

F. Kuhnke, E.-K. Blohm

Sondierungen mit vertikal-magnetischem Dipol auf dem Campbell-Gletscher (GANOVEX IV)

Im Folgenden soll von einem während der GANOVEX IV - Expedition zum ersten Male in der Antarktis eingesetzten aktiven elektromagnetischen Verfahren berichtet werden.

Für Sondierungen in vereisten Regionen lassen sich elektrische Dipole nicht einsetzen. Die hohen spezifischen elektrischen Widerstände des Eises würden bei handhabbaren Spannungen keinen nennenswerten Strom fließen lassen; das künstlich erzeugte Feld wäre für Sondierzwecke viel zu schwach. Erfolgversprechende Messungen erwartet man daher nur bei induktiver Ankopplung durch den magnetischen Dipol. Für unsere Messungen in der Antarktis wurde deshalb die Einspeisung mit vertikalem magnetischen Dipol vorgesehen.

Ein Blockdiagramm der gesamten Meßeinrichtung für elektromagnetische Sondierungen mit vertikal-magnetischem Dipol (VMD) zeigt Fig. 1 .

Der Sender besteht aus einer horizontal liegenden quadratischen

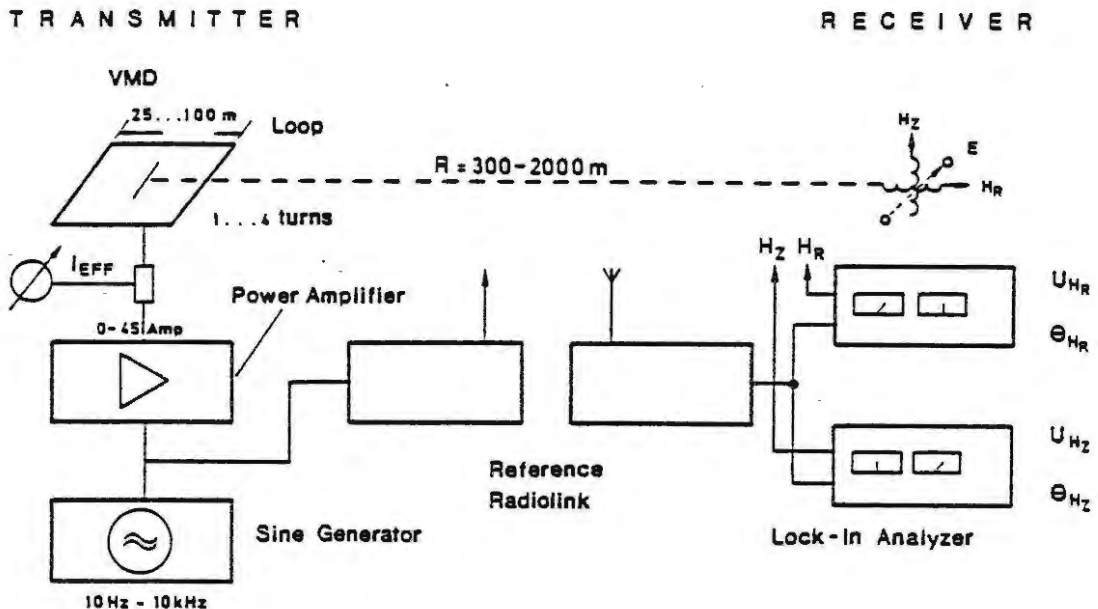


Fig. 1 Das Meßprinzip der VMD-Sondierungen

Spule von 25 bis 100 Metern Kantenlänge und ein bis vier Windungen. Die Spule wird an einem Leistungsverstärker betrieben (I_{max} : 42A), den ein Sinusgenerator ansteuert. Der typische Arbeitsfrequenzbereich beträgt 10Hz bis 8kHz.

Da die Spulenfläche und vor allem der aktuelle elektrische Spulenstrom das Dipolmoment und damit das Quellenfeld bestimmen, wird vorab die Geometrie der Spule sowie der jeweils aktuelle Strom gemessen und registriert.

Zur Korrelation der Empfangssignale mit dem Sendesignal wird während des Sendebetriebs die Steuerfrequenz als Referenzfrequenz durch eine VHF (FM) Funkverbindung im Zeitbereich an die Empfangsstation übertragen.

Am Empfangsort werden wenigstens die Vertikal- und Radialkomponente des herrschenden magnetischen Wechselfeldes aufgenommen. Als Sensoren dienen breitbandige Induktionsspulen-Magnetometer. Ihre Ausgangsspannungen werden mit nachgeschalteten Lock-in-Analysen, das sind sehr schmalbandige Wechselspannungsmeßgeräte, nach Betrag und Phase gemessen. Die Bezugsphase stellt die per Funk übermittelte Referenzfrequenz mit ihren Nulldurchgängen dar.

Für die Aufnahme des Elektrischen Feldes auf Eis gelten ähnliche Überlegungen wie für dessen Erzeugung. Lediglich zu Versuchszwecken wurde deshalb eine eigentlich redundante Meßstrecke für das tangentielle elektrische Feld mit Auslagen von +25m vorgesehen. Als Elektroden benutzten wir engmaschiges Drahtgeflecht von jeweils etwas mehr als einem Quadratmeter Fläche.

In der Fig. 1 nicht eingetragen ist die jeweilige Energieversorgung der Sende- bzw. Empfangsstation. Gerade auf der Senderseite ist wegen der großen bereitzustellenden Energien hierfür ein nicht zu unterschätzender technischer und logistischer Aufwand nötig.

