

K. SPITZER

"Zeitabhängigkeit der magnetotellurischen Impedanz:
Weitergehende Untersuchungen"

Diese Studie untersucht die zeitlichen Veränderungen der magnetotellurischen (MT) Impedanz im Periodenbereich von 20 bis 300 Sekunden in Hinsicht auf einen Bezug zu seismischen Aktivitäten. Zu diesem Zweck wurde der Impedanztensor für jeden Tag zweier Meßkampagnen, die im Herbst 1984 und Frühjahr 1985 durchgeführt wurden, bestimmt. Es wurden zwei Meßstationen eingerichtet, eine innerhalb eines tektonisch aktiven Gebietes, dem Oberrheingraben, in der Nähe von Haßloch/Pfalz, die andere außerhalb des Grabens bei Grasellenbach im Odenwald.

Um oberflächennahe Einflüsse auf das zeitliche Verhalten der Impedanz zu untersuchen, wurden zusätzlich tägliche Messungen des scheinbaren DC Widerstandes der oberen Schichten durchgeführt.

Beim Kolloquium 1986 in Lerbach wurden bereits erste Ergebnisse vorgestellt, die im folgenden komplettiert werden sollen.

1 Einführung

Wachsender Gesteinsdruck innerhalb von Erdbebengebieten kann zur Bildung von sogenannten "Micro-cracks", haarfeinen Rissen im Gestein, und zu vergrößertem Porenvolumen führen, was diverse Auswirkungen auf gewisse physikalische Parameter hat. Einer dieser Parameter ist die elektrische Leitfähigkeit. Dieser nicht-elastische Prozeß der Volumenvergrößerung wird "druckinduzierte Dilatanz" oder "Porendilatation" genannt. Nach Scholz, Sykes & Aggarwal(1973) können Leitfähigkeitsveränderungen von bis zu 15% während der den Erdbeben vorausgehenden Phasen erwartet werden. Laboruntersuchungen an gesättigten und teilweise gesättigten Gesteinsproben von Brace & Orange (1968a,b) unterstützen das Modell der Porendilatation und den daraus folgenden Leitfähigkeitserhöhungen.

Es existieren nur wenige Möglichkeiten das Auftreten kleiner temporärer Leitfähigkeitsveränderungen durch Oberflächenmessun-

gen zu verifizieren. Beamish (1982) gelang es mit Hilfe zweier Meßstationen Übertragungsfunktionen des anomalen horizontalen Magnetfeldes zu bestimmen, die einen deutlichen Vorboteneneffekt beim "Boxing Day Earthquake" 1979 in der Nähe der schottischen Stadt Carlisle für Perioden kleiner als 250 sec zeigten. Die lokale Beobachtungsstation war etwa 35 km, die Referenzstation 210 km vom Epizentrum entfernt. Das Erdbeben wies eine Stärke der Magnitude $M=5$ auf. Das Verhalten der Übertragungsfunktionen deutet auf eine mögliche Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit im Bereich akkumulierten Druckes, also im Bereich des Hypozentrums, hin.

Zeitliche Veränderungen der Leitfähigkeit im Erdinnern würden in gewissen Grenzen auch zeitliche Veränderungen der Impedanz bedingen. Wie oben erwähnt, könnten solche Leitfähigkeitsänderungen in Gebieten erhöhter tektonischer Spannungen auftreten. In dieser Studie sollen deshalb die zeitlichen Veränderungen der frequenzabhängigen MT Impedanz mit Eindringtiefen von einigen Kilometern untersucht werden. Die DC Messungen, die Leitfähigkeitsveränderungen im Tiefenbereich der oberen zehn Meter anzeigen, dienen dazu nichttektonische Oberflächeneffekte zu erkennen.

Im weiteren soll die Geologie des Meßgebietes beschrieben und einige Bemerkungen zur Seismizität gemacht werden. Darauf folgend werden die Meßinstrumente vorgestellt. Um einen Eindruck der Struktur der Krustenleitfähigkeit zu bekommen, sollen die Ergebnisse zweier Tiefensondierungen (MT und DC) präsentiert werden. Die Analyse der Zeitreihen der MT Impedanz und des scheinbaren DC Widerstandes soll, wie auch der Vergleich von Gesamtimpedanzen oder mittleren scheinbaren DC Widerständen jeweils für eine gesamte Meßkampagne, im Detail diskutiert werden. Abschließend werden die seismischen Ereignisse, die während der Meßkampagnen auftraten, in Betracht gezogen.

