

### 第3章 地殻活動検出手法の調査

#### 3. 1 BAYTAP-G

##### 3. 1. 1 はじめに

地電流データをBAYTAP-Gを用いて解析することにより、誘導成分を効率よく分離し、地電流異常変動の検出を容易にするという試みは、すでに1987年から着手された（例えば、森他, 1987; Ozima, *et al.*, 1989; 小嶋, 1992）。この時に用いられたデータは、水戸地域等でNTTの施設を利用して収録された、超長基線地電流データで、長期的にも非常に安定した、また、ノイズが非常に少ないもので、良い地電流データとBAYTAP-Gとを組み合わせると、地電流異常変化の検出が容易になり、地殻活動に関連した異常変化が見い出される可能性がある、というのが当時の結論であった。

地電流データをBAYTAP-Gを用いて解析すると、式3.1.1のように観測時系列 $y_j$ を、潮汐成分、並行観測値 $x_k$ との応答、トレンド $d_j$ 、不規則成分（残差） $\epsilon_j$ 、の4成分に分解することができる。 $n$ は分潮のグループ番号、 $i$ はグループ内での分潮番号で $a_{ni}^*$ 、 $\phi_{ni}^*$ 、 $\omega_{ni}^*$ 、は分潮の理論値の振幅と位相と角速度を表す。理論的な分潮が地球のシステム応答 $a_{ni}$ 、 $\phi_{ni}$ により変化し、潮汐成分として観測されるのは右辺第一項になる。 $b_k$ は $k$ 番目の並行観測データの係数、 $M$ はラグ数、 $K$ は並行観測データの成分数である。並行観測値として地磁気データを用いると、地磁気変動による誘導成分となる。

$$y_j = \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^{J_n} a_{ni}^* \cos(\omega_{ni}^* j + \phi_{ni}^* + \phi_{ni}) + \sum_{k=1}^K \sum_{m=0}^M b_k(m) x_k(j-m) + d_j + \epsilon_j \quad (3.1.1)$$

ここでは、この手法を淡路島で観測された地電流データに適用することを試みた結果（小嶋他, 1998; 高山他, 2000）を報告する。第3.1.2節では並行観測値の選択などを通じて淡路島の地電流データに対してBAYTAP-Gをどのように使うことができるかを検討し、第3.1.3節ではBAYTAP-Gで分離された成分の性質調査を行った。

##### 3. 1. 2 BAYTAP-Gの有効性

淡路島の地電流データに対してBAYTAP-Gを適用し、その有効性を検討した。並行観測値としては、淡路島の大谷観測点でフラックスゲート磁力計により観測されている地磁気3成分（X, Y, Z成分）の値を用いた。使用できる並行観測値は最大で3系列まで許されるので、地磁気3成分を用いた場合と、

後で述べる様に、地磁気2成分のみの場合や、Z成分の代わりに、他地点の地電流データそのものを用いるなど、選択できる。どの組み合わせが最も効率よくノイズを分離することができるかを、いくつかの測線のデータにつき検討した。解析に用いるデータはすべて1時間値であるので、当然ながら、BAYTAP-Gは速い変化には対応できないことを断っておく。また、これら一連の解析においては、地電流のデータはmVで表した生データを用い、基線長で割った、1kmあたりの電圧の値にしていけないので、違う基線のデータとの比較を行う時には、注意を要する。観測点により、基線長は20km~2kmと様々であり、基線の方向にもよるが、一般に、基線長が大きいほど、地電流データは大きく変動するからである。

##### 3. 1. 2. 1 地磁気擾乱を含まない期間のデータの解析

データ：江崎—大谷測線の地電位差

並行観測値：大谷の地磁気3成分

手始めの1例として、生データのプロット図を見てノイズが最も大きく見える測線の内の1測線（江崎—大谷）について、1996年7月分のデータの解析結果を報告する（図3.1.1）。この例の場合、もともとオリジナルデータがノイジイであるため、不規則成分がかなり大きくて、相対的に誘導成分はあまり大きくなく、本当に誘導成分が分離されているのか判断すらできないことが判った。更に、潮汐成分の24時間周期（S1）と12時間周期（S2）の振幅が目立って大きい。これは、経験的に、真の潮汐成分ではなく、電車などによる人工擾乱が主に1日、半日の周期で発生しているため、潮汐成分と間違えられて分離されたものと解釈されている。潮汐成分と異なる周期の擾乱（ノイズ）は不規則成分に振り分けられている。この場合、不規則成分とオリジナルデータとの振幅があまり変わらないことから、この場合のようにあまりノイジイなデータには、誘導成分の分離という意味でBAYTAP-Gは有効でないことが判る。

##### 3. 1. 2. 2 地磁気擾乱を含む期間のデータの解析 東海岸の場合（1）

データ：江崎—大谷、久留麻—大谷、釜口—大谷、久留麻—釜口測線の地電位差

並行観測量：大谷の地磁気3成分

誘導成分の分離が本当にできているのかが一目で判るように（または、我々が観測している淡路島の地電流データとして、本当に誘導成分も観測してい

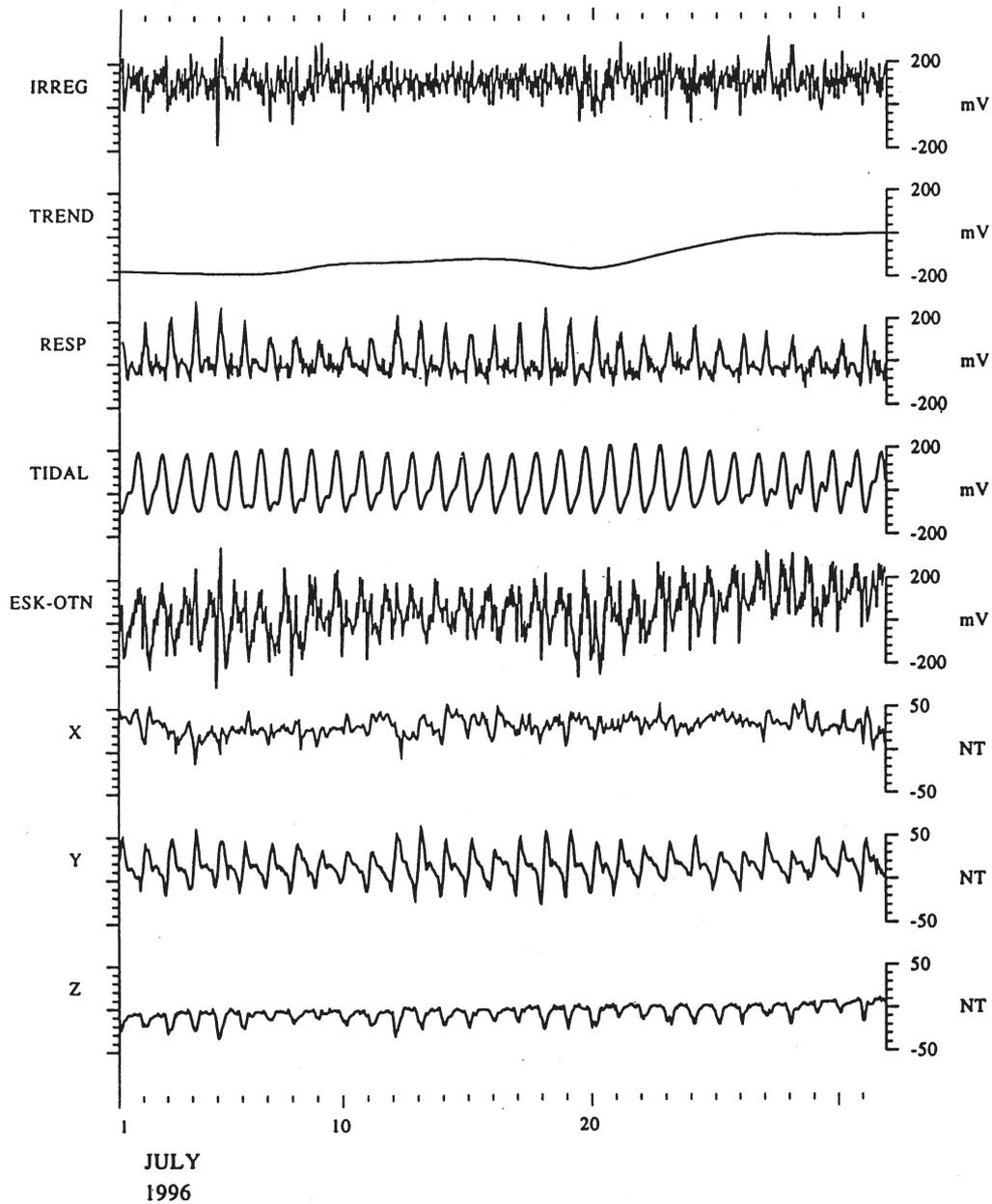


図3.1.1 江崎-大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年7月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）．

るのか判る様に), 江崎-大谷測線の他に, 生データプロット図でノイズの最も小さい測線の内の2測線(久留麻-大谷, 釜口-大谷)について, 1996年に起きた磁気嵐のうち最も大きなものが起きた期間:1996年10月分のデータを選んで解析した. もし, 誘導成分がほとんど含まれていないとなれば, 我々が現在収録しているデータは真の地電流データではないのでは?という単純な疑問が浮かんでくるからである. 関係する測線の位置と方向は図1.4.1に示したとおりで, 測点間の距離は江崎-大谷で19.5km, 久留麻-大谷で11.7km, 釜口-大谷で8.1km, 久留麻-釜口で3.7kmである. 図3.1.2-5は,

それぞれ, 江崎-大谷, 久留麻-大谷, 釜口-大谷, 久留麻-釜口測線の1996年10月分についての解析結果をプロットしたものである. 縦軸は基線距離で割っていないので, 振幅の大きさを直接比較することはできないものの, 久留麻-大谷, 釜口-大谷, 久留麻-釜口のもともと比較的ノイズの少ない基線のデータについては, オリジナルデータのなかにはっきりと磁気嵐の影響が見える上, それが誘導成分として分離されていることが判る. 第3.1.2.1節同様, 江崎-大谷測線ほどノイズの大きいデータについては, 大きな磁気嵐の際でさえも誘導成分の存在さえ判らず, BAYTAP-Gは有効ではないことが判る.

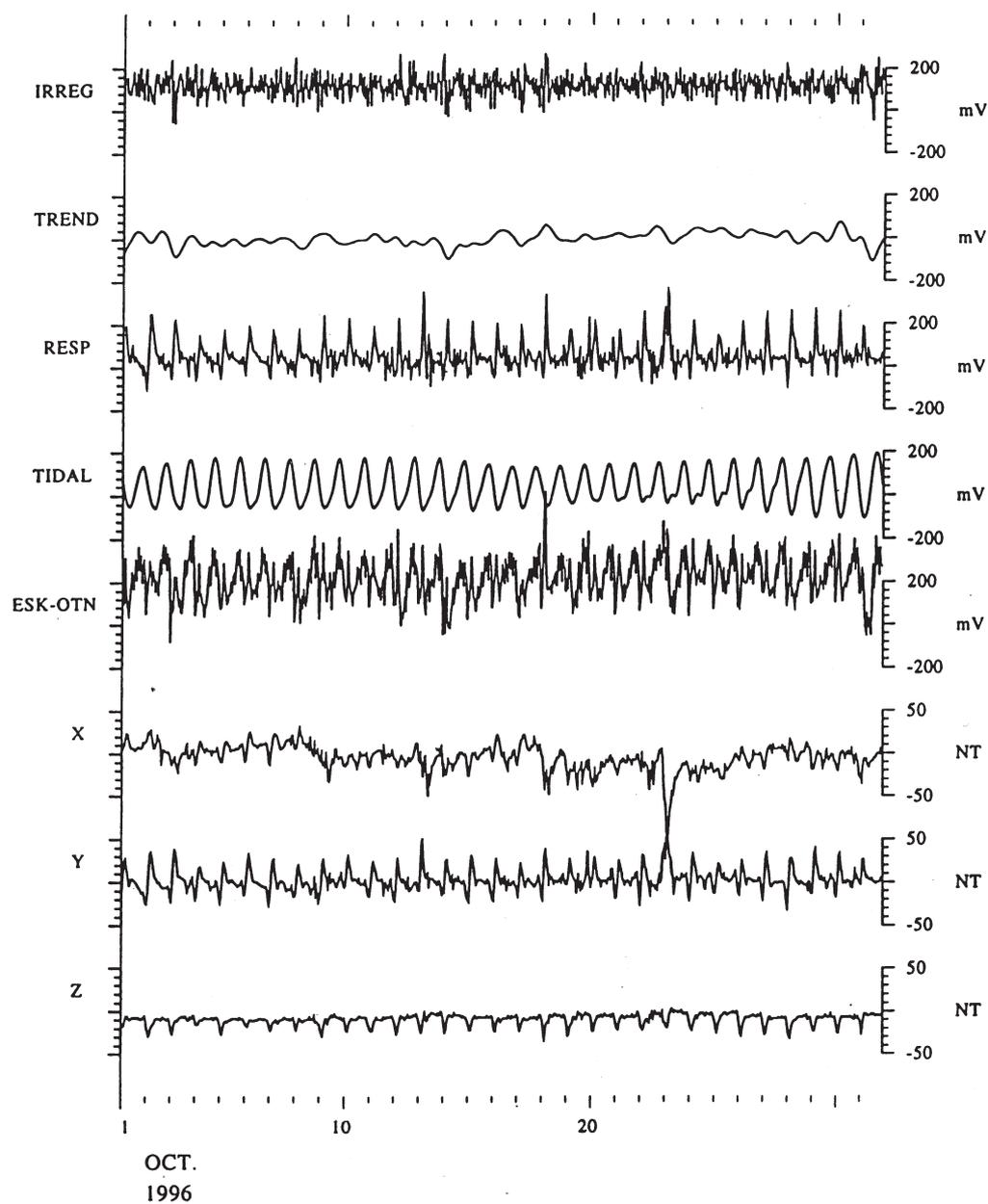


図3.1.2 江崎-大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）.

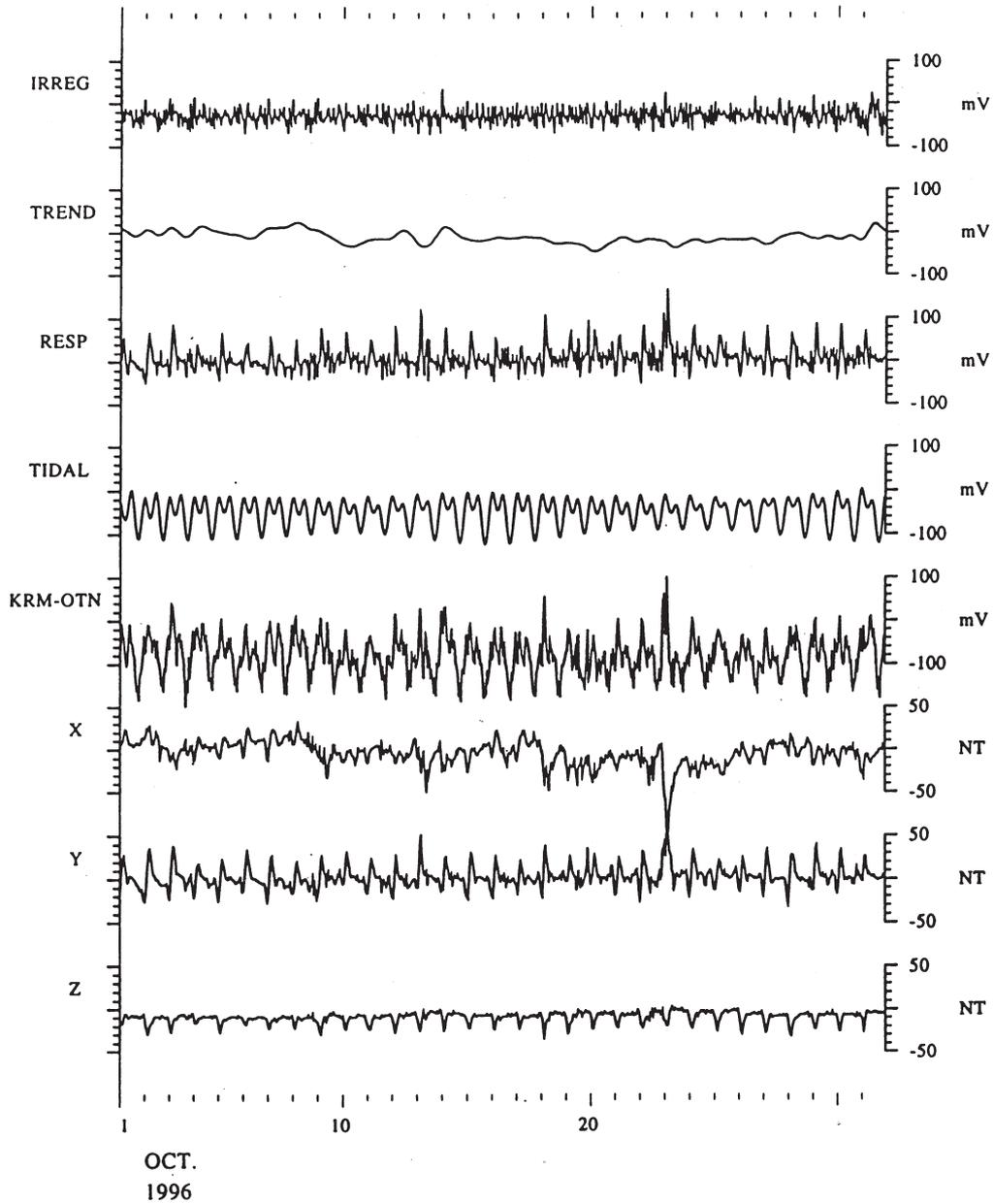


図3.1.3 久留麻一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）.