Die Auswahl und Zusammenstellung der Bausteine des Senders sowie dessen Betrieb besorgte Dr. E.-K. Blohm vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB), Hannover.

Die Induktionsmagnetometer (SCM5) sind Sonderanfertigungen des Instituts für Nachrichtentechnik der TU Braunschweig mit 400mm Kernlänge; zugeschnitten auf den gewählten Arbeitsfrequenzbereich von 10Hz bis 10kHz.

Als E-Feld-Vorverstärker wurde ein für die Audiomagnetotellurik-Messungen entwickelter benutzt. Die zu erwartende Störraum in der Antarktis ließ uns auf Eingangsfilterschaltungen verzichten; lediglich Schutzdioden gegen Überspannung am Eingang, die wegen der geringen Luftfeuchtigkeit und der damit verbundenen hohen statischen Elektrizität zu erwarten war, wurden beibehalten.

Als eigentliche Meßgeräte waren pro Empfangsstation jeweils zwei Lock-in-Analysen der Firma EG&G Brookdeal Electronic (Princeton Applied Research) Typ 5206 vorgesehen; so konnten simultan zwei Komponenten erfaßt werden. Die Meßwerte können analog oder digi-

tal, wahlweise auch über einen Rechner mit IEC-Bus, ab- bzw. ausgelesen werden.

Desweiteren stand zur Beobachtung der magnetischen Aktivität im genannten Frequenzbereich noch ein Niederfrequenz-Spektrum-Analysator der Firma Nicolet (Typ 440B) zur Verfügung.

Insgesamt nahmen wir 31 Sondierungen vor. Als die Empfangsstationen im eigentlichen Meßgebiet, auf dem Campbell-Gletscher, betrieben wurden, fielen sie nacheinander aus. Nach ersten Versuchsmessungen verzichteten wir schließlich ganz auf die Lock-in-Analyser und benutzten statt dessen den Nf-Analyser in Verbindung mit den SCM5-Sensoren. Die mit dieser Meßgerätekonfiguration durchgeführten Sondierungen lieferten sehr saubere Meßergebnisse, die sich später auch gut auswerten ließen.

Alle auf dem Gletscher gewonnenen Meßergebnisse wurden noch vor Ort einer vorläufigen Auswertung unterzogen. Dadurch sollten fehlerhafte Messungen rechtzeitig erkannt bzw. vermieden werden. Diese Auswertung bestand im Wesentlichen aus der sogenannten q_a/z_a - Transformation, MUNDY u. BLOHM (1984). Dabei wird der Quotient der Beträge von z- und r-Komponente des magnetischen Feldes am Empfangsort für jede Meßfrequenz mit der entsprechenden theoretischen Kurve für den homogenen Halbraum gefaltet. Letztere ist aber nicht über der Frequenz, sondern über dem dimensionslosen Induktionsparameter r/p (Sender-Empfänger-Abstand dividiert durch Skin-Eindringtiefe) aufgetragen. Diesen Funktionsverlauf hatten wir für die Handauswertung im Bereich: $\text{Hz}/\text{Hr}=200 \dots 0.1$ bzw. $r/p=0.1 \dots 19.46$ hinreichend fein tabelliert.

Die derart invertierten Kurven ließen sich zusammenfassend in drei Gruppen einteilen. Während die der Gletschermittte zugewandten einen mehr oder weniger konstanten q_a -Wert bis in große Tiefen zeigten, wichen die mehr am östlichen Gletscherrand gemessenen Kurven davon ab und wiesen auf einen besseren Leiter in der Tiefe hin, dazwischen gab es Mischformen. Entgegen allen Erwartungen stimmte das Tiefenmaß jedoch nicht mit der aus Radio-Echo-Sounding-Messungen (RES, Gruppe Engelhard, Münster) bekannten Eisdicke überein. Üblicherweise waren die durch die Transformation ermittelten Tiefen durchweg um den Faktor zwei bis drei größer.

Lediglich die Anfangswiderstände deuteten bereits auf einen spezifischen elektrischen Widerstand des Eises von etwa $24\text{k}\Omega$ hin.

Die endgültige Auswertung der Meßdaten erfolgte dann mit Hilfe eines Inversionprogrammes nach der Marquardt-Methode, MARQUARDT (1963), an der Institutsrechenanlage. Es ist dies eine Methode der verallgemeinerten Matrixinversion mit Stabilisierung der oftmals fast singulären Matrix durch eine additive Größe bei den Hauptdiagonalelementen. Eine umfassende Beschreibung der zugehörigen Theorie findet man bei MENKE (1984); eine auf ein transient-elektromagnetisches Verfahren zugeschnittene Arbeit, in der eben diese Inversionsstrategie ausführlich dargelegt ist, stammt von WEIDELT (1984).

