大気中において圧子の押し込み破壊を行い、それに伴って放射される荷電粒子を計測した。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ロックウェル形状の圧子を電極とした。試験機と電氣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±15Vの電圧を与え、押し込み破壊で生じた正負の電荷を補集した。岩石試験片は、約20×20×10 mm 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種類を用いた。押し込み破壊荷重は、4.9～490 Nとした。また、電荷変動伝播計測では、破壊点から銅箔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微小破壊音をモニタした。

(4) 熱刺激エキソ電子放射計測

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10 Torr+アルゴン100 Torr とした。岩石試料は、室温から400℃まで昇温速度を一定にして加熱した。なお、GM管のカソード／アノード間の電圧を約1400Vとし、試験片とグリッド間には加速電圧100Vを加えた。

(5) 人工破壊時の電磁気現象の観測

人工地震の破壊に伴う電磁気現象の観測は、富山県大山町での人工地震合同調査（1991年10月）および岐阜県神岡町での碎石発破（1992年12月）を利用して行なった。観測項目は地震位、磁場、V L F帯域電磁波である。

3) 試験観測

応力集中などにより発生する地震や火山噴火等の地殻破壊の前兆的地殻活動に起因すると思われる電磁界変動を、従来の研究⁹⁾を参考にして各種の計測方法により観測し、前兆的信号としての異常現象の有無、現象の特性、地震などとの関係を明らかにするのが本項の目的である。

(1) 鋼管深井戸による電界変動アレイ観測

数100m 規模の既存の鋼管深井戸内のケーシングパイプを用いた地中マイクロモノポールアンテナによる観測⁹⁾を、南関東地方の7カ所（つくば、伊豆大島、栗野、波崎、甲府、千倉、勝浦）で行い、異常信号の弁別、地震などの地殻破壊現象との関係を統計的に解析した（図2、図3）。記録する帯域は1～9 kHz 帯、DC～0.7Hz 帯、0.01～0.1Hz 帯の3つである。異常信号と観測点周辺の地層の構造との特性の関係についても検討し、有効な計測方法の探究にも資する。又マイクロ秒以上の精度で時刻同期された2観測点での電界変動時系列データの相互相関を取り、遅延時間を求めて電界変動発生源の空間・時間分布を求める方法の試験を行う。

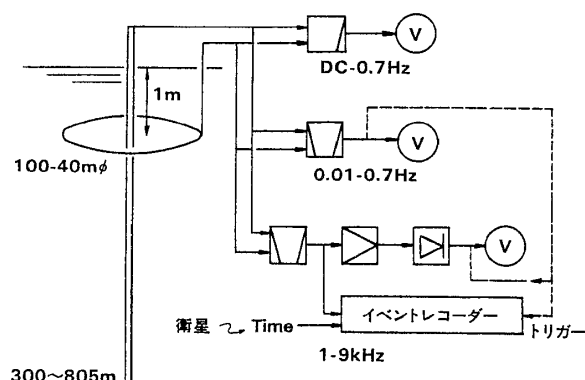


図2 鋼管深井戸のケーシングパイプを用いた地中電界計測システム概念図。

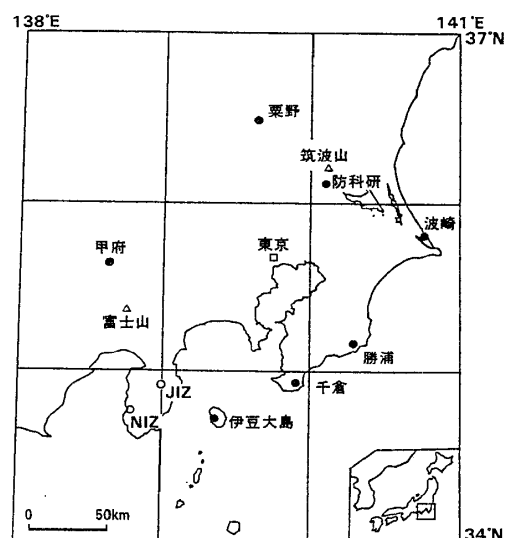


図3 地中鉛直電界観測点（図中の●印、○印は予定点）。

(2) 短基線地電位差集中観測

NTTの電話回線を用いて地電位差観測を行った。基線長数10kmの長基線観測と併せて、基線長1km以下の短基線観測をも行う。現在地震活動度の高い南関東・東海地域（主として伊豆大島）及び北陸地方において長・短基線地電位差集中観測網を展開し、複数の測線により集中観測を行った。また必要に応じて移設を行い、周辺の地震活動に対して電磁氣的に敏感な特異点「つば」を探る。特に1978年以来活発な伊豆東方沖群発地震と地電位差異変化との関連を調べる。これらのデータを用いて、計算機による地磁気・ノイズ等を自動的に除去するアルゴリズムを開発する。

(3) 多電極観測

地殻活動の活発な山崎断層周辺及び和歌山市において、坑道内に複数の電極対を埋め、地電位の観測を行う。非平衡型の炭素棒電極及び平衡型の鉛、塩化鉛棒電極を同一条件で数カ所に埋設する。電極間隔は外部磁場変動による誘導、人工ノイズによる電場を避けるため、短電極間隔とした。選定した地域では地震活動が常時高く、震源距離10km以内にマグニチュードが3から4クラスの地震が年に3から4個発生している。

(4) 空中電界強度観測

岩石の破壊によって発射される電磁波は、数10kHz以下の超長波である可能性が高い¹²⁾。これらの帯域の電波を受けるため、電場を直接測る原理を用いたポールアンテナ（図4）による測定を行った。浅い地震の発生と落雷との相関についても、この超長波長電波観測システムから得られる空電データを用いて考察した。

電磁波ノイズのグローバル分布を測定するために1985年より高知大学において米国

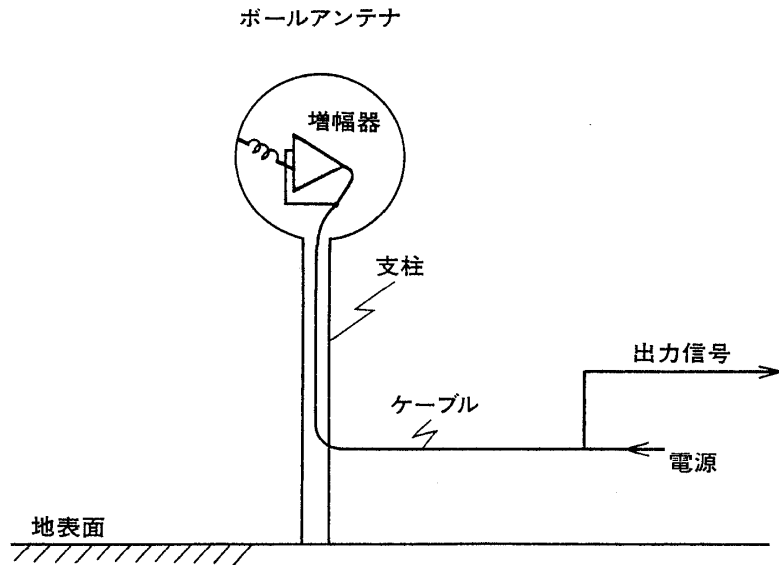


図4 空中電界強度計測のためのボールアンテナ。

スタンフォード大学と共同で続けられているが、その ELF/VLF ラジオメーターにより取得された10Hz から32kHz にわたる観測データを用いて、日本および周辺の地震活動に関連した異常変化が生じているか否かを明らかにする。

(5) 電磁界多成分計測

電波（ULF 及び ELF）領域の電磁界多成分波形計測によって、方位測定を行い発生源の同定を試みる。電磁界多成分計測による方探は宇宙プラズマ波動の発生・伝播機構解明の研究で実績があり¹³⁾、これを地震前兆としての電波の計測にも適用しようとするものである。波動インピーダンス、偏波特性を求め、観測される電磁界変動が、地中から直接きたものか、電離層中での擾乱であるか、あるいは電離層・大地導波管電波なのかを明らかにする。又ノイズの少ない海底における計測を行う。

(6) 閉山した鉱山の廃坑内での観測

閉山した鉱山の廃坑という気象擾乱が少ない条件下で、一辺が数百mの立方体の領域における自然電位変化を観測し、既に並行して行なわれている地殻変動観測、M0クラスの極微小地震観測、地下水位観測、 γ 線量観測等の結果と比較する。これによって、中小規模の地震の前後に現れると期待される電場変化を捉え、その物理的メカニズムを考察する。

3. 研究成果

各手法によって実施された研究の成果の概要は次の通りである。

1) 不均質地殻内電磁波伝播の研究

地震などが多発する造構運動の活発な地域の地殻の電気伝導度は、 $10 \sim 1000 \Omega \text{m}$ であ

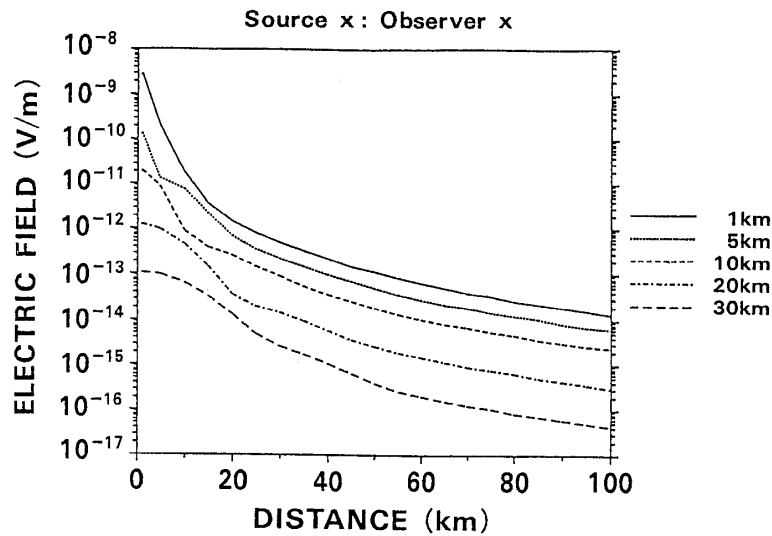


図5 1 Hzで振動する単位の電流ダイポールを深さ1, 5, 10, 20, 30Kmに置いた場合の地下10mにおける電界強度。

るので、電磁場は、マックスウェルの方程式において変位電流を伝導電流に対して無視した方程式で記述される¹⁴⁾。破壊の前に応力集中などの何らかのメカニズムにより震源域又はその近傍で電流が誘起されると考え、任意の点における単位の大さの電流双極子によって起こされる電磁場を求めた。媒質が均質、不均質のそれぞれの場合に、種々の深さに任意の周波数で振動する電流双極子を想定し、数値計算を実行して地上の各点における電場の強さを算出した。図5にその計算の例を示す。

ULF帯の単位電流双極子(1Am)に対して、地殻の電気伝導度を $100\Omega\text{m}$ とすると、震源域が極く浅くかつ観測点が近い場合であっても、伝播中の減衰が大きく、地上では 10^{-10}V/m のオーダーの電界強度にしかない。通常検出可能な電界強度 $10\mu\text{V}/100\text{m}$ となるためには、 10^3Am のオーダーのソースが必要となる。又通常考えられる深度の震源域の場合に数10km離れた観測点で検出されるためには、 10^5Am のオーダーのものが必要とされる。一方、ピエゾ効果や微小破壊に伴う電子の遷移を原因とし破壊表面上に生じる電荷がもたらす電流は、大まかに見積って $1\sim 10^5\text{Am}$ であるので、検知される程度の大きさの電界変動が生ずるのは、ここでのモデル計算では、最も条件が良いときとなる。すなわち、震源域から地表への信号の伝播には何らかの特異な経路を考えなければならない。

2) 電磁界変動の発生機構の研究

(1) 含水岩石破壊実験

含水岩石実験の結果の例を表1に示す。実験結果より、以下のような傾向を読みとることができる。

①低い差応力では、割れ目の面が差応力軸にはほぼ直行するクラックが閉鎖して、電気伝

表-1. 含水岩石破壊実験結果のまとめ。

溶液の種類 濃度 (mol/l)	KCl 0.1	KCl 0.01	KCl 0.001	Al(NO ₃) ₃ 10 ⁻⁴	Al(NO ₃) ₃ 10 ⁻⁵	純水
<~50MPa での変化	+ <0.5mV	- <0.5mV	+ <~0.5mV	- ~1 mV	- <0.5mV	- ~1 mV
>~50MPa での変化	+ 0.2mV	+ 0.3mV	- ~1 mV	- ~2 mV	- ~0.5mV	+ ~3 mV
破壊直前の変化	急激に +	+	?	?	?	変動大
石英に対する電位	-	-		+	+	-
緩和時間	緩和時間は本実験範囲内では不明					

導度は小さくなる。約 50MPa 以上の高差応力となると、新しいマイクロクラックが多く発生する。すなわち低差応力と高差応力では、電位差変化を生じるメカニズムが異なる。

②純水の場合には 50MPa 以上の高い差応力で、変動の極性がプラスとなり中心部の電位が低くなる。いっぽう、Al(NO₃)₃ の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。化学的に活性な新しい割れ目の鉱物表面の極性はマイナスであり、純水の場合の傾向は水中のプラスイオンが集まる（Sternの電気2重層のモデル）ことで、水溶液の場合にはマイナスイオンが特異吸着をおこし周辺にプラスイオンが過剰に集まる（Bockris Devanathan と Mullerの電気2重層）ことで説明できる。

一方、マイクロクラックが多く発生すると、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、マイクロクラックが多く発生した部分へ水の流れが生じ、界面動電現象が発生して流動電位（streaming potential）が生じる。本実験で得られた電位差変化は、この界面動電現象でも説明できる。観測された電位差変化がこれ等の二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。

(2) 比抵抗変化試験

サンプルへの応力印荷の前は電流の大きさは検出限界以下であり、サンプルは絶縁状態であったといえる。応力を増加させると破壊強度点の直前（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（図6）。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

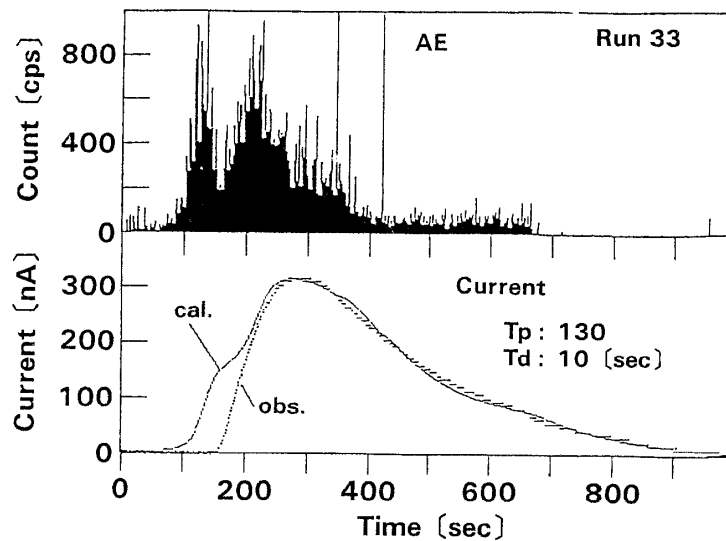


図6 Run 33の場合、雰囲気は乾燥空気。上からAEおよび電流の時間変化。太線 obs. が測定値，細線calは計算値を示す。

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考えられる。測定された比抵抗変化は最大二桁に達した。

電流と真空容器内の絶対湿度の時間変化データの比較、及び雰囲気ガスArの分圧変化実験の結果、比抵抗変化のメカニズムのモデルが提案された。すなわち、①サンプルの空隙中に微量の水が含まれているが、初期においては水蒸気と空隙壁への吸着水との平衡、②微小クラックの進展による水蒸気の移動と吸着水の脱離、③水蒸気の拡散と生成したクラック表面での吸着による電流路の形成、およびその結果としての比抵抗の減少、というモデルが考えられている。

(3) 破壊に伴う荷電粒子放射及び電荷変動伝播の計測

①押し込み試験の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、電荷信号（ECS：electric charge signal）の記録の比較により、負荷過程の最終期（ $t \sim 100\text{ms}$ ）に AE 信号が大きくなり、またその時期に合わせ ECS も増すことが明らかとなり、ECS は破壊によって発生したと推測された。

②電極に加える電圧を -15V にした場合に補集された正電荷粒子（正イオン）は、 $+15\text{V}$ の場合より大きく、ECS 信号はほとんどは電子によるものと判定された。

③電荷の発生量は、Varotsosら¹⁵⁾が室内実験結果に基づく考察から求めた発生電流密度にほぼ一致する。

④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を用いた破壊試験を行ったところ、熱処理しない場合に比べて信号強度が著しく（ $1 \sim 2$ 桁）低下し、ピエゾ効果が ECS に寄与していないことが推測された。

⑤岩石を加熱乾燥させた場合には ECS が著しく減少したことから、岩石内の吸着水が

ECS 信号発生に寄与していることが推測された。

(4) 熱刺激エキソ電子放射計測

①花崗岩の熱刺激エキソ電子放射 (TSEE) の計測の結果、1 回目の昇温の過程においては377℃にピークが検出されたが、2 回目ではピークが消失し、また表面を機械研磨しても回復しなかった。これにより、TSEE 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、放射されたものと推測された。

②稲田産花崗岩の構成鉱物ごとに TSEE を計測した結果、長石、石英、黒雲母のいずれからでも TSEE が認められ、圧電性の石英が ECS の原因鉱物ではないことが明らかになった。

③石英の約400℃での TSEE の立ち上がり時定数から求めた活性化エネルギーは、石英に含まれる格子欠陥が失活するときの活性化エネルギーに一致し、TSEE が石英に含まれる格子欠陥の消尽によるものと推測された。

④破壊面から電極までの距離を240mmとして ECS と表面電位ならびにAEの計測を行い、AE と ECS の対応関係から、破壊に伴って生じた電荷がサンプル中を伝播したことが推測された。又、岩石中に含まれる水分子が電荷の伝播に大きい影響を与えることも判明した。

実験 (3)、(4) の研究成果に基づき、地震の前兆現象としての電磁気現象のメカニズムとして、次のようなモデルが提案された。すなわち、①岩石中の ^{238}U や ^{232}Th が壊変する過程で放射される α 線、 β 線、 γ 線により鉱物内の原子が電離して電子を放出する、②電子が格子欠陥の浅い準位に捕獲され、長い年月の経過と共に格子欠陥の濃度が増す、③地震の前の前兆的せん断破壊、すべり破壊などによる機械的刺激 (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励起される、④これにより、計測手法に応じて過渡的な電流の発生あるいは電気抵抗低下などの変化がもたらされる。なお、これ等の過程は一過性であるために、地震時にはすでに消尽し、リセットされているので、電磁気現象を生じない。

このように室内岩石実験の結果、電磁場変動に関する三つのメカニズムのモデルが提案された。野外で観測される変動が主としてどのようなメカニズムによるものであるかは、これ等のモデルによって生ずる電磁場変動の特性と観測値と比較することで明きらかならう。

(5) 人工破壊時の電磁気現象の観測

二回の人工地震を利用した観測では以下の結果が得られた。

①地電位 : 爆破後、弾性波の到達前に地電位の顕著な変動が認められた。変動は長い周期 (~ 0.1 秒) と短周期 (< 0.01 秒) が重なったパターンとして複数の測線で検出され、長い周期変動の振幅は電極間隔に依存した。変動は1秒後に収まったが、各測線

の地電位は爆破前のレベルから大きくずれ、その後の1分間でも回復しなかった。

②地磁気：水平、鉛直成分の変化（数 nT）が弾性波到達の約 0.2 秒後に現れた。

③電磁波放射：V L F 帯域では、爆破に伴う顕著な放射が認められなかった。

④爆破口周囲の全磁力と電気比抵抗の分布は爆破前後で変化した、その傾向は上記地磁気、地電位変化と調和的である。

これ等の結果を総合して、岩石の人工破壊に伴って弾性波に起因する変化とは別の電磁気現象が存在した、とされた。

3) 野外試験観測

種々の計測手法による野外観測データの解析の結果の概要は次のとおりである。

(1) 鋼管深井戸による電界変動アレイ観測

数年間にわたる観測データの解析により、本方法による地中鉛直電界観測によって火山噴火や地震の短期（約 3 週間）あるいは直前（数時間）の前兆現象を観測できる可能性が高いということが示唆される。

茨城県つくば市の防災科研の構内における観測では、1989年7月の伊豆半島沖群発地震の前に、“前兆現象”としてVLF帯の特徴的な間欠的変動が記録されていた³⁾。この種の変動と地震との関係について、1989年6月より1992年5月までの3年間のデータを用いて解析した結果を例として挙げる。図7の最上段が、上記の群発地震の最大の地震（1989年7月9日11時09分、マグニチュード $M=5.5$ 、深度 $H=7$ km）の直前に記録された特徴的なVLF帯の振幅変動のパターンである。このような変動パターンは、1992年5月までの3年間の観測記録中に11例あり、他の3つの例が伊豆半島東方沖群発地震の際の記録下に示してある。1～2時間を周期として、“放射”期間が30分程度の変動パターンが、いずれの場合にも共通して現れている。この特異な変動と地震との関係を調べたところ次の諸点が明らかになった。

①震源時を起点とする先行時間のウィンドウを20日間とし、マグニチュード $M \geq 4.5$ 、深度 $H \leq 100$ kmの地震との関係を見たところ、これ等の異常変動現象は全て日本の中央部に発生した地震に対応していた。

②先行時間 Tr は、0.4～15日（大部分は、数日以内）であり、 $\log Tr$ と M との間には線形関係がある。但し、 $\log Tr$ と M とのグラフ上の点は、従来知られている第1種と第2種先行現象の場合¹⁾の中間にある。

③異常電界変動は茨城県沖、本州南方沖等の海域で起きる地震には対応しなかった。但し、伊豆大島近海は例外的に対応が良い。

④陸域、及び海域としては伊豆大島近海のみの領域で起きた地震のマグニチュード及び深度と、この種の異常信号の有無との関係を図8に示したが、この現象が地震に先行するのは、 $H \leq 80$ km、 $M \geq 5.0$ であり、又検知範囲は約300 kmと推定された。

この外、1991年8月6日茨城県沖に発生した浅発の地震（ $M5.9$ 、深度43 km）、1992

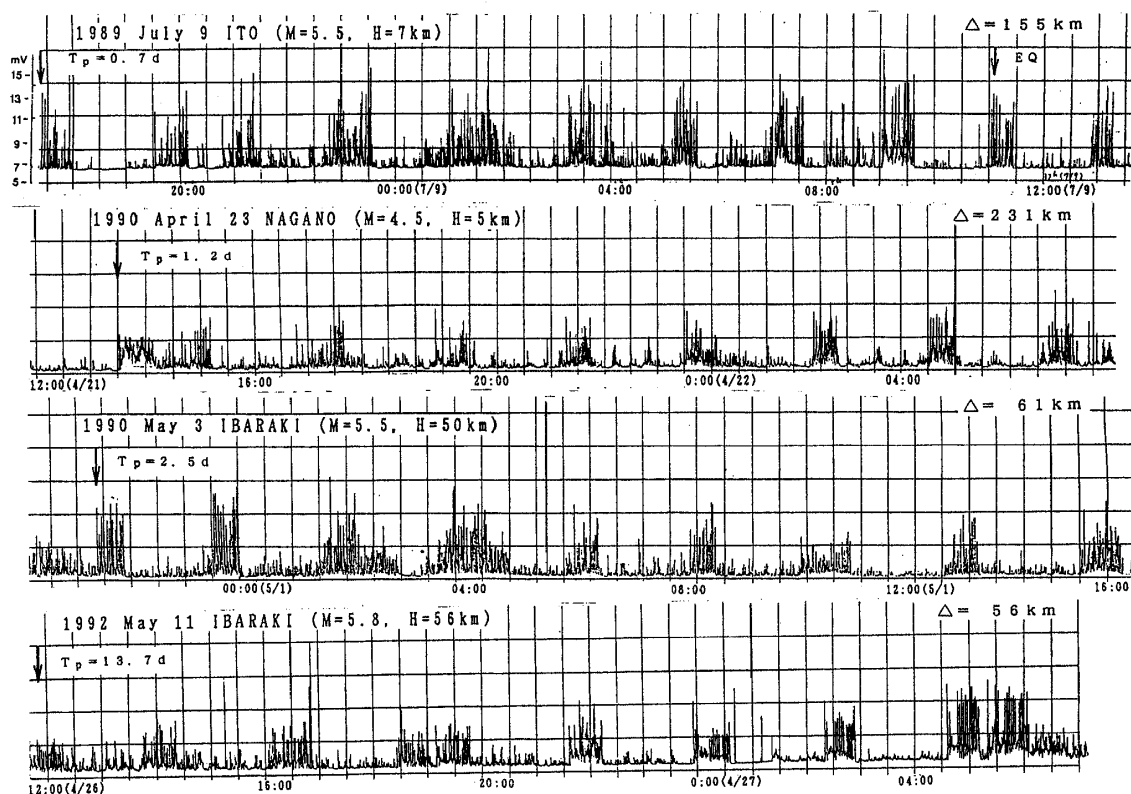


図7 茨城県つくば市において記録された VLF 帯の特徴的な間欠的“放射”の例（明確な部類に入るもの）。

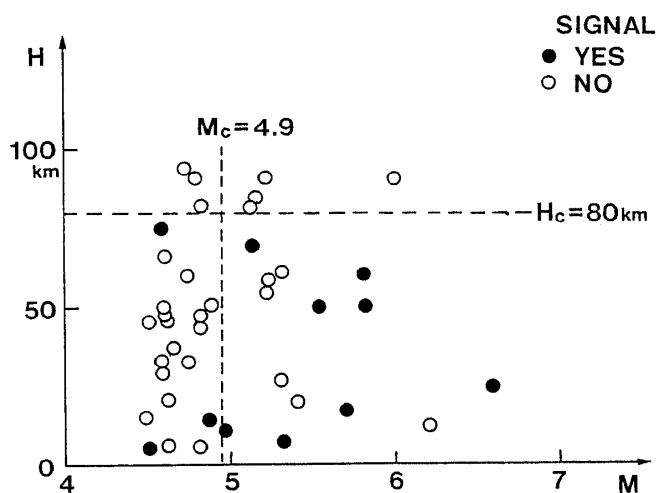


図8 1989年6月～1992年5月までに関東・東海地域に発生した地震（但し、 $M \geq 4.5$, $H \leq 100\text{km}$ ）と間欠的地中電界変動との関係。

年2月2日東京湾三浦水道付近の地震（ $M6.6$ ，深度 29km ）等の際に，明瞭な VLF や ULF 帯の異常な信号が1から2週間前に検出されている。更に特筆すべきは，1989年とほぼ同じ場所に発生した伊豆半島東方沖の群発地震（1993年5，6月）に伴って，

類似の異常な電界変動が観測されたことである。

このように鉛直電界成分の測定が、自然及び人工ノイズに強く、地震や火山噴火の短期又は直前の前兆的異常信号を捉える可能性が高いことがかなり確かになったといえよう。しかし、特定の地域の地震に関連する異常変動が特定の観測点でのみ検知される現象（selectivity）については、今後の研究課題として残る。

また、ギリシャで行なわれている地震位異常データ（SES）による地震予知²⁾について、前兆現象の確率ゲインを求めたところ、中規模以上の地震の場合には、その値が5以上となり、十分に意味のある方法であることも確認された。

（2）短基線地電位差集中観測

①伊豆大島での集中観測により、これまでの観測で伊豆東方沖地震と関連があるとされていた変化は、NTT岡田局付近数10mの範囲で生じた極く局所的な変化であったことが判明した。なお、地磁気誘導成分を取り除くのに確率差分法を用いる方法を開発したが、これにより上記異常変化の抽出が容易となった。

②1993年2月7日に能登半島沖にマグニチュード6.6の地震が発生したが、震源に最も近い狼煙（のろし）交換局において、電位が92年12月14日より通常のレベルに比べ最大約500mVも上昇した。観測された異常の先行時間は約55日であった。

③活断層及び活火山周辺での地電位観測では、地殻変動との関連が示唆される変動が数回得られた。また、地電位変動は、断層走向に直交したり、火山山頂を向くなど卓越方向が認められ、変動の伝播経路を推測する上で重要な知見が得られた。

④観測データの比較により地電位差異常変化の原因を探るには、短基線と長基線の両方を同時に観測することが有用であることが確かめられた。

（3）多電極観測

非平衡型、平衡型のそれぞれ複数の電極を用いた観測データの解析の結果、以下の諸点が明らかになった。

①非平衡型である炭素棒電極が特に不安定であるということではなく、むしろ平衡型の鉛、塩化鉛棒電極の場合に変動が顕著である。鉛、塩化鉛棒電極の感度がよいのかもしれない。

②殆どの地電位差変化は、坑道内の特定の地点に埋設された電極の極く近傍に生じる局所的電位変化に起因している。

③降雨と地電位変化との関係は複雑であり、降雨量、降雨履歴が関係していると考えられる。又、周辺の地震活動と地電位の30分間隔計測値のバラツキ（1日間の標準偏差）に相関があり、地電位差変化がパルス的な変動からなっていると推測された。

（4）空中電磁界強度測定

微弱な電場の変動を、DCから10kHzの周波数まで高感度で捉える空中観測および地中観測用のセンサーを開発した。又商用電源周波数ノイズに対するSN比を改善するた

めに、突発現象だけを通過させるフィルターを開発した。1983年からの10年間にわたる空電ノイズのパルス数の連続積算観測記録を解析し、陸や浅い海の地殻に起こる地震の前後に空電のノイズ数が増加することが多いという結果を得た。

ラジオメーターを用いた観測データの解析の結果、地振動の到着とともに磁場の強度が急激に上昇し、地振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。これに対して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、前兆的变化であると特定できる明瞭な変化は見出せなかった。

(5) 電磁界多成分計測

電磁界6成分観測を、それぞれ茨城県つくば市の約600mおよび栃木県足尾町の2,000mの鋼管深井戸を用いて行った。ELF帯のMT信号の到来方向、波動インピーダンスを求めたところ、かなりの精度で地表に平行に入射した波動であることが判明し、本方法が到来方向の決定に有効であることが確かめられた。又、海底で電界を測定するためのボールアンテナを用いたシステムの試験を行い、基礎データの取得に成功した。

(6) 閉山した鉱山の廃坑内での観測

観測期間中、約10m前後の地下水位の上昇が数回あり、それに伴って 10^{-6} を超える地殻変動及び比抵抗に明瞭な変化が見られた。これらの変化の継続時間は水位上昇の継続時間とほぼ同じであった。これに対し、自然電位(DC～周期数時間)変化は、地殻変動や比抵抗ほど顕著ではなく、また、変化の継続時間が地殻変動や比抵抗に比べてかなり短かった。鉱山付近の地震発生の際には、その地震に関連すると思われる顕著な自然電位(DC～数時間)が観測できなかった。

多方面の試験観測の結果、地震や火山噴火の前にVLF又はULF帯の前兆的電磁場変動が発生することが確かである。又、検知されるのは浅発で中規模以上の地震の場合であり、直下型地震の予知には特に有益なデータを提供しそうであると結論される。

4. 考察

比較的単純な不均質モデルによる数値計算では、震源域でピエゾ効果などの従来知られているメカニズムによりVLF帯の電磁波が発生したとしても、地上では検出限界ぎりぎりの大きさの電界変動しか生じないという結果になった。これは、ソースが震源域にあるとした場合であり、例えばマイクロクラックに伴って発生する正孔の地表への移動⁶⁾により誘起される電磁場の生成、又は誘起される電離層変化¹⁷⁾等のように震源から地表又は空中への電磁場の変動の伝播に波動以外のメカニズムを考える必要性

が示唆されている。その際、断層破碎帯又は帯水層などの、電気伝導度のコントラストの大きい特異な構造を考える必要がある。

室内岩石実験で判明したように、微小破壊に伴って生ずる電位変動には水溶液中のイオン種が関係しており、電位変動のモデル化の際には、地殻を構成する岩石と地下水の多様性を考慮することの重要性が示唆されている。このような場合、極性変化の方向および変動の大きさは多様であり、地震前兆の観測でしばしば問題となる特異点「つぼ」は、岩石と地下水との間の組合せ、地下水の流動のしやすさ及び地温にも関係していよう。岩石の種類、水溶液中のイオン種、温度・圧力などの物理条件等を考慮した研究が今後必要である。

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も課題となろう。

試験観測のために使用している電界鉛直成分測定用のマイクロモノポールアンテナでは、被覆されていないケーシングパイプを使っており、その特性をあらかじめ正しく知ることは難しい。そこで特性の一端を明らかにするために、防災科学技術研究所の足尾地殻活動観測施設の2,000mのボアホールなどを用いて、地磁気地電流法（MT法）による比較観測を行った。その結果、①アンテナとしての入力抵抗は、被覆された本来のマイクロモノポールアンテナに比べて1桁程度小さく、②ケーシングパイプによるものでは低周波域がカットされるが、他の領域ではスペクトル分布の形はほぼ一致する、③電場がケーシングパイプの極く近辺で10倍程度増幅されることがわかるなど、鋼管深井戸のケーシングパイプを用いた計測システムで前兆的な異常信号が度々観測されていた理由が少しずつ明らかになった。ただケーシングパイプ周辺での信号の増幅のメカニズムについては十分説明されておらず、今後の課題である。さらに今後の本格的測定に当たっては、効率がよくアンテナとしての特性の明瞭な本来の地中マイクロモノポールアンテナを使用することが望ましい。

観測データを比較すると、計測方法としては空中より地中での計測の場合がSN比が良く、電界を計測する場合はVLF、ULF帯の鉛直電界計測法が優れているように感じられるが、今後同一個所での比較試験の必要がある。

観測データ中の人工ノイズの除去の方法を確立し、真の異常変化の抽出のためのクライテリアを明確にする必要がある。その上で、特異点の発見のために観測点を移動観測点方式で各地に設置し、地質構造なども合わせて「特異点分布図」の作成を目指すべきである。

電磁界変動の発生源の同定が、この現象の地殻破壊との関係を調べる上で本質的に重要であるという認識の下に、二つの方法によるアプローチを行なった。トモグラフ

イ法の場合は高精度の時刻同期を行なうためのハード上の問題と、いわゆる異常信号が同時に複数の測点で観測されることが殆どないという事情のために、現時点では当初目指した結果が出ていない。本格的観測が実施できるように、システムの改良が完了しているので、今年末までには予期通りの結果が出せるはずである。多成分計測による方法では、通常のMT信号の場合には期待通りの結果になり、有望と思われるが、異常信号を補足する機会に恵まれていない。しかしこの方法でも近々成果が出せるはずである。

本研究の実施により、長波領域の電磁界変動現象が地震や火山噴火の前兆現象として有意なものであることがかなり確かになったと思われるが、今後更に次のような研究を実施して、地震予知、火山噴火予知研究、固体地球科学研究等の発展を目指すことが望まれる、

- 1) 発生メカニズムの実証的研究特にすべり破壊実験の実施、
- 2) 地殻活動の活発な地域における観測網の整備と事例研究の蓄積、
- 3) 特異点の特性の研究。

5. 参考文献

- 1) 力武常次：地震予知論入門，共立出版（1977）。
- 2) P. Varotsos, and K. Alexopoulos, *Tectonophysics*, 110, 73 - 98 (1984).
- 3) Y. Fujinawa, and K. Takahashi : *Nature*, 347, 376 - 378 (1990).
- 4) Y. Fujinawa, and K. Takahashi : *Proc. International Symp. Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes*, 109 - 117 (1992).
- 5) 藤縄幸雄（編）：防災科学技術研究所資料第137号（1993）。
- 6) C. H. Scholz, L. R. Sykes, and Y. P. Aggarwal : *Science*, 180, 632-641 (1973).
- 7) 加藤 完，西澤 修，楠瀬勤一郎，池田喜代治：地震，38，173-182 (1985)。
- 8) 加藤 完，西澤 修，楠瀬勤一郎，風早康平：地震，42，67-72 (1989)。
- 9) Y. Enomoto, and H. Hashimoto : *Nature*, 346, 641 - 643 (1990).
- 10) B. T. Brady, and G. A. Rowell : *Nature*, 321, 488-492 (1986).
- 11) 石戸恒雄，栗田 敬，水谷 仁：CA研究会論文集，123 - 128 (1978)。
- 12) H. Takahashi and K. Takahashi : *Phy. Earth and Planet. Inter.*, 57, 40 - 44 (1989).
- 13) M. Hayakawa, I. Tomizawa, K. Ohta, S. Shimakura, Y. Fujinawa, K. Takahashi, and T. Yoshino : *Phys. Earth and Planet. Inter.* (in press).
- 14) A. A. Kaufman, and G. V. Keller : *The Magnetotelluric Sounding Method*, Elsevier Scientific Pub. (1981).
- 15) P. A. Varotsos, and K. D. Alexopoulos : *Thermodynamics of point defects and their relation with bulk properties*, North - Holland (1986).

16) K. Takahashi, and Y. Fujinawa : Phys. Earth and Planet. Inter. (1986).

6. 成果の発表

(口頭発表)

- 1) 西澤 修, 雷 興林, 石戸経士: 地震学会1991年度秋季大会 (1991)「水または電解質溶液で飽和された岩石の一軸圧縮応力以下での電位変化」
- 2) 西澤 修, 雷 興林, 石戸経士: 地熱学会平成3年度学術講演会 (1991)「水または電解質溶液で飽和された岩石の一軸圧縮応力以下での電位変化」
- 3) 石戸経士, 菊地恒夫: 地球惑星科学関連学会1990年合同大会 (1990)「伊豆大島火山の自然電位プロファイリング」
- 4) 石戸経士, 菊地恒夫, 高倉伸一, 小川康雄, 曾屋龍典: 火山学会春季大会 (1991)「伊豆大島の自然電位分布」
- 5) 石戸経士, 菊地恒夫, 杉原光彦, 高倉伸一, 矢野雄策, 中尾伸展, 小川健雄: 火山学会秋季大会 (1991)「伊豆大島火山での自然電位繰返し測定」
- 6) 石戸経士, 菊地恒夫, 杉原光彦, 高倉伸一, 矢野雄策, 中尾伸展, 小川健雄, 当舎利行: 地球惑星科学関連学会1992年合同大会 (1992)「伊豆大島火山での自然電位繰返し測定」
- 7) 西澤 修, 雷 興林: 地球惑星科学関連学会1992年合同大会 (1992)「A E発生時刻と震源分布との関係 その1 (計測システムなど)」
- 8) 雷 興林, 西澤 修, 楠瀬勤一郎: 地球惑星科学関連学会1992年合同大会「A Eおよび地震震源分布のBand-limited Fractal」
- 9) 西澤 修, 野呂春文: 地球惑星科学関連学会1992年合同大会 (1992)「応力を受けた異方性岩石の速度トモグラフィー—W I C情報量規準とBootstrap法の適用—」
- 10) 西澤 修, 野呂春文: 物理探査学会第86回 (平成4年度春期) 学術講演会 (1992)「W I C(Wong's Information Criterion)にもとづくインバージョン問題の解法: S I R Tなど最尤法以外の問題に有効な手法」
- 11) 西澤 修, 野呂春文: 物理探査学会第86回 (平成4年度春期) 学術講演会 (1992)「W I C情報量規準とブートストラップ法の適用による異方性岩石の弾性波速度トモグラフィー」
- 12) 雷 興林, 西澤 修: 地震学会1992年度秋季大会 (1992)「A E発生時刻と震源分布との関係 II」
- 13) 石戸経士: 地震学会1992年度秋期大会 (1992)「蒸気ゾーン発生に伴う界面動現象」
- 14) 西澤 修, 野呂春文: ジオトモグラフィー国際シンポジウム (1992) “Bootstrap Statistics for Velocity Tomography : Application of Wong's Information Criterion to

Geophysical Inversion”

- 15) 石戸経士：日本地熱学会平成4年度学術講演会（1992）「断熱型リザーバーでの熱および化学種の分散について」
- 16) 榎本祐嗣，橋本 寛：地震学会1990年度春季大会（1990）「岩石の押し込み破壊に伴う荷電粒子」
- 17) Y. Enomoto, and H. Hashimoto : Western Pacific Geophysics Meeting
“Measurements of electron and ion emission from fracture of rocks under atmospheric conditions”
- 18) Y. Enomoto, and H. Hashimoto : Inter. Sympo. Earthquake Source Phys. and Earthquake Precursors (1990) “Laboratory investigations of the geoelectrodynamics associated with rock fractures”
- 19) 榎本祐嗣：地震学会1991年度春季大会（1991）「岩石破壊に伴う電荷バーストの伝播現象」
- 20) 榎本祐嗣，嶋本利彦，堤 昭人，橋本 寛：地球惑星科学関連学会合同大会（1993）「地震前兆現象としての高速電荷変動（1）岩石破壊の一軸破壊実験」
- 21) 榎本祐嗣，橋本 寛：地球惑星科学関連学会合同大会（1993）「地震前兆の地震流異常」
- 22) 高野雅夫，山田功夫，深尾良夫：地震学会秋季大会（1991）「VAN法のメカニズムの実験的研究（1）モデルと予備実験」
- 23) 高野雅夫，山田功夫，深尾良夫：地球惑星科学関連学会1992年合同大会（1992）「VAN法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」
- 24) 高野雅夫，山田功夫，深尾良夫：地震学会秋季大会（1992）「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」
- 25) 高野雅夫，山田功夫，深尾良夫：地球惑星科学関連学会1993年合同大会（1993）「破壊の直前現象とその電氣的検出」
- 26) 高橋耕三，藤縄幸雄：地震学会1991年度春季大会（1991）「地震・噴火に先行する地中の電界の上昇」
- 27) 藤縄幸雄，高橋耕三：第89回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会（1991）「地殻破壊の前兆現象としての電磁界中長波領域変動」
- 28) 藤縄幸雄，高橋耕三：地震学会1991年度秋季大会（1991）“Possible precursory subsurface electric field changes prior to the 1991 August 6 Earthquake near Choshi”
- 29) 高橋耕三：地震学会1991年度秋季大会（1991）「地震前兆電界発生の Mechanism」
- 30) 藤縄幸雄，高橋耕三：地球惑星科学関連学会1992年合同大会（1992）「地震・火

山噴火の前兆現象としての地中電界変動観測」

- 31) 高橋耕三，藤縄幸雄：地球惑星科学関連学会1992年合同大会（1992）「電界・火山性微動の観測による地震・噴火予知 Scenario」
- 32) 藤縄幸雄，高橋耕三：地震学会1992年度秋季大会（1992）「地震に先行する地中電界鉛直成分のV L F帯における間欠的変動」
- 33) 藤縄幸雄，高橋耕三：地球惑星科学関連学会1993年合同大会（1993）「地中電界鉛直成分の異常変動と地震，火山噴火との関係」
- 34) 坂中伸也，住友則彦，大志万直人：1992年度C A研究界（1992）「ケーシングパイプ近傍の電位勾配分布」
- 35) 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：地球電磁気・地球惑星圏秋季学会（1990）「北海道中東部におけるN E T W O R K - M T 観測－北海道東部地域の地下電気伝導度構造について－」
- 36) 上嶋 誠，歌田久司：1991年C A研究会（1991）「N E T W O R K - M T 法について」
- 37) 木下正高，上田誠也，上嶋 誠，川瀬隆治：地球惑星圏関連学会1991年合同学会「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」
- 38) 川瀬隆治，上田誠也：地球惑星圏関連学会1991年合同大会（1991）「確率差分法による伊豆大島での地電位差データ解析」
- 39) 上嶋 誠，歌田久司：地球惑星科学関連学会1991年合同大会（1991）「島弧の3次元的地下電気伝導度構造解明にむけて－N E T W O R K - M T 法による電磁気探査－」
- 40) M. Uyeshima, H. Utada, T. Kawase, and Y. Nishida : Western Pacific Geophysical Meeting (1990) "Network MT measurement in the eastern and central parts of Hokkaido, Northern Japan"
- 41) S. Uyeda, M. Kinoshita, M. Uyeshima, and T. Kawase : AGU 1991 Fall Meeting (1991) "Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring : A preliminary report"
- 42) 朝井与志哉，長尾年恭，河野芳輝：第89回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会（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－」
- 43) 朝井与志哉，長尾年恭，河野芳輝：地震学会1992年秋季大会（1992）「北陸地域における地震位差観測」
- 44) 朝井与志哉，長尾年恭：地球惑星科学関連学会1993年合同大会（1993）「北陸地方での自然電位集中観測」
- 45) 宮腰潤一郎：第3回南海地殻活動研究会（1993）「和歌山における地震流観測結

果について」

- 46) 尾池和夫, 小川俊雄: 地震学会1990年度秋季大会 (1990) 「1990年 7月16日フィリピン地震前後の電磁放射ノイズについて」
- 47) 尾池和夫, 村上寛史: 地球電磁気・地球惑星圏学会第89回講演回 (1991) 「L F帯およびE L F帯電磁波ノイズと地震発生との関係について」
- 48) K. Oike, T. Yamada, H. Murakami, and T. Nagai: 地震学会1992年度秋季大会 (1992) “On the relationship between shallow earthquake and lightnings”
- 49) 小笠原 宏, 藤森邦夫: 地球惑星科学関連学会1993年合同大会 (1993) 「旧生野鉾山における多項目観測 (3)」
- 50) 小林 剛, 酒井英男, 中山 武, 土居 光: 地球電磁気・地球惑星圏学会第88回講演会 (1990) 「岐阜県徳山村における人工地震実験における電磁気観測」
- 51) 中山 武, 酒井英男, 小林 剛: 地球惑星科学関連学会1991年合同大会 (1991) 「跡津川断層と阿寺断層における電磁気観測」
- 52) 富沢一郎, 早川正士, 芳野越夫, 太田健次, 岡田敏美, 酒井英男: 地球惑星科学関連学会 1992年合同大会 (1992) “Observation results of ELF/VLF electromagnetic variation associated with an explosion seismic experiment”
- 53) 酒井英男, 小林 剛, 岡田敏美, 和田安男, 渡辺邦彦: 地球惑星科学関連学会 1992年合同大会 (1992) 「人工地震に伴う地球電磁気変化富山県大山町における観測例」

(論文発表)

- 1) X. Lei, O. Nishizawa, K. Kusunose, and T. Satoh: J. Phys. Earth, 40, 617-634 (1992) “Fractal structure of the hypocenter distribution and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granite of different grain sizes”
- 2) 石戸経士, 杉原光彦, 菊地恒雄: 物理探査 45, 522-534 (1992) 「地熱レザバーモニタリング」
- 3) 榎本祐嗣: 静電気学会誌 15, 433-438 (1991) 「地震とエキソ電子」
- 4) 榎本祐嗣: 電子工業月報 34, 23-29 (1992) 「地震予知を目指すセンシング技術」
- 5) Y. Enomoto, and H. Hashimoto: Tectonophys, 211, 337-344 (1992) “Transient electrical activity accompanying of rock under indentation loading”
- 6) Y. Enomoto, M. Akai, H. Hashimoto, S. Mori, and Y. Asabe: Proc. 1st. Inter. Workshop on Microtribology, Morioka (1992) “Exoelectron emission, possibly related to seismo-geo-electromagnetic activities —Microscopic aspect in geotribology—”
- 7) M. Takano, I. Yamada, and Y. Fukao: Proc. International Workshop on Low frequency electric precursors to earthquakes (1992) “Anomalous electric conductivity of marbel induced by microcracking under dry condition”

- 8) 藤縄幸雄, 高橋耕三: 防災科学技術研究所研究報告, 第50号, 99-114 (1992)
「1991年8月6日茨城県沖（銚子近く）に発生した地震（M 5.9）の前兆と思われる地中電界変動」
- 9) Y. Fujinawa, K. Kumagai, and K. Takahashi : *Geophys. Res. Letters*, 19, 9-12 (1992)
“A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption”
- 10) Y. Fujinawa, and K. Takahashi : *Proc. International Sym. of Low Frequency Electrical Precursors to Earthquakes : Fact or Fiction?* (1992) “Characteristics of anomalous subsurface vertical electric changes in VLF and ULF bands”
- 11) 藤縄幸雄, 高橋耕三: 地震予知連絡会報, 第48巻, 195-199 (1992) 「1992年2月2日4時4分東京湾三浦水道付近の地震（M5.9, 深度93Km）の前兆と思われる地中電界変動について」
- 12) 藤縄幸雄, 高橋耕三: 地震予知連絡会報, 第48巻, 200-201 (1992) 「波崎における地中電界変動観測（1991年4月～12月）」
- 13) 藤縄幸雄, 高橋耕三: 地震予知連絡会報, 第49巻, 565-567 (1992) 「地中電界鉛直成分のVLF帯における間欠的変動と地震との関係」
- 14) Y. Fujinawa, K. Takahashi : *J. Geophys. Res.*(submitted) “Anomalous underground electric field changes prior to earthquakes and volcanic eruptions”
- 15) K. Takahashi, and Y. Fujinawa : *Physics of the Earth and Planet. Inter.* 77, 33-38 (1993) “Locating source regions of precursory seismo-electric fields and the mechanisms generating electric field variations”
- 16) 藤縄幸雄, 熊谷貞治, 高橋耕三: 防災科学技術研究所研究報告, 第48号, 27-38
「1990年10月4日伊豆大島の火山噴火の前兆現象と思われる地中電界変動」
- 17) 高橋耕三, 藤縄幸雄: 地磁気観測所技術報告, 第32巻, 44-51 (1992) 「地中の垂直電界または海底の水平電界の観測による地震・噴火予知 Scenario」
- 18) M. Hayakawa, I. Tomizawa, K. Ohta, S. Shimakura, Y. Fujinawa, T. Takahashi : *Res. Lett. Atmos. Electr., Special Issue*, 12, 211-224, (1992) “Direction finding of precursory radio emissions as precursors to the earthquake”
- 19) M. Hayakawa, T. Yoshino, Y. A. Morgounov : *Res. Lett. Atmos. Electr., Spetial Issue*, 12, 253-273 (1992) “Low-latitude whistlers and earthquakes”
- 20) M. Hayakawa, I. Tomizawa, K. Ohta, S. Shimakura, Y. Fujinawa, T. Takahashi : *J. Earth Planet. Inter.* (in press) “Direction finding of precursory radio emissions of earthquakes”
- 21) M. Hayakawa, I. Tomizawa, K. Ohta, S. Shimakura, Y. Fujinawa, T. Takahashi : *J.*

- Earth Planet. Inter. (in press) "On the possible seismic effect on the propagation of low-latitude whistlers"
- 22) S. Uyeda, M. Kinoshita, M. Uyeshima, and T. Kawase : EOS, 72, No. 44, 330 (1991)
"Earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring in Japan : A preliminary report"
- 23) T. Kawase, S. Uyeda, M. Uyeshima, and M. Kinoshita : Tectonophysics (in press)
(1992) "Possible correlation between geoelectric potential change in Izu-Oshima Island and the earthquake swarm off east Izu Peninsula"
- 24) S. Uyeda, M. Kinoshita, M. Uyeshima, H. Iino, and T. Kawase : Proceedings of the V course of the International Sch663 6f S635d Earth Geophysics, M. Dragoni, Ed., (in press) (1992) "Progress report on an earthquake prediction study by means of geoelectric potential monitoring in Japan"
- 25) 尾池和男, 村上寛史 : 防災科学技術研究所研究資料第157号, 221-252 (1993) 「地震と空電ノイズとの関係について」
- 26) 尾池和男, 村上寛史, 永井敏雄 : 防災科学技術研究所研究資料第157号, 221-252 (1993) 「浅発地震と落雷との関係について」
- 27) 小笠原 宏, 藤森邦夫 : 京都大学防災研究所年報 (1992) 「旧生野鉾山における多項目観測システム」
- 28) H. Sasaki, T. Tabei : Proc. Int. Conf. on Cosmic Rays, Dublin, 4 (1991)
"Preliminary observation of ELF waves in the sea for the research of nuclearites"
- 29) H. Sakai, H. Oda, T. Nakayama, and H. Doi : J. Phys. Earth 40, 447-458 (1992)
"Electromagnetic changes at explosion seismic experiment"
- 30) 中山 武, 酒井英男, 沢田豊明 : 砂防学会研究概要集36-39 (1992) 「火山・地滑り地域の電磁気調査」
- 31) 酒井英男, 小林 剛, 岡田敏美, 茅野越夫, 早川正士, 富沢一郎, 中山 武, 太田健次 : 防災科学技術研究所研究資料第157号, 287-318 (1993) 「人工地震に伴う電磁気現象」
- 32) K. Hamada : Tectonophysics. (1993) (in press) "Statistical evaluation of the SES predictions issued in Greece : alarm and success rates"
- (特許, 実用新案等)
- 1) 榎本祐嗣 : 機械技術研究所 : 「地電流検出装置」特許願 K2469.
- 2) K. Takahashi, and Y. Fujinawa : 通信総合研究所, 防災科学技術研究所 "Method for detecting source region of volcanic tremor" 特許番号 (米国) 5,086,415, 1992年2月4日.

Ⅱ. 研究報告

地震前兆としての蒸気ゾーン形成に伴う電磁場発生

Electric and magnetic field generation associated with the development of vapor-dominated zone prior to an earthquake

工業技術院 地質調査所

石戸 経士

Geological Survey of Japan

Tsuneo ISHIDO

(Abstract) The flow of a fluid through a porous medium can transport electric charge along the flow path by the interaction of the moving pore fluid with the electrical double layer at the pore surface. This process is known as electrokinetic coupling. If the fluid flow is confined to depth, electric (ϕ) and/or magnetic ($\mathbf{B}$) anomalies will not appear at the earth's surface unless the cross-coupling coefficient is non-uniform. If underground fluid sources or sinks are present, the resulting distribution of ϕ ($\mathbf{B}$) is equivalent to the ϕ ($\mathbf{B}$) produced by surface distributions of current dipoles along boundaries between regions of differing streaming potential coefficients (C). The surface density of current dipoles along a C boundary is expressed as $L_{ee}P\Delta C$, where L_{ee} is the electrical conductivity, P is the fluid pressure (above hydrostatic) at the boundary, and ΔC is the difference in C across the boundary. If the C boundary is a closed surface, $L_{ee}P\Delta C$ must vary along the boundary for ϕ ($\mathbf{B}$) to appear at the earth's surface.

A deep liquid/vapor two-phase zone may develop at depth if the rock pore volume suddenly increases or the rock formation is heated sufficiently. When the liquid-phase saturation drops below the residual saturation (typically ~ 0.3), the liquid phase becomes immobile and the effective value of C becomes zero within the vapor-dominated zone, since steam alone cannot carry electrical charge. $L_{ee}P\Delta C$ may vary along the closed C boundary surrounding the vapor zone, since P (the difference between the water/steam saturation pressure and the hydrostatic pressure) is ordinarily not constant along the boundary.

If enough fluid pressure decrease is induced within a dilatant volume prior to an earthquake, a vapor-dominated zone will develop. If the vapor (*i.e.* zero C) zone is H meters high and the temperature (and pressure) is uniform within it, the difference in P is about $10^4 H$ Pa between the top and bottom of the zone. If the vertical surface area of the vapor zone is HW m², the associated integrated current dipole, which can cause an anomaly on the earth's surface, is roughly $L_{ee}(10^4 H^2 W/2)\Delta C$. Experimental evidence indicates that ΔC will probably lie between 10^{-7} and 10^{-6} V/Pa. A current dipole of 10^4 to 10^5 A-m may appear under typical crustal conditions if $H = W = 10^3$ m. An observable ϕ anomaly (and $\mathbf{B}$ anomaly if the distribution of all current dipoles is not axisymmetric) can be produced by this process prior to an earthquake.

The liquid saturation is not necessarily uniform within the vapor-dominated volume. Therefore, the surface anomaly may show step changes with time as the liquid saturation of various subregions passes through the residual saturation value. If the liquid-phase saturation subsequently recovers (above the residual saturation) in the two-phase zone due to rapid fluid inflow

from nearby higher-pressure formations, the anomaly may disappear before the earthquake occurs.

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。ここでは、地震発生前の地殻内の変動に伴って生じる地下流体の状態変化に起因する地表での電場変化を考察する。とくに蒸気ゾーン形成に伴う地球電磁気現象について考察し、地震前兆現象の解明に役立てる。

2) これまでの研究とその問題点

地震等の地殻活動によって地下深部で流体が流動すると、それに伴って界面動電現象が発生するが、それが地表で電磁場の変動として観測されるためには、一般に流動の場にカップリング係数の不均一が存在することが必要である。例えば、断層を境に流動電位係数 C が大きく違っているといた状況が必要である。

今回新たに提案するモデルでは、地震の発生前に震源域で空隙率が増加し、蒸気ゾーンが形成されることを想定している。この場合、蒸気発生とともに C の不均一が流れの場に用意される。したがって、 C の不均一があらかじめ無くても電場発生がありうる。

2. 研究方法

1) 界面動電現象による電磁場発生

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、次のように与えられている (Ishido & Mizutani, 1981),

$$\mathbf{I} = -L_{ee}\nabla\phi - L_{ev}\nabla\xi \quad (1)$$

$$\mathbf{J} = -L_{ve}\nabla\phi - L_{vv}\nabla\xi \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{I}$ は電流密度、 $\mathbf{J}$ は流体の体積流量密度であり、 $\nabla\phi$ は電位勾配、 $\nabla\xi$ は流体流動の駆動力（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。

電荷の保存則を (1) 式に適用して、伝導電流源は次のように表せる、

$$\nabla \cdot \mathbf{I}_{\text{cond}} = \nabla L_{ev} \cdot \nabla \xi + L_{ev} \nabla^2 \xi \quad (3)$$

ここで

$$\nabla \cdot \mathbf{I}_{\text{cond}} = -L_{ee}\nabla\phi$$

流動にソースまたはシンクがある場合、すなわち $\nabla \cdot \mathbf{J} \neq 0$ の場合、伝導電流源として可能なのは (3) 式の右辺の第1項 (L_{ev} の不均質に伴うもの) および第2項 (流体の発生に伴うもの) である。流れが圧力勾配のみによる場合 ($\mathbf{J} = -L_{vv}\nabla P$, ここで P は静水圧からのズレであり

$P = \xi - \rho g z$), 地表での電位分布を計算するには, (3) 式の第 1, 2 項を独立に考えるより, pseudo potential (Ψ) によるアプローチが有効である (Nourbehecht, 1963; Fitterman, 1978). (なお, ソース・フリーすなわち $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$ の流れでは, 伝導電流源は (3) 式の右辺第 1 項のみであり, ここでは省略するが別の取扱いとなる.) Ψ を導入して (1) 式を書き換えると,

$$\mathbf{I} = -L_{ee} \nabla \Psi = -L_{ee} \nabla (\phi - CP) \quad (4)$$

ここで C は流動電位係数であり, $C = -L_{ev}/L_{ee} = \epsilon \zeta / \sigma \mu$ となる. ϵ は間隙流体の誘電率, μ は流体の粘性係数, 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. ゼータ電位が正の場合, この逆になる. また, 電気伝導度 $\sigma = \sigma_f + m^{-1} \sigma_s$ であり, σ_f は間隙流体の電気伝導度, σ_s は表面伝導度, m は hydraulic radius (流体流路である空隙の平均的なサイズ) である. 電荷の保存則から, L_{ee} が均一な領域中では

$$\nabla^2 \Psi = 0 \quad (5)$$

となる.

Ψ のソースは C の不均一性によって発生する. C の互いに異なる領域を分ける境界面 (実際は境界ゾーンかもしれないが, 以下境界面として話を進める) が存在すると, $P \neq 0$ の場合, その境界面で Ψ は不連続になる. そのくい違い量を

$$S = \Psi|_1^2 = -C|_1^2 P \quad (6)$$

とすると (ここで, $f|_1^2$ は, f の値の領域 1 から領域 2 への変化量を意味する), Ψ の分布は, C の境界面に分布する面密度 $L_{ee} S$ の電流ダイポールによるものとして計算できる. 地表で P が一定 ($=0$) であれば, 地表での電位は $\phi = \Psi$ として求められる. (ソース S がないと, (5) 式から Ψ は一定値を取ることであり, $\phi = CP$ となる. これは, $P \neq 0$ のゾーンが地下深部に限られる場合, 地表には電場の現れないことを示している.)

地表での電位分布は, 境界面が十分に深くに位置すれば, 境界面を適当な大きさに分けてそれぞれの中心位置に電流ダイポールを仮定して計算することができる. 個々の電流ダイポールによる電位は, 距離 λ で対になった正と負の点電流源による電位を足し合わせれば良い. ここで λ は十分小さく取り, 正・負の電流源の強さは, $L_{ee} S dA / \lambda$ とする (S は (6) 式から求め, これに分割された境界面の面積 dA を掛ける).

地表に発生する磁場は, 個々の電流ダイポールについて, 正と負の点電流源による磁場と, その間 λ を流れる電流 (内部電流) による磁場を計算し足し合わせれば良い. 前者については Edwards(1974) の方法で計算する.

2) 地下の流体シンクによる電場発生例

地質調査所では, 北海道濁川盆地において 1982 年の森地熱発電所の運転開始をはさむ 6 年間に数回の自然電位 (SP) 調査を行った. 調査の目的は, 自然状態にある熱水対流系での自然電位分布を明らかにすること, 及び流体生産にともなって発生するであろう電位を検出することであった.

図-1 (a) の 1981 年の結果を見ると, 盆地内が高電位, 特に温泉・噴気のある北部で電位が高くなっている. この特徴は, 測線配置が異なるが 1978 年の測定等でも確かめられている. 正異常の中心は坑井掘削の B 基地付近からその西南西 1.5 km 付近にかけてであり, 深度 300-500

m 程度に正の点電流源をいくつか仮定すれば説明できよう。正電流源を形成しているのは盆地北部での（ソースフリーの流れである）熱水の上昇流と考えられる（Ishido *et al.*, 1989）。なお F 基地の西に南側から低電位帯がくい込んでいるが、これは地下水の下降流によるものと思われる。この低電位の大きさは季節的に多少変動しており、季節による地下水位の変動に関連しているようである。

発電所運開後の 1984 年になると、電位分布はかなり変化している。1981 年から 1984 年にかけての変化は図-1 (c) に示すように、新たにカルデラの縁、南東部と北西部に負の電位、カルデラ南部に南北性の正の電位が発生したためと考えられる。カルデラ北部での熱水上昇は変化していないので生産前の S P 分布はそのまま存在し、これに図-1 (c) の電位が重なって 1984 年の電位分布になったものと考えられる。図-1 (c) に示す電位のうちカルデラ南部に発生した正電位は 10 mV と小さく、上に述べた季節的な変動等によるものかもしれない検討が必要である。

図-1 (c) の電位分布がすべて流体採取に伴って発生したものとし、流動電位係数の境界面に並んだ電流ダイポールによって説明する試みは、Kikuchi *et al.* (1988) によって行われている。流動電位係数の境界面の候補としては、温度や流体の化学性状の急変部が考えられるが（Ishido *et al.*, 1989）、その実体を特定するには坑井データ等の情報を必要とする。なるべく簡単なモデル、すなわち、なるべく少ない数の電流ダイポールで図-1 (c) の電位発生を説明するとすれば、これらの深さは 500 m 程度となろう。

3. 研究成果

1) 震源域での蒸気ゾーン形成と電場発生

地震発生前に震源域で、空隙率が増加するような状況（ダイラタンシー）があったとすると、圧力低下にともなって液相であった水が蒸気に転移し、二相ゾーンの形成されることが考えられる。空隙率が増加して空隙中での蒸気の占める体積割合（飽和度）が大きくなって全体の 70 % を越えるようになると、液相は流動できなくなる（ポーラスメディア中の二相流では、通常、蒸気の飽和度が 0.7 程度になると、図-2 に示すように液相の相対浸透率はゼロとなる）。液相が流れないと、流れの方向に電荷を運べるのは液相のみであるので、結果として流動電位係数 C はゼロとなり、二相（蒸気卓越）ゾーンを囲むように C の不連続面が形成される。

蒸気の飽和度が 0 から 0.7 までの間は、 $C = \epsilon\zeta/\sigma\mu$ はもともとの値からそれほど変化しないと考えられる。間隙流体の平均的な電気伝導度 σ は、蒸気飽和度が増すと減少するが、沸騰にともなって液相側の溶存成分濃度が高まるので σ が一方的に減少する（したがって C が一方的に増加する）とは限らない。いずれにしても、図-3 に示すように、空隙率の増加が滑らかであっても C がゼロになるのは急激である。

地表での電場は、 Ψ を使って計算するが、 Ψ のソースは、 C の不連続面上に分布する電流ダイポールである。閉曲面上に一定の強さの電流ダイポールが分布した場合、電流は外部へ漏れだしてこないが、上に述べた状況では、二相ゾーンを囲む閉曲面上で S が一定でない。二相ゾーンの圧力は温度によって規定されているので、多くの場合、深さ方向に静水圧ほどは増加しない。したがって、深くなるほど二相ゾーンの圧力と周囲の静水圧との差（式 (6) の P ）は大きくなり、 S は大きくなると考えられる（図-4 左）。地表の電場を計算するには、例えば蒸気ゾーンの上端での S を S_0 として、より深い部分にある大きさ $S - S_0$ の電流ダイポールからの寄与をたし合わせてやれば良い。

地下に発生する電流ダイポールの大きさを以下のように見積もる。まず蒸気ゾーンの深度方向の長さが H m で、内部の温度（したがって圧力）が一定であるとする、下端での P は上端

での P より約 $10^4 H$ Pa 大きくなる。したがって、上・下端間の側面が HW 平方メートルの平面である場合、この平面上に分布する面密度 $L_{ee}(S - S_0)$ の電流ダイポールを積分したものは、 $L_{ee}(10^4 H^2 W/2)C$ となる（ C はもともとの流動電位係数、蒸気ゾーン内部ではゼロ）。また、平面状の W^2 平方メートルの底面では、電流ダイポールを積分したものは $L_{ee}(10^4 HW^2)C$ となる。 $C = 10^{-7} - 10^{-6}$ V/Pa であるから、 $H = W = 1$ キロメートルの鉛直面には、 $10^4 - 10^5$ A-m 程度の電流ダイポールが発生し得る。

いま、図-5に示すような立方体状の蒸気卓越ゾーンについて、地表電位を計算してみる。蒸気ゾーンの上・下端間の距離 H でノーマライズして、立方体の上面は深さ1にあるものとする。図-6に示した結果は、 $H = 5$ kmと想定し、 $C = -20$ mV/bar $= -2 \times 10^{-7}$ V/Paとした場合である（温度については 200°C (5 km) から 300°C (10 km) の範囲を想定）。もともとの C は通常、負の値であるが、この場合、蒸気ゾーンの直上を中心に正電位異常が発生する。

電流ダイポールの面密度 $L_{ee}S$ について $S = S(z/H)$ である場合、ノーマライズした地表位置 $(x/H, y/H)$ が同じであると、電位は同じ大きさとなる。ところがいま考えている状況では、 $S = S(z) \propto z$ であるので、同じ $(x/H, y/H)$ での電位は H に比例する。したがって、電位勾配の方は H に依存しないことになる。およそ $\sqrt{x^2 + y^2} < 2H$ の範囲に電場が形成されるが、電位勾配の最大値は H によらず（図-6から $1\text{V}/10\text{km}$ なので） 10^{-4} V/m 程度となる。実際の観測においては、異常を検出できるよう十分な密度で観測点を配置することが重要であるが、 H まで推定しようとするならば短基線に加えて長基線の観測を行うことが有効であろう。

発生電位は、直接は電気伝導度 L_{ee} に依存しない形になっているが、流体の電気伝導度 σ が大きくて L_{ee} が大きいときには、流動電位係数 C が小さくなるので発生電位は小さくなる。

2) 磁場発生

地表に磁場が現れるためには、図-4右に示すように電流ダイポールのソースが水平方向にも変化することが必要である。図-7に示したのは、図-5のモデルにおいて、 X 軸が北を向いて、 $Y > 0$ の領域の流動電位係数がもともと非常に小さいとした場合の結果である。 $Y > 0$ では蒸気ゾーンの表面で両側の C に差がなく S はゼロとなり、 S の分布に水平方向の非対称性をもたす。やはり $H = 5$ kmとした場合で、全磁力変化で表示している。

磁場の場合、 $S = S(z) \propto z$ であると、同じ $(x/H, y/H)$ での磁場が H に比例して大きくなる。したがって、 H が大きいほど、広い範囲に大きな異常が発生することになる。また、計算式において、磁場の大きさは L_{ee} に比例する形になっている（電流ダイポール $L_{ee}S$ の L_{ee} が残っている）が、 σ が大きくて L_{ee} が大きい場合には、 C が小さくなるので発生磁場は変わらないことになる。 L_{ee} を C と独立に設定すると、実際にはありえない物性組み合わせを仮定して発生磁場を見積もることになってしまう。

4. 考察

1) 電磁場の時間変化

震源域での空隙率増加によって蒸気飽和度の増加とともに液相の相対浸透率 K_{rl} がゼロに近づくが、全領域で同時に K_{rl} がゼロになることはなからう。図-8に示した様な形で、小領域毎に $K_{rl} = 0$ の状態が広がるとすると、地表での電場発生は図-9の様にステップ状に進行するであろう。また、空隙率の増加が停止してからは、周囲からの流体の流れによって蒸気ゾーンの外側から $K_{rl} > 0$ の状態へと回復が進むと考えられる。

蒸気ゾーン全体のサイズを H とすると、圧力平衡に要する時間 τ は

$$\tau = H^2/\kappa = H^2\eta\mu C_i/k \quad (7)$$

程度である。ここで、 κ : 水理的な拡散係数, η : 空隙率, k : 浸透率, μ : 流体の粘性係数, C_i : 流体と岩石フォーメーションのトータルの圧縮率. 二相ゾーンについては, C_i が非常に大きいのが特徴であり 10^{-6} /Pa 程度となる. $\eta = 0.01$ として, (7) 式は

$$\tau \sim 10^{-12} H^2/k \quad (8)$$

蒸気ゾーンの中で蒸気飽和度が 0.7 程度以下に戻るまでの時間は, おそらく $\tau/100$ 程度であろうから (二相流の問題は非線形性が強いので (7) 式からはごく大ざっぱな見積りしかできないが), $H = 1\text{km}$, $k = 10^{-13}\text{m}^2$ (100 millidarcy) の場合, 約 3 時間, $H = 5\text{ km}$, $k = 1\text{ millidarcy}$ の場合, 約 1 年となる. 前者が図-9 上に相当し, 後者が図-9 下に相当する. 後者の場合, 地震発生時点までに蒸気ゾーンはほとんど縮小しないと考えられる. 地震発生と同時に空隙率がもとの値近くに戻れば, そのときに地表の電場も消滅するであろう.

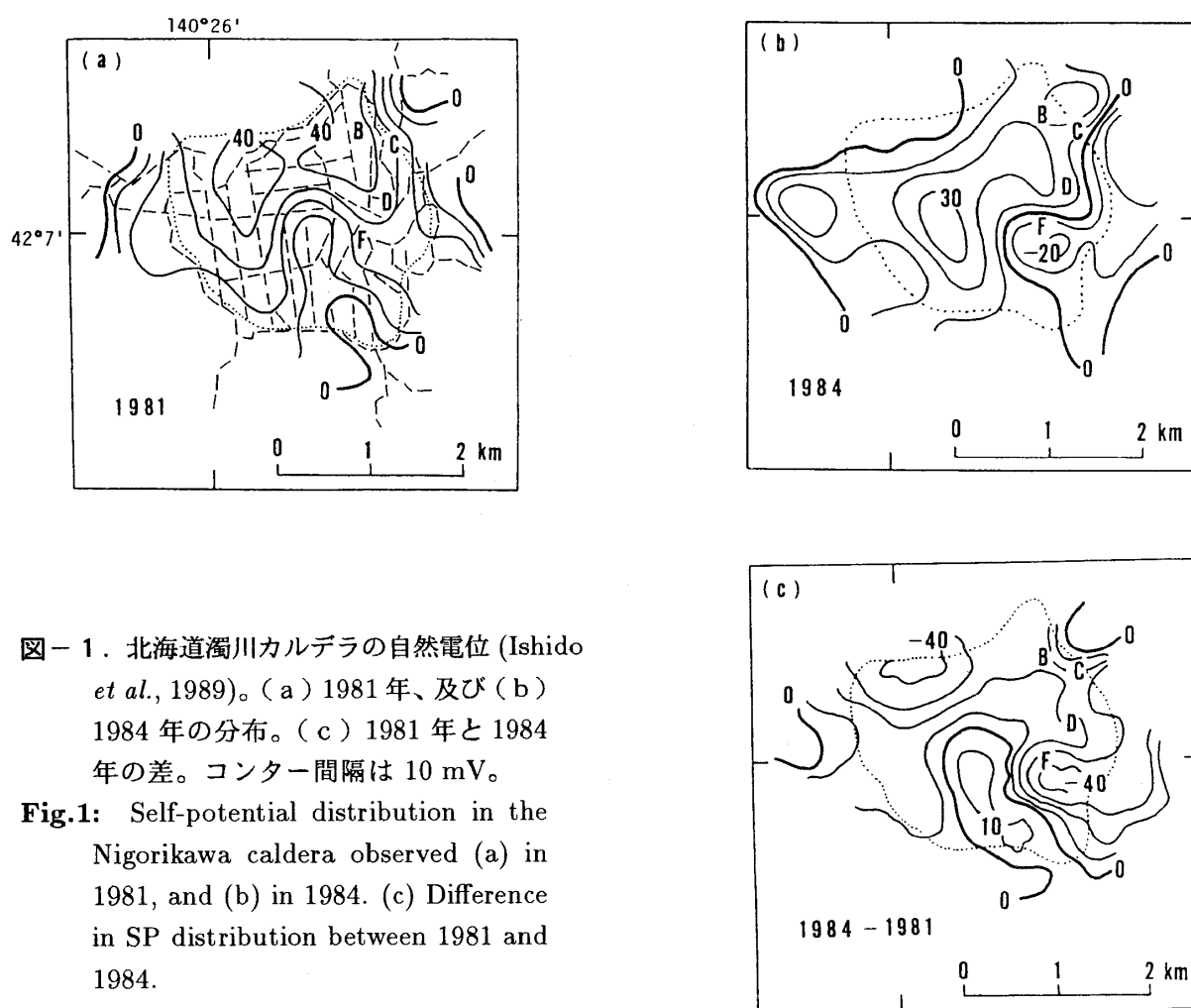
5. 引用文献

- Edwards, R.N., 1974. The magnetometric resistivity method and its application to the mapping of fault, *Can. J. Earth Sci.*, **11**, 1136-1156.
- Fitterman, D.V., 1978. Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5923-5928.
- 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, 151-158.
- 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.*, **86**, 1763-1775.
- Kikuchi, T., Sugihara, M., and Ishido, T., 1988. Self-potential changes induced by geothermal fluid production, *Int. Sympos. Geothermal Energy, Kumamoto-Beppu, Abstracts*, 75-77.
- Nourbehecht, B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, Ph.D.thesis, M.I.T.

6. 成果の発表

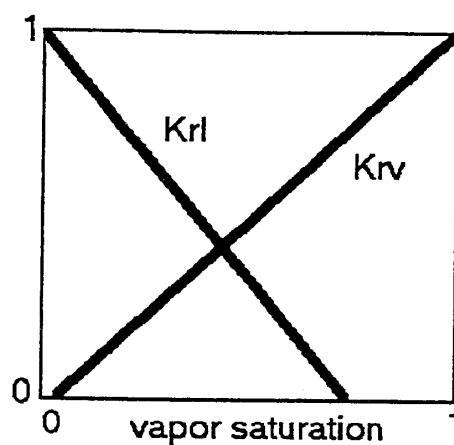
口頭発表:

- 石戸 経士, 1992, 蒸気ゾーン発生に伴う界面動電現象, 地震学会秋季大会講演予稿集, 225.
- 石戸 経士, 1993, 蒸気ゾーン発生に伴う界面動電現象, CA 研究会
- 石戸 経士, 1993, マグマ貫入による電場発生, 地球惑星科学関連学会講演予稿集, 283.



図－1．北海道濁川カルデラの自然電位 (Ishido *et al.*, 1989)。(a) 1981 年、及び (b) 1984 年の分布。(c) 1981 年と 1984 年の差。コンター間隔は 10 mV。

Fig.1: Self-potential distribution in the Nigorikawa caldera observed (a) in 1981, and (b) in 1984. (c) Difference in SP distribution between 1981 and 1984.



図－2．ポーラスメディア中の気液二相流についての相対浸透率

Fig.2: Relative permeabilities of two-phase flow in porous media.

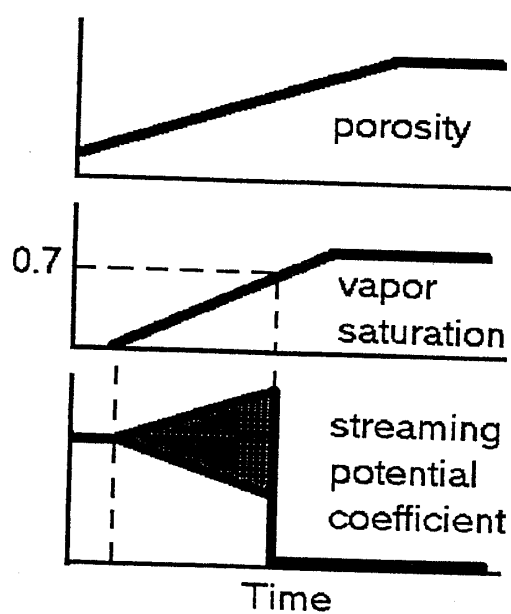


図-3. 空隙率の増加と流動電位係数の変化

Fig.3: Change in streaming potential coefficient due to porosity increase.

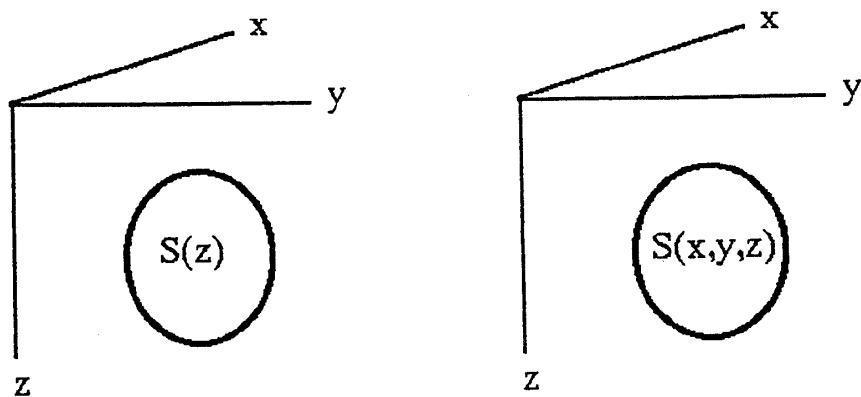
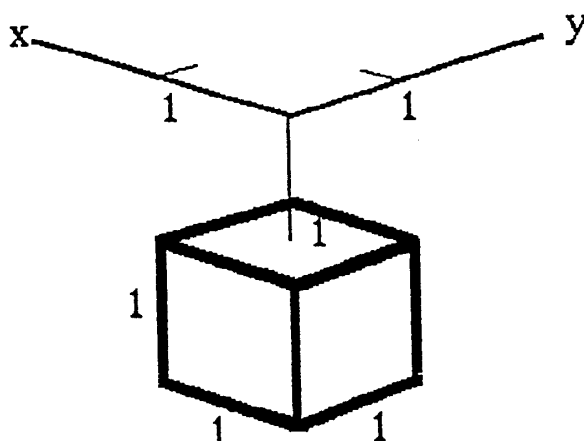
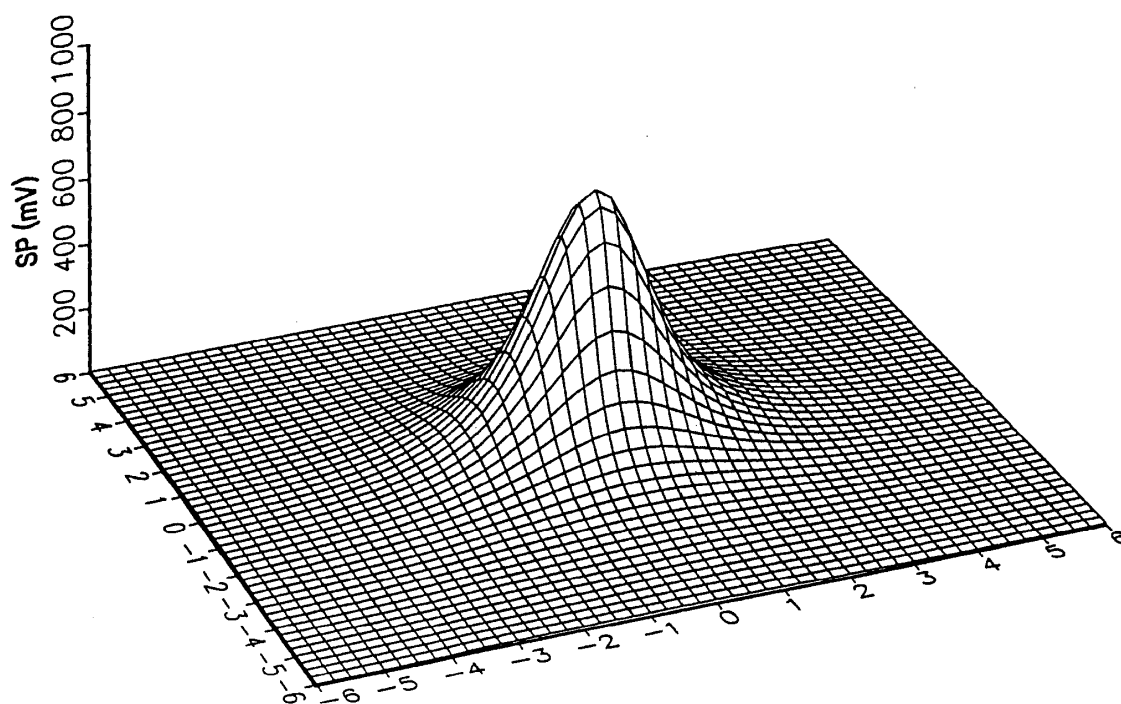


図-4. 地下の閉曲面上でのSの分布。地表に電場のみを発生させるタイプ（左図）と電場、磁場の両者を発生させるタイプ（右図）。

Fig.4: Distribution of S on a subsurface closed surface.



図－５． 地下の蒸気ゾーンについての計算モデル。高さ H で距離をノーマライズ。
Fig.5: A model of subsurface vapor-dominated zone.



図－６． 図－５のモデルについての地表電位の計算結果。電位の値は、 $H = 5\text{km}$ とした場合に相当。

Fig.6: Electric potential distribution on the earth's surface for the model shown in Fig.5.

North

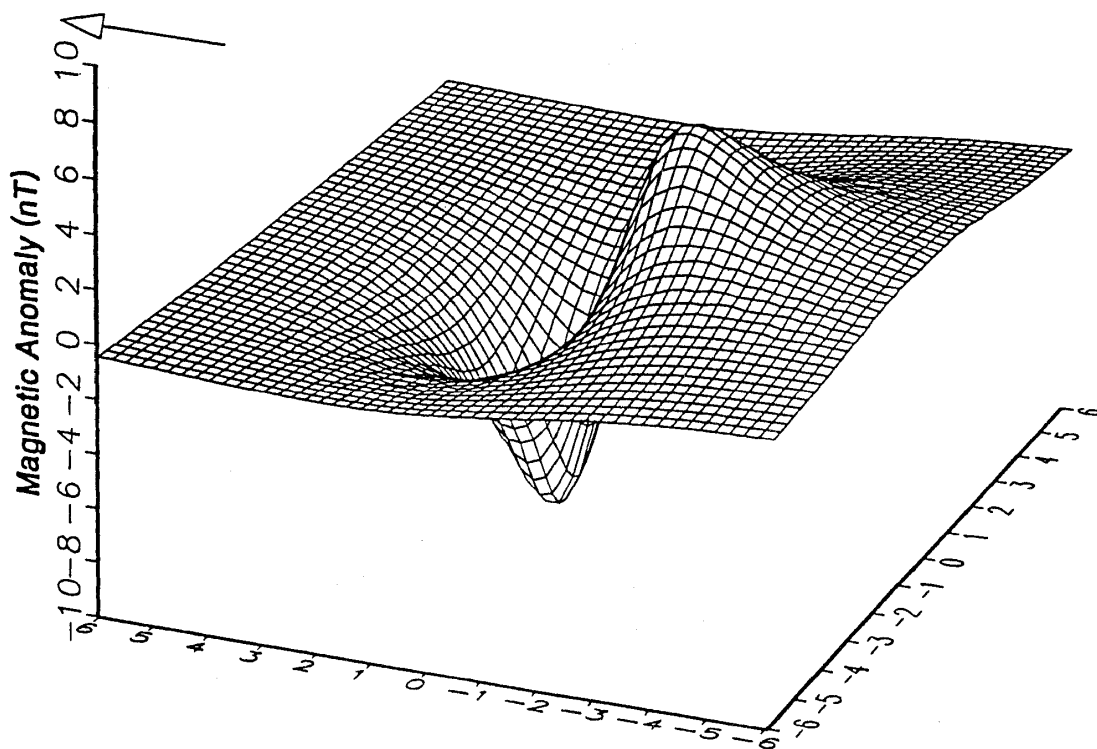


図-7. 図-5のモデル ($y > 0$ で $C = 0$ の場合) についての地表磁場の計算結果。
Fig.7: Magnetic field for the model shown in Fig.5, which assumes $C = 0$ in a half space ($y > 0$).

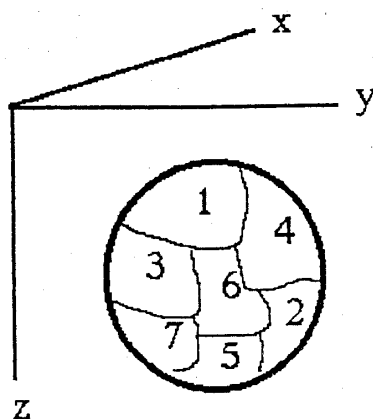
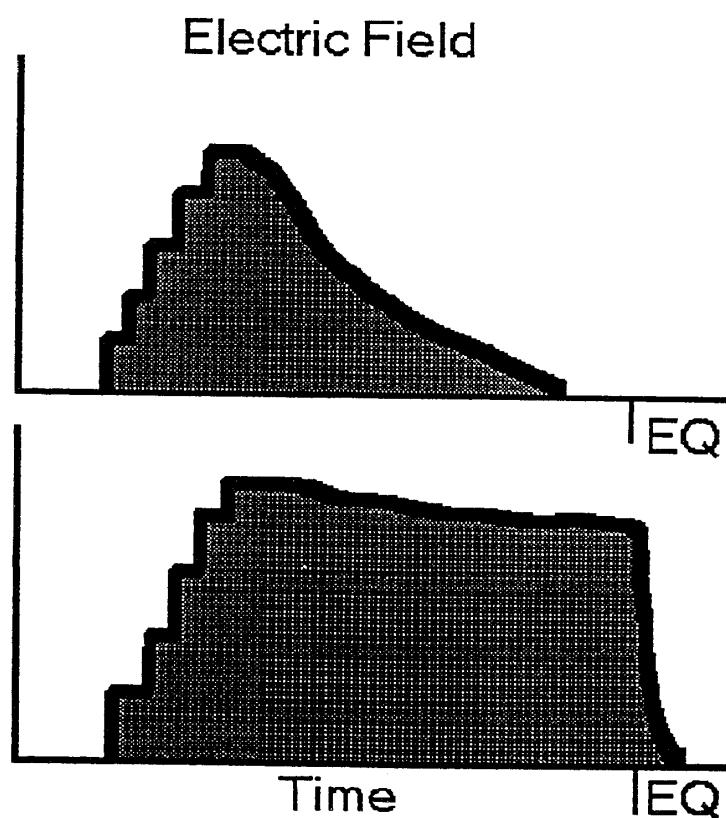


図-8. 蒸気ゾーンの発達。小領域1から順に液相の相対浸透率 K_{rl} がゼロへ。
Fig.8: Development of vapor-dominated zone.



図－ 9． 地表に発生する電位の時間変化。地震発生前に蒸気ゾーンの K_{rl} が回復する場合（上図）と地震時に回復する場合（下図）。

Fig.9: Variation of electric field prior to an earthquake.

Studies of Source Mechanism for Seismic Electromagnetic Anomalies by Means of Charged Particle's Measurements

Yuji ENOMOTO and Makoto AKAI

Mechanical Engineering Laboratory, 1-2 Namiki, Tsukuba, Ibaraki 305

Hiroshi HASHIMOTO

COMTEC Inc., Shimo-renjyaku 3-22-10, Mitaka-shi, Tokyo, 181

Toshihiko SHIMAMOTO and Akito TUTSUMI

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113

Shigeyuki MORI and Yoshiyuki ASABE

Department of Resource Chemistry, Faculty of Engineering, Iwate University, Morioka, 020

and

Takao SAKURAI

Ashikaga Institute of Technology, 268-1 Omae-cho, Ashikaga, Tochigi, 326

Abstract

The present study investigates the source mechanism of the seismic electromagnetic activities that occur in a geo-tribosystem. It was shown that granite generates thermally stimulated exoelectron emission (TSEE) at temperatures ranging from 300 °C to 400 °C. This emission is released from the trapped levels at intrinsic and extrinsic centres in the minerals. Possible heat sources for TSEE are discussed in terms of the frictional heating of the precursor slip. Fracture-induced transient electric signals (FITESs), propagated through the rocks, could be detected only immediately prior to the final fracture. FITES was detected not only from quartz bearing rock (granite) but also from quartz-free rocks, (gabbro and serpentinite), except marble. The FITES intensity decayed in proportion to the distance from the fracture zone. Less FITES was detected for granite annealed at a temperature of 400 °C, where the piezoelectric effect was unchanged but the exoelectron sites were reset. This confirms that the main source of FITES and seismic electric activity is probably the trapped electrons.

1.Introduction

The failure of the Earth's crust as earthquakes could be called the largest tribosystem. A tribosystem usually involves various mechanically-activated physiochemical interactions. The seismic electromagnetic activities, such as changes in earth current or earth potential, radio

wave emission, lightening, etc. are the typical results of such interactions, which relate to the electrical response of rocks. These phenomena have attracted interest since ancient times. Current topics focus on to clarifying the source mechanisms, as well as detecting of the seismic electromagnetic signals to predict the occurrence of earthquakes, because such activity often appears prior to a large earthquake [1,2].

Explanations of such phenomena have been sought in terms of various microscopic responses of rocks such as piezoelectric and its related effects [3-5], exoelectron emission [8,9], triboluminescence [10], water-induced electrokinetic effect [11], oscillation of double electric layers [12], stress induced ion migration [13], etc. However, a definitive explanation of the mechanism for these seismic electromagnetic phenomena has not yet been established.

To achieve a better understanding of these phenomena, a microscopic approach of studying the electrical interactions in rock materials is needed. The present study demonstrates some experimental and theoretical results of thermally stimulated exoelectron emission (TSEE) and fracture-induced transient electrical signal (FITES) relating to seismic electromagnetic activity.

2. Experimental details

2.1 Rock materials

A fine-grained granite from Makabe, Ibaraki and a coarse granite from Inada, Ibaraki were used for the tests. The electrical resistivities of the coarse and fine-grained granite were 0.49×10^6 and 8.4×10^6 ohm cm, respectively.

2.2 Thermally stimulated exoelectron emission (TSEE)

The TSEE from granite was measured using an open-window type Geiger-Müller counter [14], as shown in Fig.1, in which argon of 1.3×10^4 Pa (100 Torr) and ethanol of 1.3×10^3 Pa (10 Torr) were used for the counter and quenching gases. A high voltage of about 1200 V (d.c.) was applied between a cathode and anode, and an accelerating voltage of 100 V (d.c.) between the sample and the grid. The temperature of the specimen was increased from room temperature to 400 °C at a constant rate of 5 °C/min.

2.3 Fracture-induced transient electric signal (FITES)

Two sets of fracture tests were conducted: In the first series of tests (referred to as series A), a long rectangular bar of coarse and fine-grained granite, 20 mm x 20 mm x 300 mm or 30 mm x 30 mm x 1100 mm, was subjected to a guillotine-type fracturing, while a copper electrode was positioned away from the fracture zone to detect any electric charges, as schematically shown in Fig. 2(a). Since fractoemission is essentially a spontaneous burst process, the detector

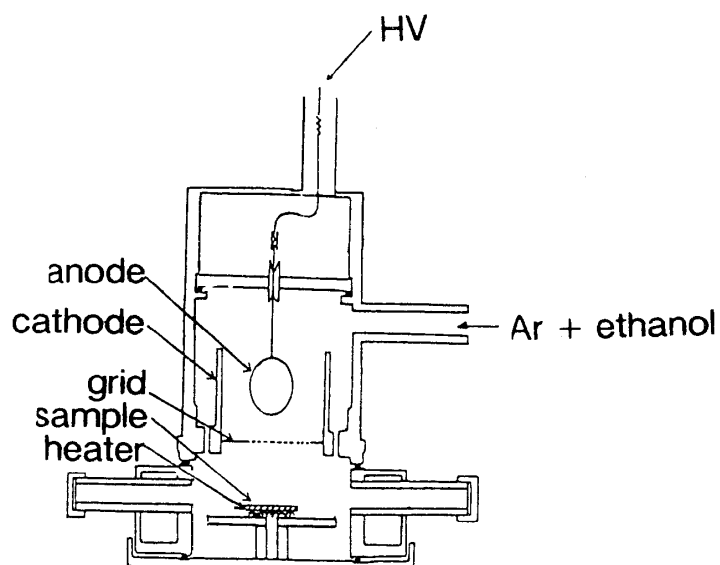


Fig. 1 Schematic diagram of GM counter for TSEE measurement [14]

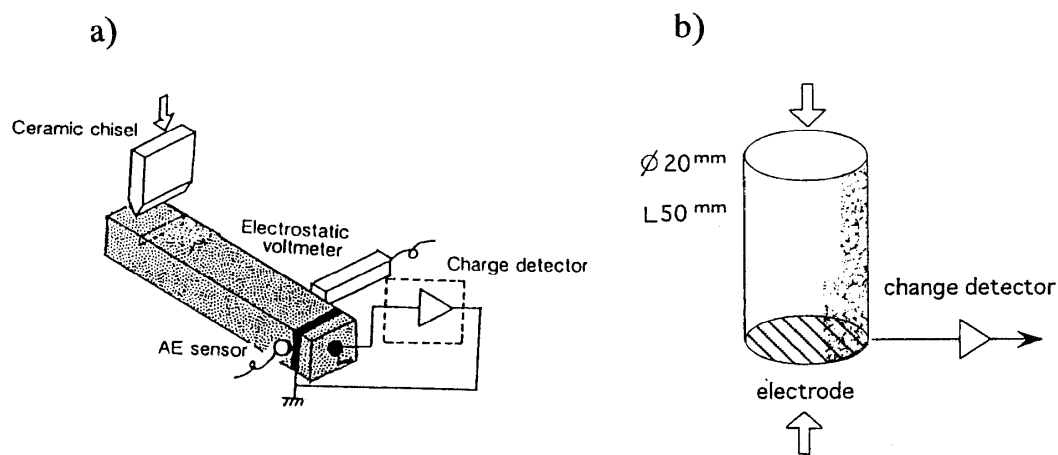


Fig. 2 Schematic diagram of FITES measurements devices (a) in series A and (b) in series B

employed was a high-response charge amplifier (COMTEC Inc., CFP-500), which detects signals having a rise time of less than 1 microsecond [15-17]. An acoustic emission detector (AET Co., #204B) was employed for detecting the fracture and an electrostatic voltmeter (Trek, Inc., model 344) was used for measuring the surface potential developed on the rock surfaces.

In the second series of tests (referred to as series B), uniaxial compression tests have been conducted on granites, serpentinite, gabbro and marble. This test apparatus, as schematically shown in Fig. 2 (b), was installed at Earthquake Research Institute, University of Tokyo. The test were done there at room temperature and at the strain rate of $1.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, using dry cylindrical specimens (20 mm in length and 50 mm in diameter). An copper electrode was placed at the bottom end of the specimen to measure electric charges generated during the fracturing using a fast operating charge detector as described above. Photoemission (PE) was also detected using three sets of photodiodes placed around the specimen.

3. Experimental Results

3.1 Thermally stimulated exoelectron emission

Figure 3 shows the TSEE from a coarse-grained granite thin plate of $20 \times 20 \times 1 \text{ mm}^3$ (mainly from quartz) of as-received and after treatment. The as-received sample showed a glow curve peak at around 380°C , while samples which underwent repeated thermal cycling after the initial measurement and were then mechanically abraded using emery paper showed little TSEE. However, TSEE reappeared at around 380°C for the specimen, gamma-irradiated at about 300 Mrad. **Figure 3** also shows electron spin resonance (ESR) data for quartz referred in Section 4.1.

A coarse-grained granite was pulverized into small fragments of about 0.5 mm, and sorted into individual minerals. quartz, feldspar and biotite. **Figure 4** shows the TSEE glow curves of these minerals. Intense TSEE at 310°C was observed from biotite. There is less TSEE from quartz in Fig. 4. This is because the exoelectron centres were destroyed by the higher stress during pulverization [18].

3.2 Fracture-induced transient electric signal

3.2.1 Guillotine-type fracture tests (series A)

Figure 5 shows typical signals detected for zero electrode bias during fracture of a coarse granite. The FITESs Q (coulomb) were detected during the fracturing period t_f (≈ 1 second), which correspond to the AE signals. The detection of the signals suggests that the FITES propagates through the rock without any external electric field. Note that the surface electric potential (SEP) signal changed to a positive sign (about +17V) at the final breakage. Similar observations were made from the fine grained-granite as well. The integrated electric

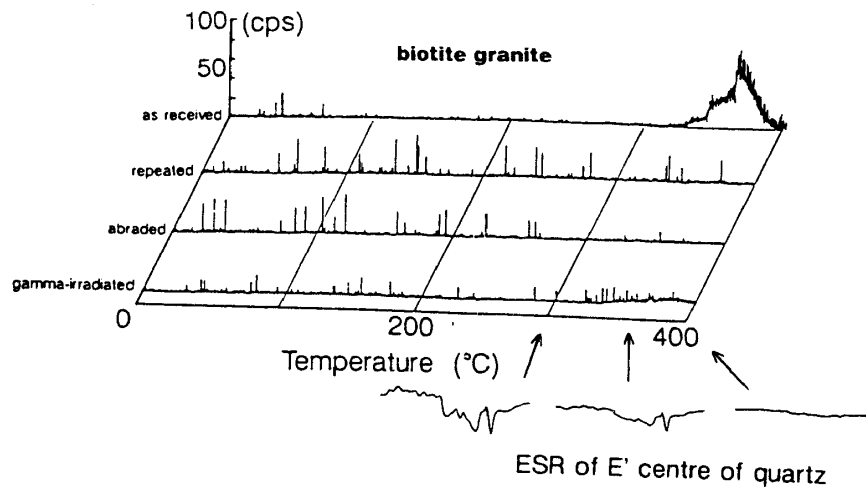


Fig. 3 TSEE glow curve of coarse-grained granite and the ESR spectrum of quartz annealed for 1 hr at 300 °C, 360 °C and 400 °C.

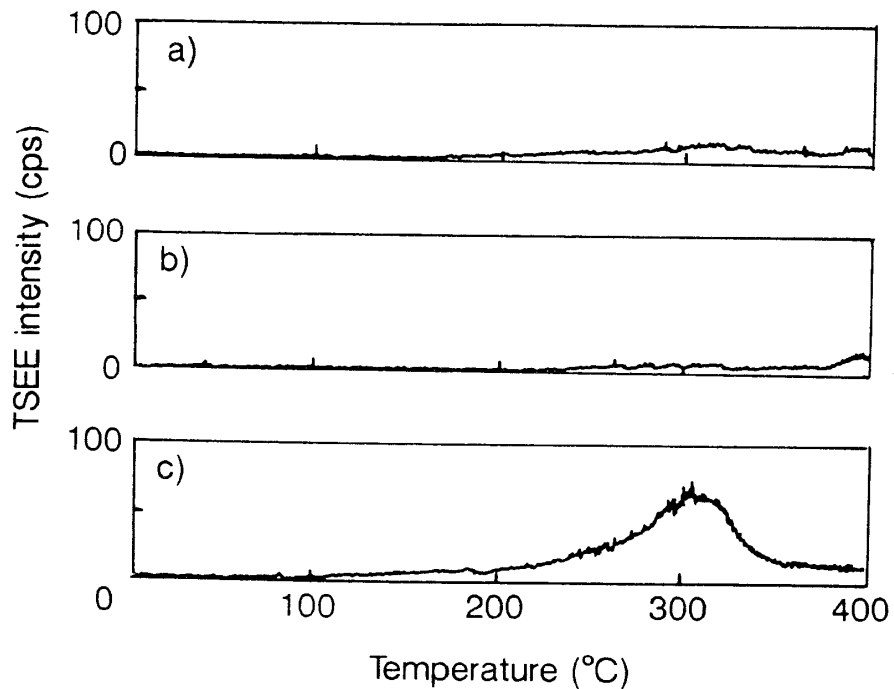


Fig. 4 TSEE glow curve of constituent minerals in coarse-grained biotite granite: (a) quartz, (b) feldspar, (c) biotite

charge ΣQ divided by t_f , i.e. $I = \Sigma Q/t_f$ which is the electric current, generated during the fracturing period of coarse- and fine-grained granites is plotted in Fig. 6 against the distance between the fracture zone and the detector electrode.

For the coarse and fine grained granite, the observed variations of FITES with distance, x , was $I = 7 \times 10^{-8}/x$ Amm⁻¹ and $0.4 \times 10^{-8}/x$ Amm⁻¹, respectively. Generally, the FITES generated in the coarse-grained granite was 1.75 times that generated in the fine-grained granite.

In the next test, granite was heated at 400 °C for 10 hours, and because the annealing temperature was below the Curie point of quartz, the piezo-electric constant of the granite was not changed (0.09 ± 0.015 pC/N) before and after the heat treatment. However, the electrons trapped at lattice defects may be thermally released as revealed by the TSEE experiments (cf. Figs. 3 and 4). We found that the FITES for the heat-treated granite, as noted by in Fig. 6, reduced by 2 to 3 orders of magnitude, thus strongly confirming that the main source of the FITESs is due to the release of trapped electrons, but not the piezoelectric effect.

3.2.2 Uniaxial fracture tests (series B)

Figure 7(a) shows FITES signal from granite, whereas Fig. 7(b) shows corresponding axial stress (AS) and photoemission (PE) signals. The extended time scale of Figs. 7(a) and (b) were shown in Figs. 7(c) and (d), respectively. Intense FITES were detected at a precursory period of about 0.6 sec where deformation of a rock specimen was accelerated leading to the final failure. The appearance of FITES did not correspond to that of PE signals. The FITES detected only immediately prior to the fracturing. Hence the FITES might become a useful immediate earthquake precursor.

It should be noted that intense signals were also detected from quartz-free rocks; gabbro and serpentinite, but not from marble. This fact indicates that the piezoelectric effect is a minor contributor to seismic electromagnetic activity.

4. Discussion

4.1 Exoelectron emissions mechanism

It is well established that rocks through geologic time have been subjected to radiation damage due to alpha-, beta- and gamma-decay of radioactive elements such as ²³⁸U, ²³²Th and others contained in surrounding rocks. Lone-pair electrons produced by irradiation are trapped at various lattice defects (intrinsic centres) or at impurities such as Al³⁺, Ge⁴⁺ (extrinsic centres) in minerals, which have been observed by the electron spin-resonance (ESR) method. Typical intrinsic centres in quartz are illustrated in Fig. 8.

When a rock was heated, electrons are released from the trapped centres, and to the ESR signals decrease, as shown in Fig. 9 [18]. These

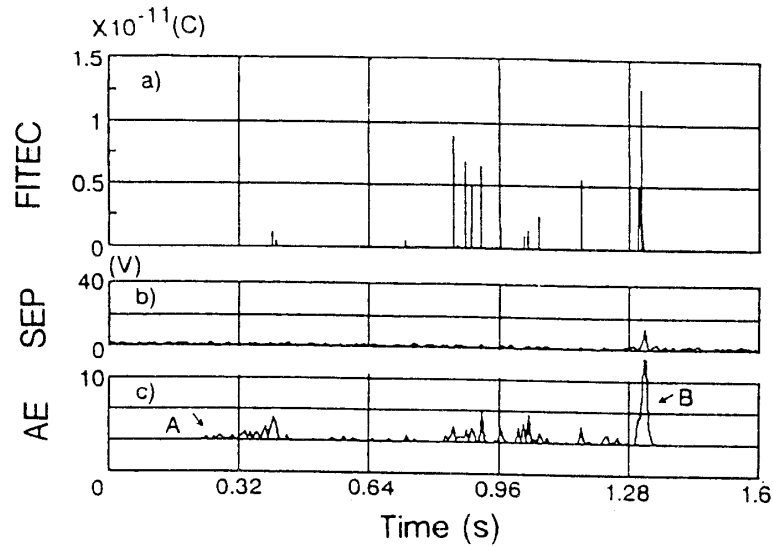


Fig. 5 Typical measurements in series A at room temperature of (a) FITEC at an electrode bias of zero, (b) SEP and (c) acoustic emission of a coarse-grained granite bar of 20 mm x 20 mm x 30 mm. The distance from the fracture zone to the electrode was 240 mm, Arrows A and B in (c) indicate the beginning of stressing and the final fracture of the granite bar.

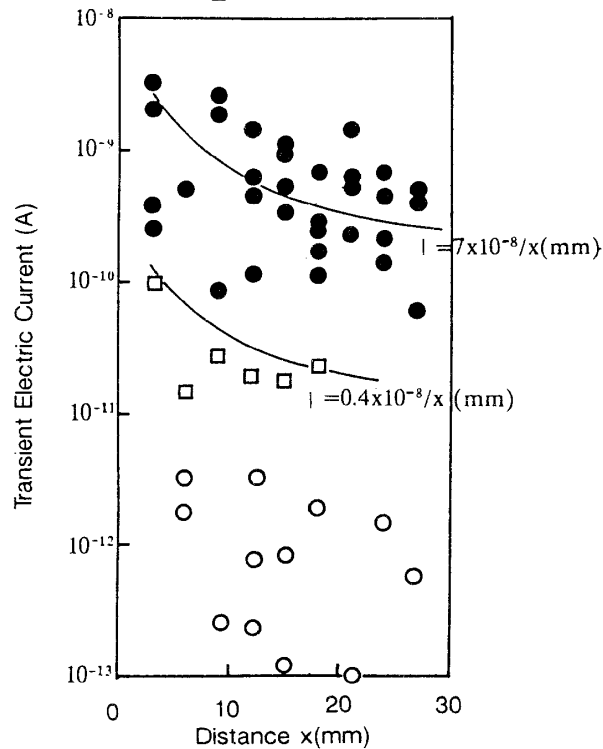


Fig. 6 The integrated intensity of FITEC during the fracture period of granite as a function of the distance x of the detector from the fracture zone: ●, coarse-grained granite in its natural state; ○, a heat-treated state, □, fine-grained granite in its natural state

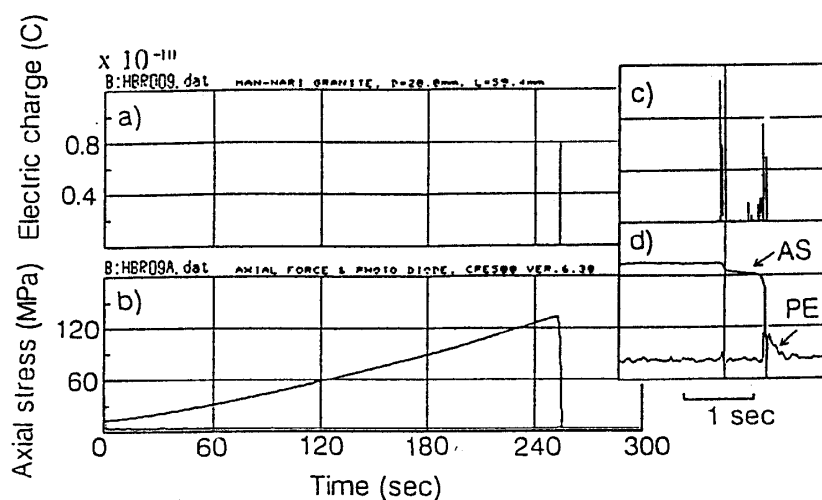


Fig.7 Typical measurements in series B: (a)FITES and (b) AS and PE signals during uni-axial fracturing of granite in series B tests. (c) and (d) extended time-scale of (a) and (b), respectively

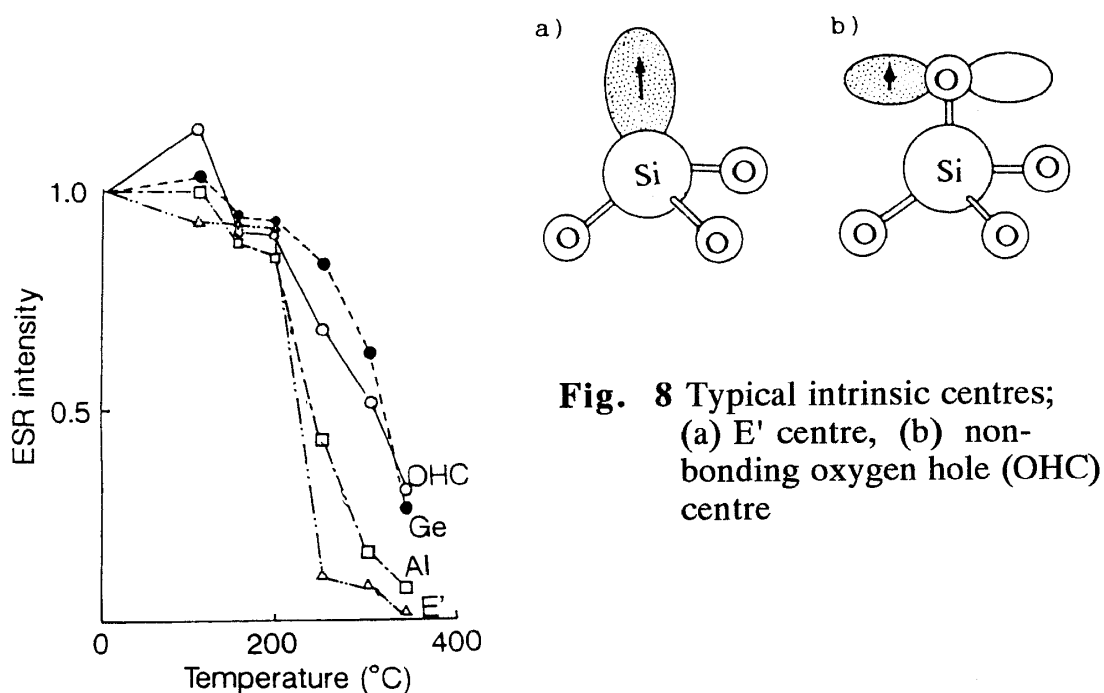


Fig. 8 Typical intrinsic centres; (a) E' centre, (b) non-bonding oxygen hole (OHC) centre

Fig. 9 Temperature dependence of ESR intensities of intrinsic and extrinsic centres in quartz (by Fukuchi et al. [18])

centres were reset at temperatures between 300 °C and 400 °C. In this heating process, the electrons released partly recombine with holes, and others having their energy greater than electron affinity of the mineral are excited to a conduction band as TSEE. According to a simple trap model [19], the intensity I is given by the following equation:

$$I = n_0 s \exp(-E/kT) \cdot \exp \left\{ - \int_0^T \frac{s \exp(-E/kT)}{\beta} dT \right\}$$

, where E is the energy level of a trapped electron, T temperature (K), k Boltzmann's constant, s is the frequency factor, n_0 the number of electrons in the traps, and $\beta = dT/dt$ which is a constant in the TSEE experiments. The results of curve fitting of the TSEE data of the granite with the theory given by the above equation, as shown in **Fig.10(a)** and **(b)**, indicate that there are three different trapped levels, 0.5, 1.06 and 1.4 eV for Inada granite and 0.35, 0.82 1.2 eV for Makabe granite. The main TSEE peaks having the energy level of $E=1.2-1.4$ eV in **Fig.10 (a),(b)** are attributed to the trapped level in quartz, while the peaks of $E = 0.35 - 0.5$ eV are attributed to that in biotite.

In our ESR measurement of heat-treated quartz fragments of Inada granite, signals attributed to E' center ($g=2.0008$), as shown in **Fig. 3**, decrease in intensity between 300 °C to 400 °C, where the TSEE glow peak was observed. Thus the TSEE peak from quartz of Inada granite is mainly attributed to the electron release from the E' centre, though the possible TSEE mechanism from biotite is not clear yet.

Further experiments on the effect of compression stress on TSEE behaviour of rocks are needed to compare with seismic electromagnetic activity in the field.

4.2 Possible heat sources for TSEE

Since seismic electromagnetic activities are often experienced as a precursor of an earthquake, but not during the earthquake, enough heating should occur to stimulate TSEE at the precursor stage of fracturing. Laboratory experiments on the fracture of rocks show that before the final fracture, there is a precursor stage of stepwise growth of cracks. **Figure 11** illustrates the fracture model leading to final fracture (an earthquake). Micro (or /macro)-slip may take place after the second step of cracking [20]. Fracture tests indicate that in the early stage of fracturing, the crack propagation velocity is about 0.01 m/s,

whereas near or at the main fracture stage, it reaches 0.1 m/s - 500 m/s [21].