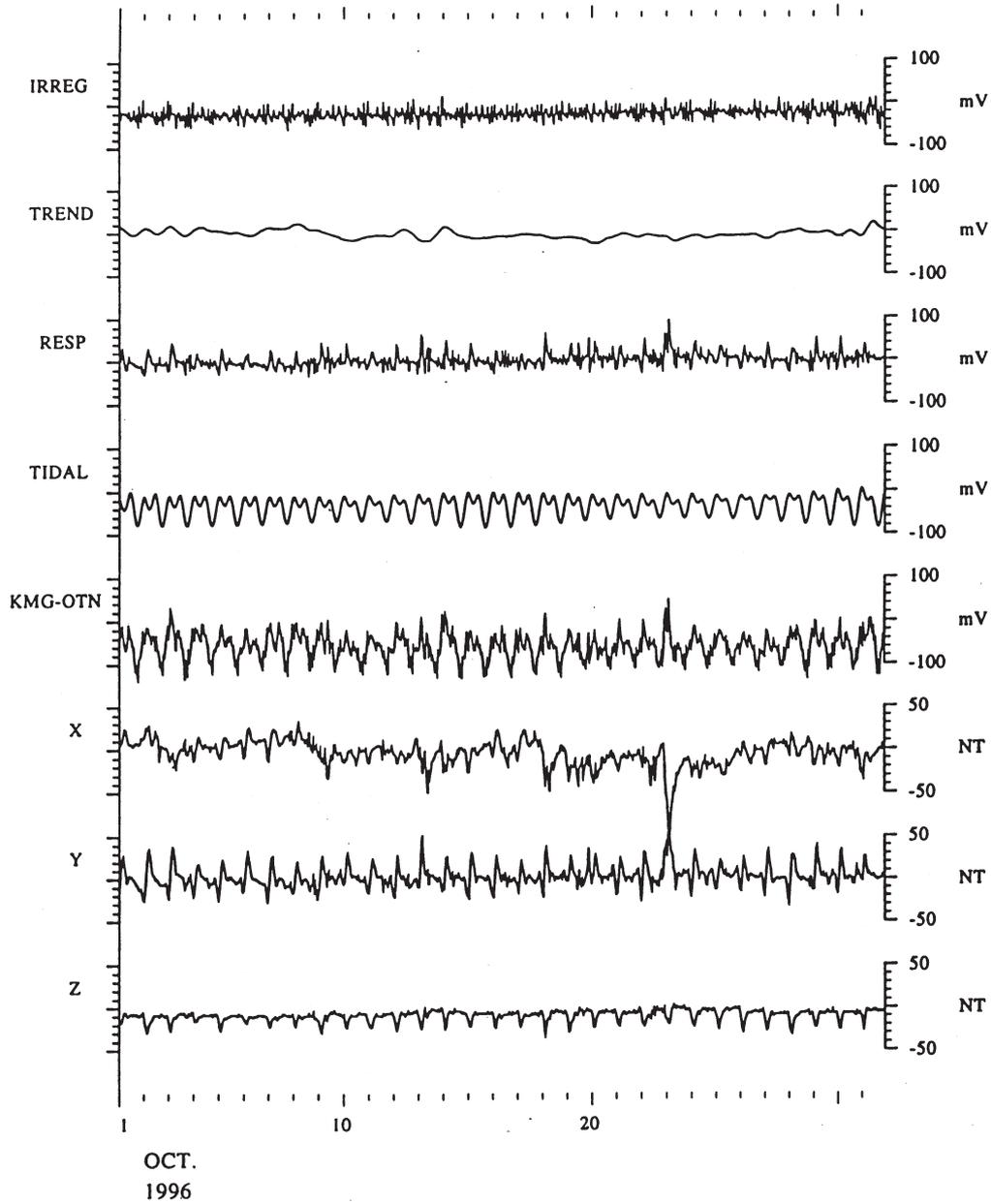


図3.1.4 釜口-大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）.

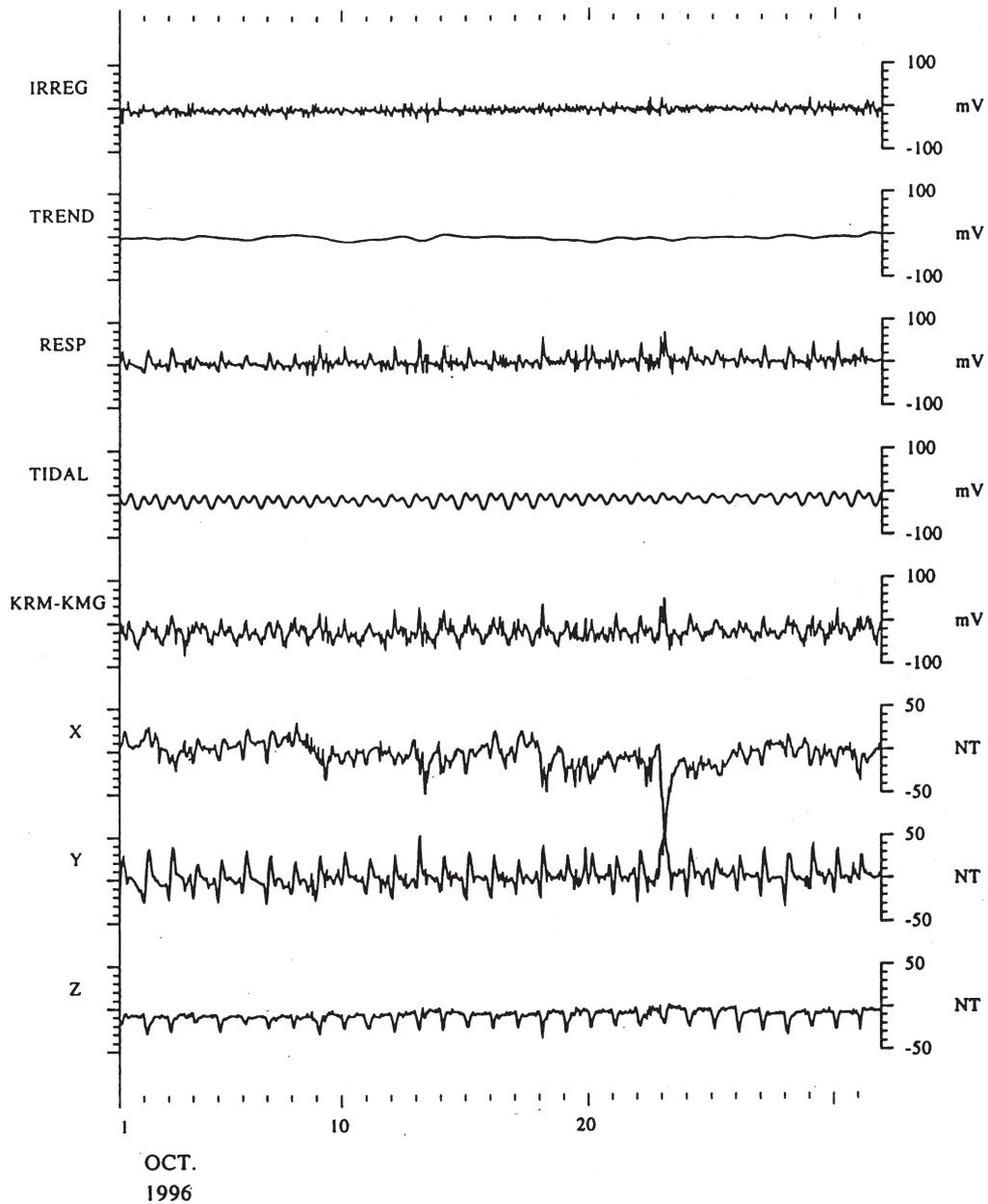


図3.1.5 久留麻一釜口測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）。

BAYTAP-Gを用いて分離した不規則成分の振幅を見ることにより、通常、江崎-大谷、久留麻-大谷、釜口-大谷、久留麻-釜口測線においては、それぞれ、およそ、200mV、100mV、50mV、30mV以上の振幅の異常変化であれば検出可能であると言える。1 km当たりの値になおすと、それぞれ、10.0mV/km、8.5mV/km、6.0mV/km、8.0mV/kmである。これらの値は24時間、12時間周期のノイズが潮汐成分として分離されてしまっているためもあって、他の地域のデータと比較するとさほど大きくはない。しかし、これは、もともと、これらの南北

成分に近い基線におけるデータにおいては、オリジナルデータの変動の振幅（誘導成分の大きさ）が東西方向に近い基線におけるデータに比べて、桁違いに小さいためであって、オリジナルデータの振幅に対しての不規則成分の振幅の割合は、それぞれ、およそ、0.8、0.3、0.3、0.3の程度である。これらを、他の地域で行った長基線地電流観測値の場合と比較すると、例えば、図3.1.6-7に示す様に、笠間-水戸、沼津-熱海測線の場合の、0.05、0.2に比べると、いかに淡路島での長基線地電流観測データがノイズイであるかが判る。

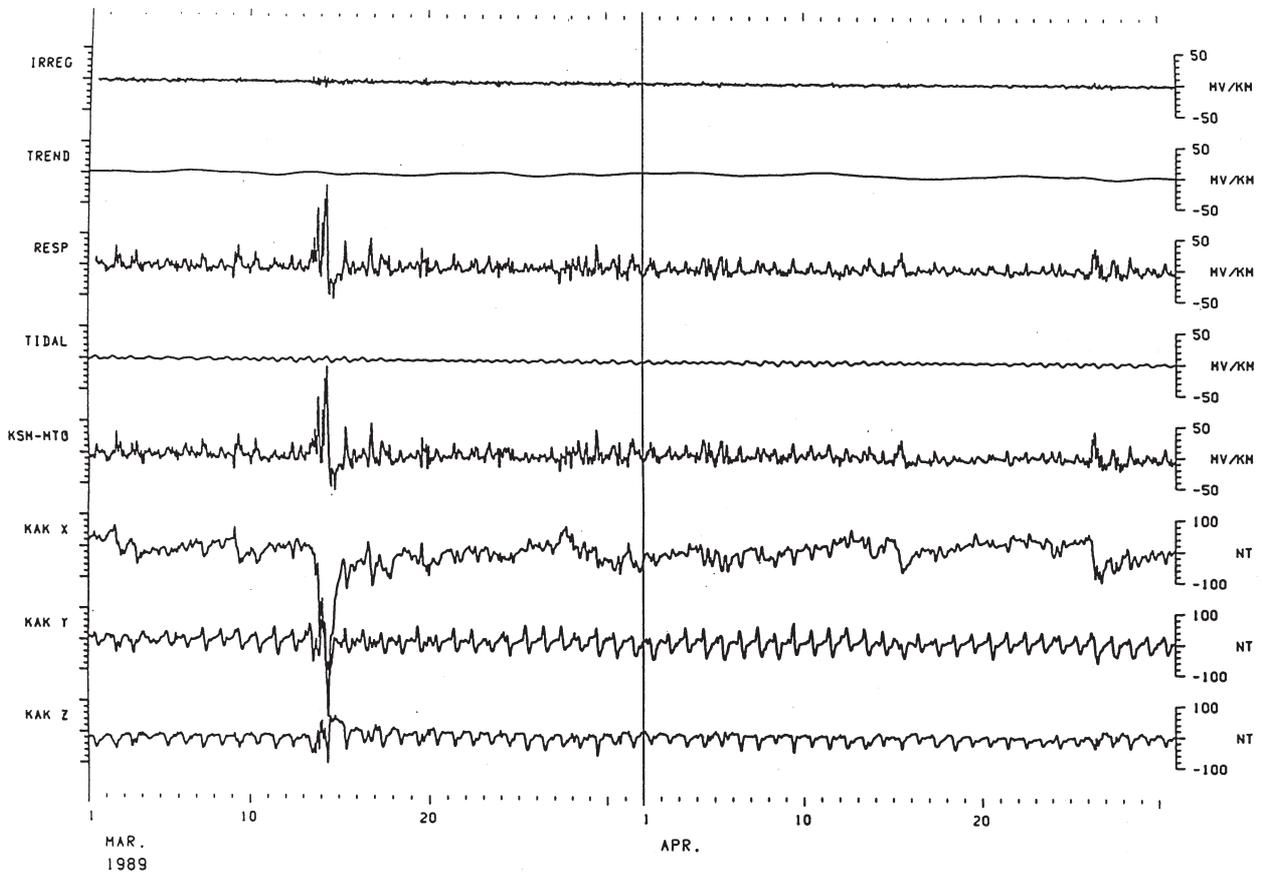


図3.1.6 笠間-水戸測線の地電流データ（毎時値）1989年3-4月分（1464個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:柿岡の地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）。

