

海底ケーブルを用いた電位差観測から推定した 海底の電気伝導度分布

東大地震研 藤井郁子

歌田久司

九大理 行武毅

東大理 浜野洋三

京大理 田中良和

名大太陽地球環境研 湯元清文

Conductivity distribution below a sea floor inferred from voltage measurements using a submarine cable

Ikuko FUJII, Hisashi UTADA (ERI, Univ. of Tokyo),

Takesi YUKUTAKE (Fac. of Sci., Kyushu Univ.), Yozo HAMANO (Fac. of Sci., Univ. of Tokyo),

Yoshikazu TANAKA (Fac. of Sci., Kyoto Univ.), Kiyohumi YUMOYO (STE Lab., Nagoya Univ.)

1. はじめに

1990年代に入り海底ケーブルを用いた地球規模の電位差測定網が実現しようとしている。国際通信用の同軸ケーブルが光ファイバーケーブルに役目を譲って引退したあと、科学的で再利用されるようになったためである。実際に、1990年には、引退したハワイ-カルフォルニア間の同軸ケーブルの電圧供給が止められ、両端の地電位差の連続観測が始まった。¹⁾また、1991年には、二宮-グアム間のケーブルで供給電圧の連続測定が始まった。²⁾

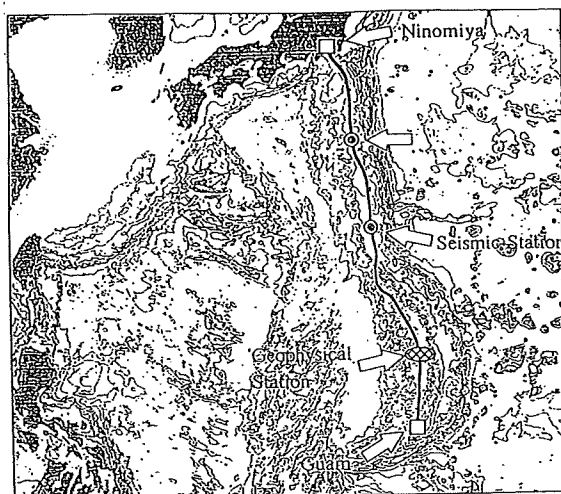
海底ケーブルを用いて測定した電位差には三種類の成分が含まれる。即ち、外部磁場変動による誘導分、海水運動による発電分、核のトロイダル磁場起源の電場、である。³⁾

本研究では、外部磁場変動による誘導分に注目する。二宮-グアムの海底ケーブルを用いて測定した電位差から外部磁場の変動によるものだけを取り出し二宮-グアム間の平均的な電気伝導度分布を求めることが本研究の目的である。電気伝導度分布の推定には Magnetotelluric法 (MT法) を使う。

MT法を用い海底の電気伝導度分布を求めた例は、主に海底電位差計と海底磁力計のデータを使っている。^{4),5),6),7),8)}海底電位差計では電極間隔が短く数mだが、本研究で用いた海底ケーブルの場合は2700 kmである。MT法はこのような長い電極間隔を想定した手法ではない。しかし、Duffus & Fowlerは、外部磁場の変動に対する海底ケーブルの電位差の応答が、短い電極間隔で測った場合の応答と似ていることを示した。⁹⁾このことは、外部磁場変動とそれが誘導する電場は、広い範囲で水平方向に(ある程度)均一であることを示唆する。よって海底ケーブルを用いて電位差を測定し外部磁場変動に対する応答を調べた場合、電極間の平均的な電気伝導度の分布が得られるであろう。そこで、本研究では、海底の平均的な電気伝導度分布を求めるのにMT法を応用することにした。

2. 観測

観測に用いた海底ケーブルは、太平洋横断ケーブルのうち神奈川県二宮からグアム島に至る部分（全長2700km）である（第1図）。ケーブルはほぼ南北（真南から14°東）の走行をもち、伊豆-小笠原-マリアナ弧にほぼ平行な経路、すなわちフィリピン海プレート上かつ太平洋プレートの沈み込み帯のすぐ西側を通っている。



第1図 二宮-グアム間の海底ケーブル

海底ケーブルは主として同軸ケーブルと中継器により構成されたシステムである。システム中には同軸ケーブル2700km、中継器74個、グアム地上局の電源、二宮地上局が含まれる。ケーブルの両端は接地してある。中継器の中心部は真空管回路で25年前に作られたものだが、いまのところ劣化はみられない。グアム局内の直流電源は中継器に電力を供給するためのもので、供給電流が一定となるようグアム側からおよそ+4500Vを供給する。4500Vのうちわけは、仕様書によれば、中心導体の直流抵抗による電圧降下が1800V、中継器の電圧降下が2700Vである。このときの供給電流はおよそ370mAになる。実際には、170日間の平均供給電圧と電流はそれぞれ4077V、363.6mAであった。これらの供給電流と電圧からシステムの直流抵抗は11.21k Ω と見積ることができる。

二宮-グアム間の海底ケーブルを用いた電位差観測は1991年12月に始まり現在に至っている。まず最初に8時間だけ給電を止めて1秒間隔の地電位差を測定したあと、給電を開始し測定を続けている。給電状態で観測を行うのは中継器の劣化を防ぐためである。給電しながら測定したデータのうち、本研究で用いたのは1992年6月3日以降のものである。サンプリング間隔2秒で電圧と電流を測定している。電流・電圧の変動に温度の影響があるのかどうかを調べる目的で、1992年12月12日からは温度の測定を加えた。これらの測定は、1993年6月現在、続行中である。

無給電状態をコールドケーブル、給電状態をホットケーブルと呼ぶことにする。コールドケーブルで電位差を測定するという事は、ケーブル両端に電極を持って行って、直接、地電位差を測定することに対応する。それに対し、ホットケーブルでは供給電圧の変動を