Shear cracking produces the frictional heat. The frictional heating was analyzed by McKenzie and Brune [22] using one-dimensional model. The equation governing the temperature in either half space of the shear fracture plane which slide past one another with a constant velocity v , as illustrated in Fig. 12, is given by,

$$\rho c_p \left(K \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \frac{\partial T}{\partial t} \right) = -\sigma_f v$$

, where ρ and C_p are the density and specific heat of the rock, $K = \kappa / C_p$ is the thermal diffusivity, κ is the thermal conductivity, and σ_f is the frictional stress.

By solving this equation, the temperature $T(x, t)$ is

$$\begin{aligned} T(x, t) &= T_0 + \frac{\sigma_f d}{\rho c_p t_1} \left[\left(\frac{t}{\pi K} \right)^{1/2} \exp\left(-\frac{x^2}{4Kt}\right) - \frac{x}{2K} \right. \\ &\quad \left. \operatorname{erfc}\left\{ \frac{x}{2(Kt)^{1/2}} \right\} \right] \quad 0 \leq t \leq t_1 \\ &= T_0 + \frac{\sigma_f d}{\rho c_p t_1} \left\{ \left[\left(\frac{t}{\pi K} \right)^{1/2} \exp\left(-\frac{x^2}{4Kt}\right) \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \left(\frac{t-t_1}{\pi K} \right)^{1/2} \exp\left\{-\frac{x^2}{4(K(t-t_1))}\right\} \right] \right. \\ &\quad \left. - \frac{x}{2K} \left(\operatorname{erfc}\left\{ \frac{2}{2(Kt)^{1/2}} \right\} \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \operatorname{erfc}\left[\frac{x}{2\{K(t-t_1)\}^{1/2}} \right] \right) \right\} \quad t_1 \leq t \end{aligned}$$

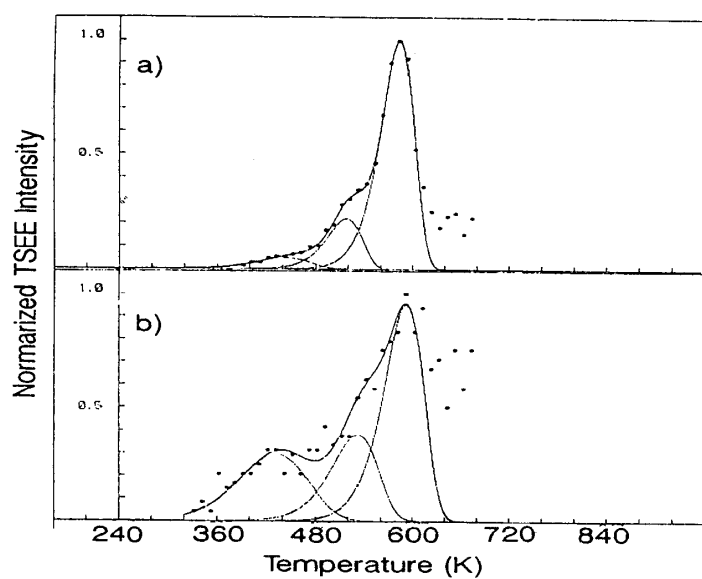


Fig.10 Curve fitting of TSEE data using a simple trapped model in eq. (1):(a) Inada granite, (b) Makabe granite

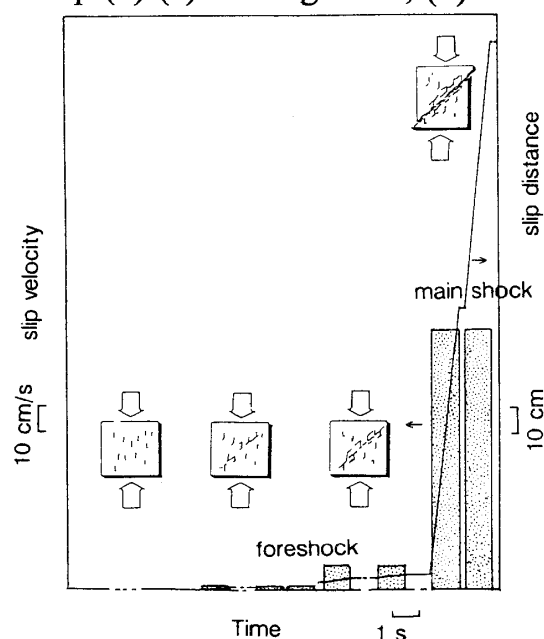


Fig. 11 Precursor fracturing model leading to main shock.
(Based on ref.19)

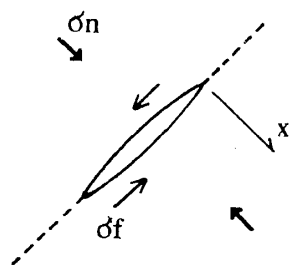


Fig. 12 One-dimentional slip model during shear fracturing

, where T_0 is the initial surrounding temperature, d the placement, and t_1 the period of slipping, $v=d/t_1$. If we assume the underground temperature rises at a constant rate of 30 °C/km typically, T_0 is 150 °C and 300 °C at 5 km and 10 km deep respectively. Rocks at these depths are subjected to stresses of 123 and 245 MPa, respectively. The shear stress of rocks in laboratory experiments is expressed as [23]

$$\sigma_f = 0.85, \quad \sigma_n < 200 \text{ MPa}$$

$$\sigma_f = 50 + 0.6 \sigma_n, \quad 200 < \sigma_n < 2000 \text{ MPa}$$

Thus, the frictional stress is 197 MPa at 5 km deep and 104 MPa at 10 km deep. Using these values and probable values for v (= 1cm/s or 10 cm/s) and d (= 1cm or 10 cm) at the precursor stage of faulting. **Figure 13** shows the calculated results of the temperature T against distance x from the fault plane. The results show that frictional heating generates enough heat to stimulate TSEE from granite.

The frictional heating is enough to cause localized melting on the fault plane during seismic motion of the faults. This was confirmed by SEM observation of the wear surface of the fault [24].

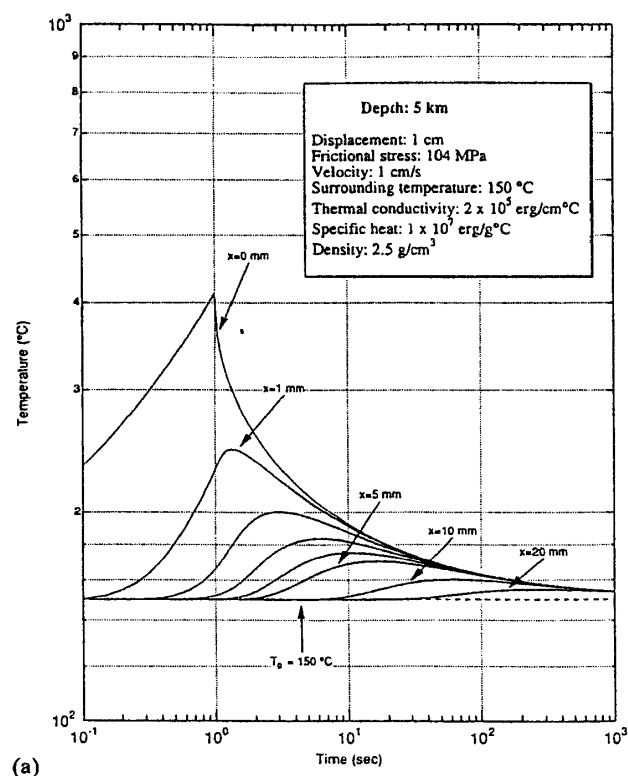
According to Weichert and Schonert [25], temperatures at the tip of a moving crack in a brittle material such as glass and quartz, are higher than 1000 K, which is again enough to stimulate TSEE. During cracking of single-crystal silicon, a transient increase in conduction was observed by Langford et al. [26], where the thermal pulse at the crack tip might induce the production of free charge carriers.

The third possible heat source is the case where hot gases, generated from magma reservoirs, which stream into the open cracks. This type of electromagnetic activity, if there exists, may occur on volcanic front.

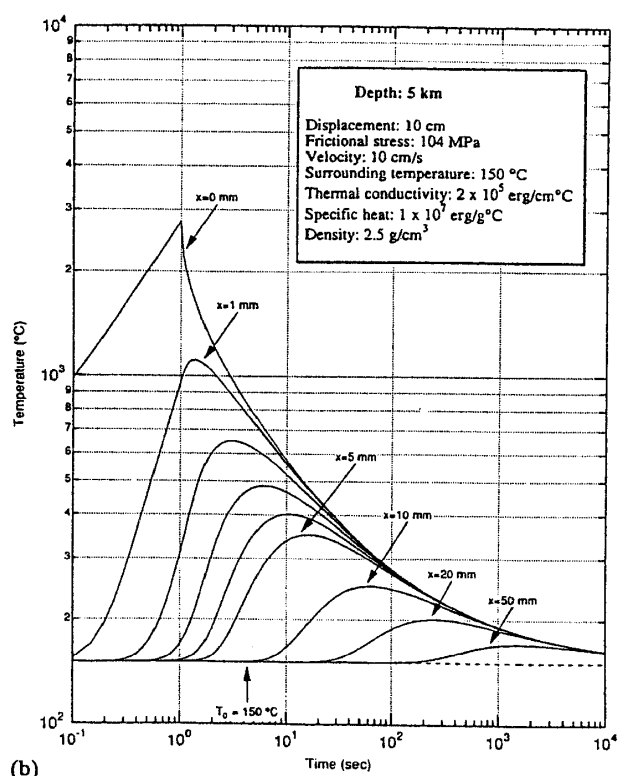
It should be pointed out that the first two mechanisms; the frictional heating and heating at a moving crack tip, may accompany mechanical activity such as foreshocks. However for the third process, geomechanical activity is not necessary. A possible example may be the anomalous electric field signals (D.C. - 0.7 Hz), detected by Fujinawa et al. [27], which appeared about one day and again 1.5 hours prior to the 1990 west Izu-Ohima earthquake ($M_s = 6.6$), without any foreshocks. The epicenter was inside the volcanic active region.

It should be noted that TSEE is a transient phenomenon, once the trapped electrons are thermally excited, TSEE occurs unless irradiated by energetic beams. This may explain why seismic electromagnetic activity, if it appears at the precursor stage, does not appear during the main earthquake shock.

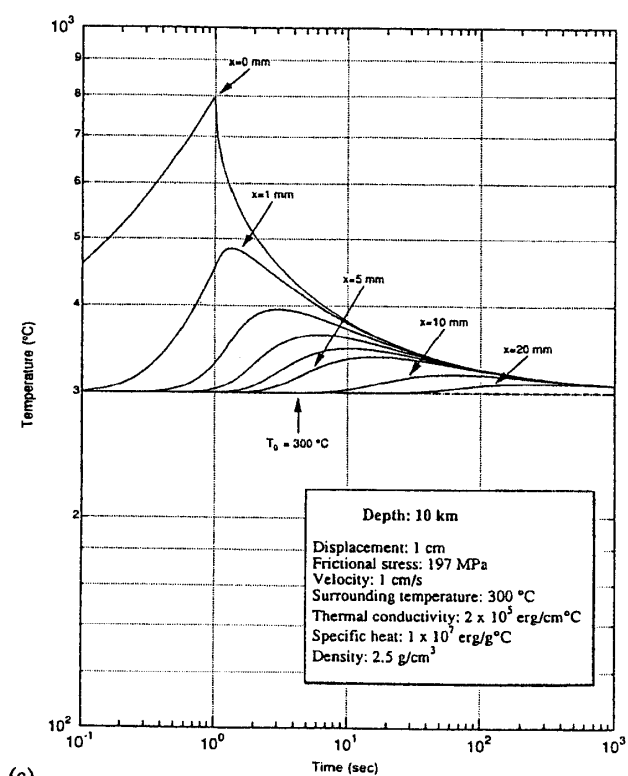
It should also be noted that the source mechanism due to TSEE as mentioned above may not appear in the crust deeper than 15 km,



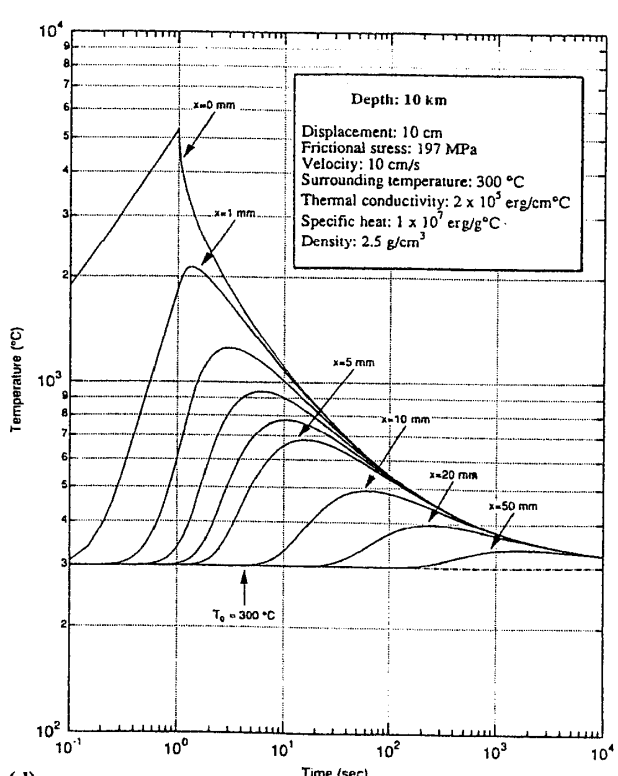
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 13 Frictional temperature rise at slip plane at depths of (a), (b) 5 km and (c), (d) 10 km

because the surrounding temperature exceeds the TSEE peak temperature of 400 °C. With the present assumption of the constant rate of temperature increase of 30 °C km⁻¹ holding at the seismic area in a deep crust, the proposed source mechanism is effective for the seismic area with a shallower depth of less than 13 km. Based on the two-dimensional thermal model analysis by Honda and Uyeda, however, the temperature of the seismic area at the subduction zone is about 400 °C, even as deep as several tens of kilometers [28], where the present source mechanism still may operate.

4.3 Fracture-induced transient electric signal

Uniaxial compression test (series B) clearly demonstrated that unlike AE signals which increases markedly at stresses above about half of the fracture strength, intense FITES were detected only immediately prior to the final fracturing. The fact indicates that FITES might correlate to electromagnetic precursor to earthquake.

FITES at the fracture zone ($X=0$), in the series A, is estimated from Fig. 7 to be 6×10^{-10} C for a fine-grained granite and 10^{-8} C for a coarse-grained granite. Since the fracturing period is about 1 second and the cross-sectional area fractured is 4 cm², we obtain the mean current density at the fracturing zone is as 1.2×10^{-10} A/cm² for a fine-grained granite and 3×10^{-9} A/cm² for coarse-grained granite.

Varotsos et al. [28,29] mentioned that the emitted current density from rock samples is a density of the order of 10^{-9} to 10^{-10} A/cm² from laboratory experiments on thermally stimulated polarization current, which is comparable to our work. Using this value, he estimated that a transient change of the order of 1 mV/100m should be measured in the field experiments, which is exactly the value that they measure in actual field seismic electric signals [29].

Though further study is needed to clarify the propagation mechanism of FITES, this paper shows that the FITES behaviour, as well as the TSEE behaviour, depend on the electrical and the mechanical properties of the rocks, which are dependent upon their constituent minerals, grain size, lattice defects, impurities, radioactivity, geological age, water content, and so on. This suggests that the electromagnetic activity associated with earthquakes may also depend on the geology of the area.

5. Concluding Remarks

The microscopic aspects in a geo-tribosystem were investigated in this study, and how TSEE possibly relates to seismic electromagnetic activity. The results can be summarized as follows:

- 1) TSEE from granite was detected in the temperature range from 250 - 400 °C.

2) The TSEE peak from quartz appeared at about 380 °C probably due to the release of electrons trapped at E' centre.

3) Enough temperature rise to cause TSEE occurs due to the frictional heating at the precursor stage of the fracture.

4) When granite samples were subjected to fracture, fracture-induced transient electric signals, propagating through the rocks, could be detected only immediately prior to the fracturing.

5) Intense FITESs were detected not only from granite bunt also from quartz-free rocks, such as gabbro and serpentinite.

6) The FITES decayed in proportion to the distance of the detecting electrode from the fracture zone.

7) Less FITESs were detected for granite annealed at 400 °C. It was thus confirmed that the main source of the signal is not due to the piezoelectric effect but due to the trapped electrons.

Acknowledgements

This work was partilly supported by the Japanese Science and Technology Agency's special research fund of "Electromagnetic radiation phenomena as a precursor to the crustal rapture" (Principal researcher Yukio Fujinawa).

References

- 1) P. Varotsos and K. Alexopoulos, *Techtonophys.*, **110** (1984) 73-98; 110 (1984) 99-125.
- 2) P.Varotsos and M. Lazaridou, *Techtonophy.* **188** (1991) 321- 347.
- 3) E.I. Parkhomenko, *Electrification Phenomena in Rocks*, Plenum Press, New York, London, 1971.
- 4) D. Finkelstein and J. Powel, *Nature* **228** (1970) 759-760.
- 5) H. Tributsch, *Nature* **276** (1978) 606-608.
- 6) B.T. Brady and G.A. Rowell, *Nature* **321** (1986) 488-492.
- 7) G.O. Cress, B.T. Brady and G.A. Rowell, *Geophys. Res. Lett.*, **14** (1987) 331-334.
- 8) K. Oike and T. Ogawa, *J. Geomag. Geoelectr.*, **38** (1986) 1031-1040.
- 9) Y. Enomoto and H. Hashimoto, *Nature* **346** (1990) 641-643.
- 10) T. Terada, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **9** (1931) 225-255.
- 11) H. Mizutani and T. Ishido, *J. Geomag. Geoelectr.*, **28** (1976) 179-188.
- 12) N.G. Khatiashvili and M.E. Perelman, *Phys. Earth and Plant. Inter.*, **57** (1989) 169-177.
- 13) S.A. Hoenig and F.S. Itani, *Fourth Inter. Cong. of Rock Mechanics*, Moteaux, Switzerland, (1979) 243-247..
- 14) Y. Asabe, S. Mori, N. Senzaki and K. Kudo, *Res. Rept. Iwate Univ. Fac. Eng.*, **42** (1989) 101-110.
- 15) Y. Enomoto and H. Hashimoto, *J. Materi. Sci. Lett.*, **8** (1989) 1107-1109.

- 16) Y. Enomoto and H. Hashimoto, *Nature*, **346** (1990) 641-643.
- 17) Y. Enomoto and H. Hashimoto, *Tectonophys.*, **211** (1992) 337-344.
- 18) T. Fukuchi, N. Imai and K. Shimokawa, *Earth and Plant. Sci. Lett.*, **78** (1986) 121-128.
- 19) H. Yukutake, *Symp. Phys. Earthquake Field in the Crust*, Univ. Tokyo, (1992) 113-118 [in Japanese].
- 20) N. Kato, K. Yamamoto, T. Hirasawa and K. Kusunose, *ibid*, 109-112.
- 21) D. McKenzie and J.N. Brune, *J. Res. astr. Soc.*, **29** (1972) 65.
- 22) J.D. Byerlee, *Pure Appl. Geophys.*, **116** (1978) 615.
- 23) M.V. Swain and R.E. Jackson, *Wear*, **37** (1976) 63-68.
- 24) R. Weichert and K. Schonert, *J. Mech. Phys. Solids*, **26** (1978) 151.
- 25) S.C. Langford, D.L. Doering and J.T. Dickinson, *Phys. Rev. Lett.*, **59** (1987) 2795-2797.
- 26) Y. Fujinawa, K. Takahashi and T. Kumagai, *J. Seis. Soc. Japan*, **43**, 2 (1990) 287-290.
- 27) P.A. Varotsos and K.D. Alexopoulos, *Thermodynamics of point defects and their relation with bulk properties*, North-Holland, (1986) pp 419.
- 28) P.A. Varotsos, private communication (1992).

ANOMALOUS VLF SUBSURFACE ELECTRIC FIELD CHANGES PRECEDING EARTHQUAKES

Yukio FUJINAWA¹⁾ and Kozo TAKAHASHI²⁾

(1) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
Tennodai 3-1, Tsukuba-shi, 305 Japan

(2) Communications Research Laboratory, Koganei-shi, Tokyo, 184 Japan

Abstract.

The vertical component of the subsurface electric field have been observed at seven stations in central Japan in order to find precursory phenomena effective for the prediction of earthquake and volcanic eruptions. Electric fields were measured by an antenna made by using the casing pipe in boreholes ranging from about 100 to about 800 m deep. Two horizontal components of electric field changes were also measured for reference.

Fields were measured in three frequency bands: 0~0.7 Hz, 0.01~0.7 Hz (ULF), 1kHz~9 kHz (VLF). The amplitude of VLF signals and the waveform of ULF signals were recorded by analog recorders at speeds of 2~20 cm/h at the observation site, and by sending data over commercial telephone lines with a personal computer at Tsukuba.

During observations over several years signals of VLF and ULF bands of the vertical component revealed changes that were of interest for earthquake prediction. These signals had rarely been observed simultaneously at different observation sites. Here analysis is focused to characteristics of the particular pattern of intermittent signals in the VLF band observed at Tsukuba. Anomalous changes in the pattern of intermittent signals in the VLF band had been found to occur during the period of the swarm activity off east Izu peninsula in 1989. The same kind of anomalous changes occurred within about 2 weeks before earthquakes with magnitude $M \geq 5.0$, focal depth $H \leq 80$ km and epicentral distance $\Delta \leq 200$ km occurring mainly in land areas. Although the relationship between the changes and the swarm activities was inferred only from the point of view of the sequential occurrence of the two phenomena without any direction-finding measurements, the relationship was confirmed by the reoccurrence of the same particular electric field changes at the times of repeated swarm activities.

1. Introduction

Recent studies suggest that electromagnetic field changes at very low and ultra low frequencies may precede volcanic eruptions and larger than moderate earthquakes of relatively shallow depth.^{1),2)} These changes seem to occur several hours to several tens of days before an earthquake and these lead times are independent of the magnitude of the earthquake. This electric field change may be grouped into the second kind of the earthquake precursory phenomena³⁾, which are thought to provide important clues to issue the short and imminent -term alarming to future earthquakes or volcanic eruptions. Moreover, the electromagnetic field changes appear to be largely independent of other precursory phenomena, such as seismic activity and crustal deformations⁴⁾, and will enable the occurrence probability of the coming earthquake to be estimated with larger confidence^{5),6)}.

We have, however, not yet obtained essential knowledge about these changes: their generation mechanisms, signal propagation path, and quantitative relationships with earthquakes. To infer the characteristics of these phenomena in high-noise environments, a specially designed

antenna⁷⁾ has been used. This antenna is thought to sense the vertical subsurface electric fields, thus resulting in observations of signals with relatively little man-made or natural environmental noises.

To learn more about the electromagnetic phenomena preceding the crustal rupture, we should consider some prominent features as candidate precursory phenomena, and should evaluate these phenomena quantitatively in relation to crustal rupture phenomena. The evaluation should preferably follow the guidelines proposed by the subcommission on Earthquake Prediction of the International Association of Seismology and Earth's Interior(IASPEI)⁸⁾.

This paper evaluates the subsurface electric field changes from the viewpoint that they are precursory phenomena that can be used for short-term and imminent-term prediction of earthquakes and volcanic eruptions. This is, however, not a complete evaluation of the phenomena⁸⁾, but is intended to show by analysing several years observations data that the vertical subsurface electric field can provide useful precursory phenomena even in high-noise environments, and especially that the intermittent electric field changes observed during the prominent swarm activity⁴⁾ precede certain kind of earthquakes.

2. Observations

The antenna is a folded dipole microantenna⁷⁾ with a reflector in the ground as is illustrated in Figure 1. A vertical steel pipe of several hundred meters long was used as the linear element of the monopole antenna. Surrounding the pipe, grounded wires were buried about 1 m deep and used as the reflector. If the steel pipe is completely insulated except at the bottom end, the antenna closely resembles an antenna for communicating with underwater submarines⁹⁾. The electric contact between steel pipe and the surrounding subsurface materials is not usually perfect, but has a finite, nonuniform value of resistivity distributed along the pipe. The output of the antenna, which is the electric potential between the steel pipe and the surrounding buried wires, is therefore proportional to a weighted average of the vertical component of the subsurface electric field strength parallel to the steel pipe, although we have no knowledge of the weight function depending on the distribution of the contact resistivity.

Field experiments to guess the characteristics of the borehole antenna system were conducted in parallel with the ordinary magnetotelluric(MT) measurement technique¹⁰⁾. Signals of the

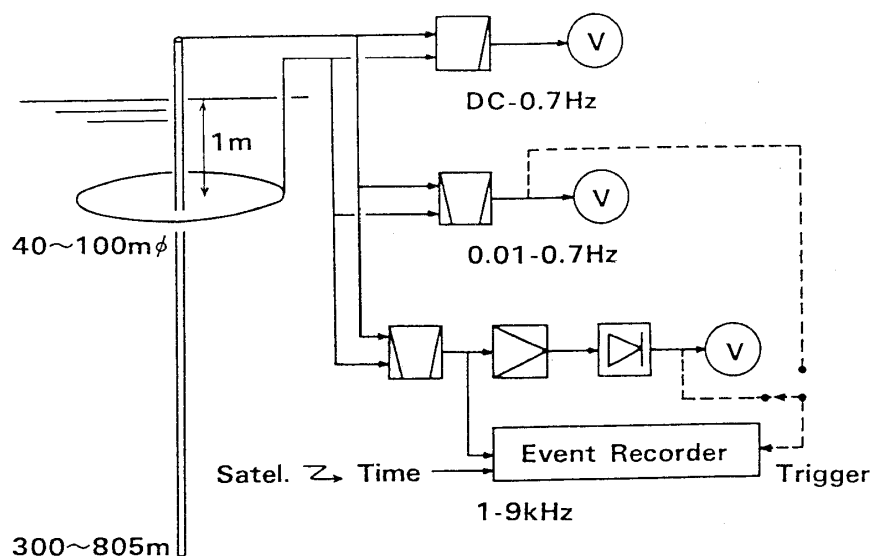


Fig. 1. Schematic view of the borehole antenna system and block diagram of the measurement.

borehole antenna of a 1,500 m length casing pipe were compared with signals of two components of horizontal electric potentials and three components of geomagnetism in usual MT measurements. The borehole used is 2000 m deep and only the upper 1,500 m has a steel casing pipe. At the same time the true vertical electric fields were measured by using a 2,000 m insulated wire being inserted in the same borehole (Figure 2). The antenna consisting of the insulated wire senses the vertical electric field of the lower 500 m of the borehole, because the upper 1,500 m part is covered by the steel casing pipe. Measurements were made for about four days.

Results of frequency analyses of the comparison measurements data shown in Figure 3 indicate that in the period $T \geq 1$ sec the strength of the signal from the casing pipe antenna (CS) is about one order of magnitude less than that of signals from the insulated-wire antenna (MA), and that the difference becomes larger with increasing period. On the other hand, the signal of the insulated-wire antenna is about one-third that of the horizontal dipoles. The coherence between the outputs of two types of antenna for underground vertical electric fields (lower part of Figure 3), is 0.2~0.4, except at around the shortest (1 sec) and longest (3,000 sec) periods. The georesistivity distribution at the site determined by the magnetotelluric measurement resulted in a one-dimensional resistivity of the order of $1000 \Omega \cdot m$ implying that the field would not differ much along the 2,000 m borehole at least in the period of interest here. Thus, we can infer that the borehole antenna senses the vertical components slightly less sensitivity as the period increases, although the two antenna sense the different layer of the subsurface (Figure 2).

We can also see that the borehole antenna senses electric signals other than those that the

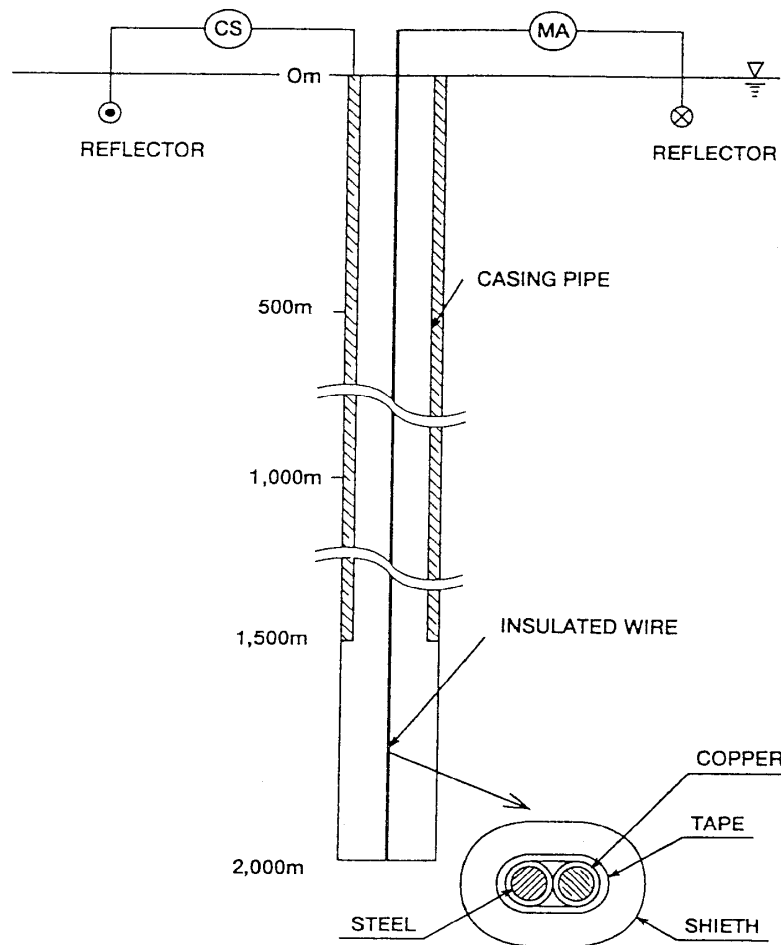


Fig. 2. Schematic views of the experiments comparing the two kinds of antenna used in a 2,000 m borehole.

horizontal electric dipole antenna senses. On Izu-Oshima island in Sagami Bay, we have installed a borehole antenna, using a 300 m length casing pipe, which also comprises a roughly 200 m long horizontal dipole with another electrode 100 m deep¹¹⁾ (Figure 4). Figure 5 shows a typical record, which contains three kinds of signals: V is the vertical component, H the horizontal component, and H' the high-pass signals of H. Signal A is larger in the vertical component, B is larger in the horizontal component, and C is similar in both components. This sample record indicates that the borehole antenna does not show the same signals that the horizontal dipole does. One of the most prominent characteristics of the borehole antenna is that, at the time of a small volcanic eruption anomalous signals dominated the vertical component, though usually the horizontal component did¹¹⁾.

We have much evidence that the present type of borehole antenna senses the vertical electric field, but we would preferably install the true underground microantenna to make more reliable observations with a higher S/N. A larger vertical georesistivity gradient distribution would result in a larger subsurface vertical electric fields. The present antenna system would detect a field change in the multidimensional geoelectric stratum more easily if the incident field is not completely horizontal. It should be also noted that the horizontal component of man-made noise usually dominates the vertical component: this is another reason for the effectiveness of the borehole antenna¹¹⁾.

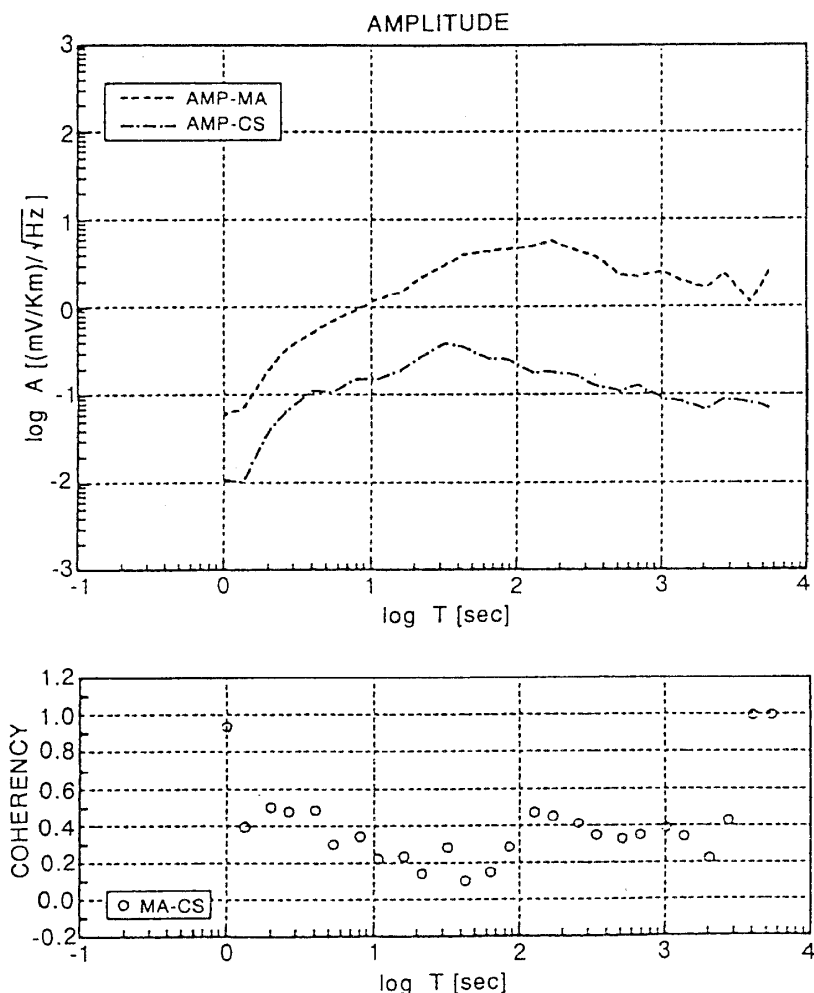


Fig. 3. Frequency response functions of the signals of two borehole antenna, amplitude spectrum (upper), and coherency (lower).

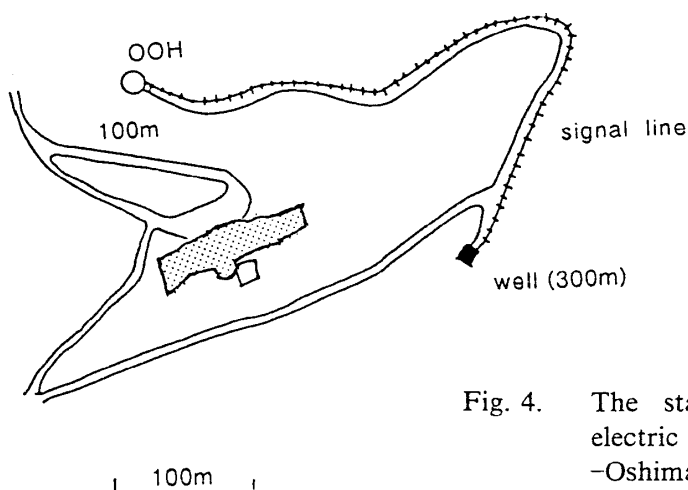


Fig. 4. The station for underground electric field observation on Izu-Oshima Island. A 300 m steel pipe is used to measure the vertical components of electric field, which is also used to measure horizontal components with a 100 m pipe.

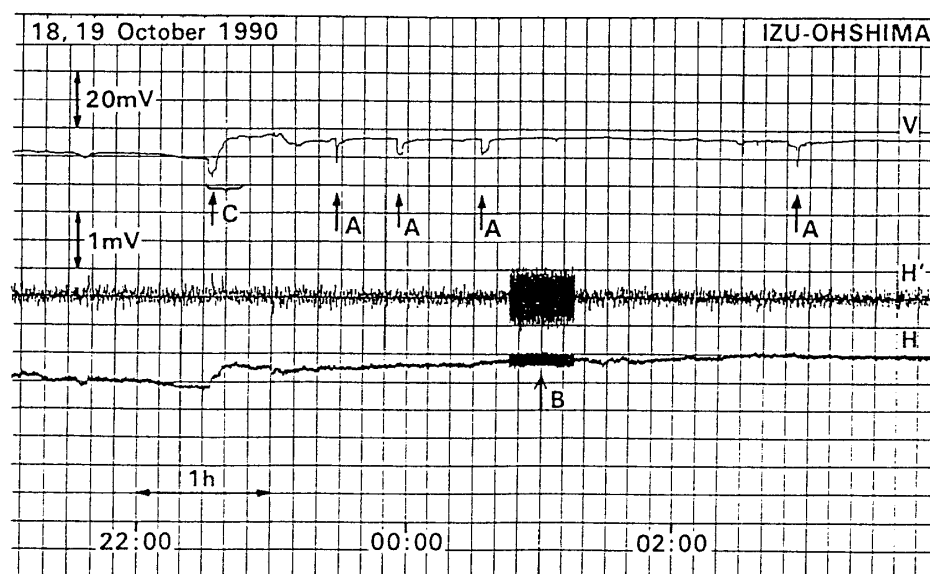


Fig. 5. Typical signals recorded by the borehole antenna for the vertical component measurement and by the horizontal dipoles at Izu-Oshima. Signals A, B, C are relatively dominant in either vertical (V) or horizontal (H and H') and both component, respectively.

Continuous observations using the borehole antenna 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), and since March 1993 at Katsuura (KAT) (Figure 6). Two mutually perpendicular horizontal components in addition to the vertical component are being observed except at Tsukuba by measuring the electric potential differences between two electrodes that are short underground vertical pipes, each 8 m long and several tens of meters apart. The channels observed are “dc” band (0–0.7 Hz), the ultralow

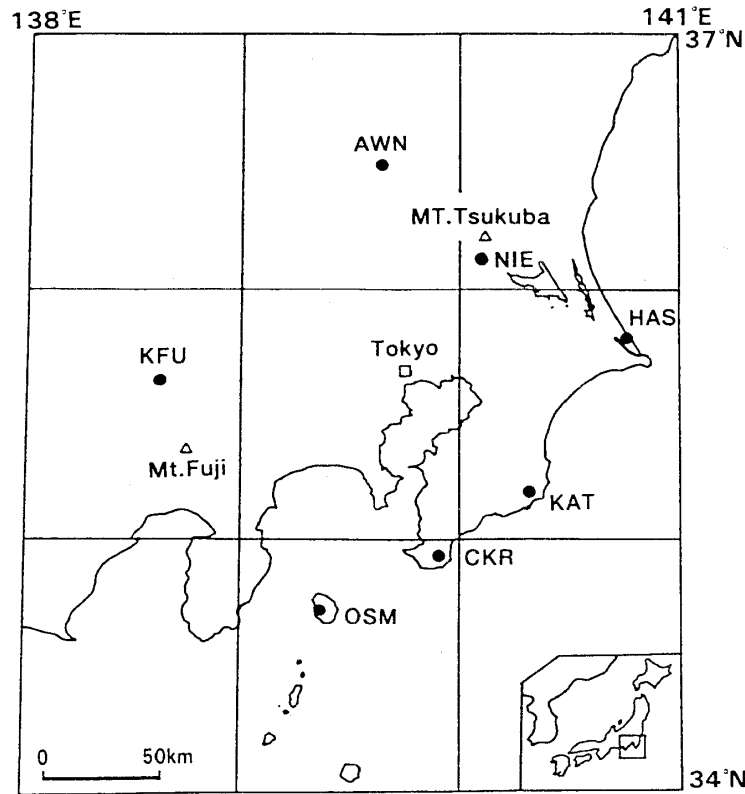


Fig. 6. Sites at which the underground electric field changes were observed by using the borehole antenna.

frequency (ULF) band (0.01–0.7 Hz), and the very low frequency (VLF) band (1–9 Hz) (Figure 1). All data are recorded with strip-chart recorders at the observation sites, and data from HAS, Awn, CKR, KFU, and KAT are also recorded at the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) by means of a personal computer telecommunication system.

Here we limit the present analysis to the data at Tsukuba, because the characteristic anomalous electric field changes⁴⁾ have been observed only there. By statistically analyzing data gathered from June, 1989 through July, 1992, we will show the relationship between certain electric field changes and earthquakes.

3. Results

Intermittent field changes in the VLF band were observed during the extensive swarm activity in June and July 1989⁴⁾. The uppermost part of the records shown in Figure 7 indicate intermittent changes occurred just before the largest earthquake of magnitude $M=5.5$, at the depth $H=7$ km at 11:09 on 9 July 1993. Inspection of the records of several months including the time of the swarm activity strongly suggests that the changes were related to prominent crustal activity. Precursory time T from the initiation of the changes until occurrence of the earthquake is about 0.7 day.

Similar intermittent electric field changes were also observed in a laboratory experiment¹²⁾. Electromechanical models explaining the electromagnetic field changes preceding earthquakes or volcanic eruptions have been proposed^{13)–19)}, and all the model mechanisms relied on the electric

currents induced by microcracking in around the crustal rupture area due to the stress concentration. The swarm activity off the east coast of Izu Peninsula seems to have been induced by magma intrusion²⁰⁾. The intermittent character of the electric field changes implies that a kind of stick slip crustal motion was induced by a step-like change of tectonic forces due to the magma intrusions. Continuation of the intermittent field change even after the earthquake occurrence as is shown in the uppermost record of Figure 7 could have been caused by the persistence of the microcracks caused by the magma activity.

During two years of observation we could pick up 11 instances of similar patterns of changes, and Figure 7 shows some of clear examples similar to the typical records at the time of the swarm in July 1989. In searching for these similar patterns we did not take earthquakes into account. As can be seen from Figure 7, these fluctuations have periods of 1~2 hours with intervals of about half an hour. The fluctuations sometimes have a shorter period of about 30 minutes (for instance, 12~13 March 1991) or have no clear periodicity (for instance, 16 February 1990). From the electric field changes at the time of seismic swarm activity in 1989, even though we have no evidence of the effects of the magma intrusion, we can infer that the extension of the microcracking region proceeded in an intermittent way.

To see the relationship between these events with earthquakes in time domain, we used the earthquake catalogs of the NIED network²¹⁾, which provides data set homogeneous enough for our present purpose. The time window of the earthquake corresponding the anomalous electric field changes was set to be three weeks, the magnitudes window $M \geq 4.5$, and the focal depth window $H \leq 100$ km. All the depicted electric field anomalies were found to precede earthquakes occurring in central Japan (in Table 1).

The precursory times T listed in Table 1 range from 0.4~15 days, and the average is several days. The precursory time is plotted in Figure 8 by the symbol $\odot$ versus the magnitude of earthquakes overwriting on the original one by Rikitake³⁾. Present data fell into the range between

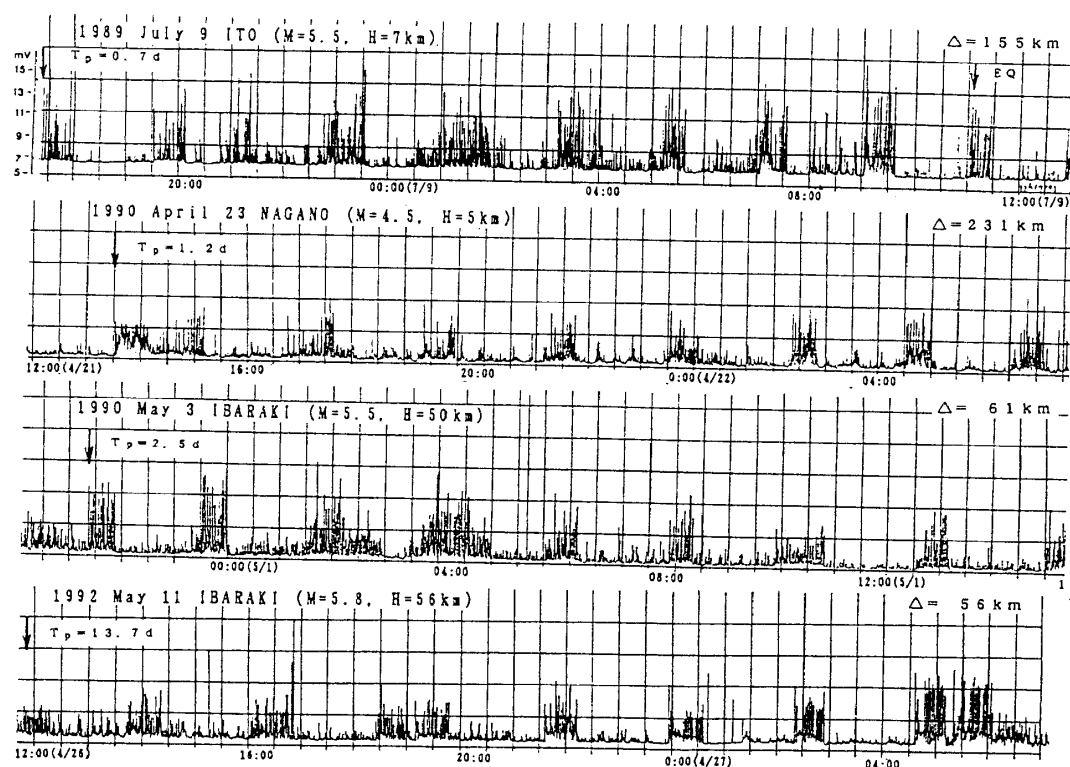


Fig. 7. Examples of anomalous intermittent VLF subsurface electric field changes observed at Tsukuba.

Table 1. Parameters of earthquake that followed the anomalous electric field changes.

No.	Time			Magnitude	Depth (km)	Distance (km)	Precursory Time(d)	Area
1	1989	Jul.5	02:28	4.9	10	150	4.0	Ito
2	1989	Jul.9	11:09	5.5	7	150	0.6	Ito
3	1989	Oct.14	06:19	5.7	17	153	2.1	Izu-Osima
4	1990	Feb.20	15:53	6.6	20	180	4.7	Izu-Osima
5	1990	Apr.23	00:59	4.5	5	210	1.5	Nagano
6	1990	May.3	16:45	5.5	50	60	2.7	Ibaraki
7	1990	Jun.1	10:22	5.8	49	73	0.4	Choshi
8	1990	Aug.23	08:47	5.5	46	93	7.8	Chiba
9	1991	Feb.11	17:07	4.6	68	20	0.4	Ibaraki
10	1991	Mar.15	09:01	4.6	75	63	2.7	Chiba
11	1992	May.11	19:07	5.8	56	54	1.5	Ibaraki

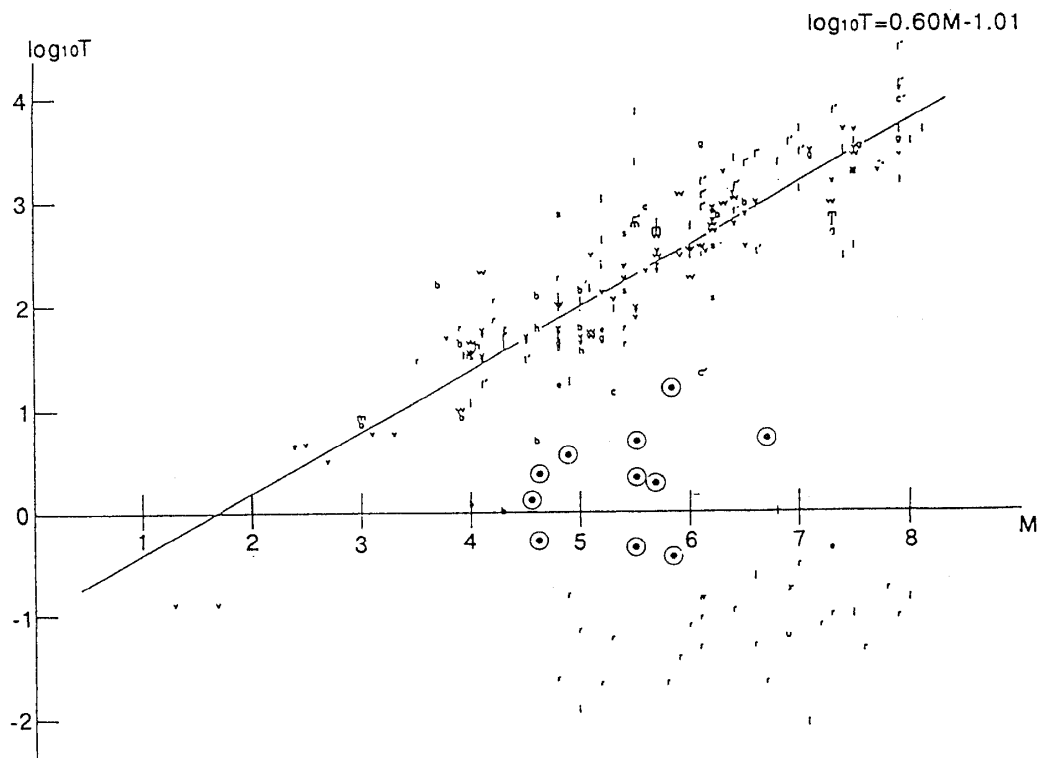


Fig. 8. Relation between precursory time T and earthquake magnitude M . The figure is originally from Rikitake³⁾ except those symbols $\odot$.

that the first ($\log T \sim M$) and second kinds ($\log T = \text{const.}$) precursor³⁾. And although the data are scattered, there seems to be a log-linear relationship between precursory time and magnitude.

Figure 9 shows the epicenter distribution of earthquakes included in the selected windows of space, time, magnitude and focal depth. Larger symbols correspond larger magnitude as is noted in the figure, and types of symbol indicate the focal depth range. The earthquakes with open symbol did not follow the anomalous changes, and filled ones followed the anomaly. As can be seen from this Figure no earthquakes in the ocean off Ibaraki ($36^\circ \leq \phi \leq 37^\circ$, $140.5^\circ \leq \lambda$) and in south central Japan ($\phi \leq 34^\circ$) were generally not preceded by anomalous changes in subsurface electric fields. There is an exception, however, in the sea around Izu-Oshima Island: almost all the earthquakes with parameters within the windows were accompanied by the anomalous field changes.

It is not clear why earthquakes in this region are so sensitive to fields at Tsukuba, about 160 km away. The property might be related to the selectivity rule²²⁾ of the SES (seismic electric signal). This characteristic signal propagation is not yet explained quantitatively. It may be caused by an inhomogeneous character of the geoelectric resistivity surrounding the source regions and the observation point^{18),23)}. Recent observations of the detailed microseismic hypocentral distribution²⁴⁾ have revealed that the Philippine Sea plate subducts westwards from the Sagami Bay, reaching underneath Mt. Tsukuba and the Boso Peninsula. The borehole at Tsukuba was constructed to reach to the top of the pre-Tertiary sediments²⁵⁾, and although we do not yet have a clear image of the signal propagation¹⁾, these geological conditions might be favorable to the propagation of the signals. Figure 9 suggests that these signals are detected at distances of 100 km $\sim$ 300 km. Figure 9 also indicates that most of moderate earthquakes in land areas were accompanied by the anomalous field changes.

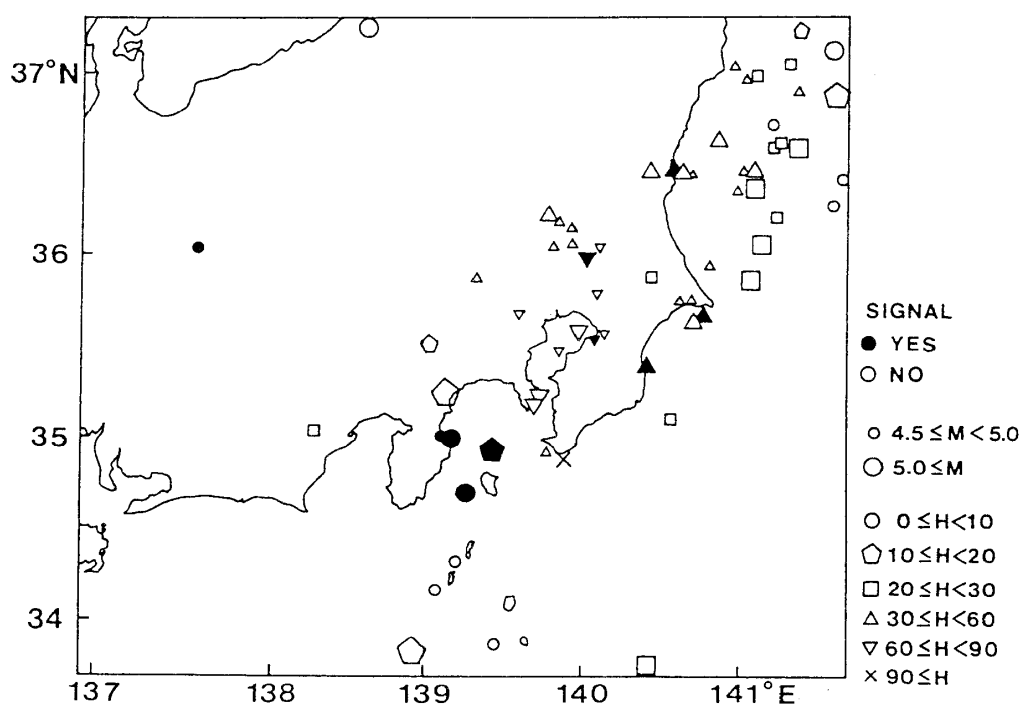


Fig. 9. Epicenter distribution for the earthquakes included in the chosen windows. Open symbols indicate earthquakes not preceded by anomalous changes and filled symbols indicate earthquakes preceded by anomalous changes.

Figure 10 shows relationship between the particular intermittent VLF field changes and the focal depth and magnitude of earthquakes occurred on land and in the sea near Izu-Oshima. Filled marks denote earthquakes accompanied the electric field anomalies, and open marks those without anomalies. It seems that the anomalies preceded earthquakes with $M \geq 5.0$ and $H \leq 80$ km. Because of the scatter of the data we cannot draw a clear threshold dividing earthquake with that followed the anomalies and those that did not, but it may be said that the shallow moderate earthquakes entering into the above parameter windows accompanies the anomalous changes with the probability of about 80%.

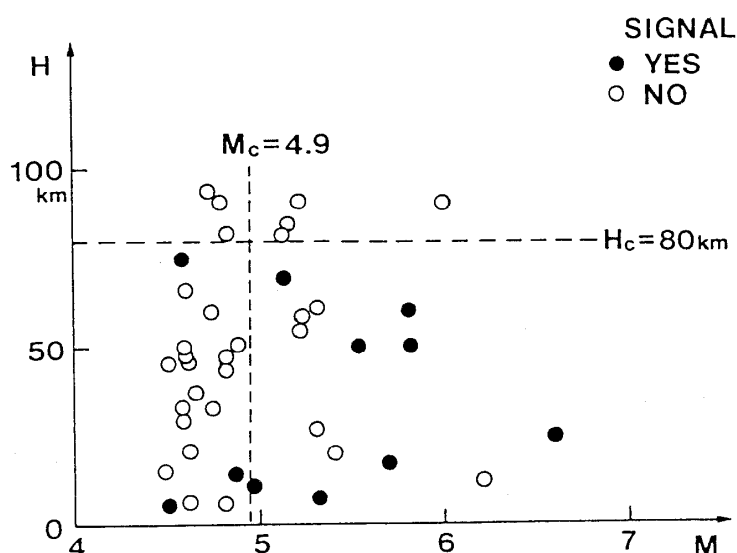


Fig. 10. Relationship between the anomalous electric field changes and the magnitude and focal depth of earthquakes. Open symbols indicate earthquakes not preceded by anomalous changes and filled symbols indicate earthquakes preceded by anomalous changes.

4. Repeated appearance of the anomaly

After the prominent seismic event in 1989, the swarm activity east of the Izu Peninsula became low, and no apparent crustal deformation was detected by a highly sensitive tiltmeter²⁶⁾. Moderate-scale activity resumed on 26 May 1993, however, attaining its peak around the end of May and being practically gone by June 5. This activity in May and June of 1993 was large enough for apparent crustal deformations to be detected by the ground tiltmeter at Ito²⁶⁾, by the volume strain meter²⁷⁾ and GPS equipments²⁸⁾ near Ito.

Epicenter distributions for the two swarm activities are shown in Figure 11²⁹⁾. These were determined by the extensive seismic observation network of NIED²¹⁾. The spatial extent of the latest swarm activity was about half that of the activity in 1989, but these swarms occurred in the nearly same region and at nearly the same focal depth of less than 10 km²⁹⁾. The duration of the former seismic activity was about two weeks and that of the latter was about one week. The largest earthquakes of former and latter swarms were respectively of magnitude 5.5 and 4.8. We can infer from these data that the latter activity was about half as intense as the former.

In 1993 the electric fields in the VLF band were nearly in the noise level from 14 May until night of 21 May 1993 (Figure 12). The anomalous intermittent changes started to be recorded from midnight 21 May. About three days after the appearance of the signals, the swarm activity

attained its first peak during the period from 26 May through 29 May as can be seen in Figure 13. The electric signals diminished below the noise level from midnight of 23th until the 28th and they recovered from about 20:00 on 28th until the evening of the 30th. About 1 day later we had the largest earthquakes of magnitude $M=4.8$, occurring at a depth about 6 km at 15: 12 on 31 May. Both of appearance and duration of the anomalous field changes of the latest case are less clear and shorter than those of the earlier activity⁴⁾, corresponding to the different activity scale.

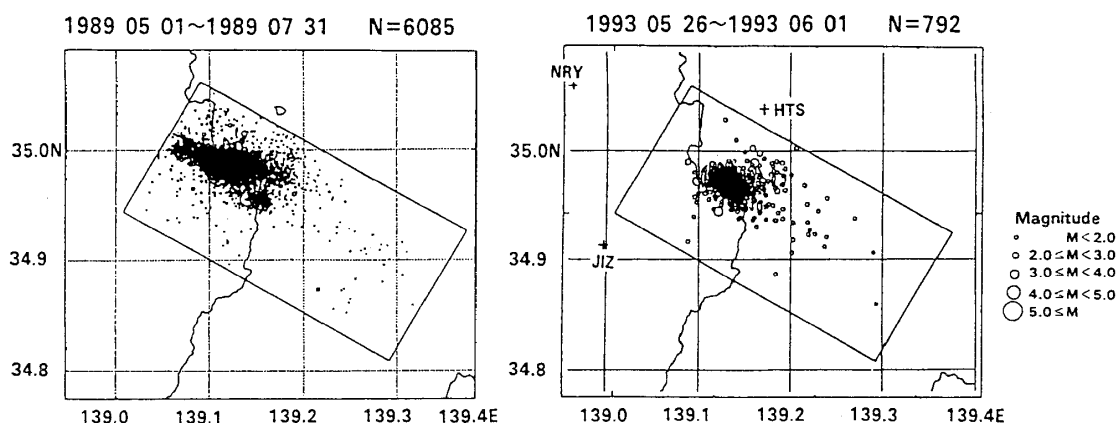


Fig. 11. Epicenter distribution of the swarms east of Izu Peninsula in 1989 and in 1993²⁹⁾.

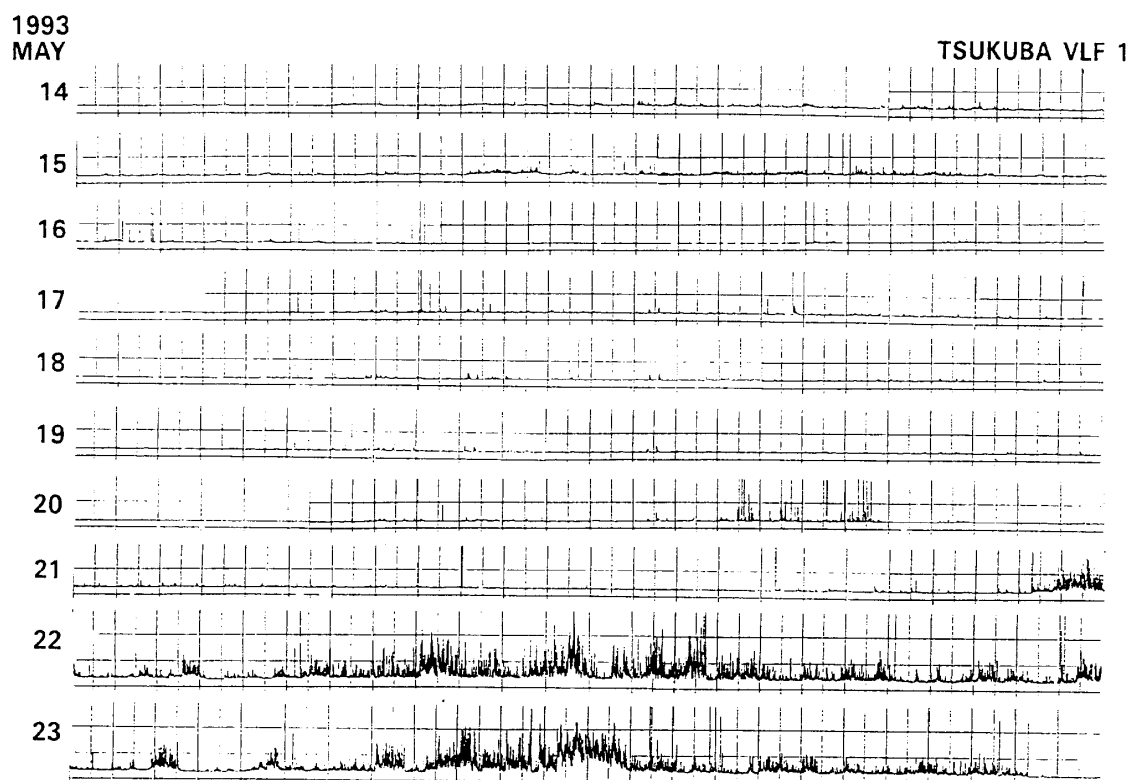


Fig. 12. Daily successive records of the VLF vertical electric field changes at Tsukuba around the seismic activity east of Izu Peninsula during May and June of 1993.

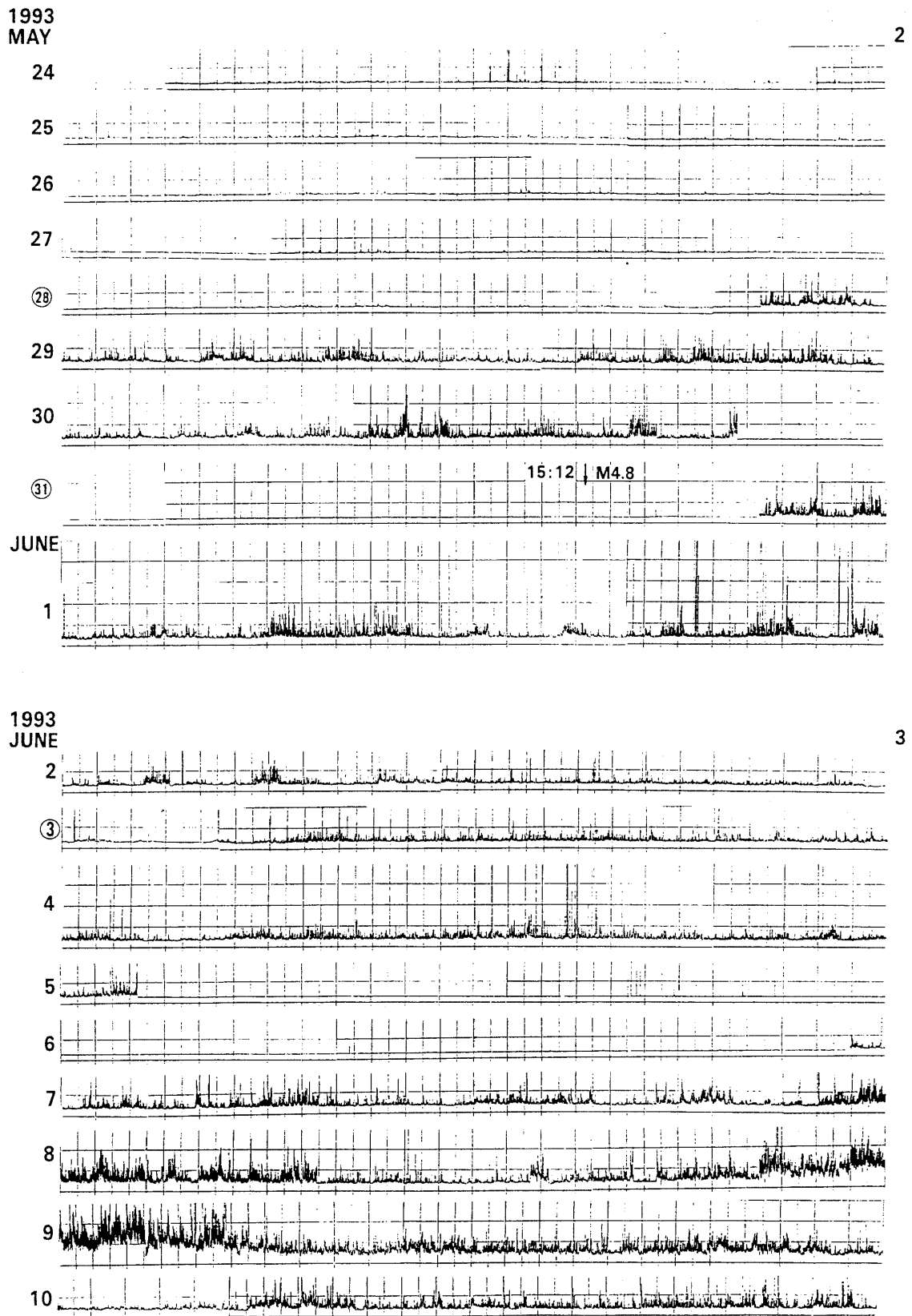


Fig. 12. (continued)

The upper part of Figure 14 shows the record of the vertical component of the subsurface electric field just before the largest earthquake of magnitude $M=5.5$ during the former swarm activity in 1989⁴⁾. And the lower part of this Figure shows the record during about half a day just before the third peak of the latest seismic swarm activity, in May and June of 1993. We can see that the very similar intermittent patterns of the vertical component of the subsurface electric field changes were observed at both cases of similar crustal activities. This result also provides strong evidence that the intermittent VLF electric field changes precede certain kinds of earthquakes.

There is much evidence that these changes were induced by the magma intrusions in this region²⁰⁾. When magma intrudes, microcracks of tensile mode can be expected to predominate, resulting in many fresh surfaces, that will be electric field sources¹³⁾⁻¹⁹⁾.

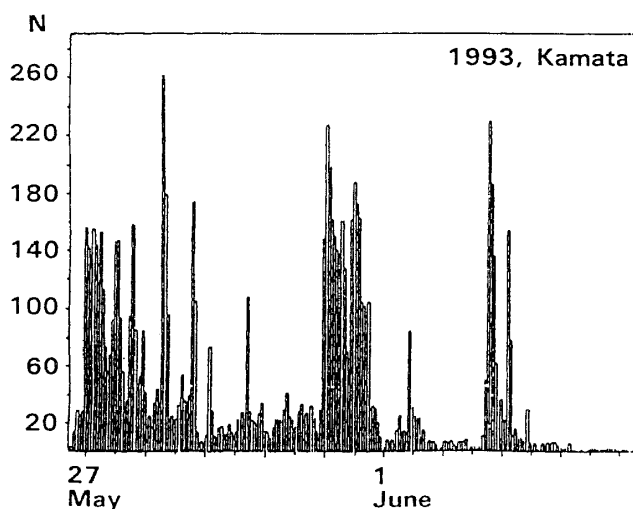


Fig. 13. Evolution of changes in the number of earthquakes at Ito.²⁵⁾

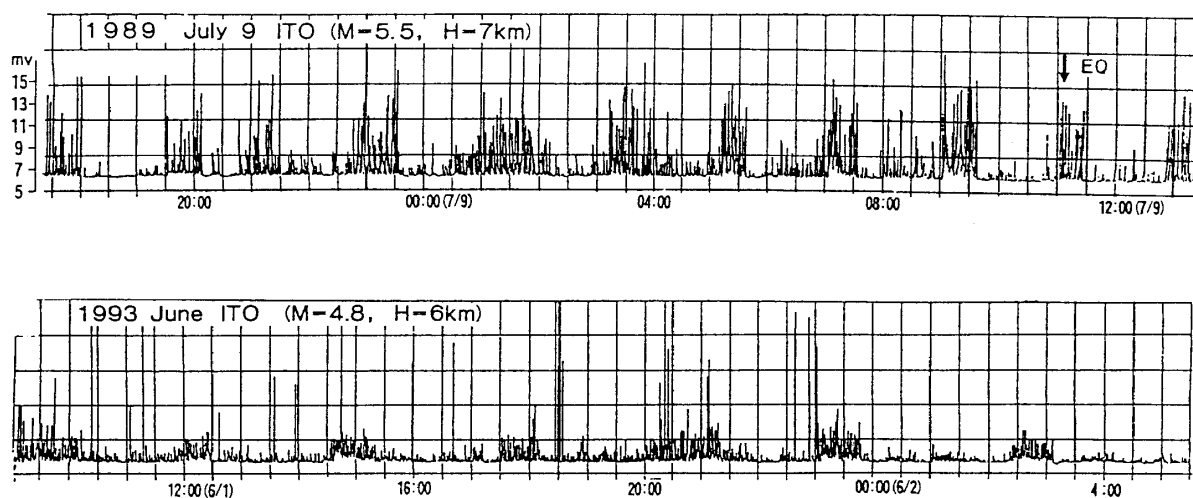


Fig. 14. Intermittent electric field changes at the times of the seismic swarms east of Izu Peninsula in 1989 (upper) part and in 1993 (lower part).

5. Concluding Remarks

A numerical calculation of the electromagnetic radiation associated with earthquakes³⁰⁾ has indicated that the strength of the electric field caused by the oscillating electric current dipole sources can barely be detected except for extraordinarily large source of order 10^5 Am. Attenuation during the propagation is strong, so that we should think of more effective waveguides, such as through a fault gauge³¹⁾, through increased conductivity regions due to the microcracking¹⁸⁾, or through transportation of positive holes¹⁷⁾.

We have provided evidence that the borehole antenna senses vertical electric field changes and is one of effective instruments for observing the anomalous field changes preceding earthquakes in short or imminent term. It would not be difficult to find boreholes with long casing pipes originally used for another object, such as pumping oil or ground water. We can use these pipes to build inexpensive monitoring stations that will provide valuable data for the short and imminent term earthquake and volcanic eruption predictions. We should, however, more extensively compare borehole antenna with a true underground microantenna so that we can check the characteristics of the borehole antenna.

Acknowledgements

We wish to acknowledge the encouragements of Drs. Shigetsugu Uehara and Kozo Hamada. We are much indebted to Drs. Ryuji Ikeda, and Shoji Sakata of NIED, Mr. Yoshiro Takamatsu of Nittetsu Yosetsu Co., Ltd., and Mr. Hideo Minowa of Tecs Co., Ltd. for their helps with the observations. We also thank Ms. Tamae Nishino and Ms. Machiko Hirose for their help in analyzing data.

References

- (1) Park, S. K., M. J. S. Johnson, T. R. Madden, F. D. Morgan and H. F. Morrison: *Rev. Geophys.* 31, 117(1993).
- (2) Parrot, M., J. Achache, J. J. Berthelier, E. Blanc, A. Deschamps, F. Lefeuvre, M. Menvielle, J. L. Plantet, P. Tarits and J. P. Villain: *Phys. Earth and Planet. Inter.* 77, 65(1993).
- (3) Rikitake, T.: *Earthquake Prediction*, Elsevier Scientific Pub., Amsterdam, p.357(1976).
- (4) Fujinawa, Y. and K. Takahashi: *Nature* 347, 376(1990).
- (5) Aki, K.: in *Earthquake Prediction*, An International Review, Maurice Ewing Ser., 4, 566 (1981).
- (6) Fujinawa, Y.: *Natural Hazards* 4, 7(1991).
- (7) Takahashi, H. and K. Takahashi: *Earth and Planet Inter.* 57, 40(1989).
- (8) Wyss, M.: *Evaluation of proposed earthquake precursors*, Amer. Geophys. Union, Washington DC, p. 95(1991).
- (9) Moore, R. K.: *IEEE Spectrum*, November, 42(1967).
- (10) Kaufman, A. A. and G. V. Keller: *The Magnetotelluric Sounding Method*, Elsevier, Amsterdam, p. 595(1981).
- (11) Fujinawa, Y., K. Kumagai and K. Takahashi: *Geophys. Res. Lett.* 19, 9(1992).
- (12) Hadjicontis, C. M. and V. Hadjicontis: *Abst. International Workshop Electromagnetic Phenomena related to Earthquake prediction*, 70, Univ. Electro-Communications, Tokyo (1993).
- (13) Warwick, J. W., C. Stoker and T.R. Meyer: *J. Geophys. Res.* 87, 2581(1982).
- (14) Yamada, I., K. Masuda and H. Mizutani: *Phys. Earth Plante. Inter.* 57, 157(1989).
- (15) Enomoto, Y. and H. Hashimoto: *Tectonophysics*, 211, 337(1992).
- (16) Takahashi K. and Y. Fujinawa: *Phys. Earth Planet, Inter.* 77, 33(1993).

- (17) Freund, F., E.J. Whang and J. Lef: in *Proc. Workshops Low Frequency Electrical Precursors*, (ed.) S. K. Park, Univ. Calif., Riverside (1992).
- (18) Takano, M., I. Yamada and Y. Fukao: in *Proc. Workshops Low Frequency Electrical Precursors*, (ed.) S. K. Park, Univ. Calif., Riverside (1992).
- (19) Nishizawa, O., T. Ishido and X. Lei: *Techn. Note National Res. Inst. Earth Science and Disaster Prevention*, No.157 (ed.) Fujinawa, Y., 27(1993).
- (20) Ida, Y. and M. Mizoue (eds.) : *Seismic and Volcanic Activity in and around the Izu Peninsula and its Tectonic Implications*, *J. Phys. Earth* 39(1), p.460(1991).
- (21) Hamada, K., M. Ohtake, Y. Okada, S. Matsumura and H. Sato: *Earthq. Predict. Res.* 3, 447 (1985).
- (22) Varotsos, P. and K. Alexopoulos: *Tectonophys.* 110, 73(1984).
- (23) Honkura, Y.: in *Proc. Workshop Low Frequency Electrical Precursors*, (ed.) S. K. Park, Univ. Calif., Riverside (1992).
- (24) Ishida, M.: *J. Geophys. Res.* 97, 489(1992).
- (25) Ikeda, R.: *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction* 32, 157(1984).
- (26) Yamamoto, E., Y. Okada and T. Ohkubo.: *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction* to appear in 51(1993).
- (27) JMA: *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction* to appear in 51(1993).
- (28) GSI: *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction* to appear in 51(1993).
- (29) NIED: *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction* to appear in 51(1993).
- (30) Hayakawa M.: *Abst. International Workshop Electromagnetic Phenomena related to Earthquake Prediction*, 61, Univ. Electro-Communications, Tokyo (1993).
- (31) Zhang, D.: *Abst. International Workshop Electromagnetic Phenomena related to Earthquake Prediction*, 8, Univ. Electro Communications, Tokyo (1993).

ケーシングパイプによる地中電場の計測(1)

中山 武¹⁾，藤縄 幸雄²⁾

1) 高山西高校 〒506 高山市下林町353

2) 防災科学技術研究所 〒305 つくば市天王台3-1

1. まえがき

地震，火山噴火の前兆現象として，地中電界変動が多くの項目の中でも有望なものの一つであることを示唆する観測が報告されている¹⁾。特に深井戸用のケーシングパイプを用いた鉛直電界の計測が，人工ノイズの多い地域で試みられ，前兆的変動を捕捉することが多いといわれているが，そのアンテナの特性に関しては必ずしも明確でない点が指摘されてもいる。坂中²⁾らは，深井戸用のケーシングパイプの周囲の電位の観測によって，その特性の一端を明らかにし，パイプの極く近くに電場の特異な領域が形成され，浅いダイポールに比べ大きな信号を検出していることを示している。

著者の内の一人（中山）は，1973年に鋼製のケーシングパイプを用いた電位の計測を試みていた。当時の観測の意図は，深井戸のケーシングパイプを用いた電場の試験的計測であり，モノポールアンテナを用いた鉛直電界の計測を意図したものではないが，ケーシングパイプを用いた電場計測法の特徴の理解という点で，その観測が一定の手がかりを与えられるので，ここに報告する。

2. 計測の方法

焼岳山麓の平湯川流域の一重ヶ根温泉内の一宝水（焼岳の南西約4 km，岐阜県吉城郡）において（図1），地電位の観測を行った。焼岳は活火山であり，最近では1962年に割れ目噴火を起こしている。平湯川の断層に沿って多くの温泉があり，一重ヶ根温泉もその一つである。

電極は，図2に見るように2対設置した。その内一つのダイポールは，温泉のための水蒸気を採集するのに用いていた。長さ約400 mの鋼製ケーシングパイプ2本からなり，ダイポールの間隔は約100 mである。ケーシングパイプは直径18.0 cmのものである。これを深層ダイポールという。今一つのダイポールは，地表近くに長さ1.5 m，径約1 cmのステンレス棒を地表下50 cmのところに埋設して形成した。ステンレス棒は，ケーシングパイプから約5 m離れた場所に埋設し，ダイポールの間隔としては，やはり約100 mとなるようにしてある。このダイポールを地表ダイポールという。

二つのダイポールによる地電位は，2ペンのアナログ記録計により記録した。観測は1973年8月3日から1973年8月8日の6日間である。

周囲環境についての計測項目としては，地磁気全磁力，降雨量である。地磁気につい

ては柿岡地磁気観測所の1時間値を、降雨量については、高山測候所による一宝水から約2 kmの地点の栢尾における日雨量を使用する。

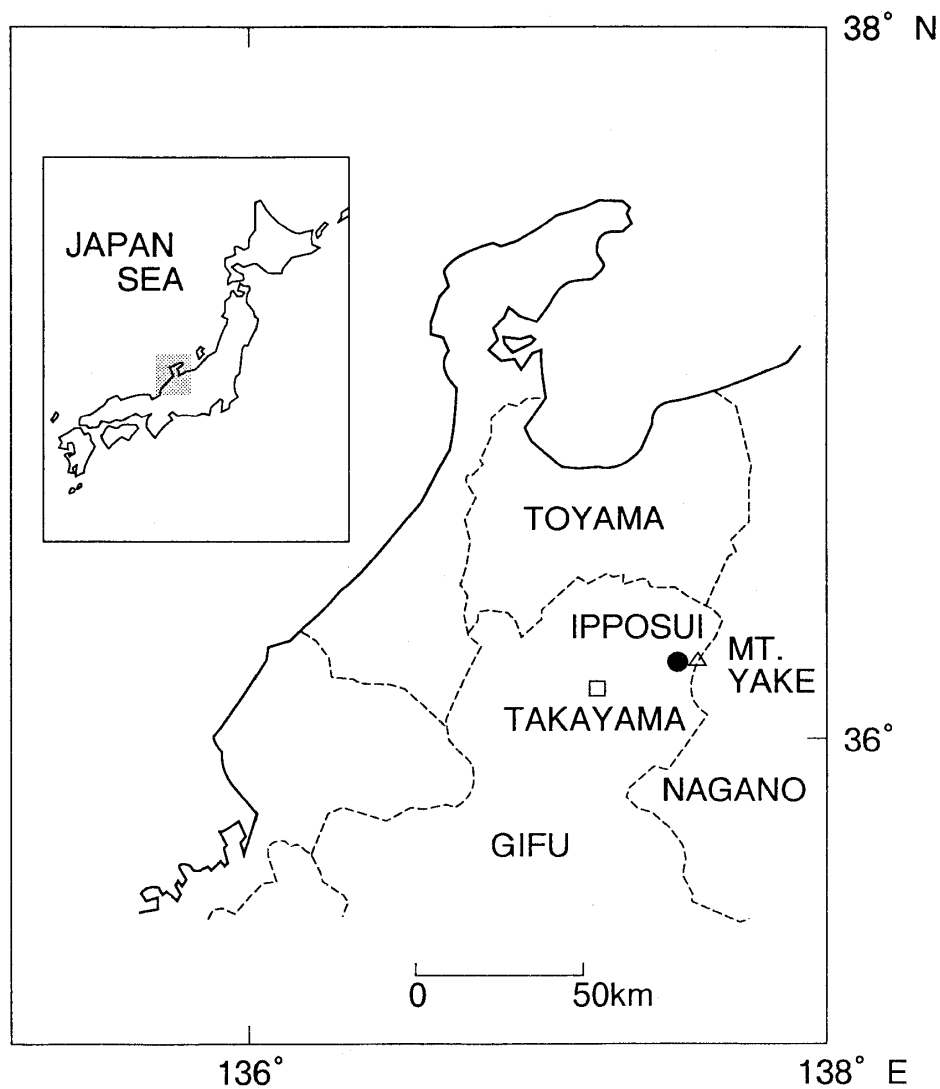


図1 地電位の試験観測を岐阜県の焼岳山麓の一宝水 (IPPOSUI)において行った。

Fig. 1 Observation site of electric self-potential was located at Ipposui about 4km southwest of Mt Yake.

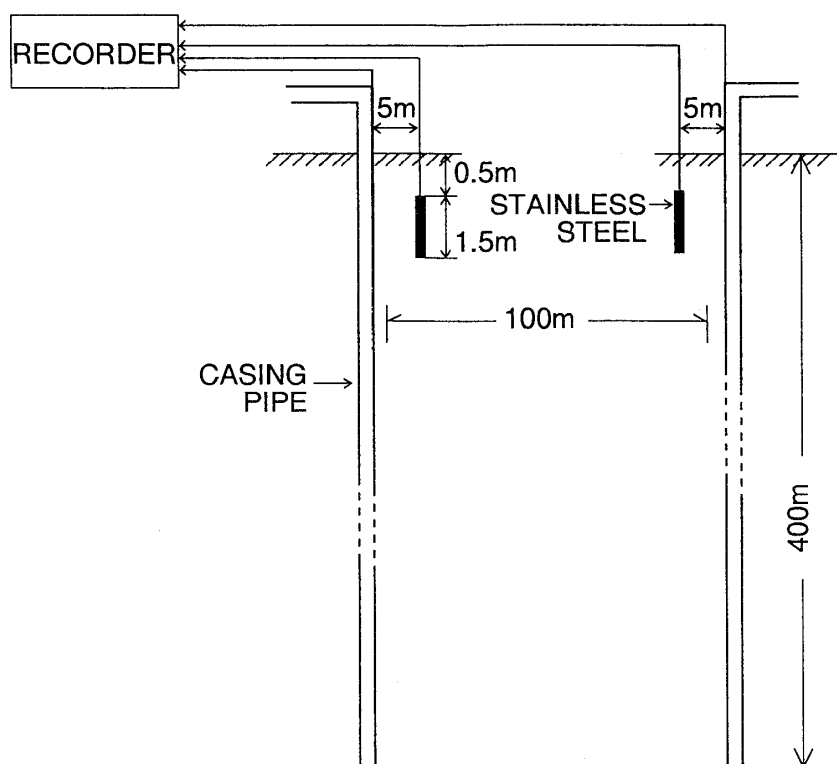


図2 地電位計測のための二つのダイポールの概要
間隔約100m、長さ約400mの二本の深層井の
ケーシングパイプを用いた深層ダイポールと、
ほぼ同じ場所の長さ1.5m、深さ0.5mのステ
ンレス棒を用いた、地表ダイポールとした。

Fig. 2 Schematic diagram of the two dipoles:
deep bore-hole dipole consisting of
two long casing pipes about 400m length
and a surface dipole consisting of short
stainless steel rods of 1.5m length.

3. 結 果

図3に深層、地表ダイポールによる地電位記録、柿岡における全磁力の1時間値、栃尾における日雨量を上から順に示す。

地表ダイポールの地電位には、ゆっくりしたトレンドとタイムスケール数時間の短周期変動が見受けられる。8月2日の測定開始時が、第1のパルスの後半となっているように見えるが電極設置直後のドリフトである。8月3日には約20 mV程度の大きさの2つのパルス、4日には5 mV程度の小さなパルスが見受けられる。これに対して、深層ダイポールでは、8月2日はパルスが記録されず、8月3日及び4日の地表ダイポールに記録された短周期パルス状変動は、ほぼ同じ時刻に記録されている。しかし、両ダイポールによる計測されたパルスの大きさの相互の関係は、図に見るようにならぬ。

る。8月3日の大きなトレンドは、当時湯が出なくなる等の、地下における応力の状態の変化に伴ったものと見られる。変動のトレンド成分も、相関のある部分と非周期の部分から構成されているように見受けられる。

全磁力の変化は、主として日周変化にゆっくりしたトレンドが重なっているが、二つのダイポールによる記録に見える短周期パルス変動、トレンド成分のいずれも顕著な相関がない。したがって、注目している周期帯では、全磁力は主要な変動要因とは言えないと言ってよいであろう。

降雨の影響についてであるが、降水量は8月2日に 3 mm 程度、4日には 10 mm 程度であり、4日には 30 mm 余りのまとまった雨となった。データが少なく確言はできないが、

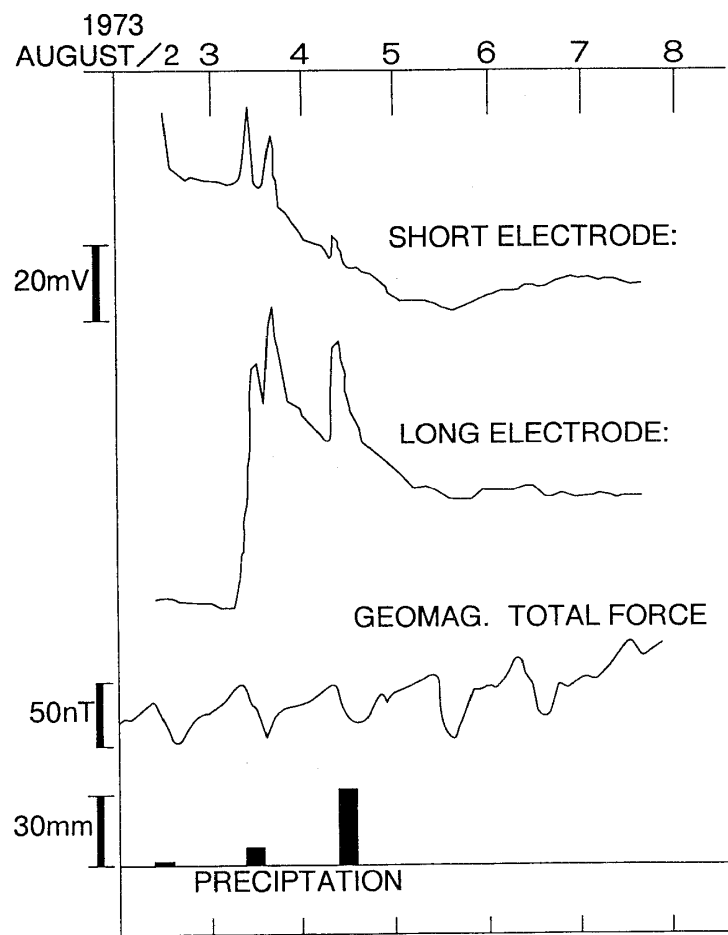


図3 1973年8月2日から8月7日までの観測記録
図の上より、地表ダイポール、深層ダイポールによる地震位、柿岡における地磁気全磁力、降雨量を示す。

Fig. 3 Observation records of electric self-potential measured with the two dipoles, geomagnetic total force at Kakioka, and daily precipitation.

1) 地表ダイポールの8月3日と4日のパルスの大きさの比が、雨量の比とは対応していない。

2) 8月3日の地表パルスが二つある。

という点から推察すると、パルス状の地電位変化には降雨が主要な影響を及ぼしていないとしてよいのではなかろうか。

このように深層、地表の二つのダイポールによる地電位変動が、周囲環境の変化のためはないと思われ、地下水の流動の変化に伴う流動電位場の変動に起因すると思われる。深層ケーシングパイプによる電界変動計測の特性の解明という面からは、地表ダイポールと、深層ダイポールによる地電位変動が異なった様相を呈していることが重要である。

4. 考 察

地中の電界強度が流動電位など地中の電磁場のソースによって形成されているであろうが、媒質の定数が空間的に一様でないことも加わって、電界強度は鉛直方向に傾度を持つであろう。準定常的なゆっくりとした変動の成分を対象とするので、電極の全長にわたって同一電位と考えてよいであろう。深層ダイポールの場合には、パイプから十分離れた点では深さ方向に変化しているであろう電位のある種の平均的な値が電極の電位となっていると考えられる。坂中らが示したように、パイプの極く近傍が特異点になっており（図4）、パイプの径のオーダーの領域（ $0 \leq r \leq \delta_z$ ）が遷移領域で、この領域が外部の電位とパイプの全長で一定の電位とをつないでいると考えられる。遷移領域の厚さ δ は、深さによって一般に変わっていてもよい。いずれにしろ、深層パイプ電位は、パイプの長さ方向の電位のある種の平均的な電位となっており、そのために深層ダイポールと表層ダイポールの電位測定値には差が生じたものと考えられる。

5. 結 論

温泉地帯において、互いに水平距離が約100m離れている蒸気抽出用の約400mのケーシングパイプ2本を用いた深層ダイポールと、長さ1.5mのステレス棒を用いたほぼ同じ場所に設置された地表ダイポールとによって、地電位の比較観測を約1週間行った。地電位観測記録の解析の結果、深層ダイポールと地表ダイポールの変動は同じでなく、深層ダイポールは、パイプの長さ方向（鉛直方向）のある種の平均電位を検出していることが推察された。このことは、ケーシングパイプを用いるモノポールマイクロアンテナ¹⁾が、地中電界の鉛直成分を検出していることを示す一つの証拠となるものと考えられる。

謝 辞

ケーシングパイプの使用にあたっては、本田与惣次郎氏に、ケーシングパイプに関する諸元につき御教示下された京都大学防災研究所穂高砂防観測所澤田豊明助教授、志田正雄技官、又原稿を読みコメントをいただいた地震予知総合振興会の高橋耕三博士に深く感謝致します。

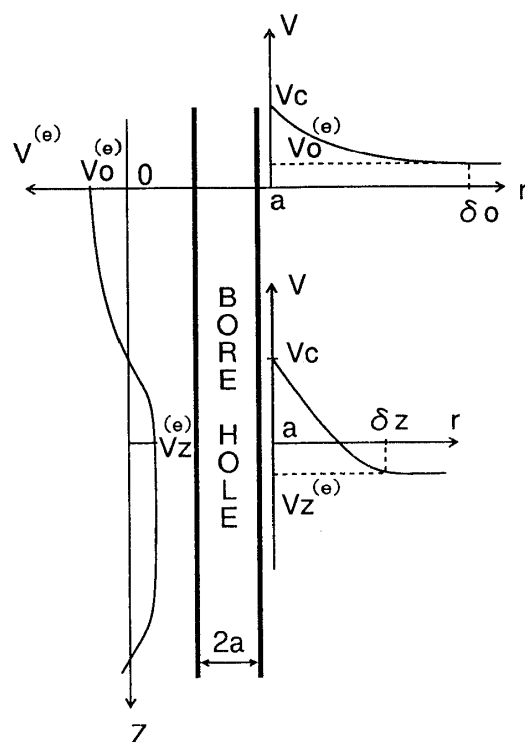


図4 ケーシングパイプの外側の電位の分布 $V^{(e)}$ は、鉛直方向に一般に一様ではない。しかし、パイプの表面では一定の電位 V_c であるので、遷移電圧 δ_z の領域で、外部一般電位場との調整が行なわれている。

Fig. 4 Self-potential $V^{(e)}$ out side pipe is dependent on depth z , but electric potential at the surface of the casing pipe ($r=a$) is constant ($V=V_c$). So that the electric potential approaches a constant value V_c from the external value $V^{(e)}$ in the transition zone ($a \leq r \leq \delta_z$).

参考文献

- 1) Fuji inawa, Y., and K. Takahashi, Anomalous VLF sub surface electric field changes preceding earthquakes, in *Proc. International Workshop on Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, 6-8 September 1993, Chofu Tokyo, Terra Scientific Pub. Tokyo, 1994.
- 2) 坂中伸也, 住友則彦, 大志万直人, ボアホールのケーシングパイプを利用した地電位観測, 防災技術研究所研究資料, 1994 (印刷中)。

ボアホールアンテナの特性

藤縄 幸雄⁺, 高橋 耕三⁺⁺, 富澤 一郎⁺

⁺ 防災科学技術研究所, 〒305 つくば市天王台

⁺⁺ 通信総合研究所, 〒184 東京都小金井市貫井北町4-2-1

⁺ 電気通信大学, 〒182 調布市調布ヶ丘1-5-1

1. はじめに

地震、火山噴火の短期・直前の前兆現象として、周波数 10 kHz 以下の長波領域の電磁界変動が、近年ようやく本格的に検討されはじめている（例えば、Park *et al.*, 1993; Parrot *et al.*, 1993, Hayakawa and Fujinawa, 1994）。特に、地表近くの鉛直電界の計測が、天然、人工ノイズの多い地域で試みられ、前兆的な変動を捕捉することの多くあることが報告されている（Fujinawa and Takahashi, 1990, 1994; Fujinawa *et al.*, 1992）。計測用のアンテナとしては、温井水くみあげ、又は地殻活動観測のための深井戸のケーシングパイプをモノポールとするアンテナ（Takahashi and Takahashi, 1989）である。この外、鉛直電界を計測する方法は、鉛直ダイポールによる方法（Varots *et al.*, 1984; 榎本・橋本, 1993）、深井戸内に被覆導線をさげたもの（Guan *et al.*, 1993）が試みられている。

ケーシングパイプを用いるアンテナは、従来殆ど注目されていなかったこともあり、特性については必ずしも明確でなかった。ケーシングパイプの周囲の電位の分布の計測から、パイプの近傍に交流電場の特に大きい特異な領域が形成されること（坂中ら, 本資料）、地中に埋設した長さ約 400 m 位のパイプにより形成されるダイポールの検知する電位場が、長さ数 m のパイプにより形成されるダイポールによるそれとは同じでないことがある（山中・藤縄, 1994）ことなどが知られていたが、アンテナとしての特性については定量的な議論がなされていなかった。そこで、ここでは単純化された媒質モデルに基づき、放射抵抗等のアンテナの特性を求める。

導電性の媒質中におかれた裸導線を使ったアンテナから放射される電磁場及び簡単な形状のダイポールアンテナの特性については、すでに King *et al.* (1969), King *et al.* (1992) が求めているので、それ等の結果を用いて放射インピーダンス、指向性、実効長等のアンテナ特性値を算出する。

2. モデル計算

半径 $2a$, 長さ h , 電気導電率 σ_c , 透磁率 μ_c の直線状の金属性パイプが、地表より地下に鉛直に埋め込まれているとする（図 1）。パイプが埋められている媒質としての地層の電気的特性としては、導電率 σ_1 , 誘電率 ϵ_1 , 透磁率 μ_1 とする。なお、 $\mu_1 = \mu_c = \mu_0$ とする。ただし、 μ_0 は真空中の値である。これ等の電磁気的特性は、鉛直および水平方向に通常は様ではないが、ここでは取り扱いの簡単のため、媒質は等方かつ一様と仮定する。すなわち、 ϵ_1 , σ_1 , μ_1 は一定の数とする。

パイプの肉厚は、径 a よりかなり小さいのが通常である。一方、波長 λ に比べて径 a の小さい ($a \ll \lambda$) パ

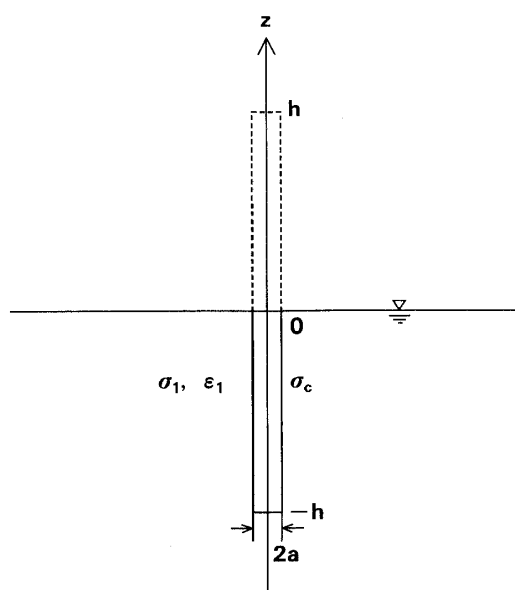


図1 ボアホールケーシングパイプの概念図。直径 $2a$ 、電気導電率 σ_c 、誘磁率 μ_c 、長さ h のパイプが地中に埋められている。アンテナの特性を考えるときは空中に鏡像を置く。このパイプが電気導電率 σ_1 、誘電率 ϵ_1 、誘磁率 μ_1 の媒質に埋めこまれ、アンテナのモノポール部となる。

Fig. 1 Schematic diagram of the casing pipe antennas of length h with radius $2a$, electric conductivity σ_c . The antenna is immersed in the earth of conductivity σ_1 , dielectric constants ϵ_1 . The condition of large difference in dielectric constants in the air and in the earth can be approximated to set the image antenna of the same length in the air.

イプ状の円筒導体の場合には、細線状近似が成り立ち、電流は円筒導体の表面に様に分布し、軸方向成分のみを持つと考えてよい。後に見るように、我々の興味の対象である長波領域では、ケーシングパイプの径は、波長に比べてはるかに小さく、このような近似的な取り扱いが可能と考えられる。従って、パイプを同じ半径の円筒状導体と置きかえる近似が許される。

アンテナの受信特性は、放射特性と同じであるから、アンテナの特性を調べるには、アンテナの任意の点 z に流れる電流を $V(z)$ として、それによる電磁場の放射の問題を考えればよい。ケーシングパイプアンテナ (Takahashi and Takahashi, 1989, Fujinawa *et al.*, 1992) では、パイプの電位を、地表近くに布設される“反射器”としての導線のそれを参照しており、また、大気導電率は、地中のそれに比べて小さいので、大地の反射を完全反射として取り扱うことが出来る (King *et al.*, 1992)。従って、この場合、図1に示すように空中に鏡像アンテナとして同じ長さ h のアンテナ線があるとし、長さ $2h$ の鉛直アンテナの中央を給電点として、それが一様媒質定数 σ_1, ϵ_1 の中に埋められていると考える近似が許される (図2)。

このような場合のアンテナに流れる電流の満たす式は、Hallen の積分方程式 (例えば, King, 1969),

$$\int_{-h}^h I(z') K(z, z') dz' = -\frac{i4\pi k}{\omega\mu} \left[C_1 \cos kz + \frac{1}{2} V \sin k|z| \right],$$

で記述される。ここに、 $I(z)$ は、アンテナの任意の点 z における電流、 K は積分核、

$$K = e^{-ikr}/R, \quad R = \sqrt{(z-z')^2 + a^2}$$

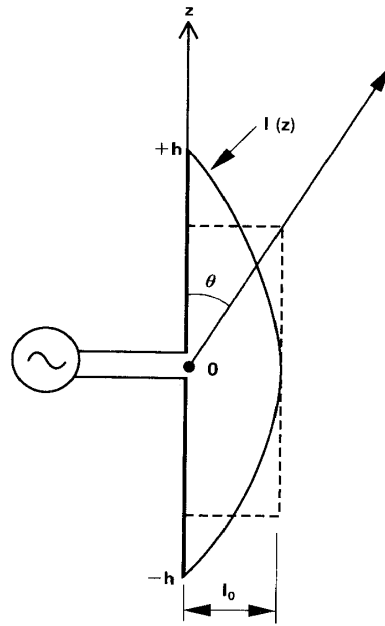


図2 中点 ($Z=0$) を給電点とするダイポールアンテナよりの放射。鉛直方向の任意の点 Z の電流分布を $I(z)$ とする。

Fig. 2 Current distribution $I(z)$ at arbitrary point z along a highly conductive center-driven steel pipe antenna immersed vertically in the earth is calculated through the Hallen's integral equation. Radiation impedances $Z=R-iX$ are estimated by means of the formula derived by King *et al* (1992).

である。座標は、 z 軸を鉛直上方に取り、 k は媒質の複素波数 ($k=\beta+i\alpha$)、 ω は角周波数、 V が給電電圧、 C_1 は定数である。本式は、長さ dz の電流素子の作る電界 Ez と印加電界の z 方向の成分 Ezi の和が、導体表面で 0 となる ($Ez+Ezi=0$) ということより導かれる（例えば、早川、1992）。

このようなアンテナの特性については、既に求められている (King *et al.*, 1992) ので、それを使おう。電流分布 $I(z)$ は、

$$I(z) = VY \frac{\sin k_I(h - |Z|)}{\sin k_I h}$$

$$Y = Z^{-1} = -\frac{i2\pi k_I^2}{\omega\mu\Psi} \frac{\tan k_I h}{k_I}$$

となる。ここに Z は給電点インピーダンスで、

$$Z = R - iX,$$

$$k_I = \beta_I + i\alpha_I = k_1 \left(1 + \frac{i4\pi z^i}{\omega\mu_0\Psi} \right)^{1/2}$$

$$\Psi = 2\ln(h/a) - 2,$$

である。また、 z^i は、パイプの軸方向の単位長さ当りの内部インピーダンス、

$$z^i = r^i - ix^i = r_0 \frac{k_c a}{2} \frac{J_0(k_c a)}{J_1(k_c a)},$$

$$r_0 = (\pi a^2 \sigma_c)^{-1},$$

である。ここに J_0 , J_1 は第0次, 第1次のベッセルの関数である。

3. アンテナの特性値

ボアホールのケーシングパイプは、スチール製なので、スチールの電気伝導度 $10 \sim 20 \times 10^{-8} \Omega \cdot m$ を参照して、アンテナ導線の電気伝導度 σ_c を $5 \times 10^6 S/m$ とする。また、ケーシングパイプの径を5インチとして、 $2a = 0.13 m$ とする。媒質の特性として、比誘電率 ϵ_{ir} を8.0とし、電気伝導率 σ_1 を3通り、

$$\sigma_1 = 0.1 S/m, 0.01 S/m, 0.001 S/m$$

の場合につき、特性値を求めた。パラメーターを求める周波数 f は、計測している周波数帯 (Fujinawa and Takahashi, 1990) を参照して、

$$f = 0.01 Hz, 1 Hz, 1 kHz, 10 kHz$$

の4通りである。

その結果を表1, 2, 3に示す。表1は媒質の電気伝導率 σ_1 が $0.1 S/m$ の場合で、表2が $\sigma_1 = 0.01 S/m$ の、表3が $\sigma_1 = 0.001 S/m$ の場合である。これらの表では、 λ_1 は媒質中での波長、 $k_c = (\omega \mu_c \sigma_c)^{1/2}$, Δ_1 は正規化定数で、 $\Delta_1 = \zeta_0 \beta_1 / \omega \mu_0$, $\zeta_0 = (\mu_0 / \epsilon_0)^{1/2}$ である。又 H^* は“アンテナ長” $2h$ の波長に対する相対値 $H^* = 2h / \lambda_1$ である。 ϵ_0 , μ_0 はそれぞれ真空中の誘電率, 透磁率で、 $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} F/m$, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$, であり、また、

$$k_1 = \beta_1 + i\alpha_1 = \omega(\mu_0 \epsilon_1)^{1/2} (1 + i\sigma_1 / \omega \epsilon_1)^{1/2}$$

である。又、給電点インピーダンス Z を、

$$Z = R - iX$$

とし、

$$R = R^e + R^i$$

とした。ここに、 R^i はアンテナ経路の損失電力に関する損失抵抗で、 R^e は媒質中に放出される放射エネルギー P_e とした時、

$$R^e = 2P_e / I_0^2$$

と定義される。ここに、 I_0 は給電点での電流である。

表1の $\sigma_1 = 10^{-1} S/m$ の値は、比較的新しい堆積層に対応する高電気伝導度を有する媒質に対応する。VLF帯では、100 m の場合を除いて、アンテナ長は全て波長より長い。ULF帯では、ほぼ微小ダイポールとして近似できるが、ただ、 $f = 1 Hz$ では $h = 3,000 m$ の深い井戸の場合には、 $H^* = 0.6$ となり、半波長ダブ

表 1 アンテナの地中部の長さが h のボアホールアンテナの特性媒質の電気伝導率 $\sigma_1 = 0.1 \text{ S/m}$ の場合。波長 λ_1 で正規化したアンテナ長を H^* 、放射インピーダンスを $Z = R - iX$ 、アンテナ線路の電力損失に対応する内部インピーダンス R^i を求めた。

Table1 Radiation impedance $Z (=R-iX)$ of casing pipe antennas of radius $a=0.065\text{m}$, electrical conductivity $\sigma_c=5.0\times 10^{-6}\text{S/m}$ immersed in the earth with conductivity $\sigma_1=10^{-1}\text{S/m}$. H^* denote relative antenna length normalized by wave length λ_1 ($H^*=2h/\lambda_1$), wave number $k=\beta-i\alpha$, internal impedance $z^i=r^i-x^i$, and R^i is the resistance related to the power-loss in the conducting pipe.

$$\sigma_1=10^{-1}\text{S/m}, a=0.0635\text{m}, \sigma_c=5.0\times 10^6\text{S/m}, \varepsilon_1=8.0$$

f(Hz)		0.01	1	10^3	10^4
$\beta_1(\text{m}^{-1})$		0.63×10^{-4}	0.63×10^{-3}	0.20×10^{-1}	0.63×10^{-1}
$\alpha_1(\text{m}^{-1})$		0.63×10^{-4}	0.63×10^{-3}	0.20×10^{-1}	0.63×10^{-1}
$\lambda_1(\text{m})$		0.10×10^6	0.10×10^5	0.32×10^3	0.10×10^3
a/λ_1		0.13×10^{-5}	0.13×10^{-4}	0.20×10^{-3}	0.64×10^{-3}
$k_c(\text{m}^{-1})$		0.63	6.3	0.20×10^3	0.63×10^3
$k_c a$		0.040	0.40	0.13×10^2	0.40×10^2
$r^i(\Omega)$		0.16×10^{-4}	0.16×10^{-4}	0.70×10^{-4}	0.22×10^{-3}
$x^i(\Omega)$		0.31×10^{-8}	0.31×10^{-3}	0.70×10^{-4}	0.22×10^{-3}
Δ_1		0.30×10^6	0.30×10^5	0.95×10^3	0.30×10^3
h	H^*	0.20×10^{-2}	0.02	0.62	2.0
	$R(\Omega)$	0.20	0.20	0.41	1.3
100m	$X(\Omega)$	0.53×10^{-5}	0.53×10^{-3}	0.40	1.3
	$R^i(\Omega)$	0.11×10^{-2}	0.11×10^{-2}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	$h_e(\text{m})$	50	50	50	50
	H^*	0.60×10^{-2}	0.060	1.90	6.0
300m	R	0.081	0.082	0.48	1.5
	X	0.19×10^{-4}	0.19×10^{-2}	0.47	1.5
	R^i	0.32×10^{-2}	0.32×10^{-2}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	150	148	150	150
600m	H^*	0.012	0.120	3.8	12.0
	R	0.050	0.050	0.52	1.6
	X	0.40×10^{-4}	0.41×10^{-2}	0.52	1.6
	R^i	0.63×10^{-2}	0.63×10^{-2}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	290	288	300	300
	H^*	0.016	0.16	5.0	16.0
800m	R	0.042	0.042	0.54	1.7
	X	0.57×10^{-4}	0.57×10^{-2}	0.53	1.7
	R^i	0.84×10^{-2}	0.84×10^{-2}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	377	374	400	400
1,500m	H^*	0.030	0.3	9.4	30
	R	0.035	0.035	0.58	1.8
	X	0.11×10^{-3}	0.011	0.57	1.8
	R^i	0.16×10^{-1}	0.16×10^{-1}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	626	615	750	750
	H^*	0.04	0.40	12.6	40
2,000m	R	0.036	0.036	0.60	1.9
	X	0.16×10^{-3}	0.016	0.59	1.9
	R^i	0.21×10^{-1}	0.21×10^{-1}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	751	1,000	1,000	1,000
3,000m	H^*	0.060	0.60	19.0	60
	R	0.042	0.033	0.62	2.0
	X	0.25×10^{-3}	0.012	0.62	2.0
	R^i	0.32×10^{-1}	0.15×10^{-1}	0.35×10^{-2}	0.35×10^{-2}
	h_e	900	1,500	1,500	1,500

表2 表1と同じ(但し, $\sigma_1 = 0.01 \text{ S/m}$)

Table2 Same as Table 1 except $\sigma_1 = 10^{-2} \text{ S/m}$.

$\sigma_1 = 10^{-2} \text{ S/m}$, $a = 0.0635 \text{ m}$, $\sigma_c = 5.0 \times 10^6 \text{ S/m}$, $\varepsilon_1 = 8.0$

f(Hz)		0.01	1	10^3	10^4
$\beta_1(\text{m}^{-1})$		0.20×10^{-4}	0.20×10^{-3}	0.63×10^{-2}	0.20×10^{-1}
$\alpha_1(\text{m}^{-1})$		0.20×10^{-4}	0.20×10^{-3}	0.63×10^{-2}	0.20×10^{-1}
$\lambda_1(\text{m})$		0.32×10^6	0.32×10^5	0.10×10^4	0.32×10^3
a/λ_1		0.20×10^{-6}	0.40×10^{-5}	0.13×10^{-3}	0.40×10^{-3}
$k_c(\text{m}^{-1})$		0.63	6.3	0.20×10^3	0.63×10^3
$k_c a$		0.040	0.80	0.25×10^2	0.80×10^2
$r^i(\Omega)$		0.16×10^{-4}	0.39×10^{-5}	0.35×10^{-4}	0.11×10^{-3}
$x^i(\Omega)$		0.31×10^{-8}	0.31×10^{-6}	0.35×10^{-4}	0.11×10^{-3}
Δ_1		0.95×10^5	0.95×10^4	0.30×10^3	0.95×10^2
h	H*	0.64×10^{-3}	0.64×10^{-2}	0.20	0.64
	R(Ω)	2.0	2.0	2.0	4.0
100m	X(Ω)	0.53×10^{-5}	0.53×10^{-3}	0.53	4.0
	R ⁱ (Ω)	0.11×10^{-2}	0.11×10^{-2}	0.47×10^{-2}	0.11×10^{-1}
	$h_e(\text{m})$	50	50	50	50
	H*	0.0019	0.38×10^{-2}	0.60	1.9
300m	R	0.79	0.79	1.5	4.7
	X	0.19×10^{-4}	0.19×10^{-2}	1.5	4.7
	R ⁱ	0.32×10^{-2}	0.32×10^{-2}	0.11×10^{-1}	0.11×10^{-1}
	h_e	150	150	150	150
600m	H*	0.0038	0.38	1.20	3.8
	R	0.44	0.44	1.6	5.2
	X	0.41×10^{-4}	0.41×10^{-2}	1.6	5.2
	R ⁱ	0.63×10^{-2}	0.63×10^{-2}	0.11×10^{-1}	0.11×10^{-1}
800m	h_e	299	299	300	300
	H*	0.0050	0.050	1.6	5.0
	R	0.34	0.34	1.7	5.3
	X	0.57×10^{-4}	0.57×10^{-2}	1.7	5.3
1,500m	R ⁱ	0.84×10^{-2}	0.84×10^{-2}	0.11×10^{-1}	0.11×10^{-1}
	h_e	398	397	400	400
	H*	0.0094	0.094	3.0	9.4
	R	0.21	0.21	1.8	5.7
2,000m	X	0.11×10^{-3}	0.011	1.8	5.7
	R ⁱ	0.16×10^{-1}	0.16×10^{-1}	0.11×10^{-1}	0.11×10^{-1}
	h_e	735	733	750	750
	H*	0.012	0.12	4.0	12
3,000m	R	0.17	0.17	1.9	5.9
	X	0.16×10^{-3}	0.016	1.9	5.9
	R ⁱ	0.21×10^{-1}	0.21×10^{-1}	0.11×10^{-1}	0.11×10^{-1}
	h_e	966	1,000	1,000	1,000
	H*	0.019	0.19	6.0	19
	R	0.14	0.14	2.0	6.2
	X	0.25×10^{-3}	0.025	2.0	6.2
	R ⁱ	0.032	0.032	0.011	0.011
h_e		1,400	1,500	1,500	1,500

表3 表1と同じ（但し、 $\sigma_1 = 0.001 \text{ S/m}$ ）

Table3 Same as table 1 except $\sigma_1 = 10^{-3} \text{ S/m}$.