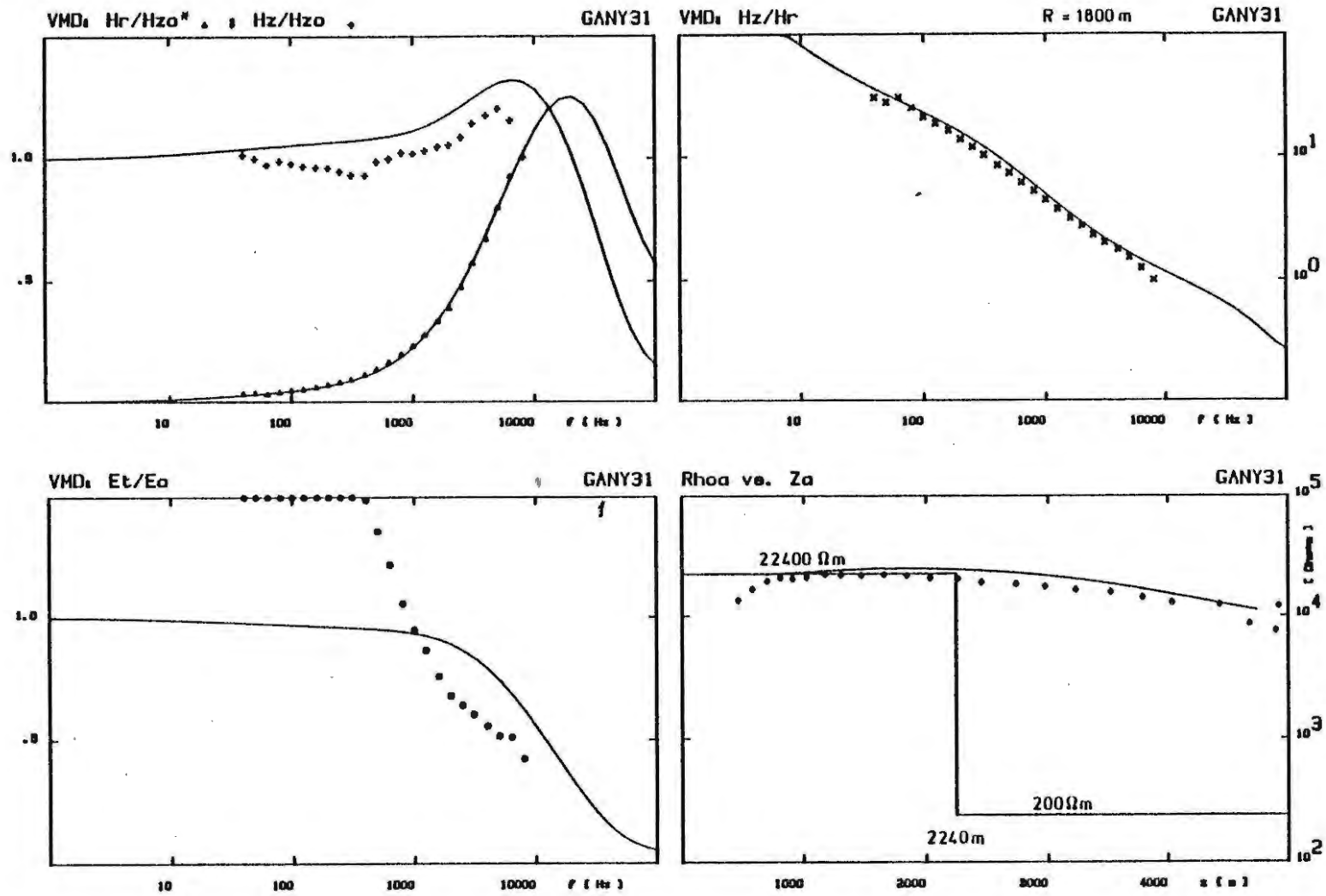


Fig. 2 Zusammenschau der Meßkurven aus Messung No. 31

Im Gegensatz zu der vorab beschriebenen Felddauswertung der relativen Größe Hz/Hr konnte jetzt durch Berücksichtigung der Magnetometer-Übertragungsfunktion jede Komponente auch absolut bzw. normiert auf das Quellenfeld (Hzo) am Empfangsort ausgewertet werden. Dadurch ließen sich zu jeder bisherigen Hz/Hr-Kurve jeweils noch zwei weitere, eigentlich redundante Kurven nämlich: Hz/Hzo und Hr/Hzo berechnen. Von Messung No.18 ab liegt zusätzlich noch die versuchsweise gemessene Kurve des tangentiellen elektrischen Feldes: Et/Eto vor.

Eine Zusammenschau all' dieser Meßwerte (Symbole Δ , +, x) inklusive theoretischer Modellkurven für die Messung No.31 zeigt beispielhaft die Fig. 2 .

Oben links sind in einem Diagramm die jeweils auf das Quellenfeld bezogenen Feldkomponenten Hz/Hzo (+) und Hr/Hzo (Δ) über der Frequenz aufgetragen. Während die erstgenannte Größe für niedrige Frequenzen gegen eins geht, beginnt die zweite für ebensolche Abszissenwerte nahe Null. Sie weicht umso mehr von Null ab, je mehr "Induktion" oberflächennah stattfindet. Oder bildlich gesprochen, je näher der "gespiegelte" Sendedipol mit zunehmender Frequenz an die Erdoberfläche rückt.

Im oberen rechten Diagramm ist die für die ga/za-Transformation nötige Größe Hz/Hr dargestellt. Nicht nur aufgrund der logarithmischen Ordinate wirkt diese Kurve wesentlich glatter als es die beiden erstgenannten tun. Die Einzelkomponenten streuen auch wegen eines meßtechnischen Umstandes stärker: Den als Meßinstrument benutzten Niederfrequenz-Analyser kann man auch als eine große Filterbank verstehen. Deren einzelne Durchlaßbereiche schließen sich bei ca. -1.4dB aneinander an. Da die Mittenfrequenz eines jeden Filters durch die Wahl der oberen Analysator-Frequenzgrenze festliegt, muß die jeweilige Meßfrequenz exakt in die Filtermitte fallen, um fehlerfrei gemessen zu werden. Das konnte aber wegen der am Sender manuell einzustellenden Arbeitsfrequenz nicht immer erreicht werden. Der maximale Fehler kann, sofern die Meßfrequenz genau zwischen zwei Filtermittenfrequenzen zu liegen kommt, bis zu 15% betragen ($-1.4\text{dB} \approx U^*/U = 10\exp(-1.4/20) = 0.85$). Für die Relativgröße Hz/Hr treffen die vorgenannten Überlegungen nicht zu. Der geschilderte systematische Fehler tritt ja in beiden nacheinander gemessenen Komponenten gleichermaßen auf und fällt deshalb bei der Division heraus!