測定して地電位差変動を推定する。電源は電流を一定にするよう調整している。従って、理想的には、電流は変化せず電圧の変動分はすべて外部の起電力（磁場の変動分等）によるものになるはずである。しかしながら、実際には1%程度の電流の変動がおこる。そこでホットケーブルの時は電圧と電流を同時に測定して、機械による電流の変動分を補正することにした。

記録はすべてAT&T社のグアム局内で行われている。ケーブルが国際電話線として使われていたときの設備を再利用し、ケーブルの動作をみるためのモニター用の抵抗のところにマルチメーター2台を付け加えた。供給電圧用と供給電流用のそれぞれのモニター用抵抗にかかる電圧を測定して、電圧・電流を得ている。これらの設備は、安全を考慮してパネルの内部に収められ、電源電圧がかかっている時には扉を開けられない設計になっている。後から始めた温度測定については、サーミスター温度計を電源に直接取付けることができず、電源と電圧測定回路が入ったパネルの前面で、金属でできた扉の上に設置した。マルチメーターからの信号は光ファイバー線を通じてパネルの外側のパソコンに送られ入力・処理の後、光磁気ディスクに記録される。光ファイバーを用いたのも高圧電源装置から測定装置を絶縁するためである。

3. データ

コールドケーブルで測った電位差、ホットケーブルで測った電位差・電流・温度について、柿岡・グアムの地球磁場との相関を中心に特徴を記述する。地球磁場のデータは、柿岡地磁気観測所と名古屋大学のグアム観測点¹⁰⁾のものを用いた。

コールドケーブルで測った8時間分の電位差から、海底ケーブルは数時間より短い周期の磁場変動に対する高感度センサーであることがわかった。電位差と柿岡・グアムの地球磁場の水平成分との多重関連度関数を計算すると、 5×10^{-4} Hzから 5×10^3 Hzの間で0.9を越える。東向き成分だけの多重関連度関数も0.9を越えるが、北向き成分を加えることでさらにコヒーレンスをよくできる。南北方向の電位差と東西方向の磁場が強い相関をもっていることは、電位差変動の原因が磁場変動より誘導された電流にあることを意味している。北向き成分を加えたほうが相関が高いのは、ケーブルの方向が正確には南北でないからだと思われる。また、電位差と地球磁場のパワースペクトルを比べてみると、磁場のほうは磁力計の分解能が0.07 nT（柿岡）までのため 5×10^2 Hzより高周波側の感度がないのに対し、電位差のほうは 10^4 Vまでの測定で高周波側にも十分な感度がある。

電圧の供給を始めると両端の電位差の様子は一変する。第一に、振幅にして1 V程度の短周期ノイズが現われる。パワースペクトルをみるとノイズは 4×10^3 Hzより高周波域にあることがわかるが、最も顕著な成分は0.1 Hzのものである。このノイズは電源を入れたことで初めて現れたから、電源そのものに起因するものだと思われる。第二に、供給電流の変化に伴った電圧の変化が現われる。これはケーブルシステムが完全な定電流回路ではないため供給電流が変化し、オームの法則により電圧が変化するためである。

本研究では電源ノイズについてはこれ以上扱わず、長周期成分のみに注目する。そこで電圧・電流ともにローパスフィルターを用いて200秒以下の短周期成分を除き1分値にリ

サンプリングした。

リサンプリングした後の供給電流の変動は、1%程度の振幅で1日より長い周期が卓越している。この変動はそのまま電圧に現われて電圧の最も顕著な長周期変動となっている。

ケーブルシステムの抵抗が直流抵抗だけならば、オームの法則を用いて電圧から電流の変動分を補正できるはずである。前章で求めた直流抵抗を用いて補正を行うと、長周期成分についてはおおよそ取り除かれるが、短周期成分については取り残しがあるという結果になった。このことから、システムの抵抗には直流成分だけでなく周波数依存性の成分が含まれていること、周波数依存性の成分は主に短周期に含まれていること、の二点が推測できる。実際に抵抗を計算してみると、 $1.0 \times 10^4 \text{ Hz}$ から $1 \times 10^6 \text{ Hz}$ の間で周波数に依存し、低周波数に向かって一定値に近づくようなインピーダンス曲線が得られた。驚くべきことに周期10日でもインピーダンスは一定値ではない。システムの抵抗を知り電流の寄与を補正するためにはさらに長い区間での解析が必要とわかった。

電流変動の原因は、主として温度変化だと考えている。というのは、パネル前面での温度と電流は $3 \times 10^4 \text{ Hz}$ より低周波数帯で0.9を越える相関の高さを示し、変換関数から温度の位相のほうが進んでいることが示されるからである。電流が温度変化する理由には、定電流電源の温度特性、電流計測用の抵抗の温度特性、の二点を挙げる。パネル上面の温度は電源や抵抗の温度ではないので、温度変化と電流変化の間に時間差が生じ、温度変化を持つ短周期成分が電流には現われないと解釈できる。

ホットケーブルの電位差と地球磁場との関係を調べてみると、ケーブルは1日程度の周期を持つ外部磁場変動に対しても十分な感度を持ったセンサーだとわかった。ケーブルの電位差を出力、柿岡・グアムの地球磁場の水平成分と供給電流を入力として多重関連度関数を計算すると、潮汐周期帯を除き、 $1.1 \times 10^5 \text{ Hz}$ から $2 \times 10^3 \text{ Hz}$ の間で0.8を越える。この区間では地球磁場の東向き成分が最も相関の高い項であるが、相関が0.8を下回る区間では電流が主要な項となる。これは周期1日を越えて磁場のパワーがない領域に入ったため、相対的に電流の寄与率が高まったためと考えられる。以上よりホットケーブルで精度よく磁場との応答が求まるのは周期1日までといえる。なお、地球磁場の鉛直成分を入力に加えても相関は上がらなかった。