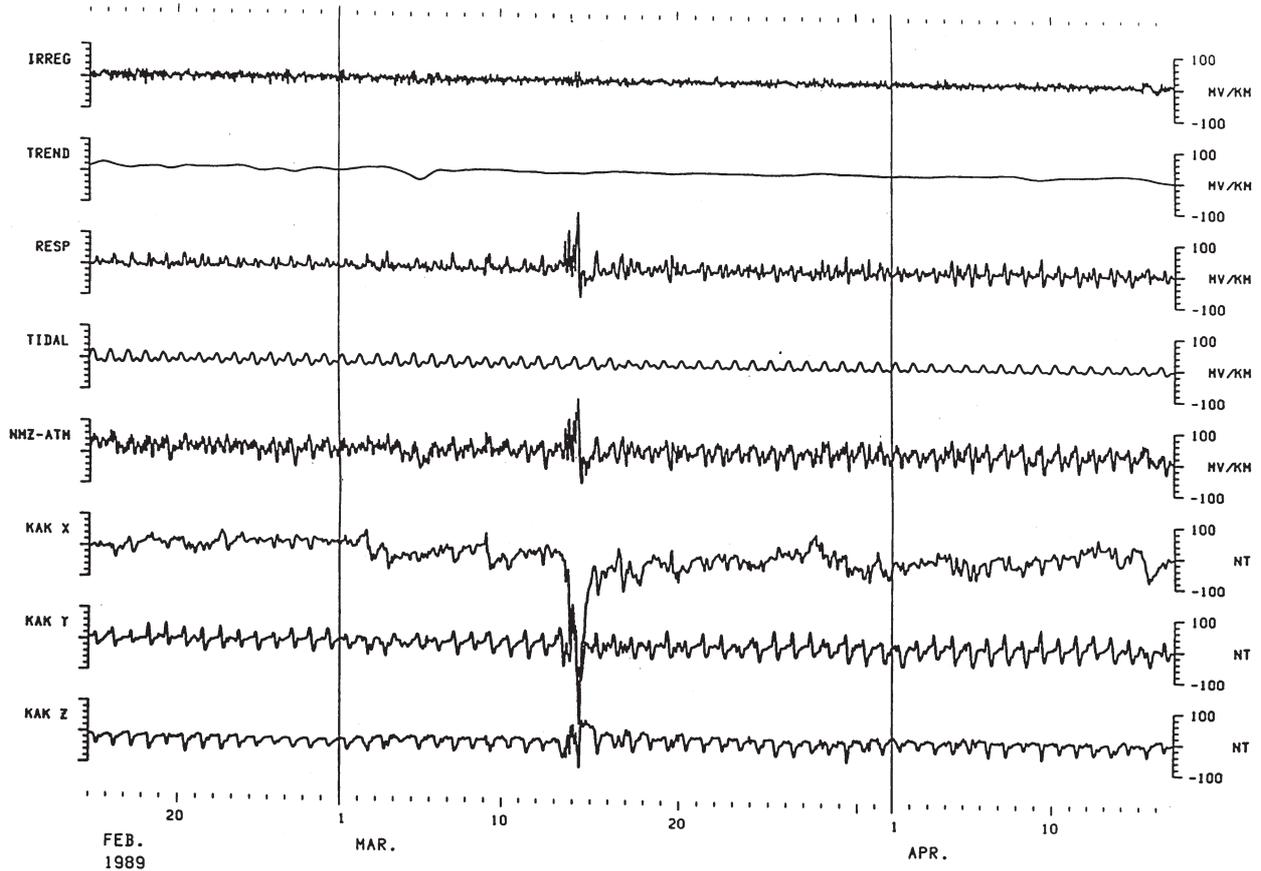


図3.1.7 沼津-熱海測線の地電流データ(毎時値)1989年2-4月分(1464個)のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:柿岡の地磁気X, Y, Z成分(小嶋他, 1998)。

### 3. 1. 2. 3 地磁気擾乱を含む期間のデータ解析 東海岸の場合 (2)

データ: 久留麻-大谷測線

並行観測値: 大谷の地磁気3成分及び他の基線の地電流観測値(も)を用いた場合

並行観測値として(最大3系列まで使用できる), 地磁気3成分を用いている限り, 淡路島の地電流データの様にノイジーなものでは, 不規則成分(24時間, 12時間周期以外のノイズ)を小さくするには限界がある。そこで, 今回新しい試みとして, 並行観測値として, 地磁気Z成分の代わりに, 島内の他の地点の地電流データを用いてみた。まず, 大谷を基

準とするすべての地電流の生データのプロット図を見ると判るが, 淡路島の東海岸沿いと西海岸沿いの観測点では, データの様子が大きく異なる(ノイズの性質が大きく異なる)。西海岸沿いの地点のデータは全般的にノイズが大きいことはさておき, 同じ海岸沿いにある地点のデータは互いに似たような(相似形のような)変化をしていることに着目し, 同じ海岸沿いの他の地点のデータを並行観測値の一つとして使用することにした。このことにより, 当然のことながら, 不規則成分を劇的に小さくすることができる。そのためには, 通常並行観測値として使用していた地磁気3成分のうちどれか1成分を犠牲

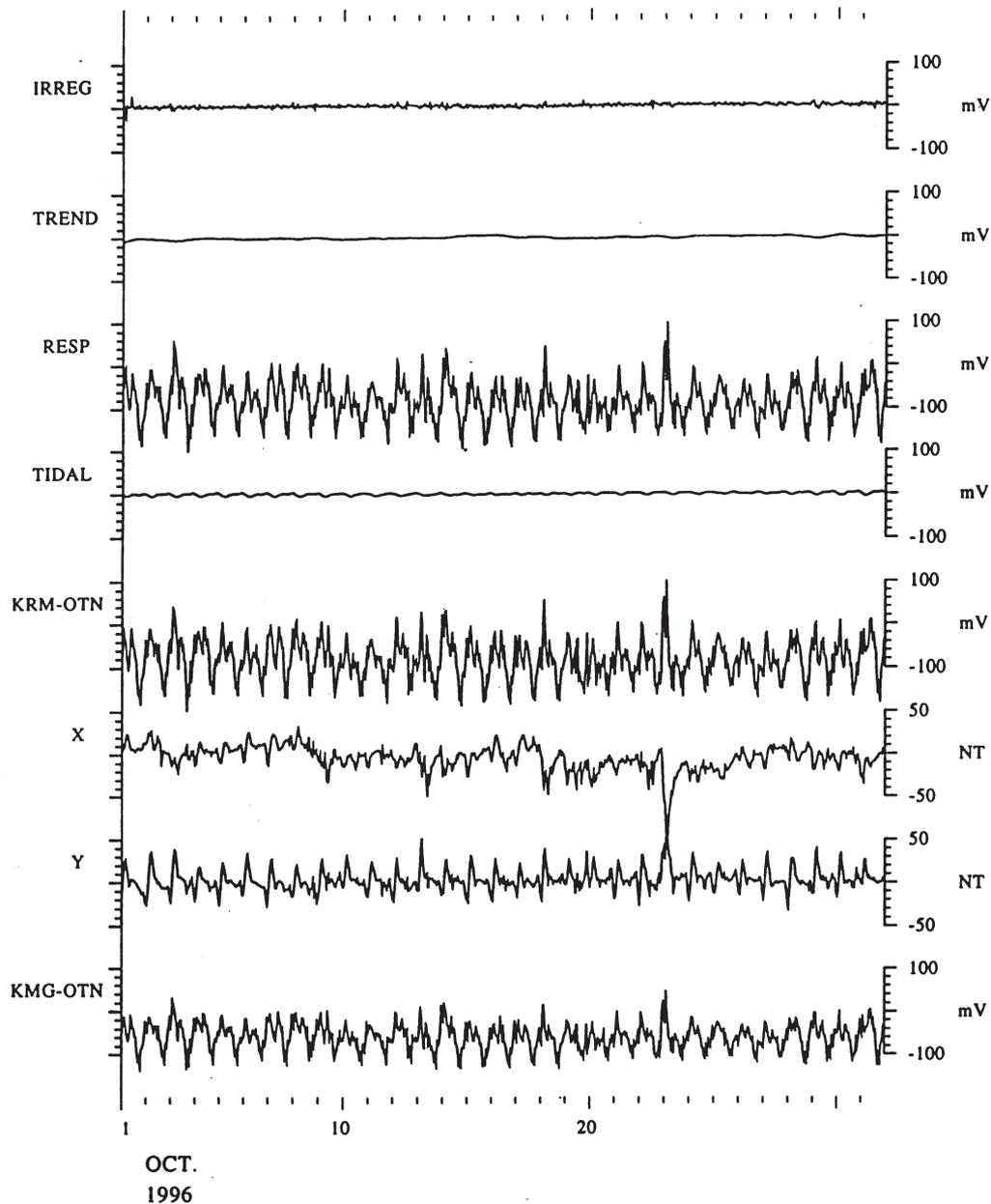


図3.1.8 久留麻一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:地磁気X, Y成分, 釜口一大谷測線の地電流（小嶋他, 1998）。

にしなければならない。そもそも地磁気変動の3成分は互いに独立に変化しているのではないので、3成分を独立な並行観測値として使用することには問題があることはかねてから指摘されてきたことである。特に、Z成分は、X, Y成分との相関が大きいので、Z成分の使用を犠牲にすることにした。東海岸の例として、久留麻一大谷測線の地電位差を、大谷の磁場のX成分, Y成分, 釜口一大谷測線の地電位差の3系列を並行観測値として用いてBAYTAP-Gを行った。結果は図3.1.8に示した。参考のため、並行観測値として、釜口一大谷測線の地電位差のみを用いた場合の結果を図3.1.9に示した。図3.1.8と図3.1.9

を比較すると、X, Y成分も用いた方が不規則成分をより小さくすることができることが判る。当然、仮に、この様にして出した不規則成分のなかに異常変化を見つけたとしても、その原因は非常にローカルなもので、久留麻の周辺にあるものでしかないことに留意しておく必要がある。図3.1.5を見ても判るが、隣り合う近くの2地点間のデータを扱う場合でも、その2地点のデータの単純差、または、重畳差をとるよりは、単純差にBAYTAP-Gを用いた方がはるかにその付近の異常変化を見つけやすいことも判る。

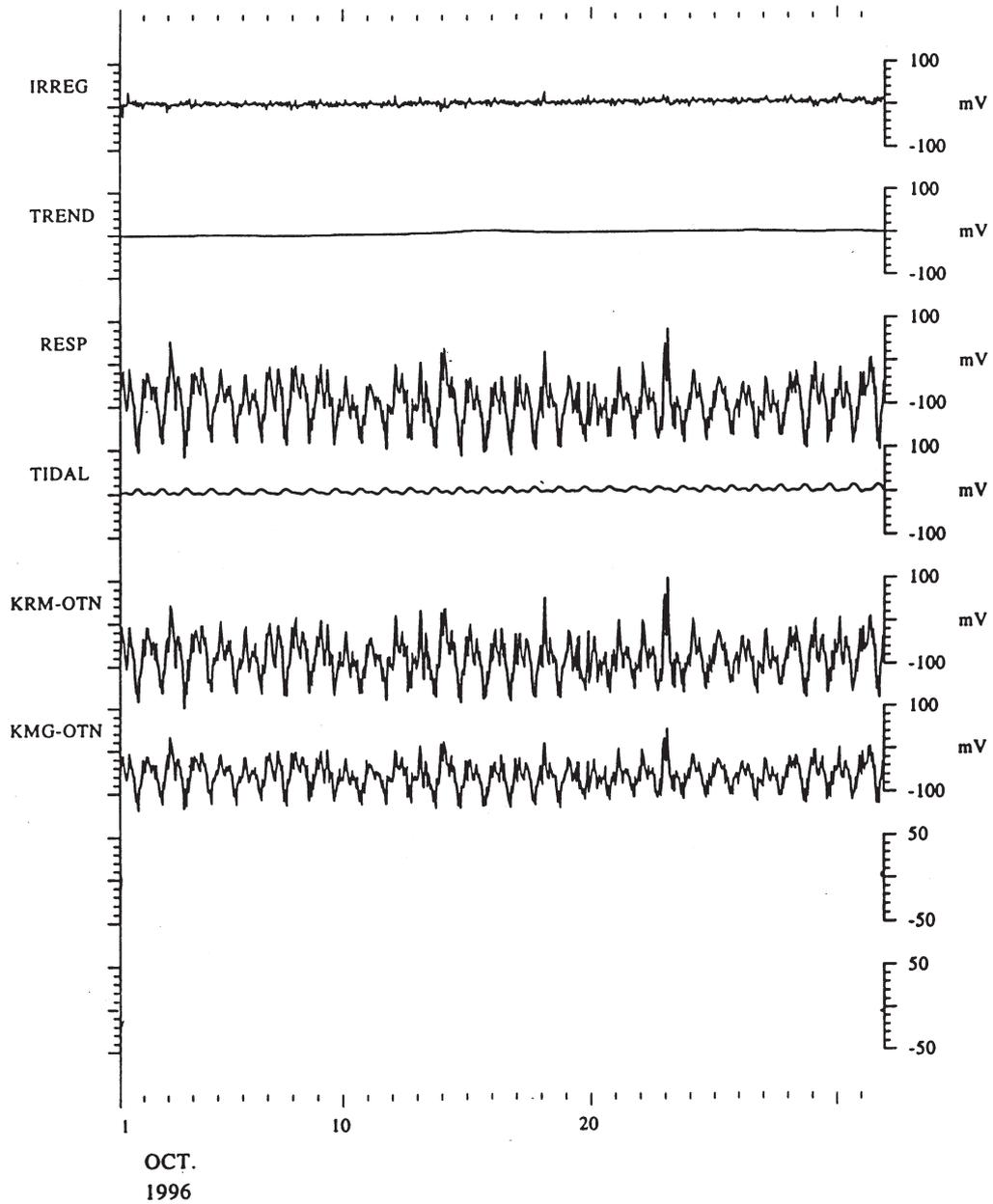


図3.1.9 久留麻一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:釜口一大谷測線の地電流（小嶋他，1998）．

### 3. 1. 2. 4 地磁気擾乱を含む期間のデータ解析 西海岸の場合

データ：野島－大谷，浅野－大谷，野島－浅野測線の地電位差

並行観測値：大谷の地磁気3成分及び他の基線の地電流観測値（も）を用いた場合

西海岸沿いの例として，野島－大谷，浅野－大谷，

野島－浅野測線についても東海岸沿いと同様のことを行い，同様の結果を得ている．関係する測線の位置と方向は図1.4.1に示したとおりで，測線の距離は，野島－大谷で13.0km，浅野－大谷で9.8km，野島－浅野で4.2kmである．図3.1.10－14にこれらの結果を示した．

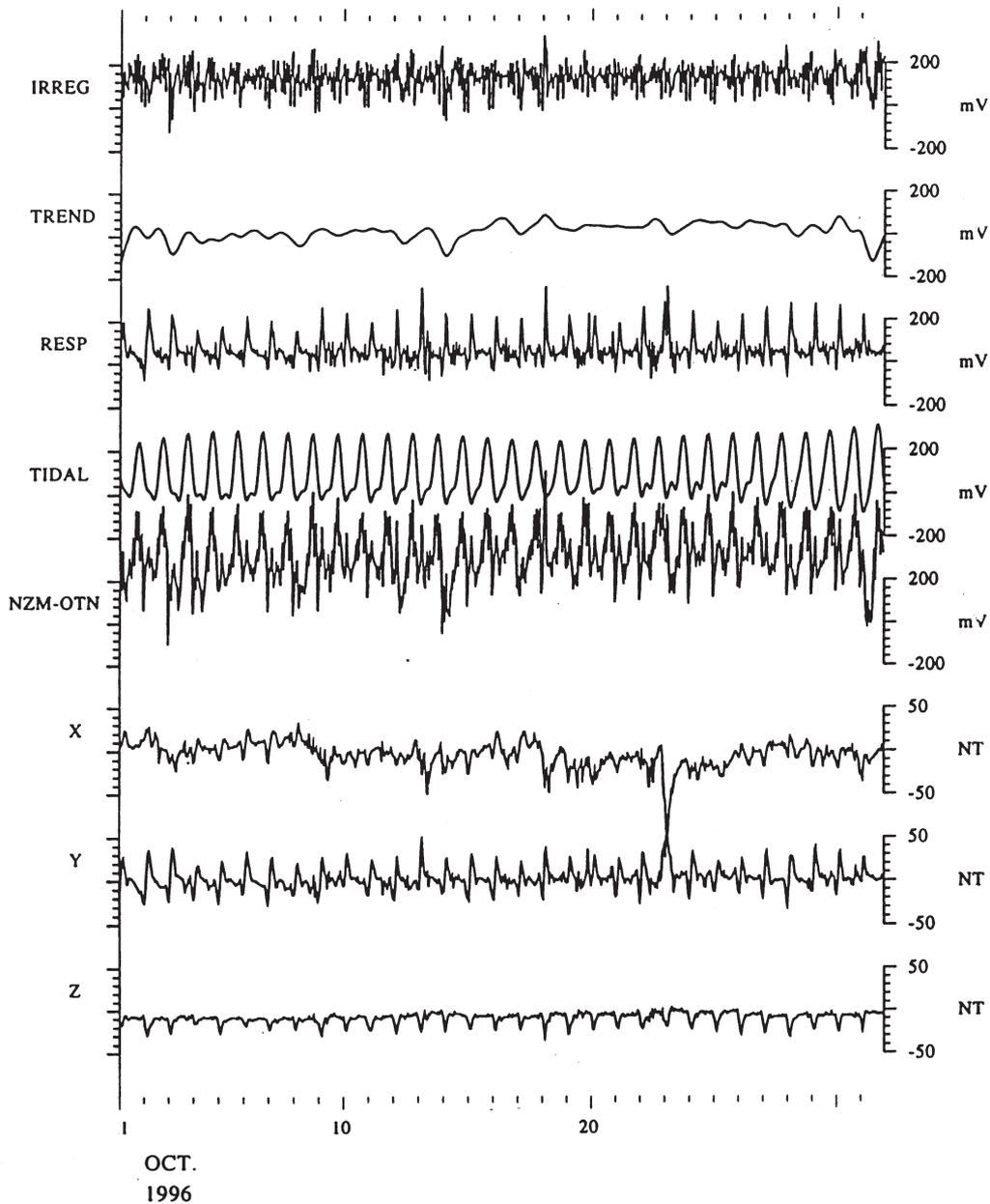


図3.1.10 野島－大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量：地磁気X, Y, Z成分（小嶋他，1998）．