2 Geologie, Seismizität und Stationswahl

Der Oberrheingraben ist ungefähr 300 km lang und im Mittel 35 km breit. Er streicht NNO und erstreckt sich von Frankfurt

im Norden bis Basel im Süden. Die Taphrogenese wurde vor 45 Millionen Jahren im mittleren Eozän initiiert. Krustenbewegungen sind heute noch meßbar. Nach Stäblein (1985) erheben sich die Grabenschultern 1.1 mm im Jahr, während sich die Segmente des Grabeninneren um 0.9 mm/a senken. Durch eine linkshändige Blattverschiebung wird die westliche Grabenschulter gegenüber der östlichen um 0.05 mm pro Jahr nach Süden verschoben.

Trotzdem ist die Seismizität des Grabens niedrig im Vergleich zu anderen Rift-Systemen. Die intensive Fraktur der oberen 5 bis 10 km kann für die nur geringe Spannungsakkumulation im Grabenbereich verantwortlich sein und zu Kriechprozessen und sogenannten "Nano-Erdbeben" mit seismischen Energien unter der Empfindlichkeit des Seismographennetzes führen. Erdbeben treten hauptsächlich im nördlichsten und südlichsten Teil des Grabens auf. Zwischen 1971 und 1980 wurden maximale Herdtiefen von 20 km und maximale lokale Amplituden von M=5 beobachtet (Bonjer et al., 1984).

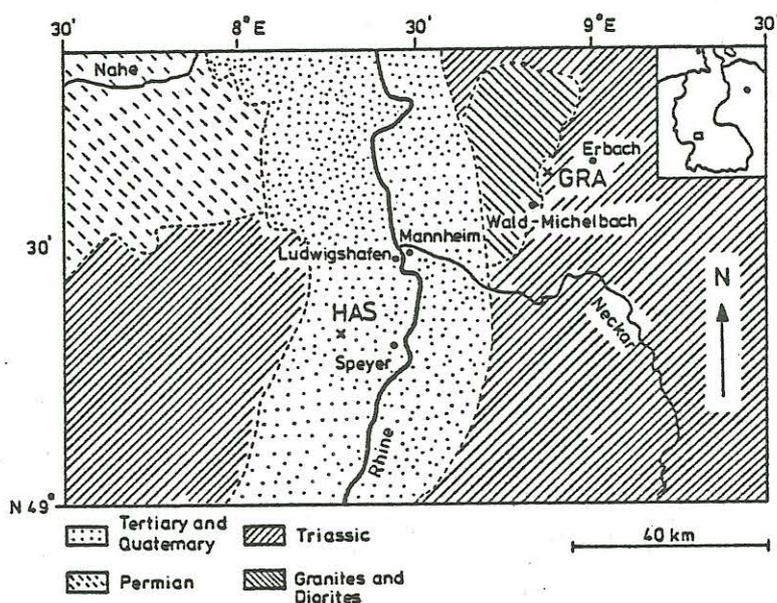


Abb.1: Registrierstationen Haßloch HAS und Grasellenbach GRA auf einer geologischen Karte. Granitische Gesteine im Nord-Osten markieren den Odenwald, während quartäre und tertiäre Sedimente die Konturen des Rheingrabens abbilden. Die Stationen sind durch ein Kreuz markiert. Die Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland zeigt die Lage der geologischen Karte (Rechteck).

Der Odenwald, der im Nord-Osten an den Oberrheingraben grenzt, ist aseismisch. Er ist ein teilweise mit Schichten des Buntsandsteins bedeckter, kristalliner Komplex, in dem metamorphe Schiefer, Gabbros, Diorite und granitisches Gestein gefunden werden.

Die Rheingrabenstation HAS hat folgende Koordinaten: $49^{\circ}19.2' N$, $8^{\circ}16.8' O$, die Odenwaldstation GRA: $49^{\circ}37.9' N$, $8^{\circ}52.7' O$. (Abb.1). Die erste Meßkampagne wurde vom 2. November bis 16. Dezember 1984, die zweite vom 23. April bis 28. Mai 1985 durchgeführt.