潮汐周期帯と $1.1 \times 10^5 \text{ Hz}$ より低周波側で多重関連度関数が0.8を下回るのは、海洋潮汐と海流の影響と考えられる。この結果は、コールドケーブルでの報告¹¹⁾と調和的である。

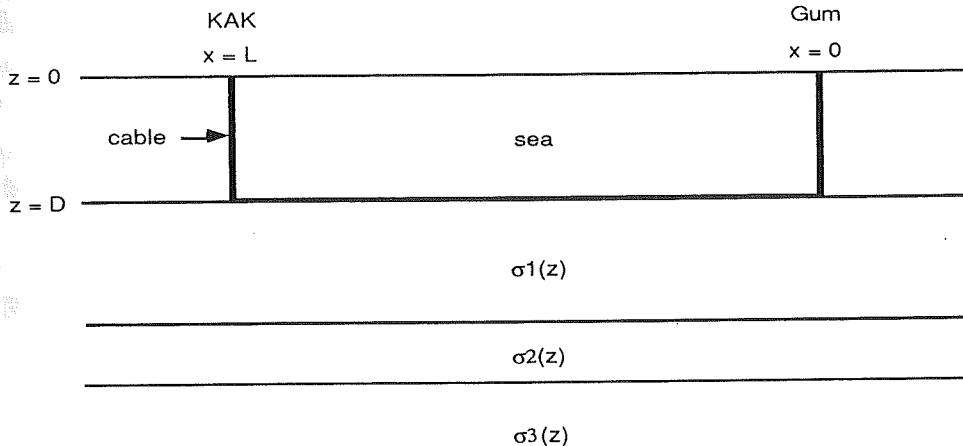
これまで述べてきたホットケーブルの電位差の特徴は、フロリダ半島のケーブルで測ったホットケーブルの電位差の特徴¹²⁾とは異なっている。供給電圧、供給電流、温度ともに観測方法は同じであるにもかかわらず、フロリダ半島のケーブルの場合、温度と電流に著しい相関がない。そのため、電位差変動の原因として電流、温度を独立に取り入れ、システムの抵抗を直流抵抗のみとする代わりに温度係数のほうに時間変化を与えている。一方、我々の場合は電流と温度の相関が高いため、電位差変動の原因には電流のみを想定し、システムの抵抗に時間変化を与えている。二つのケーブルで電流と温度の関係が異なる原因は今のところわかっていない。

4. 解析方法

二宮-グアム間の平均的な海底の性質を知るために単純な状況を設定して解析をする。具体的には次のような単純化を行った。

- (a) 地面は一次元成層構造をしている。(一番上が海)
- (b) 海の電気伝導度は一様で既知とする。(1/0.3 S/m)
- (c) 外部磁場は柿岡とグアムでの値を用いて途中を直線補間する。

想定した状況の概念図を第2図に示す。柿岡とグアムの両地点で、ケーブルの両端を代表すると考える。北側の端は二宮で柿岡ではないが、この差は無視する。第2図では簡単さを優先し、ケーブルの走行をx軸方向とし、グアムを $x=0$ 、柿岡を $x=L$ にしている。ただし座標軸は、x軸が南北方向で北向き正、y軸は東西方向で東向き正、z軸は鉛直方向で鉛直下向き正とする。Lはケーブル長、Dは海の深さ、 $\sigma_i(z)$ ($i=1,2,3\dots$)は海底の各層の電気伝導度を表す。ここでいう「海の深さ」とは、現実の水深ではなく一次元モデルにあてはめたときの実効的な海の深さを指す。本研究で目的としているのはDと $\sigma_i(z)$ の決定である。



第2図 一次元成層構造概念図

仮定(c)について補足すると、x依存性について仮定すればマックスウェル方程式の要請からy依存性についても制約が加わる。すなわち、

$$\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = 0 \quad \text{at } z=0 \quad (1)$$

を満足するように磁場 H_x のy方向の分布を仮定したことになる。

上述したような状況下で、海底ケーブルの両端の電位差が何を表すのかを考える。

ケーブルの両端の電位差Vはケーブルの経路に沿って電場Eを積分したものであるから、第2図より

$$V = - \left\{ \int_D^0 E_z(x=L) dz + \int_0^L E_x(z=D) dx + \int_0^D E_z(x=0) dz \right\} \quad (2)$$

と書ける。式 (1) とマックスウェル方程式から、

$$E_z = 0 \quad \text{at } z = 0$$

となるのと $L \gg D$ を考慮すると式 (2) は、

$$V = - \int_0^L E_x(z=D) dx \quad (3)$$

と近似できる。海底ケーブルでは二宮-グアム間の海底での電位差を測定しているのと近似的に等しい。

仮定(c)から、 x での磁場 $H(x) = (H_x(x, z=0), H_y(x, z=0), 0)$ は

$$H(x) = \frac{H(x=L) - H(x=0)}{L} x + H(x=0) \quad \text{at } z=0 \quad (4)$$

である。式 (3) は式 (4) を使って、

$$-\frac{V}{L} = B \frac{H_y(x=L) + H_y(x=0)}{2} \quad (5)$$

と変形できる。¹³⁾ (ただし、 $B = E_x(z=D) / H_y(z=0)$)

式 (5) からわかるのは、第一に、「ケーブルはコイルであり、第2図でケーブルが囲む面積を貫く磁束の変化が電位差を作っている」ということである。囲む面積で考えると一次式と平均値で一定の場合は同じだから、式 (4) を柿岡とグアムの平均値で表現しても計算上は等しい。第二に、電場と磁場の変換関数 B が、海底の電場と海面の磁場の比になっていることがわかる。通常、見かけ比抵抗と呼ばれるのは、同じ場所の電場と磁場の振幅比から求める。