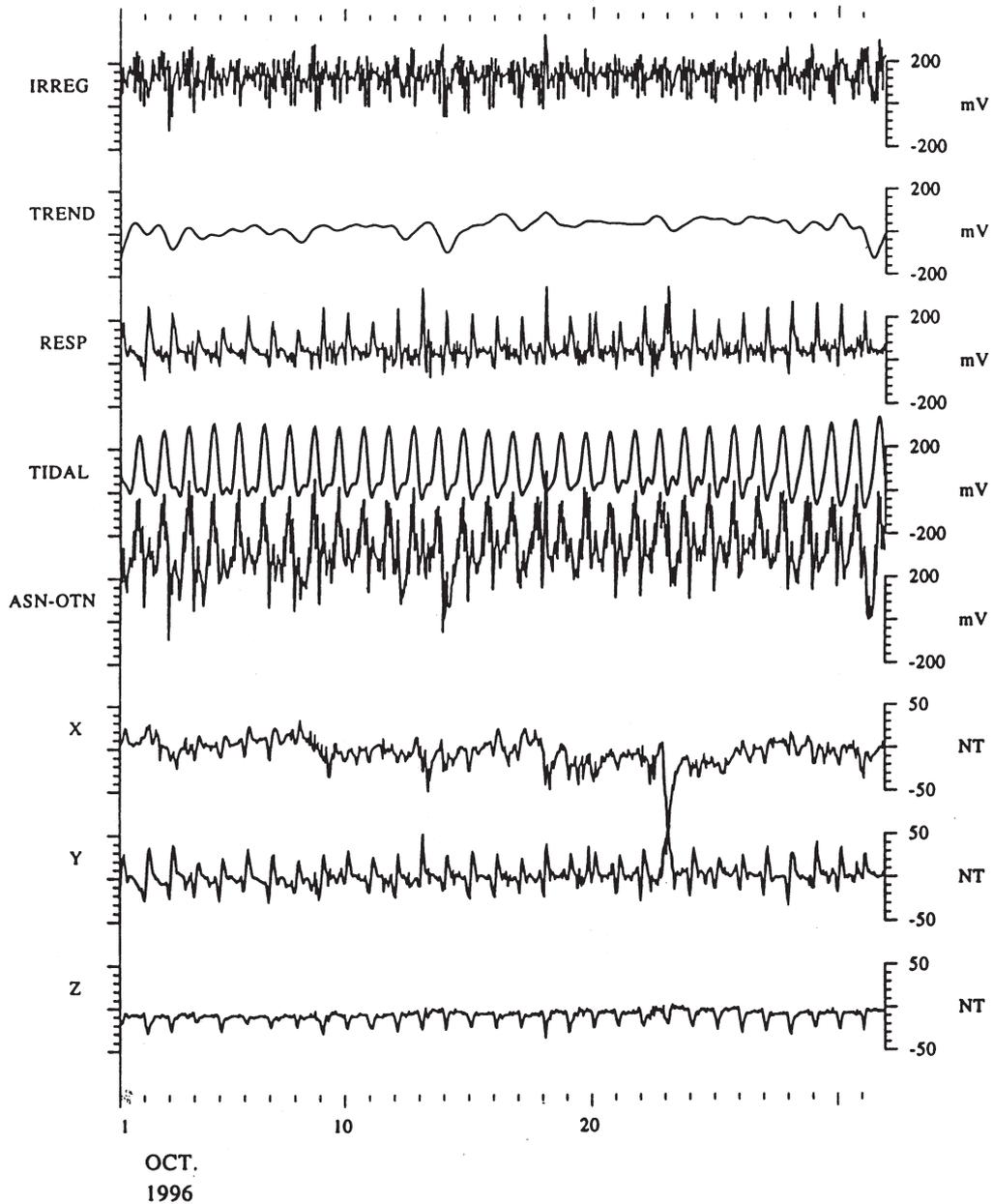


図3.1.11 浅野一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）。

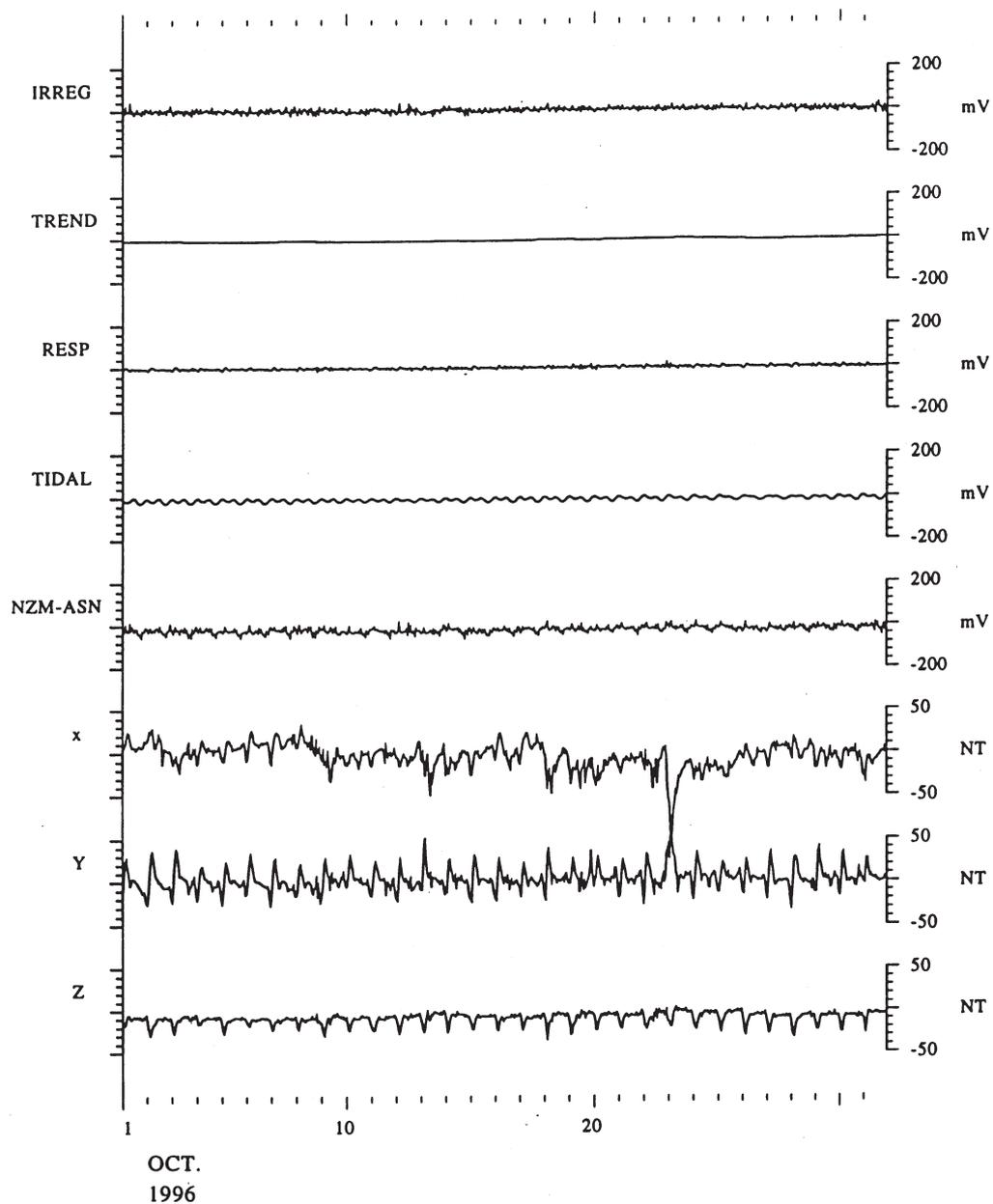


図3.1.12 野島—浅野測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）。

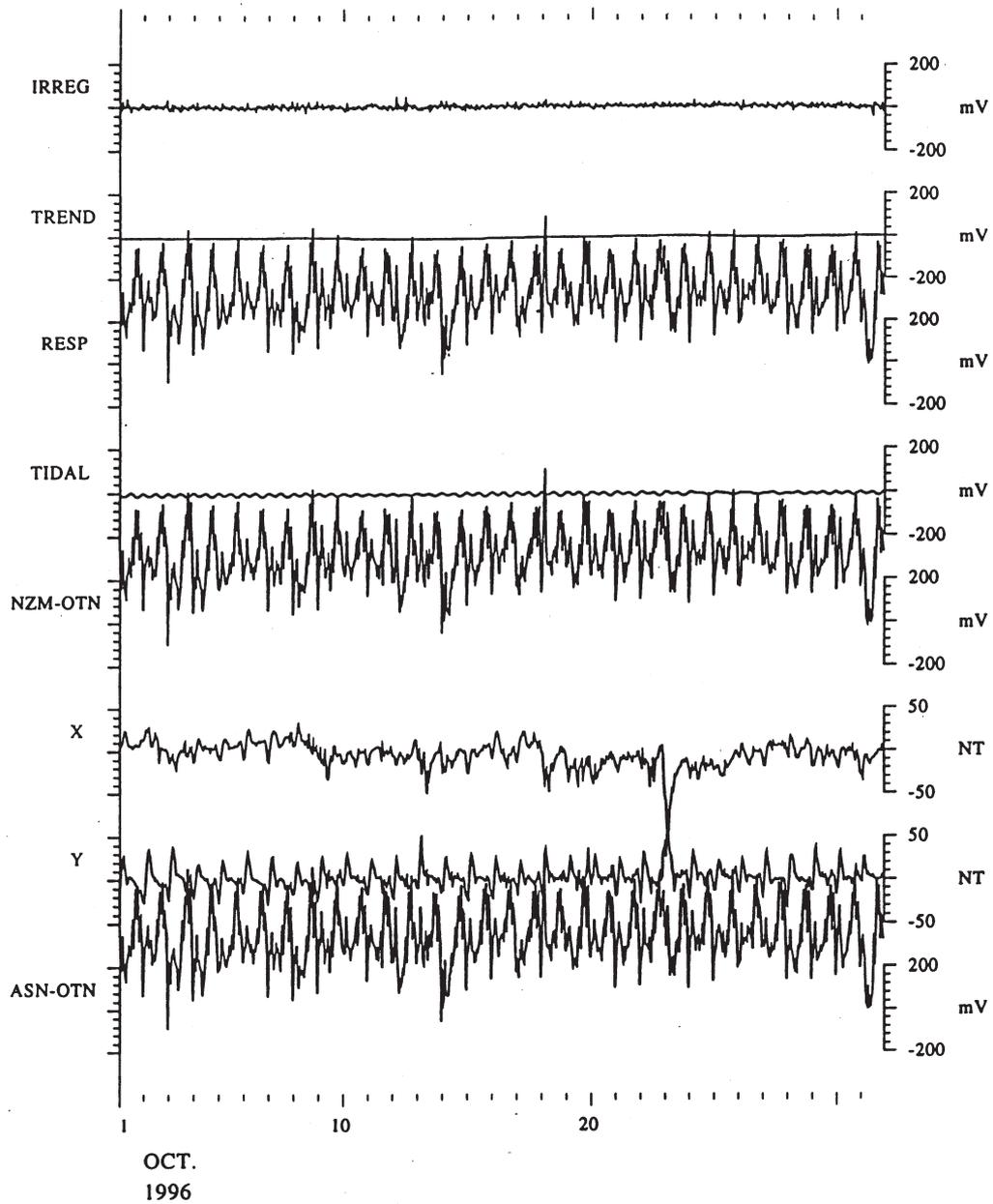


図3.1.13 野島一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果。並行観測量:地磁気X, Y成分, 浅野一大谷測線の地電流（小嶋他, 1998）。

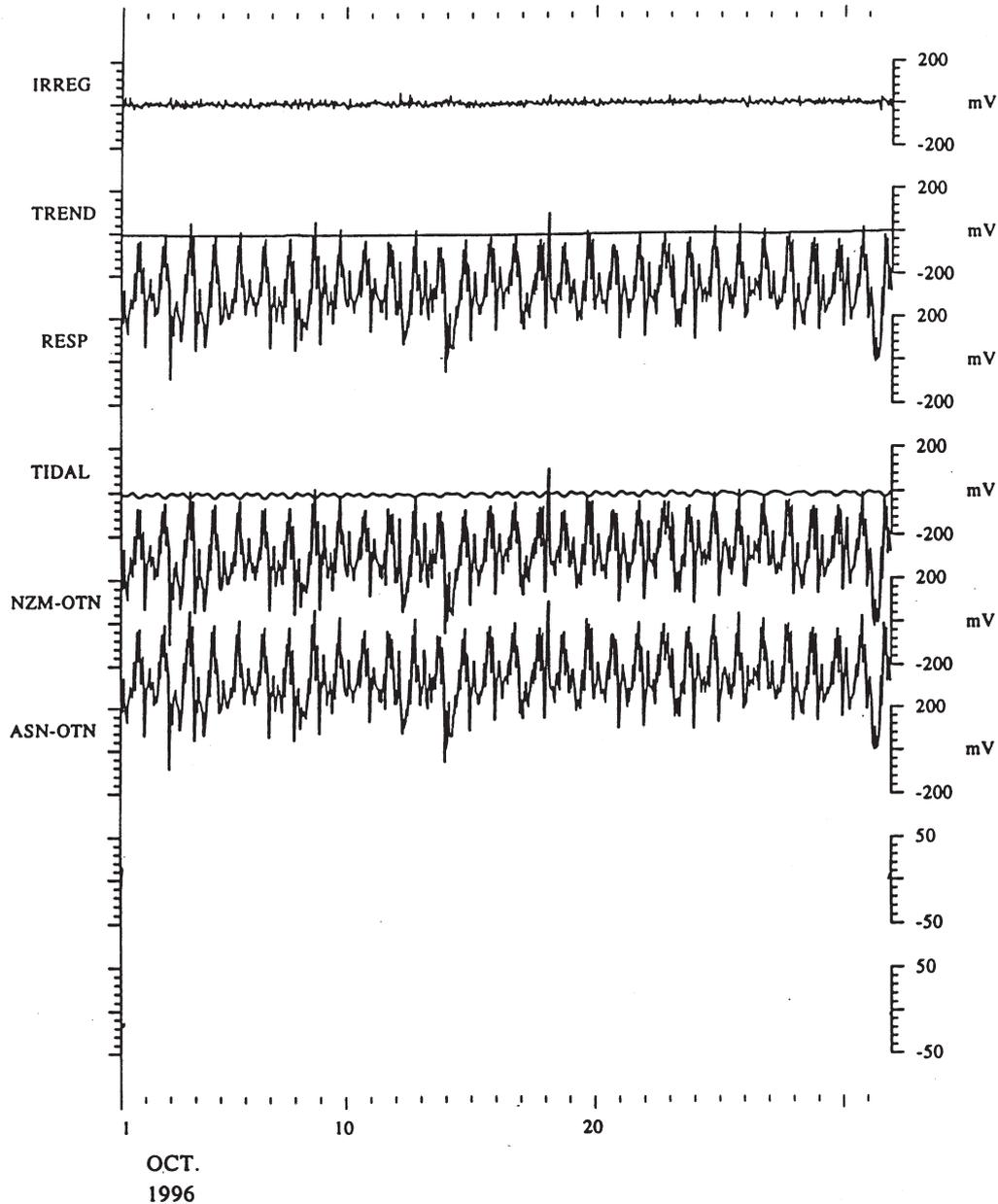


図3.1.14 野島一大谷測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:浅野一大谷測線の地電流（小嶋他，1998）．