3 Instrumentierung

Die zeitlichen Variationen der magnetischen Feldkomponenten H, D und Z und der horizontalen tellurischen Komponenten E_{NS} E_{OW} wurden digital mit einer Taktrate von $t=4$ sec im Periodenbereich von 20 bis 300 Sekunden auf Magnetbandkassette aufgezeichnet. Ein dreiaxsiges Induktionsspulenmagnetometer und zwei Paare tellurischer Sonden, senkrecht zueinander in Ost-West und Nord-Süd Richtung ausgelegt, wurden als Sensoren für die Registrierungen der Pulsationen des erdmagnetischen bzw. erdelektrischen Feldes benutzt (vgl. Abb.1, Spitzer, 1986).

Dieselben Telluriksonden dienten auch zur Durchführung der DC Messungen. Ein elektrischer Strom I von 5 mA in GRA und 15 mA in HAS wurde zweimal täglich in den Boden eingespeist. Dadurch wurden plötzliche Spannungs- bzw. Feldänderungen U (vgl. Abb.2, Spitzer, 1986) in den Tellurikaufzeichnungen produziert, mit denen der scheinbare Widerstand

$$\rho_{a,DC} = \frac{U}{I} \cdot f_g \quad (1)$$

bestimmt werden konnte. f_g ist ein geometrischer Faktor, der von der Anordnung der Sonden und Einspeiseelektroden abhängt. Der Abstand der Einspeiseelektroden betrug während beider Meßkampagnen $L/2 = 150$ m.

Um vergleichbare Bedingungen während beider Meßkampagnen zu gewährleisten, wurden die Plätze der Sonden und Elektroden abgepflockt und dieselben Geräte benutzt.

4 Vertikale Tiefensondierung

Obwohl eine komplette Impedanztensoranalyse durchgeführt wurde, sollen im weiteren nur 1-D Interpretationen betrachtet werden. Die Koordinaten wurden nicht rotiert, und es wurde angenommen, daß die Impedanztensorelemente Z_{xy} , mit E parallel zur Grabenrichtung, mit größter Wahrscheinlichkeit die skalare Impedanz der tieferen Strukturen darstellen. Sie werden in Abb.9 in der Form von ρ^*-z^* -Kurven (Schmucker, 1970) gezeigt. Im Falle der Odenwaldstation GRA kann man den Effekt des schlechtleitenden Kristallins am kurzperiodischen Ende der ρ^*-z^* -Kurve erkennen. Dann bei etwa 40 bis 50 sec tritt deutlich ein guter Leiter in etwa 25 km Tiefe hervor, dem wiederum ein Anstieg zu höheren Mantelwiderständen in größeren Tiefen folgt. Bei der Rheingrabenstation zeigen die kürzeren Perioden mit Eindringtiefen von ungefähr 1 km geringe scheinbare Widerstände in der Größenordnung von 1 bis 2 Ωm , die den gutleitenden Grabensedimenten zugeordnet werden können. Zu längeren Perioden und größeren Eindringtiefen hin ist ein kontinuierlicher Übergang zu einem weniger gutleitenden Substratum mit scheinbaren Widerständen von etwa 20 Ωm zu erkennen.

Die Messungen wurden durch Schlumberger Sondierungen an jeder Station vervollständigt, wobei der scheinbare Widerstand eine Funktion des Elektrodenabstandes L ist und mit $\rho_{a,Schl}(L/2)$ bezeichnet wird (vgl. Kap.6). Abb.2 zeigt eine hochohmige Deckschicht mit 1500 bis 2300 Ωm zwischen L/2 von 1 bis 10 m mit einem gutleitenden Substratum von Grabensedimenten im Bereich von 60 bis 80 Ωm bei HAS, während GRA eine relativ homogene Verteilung des scheinbaren Widerstandes zwischen 800 und 1000 Ωm aufweist, die auf granitisches Gestein zutrifft.

Abb.3 zeigt explizit die gute Näherung der Modellwerte an die gemessenen Werte. Die Modelle wurden iterativ mit einer linearen Filter-Methode auf der Basis der schnellen Hankel-Transformation berechnet. Ausführlicher in Koefoed (1979).