$\sigma_1 = 10^{-3} \text{ S/m}$, $a = 0.0635 \text{ m}$, $\sigma_e = 5.0 \times 10^6 \text{ S/m}$, $\epsilon_1 = 8.0$

f(Hz)		0.01	1	10^3	10^4
$\beta_1(\text{m}^{-1})$		0.63×10^{-5}	0.63×10^{-4}	0.20×10^{-2}	0.63×10^{-2}
$\alpha_1(\text{m}^{-1})$		0.63×10^{-5}	0.63×10^{-4}	0.20×10^{-2}	0.63×10^{-2}
$\lambda_1(\text{m})$		0.10×10^7	0.10×10^6	0.32×10^4	0.10×10^4
a/λ_1		0.63×10^{-7}	0.63×10^{-6}	0.20×10^{-4}	0.64×10^{-4}
$k_c(\text{m}^{-1})$		0.63	6.3	0.20×10^3	0.63×10^3
$k_e a$		0.040	0.40	0.13×10^2	0.40×10^2
$r^i(\Omega)$		0.16×10^{-4}	0.16×10^{-4}	0.70×10^{-4}	0.22×10^{-3}
$x^i(\Omega)$		0.31×10^{-8}	0.31×10^{-6}	0.70×10^{-4}	0.22×10^{-3}
Δ_1		0.30×10^5	0.30×10^4	95.0	30.0
h	H*	0.20×10^{-3}	0.20×10^{-2}	0.064	0.20
	R(Ω)	20.0	20.0	20.0	20.0
100m	X(Ω)	0.53×10^{-5}	0.53×10^{-3}	0.53	5.3
	R ⁱ (Ω)	0.11×10^{-2}	0.11×10^{-2}	0.40×10^{-2}	0.015
	$h_e(\text{m})$	50	50	50	50
	H*	0.60×10^{-3}	0.60×10^{-2}	0.19	0.60
300m	R	7.9	7.9	7.9	15.0
	X	0.19×10^{-4}	0.19×10^{-2}	1.9	15.0
	R ⁱ	0.32×10^{-2}	0.32×10^{-2}	0.014	0.035
	h_e	150	150	150	150
600m	H*	0.0012	0.012	0.38	1.2
	R	4.3	4.3	5.1	16.0
	X	0.41×10^{-4}	0.41×10^{-2}	25.0	16.0
	R ⁱ	0.63×10^{-2}	0.63×10^{-2}	0.17	0.035
800m	h_e	300	300	300	300
	H*	0.0016	0.016	0.50	1.60
	R	3.4	3.4	5.4	17.0
	X	0.57×10^{-4}	0.57×10^{-2}	5.3	17.0
1,500m	R ⁱ	0.84×10^{-2}	0.84×10^{-2}	0.035	0.035
	h_e	400	400	400	400
	H*	0.0030	0.03	0.94	3.0
	R	1.9	1.9	5.8	18.0
2,000m	X	0.11×10^{-3}	0.011	5.7	18.0
	R ⁱ	0.016	0.016	0.035	0.035
	h_e	748	748	750	750
	H*	0.0040	0.04	1.2	4.0
3,000m	R	1.5	1.5	6.0	19.0
	X	0.16×10^{-3}	0.016	5.9	19.0
	R ⁱ	0.021	0.021	0.035	0.035
	h_e	996	1,000	1,000	1,000
	H*	0.006	0.06	1.9	6.0
	R	1.1	1.1	6.2	20.0
	X	0.25×10^{-3}	0.025	6.2	20.0
	R ⁱ	0.032	0.032	0.035	0.035
	h_e	1,490	1,500	1,500	1,500

レットに近くなる。放射抵抗 R は $0.035 \sim 2.0 \Omega$, リアクタンス X は, $0.53 \times 10^{-5} \sim 2.0 \Omega$ となっており, アンテナ内部での損失電力に関する R^i の値は, 表に見るように R に比して殆ど無視できて, $R=R^e$ となる。リアクタンス X は, ULF 帯では抵抗 R に比べて無視でき, VLF 帯では, アンテナの長さが 2,000 m 程度までは, 抵抗 R に比べて小さく, 無効電力は小さいが, 2,000 m を越すと, 有効電力と同じ程度となる。

表 2 は媒質の電気伝導度が 10^{-2} S/m の場合である。地層としてはやや古い堆積層に対応する。放射インピーダンスの抵抗分 R は, $2.0 \sim 6.2 \Omega$ で, 表 1 の $\sigma_1 = 10^{-1} \text{ S/m}$ の場合と比較してわかるように, σ_1 の平方根に比例する。アンテナ線路の内部抵抗 R^i は, $\sigma_1 = 10^{-1} \text{ S/m}$ の場合と同様に, R に比べて無視できる。表からアンテナ長さ 300 m は, 半波長にほぼ対応することがわかる。リアクタンス成分 X は, VLF 帯では, R と比較して, ほとんど無視できる程度に小さい。

表 3 には, 先新第三系の基盤に相当する高比抵抗に対応する $\sigma_1 = 10^{-3} \text{ S/m}$ の場合を示している。ULF 帯では, H^* は $0.20 \times 10^{-3} \sim 0.06$ であって, アンテナは, 微小ダイポールと考えることができる。これに対して VLF 帯の 1 kHz では 800 m で半波長, 1,500 m で約 1 波長に対応し, 10 kHz では, 600 m はほぼ 1 波長に対応する。放射インピーダンスの抵抗分 R は, $1.1 \sim 20 \Omega$, リアクタンス X は, $0.53 \times 10^{-5} \sim 20 \Omega$ で, ULF 帯では, 放射抵抗 R に対し無視できる程度に小さく, VLF 帯ではほぼ似たような大きさを取る。アンテナ導体内の損失分 R^i は R に比べて, いずれの場合とも無視できる程に小さい。空中におかれた半波長ダブレットの放射抵抗が約 80Ω であるのに比べると, 導電性の媒質である大地の場合は, その $1/4$ 以下である。又, リアクタンス X は, 空中におかれた半波長ダブレットの場合が約 40Ω であるのに比べると, 数オーダーも小さい。

4. 指向性

上に示したように地表から鉛直下方に埋め込んだ長さ h のモノポールは, 中間点を給電点とする長さ $2h$ のダイポールが, 一様導電性媒質の中にある場合と殆ど等価であるので, 指向性 $D(\theta)$ は, 波長に比べてアンテナ長がかなり短い場合には, 微小ダイポールの方向特性,

$$D_m(\theta) \sim \sin\theta$$

と考えてよい。ここに, θ は鉛直線よりの角度である (図 2 参照)。又, 半波長に近い場合には,

$$D_h(\theta) \sim \cos\left(\frac{\pi}{2} \cos\theta\right) / \sin\theta$$

となるが, この場合の指向特性も, 大きくは $D_m(\theta)$ と変わらない。すなわち, このような場合には, 本アンテナは, 電界の鉛直成分を検出している (Fujinawa *et al.* 1992) と考えて良い。任意の長さの直線状のアンテナの場合には,

$$D(\theta) = \frac{\cos[(kl/2)\sin\theta] - \sin(kl/2)}{\sin\theta}$$

となるが (早川, 1992), 例えば 1 波長の時は, 半波長ダブレットの場合よりシャープな形になる (図 3)。

アンテナ長 h が半波長 λ より大きくなると, よく知られているように直線状アンテナの指向性が葉片状になり, 副ローブが表れ, 次第に主ローブは $\theta = 90^\circ$ からずれてくる。例えば $\frac{3}{2}\lambda$ の場合には主ローブの方位は 46° , 2λ の場合には 39° となる。従って, $\sigma_1 = 10^{-1} \text{ S/m}$ の時には, 1 kHz では, 長さ 300 m 以下では, ロープ状の指向特性となり, 10^{-2} S/m の時には $f = 1 \text{ kHz}$ に対しては 600 m 以下では半波長ダブレットの場合の $D_h(\theta)$ のようにシンプルであるが, それよりも長くなると, やはりローブ状の指向特性を有し, 水平成

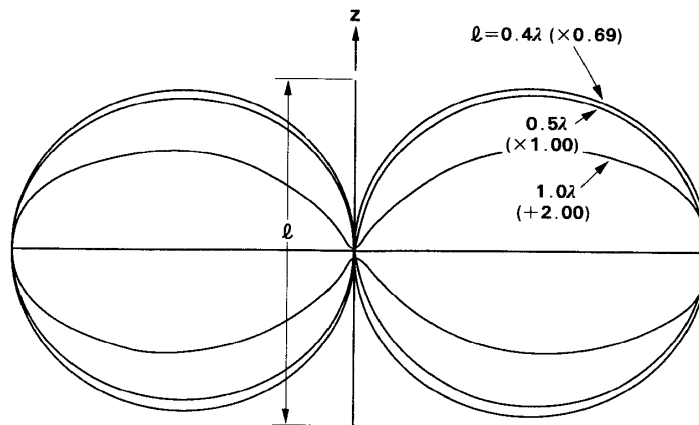


図3 アンテナの全長 ℓ ($= 2h$) のボアホールアンテナの指向性。 $\ell = \frac{1}{2}\lambda$ の場合には半波長ダブルレットの場合に似ており、 $\ell < \lambda$ までは単葉形であり、 λ をより大きくなるにつれて、葉状となる（早川，1992年より）。

Fig. 3 Radiation patterns of the vertical dipole for various length of antennas. Antennas in length ranging from electrically very short to half wave length have directivity pattern to be approximated by $\sin\theta$ indicating that they are sensing the vertical components of the electric field. But the pattern contains side lobe for the length longer than $3/2$ wave length indicating that the horizontal components are also sensed.

分をも検知することになる。又、表3にみるように $\sigma_1 = 10^{-3} \text{ S/m}$ の場合には、1 kHz で 1,000 m 前後までは半波長ダブルレットの型 $D_h(\theta)$ に近い。すなわち、単に鉛直成分を検出するというためには、あまり長くても VLF 帯の場合にはよくなく、媒質の電気伝導度に依存するが、せいぜい 1,000 m の長さが適当ということになる。ただ、地表近くには各種のノイズがあると思われるので、アンテナの地中の一定の深さ以下の部分のみを使うということにより、S/N をあげられるかも知れない。しかし、そのためには、その目的に沿うように当初から計画して建設しなければならない。その場合には、既存のケーシングパイプを使って簡単にシステムを構成できるというボアホールアンテナの大きな一つの特徴が失われる。

5. 実効長

実効長 h_e は、大気中の場合には

$$h_e = \frac{1}{k} \tan kh/2$$

となるのに対して、

$$h_e \sim \left| \frac{1}{k_i} \tan\left(\frac{k_i h}{2}\right) \right|$$

となり（King *et al.*, 1992）、微少ダイポールの場合には、大気中では

$$h_e = h/2$$

であるが、導電性媒質の中に埋め込まれた短アンテナ（electrically short antenna: $\beta_1 h < \alpha_1 h < 1$ ）の場合

にも成り立つ。一方、低周波の場合 ($\beta_1 \ll \alpha_1$) には、

$$h_e \sim (1/\alpha_1) \tanh(\alpha_1 h/2)$$

となる。これ等の関係式により求めた実効長 h_e を表 1, 2, 3 に記してある。この表よりわかるように、実効長 h_e は殆どの場合、全長 h の半分の長さである。ただ、 $\sigma_1 = 10^{-1}$ S/m, $h > 800$ m の場合には、 h_e は 10% ~ 20% だけ、短アンテナの場合より小さめで、 $\sigma_1 = 10^{-2}$ S/m では、4% 程度小さくなる。

6. 結 論

深井戸用のケーシングパイプを地中電界の計測に用いるアンテナとして考える場合の、アンテナ特性を代表的な電気伝導度 σ_1 を有する一様媒質の場合について、ULF 帯、VLF 帯に対して、パイプ長 150 ~ 3,000 m について、求めた。その結果、放射抵抗は、 σ_1 が小さければ小さく、 $\sigma_1 = 10^{-1} \sim 10^{-3}$ S/m の範囲では、概ね $0.39 \Omega \sim 20 \Omega$ 、リアクタンスは、 $0.53 \times 10^{-5} \sim 20 \Omega$ となり、電力損失に關与する内部抵抗分は、スチールパイプの場合には、無視できることがわかった。又、鉛直成分の検出を VLF 帯まで行うには、長さが数 100 m の場合が最適であることが明きらかになった。アンテナの実効長は、電気伝導度 σ_1 が大きく、長さが 800 m より大きい場合に約 10% のずれがある外は、選定したパラメーターの範囲では、全長の半分に近い。

参考文献

- 榎本裕嗣, 橋本實 (1993): 最近の茨城県南西部地震前兆における地電流変動計測, 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, p. 244.
- Fujinawa, Y. and K. Takahashi (1990): Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito Seismic swarm of 1989, *Nature*, **347**, 376-378.
- Fujinawa, Y. and K. Takahashi (1994): Anomalous VLF subsurface electric field changes in *Proc. International Workshop on Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, 6-8 September 1993, Chofu Tokyo, Terra Scientific Pub. Tokyo.
- 藤縄幸雄, 高橋耕三, 熊谷貞治 (1990): 地震直前先行現象としての極低周波地中電界変動, 地震, 第 2 編, 第 43 巻, 287-290.
- Fujinawa, Y., K. Takahashi, T. Kumagai (1992): A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption, *Geophys. Res. Letter*, **19**, 9-12.
- Guan, H., X. Wang, F. Han, Y. Zhang (1993): Observations and researches of electromagnetic wave of earthquakes in China, 防災科学技術研究所研究資料, 第 157 号, 343-362.
- 早川正士: (1992): 波動工学, 268 p, コロナ社.
- Hayakawa, M., and Y. Fujinawa (1994) (eds.): *Proc. International Workshop on Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, 6-8 September 1993, Chofu Tokyo, Terra Scientific Pub. Tokyo.
- King, W. P. Ronald, B. Sandler, and Tai, T. Wu (1969): Cylindrical antennas immersed in arbitrary homogeneous isotropic media, *J. Applied Phys.*, **40**, 5049-5065.
- King, W. P. R., M. Owens, and Tai T. Wu (1992): *Lateral Electromagnetic Waves*, Harvard Univ. Press, Cambridge Massachusetts.
- Park, S. K., M. J. S. Johnson, T. R. Madden, F. D. Morgan and H. F. Morrison (1993): Electromagnetic precursors

- to earthquakes in the ULF band : A review of observations and mechanisms, *Rev. Geophys.* **31**, 117-132.
- Parrot, M., J. Achache, J.J. Berthelier, E. Blanc, A. Deschamps, F. Lefeuvre, M. Menvielle, J. L. Plantet, P. Tarits and J. P. Villain (1993) : High-frequency seismo-electromagnetic effects, *Phys. Earth and Planet. Inter.* **77**, 65-83.
- 坂中伸也, 住友則彦, 大志万直人 (1994) : ボアホールのケーシングパイプを利用した地電位観測, 防災科学技術研究所研究資料 (本編).
- Takahashi, H. and Takahashi, K. (1989) : Tomography of seismoradio wave source regions for predicting imminent earthquakes. *Phys. Earth Planet.* **57**, 40-44.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos (1984) : Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes. *Tectonophysics*, **110**, 73-125.
- 山中 武, 藤縄幸雄 (1994) : ケーシングパイプによる地中電場の計測 (1), Conductivity Anomaly 研究会 1994 年論文集, 64-69.

妙 録

地中電場の鉛直成分の検出に、深井戸用の鋼管をモノポールとするアンテナが提案され、数 100 m の深さの井戸を用いた観測の結果、地震や火山噴火の直前の異常変動を検出することが頻々あることが報告されていた。ここでは、このようなボアホールケーシングアンテナのアンテナ特性について定量的に検討した。簡単のため一様半無限の導体を媒質と仮定して、アンテナの放射抵抗などを求めた。その結果、放射抵抗は媒質の導電率 σ_1 、誘電率、周波数 f 、ボアホールの長さ、アンテナの太さの関数であって、1 ~ 10 kHz の VLF 帯では、数 100 m の長さのアンテナは、半波長アンテナに近くなるが、ULF 帯では微小ダイポールとしての取り扱いになる。使用しているボアホールの径が 5 インチの場合では、VLF 帯では放射抵抗は概ね、たとえば $\sigma_1 = 10^{-1}$ S/m, $f = 1$ kHz で 0.40 (100 m) ~ 0.62 Ω (3,000 m), 10 kHz で 1.3 (100 m) ~ 2.0 Ω (3,000 m) であるのに対し、 $\sigma_1 = 10^{-2}$ S/m, $f = 1$ kHz では 2.0 (100 m) ~ 6.2 Ω (3,000 m) となり、 $\sigma_1 = 10^{-3}$ S/m, $f = 1$ kHz では、20 Ω (100 m) ~ 6.2 Ω (3,000 m) となり、 $\sigma = 10^{-2}$ S/m では媒質の比抵抗の平方根に比例する傾向にある。

ボアホールアンテナは、実効的には一様媒質中の長さが 2 倍の鉛直ダイポールとみなせるので、指向特性は ULF 帯および VLF 帯では、媒質の条件によっては若干の違いがあるが、半波長ダブレットなどの指向特性に近く、この種のアンテナが、電場の鉛直成分を抽出していると考えて良い。また実効長は、電気伝導度が高く、アンテナ長が 800 m より大きい場合 20% 程度のずれがある外は、全長の半分となる。

Characteristics of Casing-pipe Antennas

Y. Fujinawa*, K. Takahashi**, I. Tomizawa*

- * National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305 Japan
- ** Communications Research Laboratory, Nukui-kita 4-2-1, Koganei-shi, Tokyo, 184 Japan
- * The University of Electro-Communications, Chohu, Tokyo, 182 Japan

Abstract

The casing-pipe in the bore-hole for installation of instruments of crustal activity or water, oil pumping has been shown to be useful as a probe for detecting anomalous subsurface electric field changes preceding earthquakes and volcanic eruptions. The antenna of length h is equivalent to the center-driven cylinder antenna of length $2h$ and radius a being immersed in a homogeneous isotropic medium of conductivity σ_1 . In this paper characteristics of the antennas using steel casing pipe of radius 10.3 cm are calculated for the earth of electric conductivity $\sigma_1 = 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3}$ S/m by means of results due to King *et al.* (1969). The antenna length h ranges from 100 m to 3,000 m corresponding to the available pipes. It was shown that the resistance R of the driving point impedance Z range from $10^{-3}\Omega$ (100m) $\sim 20\Omega$ (3,000m) in the case of $\sigma_1 = 10^{-3}$ S/m, the reactance X of Z is generally about one order smaller in comparison with the resistance part.

The relative antenna length normalized by wave length is less than 0.2 for the ULF band, 0.62 ~ 19.0 for 1kHz in the case of $\sigma_1 = 10^{-1}$ S/m, and 0.064 ~ 1.9 in the case of $\sigma_1 = 10^{-3}$ S/m for 1kHz. It indicates that the directivity pattern is similar to that of micro dipole in the ULF range, and that of half-wave length dipole in the VLF range for antennas of several hundreds meters, but the threshold antenna length being dependent mainly on the earth conductivity. It is suggested that the antennas sense the vertical components of electric field in the ULF ranges, and in the VLF ranges for smaller antenna. The directivity pattern contain lobes in the case of antenna length more than 1,000m for $\sigma_1 = 10^{-3}$, $f=1$ kHz, and then 100m for $\sigma_1 = 10^{-1}$ S/m.

The effective length is nearly half of the antenna length except for the antennas of length (h) 800 m in a more conductive medium of conductivity of 10^{-1} S/m.

ボアホールのケーシングパイプを利用した 地電位差観測

Observation of Geoelectric Potential Difference Using a Steel Casing Pipe of Borehole

坂中伸也，住友則彦，大志万直人

京都大学防災研究所

SHINYA SAKANAKA, NORIHIKO SUMITOMO, NAOTO OSHIMAN

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho Uji, Kyoto 611

Abstract

It has been currently reported by Takahashi and Fujinawa(1990,1992,1993) that anomalous variations in vertical electric fields preceding earthquake occurrences and volcanic eruptions were often observed using a steel pipe electrode in a deep borehole. In order to confirm characteristics of such a steel pipe electrode vertically and deeply put into underground, we examined electric field variations around the steel pipe by measuring electric potential differences between a usual electrode of Pb-PbCl₂ set up on the earth's surface and the steel pipe of which length is 300m. We observed the electric field variations by changing electrode spacing while another electrode is fixed at the steel pipe. We compared the observed electric field variations with those observed at a reference point where the electric field is measured using usual surface electrodes set up at a distance far from the steel pipe. We found the electric field variation caused by natural or artificial electric currents is abnormally amplified when the steel pipe is used as one of the electrodes. Particularly at the very vicinity of the steel pipe the amplified rate is up to several tens of magnitude. This amplification of the electric field variation is broadly observed over ranging from periods of 2sec to several hundreds sec.

After carrying out additional experiments around the steel pipe to make the amplification mechanism clear, we concluded that the electric currents are densely concentrated into the steel pipe in the ground so that the electric field discontinuously changes at a boundary between the steel pipe and surrounding ground areas. A simple numerical calculation using a two dimensional resistivity network model supports well above conclusions. Although we don't measure the vertical electric field using the steel pipe electrode, we are able to utilize the amplification effect of the steel pipe to detect anomalous variations of the horizontal electric field associated with crustal activities.

1. まえがき

地震の前兆現象として電磁気的な異常が検出されたとの報告がしばしばなされている。中でも、Varotosos et al (1984,1988) による、いわゆるVAN法のSES (Seismic Electrical Signal) や電磁放射に関して精力的な観測研究が行われている。Fujinawa and Takahashi (1990,1992,1993) は地中に長いアンテナ (ケーシングパイプ) を挿入し、地表の円形電極との電位差を観測している。彼らによれば地震発生や火山活動に先だって地中を伝播して来る明瞭な電場の異常があり、これには垂直成分が含まれており、上記の装置で検出が可能であるとしている。

我々は以前にたまたま地中ボーリング坑のケーシングパイプを利用した自然電位差変化の観測をする機会を得たので、藤縄等の方法に近い実験を試みた事があった。その時、一方では、鉄製のボーリング坑 (1200m) を一つの電極とし、地表の電極 (水平間隔約20m) との電位差 (δV_1) を計測し、他方、これと並行して同じ電極間隔で地上に設置した通常電極 ($PbCl_2$ 電極) 間の電位差 (δV_2) を同時に計測して、両者を比較した。計測した周波数域は、dc-1Hz程度で、信号は、ほとんどが電車軌道からの漏洩電流など雑ノイズであったが、 $\delta V_1 / \delta V_2$ はノイズの周期によらず約4で、ケーシングパイプを一つの電極にした場合には、大きな増幅作用が有ることを見いだした。

この増幅のメカニズムを究明するため、今回兵庫県安富町の山崎断層のすぐそばの、深さ300mのボーリング坑を利用して、更に詳しい実験を試みた。観測結果はやはりケーシングパイプを電極の一つとした場合の電位差変化の方が、通常の地表電極使用に比べてかなり増幅されることがわかった。この原因を解明するための幾つかの実験も行ったので以下に報告する。

2. 観測

兵庫県安富町の山崎断層付近 (図1) に於いて、1992年11月20~21日及び1993年4月29~30日の2度に渡り、地中のボーリング坑のケーシングパイプを電極とみなしたときの特性を調べる観測を行った。電極の一方にケーシングパイプを、他方の電極に鉛-塩化鉛電極を用いた時と、双方の電極に鉛-塩化鉛電極を用いた場合の電場変化の同時比較観測を行った。測定には2台の地磁気地電位計U36を用いた。ケーシングパイプの概略図を図2に、測定の概略を図3に示す。ケーシングパイプは鉄製で、その直径は15cm程度である。パイプ内は地表から40cmまで水で満たされている。観測の実際は図3に示すような配置で、一組の鉛-塩化鉛電極間の電場観測をリファレンスとして用い、この電場変化を基準にして、ケーシングパイプを一方の電極にした場合の電場変化の特性を調べた。すなわち、ケーシングパイプを一方の電極として固定し、もう一方の電極を南の方向に0.3, 0.6, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0mの地点に順次移動させ、その都度、変動電場を測定した。測定時間は一つの位置につき、20~30分、サンプリングレートは1Hzとした。

3. 結果

リファレンス点での電位差変化（以下、 V_r と書く）と、ケーシングパイプを用いて観測された電位差変化（以下、 V_c と書く）の記録の一例（ケーシングパイプを用いた電極間隔が2mの場合）を図4に示す。図4では電位差変化を電極間隔で除し、電極間の平均の電場に換算してある。図4の電場記録を見ると、ケーシングパイプを一つの電極にとることによって電場変動が著しく増幅されていることが分かる。周波数特性の有無を調べるため、 V_c 、 V_r のそれぞれについて求めた振幅スペクトルの例を図5に示す。振幅スペクトルは、ハニングウィンドウを用いて平滑化してあるが、 V_c と V_r のスペクトルを比較すると、前者が常に大きく、また数秒～数百秒の範囲では電位差振幅の増幅率は周期に依存していない。また、 V_c 、 V_r のいずれについても、周波数0.2Hz（周期5秒）と0.4Hz（周期2.5秒）のところにスペクトルの明瞭なピークが見える。これは、比抵抗測定のために断層に沿って流れている人工電流によるものである（電極間隔約1000m）。人工電流は約3Hzの周波数であるが、今回の電位差測定は1Hzサンプリングであったので、エイリアシングによって約5秒、2.5秒の卓越周期の変化が見られたものと考えられる。この場合もケーシングパイプによる増幅率は先と同じ程度である。

ケーシングパイプと鉛－塩化鉛電極の間隔を順次変化させながら測定した電位差変化 V_c をそれぞれの電極間隔で除し、それぞれの位置での平均的な電場を求めた。横軸をケーシングパイプから鉛－塩化鉛までの距離をとり、縦軸に観測した電場変化振幅とリファレンスの電場変化振幅との比をとり、図6に示した。図6より、リファレンスを置いた辺りでの電場振幅は殆ど一様であるとみなせ、リファレンスをこの位置に置いたことは適切であったことがわかる。また、ケーシングパイプの極く近傍1mのみ電場変化がきわめて異常で数十倍に増幅され、ケーシングパイプに近付くにつれて増幅率が大きくなることがわかった。

4. 考察

ケーシングパイプの周りで電場変化が増幅される原因についての理由はいくつか考えられるが、それらの主なものとして下記の原因が可能性として挙げられる。

- (1)ボーリング坑のケーシングパイプを電極とみなした場合、接地面積の違いにより接地抵抗が、鉛－塩化鉛電極とは大きく違っていて、そのために観測される電場変化が大きくなる可能性。
- (2)ボーリング坑のケーシングパイプが地下約70cmのところまで塩化ビニルのパイプ（ほぼ、絶縁体とみなせる）で保護されているため、地表付近の電流が下方に曲げられ、垂直電場が強められている可能性。
- (3)鉄製のケーシングパイプの電気抵抗は周りに比べて極めて低いので、異常な電流が流れ込むか、パイプ内に異常な電場が発生することにより、周囲に特異な電場分布を形成している。すなわちパイプ周辺の地表では水平電

場が影響を受けている可能性。
以下順次検討する。

4-1 ケーシングパイプと鉛-塩化鉛電極の接地抵抗が大きく違う可能性について

ケーシングパイプと鉛-塩化鉛の接地抵抗の違いの影響を調べるため、次のような測定をした。まず2本の鉛-塩化鉛電極を用いて、大地の抵抗値を測定した。電極の間隔を3mにすると、抵抗値は850Ωであった。また、一方の電極としてケーシングパイプを用い、もう一方の電極として鉛-塩化鉛電極を用いて同じように電極間隔3mで抵抗値を測定すると700Ωであった。この抵抗値の違いはケーシングパイプ-大地の接地抵抗と、鉛-塩化鉛電極-大地の接地抵抗の違いによる。この結果によると、ケーシングパイプの接地抵抗は鉛-塩化鉛電極に比べて小さな値であるが、オーダーが変わるほどではない。従って観測されるような大きな電場変化の差は接地抵抗からは説明できない。

4-2 ケーシングパイプを電極にすることにより、垂直電位差を測定している可能性について

表記の可能性を確かめる前にケーシングパイプのすぐ傍のSP(自然電位)分布を調べた。はじめに、図7に示すように、ケーシングパイプから半径3mの円周上の8点の電位差を測定した。電位の基準はケーシングパイプにとった。これを見る限りにおいてはどの方向に対しても電位差は135~145mVの範囲にあり、特に方向による電位差の大きな違いはなかった。また、測定値が正の値であることから、パイプの電位が周囲より低いことがわかった。次に、図8に示すように、南北方向の10mの直線上で1m間隔の点についても調べた。電位差分布はほとんど一様で、場所による違いは十数mV程度しかないことがわかる。図1からは明瞭ではないが、観測点から東西方向に約10mの距離の両側に幅1m足らずの谷川がある。この流水の影響が若干自然電位分布に表れている可能性もあるが、地下水が流れ込む側の自然電位が高くなることを考えあわせると、まず流水の影響が自然電位分布に現れている可能性は低い。

次に垂直電位差の有無を調べた。このため、ケーシングパイプ付近の地面に直径20cmほどの穴を移植ごてで掘って、地表電極と穴の底の電極との電位差をテスターで測定した。深さ25cmで13.6mV、32cmで10.2mV、42cmで7.4mVの電位差が観測された。図8でケーシングパイプから水平南方向にほぼ10m離れた位置の自然電位の差は17mV(145-128)であることに比べるとこれらの値はかなり大きな垂直電位勾配である。注目すべき事は、すべて電位勾配は地表が高電位であったこと、および穴を深くするほど電位差が小さくなったことである。とくに後者は、地表とケーシングパイプを介したときの電位差は140mVであることとは相いれない。すなわち、もしこれが垂直電位差を見ているものだとすると、穴が深くなるにつれて電位差は大きくなるべきである。従って、上に計測した垂直のSPは穴を掘ったことにより、元の電位

分布が乱されたものと考えられる。

次ぎに電場変動の振幅の増幅について考える。ケーシングパイプを電極にすると、大きな電位差変動が観測された。もしこれが垂直電位差の変動を表しているなら、ケーシングパイプが地下約70cmのところまで塩化ビニルのガイドパイプで覆われていることと、良導体でしかも水で満たされているケーシングパイプ内では、電位はほぼ一定であるとみなせることから、測定した電場変動はせいぜい1m足らずの垂直電位差の変動を見ていると考えられる。計測した電場が垂直電場ではないことは次ぎのことからも推測できる。それは今回の電場測定にはU36地磁気地電流計を用いたので、電場の測定と同時に磁場の測定も行っていた。磁場の3成分の変化は、ほとんどが人工的なノイズ起源であったが、 H_x （南北成分）、 H_y （東西成分）、 H_z （垂直成分）の変動振幅はほぼ同じであった。もし、垂直電場、すなわちパイプにそって何らかの電流が流れているならば磁場の水平成分にその影響がでると考えられるがこの事実は無かった。以上の理由から、観測された異常な電場変動は垂直電界変動を見ているとは考えにくい。

4-3 パイプ周辺の地中の電場変化が増幅されている可能性について

パイプ周辺の電場のさらに詳細をみるため、ケーシングパイプに接続していたケーブルを端子から外し、パイプのすぐそば数cm以内に設置した鉛—塩化鉛電極に接続し、水平に10m離れた位置の電極との電位差変化を測定し、リファレンス電極間の電位差変化と比較したところ、特に電場振幅の大きさに違いはなかった。このことで、少なくとも地表ではケーシングパイプの周囲に、ケーシングパイプによる異常に大きな電場の増幅作用は及んでいないことが明らかになった。この事実から、上に観測された電場変化の異常増幅は挿入されたケーシングパイプにのみ原因を持つもので、特別に垂直電場を考える必要が無いことを示唆していると考えられる。

この事実を別の面から検討するため、簡単な数値実験を試みた。図9に示すように、水平方向および鉛直方向に十分な広がりを持つ様な比抵抗を持つ2次元大地モデルを想定し、これに低比抵抗（周りの比抵抗との比を100分の1とした）の電極を挿入し、電極から十分離れた地表の2地点から電流を流し込んだ場合の地表での電場分布を数値計算により求めた。モデル計算では、低比抵抗物体の周囲の電場にその影響が出ているように見える。しかし図9の結果をよく見ると、モデルの刻み幅をあげるなどして分解能を上げて計算すれば、電場のギャップは、ケーシングパイプの極く近傍にしか現れないことが十分予想される。

現実には以下のようなことが起こっていると考えられる。すなわち、何らかの原因で水平方向に電場変動が生じている様な広がりを持つ抵抗体の中に低比抵抗体が存在すると、低比抵抗物体中では周りの抵抗体に比べて電場変動が小さくなる。例えば低比抵抗体の代わりに完全導体を持ってくると、ここでの観測のような周波数帯に於いては、理論的には導体中の電場変動は時間的にも空間的にも全く無くなる。このように考えると、低比抵抗体中で

は周りの物体と比べると大きな電位差は生じていない。いま考えているエリア全体の電場変動がある一定の値だとすると、低比抵抗体中では電位降下がかせげないため、それを補うためには低比抵抗体の境界で電位の不連続が生じることになる。ケーシングパイプでは急激に電位降下が生じるので、電場変動幅も大きくなり、リファレンス点に比べて増幅されることになると考えられる。結局、今のところは、ケーシングパイプの極く近傍の電場のみがケーシングパイプによって乱されていると考えられる。

5. 結論

ケーシングパイプを電極とした時の電場変化の増幅作用を説明する機構として決定的な結論を得るに至っていないが、凡そのところは上に述べたように、周囲の岩帯（地層）と比べて桁違いに比抵抗の低い鉄管を地中に挿入することによって、パイプの外部と内部で電場にギャップが生じ、パイプに直交する水平方向の電位勾配が不連続になるのではないかと考えられる。ケーシングパイプの長さが1200mと300mの時とで、増幅率に目立った違いはなかったが、おそらく電位の不連続は大地とケーシングパイプの比抵抗の比率に依存するものと考えられる。また、何らかの理由でパイプのある部分へ向かって垂直方向に電流が流れ、垂直電場をつくっている可能性も全く無いとは言えない。

いずれにせよ、ケーシングパイプを電極の一つとすることによる増幅作用があることは確実なので、これを利用して地中の電位差を計測することは有効であると思われる。また、地表での電位測定に対して漏洩電流などの補正（除去）に使えるのではないかと考えている。

References

- 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., T.Kumagai and K.Takahashi, A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption, *Geophysical Research Letters*,VOL.19, No.1,9-12,1992.
- Fujinawa,Y.and K.Takahashi, Anomalous subsurface vertical electric field changes in VLF and ULF bands by use of borehole antennas, *Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*,157,109-118,1993.
- Sumitomo,N. and K.Noritomi, Synchronous Precursors in the Electrical Earth Resistivity and the Geomagnetic Field in Relation to an Earthquake near the Yamasaki Fault, Southwest Japan, *J.Geomag.Geolectr.*,38,971-989,1986.
- Takahashi,K. and Y.Fujinawa, Locating source regions of precursory seismo-electric fields and the mechanism generating electric field variations, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*,77,33-38,1993.
- Varotsos,P. and K.Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquake, *Tectonophysics*,110,73-98,1984.
- Varotsos,P., K.Alexopoulos, K.Nomicos and M.Lazaridou, Official earthquake prediction procedure in Greece, *Tectonophysics*,152,193-196,1988.

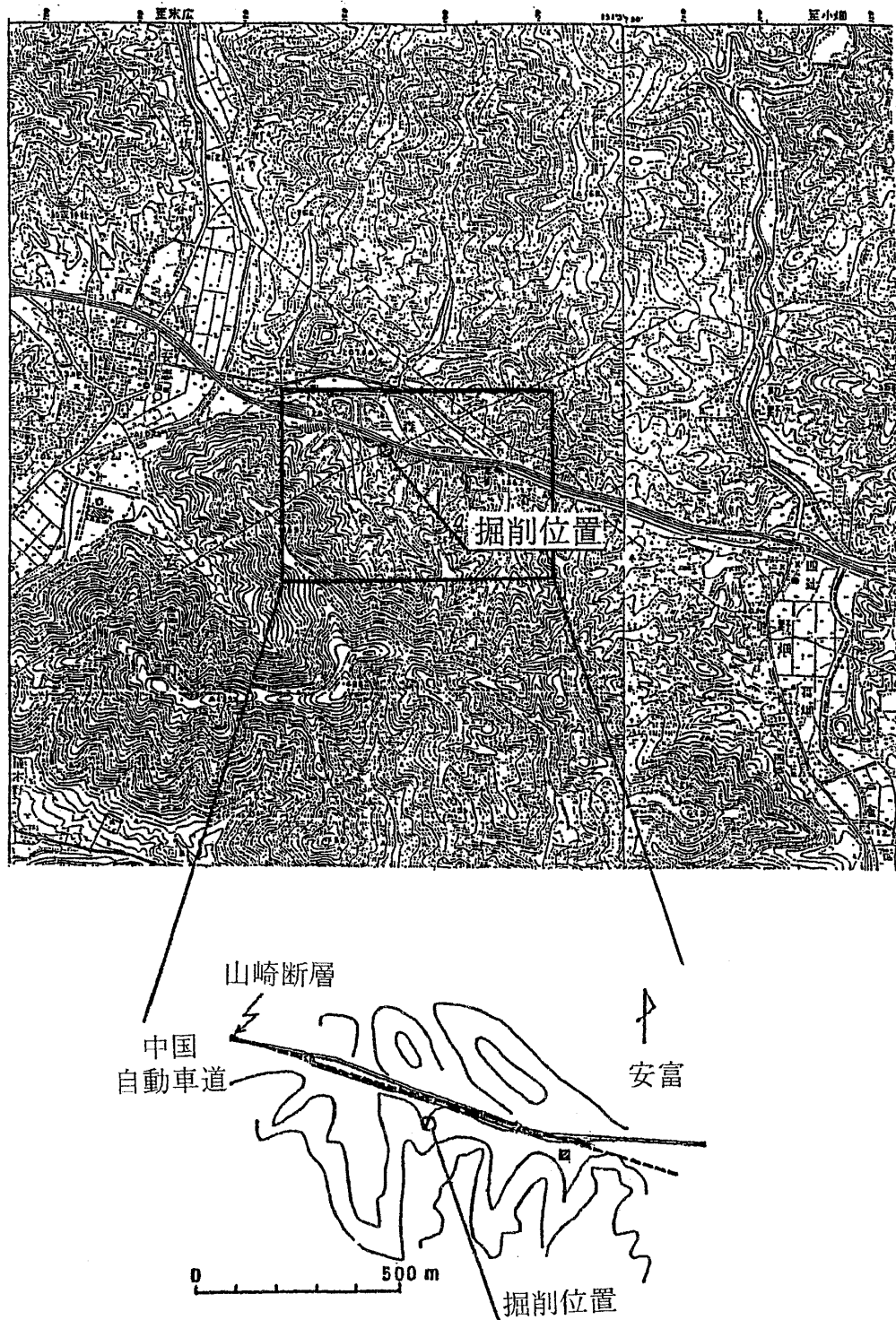


図1 電場観測の位置 (N.Sumitomo,1986)

Fig.1 Location of the observation site of the electric field measurement.(N.Sumitomo,1986)

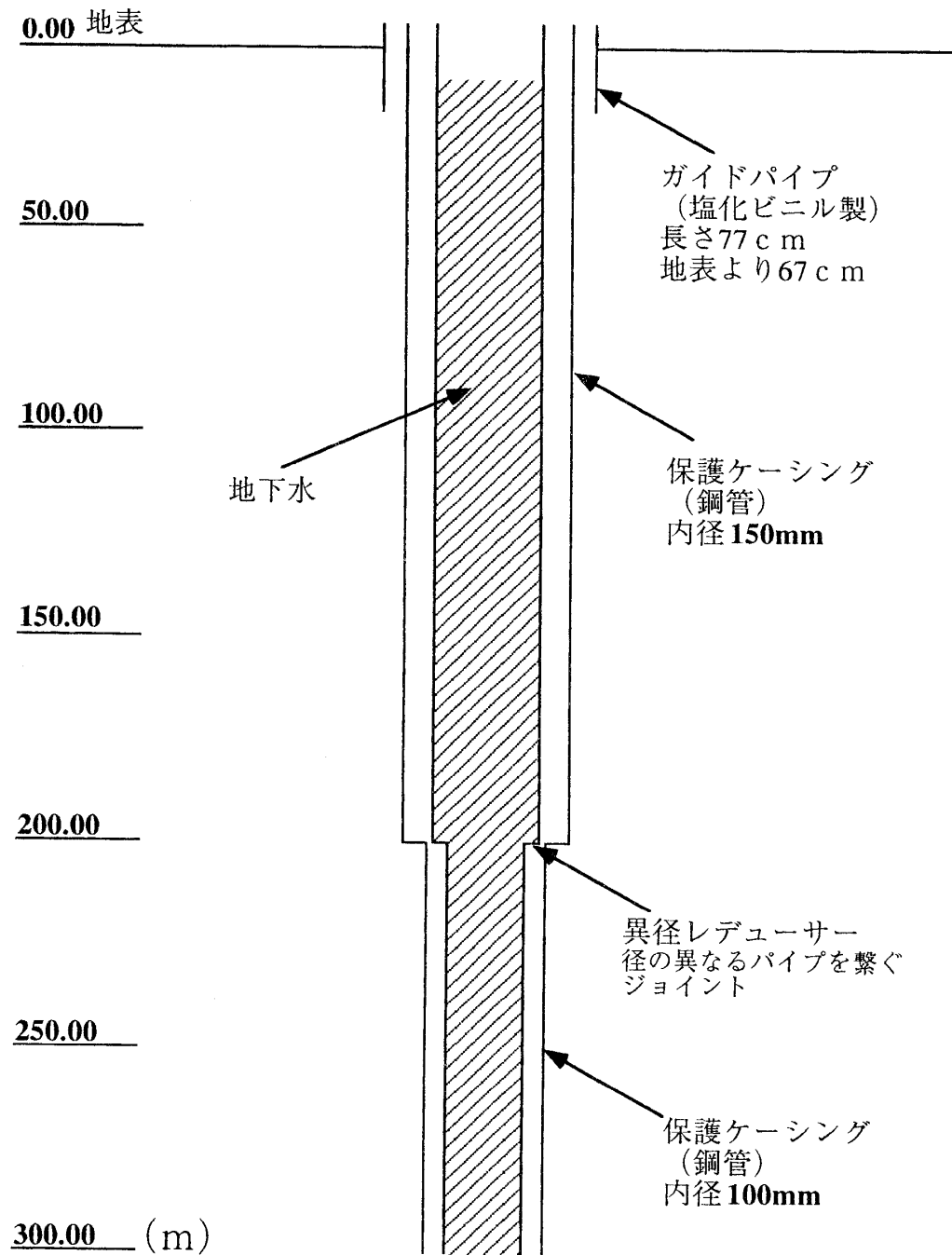


図2 安富町ボーリング坑ケーシングの形状

Fig.2 Shape of the steel casing pipe of borehole which is almost full of ground water.

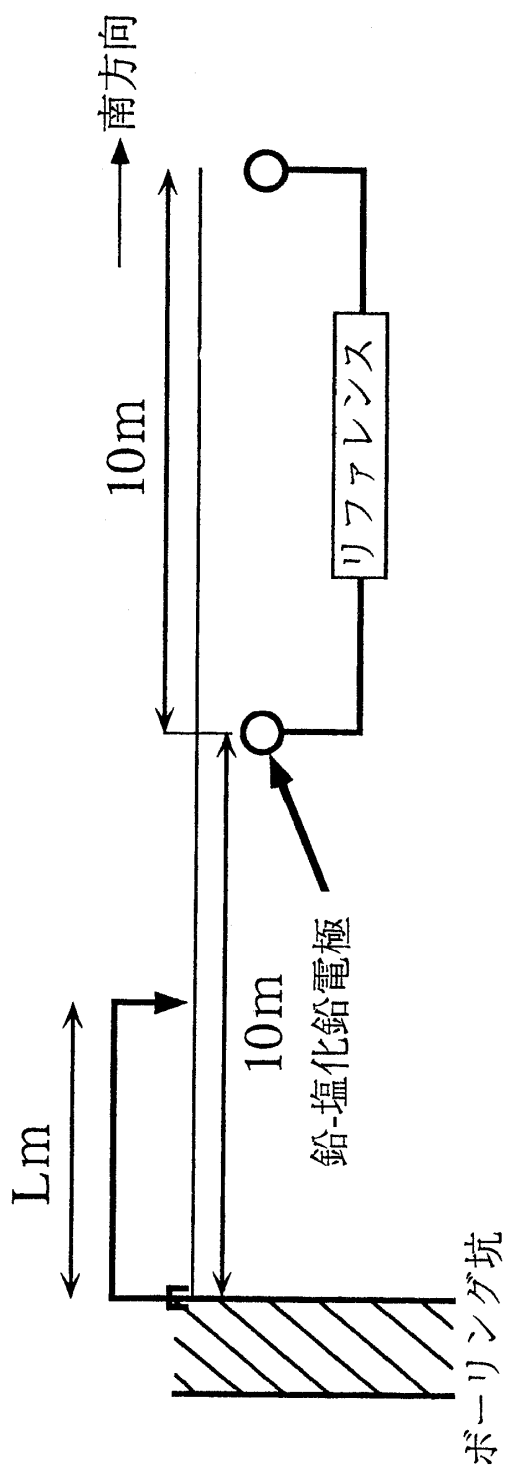


図3 電場変動測定の概略。
Lの値を変化させて測定し、
リアレンスの電極間隔は
10mに固定。

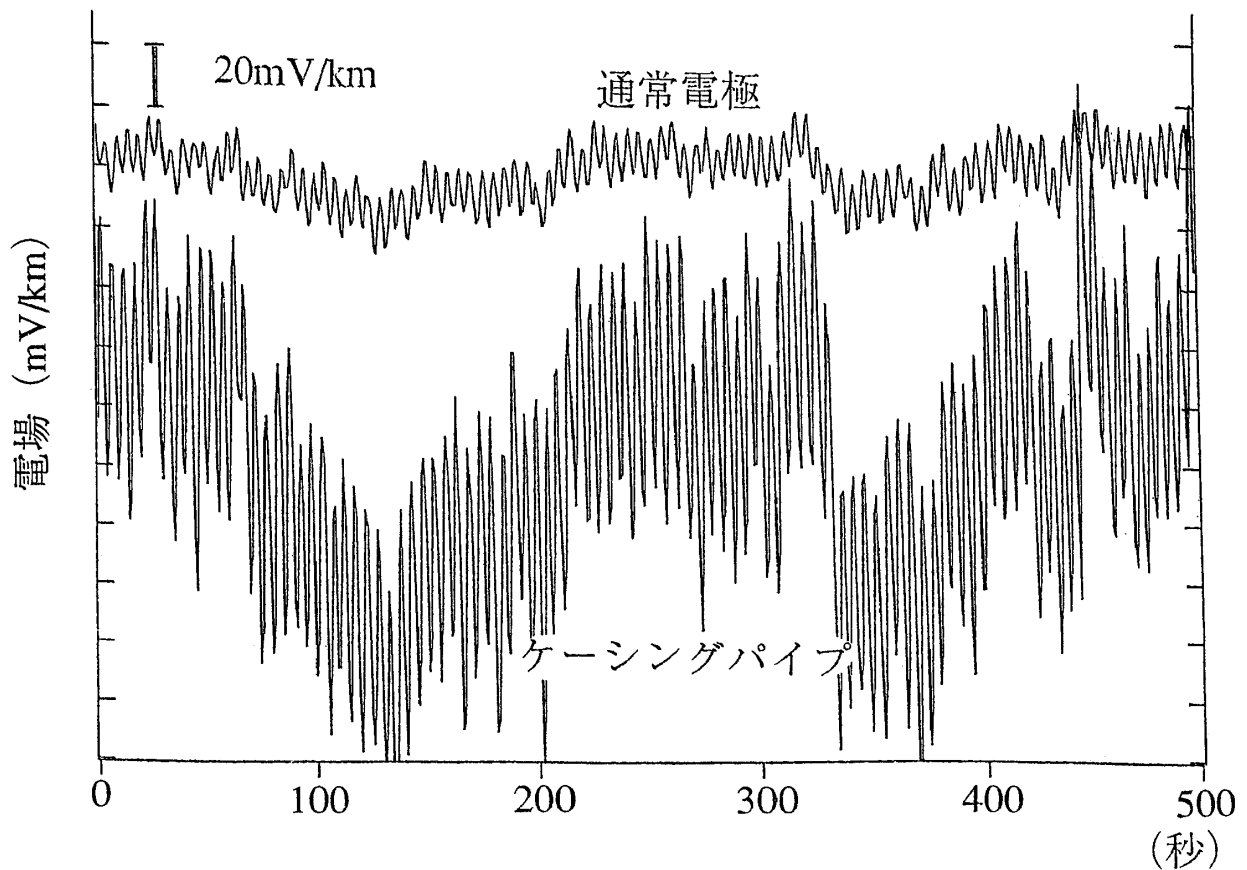


図4 ケーシングパイプによる電場振幅の増幅。
上段の波形がリファレンス点での平均電場。
下段の波形がケーシングパイプを電極として
用いた場合の電極間の平均電場。

Fig.4 An example of amplification of the electric field using
a steel casing pipe as an electrode.

upper : electric field variations
using usual electrodes(Pb-PbCl₂).

lower : electric field variations
using casing pipe made of iron.

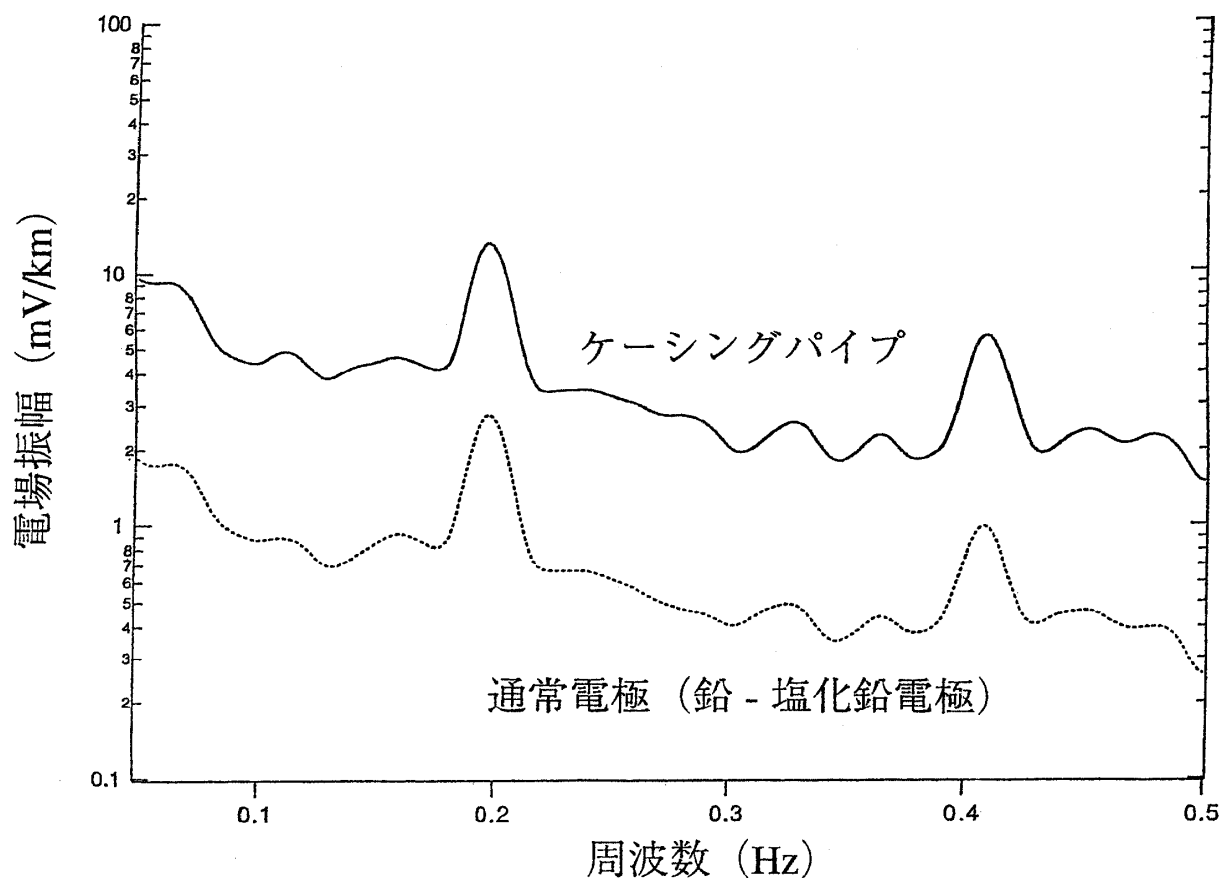


図5 ケーシングパイプによって増幅された電場
振幅のスペクトルの例

Fig.5 An example of the amplified electric
field spectra of the electric field by
using a steel casing pipe as an electrode.

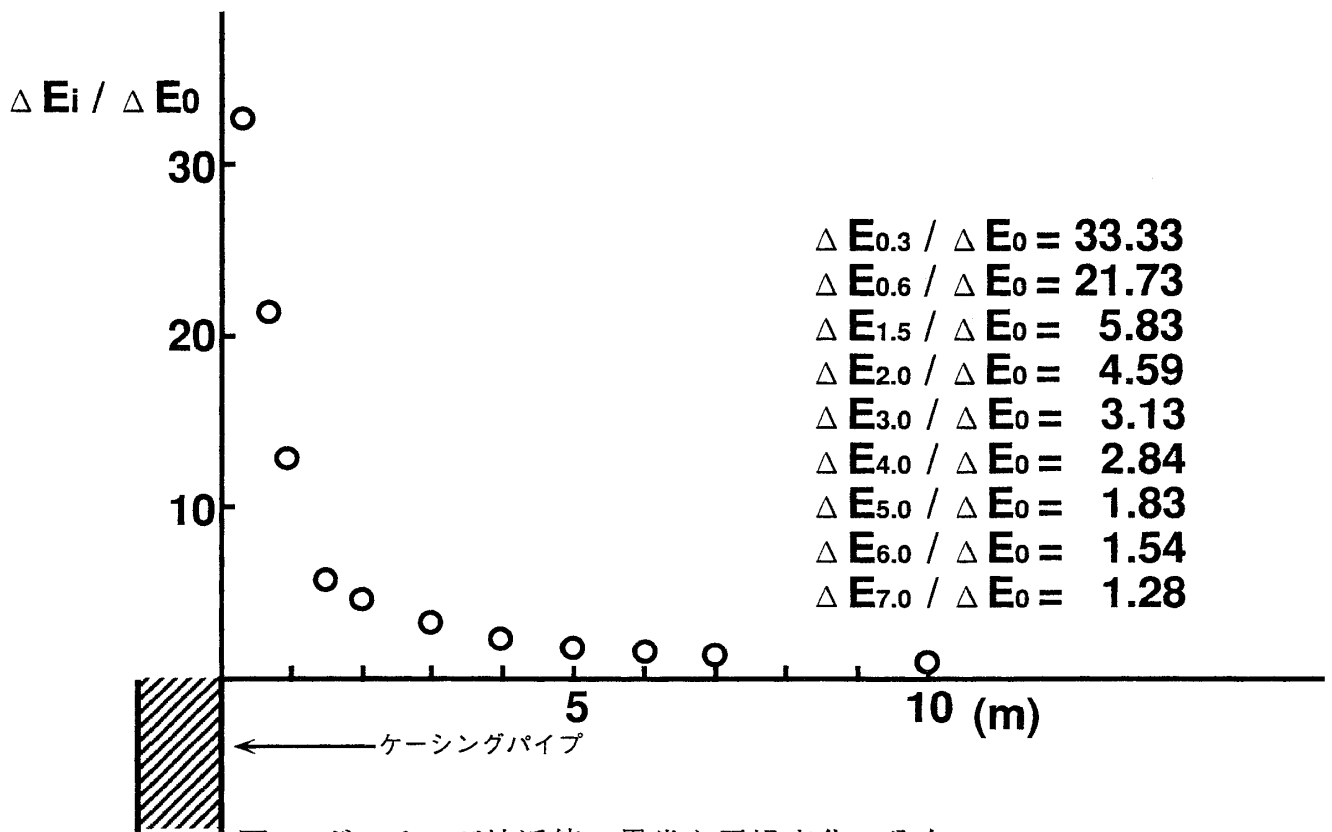


図6 ボーリング坑近傍の異常な電場変化の分布
Fig.6 Distribution of anomalously amplified electric field variations in the vicinity of the steel casing pipe.

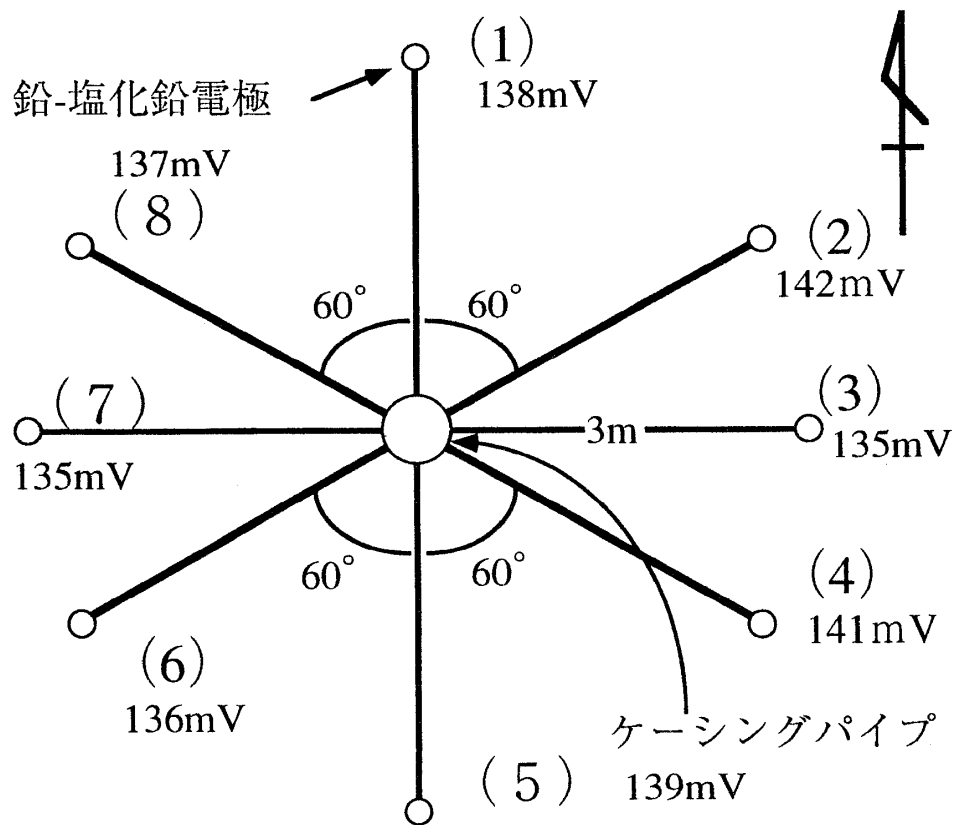


図7 ケーシングパイプ周辺の自然電位差 (SP) 。
各方向の電位差はケーシングパイプを基準にした値。
ケーシングパイプの電位は周囲に比べ低くなっている。
電極間隔は3m。

Fig.7 Self potential (SP) distributions around the steel casing pipe. Measurements of the potential differences are referred to the potential value of the casing pipe. The electric potential of the casing pipe is lower than those of around areas. Electrodes spacings are 3m.

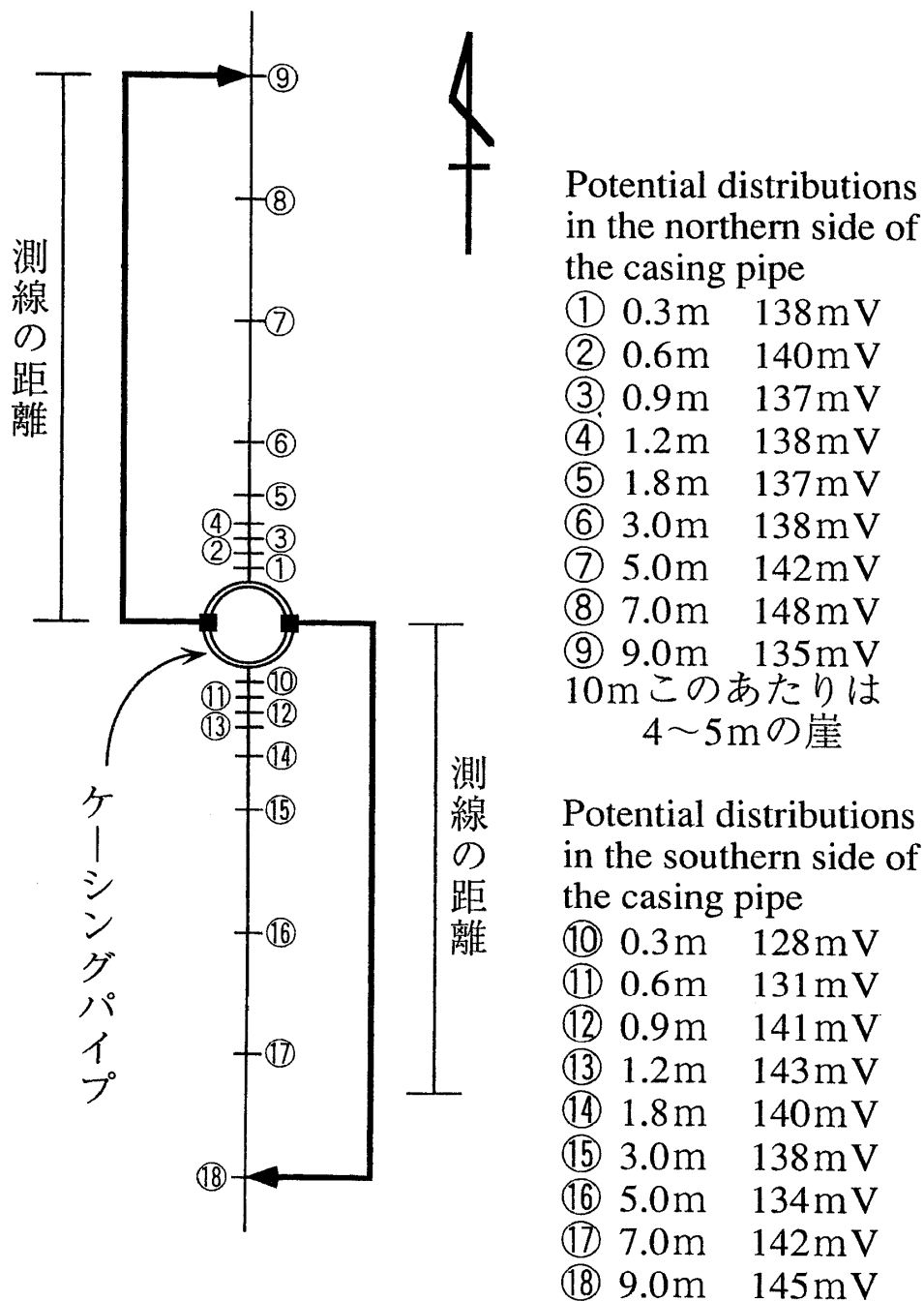


図8 南北方向の自然電位差分布。
ケーシングパイプの電位を基準として表示。

Fig. 8 Self potential distributions in the direction of NS and scheme of measurements. Self potential values are referred to that of the casing pipe.

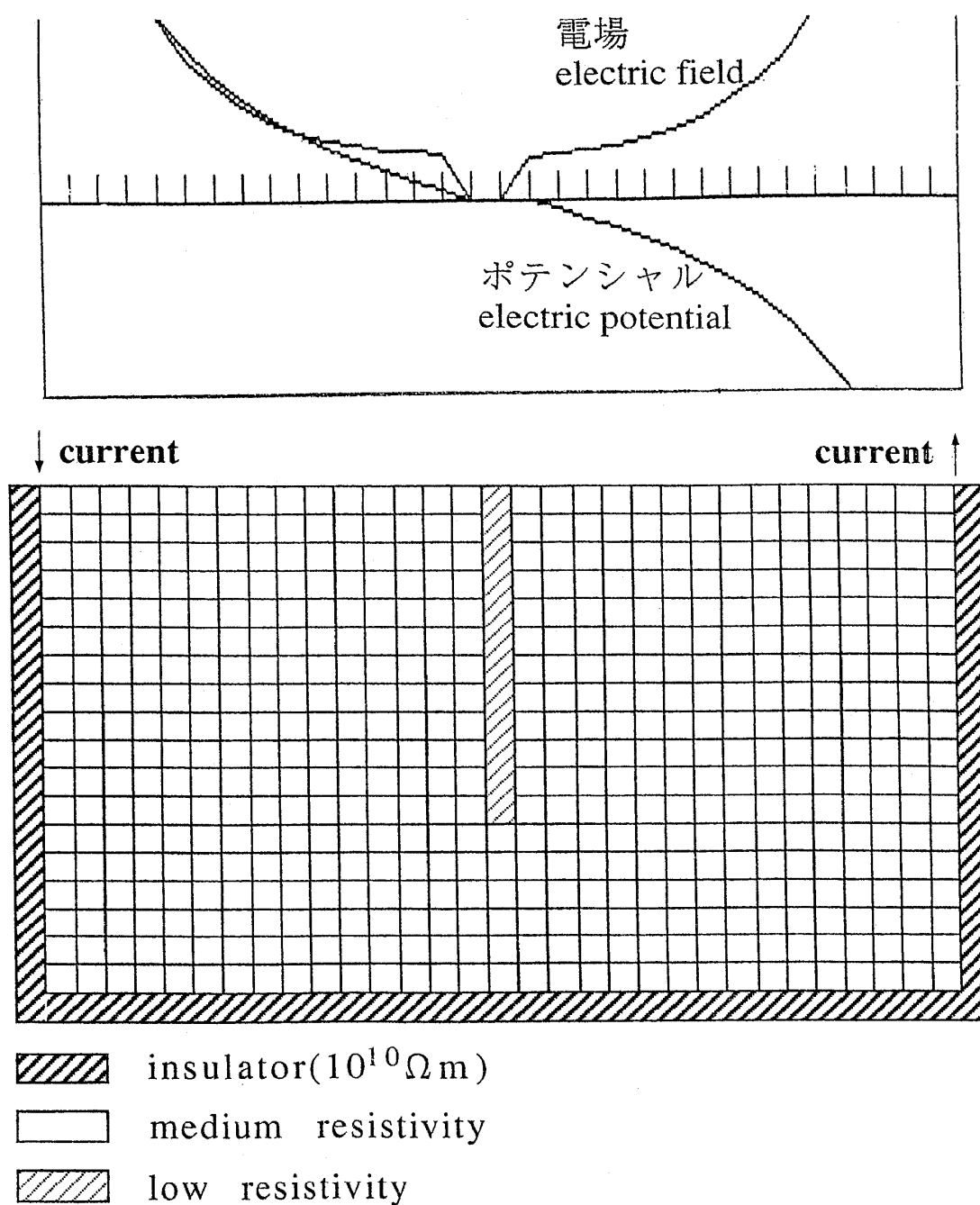


図9 モデル計算の概略図とその結果。ポテンシャルと電場の曲線の縦軸は相対値。電場曲線は low resistivity との境界で不連続となっている。

Fig.9 Schematic outline of the resistivity network for the numerical calculation and an example of results (upper) which indicates distributions of the electric potential and the electric field on the surface. The ordinate represents relative value. The electric field discontinuities are seen at the boundary of low resistivity.

Ground-based observation of ULF seismogenic emissions and some considerations on its reliability and underlying mechanisms

O. A. Molchanov^{1,2}, M. Hayakawa¹ and Y. Fujinawa³

1. The University of Electro-Communications, Chofu Tokyo 182, Japan
2. Institute of Physics of the Earth, 10 Gruzinskaya, Moscow, Russia
3. National Institute of Natural Science and Disaster Prevention, Tsukuba Ibaraki 305, Japan

Introduction

A number of well-documented electric and magnetic phenomena associated with earthquakes or volcanic eruptions have been reported in recent time. Frequency range (F) of these phenomena is different. There are slow electric and magnetic field variations (Varotsos and Alexopoulos, 1984, Johnston and Mueller, 1987), ultra-low frequency (ULF) electromagnetic emission, $F \approx 0.1 \div 10 \text{ Hz}$ (Kopytenko et al 1990, Fraser-Smith et al 1990, Molchanov et al 1992, Fujinawa et al 1992), ELF-VLF electromagnetic radiation, $F \approx 0.01 \div 100 \text{ kHz}$ (Gokhberg et al 1982, Oike and Ogawa 1986, Fujinawa and Takahashi, 1990), IIF emissions, $F \geq 1 \text{ MHz}$ (Warwick et al, 1982) and optical ionosphere emissions (Fishkova et al). But sometimes the results of these kind observations and possibility to use them for earthquake prediction are claimed as questionable. In this situation the problem of reliability of the results seems as very important. We will try to discuss the problem concerning the effect of the ULF seismogenic emission. Generally speaking the effect can be named as reliable if the followings are true:

–it can be reproduced. In our case it means not only that you succeed to find some correlation with earthquake events. Sometimes these findings are overestimated. It is rather desirable to have independent evidence of the same results in the another observational situation, of course, taking into account the nonsimilarity of the earthquake processes “in principle”, different geological structure and so on.

–Then, an emission should be separated from another similar non-seismic events like man-made noise, acoustic influence, sferics and so on. The most serious danger is to mix the emission with telluric signals, produced by natural geomagnetic pulsations originated in the magnetosphere plasma (Kaufman and Keller, 1981).

–At last it is rather desirable to have a theoretical explanation of the phenomenon because of a good theory can give sometimes a great support to experimental results.

All of these conditions are sufficient not necessary. It means that the high level of the one of them is sufficient to have reliability not very low one. In the next sections we will discuss each part of the problem.

1. Experimental evidence of the effect (reproducibility)

ULF emission associated with the famous Armenian Earthquake, near Spitak town, December 7, 1988 was observed by Russian scientists in the period from three weeks before till about three months after the main shock, which magnitude was $M_s=6.9$. (Kopytenko et al. 1990, Molchanov et al 1992). Observations were conducted at geophysical station Dusheti, situated 130 km from the epicenter, using three component magnetovariational complex based on the magnetostatic magnetometer. The

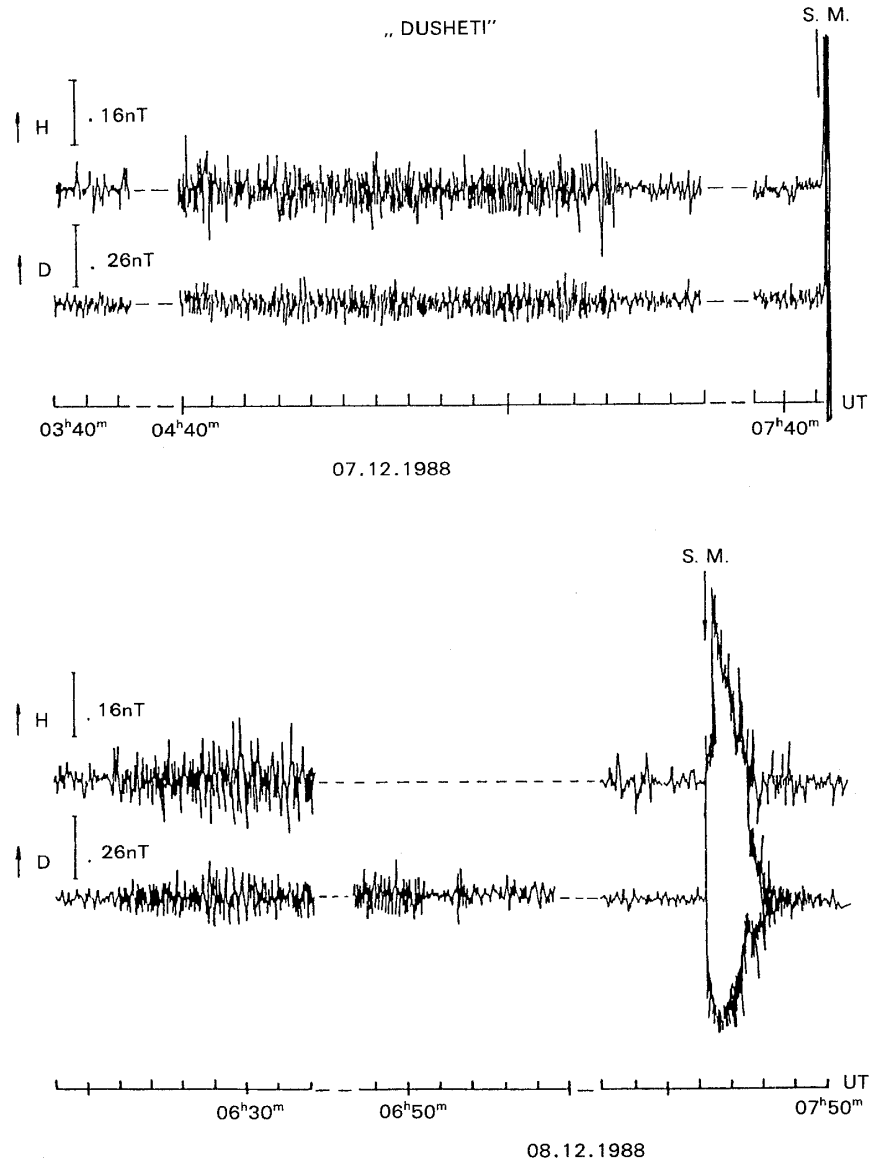


Fig. 1 (Upper panel) Record of ULF emissions at Dusheti from 03: 40h UT which are associated with Spitak earthquake on 7Dec. 1988. SM means the shock moment. (Lower panel) Intense ULF emissions at Dusheti.

data were filtered in the two frequency bands: band I (LF), $0.005 \div 1.0$ Hz, and band II (HF), $0.1 \div 5.0$ Hz. The main result is that before main shock and before some of the strong aftershocks ($M_s \geq 5.0$) they observed the ULF noise-like emission bursts with precursor time of a few hours and duration of the burst about one hour. Pen-records of the bursts before main shock and strong aftershock next day are shown in Fig.1. The great response in exact time of the shock (shown by arrow) is connected with direct seismic influence on the equipment. Integrated intensity of the H-component magnetic field variation (band II) during 7 hours before the main shock is shown in Fig.2. It's easy to estimate that signal-noise ratio of the burst was more than 10. Another peculiarities of the phenomenon, discussed in details by Kopytenko et al, 1990 are following:

-Averaged day-to-day intensity of the magnetic field variation sharply increased just before the main shock and left at the high level about 1 month. It was not correlated with K_p -index of the natural geomagnetic field during this month period.

-Appearance of the bursts was more clear in band II (S/N ratio was more high) in comparison with band I. Occasional measurements of the burst spectra revealed that spectrum intensity was sometimes descending ($F_{\max} \approx 1 \div 2$ Hz), but sometimes pronounce frequency peak near $F \approx 0.3 \div 0.5$ Hz was observed.

-Amplitude of the vertical (Z) component of the burst was usually comparable with horizontal (H, D) ones, unlike polarization of the natural geomagnetic pulsations. Concerning the problem discussed here their result on precursor time statistics is rather interested. It is demonstrated in Fig.3. The data for about ten bursts before eight powerful shock are presented. The tendency the bursts to appear two-five hours before strong shock seems rather evident.

About the same phenomenon was observed by USA scientists during the well-known Loma Prieta earthquake, October 17, 1989, $M_s = 7.1$ (Fraser-Smith et al. 1990, Bernardy et al. 1991). They used one-component induction coil magnetometer and recorded data after 10-channel filter analyzer

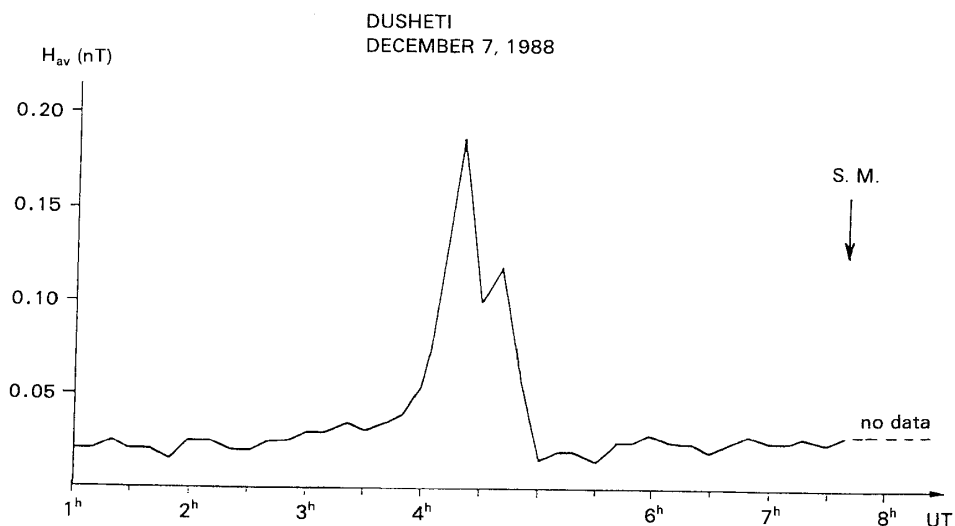


Fig. 2 Variation of 10 min averaged values of the H-component amplitude of ULF emissions recorded at Dusheti before the main shock.

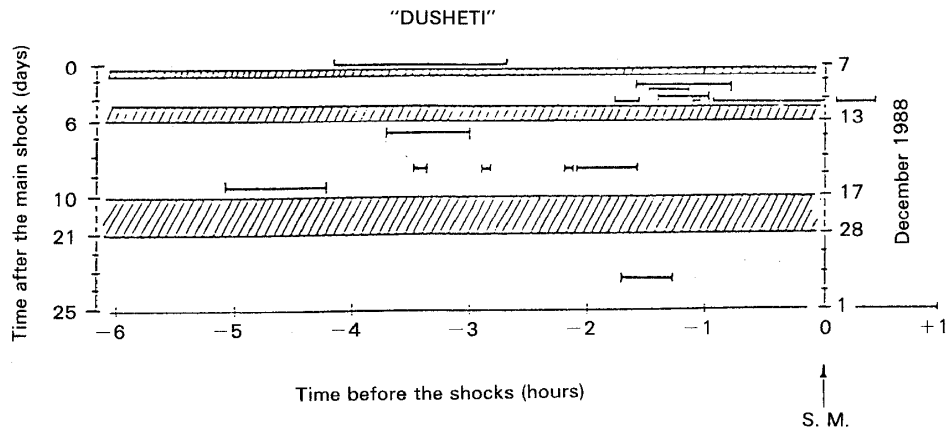


Fig. 3 Excitation of ULF emissions (solid lines) before the beginning of the shocks ($K \geq 10$) in the Spitak earthquake area. The horizontal coordinate represents time (h) before the shock moment (SM), the vertical coordinate represents time (day) after the main shock (on the left) and real dates (on the right).

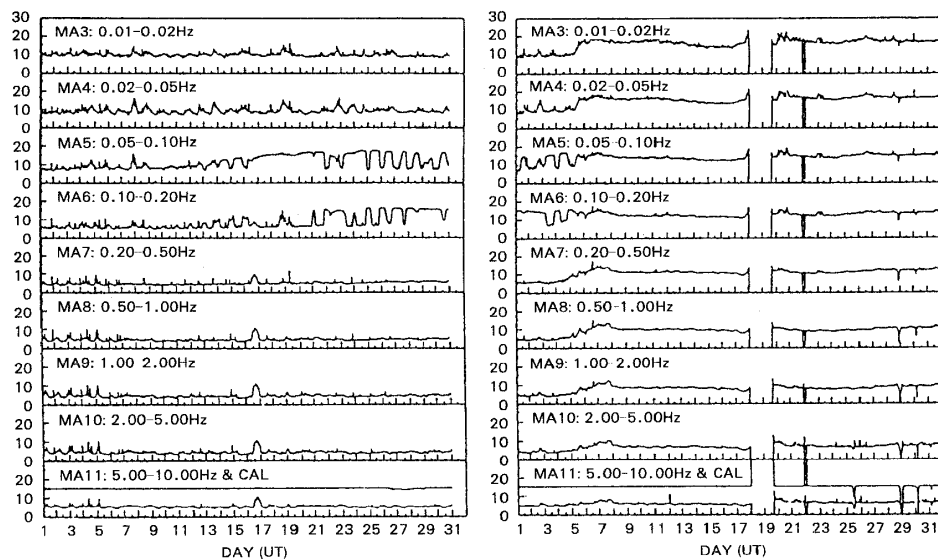


Fig. 4 Variations of the magnetic activity indices measured during the months of September (left panel) and October (right panel), 1989. The power failure caused by the Loma Prieta earthquake created the large gap in the October data. The horizontal line in the 5.00-10.00 Hz display is a calibration signal. It should be present and remain at a constant amplitude at all times for the index generator to be operating correctly.

in frequency range $0.01 \div 10$ Hz. The response of their 0.01 Hz filter before main shock is shown in Fig. 4. The main characteristics of the observation can be summarized as follow:

- There was a broad band increase in the amplitude of the ULF emission beginning just over 12

days before the main shock.

Starting three hours before the main shock there was a further considerable increase (about five times) in the amplitude of the ULF emission.

–The amplitude level at the lowest frequencies remained very high for several days after the main shock and then gradually decreased back to their previous background levels over a time interval of several months.

It seems that ULF emissions, observed during Spitak and Loma Prieta events are rather similar (Molchanov et al, 1992). In order to take the comparison between these two independent results more easy they are compiled together in the Table 1. Fortunately, the main characteristics of the earthquakes and equipments were about the same and there are several important similarities of these emissions itself. Probably the most significant of these similarities are time of appearance (in case of Spitak) or time of a sharp intensification (Loma Prieta) and the same frequency range of emission before the two earthquakes. However, there are also several differences in the characteristics of the signals. Some of them, ratio of maximal amplitudes and precursor times are easy to understand due to different distances to epicenter. For example, in the paper by Sidorin, 1979, the approximated relation $\Delta t * D \approx \text{const.}$ is justified from the energetic consideration. (Here is Δt —appearance time of the precursor and D – distance from epicenter). In our case $\Delta t = 4$ hours, $D = 129$ km for Spitak event and $\Delta t = 190$ hours and $D = 7$ km for Loma Prieta event, that leads to: $(\Delta t D)_{\text{sp}} / (\Delta t D)_{\text{LM}} \approx 0.4$ in surprising correlation with the relation. Another differences are not so easy to explain. One of them is the abrupt

Table1 Comparative characteristics of Spitak (SP) and Loma Prieta (LM) events and ULF observations.

Characteristic of	SP	LP	Notes (*)
I. Earthquake			
–magnitude Ms	6.9	7.1	
–depth, km	6	15	
II. Registration			
–frequency range, Hz	0.005 ÷ 5.0	0.01 ÷ 10	
–sensitivity, nT/√Hz	0.003*	0.002*	For F ~ 1 Hz
–distance from epicenter, km	129	7	
III. Observation of ULF emission			
1. Period till last day before main shock (MS)			
–appearance, hours	no	–290	12 days before MS
–amplitude, nT	no	< 0.5	
–max frequency in spectrum, Hz	no	~2.0	
2. Last day before MS			
–appearance, hours	–4	–3*	intensification
–amplitude, nT	0.2 ÷ 0.4	3 ÷ 5	
–F _{max} , Hz	~1	~1	
3. Period after MS			
–time of average intensity decrease	one month	several months	
–correlation with aftershocks	yes	no	

termination over two hours before the main shock occurred of the strong ULF burst measured at Dusheti, whereas the Loma Prieta burst continued until the time of the main shock. There is also difference in correlation with aftershocks. A recent study of the ULF magnetic field variations after Loma Prieta main shock has concluded that there was no obvious correlation between their amplitudes and either the number of occurrence or magnitudes of the aftershocks(Fenoglio et al, 1991). But their data, consisting of half-hour indexes, are not perfect for aftershock correlation studies, particularly when the aftershocks in large numbers as they did immediately following Loma Prieta earthquake. Anyway this comparison of two independent observations can be reproduced in future ULF magnetic field observations before earthquakes.

It seems that the similar effect, but using electricfield ULF observation was discovered by

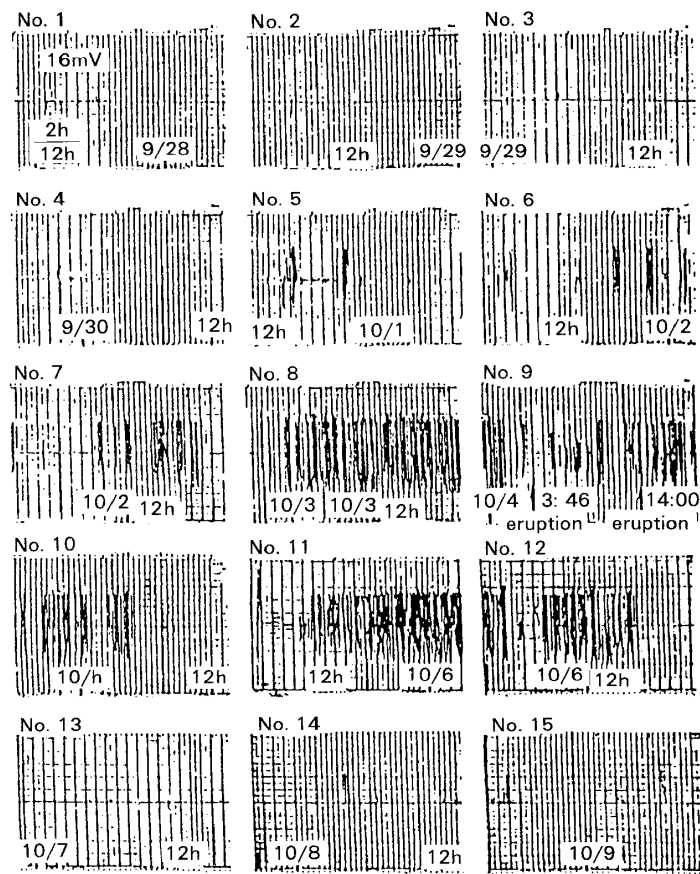


Fig. 5 Vertical electric field variations in the ULF band (0.01-0.6 Hz) from 28 Sept to 9 Oct, 1990 observed by the one day data with a small overlapping, and the start of day or noon is indicated at the lower part of each chart. Horizontal and vertical scales are shown in the chart No. 1. A clear anomalous variation can be seen prior to the volcanic eruption occurring 4 Oct. 1990 (chart 9) at Mt. Mihara on Izu-Oshima Island.

Fujinawa et al, 1992 before volcanic eruption. They observed appearance of the emission at four days ahead, then intensification of the signal about one day and clear decrease of it about three hours before eruption (see Fig.5, taken from their paper). At last the emission disappeared in several days after eruption. It reminds the results of ULF magnetic field observations. If it is not a simple coincidence we need to suppose that processes underlined volcanic eruption and earthquake rupture are similar too, that may be useful for theoretical considerations.

2. Separation from nonseismogenic signals

There are a lot of the observational methods to defend the equipment from man-made interference or at least to clear up the results in course of the data processing. As well the possible lightning stroke influence can be checked from meteorological data or from results of standard observation of sferics. As concerned ULF magnetic field observation, using rather sensitive device, there are probably only two signals that can be mixed with seismogenic emission: a noise due to direct seismic influence (seismic "tremor") and natural geomagnetic pulsations. The first possibility was discussed in details by Bernardy et al, 1991. They concluded, that small microseisms, not registered by usual seismic or acoustic emission equipment, cannot produce the response, comparable with supposed seismogenic emission. The same conclusion was received by Kopytenko et al, 1990. In addition they analyzed in details the possibility of misinterpretation due to reception of geomagnetic

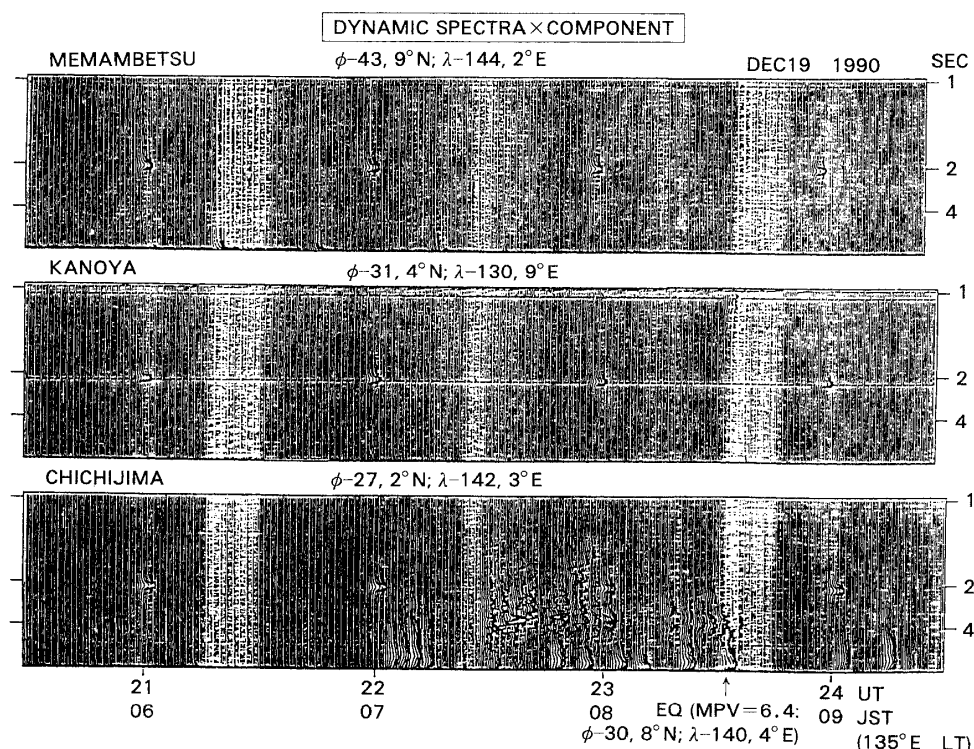


Fig. 6 ULF emissions before the M=6.4 earthquake in Japan. The earthquake time is indicated as an arrow.

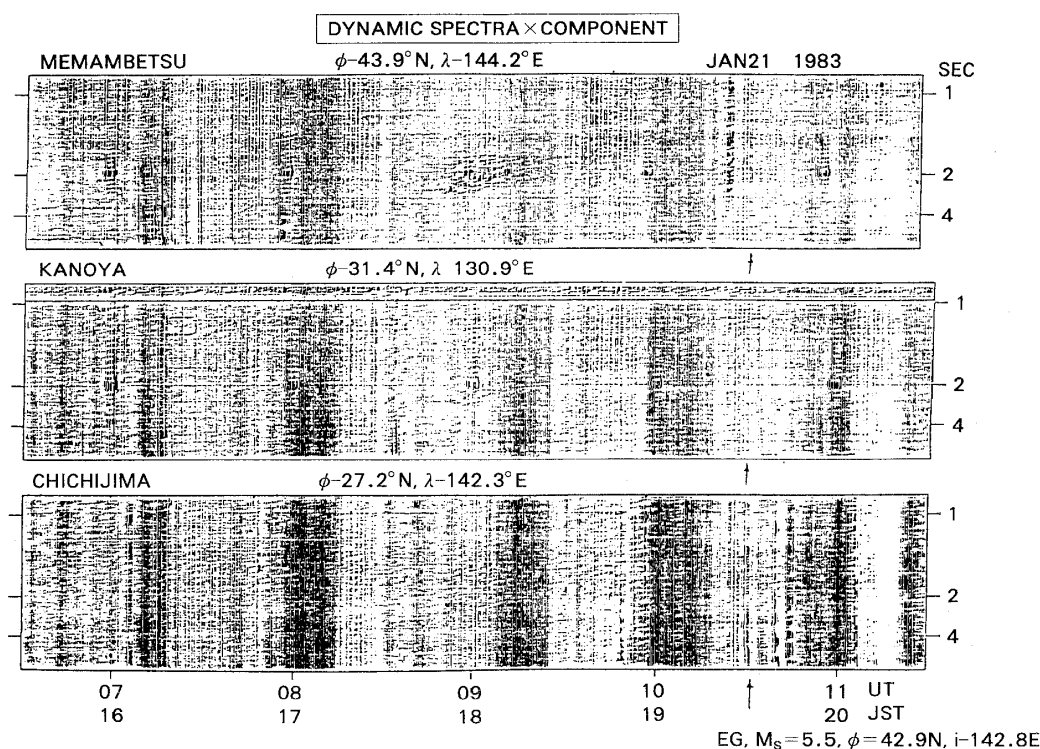


Fig. 7 Another example of ULF emissions before another earthquake in Japan.

pulsations. They have demonstrated the difference between two signals in polarization, local time statistics and especially in locality of seismogenic emission, comparing with geomagnetic pulsations. To prove the last item they used the simultaneous observations at two stations, situated about 100 km each from other, and found that seismogenic emission often was presented only on records of the one station, usually closest to epicenter of aftershock, unlike geomagnetic pulsations that always observed at the both stations. A very interesting supposition can follow from their consideration. It seems that at least sometimes the seismogenic emission can be misinterpreted as geomagnetic pulsations. Two examples from well-known Preliminary report of magnetic pulsations, published by Kakioka magnetic observatory, Japan are reproduced here in Figs.6 and 7. The dynamic spectra of the emissions are pictured at the three Japanese stations. The only addition to standard pictures are the arrows shown the time of earthquake and its magnitude and coordinates. In both cases the signals are presented only at station nearest to earthquake epicenter, they begin a few hours before main shock and last one or two hours. It is similar to phenomenon discussed in section 1.

3. Possible underlying mechanisms

At present time there is no a conventional theory could explain the ULF seismogenic emission. Even there have no complete assurance that it is originated inside ground but not at the atmosphere or ionosphere. In this situation we need in more sophisticated methods of observation and data

processing. It is very promising seems the system proposed by Hayakawa et al, 1992. This system will use the simultaneous electric and magnetic field registration in the frequency range 0–10 kHz and allow to find the direction to emission source and its polarization and evolution of the spectrum. Without this information is rather difficult to develop the reasonable theoretical approach.

But if to suppose that a source of the emission is situated near focal point of the future earthquake then the most perspective way to connect it with so named fractured emission or as it was named by Enomoto et al, 1992, fracture induced transient electric current (FITEC) signals. Underlined process is micro-cracking before the main crustal rupture and it is rather well-known process since classical work on rupture in solids by Griffith, 1921. As concerned the cracking in the Earth medium it was checked in laboratory experiments by Mogi, 1968 for volume stress and by Deiterich, 1979 and by Ruina, 1983 for shear stress that leads to frictional sliding (slip). The charge and current pulses due to pressure changement were registered in the many laboratory experiments, specially produced and simulated the real situation before and during earthquake (Nitsan 1987, Warwick et al 1982, Martelli and Cerroni 1985, Cress et al 1987, Khatiashvili and Perelman 1989, Enomoto and Hashimoto 1990, Enomoto et al 1992). But attempts to apply the results of these experiments for explanation of the electromagnetic emission associated with earthquakes in the real situation meet essential difficulties. That's why we will try to construct a simplified model of the phenomenon. The basic idea is that we can describe our resultive magnetic field variation $\vec{B}(\vec{r}, t)$ through equivalent system of currents with volume density distribution $\vec{j}(\vec{r}, t)$, which can be connected with microcurrents $i_a(\vec{r}_a, t)$, originated in each opening crack a ($a \gg 1$). It is model of assemble of the current emitters (Molchanov, 1991, 1992). Of course, this model is useful only if to suppose, that process of generation is stationary and random. So we can introduce the spectrum intensity $\vec{j}(\omega, \vec{r})$ and use the ergodic theorem (see for example, Korn G. and Korn T., 1968, ch.18):

$$\langle j^2(\vec{r}, t) \rangle = \frac{1}{2T} \int_{-T}^T j^2(\vec{r}, t) dt = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty j^2(\omega, \vec{r}) d\omega \quad (1)$$

In our case this supposition is rather reasonable because emission observed is noise-like one and time of its observation $T_e \sim 1$ hour is much more than period of signal oscillation in the crack $\tau \sim 10^{-7}$ s (see later). Now we will discuss the main points of the theoretical approach.

a. Evaluation of the crack microcurrent.

It is usually supposed, that crack opens with some velocity V and during opening some charge Q is created. (Fig.8). The reasons of charge creation are disputed so far. It might be piezoelectric effect (Warwick et al, 1982) or exoelectron effect (Cress et al, 1987, Enomoto et al, 1992) or oscillation of double electric layers (Khatiashvili and Perelman 1989) or stress induced ion migration (Hoenig and Itani, 1979) or something else. We name surface charge density in the moment of opening as $q_0 = dQ/ds$ and consider it as a parameter of our evaluation. Simultaneously with creation of charge on the surface its disappearance due to the medium conductivity σ begins with the rate:

$$q(t) = q_0 e^{-t/\tau_d}, \quad \tau_d = \epsilon/\sigma \quad (2)$$

Disappearance origins the current, that passes all around the crack and emits the electromagnetic field

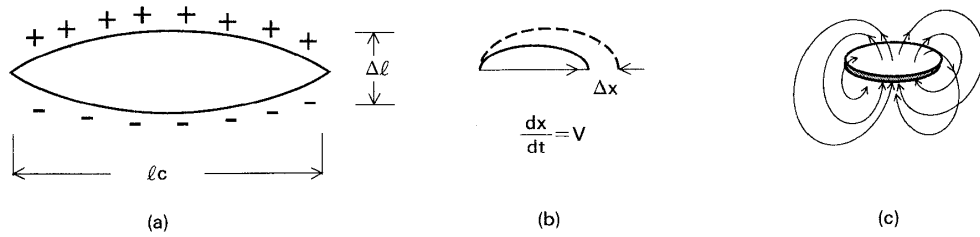


Fig. 8 Explanation of crack development. (a) generation of charges, (b) development of opening cracks, and (c) configuration of currents.

(Fig.8c). Taking into the account that crack can open only to length l , it leads to:

$$x(t) = \begin{cases} lt/\tau_c, & t \leq \tau_c = l/V \\ l, & t > \tau_c \end{cases} \quad (3)$$

and relations:

$$Q(t) = 2\pi q_0 \int_0^t x(t') \frac{dx}{dt'} e^{-(t-t')/\tau_d} dt' = \begin{cases} 2\pi q_0 V^2 \tau_d \Phi(t), & t \leq \tau_c \\ 2\pi q_0 V^2 \tau_d \Phi(\tau_c) e^{-(t-\tau_c)/\tau_d}, & t > \tau_c \end{cases}$$

$$\Phi(t) = t - \tau_d (1 - e^{-t/\tau_d})$$

$$i(t) = \frac{dQ}{dt} = \begin{cases} i_m \tau_d / \tau_c (1 - e^{-t/\tau_d}), & t \leq \tau_c \\ -i_m \Phi(\tau_c) / \tau_c e^{-(t-\tau_c)/\tau_d}, & t > \tau_c \end{cases} \quad (4)$$

$$i_m = 2\pi q_0 V^2 \tau_c = 2\pi q_0 l^2 / \tau_c$$

Let us determine the effective current momentum of the crack $\vec{m}$, that characterizes its near-zone magnetic field:

$$H_a = \frac{\vec{m}_a \times \vec{R}}{|\vec{R}|^3} \quad (5)$$

Of course we need to consider that $R \gg l$, but $R < d_g$ - skin-depth. Supposing the symmetrical current spreading and average radius of the current loops $a_2 \simeq l$ we find the magnetic field at the axe x (see Fig. 9):

$$H_y = -\frac{ia_2}{R^2} 2\Delta\theta - \frac{3\pi}{2} \frac{ia_2^2 a_1}{R^4}$$

Neglecting small addition:

$$\vec{m}_a \simeq i \Delta \vec{l} \quad (6)$$

It means that the crack emits like linear current with length Δl .

b. Estimation of the current spectrum.

By definition:

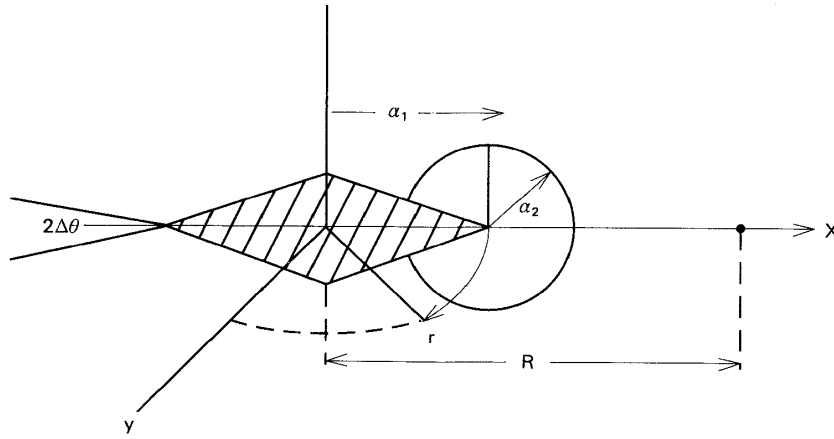


Fig. 9 Calculation of the microcurrent momentum.

$$\sum_{N_a} m_a = \int j(t, R') dV \text{ or}$$

$$\vec{j}(t, R) \approx \frac{1}{\Delta V} \sum_{N_a} \vec{m}_a = \sum_{n_a} \vec{m}_a \quad (7)$$

where n_a – a number of the emitting crack in the volume $\Delta V = 1 \text{ m}^3$ and $\vec{R} = \langle \vec{R}' \rangle$.

Then we need to take into the consideration a random time of the crack opening t_a , changing the definition m_a in (7):

$$\vec{m}_a = i_a(t) \Delta \vec{l}_a \Pi(t - t_a) \quad (8)$$

where $\Pi(x)$ – step function ($\Pi(x) = 0, x \leq 0; \Pi(x) \geq 0, x \geq 0$).

If there is some preferable direction for crack opening, for example axe y, which connected with direction of the maximum pressure or shear stress, then we can expect some preferable polarization, of the microcurrents system: $j_y \gg j_x, j_z$.

$$j_y = \sum_{n_a} i_a(t - t_a) \Delta l_a \cos \phi_a \Pi(t - t_a)$$

where $\cos \phi_a$ due to projection on the y-axe.

$$\langle j_y^2 \rangle = \frac{1}{\Delta T} \int_0^{\Delta T} j_y^2(t, R) dt' = \frac{1}{\pi} \int_0^{\omega_m} |j(\omega, R)|^2 d\omega; \quad (9)$$

Here we used (1) and suppose that there is limitation in the frequency spectrum $\frac{\omega_m}{2\pi} \approx \langle \tau \rangle^{-1}$, $\langle \tau \rangle$ – average duration of the microcurrent. In order to evaluate the first integral in (9) more easy we could suppose:

1. $\Delta T = 1 \text{ s}$. It's not very strict limitation, because of $\langle \tau \rangle \ll 1$. In this case $n_a = n' = dN_e/dt$ – the number of new opening cracks in the unit time and in the unit volume.

$$2. \langle \cos \phi_a \cos \phi_{a'} \rangle = \begin{cases} 0, & a \neq a' \\ 1/2, & a = a' \end{cases} \quad (10)$$

It is rather strict limitation, because of indeed we suppose completely random orientation, random charge arisement on the crack surface and nonoverlapping in time microcurrent pulses. We will correct it a little later.

But for supposition (10) from (9) we have:

$$|j(\omega, R)|^2 \simeq \frac{\text{im}^2 (\Delta l)^2 < \tau >}{2F_m} \quad (11)$$

where using (4) we find:

$$\begin{aligned} \int i^2 dt' &= i_m^2 \frac{\tau_d^2}{\tau_c^2} \left[\tau_c + \frac{\tau_c^2}{2\tau_d^2} - (\tau_c + \tau_d)(1 - e^{-\tau_c/\tau_d}) \right] \simeq \text{im}^2 < \tau > \\ < \tau > &= \frac{1}{2} (1/\tau_c + 1/\tau_d)^{-1} = \frac{\tau_d \tau_c}{2(\tau_c + \tau_d)} \end{aligned} \quad (12)$$

The relation (11) is rather usual one for description of the emission of n' emitters, incoherent in space domain ($j(\omega) \sim \sqrt{n'}$) and in time ($j(\omega) \sim 1/\sqrt{\Delta F}$). Of course, it is minimum value. To take into the consideration the possibility of a some coherency we will multiply it on the coefficient of coherency:

$$\gamma_{\text{coh}} = \left\{ 1 \div \sqrt{n'} \gg 1 \right\} \quad (13)$$

Then we can suppose, that $\Delta l = \xi l$, $\xi \ll 1$. For example, as discussed by Landau and Liftshits, 1965, for homogeneous volume pressure p :

$$\Delta l/l = \frac{2}{3} \frac{\sqrt[3]{2}}{E} (1 - \sigma^2) p \quad (14)$$

where $\sigma \sim 1/3$ – coefficient of Poisson, E – modulus of Jung. For real $p \sim 10^2 \text{ Mpa}$, $\xi \simeq 1 \div 2 \cdot 10^{-3}$. At last, let us try to estimate n' . For it we use the so-named “concentration criteria” (Zharkov, 1983), that connects the maximum number of the crack density n_{cmax} with their length l :

$$n_{\text{cmax}} \cdot l^3 \simeq 1$$

Due to stepwise process of the cracks development it leads to estimation:

$$n' = \frac{dn_c}{dt} \simeq \frac{n_c}{2\Delta T_l} \simeq \frac{1}{2l^3 \Delta T_l} \quad (15)$$

where ΔT_l – existence time of the crack population with dimension l . Generally speaking $\Delta T_l \ll \Delta T_o$ – time of the crack instability, $\Delta T_o \sim T_e$ – duration of our emission. We will introduce $\beta_l = T_e / 2\Delta T_l \gg 1$ and finally, using (4), (11), (12) we have:

$$j(\omega) = C \frac{l^*}{(1 + l^*/l)} (l/T_e)^{1/2} \quad (16)$$

$$l^* = \varepsilon V / \sigma, \quad C = \frac{\pi}{2} q_0 \xi \sqrt{\beta_l \gamma_c}$$

where in the coefficient C we have concentrated the all ambiguities connected with discussed problem and consider it as parameter. Let us estimate the behavior of another terms of (16) dependant on time before earthquake. It is rather usual opinion, that l arises in time, but exact law is unknown. As well crack opening velocity V arises in time very quickly so that $V \simeq 0.01 \div 1 \text{ m/s}$ in preparation stage, whereas near main stage it reaches $V \simeq 500 \text{ m/s}$ for laboratory experiments (Enomoto et al, 1992).

Because of the maximal possible value of $V \simeq V_s \simeq 3 \cdot 10^3$ m/s (seismic wave velocity), and we need to estimate the situation near the main stage, let us suppose that $V = 500$ m/s. At last we should keep in mind that our estimation of C value and $j(\omega)$, probably, is not very good for large values of l , or times just before the rupture. There are at least three reasons for it. The first, $\gamma_{coh} \sim n'$, but due to relation (15) $n' \sim l^{-3}$. It means, that C is diminishing beginning from the some $l = l_0$. We can suppose that the coherency becomes worse when microcurrent pulses are nonoverlapping, or $n'(l_0) \simeq \tau^{-1}$. For $\sigma = 10^{-4}$ it leads to $l_0 \simeq 10^{-3}$ m = 1 mm, but for $\sigma = 10^{-2}$, $l_0 \simeq 2 \cdot 10^{-4}$ m. The second reason, that coefficient $\xi = \Delta l / l$ decreases for large l due to decrease of the pressure just before main shock. The third, a consolidation of the cracks along future fault, likely, leads to ceasement the crack origination in the other regions and to diminishing the volume of microcurrents.

All of these reasons will decrease the effectiveness of electromagnetic radiation just before and during the main shock. The dependence of $j(\omega)$ on l (or on time) is presented in Fig.10. As well dependence of the overlapping coefficient $n'\tau$ is shown too. For $\sigma = 10^{-4}$ S/m, $C = 1$, $j(\omega)_{max} \simeq 3 \cdot 10^{-7}$ A/m²√Hz, if a

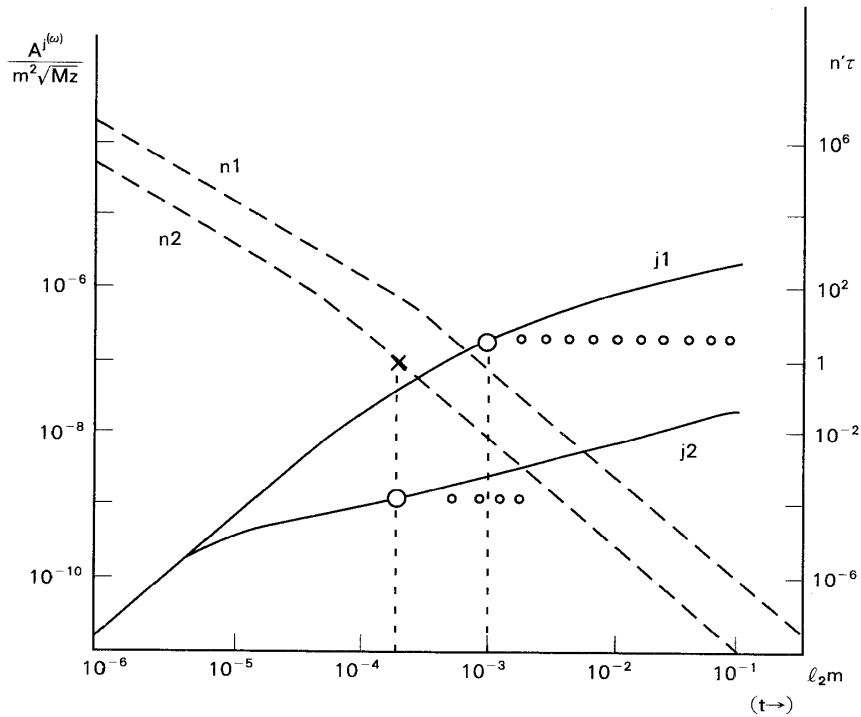


Fig. 10 Dependence of $j(\omega)$ and the “overlapping coefficient” $n'\tau$ on l (or time). See the text. $V = 5 \times 10^2$ m/s and $T = 3.6 \times 10^3$ s.

j1: $\sigma = 10^{-4}$ S/m, $C = 1$

j2: $\sigma = 10^{-2}$ S/m, $C = 1$

n1: $n'\tau$, $\sigma = 10^{-4}$ S/m

n2: $n'\tau$, $\sigma = 10^{-2}$ S/m.

Approximate explanation of the curves $j1$ and $j2$ is shown by dotted lines for the large l , beginning from the l_0 where $n'\tau = 1$.

some stabilization after $l > l_0$ is supposed. It means that we can consider $j(\omega)_{\max} = C \cdot 3 \cdot 10^{-7} \text{ A/m}^2 \sqrt{\text{Hz}}$ as the main parameter of the future calculations. Note, that $j(\omega) \sim \sigma^{-1}$ and for example, the case of $\sigma = 10^{-2} \text{ S/m}$ corresponds to $j(\omega) \simeq C \cdot 10^{-9} \text{ A/m}^2 \sqrt{\text{Hz}}$. Let us try to estimate C .

Unfortunately, $j(\omega)$ is not reported in the papers on the laboratory experiments, but average current density:

$$\langle j(t) \rangle = \langle j^2(t) \rangle^{1/2} \simeq j(\omega) / \sqrt{\tau} = C \cdot 0.6 \cdot 10^{-3} \text{ A/m}^2$$

sometimes is reported. (In the relation we take into the account, that for our case $l^* = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ and $\tau(l_0) = 3 \cdot 10^{-7} \text{ s}$.) For example, in the paper by Enomoto and Hashimoto, 1990, they reported that for specimen with volume $V_s = 2 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, they measured $i = \langle dQ/dt \rangle = 1.2 \cdot 10^{-11} \text{ A}$ and volume charge rate $R = \frac{1}{V_s} \cdot \frac{dQ}{dt} = 0.6 \text{ C/sm}^3$. It means that their current density $\langle j \rangle = i/\Delta S = i/V_s^{2/3} = 0.2 \cdot 10^{-3} \text{ A/m}^2$. It leads to $C \simeq 0.3$. Then in the paper by Enomoto et al, 1992, they reported the new estimation $\langle j \rangle \simeq 3 \cdot 10^{-5} \text{ A/m}^2 \div 1.2 \cdot 10^{-6} \text{ A/m}^2$. It leads to values of $C = 0.05 \div 1.2 \cdot 10^{-3}$. At last, estimation by Varotsos et al, 1986, $\langle j \rangle \simeq 10^{-5} \div 10^{-6} \text{ A/m}^2$ leads to values of $C \simeq 0.02 \div 0.002$. Anyway, we can consider, that average $\langle C \rangle \sim 0.1$ for laboratory experiments.

c. Evaluation of the magnetic and electric fields.

Calculation of the electromagnetic fields in the dissipative, inhomogeneous medium, like inside Earth one, connected with essential computer work even if you succeed to have a model of the source induced currents (see, for example, Barrows, 1963, Wait and Spies, 1972, Kraichman, 1975, King et al. 1986, Bubenik, 1977, Fraser-Smith et al, 1988, Molchanov, 1991). But for the justification of the discussed mechanisms we do not need in the exact computations. We will start with the most simple model of the infinite (x, y) and thin (Δz) plane layer, where homogeneous linear currents exist and which parallel to ground surface at the depth z_0 . It is well-known, that in this case of vacuum medium:

$$|H(\omega)| = j(\omega) \Delta z.$$

In the dissipative medium this field will attenuate on factor $e^{-k_g z}$, $k_g = d_g^{-1} = (\pi F \mu_0 \sigma_g)^{1/2}$ – universal skin –depth and for finite dimension of the layer, d , we have:

$$H(\omega) = j(\omega) \int_{z_0}^{z_0+d} e^{-k_g z} dz = j(\omega) e^{-k_g z_0} (1 - e^{-k_g d}) \cdot k_g^{-1} \quad (17a)$$

$$|E(\omega)| = \frac{\omega \mu_0}{k_g} |H(\omega)| = Z_0 \frac{k_0}{k_g} |H(\omega)|, \quad k_0 = \omega/c, \quad Z_0 = \sqrt{\mu_0/\epsilon_0} \quad (17b)$$

Indeed it is not so idealistic model, if horizontal dimension l of the real source is comparable or more than depth z_0 . In the table II we presented the information about d_g for the range of our frequencies $F = 10^{-3} \div 10^2 \text{ Hz}$ and in the table III are demonstrated the expected values of d and l , supposing that they correspond the scales of the preparation zone of an earthquake and using the conventional relations (Zharkov, 1983):

$$l \simeq 0.08 \cdot 10^{0.37 M_s} \text{ km}, \quad d \simeq 0.16 \cdot 10^{0.30 M_s} \text{ km}$$

In correspondence with seismic data and theoretical explanation by Tse and Rice, 1986, the main bulk

Table II Skin depth d_g , km of the ground medium for different conductivities σ (s/m) and frequencies F (Hz).