### 3. 1. 2. 5 地磁気擾乱を含む期間のデータ解析 東西方向の基線の場合

データ：仁井-久留麻測線の地電位差

並行観測値：大谷の地磁気3成分

これまでに扱ったデータの測線はほぼ南北方向に近く，そのために誘導成分が小さい可能性があるた

め，念のため，東西方向の測線の1例として，仁井-久留麻を選び，並行観測値を地磁気X, Y, Z成分としてBAYTAP-Gを行ってみた．測線距離は3.5kmである．結果は図3.1.15に示した．予想に反して誘導成分は扱った他の測線に比べて大きくはない．

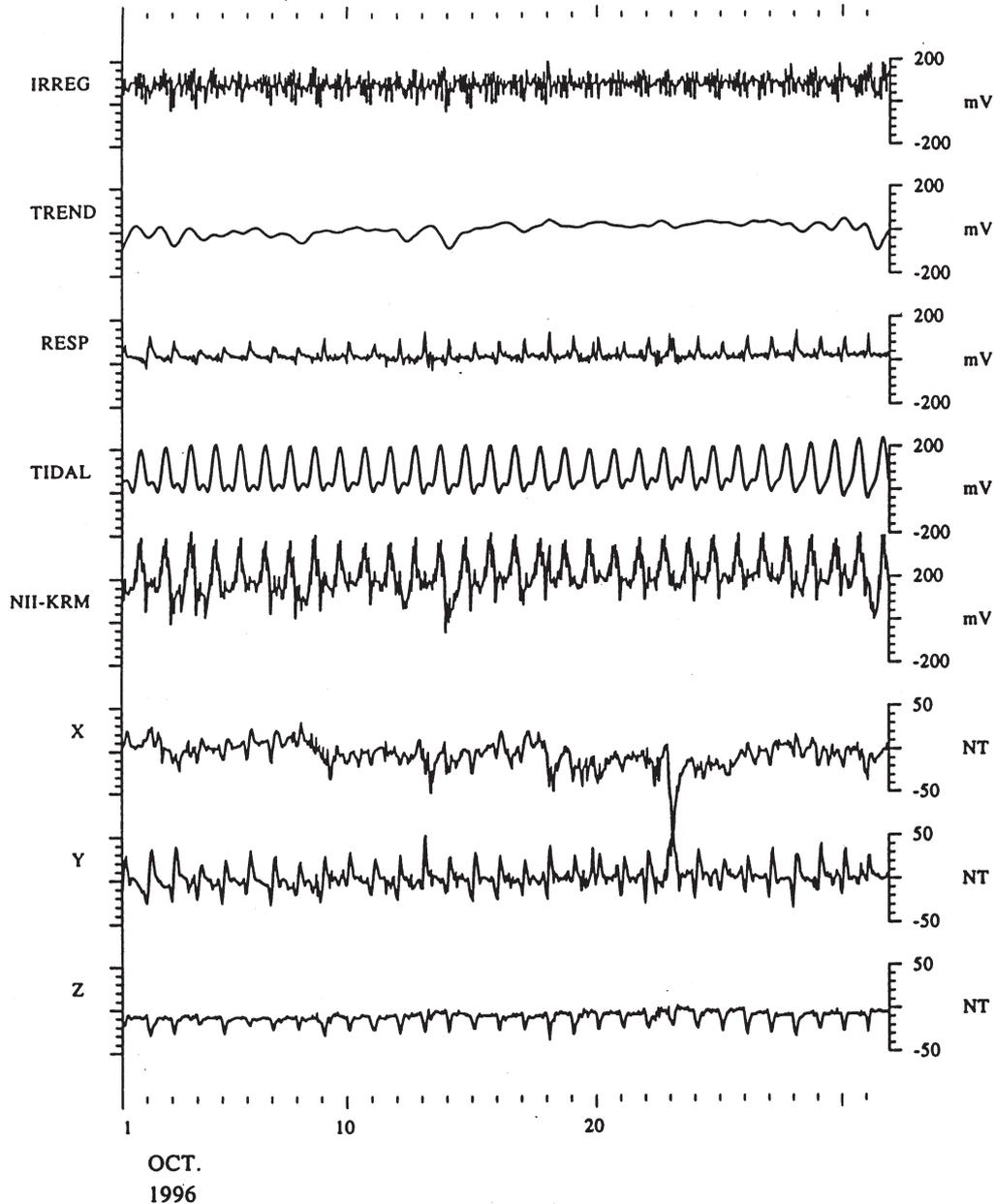


図3.1.15 仁井一久留麻測線の地電流データ（毎時値）1996年10月分（744個）のBAYTAP-Gによる解析結果．並行観測量:地磁気X, Y, Z成分（小嶋他, 1998）.

### 3. 1. 2. 6 まとめ

- ①淡路島における我々の地電流データは、地磁気誘導成分以外の人工的なノイズを大量に含んでいる。そのなかでも、大谷（東海岸沿い）を基準とした西海岸沿いの地点との地電位差は、東海岸沿いの地点とのそれらと比べて最も多くノイズを含んでいる。淡路島の背骨にあたる地点では、西海岸と同程度である。
- ②これらの大きなノイズを含む地電流データのBAYTAP-Gによる解析においては、誘導成分を計算するための並行観測値として、地磁気3成分を

用いても、もともと生データのなかに占める誘導成分の割合が小さいため、BAYTAP-Gは有効に働いてくれない。24時間と12時間周期のノイズは、潮汐成分S1, S2と間違えられて潮汐成分として分離されるが、それ以外のノイズは不規則成分として振り分けられる。

- ③この様に、ノイジーなデータについて、地磁気3成分を用いて誘導成分を分離することが、そもそも誘導成分が相対的に小さいため、あまり有意義ではない。即ち、ノイジーなデータには、地磁気3成分を用いてBAYTAP-Gを行うことは適してい

ないことが実証された。

- ④生の地電流データ記録を見ても気がつくことであるが、同じ海岸沿いの地点のデータは互いに同じような相似形をした変動をしている。このことは、一つの海岸に沿って入ってくるノイズの性質・起源が同じであることを示している。このことに着目して、次のことを行ってみた。即ち、並行観測値として、地磁気3成分を用いる代わりに、地磁気X成分、Y成分と、Z成分の代わりに、解析されるデータの地点と同じ海岸沿いの近くの地電流データそのものを用いることである。もともと、解析されるデータと、第3の並行観測値データとは相似形をした変動であり、相関が非常に高いので、これによる誘導成分の分離により、2地点に共通したノイズのほとんどすべてが分離されることになる。このことにより、不規則成分は劇的に小さくなることが実証された。
- ⑤この場合でも、単なる2地点のデータの単純差または重価差をとるよりは、BAYTAP-Gを用いる方がより不規則成分を小さくすることができる。
- ⑥この様な手法を用いた場合、不規則成分が劇的に小さくなることにより、極く小さな異常変化でも検出可能となる。しかし、この場合、検出されるものは、観測点近傍で起こるごく局所的なものでしかないことに留意する必要がある。遠くの地点に起因する異常変化は、観測値と第3の並行観測値の両者に共通して現れると考えられるので、例えば、遠方で起きる地殻活動、地震などによる地電流異常変化（仮に、このようなものが実際に存在すると仮定しての話であるが）は、この手法では捕らえられないと考えるべきである。
- ⑦方向の異なるいくつかの基線のデータを解析したが、データがノイジーのため、地電流変動の卓越方向は判らなかつた。これは、四方が海で囲まれているという環境のためもあるかもしれない。
- ⑧データがノイジーであるため、潮汐成分、誘導成分のamplitude factor, lag-number, ABIC値、地下比抵抗構造、及びこれらの季節変化等々につき、水戸等におけるデータで行ったような議論（Ozima, 1998）をすることはできなかった。

### 3. 1. 3 解析結果と地震との関連性

#### 3. 1. 3. 1 はじめに

地電位差変化にBAYTAP-Gを適用する目的の1つは、並行観測データの応答と潮汐成分を取り除き、長周期変動のドリフトと短周期変化の不規則成分における異常電位差変化の検知力を向上させることにあるが、もう1つの目的として、並行観測データと

して地磁気変化を使ってその応答を求め、見かけ比抵抗と位相を推定することがある。第3.1.2節のまとめにおいて、ノイジーなデータにBAYTAP-Gを適用しても有効ではないが、比較的ノイズの少ない測線では、誘導成分を分離できることがわかったので、比較的ノイズの少ない測線についてBAYTAP-Gを適用して見かけ比抵抗と位相の推定を試みた。

岩石の比抵抗は含水率によって大きく変化する。兵庫県南部地震のような内陸地震は地殻内で発生するが、地殻内の含水率は地震発生の準備過程において応力の変化に伴って変化し、直前過程においては大きく変化する可能性がある。含水率の変化による比抵抗の変化は、見かけ比抵抗および地電位差変化の卓越方向や振幅を変化させる可能性があると考えられる。したがって、地電位差観測によって地殻活動に関連する変化を捉える方法としては、地電位差の異常変化を検出するほかに、地磁気変化による誘導電位変化から推定される地下の比抵抗の変化を検出することも1つの方法である。

また地下の比抵抗構造の不均質性や異方性によって、地電位差変化は卓越方向をもつ場合が多いが、その卓越方向や振幅の変化の検出も方法の1つと考えられる。徳本他（1999）は毎秒値を使って地電位差変化の卓越方向を調査した。ここでは毎時値を使って、地電位差変化の卓越方向と振幅を調べることにする。

#### 3. 1. 3. 2 BAYTAP-Gによる見かけ比抵抗と位相の推定

BAYTAP-Gは式3.1.1に示したように時系列データを、潮汐成分、並行観測データの応答、トレンド、不規則成分の4つに分ける。このうち応答部分は、 $x_k(j)$ をk番目の並行観測データ( $k=1, \dots, K$ )として次式のように書ける。

$$\sum_{k=1}^K \sum_{m=0}^M b_k(m) x_k(j-m)$$

ここで、 $b_k(m)$ はk番目の並行観測データの係数、 $M$ はラグ数、 $K$ は並行観測データの成分数である。これらのパラメータの内、 $b_k(m)$ は最小二乗法で、 $M$ と $K$ はABICを最小にするように決められる（石黒他, 1984）。地電位差データに適用して、並行観測データとして地磁気変化をとると、地磁気変化による誘導電位変化となる。以下では添字kを省略して記述する。係数のフーリエ変換は次式で表される。

$$A(f) = \sum_{m=0}^M b(m) \exp(-i2\pi fm\Delta t)$$

ここで、 $i$ は虚数単位、 $\Delta t$ はサンプリング間隔を表

す。これから地磁気と地電位差の単位をそれぞれ nT と mV/km として、周波数  $f$  での見かけ比抵抗  $\rho_a(f)$  と位相  $\phi(f)$  は次式で得られる。

$$\rho_a(f) = \frac{1}{5f} |A(f)|^2$$

$$\phi(f) = \arg\{A(f)\}$$

ここで、 $|\cdot|$  と  $\arg\{\cdot\}$  は、複素数のそれぞれ絶対値と偏角を表し、見かけ比抵抗の単位は  $\Omega\text{m}$  である。

小嶋他 (1998) で報告されているように、淡路島でのデータは非常にノイズが大きい、その中で比

較的ノイズの小さい測線を選んでこの方法を適用した。適用した測線は大谷-岩屋 (OTN-IWY, 16.2 km, N29° E) と大谷-久留麻 (OTN-KRM, 11.5 km, N37° E), 大谷-釜口 (OTN-KMG, 7.9 km, N43° E), 大谷-興隆寺 (OTN-KRJ, 5.0 km, N25° E) である。ラグ数が 1~3, 並行観測データの成分数が 2 (地磁気水平 2 成分) と 3 (地磁気 3 成分) の範囲で ABIC を最小にする組み合わせを探した。水平 2 成分は地電位差測線に平行と直交方向に座標変換したものをを用いた。解析期間は、なるべく地磁気擾乱の大きい時期を選ぶようにし、以下の 4 つの期間とした。1998 年の ① 5 月 1~7 日, ② 8

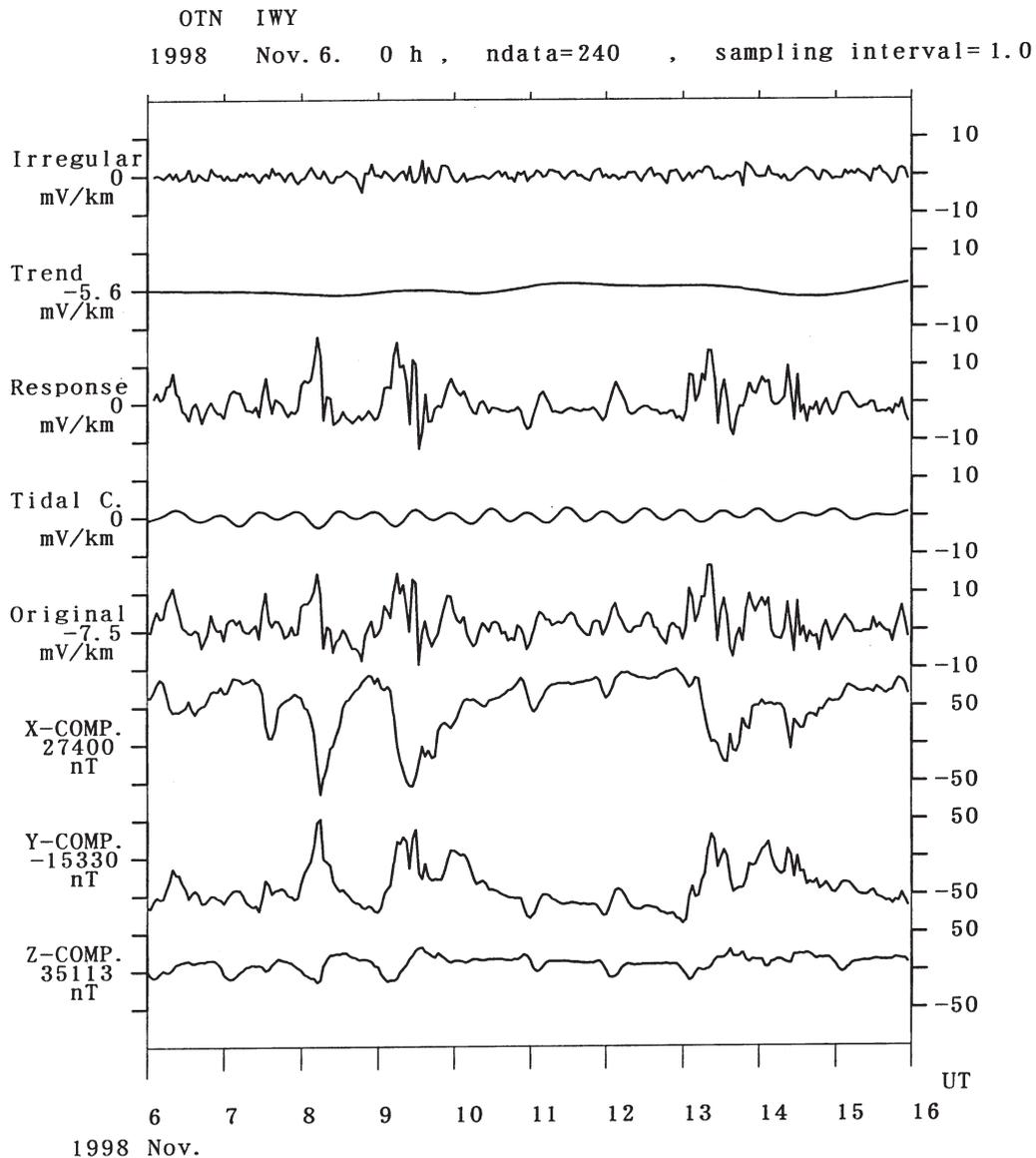


図3.1.16 大谷-岩屋測線の地電位差データにBAYTAP-Gを適用した結果 (高山他, 2000)。上から不規則成分, トレンド, 地磁気変化による応答, 潮汐成分, 原データ, 下の3つは並行観測データの大谷における地磁気変化。Xは測線方向の変化, Yは測線に直交する方向の変化, Zは鉛直方向の変化。期間は1998年11月6~15日。

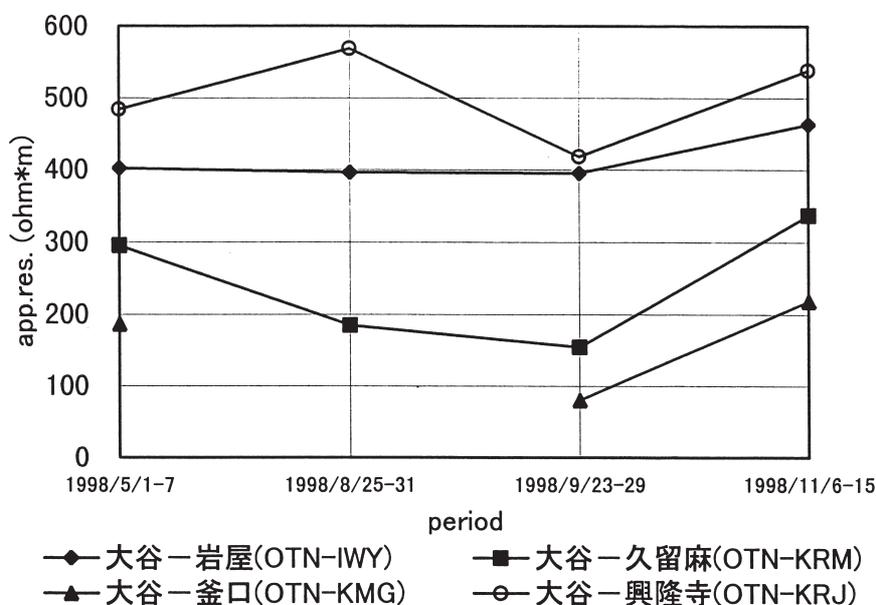


図3.1.17 見かけ比抵抗と位相の時間変化 (高山他, 2000).