そこで、次に電場を海底から海面(地上)へ持ち上げる方法を考える。これは、式 (5) の変換関数 B から海面での変換関数 Z を求めること、と置き換えてもよい。 Z と B の関係は、

$$Z = \frac{E(z=0)}{E(z=D)} B \equiv f B \quad (6)$$

と書くことができる。一次元成層構造ならば周波数空間において、

$$f = \frac{E(z=0)}{E(z=D)} = \frac{1 + K_{12} e^{2k_1 D}}{(1 + K_{12}) e^{k_1 D}} \quad (7)$$

$$B = \frac{E(z=D)}{H(z=0)} = \frac{\omega \mu (1 + K_{12}) e^{k_1 D}}{ik_1 (1 - K_{12}) e^{2k_1 D}} \quad (8)$$

$$k_1 \equiv \sqrt{i \omega \mu \sigma_1}, \quad K_{12} \equiv \left(1 + \frac{k_2}{k_1}\right) / \left(1 - \frac{k_2}{k_1}\right)$$

と表せる。ただし、 ω, μ, σ_1 はそれぞれ角振動数、真空の透磁率、海の電気伝導度を表す。式 (7) と (8) より K_{12} を消去すると、

$$f = f(B, D)$$

と表せることがわかった。式 (6) を書き直すと

$$Z = f(B, D) B \quad (9)$$

となる。式 (9) は、海の深さ D がわかれば観測値 B から Z が計算できることを示す。

海の深さ D は、 $\sigma_1(z)$ よりも先に決めることができる。まず、 D に値を代入して Z を計算する。次に二層構造を考え海面での変換関数 Z' を求める。このとき二層目の電気伝導度

σ は海底の代表的な値を入れる。D の値を変えながら Z と Z' を比較し、最もよく一致するときの D の値を実効的な海の深さとすればよい。

D が求めれば式 (5) と (9) から海面での変換関数 Z を得ることができる。従って、次は Z を最もよく説明する $\sigma_i(z)$ を計算できればよいことになる。

Z を最もよく説明する電気伝導度分布を求める方法の一つに一次元インバージョン¹⁴⁾がある。ここでは、モンテカルロ法の考え方をを用いてパラメーターに摂動を与え、動きを調べてよりよいパラメーターを決める作業を繰り返し行い、最適の分布を求めるものである。分布の善し悪しは重み付き残差 x^2 で判断している。層の数と初期モデルは入力する必要がある。あらかじめモデル計算をおこなって、実測値の大まかな特徴を説明するモデルを求め、このモデルの層の数、各層の厚み、電気伝導度を入力とすることにした。層の数と海の深さ・電気伝導度は固定する。

5. 結果

本章では、前章の解析方法に従って計算した結果を示す。用いたデータは、コールドケーブルの電位差のうち 12:50 から 21:22 までの 2048 秒 x 15 回分、ホットケーブルの 6 月 4 日から 8 月 28 日までの電位差と電流のなかから電流変動の振幅が小さい 4096 分 x 15 回分、及び柿岡・グアムにおける同時刻の地球磁場の水平成分である。

前章では簡単にするためケーブルの走行が x 軸に平行な場合を考えた。実際にはわずかに西に傾いていることを考慮すると、式 (5) は、

$$-\frac{V}{L} = AH_x + BH_y \quad (10)$$

と書き直せるであろう。H_x、H_y は柿岡・グアムの平均値である。式 (10) はコールドケーブルの場合に適用できる。ホットケーブルの場合には、電流を入力に加える必要がある。そこで、生の観測値 V に対して、短周期部を落としリサンプリングし直流抵抗の寄与を除いた電位差を ΔV とすると、

$$-\frac{\Delta V}{L} = AH_x + BH_y + CI \quad (11)$$

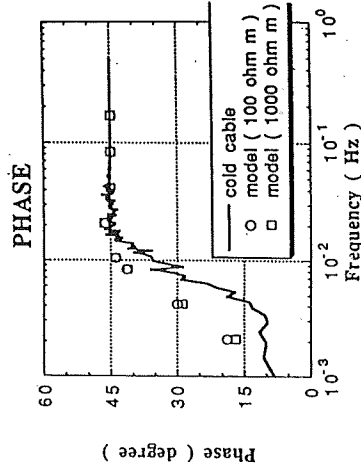
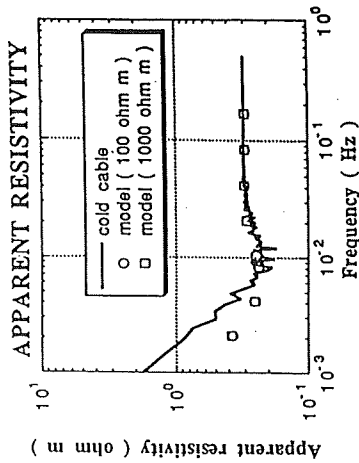
を考えることにする。

ケーブルは東向きの磁場 H_y と強い相関があるため、式 (10)、(11) とともに、 $|A| \ll |B|$ となった。よって以後は B について話を進める。