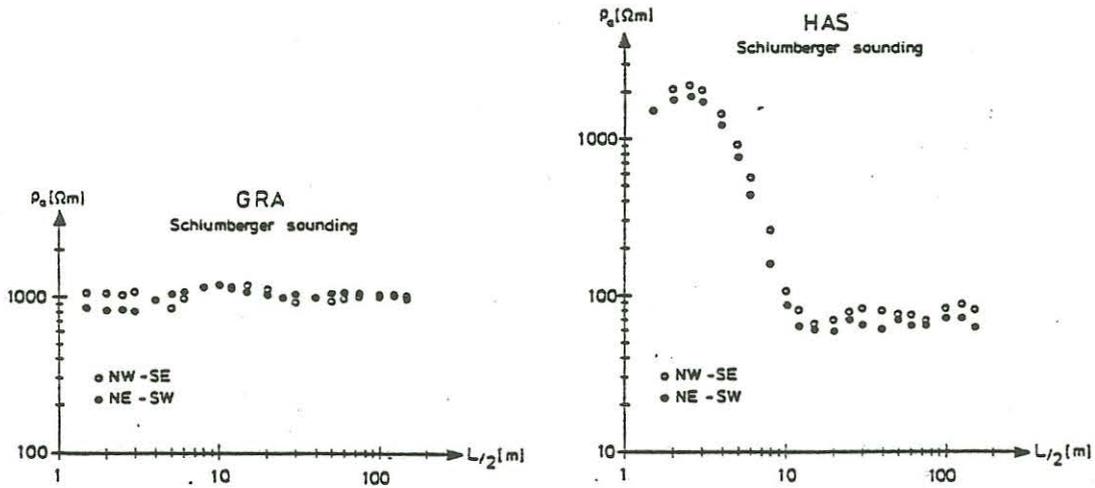


Abb.2: Schlumberger Sondierungen in NW-SE- und NE-SW-Richtung bei beiden Stationen. HAS zeigt eine hochohmige Deckschicht, die in ein gutleitendes Substratum übergeht, GRA einen homogenen hohen Widerstand.

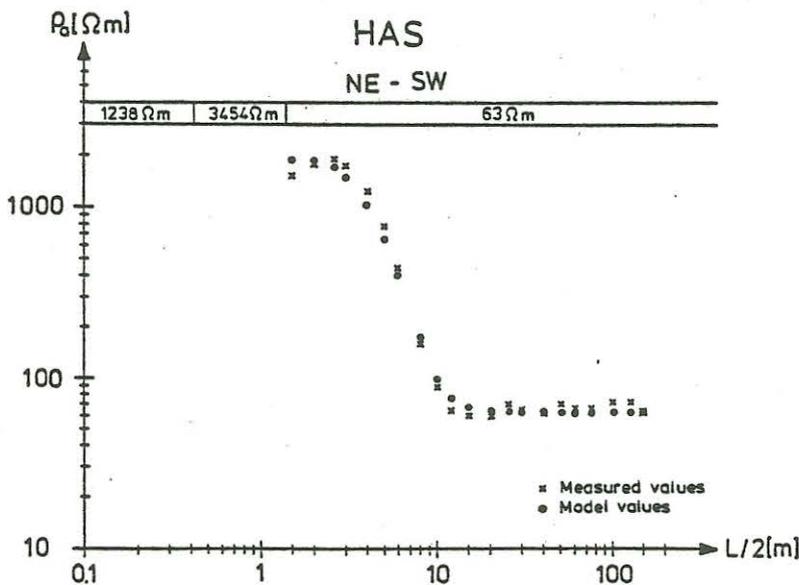
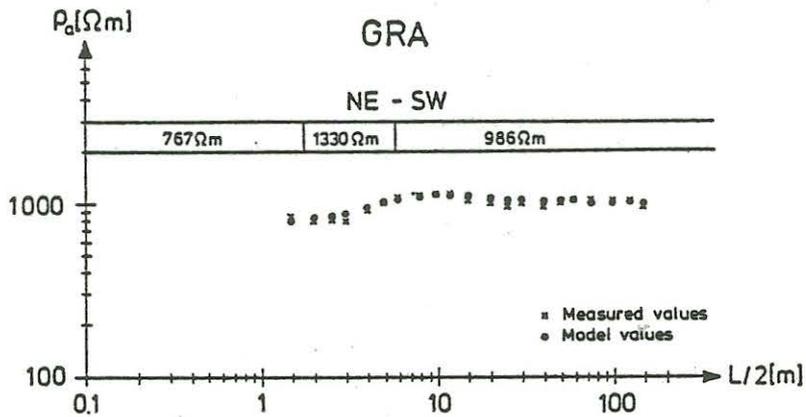


Abb.3: Vergleich der gemessenen Werte mit den Modellwerten des oben erwähnten Modells bester Anpassung, Meß- und Modellkurve stimmen gut überein.