Für die Inversion solchermaßen gewonnener Meßkurven mit einem automatisch arbeitenden Programm ist die Anpassung der Relativgröße Hz/Hr demnach am besten geeignet. Die damit ermittelten Parameter: spezifische Widerstände und Schichtmächtigkeiten, werden weiter unten mitgeteilt.

Die Fig. 2 zeigt aber nicht nur die Magnetfeldkomponenten bzw. ihren Quotienten, sondern auch das tangentielle elektrische Feld (unten links). Nach Auswertung aller vorliegenden Kurven mußten wir feststellen, daß die E-Feldkomponenten mit zunehmendem Sender-Empfänger-Abstand immer schlechter bestimmt wurden. Die ermittelten Meßwerte lagen zwar immer in der richtigen Größenordnung, eine quantitative Auswertung wurde aber nicht vorgenommen. Grundsätzlich wurden die Meßwerte bei tiefen Frequenzen

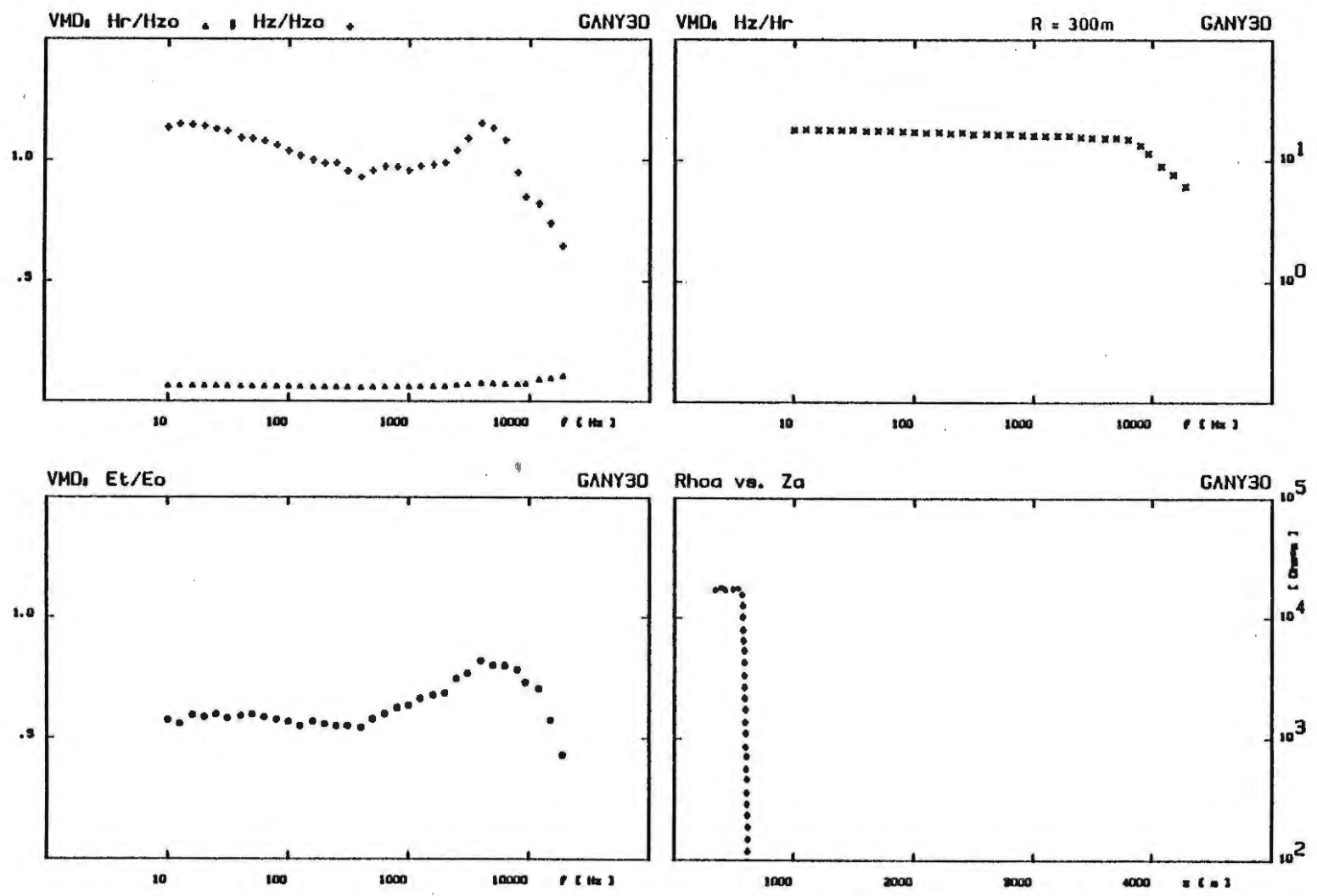


Fig. 3 Beispiel für die Überkopplung von Hz auf Hr bei Messung No. 30

stets über-, bei hohen Frequenzen jedoch unterbewertet. Letzteres mag noch als Tiefpaßverhalten der hochohmigen Quelle und der unvermeidbaren Eingangskapazitäten des Verstärkers verstanden werden; für das ungewöhnliche tieffrequente Verhalten kann noch keine Lösung angeboten werden.