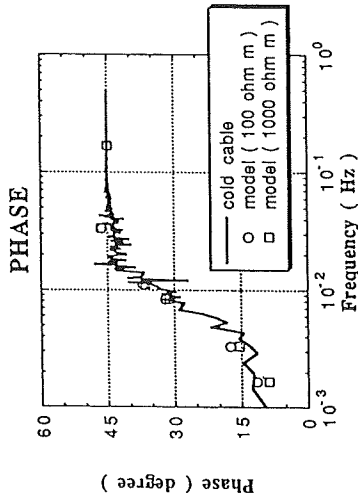
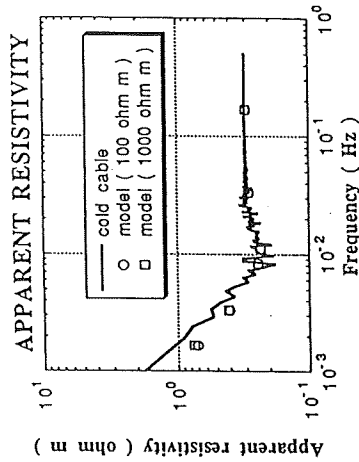
海の深さ D は、D = 2, 3, 4 km のなかで 3 km が最適であった (第 3 図)。というのは第 3 図において、D = 3 km のとき見かけ比抵抗と位相ともにコールドケーブルの実測値とモデル計算値が最もよく一致しているからである。よって、実効的な海の深さは 3 km とする。また、第 3 図から、海底の電気伝導度 σ を 10^{-3} S/m から 10^{-2} S/m に変えてみてもモデル計算値に大差はない。 σ が海水に比べ十分に小さければ計算される曲線は σ によらないわけで、ここで得た結果は海底の電気伝導度の値には左右されないことになる。

次に、コールドケーブルとホットケーブルのデータから、海面での見かけ比抵抗 ρ_s と位相 θ を計算した (第 4 図)。見かけ比抵抗 ρ_s と位相 θ のエラーは、文献¹⁵⁾に従った。第 4 図 (a) には、 $d\rho_s/\rho_s < 0.9$ となった計算値をすべて描いた。計算は 2.6 日周期まで行ったが、基

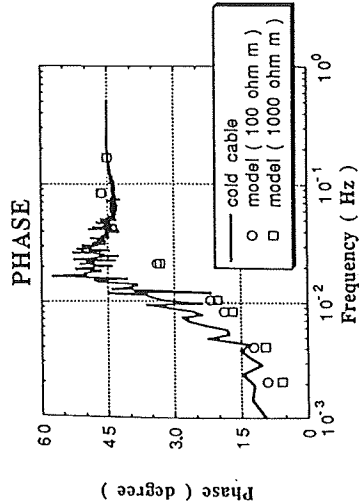
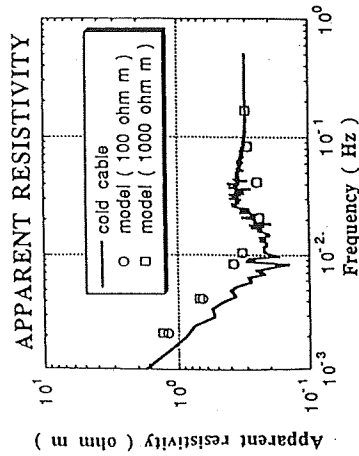
D = 4km