5. Zeitliche Änderungen der Impedanz

Die Analyse wurde in zwei sich überlappenden Frequenzbereichen durchgeführt: 0.2 - 0.8 cpm und 0.6 - 3.0 cpm. Jeder Tag wurde in 48 Intervalle von je 30 Minuten (Bereich I) bzw. 24 Intervalle von je 60 Minuten Länge (Bereich II) unterteilt. Die Daten wurden hoch- und tiefpaßgefiltert und anschließend harmonisch analysiert. Ausführlicher in Spitzer (1987).

Die komplexe Impedanz im Frequenzbereich verknüpft die harmonischen Koeffizienten des tellurischen mit denen des horizontalen magnetischen Feldes,

$$E_{NS} = Z_{xx} \cdot H + Z_{xy} \cdot D + \delta E \quad (2)$$

$$E_{OW} = Z_{yx} \cdot H + Z_{yy} \cdot D + \delta E$$

Z_{ij} , $i, j = x$ oder y , bezeichnen die Elemente des Impedanztensors \underline{Z} , δE ist ein unkorreliertes Rauschen, von dem man annimmt, es läge in den tellurischen Komponenten. Die spektralen Schätzwerte erhält man durch Glättung der Rohspektralwerte mit einem Parzen-Fenster der äquivalenten Bandbreite $b = 0.2$ cpm im Bereich I und $b = 0.1$ cpm im Bereich II. Dann werden die geglätteten Werte aller Intervalle mit einer quadratischen multiplen Kohärenz von $R > 0.64$ für jeden Tag der beiden Meßkampagnen gestapelt. Somit dient die quadratische multiple Kohärenz, die den Anteil im Spektrum des elektrischen Feldes bezeichnet, der aus H und D hergeleitet werden kann, als Güte- oder Qualitätskriterium. Die Anwendung des Kriteriums ergibt eine genauere Bestimmung des Impedanztensors trotz einer geringeren Anzahl an Freiheitsgraden. Der Frequenzabstand der geglätteten spektralen Schätzwerte ist $f = 0.2$ cpm (Bereich I) und $f = 0.1$ cpm (Bereich II). Die gesamte analysierte Zeit schwankt zwischen Null und 24 Stunden täglich und ergibt im Mittel 500 Freiheitsgrade im Bereich I bzw. 250 im Bereich II.

Als Beispiel wurden bereits im Lerbach Protokoll 1986, Abb.8 bis 11, die temporären Schwankungen des Real- und Imaginärteils von Z_{xy} an beiden Stationen während der ersten Meßkampagne gezeigt.