Bei geoelektrischen Sondierungen nach Schlumberger, allerdings mit tieffrequentem Wechselstrom (45Hz), traten ähnliche Effekte auf, BLOHM, pers. Mitteilung. Hier ließen sich für kleine Auslagen noch vernünftige spezifische elektrische Widerstände ermitteln, bei großen Auslagen wuchs die Meßspannung jedoch so stark an, daß sich eine übersteile Sondierungskurve ergab. Möglicherweise hängt das mit den Spalten und Klüften im Gletschereis zusammen. Bei kurzen Meßdistanzen sind wenige oder keine zwischen Sender und Empfänger anzutreffen, mit größerem Abstand wächst ihre Zahl an.

Diese wenig ermutigenden Ergebnisse der E-Feld-Messungen machen deutlich, wie problematisch der Einstaz der Magnetotellurik auf Eis sein kann. Denn gegenüber der von uns angewandten VMD-Methode ist die MT auf die korrekte Erfassung des E-Feldes angewiesen.

Das letzte Teilbild der Fig. 2 (unten rechts) zeigt schließlich die g_a/z_a -transformierte Hz/Hr-Kurve. Im Nachhinein läßt sich sagen, daß diese Transformation den spezifischen Widerstand der obersten Schicht eigentlich durchweg gut bestimmt hat, Mächtigkeiten wie in diesem vorliegenden Beispiel aber nicht erkennt oder anzeigt.

Zusätzlich sind in dieses Diagramm die der theoretischen Berechnung zugrundeliegenden Schichtmodelle eingetragen. Hier ein Zweischichtfall mit 2240 und 200 Ohmm spez. elektr. Widerstand sowie 2240m Mächtigkeit.

Bei der Durchsicht aller gewonnenen Meßkurven fiel auf, daß besonders die bei geringer Sender-Empfänger-Distanz gemessenen nicht den charakteristischen Abfall der Hz/Hzo- bzw. Anstieg der Hr/Hzo-Kurve zeigten. Ursache ist der in diesen Fällen kleinere Induktionsparameter, vergl. auch MUNDY (1983):

$$\left(\frac{r}{\Lambda}\right)^2 = r^2 \frac{\omega \mu_0}{8\pi^2 g} = r^2 \frac{\mu_0}{4\pi g} f = \left(2\pi \frac{r}{p}\right)^2$$

r Sender-Empfänger-Abstand

Λ Wellenlänge der ebenen harmonischen Welle der Frequenz f im homogenen Halbraum mit dem spez. Widerstand g

μ_0 Vacuumpermeabilität

p Skineindringtiefe $\sqrt{2/\omega\mu\sigma} = \sqrt{g/\pi f\mu}$

Er ist das Quadrat der auf die Skineindringtiefe (im Halbraum) normierten Sender-Empfänger-Entfernung; proportional der Frequenz f aber auch proportional dem Quadrat des S-E-Abstandes r.