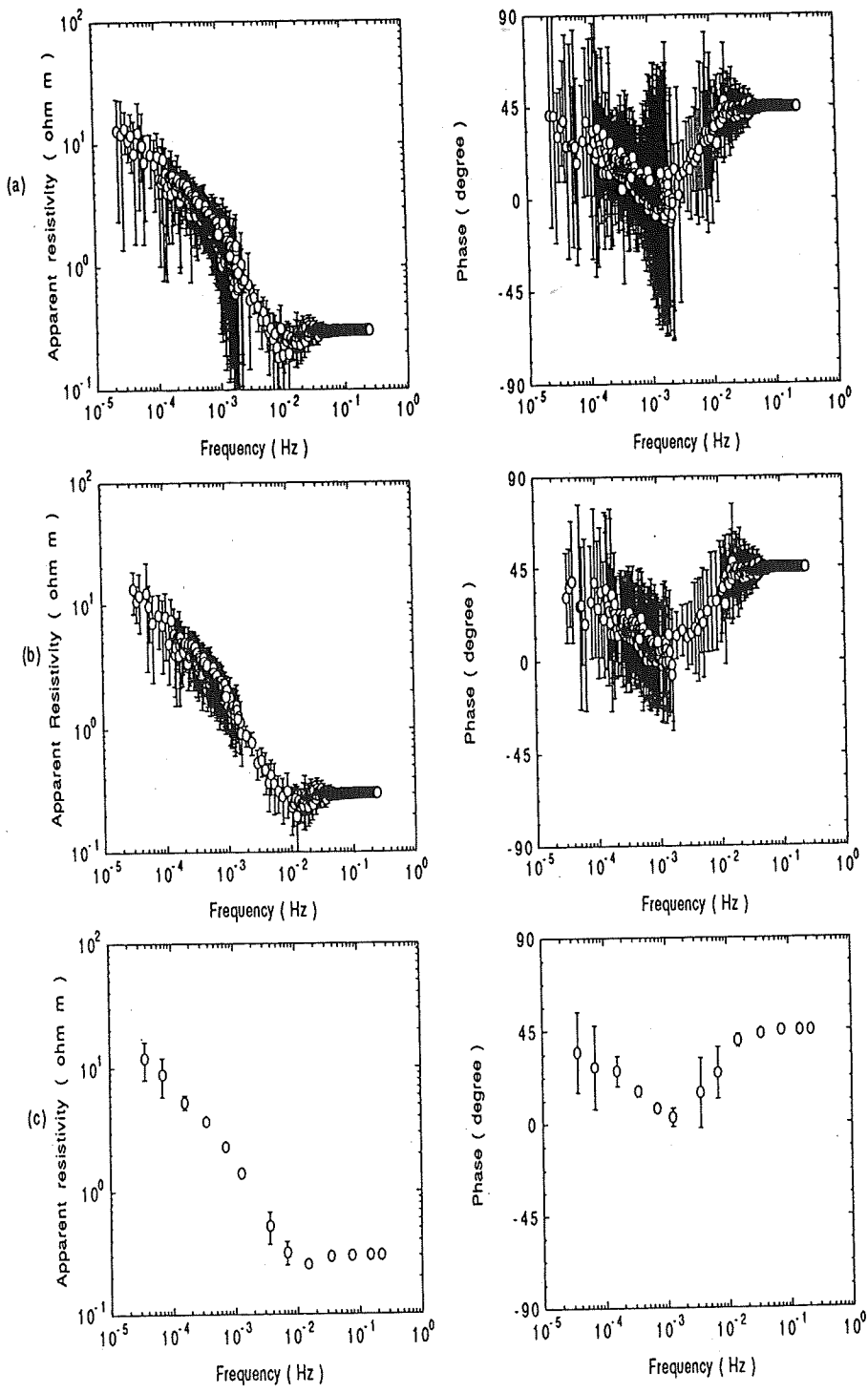
D = 3km



D = 2km



第3図 海の深さDの見積り。左から順にDの値が2、3、4 kmのときの実測値 (実線) とモデル計算値 (○と□) の見かけ比抵抗 (上、単位: ohm m) と位相 (下、単位: degree) を示す。モデル計算は海底が100 ohm m (○)、1000 ohm m (□) の場合を表す。横軸は周波数 (単位: Hz)。



第4図 海底ケーブルを用いて測定した電位差と柿岡・グアムの磁場から計算した、見かけ比抵抗 (左、単位: ohm m) と位相 (右、単位: degree)。(a)は $d\rho_a/p_a < 0.9$ を満たすもの、(b)はエラーの大きいものを取り除いたもの (基準は本文参照)、(c)は周波数方向に平均をとったものを表す。横軸は周波数 (単位: Hz)。

準を満たした一番長い周期は12時間だった。 5×10^4 Hzから 2×10^3 Hzではコールドケーブルとホットケーブルのデータが重なっている。つなぎ目に不自然さはないので、ホットケーブルでも正しく誘導電場を見積もっていると考えてよい。第4図(b)は、エラーの大きいものを取り除いた値を描いた。基準は 10^4 Hz以下で $dp_s/\rho_s < 0.8$ 、 $10^4 \sim 2 \times 10^4$ Hzで $dp_s/\rho_s < 0.7$ 、 2×10^4 Hz以上で $dp_s/\rho_s < 0.5$ とした。ほぼ均質なデータになったと考えられる。第4図(c)は、周波数方向に平均をとったものを描いた。 3×10^5 Hzから 2×10^1 Hzまで13点のデータが得られた。ここでのエラーは平均値のエラー¹⁶⁾を採用した。これは平均操作に対するエラーでありデータのよしあしは考慮していない。エラーの大きいものを除いたことでデータは均質になっていると考えデータの質を考慮しなくてもよいと判断した。

上で得られた13点のデータを最もよく説明する電気伝導度分布が、第5図である。マリアナトラフの電気伝導度分布⁷⁾を参考に4層の初期モデルを定め、それを入力値にして計算した。その際に、最も長周期のデータのエラーを減らして重みを付けた。見かけ比抵抗と位相について、実測値と計算値を第6図に示す。残差は 5.9×10^{-5} だった。第5図からわかることは

(1) 大まかにいって、海・低電気伝導度層・高電気伝導度層という三つの層に分けられる、

(2) 海面下約130kmに高電気伝導度層がある、
の二点だと結論することができる。

6. 考察

フィリピン海プレートと太平洋プレートについて既にいくつか報告がある。それらは海底に磁力計や電位差計を設置して数日から数ヶ月観測を続けその地点の電気伝導度を求めた研究である。第7図に(a)本研究、(b)フィリピン海プレート⁷⁾、(c)太平洋プレート^{4),5),6),8)}の電気伝導度分布を示す。フィリピン海プレートとしてマリアナトラフとマリアナ前弧を選び、太平洋プレートはアメリカ西海岸沖から日本の三陸沖に到るプレートの各年代を表現する地点を選んだ。

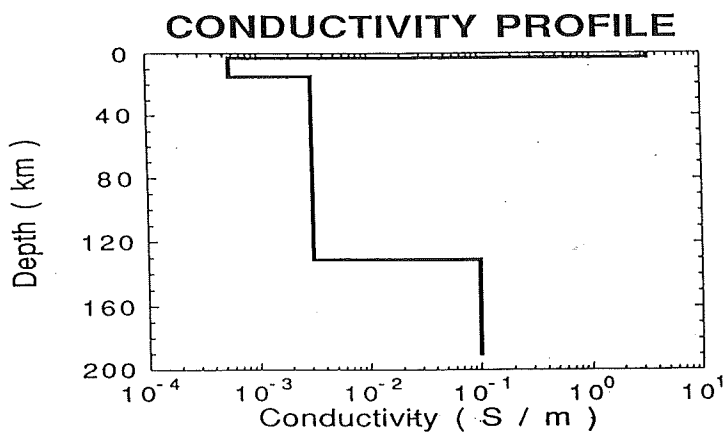
第7図から、(a)に描かれた広い範囲の平均的な分布と(b)・(c)に描かれた一点で求めた分布がよく似た傾向にあることがわかった。共通しているのは、