表3.1.1 周期5時間での見かけ比抵抗の時間変化

	1998/5/1-5/7	1998/8/25-8/31	1998/9/23-9/29	1998/11/6-11/15
大谷-岩屋	402	396	395	463
大谷-久留麻	295	184	154	337
大谷-釜口	187	—	80	218
大谷-興隆寺	484	569	418	538

月25～31日, ③9月23～29日, ④11月6～15日. ①, ②, ③は7日間, ④は10日間である.

例として, 大谷-岩屋の④の期間に適用した結果を図3.1.16に示す. *ABIC*が最小になったのは, 地磁気3成分を並行観測データとして, ラグ数が2のときであった. 原データの大部分が地磁気変化による応答 (誘導電位変化) として分離されている. 見かけ比抵抗の時間変化を調べるために, 上記4つの期間で得られた周期5時間での値を表3.1.1と図3.1.17に示す. 大谷-釜口の②の時期は地電位差データが異常であったため, 解析しなかった. 周期5時間をとったのは, 地磁気と地電位差には日周変化があり, 潮汐成分との分離が完全ではないおそれがあるので, その高調波を避けるためである. 大谷-岩屋では2割程度の変化であるが, 大谷-久留麻や大谷-釜口では2倍以上の変化がみられる. 周期から考えて (比抵抗を300 Ω mとした場合のskin depthは約1200km), かなり深いところまでの比抵抗をみてい

ると思われるので, 表層の影響があったとしても, これ程大きな変化は考えにくい. また, モデルのあてはまりの良さの尺度として, 原データの標準偏差に対する不規則成分のその比をとると, 多くの場合0.2～0.3であるが, 大谷-釜口と大谷-興隆寺の③の期間はそれぞれ0.34と0.32と不規則成分の標準偏差が若干大きく, この期間の見かけ比抵抗の推定値は他の期間に比べて小さい傾向がある. 見かけ比抵抗の大きな変化が本物であるかどうかは, さらに調査する必要がある. なお, 各期間の降水量は①29mm, ②3mm, ③85mm, ④0mmであり, 明確な関連性は見られない.

上記の4つの測線の方向と見かけ比抵抗の関係を図3.1.18に示す. 時期によって若干の相違はあるが, 一般的に測線の方向が北から東へ振るほど, 見かけ比抵抗が小さい傾向がみられる. これは, 次節で示す地電位差の卓越方向が解析した測線付近では北西-南東方向であるためと考えられる.

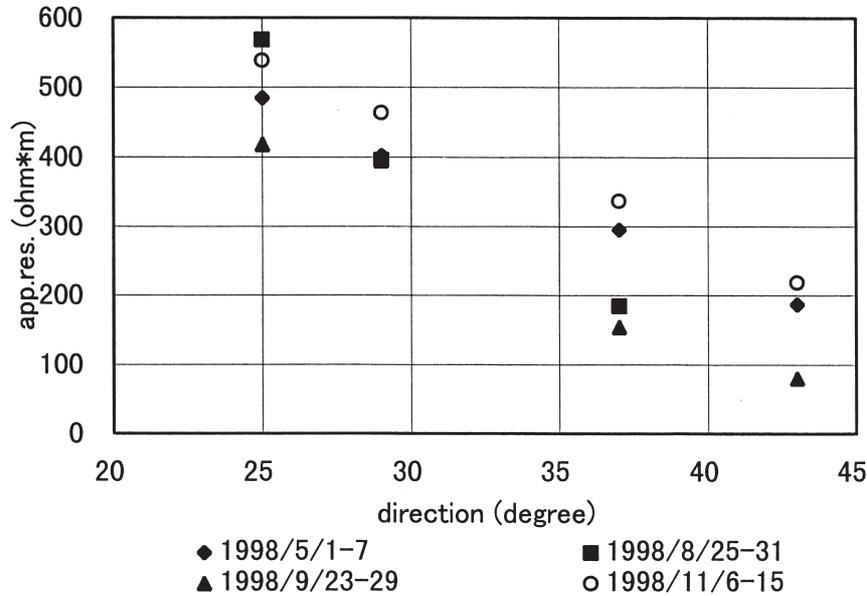


図3.1.18 見かけ比抵抗と位相の測線方向（北から時計回りに測った角度）との相関図（高山他，2000）.

3. 1. 3. 3 地電位差変化の卓越方向

地電位差変化は地形や地下構造等によって卓越方向をもつことが多い。毎秒値を用いた地電位差変化の卓越方向は徳本他（1999）によって調査されている。ここでは毎時値を使った結果を報告する。

まず卓越方向の推定方法について説明する。3ヶ所の観測点A, B, Cの基準点（淡路島では大谷）との地電位差を $u(i)v(i)w(i) (i=1,2,\dots,N)$ ，その平均値を $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$ とする。その内任意の点（ここではC）を基準として差をとり，平均値を差し引く。

$$X(i) = (u(i) - w(i)) - (\bar{u} - \bar{w})$$

$$Y(i) = (v(i) - w(i)) - (\bar{v} - \bar{w})$$

ある任意の時刻において，点Cを原点とし，点Aと点Bで地電位がそれぞれ $X(i), Y(i)$ である点と原点の3点を含む平面の南北( $x$ )と東西方向( $y$ )の傾き（電場）を $x(i), y(i)$ とし，その時刻での電場の南北，東西成分とする。ある期間（データ数 $N$ ）の電場ベクトルの任意方向への正射影の2乗和の平均を計算し，それが最大になる方向を求める。すなわち求める方向の単位ベクトルを $(X, Y)^t$ として

$$Q = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i)X + y(i)Y)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i)^2 X^2 + 2x(i)y(i)XY + y(i)^2 Y^2)$$

を最大にする $(X, Y)^t$ を求めることになる。これは内積 $(Ax, x)$ を $X^2 + Y^2 = 1$ の条件下で最大にすることに

なる。ここで

$$A = \begin{pmatrix} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x(i)^2 & \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x(i)y(i) \\ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x(i)y(i) & \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y(i)^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_x^2 & \sigma_{xy} \\ \sigma_{xy} & \sigma_y^2 \end{pmatrix}$$

$$x = \begin{pmatrix} X \\ Y \end{pmatrix}$$

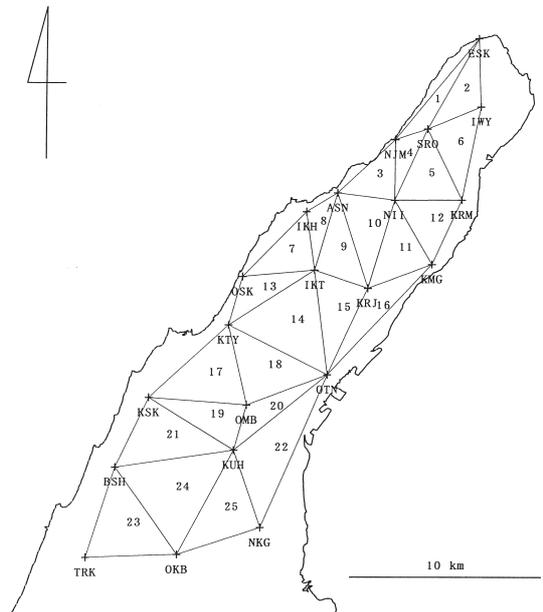


図3.1.19 観測点の配置図（高山他，2000）。中央に番号のある三角形は地電位差変化の卓越方向を計算するために使った測線網を表す。

であり、行列 $A$ は共分散行列となっている。すなわち、行列 $A$ の固有値と固有ベクトルを求めることと同じになる。行列 $A$ の固有値は2個であり、非負である。固有値のうち大きい方が $Q$ の最大値であり、その平方根は地電位差変化の大きさの目安となる。また、その固有値に対する固有ベクトルが卓越方向を表す(単位)ベクトルとなる。2つの固有ベクトルは直交する。

21ヶ所の地電位差観測点を使って、図3.1.19のように三角形網をつくり、それぞれの三角形で卓越方向を推定した。図3.1.20に1997年10月26日(UT)の毎秒値を示す。この地域の地電位差観測の特徴として、阪神地域の直流電車からの漏洩電流と考えられる短周期のノイズが夜間(日本時間の1~5時)を除く時間帯で非常に大きい。また、短周期のノイズが比較的少ない夜間にも周期が数時間のやや長い周期

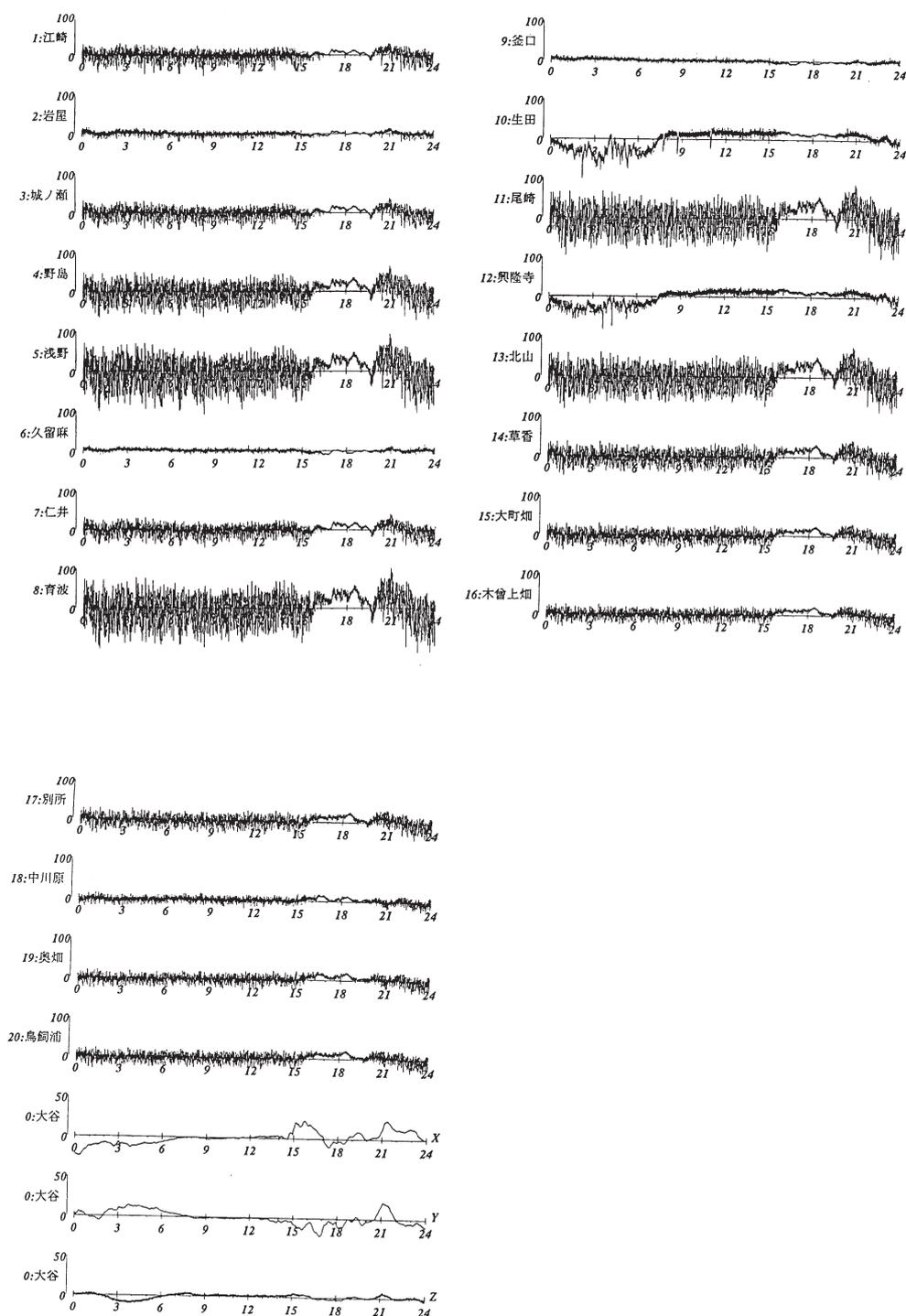


図3.1.20 1997年10月26日の毎秒値の変化(徳本他, 1998)。

October 26, 1997

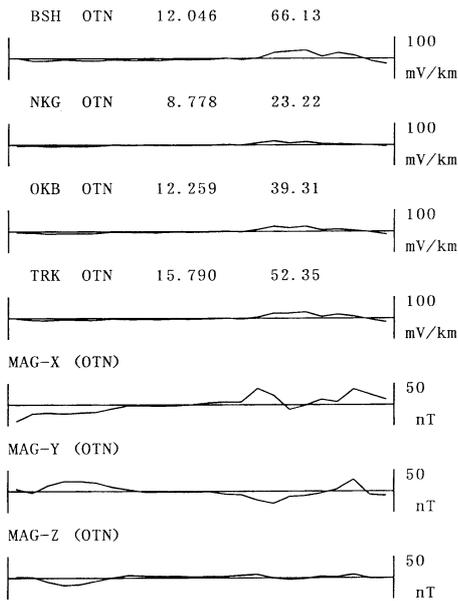
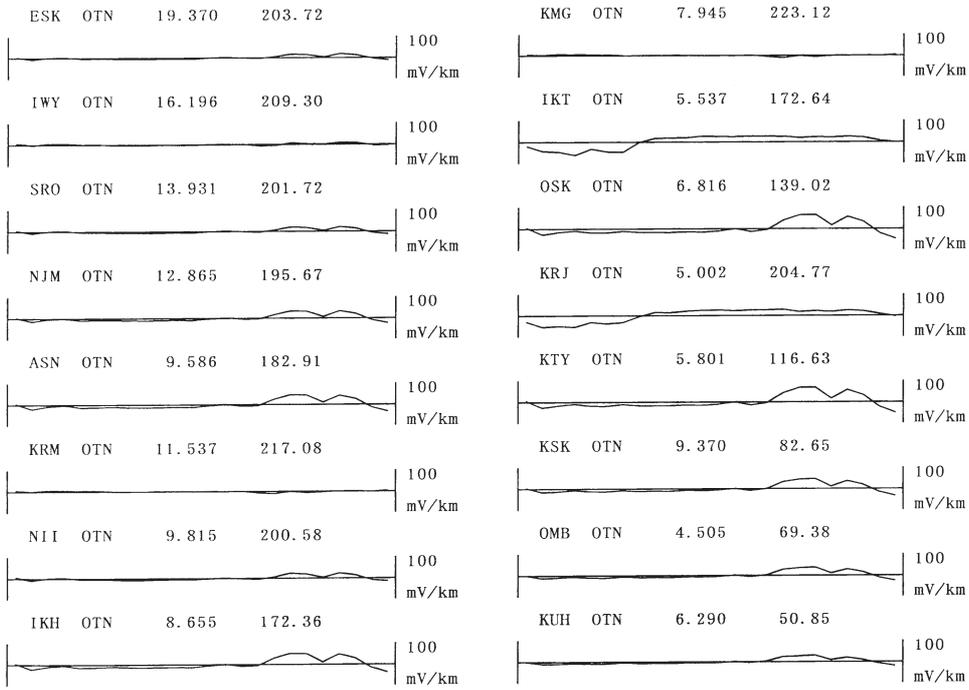


図3.1.21 1997年10月26日の毎時値の変化 (高山他, 2000).