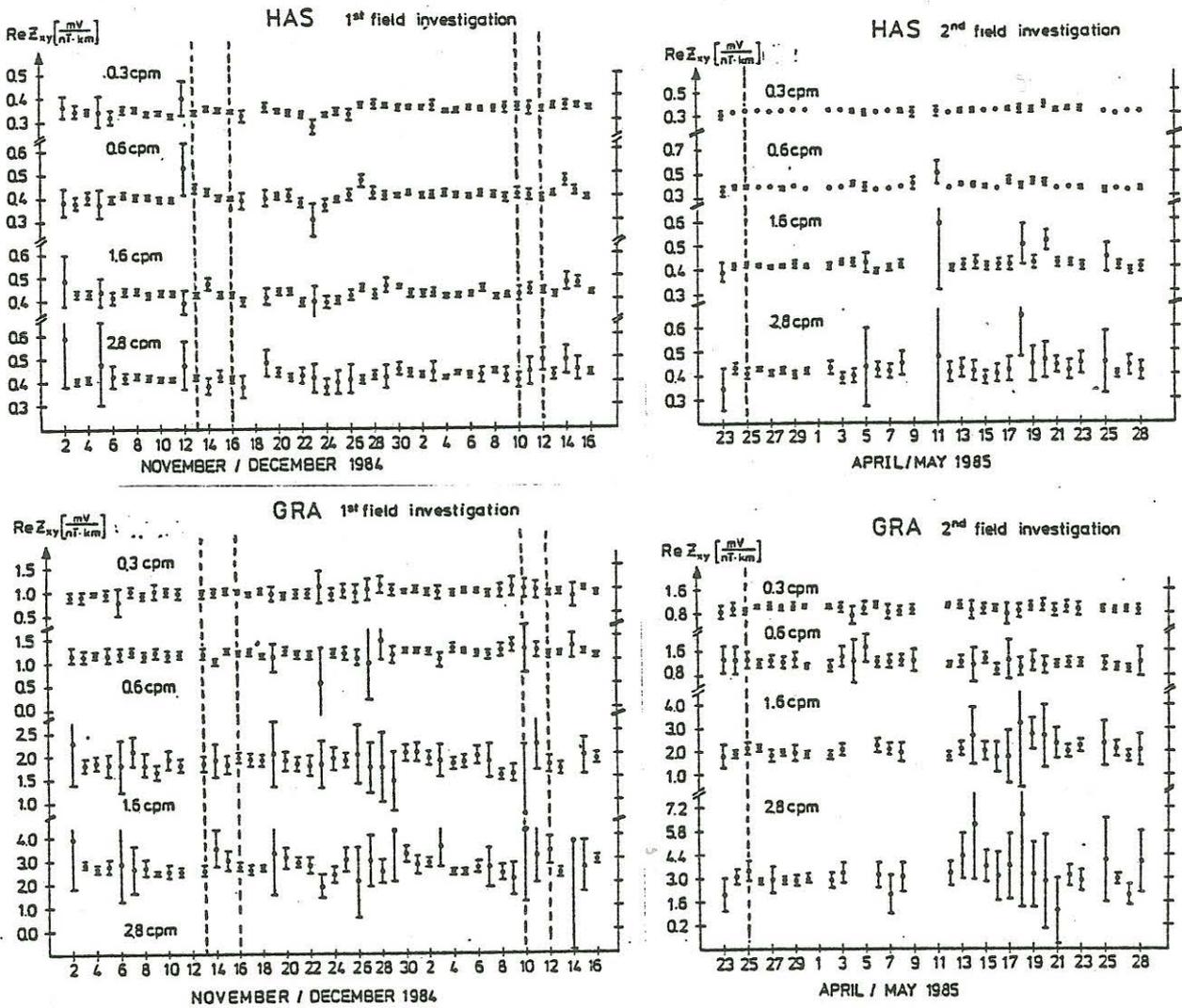


Abb.4: Zeitreihen des Realteils von Z_{xy} für vier verschiedene Frequenzen, beide Meßkampagnen und Stationen. Die vertikalen Linien zeigen das Auftreten der Erdbeben aus Abb.10 an (vgl.Kap. 9). Schwach signifikante zeitliche Änderungen sind in benachbarten Frequenzbändern, aber nicht bei verschiedenen Komponenten oder Stationen wiederzufinden. Täglich schwankende Voraussetzungen schlagen sich in den unterschiedlich großen Fehlerbalken nieder.

Hier soll noch einmal der Realteil von Z_{xy} für die gleichen vier Frequenzen, jedoch auch für die zweite Meßkampagne mit eingezeichneten Erdbeben gezeigt werden (Abb.4). Die Fehlerbalken beruhen auf einem Vertrauensbereich von 68%. Insgesamt ist die zeitliche Konstanz der Impedanz sehr hoch, wird jedoch von kleinen mehrtägigen Schwankungen variiert (z.B. zwischen dem 20. und

27. November 1984 bei HAS, $f = 0.6$ cpm), die in benachbarten Frequenzbändern des gleichen Tensorelementes wiederzufinden sind. Keine Korrelation, d.h. die Korrelationskoeffizienten weichen nicht signifikant von Null ab, besteht zwischen Real- und Imaginärteil eines Elementes oder zwischen verschiedenen Elementen oder aber zwischen gleichen Elementen verschiedener Stationen.