(1) 高電気伝導度層が存在する、

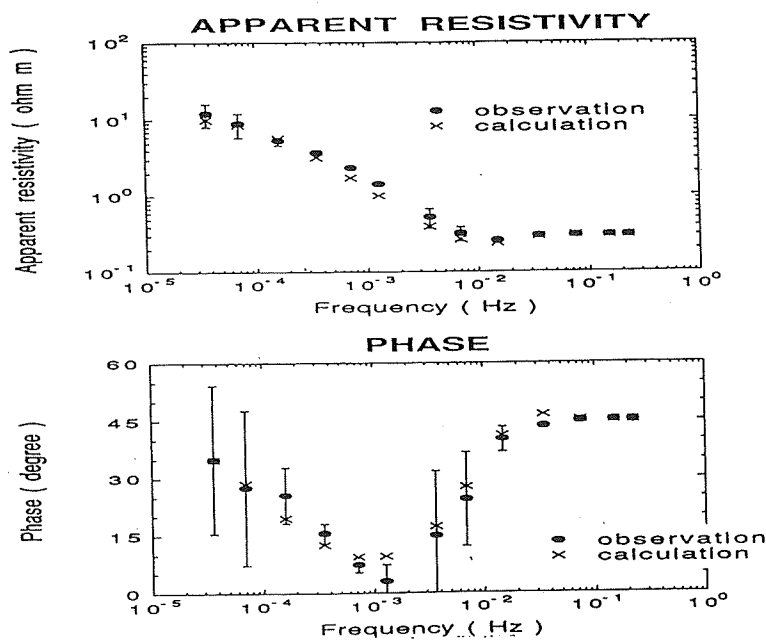
(2) 高電気伝導度層の値は 10^1 S/m程度である、

という二点が挙げられる。第7図(b)・(c)の浅いところの低電気伝導度層とその下の高電気伝導度層はそれぞれリソスフェアとアセノスフェアに対応づけられている。(1)・(2)から第7図(a)もリソスフェアとアセノスフェアの対比で説明できる分布を示していると解釈でき、このような構造が海底の広い範囲にわたって存在することを意味していると考えられる。

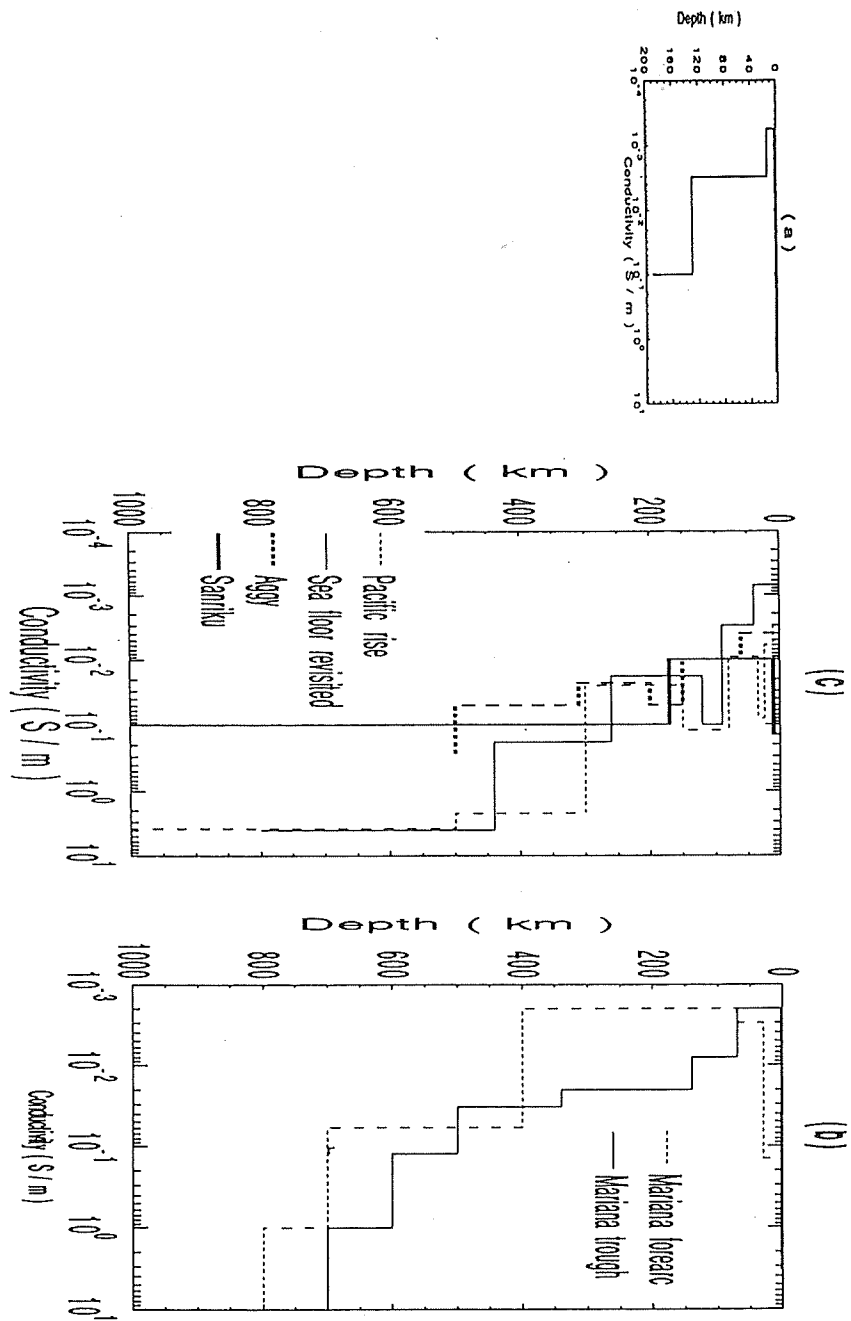
ただ、(a)ではリソスフェアに対応する部分の厚さが120km程度ある。これはフィリピン海プレートの年代を考えるとずいぶん厚い。というのは、プレートが古くなるにつれて厚みを増していく様子を電気伝導度で見るとリソスフェアに対応する部分がだんだん厚くな