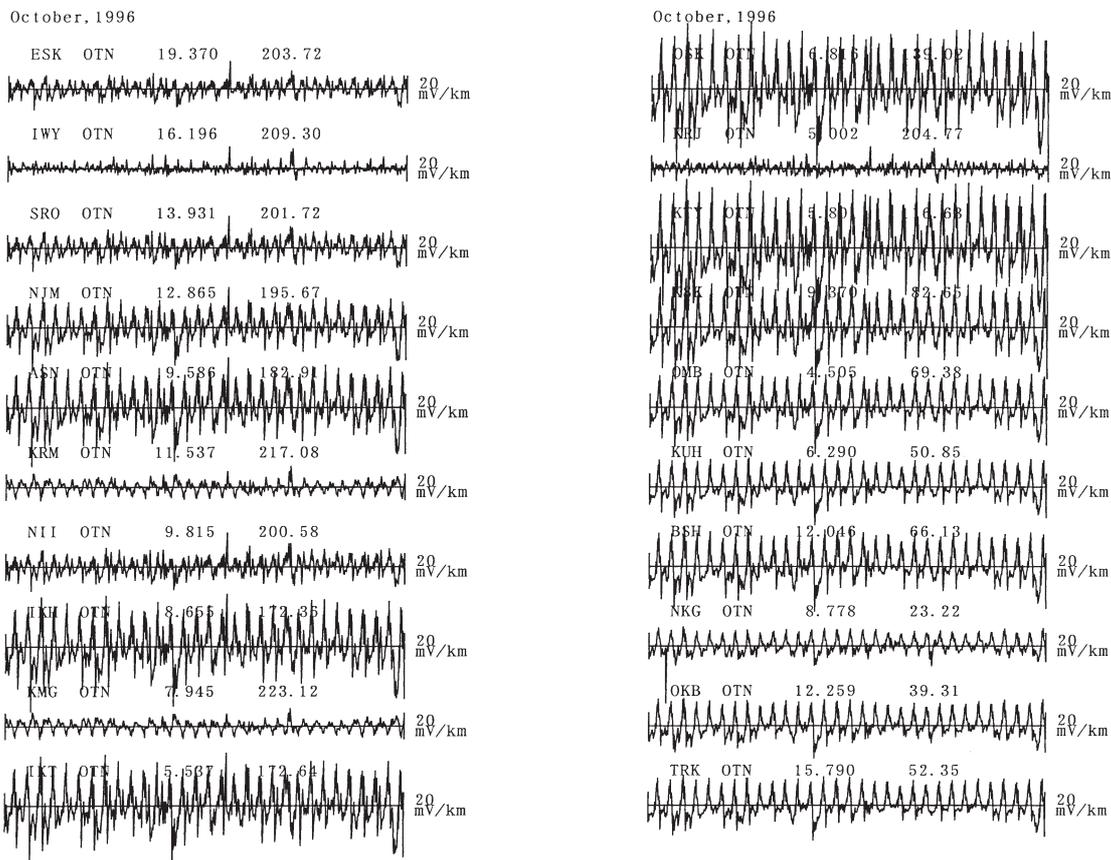


図3.1.22 1997年10月の毎時値の変化 (高山他, 2000).

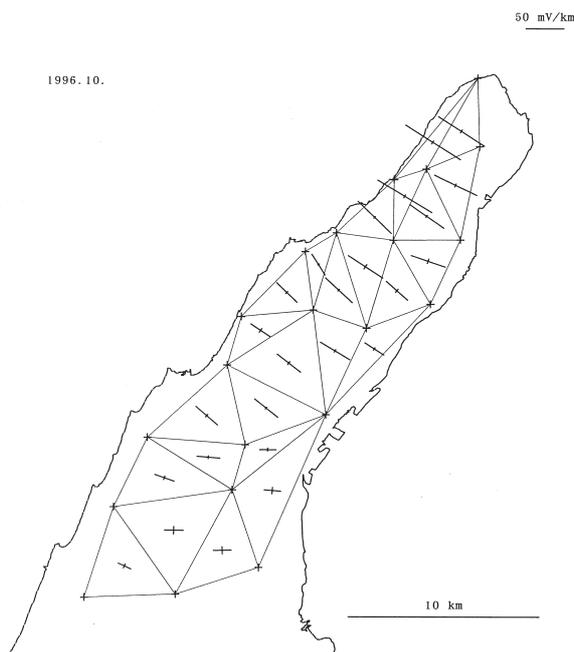


図3.1.23 図3.1.22のデータから得られた地電位差変化の卓越方向と振幅 (高山他, 2000).

の変動がみられる。しかし、これは地磁気変化との相関はみられない。図3.1.20と同時期の毎時値を図3.1.21に示す。これからわかるように、多くの測線で短周期のノイズの大きい時間帯の毎時値は変化が小さくなり、夜間のやや長周期の変動が目立ってくる。これは、短周期変化が時間平均によって除かれるのに対して、夜間の1時間より長い周期の変動は残るためである。しかしながら、夜間のやや長周期の変動の原因については現在のところわかっていないが、一般に短周期変化の振幅が大きい測線程、夜間の長周期変動の振幅も大きいことから、どちらもソースの性質は似ていると考えられる。

1996年10月の毎時値を図3.1.22に示す。これらのデータを用いた結果を図3.1.23に示す。淡路島の北部では北西-南東方向に卓越している。中部では東-西が卓越方向である。これは、毎秒値を使って徳本他(1999)が推定した卓越方向と似ており、上に述べた短周期変化と長周期変動のソースの性質が似ていることと矛盾しない。卓越方向は海岸線に直交しているように見える。また、変化の振幅は北部の方が大きい。観測網付近での淡路島の形状の長い方向であるN40° Eに沿った距離を横軸として卓越

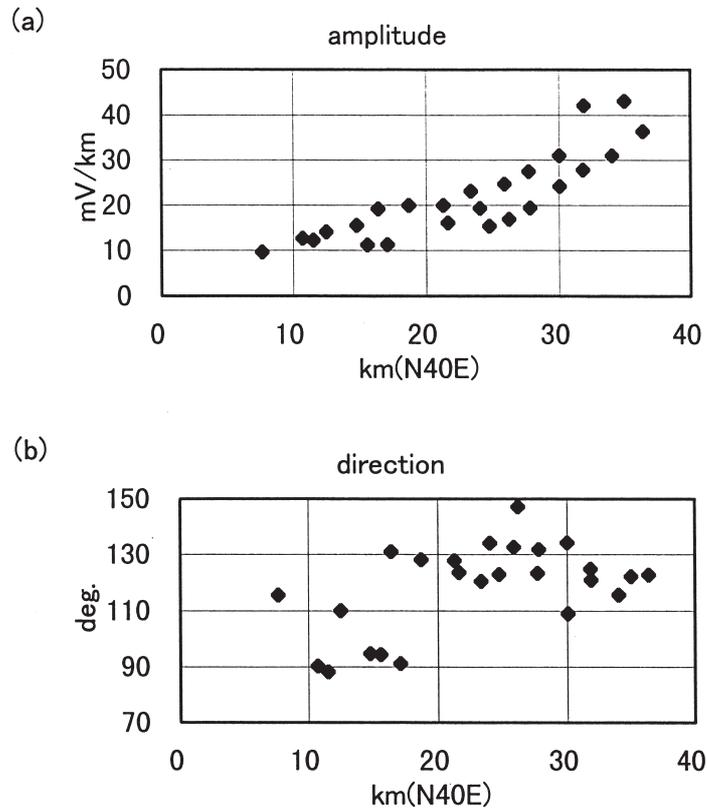


図3.1.24 N40° E方向の距離と振幅 (a) と卓越方向 (b) の相関図 (高山他, 2000). 横軸は34° 20'N, 134° 45'Eを原点とし, N40° E方向を正とする座標軸に投影した距離である.

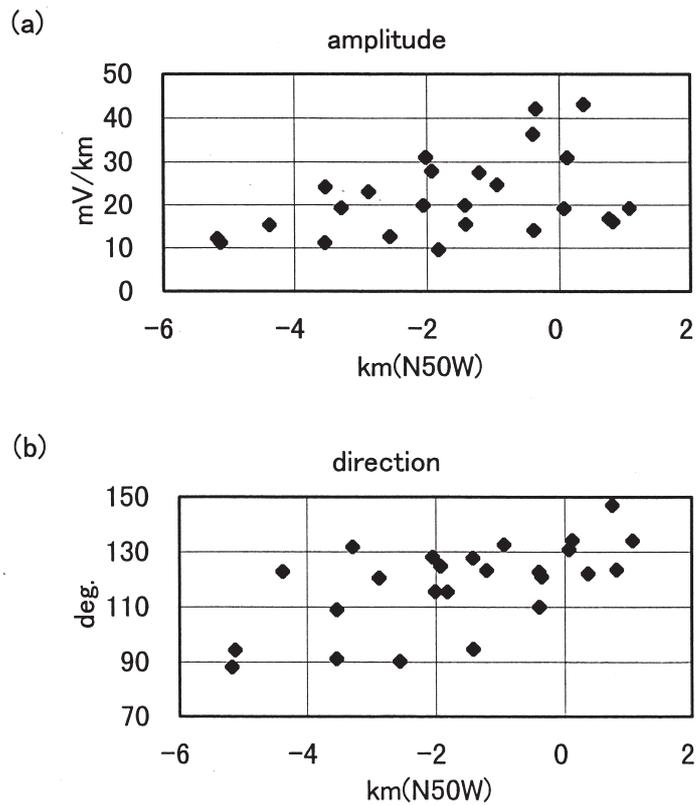


図3.1.25 N50° W方向の距離と振幅 (a) と卓越方向 (b) の相関図 (高山他, 2000). 横軸は34° 20'N, 134° 45'Eを原点とし, N50° W方向を正とする座標軸に投影した距離である.

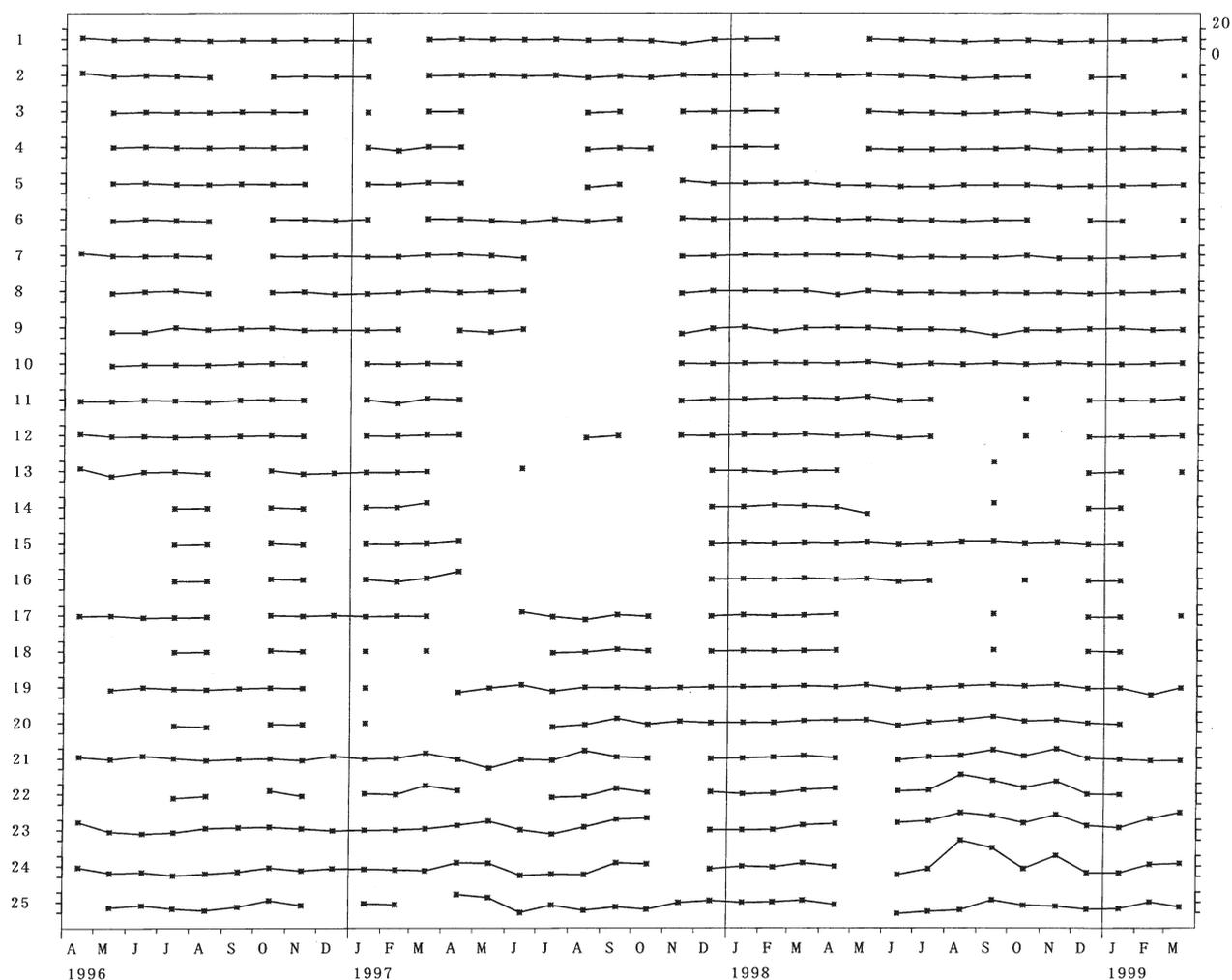


図3.1.26 地電位差変化の卓越方向の時間変化（高山他，2000）。

方向と振幅を示したのが図3.1.24である。中部ではあまり振幅は変わらず、北部では振幅変化が大きいことがわかる。また、北部と中部での卓越方向の違いも明確にわかる。図3.1.23では、島の西側での振幅が東側よりも大きいという特徴もみられる。図3.1.24の横軸の方向と直交する $N50^{\circ}W$ に沿った距離を横軸として卓越方向と振幅を示したのが図3.1.25である。あまり明確ではないが、西側の振幅が大きい地域があり、卓越方向も西で北西-南東、東で東-西に近くなる傾向が見られる。

地電位差の卓越方向と振幅の時間的変化を調べた。1ヶ月毎の卓越方向の変化を図3.1.26に示す。異常なデータを含むものについては取り除いて示してある。異常か否かの判断は主観的ではあるが、振幅が異常に大きい場合と電場ベクトルのプロット図が異常な場合のものを取り除いた。変動幅は北部では10度程度であり、中部では30~40度程度と大きい。これは、図3.1.23でもわかるように、直交する2軸の

振幅の比が北側は大きく、南側は小さいことが原因と考えられる。地電位差変化の振幅の時間変化を図3.1.27に示す。これは振幅の常用対数を示しており、縦軸は変化の大きさだけを表しており、絶対値は示していない。一部を除いて全ての三角形で同期して変化している。図3.1.28に示した月毎の降水量の変化と地電位差変化の振幅の変化（図3.1.27）には相関があるように見える。図3.1.29に相関図を示す。横軸は月間降水量、縦軸は図3.1.19の1番の三角形の振幅であり、ともに常用対数をとってある。月間降水量が200mmより少ない場合には、降水量が多い程、振幅が大きいという関係が見られる。これは、ノイズソースと考えられる直流電車の漏洩電流が、降水による漏洩抵抗の低下によって増加するためと考えられる。しかし、月間降水量が200mmより多いと明確な関係は見られない。一般に、地殻変動と降水には非線形の関係があるためかもしれない。また、多量の降水は局地的な場合もあるため、比較に