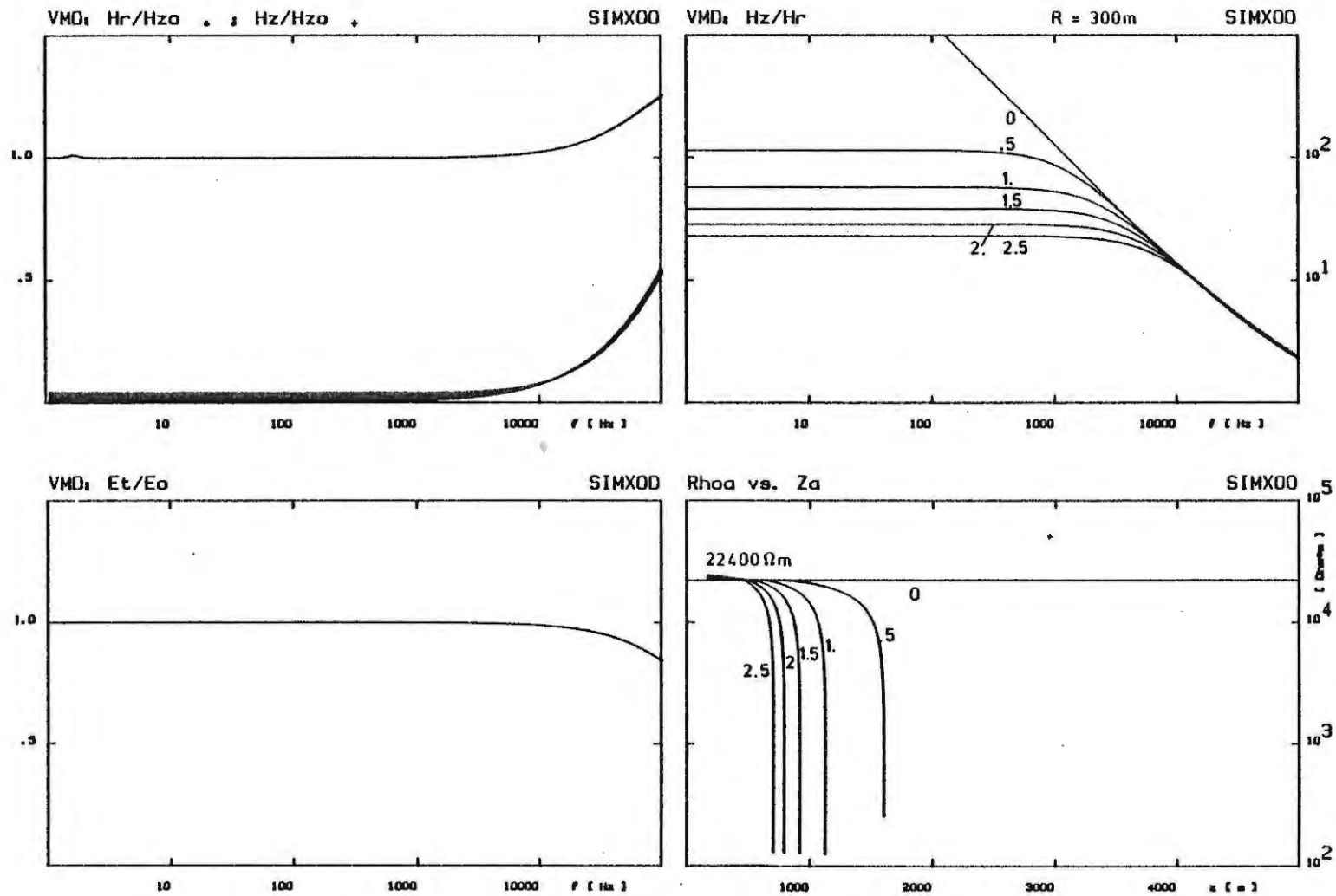


Fig. 4 Modellkurven bei Neigung der Empfangsmagnetometer
Parameter: Drehwinkel in Grad

Verkleinert man den Abstand, z.B. den der Fig. 2 zugrundeliegenden von $r=1800\text{m}$ auf $r=600\text{m}$, so verschieben sich die Kurven bei gleichen Skalen um etwa eine Dekade nach rechts, bzw. müßten bei festen Kurven die Skalen um eine Dekade nach links verschoben werden.

Diese "neuen", verschobenen Kurven geben den Befund der Meßkurven exakt wieder: Wegen des geringen S-E-Abstandes überwiegt das primäre Quellenfeld, d.h. H_z/H_{z0} ist nahezu konstant gleich eins. Effekte der Induktion des tiefliegenden besseren Leiters ($d > r!$) treten nicht auf oder werden durch den auch für den Halbraumfall üblichen Anstieg der H_r/H_{z0} -Kurve überdeckt. Aus solchen Meßkurven, bei denen $H_z/H_{z0} \sim 1$ bzw. $H_r/H_{z0} \ll 1$ ist, kann bestenfalls ein Halbraumwiderstand ermittelt werden.

Leider ist ein großer Teil der Messungen von diesem Typ; d.h. ist der Sender-Empfängerabstand zu klein gewählt worden. Als Mindestabstand sollten bei ähnlichen, zukünftigen Messungen deshalb 1000m nicht unterschritten werden.

Den Sondierungskurven kurzer S-E-Distanz kann noch ein weiterer Effekt entnommen werden: Die normalerweise stetig fallenden H_z/H_r -Kurven zeigen im Bereich tiefer Frequenzen ein z.T. über mehrere Dekaden sich erstreckendes Plateau ($H_z/H_r = \text{const.}$) Fig. 3.

Ursache dafür ist ein ebenfalls über einen weiten Frequenzbereich konstanter, deutlich erhöhter Wert für H_r/H_{z0} , eine Art Offset. Es ist dies ein kleiner übergekoppelter Anteil der großen H_z -Komponente. Hervorgerufen wird dieses Übersprechen durch einen kleinen Fehlwinkel, z.B. zwischen den Vertikalachsen der Instrumente. Als Instrumente sind hier die Empfängermagnetometer, aber auch der Sendedipol gemeint. Gerade der Dipol schafft aber die Probleme. Während die Magnetometer dank eingebauter Libellen hinreichend genau horizontal bzw. vertikal ausgerichtet werden können, ist das beim Dipol gar nicht durchführbar. Die Dipolachse ist mit der Normalen auf die vom Spulenkabel umschlossene Fläche gleichzusetzen. Die Lage der Kabel wird aber vorwiegend durch die Topographie am Sendeort bestimmt: Je nach Blickrichtung sind Mißweisungen bis nahezu vier Grad aufgetreten.

Zu den durch Geländeunebenheiten verursachten Ausrichtungsfehlern treten noch solche durch Einschmelzvorgänge hinzu. Die Sendekabel erwärmen sich nicht nur wenn sie vom elektrischen Strom durchflossen werden. Da sie gegenüber dem Eis eine geringere Reflektivität besitzen, heizen sie sich auch bei Sonneneinstrahlung auf. Beides bewirkt ein Einschmelzen der Kabel bis zu einigen Dezimetern innerhalb weniger Betriebstage.

Intensive Sonneneinstrahlung kann auch das Magnetometer-Stativ treffen und so das anfänglich horizontalisierte Instrument dejustieren.