第5図 インバージョンで求めた二宮ーグアム間の海底の平均的な電気伝導度分布。横軸は電気伝導度 (単位: S/m)、縦軸は深さ (単位: km)。



第6図 実測値 (●) と最適モデル (×) の見かけ比抵抗 (上、単位: ohm m) と位相 (下、単位: degree)。横軸は周波数 (単位: Hz)。



第7図 海底の電気伝導度分布。(a)本研究、(b)フィリピン海プレート⁷⁾、(c)太平洋プレートの電気伝導度分布^{4),5),6),8)}を表す。

ると考えられているが、それによると厚みは30myで80km、75myで135km程度だからである。^{4),5),6),7),8)}また、伊豆・小笠原付近のフィリピン海プレートは電気伝導度でみるとリソスフェアの厚さが30kmくらい、という報告がある。¹⁴⁾これらを適用すると(a)のリソスフェアはフィリピン海プレートをみているのではないことが示唆される。

それでは、(a)の低電気伝導度層は何をみているのだろうか。一次元の計算からははっきりしたことはわからないが、可能性として二次元・三次元の不均質構造の影響を挙げることができると思う。そこで不均質構造の影響を定性的に考えてみる。

不均質とは、具体的に、北側に日本列島・日本海・ユーラシア大陸があること、東側に太平洋プレートの沈みこみがあることを指す。このような構造を念頭におき、外部磁場が一様で電気伝導度分布が二次元的である場合について、予備的なモデル計算¹⁴⁾を行ってみたところ、北側の大陸より東側の太平洋プレートのほうが影響が大きいことがわかった。このことから、電流が沈み込み帯に沿ってフィリピン海プレート側を流れる効果が現われて、見かけ上、現実のフィリピン海プレートとは違った様子を示していると推測できる。この考えを確認するために、将来、二次元の計算を行う必要があるだろう。

7. 結論

二宮ーグアム間の海底ケーブルを用いて、両端の電位差測定を行った。周期数秒から1日までの外部磁場の変動に対して、ケーブルは高感度のセンサーであることがわかった。電位差と柿岡・グアムの磁場からMT法を使って、二宮ーグアム間の平均的な海底の電気伝導度分布を求めたところ、上から順に海・低電気伝導度層・高電気伝導度層となることがわかった。高電気伝導度層の上面の深さ130kmは、フィリピン海プレートのリソスフェアとしては厚すぎる。不均一の影響が現われている可能性がある。

謝辞

上嶋誠助手には二次元モデル計算などに関して指導、協力していただきました。笹井洋一助手からは貴重な助言をいただきました。温度測定では、木下肇教授及び地球ダイナミクス部門の方々に大変お世話になりました。また、地球電磁気部門の皆様の数々の助言と温かい協力は、研究をすすめるにあたって大きな励みになりました。この場をかりて、厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 1) Lanzerotti, L. J., C. H. Sayres, L. V. Medford, J. S. Kraus and C. G. MacLennan, Earth potential over 4000km between Hawaii and California, *Geophys. Res. Let.*, 19, 1177-1180, 1992
- 2) 行武毅、笠原順三、Geo-TOC計画の現状、月刊海洋、24、403-407、1992
- 3) Meloni, A., L. J. Lanzerotti, and G. P. Gregori, Induction of currents in long submarine cables by natural phenomena, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21, 795-803, 1983
- 4) Filloux, J. H., Oceanic electric currents, geomagnetic variations and the deep electrical conductivity structure of ocean-continent transition of central California, Ph.D. Thesis, 166pp., Univ. of Calif.,

San Diego, La Jolla, 1967

- 5) Filloux, J. H., Magnetotelluric soundings over the northeast Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of the asthenosphere, *Earth Planet. Sci. Let.*, 46, 244-252, 1980
- 6) Filloux, J. H., Magnetotelluric Experiment over the ROSE Area, *J. Geophys. Res.*, 87, 8364-8378, 1982
- 7) Filloux, J. H., Seafloor Magnetotelluric Soundings in the Mariana Island Arc Area, in The tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands : part 2, *Geophys. Monogr. Ser.*, 27, edited by D. E. Hayes, pp.255-265, AGU, Washington, D.C., 1983
- 8) Yukutake, T., J. H. Filloux, J. Segawa, Y. Hamano, and H. Utada, Preliminary Report on a Magnetotelluric Array Study in the Northwest Pacific, *J. Geomag. Geoelectr.*, 35, 575-587, 1983
- 9) Duffus, H. J., and N. R. Fowler, On planetary Voltages, ocean tides, and electrical conductivity below the Pacific, *Can. J. Earth Sci.*, 11, 873-892, 1974
- 10) Yumoto, K. Y., Tanaka, T., Oguti, K., Shiokawa, Y., Yoshimura, A., Isono, B. J., Fraser, F. W., Menk, J. W., Lynn, M., Seto, and 210°MM Magnetic Observation Group, Globally coordinated magnetic observations along 210° magnetic meridian during STEP period : 1. Preliminary results of low-latitude Pc 3's, *J. Geomag. Geoelectr.*, 44, 261-276, 1992
- 11) Chave, A.D., D. S. Luther, L. J. Lanzerotti, and L. V. Medford, Geoelectric field measurements on a planetary scale : oceanographic and geophysical applications, *Geophys. Res. Let.*, 19, 1411-1414, 1992
- 12) Larsen, J.C., Transport measurements from in-service undersea telephone cables, *IEEE J. Ocean. Engin.*, 16, 313-318, 1991
- 13) 藤井郁子、海底ケーブルを用いた電位差観測から推定した海底の電気伝導度分布、修士論文、東京大学、53pp.、1993
- 14) Utada, H., A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, Ph.D. Thesis, Univ. of Tokyo, 409pp., 1987
- 15) ベンダット, J., S., A., G., ピアソル、ランダムデータの統計的処理、401pp.、培風館、1988
- 16) 村上征勝、工業統計学、208pp.、朝倉書店、1988