σ , s/m \ F , Hz	10^{-3}	0.01	0.1	1	10	100
10^{-4}	1600	500	160	50	16	5
10^{-3}	500	160	50	16	5	1.6
$3 \cdot 10^{-3}$	290	92	29	9.1	2.9	0.9
10^{-2}	160	50	16	5	1.6	0.5

Table III The source horizontal (l) and vertical (d) dimensions depend on magnitude of earthquake, M_s

M_s	4	5	6	7	8
l , km	2.4	5.7	13.3	31.1	73.0
d , km	2.5	5.1	10.1	20.1	40.0

of the strong crustal earthquakes happens at the depth $z_0 < 20$ km.

Indeed the complexity of the field calculations connected not only with consideration the horizontal current distribution but mainly with polarization of the current density. For electric type of the source (vertical or radial polarization) mainly electric field is induced and rather weak magnetic component (TM mode), but both of them are strongly attenuated due to inhomogeneous conductivity and impedance conversion. In opposite, for magnetic type of source (azimuthal or ring-like polarization) the magnetic field is mainly induced in TE-mode, that suffers a less attenuation in comparison with TM-mode. For the last case and the finite horizontal dimension of the source, the approximated relations for the field on the ground surface are following (Molchanov 1991):

$$H_{r,z} \simeq j(\omega) \frac{de^{-k_g z_0}}{\sqrt{1+k_g^2 d^2}} \frac{l^2}{(l+z_0)^2} \Phi_{r,z} \quad (18a)$$

$$E_\phi \simeq \frac{\omega \mu_0 S_0}{\sqrt{1+k_g^2 S_0^2}} H_z \cdot \Phi_\phi / \Phi_z \quad (18b)$$

where $s_0 = l + z_0$ and Φ_i – the functions of the radial spreading, approximately normalized to unit. For example, for vertical component of the magnetic field:

$$\Phi_z \simeq \frac{S_0^2}{(r^2 + S_0^2)^{3/2}} + \frac{k_g S_0^2}{\sqrt{S_0^2 + r^2}} e^{-k_g \sqrt{S_0^2 + r^2}/2} \quad (19)$$

Of course, the relations (18) coincide with (17) for $l \gg z_0$ taking into the account, that

$$\frac{1}{k_g} (1 - e^{-k_g d}) \simeq d / (1 + k_g^2 d^2)^{1/2}$$

We will estimate only values of the fields above epicenter, supposing $\Phi_i \sim 1$ and using relations like (17), (18):

$$|H(\omega)| = j(\omega) \frac{dl^2}{\sqrt{1+k_g^2 d^2}} \cdot \frac{e^{-k_g z_0}}{(l+z_0)^2} \quad (20)$$

$$|E(\omega)| = \frac{\omega \mu_0 S_0}{\sqrt{1 + k_g^2 S_0^2}} |H(\omega)|$$

The first of all we will calculate the spectrum amplitude of the ULF magnetic field for the conditions of the observations by Fraser-Smith et al, 1990 (see Fig.4, Table I and Table III) and parameter $j(\omega) = C \cdot 3 \cdot 10^{-7} \text{A/m}^2 \sqrt{\text{Hz}}$ as explained in the previous section. The results are presented in Fig.11 and for the better comparability the unit $\text{nT}/\sqrt{\text{Hz}} \approx 10^{-3} \text{A/m} \sqrt{\text{Hz}}$ is used here. It is evident that parameters $C=1$ and $\langle \sigma_g \rangle = 3 \cdot 10^{-3} \text{S/m}$ -average conductivity between the source and the ground surface leads to the best fitting both the intensity and spectrum of the observational and theoretical values. As concerned the parameter C it is very surprising coincidence with results of the laboratory experiments taking into the consideration the approximated character of the calculations. Then, using (19) it is easy to estimate the factor of radial decrease for distance $r=129\text{km}$, as it was in the observations by Kopytenko et al. 1990, Molchanov et al. 1992 during Spitak earthquake. It should be $0.03 \div 0.05$ depends on $\langle \sigma_g \rangle$. It leads to values $0.15 \div 0.20 \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ or the same as observed ones. Let us try now to estimate the intensity and spectrum of the field variations, using (20) and for the same parameters as in Fig.11. The results of calculations are presented in Fig.12. At least the order of values (10-100 mkV/m) corresponds to the experimental data.

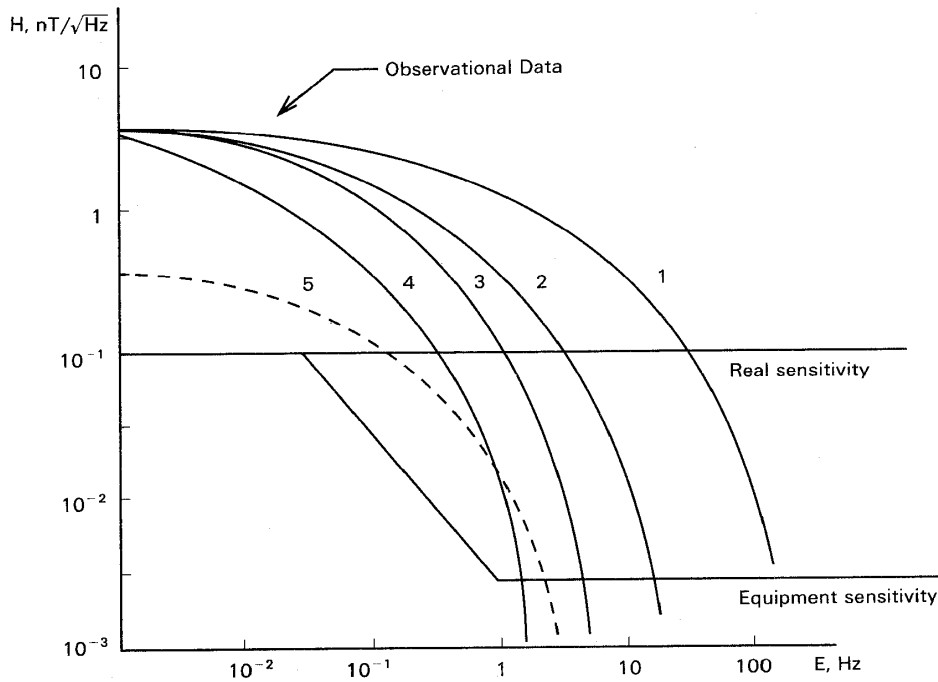


Fig. 11 Calculated spectrum of ULF magnetic field, $M_s=7.1$.

- | | |
|--|---------|
| 1. $\langle \sigma \rangle = 10^{-4} \text{S/m}$ | } $C=1$ |
| 2. $\langle \sigma \rangle = 10^{-3} \text{S/m}$ | |
| 3. $\langle \sigma \rangle = 3 \times 10^{-3} \text{S/m}$ | |
| 4. $\langle \sigma \rangle = 10^{-2} \text{S/m}$ | |
| 5. $\langle \sigma \rangle = 3 \times 10^{-3} \text{S/m}, C=0.1$ | |

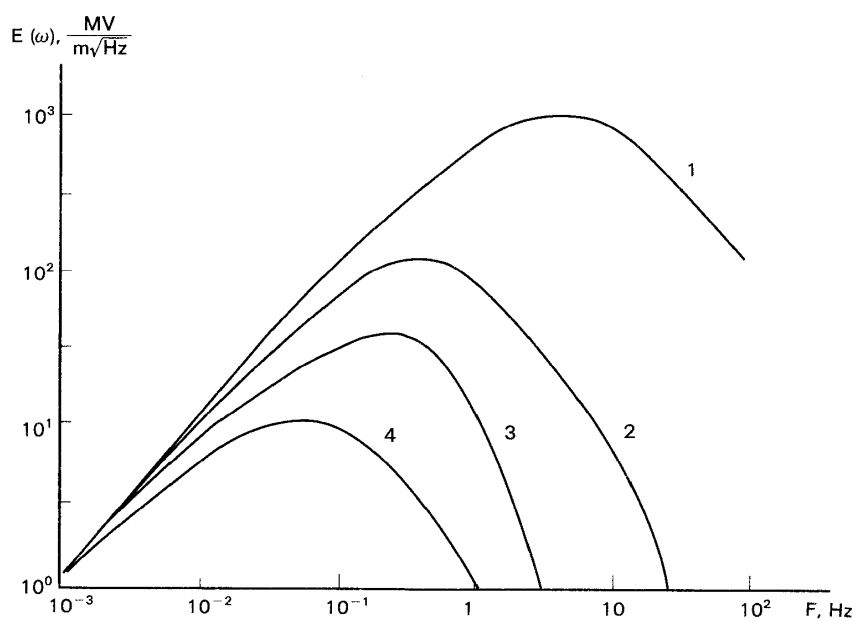


Fig. 12 Calculated spectrum of ULF electric field. $C=1$, $M_s=7.1$ and $z_o=15\text{km}$.

1. $\langle\sigma\rangle = 10^{-4}\text{S/m}$, 2. $\langle\sigma\rangle = 10^{-3}\text{S/m}$, 3. $\langle\sigma\rangle = 3 \cdot 10^{-3}\text{S/m}$, 4. $\langle\sigma\rangle = 10^{-2}\text{S/m}$.

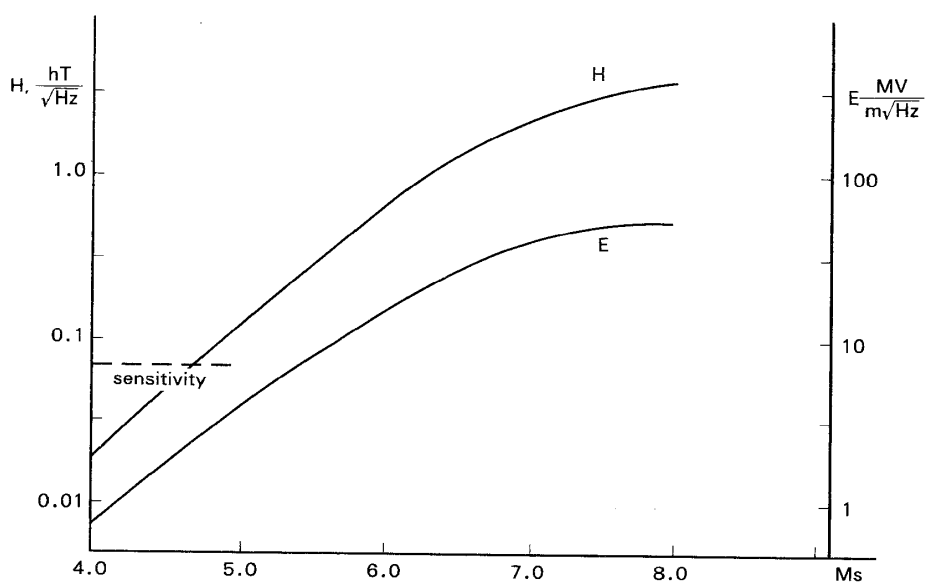


Fig. 13 Values of the H and E spectrum component at $F=0.1\text{Hz}$ on the supposition that $j(\omega)=\text{const}$ and changes only the volume of the currents. $z_o=10\text{km}$, $\langle\sigma\rangle=3 \cdot 10^{-3}\text{S/m}$, $C=1$.

At last, estimated values of the ULF magnetic fields and electric fields at the $F=0.1$ Hz for different magnitudes of earthquakes, using data of the table III and relation (20), are presented in Fig. 13. It is rather understandable, that ULF variations can be observed only for the big earthquakes ($M_s \geq 5$).

4. Discussion and conclusions.

We have been tried to base our opinion that ULF electromagnetic emission, probably associated with earthquakes and volcanic eruption, can be a rather interesting field of research and rather perspective method of earthquake prediction could be developed in future, using this effect. Indeed, it is naturally to expect an effect just in this frequency range ($0.01 \div 10$ Hz), because of more low frequencies are not very good for observation electromagnetic radiation from the source of the limited dimension. It is demonstrated in Fig.12, for example. Furthermore, the equipment sensitivity usually behaves as F^{-1} , that limits real dynamic range of the observation, as shown in Fig.11. But for frequencies more than $1 \div 10$ Hz the strong dissipation of the ground medium can extinguish the any emission. Of course it can be argued, that more high frequency emission could be originated near the ground surface, as supposed sometimes, but high conductivity of this layer (usual $\sigma_g \approx 10^{-2}$ S/m or more) leads to very poor effectiveness, as demonstrated in Fig.10. To seek the possible generation mechanism in the atmosphere or ionosphere is not simple deal, because this mechanism is likely nonlinear, connected with primary influence the seismo-gravitational, acoustic or ULF waves. The generation mechanism of ULF emission outlined is not very completed due to ambiguities of the microcurrent parameters but rather simple in principle. Discrepancy in the value of parameter C , obtained from laboratory experiments ($C \sim 0.1$) and from the observational magnetic field data ($C \sim 1$) is not very serious taking into the consideration the possible margin in the values d , l_0 and so on, used in the calculations. As concerned the observational data discussed in the paper it seems that they are promising and there are the ways to improve their quantity and quality. The main conclusions are following:

- a. ULF emission observed is a rather reliable seismogenic effect, but detailed study of its properties and underlined mechanism is very desirable.
- b. The most perspective method for the experimental study are regular many-stationed observations, using direction-finding technique and dynamic spectrum analysis.
- c. This emission could be appropriate as a short-time precursor for the earthquake prediction system.

References

- Barrows, C.R., Radio communication within the Earth's crust IEEE Trans. Ant. Prop. AP-25, 311-317, 1963
- Bernardy, A., A.C. Fraser-Smith, P.R.McGill, and O.G.Villard, ULF magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, Phys. Earth Planet. Inter., 68, 45-63, 1991.

- Bubenik, D.M., A practical method for the numerical evaluation of Sommerfeld integrals, IEEE Trans. Ant. Prop. AP-25, 904-906, 1977.
- Cress, G.O., B.T.Brady, and G.A.Rowell, Sources of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in laboratory, Geophys. Res. Lett., 14, 331-334, 1987.
- Deiterich, J.H., Modelling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, J. Geophys. Res., 84, 2161-2168, 1979.
- Enomoto, J. and H.Hashimoto, Emission of charged particles from indentation fracture of rocks, Nature, 346, 641-643, 1990.
- Enomoto, J., M.Akai, and H.Hashimoto, Exoelectron emission, possibly related to seismo geo-electromagnetic Activities - microscopic aspect in geotribology, 1992.
- Fenoglio, M.A., A.C.Fraser-Smith, and G.C.Beroza, Search for ULF electromagnetic signals during the 1989 Loma Prieta aftershock sequence, 1991 AGU Fall Meeting, EOS Trans., 72(Suppl.), 330, 1991.
- Fishkova, L.M., Gokhberg M.B., and Pilipenko V.A., Relationship between night Airglow and seismic activity., Ann. Geophys., 3, 689-695, 1985.
- Fraser-Smith, A. C., U.Inan, O.G.Villard, and R.G.Joiner, Seabed propagation of ULF/ELF electromagnetic fields from harmonic dipole sources located on the seafloor, Radio Science, 23, N 6, 931-943, 1988.
- Fraser-Smith, A.C., A.Bernardy, 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. Lett., 17, 1465-1468, 1990.
- Fujinawa, J., and K.Takahashi, Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989, Nature, 347, 376-378, 1990.
- Fujinawa, J., T.Kumagai, and K.Takahashi, A study of anomalous underground electric field variations associated with volcanic eruption, Geophys. Res. Lett., 19, 9-12, 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, 7824-7828, 1982.
- Griffith, A.A., The phenomenon of rupture and flow in solids, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A221, 1921.
- Hayakawa, M., I.Tomizawa, K.Ohta, S.Shimakura, J.Fujinawa, K.Takahashi, and T.Yoshino, Direction finding of precursory radio emissions associated with earthquakes: A proposal., Res. Lett. Atm. Electr., 12, 211-224, 1992.
- Hoenig, S.A., and F.S.Itani, Fourth Intern. Congr. of Rock Mechanics, Switzerland, 243-247, 1979.
- Johnston, M.J.S. and R.J.Mueller, Seismomagnetic observation during the 8 July 1986 magnitude 5.9 North Palm Springs earthquake, Science, 237, 1201-1203, 1987.
- Kaufman A.A., and G. Keller, The magnetotelluric sounding method, pp.595, Elsevier P.C., 1981.
- Khatiashvili, N.G., and M.E.Perelman, Phys. Earth Planet. Inter., 57, 169-177, 1989.
- King, R.W.P., M.Owens, and T.T.Wu, Properties of lateral electromagnetic fields and application, Radio Science, 21, 13-23, 1986.
- Kopytenko, Yu.A., T.G.Matiashvily, P.M.Voronov, E.A.Kopytenko, and O.A.Molchanov, ULF emission

- associated with Spitak earthquake and following aftershock activity using geomagnetic pulsation data at observatories Dusheti and Vardziya, Preprint of IZMIRAN N3(888), Moscow, January 1990 (in Russian).
- Korn, G.A., and T.M. Korn, Mathematical handbook, McGraw-Hill Book Company, 831pp., 1968.
- Kraichman, M.B., Handbook of Electromagnetic Propagation in conducting media, US Government Printing Office, Washington D.C., 1975.
- Landau, L.D., and E.M. Lifshits., The theory of elasticity, Moscow, Nauka, 1965.
- Martelli, G., and P. Cerroni, On the theory of radio frequency emission from macroscopic hypervelocity impacts and rock fracturing, Phys. Earth Planet. Inter., 40, 316-319, 1985.
- Mogi, K., Source location of elastic shocks in the fracturing process in rocks, Bull. Seismol. Soc. Japan, 46, 5-17, 1968.
- Molchanov, O.A., Penetration of electromagnetic fields from seismic sources into the upper ionosphere of the Earth, Geomagnetism and Aeronomy, 31, 111-119, 1991 (in Russian).
- Molchanov, O.A., Seismogenic emissions in the upper ionosphere: Theoretical consideration, Proc. of IMS Wroclaw Symposium, 2, 622-626, 1992.
- Molchanov, O.A., Yu.A. Kopytenko, P.M. Voronov, E.A. Kopytenko, T.G. Matiashevili, A.C. Fraser-Smith, and A. Bernardy, Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak ($M_S=6.9$) and Loma Prieta ($M_S=7.1$) earthquakes: comparative analyses, Geophys. Res. Lett., 19, 1495-1498, 1992.
- Nitsan, U., Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing rocks, Geophys. Res. Lett., 4, 333-337, 1977.
- Oike, K., and T. Ogawa, Electromagnetic radiation from shallow earthquakes observed in the LF range, J. Geomag. Geoelectr., 38, 1031-1040, 1986.
- Ruina, A.L., Slip instability and state variable frictional laws, J. Geophys. Res., 88, 10359-10370, 1983.
- Sidorin, A.Ya., Dependence of appearance time of earthquake precursors on epicentral distance, Dokl. AN USSR, 245, N4, 825-829, 1979 (in Russian).
- Tse, T., and J.R. Rice, Crustal earthquake instability in relation to the Depth variation of frictional slip properties, J. Geophys. Res., 91, B9, 9452-9472, 1986.
- Varotsos, P., and K. Alexopoulos, Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, Tectonophysics 110, 73-98, 1984.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Thermodynamics of point defects and their relation with bulk properties, North-Holland, pp.419, 1986.
- Wait, J.R., and K.P. Spies, Dipole excitation of ultra-low frequency electromagnetic waves in the earth crust waveguide. J. Geophys. Res., 77, 7118-7120, 1972.
- 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, 2851-2859, 1982.
- Zharkov, V.N., Internal structure of the Earth and Planets, Moscow, Nauka, 416pp., 1983 (in Russian).

地震予知のための自然電位集中連続観測

A Study of Earthquake Prediction Method by Electric
Self-potential Measurements

長尾年恭・河野芳輝・朝井与志哉・田辺祐嗣
金沢大学理学部地学教室
石川県金沢市角間町

Toshiyasu Nagao, Yoshitery Kono, Yoshiya Asai and Yuji Tanabe
Faculty of Science, Kanazawa University
Kakuma, Kanazawa 920-11, JAPAN

キーワード

自然電位, 地震予知, 地震前兆, ギリシャ, VAN, 直下型地震

Key words

Geoelectric self potential, earthquake prediction,
Precursor of earthquake, Greece, VAN, Inland earthquake

Abstract

Whether or not the geoelectric potential field exhibits anomalous changes before earthquakes that can be used for prediction is a matter of long-standing debate. Recently, a number of positive results have been reported for Greek earthquakes. In order to test if such is possible in Japan also, similar observation has been carried out. In Ishikawa Prefecture, central Japan facing the Japan Sea, two long span geoelectric potential monitoring systems have been in operation since March, 1991. During the observation period, three $M>5$ earthquakes (focal depth $<50\text{km}$) have occurred in central Japan. Anomalous geoelectric potential changes were recorded before each of these events. Moreover, an anomalous change was recorded from June 13 to 25, 1993. This last anomalous change could have been precursory to the devastating $M=7.8$ Southwest Off

Hokkaido Earthquake of July 12, 1993. Although it is quite uncertain at this point if these anomalous changes are causally related to the earthquakes or not, it appears worthwhile to continue the observation, hopefully in a more expanded form.

1. はじめに

実用的な地震予知が固体地球物理学者の夢の一つであることは疑いが無い。また実用的な予知が非常に困難であることも周知の事実である。ところがギリシャでは1985年以降、アテネ大学による地電位差（自然電位）観測による地震直前予知が行なわれている。この予知情報は国家防災委員会に送られ、すでに多数の地震に予知が成功し、人的被害の軽減に多大の功績をあげている。ギリシャでは一般的にマグニチュード5以上の地震に対して予知情報が出されている。そして震央の誤差100km以内、マグニチュードの誤差0.7以内という条件で約60%の地震の予知に成功している（例えばVarotsos and Lazaridou, 1991, Varotsos et al., 1993）。これは現在の地球科学の常識からすれば誠に驚異的なことと言わざるを得ない。彼等の地電位差観測の方法は各観測点に長さの異なる複数の測線（30・200m）を東西・南北方向にそれぞれ設置し、さらに長さ数キロメートルのオーダーの測線（以後長基線と呼ぶ）を同時に設置し、地電位差時間変化を観測するというものである。この観測方法は通称「VAN法」と呼ばれている。VAN法の特徴は同一方向に長さの異なる測線を設けることにより、広域的な変化と考えられる地震前兆シグナルと、それ以外の（局所的と考えられる）人工ノイズとの識別が極めて容易になったことである。Varotsosらによると、地電位差に継続時間数分間の変化（Seismic Electric Signal:SES）が現れた後、6時間後から約3週間程度で地震が発生するというものである。そして、このSESには経験的に以下のような特徴があると報告されている。

- (1) 観測点からの震央距離 r とSESの振幅 ΔE の間に次式が成り立つ。

$$\Delta E \propto r$$

- (2) 測線長を L 、地震マグニチュードを M と表すと、 $\Delta E/L$ と M の間には

$$\log(\Delta E/L) = a \cdot M + b \quad (a = 0.32 \sim 0.37)$$

が成り立つ。

彼らは、いくつかの地震の場合から求められた上記の経験則をもとに、発生すると期待される地震の震央およびマグニチュードを予測するというものである。

日本においても地電位差観測や自然電位異常変化の報告には様々なものがある（例えば、宮腰, 1985; Kinoshita et al., 1989; Takayama et al., 1990）。しかし、観測方法において同一方向に長さの異なる測線を設けていないという点でVAN法とは異なっていたり、サンプリング間隔が30分や1時間といった長周期変化の観測を行なっていたため、SESのような短周期変化（継続時間1～10分間程度）の検出は原理的に不可能と考えられる。さらに、直流電車などの人工ノイズのためシグナルの識別が困難であるなどの問題点が指摘されていた。

本研究では、VAN法を含めた自然電位観測による前兆的変動の検出可能性の検証を

目的として、北陸地域において地電位差観測網の設置と観測、及び観測された地電位差データの解析を行なった。特に北陸地域において地電位差観測を行なう利点としては、

- （１）ＪＲ北陸本線が交流電化されているため、検出しようとしている周波数帯での人工ノイズが少ない、
 - （２）マグニチュード５以上の地震が適度な間隔で発生するため、地電位差変化と地震活動との関連性について議論しやすい、
- という点が挙げられる。

２．観測方法

VAN法とは、図1に示すように各成分（東西・南北）に長さの異なる短基線（測線長30～200m）を設置し、更に測線長数Kmの長基線を組み合わせて地電位差変化を観測するものである。このような測線の組合せにより、従来の観測方法では困難であった広域的な変化であるシグナルとそれ以外のノイズとの識別が容易になった。本研究では可能な限りVAN法に忠実な地電位差観測を行なうため、朝井ほか(1992)による地電位差観測網を拡大し、長基線・短基線による地電位差観測網を展開した。

朝井ほか（1992）による地電位差観測網は1991年3月の時点で、TNK観測点（辰口短基線，石川県），KHS観測点（小松高校短基線，石川県），OGO観測点（尾小屋短基線，石川県）の3観測点であった。その後、1991年4月から1991年9月までの期間にKSW観測点（柏崎短基線，新潟県），KOM観測点（小松長基線，石川県），及びSZU観測点（珠洲長基線，石川県）の設置，そしてOGO観測点の再設置を行なった。長基線観測網はNTTの協力によりNTT交換局アースを電極として使用した。電極配置はNTT交換局の位置による制約を受けるが、できるだけ測線が平面的に広がり、かつ同一方向に基線長の異なるものを設けるように展開した。

短基線観測網では、自作の鉛－塩化鉛電極を使用した。電極は1つの観測点で5本から8本使用しており、すべて深さ約1.5mに埋設した。また、接地抵抗を下げるために接地抵抗低減剤も合せて使用した。この他に福井工業高等専門学校、富山大学、京都大学防災研究所による観測点を含めると北陸地域における地電位差観測点は1991年10月の時点で14観測点となった（図2）。全ての観測点の測線配置は本研究による中間報告書（防災科学技術研究所,1993）を参照のこと。本報告では小松と珠洲長基線観測網についての報告を行なう。図3，4に小松と珠洲長基線観測網の測線配置を示す。

地電位差のデジタル記録計はKinoshita et al. (1989) によって開発された地電位差測定・データ転送装置を使用した。本装置のデータ入力部では6チャンネルによる地電位差測定が可能であり、チャンネルごとに増幅および0.1Hzのローパスフィルタリング処理を行なっている。フルスケールは±10.24Vから±10.24mVまで変更可能であり、分解能はフルスケールに応じて5mVから5μVまでの値をとる。サンプリング間隔はSESの継続時間（1～10分間程度）を考慮し、20秒となっている。

データ蓄積部では観測データをICメモリに蓄えており、容量は2日分（48時間分）である。データ回収は公衆電話回線を使用し、各観測点から1日ごとに1日分（24時間分）のデータ転送を行なう。なお、データ転送中も観測は継続され、データの蓄積は途

切れずに行なわれる。

3 観測結果

観測される地電位差変化には、地磁気誘導成分、人工ノイズ、地下水による流動電位などによる影響がある。地磁気変化はグローバルな変化であるため、全ての地電位差観測点において同時刻に誘導電位として観測される。地下の比抵抗構造が同一2次元層構造であれば、全観測点（全測線）において単位測線あたりの電位変化量は等しくなるべきである。しかし、実際には観測点や測線によって地下の比抵抗構造が異なるため、地磁気変化によって誘導される電位変化の大きさが異なってくる。したがって地電位差データの解析を行なうときは、測線による見かけ比抵抗の違いなどの特徴を考慮して作業を行なう必要がある。

図5 aおよび図6 aに小松、珠洲長基線観測網で得られた記録を示す。この記録は20秒サンプリングのオリジナルデータから1時間平均値を作成しプロットしたものである。

4. 観測期間中の地震活動

VAN法では、地震に伴う地電位差の変化量（振幅）はマグニチュードに比例し、観測点からの震央距離に反比例すると考えられている。したがって、顕著な地電位差変化が期待される地震はマグニチュードが大きく、震央距離が近いものとなる。Varotsosらによる報告を考慮すると、震央距離が100Km程度、マグニチュード5以上の地震が発生すれば、前兆的自然電位異常が観測される可能性があると考えられる。

観測期間中に発生した地震の中でこのような条件を満たす地震として、1992年7月30日岐阜県西部の地震（M=5.3, EQ1）と1993年2月7日の能登半島沖地震（M=6.6, EQ2）および1993年4月23日の長野県王滝村の地震（M=5.1, EQ3）がある。以下これらの地震と観測された自然電位記録との関係について考察を行う。図7には、図示したエリアで観測期間中（1991年3月1日から1993年7月31日まで）に発生した気象庁マグニチュード4以上の全ての地震がプロットされている。なお観測期間中の1993年7月12日には日本海側では過去10年間で最大の北海道南西沖地震（図8の★印、M=7.8, EQ4）が発生した。

5. 1時間平均データを用いた解析

図5 aおよび6 aには小松・珠洲長基線観測網での1時間平均データをプロットしてあるが、幾つかの明らかに通常と異なった記録の部分が見られる（小松長基線観測網、1991年7-8月、1992年7月下旬、1993年4月下旬；珠洲長基線観測網、1992年12月中旬～1993年2月上旬、1993年6月中旬）。これらの異常変化と前項で述べた地震（EQ1-4）について考察を行なう。

EQ1-3の震源パラメータは、

- EQ 1 1992年7月30日、岐阜県西部、M=5.3、深さ9km
- EQ 2 1993年2月7日、能登半島沖、M=6.6、深さ25km
- EQ 3 1993年4月23日、長野県王滝村、M=5.1、深さ8km

と気象庁により報告されている。図5aおよび図6aから明らかなように、上記の3個の地震（図5及び図6の中にそれぞれの発生時期を矢印で示す）の前に自然電位の異常が発生している。以下に各々の地震前の電位変動の特徴を記載する。

E Q 1：地震発生の日前から小松観測網の測線1,5,6に明瞭な異常が観測された（図5a）。この異常変化は、測線配置（図3の実線）から推測すると中海交換局（電極）の電位が主に变化したためである。そこで地球潮汐解析用プログラム・BAYTAP-G（石黒ほか, 1984）を用い、気象庁・柿岡地磁気観測所の3成分地磁気データを用いて地磁気の誘導成分の除去を試みた。BAYTAP-Gは、本来、潮汐解析を目的とした解析プログラムである（田村, 1986；石黒ほか, 1988）。しかし、潮汐解析のみならず、長期間データの解析やレスポンス（誘導成分）の分離に適した解析法である。BAYTAP-Gを用いることにより、より小さな変化を検出することができる。BAYTAP-Gによる地電位差データ解析については Ozima et. al.(1989) による報告などがある。

ここでは図3に点線で示した中海交換局の影響を受けない仮想的な測線配置(A-F)を電氣的に合成し、地磁気誘導成分を除去した（図5c）。地磁気の変化による誘導成分を取り除いてみると、測線AとFでも地震発生の数日前から共通の変化（広域的な変化）を示していることが判明した。これは尾小屋電極も同時に变化したことを示している。複数の測線がこのような同時に变化するという挙動を示したのはこの時が始めてであった（図5c）。

E Q 2：この地震は中部・北陸地方では観測期間中の最大の地震であった。地震は2月7日の午後10時27分に発生した。気象庁によれば震央は北緯37度39分、東経137度18分と報告されている。図4の珠洲観測網の測線1と2に地震発生の日（12月14日）から明瞭な異常電位が観測された。この異常電位は地震発生まで続き、地震発生後約2時間で通常のレベルに回復し現在に至っている。図8に地震発生当日と翌日の48時間の記録を示す。なおこの図は20秒サンプリングのオリジナルデータを用いて作成した。この珠洲観測網で観測された狼煙一大谷間での電位の変化は500mVに達した。これに対してその他の測線では顕著な異常は観測されなかった。測線配置からも解るようにこの異常変化の原因は狼煙交換局（電極）にあると推測される。そして狼煙交換局は震央から最も近い（約15km）電極である。図9には測線1の1992年12月から3月までの記録と地震活動を示す。余震はマグニチュード4以上のものをプロットした。また前震は地震発生後に地震予知連絡会で「前震であった」と認定された地震も同時にプロットした。狼煙交換局の異常電位の開始時期はこの前震活動の開始時期と極めて近い時期に開始している。自然電位異常の開始時期と前震活動、本震の発生時刻と自然電位異常の消失の時期の一致を考えると、我々はこの自然電位異常が能登半島沖地震の前兆であった可能性が極めて高いと考えている。

E Q 3：小松観測網の測線1,2,3に1993年4月21日から22日にかけて異常電位が観測された（図5a）。この変化は小松交換局（電極）と符津交換局（電極）が主に变化し

たものと推測できる。しかし地磁気誘導成分を除去した記録（図5b）からは測線5，6でも振幅は小さいものの変化があったことが分かる。さらに仮想的な測線配置（図3の点線）での各測線の変化（図3c）を見ると，測線DとEにも同時に変化が現れていることがわかる。以上をまとめるとこの時は小松，中海，符津交換局（電極）が同時に変化したことが推察される。この異常変化の翌日（4月23日）長野県・王滝村附近を震央とするマグニチュード5.1の地震が発生した。

6月13日，この最終報告書をまとめあげている段階で，珠洲観測網の測線1,4,5に異常電位が観測され始めた。そしてこの変化は6月25日に平常の状態に復帰した。異常電位が観測されていた間も地磁気誘導成分は全ての測線で平常通り記録されており，電極の故障ではなかった。また電極周辺では特に激しい雨や地滑りも報告されていない。この異常変化はやはり測線配置から大谷交換局（電極）の電位の変化と推測できる。

そして7月12日に北海道南西沖地震（M7.8）が発生した。もちろんこの地震と珠洲観測網で観測された異常変化を（直接的に）結び付ける証拠は存在しない。たしかに北海道南西沖地震の震源域と珠洲観測網は直線距離にして約500kmも離れている。またVAN法がギリシャで予知に成功したとされている地震は観測点から300km程度が最大である。しかしギリシャではマグニチュード6クラスの地震までしか経験がなく，エネルギーレベルの違いを考え，かつ彼らの経験則（前出）に当てはめてみると，あながち前兆を観測することが不可能な距離とも言えない。

さらに珠洲観測網と北海道南西沖地震の震源域とは同じ日本海東縁の収束帯に位置している。ここではユーラシアプレートが北米プレート（本州）の下に沈み込みを開始しているのではないとも言われている（中村，1986）。一方Utada (1987)によれば沈み込み帯などの収束境界には低比抵抗帯が存在することが示されている。またギリシャでもヘレニック弧にそって低比抵抗帯が存在しており(Lazaridou and Papanikolaou, 1987)，彼等が提唱する地震前兆シグナル（Seismic Electric Signal; SES）の伝播経路となっているのではないかと考察がなされている。つまり北海道南西沖地震の震源域と珠洲観測網とが見かけ上電氣的に結合しており，これが前兆現象の伝播経路となった可能性がある。

今回我々が観測した異常はいずれもギリシャで観測されているSESより継続時間がはるかに長く，いわゆる典型的なSESではない。ギリシャで観測されているSESは通常数分から数時間の継続時間である。一方能登半島沖地震の際に観測された異常変化は継続時間が約2ヶ月と非常に長く，この変化はVANグループがGVEF（Gradual Variation of Electric Field）（Varotsos et al, 1993）と呼ぶタイプの前兆である可能性がある。

一方地震を伴わなかった異常変化も存在する。例えば1991年7月から8月にかけて小松観測網で観測された変化などである。この異常変化もやはり中海交換局（電極）の異常電位が原因と推測できる。しかし図3と同様な仮想的な測線配置でEQ1の時と同様な解析を行なうと（図5c），他の測線には全く同様な変化は現われておらず，この変化は中海交換局一つだけの変化であることがわかる。さらにこの期間の時間軸を拡大した

記録を詳しく検討すると、周期1時間から数時間の矩形的な変化が多数現れていることが判明した。このような現象はEQ1の時には現れておらず、EQ1の時の変化とは全く性質が違い、波形から人為的なノイズと推測することができる。

6. まとめ

今回我々が観測した異常電位と地震との時間的・空間的関連は大きく、地震の前兆を捉えていた可能性がある。異常が観測された交換局がEQ2と4の場合はいずれも1地点であり、このような変化は通常ノイズとして従来は処理されてきた。今後はその異常電位の広がりを調べるためにもギリシャで行なわれているのと同様な長基線と短基線の併用観測を同一地点で行なう必要がある。

今回北陸地方で観測された結果（地震と異常変化の時間的、空間的な一致）は自然電位観測が地震の前兆を捉えうる有力な手段に浮上したことを示すものと思われる。今後は“ノイズである”という批判に対し、観測網の充実をもって答えることが肝要である。観測がより拡大された形で継続されることを期待する。

7. 謝辞

気象庁・地磁気観測所には地磁気三成分1分値データを提供していただきました。BAYTAP-Gの使用法などに関して国立天文台・水沢の田村良明様には有益な助言をいただきました。ここに感謝致します。

8. 参考文献

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”，第89回地球電磁気・地球惑星学会講演予稿集，G41-06，1991

石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣；”地球潮汐データ解析：プログラムBAYTAPの紹介”，統計数理研究所彙報，第32巻第1号，71-85，1984

石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明；”ベイズモデルによる地球潮汐データ解析”，月刊地球，107，333-338，1988

Kinoshita, M., Uyeshima, M. and Uyeda S.; "Earthquake prediction research by means of telluric potential monitoring Progress Report No. 1", Installation of monitoring network, Bull. Earthq. Res. Inst., 64, 255-311, 1989

Lazaridou-Varotsou, M. and D. Papanikolaou, D.; "Tectono-electric zonation in the Hellenic Arc.", Tectonophysics, 143, 337-342, 1987

宮腰潤一郎；”断層破碎帯における自然電位の時間変化”，月刊地球，
Vol.7, No. 1, 38-42, 1985

中村一明；”日本海東縁新生海溝の可能性”，東京大学地震研究所彙報，
58, 711-722, 1986

Ozima, M., Mori, T. and Takayama, H.; "Observation of
earth-potential using telegraphic facilities and analysis with
BAYTAP-G", J. Geomag. Geoelectr., 41, 945-962, 1989

Takayama, H. and Mori, T.; "The character of the geoelectric field
observed with a long electrode span", Tectonophysics., 185, 141-151,
1990

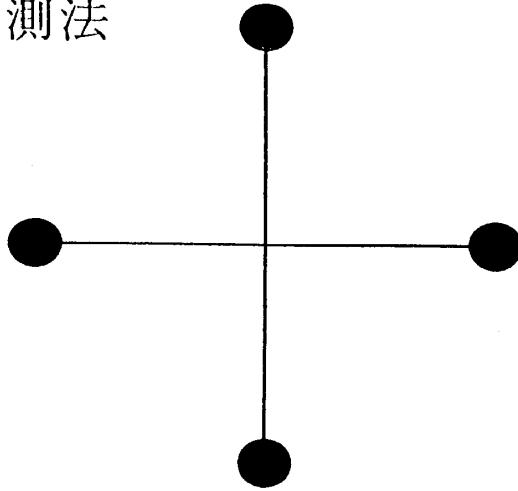
田村良明；”潮汐の解析法について”，月刊海洋科学，192, 343-348, 1986

Utada, H.;" A direct inversion method for two-dimensional modeling
in the geomagnetic induction problem", PhD Thesis,
University of Tokyo, 409pp., 1987.

Varotsos, P. and Lazaridou, M.; "Latest aspects of earthquake
prediction in Greece based on seismic electric signals",
Tectonophysics., 188, 321-347, 1991

Varotsos, P., Alexopoulos, K. and Lazaridou, M.; " Latest aspects
of earthquake prediction in Greece based on seismic electric
signals, II, Tectonophysics, 224, 1-37, 1993

従来の
地電位差観測法



VAN法

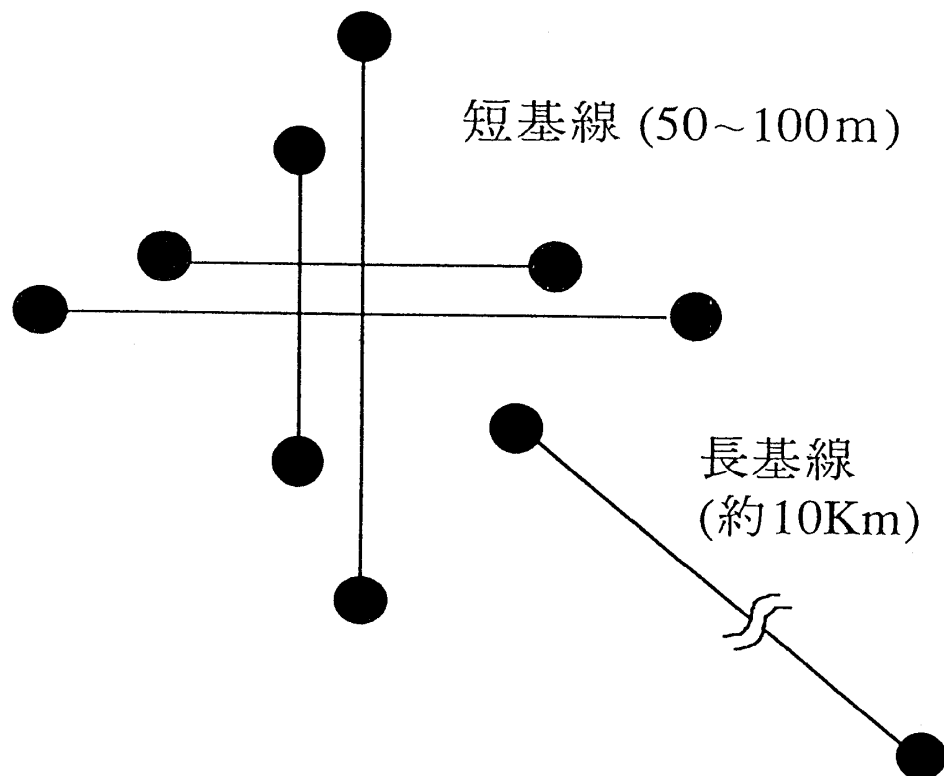


図 1

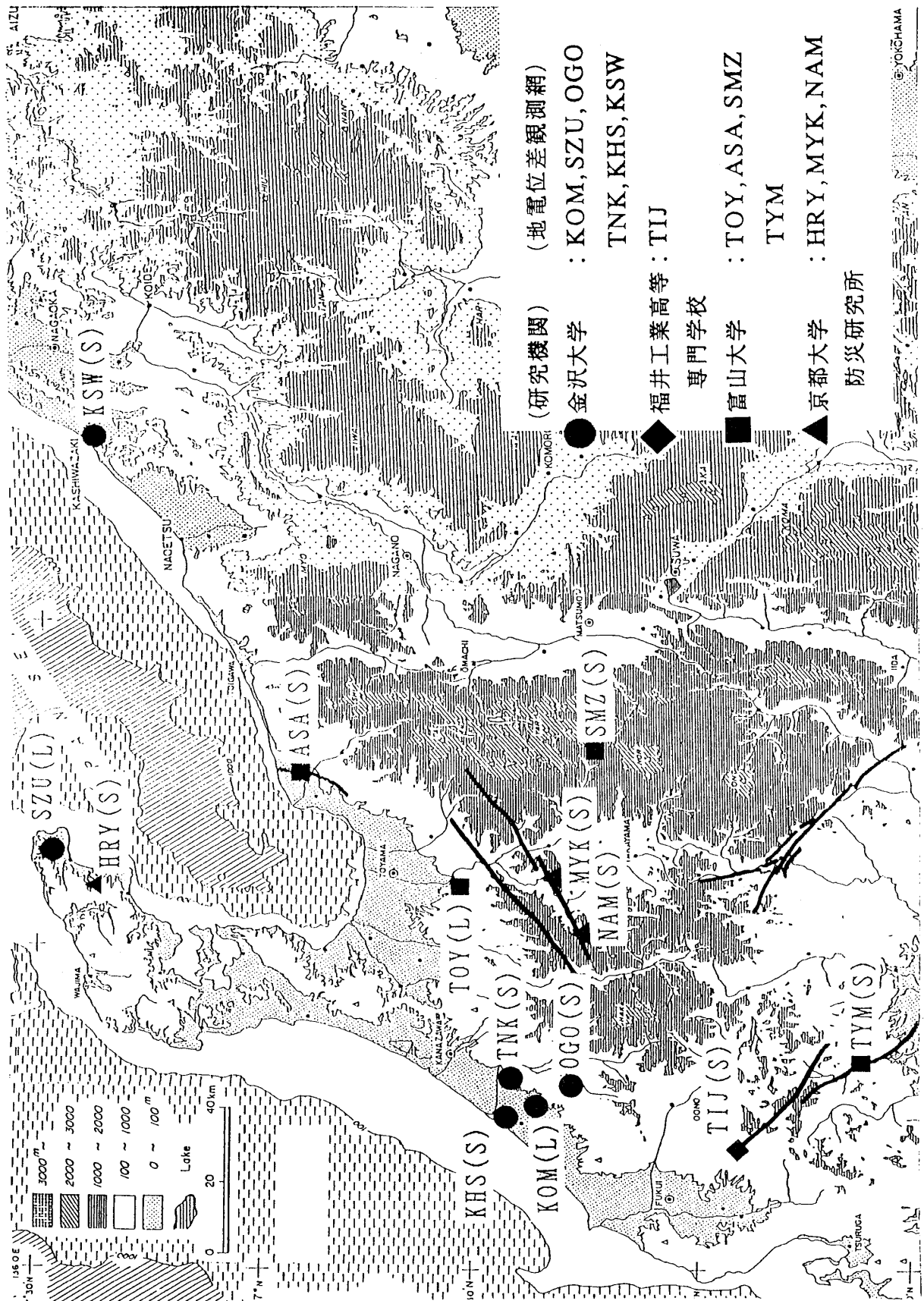


図 2

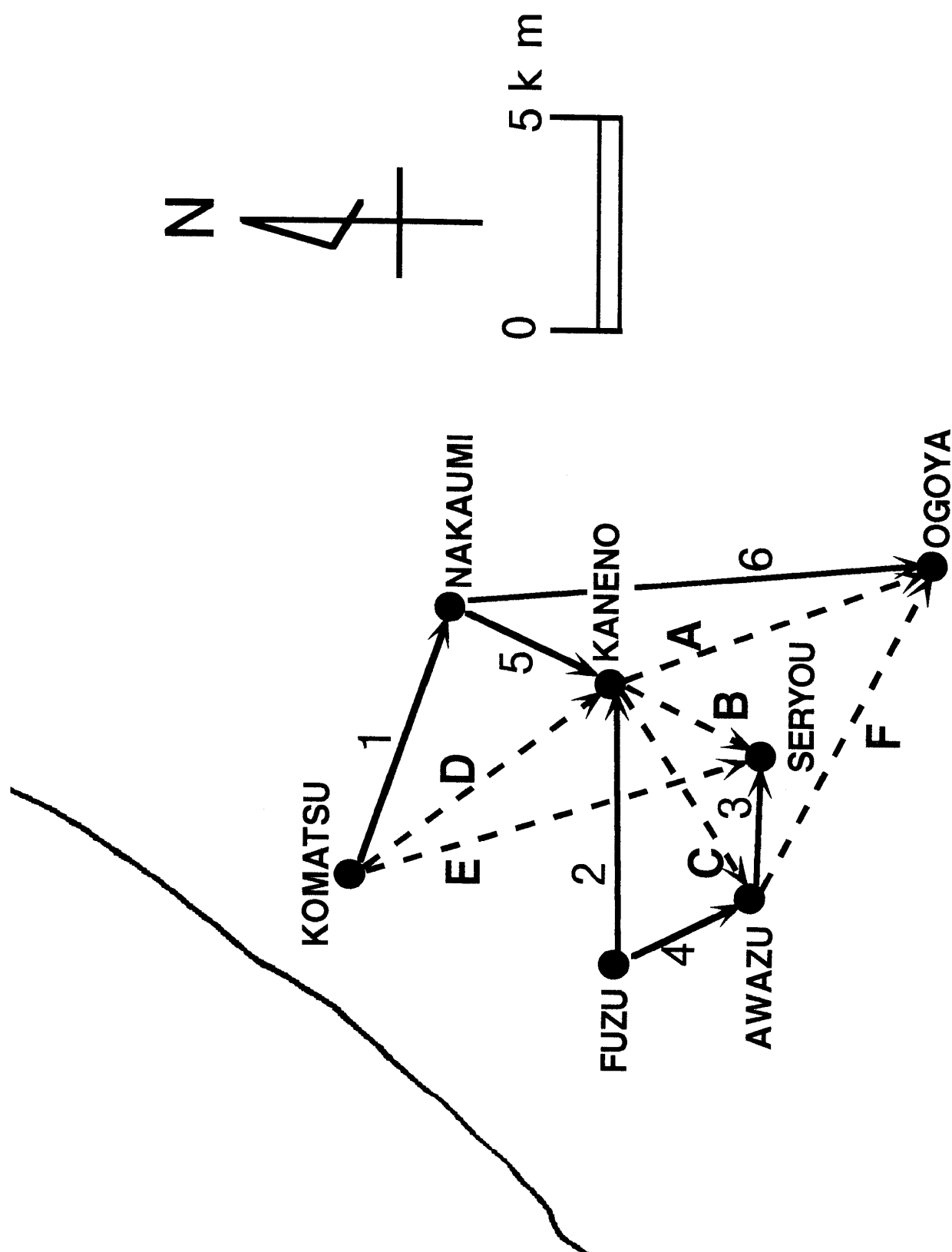


図 3

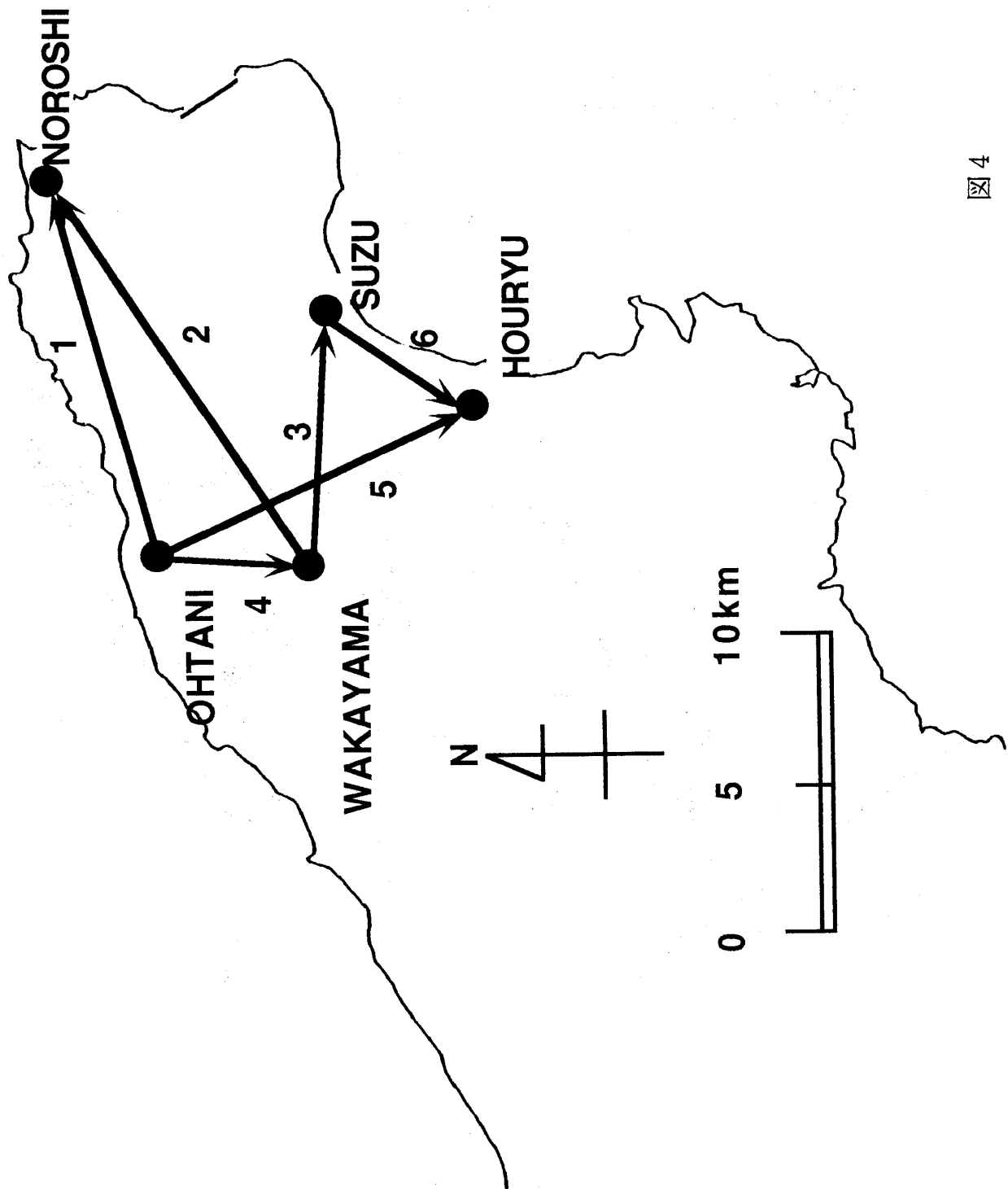
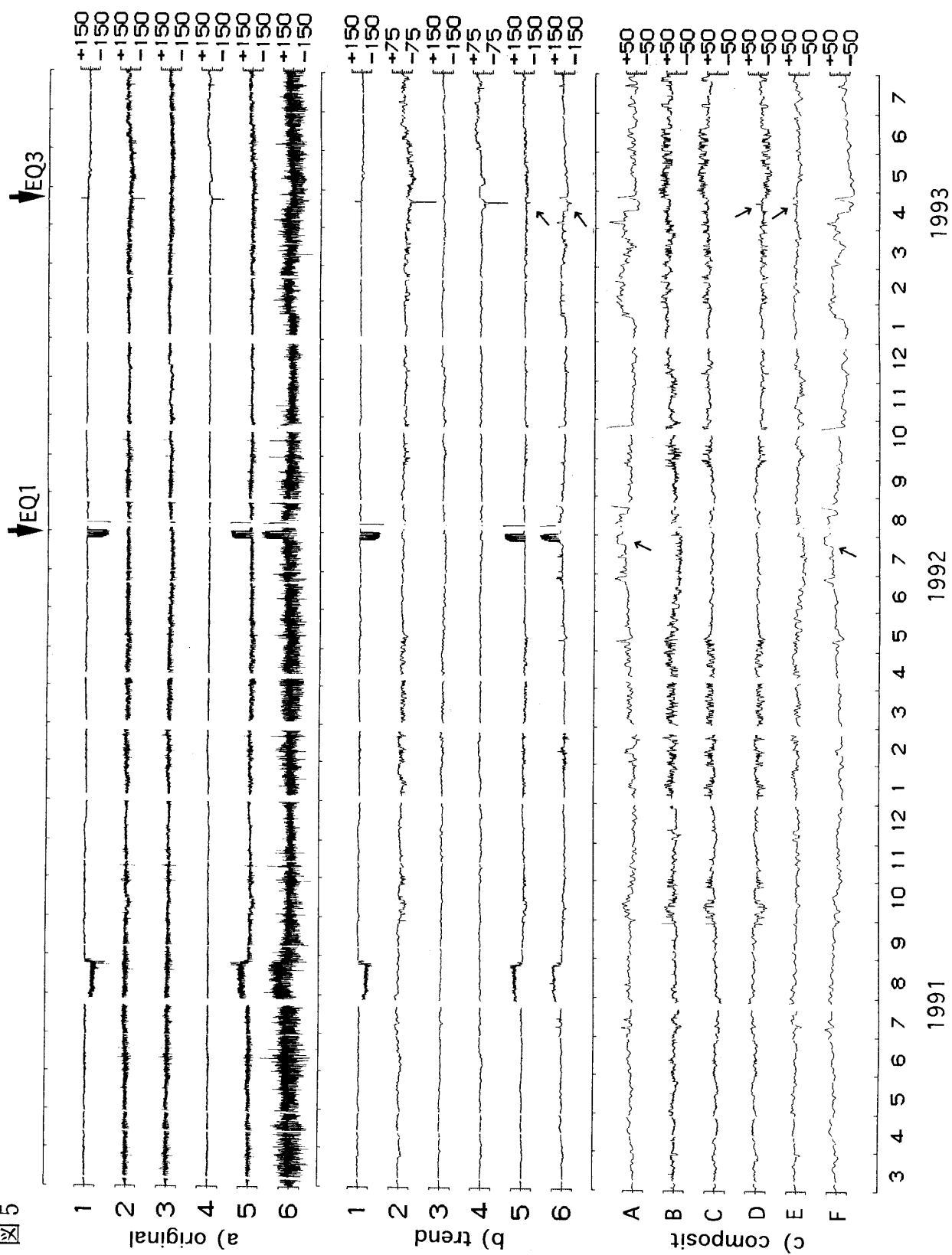


図 4

図 5



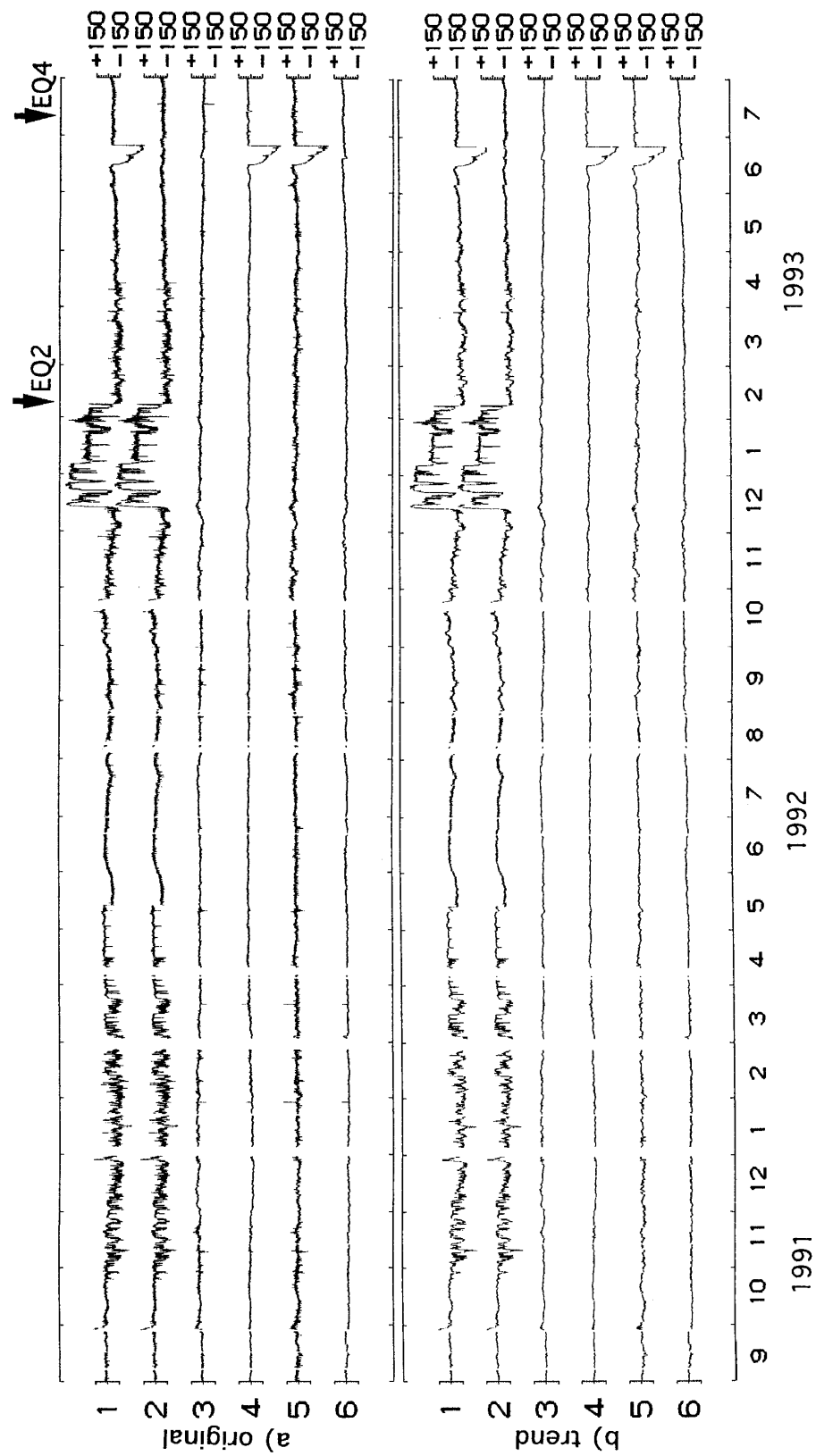


図 6

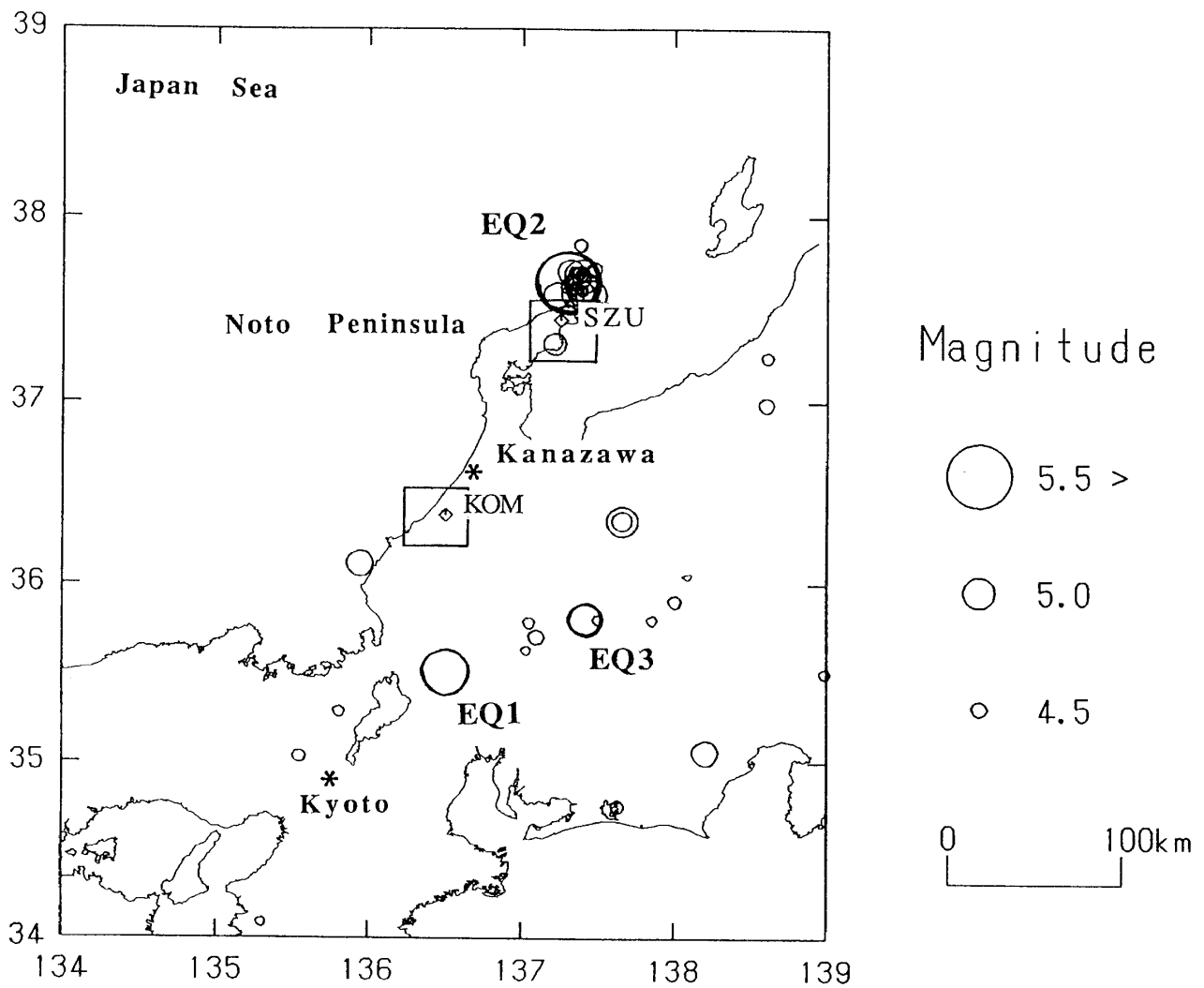


図 7

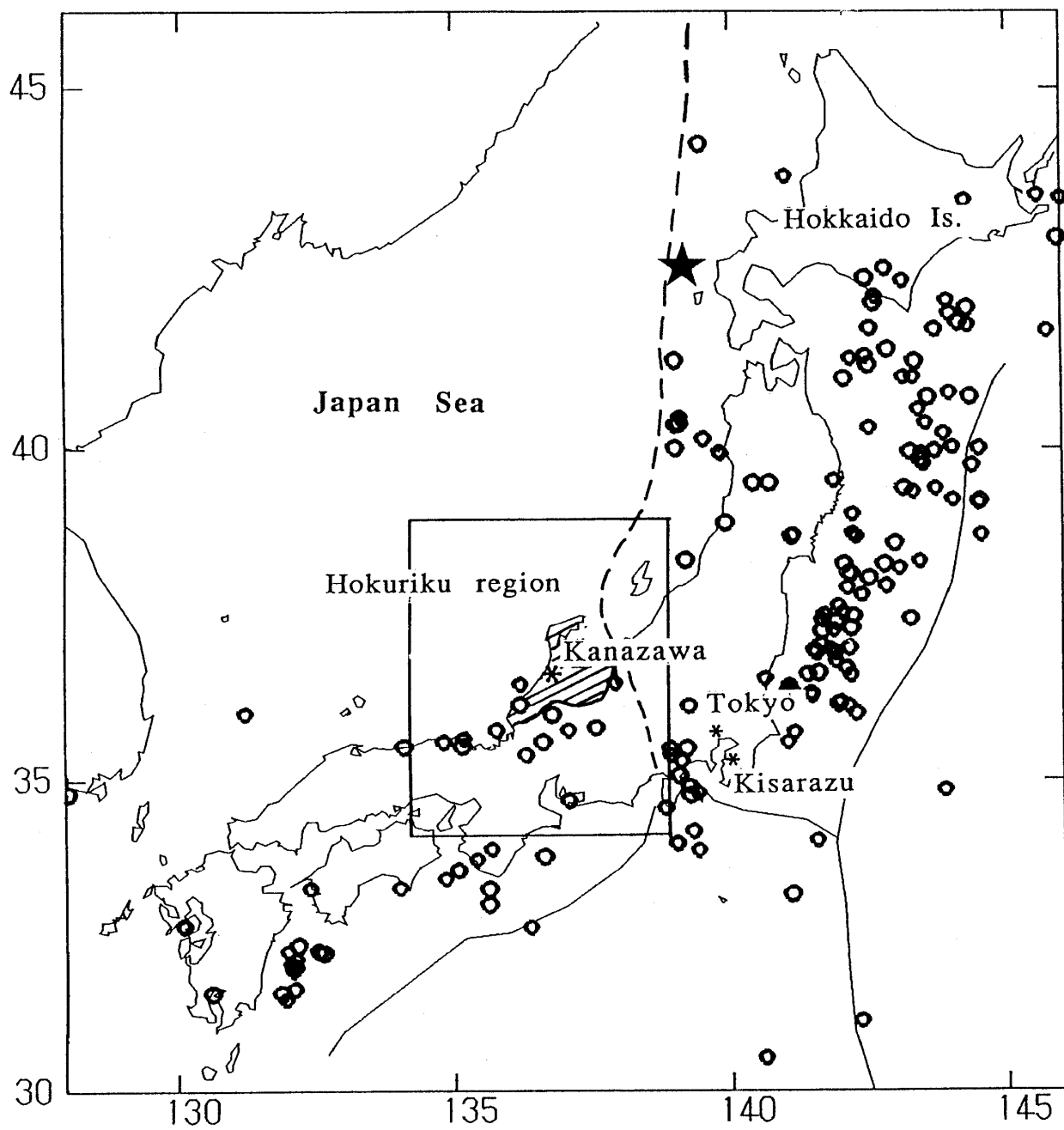
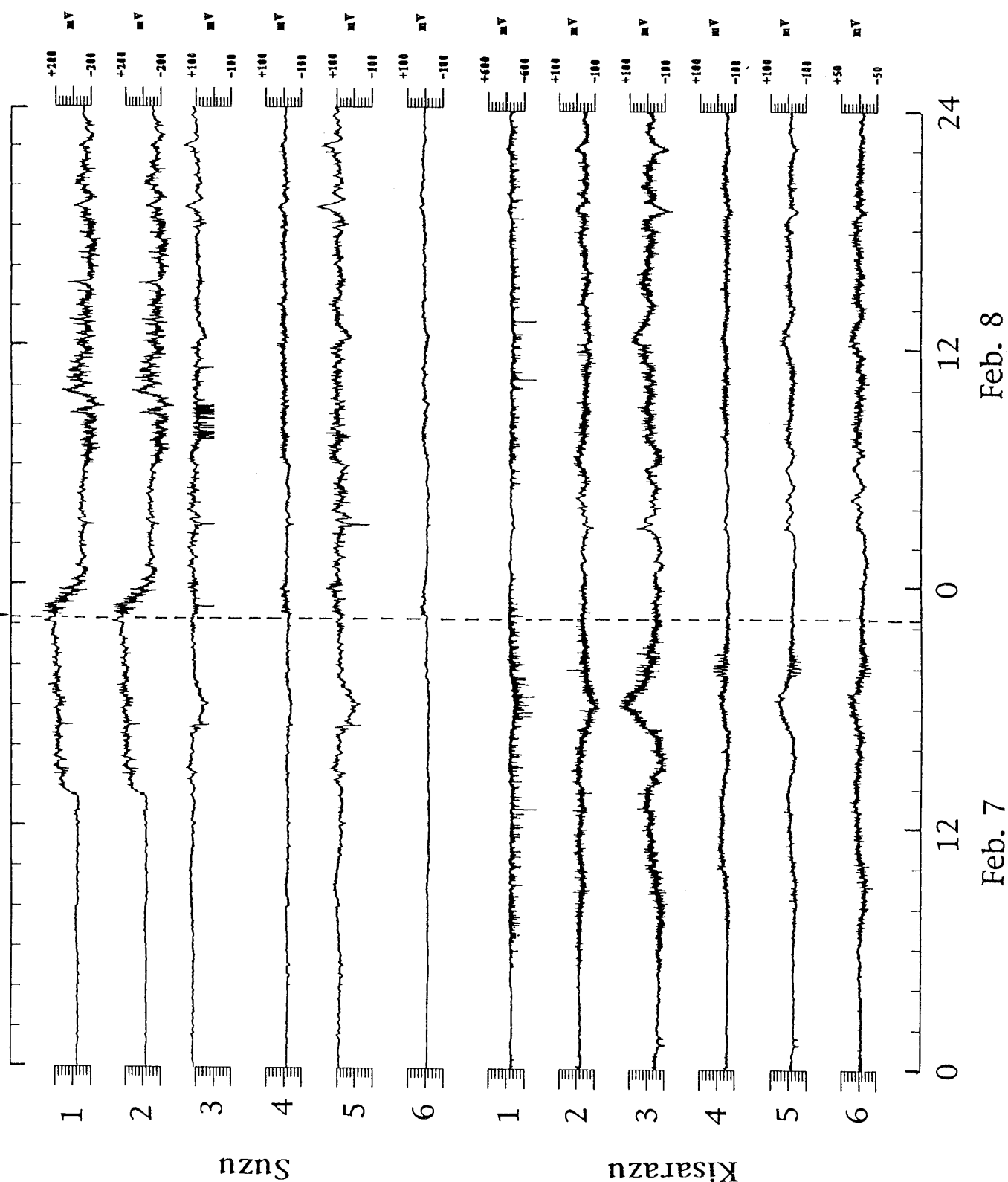


図 8

図9 Suzu & Kisarazu (Feb.7 - Feb.8, 1993)
EQ2 (Feb. 7, 22:27 JST)



Suzu ch.1 (Dec. 1, 1992 - Mar. 31, 1993)

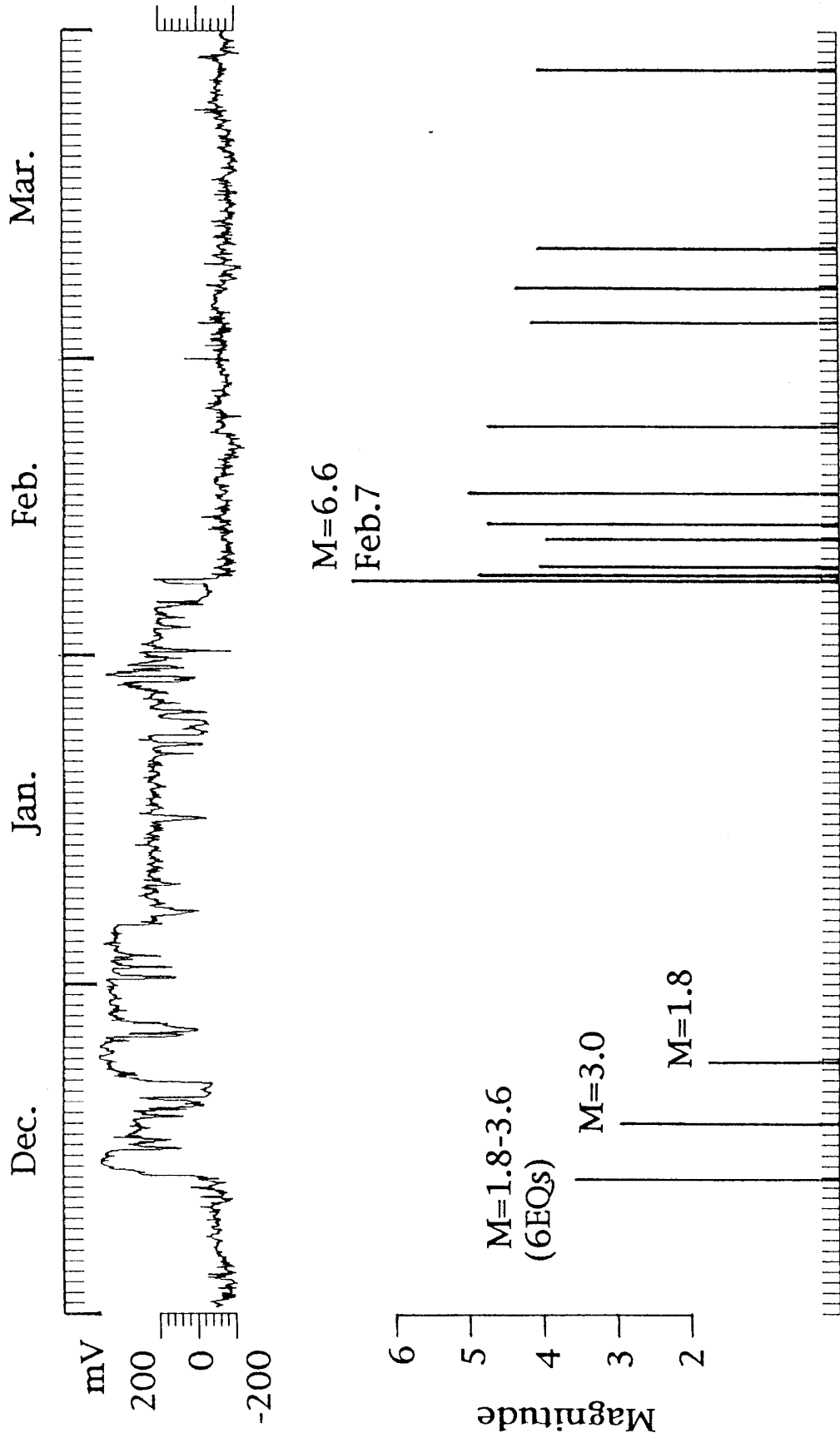


図10

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 Difference 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**

* Institute of Earth Sciences, Tottori University
** Earthq. Res. Inst., University of Tokyo

Based on successful results of four cases in our observation of the electric precursor to the earthquake occurrence, continuous observation of the electric potential difference (E.P.D.) between a pair of grounded electrodes is now under way in a small cave in the Wakayama Seismological Observatory, University of Tokyo. Observation of E.P.D. are conducted with 9 electrode pairs using two kinds of electrodes for comparison, carbon lod electrodes and Pb-Pbcl₂ lod electrodes. The distance between electrodes are quite short, about 30 meters at most, and the measurement are made every 30 minutes digitally. Wakayama City and its vicinity are well-known among seismologists for the anomalously high activity of the shallow earthquakes always. There are also, high man-made electric noises which are produced, most probably, by the electric trains operating during the daytime.

Observation was started in the August 1989 and hitherto we found that the standard deviation of the E.P.D. during the night time (S.D.(n)) is usually less than 1 mV, however, it reaches more than 2mV preceding to the earthquake of M=3 class occurred in the area of Wakayama City, or reaches more than 10 mV, preceding for about 10 days to the earthquake, or accompanied by the earthquake of M=4 class occurred in the inland region of northern Wakayama Prefecture. But not to the earthquakes occurred in the coastal region of the northern Wakayama Prefecture.

This will be difficult to be explained as the sudden resistivity change or as the streaming potential phenomena. Some electromagnetic emission from the epicentral region must have been occurred intermittently and our observation, using the carbon lod electrodes with the long time constant, succeeded to observe a part of the emission, although the mechanism of propagation of the electromagnetic wave in the earth crust is not uncertain for us yet.

I. はじめに

顕著な地震の発生に数日或は数時間先行して震源域周辺に特異な電場変化が現れることが確実視されるようになったことは地震予知研究における一つの成果であると言ってよからう。しかしながら、その電場変化の発生と伝播の物理機構は未だ明らかになっておらず電場変化発生メカニズムをめぐっては3つの相異なった見解が存在する。

即ち、我々が野外において観測するのは地表の電位差でありそれから得られるのはオームの法則 $i = \sigma E$ における E であるが、地震Precursorと考えられる地電位差の異常変化は (1) 震源域或は観測点の地下における電気伝導度 σ の変化—多くの場合 σ の増大—によるものであるとする考えがある。即ち主破壊に先行して震源域でPorosityの急変あるいは観測点の地下で深部地下水の侵入または交替があり電気伝導度の変化が生じたとする考えである。(Corwin, R.F. and H.F. Morrison, 1977, Park, S.K., 1991)

これに対して、観測された電場の変化は電気伝導度の変化によるものではなく、(2) 地下水の流動がもたらした流動電位によるものであるとの考えがある(Mizutani et al., 1976, Miyakoshi, J., 1986) 或は(3) 震源域において電磁放射が行われたためとする考えもある(Varotsos, P. and K. Alexopoulos, 1984, 山田功夫、高野雅夫, 1991)

このような状況であるから

① 異常電場変化検出の一般的、具体的な手法は未だ確立されいないし更に、地震予知におけるWarningはそれぞれの観測から得られるある種のDigital量に関するしきい値に基いて行なわれることになるが、② 電場の連続観測によって得られた結果に基づくどのようなDigital量をWarningに用いるべきかについては全く考えられていない。

1977年以来我々はUSZ(兵庫県山崎断層) MSS(鳥取県三朝温泉) 及びSGE, SNT(鳥取県西部)において地電位差の連続観測を行ってきた。そしてUSZでは1984年5月及び1988年4月に断層上に発生したやや顕著な地震に先行する特異な地電位差変化を観測した(Miyakoshi, J., 1986, 宮腰潤一郎、西田良平, 1989) またSGEにおいても1989年10月、付近に発生した地震に先行する地電位差変化を観測した(宮腰潤一郎他, 1990) それらの変化は一日毎に得られる夜間地電位差平均値の変化でありその意味では例えば地下水の流動による緩やかな変化を思わせるものであった。しかしUSZにおける1988年4月の変化は連続的に発生するパルス状変化をも伴うものであった(宮腰潤一郎、塩崎一郎, 1992) 一方SNTにおいて1989年8月付近に発生した地震に先行して現れた変化は上述のものとは異なり、同観測点で常時観測されているレールからの洩れ電流による電場ノイズ振幅の一時的増大を示すものであった(宮腰潤一郎他, 1992)

1991年以後我々は科学技術庁防災科学技術センターの藤縄氏の研究プロジェクトに参加して新たに和歌山市に観測点を設け地電位差の連続観測を開始した。和歌山市における観測は先に挙げた①②の問題解明を目的とすると共に次の3つの意義、特長を持っている。即ち

- (1) この地域はSeismicityが常時異常に高く $M > 3$ クラスの地震が年3~4箇発生する。(例えば1992年のSeismicity Map, 図1参照) 従って前兆的地電位差変化と地震発生との関係の統計的取り扱いも短期間データで可能であろう。
- (2) 入手が容易で比較的安定であるとして従来汎用され、我々も使用してきた炭素棒電極と、非分極性固体電極として最近しばしば使用される鉛、塩化鉛棒電極を併用して比較観測を行なう。
- (3) 和歌山市では直流電車が走行しており昼間の電場ノイズが大きい。このような観測点においてどのような手法によって地震Precursorとしての電場変化を検出するか具体的観測手段、データ解析手法を見いだす。

和歌山を含む各観測点の位置を図2に示した。

II. 観測及び観測結果

観測は東京大学地震研究所和歌山地震観測所の観測用地下横穴内と横穴上の斜面に電極を埋設して行なっている。使用電極は炭素棒電極と鉛、塩化鉛棒電極で、それらを約 0.5 m 離しほぼ同じ場所に埋設した。そして同種の電極どうしの組み合わせによって 9 チャンネルの観測を行なっている。各チャンネルの電極間隔は最大 25 メートル程度であり殊に C0 と C1 間及び P0 と P1 間は約 5 m 離れているに過ぎない。電極設置位置を図 3 に、電極の種類と組み合わせをそれぞれ表 1 と表 2 に示した。電位差の測定はアドバンテスト社製のデジタル記録計 TR2724F を用い 30 分間隔で行っている。各チャンネルのスキャン間隔は 1 Sec/10~15 チャンネル である。

なお和歌山市とその周辺には電車が走行しており昼間は大きな電場ノイズがあるが、深夜、01 時~03 時の間は静穏になることが知られている。

(1) 夜間地電位差 ($E(n)$)

地下における水の流動に伴う流動電位による地電位差変化はおそらく緩やかなものであり USZ (1984 年 5 月) SGE (1989 年 10 月) の場合のようにゼロレベル地電流

(夜間地電位差の平均) の変化として現れるであろう。このような考えのもとに夜間静穏時 (01 時~03 時) の間の地電位差の平均値 ($E(n)$) と周辺の地震活動との対応関係を調べたものを図 4 に示した。

(2) 一日間の地電位差の標準偏差 ($S.D.(d)$)

SNT において 1989 年 8 月に観測されたように、和歌山市 (WKY) の昼間の電車ノイズの振幅が地震前に増大するかもしれない。電車ノイズの増大は 30 分間毎に計測される地電位差のバラツキ、即ち当日 (24 時間) の地電位差値 (48 ケ) の標準偏差 ($S.D.(d)$) の増大として現れるであろう。この様な考えのもとに地震活動との対応をしらべてみた

(図 5)

(3) 夜間 (01 時~03 時) の地電位差の標準偏差 ($S.D.(n)$)

前述のように夜間 01 時~03 時は電車ノイズのない静穏時間帯である。もし地震発生前に電磁放射が生じたならば、USZ において 1988 年 4 月に観測されたように電場に繰り返しパルス状変化が生じ、それは夜間静穏時の地電位差のバラツキ、すなわち夜間の地電位差の標準偏差 ($S.D.(n)$) の増大となって現れるであろう。

この様な考えのもとに各チャンネルの夜間値の標準偏差を周辺の地震活動、降水量と共に示したのが図 6 である。そのうちの 4、6、9 チャンネルのものをまとめて図 7

に示した。図中に示した地震は大阪管区気象台の旬報による $M>3$ のもので、和歌山市付近とされているものは震源距離 10 Km 以内、それ以外のものは 20 Km 程度である。

また以前に地電位の夜間平均値及び一日間の標準偏差と地震活動との対応を調べた期間についても、チャンネル 2、4、6、8、9 の夜間値の標準偏差 ($S.D.(n)$) について調べ直し図 8 に示した。

III. 考察

炭素棒電極はこれまで汎用されてきた。しかし Petiau たちによって指摘されたように長周期帯における外部ノイズに対する特性は極めて良くない (Petiau, G. and A. Dupis, 1980) 実際我々も炭素棒電極の時定数が大きいことを経験している。その意味では図 4 はこの種の観測における炭素棒電極と鉛、塩化鉛棒電極の信頼性の比較の意味をもつことになる。夜間の地電位差、 $E(n)$ を示した図 4 中の、電極間隔が極めて短いチャンネル 1 と 7 に殆ど変化が生じていないのは当然である。そしてチャンネル 7 の方がややスムーズであることは恐らくレスポンスの悪さを示すものであろう。電極 P3 は観測用横穴外の野外にあるに

もかかはらず、チャンネル5の変化に降雨影響は余り現れていない。またチャンネル2と4、チャンネル8と9はそれぞれ同じパターンの変化をしている。これに対してチャンネル8と9は全く逆位相の変化を示しておりこの変化が専ら電極P2の電位変化に起因することを示している。

しかしながら、これら電極の電位変化と付近の地震活動との関係については、明確な対応を見いだすことは困難であると言わざるを得ない。

また一日の間の地電位差のバラツキ、S.D.(d)をプロットした図5に関しては、各チャンネルの変化に並行性がみられ、炭素棒電極より鉛、塩化鉛棒電極の方が変化がやや顕著である。そしてS.D.(d)は地震発生前まで減少の傾向があるように見える。しかし地震発生との関係は全体としてはっきりしない。

これらと比べて 図6、図7には幾つかの興味ある様相が見られる。

電極C0とP0、C1とP1及びC2とP2はそれぞれほぼ同じ場所に埋設されたものである。従ってチャンネル1と7、チャンネル2と8そしてチャンネル4と9はそれぞれ同じパターンの変化をしめすことが予想されたにもかかわらず、観測された結果は両者の間にそれほどよい並行性は見られない。そして付近に発生した地震に先行して夜間の地電位差の標準偏差(S.D.(n))の値に2 mV以上の一時的増大が特定のチャンネルに生じており殊に1992年11月30日和歌山県北部の内陸に発生したM=4.2の地震に関してはチャンネル8、9にS.D.(n)の値で10 mV以上の異常な増大を生じている。同様な傾向は図8にも見られる。しかし海側に発生した1992年9月20日の地震(M=4.0)の際はそのような変化はみられない。

この様な夜間の地電位差のS.D.(n)に一時的増大を生ずる原因としては、(1)当日または前日までの降雨の影響による電極電位のドリフト (2)偶然生じた人為的ノイズの一時的増大、そして(3)地震前兆現象が考えられる。 先ず(1)について考える。

図9は 1991年における夜間の地電位差のS.D.(n)と、その当日を含む3日間の総雨量とをプロットしたものである。これによれば降雨は或程度S.D.(n)の値に影響するがそれほど大きなものではなく、S.D.(n)を2 mV以上にするのではないと言える。(2)に関してはデータがないが、S.D.(n)が2 mV以上増大する日が特定の曜日に限られてはいないことなどから恐らくそのようなことはないと考えられる。結局、(3)観測点付近の地震発生に先行して夜間の地電位差のバラツキ---夜間地電位差のS.D.(n)の一時的増大---が生じ、しかもその増大はチャンネル8、9に顕著に現れたと推論される。観測点付近(和歌山市付近)に発生するM>3の地震に対してS.D.(n)は2 mV以上の増大を生じ、特に内陸側に発生するM>4の地震に対しては10 mV以上の異常な増大を示す。ただし海側に発生する地震に対しては増加は生じない。なお図8に見られるように1991年11月末から1992年1月中旬ごろまで地震活動の静穏期があるがS.D.(n)の値もこの期間は1 mV以下の値を保っている。

S.D.(n)の一時的増大が炭素棒電極を使用したチャンネル8、9に顕著に現れ、殆ど同じ場所に埋設した非分極固体電極の鉛、塩化鉛棒電極のチャンネルであるチャンネル2、4にはあまり見られない。これは前述のように電位変化に対する炭素棒電極の時定数が長いこと---炭素棒電極の周波数レスポンスが鉛、塩化鉛棒電極に比べて悪いことが原因となっていると考えられる。即ち、1988年4月山崎断層USZにおいて観測されたように、震源域では間欠的にパルス状の電位変化が発生しており、測定間隔は30 Min.であるが、時定数の長い炭素棒電極の方がこの変化を検出できたのではなかろうか。

この様な夜間地電位差のバラツキの増大を生ずるメカニズムを電気伝導度の変化や流動電位現象によって説明することは困難である。やはり震源域において電磁放射があったと考える方が妥当であろうし上述の炭素棒電極と鉛、塩化鉛棒電極とのS.D.(n)の違いもこのことを示唆しているように思われる。むしろ電磁放射は昼間にも生じていたであろうがそれは電車ノイズなど昼間の人為的電磁ノイズによってマスクされたのであろう。なほ前述のように昼間を含めた地電位差のS.D.(d)は地震発生前までやや減少してゆく傾向があるようにみられた。これは同時にこの地域の地下では或程度の電気伝導度の増大(比抵抗値の減少)が生じておりレールからの洩れ電流によるノイズの振幅はそのためになくなったのではなかろうか。

IV. 纏め

- (1) 電極間隔はせいぜい30m程度であるが、WKY（和歌山）における炭素棒電極間電位差は、和歌山市周辺に発生するM>3クラスの地震あるいは和歌山県北部内陸側に発生するM>4クラスの地震に先行または随伴して、人為的電磁ノイズが消失する夜間静穏時に、標準偏差2mV以上、時には10mV以上の大きなバラツキを示す。
- (2) このWKY観測点における夜間静穏時の地電位差のバラツキとこれを生ずる震源との位置関係は或程度地域性があるようであり、和歌山県北部に発生したM>4の地震であっても海側に発生した場合にはバラツキは生じない。
- (3) このバラツキは、炭素棒電極間に顕著であるが、ほぼ同じ場所に埋設されているにもかかわらず非分極性固体電極である鉛、塩化鉛棒電極間ではそれほど大きくない。
- (4) このバラツキは、当日或はその前の降雨の影響として説明することはできない。またおそらく人為的なものではないと思はれる。
- (5) このバラツキは、おそらく周辺における地震発生前に震源域から間欠的に電磁放射が行われこれによる電場変化が時定数の大きな炭素棒電極に現れたものであろう。

V. 今後の問題

和歌山における30分間隔の地電位差観測データの解析によって、短間隔炭素棒電極間の地電位差の夜間値の標準偏差（S.D.(n)）が地震前兆現象と考えられる著しい変化を示すことを見いだした。殆ど同じ場所に埋設されている鉛、塩化鉛棒電極間ではこの変化が顕著でないのは恐らく電極の周波数特性の違いによるものと考えられるがこの問題は今後更に追及をすすめる必要がある。和歌山以外の観測点（USZ,MSS,SGE,SNT）においても電極の安定性については常に配慮しながら従来すべて炭素棒電極を使用し、一部アナログ方式を交えているところもあるが、基本的には30分間隔のデジタル観測方式を採ってきた。これは、地震Precursorとしての電場変化は地下深部における水の侵入、交替 或は流動等によって生ずるものでありおそらくゆるやかな変化を示すであろうとの予想の上に立っている。そしてこれまでのデータ解析は、プロトン磁力計データの経年変化解析の方法に倣い専ら夜間平均値、E(n)の変動に着目してきた。そして幾例かについては観測点周辺の地震発生に先行して地電位差の夜間平均値に特異な変化が生ずることを見いだした。

今後はこれら既存の観測データについて夜間（人工ノイズのない時間帯）の地電位差のバラツキと周囲の地震活動との関係を調べ直してみる必要がある。またこれまで行ってきた測定間隔30分（ $\Delta T=30\text{ Min.}$ ）の方式も見直す必要があろう。記録装置の記憶容量、記録保守のための手間などの面も考慮せねばならぬが例えば $\Delta T=1\text{ Min.}$ 或は $\Delta T=1\text{ Sec}$ として観測してデータを解析することにより地震Precursor検出のため最適の時間間隔を見いだすことなども必要であらう。Precursorとしての電磁パルスの性質を明らかにするために電極としては鉛、塩化鉛棒電極を用い更にスペクトラムアナライザーを用いて地電位差変化スペクトルの常時監視を行うことも計画している。

参考文献

- 1) Corwin,R..F.and H.F.Morrison,Self-potential variations preceding earthquakes in central California,Geophysical Res.Lett.,4,171-174,1977.
- 2) 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.
- 3) 宮腰潤一郎、西田良平、西日本地殻活動域における地電位差の連続観測、Conductivity Anomaly 1989年論文集、177～185,1989.
- 4) 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流観測（序報）Conductivity Anomaly 1990年論文集、195～203,1990.
- 5) 宮腰潤一郎、塩崎一郎、西田良平、地電位差変化にみられる定常的ノイズとその異常、Conductivity Anomaly 1992年論文集、60～68,1992.
- 6) 宮腰潤一郎、塩崎一郎、震源近傍における地電位変化、シンポジウム内陸地震-----発生の場合と物理----,97～103,1992.
- 7) Mizutani,H.,T.Ishido,T.Yokokura,and S.Ohnishi,Electrokinetic phenomena associated with earthquakes,Geophysical Res.Lett.,3,365-368,1976.
- 8) Park,S.K.,Monitoring Resistivity Changes Prior to Earthquakes in Parkfield,California,With Telluric Arraya,J.Geophysical Res.96,14211-14237,1991.
- 9) Petiau,G.and A.Dupis, Noise,temperature coefficient, and long time stability of electrodes for telluric observations,Geophysical Prospecting,28,792-804,1980.
- 10) Varotsos,P.and K.Alexopoulos,Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes I, J.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, 110,99-125,1984 b.
- 12) 山田功夫、高野雅夫、地震の先行現象としての電磁気現象の発生機構、Conductivity Anomaly 1991年論文集、181～187,1991.

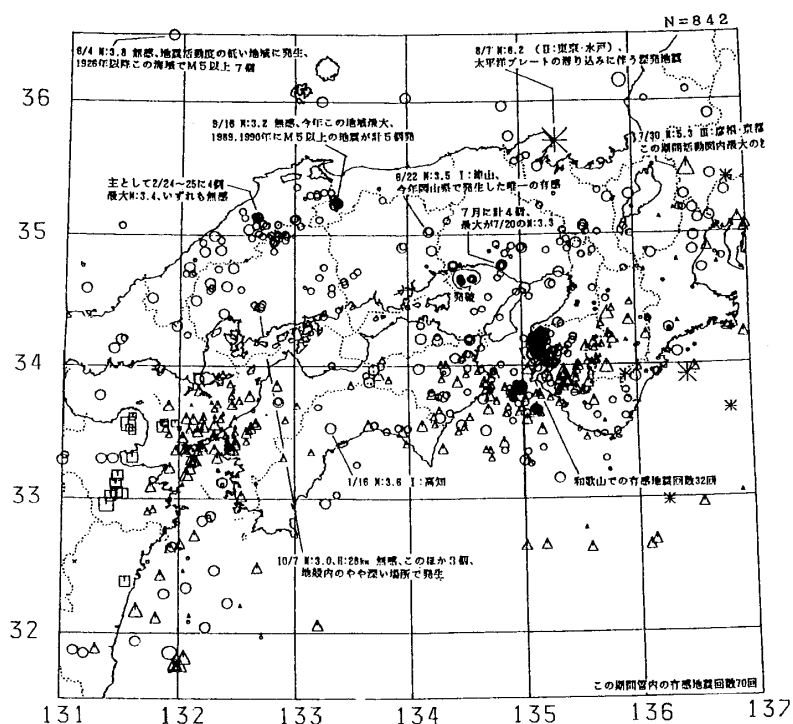


図1 和歌山市周辺を含む西日本の1992年地震活動図
(大阪管区気象台による)

Fig.1. Seismicity map of western Japan including the vicinity of Wakayama City in 1992 (after J.M.A.Osaka)

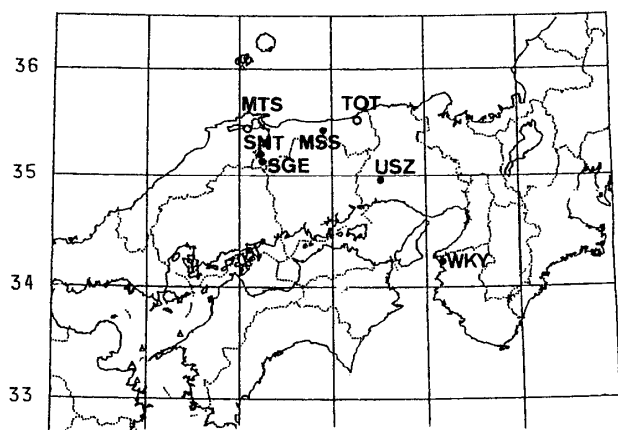


図2 観測点位置

Fig.2. Location of the observation stations of the geoelectric potential difference

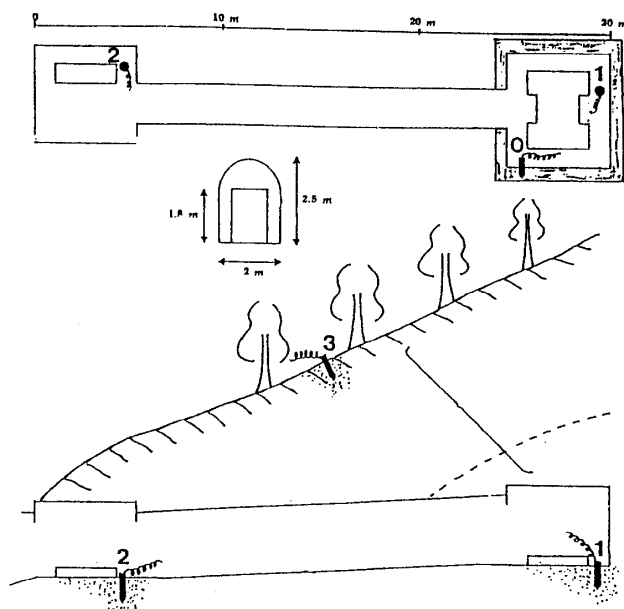


図3 和歌山観測点における電極配置

Fig.3. Position of electrodes in the Wakayama observation station.

表 1 使用電極および埋設位置

Table 1. Electrodes and their setting positions

No. of Electrode	Electrode	Position
0	Pb-PbCl ₂ lod	Concrete wall in the observation cave
	Carbon lod	
1	Pb-PbCl ₂ lod	Ground in the observation cave
	Carbon lod	
2	Pb-PbCl ₂ lod	Ground in the observation cave
	Carbon lod	
3	Pb-PbCl ₂ lod	Slope upon the observation cave

表 2 チャンネル番号と電極の組み合わせ

Table 2 Channel number and electrode pairs

Channel No	Electrode
1	P ₁ ~P ₀
2	P ₂ ~P ₀
3	P ₃ ~P ₀
4	P ₂ ~P ₁
5	P ₃ ~P ₁
6	P ₃ ~P ₂
7	C ₁ ~C ₀
8	C ₂ ~C ₀
9	C ₂ ~C ₁

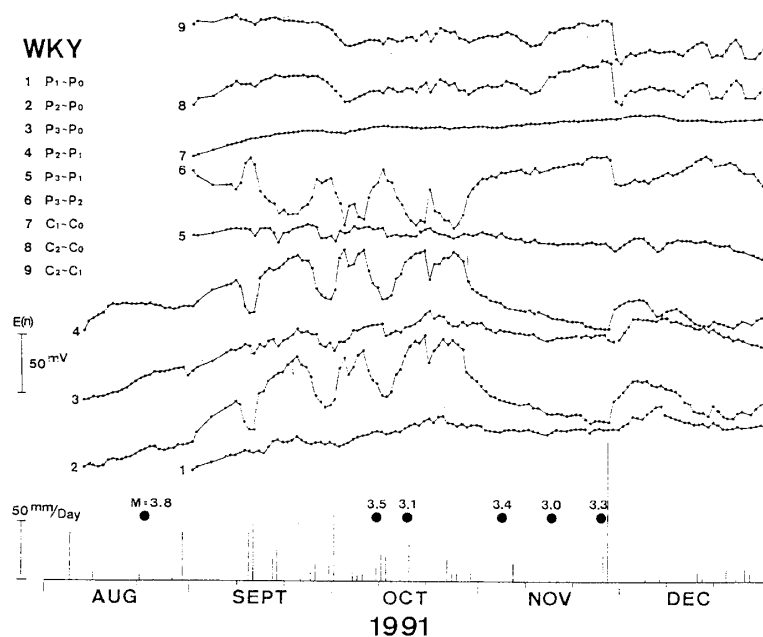


図 4 地電位差の夜間 (01h~03h)平均値のプロット。図中の数字はチャンネル番号を示す。付近に発生したM>3の地震と日雨量を併せて示した。

Fig.4. Daily plots of averaged night values(01h~03h) of the geoelectric potential differences(E(n)).

Numerals in the figure mean channel numbers.

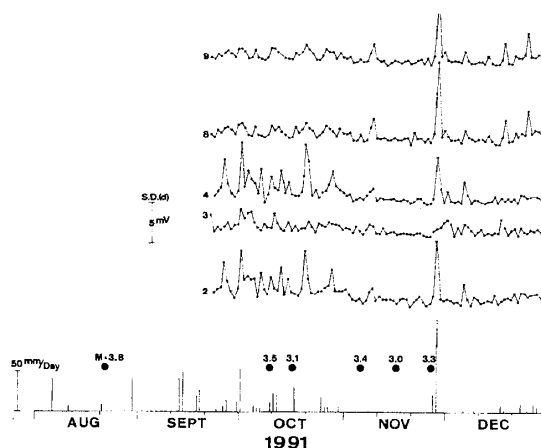
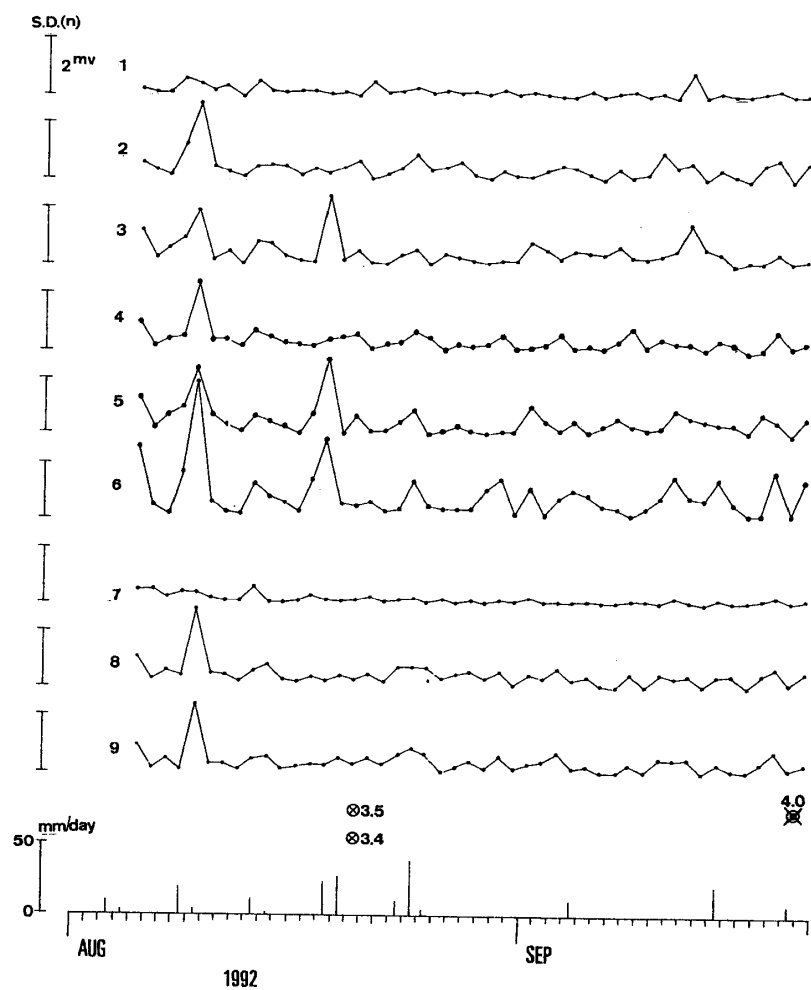


図 5 地電位差の一日間(24h)の標準偏差(SD(d))

Fig.5 Daily plots of the standard deviation of the geoelectric potential difference in 24 hours (SD(d))



震央 Epicenter
 和歌山市付近
 Wakayama City Area
 和歌山県北部（内陸）
 Inland region of the northern
 Wakayama Prefecture
 和歌山県北部（沿岸）
 Sea-side region of the northern
 Wakayama Prefecture

図 6 ～ 8 夜間の地電位差の標準偏差
 (S D(n))

Fig.6～8 Daily plots of the standard deviation
 of the geoelectric potential difference
 in the night (S.D.(n))

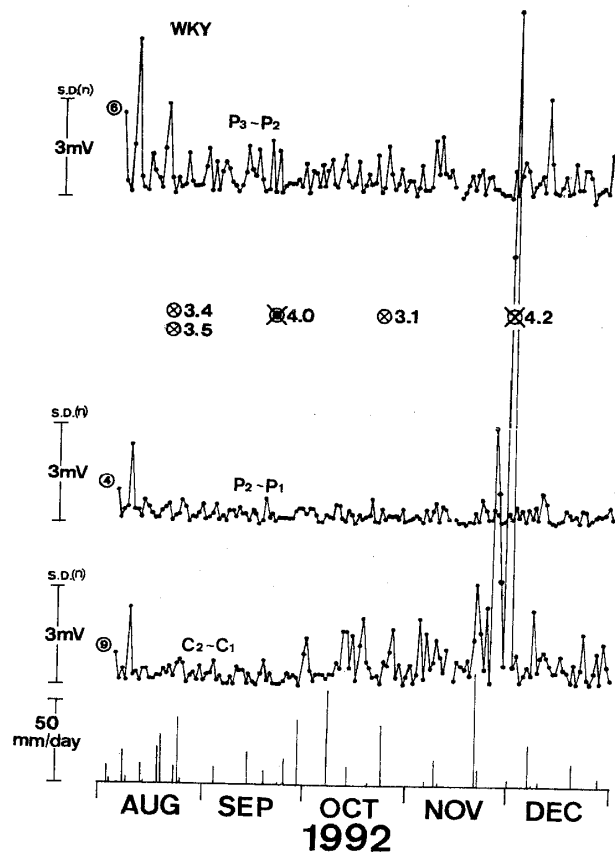


図 7, Fig.7

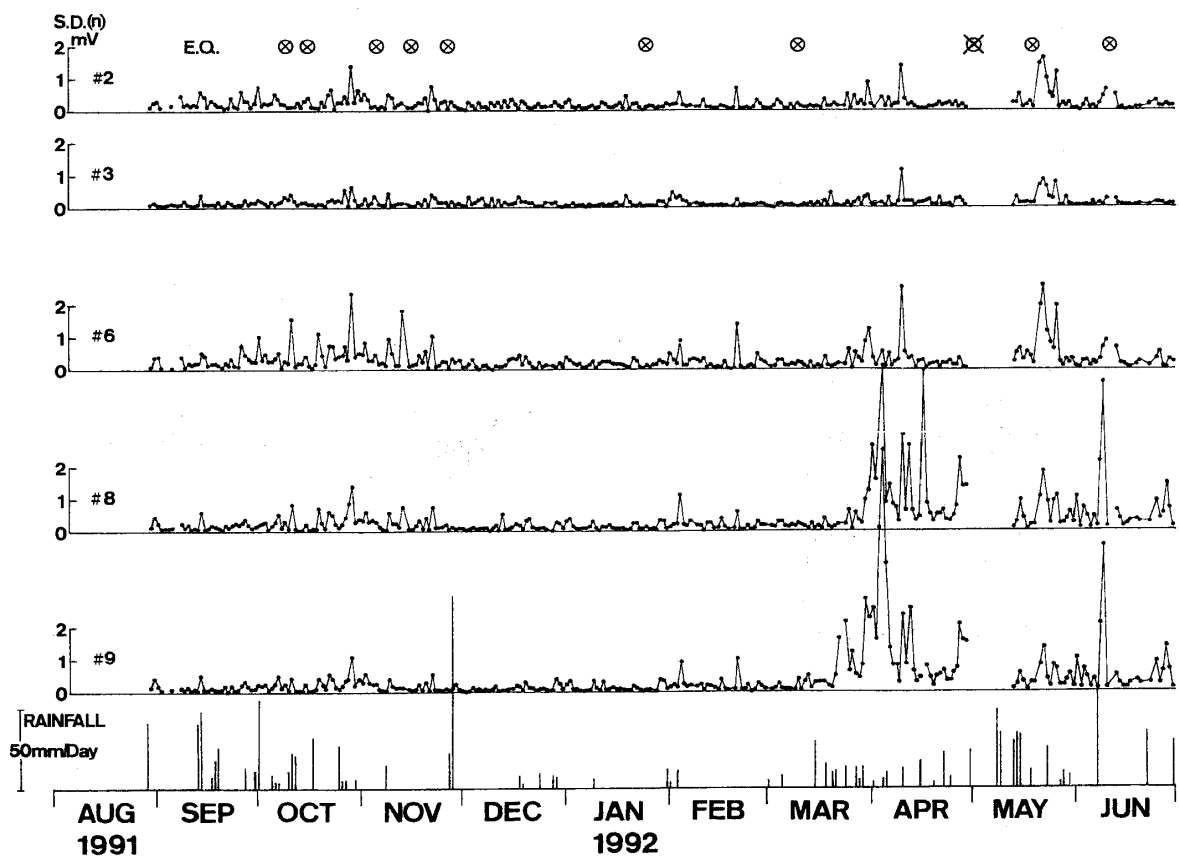


図 8, Fig.8

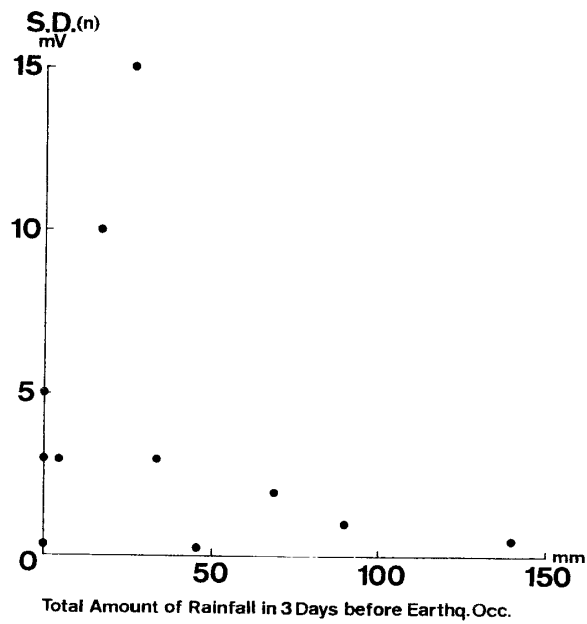


図 9 夜間の地電位差の標準偏差 (S.D.(n))とその日を含む前3日間の総雨量
Fig.9 Standard deviation of the geoelectric potential difference in the night (S D (n)) and the amount of total rainfall in successive 3 days before .

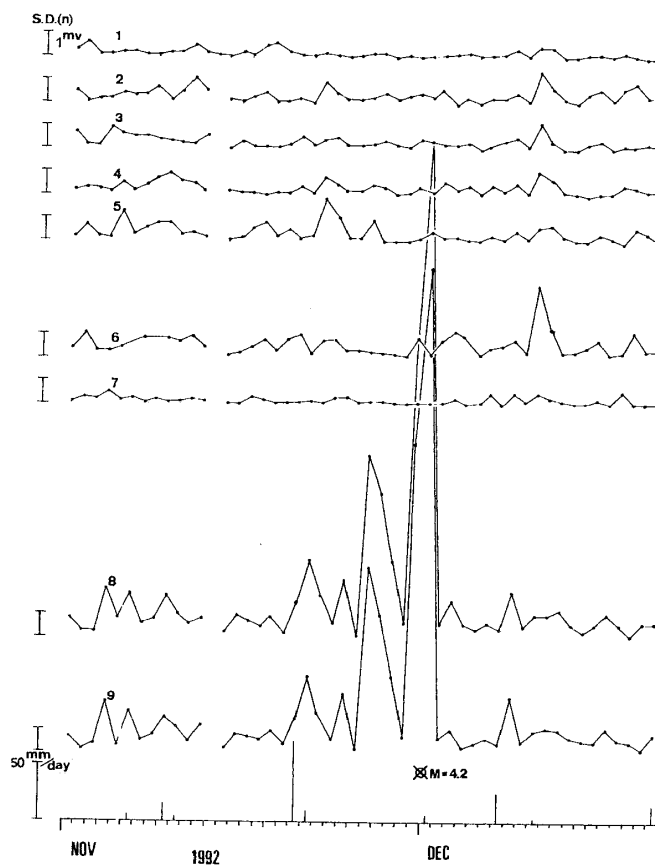


図 1 0 夜間の地電位差の標準偏差 (S D (n)) , 下部に地震と日雨量を示す
Fig.10 Standard deviation of the geoelectric potential difference in the night (SD(n)), earthquakes and the amount of rainfall a day are also shown below.