Auf die Interpretationsschwierigkeiten bei Messungen mit gegeneinander geneigten Achsen hat schon SINHA (1980) hingewiesen. So ist es z.B. möglich, aus einem Halbraumfall durch Einführung

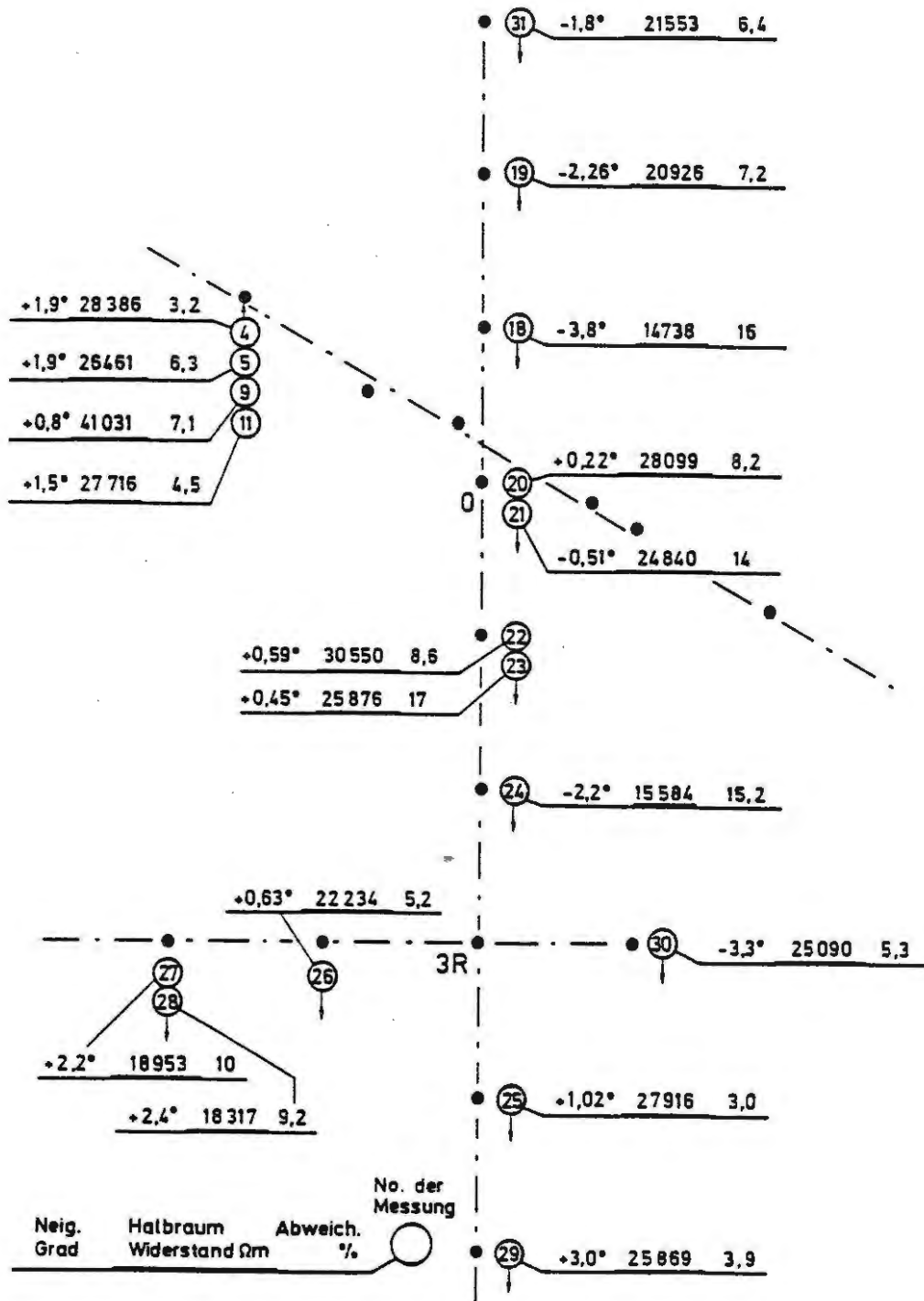


Fig. 5 Halbraum- und Neigungswinkelanpassung sämtlicher auswertbarer Meßkurven vom Campbell-Gletscher

eines kleinen Neigungswinkels einen scheinbaren Zweischichtfall zu erzeugen.

Als Beispiel für den Einfluß eines kleinen Neigungswinkels der Empfangsstation mag, korrespondierend zu Fig. 3, Fig. 4 dienen.

In bekannter Form sind Halbraum-Modellkurven ($\sigma_H=22400\text{Ohmm}$) dargestellt; Parameter ist der Drehwinkel in Grad der z- und r-Komponente um die Verbindungslinie Sender-Empfänger als Drehachse.

Deutlich ist die Plateau-Bildung bei den Hz/Hr-Kurven (oben rechts) zu erkennen, ebenso die Indikation für einen Zweischichtfall großen Widerstandskontrastes bei den σ_a/σ_z -Transformierten (unten rechts). Naturgemäß zeigt die Hz/Hzo-Kurve (oben links) keine, die Hr/Hzo-Kurve eine geringe Veränderung mit dem Neigungswinkel.

Wir haben deshalb davon abgesehen, die Kurven kleinen S-E-Abstandes als Zwei- oder Mehrschichtfall auszuwerten. Statt dessen haben wir in das Inversionsprogramm (VMD1) einen weiteren anzu-passenden Parameter, den Neigungswinkel der Magnetometer-Komponenten, eingeführt (VMD2; Drehachse = Senkrechte zu Hz und Hr). Diese nullte Näherung an das Problem gibt schon eine sehr gute Anpassung der Modellkurven an die Meßkurven. Eine weitergehende Annäherung, d.h. Berücksichtigung der tatsächlichen Neigung der Sendedipolachse in beliebige Richtungen etc. konnte aus Zeitgründen nicht mehr vorgenommen werden. Es hätte nämlich bedeutet, nun auch horizontale Dipolkomponenten in die Vorwärtsrechnung sowie deren partielle Ableitungen nach den Parametern in die Inversion einzubeziehen.