Anhand einer anderen Darstellung soll die genaue tägliche Bestimmung der Impedanz demonstriert werden. Abb.5 enthält die Darstellung des Real- und Imaginärteils von Z_{xy} in der komplexen Ebene für beide Stationen, die erste Meßkampagne und die Frequenz $f = 1.0$ cpm. Der große gestrichelte Kreis gibt die Größenordnung des Fehlers eines Tagesschätzwertes an, der kleine Kreis den Fehler der Gesamtimpedanz \bar{Z}_{xy} (vgl. Kap.8). Das Übersichtsdiagramm, jeweils rechts oben, zeigt deutlich die geringe Streuung der Tageswerte, so daß man davon ausgehen kann, daß die registrierten Daten eines Tages ausreichen, gute Näherungen der wahren Impedanz im Periodenbereich von 20 bis 300 sec zu erhalten.

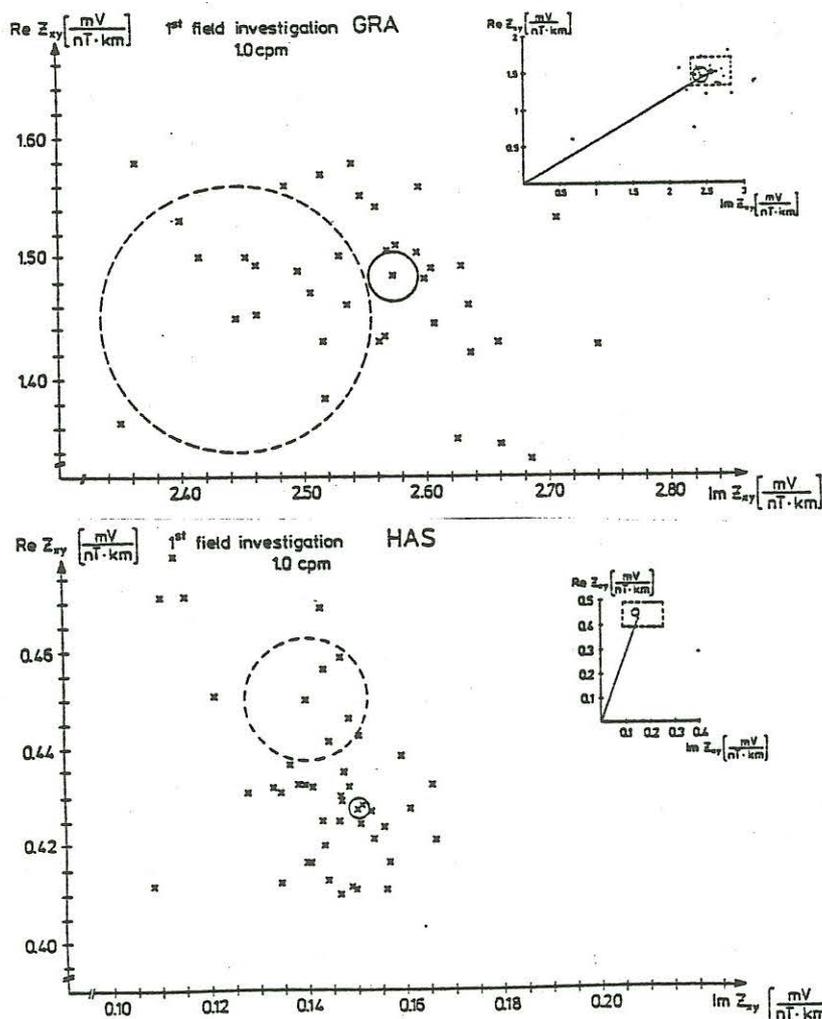


Abb.5: 44 Tages-schätzwerte von Z_{xy} in der komplexen Ebene für die Frequenz $f=1.0$ cpm, beide Stationen und die erste Meßkampagne. Der große gestrichelte Kreis gibt als Beispiel die Größenordnung des Fehlers eines Tageswertes an, der kleine durchgezogene Kreis den Fehler der Gesamtwerte \bar{Z}_{xy} (s. Text).