地震に伴う電磁放射の波形記録システムと1993年北海道南西沖地震前後の記録

京都大学理学部 尾池和夫・山田聡治

Observation System of Electromagnetic Radiations from Earthquakes
and Some Examples of Records before and after
the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake

by

Kazuo OIKE and Toshiharu YAMADA
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Kyoto University, Sakyo, Kyoto 606-01, Japan

Abstract

The temporal variation of the number of LF and VLF noises has been compared with the occurrence of near shallow earthquakes. The results have been described by Oike et al. (1992), Oike and Murakami (1993) and Oike et al. (1993). 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. Also in the case of the largest earthquake (M7.8) during the observation a similar increase of LF and VLF noises as above mentioned was recorded.

New observation system has been developed to record the wave forms of such phenomena and wave forms of co-seismic radiations from hypocenters of large earthquakes. We have developed observation systems of electromagnetic radiations (EMR) related with the occurrence of earthquakes. Observing EMR at many and various observation points is important to detect EMR related with earthquakes. It is also important to observe them in low and wide frequency ranges for understanding the characteristics of the waves.

We chose the ball antenna as a sensor which has sensitivity in low

and wide frequency range (Ogawa et al., 1966). It is difficult to cover all frequency ranges by only one recorder, so we divided signals into several frequency bands and designed the most suitable filter and recording system for each band.

We have developed handy observation system for EMR in the frequency range from 80Hz to 20kHz. Using this system, we can easily record EMR at any points and at any time. For example, going to the region where earthquake swarm is occurring, we can record EMR phenomena in the hypocentral region.

Observation system for basic stations can record EMR in frequency range from DC to 20kHz broader than the handy system. By this system, we can get and make detailed analysis of records of EMR.

By these two systems, we can expect to discuss EMR phenomena related with earthquakes. Such phenomena are possible to be caused by various mechanisms.

It is also important to observe and analyze EMR from lightnings, because there is a possibility of the physical relationship between earthquakes and lightnings (Oike et al., 1993).

During the observation using the developed recording systems the large earthquake of magnitude 7.8 occurred in the southwestern off Hokkaido region. Before and after the earthquake the anomalous increase of the number of LF and ELF noises were observed by the usual system and coseismic anomalous signals were recorded by the newly developed handy recording system.

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) や 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。また、岩石破壊によって放射される電磁波の測定例も報告されている（例えば、Ogawa et al., 1985）。われわれは、地震の発生と空電との関係を調べるため、1983年以来、空電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すでに報告されている（Oike et al., 1992, Oike and Murakami, 1993 and Oike et al., 1993）。

このような研究をさらに発展させるため、空電の波形記録を得る目的で観測シ

システムの改良や機能の追加を行った。今回の報告では、空電ノイズを観測するために開発したいくつかの記録システムの概要と、その特性および記録例について述べる。

2. 空電の観測方法

(1) 空電の数の記録システム

空電の数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。これらの方法はすでに紹介されているので（Oike and Ogawa, 1985）、ここでは概要を述べる。

1 つは、LF帯の観測であり、LF帯（30～300kHz）の、任意の固定した周波数での一定振幅を超える信号の数を記録する方法による観測を行っている。この方式は、尾池ほか（1985）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。宇治観測点で測定した人工電波の振幅スペクトルをもとに、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、同じく一定振幅を超える空電の数を連続記録している。この観測は1987年5月7日以来継続している。

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。そのため、それぞれのシステムを京都市との境に近い宇治市の丘陵上にある住宅地の民家屋上に設置し、現在まで同じ場所で観測を続けている。

(2) 空電波形の記録システム

ポールアンテナは、とくに低い周波数帯まで計測できるので（Ogawa et al., 1966）。VLF～ELF帯の空電の波形を記録するため、市販の PCM方式ビデオレコーダの音声チャンネルまたは DATを利用するシステムと、市販の音声用カセット・テープレコーダを用いるシステムを開発した。

ビデオレコーダは最長 8時間まで連続記録を取ることができるので、とくに人工ノイズが小さく、かつ遠方の信号が受信できる夜間に、タイマーで抜き取り観測を行うために使用している。

DAT は 2時間（LPモードで 4時間）しか連続記録できないが記録特性がよいので、とくに波形解析を目的とする精密記録を取るために用いる。また、ポールアンテナとアンプと DATを組み合わせ、全体をバッテリーで動作させることにより、大地震直後の余震域での観測などのためにも活用できる。

カセット・テープレコーダによるシステムは、簡便に多点での連続観測などを実施する際に用いる。そのため、市販のカセット・テープレコーダを、録音状態

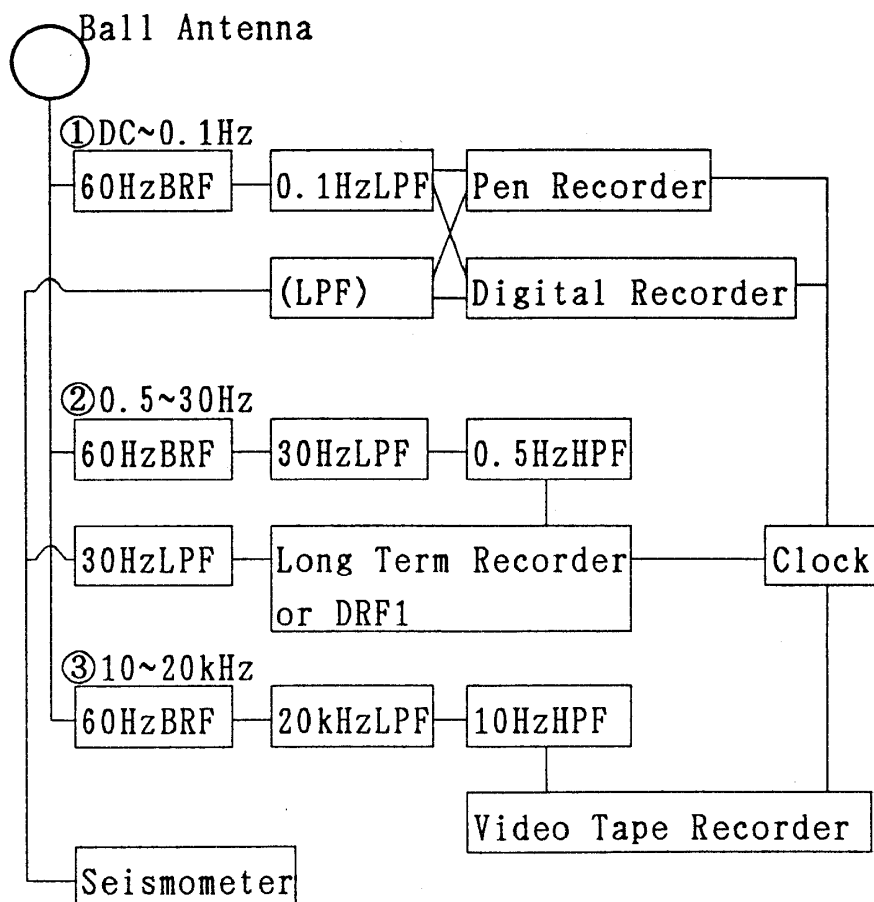


Fig. 1a. Block-diagram of the observation system of electromagnetic waves for basic stations.

図1a 基準観測点で用いる電磁放射の波形観測システムの構成

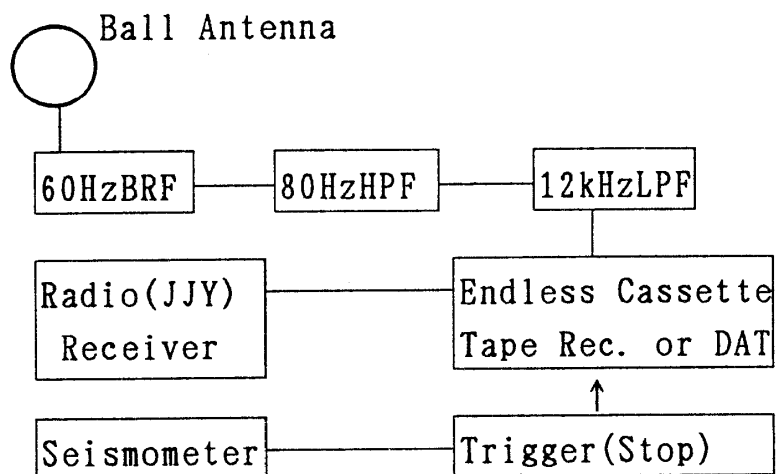


Fig. 1b. Block-diagram of the handy type observation system of EMR waves for various kinds of temporary observations. Endless recorder is made by connecting a control circuit to usual cassette tape recorder.

図2b 多点臨時観測などに用いる携帯型の電磁放射波形観測システムの構成

Frequency Characteristic Curves

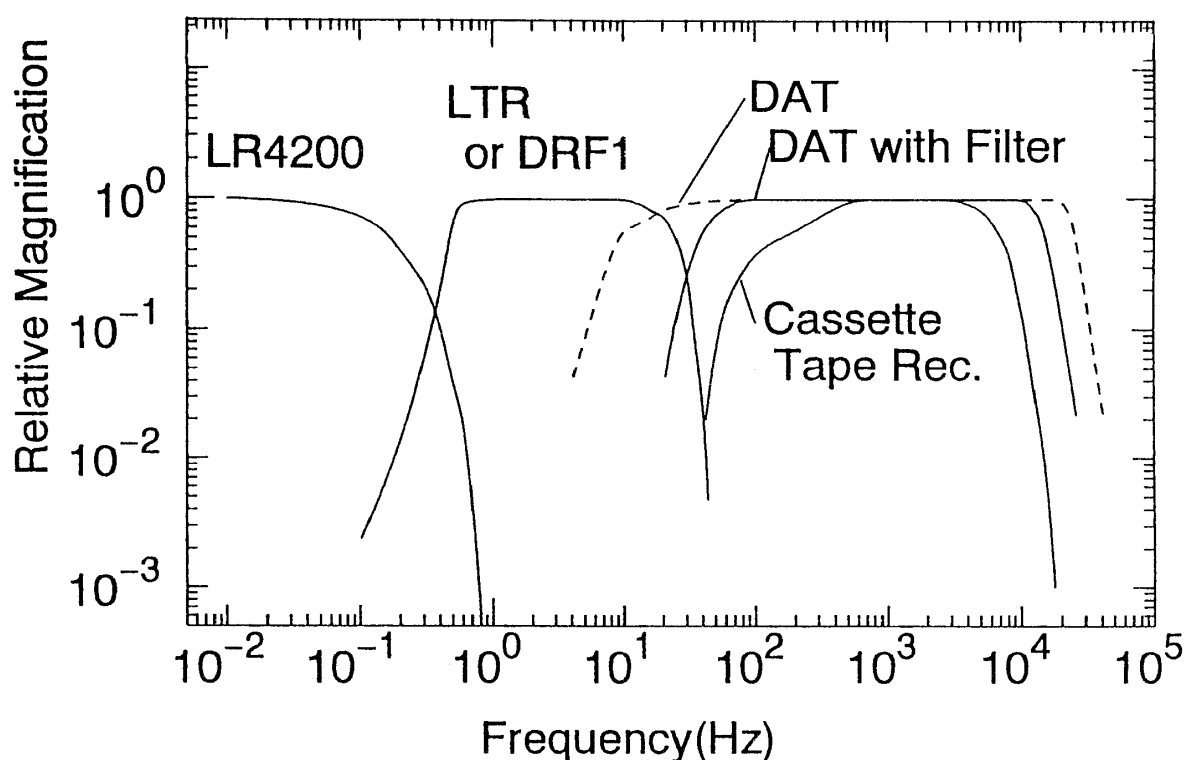


Fig.2. Frequency characteristics of recording systems. LR4200 shows that of chart recorder for low frequency range. LTR means the long-term chart recorder for 0.5-30Hz frequency range. Endless cassette tape recorder covers frequency ranges over 100Hz.

図3 各種の電磁放射波形記録システムの周波数特性

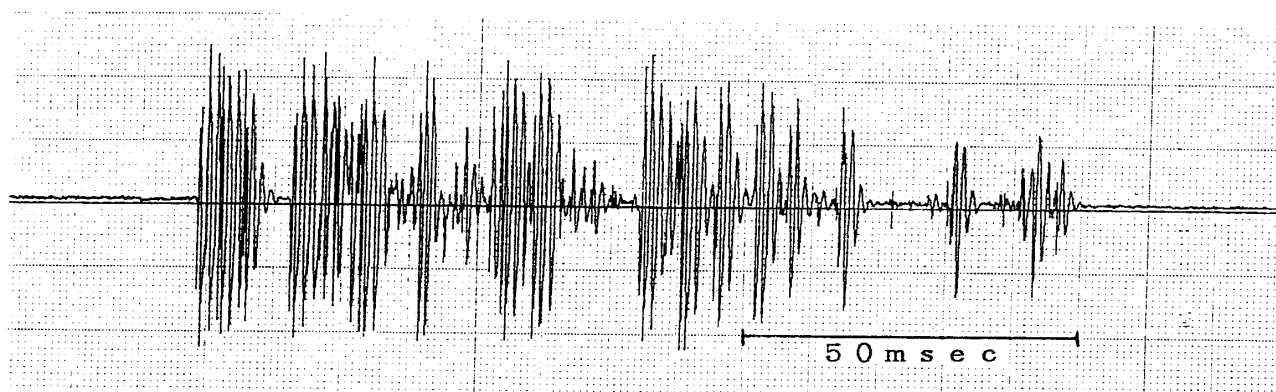


Fig.3. Examples of wave forms of large lightnings near to the Uji station recorded by the handy type recording system.

図3 携帯型システムで記録した宇治観測点付近の落雷の記録例

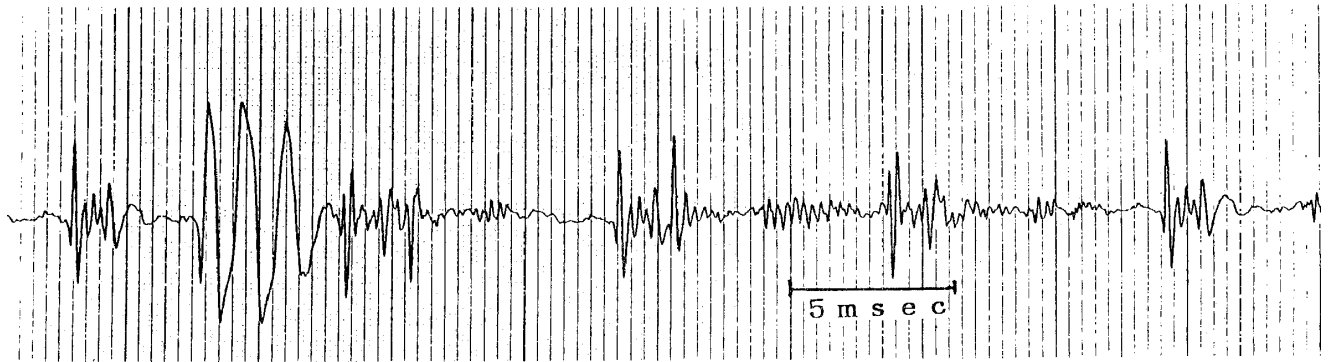


Fig. 4. Examples of wave forms of small lightnings and noises from power line observed at Uji station recorded by the handy type recording system.

図4 宇治観測点で記録した空電波形と商用電源ノイズの例

のまま往復を繰り返して動き続けるように改造してエンドレス記録システムとした。これによって、手動で停止するまで常に最新の2時間分の記録が残されていることになる。これを用いて、地震など、記録を残しておきたい現象が発生したあとすぐ停止すれば、その現象の2時間前からの波形記録を見ることが可能である。地震波検知センサやタイマーなどを用いて、一定以上の地震動があったとき、任意の時間後に自動的に止める方法も使うことができる。ただし、この記録システムは、レコーダ内蔵のAGC回路が動作したり、振幅特性が線形でないなどの理由により、録音特性はよくない。従って、波形を詳しく解析する目的には使えないが、信号の発生状況の概略を知る目的にはきわめて有効である。

図1にシステムの構成を、また図2に周波数特性を、それぞれ示した。これらのシステムを、現象の種類、研究目的、予算、観測点の状況などに応じて適宜使い分けることにより、効率的な観測を実施できるようになった。

3. 波形記録の例

カセット・テープレコーダによるエンドレス記録システムを用いて、空電などを記録した例を示す。

図3は、観測点近くに落雷が発生したときの記録例である。図4はVLF帯で空電が比較的多く、観測点近くには落雷がない状況のときの記録例である。同じような振幅で繰り返し出ているノイズは、60Hz電源からの高調波ノイズである。

商用の60Hz交流電源ノイズのない状態での高感度記録を試験的にとる目的で、ボールアンテナとアンプとカセットテープレコーダを、すべて電池で動作する状態にして携帯し、京都市と美山町の境界の佐々里峠に近い場所で測定した。測定の場所を図5に示す。そこは市街地からは50km以上、末端の電力線のある小さな集落からも5km以上離れた場所であり、京都市側から峠の雨量観測点と思われる小規模の施設まで1本だけ電線が引かれている。佐々里峠を越えて美山町側に下

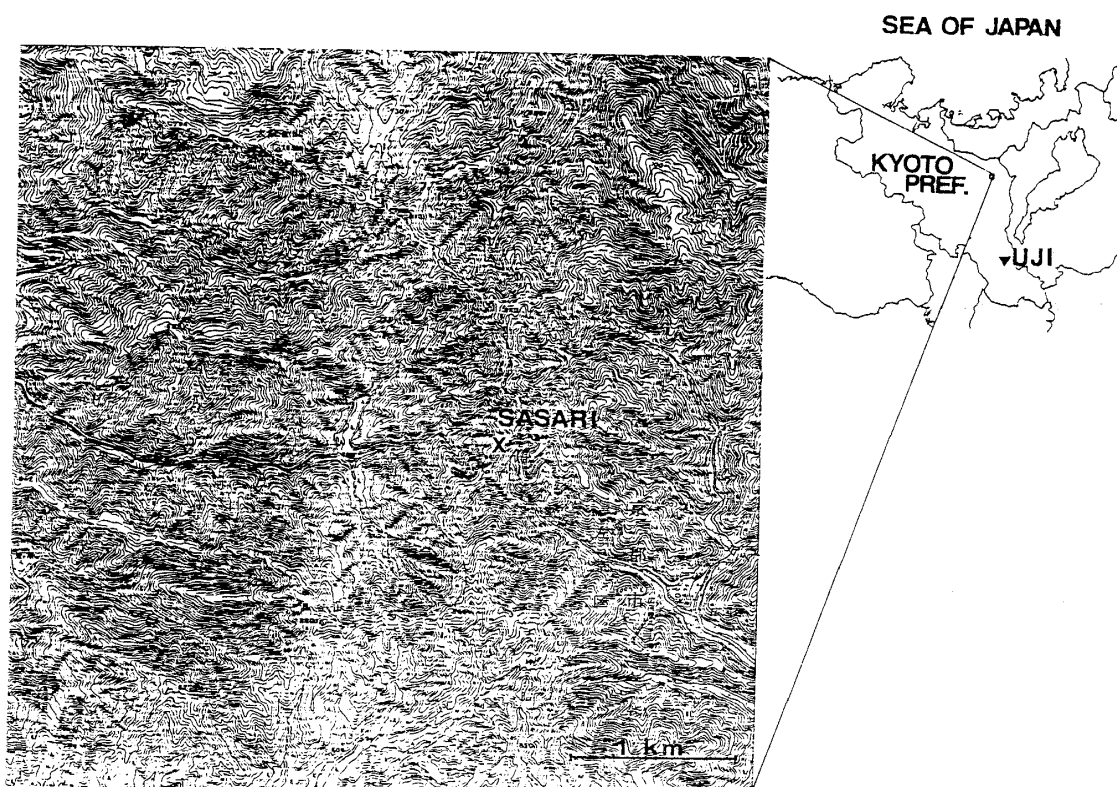


Fig. 5. Location of the observation point near the border of Kyoto city and Miyama Town where example wave forms shown in Fig.6 and Fig.7 were recorded by the high sensitive observation. Uji station is also shown in the figure.

図5 宇治観測点の位置と高感度観測を行った京都市と美山町の境界に近い佐々里峠付近の測定点の位置およびその付近の地形

りると電線はない。そこでは人工ノイズ、とくに60Hzおよびその高調波の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。図6 および図7 はそこで得られた空電の記録例である。

市街地および電力線から十分離れると、高感度の観測が可能であり、電磁放射の研究にきわめて有効であるということは確認できたが、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、連続記録を取ることは、現在のところ実行できていない。

4. 1993年北海道南西沖地震前後の記録

観測期間中に、1993年 7月12日、M7.8 の地震が北海道南西沖に発生した。この地震の前後に、以前報告したようにLFおよび VLF帯の空電の数が前日から増大する現象が観測された。図8 に本震前後21日のLFおよび VLF帯の 1時間当たりの空電の回数を示す。同じ期間の 1日当たりの空電の回数を図 9の上段に示す。図 9

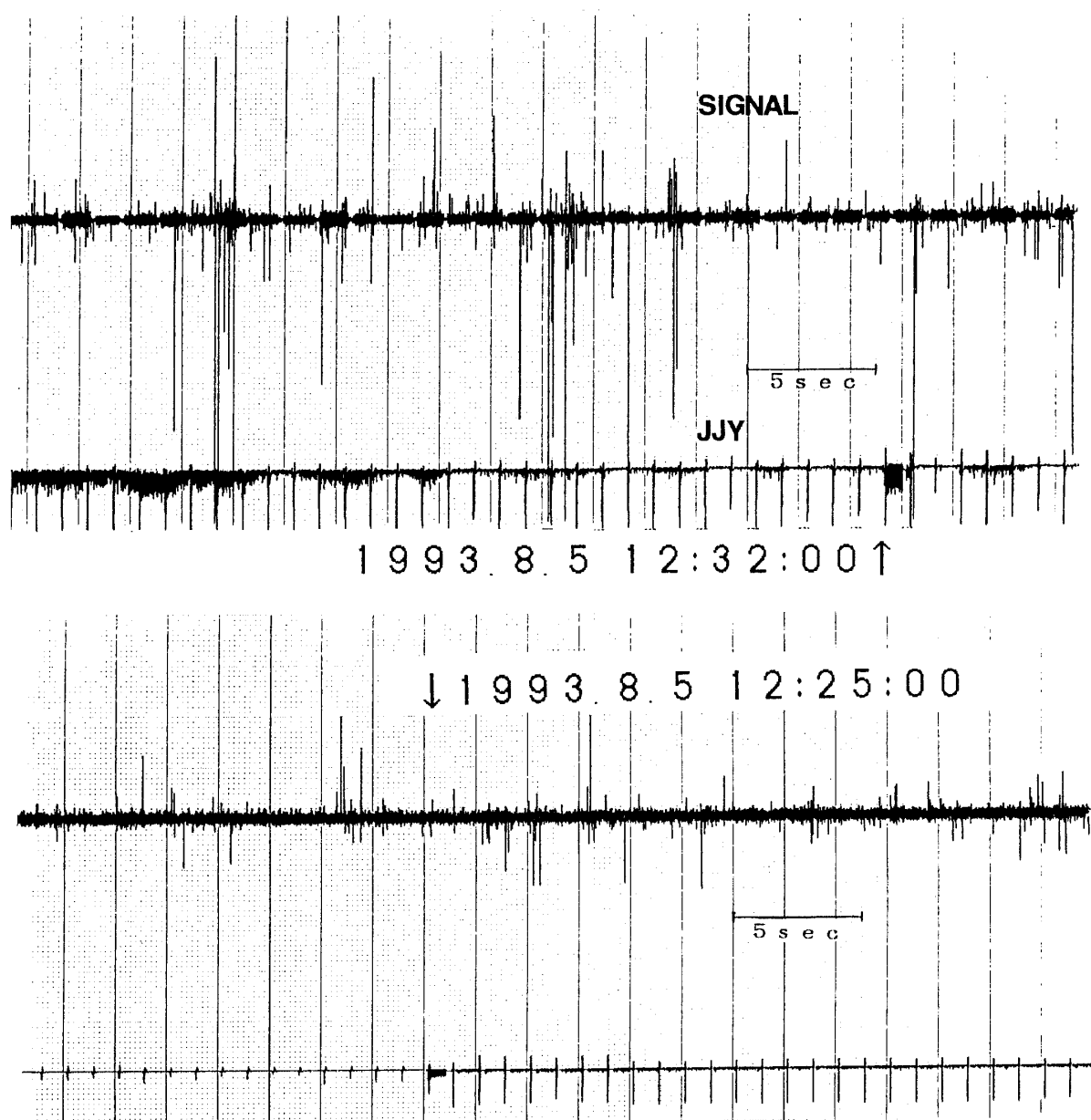


Fig.6. Examples of records of lightnings observed at Sasari-Toge near the boundary of Kyoto city and Miyama Town where electric power lines are far from the antenna. Detection capability of lightnings by ball antenna with 4m vertical rod reaches about $10\mu\text{V}\cdot\text{m}$. DAT was used to record the output signals of amplifier with various magnifications shown in the figure.

図6 京都市と美山町境界に近い佐々里峠で得られた空電の記録例

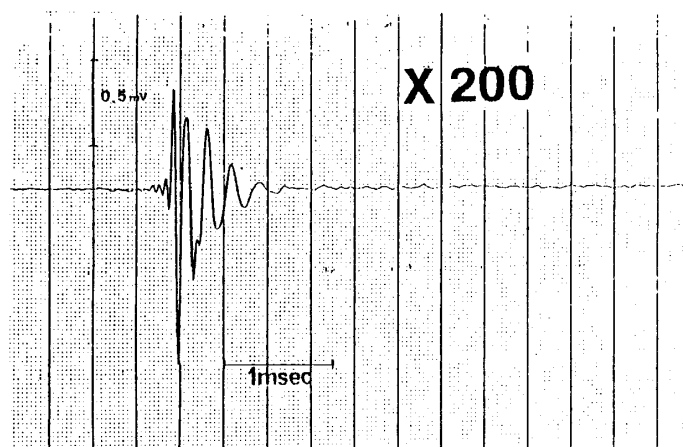
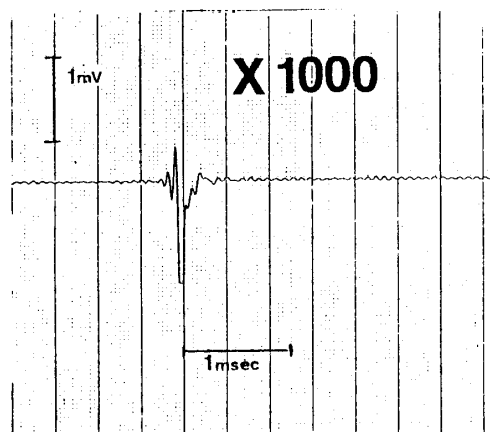
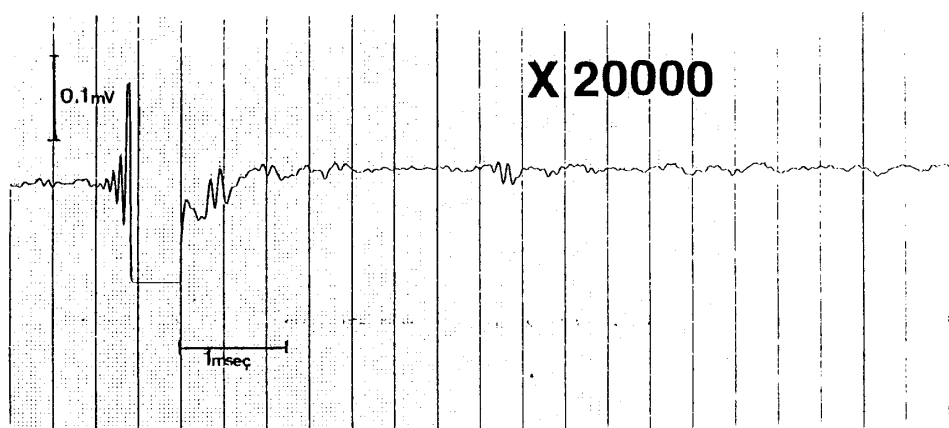


Fig. 7. Examples of recorded wave forms of small lightnings observed at Sasari-Toge from the same records as shown in Fig. 6.

図7 佐々里峠で得られた微小空電波形の例

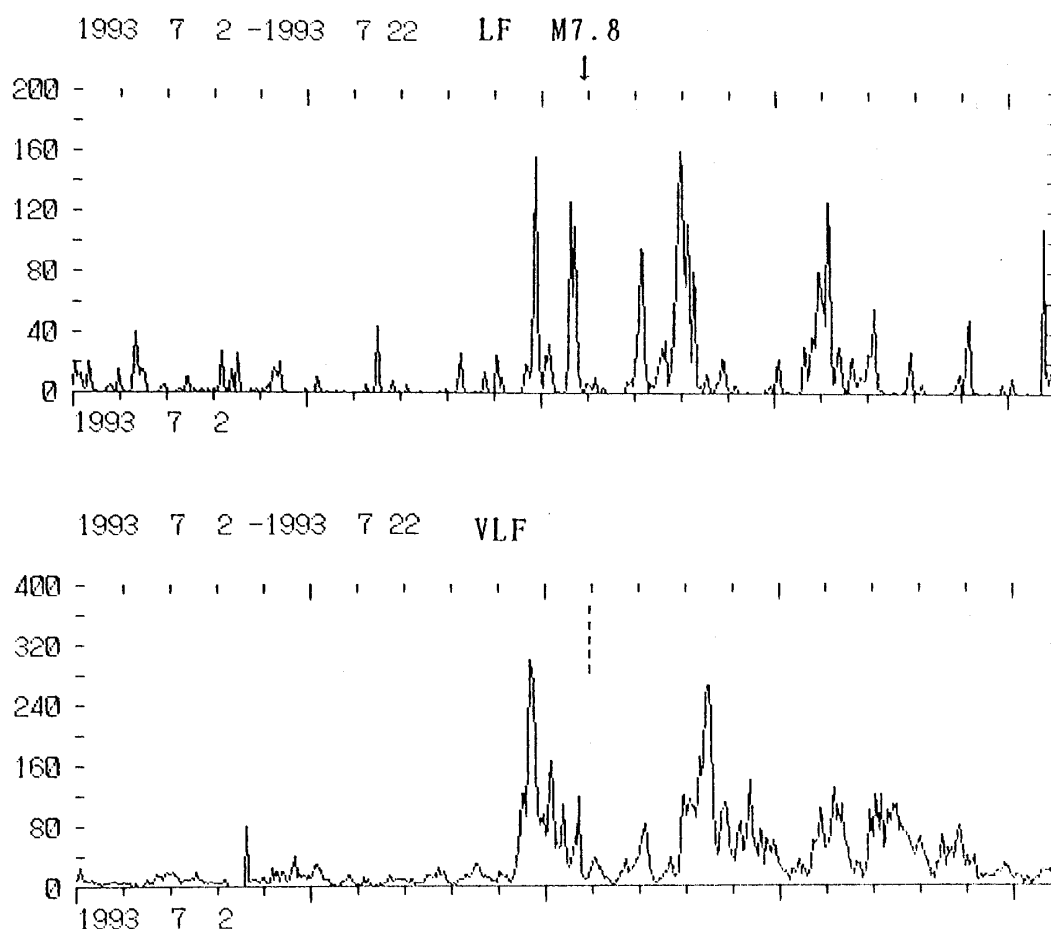


Fig. 8. Variation of the hourly number of LF and VLF noises in 21 days before and after the main shock of the Hokkaido-Nansei-Oki earthquake (M7.8) on 12th July, 1993, observed at Uji station.

図8 北海道南西沖地震の前後21日間のLFおよびVLF帯で観測された空電の1時間当たり回数の変化

の中段と下段は他の地震の場合の結果であり (Oike and Murakami, 1993) 上段の結果と比べて地震前のピークの現れ方が似ている。

エンドレス・カセット・テープレコーダの記録は、地震のあと交換して、地震の約80分前から残すことができた。その後もテープを交換しながら地震後も 2時間以上の記録を残した。

これらのテープの音声出力を全波整流して LPFを通し、記録紙にその出力を描いた。図10に全波整流による再生記録を抜き取って並べて示す。この地震の発生前、波形記録のある20時54分からしばらくの間は平常のノイズレベルであり、21時21分から地震発生時まではノイズが増大したり減少したりを繰り返した。このような地震前のノイズの増大は、主破壊の直前の先行現象であり、前兆現象であ

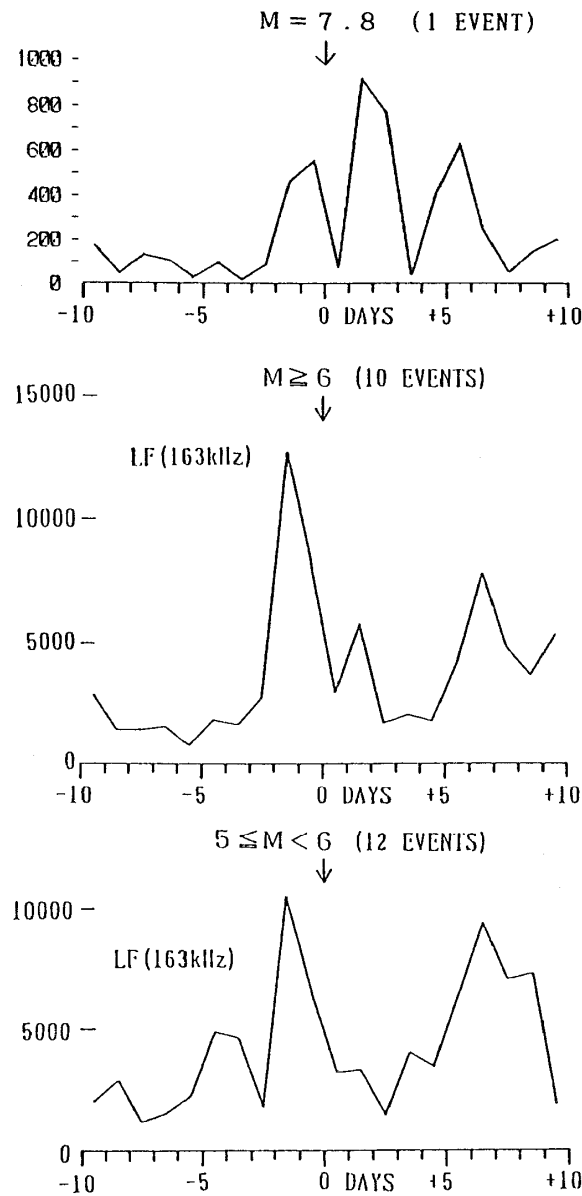


Fig. 9. Variation of the daily number of LF noises from ten days before earthquakes to ten days after earthquakes. (a) In the case of largest event on 12th July, 1993. (b) Variation by superposing the number in the case of 10 events of magnitudes between 6.0 to 6.8. (c) Variation by superposing the number in the case of 12 events of magnitude between 5.0 to 5.9.

図9 地震前後のLF帯空電の1日当たり回数の変化

- (a) 北海道南西沖地震の場合
- (b) M6クラスの地震10個の場合の重ね合わせ
- (c) M5クラスの地震12個の場合の重ね合わせ

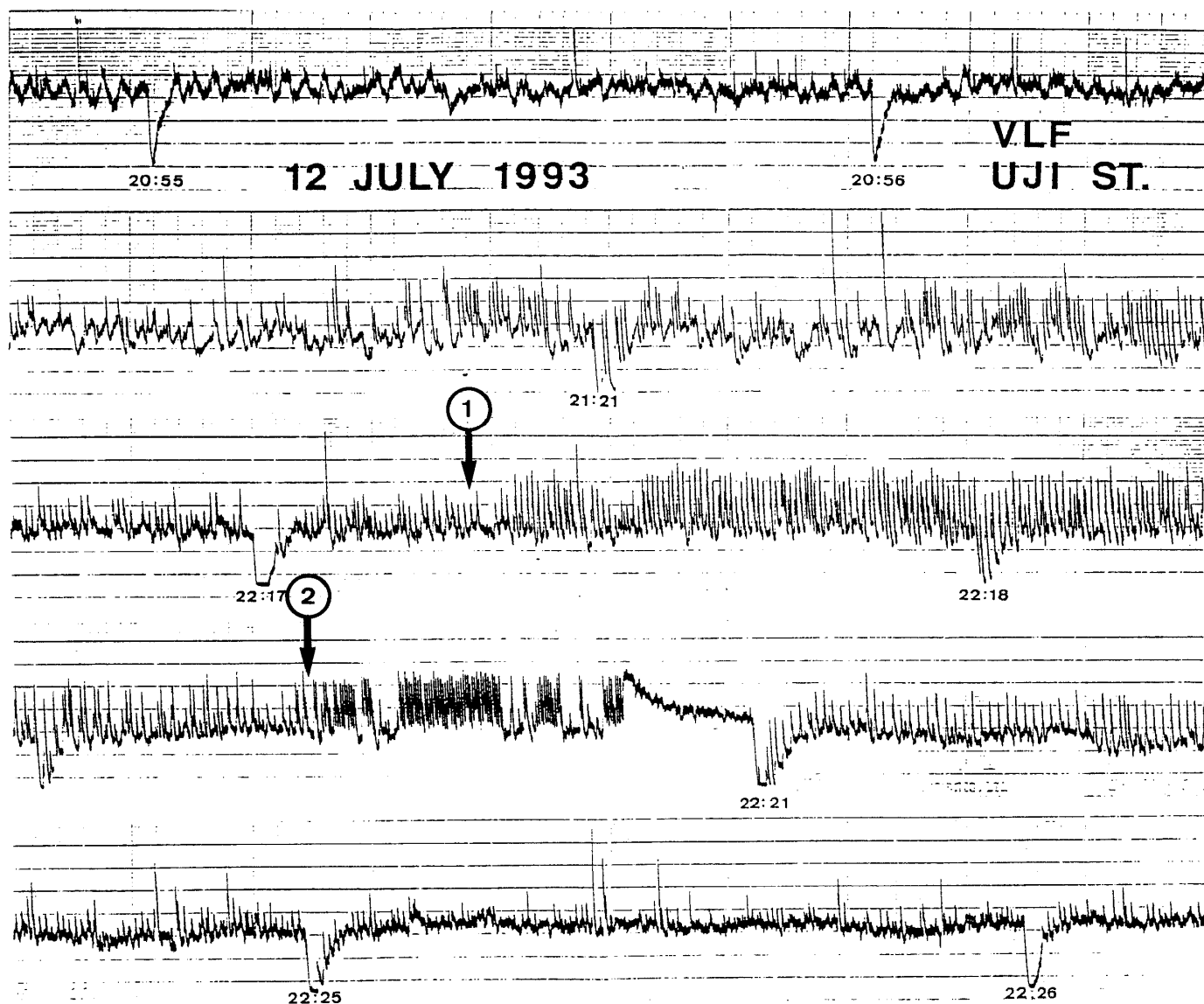


Fig.10. Variation of types of VLF noises before and after the M7.8 earthquake shown by the full-wave rectification of output signals of records by the handy type recording system. Co-seismic signals started about 7 seconds after the origin time(22h17m13.1s) of the main shock and continued about 150 seconds.

図10 カセットテープレコーダの記録を全波整流して得た北海道南西沖地震の直前から直後のVLF帯電磁波信号の変化

る可能性がある。

地震の発生時（図中の①）である22時17分13秒の直後17分20秒ごろから、ノイズの振幅が大きくなり、かつ頻度が異常に高くなった。この状態は150秒ほど続いた。この信号は、その他の時間帯では見られない特殊な現象があったことを示しており、本震の主破壊過程において発生した電磁波をとらえている可能性がある。

また、22時20分22秒すぎに、その他の部分では見られない発生頻度の高い短周期のノイズの繰り返し現象（図中の②）が、30秒間ほど記録された。この現象は、この記録をとったアンテナの地点へ地震波のP波が到達した時刻（近くの京都地方気象台での着震時は19分14秒）のあとであり、大きな振幅の波が観測点近くを振動させたために出た現象をとらえた可能性がある。

北海道南西沖地震の震源発震時は、22時17分13.1秒と、気象庁の観測で求められている。このあと数10秒間、震源断層面を形成する破壊が続いたと考えられる。菊池の速報（Kikuchi, 1993）によると、この地震の破壊過程は、4個の大きな破壊からなり、震源断層は全体として南北約100kmとし、1番目と2番目のサブイベントは北側で、3番目と4番目は南側で起こり、1番目と2番目、3番目と4番目のそれぞれ2つのメカニズムが似ているという。サブイベントの破壊の時間は、上記の震源での発震時刻から、それぞれ、1番目（6-16秒）、2番目（18-28秒）、3番目（28-43秒）、4番目（39-89秒）であり、大きな破壊は全体として80秒ほど続いた。深さは、それぞれ、12、4、8、4-12kmである。地震モーメントは4番目が大きく、 229×10^{10} dyne.cm、その次が1番目で、 112×10^{10} dyne.cmであった。上記の22時17分20秒から150秒ほど継続した電磁波の異常放射の全般の部分は、Kikuchi（1993）の求めた破壊の時間的な進行の様子に似ており、電磁波信号が大地震の破壊課程を調べる上できわめて重要な情報を含んでいる可能性を示唆する。

5. 今後の課題

現在、本報告の観測システムを、大都市には近いが、宇治市の住宅地に設置して連続観測を行っている。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、自然現象とこれらの人工ノイズとの判別はできる。

中間報告（Oike and Murakami, 1993）では、1点での空電数の観測の結果を用いて地震発生と比べたが、比較的大きな浅い地震が起こる前後に空電が増加することが多いという結果であった。今回の報告に述べた北海道南西沖地震は、このような観測をはじめて以来、最大の地震であり、今までの観測結果と矛盾しない記録が得られた。このことから、ただちにこの地震と観測された電磁波との間に

両者に物理的な関係があるということとはできない。しかし、ここで述べた結果は、地震と空電の増加との間に、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、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。

今後の課題として、同じ様な観測を多点で実施し、空電の波形を多点観測し、さらに周波数帯を広げた観測を行って空電の波形を分析し、信号源を確定することがある。

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、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信号源を解明し、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。

さらに、今回得られた大地震発生時に電磁波が放射されている可能性は、震源過程の研究に重要な情報となり得るものであり、今後とも詳細に観測しつつ調べる必要がある。

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」として実施された。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た。

実験観測の実施、データの整理、報告書の作成に際して、ハイドロテック株式会社の野中理伸氏、京都大学理学部の大島牧子さん、有元琴美さんの協力を得た。

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.
- Kikuchi, M., Preliminary report of source process of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake, personal Com., 1993.
- Ogawa, T., K. Oike, and T. Miura, Electromagnetic radiations from rocks, J. Geophys. Res., 90, 6245-6249, 1985.
- Ogawa, T., Y. Tanaka, T. Miura and M. Yasuhara, Observations of natural ELF and VLF electromagnetic noises by using ball antennas, J. Geomag. Geoelect., 18, 443-454, 1966.
- Oike, K., and Murakami, H., On the relationship between shallow earthquakes and LF and VLF noises, Tech. Note of the Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disast. Prev., No. 157, 221-251, 1993(in Japanese).
- Oike, K., Murakami, H. and Nagai, T., On the relationship between shallow earthquakes and lightnings, Tech. Note of the Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disast. Prev., No. 157, 253-272, 1993(in Japanese).
- 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.
- Oike, K., T. Yamada, H. Murakami and T. Nagai, On the relationship between shallow earthquakes and lightnings, Prog. and Abstr., Seism. Soc. Japan, 1992, No. 2, 226, 1992

閉山した鉾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.

Major ore veins at Ikuno mine are distributed in an area of several kilometers by several kilometers; major ore veins have a width of a few meters, dips of almost vertical and strikes of about north-to-south or northwest-to-southeast. Before Ikuno mine was closed, ore veins were excavated down to a depth of about one kilometer from the ground surface. To excavate ore veins, most tunnels of total lengths of 350 kilometers are dense around the ore veins; to bring up the ore there are several shafts with lengths of several hundred meters. Excavated caves as well as tunnels and shafts are now filled up with water.

During our observation, underground water table rose about ten meters several times. Heavy rain was the primary causes for all cases, but troubles of drain pumps were also the causes for some cases. Associated with these rises, significant decrease of apparent resistivity across an ore vein was observed during the rises of the underground water; we also found clear correlation in self-potential in some cases. These suggest much water went down to excavated area around ore veins. We found that the seismic events (S-P time < 0.3 s; $M < 0$) occur near ore veins; we also found some correlation between the water rises and seismic activities; these suggest something occur near ore veins when water rises. In addition, associated with the rises of the underground water table, significant crustal movement of an order of 10^{-6} was observed that suggests ore veins dislocate when increasing of pore pressure.

During our observation we had no opportunity to happen to see the precursor. Although seismic events occurred in the very vicinity of our observation site, they were too small to catch any correlating signals in crustal movement, self-potential, apparent resistivity and γ ray. No significant seismic event larger than M_4 occurred in a distance of several ten's kilometers.

We were not able to catch neither precursory nor postseismic phenomena associated with significant earthquakes. However, through our analysis of effect of underground water based on various kinds of data, we learned that it is important to discuss from every point of view and easy to find an answer using various kinds of data.

1. 研究目的

兵庫県朝来郡生野町の旧生野鉾山（図1, 2, 3）の廃坑を利用して、1987年から、「一辺が数百mの巨大な岩石試料」とみだてることができる領域（図4）において、自然電位、比抵抗、 γ 線、地下水位、および、この領域またはそのごく近辺に発生する地震の観測により、岩盤の挙動を総合的に把握する試みを開始した〔藤森・他(1988)〕。

生野鉾山においては、1943年3月以降、地殻変動連続観測が、数度の観測の中断や観測地点の移設を経ながらも継続されている〔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思わ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、1984年に生野鉾山の南西約30kmに発生したM5.6の地震の際には、2～3ヶ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に伴い、岩盤がどのような挙動を示すのかを知ることが、我々の観測の目的の一つである。そして、異常時の岩盤の挙動だけでなく、平常時の挙動を総合的に知ること、いまの目的である。

本報告では、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、ならびに、それらの比較について報告する。

2. 研究方法

（1）観測に使用している坑道

鉾山閉山後も、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鉾跡や断層破碎帯近傍などの箇所に限られ、他は岩盤が露出している。このため、気象擾乱の少ない環境下で、各種センサーを岩盤に直接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4に示す。金香瀬坑は、生野鉾山の主要な鉾脈を採掘するために掘削された古い坑道の一つである。観測に使用している場所は、標高約365mのレベルにある東西走向の水平坑道の長さ約400mの部分であり、ここのかぶりが最大で約140mある。この部分にはいくつかの鉾脈があり、また東端付近では粘土断層が交差している。

新本坑は、昭和時代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水平坑道の長さ約400mの部分を利用しており、最大のかぶりが約150mある。この部分には鉾脈は見られないが、南端付近で粘土断層が交差している。標高が金香瀬坑とほぼ同じなので、この2本の坑道を利用することにより、標高約365mの水平面上で2次元的に観測点を展開できる。

光栄堅坑（図4中のKoei-shaft）は、標高約365mからの深さが約600mあり、その下部約550mが水没している。中央堅坑（図4中のChuo-shaft）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。これらの堅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。

生野地学観測室は、旧火薬庫の長さ約70mの坑道で、かぶりが最大約40mある。

（2）ケーブル

データは、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され、それが不可能な区間では地下10～30cmに埋設された。なお、ケーブルは、観測開始当初、それぞれ途中で接続箇所のない1つなぎのものであり、絶縁も良好であった。しかし、テレ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のケーブルは、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、観測開始当初よりやや悪くなっている。また、金香瀬坑では、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全ての観測を中断し、同年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

自然電位や 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分と60分ごとの瞬時値が保存されている。

②自然電位差

図4の黒四角（E5～E9）で示された地点に設置された炭素棒電極は、ケーブルを介して、生野地学観測室（図4）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（商品名イピアース）によって減少させている。

観測には、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、光栄堅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4中のE7、E8およびE9）の観測環境は悪い。一方、新本坑のトンネルにはAC電源線がなく、自然電位（図4中のE5およびE6）の観測環境は良好である。中間報告書〔小笠原・藤森（1993）〕によれば、E9－E8（金香瀬坑）とE5－E6（新本坑）の周波数0.1Hz以下の帯域のノイズレベルには、差があまりない。100Hz前後の周波数になると、金香瀬坑のノイズレベルが、新本坑の倍ほど高くなる。さらに高い1k～9kHzの周波数領域では、金香瀬坑のノイズレベルは新本坑の10倍程度である。

従来の観測では、信号が、アンプによって10倍増幅され、 $f_c=0.01\text{Hz}$ のローパス・フィルターを通過後、テレメータ装置の入力レンジ（ $\pm 500\text{mV}$ ）以下になるようにDCオフセットが調節され、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E9－E8（ほぼ東西走向；スパン230m）のDC電位は約 $-100\text{mV}/230\text{m}$ であるが、鉱脈をまたいでいないE5－E6（ほぼ南北走向；スパン164m）のDC電位は約 $500\text{mV}/164\text{m}$ である。各電位差には、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。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。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。ちなみに、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。

1992年から、E9－E8とE5－E6の観測には、0.01～0.1Hz、0.01～500Hz、および、1kHz～9kHzの帯域での記録装置を増設した。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まれる。1kHz～9kHzの帯域は、整流後2秒サンプルでパソコンに取り込まれる。そのデータは、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。0.01～500Hzの帯域は、後述する地震収録システムに収録される。地震収録システムは地震波が到着した時刻の前約1秒間と後約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が目的である。

③大地比抵抗

電流電極を図4中の☆印に、そして電位電極を図4中の★印に埋設し、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）を用いて、比抵抗変化を観測している。デ

ータは、自然電位と同様テレメータされている。

④ 堅坑の水位

光栄堅坑（図4）では、10m近い水位上昇による水没のたびに設置した水位計が故障し、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。この堅坑の水位は、瀬戸内海に注ぐ市川（図2）の標高を上回らないように、ポンプによって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を超える上昇は、これらによるものであった（図5）。

中央堅坑（図4）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4）は、トンネルの天井（かぶり約40m）から、しみだし水が水滴となって絶え間なく落ちている。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ると思われるので、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であろう。この水を幅1m、長さ2mの屋根用のビニール波板で受け、雨樋で転倒升雨量計へ導いて、水量を観測している。

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、震源までの距離が数km以下、そして、震源が地表下1～2kmよりも浅い地震である。生野は京都大学防災研究所の微小地震観測網内に位置するため、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浅い地震が、観測対象である。

イ. 地震計、ハイドロフォンとその配置

地震計には、固有周期が2秒、感度が約0.7V・s/cm、そして、少なくとも約1kHzまでは特性が平坦なものを使用している。スパン約100m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4のS1～S5）に地震計を設置した。なお、S3地点では3成分、残りの4地点では上下動成分のみの地震観測が行われている。

光栄堅坑（図4）内には、観測開始当初、マークプロダクツ社のハイドロフォン P-40とGeosource社製アクアセンス（周波数特性20Hz～3000Hz；感度14V/bar）を、水深600mと300mの地点にそれぞれ設置した。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おり、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. 地震波の収録

地震波は、12bit A/Dコンバータによって2024Hzサンプリングで、12個のチャンネルに収録される。

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4のS1～S3）のAND、あるいは、金香瀬・中央堅坑・旧火薬庫（図4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るトリガーは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、ハードディスクの収録データがほぼ満杯まで増えたら、カセットテープにバックアップをする。しかし、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11のハッチの部分）。収録システムに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倍増幅して記録している。この圧縮／増幅によって、微小な震動は1 digit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。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。

3. 研究成果と考察

（1）採鉱域を水没させている地下水の水位変動と多項目観測結果の関連

①生野鉱山の地下水と採掘跡や坑道との関係

生野鉱山は、図2に示されるように、主にほぼ南北走向では鉛直傾斜の多数の鉱脈を採掘していた。最も深い採掘現場は、金盛ひや千珠本ひ（図2，3参照）であり、地表下1 kmを超えていた。図3の実線は標高約360～370 mレベルの坑道を示し、破線は標高260～270 mレベルの坑道を示すが、これら以外にも、数多くの水平坑道が、ほぼ25 mずつ上下に間隔をおいて、地下1 kmを超える地点にまで展開されていた。これらの水平坑道は数本の堅坑につながっており、日夜鉱石が運搬されていた。

1974年の鉱山閉山後、坑道や採掘跡は水没し始め、現在はいかほどの部分が水没している。たとえば、中央堅坑は下部約200 mの部分が水没している（図4）。中央堅坑の地下水は鉱山北西部の円山疎水口（図3中Maruyama）から自然排水されているため、その水位は、円山疎水口へいたる5番坑道（図3中の鎖線の坑道）のレベルである標高約250 mで、ほぼ一定している。光栄堅坑は下部約550 mの部分が水没しており（図4）、水位が、標高約300 mで一定するように、ポンプで人工的に調節されている。光栄堅坑は、最も主要な鉱脈群の採掘跡や坑道群につながっているため、標高約300 mよりも下の部分の採掘跡や坑道群も水没していると思われる。

中央堅坑と光栄堅坑との水位の差は約50 mあるが、それは、坑道がコンクリート壁によって、図3の×印の地点でせき止められているからである。したがって、主要な採掘跡や坑道群での地下水の様子は、光栄堅坑の水位からわかる。

②観測された顕著な水位変動

図5に、1988年から1992年までの5年間の光栄堅坑の水位変化を示す。この5年間に、数mを超える水位上昇が数回あった。生野鉱山の主要な採掘跡やそれを取りまく坑道は光栄堅坑とつながっているため、水位や水圧は、このとき、光栄堅坑の水位が上昇した分だけ上昇したはずである。

これらの水位上昇は、降雨量（図6）と比較すればわかるように、日雨量数十mm以上の大雨によるものである。なお、1988年と1989年に、雨量に比して大きい水位上昇が見られるが、その原因は、ポンプの排水能力が低下していたためである。1990年に排水能力の大きいポンプに交換されて後は、台風に伴うほぼ2カ月の期間にわたる水位上昇が2回見られた。

③光栄堅坑の水位変動に伴って発生した現象や関連する現象

ア. 地殻変動

光栄堅坑の約600 m西方の生野地学観測室（図4中のIkuno Geophysical Observation Station）では、伸縮計4台、水管傾斜計（ポット4ヶ所）、および水平振子傾斜計4台によって、地殻変動の連続観測が行われている。水管傾斜計と伸縮計の記録（図7(a, b)）には、堅坑の水位変化に対応して、 $1 \sim 2 \times 10^{-6}$ の顕著な変動が見られる。これらの変動は通常の雨の影響に比べて桁違いに大きい。

通常の雨では、たとえ大雨の場合でも、光栄堅坑の水位の変化が小さい場合には、地殻変動には影響があまり現れない。たとえば、1984年には、24時間雨量が100 mm近い日があったが、地殻変動も顕著ではなかった。また、通常の雨の影響は、傾斜にはほとんど現れず、

伸縮計の4番(EXT4)が降雨後縮む[福田(1987)]。ところが、今回の変動は、歪よりも傾斜の方が顕著であり、光栄堅坑の水位が上昇した時期には、北西下がり傾動(図8)している。歪は、北西-南東方向が縮みむと同時に、北東-南西方向(伸縮計4番の方向)が伸びである(図7(b))。

このように、今回の水位上昇に対応した歪や傾斜の変化は、通常の雨の影響による変動とは違っており、変動の原因となるメカニズムが異なると思われる。1988年以降の地下水位変動は旧採鉱域へ大量の地下水が流入した結果生じた、ということが一つの可能性として考えられる。

イ. 地殻変動観測坑道の天井からしみ出している水の量の変化

生野地学観測室(図4のIGOS)の地殻変動観測坑の天井の一部(数m×数mの部分)からは、1m²あたり最大で毎時約1リットル(図9の70mm/hourに対応)の水がしみ出している。基本的には、冬に水量が少なく、春から秋にかけては比較的水量が多く、そして、降水量に対応して水量が増減している(図9)。このしみ出し水の量の増減の原因は降水量であり、降水量は地殻変動観測坑を含む生野鉱山と周辺のある程度の範囲ではほぼ均等であろうから、このしみ出し水量の変化が、この近傍における地下水量の変化を示す大ざっぱな指標と考えてもよいであろう。以下では、光栄堅坑の水位の変化と比較して議論しよう。

1988年と1989年では、光栄堅坑の地下水位(図5)と地殻変動観測坑のしみ出し水(図9)とは比較的良好な変化をしている。この原因は、当時、堅坑の排水ポンプの能力が低下していたために、地下での雨水の動きそのものが堅坑の水位にも現れていたと考えられる。この時期の歪や傾斜の変化は、堅坑の地下水位とも観測坑のしみ出し水とも対応が見られるため、その原因は、堅坑の地下水位の変動なのか、生野鉱山付近の雨水の地下での動きなのかが特定できない。

1990年以降は、歪や傾斜の変化が、堅坑の水位の変化と引き続きよい対応を示しているのに対し、観測坑のしみ出し水の変化(図9)とは対応が悪くなっている。雨水の地下での動きは観測坑のしみ出し水の変化に比較的近いであろうと思われるが、光栄堅坑では、能力の高いポンプに新調されたため、雨水が多少流入しても水位を上昇させないようになったのであろう。このように、1990年以降、歪や傾斜の変化はしみ出し水の変化とはあまり対応を示さないのであるから、歪や傾斜の変化に見られる顕著なphase A~Fの原因は、「生野鉱山付近の雨水の地下での動き」というより、むしろ、「光栄堅坑を始めとする採掘跡や坑道群を水没させている水の水位そのもの」とであると考えられる。

ウ. 見かけ比抵抗変化

見かけ比抵抗を測定するために、金香瀬坑の鉱脈群をまたいで電流電極(図4中の☆印)と電位電極(★印)が埋設され、1989年から1991年にかけて観測された。電極は位置が厳密にウェンナー配置になっておらず、また、設置場所が蛇行する谷の数十~百数十m地下であるために、見かけ比抵抗の値を算出するのが困難である。

比抵抗計の出力電圧の変化が、図10に示されている。見かけ比抵抗の変化には、堅坑の水位変化のphase Cに対応するものが観測開始直後であるためはっきりとはわからないが、phase DとEに対応するものははっきりと見て取る事ができる。見かけ比抵抗が顕著に低下した期間が水位上昇の期間とほぼ同じであり、この見かけ比抵抗の低下は、地下水位の上昇によるものであると考えられる。また、見かけ比抵抗の減少は20~30%にもおよぶため、光栄堅坑のみで水位が変化したのではなく、多くの坑道や鉱脈群にまで水位変化が及んでいると考えられる。

エ. 鉱脈付近で発生する地震

水位が上昇した時に何が起きているかを推測する手がかりとして、鉱山付近に発生する地震がある。図4に示すS1~S5の地点で観測された地震の記録を解析した結果、S-P時間が約0.1~0.4秒(すなわち震源距離数百m~約3km)で、マグニチュードが1以下

の地震が発生していることがわかった。

図11は、発生した地震のマグニチュード・時間図である。図中の点線とハッチをかけた部分は短期間と長期間の欠測をそれぞれ示す。欠測があるために断言はできないが、光栄堅坑の地下水位が上昇し初めてからピークに達した後3～4カ月までの間に、イベントが多発している。

図12は、1988年と1989年に鉦山付近で発生した地震の震央を示す。地震は、光栄堅坑や新本坑（それぞれ図中のKSやCS）からの震源距離が約2km未満で、マグニチュード0以下である。分布の特徴は、多項目観測を行っている金香瀬坑や新本坑や生野地学観測室（図中それぞれKK, SK, IGOS）よりも南東側だけに地震が発生していることである。しかも、多く地震は、深さが地表から最大で1kmであり、採掘跡が水没している金盛ひや千珠本ひの周りに発生している。地震の震源距離はKSやCSから約2km未満であるので、地震が発生した深さは、最も深く採掘された地点にはほぼ等しい。イベントの中には、観測地点（図4のS1～S5参照）によって初動の押し引きが異なるものもあるため、震源メカニズムは、落盤等ではなく、剪断破壊あるいはディスロケーションであると考えられる。

以上のことから、光栄堅坑の水位が上昇し始めてから少なくとも3～4カ月の間、深部の採掘跡が多く存在する場所またはその近傍で地震が発生し、また、そこで地殻変動が生じるために、顕著な傾斜や歪の変化が観測されたと考えるのが妥当であろう。

オ. 自然電位

図4のE5～E9の地点に、炭素棒電極を埋設し、それらの電位差を観測している。図13は、1988年から5年間の新本坑内の南北方向の電位差（図13(a)）と、金香瀬坑内のほぼ東西方向の電位差（図13(b)）である。これらには年周変化が見られるため、周期365日の正弦曲線を最小自乗法でフィットさせて差し引いた残差も示す。E5－E6（図13(b)）は、正弦曲線があまりよくあてはまらず、その残差を見ても、光栄堅坑の顕著な水位変化に対応するような変化は見いだせない。これに対し、E9－E8（図13(a)）は、1989年中ごろ以降、正弦曲線がよくフィットしており、その残差を調べると、Phase A, C, Dの時期には明瞭な変化が見られないが、Phase B, Eの時期に小さいが鋭いピークが見える。

そこで、phase Eの時期をもう少し詳しく見てみよう。図14に、1990年の9月の1カ月間の自然電位4成分、光栄堅坑の水位、地殻変動観測室のしみ出し水、および降雨量を示す。これらから、光栄堅坑に最も近いE9の電位が、他の電極のものより高くなり、しかも、堅坑の水位とほぼ相似形の変化をしていることがわかる。

藤原・他（1988a）は、旧生野鉦山において1987年11月から1988年8月までに得られた自然電位のデータを解析した結果、Phase Bの時期にも、Phase Eの時と同様に、E9のみの電位が上昇していたことを見いだした。彼らは、光栄堅坑に流れ込む雨水による流動電位が、光栄堅坑付近の電位が高くなる原因であると推測していたが、今回、光栄堅坑の水位と比較することによって、その考えが正しいことがわかった。

以上のことから、光栄堅坑の付近のみに雨水が集中してE9の電位が高くなるが、新本坑では雨水がさして集中しないために自然電位には顕著なフェイズが見られないと考えられる。Phase A, C, Dの時期にE9－E8にも顕著なフェイズが見られなかった原因は、現有のデータから説明するのは困難であるが、この時期の雨水は流入速度が遅かった可能性がある。

④ 観測された諸現象の解釈

これまでに、大雨の時、雨水が鉦脈などの採掘跡に流れ込み、地震が誘発されるプロセスについて推定を行ってきた。しかし、雨水が採掘跡などに流入したあとに、北西方向に傾斜しながら縮み、北東－南西方向には延びる機構については、まだ言及していなかった。

これまでに推定できたことは、流れ込んだ雨水の影響を受けているのは地殻変動観測地点の南東方向にある深い採掘跡の近辺の微小地震の多発地域であろう、ということである。以下では、ここに幾つかのソースを仮定して、歪と傾斜の変化の原因を考察する。ただし、

現時点では、定性的・半定量的な議論にとどめる。

ア. モデル1：鉾脈群の開口

生野鉾山の鉾脈群は、南北走向で傾斜がほぼ鉛直のものが多い。そこで、鉾脈群とはほぼ平行な面、すなわち、南北走向で傾斜が鉛直、そして、その北端が地殻変動観測地点の真東500mのところに位置しており、長さが2km、下辺の深さが1kmの面で開口があった場合の地殻変動を求め検討してみた。計算は、防災科学技術研究所の岡田義満氏のプログラムを高知大学理学部の田部井隆雄氏がアレンジしたものを使用した。説明すべき傾斜の大きさは $1 \sim 2 \times 10^{-6}$ 、歪は傾斜の約半分である。これらの量と前述の傾斜と歪の特徴も説明できなければならない。このモデルから予想される歪と傾斜は、センスは観測のものと調和的であるが、観測された量を説明するためには10cmも開口させねばならないことがわかった。しかし、観測された水位上昇はせいぜい10mであり、間隙水圧の増加はせいぜい1 barのオーダーであろうから、10cmの開口量は水位上昇量に比して過大である。鉾脈は幾条かは平行に存在しているであろうから、このような開口部が幾つか平行に並んでいたならば、個々の開口量はその分だけ少なくとも済むであろう。しかし、例えば、開口が1cmで済むためには十枚の並行した鉾脈が存在する必要であり、現実的ではない。

イ. モデル2：鉾脈群での縦ズレ

間隙水圧が上昇し、鉾脈などの面上に何らかの不安定が生じたら、縦ズレが起こるかもしれない。そこで、モデル1と位置も傾斜も同じ面において、縦ズレが起きた場合の地殻変動を計算してみた。その結果、1cmの縦ズレが発生し、東側のブロックが沈降し、西側のブロックが隆起したとすると、観測された歪や傾斜の量とセンスがほぼ説明できることがわかった。顕著な地殻変動は数カ月におよぶため、数カ月にわたって1cmずれることは有り得るに思える。すなわち、数カ月の前半はゆっくりと東側ブロックが1cm沈降し、後半は隆起して元にもどったと考えると地殻変動の説明がつく。

今回は、1カ所での観測データしかないので、議論に限界がある。もう1ヶ所で傾斜の観測ができれば、もう少ししっかりした議論できるであろう。

(2) 鉾脈付近に発生する地震に関連する自然電位の変化

1992年から、自然電位差変化の周波数0.01～数百Hzの成分を、地震収録システムの1つのチャンネルに接続し、地震のトリガーによって波形を収録し始めた。現在まで、自然電位に何らかの変化が記録されたのは、落雷のときのみである。図15はその記録例である。M0.1の地震が震源距離約0.9kmで発生したが、自然電位には対応する変化が見られなかった。

(3) 鉾山の周囲数十kmで発生したM4を超える地震に関連する変動

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、生野鉾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。

(4) 結 語

適当な規模の地震が生野鉾山の付近に発生しなかったため、自然電位差観測では、地震の前兆現象を捉えることができず、その議論ができなかった。しかし、地殻活動観測データを総合的に解析することができ、ほとんど全ての観測に顕著に現れるPhaseは、採掘跡への雨水の流入が原因であることが判明した。今後も、前兆現象が発生するのを待ち続ける

が、できるだけ多くの独立な観測結果を相互比較して、地震の前兆現象を解明したい。

なお、竖坑に電極を埋設し鉛直電位差を測定する試みは、埋設可能地点がたびたび水没することや3000 Vの電源線が間近にあるために、観測場所として不適当であることがわかり、見送ることにした。

（５）課 題

自然電位差変化の観測は、現在、炭素棒から鉛－塩化鉛の電極に交換中である。交換の前後を比較すると、鉛－塩化鉛の方がDCオフセットが小さく、ノイズレベルも低いようである。同一方向に複数の電極対を設けるという原則を保ちつつ、特に、鉾脈付近に電極を新たに埋設してゆく予定である。

旧生野鉾山における多項目総合観測は今年で6年目に入った。この6年間で、ケーブルが切断されたり、またやむを得ず切断せざるを得なかったりしたケースが約十回ほどあった。ケーブルは、再接続するときにはどれだけ絶縁に注意をはらっても、絶縁が悪くなる一方である。そろそろケーブルを新調すべきかも知れない。

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，旧生野鉾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，旧生野鉾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・狐崎長良，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.
- 福田正浩，1987，地殻変動連続観測記録に現れる降雨の影響について－生野地学観測室の場合－，京都大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士論文。
- 岸本兆方・尾池和夫，1985，概論：山崎断層，月刊地球，67，4-8.
- 小笠原宏・藤森邦夫，1993，閉山した鉾山の廃坑を利用した自然電位差変化の観測，科学技術振興調整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，防災科学技術研究所研究資料第157号，273-286.
- 小笠原宏・藤森邦夫・小泉尚嗣・藤原智・中尾節郎・西上欽也・谷口慶祐・大塚成昭・平野憲雄・西田良平・飯尾能久，1992，旧生野鉾山における多項目総合観測システム，京都大学防災研究所年報，35，B-1，1-12.
- 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.
- 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.

6. 成果の発表

(1) 学会誌等

小笠原宏・藤森邦夫・小泉尚嗣・藤原智・中尾節郎・西上欽也・谷口慶祐・大塚成昭・平野憲雄・西田良平・飯尾能久, 1992, 旧生野鉾山における多項目総合観測システム, 京都大学防災研究所年報, 35, B-1, 1-12。

(2) 口頭発表

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, 旧生野鉾山における多項目観測(2), 地震学会講演予稿集, No. 1, 59.

小笠原宏・藤森邦夫・小泉尚嗣・中尾節郎・大塚成昭・田中豊, 1993, 旧生野鉾山における多項目観測(3) - 地殻変動連続観測と多項目観測との比較 -, 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, 91。

7. 関係国との協力

旧生野鉾山で行っている多項目総合観測と同種の観測が, 1993年度から3カ年間, 南アフリカ共和国の金鉾山の地下2000~3000mの深部坑道を使用して展開されることになった。南アフリカの金鉾山では, 板状の鉾脈が採掘されるのに伴って鉾脈付近の既存の断層や岩脈などに応力が集中し, 場合によってはM5級の地震が発生することがある。今回の計画は, 鉾脈の掘進予定地点付近にボーリングを行って, 歪, 地震, 自然電位, そして比抵抗のセンサーを埋設し, 鉾脈の掘進とそれに誘発される地震を待ち, 直前の前兆現象を総合的に捉えようとするものである。震源からわずか100m前後しか離れていない地点に, さまざまなセンサーを設置するため, 地表から地下の現象を捉えるのに比べて, はるかに確実に多くの前兆現象を捉えることができると期待される。たとえば, もし電磁気的な異常現象を捉えることに成功したら, 他種のデータと比較することにより, その現象の原因についてかなり詳細な議論をすることができると考えられる。

この観測は, 日本と南アフリカ Witwatersrand 大学との共同研究であり, IASPEI によっても支持されている。日本の研究グループは, 京都大学住友則彦教授と科学技術庁防災科学技術研究所飯尾能久主任研究官を中心に構成されており, 工業技術院地質調査所, 名古屋大学, 立命館大学などの機関からも参加する。著者の一人小笠原は, この計画のメンバーである。

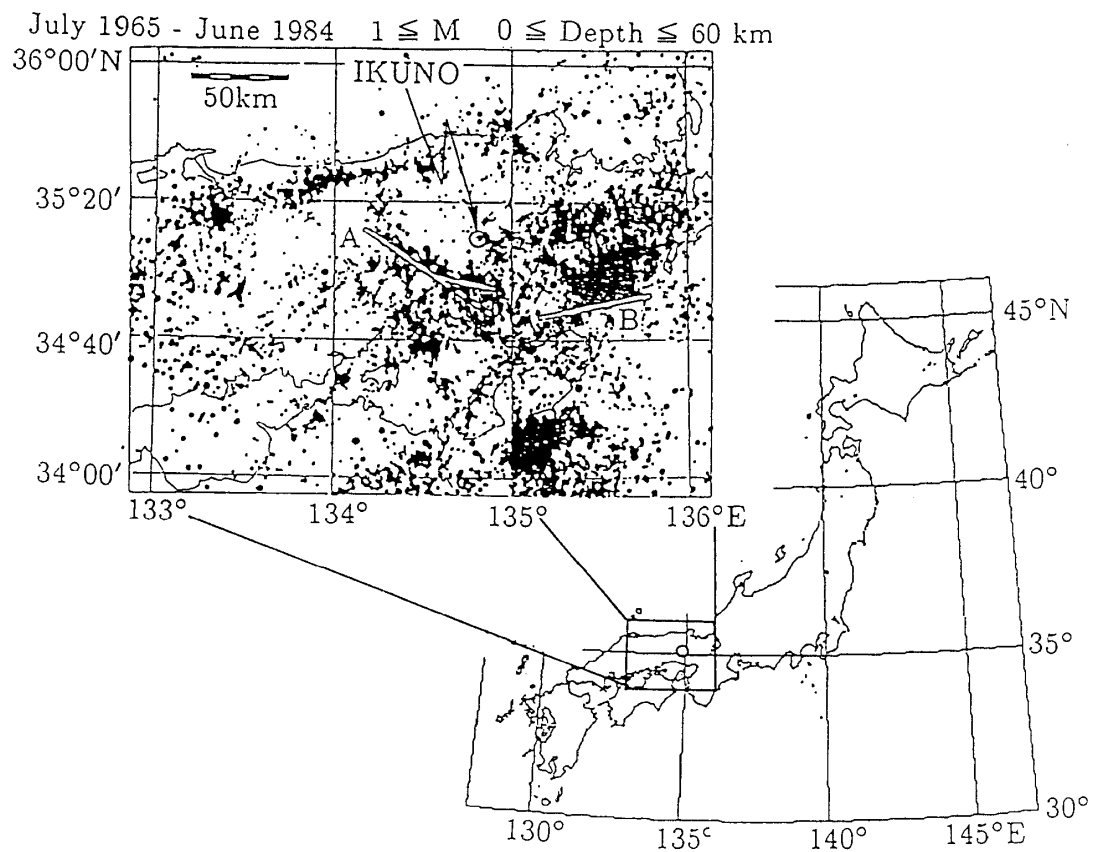


図1 生野鉱山の位置 (○) と生野鉱山周辺の地震活動 [岸本・尾池(1985)]

Fig.1 Location of Ikuno mine (○) and seismicity in and around Ikuno mine [after Kishimoto and Oike (1985)].

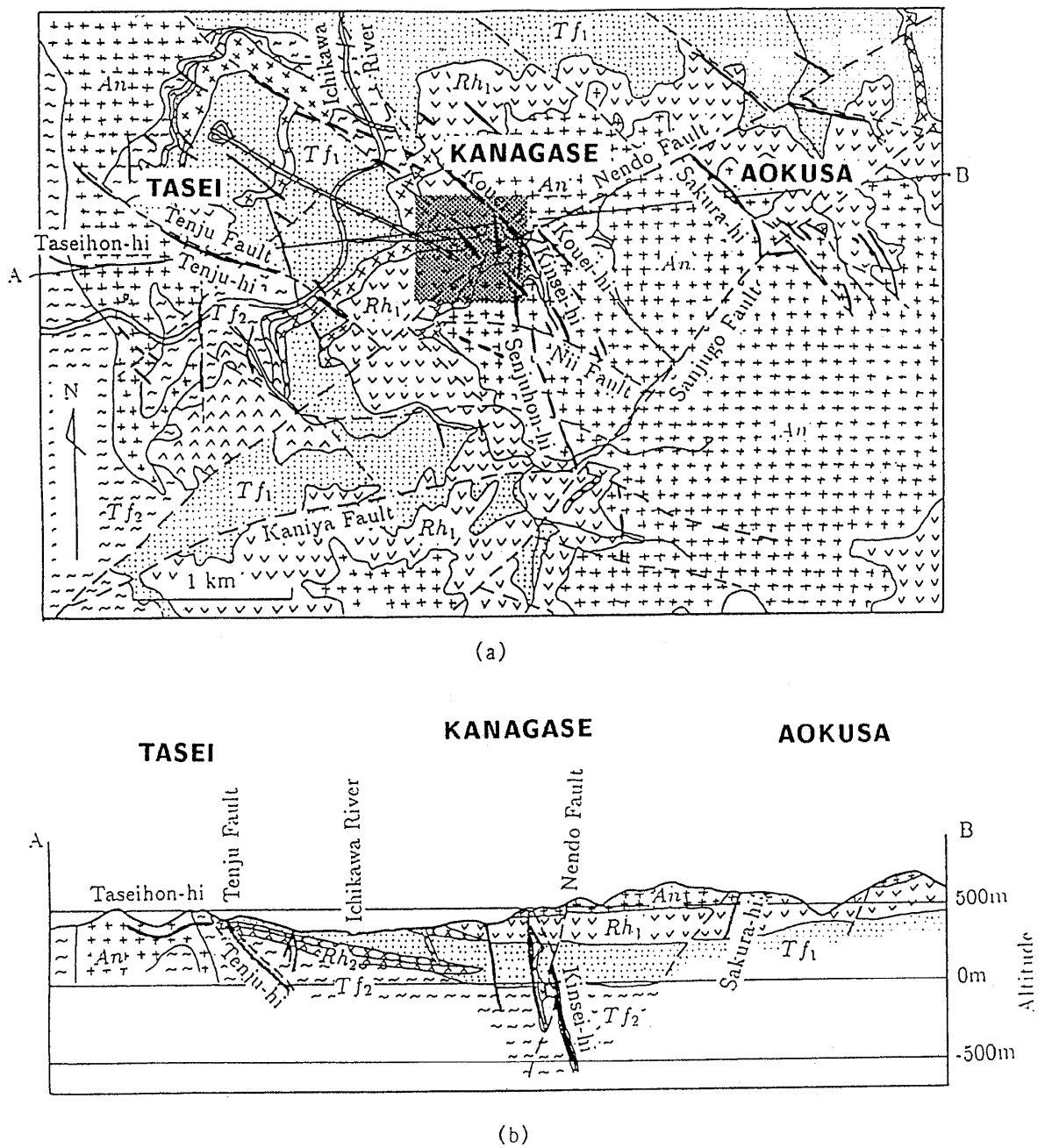


図2 (a)生野鉾山付近の地質図。図4に示されている範囲にハッチがかけられている。
(b)直線A-Bにおける地質断面図〔生野鉾山提供〕。

Fig.2 (a) Geological map near Ikuno mine and (b) vertical cross section along a line A-B (supplied by Ikuno mine). The area shown in Fig.4 is shaded.

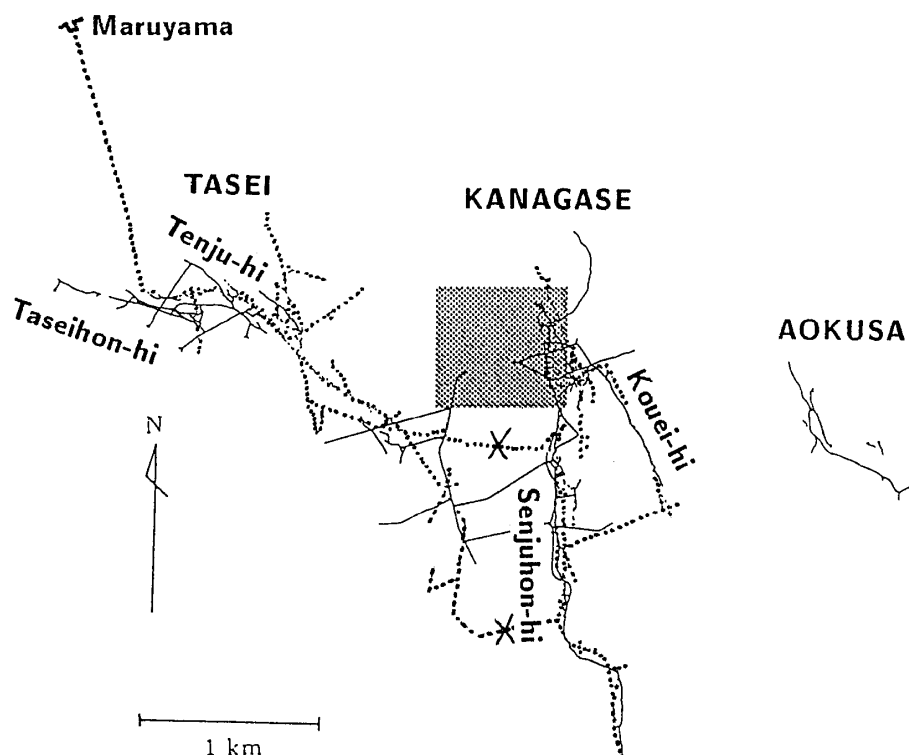


図3 生野鉱山の坑道 [生野鉱山提供]。実線：標高360～370mのレベルの坑道。鎖線：標高260～270mレベル（5 L）の坑道。図4に示されている範囲にハッチがかけられている。

Fig.3 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.4 is shaded.

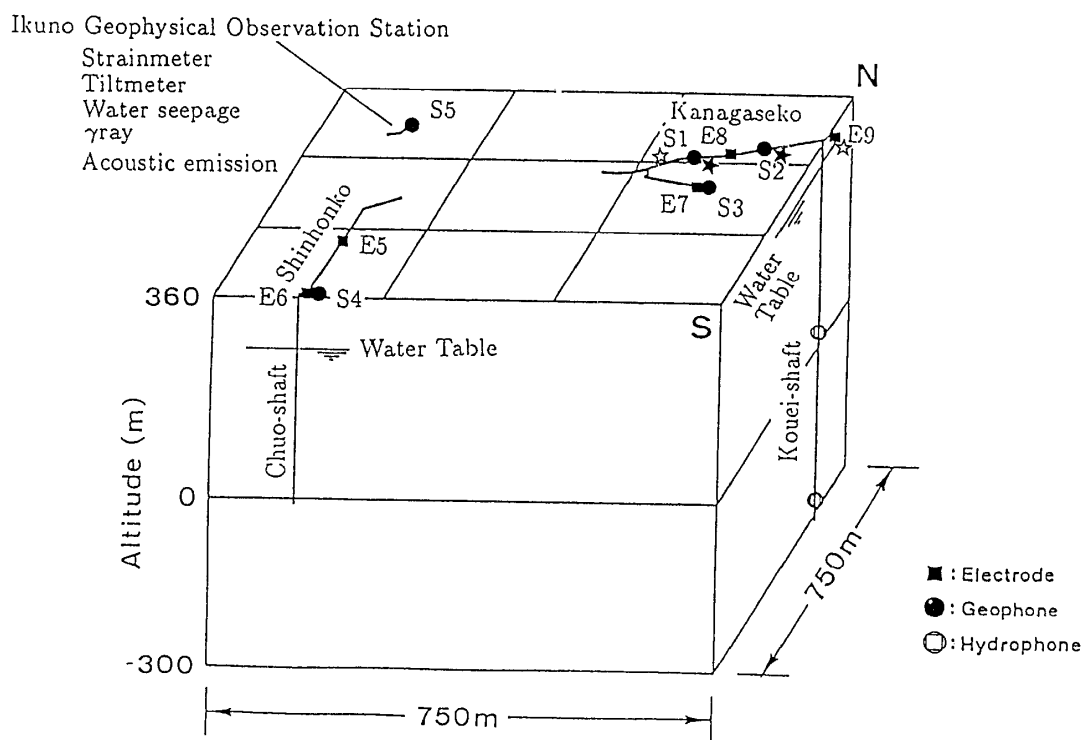


図4 坑道や竖坑と観測項目との3次元的位置関係。☆，★：比抵抗観測のための電極。

Fig.4 Schematics showing three-dimensional relationship of location between observation points, tunnels or shafts. ☆，★：poles for apparent resistivity.

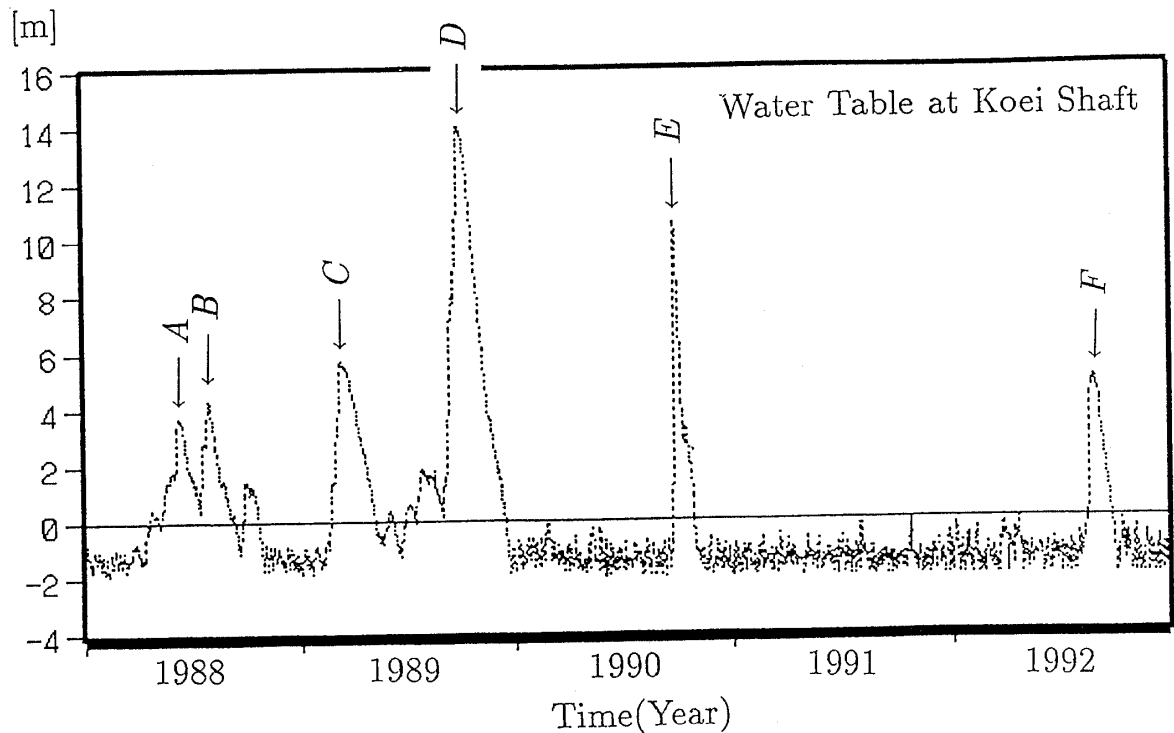


図5 光栄竪坑の1988年から1992年までの水位変化。標高約300mのレベルの水平坑道の床面を基準にした水位が示されている。図中の矢印と記号は、他の観測成分と比較し易くなるように水位の顕著なピークに付けたものである。

Fig.5 Change of underground water level at Koei shaft. Water level is shown referred to the floor of the tunnel of about 300 m altitude. To find correlation in the other figures easily, significant phases are marked by arrows with labels.

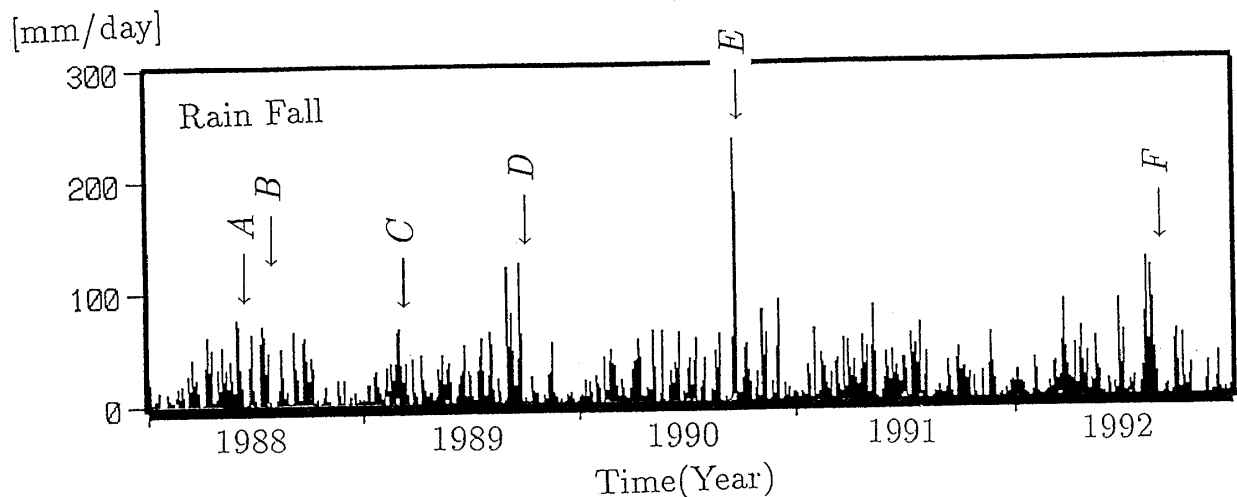


図6 生野鉾山の日雨量。ラベル付きの矢印は、光栄竪坑の水位の顕著なピーク。
Fig.6 Daily rain fall at Ikuno. Arrow with label: as in Fig.5.

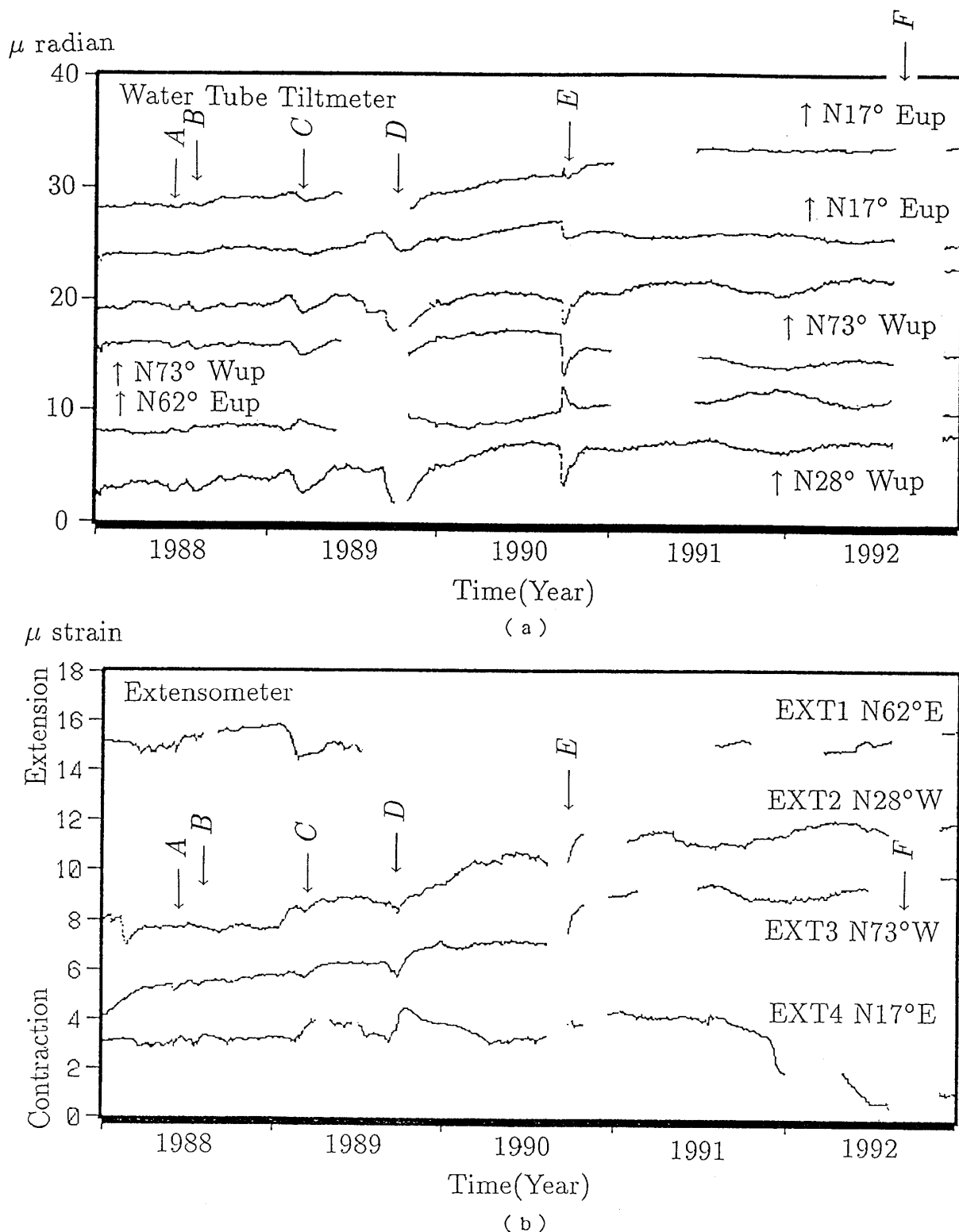


図7 生野地学観測室における地殻変動記録。生野地学観測室は、光栄堅坑や最も主要な鉱脈群から600mほど西に位置する（図4参照）。ラベル付きの矢印は図5に同じ。
 (a) 水管傾斜計の記録。(b) 伸縮計の記録。

Fig.7 Crustal movement observed at Ikuno Geophysical Observation Station.
 Ikuno Geophysical Observation Station is located about 600m west of Koei shaft or main ore veins of Ikuno mine, as shown in Fig.4. Arrow with label: as in Fig.5. (a) Water-tube tiltmeter. (b) Extensometer.

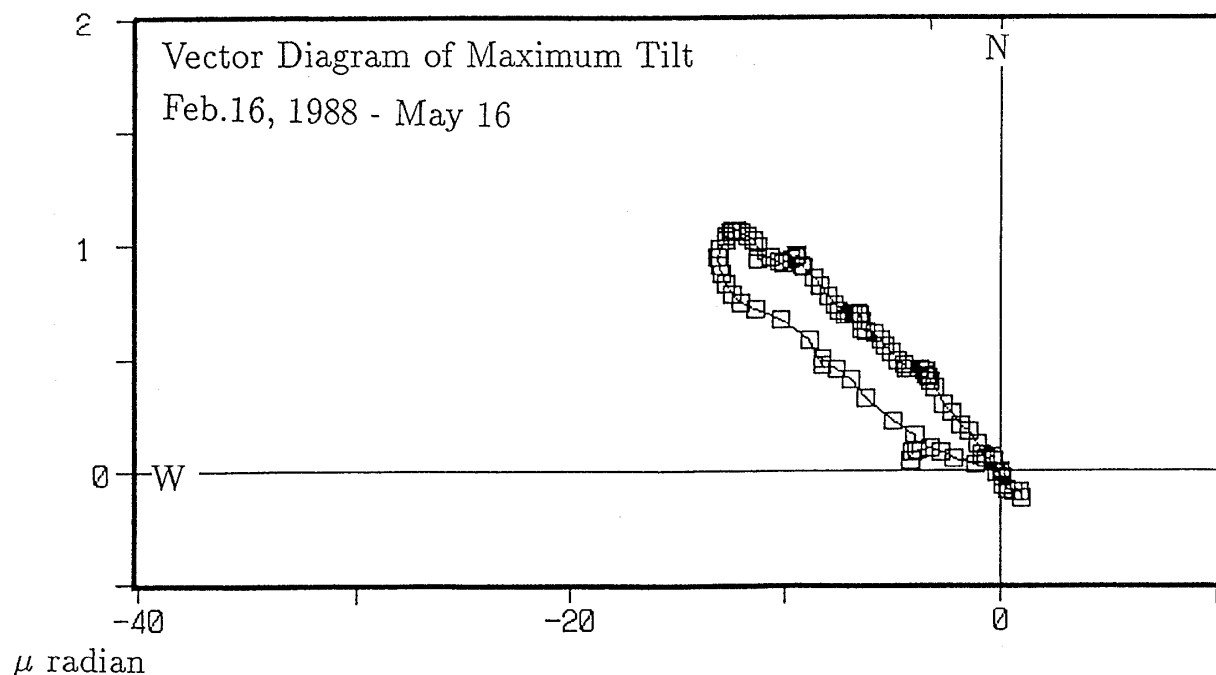


図8 顕著な水位変動期間中の最大傾斜方向のベクトル図の例。1988年2月16日から5月16日までの変動。

Fig.8 Example of vector diagrams showing direction of maximum tilt during significant rises of underground water from February 16 to May 16 in 1988.

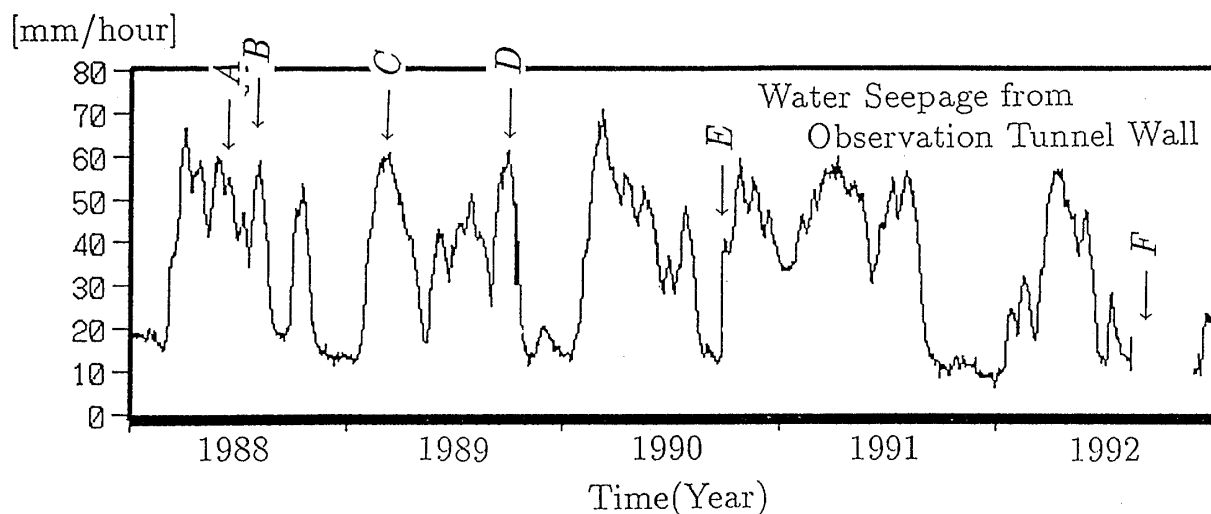


図9 生野地学観測室の観測トンネルの天井からしみ出している水の量。ラベル付きの矢印は図5に同じ。Phase AからPhase Dまでは、しみ出し水と光栄堅坑水位との対応が良い。しかし、それ以降は、しみ出し水と堅坑水位との対応は悪い。

Fig.9 Water seepage from ceiling of observation tunnel in Ikuno Geophysical Observation Station (IGOS). Arrow with label: as in Fig.5. In phases A, B, C and D clear correlation between water seepage at IGOS and water level at Koei shaft can be seen, while in the later part it can not be seen clearly.

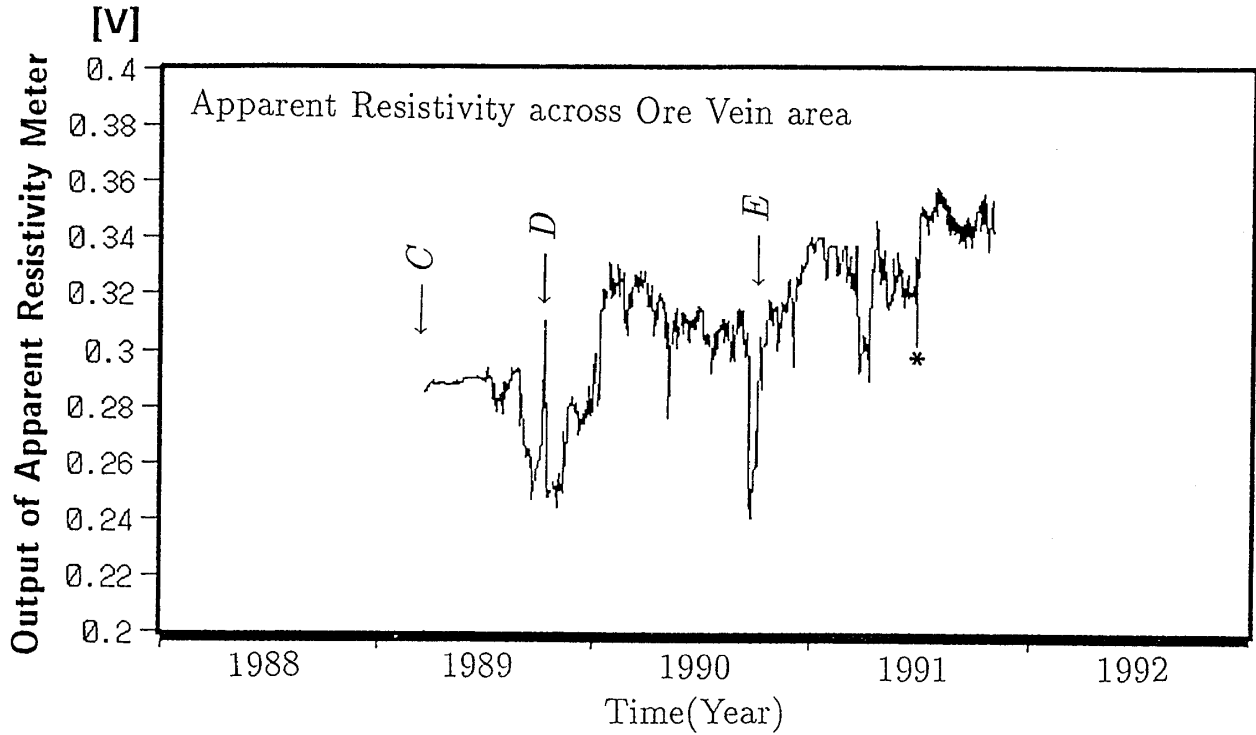


図10 金香瀬坑の鉱脈群をまたぐ測線の見かけ比抵抗の変化。縦軸は、比抵抗計の出力電圧。ラベル付きの矢印は図5に同じ。*印は信号ケーブルのトラブルによるノイズ。

Fig.10 Apparent resistivity across ore vein area in Kanagase-ko. Output voltage of the apparent resistivity meter is shown. Arrow with label: as in Fig.5. Asterisks show noises by damage to signal cables.

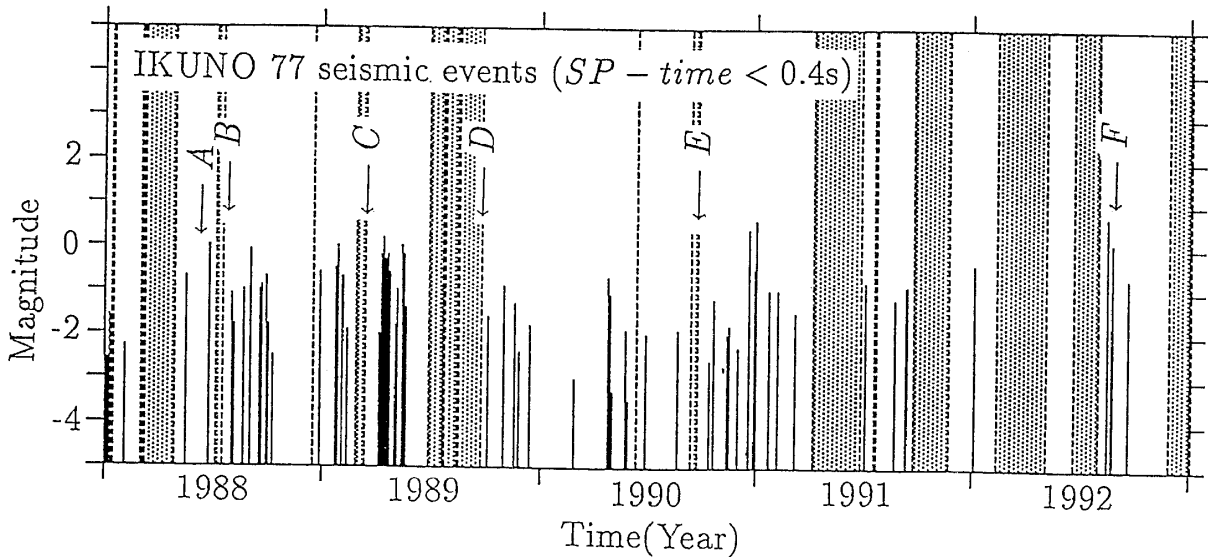


図11 地震観測点（図4のS1～S5）からの震源距離が約3km未満の地震の発生時系列。点線とハッチの部分は欠測。ラベル付きの矢印は図5に同じ。

Fig.11 Time series of seismic event with a hypocentral distance nearer than about 3 km from observation sites S1～S5 in Fig.4. No data were obtained in the periods that are shown by dotted line or hatched area. Arrows with labels: as in Fig.5.

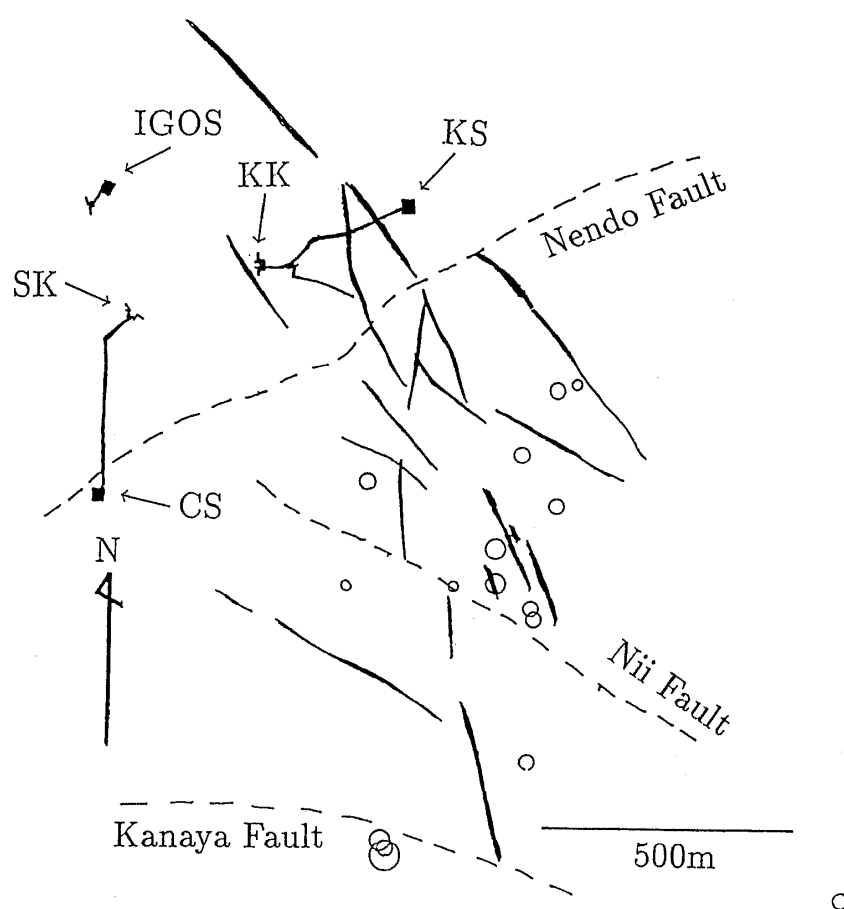


図12 観測地点を含む約1.5km四方の範囲の震源距離約2km未満の地震の震央図。1988年と1989年の $M < 1$ のデータ。地震は鉱脈の周辺、すなわち、生野地学観測室（IGOS）の南東側にしか発生していない。KS：光栄堅坑。KK：金香瀬坑。CS：中央堅坑。SK：新本坑。太線：鉱脈。破線：断層。

Fig.12 Epicentral map of seismic event that occurred nearer than about 2 km. Events in 1988 and 1989 are shown. Seismic events ($M < 1$) occur only in the ore vein region, namely southeast of Ikuno Geophysical Observation Station (IGOS). KS: Koei shaft, KK: Kanagase-ko, CS: Chuo shaft, SK: Shinhon-ko. Thick line: ore vein. Dashed line: fault.

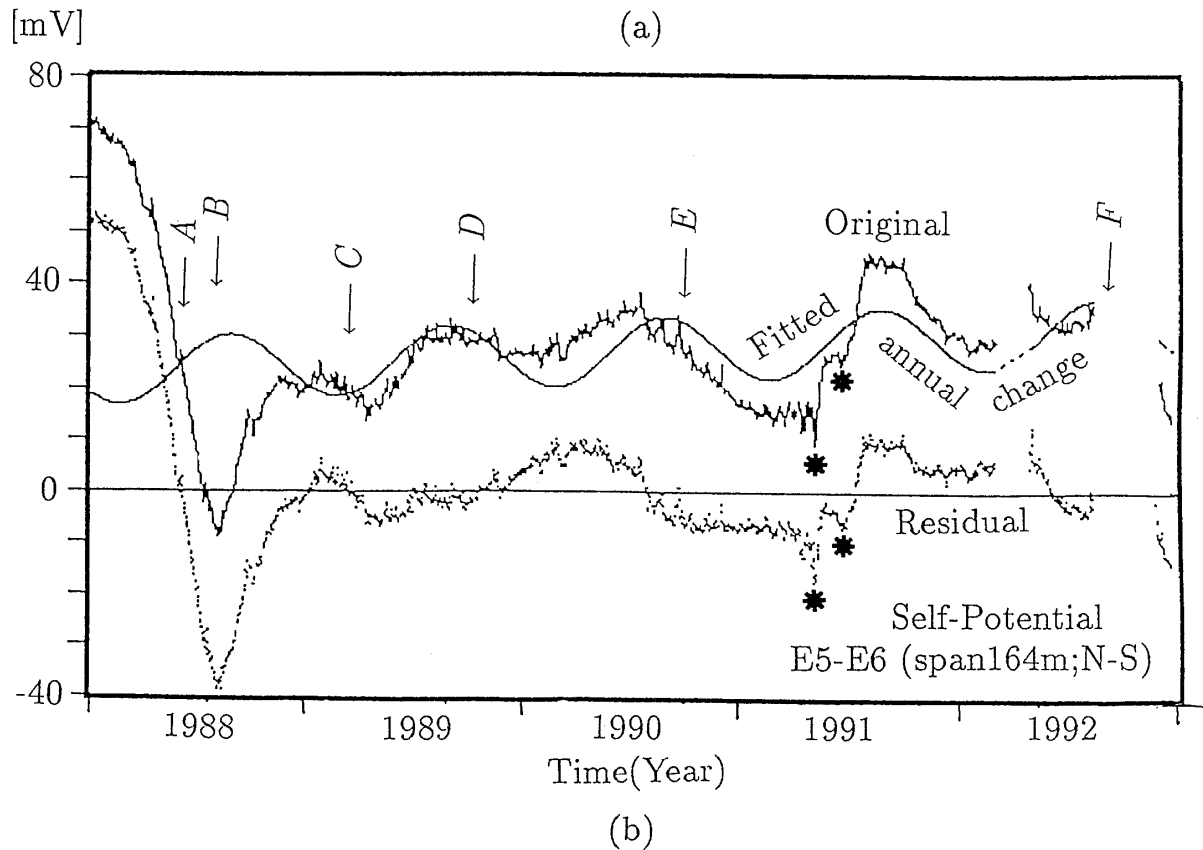
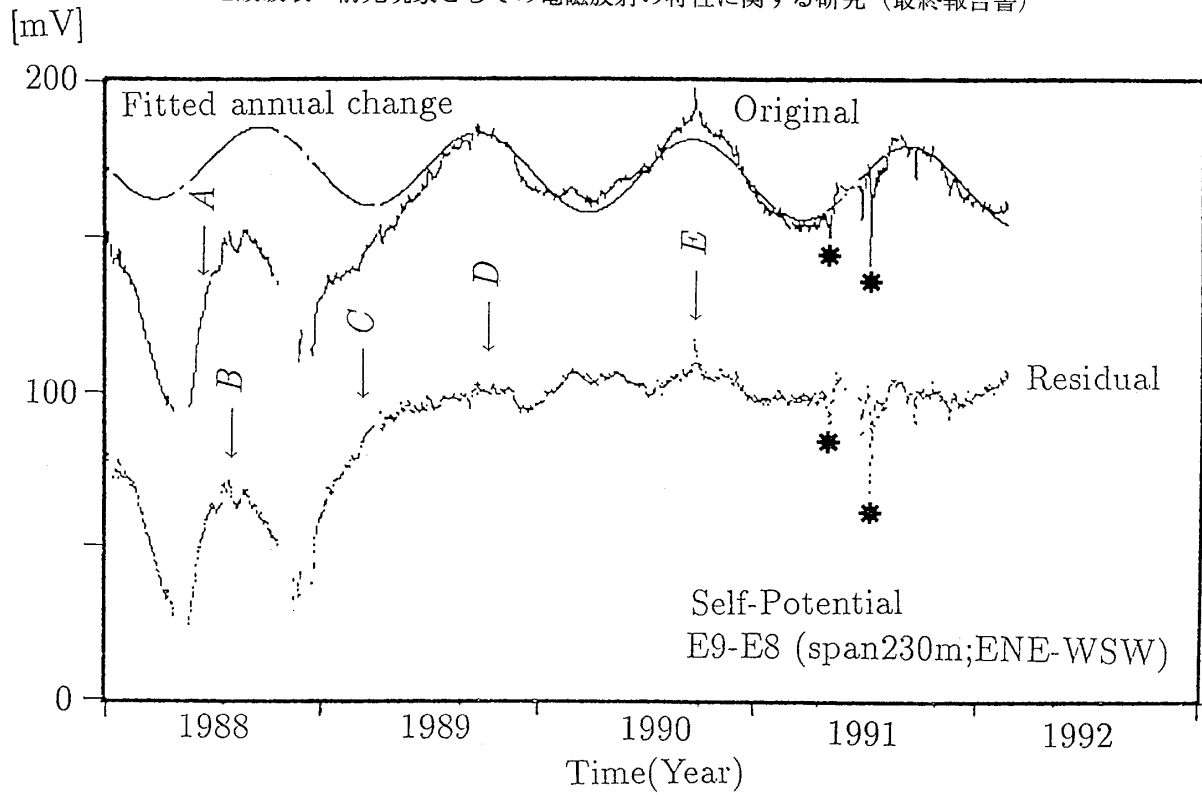


図13 自然電位のオリジナルデータ，フィットさせた年周変化および残差。1989年6月以降のデータに年周変化をフィットさせた。ラベル付きの矢印図5に同じ。アスタリスクは図10に同じ。(a) 金香瀬坑のE9-E8。(b) 新本坑のE5-E6。

Fig.13 Original data of self-potential, the fitted annual change and residual. Data after June 1989 are used for fitting. Arrow with label: as in Fig.5. Asterisks: as in Fig.10. (a) E9-E8 at Kanagase-ko. (b) E5-E6 at Shinhon-ko.