Die mit der Neigung um nur eine Achse aus den Meßdaten berechneten Winkel stimmen qualitativ recht gut mit den geodätisch ermittelten überein. Sämtliche Ergebnisse dieser Halbraum- und Winkelanpassung zeigt Fig. 5.

Darin sind für jeden Meßpunkt der Neigungswinkel, der spezifische Halbraumwiderstand und das quadratische Mittel der Abweichungen aller Meßwerte von den Modellkurven in Prozent angegeben. Tendenziell erkennt man bei den späten Messungen (18-31) mit Senderaufstellung am Punkt 3R (sonst Sender bei O!) jeweils den Vorzeichenwechsel des Neigungswinkels bei in Opposition gelegenen Meßpunkten. Lesebeispiel: Messung No.30, Neigung -3.3 Grad, Messungen No.27 und No.28, Neigungen +2.2 und + 2.4 Grad.

Es darf nicht verwundern, daß hierbei auch Ausreißer auftreten. Schließlich ist der Untergrund kein idealer Halbraum, gibt es einfallende unter dem Eis sich fortsetzende Gebirgsgrate des Mt. Queensland und die schon erwähnten unkontrollierbaren Einschmelzprobleme bei Sender und Empfänger während der Messungen.

Wenn auch das großräumig angelegte Programm eines Profiles vom Ross-See über das transantarktische Gebirge hinweg bis auf das Polarplateau während der Expedition aus logistischen Gründen nicht verwirklicht werden konnte, haben wir bei kleinräumigen Messungen auf dem Campbell-Gletscher viele Erkenntnisse und Er-

fahrungen für zukünftige Messungen dieser Art gewonnen; zusammengefaßt sind dies:

- o Der spezifische elektrische Widerstand des Eises kann für die Lokation auf dem Campbell-Gletscher mit 20-30kOhmm, typisch etwa 22400 Ohmm angegeben werden. Er liegt damit durchaus innerhalb der Werte, die vom Ross-Ice-Shelf oder Roosevelt Island bekannt sind, LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982).
- o Die Eisunterkante bzw. ein Leitfähigkeitskontrast Eis/Gestein wurde auch bei den größten Sender-Empfänger-Abständen nicht gefunden. Der spez. elektr. Widerstand des Gesteins muß also hier gleich dem des Eises sein.
- o Eine Schichtgrenze zum Liegenden ergab sich erst in ca. 2.2km Tiefe. Der spez. Widerstand des Liegenden ist etwa zwei Größenordnungen kleiner als der des Hangenden. Er wird bei der Inversion am schlechtesten aufgelöst und beträgt ca. 2200hmm.
- o Der Versuch gleichzeitig auch das redundante elektrische Feld auf dem hochohmigen Eis zu messen, muß speziell bei großen S-E-Abständen als Fehlschlag gewertet werden. Man sollte deshalb bei Magnetotellurik-Messungen auf Gletschern bzw. Eis große Umsicht walten lassen.
- o Ferner wurde festgestellt, daß das VMD-Verfahren besonders bei geringen S-E-Abständen sehr empfindlich auf kleine Ausrichtungsfehler der Instrumente reagiert. Hier können bereits kleine Neigungswinkel (>0.5 Grad) aus einem Halbraumfall einen Zweischichtfall entstehen lassen.

Literatur:

- Landolt-Börnstein, neue Serie V, Band Ib, Physikalische Eigenschaften der Gesteine, Kapitel 8, Springer, Berlin 1982.
- Marquard, Donald W., An Algorithm for least-squares Estimation of Nonlinear Parameters, J.Soc.Appl.Math., II, No.2, p.431f, 1963.
- Menke, William, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press Inc. Ltd., London, 1984.
- Mundry, E. Zweischicht-Modellkurven für einen quasi-stationären vertikalen magnetischen Dipol, NLFb-Bericht 95142, Aug. 1983.
- Mundry, E. und E.-K. Blohm, Frequency Electromagnetic Soundings using a vertical magnetic dipole, paper held on EAEG-Assembly London, June 1984; proceedings in preparation (Geophys. Prosp. 1986).

Sinha, A.K., A study of topographic and misorientation effects in multifrequency electromagnetic soundings, Geoexploration, Vol. 18, p. 111-133, 1980.

Weidelt, P., Bericht über die Inversion transient-elektromagnetischer Messungen über geschichtetem Untergrund, BGR-Bericht 96720, Juli 1984.

Mein Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die dieses Projekt unter der Nummer KE 83/58 gefördert hat. Ferner der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, die mich zur Teilnahme an der GANOVEX IV-Expedition einlud. Dem Alfred-Wegener-Institut für Polarforschung, Bremerhaven, das mich mit einer exzellenten Polarausrüstung versah. Herrn Prof. Kertz, der sich stets für das Projekt einsetzte. Ebe-Karsten Blohm, ohne dessen Sender keine der Messungen möglich gewesen wäre.

Schließlich gilt mein Dank unseren hilfreichen ausländischen Expeditions-Gästen, unserem Field-Guide Jack McConchie, dem Field-Assistent Richard Kellet und überhaupt allen anderen Kollegen vom GANOVEX-Team, der NSF und NZARP in McMurdo und Scott Base, die irgendwo am Zustandekommen und dem Ablauf der Expedition beteiligt waren.

Bedanken möchte ich mich auch bei all den Kollegen im Institut, die mich bei der Auswertung der Daten so tatkräftig unterstützt haben; allen voran Frl. Drews, Herr Maurer und natürlich Prof. Weidelt.