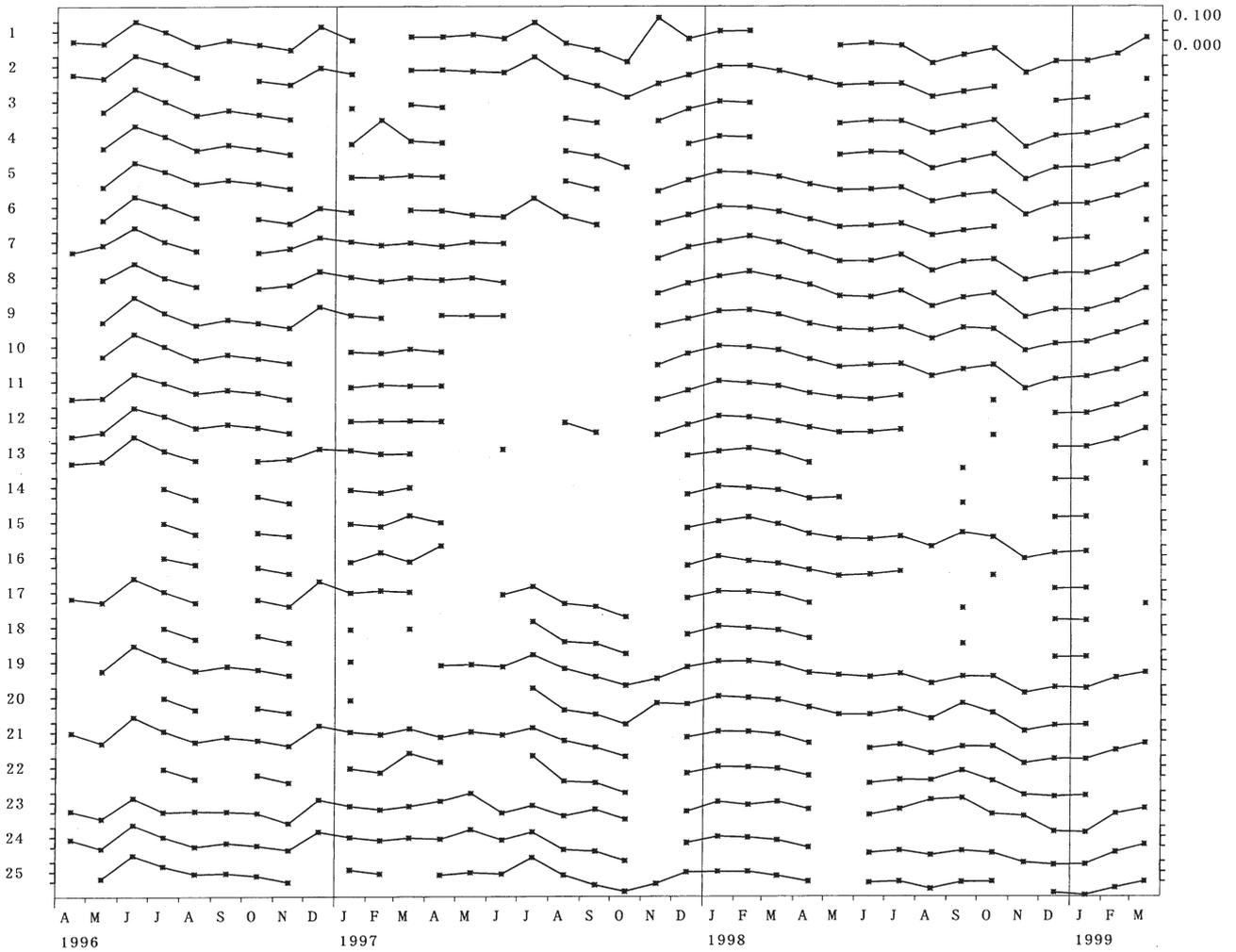


図3.1.27 地電位差変化の振幅の時間変化 (高山他, 2000).

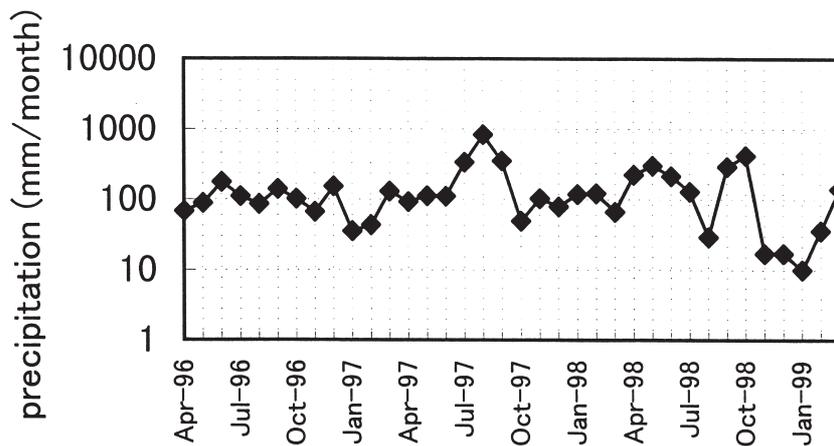


図3.1.28 洲本での月間降水量の変化 (高山他, 2000).

用いた降水量がソース付近での降水量とかなり異なっていることも考えられる。一方、卓越方向と降水

量の間には相関は認められない。

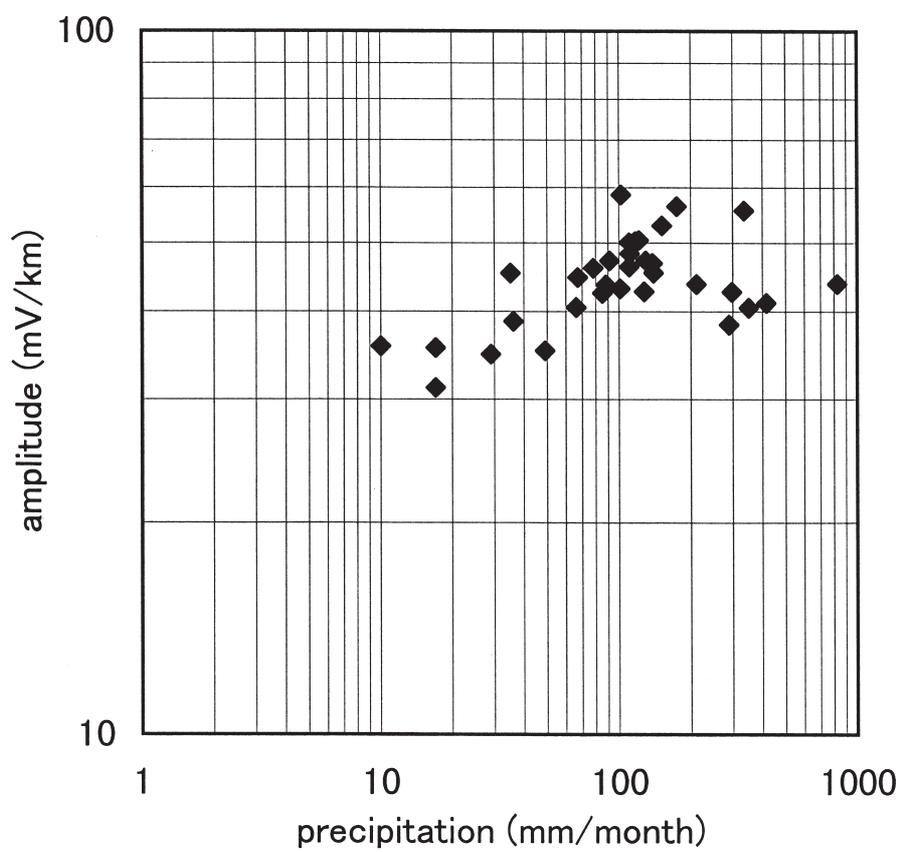


図3.1.29 洲本での月間降水量と地電位差変化の振幅の相関図 (高山他, 2000).

### 3. 1. 3. 4 地震活動との関連

図3.1.30は1996年4月から1999年3月までの観測網付近での地震活動を示している。この地域での地震の検知力を考慮して、マグニチュード2以上の地震の震央を示している。図中の四角で囲まれた領域で

の月毎の地震回数を図3.1.31に、MT図を図3.1.32に示す。月毎の地震回数や大きめの地震と見かけ比抵抗および地電位差の卓越方向や振幅の変化との関連はみられない。

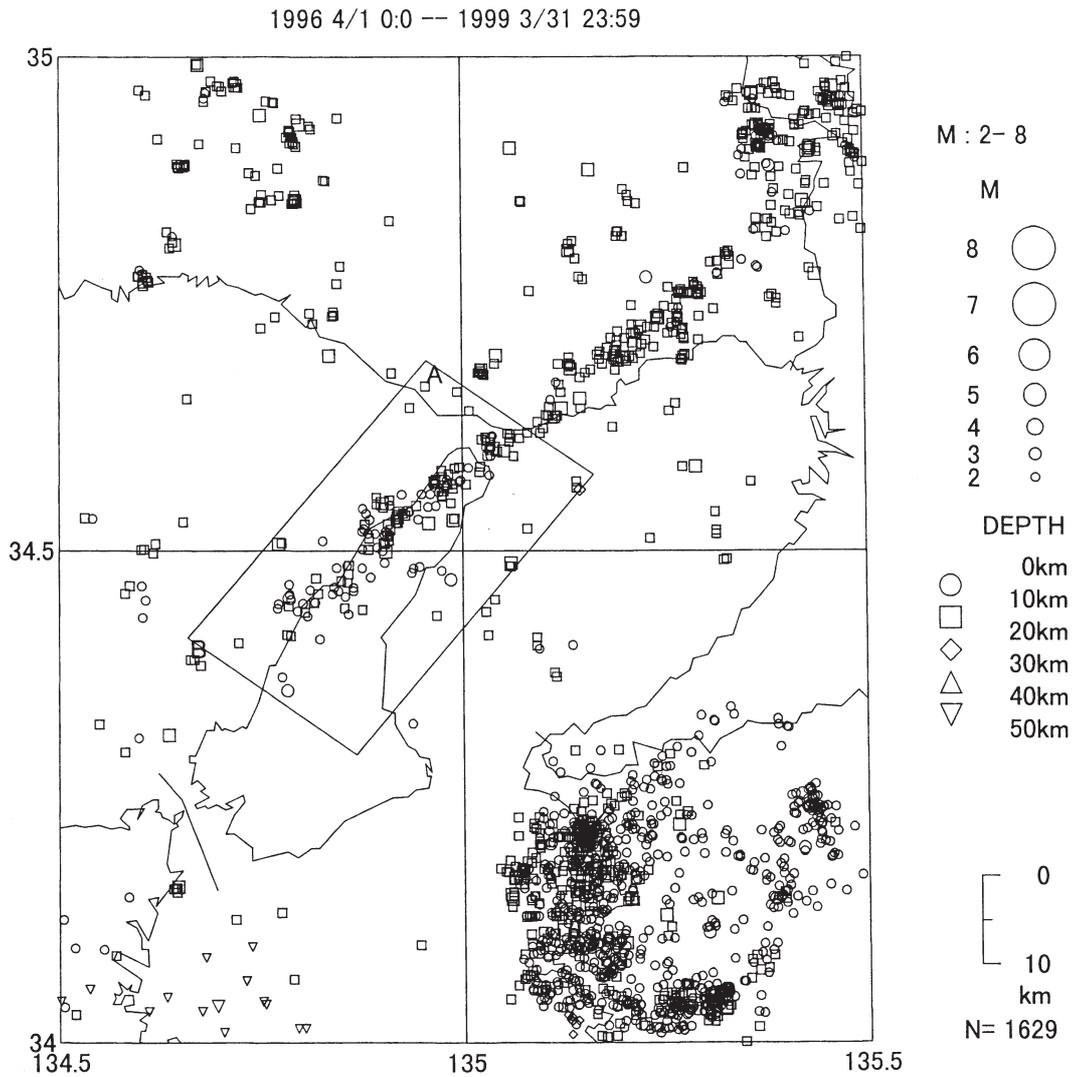


図3.1.30 観測網付近の地震活動。1996年4月～1999年3月のM2以上の地震の震央分布図（高山他，2000）。

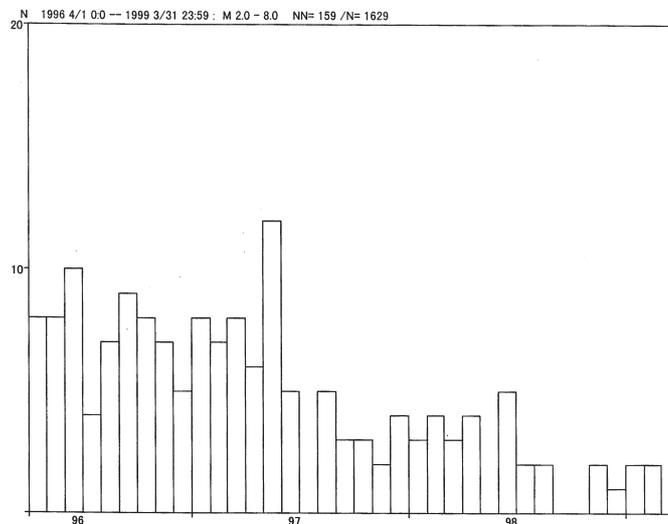


図3.1.31 図3.1.30の四角形の領域で発生したM2以上の地震の毎月の地震数（高山他，2000）。

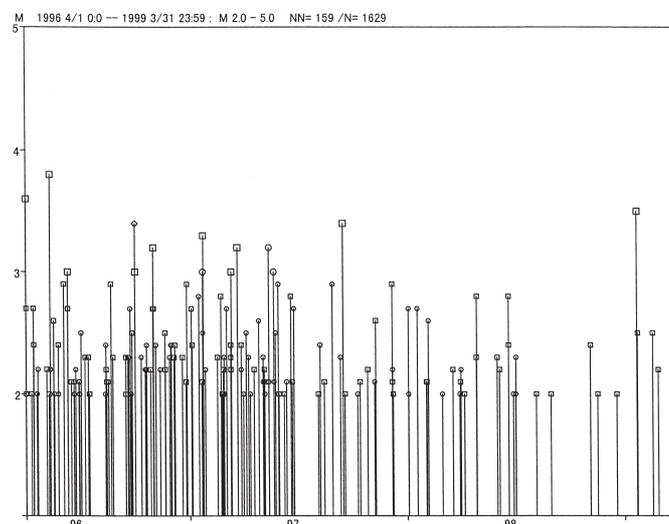


図3.1.32 図3.1.30の四角形の領域で発生したM2以上の地震のMT図（高山他，2000）。

### 3. 1. 3. 5 まとめ

見かけ比抵抗と卓越方向を調査し，以下のことがわかった。

ノイズの比較的少ない測線の地電位差データにBAYTAP-Gを適用して，見かけ比抵抗と位相を推定した．地磁気擾乱の大きい時期では，地電位差変動の大部分は地磁気変化による誘導電位変化とみなされた．推定された見かけ比抵抗は，測線の方位との相関がみられた．どの測線でも大きな時間変化がみられ，大きい場合は2倍以上の変化であった．その原因については明らかではないが，変化が大きすぎることから，さらに調査する必要がある．

地電位変化の毎時値を用いて卓越方向を調査した．北部では北西－南東方向，中部では東西方向に地電位変化が卓越する．これは毎秒値を用いた結果

と矛盾しておらず，両方の調査で対象としている周期帯が異なるものの，その性質に大きな差異はないと考えられる．さらに，卓越方向を規定している構造は，広い帯域で同一と考えられる．卓越方向の時間変化は北部では10度程度であり，中部では30～40度程度である．

見かけ比抵抗および地電位差変化の卓越方向や振幅の変化に，地震活動との関連はみられなかった．