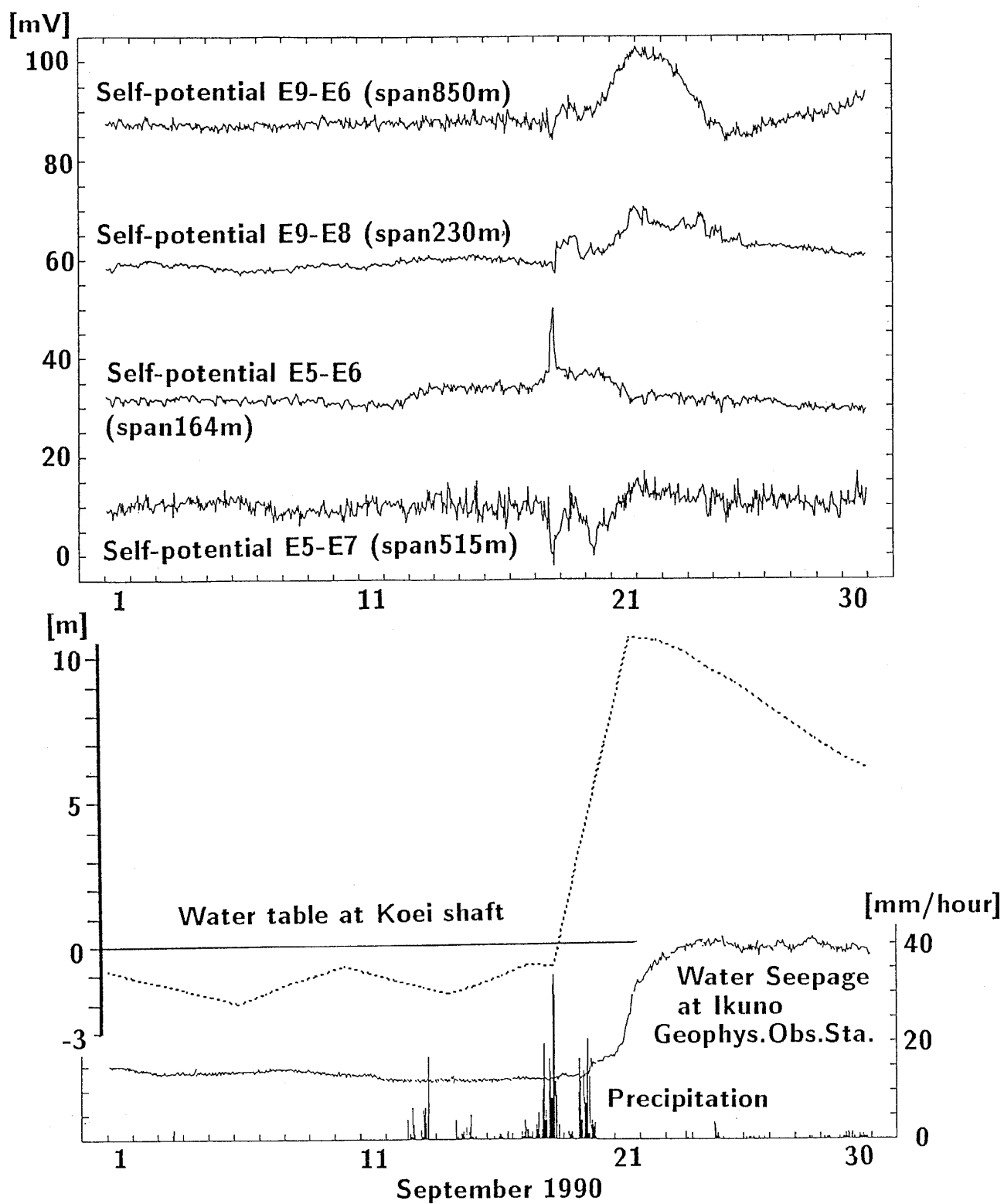


図14 1990年9月1ヶ月間の自然電位，光栄堅坑水位，生野地学観測室坑道のしみ出し水，降雨量。

Fig.14 Self-potential, water table at Koei shaft, water seepage at Ikuno Geophysical Observation Station, precipitation in September 1990.

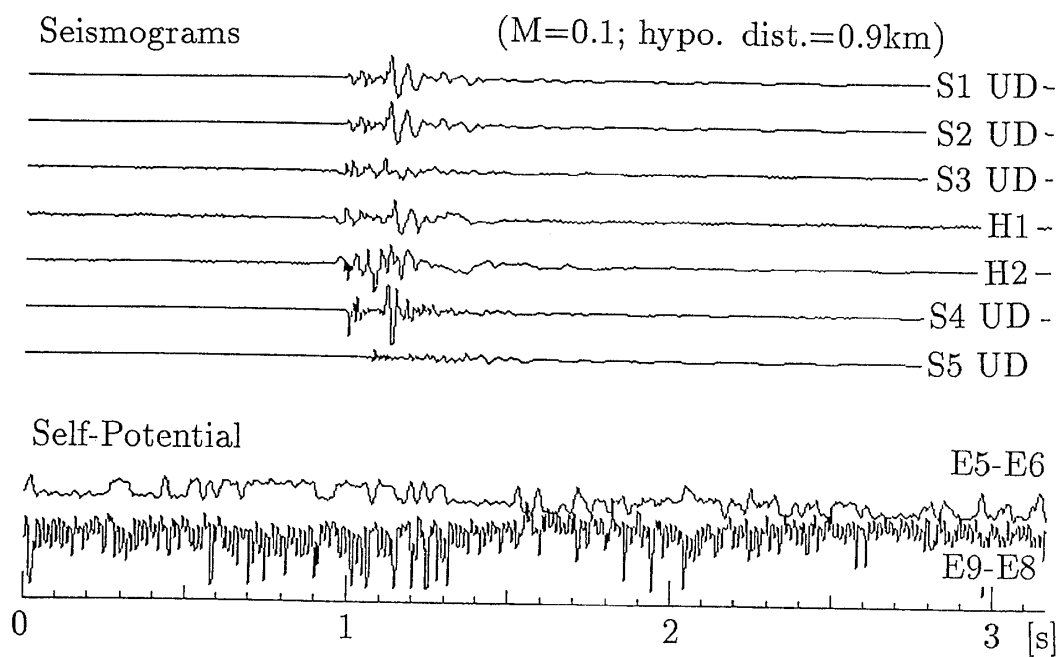


図15 震源距離0.9kmで発生したM0.1の地震の前後の自然電位差変化。約2kHzサンプル。
Fig.15 Change of self-potential before and after a seismic event with a magnitude of 0.1 and a hypocentral distance of 0.9 km. Sampling rate is about 2 kHz.

雷と大地の電磁気現象－誘導地電位の 卓越方向と落雷に伴う残留磁化－

Induced electric self-potential at the lightning and
rock magnetism of magnetization acquired by the strong
magnetic field at the lightning

富山大学理学部

酒井英男、小林剛、*加藤隆司、広岡公夫

京大防災研・穂高観測所

澤田豊明

岐阜西高校

中山武

帝国建設コンサルタント

鷺見武富

*：現在、MHIエアロスペースシステム

Hideo SAKAI, Tsuyoshi KOBAYASHI, Ryuji KATO, Kimio HIROOKA Toyama Univ.

Toyoaki SAWADA

Kyoto Univ.

Takeshi NAKAYAMA

Gifu Nishi high school

Taketomi SUMI

Teikoku Construction Consultants INC.

ABSTRACT

The study of the induced electric self-potential at the lightning has been made at several stations in Chubu area. The principal direction in the induced electric self-potential is observed at most of the stations. At the station near the active faulting, the principal direction is perpendicular to the azimuth of the fault. The temporary change of the principal direction is analyzed at three stations.

Lightning strikes sometimes cause the anomalous remanent magnetization underground. The area affected by the strong magnetic field at the lightning was examined by the rockmagnetic analyses. The induced magnetization in the soil indicates the exact point of the lightning strikes. Also, the distribution of the remanent magnetization suggests the path of the lightning current underground.

1. はじめに

雷現象に関連して、大地の様々な電磁気現象が生じる。本稿では、発雷に誘導される地電位変動の方向性の検討、および落雷に伴う大地の帯磁現象の調査結果を報告する。

中山他(1989)や酒井他(1991)は、跡津川断層や焼岳等で実施した短基線による地電位観測から、発雷時や磁気擾乱時に誘導される地電位変動に、その地域に固有な卓越方向が存在することを示唆した。今回は特に、中部地域3ヶ所の観測点に

おける、発雷時の地電位・卓越方向の経年変動を検討した。

岩石には落雷に起因して残留磁化を獲得することがある(例えばNagata, 1961)。従来、火山岩でのみ知られていたこの現象が宮城県の旧石器遺跡の堆積層で認められた結果について報告する。大地の帯磁現象の調査は、落雷電流の伝播とも関し、地電位観測の面からも興味を持たれる。以下では、まず発雷時の地電位変化を述べ、次に帯磁現象を述べる。

2. 発雷時の地電位変動

各地点の観測は、南北・東西の測線(間隔:25~100m)を1対または2対設定して行った。電極には炭素棒や鉛管を使用し、地下1~2mの深度に接地抵抗低減剤を用いて埋設した。配線にはコード内の誘導電流を極力防止する為、シールド線を用いた。記録収録は2チャンネル・データレコーダ(Iwatsu SES87)で行った。

地電位変動の解析は以下の様に行った。地電位の南北と東西の両成分に同時に現われた短周期変動の変化量を読み取り、スパン補正を施して単位をmV/kmに統一する。チャンネルの記録では、送り速度が1時間数cmであり、変化はスパンとして認められ、このスパン値を採用した。各変化(雷)による変動成分を、第1図の様に縦軸(南北成分)、横軸(東西成分)の図に白丸でプロットする。一群の発雷による地電位変化(プロット)を同一図に表わし、最小自乗法により卓越した変動方向を求める。図1には中部日本の11観測点で、1990年に求められた、発雷に伴う地電位変動の卓越方向(各観測点の典型例)を示している。

2-1. 変動卓越方向の経年変化

富山県朝日町・奥石谷観測点(朝日)は、京都大学・防災研究所の微小地震観測点であり、富山平野と飛騨山脈の境界を通る、北東-南西走向の黒菱山断層のほぼ真上に位置する。発雷時の変動方向は、図1に見る様に黒菱山断層の走向とほぼ直交する傾向を示した。活断層が近傍にある他の地点でも同様に発雷時の変動方向は、断層走向とほぼ直交した。富山湾周辺の観測点では海岸線に直交する傾向にある。こうした誘導電位の卓越方向は、断層破碎帯の低比抵抗層や海岸線効果の影響を受けて出現したと考えられる。

図2の①図は朝日観測点で得られた、1988~1991年における変動方向の経年変化である。磁気擾乱時に得られた変動も解析したが、同様な卓越方向を示した。この期間の卓越方向の変化はNW30°~75°の約45度の範囲にある。

焼岳の岐阜県側・麓の中尾地点(京大防災研・穂高観測所)および北側中腹の白水谷地点では、1990年から観測を行っている。山頂から約1.5kmの白水谷地点の地電位変動は、焼岳山頂方向を向く卓越方向が認められる(図1)。山頂から約3.5km離れた中尾地点でも同様に焼岳山頂を向く卓越方向を示した。図2の②図には、白水谷地点で1990~1991年に得られた卓越方向を示したが、1990年8月から9月にかけて30度近い変化が現れた。焼岳の山頂から中尾地区にかけて帯状の高温領域が示唆され(建設省、1991)、両観測点はこの高温帯に位置する。高温帯は電気伝導度が大きく、また山頂から麓に向かう温度勾配が存在する。こうした温度勾配が、地

電位の卓越方向を決定している可能性がある。変動卓越方向の経年変動と火山・地熱活動の変化との相関が示唆され、今後検討すべき課題と考えられる。

図2の③図は、岐阜県・根尾谷断層南端の外山地区での卓越変動方向の経年変化を示している。観測地は、草地である。卓越方向は $NW20^{\circ} \sim NW40^{\circ}$ の範囲にあり、変化量は比較的少ない。この方向は根尾谷主断層の走向方向に相当するが、近傍に直交する派生断層の存在も示唆されており、他の跡津川断層や黒菱山断層と同様に断層破碎帯の低比抵抗層が原因と考えられる。

卓越方向の経年変化は、大きさに違いがあるものの各地域で認められた。地電位変動の周期を考慮すると、発雷時の変化は観測点近傍の比較的浅部の比抵抗構造に支配されており、その異方性の為に変動卓越方向が存在すると考えられる。逆に卓越方向は地下の電気伝導度や地殻構造に関する情報源となるかも知れない。また、変動卓越方向の経年変化は、地殻の応力状態や地熱活動に伴う地殻の電磁気物性の異方性の時間変化を示唆する可能性もある。誘導電位の源である雷の発生地点の情報も入れて、更に調査・検討を進める必要がある。

3. 落雷に伴う大地の帯磁現象

従来、落雷に伴う磁化について、以下の3種の獲得機構が報告されている。

- ① 落雷時の大電流で生じる数100mTの直流磁場により周囲岩体が磁化（等温残留磁化）を獲得する（Matsuzaki et al, 1954; Cox, 1961; 中島・広岡, 1982）。
- ② 落雷の脈流電流が地磁気の直流磁場と重なり、非履歴残留磁化が獲得される（Nagata, 1961）。
- ③ 落雷時の大電流が落雷地点を急加熱・急冷却し、この過程で熱残留磁化が獲得される（イワ・ボルツァの日記の日記でできた塔への落雷例；東大総合資料館・千代延氏私信, Sakai, 1980）。

宮城県色麻町の大原B・旧石器遺跡（図3）で、落雷に伴う帯磁現象を検討した。同遺跡の3m×7mの範囲で、堆積物を329個の定方位試料として1インチ角のプラスチック・ケースで採取し、その磁化を測定した。図3には、各試料の残留磁化の方位を矢印で偏角方向を、長さで伏角を表している。東側の領域に、同心円に沿う磁化方向の変化が顕著に認められる。

図4(A)は、図3の東側の領域における磁化強度の分布を示した。図3の磁化方向で認められた同心円の、中心（落雷地点）から離れるに従って、磁化が弱くなる傾向がある。これらの特徴は上記の獲得機構①の場合に当たり、落雷時の直流電流が作る円周磁場が、土壤を帯磁させたことを示唆する。磁化の回転方向は反時計回りであることから、落雷時の電流が地上から空中に向かったと推測される。図4(B)図に示す同地域のプロトン磁力計による全磁力探査（センサー高度15cm）では、落雷地点の周辺は負の異常域として現れている。落雷地点が反時計回りで伏角が浅い磁化に帯磁され、地磁気を打ち消す磁場を生じている為と考えられる。

図4(A)の磁化の強い領域は、落雷地点から西側に延びている。また図3西側の領

域の磁化には、西方向に偏った方向を示す分布が東西に線状につながる。これらの分布は、西側の領域から落雷地点まで地面を伝播した電流の軌跡を示唆する。図6に、磁化方位と磁化強度の分布から推定された、落雷電流の軌跡を模式的に示した。

段階的な交流消磁実験の結果、落雷地点の近傍の試料では、堆積時の磁化は落雷時に獲得された等温残留磁化と置き変わっており（図6）、人工的な等温残留磁化との比較から、落雷時の磁場は80mT以上と推測された。

堆積物における落雷に影響された磁化の報告例は無いが、本稿から、磁化特性の調査が、落雷の大地への電磁気影響を探る手段となることが示された。空中電磁場の大地に関連する電磁気現象として、地電位変動の卓越方向との関係も含めて、今後興味深いテーマと考える。

謝辞

地電位観測に当り、京大防災研地震予知センター・上宝観測所に御協力頂いた。残留磁化試料の採取の際、東北歴史資料館の山田晃弘氏に便宜を図って頂いた。金沢大学の長尾年恭氏には有益な助言を頂いた。以上の方々に感謝致します。

参考文献

- Cox, A., Anomalous remanent magnetization of basalt, U.S. Geol. Surv. Bull., **1083 E**, 131-160, 1961.
- 建設省・北陸地方建設局・神通川水系砂防工事事務所, Sabo Now, 1991.
- Matsuzaki, H., Kobayashi, K. and Momose, K., On the anomalously strong natural remanent magnetization of the lava of Mt. Utsukushi-gahara. J. Geomag. Geoelectr., **11**, 53-56, 1954.
- Nagata, T., Rock Magnetism, 350p., Maruzen, 1961.
- 中島正志・広岡公夫, 福井県雄島安山岩の落雷による異常帯磁について、福井大学教育学部紀要, **11**, 79-88, 1982.
- 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, 宝立における電磁気観測. 京都大学防災研究所年報, **32 B-1**, 1-11, 1989.
- Sakai, H., Dr. Thesis, Osaka University, 1980.
- 酒井英男, 平井徹, 沢田豊明, 中山武, 和田博夫, 三雲健, 焼岳における電磁気観測（序報）. 京都大学防災研究所年報, **34 B-1**, 343-354, 1991.

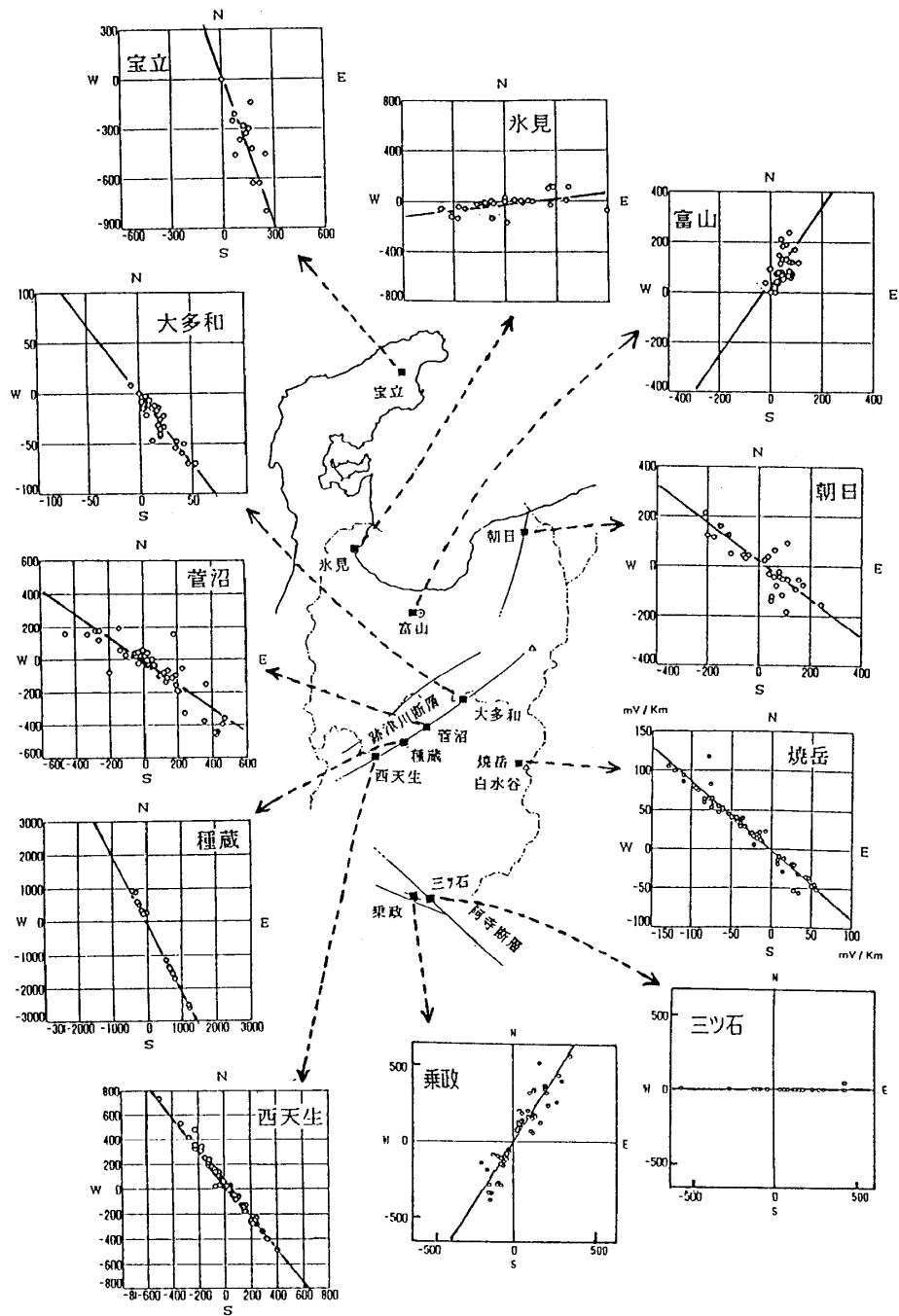


図1: 中部地域の地電位観測点と得られた変動卓越方向。各データの縦軸、横軸の単位はmV/km。

Fig. 1 Location of the stations for electric observations and the principal directions of the induced electric self-potential.

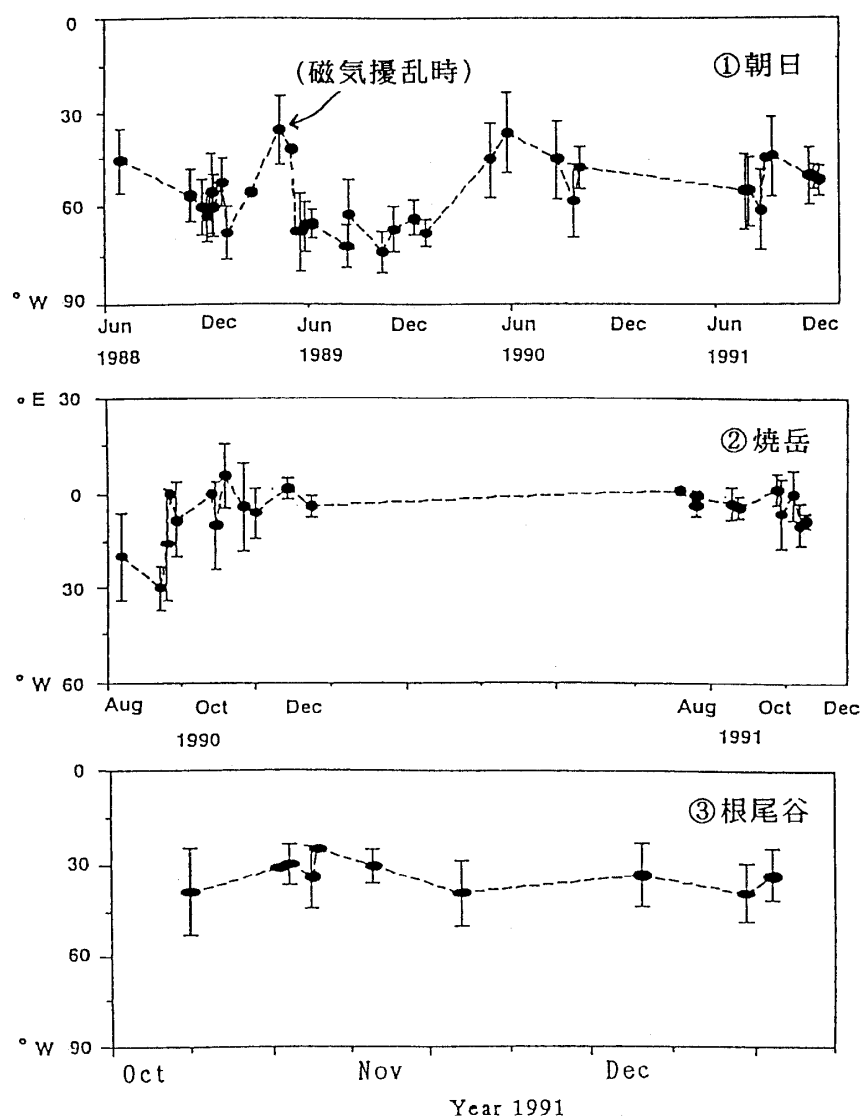


図2: 発雷時に得られた地電位変動の卓越方向の経年変動。

①朝日観測点 ②焼岳観測点 ③根尾谷観測点

Fig. 2 Temporary variation of the principal direction in the induced electric self-potential at the lightning.

(1) data at the Asahi station from June 1988 to December 1991.

(2) data at the Yakedake station from August 1990 to December 1991.

(3) data at the Neodani station from October 1991 to December 1991.

図3: 落雷に伴う大地の帯磁現象が見られた
宮城県色麻町大原B遺跡(右)。
下図は、残留磁化方向の分布を
試料採集地点の矢印で示した。

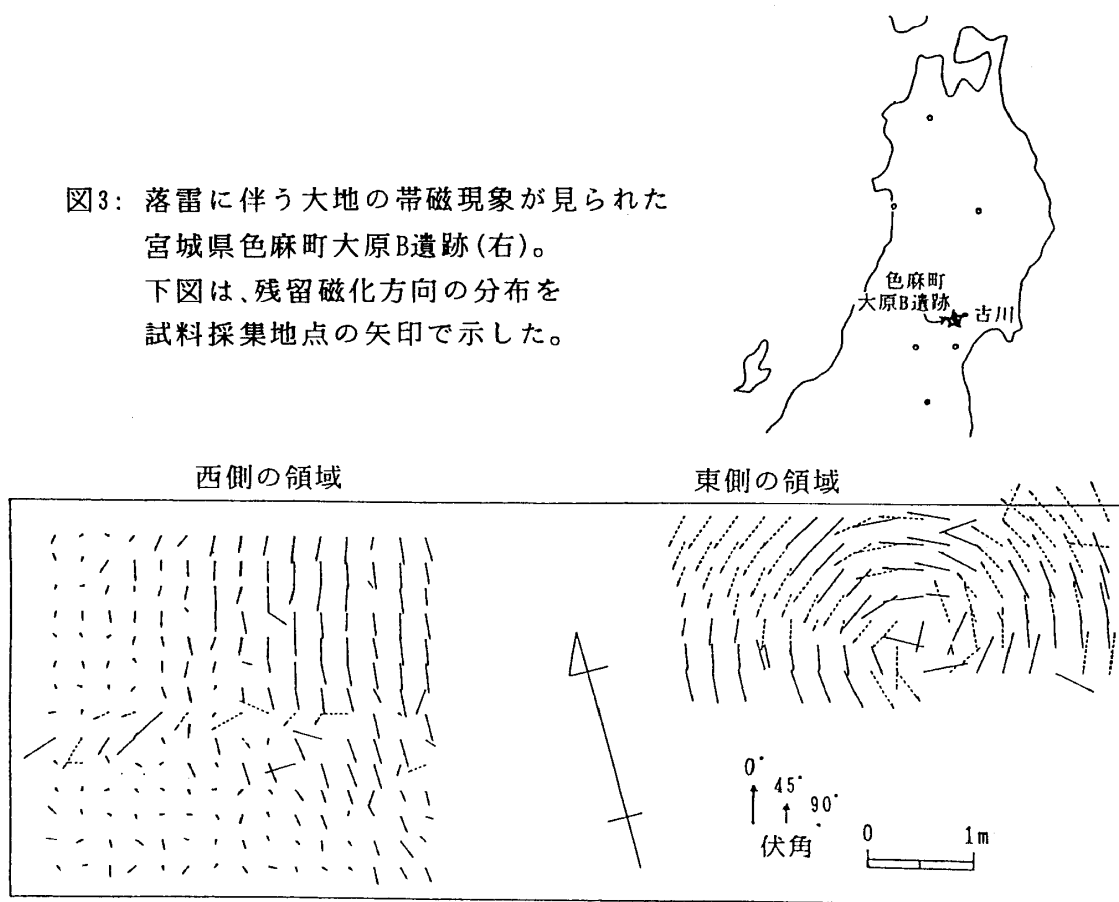


Fig. 3 The upper figure shows the area where the lightning strikes, archaeological site "Ohara B site", Miyagi Prefecture. The lower figure shows the distribution of the direction of the remanent magnetizations by the arrow.

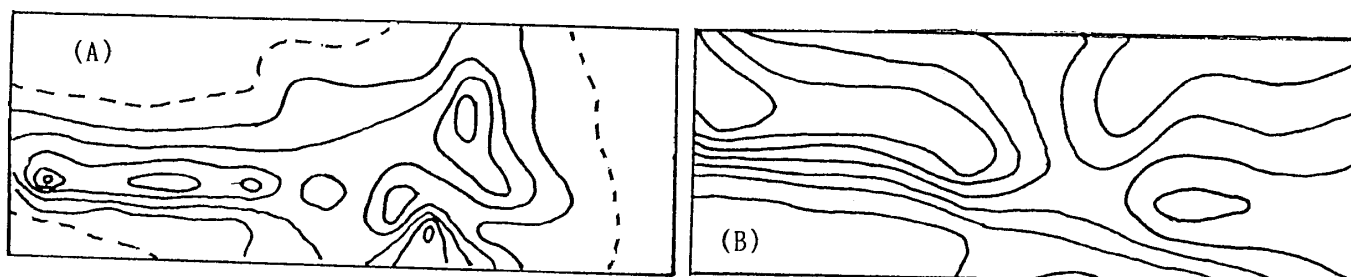


図4: 図3の東側の領域における残留磁化強度の分布(A)とプロト磁気探査で得られた全磁力の分布(B)。磁化強度の比較的強い領域は実線で示した。
Fig. 4 (A): Contour map of the intensity of remanent magnetization.
(B): Contour map of the total magnetic field. Bold line shows the strongly magnetized area.

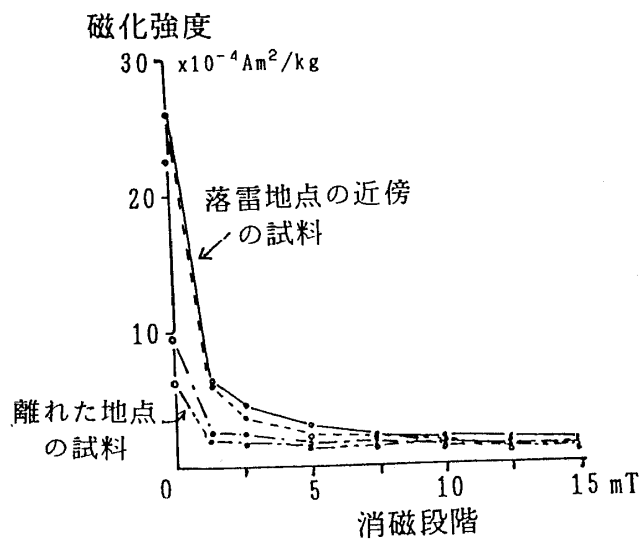


図5: 段階的な交流消磁実験の例。

Fig. 5 Examples of the successive alternating field demagnetization experiment.

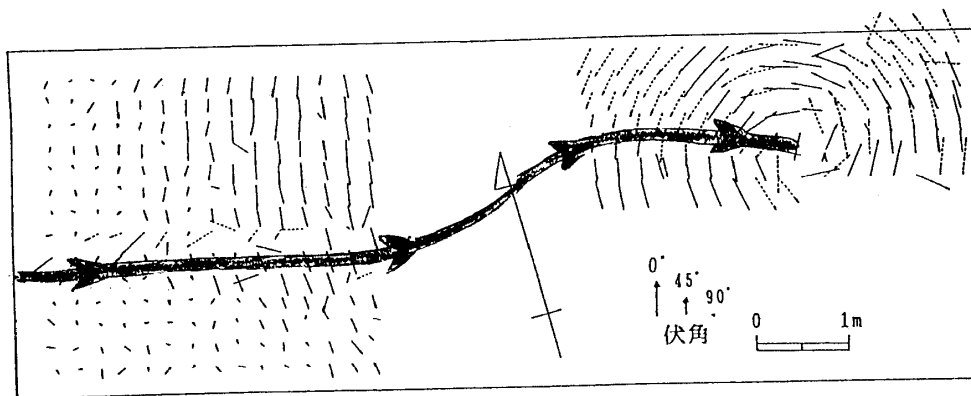


図6: 落雷の際に流れたと考えられる電流の軌跡。

Fig. 6 The path of the electric current at the lightning inferred from the magnetization in the soil.

岐阜県神岡町二十五山での発破の際の 電磁気観測

Electromagnetic phenomena generated by the explosion experiment
at Kamioka, Japan

加藤剛之, 酒井英男

富山大学・理学部

岡田敏美

富山県立大学・工学部

Takeshi Kato, Hideo Sakai Toyama Univ.

Toshimi Okada

Toyama Prefectural Univ.

ABSTRACT

Electric and magnetic features of the impulsive waves were measured at quarry explosion.

The measurement of the electric self-potential was made by the four electrodes arranged in the northeast line through the explosion point. The distance of the each electrode from the explosion point ranges from 40m to 110m. The explosion was induced by 11.4 kg dynamite and 325 kg ANFO placed at the ground surface. Twice explosions with the time interval of 25 msec were set up and practiced. Extinct changes in electric self-potential were observed in two successive times by plural electrode couples. These changes in self-potential correspond exactly to twice explosions, respectively. There is a possibility that the first change in self-potential may have been caused by the ignition current of the detonators used at the starting of the explosion. The analysis shows, however, that the second change in self-potential had no relation to the ignition current. When the propagation speed of the change in self-potential was calculated using the time between the explosion time and the time of change in self-potential, the speed was estimated to be more than 100 km/sec.

No clear electromagnetic radiation (VLF) was observed at the distance of 80m from the explosion point.

1. はじめに

地震や火山活動などの地殻活動の前後に出現する物理現象のひとつに電磁気現象がある。地下の応力変化や微小破壊などにより、地電位や地磁気に異常が現われる。また電磁波放射が起こることも観測されており、室内実験でもこのような種々の変

化が確認されている(Mizutani et al.; 1976, etc.)。

人工地震などの岩石破壊では爆破の時間と場所がはっきりしているので、電磁気諸現象の観測には都合が良い。日本でも人工地震に際した電磁気観測が数例、報告されている(山田・村上; 1982, Sakai et al.; 1992, 酒井ほか(1993); etc.)。本稿では、岐阜県神岡町二十五山の露天掘りの現場で、発破をかける際に行なった電磁気観測(地電位、電磁波放射)の結果を報告する。

2. 観測状況

図1上の神岡町の実験現場において、1992年11月18日に碎石発破が行われた。現地は標高1200m以上の山頂付近であり、同様な爆破を用いたSakai et al. (1992)などの調査と異なり、爆破点は地中ではなく地表高の4m地点にあった。爆薬として、ANFO (Ammonium Nitrate Fuel Oil Explosives, 70林爆薬)325kg、伝爆薬として200gのダイナイト57本を使用した。発破をかける際の爆薬の配置を図2に示す。爆破は、碎石を効果的に行う為に二段に分けて行われた。2回の爆破の間隔は25msecに設定された。雷管電流は一段目の爆発の際にだけ利用されており、爆破の技術により25msec後に二段目の爆破が起きる様に設定されている。

地電位観測の電極には塩化鉛電極(25cm)を使用し、各電極は十分に地中に隠れる深さに接地抵抗低減剤を入れて埋設した。爆破点から北東方向、図1に示す直線上に3つのダイポール(電極対 1-4, 1-3, 1-2、各々の電極間隔は70m, 50m, 30m)を設け、更にそれに直交する様に1つのダイポール(電極対 A-B、電極間隔は30m)により地電位を観測した。以下では各電極対を、S. P. 1-2, S. P. 1-3, S. P. 1-4, S. P. A-Bのい様に示す。併せて、電極2と電極4の2地点で、ショックセンサーにより弾性波を観測した。各記録をA. E. 2およびA. E. 4と称す。また、爆破点から80mの電極4の地点で、ループアンテナにて水平2成分のVLF帯域(10~10kHz)の電磁波の検出を試みた。

電磁波はサンプリング周波数10kHz、地電位と弾性波はサンプリング周波数2.5kHzで、DATレコーダー(ソニー製 PC-116)に収録した。その後、データロガー(TEAC製 DR-F1)によってフロッピーディスクにデータを転送し、ワークステーション(SUN社製 SPARC-STATION IPC)を用いて解析した。解析には、SAC(Seismic Analysis Code)プログラムを用い、各データの周波数特性をFFTで調べ、パワーライン(60Hz)等からの人工ノイズと思われる周波数帯はバンドパスフィルターにより除去した。

3. 観測結果

3-1. 地電位

図3に、爆破前後1秒間の地電位と弾性波の記録を示す。爆破点から直線上に設置した電極対、① S. P. 1-2 ② S. P. 1-3 ③ S. P. 1-4 の記録には、いずれも弾性波到達前に2回のスパイク状の変化がみられる。図6に示した2つの弾性波記録(A. E. 2とA. E. 4)から、弾性波の走時差はおよそ0.04秒と読み取れる。そこから見積られるショットタイムは、

図3の地電位変化の図に示す様に最初のピークに対応する。各成分のレベルを合わせてあるが、この図では3成分の地電位の最大のスパイク状の変化量は、電極間距離とは比例していない。図4に測線上の各電極で認められた地電位の値と変化量を示している。爆破点から50m付近を負のピークとする電場変化が生じている。

図5に、爆破前後0.05秒間の地電位と弾性波の記録を拡大して示す。図3ではそれ程明らかでなかった2つのピークに対応する変化がより明確に見られる。さらに時間軸を拡大して爆破0.0025秒後の近傍のピーク変化を図7に示すが、変化は同時にでており、少なくとも100km/sec以上の速さで伝播したと考えられる。2つのピークの差はおよそ25msecである。以上の結果は、爆発が2回起こったこと（振幅比が約3倍であることから2回目はかなり大きい）と、2回の爆発に伴ってそれぞれ伝播速度の非常に速い短周期の地電位変化が起こったことを示唆しており、後で述べるように地電位変化は、雷管電流による変化ではないと考えられる。

また図5をみると、爆破点から直線上に設置した地電位3成分に見られる10mVを越す様な顕著な変化は、これと垂直に設置した地電位には現れていない（対応する変化は1mV程度である）。この事は電位変化の爆破点からの距離・方向との関連を示すもので考察で議論する。

3-2. VLF電磁波観測

図6にVLF電磁波の水平成分（爆破点から80m）の観測結果を、弾性波のAE2（爆破点から80m）とAE4（爆破点から40m）の記録と共に示した。爆破点から放出されると考えられる電磁波に対して、垂直面で1成分、水平な面で1成分を観測したが、垂直成分が欠測となった。しかし、爆破点からの電磁波の電磁場の変動は水平成分のアンテナを横切るので、水平成分の記録には変化が予想される。

VLF電磁波の変化は爆破直後には見られない。shot timeから0.22秒後に現れる変化は、ループアンテナの設置地点に弾性波が到達する時刻より遅れて現れた変化であり、変化がshot地点から来たとして伝播速度を見積ると、約350m/secとなり、空気中を音が伝わる速さとほぼ同じである。今回の爆破では上空に逃げたエネルギーがかなりあると考えられ、空気中を伝わった音波あるいは衝撃波によってループアンテナが揺すられて誘導電流が流れた可能性がある。しかし音波による誘導電圧の定量的検討は今後の課題である。

爆破後約0.3秒後、ループアンテナのおかれた位置の弾性波に大きな短周期変動がみられ、VLF電磁波にもそれに対応して変化がみられる。図8はVLF電磁波と、弾性波（爆破点から40m）のスペクトル・アナライザによる出力（時間分解能20msec、周波数分解能60Hz）である。縦軸は0～8kHzまでの周波数を、横軸は時間を示す。この図でもやはり爆破時刻の周辺でVLF電磁波の顕著な放射は認められないが、爆破後約0.3秒から変化が見える。この爆破0.3秒後の変化は、爆破で破壊され飛来した岩石がループアンテナの近くに落ちて、それによる振動をショックセンサーとループアンテナが検出したのかもしれない。しかし、

爆破後現場を見た限りにおいては、ル-777付近に岩石が飛んできた形跡はなかった。

4. 考察

爆破に伴う短周期の電位変化の原因として、以前から雷管に流れる電流の影響が考えられていた。今回の爆破では、ミレコト電気雷管を用いており、雷管に電流が流れる時間は1msec程度である。今回の碎石発破では、まず一段目の爆発があり、25msec遅れて二段目が爆発するという系であった。爆破の為の雷管電流は、一段目の爆発の直前(1msec以内)に一瞬だけ流れている。図6に示した様に、25msecの間をあけて2回の地電位変化が現れているのは、2回の爆破にそれぞれに対応して起きたと結論できよう。1回目の地電位変化は、雷管電流の影響を受けた可能性は考えられるものの、少なくとも2回目の地電位変化は雷管電流とは無関係であり、純粋に爆破に伴うものと結論できる。

図5では、爆破点から直線上に設置した地電位3成分に現れた10mVを越す顕著な変化は、これと垂直に設置した電極間の地電位には現れていない。これは、電位変化が爆破点から放射状に、ほぼ同速度で広がっており、そのために爆破点からほぼ等距離にある電極間(垂直成分)で変化が相殺されたと推測される。

図3を見ると、弾性波の到達後、地電位各成分に振幅の小さな5~6Hz程度の緩やかな変動がみられる。これは、電極が揺さぶられることによって生じる接触電位の変化が原因ではないかと考えられる。

1991年10月に富山県大山町で人工地震の合同観測の際に行われた電磁気観測では、伝播速度が弾性波の2倍以上で、図9に示す様な周期の長い地電位の変化が観測されている(酒井ほか、1993)。しかし今回の観測では、地電位の変化は非常に速く伝わり、また短周期の変化であるとの結果を得た。また、大山町の観測では爆破1秒後以降で数mVの地電位のレベル変化が認められた(図10)。今回の観測では図2でも見られる様に顕著なレベル変化は認められない。図11では、収録データを25msec毎に平均し、さらに縦軸の電位のスケールはかなり拡大して検討した。S.P. 2-4(上図)およびS.P. A-B(下図)の地電位は、爆破後の2秒間で変化があるが、3~8秒までの地電位は爆破前と同レベルである。8秒以降の変化は人工ノイズである。

人工地震による地下構造調査の場合はケーシングを用いて、地中で爆薬を爆発させる。爆発のエネルギーは地中に放出され、地電位の変化なども地中を伝わっていく。また、爆破による地下物質の比抵抗や含水率などの化し、さらに地中の水の流れによる流動電位の発生なども予測される。実際、人工地震(大山町)の前後では、爆破坑周辺で比抵抗と全磁力に変化がみられた。この様な地中で起こる様々な変化が、周期の長い地電位変化や、地電位のレベル変化として現れると考えられる。

それに対して、今回の発破では地下でなく地上で爆薬を爆発させている。爆発のエネルギーは地表の岩石の破壊に消費され、また多くが上空に放出されるため、爆発は

それほど地中に影響を与えないと考えられる。今回、爆破前後の比抵抗や全磁力の変化は観測しなかったが、恐らく変化は殆どなかったと思われる。そのために、地電位には地表面を伝わる非常に速い変化のみが現れ、また顕著なバール変化が現れなかったと考える。

今回の伝播速度の速い地電位変化の原因としては、岩石の破壊面での電離による電荷の放出、界面流動電位(Mizutani et al., 1976)、圧電効果（ピエゾ効果）が考えられる。破壊面の電離による電荷放出があれば電磁波放射も生ずるが、大山町の人工地震時(酒井ほか, 1993)と同様に、爆破に伴う顕著なVLF帯域の電磁波放射は検出されなかった。破壊面の電離説は考えにくい。また今回の爆破は地表付近であり、流動電位も起きにくい。このことから圧電効果の可能性をここでは考えている。圧電効果は、爆破時の外力による応力に対応してイオン結晶が電気分極を生じ、岩石の結晶方位が揃っている場合に電位差が生ずる現象である。

今回の地電位変化がこの圧電効果であった場合、地電位変化が電極間距離に比例しなかったことについては、地中岩石の結晶方位の異方性が影響したのかも知れない。

5. まとめ

弾性波到達前に現れた地電位変化が雷管電流の影響ではなく、爆破にともなうものであることが確認された。変化の伝播速度は弾性波に比べて非常に速く、岩石の圧電気効果が原因として考えられる。

謝辞

採石発破の際の電磁気観測を許可して頂きました、神岡鉱業(株)にお礼申し上げます。また、同探査課の桜井若葉氏、岡田洋一氏には観測に当り便宜を図って頂きました。富山大学学生の高原秀夫氏、里見雅博氏、山田剛士氏には観測の補助をして頂き、浅井康広氏には解析の補助をして頂きました。以上の方々に感謝致します。

参考文献

- Mizutani, H., T. Ishido, T. Yokokura and S. Ohnishi, Electrokinetic phenomena associated with earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 365-368, 1976.
- Sakai H., H. Oda, T. Nakayama and H. Doi, Electromagnetic changes at explosion seismic experiment, *J. Phys. Earth*, **40**, 447-458, 1992.
- 酒井英男、小林剛、岡田敏美、芳野赳夫、早川正士、富沢一郎、中山武、太田健次、人工地震に伴う電磁気現象、防災科学技術研究所研究資料、第157号、287-318、1993.
- 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.

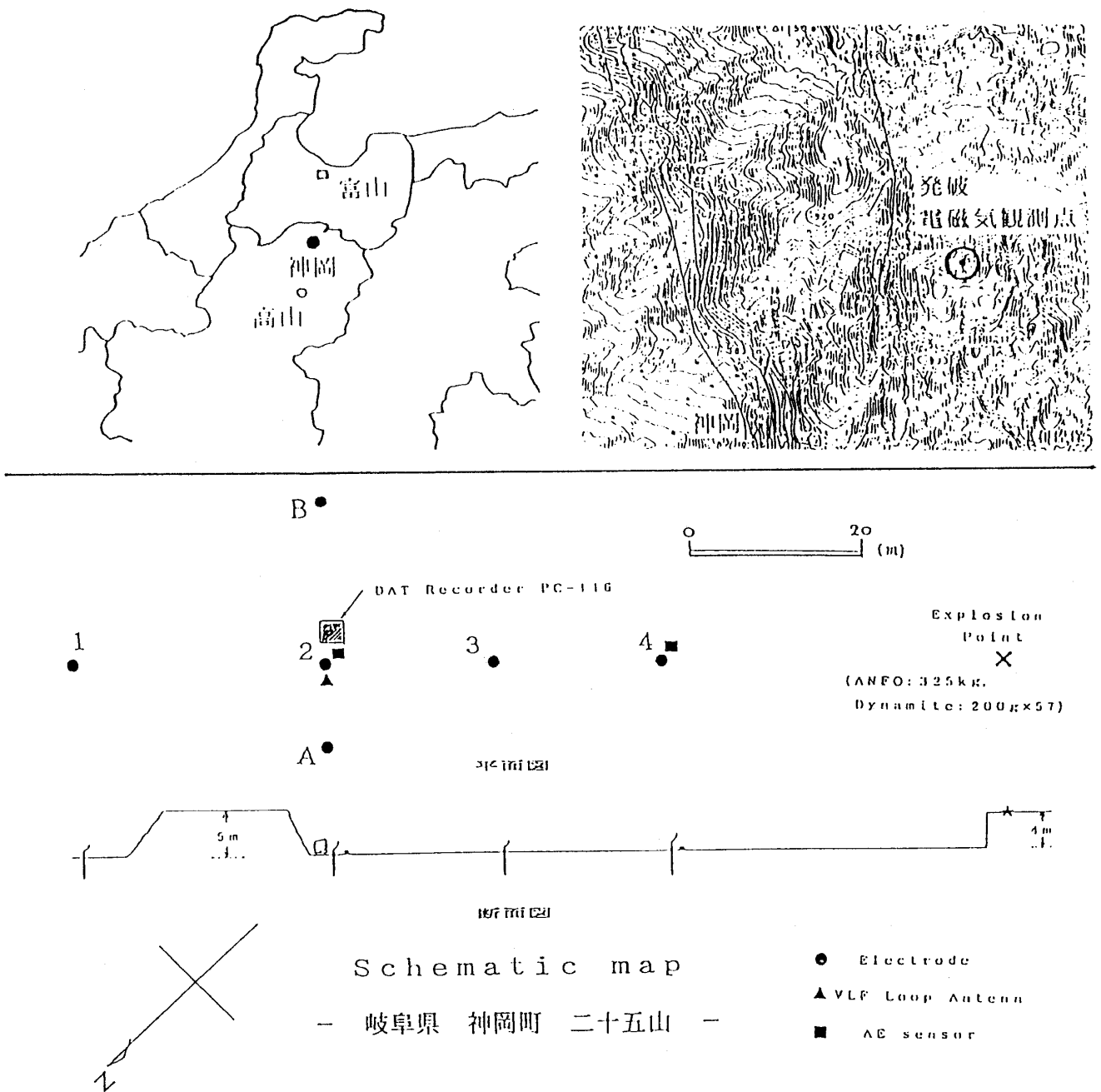


図1: 岐阜県神岡町での爆破実験の際の観測機器配置。電極1~4と電極AとB、VLFループアンテナ、AEセンサー-2, 4からなる。爆破点から各電極(1~4)までの距離は、1:110m、2:80m、3:60m、4:40mである。

Fig. 1. Configuration of observation apparatus at the observation site, Kamioka, Japan.

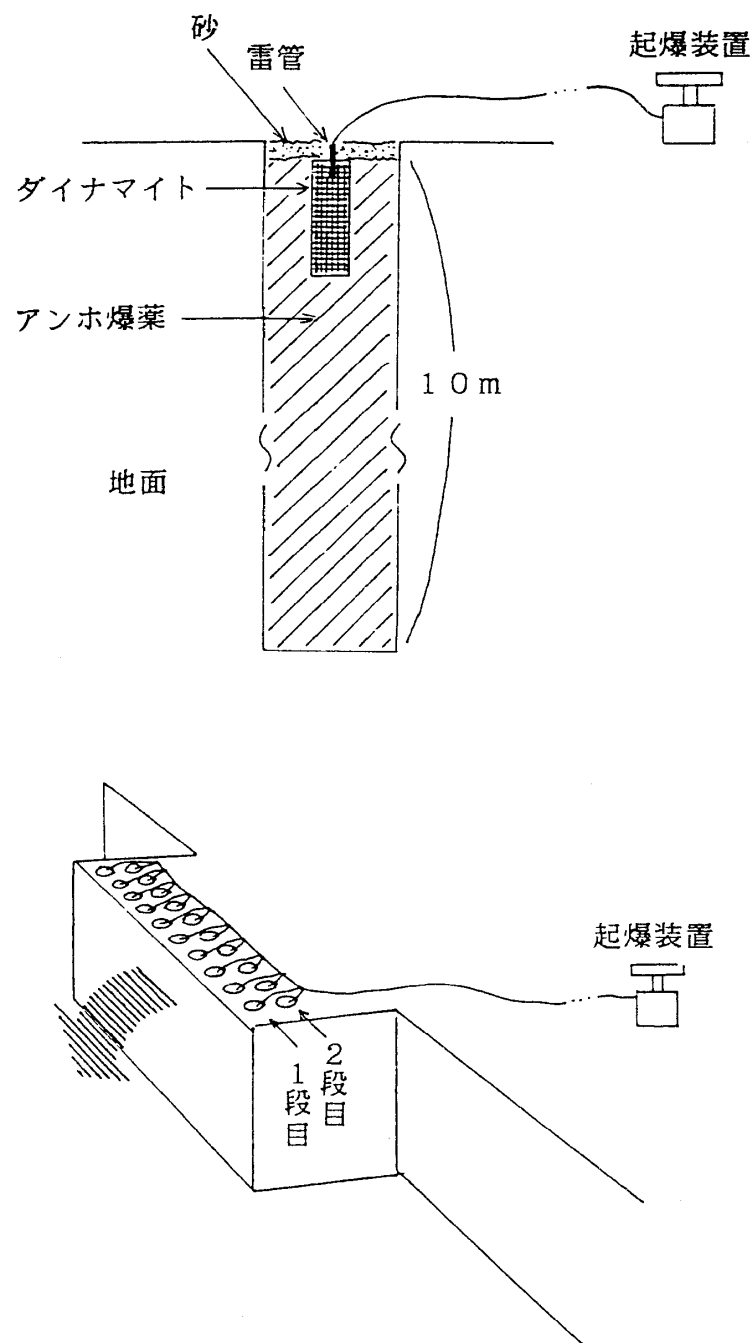


図2: 爆薬の充填と配置の状況。

Fig. 2. Configuration of dynamite and ANFO.

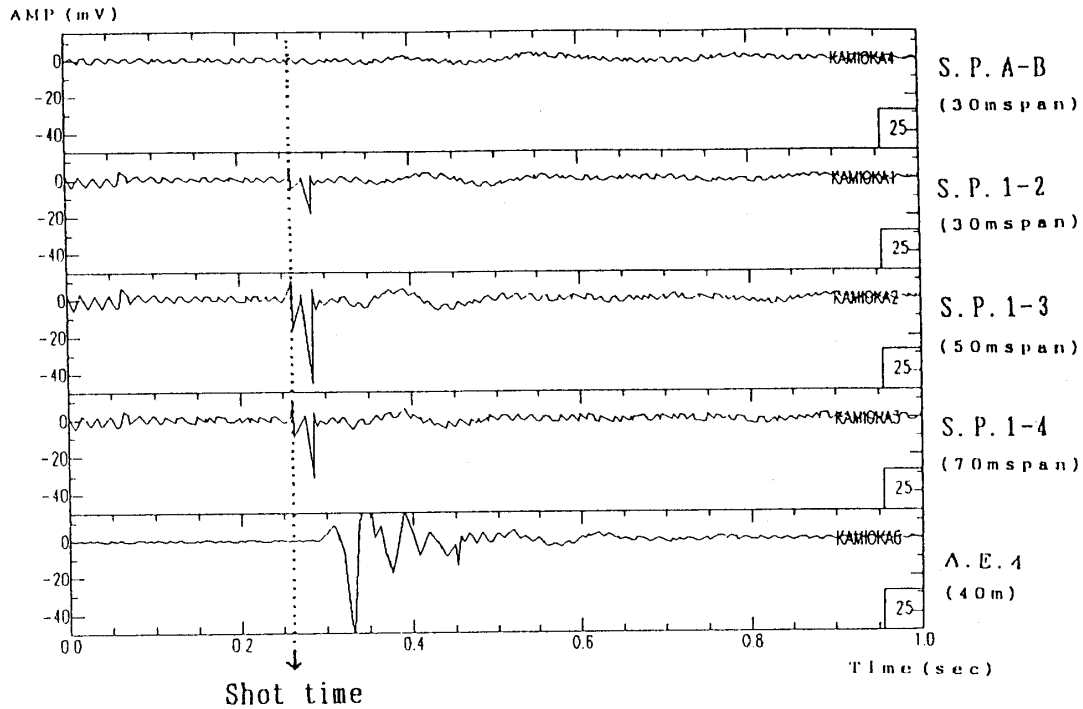


図3: 爆破前後の1秒間の地電位変化と弾性波の記録との比較。

上から電極対が, A-B, 1-2, 1-3, 1-4の地電位とAE2とAE4。

Fig. 3. Comparison of the changes in the electric self-potentials and the seismic wave during one second around the explosion time.

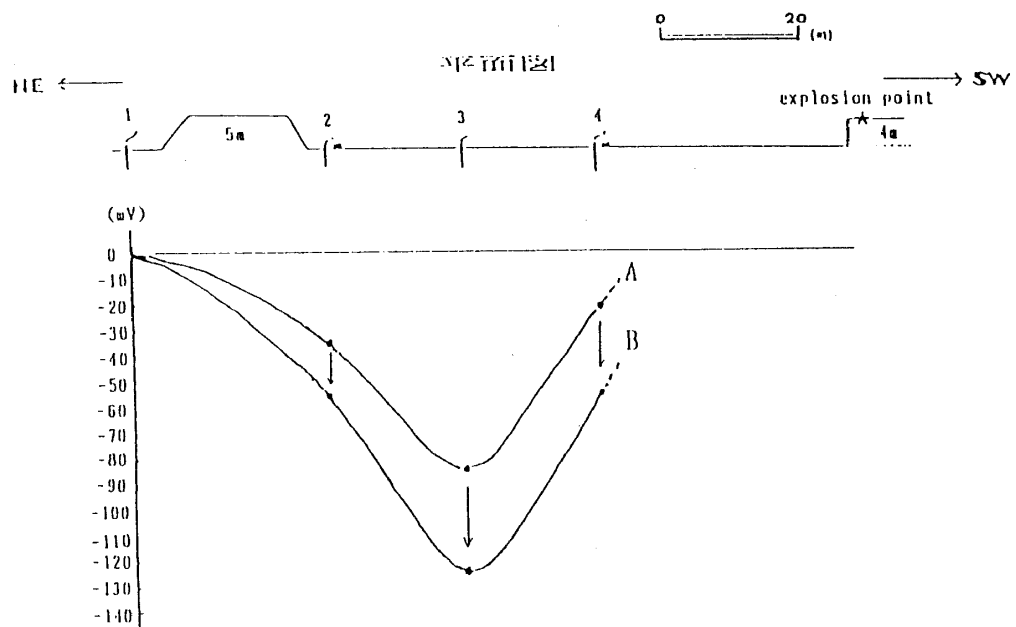


図4: A: 電極1を基準とした地電位の分布。

B: 爆破に伴う地電位分布の変化。

Fig. 4. A: Distance-dependence of the electric potential normalised by the potential of electrode 1.

B: Distance-dependence of the electric potential after the explosion.

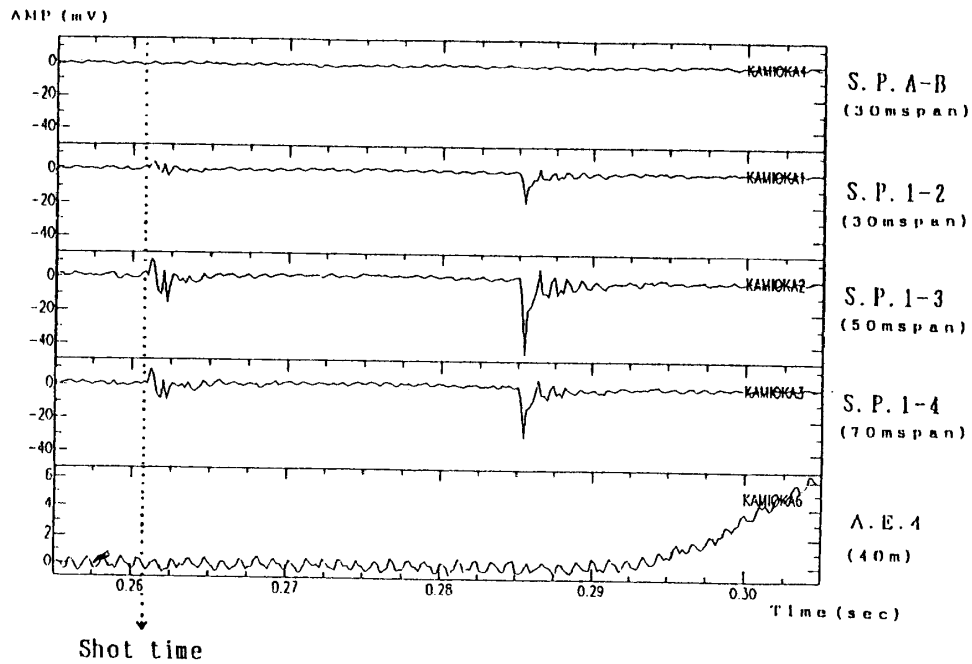


図5: 爆破前後の0.05秒間の地電位変化と弾性波の記録との比較。
データの順は図3と同様。

Fig. 5. Comparison of the changes in the electric self-potentials and the seismic wave during 0.5 sec around the explosion time.

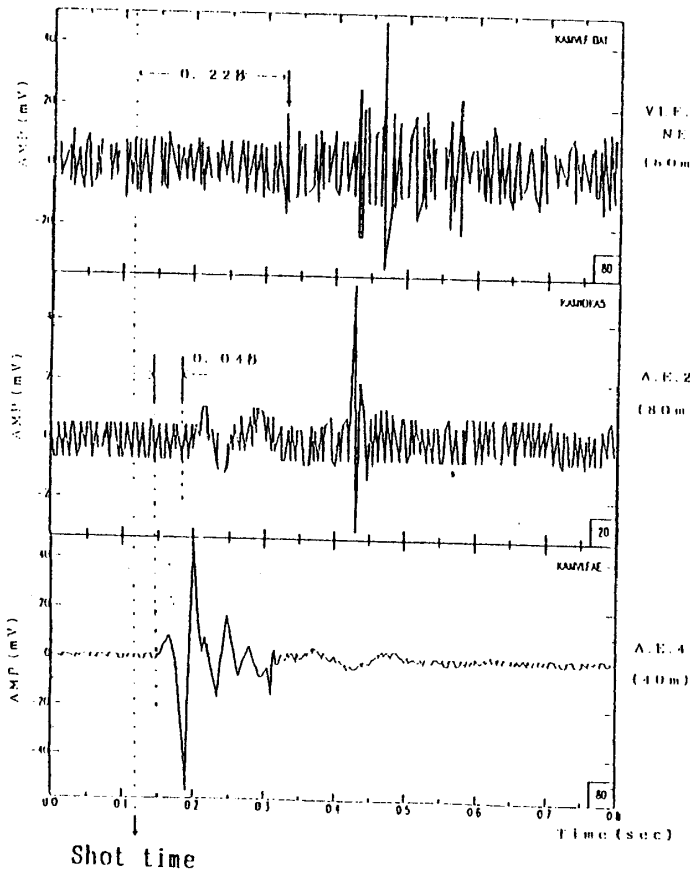


図6: 爆破前後0.8秒間のVLF帯域の
電磁波と弾性波の記録。

Fig. 6. Comparison of the change in the electromagnetic radiation in the VLF band and the seismic wave during 0.8 second around the explosion time.

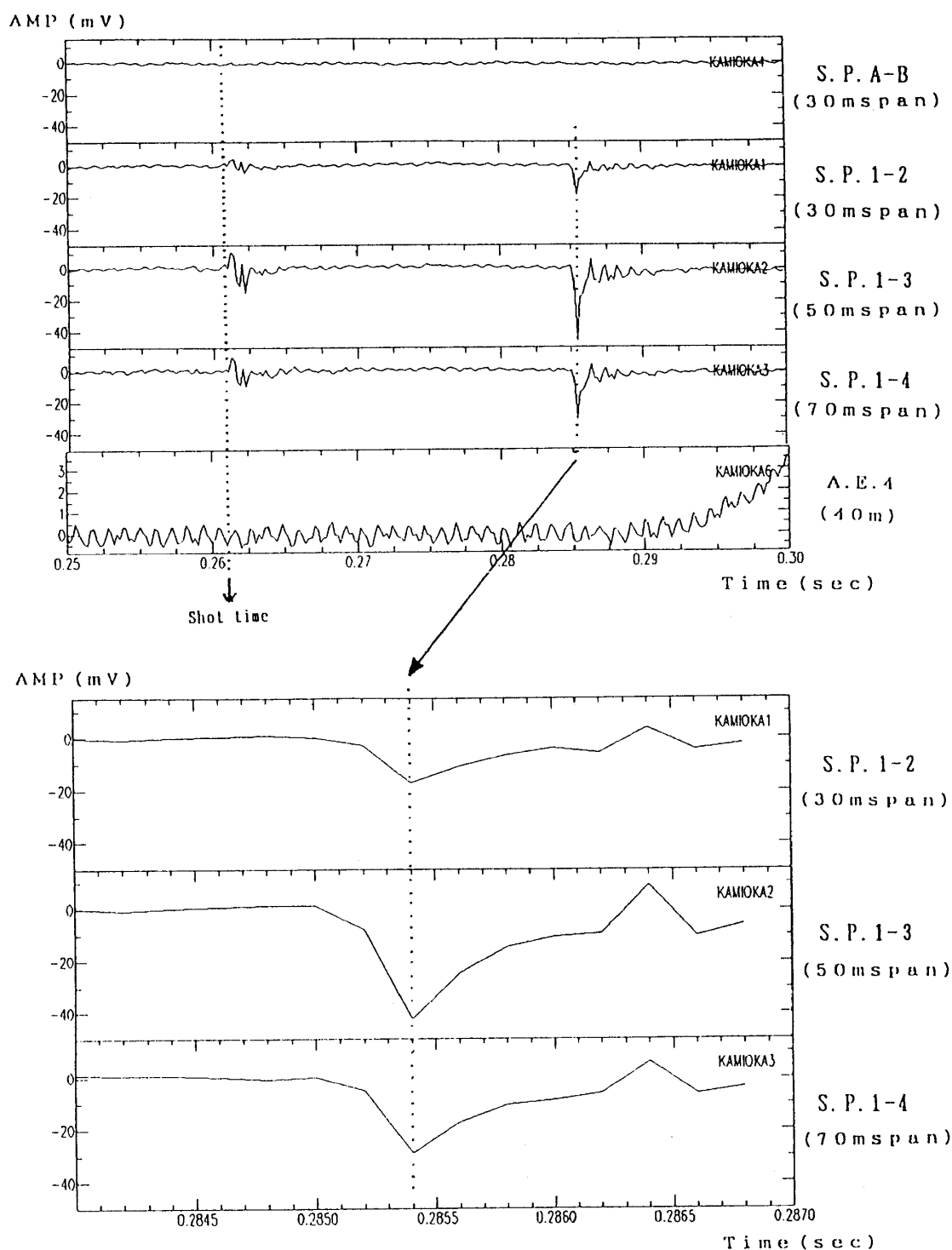


図7: 図3の時間軸を延ばした地電位記録。

Fig. 7. Comparison of the changes in the electric self-potentials recorded in three electrode couples during 3 msec around the explosion time.

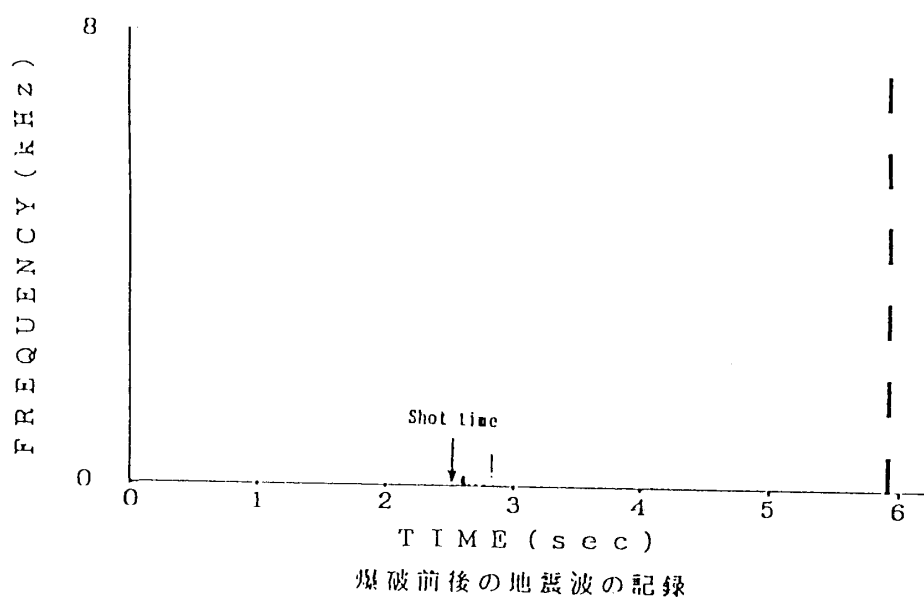
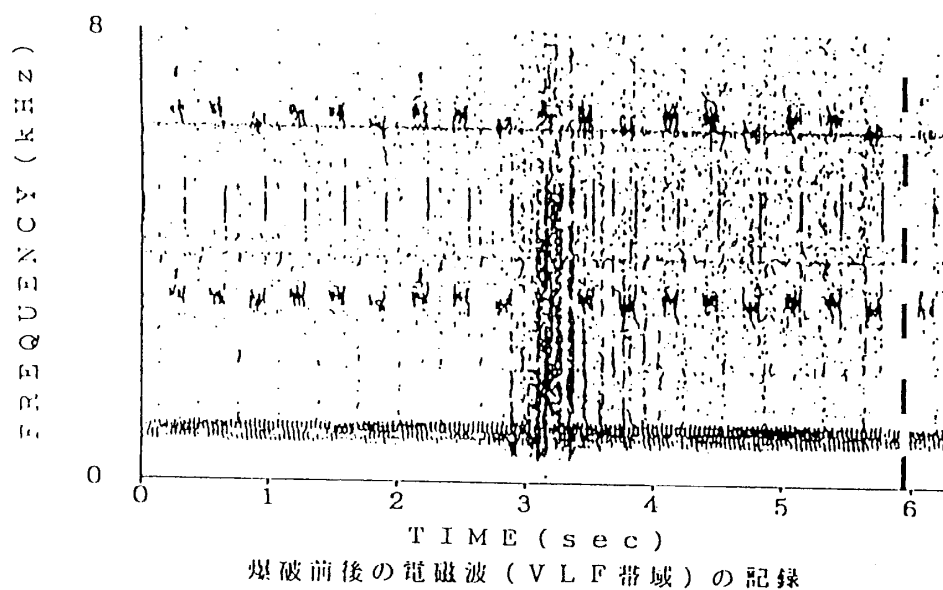


図8: 爆破時刻に観測されたVLF電磁波の周波数-時間ダイグラム。

Fig. 8. Frequency - time diagram of the electromagnetic radiation in the VLF band around the explosion time.

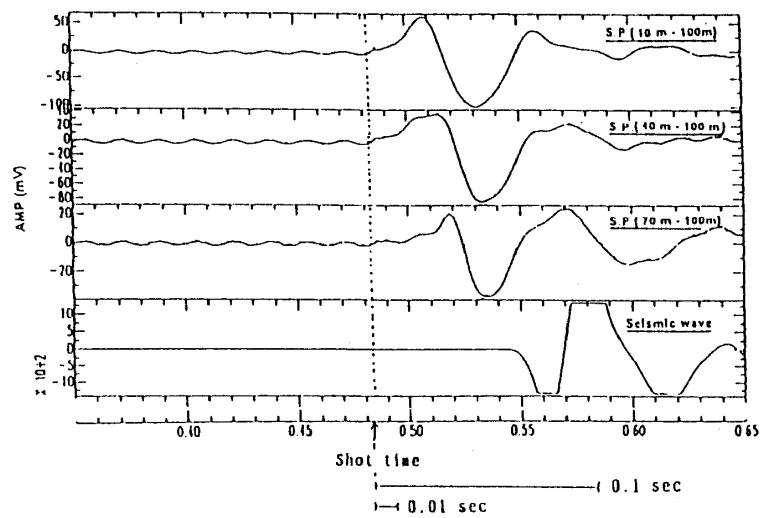


図9: 爆破0.1秒前から0.15秒後までの、電極間隔10-100m、40-100m、70-100mの地電位と地震波の比較。

Fig. 9. Records of electric self-potentials and the seismogram. The data from the 0.1 second before the explosion until 0.15 second after the explosion are shown.

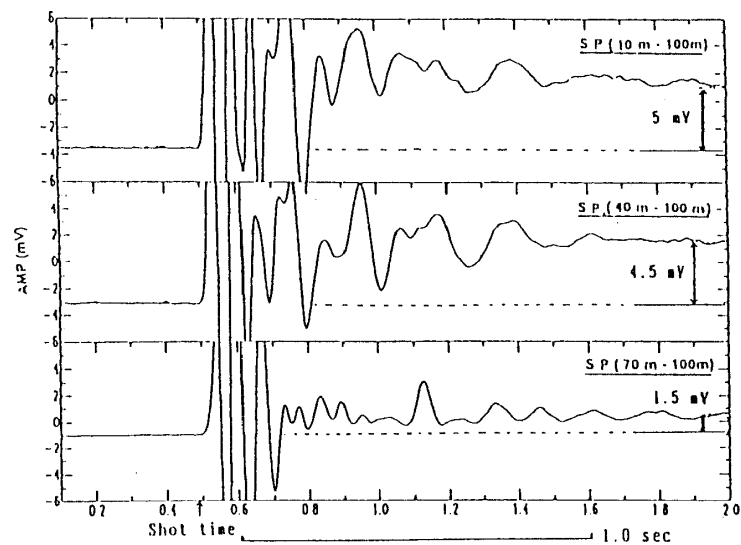


図10: 爆破0.5秒前から2秒間の地電位変化。

Fig. 10. Changes of electric self-potentials during 2 seconds from the 0.5 second before the explosion.

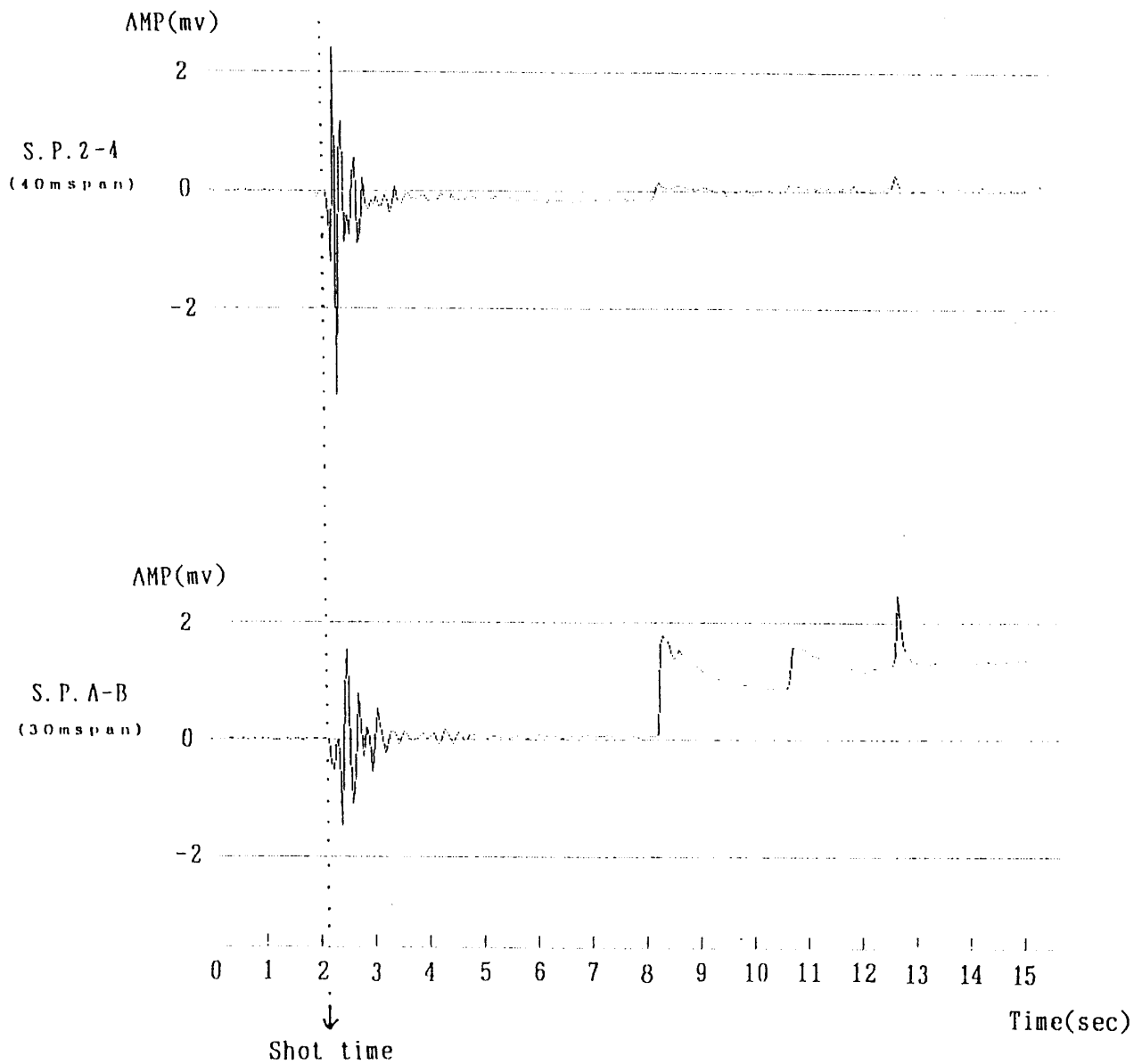


図11: 爆破2秒前から16秒間の電極対(S.P. 1-4, S.P. A-B)の20msec毎に250データについて平均した地電位変化。

Fig. 11. Changes of electric self-potentials (S.P. 1-4, S.P. A-B) during 16 seconds from the 2 seconds before the explosion. Data are averaged every 20 msec.

人工地震に伴う電磁気現象 — 富山県大山町での調査例

Electromagnetic phenomena generated by the explosion
seismic experiment at Ooyama, Toyama Prefecture

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
京都大学防災研究所	渡辺邦彦
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.
Kunihiko Watanabe	Kyoto 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 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 analysis 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 apparent changes 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 $2\sim 3$ nT 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 cannot be denied. Further study of the VLF data should be carried out.

1. 研究目的

地震や火山活動などの地殻変動に先行する電磁気物性の変化が従来報告されている。また室内実験で、応力による物質の電磁気物性の変化や、岩石破壊による電磁波放射が認められている（Nagata & Kinoshita, 1965; Mizutani et al., 1976; Ogawa et al., 1984）。こうした実験で観測される現象と、野外の自然環境の観測結果をつなぎ、検討するアプローチの一つに、人工地震を利用した観測・調査がある。

人工地震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た電磁気観測が数例、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、富山県大山町で行われた人工地震を利用した観測の結果を報告する。

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（人工爆破実験グループ：代表、東大・吉井教授）が、群馬県から石川県に跨る地域で実施された（図1）。富山県大山町では、熊野川ダム近傍の谷あいの埋立地にS-3爆破点（35°41'50.7"N, 136°28'24.5"E, 標高400m）が設けられ、午前01時22分に深さ75mの深度で薬量450kgを用いた発破が行われた。電磁気観測は、爆破孔付近（第1観測点）と、南に約1.5km離れた第2観測点および約5km離れた第3観測点で行った。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回線を利用した長基線地電位も観測した。本稿では爆破に伴う変化が顕著に認められた第1観測点での結果を紹介する。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。図1右には、第1観測点の爆破孔(S)の周囲に配置した地電位電極の位置を、他の観測センサー（全磁力、電磁波：VLF帯、および地震）と併せて示している。

2-1. 地電位観測

地電位観測の電極として長さ50cmの炭素棒電極を使用し、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。E-W測線は、爆破孔から西側へ10m、40m、70m、100m地点の草地に配置した電極を結んでいる。地電位は、電極対の10-100m（以下では電極対①と称す）、40-100m（電極対②）、70-100m間（電極対③）を測定し、DATレコーダー（ソニー製PC-116）に2.5kHzのサンプリング周波数にて収録した。図1右下図に爆破点とE-W方向に設置した電極位置を示した。地震計（L22D, 上下成分）は爆破点からN-W方向へ130mの地点に設置し、DATレコーダーでJJY記録とともに収録した。

DATレコーダーの記録は送り速度10cm/secで出力し、短周期変化を解析した。またデータのフィルタリングとスペクトル解析は、ワークステーション(Sun: Sparc Station 1pc)のSAC(Seismic Analysis Code)プログラムを用いて行った。各データの周波数特性をFFTで調べ、商用電源(60Hz)等の周波数帯をバンドパスフィルターで除去した。また長周期、短周期

変化を見る為にローパス、ハイパス・フィルターも利用した。

2-2. 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、フラックスゲート磁力計 (TRM-3) で地磁気3成分を観測した。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の範囲の磁場勾配は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、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、サンプリング周波数2.5kHzにて行い、DATレコーダーに収録し、地電位と同様に解析した。

2-3. 電磁波放射の観測

地震に伴って、LF/VLF/ELF/ULFの広い周波数帯において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のループアンテナを東西、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レコーダーに、サンプリング周波数10kHzで収録しスペクトルアナライザーで解析した。

3. 研究成果

3-1. 地電位

図2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。上の3つの図は地電位を下げ地震記録である。各図の横軸は時間を示し、縦軸は地電位および地震計(L22D)の変化をmVで表わしている。ショットタイムはS.T.の時点である。電極対が、①10-100m、②40-100m、③70-100mの記録には、全て地震波の到達前に顕著な変化が認められる。振幅が大きく比較的長い周期(~0.05秒)の変動は、電極対①、②、③の順に振幅が小さくなる。また、変動の立ち上がりも、電極対①が最も早く、②、③の順番に起きている。地電位変動の方向性の検討の為に、爆破点から20-40mの地点に設置されたN-S方向とE-W方向の記録を比較したが、パターンも振幅も同様な変動変動を示し、差が無かった。つまり爆破に伴って、最初に到達した振幅の大きな地電位変動に関する限り、方向による差は余り無かった。

上述の周期(~0.05秒)の変動の振幅の、電極対による大小の原因として、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つの可能性の検討の為に電極間隔が60mの独立な二つの電極対((40-100m)と(10-70m))と、30mの電極対((70-100m)と(10-40m))の地電位を比較した(図3)。爆破後の大きな変動は、電極間隔が60mの場合には共に約120mVの振幅を示し、30mの場合には約60mVと、いずれも殆ど差は無かった。すなわち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と結論できる。また電極間隔が長い電極対の変動振幅は大きく、電極間隔と変動振幅はほぼ比例した。

図4は、爆破0.1秒前から0.15秒後までの、電極対①(10-100m)、②(40-100m)、③(70-100m)の地電位と、130m地点の地震波記録を比較している。爆破時刻(ST)から0.03~0.04秒間に変動の極大が現われ、変動が極大値を示すまでの到達時刻は

①、②、③の順に遅くなる。この変動の立ち上りも、電極対①が最も早く、以後、②、③の順になっている。この極大値を示す変動が、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唆する。電極対①と②に極大が現われる時刻の違いが、電極設置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、

$$\text{伝播速度} = (40-10)\text{m}/0.006\text{秒} = 5\text{km/秒}$$

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、

$$\text{伝播速度} = (70-40)\text{m}/0.006\text{秒} = 5\text{km/秒}$$

となり、両者が等しく、信号の伝播によるものであることが示唆される。つまり地電位変動の極大は、 σ - τ として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。

図5では、記録の時間幅を更に短くして、爆破後の0.015秒間の記録を検討した。爆破後の0.01秒間には、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。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（～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秒間に数回のピークが起きている。爆破時の変化は、電極位置の異なる各観測点でも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、その後のピ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6は、爆破22秒前から40秒間の、地磁気のZ、H成分、地電位の①、②、③の変動を示す。今回得られた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数秒間のパルスとして読み取れる。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おり（小林ほか，1990）、破壊で発生する地電位変化として共通な現象と考える。

図7は、爆破0.5秒前から2秒間の縦軸の電位スケールを引き延ばした、電極対、①（10-100m）、②（40-100m）、③（70-100m）の記録を示す。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。この地電位増加は爆破1分後も回復しておらず、爆破に伴う地電位変化がかなりの期間、残存したと考えられる。これについては、爆破孔周辺の電気比抵抗の探査の章で改めて議論する。

3-2. 地磁気

図8は、爆破0.1秒前から1秒間の磁場（水平H成分、鉛直Z成分）と地震記録を示す。H、Z成分には、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。磁場の主要な変化は、ショット後約0.3秒間の間に起きている。爆破0.7秒後以後の値は爆破前に比べて、水平成分で3.7nT（以上）の減少、鉛直成分で1.8nTの増加傾向の残留変化があり、全磁力に換算して数nTの磁場増加が起きたと考えられ

る。爆破時刻を挟む数分間に、柿岡地磁気観測所で観測された磁場変動(サンプリング間隔1秒)は0.1nT程度であった。

図9は、爆破後数秒間の磁場変化と地電位、地震波記録を示すが、磁場の変化は、図8でみた地震波だけでなく、地電位変化よりかなり遅れて現れ、磁力計センサーの振動により磁場変化が生じたとは考え難い。

爆破後の磁場増加は、後述する全磁力探査で得られたフラックスゲートセンサー周辺の磁場変化と一致しており(章3.4.1)、フラックスゲ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を示している。

3-3. 電磁波放射

爆破孔から北西150mの地点でVLF帯域の電磁波を観測した。図10に、DATレコーダーで記録したをN-S, E-W方向の電磁波の、スペクトルアナライザーでの解析結果を示す。時間分解能20msec、周波数分解能60Hzで解析したスペクトログラムである。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、さらに解析を行う必要がある。

3-4. 爆破前後の電磁気探査

爆破孔周辺で、プ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。

3-4-1. 全磁力探査

全磁力データの日変化補正は、京大防災研・西天生観測点における常設プロトン磁力計の記録で行った。図11左図は、爆破点を横切るN-S, E-W測線で、爆破1日前、3日後に同測線で得られた全磁力値の差をプロットしている。図中のshot pointは爆破孔を示す。N-S測線(A図)では、爆破孔を挟むS15m~N5mの範囲で150nTに及ぶ変化が認められた。またE-W測線(B図)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生じたことがわかる。

図11(C)図の全磁力の爆破前後の差のコンター図でも、爆破孔(S)南側に正の顕著な異常、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ゲート磁力計のセンサー設置点は、図11左図のN-S測線上の40m付近にあたる。N-S測線の全磁力はセンサー設置点で数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ゲート磁力計に記録された数nTの磁場増加値(3-3節)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。

3-4-2. 電気比抵抗探査

図12左図は、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）の電気比抵抗の差を示している。斜線のshot pointは爆破点を示す。N-S測線の電気比抵抗（図A）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（図B）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。右図の爆破前後の比抵抗の差の分布（コンター間隔は10ohm・m）には、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、人工地震の破壊に伴う電磁気現象が捉えられた。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は、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ピ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）の鋭いピークを示す変動については、爆破に伴う現象の可能性があり、4回のピークは火薬爆発が4度起きた為かも知れない。山田（1988）は、採石発破の際に、発破時の電子式雷管の電流が爆破直後、鋭いピークの地電位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ズムは、今後の課題である。

4-1-1. 流動電位による解釈

爆破22秒前から40秒間の観測記録は、地電位の長周期変動として、鋭く立ち上がりなだらかに減少するパターンを示した。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は、観測地域（地質）に依らない、爆破に伴う地電位の一般的な変動の可能性はある。これに関して流動電位による解釈を試みる。

Mizutani et al. (1976)やIshido & Mizutani (1981)は、地下水の動きによる界面導電効果が、地電位変化を引き起こす可能性を理論と実験から示した。人工地震の際、爆破ホーリング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ない為に、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

$$I = (\phi \varepsilon \zeta / \eta) \text{ grad } P - \phi \sigma \text{ grad } E$$

ϕ : 空隙率 = 10^{-2} E : 地電位

ε : 水の誘電率 = $0.7 \times 10^{-9} \text{ F} \cdot \text{m}^{-2}$ ζ : センタ電位 = $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ V}$

η : 流体の粘性 = $10^{-4} \text{ N} \cdot \text{sec} \cdot \text{m}^{-2}$ σ : 流体の電気伝導度 = $10^{-1} \text{ ohm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

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 ($10^8 \sim 10^9 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$) を越えると考えられる。平均的な圧力勾配を $10^9 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} / 100\text{m}$ 、地表付近の比抵抗を $100 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ 程度とすると、 10 V/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、少なくとも大きさから言う限り、流動電位として解釈も成り立つ。

4-1-2. 地電位の非可逆変化

爆破後の地電位上昇は1分後も残存した (図11)。また、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、或は非可逆的な変化であることを示す。地電位の爆破直後の大きな変化、その後の緩和過程では、流動電位が主要原因と考える。流動電位による変化は、一般に可逆的で観測時間 (1分) では緩和するので、その他の機構も働いていると考える。

探査結果を詳細に見ると、爆破点周囲で比抵抗は数 $10 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ 変化し、南東と北西側の比抵抗が減少している。これは、爆破に伴う地下物質の含水率変化、あるいは水の移動の発生のためとも考えられ、そのため地電位変動が残留した可能性はある。

4-2. 磁場変化

爆破時にフラックスゲ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として田島ほか (1976) や Sakai et al. (1989) の報告がある。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、フラックスゲート磁力計の周辺の変化量 (図18) は、爆破時に観測された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。王滝村で人工地震を利用した観測 (Sakai et al., 1989) 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ツグ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。今回磁気異常の分布も王滝村のそれと似ており、同様な解釈が考え易い。

また磁場変化は、弾性波の到着時刻や地電位の変動より遅れて生じている。これは、ケツグや爆破孔周辺の地下の磁気特性の変化が、磁場変化を引き起こす際

の時間的なずれを示すのかも知れない。

5. まとめと今後の課題

人工地震合同観測として行われた、富山県大山町S-3爆破点の薬量450kgの爆破の際に、電磁気観測を行い、地電位、電磁波、地磁気の観測値に有意な変化を認めた。また爆破前後に行った電磁気探査は、爆破後、数秒間残存した変化が数日後も残っていることを示し、現象を考える上で重要な情報となっている。このことは、電磁気観測と探査を併行する必要性を示唆する。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検討したい。

今後、人工地震を利用した電磁気観測を行う際、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、ボーリング孔の17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

人工地震の際に電磁気観測を許可して頂きました、東大地震研究所の吉井剋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・地震予知研究センター・上宝地殻変動観測所および気象庁柿岡地磁気観測所のデータを使用させて頂きました。地震計に関しては、京都大学防災研究所・地震予知研究センター・北陸微小地震観測所の平野憲雄氏にお世話になりました。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.

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, 碎石爆破に伴う地電位の変化, 地震, **35**, 393-400, 1982.

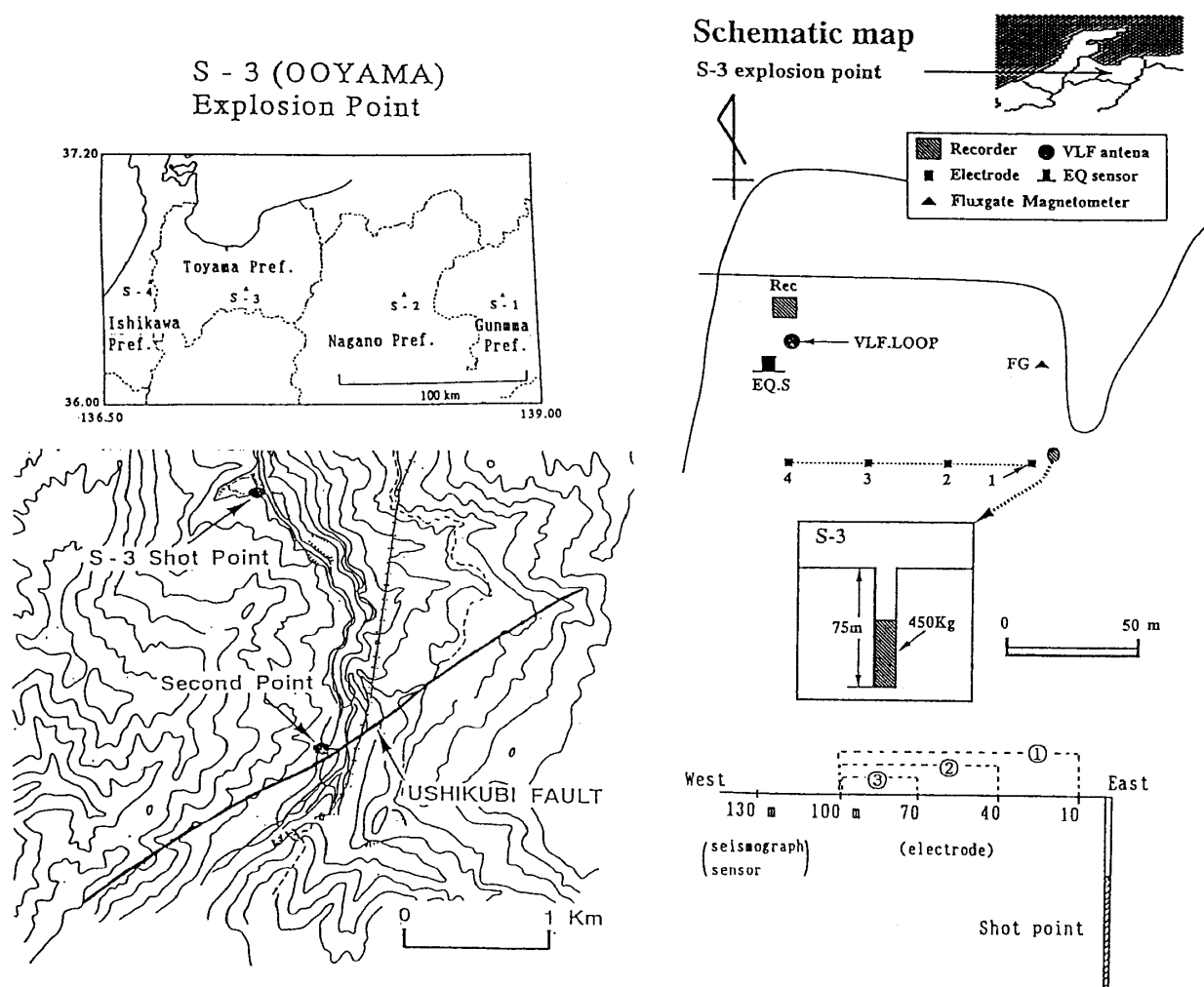


図1: 富山県大山町における爆破点(S-3)と観測点。右は第1観測点での観測機器。電極1～4とVLFアンテナ、フラックスゲート磁力計(FG)と地震計(EQ.S)からなる。爆破点から各電極までの距離は、1:10m、2:40m、3:70m、4:100mで、地震計はNW方向130m地点に設置した。

Fig. 1. Explosion seismic experiment, S-3, was made at Ooyama in Toyama Prefecture. Two observation sites for the electromagnetic properties were set up. Right figure shows the configuration of observation apparatus at the first observation site.

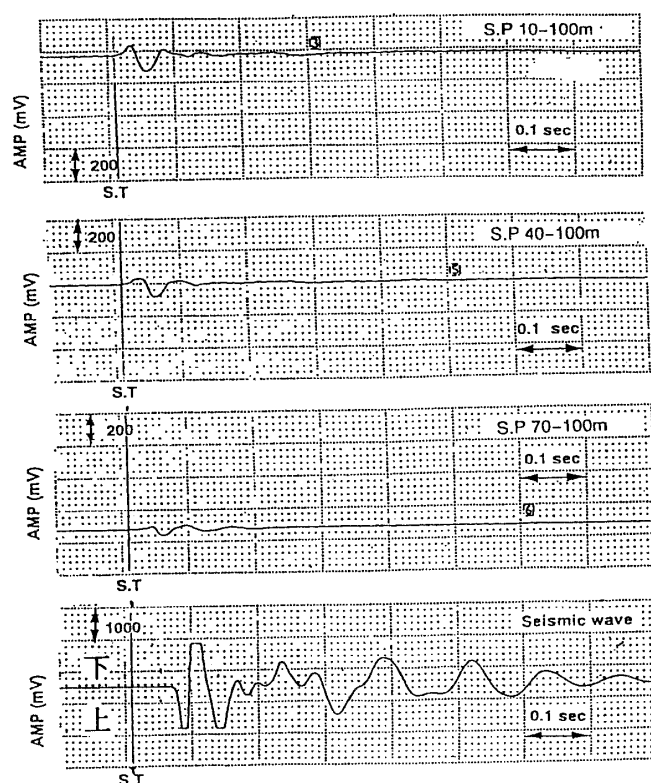


図2: 爆破前後の地電位変化と地震の記録との比較。上から電極対が10-100m、40-100m、70-100mの地電位と地震波の記録。

Fig. 2. Comparison of the change in the electric self-potential (S.P.) and the seismic wave around the explosion time.

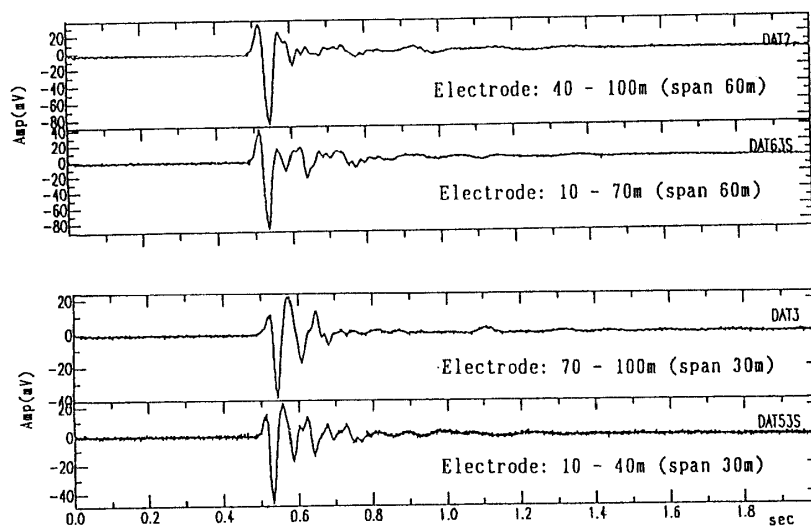


図3: 地電位変動の振幅と電極間隔。

上の2図は電極間隔が60mの電極(40-100m)と電極(10-70m)、

下の2図は、電極間隔が30mの電極(70-100m)と電極(10-40m)のデータを示す。

Fig. 3. The relation between the amplitude of variation in the electric self-potential and the distance of the electrode couples.

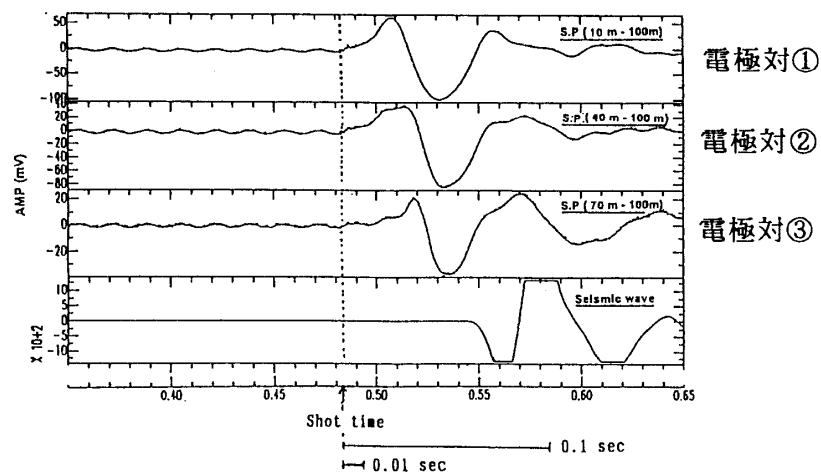


図4: 爆破0.1秒前から0.15秒後までの、電極間隔10-100m、40-100m、70-100mの地電位と地震波の比較。

Fig. 4. Observed electric self-potential and the seismogram. The data from the 0.1 second before the explosion until 0.15 second after the explosion are shown.

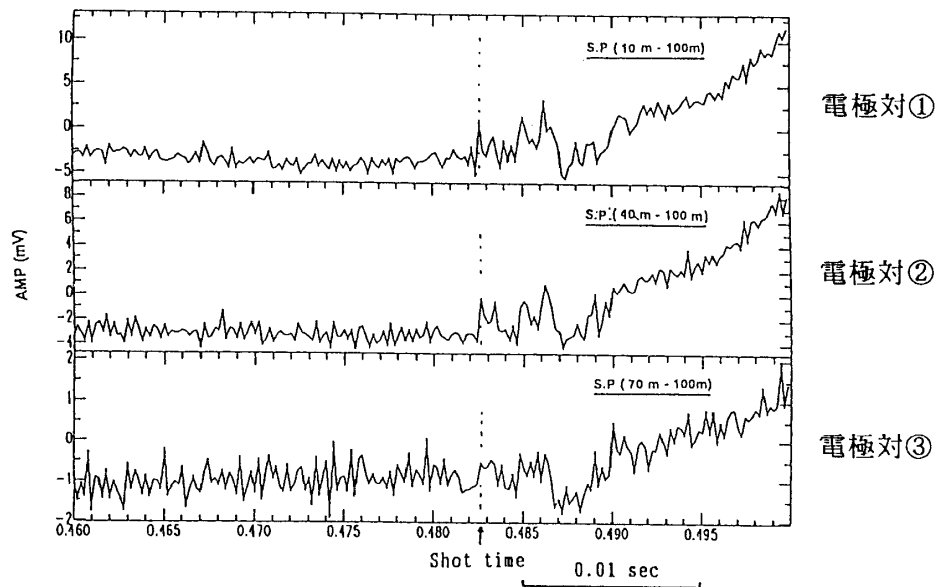


図5: 爆破後0.015秒間の地電位変化。

Fig. 5. Changes of electric self-potential during 0.015 seconds after the explosion.

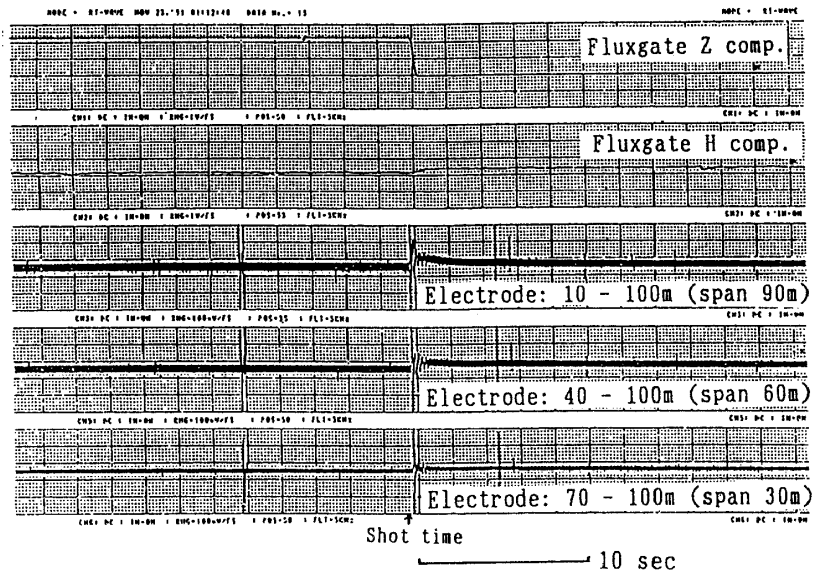


図6: 爆破22秒前から40秒間の観測記録。上から地磁気の鉛直、水平成分、電極対の10-100m、40-100m、70-100mの地電位記録を示す。

Fig. 6. Changes of geomagnetic components and electric self-potential from the 22 seconds before the explosion until 18 seconds after explosion.

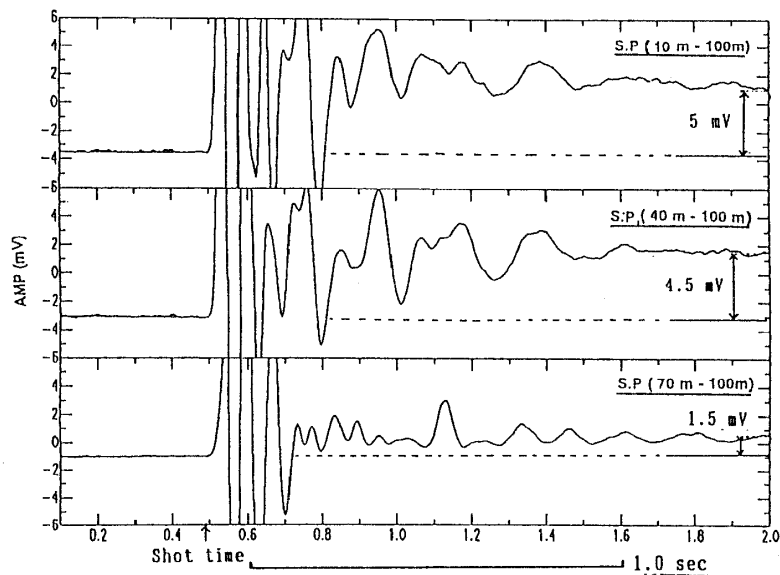


図7: 爆破0.5秒前から2秒間の地電位変化。

Fig. 7. Changes of electric self-potential during 2 seconds from the 0.5 second before the explosion.

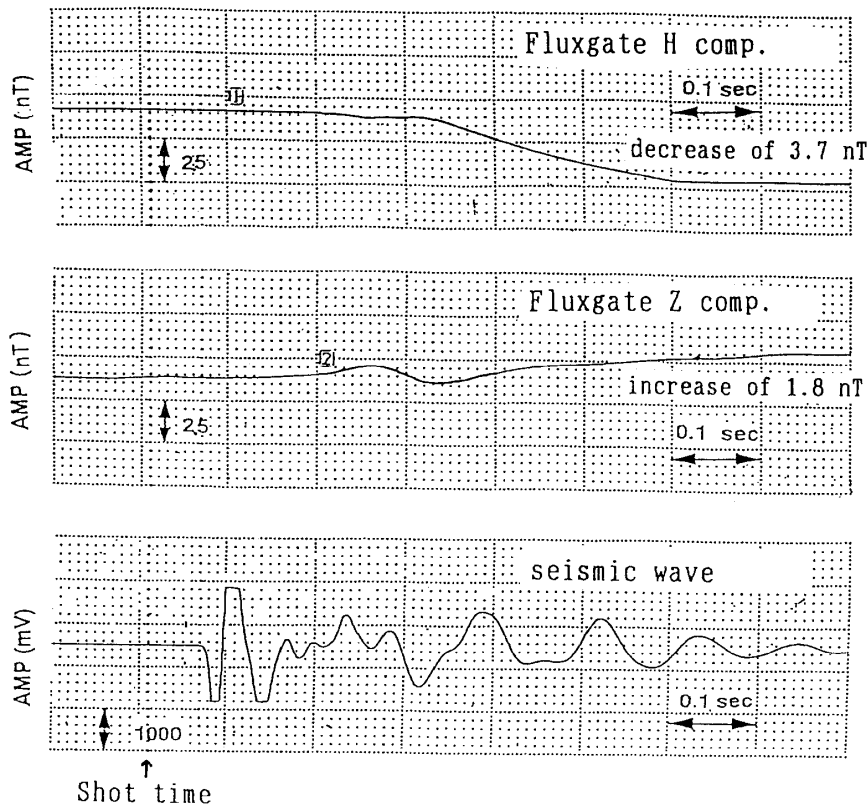


図8： 爆破0.1秒前から1秒間の磁場と地震波の観測結果。

Fig. 8. Changes of magnetic field and the seismic wave observed during 1 second from 0.1 second before the explosion time.

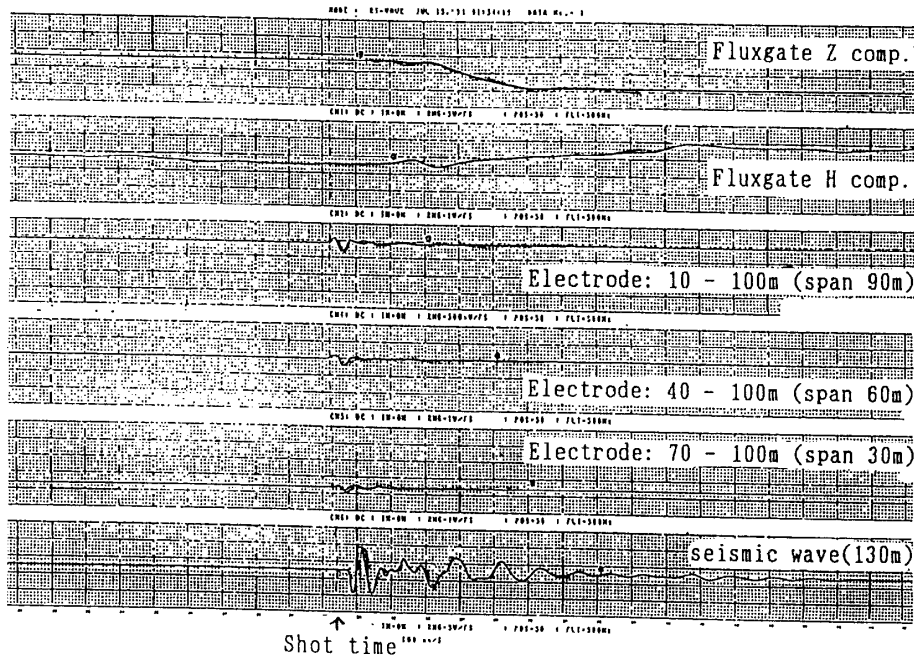


図9： 爆破後の18秒間における、磁場、地電位と地震波の観測記録。

Fig. 9. Changes of magnetic field, electric self-potential and the seismic wave observed during 18 seconds after the explosion time.

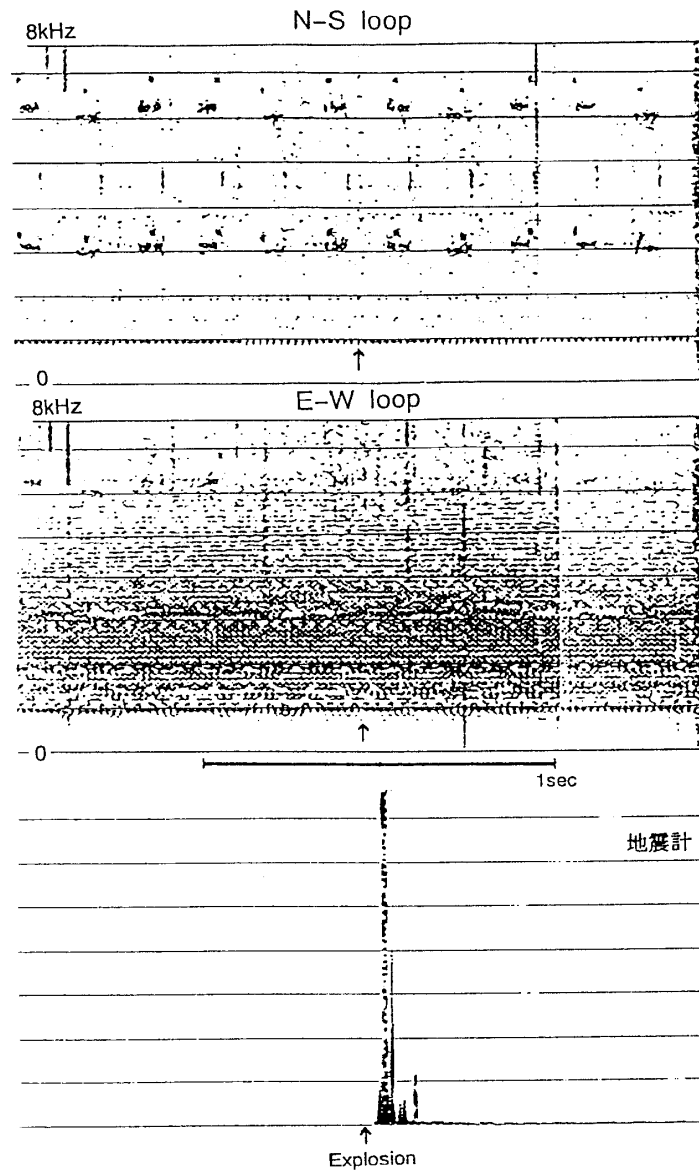


図10: 爆破時刻に観測されたVLF帯域の電磁波の周波数解析。

上はNS成分を下はEW成分を示す。

Fig. 10. 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 antenna, and the lower figure shows the data of E-w antenna.

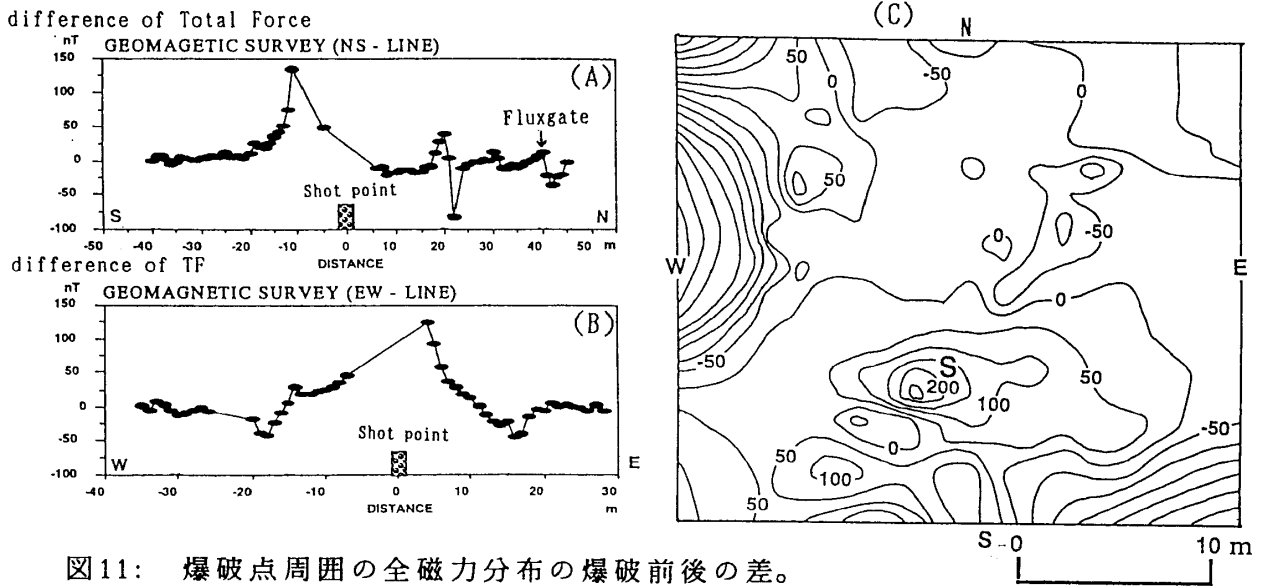


図11: 爆破点周囲の全磁力分布の爆破前後の差。

(A): N-S測線の結果、(B): E-W測線の結果、斜線は爆破点。(C): 爆破前後の全磁力差の分布。コンター間隔は50 nTで、Sは爆破点を示す。

Fig. 11. The change of the distribution 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.

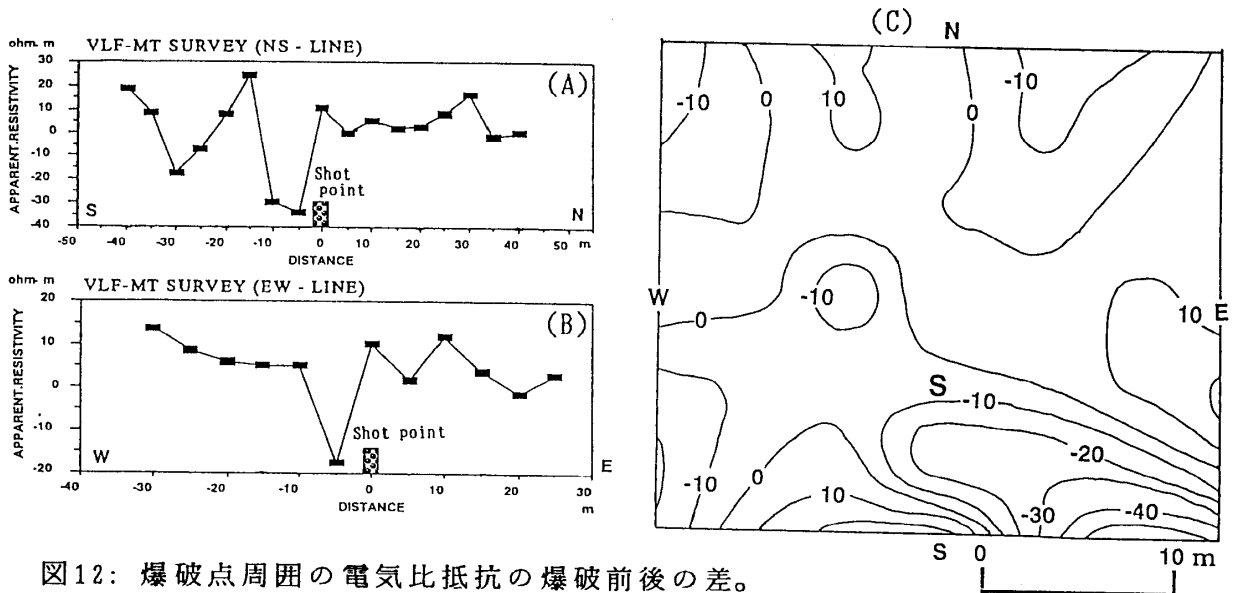


図12: 爆破点周囲の電気比抵抗の爆破前後の差。

(A): NS測線の結果、(B): E-W測線の結果、斜線は爆破点。

(C): 爆破前後の電気比抵抗差の分布。コンター間隔10 ohm·m。

Fig. 12. The change of the electric apparent resistivity caused by the explosion. 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 TABELI 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 (10 Hz – 32 kHz) 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 five 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、米国スタンフォード大学と1985年より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関心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も検討する。

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309 m）にラジオメータが設置されている。高知は、世界的に見て低磁気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18 m、高さ9 m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1 m、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2 m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 ~ 400 Hz、VLF帯が約500 Hz ~ 32 kHz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分間デジタル（1 kHz 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が記録されている。これとは別に、VLFとELFの10 Hz から 32 kHz 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。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）解析方法

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 70 km 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場合には、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。地震の発生後、電磁ノイズの rms 強度が通常のレベルよりも最大で 2 桁程度上昇している。急激な上昇が始まってから、最長で約 2 分経過した後、元のレベルに戻っている。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 ~ 400 Hz)にのみ現れ、VLF 成分(ch.7 ~ 16 : 約 500 Hz ~ 32 kHz)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。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、計器が自動的に行うキャリブレーション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 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 8.5 km 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ラジオメータで繰り返し観測されている [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、前兆的变化がどの程度の時間本震に先行するのか、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関連づけるのか、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る。今回の解析では明らかに地震の前兆と考えられ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上昇が数回観測された。

上に挙げた前兆的变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く、今回は地震の前兆的变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ラジオメータ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必要であろう。

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に問題があることを我々は痛感した。しかし、世界8地点において連続観測を同一規格の計器を用いて行うことが、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)をラジオメータに併設して、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1 kHz 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問題のある状況となっている。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注目して、10 Hzから32 kHzにわたるELF/VLFラジオメータ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、前兆的变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ラジオメータ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 : Measure-

- ments of the global distribution of ELF/VLF electromagnetic noise, Proc. 1985 IEEE Int. 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 ラジオメータの16のチャンネルの中心周波数とバンド幅

Channel	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

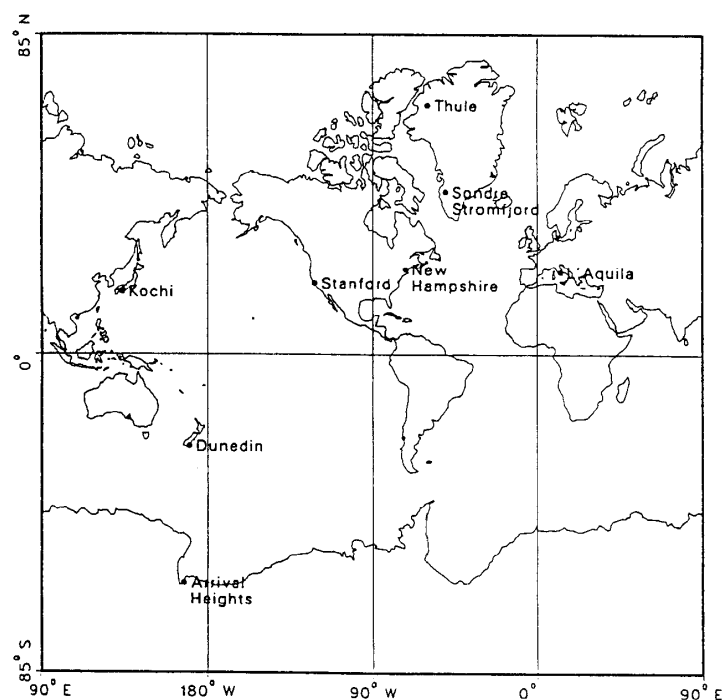


図 1 . ELF/VLF ラジオメータ観測点の世界分布.

(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)

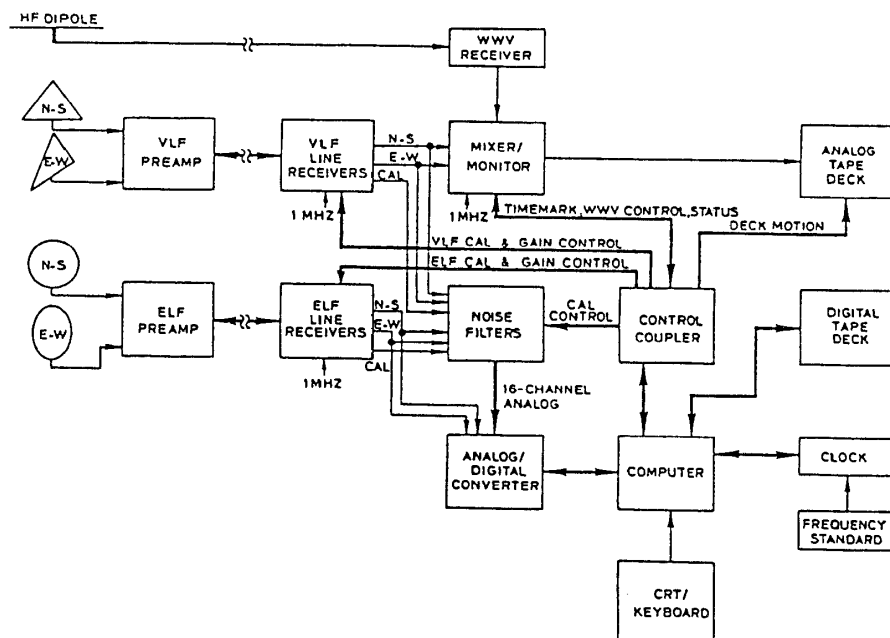


図 2 . ELF/VLF ラジオメータのブロックダイアグラム.

(Fraser-Smith and Helliwell (1985) より)

Fig.2. Block diagram of the ELF/VLF Radiometer (after Fraser-Smith and Helliwell, 1985).

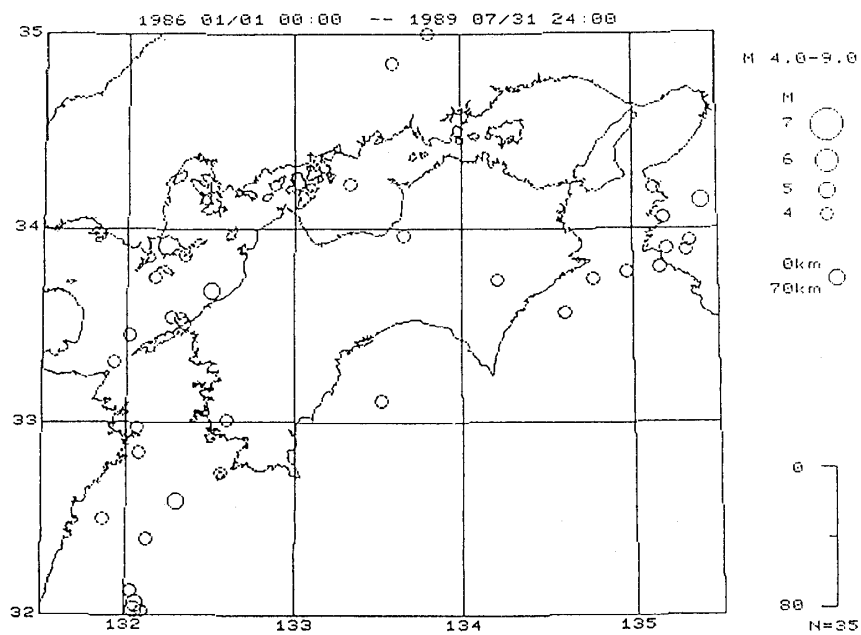
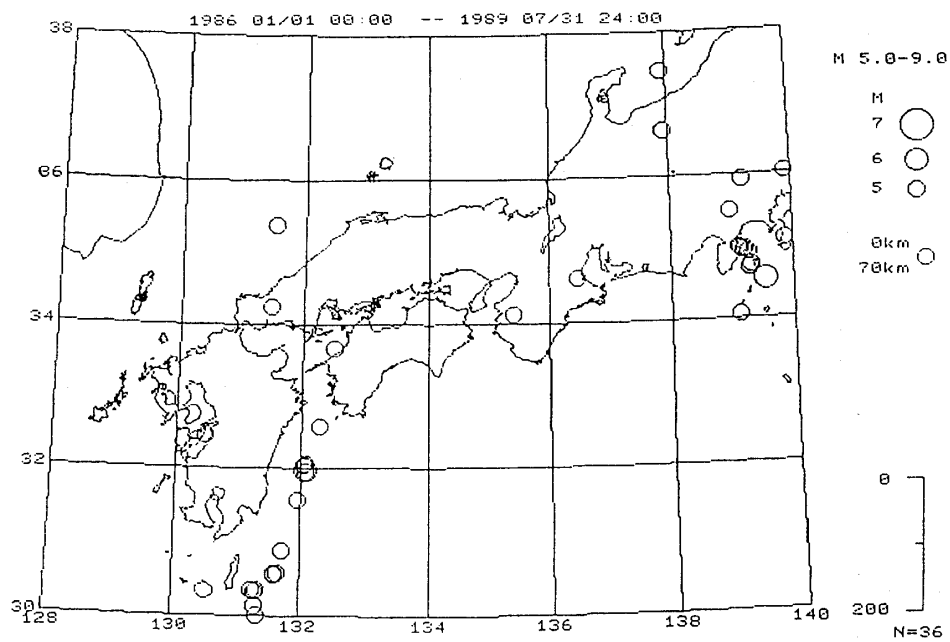


図3. 西南日本および四国周辺の地震活動（1986年1月～1989年7月）.
石川ほか(1985)および石川ほか(1989)による地震活動解析プログラム
「SEIS-PC」を用いている.

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.

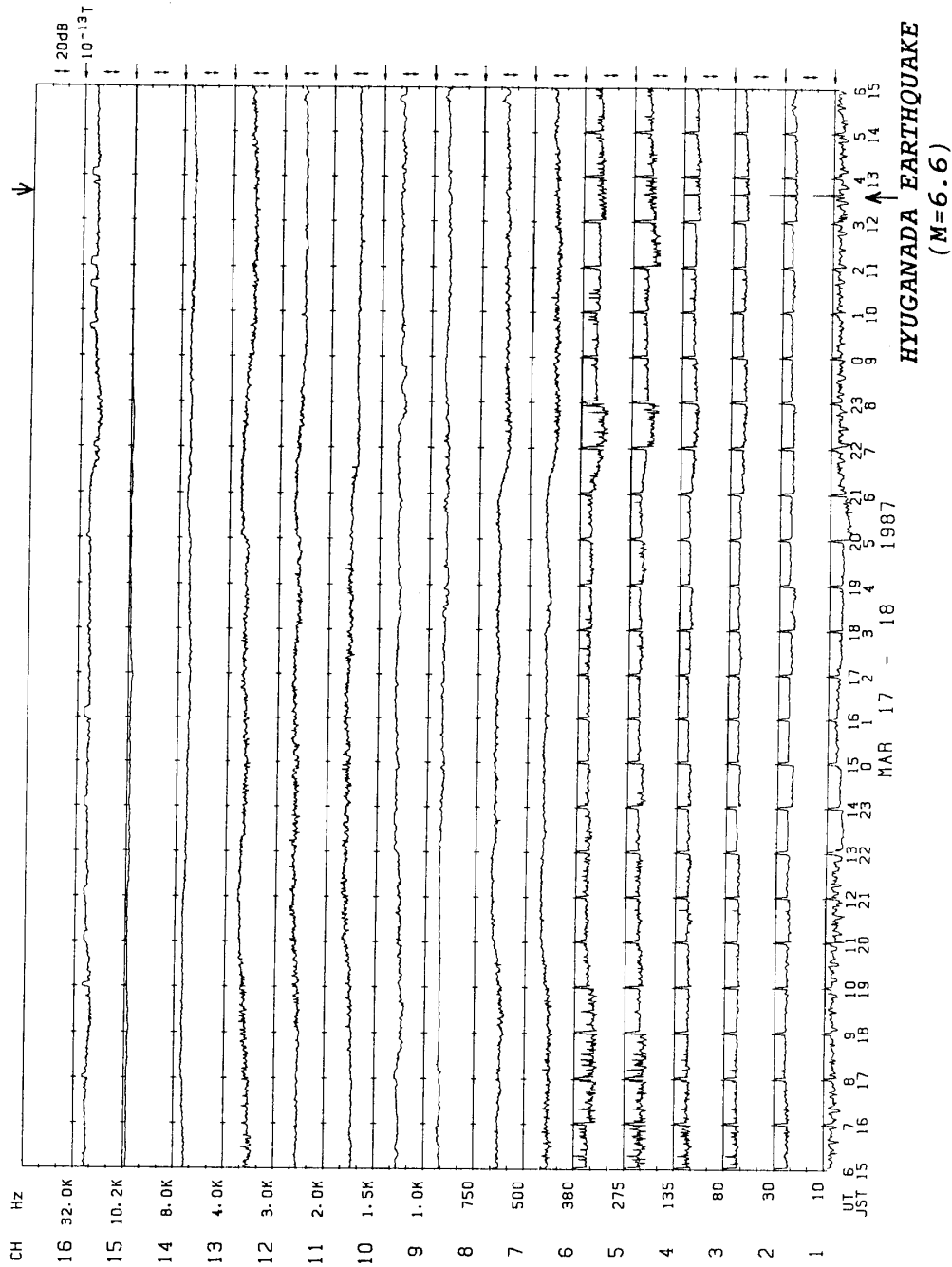


図4. 1987年3月18日向灘地震前後の自然電磁ノイズ変化. 1分ごとのrms値を対数スケールで示してある.

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.

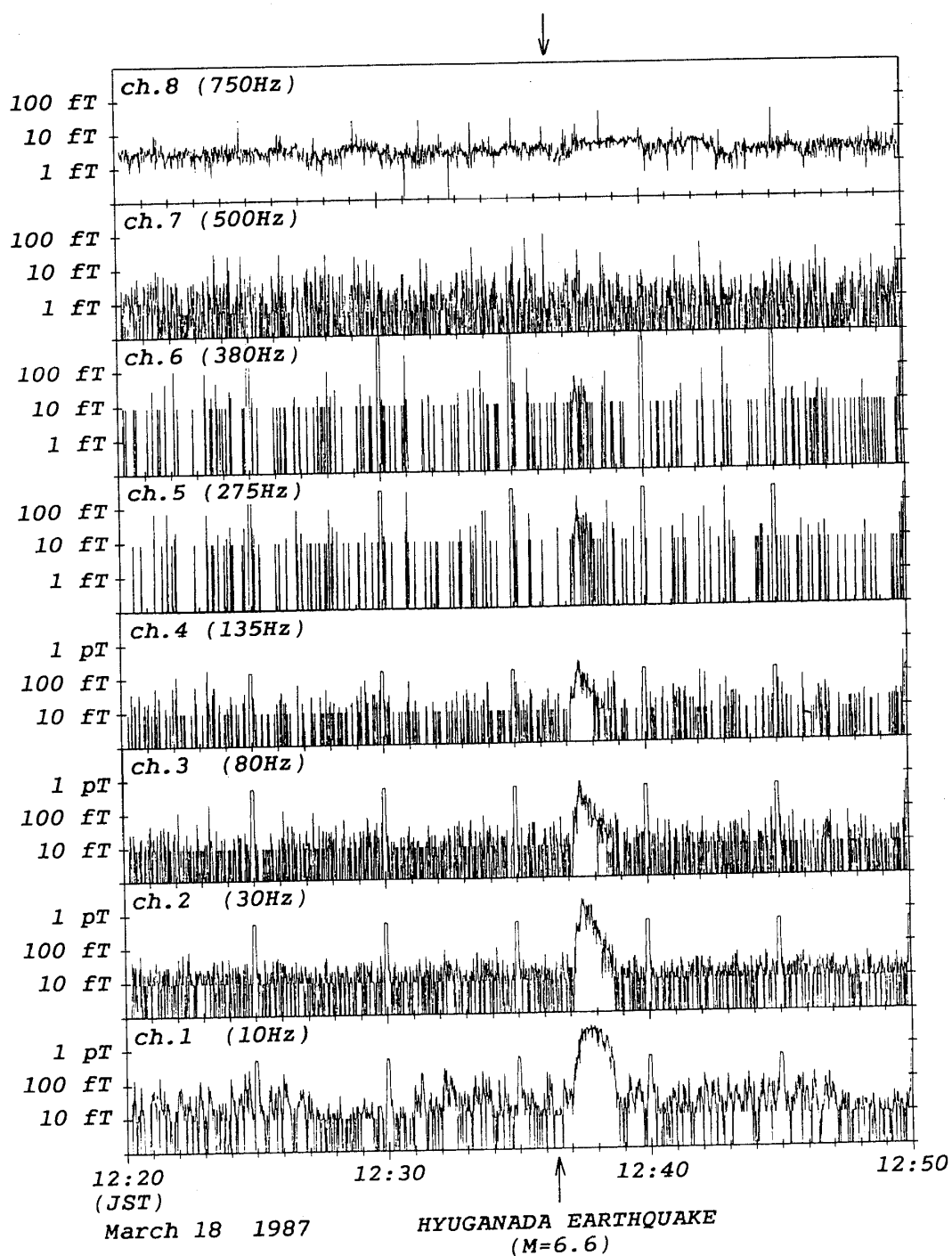


図5. 1987年3月18日日向灘地震前後の自然電磁ノイズ変化.

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.

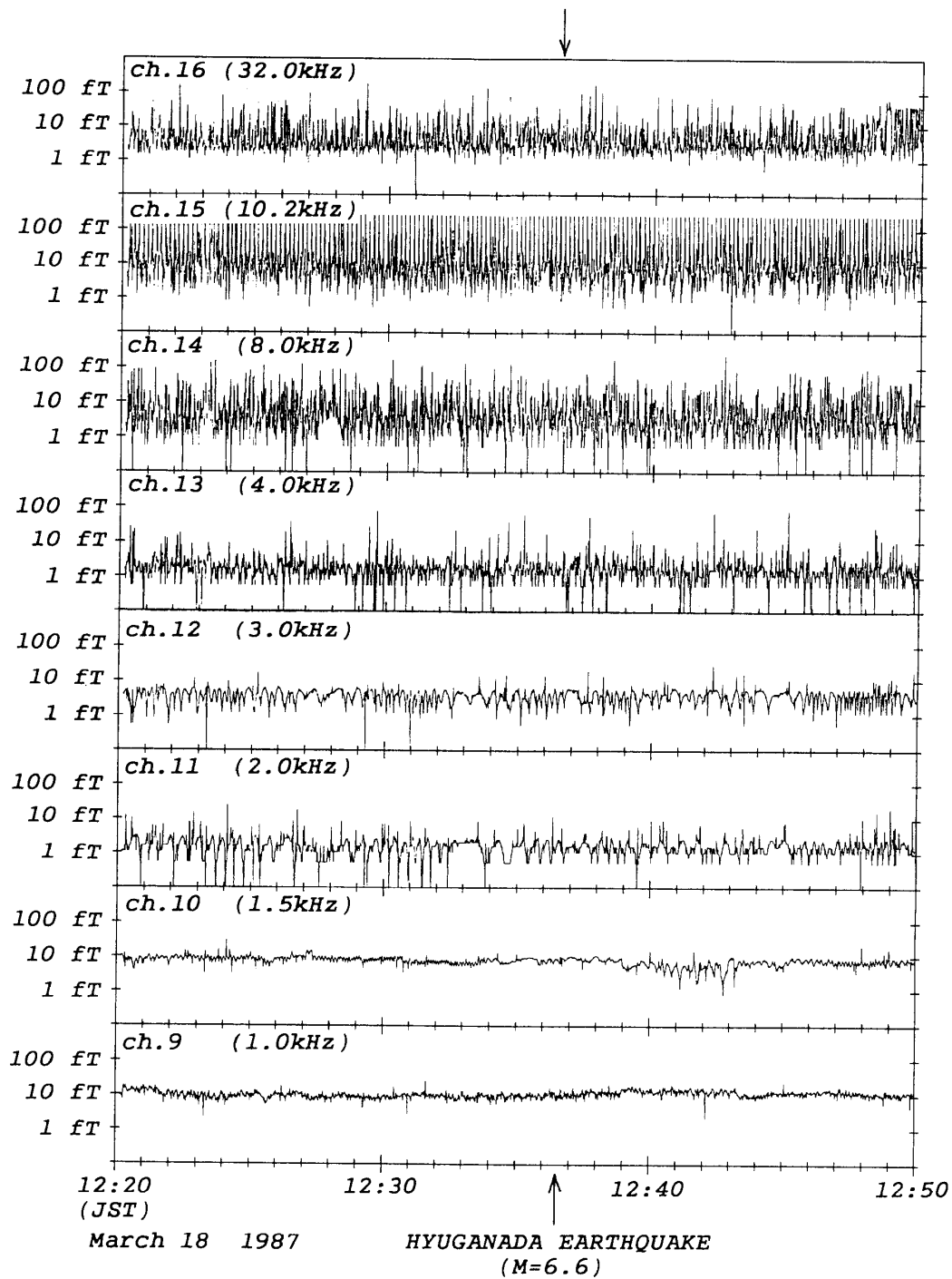


図 5. 続き.

Fig.5. Continued.

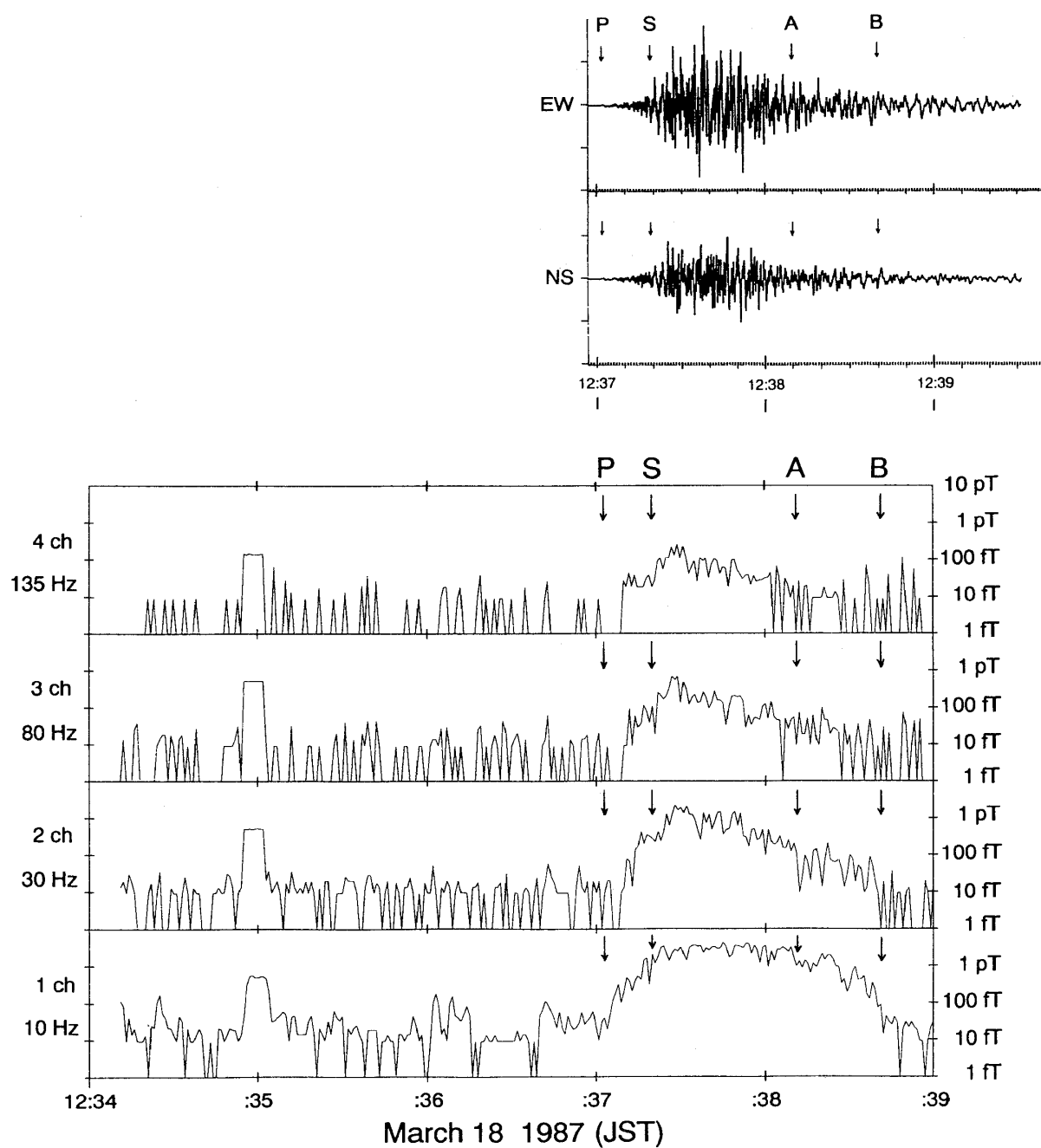


図 6 . 1987 年 3 月 18 日日向灘地震の際に観測された水平地震動の速度波形
(上図) と自然電磁ノイズの異常変化 (下図) .

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.

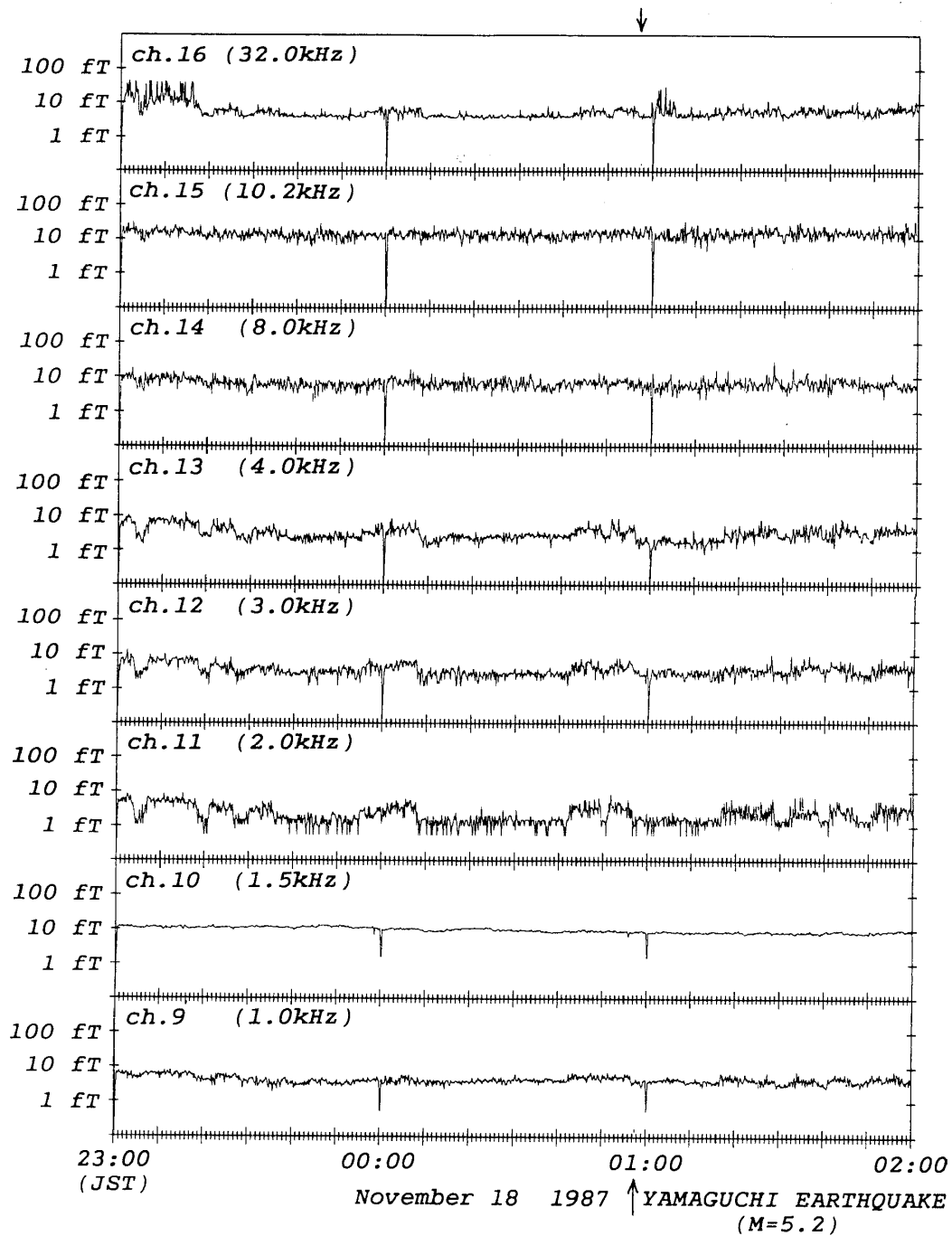


図 7. 地震に先行する電磁ノイズ変化である可能性のある例.

1987 年 11 月 18 日山口県の地震 ($M=5.2$) に先行して VLF 帯のいくつかのチャンネル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 some VLF channels were increased before an earthquake with a magnitude of 5.2 occurred in Yamaguchi Prefecture on November 18, 1987.

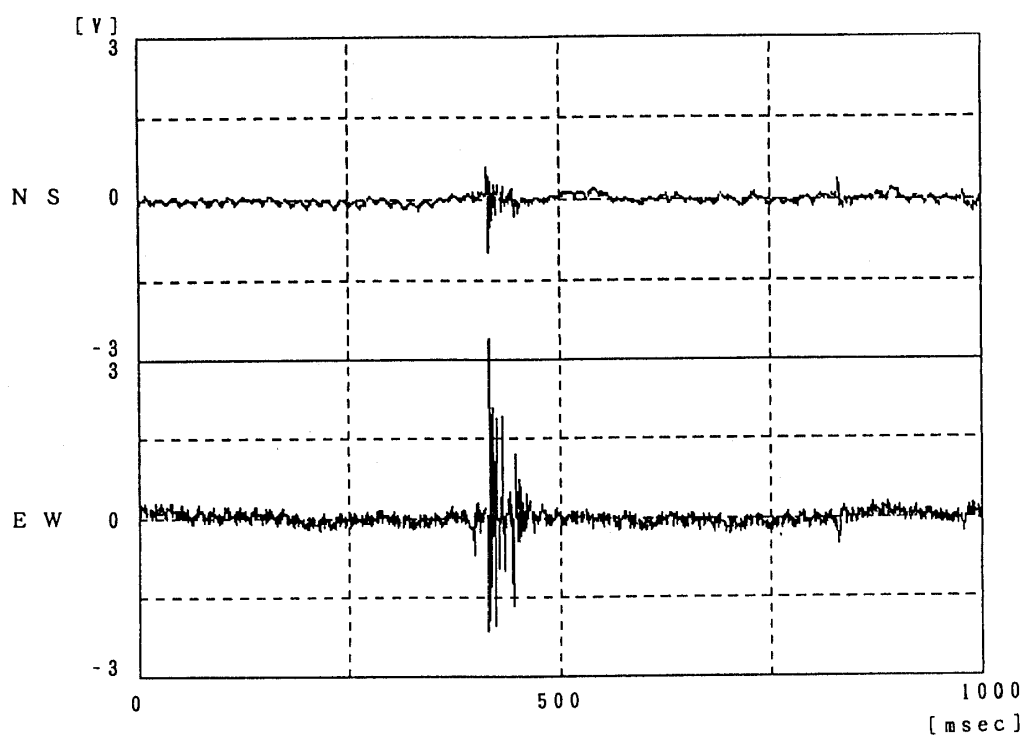


図 8. 新記録システムで記録された広帯域 ELF 信号の波形.

Fig.8. Broadband ELF signal waveforms recorded on the new recording system.

海底電磁波環境観測システム

ELF Electromagnetic Wave Observation System on the Seabed

佐々木宏、田部井隆雄、中村亨、辻和正
高知大学理学部物理教室

Hiroshi SASAKI, Takao Tabei, Toru NAKAMURA, Kazumasa TSUJI
Department of Physics, Kochi University

齊藤威

東京大学宇宙線研究所
Takeshi SAITO
Institute of Cosmic Ray Research, Tokyo University

高橋耕三

通信総合研究所
Kouzou TAKAHASHI
Communications Research Laboratory

藤縄幸雄

防災科学技術研
Sachio FUJINAWA
National Research Institute for Earth Science and Disaster
Prevention

Abstract.

To detect the seismo-radio signal propagating directly through the earth's crust, we have developed ELF EMW observation system with two ball antennas. Measurements of ELF waves in a deep sea will inform us the size and/or shape of seismo-electromagnetic source region as a tomogram of the source region. (1) In the present paper, we introduce the observation system and some of the results for measurements of the ELF signals in a shallow sea.

Two ball antennas (a stainless steel sphere of 23 cm) with a input resistance (10^{11} ohm) voltage follower circuit are installed in glass spheres (Benthos, 2040-10V) as instrument housings for deep underwater. Output signals are feed to a low-noise instrumentation amplifier with a high pass filter. The minimum detectable signal at the voltage follower input is about $5 \mu\text{V}$ at 10 Hz. After ADC circuit, digital data will be sent to the DAT (Digital Audio Tape, 1 G byte) as a data storage device. The Flotation system composed of glass buoyancy spheres and an acoustic release instrument, will be used at main observation. Horizontal component of the electric field in the shallow sea (10m and 20 m) was obtained. The number of impulsive events is 10 times more than that of observed on the land. Further results will be presented in this report.

1. 研究目的

地殻破壊、地震の前兆現象としての電磁放射に関する研究は、地震予知の決定的な方策が未だ確立されておらず、その可能性を探ることは重要である。特に、雷、人工等の雑音電波がほとんどないと推測される、深海底での電磁波（ELF帯）の観測は、全くなされていないに等しく、その観測の重要性は大きい。海底での、ELF帯電波観測により、地震電磁波源の領域の形、大きさの推定などの研究、すなわち地殻破壊領域の断層研究が可能ではないかと思われるからである。(1)

現状では、海底での電磁波環境がどのようなものかはくわしく知られていないため、我々はまず浅い海水中での自然電磁波環境を調べることに重点を置いた。

2. 具体的な観測目標

大気中には、常に世界のどこかの雷より発生した電磁波が伝搬している。その電磁波の電場成分は、地面に対してほぼ垂直な成分のみを有している。その電磁波が海水中に侵入する時、海水の空気に対する屈折率（ $n=9.03$ ）により、電場成分はほぼ海水面に平行に伝搬していく。このことは、サラン等による観測結果にも示されており、海水中での水平電場は垂直電場に対して2オーダー高い値を示した。(2) その点に着目し、ポールアンテナの配置を水平方向とし、空電・シューマン共振現象がどのように捕らえることができるか、また海水中での電磁波のスキンドープスを考慮したとき、どう振る舞うかを知るため、浅い海水中において測定を行うことにした。

他方、1990年11月に行われた初期システムによる実験で判明した記録系の発熱、システムの空中重量が大きいという問題点を改良した。システムの小型・軽量化は、アンテナの表面積を約36%にし、同時にガラス球も小型のものに変更して行った。またデータ記録のためには、オーディオ用小型DATを用いることによってバッテリーと共に小型化し、システムの軽量化を計る事にした。将来のため、PC9801を用いてDATへのデータ書き込み用テスト回路を設計製作し、その利用が可能か否かをしらべること、などである。

上記の改良とともに、水平ポールアンテナシステムにより基礎的な観測を行うことにした、すなわち、

- ① 電磁シールドルームでのシステムノイズの測定、
- ② 電磁シールドルーム、理学部棟屋上においての自然電磁波測定、
- ③ 水深 5 m の岸壁においての海水中での自然電磁波測定、
- ④ 水深 20 m の浅い海水中での自然電磁波測定、
- ⑤ トランスポンダを用いた浮上システムのテスト。

以上の測定によって、目的である地殻変動による電磁波測定の可能性について言及する。

3. 研究方法

3-1. ポールアンテナ

ポールアンテナは、小川ら（1996、(3)）によって大気電場を捕らえる目的で改良・開発された。深海用のハウジングとしてのガラス球に収まるようなポールアンテナとして、ステンレス球を製作した。ポールアンテナは非常にシンプルであり、直径 23 cm のステンレス球をアンテナとし、その中に、高入力インピーダンスのオペアンプ

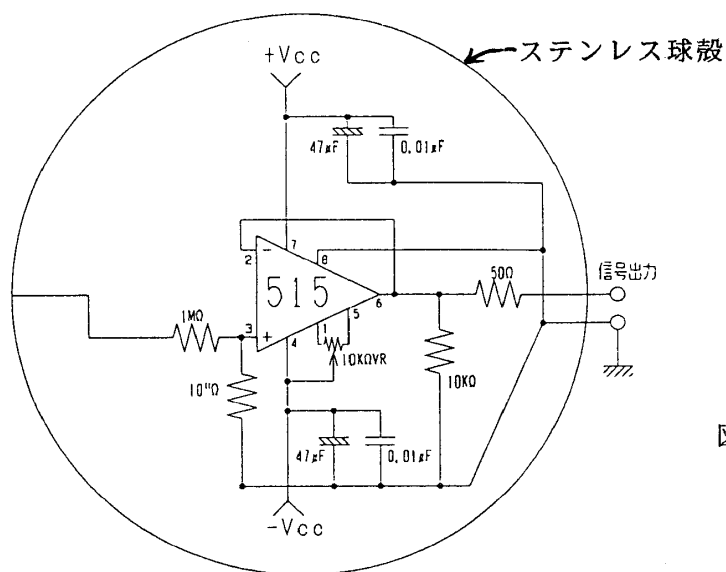


図1 ボールアンテナ用
ボルテージホロワー回路

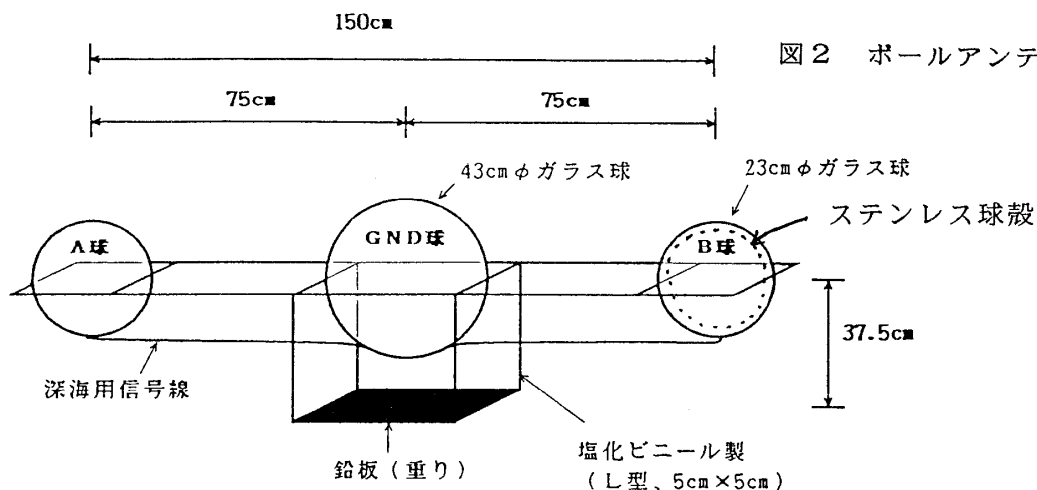


図2 ボールアンテナ装置概略図

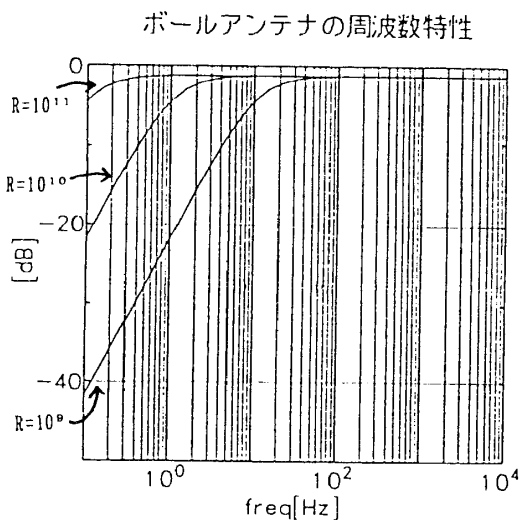


図3 ボールアンテナの周波数特性

(AD515) をボルテージフォロア型に組んだ回路とその電源用バッテリーを入れたものである。図1にボールアンテナ回路図、図2に水平ボールアンテナ配置図、図3にボールアンテナの周波数特性を示した。

3-2. システムの改良

ボールアンテナシステムは、アンテナ部と記録部から構成される。浮上用レリーサー部と共に海底へ沈め、電磁波環境を調べることを目的として開発されたため、アンテナ部はもちろん、記録部も耐高水圧ハウジングのガラス球の限られた体積中に収めるよう設計した。

1990年11月に行われた前システム(Nuclearite 探索実験のために開発したもの)を用いた実験で判明した問題点、及びその後の測定等で判明した点は次の4点であった。

① GND球内の発熱(電力消費量)

前回の実験では、約2時間半の実験終了後GND球内の温度が異常に(約50°Cに)上昇していた。システム全体で約30Ahであった。

② システム全体の重量

前のシステムは、錘(砂袋)もいれて、空中重量で~150kgあり船上での作業が困難であった。また塩化ビニール製の枠が重さのために変形した。

③ 差動アンプのゲイン(利得)調節

差動アンプのゲイン設定精度が良くなかった。また、入力換算で約150μV p-pのノイズが出るため改良する必要があった。

④ ボールアンテナを垂直に配置

電磁波が海水中に侵入する場合、屈折率の関係より海水面に対してほぼ水平成分のみを有して海水中を伝搬することを考慮すること。

以上の点を解決するために我々は次のことを行った。

a) 省電力のためDATの小型化。

発熱を抑え、小型化するため、DATをTEAC社のRS-2からSHARPのRX-P1(市販のオーディオ製品:16Watt)に変更した。また、SCSIボードも、DATへの記録方式がDAIへと変えたため不要になった。しかし、このDAI記録ボードを新たに開発する必要が出てきた。

b) ボールアンテナの小型化。

ボールアンテナの直径を37.5cmから23cmにする。深海用ガラス球も小型化するため大幅な重量減になる(ガラス球1つ:17.2kg→3.7kg)。錘を含むシステム全体で重量は、約75kgとなった。

c) 計装用差動アンプを用いる。

計装用差動アンプIC(AD624)を用い、高精度(非直線性<0.005%)、広利得範囲(1~1000)、高コモンモード排除能力(130db max.)の増幅回路を導入した。ゲイン調節回路がチップ化されており、指定されたピン間にジャンパ線を飛ばして、ゲインを容易に変えることができる。

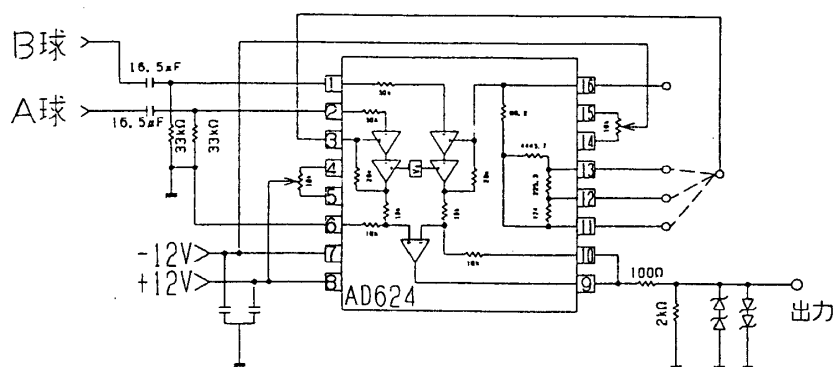


図4 計装アンプ回路図

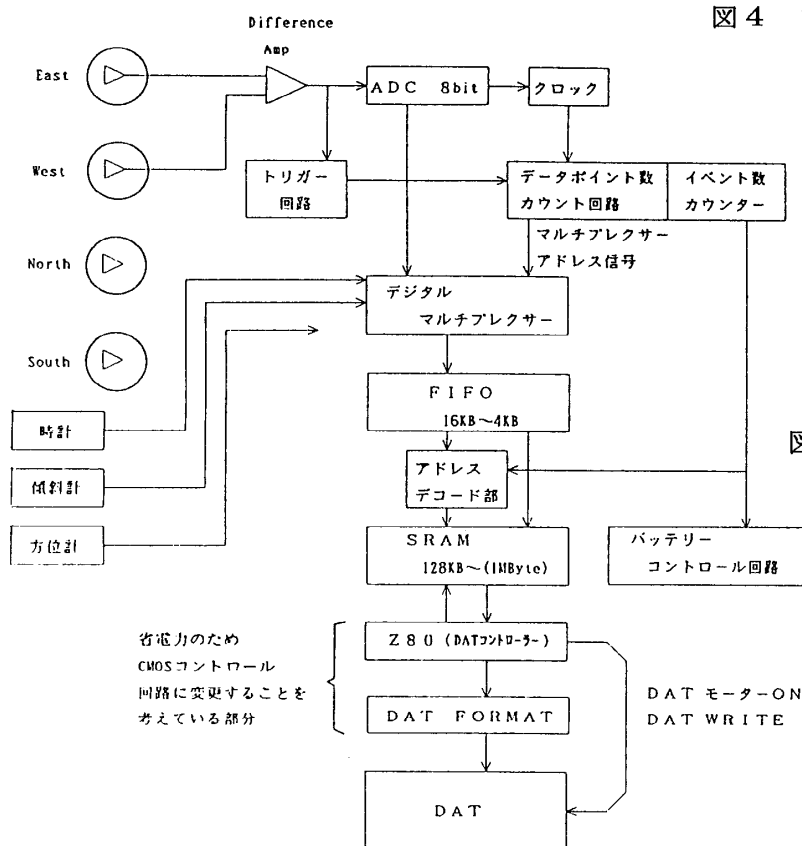


図5 開発中のボールアンテナ
全システムブロック図

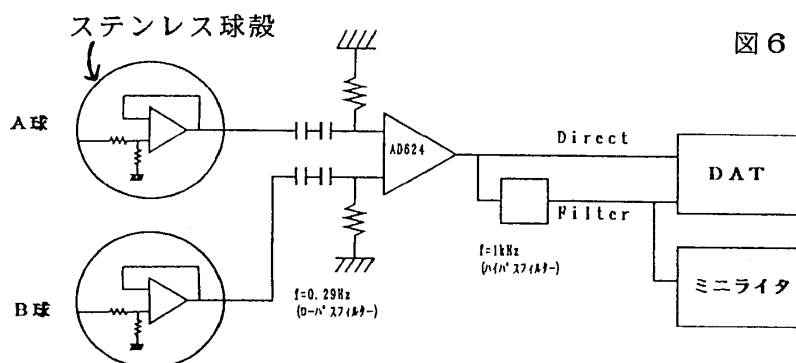


図6 今回使用したシステム
ブロック図

d) ボールアンテナを水平に配置。

前記 ④ の理由により、ボールアンテナを海水中で水平に配置し、水平方向電場の観測をすることにした。

3-3. 増幅回路系

ボールアンテナ (A, B球) よりの各信号は、ブロックダイアグラムに示したように、深海用ケーブルを通りグラウンド (GND) 球内に入り、ハイパスフィルターを経て、図4に示した高精度計装差動増幅回路に送らる。ゲインは、観測対象により 1 倍、100 倍、500 倍に設定した。信号は、DATの入力保護のため、ツェナーダイオードで電圧振幅を ± 1.4 Vに制限した。次に、ダイレクト出力とローパスフィルターを通すフィルター出力とに分け、ダイレクト出力は、直接DAT入力側のL側に、フィルター出力はDAT入力のR側とミニライタ入力に、それぞれ接続した。

3-4. 記録系

記録系 (GND球内) の発熱・重量 (小型化) に関する問題のため、テープレコーダとしてオーディオ用DATを用いた。このDATの利点は小型 (体積約400cm³) であり、電力供給も少なくすむ。また、オプションのADCユニット (AD-PIAK) があり、アナログ信号が取り込めるようになっている。今回は入力インターフェイスボードの開発が遅れたこともあり、差動アンプよりのアナログ信号をこのユニットを用いてDATに記録する方法をとった。この方法ではDATを制御していないため、最高記録時間は2時間しかないことになる。

DATは、デジタル機器として同軸ケーブルのデジタルI/Oを備えている。これにより、差動アンプを経てA/D変換された信号を、トリガーがかかった時のみ記録していくという、新たな記録システムを開発しつつある (図5)。オーディオ用DATのデジタルI/OはEIAJ (日本電子機械工業会規格) に基づいた、DAI (Digital Audio Interface) で入出力する必要がある。そのため、パラレルデータがある場合、それをシリアルに変換後、DAIを用いてDATに記録することになる。今後の長期観測用システムの為、インターフェイス回路のプロトタイプを、PC-9801の拡張スロットル用ボードに組み、テストを行い成功した。

グラフテック社製のミニライタ (WR7200) を用いて、差動アンプよりのアナログ信号も記録した。ミニライタの周波数特性は DC~60 Hzであり、(DATは周波数特性が 20 Hz~22000 Hz (アナログライン入力時))、DC近傍の変化が測定された。DATデータとの比較、及び、直接その場所で信号の時間的な変動を見てチェックするために利用した。

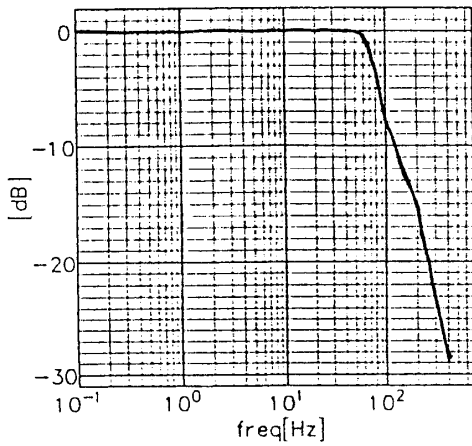
ADCユニット用バッテリーとして、ニッカド電池 (1.2 V 1800 mAh 5本) を使い2時間以上の記録を可能にした。入力がステレオ方式で2チャンネル入力で使用出来るので、アンプからの直接の信号をL側、ローパスフィルターを通った信号をR側に入れることにした。図6にシステムブロック図を、図7にミニライタ・DATの周波数特性図を示す。

4. 観測方法とその結果

データ解析にはデジタル・スペクトラム・アナライザ (主にタケダ理研社の TR9404) を用いた。

4-1. 検出限界の決定

ミニライタの周波数特性



DAT LINE I/Oの周波数特性

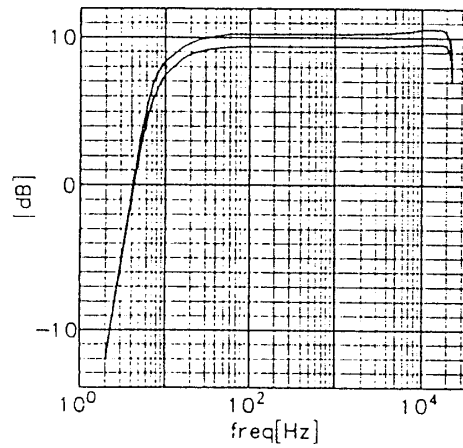


図7 ミニライター、DATの周波数特性

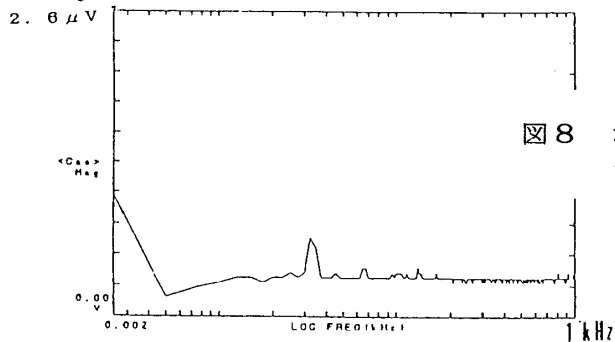
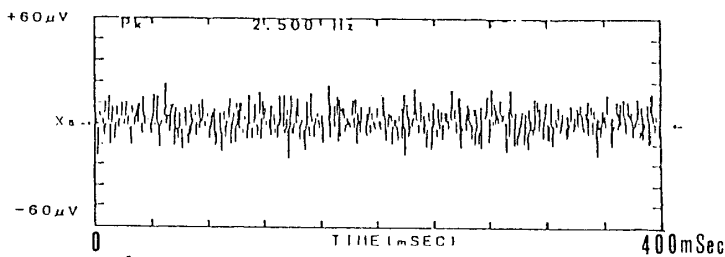


図8 ボールアンテナの入力を接地した時のシステムノイズ

シールドルーム内、Gain:500倍、A, B球→GND
システムノイズ

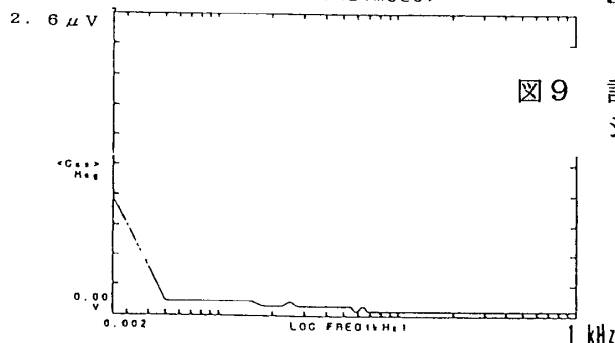
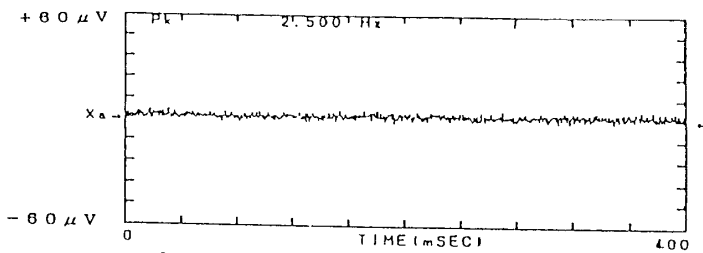


図9 計装アンプの入力を接地した時のシステムノイズ

シールドルーム内、Gain:500倍、A, Bなし
入力→GND、アンプ以降のノイズ

・電磁シールドルームでの観測

電磁シールドルーム内において、システムの基本性能（特に最小検出値）を調べるため以下の測定を行った。

① システムノイズの測定。

シールドルーム内においてボールアンテナA、B球の入力をGNDにおとした状態で、アンプゲイン＝500倍でボールアンテナも含めたアンプノイズを測定する。システムノイズは、約 $23\text{ }\mu\text{V p-p}$ （ $=15\text{ }\mu\text{V/m}$ ）あることが分かった（図8）。差動アンプ入力を接地した場合や、入力をオープンにした場合、ノイズは約 $5\text{ }\mu\text{V p-p}$ であった（図9）。差動アンプの能力を最大限に利用するには、回路系のノイズの低減をする必要がある。これはOPアンプの入力保護の為のシリーズ抵抗を小さくする事で解決された。

② 雑音の測定

比較的人工電磁雑音の少ない夜間に、シールドルーム内でアンプゲイン＝100倍で自然電磁波の測定をした。その結果、商業用電源60Hzの水平方向の電場強度は、シールド室のドア開放時、約 $187\text{ }\mu\text{V p-p/m}$ 、ドア密閉時、約 $30.5\text{ }\mu\text{V p-p/m}$ であった。周波数解析によれば7～10Hzにピークが見られるが、これはシューマン共振の1次にあたる。シールドルーム内でも、空電による自然電磁波を測定したと考えられる。

次に、研究棟屋上（地上高23m）で水平に設置したボールアンテナ（アンプゲイン＝1倍で、GND球中心が床から1mの高さに設置）による自然電磁波の測定を行った。空電が、水平ボールアンテナでどのように見えるか調査することを目的とした。建て屋、及びその周りの商用電源の配線の状況に依存するが、60Hzのピークは約 8 mV p-p/m であった。

4-2。海水中の電磁波

1992年11月21日、高知県土佐市宇佐町の井ノ尻マリーナの岸壁において、予備実験（アンプゲイン＝100倍）を行った。テストの目的は次の点である。

- (i) 水漏れ対策…深海用ハウジングの設定方法の修得
- (ii) アンプゲインの設定値の決定、DATシステムの予備実験
- (iii) 浅い海中でのバックグラウンド信号の形状のチェック

ハウジングに関するノウハウとして、

深海用ガラス球の擦り合わせ面の清掃具合、

面の合わせ方、

フチルゴム、テープの貼り方、

などの、ガラス球内部に海水が侵入してこないための方法を徹底した。

岸壁での観測は、水深1m、および5m（底）の深さで各～30分間の測定により行った。近くには多くの民家があり、商用電源の60Hzが海水中においても良く見えた。図10は海水中1m、図11は海水中5mで自然電磁波を測定したもの、そして図12はパルス状の信号の例である。この信号の周波数スペクトル解析からシューマン共鳴周波数の7.5Hzのピークが見え、空電によるものと推定される。

図13は、海水中1mと5mの場合の商用電源60Hzの減衰率を示している。観測

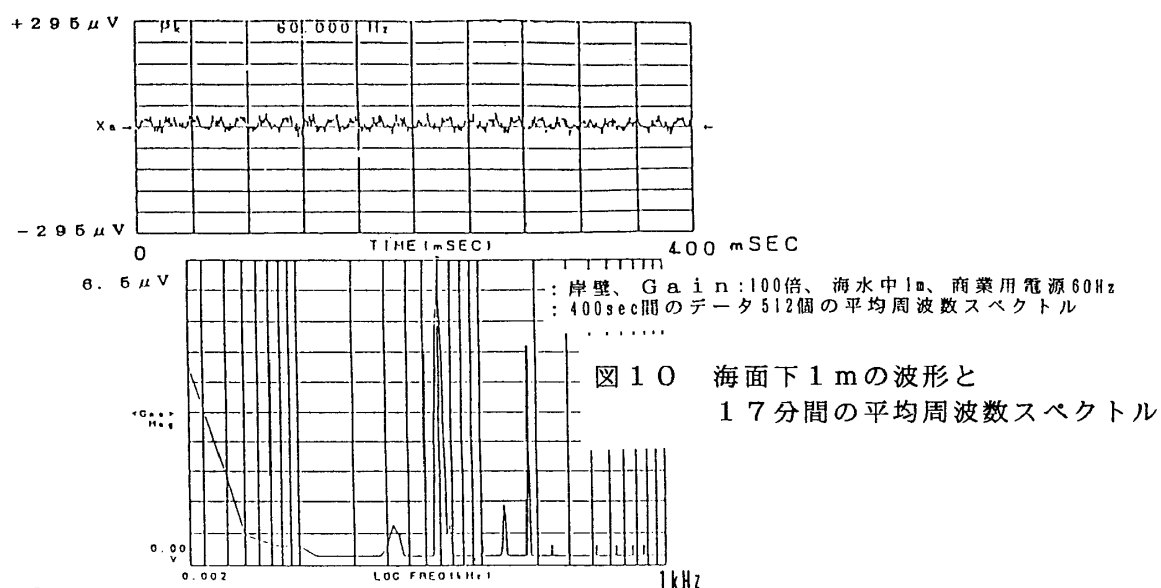


図 10 海面下 1 m の波形と
17 分間の平均周波数スペクトル

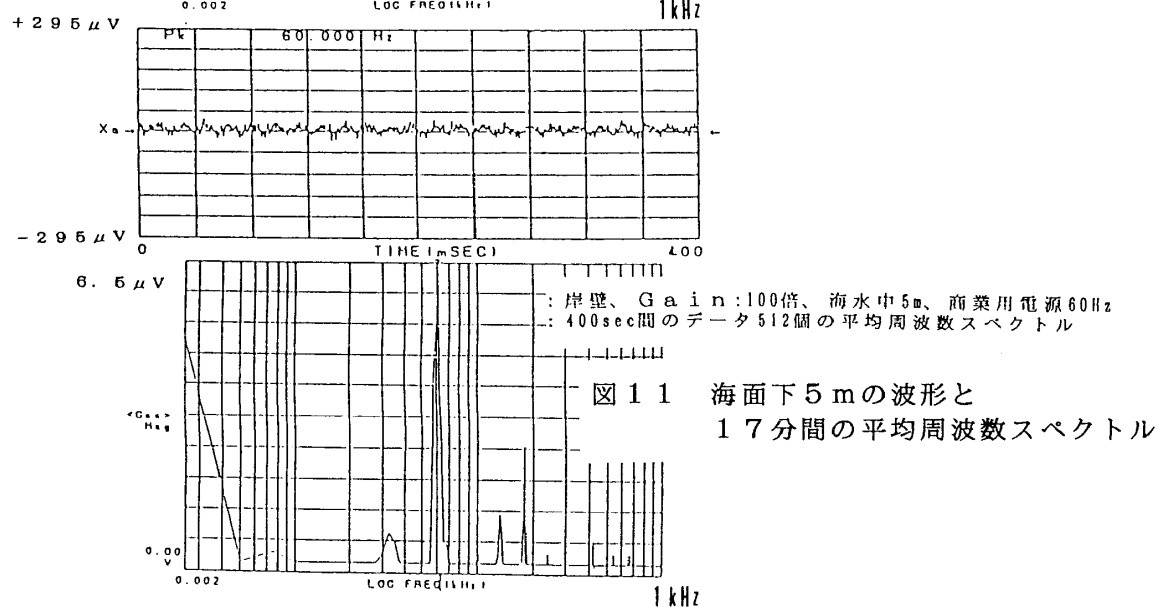


図 11 海面下 5 m の波形と
17 分間の平均周波数スペクトル

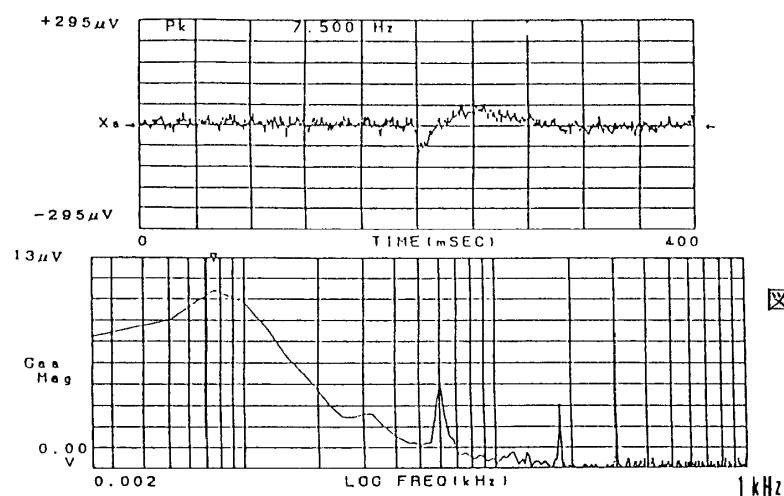


図 12 海面下 1 m の信号例と
そのスペクトル

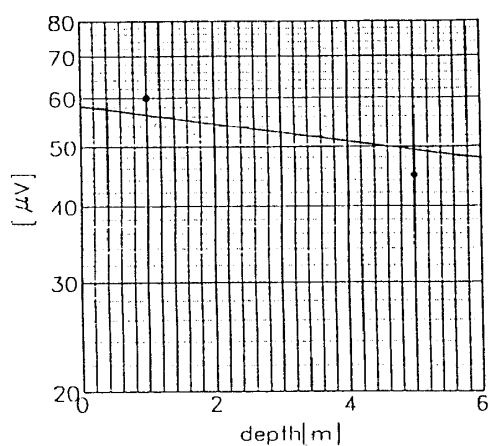


図 13 海水の深さと 60 Hz の
信号強度、実線はスキンドープス

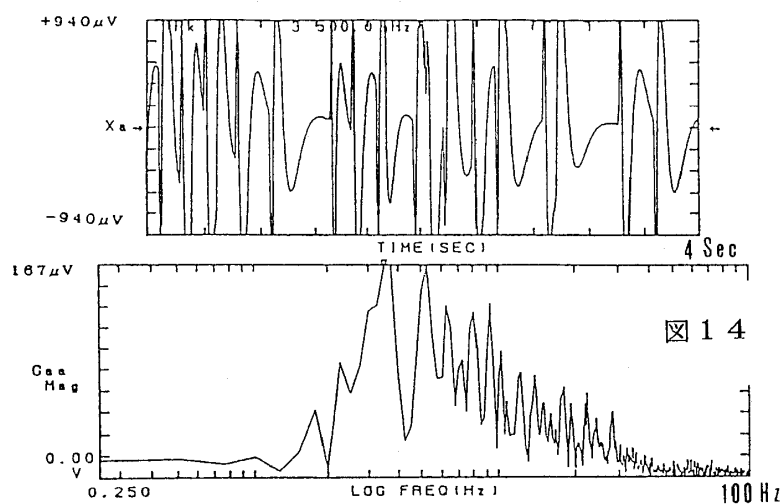


図 14 船上で作業中の時の海面下 10
mでの信号波形とスペクトル

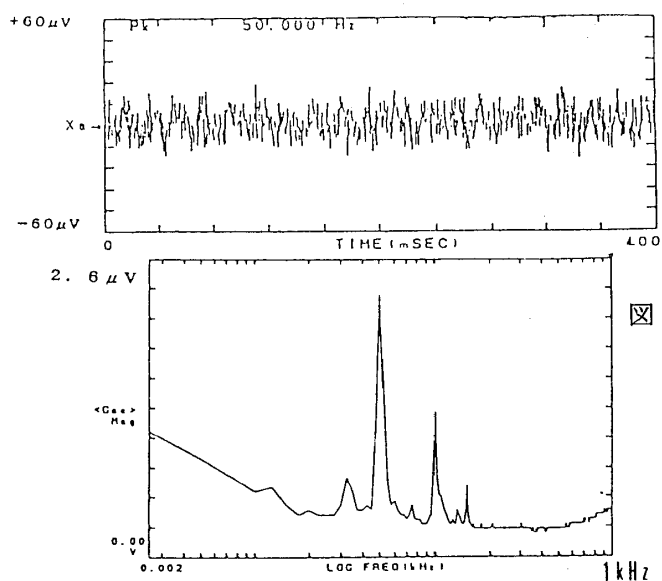


図 15 静かな時の海面下 10 mの信号
と 17 分間のスペクトル

: 海水中 10.9 m、Gain: 500 倍、自然電磁波
: 4 sec 間のデータ 256 個の平均周波数スペクトル

深さが2点だけのため、60 Hzのスキンドープスの減衰率とは一致していないが、これは岸壁での測定ということで、水深 1 m のデータについては、陸地にごく近いことや、60 Hz の電磁波が接岸していた船体側面・底面からまわりこんだり、測定をしていた船台の浮きが約 50 cm 水中に潜り込んでいる等の、周りの環境を考慮していないためのものと考えられる。

4-3. 浅い海水中での観測

この実験の目的としては次のものが挙げられる。

- (i) 検出器としてのポールアンテナの基本性能
- (ii) 環境の基礎データの測定
- (iii) 深海底での測定の見通し

以下に、実験の順に、観測の概要と簡単な結果に付いて述べる。

- ・1993 年 1 月 13 日、翌日の実験準備と共に、接岸していた観測ボート豊旗丸上でアンプゲイン1倍にて、この地点での電磁波測定を行った。
- ・1993年 1 月 14 日、高知県須崎市の浦ノ内湾内の水深約 25 m の地点において海水中での自然電磁波測定を行った。

AM 9:43:05～AM 9:53:23；アンプゲイン＝1倍、測定地点での海面上の電場測定。

AM 10:34:02～PM 00:21:44；アンプゲイン＝ 500 倍、海水中で電場測定。

深さ 10 m 地点：AM 11:03:05～AM 11:33:05（30分間）

深さ 20 m 地点：AM 11:33:50～PM 00:13:50（40分間）

またこの実験のとき観測船に装備されているロランの測地では、船は浦ノ内湾内で測定開始時の北緯 33°25'26" 東経 133°24'52" であった。潮の関係で、測定時間中に、約 100 mながされた。

岸壁の船上では 60 Hz が約 4mV_{p-p}/m 出ていたが、海上では約 67 μ V_{p-p}/mであった。これは、岸壁の近くを送電線が通っているが、海上ではそれらが遠くなることと、測定地点の周りの陸地に人家、工場等が少ないことによると思われる。また、図14に見れるように船上での作業中は、人の動きなどにより電場は大きく乱れた。水中でのポールアンテナシステムの重量を測定したときにも、吊り下げていたロープが振動し、またアンテナも揺れていたためか、同様に乱れた波形が観測された。

図15、16には、海面下10m、20mで観測される普通の信号波形と17分間の信号の周波数スペクトルを例示した。ノイズ部分に比べ振幅が大きな信号について、最初の変化が負から始まるものを、B信号型スローオシレーション（図17）、正の変化から始まるものを、A信号型スローオシレーション（図18）と呼ぶことにする。振幅が小さく、ノイズの中にほとんど隠れそうになっている信号例を図19に示した。

波形の種類をこのように分類し、システムを 10 m から 20 m へ移動したときの前後20分間のデータについて、信号を数えた。その結果を表1、2に示した。

- ①： B信号型スローオシレーション（例：図17）
- ②： A信号型スローオシレーション（例：図18）
- ③： 小信号（例：図19）

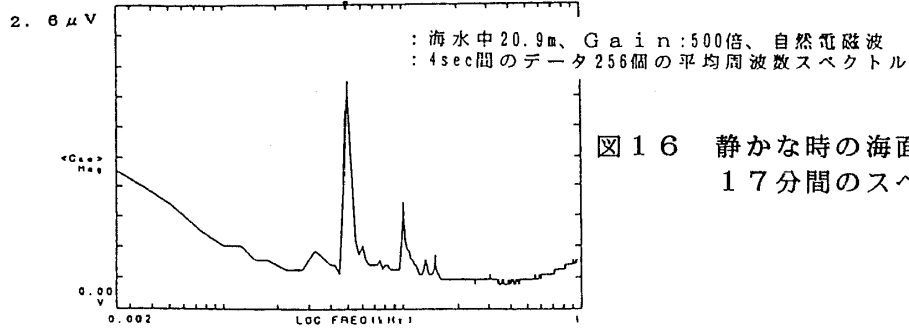
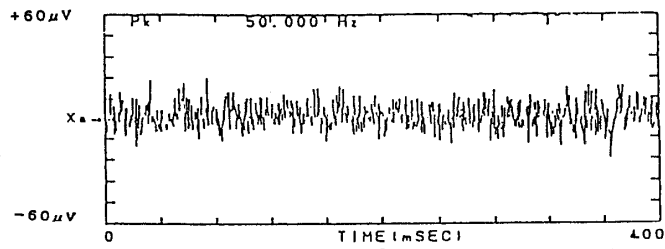


図16 静かな時の海面下20mの信号と
17分間のスペクトル

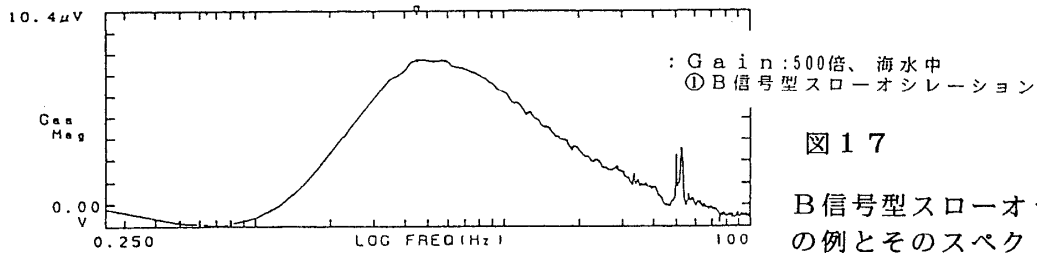
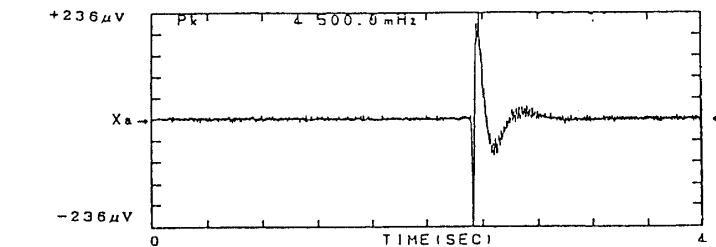


図17

B信号型スローオシレーション
の例とそのスペクトル

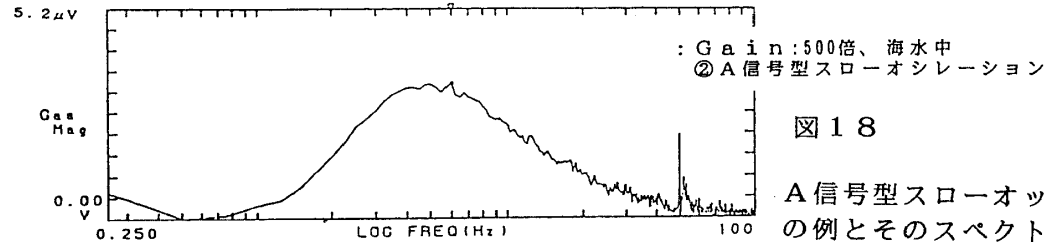
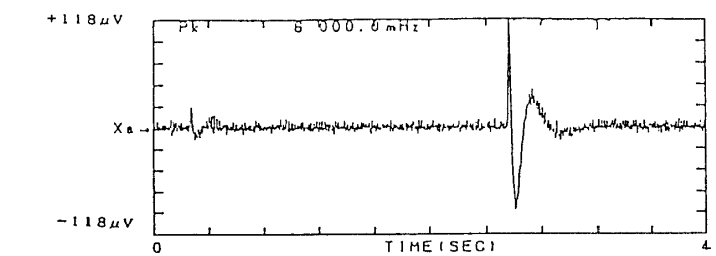
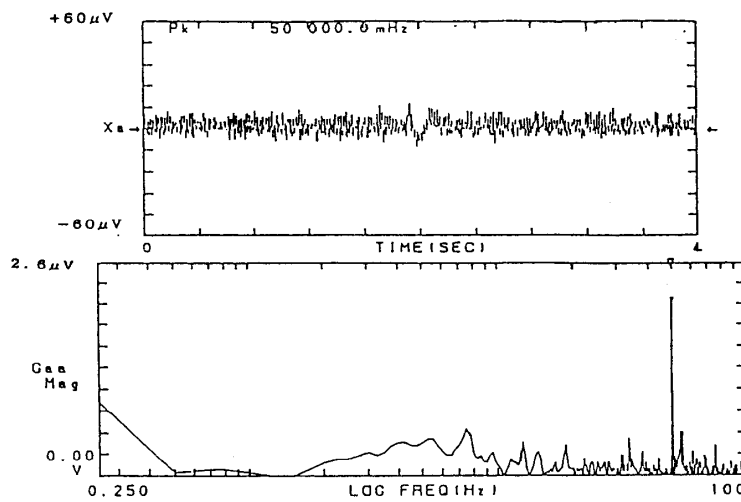


図18

A信号型スローオシレーション
の例とそのスペクトル



: Gain: 500倍、海水中
③小信号

図 19

ノイズに隠れそうな小信号例と
そのスペクトル

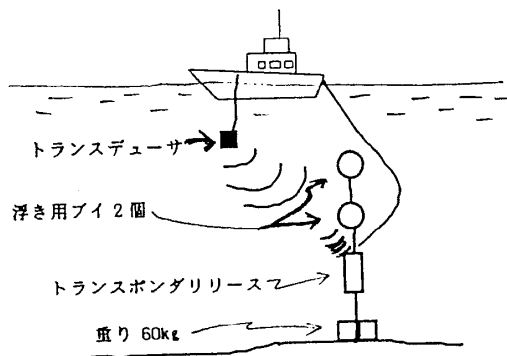


図 20 海水中の重り切り放し装置の
概略図

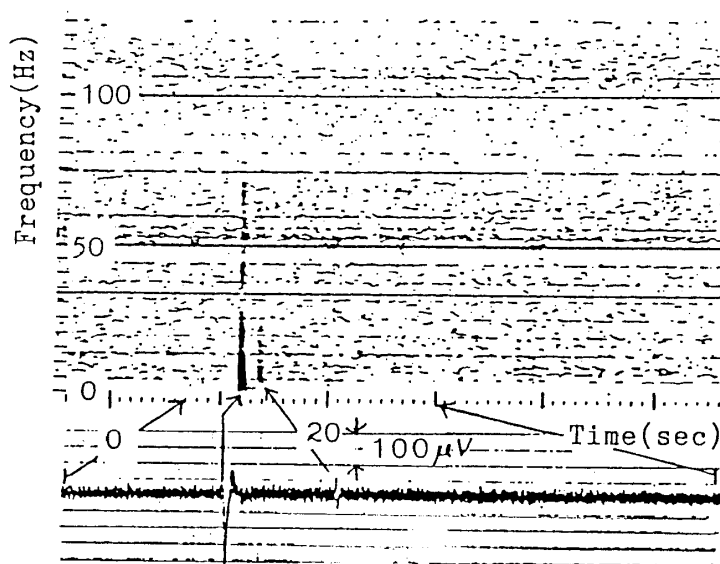


図 21

DATで記録した信号とその
ソナグラムによる解析例

イベント数

深さ (m)	①	②	③
10+0.9	11	8	8
20+0.9	1	7	4

表 1

表中の +0.9m はメインロープの0m点からGND球の中心までの距離。
さらに同データを電場強度 ($\mu\text{V}/\text{m}$) 別に分類し、次表を得た。

イベント数

深さ (m)	電場強度	21.7~43.4	~65	~86.7	86.7以上
10+0.9		17	1	0	1
20+0.9		6	0	2	0

表 2
($\mu\text{V}/\text{m}$)

ここで③の小信号は $21.7\mu\text{V}/\text{m}$ 以下になる。

- ・測定終了後、アンテナシステムを除いてトランスポンダを用いた浮上テストを行った。浮上用ブイとして直径 43.2 cm のガラス球を 2 個用い、重りのコンクリートは 60 kg とした。ボールアンテナシステムは空中重量が約 75 kg、水中重量約 5 kg だった。また、トランスポンダ、ブイ 2 個、重りと全部で水中重量が約 9.5 kg となり、設計どおりとなった。トランスポンダの各種のコマンド、レンジング（距離測定）、ディスエーブル（スリープモード）、エネーブル（ウェーキングモード）、リリース（重り切り放し）のテストを行い、動作確認をした。実験前日に電源スイッチを入れ、リリースの組立を行い、電池消耗を防ぐためディスエーブル状態にして輸送した。トランスポンダをスリープの状態海中に沈め、船上から起動しレンジング（距離測定）を行った。実験室でのテストでもそうであったが、トランスポンダ本体と船上の送受信装置トランスデューサの距離が短いと、測定距離の値が正常なものがでない。このテストでも約 20 m しか離れていなかったため、返答は不正確であった。つぎに重りを切り放すリリースコマンドを送ると、ブイ 2 個と共にトランスポンダが浮上しテストは成功した。（図 20 を参照）

5. 議論と展望

・ボールアンテナシステムの性能

海水中 10 m、20 m の測定で周波数解析の結果（図 15、16）によれば、50Hz に鋭いピークがあった。これは、我々の船はエンジンを止めていたが、観測地点近くのハマチの養殖場に係留してあった船の動力及び小屋等で使用している機器から出ているものと考えられる。また、その電波の減衰率が スキンデプス から期待されるものと合わないのは、大気中からの伝搬などの影響と考えられる。

周波数解析により、商業用電源 60Hz の電波強度は、水深 10 m のとき $3.15\mu\text{V}/\text{m}$ 、20 m のとき $3.84\mu\text{V}/\text{m}$ となった。測定地点は水深約 25 m のため、深さ 10 m はほぼ真中、20 m は底に近い、よってこの結果から海底の下の地面からの伝搬の影響もあると考えられる。

表 1 をみると、10 m のときは A 信号型スローオシレーションと B 信号型スローオシレーションの割合はほぼ等しいが、20 m になると A 信号型スローオシレーションが 7 割以上を占めている。小信号といっているものは、A 信号型、B 信号型がほぼ半分の割合で存在している。10 m から 20 m になったから、伝搬していく電磁波の極性が変わると考えるのは間違いであり、水平に設置したボールアンテナの向きによると考えて良からう。

今回の実験ではポールアンテナの方向をモニターしていなし、また測定時間も短いので決定的には断言できない。観測した時期（'93.1.14. am10:30~pm00:30）は、1年中で最も空電の頻度が低い月で、その上、1日の中でも世界中の雷発生率が最も低い時刻と言える。空電の頻度が低く、かつ測定時間が短かったことで、グローバルに考えても全方向から均一に電磁波が伝搬してきたとは考えられない。ある特定の方向の地域で、連続して空電が発生していたという事が考えられる。参考のため、図22にA型信号例を含む23秒間の信号波形と、その間の信号のソナグラムによる解析図を示した。

・アンプノイズの問題。

地殻変動時に放射されるであろう電磁波強度を $\sim 20 \mu\text{V}/\text{m}$ まで計ろうとすると、最低でもシステムノイズをその1/2に抑えておいてやらないと、信号を特定してやることは困難と思える。今回の結果ではアンプノイズが $15 \mu\text{V p-p}/\text{m}$ のためかろうじて観測可能といってよいだろう。アンプゲインに関しては、使用したIC（AD624）は1000倍まで増幅可能で、これを用いれば2~3 μV オーダーまでを見ることが可能である。

・ループアンテナの利用。

ループアンテナを用いて電磁波の磁場成分を、電場成分と同時に測定する。電磁波発生源の位置を推定するには、NS、EWの成分が必要である。ポールアンテナでは、更にもう1球アンテナを必要とするが、ループアンテナの時には1球の中にセットできる利点がある。

・方位計の設置。

後のデータ解析においてアンテナの方位を知る必要がある。海底にシステムがある場合でも、潮の流れ等で一定の方向を向き続けることはないと考えられ、測定電磁波が何に起因し、どの方向から伝搬してきたのかを知るためであり、また正確にはアンテナの傾き具合を計る傾斜計が必要になる。

・基準時計の設置。

システムの起動開始時間から終了時間までをミリ秒のオーダーで、信号と共に記録しておく必要がある。これは地震が地上で測定されたときなど、関連した波形が観測されているか等、確かめることが必要になってくるためである。

・室内での岩石破碎実験

将来の問題点は、岩石破碎に伴う電磁波放射の理論的確立と、室内実験の遂行であることは言うまでもない。

参考文献

- (1) H.Takahashi and K.Takahashi; IUGG, XIX General Assembly, Vancouver, 1987, IASPEI SW2-10.
- (2) G.S.Saran and G.Held; J. Res. NBS Vol.64D, (1960) 435
- (3) Ogawa,T. et al; J. Geomagn. Geoelectr. ,18, (1966) 443

電磁気的前兆現象の点過程解析

Point Process Analysis of Seismo-electric Signals in Greece

工業技術院 地質調査所

雷 興林・西澤 修

金沢大学 理学部 地学教室

長尾年恭

Geological Survey of Japan

Xinglin LEI(STA fellow)¹

and Osamu Nishizawa

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University

Toshiyasu NAGAO

(Abstract) On the basis of theory of information and statistics, a point process analysis was made for the seismo-electric precursor signals observed in Greece. Analyzed seismo-electric signals are those obtained in Greece from January 1990 to May 1992, and earthquakes are of magnitude greater than 4.8. The Laguerre type polynomial was used for expressing the hazard function because it can include causality relations and the time delay as well as the decaying character of the hazard functions. Moreover, the Laguerre type polynomials is very convenient for expressing the log likelihood. The following four models were tested: 1. point process of earthquakes is completely random, 2. earthquakes are self-exciting process and there is no causality relations between seismo-electric signals and earthquakes, 3. the seismo-electric signal triggers earthquakes, and thus the former is the precursor of the latter, 4. the point process of earthquakes is both self-exciting and triggered by seismo-electric signals. Then the causality relationship between seismo-electric signals and earthquakes were exchanged and the above four models are also tested. Models were compared by means of AIC. The model that assumes seismo-electric signals as earthquake precursors gives the best-fit to the data. This conclusion is opposite to that of Mulargia and Gasperini (1993) in which they concluded that seismo-electric signals appeared by chance and did not have any causality relations between earthquakes.

1. 研究目的

1) 研究目的

ギリシャで成功したといわれている VAN 法による地震予知について、岩石破壊実験で用いられたと同様のデータ解析手法 (西澤・野呂, 1990; Nishizawa and Noro, 1990; 雷・西澤, 1992) によってその統計的性質を明らかにする。この手法によって、VAN で見られる前兆と地震との間にどのような因果関係が存在するかが確率的に記述できる。得られた確率的関係から、VAN 法で

¹ 中国地震局地質研究所: Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, China

のシグナル (SES) が地震の前兆であるか否かについて統計的判定を行い, SES の先行時間の確率の意味があきらかになる.

2) これまでの研究とその問題点

Varotsos and Lazaridou (1991) の VAN 法によるギリシャでの地震予知成功例は, 上田 (1991) によって日本に広く紹介され, 注目をあびている. そして同様の研究が日本でも各地で行われ, 電磁氣的シグナルによる地震予知の可能性が研究されている. ところが, 最近 Mulargia and Gasperini (1992) によって, ギリシャの地震予知成功例は統計的偶然にすぎないという報告がなされた. VAN 法による地震予知についての統計的検討は浜田 (1989) によりすでになされており, その結論は VAN 法は統計的には十分有意なレベルで予知に成功しているというものである. このように, VAN 法による地震予知についての統計解析では, 現在相互に矛盾する報告がなされている.

ところで, 上のふたつの統計的検定では, 時間的に発生する事象系列の情報が十分に生かされているとはいえない. つまり時間軸上でのデータの実現確率とこれを表すモデルについて具体的な記述がなく, 情報理論の立場からは十分な客観性を持たない. そこで, 今回われわれは点過程の解析に用いられている手法 (尾形 (1981), 尾形 (1988), Ogata and Katsura (1985), Ogata and Katsura (1986)) を適用して, VAN 法による地震予知の確率的構造について明らかにし, VAN 法で見いだされるシグナルが前兆現象として客観的に認めうるかどうかの判定と, 確率構造から導き出される先行時間 (lead time) についての具体的な意味づけも試みた.

2. 研究方法

地震発生や電磁氣的な前兆信号はその事象が生じたか否か, すなわち真か偽, あるいは 1 か 0 かという形で発生する確率過程である. このような過程は点過程とよばれ, 連続的に変化する時系列データなどとは異なった取扱いを必要とする. 以下に点過程解析に必要な基本事項とアルゴリズムについて記述する (尾形 (1981), 尾形 (1988), Ogata and Katsura (1985), Ogata and Katsura (1986)).

1) 条件付強度関数 (Conditional Intensity Function)

時間についての点過程系列 $\{M_t\}$ は以下のように定義される,

$$M(a, b] = \#\{t_i; a < t_i \leq b\}; \text{ 区間 } (a, b] \text{ に発生する点の数} \quad (1)$$

ある時刻における事象発生の確率を危険度と呼び, $\lambda(t)$ で表す. もし, $\lambda(t)$ が $\{M_s\}$ 自身の過去の履歴によって定まるとすると, この系列の自身の過去の履歴 $\mathcal{H}_t = \{M_s; s < t\}$ を条件としての条件付強度関数が

$$\begin{aligned} \lambda(t | \mathcal{H}_t) &= \mu + \int_0^{t-} g(t-s) dN_s \\ &= \mu + \sum_{t_i < t} g(t-t_i) \end{aligned} \quad (2)$$

と表現される (例えば, 尾形 1983). ここで μ は定常ポアソン過程を特徴づけるパラメタである. また $g(t)$ をインパルス応答関数と呼ぶが, これは点事象が時間軸上の一点で生起するので, 後の危険度についてのインパルスの入力を与えたと考えることができるためである. インパルス応答

関数の近似に具合が良いだけでなく、条件付強度関数の尤度の計算が容易である関数はラゲール型多項式

$$g(t) = \sum_{k=0}^K a_k t^k \exp(-\beta t) \quad (3)$$

である。未知数は多項式の次数 K とパラメタ $a_k (k = 1, 2, \dots, K)$, β であるが、これらの推定値を得るには、情報量規準

$$AIC = -2(\text{最大対数尤度}) + 2(\text{パラメタ数}) \quad (4)$$

を最小にする K と $a_k (k = 1, 2, \dots, K)$, β を探せばよい。

一般的には、事象系列 $\{M_t\}$ の危険度がその系列自身の過去の履歴 $\mathcal{H}_t = \{M_s; s < t\}$ だけに影響されて変化しているとは考え難く、ほかにも何らかの原因があるのではないかと考えられる場合もある。そのとき、統計的予測を改善するには、系列 $\{M_t\}$ のきっかけや前兆となるべき外的な情報 $\{N_t\}$ を探し出すことが重要になってくる。そこでこうした相互の関係をも考慮した新しい条件を $\mathcal{F}_t$ とする。とくに、条件として考えられるのが別の点過程 $\{N_t\}$ であるときこうした因果関係を表すためにもうひとつのラゲール型多項式 $h(t) = \sum_{\ell=0}^L b_\ell t^\ell \exp(-\gamma t)$ を用いて、拡張した条件付き強度関数

$$\begin{aligned} \lambda(t | \mathcal{F}_t) &= \mu + \int_0^{t-} g(t-s) dM_s + \int_0^{t-} h(t-s) dN_s, \\ &= \mu + \sum_{t_i < t} g(t-t_i) + \sum_{t_j < t} h(t-t_j) \end{aligned} \quad (5)$$

を用いることができる。こうして、外的情報を考慮した場合とそうでない場合について最適のパラメタとパラメタ数を求め、その AIC を比較してそれぞれの仮定の中でどれが最適かを調べる。

2) 尤度の計算

θ をモデルパラメタとすることを陽に示すため条件付強度関数を $\lambda_\theta(t | \mathcal{F}_t)$ と書く。区間 $(0, T]$ 上に m 個の点 $(t_1 < t_2 < \dots, < t_m)$ が生起する同時確率密度関数は

$$f_T = (t_1, t_2, \dots, t_m) = \left\{ \prod_{i=1}^m \lambda_\theta(t_i | \mathcal{F}_{t_i}) \right\} \exp \left\{ - \int_0^T \lambda_\theta(t | \mathcal{F}_t) dt \right\} \quad (6)$$

で与えられる（尾形，1981）。パラメタ θ によって特徴づけられるモデルの対数尤度は、

$$\log \mathcal{L}_T(\theta; t_1, t_2, \dots, t_m) = \sum_{i=1}^m \log \lambda_\theta(t_i | \mathcal{F}_{t_i}) - \int_0^T \lambda_\theta(t | \mathcal{F}_t) dt \quad (7)$$

となる。ラゲール型多項式 (3) を用いたときのモデルパラメタは、係数 a_k, b_ℓ の個数 $M+1, L+1$ と指数関数の減衰のパラメタ β, γ および、定常ポアソン過程を特徴づける μ であるので、 AIC は

$$AIC = 2 \log \mathcal{L}_T(\cdot) + 2(M + L + 5) \quad (8)$$

で与えられる。

3) 計算式のまとめ

$$g(t) = \sum_{k=0}^M a_k t^k \exp(-\beta t) \quad (9)$$

$$h(t) = \sum_{\ell=0}^N b_{\ell} t^{\ell} \exp(-\gamma t) \quad (10)$$

$$\lambda_{\theta}(t | \mathcal{F}_t) = \mu + \sum_{t_i < t} g(t - t_i) + \sum_{t_j < t} h(t - t_j) \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \int_0^T \lambda_{\theta}(t | \mathcal{F}_t) dt &= \mu \cdot T + \sum_{t_i} \int_0^{T-t_i} g(t) dt + \sum_{t_j} \int_0^{T-t_j} h(t) dt \\ &= \mu \cdot T + \sum_{t_i} \left\{ \sum_{k=0}^M a_k \cdot I_0(k, T - t_i, -\beta) \right\} \\ &\quad + \sum_{t_j} \left\{ \sum_{\ell=0}^N b_{\ell} \cdot I_0(\ell, T - t_j, \gamma) \right\} \end{aligned} \quad (12)$$

ここで $I(n, t, a)$, $I_0(n, T, a)$ は次のように表される.

$$\begin{aligned} I(n, t, a) &= \int t^n \exp(at) dt \\ &= \frac{\exp(at)}{a} \sum_{r=0}^n \frac{n! t^{n-r}}{(n-r)! a^r} \quad (n \geq 0) \end{aligned} \quad (13)$$

$$I_0(n, T, a) = I(n, T, a) - I(n, 0, a) \quad (14)$$

また次の漸化式が利用される

$$I(0, t, a) = \frac{\exp(at)}{a} \quad (15)$$

$$I(n, t, a) = \frac{t^n \exp(at)}{a} - \frac{n}{a} I(n-1, t, a) \quad (16)$$

以上の関係を利用して、対数尤度 (7) に対して数値的最適化のアルゴリズムを適用して最大対数尤度を与えるパラメタを求め、(8) により AIC の値を計算する.

3. 研究成果

1) シミュレーションで作りに出された点過程の解析

まず数値シミュレーションによって作りだした点過程系列を解析し、上で述べた手法で最適と判定された関数が実際の点過程の情報をどの程度忠実に再現しているかを明らかにする. そのためには、因果関係のあるモデルとないモデルについてそれぞれのモデルの最適パラメタを求め、このときの AIC を比較する. すなわち、

1. 事象系列 $\{M_i\}$ がまったくランダムに起こっている場合, $g(t) = h(t) = 0$,
2. $\{M_i\}$ は過去の履歴に関係するが $\{N_i\}$ とは無関係に発生している場合, $h(t) = 0$,
3. $\{M_i\}$ は $\{N_i\}$ に対してのみ因果関係を持ち $\{M_i\}$ 自身の過去の履歴とは無関係である場合, $g(t) = 0$,

4. $\{M_t\}$ は自身の過去の履歴と $\{N_t\}$ の両方に対して因果関係を持つ場合、 $g(t) \neq 0, h(t) \neq 0$ （これは式 (5) で条件を無制約としたものである）、

についてモデルの最適パラメタと AIC を計算する。ここではシミュレーションで発生した時系列について以下のふたつの場合について調べた。

(1) $\{M_s\}$ をランダムに生成した点系列とする。 $\{M_s\}$ に対する $\{N_s\}$ の先行時間はランダムな分布をするものとして、平均先行時間 0.2（単位は任意）、分散 0.1 の正規分布によって生成する。この関係は $\{M_s\}$ が $\{N_s\}$ の前兆としてモデル化されており、両者の関係は (5) を用いて表されるはずである。モデルの最適パラメタは上で述べた手法によって決定される。前節で示したアルゴリズムにしたがって各モデルの AIC を計算すると 表-1 のようになる。

表-1. 統計モデルの各制約についての最小 AIC

	$g(t) = h(t) = 0$	$h(t) = 0$	$g(t) = 0$	無制約
$g(t)$ の次数	—	0	—	0
$h(t)$ の次数	—	—	1	1
パラメタ数	1	3	4	6
AIC	-32.16	-48.66	-58.23	-57.56

表-1 の結果を見ると、3 番目のモデルで AIC が最小となる。したがって、系列 $\{M_s\}$ をもっともよく説明するモデルは $\{N_s\}$ を前兆とする系列である。しかし、 $\{M_s\}$ 自身の過去の履歴をも考慮したモデルとの差はさほど小さくなく、AIC の違いは 1 以内であるが他のふたつのモデルとの差は非常に大きい。

このときの最適モデルの危険度関数の各係数は

$$\mu = 0.0$$

$$b_0 = 8 \times 10^{-6}$$

$$b_1 = 93.43$$

$$\gamma = 9.5$$

となり、この結果を図示すると 図-1 のようになる。図-1 の最上段はインパルス応答関数 $h(t)$ を示している。 $h(t)$ は原因となる事象が発生して一定の時間遅れの後最大値をとる。中段の図は危険度関数の時間に対する変化を示す。事象 $\{N_s\}$ の発生頻度が高くなると $\{M_s\}$ の危険度も大きくなる。

(2) 次に前兆系列の平均先行時間と分散の大きさを変え、それぞれ 0.4, 0.2 として前と同様に最適モデルを計算する。各モデルについての結果は 表-2 のようになり、 $\{N_s\}$ を前兆とするモデルがもっともよくデータを説明できる。

表-2. 統計モデルの各制約についての最小 AIC

Synth: delay=.2 Err=.1 N=40

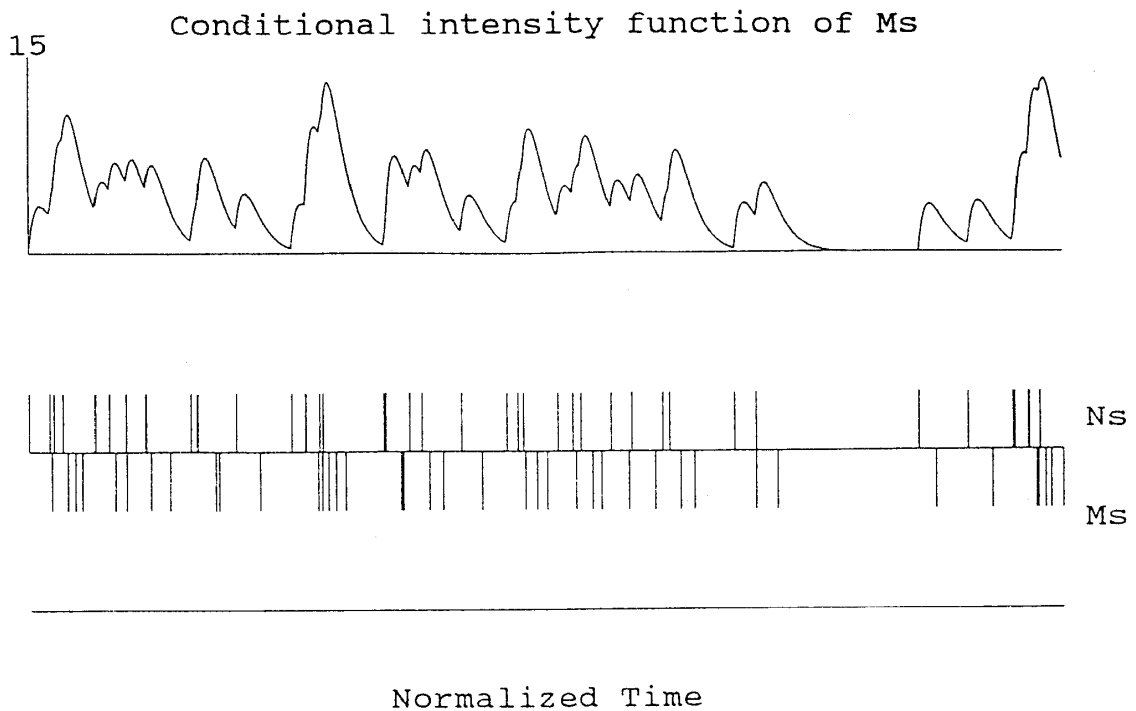
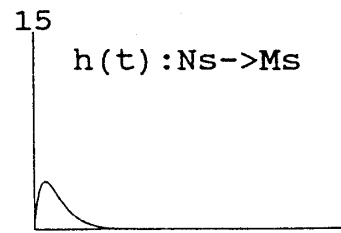


図-1.テスト系列についてのインパルス応答関数と危険度の変化 I 。 $\{M_s\}$ は $\{N_s\}$ に対して平均時間遅れ 0.2 (単位は任意) 遅れ時間の分散 0.1 で発生する系列。最適なラゲール型多項式の次数は 1 で危険度関数が最大値に達するまでに時間遅れが生じる。これが前兆の先行時間に対応する。

Fig. 1. The impulse response function and change of conditional intensity function as a function of time. The point process $\{M_s\}$ is produced from another process $\{N_s\}$ with a mean delay 0.2 (arbitrary unit) and the standard deviation 0.1. The order of the Laguerre type polynomial is 1, which characterized by the delay before the maximum value. The delay time corresponds to the duration of the precursory time of $\{N_s\}$.

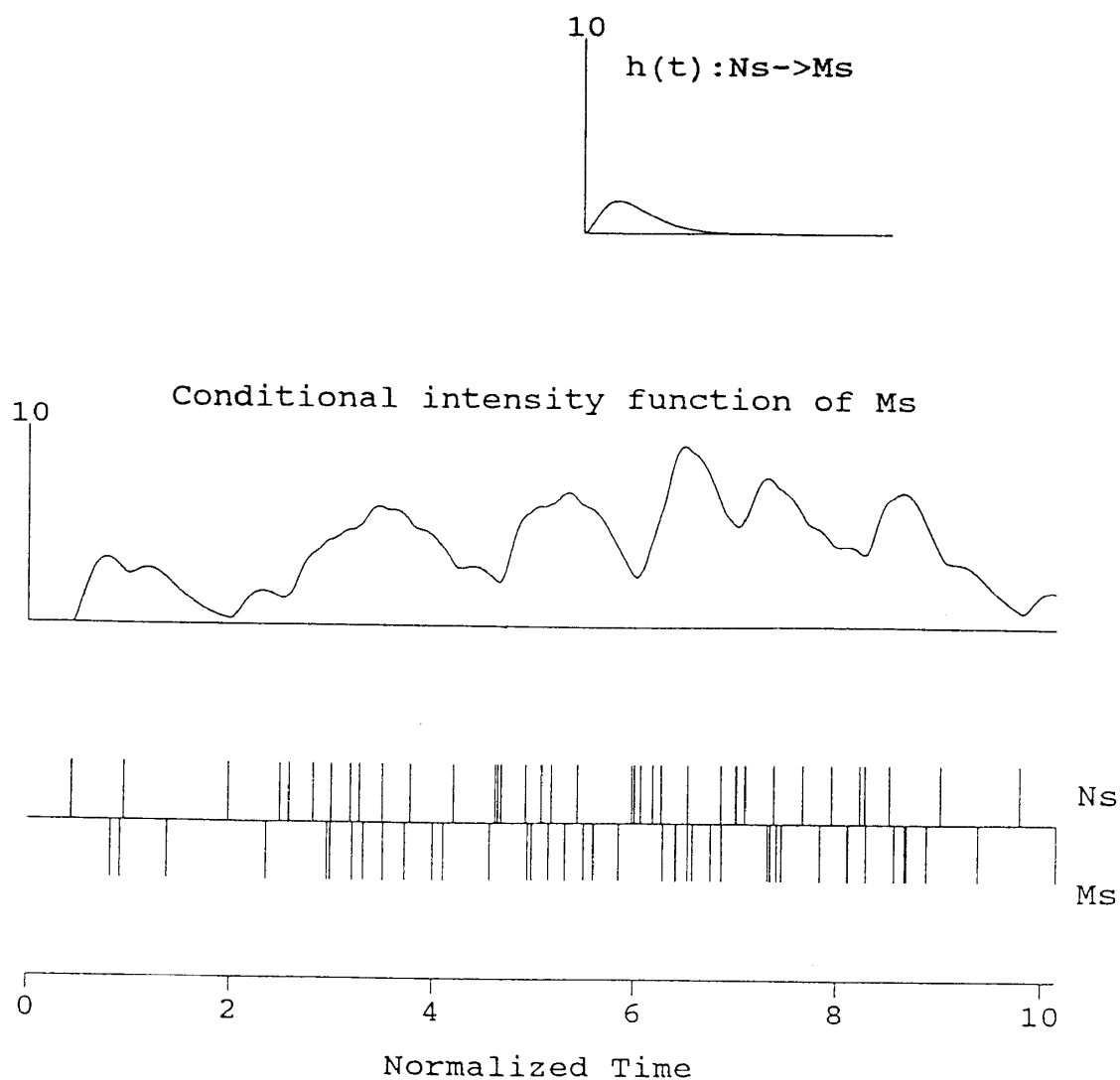


図-2.テスト系列についてのインパルス応答関数と危険度の変化Ⅱ。 $\{M_s\}$ は $\{N_s\}$ をに対して平均時間遅れ 0.4 (単位は任意) 遅れ時間の分散 0.2 で発生する系列。危険度関数の最大値が現れる時間は 図-1 の場合に比べ大きくなっており、平均遅れ時間の大きさの変化に対応している。

Fig. 2. The impulse response function and change of conditional intensity function as a function of time. The point process $\{M_s\}$ is produced from another process $\{N_s\}$ with a mean delay 0.4 (arbitrary unit) and the standard deviation 0.2. Note that the delay time of the intensity function is larger than that of the first series, which corresponds to the elongation of the mean delay time between $\{N_s\}$ and $\{M_s\}$.

	$g(t) = h(t) = 0$	$h(t) = 0$	$g(t) = 0$	無制約
$g(t)$ の次数	—	0	—	0
$h(t)$ の次数	—	—	2	2
パラメタ数	1	3	5	7
AIC	-27.74	-35	-40.03	-36

最適な危険度関数は

$$\mu = 1 \times 10^{-6}$$

$$b_0 = 5 \times 10^{-6}$$

$$b_1 = 3 \times 10^{-5}$$

$$b_2 = 111.01$$

$$\gamma = 6.022$$

結果を図示すると 図-2 のようになる。前兆系列の平均先行時間を大きくしたことに対応して、危険度関数が最大値に達するまでの時間が長くなっている。

2) ギリシャでの予知例

(1) まず、VAN 法によるシグナルが地震系列の前兆であるとしてデータを解析する。使用した電磁気シグナルと地震系列データは 1990 年 1 月より 1992 年 5 月までの、マグニチュード 4.8 以上のものである (Varotsos *et al.*, 1993)。両系列を図-3 に示すが $\{N_s\}$ が前兆シグナル、 $\{M_s\}$ が地震である。実線で囲んだ部分を除去して解析すると結果は表-3 のようになった。最適なモデルは前兆シグナル $\{N_s\}$ が地震系列 $\{M_s\}$ を励起するとしたものである。

表-3. 統計モデルの各制約についての最小 AIC

	$g(t) = h(t) = 0$	$h(t) = 0$	$g(t) = 0$	無制約
$g(t)$ の次数	—	0	—	0
$h(t)$ の次数	—	—	1	0
パラメタ数	1	3	4	5
AIC	47.06	31.53	27.61	31

また、最適パラメタは以下のようになる。

$$\mu = 0.0$$

$$b_0 = 2.3 \times 10^{-4}$$

$$b_1 = 7.997$$

$$\gamma = -1.8$$

インパルス応答関数の形は 図-3 の最上段に示す。中段の危険度のグラフによると、前兆シグナルが現れると数日後に危険度が最大となり、後は徐々に減衰してゆく様子を見ることができる。危険度関数を用いたモデルでは先行時間は確率的なものである。したがって先行時間の大きさを特定することはできないが、ふたつの事象間の時間差にはある程度のばらつきを含んだ先行時間が見かけ上観測される。とくにインパルス応答関数が一定の遅れ時間の後最大値をとるならば、見

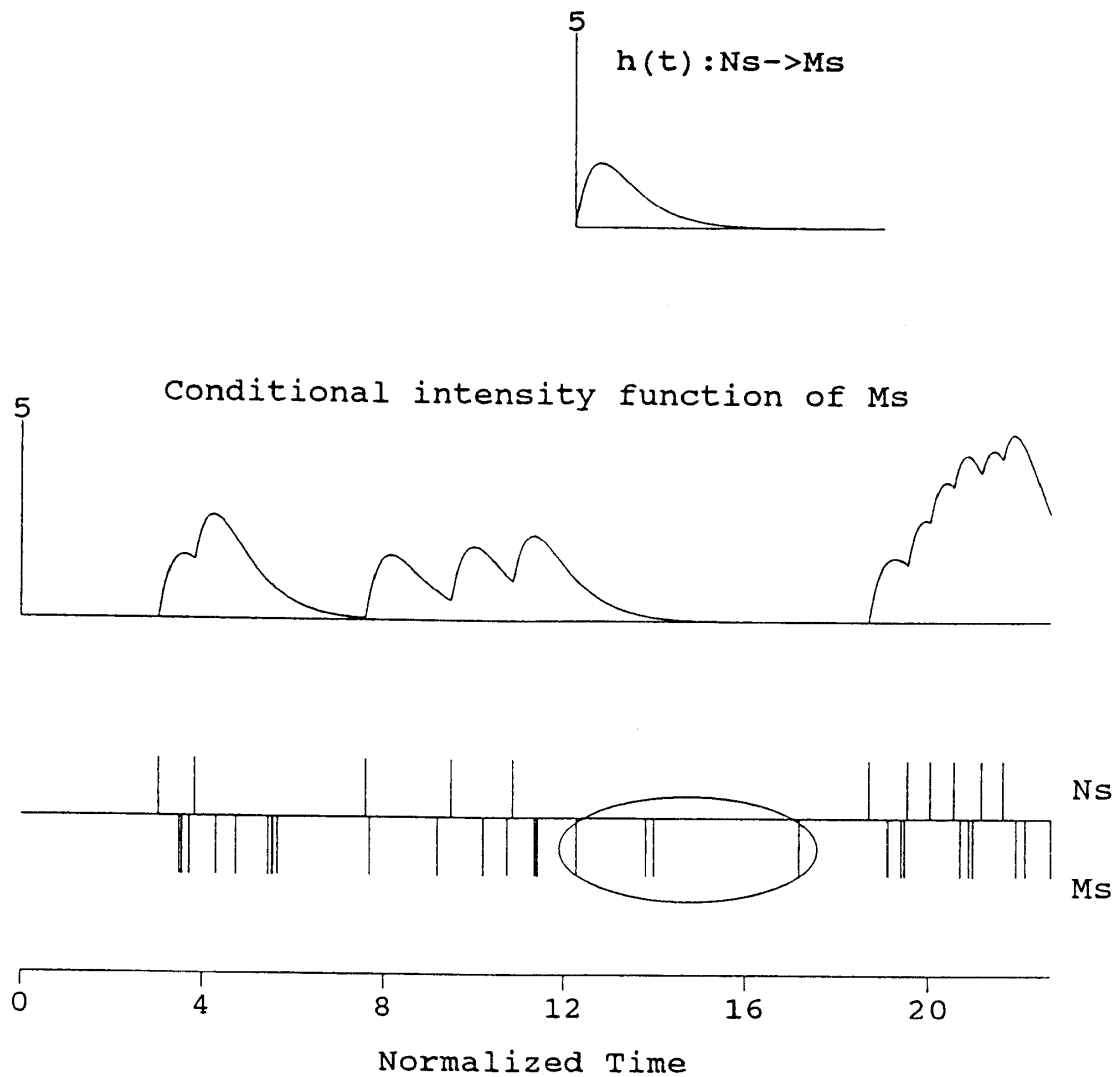


図-3.ギリシャで観測された電磁気的シグナルの系列と地震系列についてのインパルス応答関数と危険度の変化。観測データは1990年1月から1992年5月までのものである。実線で囲まれた $\{N_s\}$ のデータは解析から除外した。危険度関数は2次のラゲール型多項式となり、最大値に達するまでに時間遅れを持つ。この時間遅れが電磁気的前兆の発生から地震発生までの先行時間に対応する。

Fig. 3. The impulse response function and change of conditional intensity function for observed seismo-electric signals and earthquakes in Greece. The data are from Jan. 1991 to May 1992. The circled data in $\{M_s\}$ are discarded. The order of Laguerre type polynomials is 2 with a delay before the maximum. This delay time indicates that the seismo-electric signal appears as a predecessor of earthquake events.

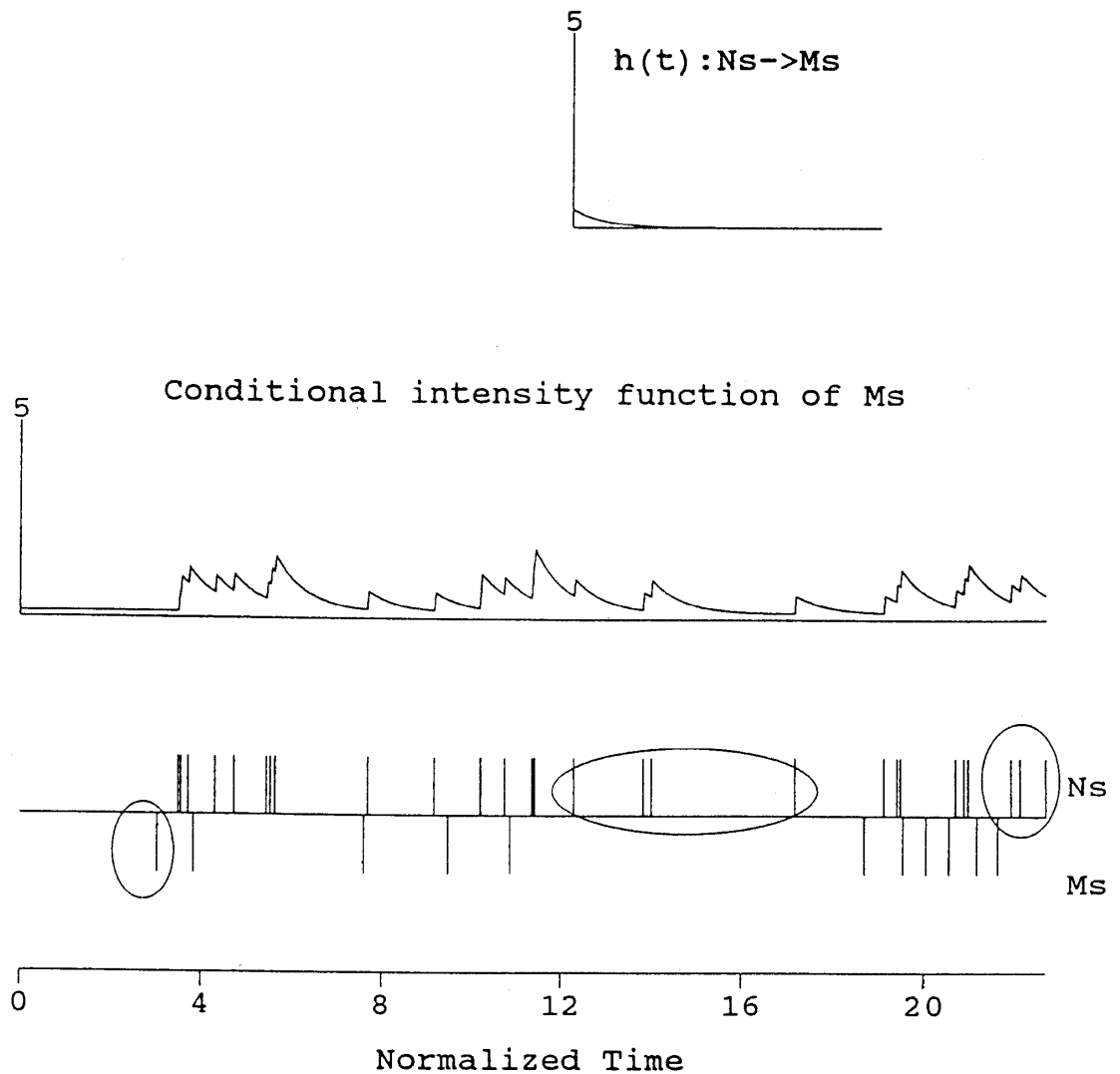


図-4. 図-3 で観測されたデータの因果関係を入れ替え、地震を電磁氣的シグナルの前兆とみなして解析したもの。仮定にとって意味のない両端の事象は除外して解析した。応答関数の次数はゼロ次となり、地震によって電磁氣的シグナルがただちに励起されることを示している。

Fig. 4. The same analysis as in Fig. 3. but exchanging the series $\{M_s\}$ and $\{N_s\}$. This time the earthquake series is regarded as a precursor of the seismo electric signal. The data appearing in the first end of $\{M_s\}$ and the last end of $\{N_s\}$ are discarded because these data disagrees with the assumption, but the marked four events in the $\{N_s\}$ were used. The order of impulse response function is 0, indicating that the seismo-electric signal is suddenly excited by earthquake. In this case the seismo-electric signal is coseismic.

かけ上ある値をもった先行時間が観測されるという印象を与えることとなる。

(2) つぎに、VAN 法によるシグナルが地震系列の事後に発生したものとしてデータを解析する。図-4 に示した地震系列 $\{N_s\}$ が前兆となり、電磁氣的シグナル $\{M_s\}$ はこれにより引き起こされたものとするモデルである。 $\{M_s\}$ と $\{N_s\}$ の両端の事象はモデルにとって意味がないので除外したが、前の解析で除いた地震系列はデータとして利用した。これらのデータを前と同様に除外すると、前兆 $\{N_s\}$ からシグナル $\{M_s\}$ までの間隔が広がり、 $\{N_s\}$ が $\{M_s\}$ の前兆とする仮説に不利となる。したがって、こうした有利な条件でのデータ処理においてさえ仮説がなりたたなければ、この仮説はデータを説明するモデルとして不適当であることを積極的に支持するものと解釈してよい。解析結果によると、地震が電磁氣シグナルの原因となったとするモデルが一応最小 AIC を与えているが、 $g(t) = h(t) = 0$ すなわちランダムなポアソン過程とするモデルとの AIC の差は 1 以内である。AIC を用いたモデル選択では、AIC の差が統計的に十分意味があるのは 1 以上とされている。したがって、両モデルを比較したとき $g(t) = 0$ としたものを積極的に採択する根拠はなく、ふたつのモデルの間には大差がないことを示唆している。表-3 に示した各モデルについての AIC の差を比較すると、表-3 では $g(t) = 0$ とするモデルの AIC がとくに小さいことがわかり、 $g(t) = 0$ としたモデルが他のモデルに比べて良いモデルであることを示している。

表-4. 系列 $\{M_s\}$ の統計モデルの各制約についての最小 AIC

	$g(t) = h(t) = 0$	$h(t) = 0$	$g(t) = 0$	無制約
$g(t)$ の次数	—	0	—	0
$h(t)$ の次数	—	—	0	0
パラメタ数	1	3	3	5
AIC	37.40	40	36.61	40

$$\mu = 0.463$$

$$b_0 = 0.47$$

$$\gamma = -1.5$$

4. 考察

シミュレーションによって生成された系列の結果からは、この手法がノイズの大きいデータに対しても十分に因果関係を抽出できるものであることを示している。ギリシャで予知に用いられた信号系列と地震の関係からは (表-3)、SES を前兆信号とするモデル $g(t) = 0$ がいちばん AIC が小さく、最適モデルであることを示している。いっぽう、前兆信号と地震系列の因果関係を入れ換えたモデルについては、表-4 から地震が SES の前兆とするモデルがよいとされるが、AIC の値は SES が地震とは無関係にランダムに起こっているとした場合と大差ないことを示している。つまり、統計的には両モデルとも同程度にデータを説明しうることを意味する。ところで、因果関係を入れ換えたモデルの AIC の値 (36.61, 37.40) は SES を地震の前兆とするモデルの AIC の値 (27.61) に比べ非常に大きい。これは SES を地震の前兆とするモデルのほうが、因果関係を逆にしたモデルに比べ、著しくデータに適合していることを意味している。これから SES を地震の前兆とするほうが、地震を SES の前兆とするより合理的であることがわかる。電磁氣的前

兆を地震の先行シグナルと考え、これによって地震が励起されているとみなすほうが統計的には正しいことを以上の結果は示している。

以上のように、マグニチュード 4.8 以上の地震について、Varotsos らが前兆とみなしている電磁氣的シグナルは地震発生についての因果関係をもっていることがあきらかとなった。またインパルス応答関数の形状から、この前兆シグナルが見かけ上の先行時間をもって現れることが合理的に解釈された。したがって、ここで解析された結果からは、Mulargia and Gasparini (1993) の電磁氣的な前兆シグナルを偶然とする結論は一応否定されることになる。

5. 引用文献

- 浜田和郎, ギリシャにおける VAN 法による地震予知 — その確率的有意性 —, 地震学会 1989 年度秋季大会予稿集, 231, 1989.
- 雷 興林・西澤 修, AE 発生時刻と震源分布との関係 (II) — 安山岩及び稲田花崗岩の単軸結果, 地震学会講演予稿集, 1992 No.2, 265.
- Mulargia, F., and Gasparini, P., Analyzing the statistical validity of earthquake precursors. An application to the "VAN" method. *Geophys. J. Int.*, *Geophys. J. Int.*, 111, 32-44, 1993.
- 西澤修・野呂春文, AE 発生時系列における自己励起型 AE 発生と AE 震源の空間分布との関係, 地質調査所月報, 41, 173-184, 1990.
- Nishizawa, O., and Noro, H., A self-exciting process of acoustic emission occurrence in steady creep of granites under uniaxial stress., *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1521-1524, 1990.
- 尾形良彦 点過程モデル. 時系列論 (尾崎 統 編) 第 15 章, 153-163, 1983.
- 尾形良彦 事象発生 of 因果解析 — 地震の地域的関連性を測る —, 数理科学, 1981.
- Ogata, Y., and Katsura, K., LINLIN in Computer Science Monograph, TIMSAC-84.
- Ogata, Y., and Katsura, K., Point-process model with linearly parametrized intensity for application to earthquake data, *J. Appl. Probability*, special volume 23A, 291-310, 1986.
- 上田誠也, 地震予知に成功した国 — ギリシャ —, 地震 44 特集号, 391-405, 1991.
- Varotsos, P., and Lazaridou, M., Latest aspects on earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, *Tectonophysics*, 188, 321-347, 1991.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K., Lazaridou-Varotosou, M., and Nagao, T., Earthquake predictions issued in Greece by seismic electric signals since February 6, 1990, *Tectonophysics*, 224, 269-288, 1993.

6. 成果の発表

口頭発表:

- Nishizawa, O., Lei, X. L. and Nagao, T. Point process analysis of seismoelectric signal in Greece by using hazard function, in International Workshop on Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction, September, 1993, Chofu, Abstract S-2.

地球科学データ解析手法の基礎的研究

Basic Study on Data Analysis in Earth Sciences

工業技術院 地質調査所

西澤 修・野呂春文

Geological Survey of Japan

Osamu NISHIZAWA and Harufumi NORO

(Abstract) We have developed a new method applicable to inverse problems appearing in geophysics and geophysical explorations. This method is based on a new information criterion called Extended Information Criterion (EIC) which employs bootstrap statistics for calculating its value. EIC measures the goodness-of-fit between two distributions: the true distribution generating the observed data and the predictive distribution obtained from the estimated model. On the basis of the theory of information and statistics, the goodness-of-fit is calculated from the expected log likelihood, which is an essential part of the Kullback-Leibler Information Number, the cross entropy of two distributions. Since it is usually impossible to calculate the expected log likelihood, the information criterion is calculated from the log likelihood, which is obtained from the residuals distribution, by correcting the bias between the log likelihood and the expected log likelihood. In AIC (Akaike's Information Criterion), the bias is estimated from the number of parameter of the reconstructed model, provided that the maximum likelihood estimation is attained, whereas in EIC the bias is estimated from the bootstrap statistics and the value of the information criterion is acquired through the numerical simulation. EIC gives benefits for the case free from the maximum likelihood estimation, or the number of parameter is not large as to justify the bias correction by the number of model parameters. EIC also gives an alternative to the ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion). The reconstruction of the P-wave velocity structure in a weak anisotropy is also described in this report.

1. 研究目的

1) 研究目的

地球科学データの解析では、データをもっともよく説明する物理モデルを探索する。このとき、データの数値にもっともよくあうモデルを探索するという方法をとった場合、物理的に意味のないモデルが出てくることがある。通常、このような場合にはモデルの探索方法に問題がある。物理モデルは関数あるいは数値の空間分布で表現されるが、この表現方法には一般的制約はない。たとえば、数値が似たような値を持つならば関数の表現形が異なってもモデルとして同等の可能性を有する。関数形が物理法則の記述から導かれているものならばこれを用いるべきであるが、こうした制約がない場合にはどのような関数形でも解として同等の可能性を持つことになる。したがって、モデル探索の過程で関数の形やモデルパラメタに誤った制約を与えた場合、物理的に無意味なモデルが出てくるのは当然である。実際にはモデルのパラメタの範囲を適当に選び、物理的に矛盾なくかつデータをもっともよく説明するモデルともっともらしいモデルとしている。たとえば、地下の弾性波速度を求める場合、弾性波速度の分布を表す数式は物理法則から導くこと

はできない。したがって、物理モデルの真の構造は未知で、この構造を近似する適当な関数あるいは数値の分布によってモデルを推定しているだけである。

ところで、データは何らかの理由で真のモデルから得られるはずの値からのズレを含む。これが実際のデータ分布として観測されたと考えれば、実際のデータの分布を説明するためには確率的に発生するズレをも考慮に入れたモデルが必要である。このようなとき、モデルの評価は実際のデータとモデルからの予測値との一致の度合いではなく、データの実際の分布をもっともよく説明するものでなければならないことが情報理論から導かれる。

情報理論を用いたモデル選択の方法としてもっともよく利用されているのは、AIC (Akaike's Information Criterion) であるが、この適用範囲はパラメタの推定として最尤法が使用できるものに限られる。しかし、最尤法によるパラメタの推定がすべての場合に可能なわけではない。このため、現実には最尤法以外の方法でモデルパラメタを推定しなければならない場合が数多く起こりうる。このとき、AIC に代わる情報量規準が存在すれば、これによってモデルの良さを測ることができる。このような場合に適用できる情報量規準に EIC (Extended Information Criterion) がある。ここでは、EIC の意味づけを説明し、地球科学の問題への適用例として異方性をもった速度場でのトモグラフィの問題の解法を示す。

2) これまでの問題点

地球物理学や物理探査で扱われるインバージョン問題では、モデルを逐次修正して解を求めることが多い。この方法は非線形問題で多く用いられるが、線形問題でも直接法では数値的に安定な解が求めにくい場合にも用いられる。解の判定には残差の2乗和が用いられ、これが収束するまでモデルの修正が繰り返される。しかし、モデルの修正回数が増えると求められたモデルパラメタが物理的実態からかけ離れたものとなることがある (例えば Ivansson, 1983)。このため、モデルパラメタにある種の制約を課し、この制約のもとで残差の2乗和を小さくする方法、あるいは別のペナルティ項を加えた値を最小化する方法、などが用いられる。

Backus and Gilbert (1970) によれば、残差の2乗和を小さくすることとモデルのパラメタの不確かさを小さくすることは両立しえない。このため両者を適当なところで妥協させる必要がある。Backus and Gilbert (1970) は上記のふたつの項の線形和によって妥協点を求めることを提案しているが、結合係数 (トレードオフパラメタ) の決定法に客観性がなく、きわめて経験的である (松浦, 1991)。この問題を解決するための実用的手法として ABIC を適用することが提案されている。ABIC を用いることにより、情報理論から導かれた統計的根拠にもとづいて両者を妥協させる最適なトレードオフパラメタを客観的に決めることができる。この手法は、重力データから地形効果の補正を行いながら最適な表層密度とブーゲー異常値の決定 (村田, 1990; Murata, 1993; 村田・野呂, 1993)、地下の比抵抗構造の決定などに成果を上げつつある (内田, 1993)。

いっぽう、Tarantola and Vallette (1982) や Jackson and Mats'ura (1985) はデータとパラメタからなる多変数の確率密度関数を考え先験情報を考慮してベイズの規則を適用し、最大確率を与える解を求める方法を提案している。彼らの方法は実用的であり、実際の用途も広いが、すべての人々が客観的に正しいと認めうる先験的信息が常に得られるわけではない。また、先験的信息に反する結果が得られた場合でもこれを避けるのではなく、その物理的、数学的意味を考え、モデルやアルゴリズムの中に問題点を探すことも必要であろう。そのためには、なるべくデータだけに依拠した解析手法が必要となる。

同じデータでも異なったアルゴリズムで異なった解が得られることがある。ここでは、そのようなアルゴリズムの問題点などを把握するのに有効な手法として、ブートストラップ法を用いた

モデル評価法について、その原理を述べる。この手法は ABIC を用いた手法に対する相補的手段として用いることができる。ブートストラップ法による方法では、ABIC で行われる最適化のための数学的手続きを省いて、モデルの評価を数値シミュレーションで代行する。このため、複雑な数学的取扱いを避けることができるが計算量が膨大なものとなる。しかし、近年のコンピュータ技術の進歩によって、実用的手法としての期待が高まってきた。

2. 研究方法

1) 逆問題の構造と情報量規準

(1) 弾性波トモグラフィーなど逆問題の一般的構造

トモグラフィーでは通常物性値の空間分布を求める。モデルの構造はボックス型のセル内の数値や関数によって表すことができる。また連続な有限個の関数の組み合わせによって物性値の空間分布を表現することもできる。モデルパラメタ（セルの物性値や数式中のパラメタ）の数や値の範囲は理論によって制限されている場合もあるが、制限のない場合もある。しかし多くの場合このような制限は、パラメタの一部に制限を与えたり、空間の特定部分に制限を与えるなどといった部分的なものである。しかし、一般には空間を分割するセルの大きさや個数には制限がなく、また数式で展開した場合の展開項の数や次数にも制限がないことが多く、上で述べた制限は物理的に無意味なモデルを避けるために使用されている。地下の不規則な物性定数の分布を推定するトモグラフィーのような問題にはもともと制限はないはずである。そこで、ここではトモグラフィーのような制限の緩い問題を「モデル推定」と呼ぶことにする。これに対して、疑う余地のない物理法則を表す数式など、あらかじめモデルの構造が一意的に定まっており、データから数式に使用されている定数を求めるような場合がある。このように、決められた数式のパラメタを推定するという場合を「パラメタ推定」と呼ぶことにする。実際に問題を解く場合には、モデル推定の過程でパラメタ推定が行われる。昨今さかんに用いられている AIC では、後に述べるように、表現法の違ういくつかのモデルで最尤法によるパラメタ推定を行い、次に最尤法で求めたモデルを相互に比較して、最適モデルの推定が行われる。ただし、問題の本質はパラメタ推定であっても、最尤法の適用が困難な場合にモデルパラメタの逐次修正によって最適な解を探す場合があるが、このときよりよいモデルを求めようとすればモデル推定となる。

地球物理や物理探査で一般に逆問題と呼ばれてるものは第 1 図のような構成である。まず、データを生み出すモデル（例えばトモグラフィーでは地下の物性値の分布）が存在するわけであるが、通常我々はこれを知ることができない。ここではこれを真のモデルあるいは未知のモデルと呼ぶ。真（未知）のモデルはパラメタ（複数）で表現されていると考える。しかし、我々はこのパラメタ値はおろか、パラメタの個数あるいは、パラメタを含む関数の形あるいはパラメタの空間分布の様式などについても何も知らない。我々が得ることのできるのは観測値のみである。観測値は複数の数値からなり、これらの数値の組み合わせが現れる背後には確率的なものが存在すると考える。つまり、データ $T = (t_1, t_2, \dots, t_n)$ は確率変数 $Z = (z_1, z_2, \dots, z_n)$ の実現値である。 z_i が互いに独立であれば、各 z_i の分布を表す確率密度関数 $g_i(\cdot)$ によってデータ T の出現確率を表すことができる。各 t_i がモデルパラメタで規定される値の周辺に確率的に分布すれば、データ $T = (t_1, t_2, \dots, t_n)$ の出現確率はモデルパラメタに依存する関数であると考えることができ、データ t_i の期待値を生じるモデルのパラメタ（関数のパラメタ、物性値の空間分布など）と、分布を表す関数のパラメタの双方を含むパラメタの組 $\theta = (\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_m)$ を以下ではモデルパラメタと呼ぶことにする。そこで、 $g_i(\cdot)$ はこれらのパラメタに依存する関数であることを陽に表現し

て、 $g_i(\cdot | \Theta)$ と表す。ここで各変数 z_i の分布密度関数 $g_i(\cdot)$ がすべて同じ関数 $g(z | \Theta_0)$ であるとする、データ T の出現確率は $\prod_{i=1}^n g(t_i | \Theta_0)$ となる。ここで Θ_0 は真（未知）のモデルのパラメタである。注意しなければならないのは、真（未知）のモデルから作り出される観測データの期待値から実際の観測値がずれる量 ϵ_i がガウス分布とはかぎらないことである。モデル推定において多くの場合にガウス分布が仮定されるのは、以下に述べるように推定されたモデルパラメタからのデータの出現確率の予測に都合がよいという理由による。データが得られると、ある適当なアルゴリズムによって観測値からモデルを推定するわけであるが、このときモデルから期待される観測値と実際の観測値との差、残差、も同時に得られる。

これまで多くの場合、推定されたモデルの評価には残差の 2 乗和が用いられ、残差の 2 乗和を最小とするモデルパラメタを計算で求めるか、またはこれが小さくなるようにモデルが逐次修正される。残差の 2 乗和は、推定されたモデルから期待される観測値と実際の観測値との距離の意味を持ち、これを小さくすることは両者の距離を短くすることである。もうひとつの意味は、推定されたモデルパラメタから計算される観測値の実現確率に関係している。推定された分布がガウス分布であれば、残差の 2 乗和はデータの出現確率の計算に使用され、残差の 2 乗和の小さいものほどデータの出現確率が大きくなる。推定モデルと残差から得られた観測値の実現確率は尤度と呼ばれ、尤度の対数は残差の 2 乗和で簡単に書き表すことができる。パラメタ推定の場合に対数尤度を最大とするのは残差の 2 乗和が最小となる場合であり、このときのパラメタが最尤推定値となる。しかし、モデル推定では残差の 2 乗和だけで比較することはできない。たとえば、モデルにより細かい構造を加えたり、数式の項数や次数を増せば残差の 2 乗和はいくらでも小さくすることができる。つまり、もともと推定されたモデルパラメタに依存する量である残差の 2 乗和を、パラメタ数が異なるなど表現法の違うモデル間での比較に用いることはできない。

モデル推定のためには、データの真の分布と推定されたモデルからの分布の双方がどれだけ似ているかを見る（坂元・石黒・北川, 1983; 石黒, 1988; 赤池, 1989; 北川, 1993）。この方法では表現法の異なるモデル間で相互の比較が可能である。情報量統計学によれば、この原理にもとづくモデルの規準は Kullback-Leibler 情報量（K-L 情報量）で、相対エントロピーとも呼ばれているものである。この場合、モデルのあてはまりの良さは情報量規準と呼ばれる値によって調べる。情報量規準については以下で詳しく述べるが、平均対数尤度の推定値の違いを測るものである。通常対数尤度が観測データとそれにもとづいた推定モデルのパラメタだけから決められるのに対し、平均対数尤度はデータの真の出現確率を考慮したものとなっており、K-L 情報量の大小を比較するための本質的な値である。推定された分布がガウス分布であれば、対数尤度は残差の 2 乗和で計算され、情報量規準は対数尤度に補正をほどこすことによって得られる。

(2) 情報量規準によるモデル推定

推定されるモデルパラメタの数に比べデータ数が大きい場合は、平均対数尤度を直接求めることなく漸近正規性と呼ばれる統計的性質によって、対数尤度の値と平均対数尤度にデータ数をかけた値との差（バイアス）を推定することができる。この補正をほどこして平均対数尤度の推定値と同等の値を得て、これを情報量規準とすることができる。AIC は、この原理にもとづく情報量規準のひとつである（坂元・石黒・北川, 1983; 赤池, 1989 など）。

AIC による方法では、まず表現形式が同じモデルの中で最尤法によってモデルパラメタを求める。次に表現形式が異なるモデルで得られた各々の最尤モデルについて、パラメタ数によるバイアス補正から情報量規準 AIC の値をそれぞれについて求め、AIC を比較して最適モデルを判定する。データ数がパラメタ数に比べて十分に大きくなければ、AIC では正しい結果が得られない。これは AIC 適用の根拠が漸近正規性にあり、データ数の大きい場合しか有効でないためである。

このように AIC は、

1. 最尤法の適用が可能なこと、
2. パラメタ数によるバイアス補正が可能なこと、

のふたつが前提となっているので、この条件が満たされない場合には用いることができない。しかし、最尤法の適用できない場合や、データ数が少なくパラメタによるバイアス補正ができない場合でも、対象となるいくつかのモデルを比較して最も良いモデルを決定したい場合もある。このとき各モデルに対応したバイアスを推定することができれば、各モデルに対する情報量規準を求めることができ、よりよいモデルを決めることができる。

最近、上記のような場合のバイアス推定についての新しい方法が提案された。それは、統計データから求められた推定値のずれや誤差の評価に利用されているブートストラップ法を情報量規準の推定に応用するものである。ブートストラップ法では第2図のようにわれわれの知り得ない真の分布を、推定モデルから得られた分布（経験分布）に置き換え、バイアス推定に用いられる計算プロセスを経験分布にもとづく数値シミュレーションで代行する（Efron, 1983; Wong, 1983; 石黒, 1990; Ishiguro and Sakamoto, 1991）。このとき、第1図における実際の観測量に対応するものはブートストラップサンプルとなり、これを仮想的なデータとする。ブートストラップサンプルは具体的には第3図に示したように、得られたデータの分布から重複を許してランダムにデータを抽出し、これをもとに新しい仮想データを作成して目標とする統計量を計算するものである。トモグラフィーの場合のブートストラップサンプルの作り方の詳しい説明は次節で行う。この方法は、多数のデータの中から少数のデータを抜き取って得た平均値や分散についての信頼性を調べたいとき、真の分布型を仮定せず、かつ新しいデータを得ることなく、すでに得たデータの分布からランダムサンプリングによってデータを作りだし、平均値や分散など統計的諸量の分散などを求めることができる（小西, 1988; 小西, 1992; Efron, 1983; Diaconis and Efron, 1983; Tauxe *et al.*, 1991）。ブートストラップサンプルをもとに推定されたモデルとその残差分布が第1図の推定モデルと残差分布に対応する。こうした対応関係をもとにして、第2図のブートストラップサンプルでの残差分布から得られたバイアスの期待値をもとに、観測データから得られる対数尤度に補正を行い情報量規準を求める。つまり、バイアス推定はモデルや残差についての関係を入れ換えることによって計算されている。計算は統計的な値が安定するまで繰り返し行われ、バイアスの値は統計的期待値となる。ところで、第2図に示された経験分布とブートストラップサンプルの分布との間の平均対数尤度を求めても精度は対数尤度と同じで、これによって平均対数尤度を評価することはできない（小西, 1992）。推定された分布から得られた対数尤度にバイアス補正を行って平均対数尤度を推定するほうが精度が高い。

ここでは、単純なトモグラフィーのアルゴリズムを例として、上で述べた手法に基づくモデル推定の手法を述べる。弾性波トモグラフィーにおける、モデルの逐次修正法として簡便なものに ART (Algebraic Reconstruction Technique) や SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) があり、これらは各種の問題に柔軟に対応できる利点を持つ（Dines and Lytle, 1979）。ART と SIRT によるトモグラフィーの解法では、

1. 解の収束についての判定規準が客観的でない、
2. モデルパラメタの不確かさについての判断ができない、

などが未解決の問題であった。1. については、非線形問題を線形化して逐次修正で解をもとめる場合にも同じ問題がある。さらにペナルティ項付きの逐次修正法でも、判定の規準となる式のペナルティ項にかかる係数について任意性が残り、係数は経験的に選ばれている。また、2. については最近 Trampert and Leveque (1990) によってダンピング係数付きの SIRT について解決されたが、一般的で簡便な手法は開発されていない。ブートストラップ法を応用した新しいモデル推

定法により、逐次修正によるトモグラフィーのモデル推定を客観的に行うことができるだけでなく、モデルパラメタの不確かさの推定と偽像の判定を客観的に行うことができる。

次節では、まずブートストラップ法を用いたバイアス計算法の原理を述べ、新しい情報量規準 EIC (Extended Information Criterion) の具体的な算出法を紹介する。また、単純な異方性速度場での SIRT による弾性波速度再構成のための計算法を導く。

2) 情報量統計学にもとづく EIC の導きかた

平均対数尤度

すでに述べたように、われわれはデータを生み出す真（未知）の分布を推定することによってデータに最もよく合うモデルを推定する。このためには分布関数間でのあてはまりの良さを測る規準が必要であり、これが Kullback-Leibler (K-L) 情報量であり、ふたつの分布が一致する確率大きさを示すものであった。つまり、K-L 情報量を用いて予測分布から発生したデータが、真（未知）の分布から発生したデータと一致する確率を調べ、一致する確率の高いモデルが良いモデルである。

以下では、データは連続な真の分布関数 $G(z | \Theta_0)$ から作られるものとし、 $G(z | \Theta_0)$ に対応する確率密度関数を $g(z | \Theta_0)$ で表す ($dG(z | \Theta_0) = g(z | \Theta_0)dz$, $\int g(z | \Theta_0)dz = 1$)。 $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ から推定されるパラメタの組を $\tilde{\Theta} = (\tilde{\theta}_1, \tilde{\theta}_2, \dots, \tilde{\theta}_m)$ で表す。予測分布の確率密度関数を $f(z | \tilde{\Theta})$ ($\int f(z | \tilde{\Theta})dz = 1$) とすると、K-L 情報量 $I(g : f)$ は次式で与えられる (坂元・石黒・北川, 1983)。

$$\begin{aligned} I(g : f) &= \int \log \left[\frac{g(z | \Theta_0)}{f(z | \tilde{\Theta})} \right] dG(z | \Theta_0) \\ &= \int \log \left[\frac{g(z | \Theta_0)}{f(z | \tilde{\Theta})} \right] g(z | \Theta_0) dz \end{aligned} \quad (1)$$

$g(z | \Theta_0)$ と $f(z | \tilde{\Theta})$ とが一致すれば、この値はゼロとなる。すなわち、 $I(g : f)$ が小さいほどふたつのモデルは互いに近いことを示している。

$$I(g : f) = \int [\log g(z | \Theta_0)] g(z | \Theta_0) dz - \int [\log f(z | \tilde{\Theta})] g(z | \Theta_0) dz \quad (2)$$

となり、右辺第1項は真の分布によって決まるので、予測分布の良さの判定に関係するのは第2項のみで平均対数尤度と呼ばれる。平均対数尤度が大きくなれば、 $I(g : f)$ は小さくなり、 $f(z | \tilde{\Theta})$ は真のモデルにより近いことを意味する。したがって、

$$l_E = \int [\log f(z | \tilde{\Theta})] g(z | \Theta_0) dz \quad (3)$$

を計算すればよい。我々の観測するデータは、実際には n 個の有限な離散データ $(x_1, x_2, \dots, x_n) = X$ から構成される。この場合平均対数尤度の式 (3) に対応するものは、

$$l_E = E_G \{ \log f(x_i | \tilde{\Theta}) \} \quad (4)$$

となる。ここで、 $E_G \{ \cdot \}$ は分布関数 $G(z | \Theta_0)$ に関する期待値を意味する。 $g(z | \Theta_0)$ は未知であるから、実際には式 (4) の値を求めることはできない。そこで、

$$l = \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}) \quad (5)$$

を計算する．式 (5) の値の $1/n$ は，すべての x_i に対する確率を $1/n$ としたときの $\log f(x_i)$ の期待値とみなすことができる．したがって，式 (5) の $1/n$ は真の分布 $G(z | \theta_0)$ から計算される式 (4) とは等しくない．しかし， n の値がより大きくなれば，期待値 $1/n$ は式 (4) のよりよい推定値となる．

われわれの目標は次のふたつの式，

$$l_E(\tilde{\theta}) = E_G\{\log f(x_i | \tilde{\theta})\} \quad (6)$$

$$\frac{1}{n}l(\tilde{\theta}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\theta}) \quad (7)$$

で，式 (7) から式 (6) の値を推定することである．AIC は最尤推定によって得たパラメタ $\hat{\theta}$ について l と $n \times l_E$ との差をパラメタ数を用いて求め，表現法の異なるモデルについて $l_E(\hat{\theta})$ の大小を比較するものである．これが可能なのは，データ数がパラメタ数に対して十分大きい場合であり，最尤推定ができないときやデータ数が十分でないときは， $l_E(\hat{\theta})$ の値を推定することができない．このような場合に，ブートストラップ法を利用して $l(\hat{\theta})$ と $l_E(\hat{\theta})$ との差を推定する．

ブートストラップ法

式 (7) と (6) との差の期待値 $b(G)$ を求めることができれば，すべてのモデルに対して平均対数尤度の値を推定することができる．

$$b(G) = E_G \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\theta}) - E_G\{\log f(y_i | \tilde{\theta})\} \right] \quad (8)$$

ここで $E_G\{\log f(y_i | \tilde{\theta})\}$ は，この期待値が $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ とは独立な $G(z)$ からの変数の組 $(y_1, y_2, \dots, y_n)$ に関するものであることを意味する．真の分布 $G(z | \theta_0)$ から発生したデータはただ一組 X だけであるので，実際には $b(G)$ を統計的に推定することはできない．そこで次に示すようなブートストラップ法を用い，式 (8) の計算プロセスのシミュレーションを行い， $b(G)$ の推定値を得る．

第 4 図はブートストラップサンプルの生成法を示す．観測値を $T = (t_1, t_2, \dots, t_n)$ とし，この観測値から推定モデル自身のパラメタを決めることができる．推定モデルから計算による観測値 $T = (t_1^{\text{cal}}, t_2^{\text{cal}}, \dots, t_n^{\text{cal}})$ が得られ，残差 $x_i = t_i - t_i^{\text{cal}}$ の分布 $\tilde{G}(x_i)$ が決まるが，この分布が推定モデルからのデータ T の出現確率を現すことになる． $\tilde{G}(x_i)$ からランダムに残差ひとつを選び ϵ_k とする．推定モデルから計算される k 番めの観測値に ϵ_k を加え， $t_k^* = t_k^{\text{cal}} + \epsilon_k$ として仮想的な観測データを作る．こうして分布 $\tilde{G}(x_i)$ から次々に残差を取り出すことにより，ブートストラップサンプル $T^* = (t_1^*, t_2^*, \dots, t_n^*)$ を得ることができる．ブートストラップサンプルをデータとして，モデルを求めたアルゴリズムに新たに入力することにより，ブートストラップサンプルに対応したモデルパラメタ $\tilde{\theta}^*$ が得られる．またブートストラップサンプルから求めたモデルに対応した計算の観測値 $t_i^{\text{cal}*}$ からブートストラップサンプルに対応した残差の分布 $T^* = (x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*)$ を得ることができる．そして，ブートストラップサンプルに対応した対数尤度

$$l(\tilde{\theta}^*) = \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\theta}^*) \quad (9)$$

を計算することができる．いっぽう，平均対数尤度 $l_E(\tilde{\theta}^*)$ に対応するものについては独立に生成されるブートストラップサンプル y_i^* が $\tilde{G}(x_i)$ から発生することがすでにわかっており， x_i の

出現確率が一様に $1/n$ であるので期待値を計算することができ、

$$E_{\tilde{G}}\{\log f(y_i^* | \tilde{\Theta}^*)\} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}^*) \quad (10)$$

となる。式 (8) の値を推定するためには次の対応によって分布とパラメタを置き換える。

$$\begin{aligned} G(z) &\longrightarrow \tilde{G}(x_i) \\ \tilde{\Theta} &\longrightarrow \tilde{\Theta}^* \end{aligned} \quad (11)$$

この置き換えによって、式 (8) は次のようになる。

$$b(\tilde{G}) = E_{\tilde{G}} \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}^*) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}^*) \right] \quad (12)$$

$b(\tilde{G})$ をバイアス $b(G)$ の推定値とみなせば、平均対数尤度を推定することができる。AIC でバイアス補正項として用いられるパラメタ数との対応をとるため、次の値を情報量規準を定義するための補正項とする。

$$C^* = E_{\tilde{G}} \left[\sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}^*) - \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}^*) \right] \quad (13)$$

AIC の定義

$$AIC = -2l(\hat{\Theta}) + 2 \times \text{パラメタ数} \quad (14)$$

と同様に EIC (Extended Information Criterion) と呼ばれる新しい情報量規準を次式で定義する。

$$EIC = -2l(\tilde{\Theta}) + 2C^* \quad (15)$$

EIC を用いることにより、情報量統計学にもとづいたモデルの推定が可能となる (石黒, 1990; Ishiguro and Sakamoto, 1991)。

北川 (1991) はデータ数が多いとき式 (15) から計算される値は誤差が大きくなるとして次に示すような手法による式 (8) の補正法を提案した。 Θ_0 を真のパラメタとして、式 (8) の $[\]$ の中を次のように分解する。

$$\begin{aligned} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}) - E_G\{\log f(y_i | \tilde{\Theta})\} &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \Theta_0) \\ &\quad + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \Theta_0) - E_G\{\log f(y_i | \Theta_0)\} \\ &\quad + E_G\{\log f(y_i | \Theta_0)\} - E_G\{\log f(y_i | \tilde{\Theta})\} \end{aligned} \quad (16)$$

(11) の対応と、次の対応

$$\Theta_0 \longrightarrow \tilde{\Theta} \quad (17)$$

によってパラメタを入れ替え

$$b(\tilde{G}) = E_{\tilde{G}} \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}^*) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}) \right]$$

$$\begin{aligned}
 & + E_{\tilde{G}} \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}) - E_{\tilde{G}} \left\{ \log f(y_i^* | \tilde{\Theta}) \right\} \right] \\
 & + E_{\tilde{G}} \left[E_{\tilde{G}} \{ \log f(y_i^* | \tilde{\Theta}) \} - E_{\tilde{G}} \{ \log f(y_i^* | \tilde{\Theta}^*) \} \right]
 \end{aligned} \quad (18)$$

を得る。ここで、 y_i^* はブートストラップサンプルが x_i^* とは独立に作られることを意味する。しかし、ブートストラップサンプルがサンプリングの順序に無関係であれば、2重ブートストラップサンプルの生成 $E_{\tilde{G}}[E_{\tilde{G}}\{\cdot\}]$ は一度のブートストラップサンプルの生成で十分であるので式(18)の右辺の2番目の $E_{\tilde{G}}[\cdot]$ はゼロとなる。しかし、実際にこの項をサンプリングで求めれば、データの個数 n に関係した変動による不確かさが存在する。たとえば、最尤値付近 $\tilde{\Theta} = \hat{\Theta}$ で第2項を評価すれば、漸近正規性により $\sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta})$ は $E_{\tilde{G}}\{\log f(x_i^* | \tilde{\Theta})\}$ に対して $\sqrt{n}$ の分散を持ったばらつきを示す（北川ほか, 1993; 坂元・石黒・北川, 1983）ので、 $1/\sqrt{n}$ の不確かさが見積られる。したがって、補正值 C^* では $\sqrt{n}$ で変動する不確かさとなる。この変動分が式(13)の C^* に含まれていることになる。そこでこの項をあらかじめゼロとおいてバイアスの補正を行うのがよい。式(13)(15)に対応するバイアスと情報量規準の式はそれぞれ、

$$\begin{aligned}
 C^{**} = & E_{\tilde{G}} \left[\sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}^*) - \sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}) \right] \\
 & + E_{\tilde{G}} \left[\sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}) - \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}^*) \right]
 \end{aligned} \quad (19)$$

$$EIC = -2l(\tilde{\Theta}) + 2C^{**} \quad (20)$$

となる。データ数の多い場合に(20)を使用すれば、少ないブートストラップサンプル数で効果的にEIC値を推定することができる。

以上のような新しい情報量規準EICによって、最尤推定値が得られない場合でも分布のあてはまりの良さを評価することができ、より良いモデルを推定することができる。

弾性波速度トモグラフィーにおけるEICの計算式

弾性波速度トモグラフィーでは走時を観測し、モデルから計算される走時との間の残差の分布にもとづいて最適モデルを選定する。走時 $(t_1, t_2, \dots, t_n) = T$ から推定されたモデルパラメタ $(\tilde{\theta}_1, \tilde{\theta}_2, \dots, \tilde{\theta}_m) = \tilde{\Theta}$ にもとづく計算走時、 $(t_1^{\text{cal}}, t_2^{\text{cal}}, \dots, t_n^{\text{cal}}) = T^{\text{cal}}$ が得られる。観測値を予測する分布として走時残差の分散 σ^2 で表現される次の正規分布、

$$f(x_i | \tilde{\Theta}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp \left[-\frac{(t_i - t_i^{\text{cal}})^2}{2\sigma^2} \right] \quad (21)$$

を考える。ここで $(x_1, x_2, \dots, x_n) = X$ は残差である。対数尤度は

$$\begin{aligned}
 l(\tilde{\Theta}) &= \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}) \\
 &= -\frac{n}{2} \log(2\pi) - \frac{n}{2} \log \sigma^2 - \frac{n}{2}
 \end{aligned} \quad (22)$$

となる。同様にバイアス計算に必要な次の値を計算することができる。

$$\sum_{i=1}^n \log f(x_i | \tilde{\Theta}^*) = -\frac{n}{2} \log(2\pi) - \frac{n}{2} \log \sigma^{*2} - \frac{1}{2\sigma^{*2}} \sum_{i=1}^n (t_k - t_k^{\text{cal}*})^2$$

(23)

$$\sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}) = -\frac{n}{2} \log(2\pi) - \frac{n}{2} \log \sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n (t_k^* - t_k^{\text{cal}})^2 \quad (24)$$

$$\sum_{i=1}^n \log f(x_i^* | \tilde{\Theta}^*) = -\frac{n}{2} \log(2\pi) - \frac{n}{2} \log \sigma^{*2} - \frac{n}{2} \quad (25)$$

したがって

$$C^* = \frac{1}{M} \left[-\frac{n}{2} + \frac{1}{2\sigma^{*2}} \sum_{k=1}^n (t_k - t_k^{\text{cal}})^2 \right] \quad (26)$$

$$C^{**} = \frac{1}{M} \left[-n + \frac{1}{2\sigma^{*2}} \sum_{k=1}^n (t_k - t_k^{\text{cal}})^2 + \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{k=1}^n (t_k^* - t_k^{\text{cal}})^2 \right] \quad (27)$$

が得られる。われわれは、異方性をもった岩石における弾性波速度トモグラフィを扱うが、この問題では次節に述べる SIRT のアルゴリズムを用いて上式のそれぞれの値を計算することができる。

3. 研究成果

1) 異方性岩石での SIRT

水平等方性媒質における SIRT

ここで利用する観測値は、差応力によってマイクロクラックが発生してダイラタンシー状態となり、速度異方性が現われた乾燥岩石試料に水を注入した場合の速度変化で、すでに Masuda *et al.* (1990) によって報告済みのものである。今回同じデータを、EIC を適用した SIRT によって再解析する。

第5図に Masuda *et al.* (1990) による実験試料と波線の配置を示す。試料は稲田花崗岩、形状は径 50 mm 長さ 100 mm の円柱である。互いに向かい合う側面に発振用と受振用の圧電素子が6枚ずつ取り付けられており、各波線でパルス透過法によって弾性波速度が計測される。実験の詳細は Masuda *et al.* に述べられているが、この岩石は応力によって生じたマイクロクラックに起因する弾性波速度異方性を有している。第6図に示したように、マイクロクラックはそのクラック面が最大主応力方向に平行なものが多数発生する。このクラック配置のため最大主応力方向(図のたて方向)の弾性波速度は最小主応力方向(図の横方向)よりも大きい。本報告で述べる SIRT のアルゴリズムは、こうした異方性を考慮したものである。

以下では速度、スローネスはすべてP波に関するものである。岩石の受ける応力は最大主応力について対称であるので、弾性波速度の異方性は最大主応力軸を回転軸とした水平等方性とする。最大圧縮軸と k 番目の波線のなす角度を γ_k とすると、座標 (i, j) のピクセルにおけるこの波線のスローネス $S_{ij}(\gamma_k)$ は、最大圧縮軸を回転軸とした回転楕円体で表される。長軸、短軸の長さはそれぞれ、最大、最小主応力方向のスローネスの値に対応する、

$$S_{ij}(\gamma_k) = [S_{ij}^2(0)\cos^2\gamma_k + S_{ij}^2(\pi/2)\sin^2\gamma_k]^{1/2} = \frac{\tau_{ij,k}}{l_{ij,k}} \quad (28)$$

$S_{ij}(0)$, $S_{ij}(\pi/2)$ はそれぞれ、ピクセル (i, j) での最大主応力、最小主応力方向のスローネスである。 $\tau_{ij,k}$, $l_{ij,k}$ はそれぞれ、 k 番目のパスの (i, j) ピクセルにおける走時とパスの長さである。最

大主応力方向のスローネス S_{ij} は、これまでの実験結果をもとに適当な値を与え、これを変化させながら最適の値を探ることができる。最小主応力方向のスローネス $S_{ij}(\pi/2)$ は試料に加わる差応力と水の浸透に最も影響される弾性波速度であり、式 (28) から、

$$S_{ij,k}^2(\pi/2) = \left(\frac{1}{\sin^2 \gamma_k} \right) \left[\left(\frac{\tau_{ij,k}}{l_{ij,k}} \right)^2 - S_{ij,k}^2(0) \cos^2 \gamma_k \right] \quad (29)$$

となる。ここで $S_{ij,k}(\pi/2)$, $S_{ij,k}(0)$ は k 番目の波線から求められるスローネスという意味で添字 k を付した。 k 番目の波線の (i, j) ピクセルにおける走時 $\tau_{ij,k}$ を k 番目の波線の走時とパスの長さ、 t_k , L_k から次式で求める、

$$\tau_{ij,k} = t_k(l_{ij,k}/L_k) \quad (30)$$

$S_{ij}(0)$ が既知とすると、この値と式 (30) から求めた $\tau_{ij,k}$ を (29) に代入して、各波線についての $S_{ij,k}(\pi/2)$ を得、これらを平均して (i, j) ピクセルの最小主応力方向のスローネスを求める。このとき、各波線が持つ $S_{ij,k}(\pi/2)$ についての情報に差があると考え、 $S_{ij,k}(\pi/2)$ に重み w_k をかけて平均 $\bar{S}_{ij}(\pi/2)$ を計算する。

$$\bar{S}_{ij}(\pi/2) = \sum_{(k:ij)} w_k S_{ij,k}(\pi/2) \quad (31)$$

ここで $(k:ij)$ は波線 k がピクセル (i, j) を通過することを示し、和はこの条件のもとで計算する。重み w_k は波線の $\gamma_k = \pi/2$ 方向へ投影した長さの全体に対する割合

$$w_k = \frac{l_{ij,k} \sin \gamma_k}{\sum_{(m:ij)} l_{ij,m} \sin \gamma_m} \quad (32)$$

を用いる。

こうして、ピクセル (i, j) での $S_{ij}(\pi/2)$ が得られる。これを初期モデルとし、以後は以下に示すアルゴリズムにしたがって $S_{ij}(\pi/2)$ の値を補正する。ここで得られた速度構造モデルによるパス k での計算走時 t_k^{cal} は、

$$t_k^{\text{cal}} = \sum_{(k:ij)} \tau_{ij,k} = \sum_{(k:ij)} l_{ij,k} S_{ij}(\gamma_k) \quad (33)$$

となる。観測値と計算値の走時残差、

$$\Delta t_k = t_k - t_k^{\text{cal}} \quad (34)$$

を各ピクセルを通過するパスの長さに応じて配分し、 k 番目の波線の (i, j) ピクセルにおける走時残差としてわりあてる。

$$\Delta \tau_{ij,k} = \frac{l_{ij,k}}{L_k} \Delta t_k \quad (35)$$

これをもとに、各ピクセルのスローネスを補正する。(29) より $S_{ij,k}(\pi/2)$ の変化分 $\Delta S_{ij,k}(\pi/2)$ は $\tau_{ij,k}$ の変化分 $\Delta \tau_{ij,k}$ と次の関係にある。

$$\Delta S_{ij,k}(\pi/2) = \left[\frac{1}{S_{ij,k}(\pi/2) \sin^2 \gamma_k} \right] \left(\frac{\tau_{ij,k}}{l_{ij,k}^2} \right) \Delta \tau_{ij,k} \quad (36)$$

となる。こうして k 番目の波線から計算される補正值 $\Delta S_{ij,k}(\pi/2)$ を得るが、(31) と同様の平均操作を行い、 (i, j) ピクセルについての補正值

$$\Delta \bar{S}_{ij}(\pi/2) = \sum_{(k:ij)} w_k \Delta S_{ij,k}(\pi/2) \quad (37)$$

が求められる。この補正を繰返し残差の 2 乗和を小さくする。

2) EIC を SIRT へ適用した場合のアルゴリズム

第 7 図にブートストラップ法による SIRT のアルゴリズムを示す。計算アルゴリズムにはふたつの流れがある。ひとつは観測データからモデルを計算し、これに繰返し補正を加える通常の SIRT で、走時データ $T = (t_1, t_2, \dots, t_n)$ から初期モデルを求め、式 (34), (35), (36) によって残差の 2 乗和を小さくするように各ブロックのスローネスの補正をすることである。もうひとつは、SIRT における初期モデルおよび補正計算の各ステップでブートストラップサンプルを生成し、これを仮想的な観測値として、モデルを求めたと同様のアルゴリズムでブートストラップサンプルに対応したモデルパラメタを決定することである。ブートストラップサンプルの走時データはすべてモデルを求めたと同じ SIRT アルゴリズムにかけられ、対応する残差分布が得られる。各ステップごとにデータとブートストラップサンプルのふたつの SIRT が行われ、サンプルについての SIRT は EIC 値の統計的ばらつきが十分小さくなるのに必要な数だけ繰返す。第 6 図に示されたフローチャートでは、中央に通常の SIRT の流れが、上部にはブートストラップサンプルの生成が示されている。ブートストラップサンプルは SIRT の初期データとして入力され、分布関数にもとづいて EIC 値が計算され、その出力が下側に示されている。ブートストラップサンプルの数だけパラメタ計算が行われた後、SIRT の各ステップにおける EIC が求められる。ステップごとの EIC の変化を見て、最小の値を与えるモデルを採用する。

4. 考察

すでに述べたように、地球科学で行われるデータ解析の目的は、多くの場合データを生み出す物理モデルの推定である。物理モデルは数式や数値の分布で示されるが、モデル推定の過程で多くの仮定や先験的に得られた情報が持ち込まれていることが多い。とくに、推定すべきパラメタについて制限を与えた場合は、データの持つ情報量について人為的操作をほどこしたことになる。最尤法が適用できなくなるので整合性のあるモデル判定が不可能になる。しかし現実の問題を解くとき、このような人為的制限は不可避であり、こうした状況でも客観的なモデル判定規準が必要となる。ここで示した EIC によるモデル選択の方法は、トモグラフィーだけでなく地球科学におけるモデル推定のさまざまなケースについて応用範囲の広いものである。

EIC を時系列など順序を含むデータに適用するときには注意を要する。モデル推定の場合の尤度計算に都合のよい方法は、以下のようにデータ分布の確率を独立なひとつの分布関数で記述することであり、独立同分布の条件と呼ばれる。

$$l = \sum_{i=1}^n \log f(x_i | \Theta) \quad (38)$$

ここで示されたトモグラフィーの例では、この条件が満足されているが、時系列や点過程ではすべてのモデルでこの条件が満足されているとはかぎらない。このような場合にはブートストラップサンプルの生成法には注意する必要がある。

EIC が適用できる例としてここでは存否 (Sompi) 法 (Kumazawa *et al.*, 1990) によるスペクトル解析をとりあげてみよう。存否法は信号とノイズが完全に分離できるとの前提にたっており、次の式で時系列を表現する。

$$x(t) = x^S(t) + x^N(t) \quad (39)$$

ここで、信号 $x^S(t)$ は次の条件を満たす。

$$\sum_{k=0}^m a(k)x^S(t-k) = 0 \quad (40)$$

また、ノイズ $x^N(t)$ は分散 σ_N^2 の正規白色雑音で、互いに無相関である。実際の時系列では fitting error が存在し

$$\sum_{k=0}^m a(k)x(t-k) = y(t); \quad \text{fitting error} \quad (41)$$

となる。fitting error $y(t)$ は無相関ではなく m 個までのデータと相関をもつが、値の分布は正規分布となっている。存否法は $y(t)$ の分散が $x^N(t)$ の分散 σ_N^2 に対して係数のベクトル $\{a(k)\}$ の長さの 2 乗倍になっていることを利用して σ_N^2 の最小値を求める。もし、 $\{a(k)\}$ の次数 m の値が固定されたものであるならば、 $x^S(t)$ の初期値としてのデータセットが得られると推定された係数 $\{a(k)\}$ から (40) を用いて $x^S(t)$ の値を一意的に決めることができる。この場合は σ_N^2 から決められる分布によってデータ $x(t)$ の出現確率が計算され、尤度を定めることができる。つまり、時系列データ $\{x(t)\}$ は係数 $\{a(k)\}$ を条件とした独立同分布と考えることができる。データ $\{x(t)\}$ の出現確率を支配するランダム変数は時刻 t におけるノイズの値 $x^N(t)$ だけとなり、観測データ $\{x(t)\}$ の尤度は $x^N(t)$ の分散 σ_N^2 だけで表すことができ、 σ_N^2 が最小となるよう $\{a(k)\}$ を決めることで最大尤度をとるモデルを得る。また、 $\{a(k)\}$ の長さが物理的要請からくるものであれば、この条件のもとで最大尤度のモデルを探すことができる。しかし、 m が未知の場合は上で述べた方法は使えない。なぜなら、 m の次数を増せば σ_N^2 いくらでも小さくできるからである。この場合 m を適当な値で打ち切る合理的規準が必要となる。

ところが、 $x^N(t)$ は、実は AR (Autoregressive) モデルで用いられるシステムノイズと同じ役割を持つものであることが次の関係から示される。(39) から (41) までの関係を利用して、

$$\begin{aligned} x(t) &= -\frac{1}{a(0)} \sum_{k=1}^m a(k)x(t-k) + \frac{1}{a(0)} y(t) \\ &= -\frac{1}{a(0)} \sum_{k=1}^m a(k)x(t-k) + x^N(t) + \frac{1}{a(0)} \sum_{k=1}^m a(k)x^N(t-k) \end{aligned} \quad (42)$$

これは ARMA (Autoregressive Moving Average) と同等の式である (Lindberg and Thomson, 1990; Hori *et al.*, 1990)。このとき、 $x^N(t)$ は単なる信号からのズレではなく、システムを駆動するためのノイズとなっている。 $x(t)$ の値は $x^N(t)$ だけでなく、 $x^N(t)$ の過去の値によって決定されており、時系列データ $\{x(t)\}$ の出現確率は独立同分布のランダムな分布によって支配されているのではなく、ランダム変数の現れる順序にも依存している。このため、尤度は Kumazawa *et al.* (1990) のように σ_N^2 だけで表現することはできない。つまり、存否法は本質的に ARMA であり、最尤解は北川 (1993) が示したような手法で得る。

ところが、存否法は係数 $a(k)$ について、

$$\sum_{k=0}^m a(k) \cdot a(k) = 1 \quad (43)$$

という制限を置いている。この段階で係数の探索範囲に人為的制限を加えたため、最尤法による解法を放棄していることになる。もし $\{a(k)\}$ の長さが 1 以外で最適の解があったとき、最尤法ではこの解を採用するが、存否法ではこのような解は最初から無視される。したがって、(43) の条件で得た解は最尤解ではないため AIC を用いることができない。もし、ここで AIC によって m を決めようとする、AIC が最小となる解が得られないことがある。つまり、存否のアルゴリズムでは AIC 最小となる解の存在は保証されない。これは存否のアルゴリズムが最尤法となっていないためであり、平均対数尤度の計算に必要なバイアス補正値をパラメタ数をもと得るという AIC の原理を適用することが原理的にまちがっていることに起因している。Kumazawa *et al.* (1990) の Fig. 3 において AIC が最小値を持たない例が示されているが、これは存否法が最尤推定でないために生じた可能性がある。

このような場合でも、EIC によって $a(k)$ の次数決定を行い、最適モデルを求めることができる。このときブートストラップサンプルは (42) の $x^N(t)$ にランダム変数を与えて順番に作っていくことができ、あとはここで述べた EIC 計算の原理にしたがえばよい。

以上の例のように地球科学におけるモデル推定法では EIC を適用できるものが多い。ブートストラップ法の適用には計算時間がかかるが、近年のコンピュータ技術の飛躍的進歩によって計算時間はもはやボトルネックではなくなりつつある。

5. 引用文献

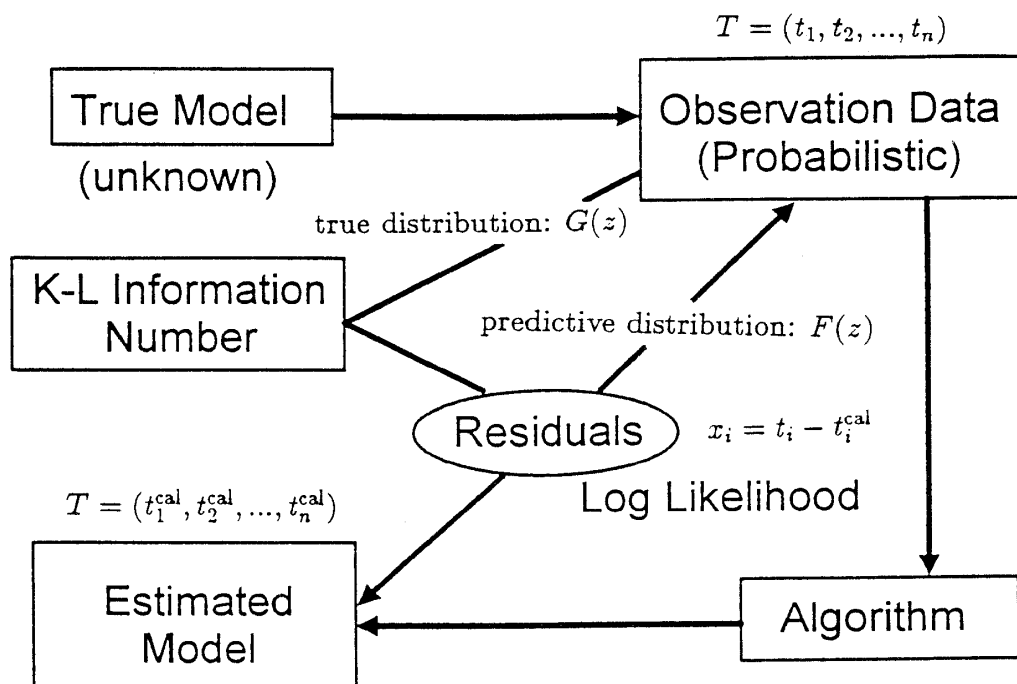
- 赤池弘次 1989, 知識の科学としての統計学, 科学 59, 446-454.
- Backus, G. & Gilbert, F. 1970., Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* A266, 123-192.
- Diaconis, P. & Efron, B. 1983., Computer-intensive methods in statistics, *Scientific American* 248, 96-108.
- Dines, K., and Lytle R. J., 1979, Computerized Geophysical Tomography, *Proc. IEEE* 67, 1065-1073.
- Efron, F. 1983. Estimating the error rate of a prediction rule: improvement on cross-validation, *J. Am. Stat. Assoc.* 78, 316-331.
- Hori, S., Fukao, Y., Kumazawa, M., Furumoto, M., and Yamamoto, A., 1989, A new method of spectral analysis and its application to the Earth's oscillations: The "Sompi" method" *J. Geophys. Res.*, 94, 7535-7553.
- Ishiguro, M. & Sakamoto, Y. 1991., WIC: An estimator-free information criterion, *Research Memorandum, the Institute of Statistical Mathematics*, No.410, 1-22.
- 石黒真木夫 1988, 統計的モデル構成と AIC, 時系列論 (尾崎 統編), 日本放送出版協会
- 石黒真木夫 1990, 電波望遠鏡データ解析, 統計数理, 38, 281-290.
- Ivansson, S., 1983, Remark on an earlier proposed iterative tomographic algorithm, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75, 855-860.
- Jackson, D. & Matsu'ura, M. 1985., A Bayesian approach to nonlinear inversion, *J. Geophys. Res.* 90, 581-591.
- 北川源四郎 1991, 対数尤度のブートストラップについて, 統計数理研究所共同研究リポート 31, 「時系列に関する推測の理論と応用」, 175-179.
- 北川源四郎 1993, FORTRAN77 時系列解析プログラミング, 岩波コンピュータサイエンス, 岩波書店 pp390.

- 北川源四郎・石黒真木夫・坂元慶行 情報量規準 AIC と EIC 信学技報（印刷中）
- 小西貞則 1988, ブートストラップ法による推定量の誤差評価, パソコンによるデータ解析, 123-142, 朝倉書店
- 小西貞則 1992, ブートストラップ法と予測誤差推定, 東京大学統計学輪講資料, 1992 年 10 月 20 日 pp24.
- Kumazawa, M., Imanishi, Y., Fukao, Y., Furumoto, M., and Yamamoto, A., 1990, A theory of spectral analysis based on the characteristic property of a linear dynamic system, *Geophys. J. Int.*, **101**, 613-630.
- Lindberg, C. and Thomson, D. J., 1990, Comments on "A new method of spectral analysis and its application to the Earth's oscillations: The "Sompi" method" by S. Hori et al., *J. Geophys. Res.*, **95**, 19785-19788.
- Masuda, K., Nishizawa, O., Kusunose, K., Satoh, T., Takahashi, M. & Kranz, R., 1990. Positive feedback fracture process induced by nonuniform high-pressure water flow in dilatant granite, *J. Geophys. Res.* **95**, 21583-21592.
- 松浦充宏, 1991, 地球物理学におけるインバージョン理論の発展, 地震 **44**, 特集号, 53-62.
- 村田 泰章, 1990, ABIC 最小化法によるブーゲー密度の推定 地震 **43**, 327-339.
- 村田 泰章・野呂 春文 1993, ABIC 最小化推定法による地殻表層密度の計算手法の最適化 物理探査 **46**, 120-127.
- Murata, Y., 1993, Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective approach, *Jour. Geophys. Res.*, in press
- 西澤 修・野呂春文・増田幸治 ブートストラップ法によるトモグラフィー II
- 坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎, 1983, 情報量統計学, 共立出版
- Tarantola, A. & Valette, B. 1982., Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 219-232.
- Tauxe, L., Kylstra, N. & Constable, C., 1991. Bootstrap statistics for paleomagnetic data, *J. Geophys. Res.* **96**, 11723-11740.
- Trampert, J., and Leveque, J., 1990, Simultaneous iterative reconstruction technique: Physical interpretation based on the generalized least squares solution, *J. Geophys. Res.*, **95**, 12533-12559.
- 内田 利弘 1993, ABIC 最小化法による最適平滑化拘束の比抵抗法 2 次元インバージョン 物理探査, **46**, 105-119.
- Wong, H. W. 1983., A note on the modified likelihood for density estimation, *J. Am. Stat. Assoc.* **78**, 461-463.

6. 成果の発表

口頭発表：

- Nishizawa, O., and Noro, H., Bootstrap statistics for velocity tomography: Application of Wong's information criterion to geophysical inversion problem, in *Geotomography; The 2nd SEGJ/SEG Int. Symp. Geotomography*, 2,417-433, 1992.
- 西澤 修・野呂 春文・増田幸治, ブートストラップ法を用いた弾性波速度トモグラフィーにおけるモデルパラメタバイアスの意味について, 物理探査学会第 88 回学術講演会論文集 266-271, 1993. 6. つくば市

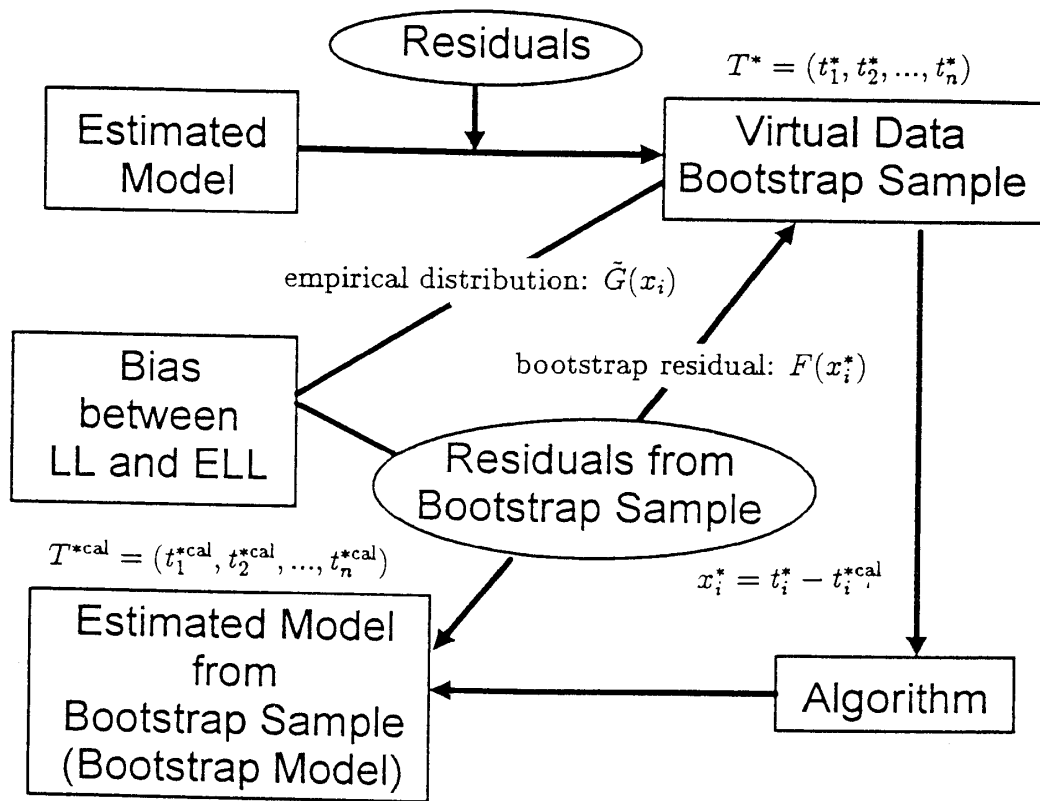


第1図

トモグラフィなど逆問題におけるモデル推定のプロセス。通常われわれが知ることはできない真のモデルによって観測データが生み出されるが、これは確率的なものであり、未知の分布によって支配されている。観測データから適当なアルゴリズムによってモデルを推定する。推定されたモデルから期待される観測値と実際の観測値の差が残差で、この分布は推定モデルによるデータの確率的実現値の予測に使用することができる。したがって、残差は尤度（あるいは対数尤度）の計算に使われるが、予測に使われる分布がガウス分布であれば、残差の2乗和が意味を持つ。Kullback-Leibler 情報量は真の分布と推定モデルから予測された分布の一致の度合いを調べるものである。

Figure 1.

The process for obtaining reconstructed models in tomography and other geophysical inverse problems. The observed data are produced from the true model, which we never know. Employing a certain algorithm, we obtain an estimated model from the observed data. We also obtain residuals between the observed data and the data calculated from the estimated model. The likelihood is obtained from the sum of the squares of the residuals, provided that the error distribution is Gaussian, and has been used to evaluate the goodness-of-fit of the estimated models. The likelihood is merely the probability of the data produced by the estimated model and having no association with the true model, whereas the Kullback-Leibler (K-L) Information Number measures the goodness-of-fit between two distributions: the true (unknown) distribution and the predictive distribution which is expressed by the residuals. Since the true distribution and the residual distribution respectively indicate the probabilities of the data generated by the true model and those by the estimated model, the K-L Information Number measures the goodness-of-fit between those two data distributions.



第2図

ブートストラップ法によるバイアス推定。第1図で示されたモデル推定のプロセスを保存したまま、真の分布と予測される分布との関係を第3図のように置き換えることにより、情報量規準を求めるのに必要なバイアスを得る。真の分布の代わりに経験分布を用い、観測データの代わりにブートストラップサンプルが使われる。第1図の対数尤度に対応するものをブートストラップサンプルから計算される対数尤度で置き換える。真の分布が既知の残差分布（この場合の経験分布）で置き換えられているので、これに対応する平均対数尤度を計算によって求めることができる。このようにして、両者の差をバイアスの推定値とする。

Figure 2.

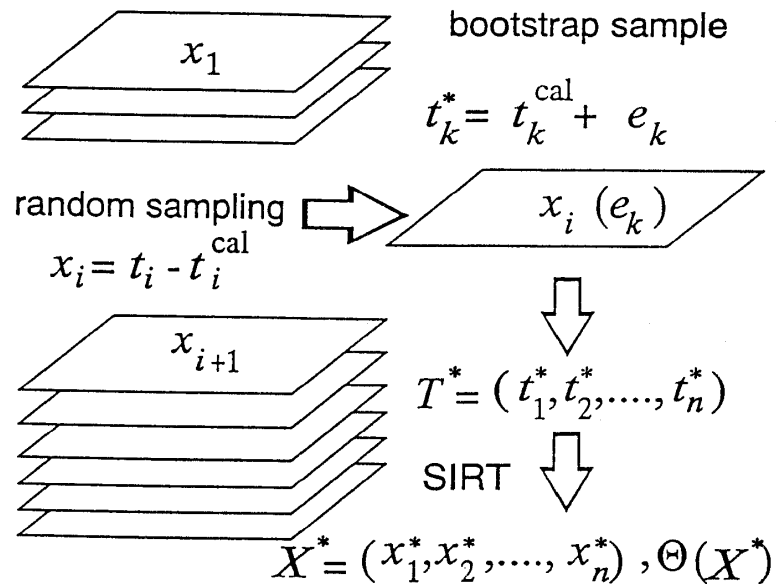
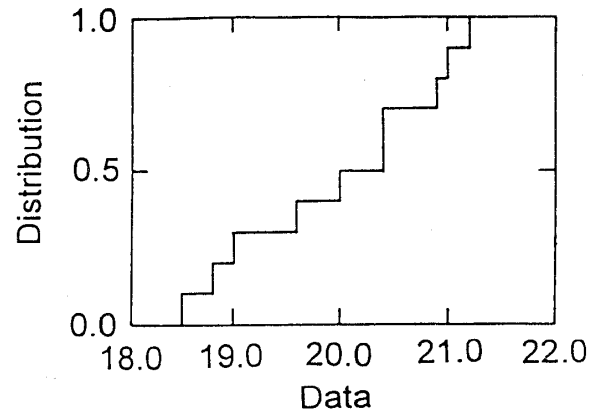
The method of estimating the bias between the log likelihood and the expected log likelihood. We use the bootstrap sample as virtual observation data, and then obtain an estimated model and residuals associated with bootstrap sample. We also replace the log likelihood with another log likelihood which is calculated from the residual distribution corresponding to the bootstrap sample: the residuals between the bootstrap sample and the calculated data from the reconstructed model which is estimated from the bootstrap sample (bootstrap model). The process of the model estimation shown in Figure 1 is unchanged, but the models and the distributions are changed. Thus, we can calculate the value corresponding to the expected log likelihood in the Figure 1. From the bias between the log likelihood associated with the bootstrap model and the expected log likelihood from the residual distributions, we estimate the bias between the log likelihood and the expected log likelihood.

第3図

ブートストラップサンプルの作り方。
経験的に得られた分布からランダムに
データを取り出して新しいデータの組
を作り、これをもとに各種の統計的数
値の推定を行う。

Fig. 3.

Generation of bootstrap sample. A
new data set is obtained from the
empirical distribution. The new data
set is called bootstrap sample and this
data set is used for estimating statis-
tical parameters.

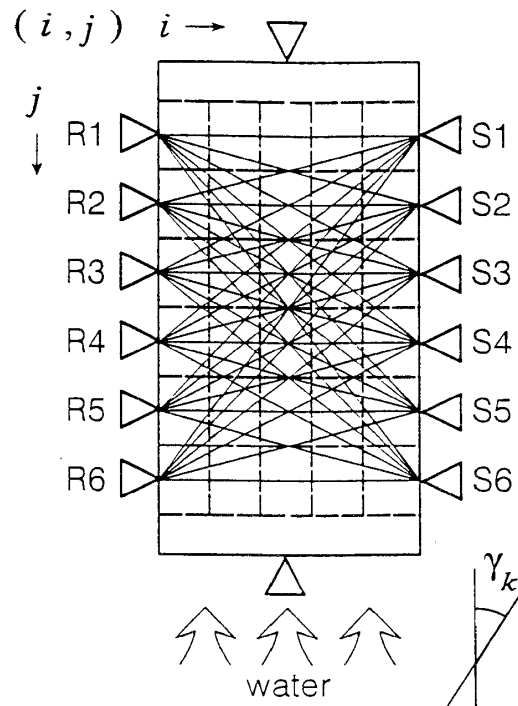


第4図

ブートストラップサンプルの生成。残差分布から重複を許してランダムに残差をひとつ取りだ
し、これを実際の観測値に加えてブートストラップサンプルをつくる。ブートストラップサン
プル $T^* = (t_1^*, t_2^*, \dots, t_n^*)$ を仮想的なデータとして SIRT によってモデルパラメタ $\Theta(X^*)$ を求め、
ブートストラップサンプルに対応する残差分布 $X^* = (x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*)$ を求める。

Figure 4.

Generation of bootstrap sample. Employing a random resampling technique, we choose an error e_k from the residual distribution and add e_k to the observed value, t_k . Repeating this process, we produce the bootstrap sample $T^* = (t_1^*, t_2^*, \dots, t_n^*)$ where $t_k^* = t_k^{cal} + e_k$. Putting the virtual data into SIRT, we obtain the bootstrap model $\Theta(X^*)$. We also obtain the residual distribution $X^* = (x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*)$, which is calculated from the model $\Theta(X^*)$ and the bootstrap sample T^* .

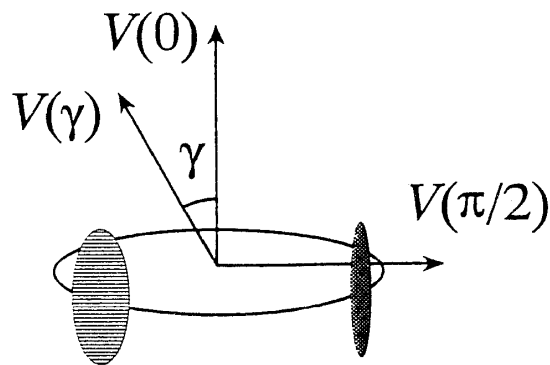


第5図

P 波トモグラフィーに用いられた波線。円柱状の花崗岩試料の側面の互いに向かい合った位置 6 点に P 波トランスデューサを等間隔にとりつけて P 波速度を測定し、30 個のピクセルに対する弾性波速度を求める。岩石は差応力を受けて第5図に示すようなクラックが卓越するため、図のたて方向と横方向とで弾性波速度が異なる（水平等方性）。クラックによって横方向の速度が最小となり、水がクラックを満たせばこの方向の弾性波速度の変化が最も大きくなる。トモグラフィーでは図のたて方向の速度は全ピクセルで一定と仮定してこの速度を独立に変化させ、SIRT によって図の横方向の弾性波速度を求める。

Figure 5.

The ray paths used for P wave velocity tomography. The equally-spaced 6 transducers were mounted on each surface of the diametrical positions of the columnar specimen. The 36 ray paths, which were constructed by the arrays, were used for reconstructing velocity structure of 30 pixels. The rock specimen was subjected to the differential stress under confining pressure, and high pressure water was infiltrated from the bottom end. The rock specimen showed a weak anisotropy (transversely isotropy) due to the preferred orientation of cracks shown in Figure 5. The velocity in the horizontal direction was strongly affected when water was infiltrated into the rock sample due to water saturation in cracks. Assuming that the velocity in the vertical direction (the maximum velocity $V_{\max}$) is constant over all pixels and independent of the horizontal velocities of pixels, we reconstructed the velocity of the horizontal direction in each pixel. The optimum velocity structure is a combination of a set of the horizontal velocities of 30 pixels and an optimum $V_{\max}$.



第6図

差応力を受けた岩石中に存在するクラック。クラック面が最大主応力軸（図のたて方向）に平行なクラックが卓越する。クラック面の法線は横方向の面内にランダムに配列する。このため、P波の速度は最大主応力方向で最大となり、最大主応力に直行するすべての方向で最小となる。他の方向の速度は最大主応力方向を主軸とする回転楕円体で与える。

Figure 6.

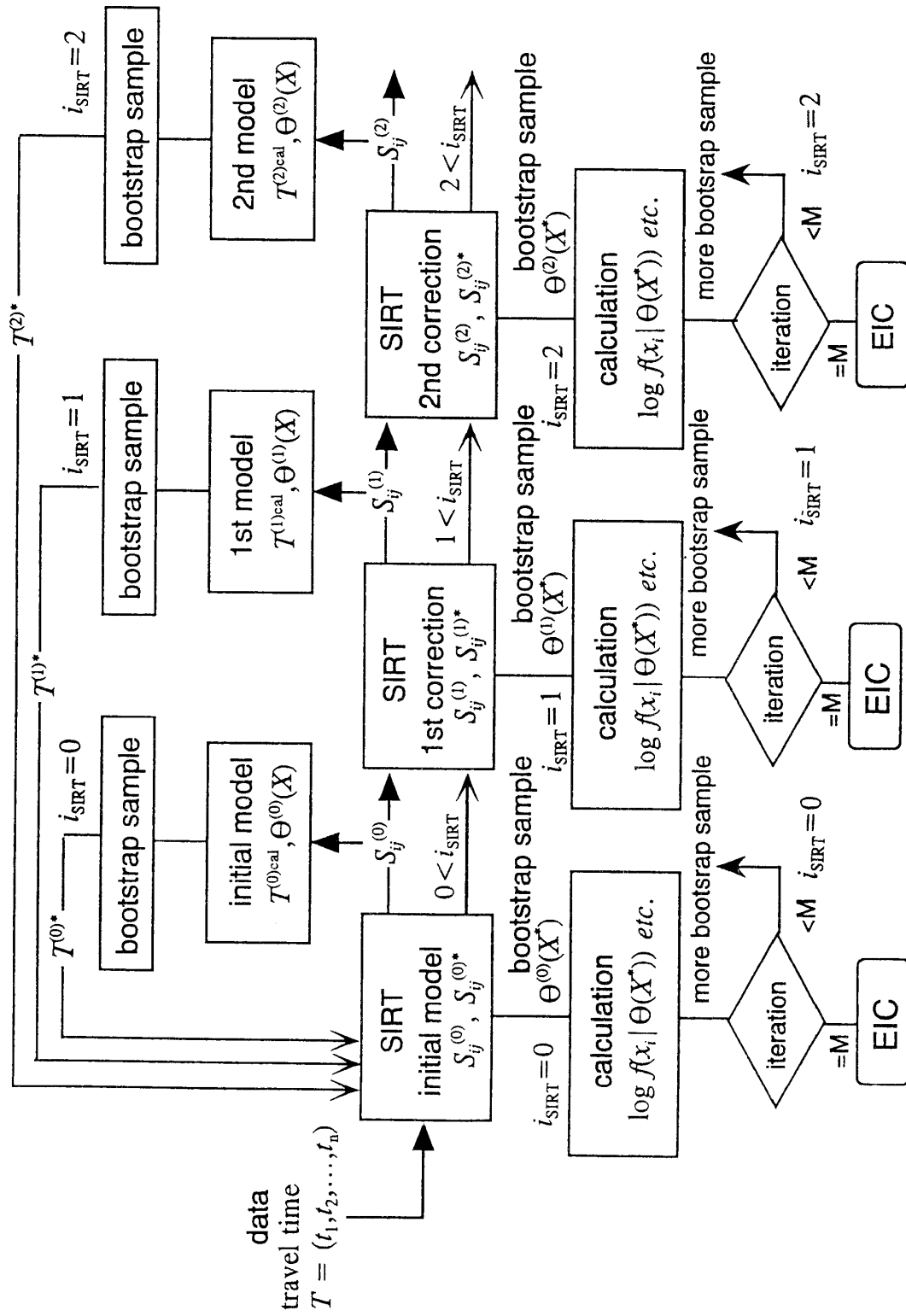
Stress induced cracks. When the rock is subjected to the differential stress, a preferred orientation of cracks appears. The normal of the crack tends to align in the plane perpendicular to the maximum stress axis. Thus the most of the crack surfaces are parallel to the maximum stress direction. This type of preferred orientation of cracks produces velocity anisotropy of which maximum velocity is in the direction of the maximum stress and the minimum velocity lies in the plane perpendicular to the maximum stress (the transversely isotropy). The velocity in other directions are given by a spheroid of which symmetric axis is parallel to the maximum stress axis.

第7図（次ページ）

SIRT の各修正ステップで得られたモデルに対応する EIC の計算のためフローチャート。SIRT の各ステップで求められたモデルについてブートストラップサンプルを作成し、これを仮想データとして、同じ回数のモデル修正を行ってブートストラップサンプルに対応したモデルと残差を求める。これらの値をもとにバイアス補正値を計算する。ブートストラップサンプルによる計算は M 回繰り返されてバイアス補正の期待値が得られ、SIRT におけるパラメタ補正の各ステップに対応する EIC 値が得られる。

Figure 7. (next page)

The flow chart for calculating the EIC value which corresponds to each iteration of the SIRT. On the basis of the estimated model and the residual distribution, the bootstrap sample is generated in each iteration of the SIRT. The bootstrap sample is used as virtual data, and a new model is calculated by the SIRT through modifications of the model up to the same iteration number. The model parameter and the residual distribution, both associated with the bootstrap sample, are obtained and the bias is calculated from these values. This process is repeated up to M times (the number of bootstrap sample), and then EIC value is calculated by the log likelihood and the expected value of the bias.



Electromagnetic Radiation Anomalies Before Moderately Strong and Strong Earthquakes

Guan Huaping and Liu Guiping

(Center for Analysis and Prediction, State Seis. Bureau, P. R. China)

Keywords: Prediction, electromagnetic anomaly, detection distance, radiation characteristics

Abstract

Electromagnetic radiation observation have been conducted in China since the Tangshan earthquake in July 28, 1976. Up to now, 130 observatories have been established. The present observing frequency ranges are ultra-low frequency 0.01–20 Hz and point frequency from 10^3 to 10^4 Hz. In the past 20 years, more than 40 earthquakes with magnitude larger than 5.0 occurred in and around the observation network. By analyzing the electromagnetic anomalies, it was demonstrated that the detection distance of the anomaly is related with the magnitude, the lasting time of anomalies are from several seconds to several tens days, and no electromagnetic radiation was observed coseismically.

1. Introduction

Since the middle of 1970s, the electromagnetic radiation studies have been conducted in many countries in order to try to find characteristics of the phenomena as one of a useful precursors and reveal this physical mechanisms. In the last ten years, this subject became an important branch of earthquake prediction researches in some countries. In China, for instance, electromagnetic radiation observations have been conducted since the Tangshan great earthquake in July 28, 1976, and prominent anomalous phenomena have been collected before major earthquakes. The electromagnetic observation networks have been built in several regions to monitor crustal activities, and the observation method has been gradually tried to be standardized.

2. Observation

1) Electromagnetic observation networks

Prominent electromagnetic anomalies were discovered at the time of the Tangshan great earthquake in 1976. Since then, electromagnetic radiation observatories have been established in the JJT region (regions in and around Beijing, Taijing and Tangshan) resulting in the success of observation of anomalies related to the Ninghe earthquake of magnitude 6.9 occurred on November

15, 1976, After this experience, electromagnetic observations have been developed rapidly in China. Now there are about 130 electromagnetic radiation observatories, most of which are distributed in the high seismic risk zones such as Yunnan-Sichuan, Gansu-Qinghai, Beijing-Hebei-Shanxi, Jiangsu-Shandong, and several places in slightly less or without seismic risk zones.

2) Observation system

Table 1 show glossary of electromagnetic observation networks in China. Frequency band used are mainly in extremety low frequency (ELF) below 20 Hz and some are in very low frequency (VLF) and low frequency (LF). Broad band frequency ranges adopted in the early 1970 s, made it quite

Table 1 Observatory's condition

Institute Name	Num	Observal Frequency (HZ)	Instrument	
			Antenna, Sensor	Amplifier, Recorder
Shanxi Prov. Seis. Bureau	30	0.01-1.2K	Fe-Si-Al magnetic Stick	micro-computer electromagnetic wave pulse recorder
Anhui Prov. Seis. Bureau	4	0.1-10	half-circle antenna, buried electric pole, Fe-Si-Al magnetic stick	DJ-2, 76A, DJ-1 recorder
Jiangsu Prov. Seis. Bureau	12	1.1-10, several ten selected points	earth electric pole, Fe-Si-Al magnetic stick, Fe-Si-Al antenna	ULFB amplifier board, DJ-1, Kj-1 recorder, DPJ electromagnetic wave detector
Hebei Prov. Seis. Bureau	13	0.1-20, 0.001-800	buried electric pole, Fe-Si-Al magnetic stick	76A, DJ-1 recorder, micro-computer collecting data
Yunnan Prov. Seis. Bureau	17	0.1-20, 1.9K, 27K	deep-well vertical, under-ground, over surface, lash and circle antenna	KJ-1 recorder JD electromagnetic singal receiver
Elec. Wave Propagation Ins. of Mech Elec. Dept.		0.5-4 500-5K 12K-160K	5m, 10m lash antenna, 1m perpendicular crossing antenna	LF-VLF-ELF tri-channal receiver, electric potential difference recorder, circle antenna receiver
Beijing No. 31 Middle School	2	5-1.2K	110 horizontal antenna	Apple II micro-computer data collector
Geophysical Ins. of State Seis. Bureau	2	0.1-10, 0-1M 120-160K, 165K, 15K	Fe-Si-Al antenna, Fe-Si-Al buried antenna, lash antenna	RR-2, RR-7 interrupting field intensity recorder, electromagnetic wave, pulse detector, self-made DJ-1 recorder
Liaoning Prov Seis. Bureau	7	0.1-20, several ten K points	Fe-Si-Al antenna, Fe-Si-Al magnetic stick	DPJ electromagnetic wave detector, ULFB amplifying board, DJ-1 recorder
Heilongjiang Prov Seis. Bureau	4	0.1-20, several K selected Points	Fe-Si-Al antenna, Fe-Si-Al magnetic stick	DPJ electromagnetic wave detector, ULFB amplifying board, DJ-1 recorder
Gansu Prov. Seis. Bureau	10	0.1-20	Fe-Si-Al magnetic stick	self-made recroder, micro-computer electromagnetic wave pulse receiver
Qinghai Prov Seis. Bureau	3	0.1-1.2K		
	1	0.1-1.2K	Fe-Si-Al magnetic stick	DPJ electromagnetic wave detector, ULFB amplifying board, DJ-1 recorder
	3	0.1-20, several KHA points, 0.1-1.2K		micro-computer electromagnetic wave pulse reveiver

difficult to distinguish anomalous signals from ambient noises. There are two types of sensors: electric field and magnetic field sensors. Two kinds of recorders have been used: the analogue and the digital recorders.

At present time, there are five kinds of instruments used in our networks. (1) the DPJ observing eight line spectra points in 35–80.7Hz, which was developed by Jiansu Seis. mological Bureau, (2) the JD electromagnetic radiation measurement instrument with a sensor made of a electric flip antenna in well due to Yunnan University with recording frequencies being 0–20Hz, 1.9kHz and 7kHz, (3) E-EM system produced by Hebei Seis. Bureau, using stainless steel electric pole as sensor with frequency being 0–10Hz, (4) DWMJ elec-tromagnetic radiation pulse recorder made by Shanxi Seis. Bureau, with the sensor being made of magnetic induction coil and frequency 0.1–1500Hz, (5) the CGY magnetic detecting sensor made by Yanguang Mechanism Factory (the resolution: 0.01 nT, frequency: 0.01–10 Hz, sensitivity: 300 μ V/nT/Hz) using the DJ-1 recorder.

3) Frequency selection

The seismo-electromagnetic radiation observation has been undertaken in the following frequency range:

Ultra low frequency: lower than 30Hz,

Extremely low frequency: lower than 3kHz,

Very low frequency: 3–30kHz,

Low frequency: 30–300 kHz.

It is necessary to indentify the noise sources and clarify its frequency range in order to avoid this frequency band in the measurement to separate the anomalies from noise.

Through the field observations and laboratory rock sample experiments, it has been demonstrated that the anomalous electromagnetic radiation preceding earthquakes existed in a broad frequency range. Therefore, it is, in principle, possible to observe the signals at any of the frequency band. But the frequency ranges above 30 kHz such as low frequency, medium frequency, very high frequency and ultra high frequency, have been usually used by the broadcasting and other communication facility, so that the noise level is very high. If the observation is to be done in these frequency bands, it is necessary to survey the noise background to select the frequency band and sites with small noise. And it is also desirable to detect the noise characteristics to recognize the anomalies.

The extremely low frequency (lower than 300 Hz) does not undergo serious signal attenuation during propagation. So that in this frequency band, especially in the ultra-low frequency 0.01–20 Hz, the noise is relatively small indicating suitable for observations. Laboratory experiments indicate that the precursory electromagnetic radiation dominates in lower frequency than that in higher frequency. In addition, in the extremely low frequency and the ultra low frequency, the signals have the following features: (1) small attenuation: the higher the frequency, the more attenuated the signal is in the crust (Figure 1). (2) The waveguide theory indicates that the very low frequency is near a eigen frequency band resulting in the easy signal propagation.

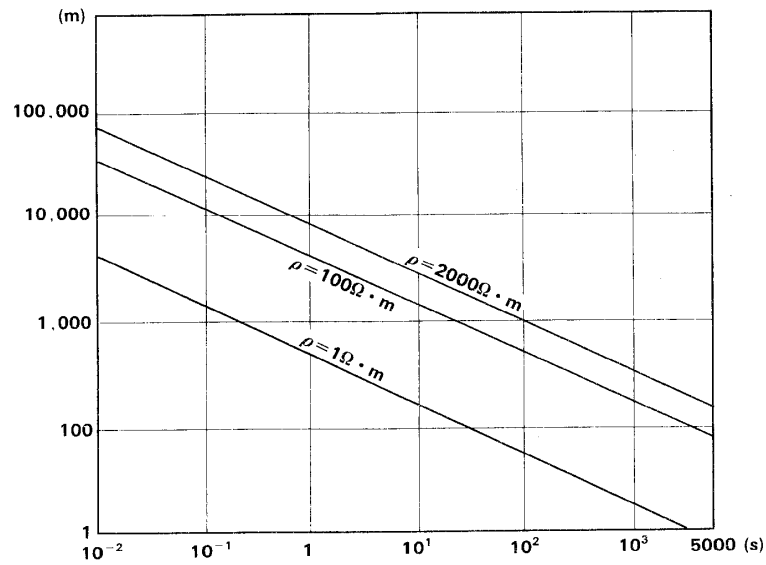


Fig. 1 The sounding depths versus periods for three cases of resistivity

3. Observationn of precursory electromagnetic radiation

We have collected the electromagnetic radiation data related to 43 earthquakes with magnitude M larger than 5.0; 13 of these events were of $M > 6.0$, and 30 were $5.0 < M < 5.9$. Two of them occurred during 1976–1979, and the other 41 after 1981. Substantial improvements of the instrument after the start of observation resulted in the noise reduction and the reliable data set. Table 2 and Table 3 show the anomalous changes before earthquakes with magnitude 6.0 and with $5.0 < M < 5.9$, respectively.

1) Features of the anomaly

Though the electromagnetic changes related to the 43 earthquake were observed using the five different types of instrument, there were appreciable similarity.

(1) Waveform

Fig.2 shows the relation between precursory time and the magnitude M of the earthquakes: the larger the magnitude, the longer the precursory time. For example, the anomalies began 90 days before the 7.6 event at the boundary of China and Burma on November 6, 1988, and only several hours or several minutes before events of M 3.0 – 3.9. Table 2 and Table 3 indicate that duration of the anomalies before each event range from 1 hour to several ten days. The duration at different observatories related to a single earthquake varies several ten times; furthermore, durations of the anomalies recorded by different types of instruments at the same observatory are not the same. In Table 2, the anomalies before the $M=6.7, 6.9$ events, occurred on April 23, 1992 at the boundary of China and the Burma varied significantly. They were recorded by the Jiangsu DPJ-III pointfrequency instrument in the Dianxi test site, and by the DZ-III recorder for the electric field at

Table 2 Anomalies related to earthquakes of Ms=6.0-7

Epicenter Location	Original Time	Mag (Ms)	Anomal Stations	Epic Dist (km)	Begining and Ending time	Ending Time- Original Time (day, hour, minutes)	Lasting Time
Ninghe River, Tianjing	76.11.15	6.9	Island Kiosk of Peking Univ.	140	Nov 15, 11 ^h -17 ^h	5h	6h
			Posts and Tele-communication Science Academy	140	Nov 15, 11 ^h -17 ^h	5h	6h
			No. 2 Bureau of No. 2 Mach. Dept	140	Nov 15, 11 ^h -17 ^h	5h	6h
			Tongxian, Beijing	140	Nov 15, 11 ^h -17 ^h	5h	6h
Liyang, Jiangsu	79.7.9	6.0	Weigang, Nanjing	80	Jul 5, 12 ^h -6, 16 ^h	3d and 2h	28h
Viet Nam South Yellow Sea of China	83.6.24	7.0	Chuxiong, Yunnan	442	Jun 24, 0 ^h -10 ^h	4h and 47min	10h
	84.5.21	6.2	Gang, Jiangsu	70	May 8, 5 ^h -16, 9h	5d and 14h	8d and 4h
			Changsu, Jiangsu	150	May 8-12, 13 ^h	9d and 8h	4d
			Nandu, Jiangsu	200	May 8-12, 13 ^h	9d and 8h	4d
Luquan Yunnan	85.4.18	6.3	Jingxian, Angui	370	May 19, 18 ^h -19 ^h	2d	1h
			Chuxiong, Yunnan	160	May 30-Apr, 18	3h	19d
			Wuliduo, Yunnan	95	May 16-Apr, 6	12d	21d
			Wuliduo, Yunnan	390	Jul 27-Sept 11	40d	45d
Gengmalan-chang, Batang, Sichuan	88.11.6	7.6	Yunnan				
	89.4.16	6.6	Wuliduo, Yunnan	650	Apr 4-11	4d	1d
Xiaojin, Sichuan	89.9.22	6.6	Wuliduo, Yunnan	660	Jul 28-Aug 31	20d	25d
	89.9.29	6.4		640			
	89.10.1	6.2					
Datong, Shanxi	89.10.18	6.1	Datong, Shanxi	40	Oct 4-11	7d	8d
			Langfang, Hebei	200		1d	6d
			Wuwei	240	Apr 26, 12 ^h -15 ^h	2h	3h
			Yongdeng	290	Apr 26, 12 ^h	4.5h	4min
Gonghe, Qinghai			Gaotai	370	Apr 26, 8 ^h		9h
			Sunan	300	Apr 24, 13 ^h	27h	0.5h
			Wuwei	120	Oct 20, 8 ^h		7h
			Yongdeng	54	Oct 12, 11 ^h	7d	15d
Tianzhu, Gansu	90.10.20	6.2	Jingtai	40	Oct 6, 20 ^h	14h	1min
Burma	91.1.5	7.6	Xichang	800	Jan 3-5		
Boundary of China and Burma	92.4.23	6.7	Panzhihua	400	May 7-Apr 21	1d	
		6.9	Shimian	570	May 16-Apr 22		
			Dianxi Test Field	360	Apr 4-16	6d	5d
					Apr 3-22	1d	14d
					May 18-Apr 15	7d	29d
					May 21-Apr 12	10d	21d

Table 3 Anomalies associated with earthquakes of $M_s=5.0-5.9$

Epicenter Location	Original Time	Mag (M_s)	Anomal Stations	Epic Dist (km)	Begining and Ending time (day, hour, minute)	Ending Time- Original Time	Lasting Time
Fengzhen, Nei Monggol	81.8.13	5.6	Datong, Shanxi Taiyuan, Shanxi	90 340	Aug 1-10 Aug 1-10	3d 3d	9d 9d
Longyao, Hebei	81.11.9	5.6	Handan, Hebei Jining, Shandong	90 280	Sept 26-Nov 8 Nov 3-8	6h	3d
Heze, Shandong	83.11.7	5.9	Yanzhou, Shandong Handan, Hebei Nandu, Jiangsu Qiang, Jiansu	150 165 500 500	Nov 4, 5 ^h -11 ^h Oct 7-Nov 6 Oct 18-Nov 3 Oct 21-Nov 4	7h 5h 4d 3d	6h 30d 15d 14d
Puer, Yunnan	85.1.18	5.2	Chuxiong, Yunnan Wuliduo, Yunnan	230 280	Jan 15-16 Jan 1-25	2d	1d 24d
Viet Nam	85.8.20	5.6	Chuxiong, Yunnan	420	Aug 26, 9 ^h -11 ^h	1d and 13h	2h
Burma	85.8.26	5.6	Chuxiong, Yunnan	380	Aug 25, 21 ^h -16, 1 ^h	2h	4h
Jianshui, Yunnan	85.9.9	5.3	Chuxiong, Yunnan Wuliduo, Yunnan	178 150	Aug 31, 11 ^h -19 ^h Jul 26-Aug 31	8d 8d	8h 5d
Tengchong, Yunnan	85.9.11	5.1	Chuxiong, Yunnan	350	Sept 9, 10 ^h -20 ^h	10h	10h
Handan, Hebei	85.10.30	5.3	Handan, Heibei Jiaxiang, Shandong	110 220	Nov 13-30 Nov 30, 14 ^h	2h 8h	17d
Shuicheng, Guizhou	85.12.2	5.0	Chuxiong, Yunnan Wuliduo, Yunnan	380 280	Nov 27 Nov 5-7	4d 25d	2d
Heqing, Yunnan	86.3.13	5.2	Chuxiong, Yunnan	170	Feb 28, 8 ^h -18 ^h	13d	10h
Yanyuan, Sichuan	86.8.12	5.3	Chuxiong, Yunnan	250	Jul 30, 13 ^h - Aug 2, 4 ^h	10d	2d and 15h
Hualian, Taiwan	86.11.16	5.5	Fuzhou, Fujian	320	Nov 15, 22 ^h - 16, 21 ^h		23h
Hualian, Taiwan	86.11.18	5.3	Fuzhou, Fujian	314	Nov 16, 14 ^h -18 ^h	16h	1d and 10h
Hualian, Taiwan	88.11.25	5.0	Fujiang, Fuzhou	305	Nov 8, 8h-26		1d and 4h
Ningbao, Yunnan	88.1.10	5.5	Wuliduo, Yunnan	300	Nov 5-17	40d	12d
Sunan, Gansu	88.11.22	5.7	Shandan, Gansu	130	Nov 5-16	5d	8h
Sunan, Gansu	88.12.4	5.1	Zhangye, Gansu Shndan, Gansu	85 132	Dec 3-4 Nov 30, 18 ^h	21h 1d and 2h	1.5h

Table 3 (continue)

Epicenter Location	Original Time	Mag (Ms)	Anomal Stations	Epic Dist (km)	Beginning and Ending time (day, hour, minute)	Ending Time- Original Time	Lasting Time
Changsu, Jiangsu	90.2.10	5.1	Xiangshui	330	Feb 1-8	2d	8d
Qilian, Gansu	91.1.2	5.0	Sunan, Gansu	85	Dec 26, 21 ^h	1d	
			Minle, Gansu	80	Jan 2, 3 ^h	3h	3h
Jinzhou, Shanxi	91.1.29	5.1	Xinzhou	60	Jan 1-14	14d	14d
			Shanxi Kuang		Jan 10-15	13d	5d
Xiaojin, Sichuan	91.2.18	5.3	Xichang	340	Jan 30-Feb 13	5d	14d
Datong, Shanxi	91.3.26	5.8	Xinzhou	200	Mar 17-26		9d
			Guzhou	300	Mar 11-15	10d	4d
			Changning, Yuci	290	Mar 16-24	2d	8d
Ninglang, Sichuan	91.4.12	5.1	Panzhihua	110	Mar 21-Apr 21		
			Xichang	150	Mar 25-Apr 10	2d	15d
			Shimian	270	Mar 29-Apr 10	2d	12d
Douhe, Tangshan	91.5.29		Langfang Network	140			
Shidian, Baoshan	91.7.22	5.1	Dianxi Test Field	160	Jun 13-Jul 14	7d	32d
					Jun 3-Jul 5	16d	33d
Huangcheng, Gansu	90.10.1	5.1	Dunhuang, Gansu	41	Sept 29		1.5h
			Sunan, Gansu	190			
Jiayuguan, Gansu	92.1.12	5.4	Dunhuang, Gansu	352	Jan 1	15d	1d
			Yumen, Gansu	62	Dec 25	25h	6d
Huanghai-	92.1.23	5.3	Xiangshui, Jiangsu	175	Jan 10-21	2d	1d and 17h
			Lianyun, Jiangsu	180	Jan 14-22	1d	20h
			Dafeng, Jiangsu	230	Jan 16-20	3d	2d
			Linyi, Shandong	250	Jan 20-22	1d	2d
			Jinggang, Jiangsu	270	Jan 19-22	1d	2d
			Haidan, Jiangsu	295	Jan 13-17	6d	6d and 16h
			Zhouxian, Shandong	375	Jan 10-23		
			Jining, Shandong	410	Jan 6-23		
			Nandu, Jiangsu	450	Jan 15-22		
Gonghe, Qinghai	92.5.17	5.0	Longyanxia	57	May 9-12	4d	

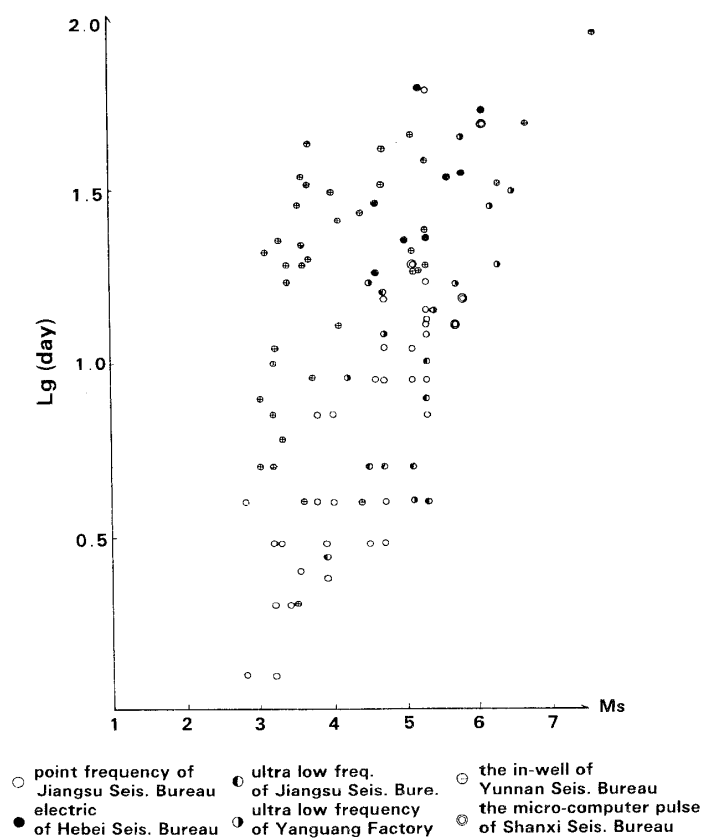


Fig. 2 Relation between the precursory time of the anomalies and magnitude of earthquake M_s

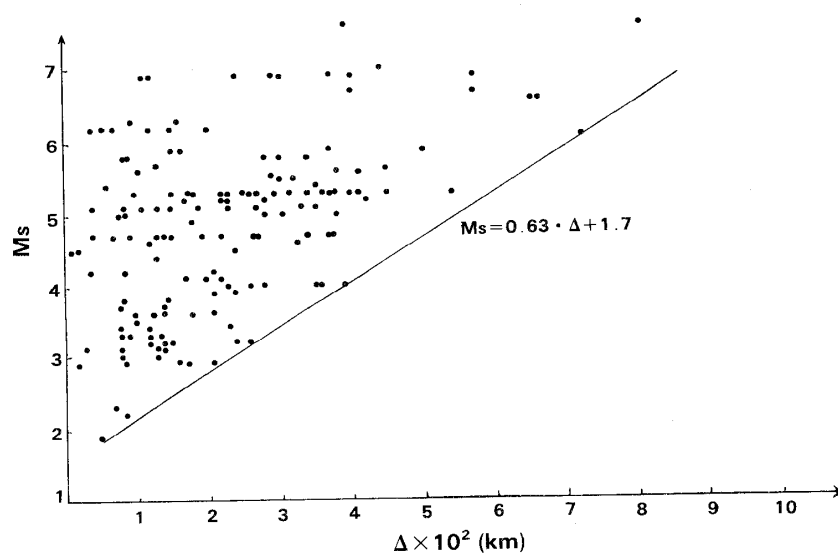


Fig. 3 Relation between the magnitude of earthquakes M_s and the epicenter distance of anomalies

Langfang, Hebei Province and in the Yunnan University. Statistics of the anomaly time of 9 events of magnitude $M=5-6$ and 23 events of magnitude $4.5-4.9$ since 1981 indicates that the lasting time of anomalies before the events $M=5-6$ are two times longer than that before the events $M=4.5-4.9$.

(2) Relation between epicentral distance and magnitude Analysis of data suggests that the larger the magnitude, the greater the epicenter distance. Fig.3 show the relation between the epicentral distance Δ and magnitude M_s . The detection distance versus the magnitude is read from Fig.3.:

$$M_s = (0.63 * \Delta) + 1.7$$

where the unit of Δ is 10^2 kilometer.

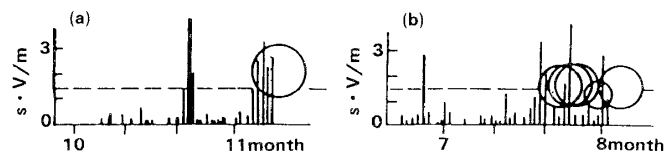
(3) Temporal change

The precursory electromagnetic radiation signal occurred intermittently, and underwent the variation of weak-strong-weak while the amplitude increase in time (See Fig.4).

The duration time, amplitude and burst number of the anomalies were dependent on the magnitude and the epicenter distance. The larger the magnitude, the longer the duration time, and the larger the amplitude, the more the burst number. For instance, in the 9 events of $M > 5.0$ within 300km from Langfang, the anomalies associated with $M_s 6.1$ event lasted 54 days till the event with the anomaly amplitude being 10.2 mV, and the imminent anomalies lasted several hours. Whereas, the anomalies associated with the other 8 events of $M=5.0-5.9$ lasted only about 30 days with the anomaly amplitude being 2-4 mV, and the imminent anomalies lasted several tens minutes.

(4) Direction and regional features

According to numerous earthquake examples, it was shown that the signal amplitudes were dependent on direction of installed sensors. The electromagnetic radiation had different amplitude along the different directions at the same observatory and for different epicentral directions.



(a) The Xingtai 5.6 earthquake in Nov. 9, 1981.
(b) The Yangyun-Tangshan 5 earthquake swarm from Jul. 23, 1988 to Aug. 3.

Fig. 4 Daily evolution of anomalous signals

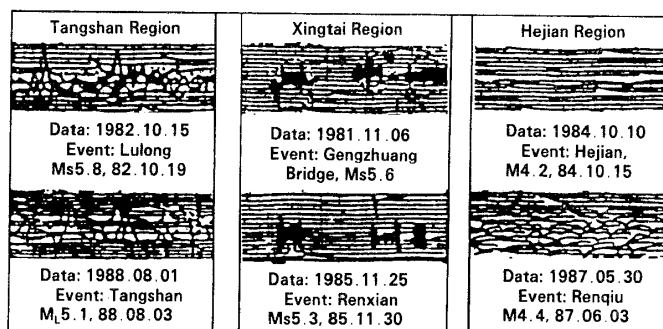


Fig. 5 Similarity of waveform at observation sites

Measurement using NS and EW component of the alternating electric field, the direction of electric field vectors was shown to be perpendicular to the epicenter direction. The signal recorded by the rotating antenna of the Jiangsu DPJ point frequency equipment reached its highest value in the direction when the antenna axis was perpendicular to the epicenter direction.

The similarity of the waveform is suggested for events in a particular region. For the earthquake examples mentioned above the recorded electromagnetic radiation signal at a site were of similar frequency-spectrum feature, and the larger the earthquake, the more significant the feature. However, the spectrum were different for the signals from different regions. Fig.5 display the original radiation signals recorded at the obser-vation site in Langfang, Hebei Prov. associated with the events in Xingtai, Tangshan and Hejian. It is evident that the waveform features differ from each other in these three regions.

2) Comparison among a few results using various instruments

Figure 2 shows that starting time of the anomalies recorded by different instruments were different. The anomalies recorded by the JD type instrument started first and that by the DPJ poing frequency instrument in Jiangsu Seis Bureau last. Among other three types of instrument, the anomalies recorded by buried electric pole of the Hebei Seis. was earlier than that recorded by the ultra low frequency antenna developed by the Yang-guang Mechanism Factory in Shanxi Prov. and the micro-computer pulse antenna of the ShanxiSeis. Bureau. The anomalies recorded by electric field measurement instrument started earlier than that by magnetic field measurement instrument. The anomalies in low fre-quency was earlier than those in high frequency.

Figure 6 is the magnetic and electric field recording data before the M 5.8 event in May 26, 1991

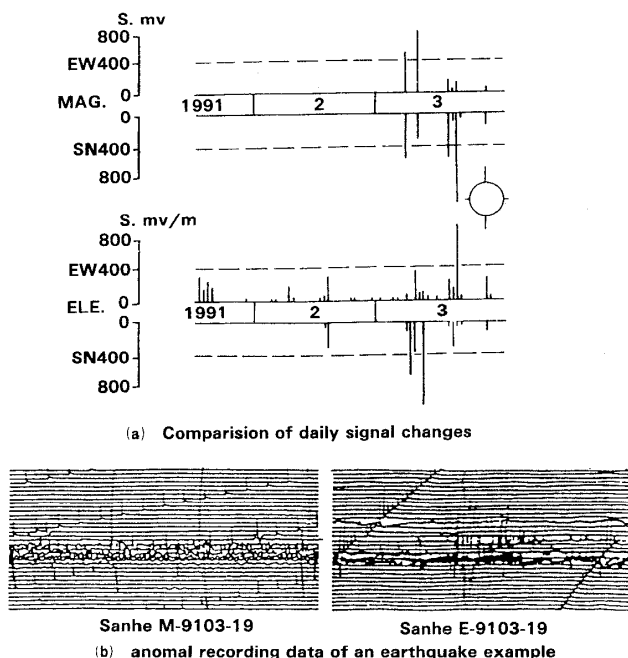


Fig. 6 A comparison between magnetic and electric field change in Sanhe Observatory, Hebei

at the Sanhe observatory in Hebei Prov. The magnetic sensor was the “CGY” type with frequency 0.01–10Hz manufactured by Yanguang Mechanism Factory and the electric sensor was a buried electric dipole with its frequency being 0.1–10Hz. Figure 6 suggests: (1) the signal of the electric field is earlier than that of the magnetic field, (2) the electric field anomalies lasted longer than the magnetic field anomalies while both of them had group waveform feature after reaching their peak values, then remained quiet till the event, (3) direction of magnetic and the electric field for the strongest component is perpendicular to each other.

4. Discussions

For some earthquakes, the anomalies' beginning time, the duration, and precursory time to the earthquake varied remarkably for different observatories. Moreover all of the observatories within a certain region surrounding an event had not always anomalies. For instance, before the events of magnitude 5.0–5.9, only half or one third of the observatories of the epicentral distance less than 500 kms recorded anomalies. For the most of these earthquakes in these stations received signal after the event. This phenomenon is called 'non-synchronization'. It seems difficult to interpret these phenomena based on the hypothesis that the electromagnetic radiation was produced in the “seismic source”. It is our opinion that electromagnetic radiation might be produced by the “multi-source” micro-fracture in the strain concentrated field, and a station might be affected either by the nearby or remote source. These evidence may suggest that the anomalous changes differ from one station to another. The reliable experimentation is needed to examine this hypothesis.

It seems certain that the seismic electromagnetic radiation exist. For earthquake prediction, especially the short-term and impending earthquake prediction, the phenomena provided useful informations. The electromagnetic radiation during rock fracture process in many laboratory experiments and the electromagnetic change in the field could not be explained satisfactorily by the changes of telluric electromagnetic field or pressure electricity or pressure magnetism. However, the observational results might be interpreted by incorporating the electromagnetic radiations produced in the process of micro-fracturing of rocks and the natural background electromagnetic field at the earth surface.

5. Conclusion

The anomalous electromagnetic radiations preceding earthquake have been shown by several earthquake examples. ① The signals occurred intermittently, ② electromagnetic field is in particular direction to the epicentral direction, ③ amplitude differ markedly in region, and ④ duration time and strength were dependent on the magnitude and the epicenter distance. Enhancing the observational and theoretical studies in this field will benefit the short-term and impending earthquake prediction.

Reference

- [1] Chen Zhirong et. al, Electromagnetic radiation signal observatiion before great earthquake, *Earthquake Journal*, Vol. 15, No. 1, 1993.
- [2] Guan Huaping et. al, Repeating earth electromagnetic observation results in the Dongshanqi observatory in Beijing, Geomagnetic and Geoelectric Section of the erarhquake prediction application symposium, *Academic Book and Journal Publish House*, 1990.
- [3] АДЪЛЛАБЕКОВК. Н, *Electromagnetic phenomena in crust*, Academic Publish House, 1990.