6 Zeitliche Schwankungen des scheinbaren DC Widerstandes

Die täglichen geoelektrischen DC Messungen ergeben eine Zeitreihe des scheinbaren DC Widerstandes $\rho_{a,DC}$ im oberflächennahen Bereich. Passende Elektrodenabstände, in diesem Fall $L/2 = 150$ m, machen es möglich äußere Einflüsse, z.B. Regenfälle, auf die $\rho_{a,DC}$ -Kurve zu sehen. Abb. 6 zeigt den scheinbaren DC Widerstand $\rho_{a,DC}$ an beiden Stationen während beider Meßkampagnen. Das Diagramm oben rechts stellt prinzipiell die Auslagen der Sonden und Elektroden dar, die einen Winkel von 45° zueinander bilden.

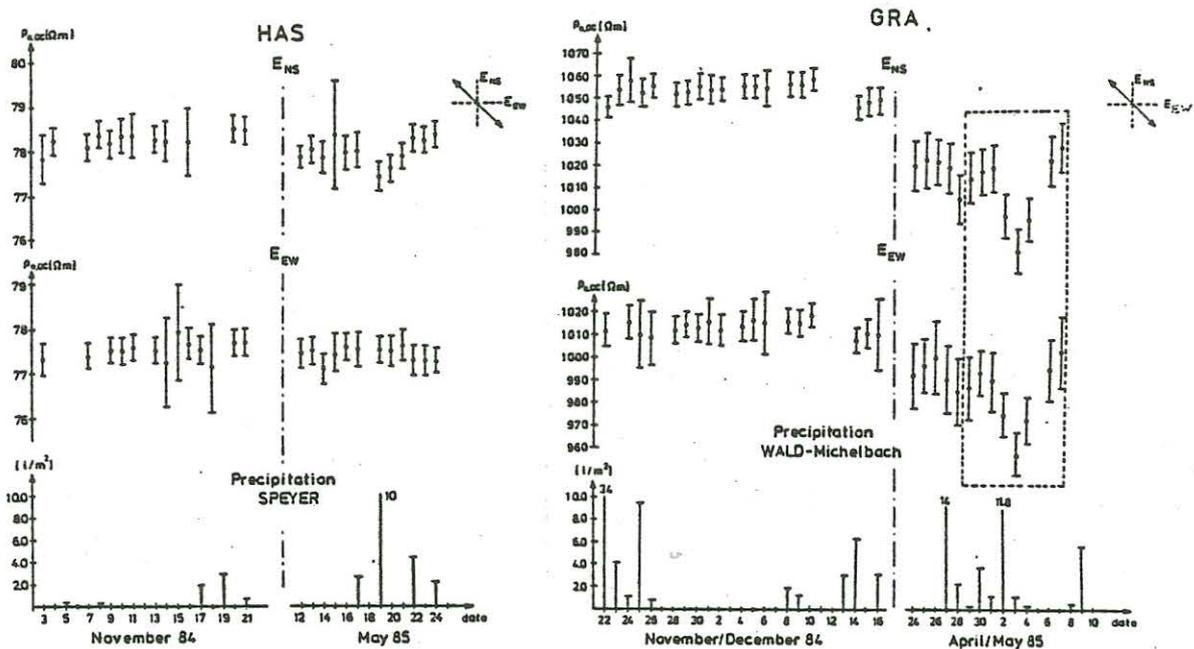


Abb.6: Zeitreihen des scheinbaren DC Widerstandes $\rho_{a,DC}$ für beide Stationen und beide Meßkampagnen. Zwischen dem 30. April und dem 7. Mai 1985 ist in GRA ein etwa vierprozentiger kurzzeitiger Rückgang zu erkennen (Kasten).

$\rho_{a,DC}$ wird aus den Registrierungen der tellurischen Nord- bzw. Ostkomponente hergeleitet. In HAS ist kein Zusammenhang zwischen Niederschlägen und $\rho_{a,DC}$ zu erkennen. Die Schlumberger Sondierungen geben Aufschluß darüber. In GRA ist eine kurzzeitige Senkung des scheinbaren DC Widerstandes um etwa 4% während der zweiten Meßkampagne zwischen dem 30. April und dem 7. Mai 1985 zu sehen, die von schweren Regenfällen begleitet wird. Während der ersten Meßkampagne ist jedoch nur ein schwacher Zusammenhang zwischen Niederschlägen und $\rho_{a,DC}$ vorhanden.

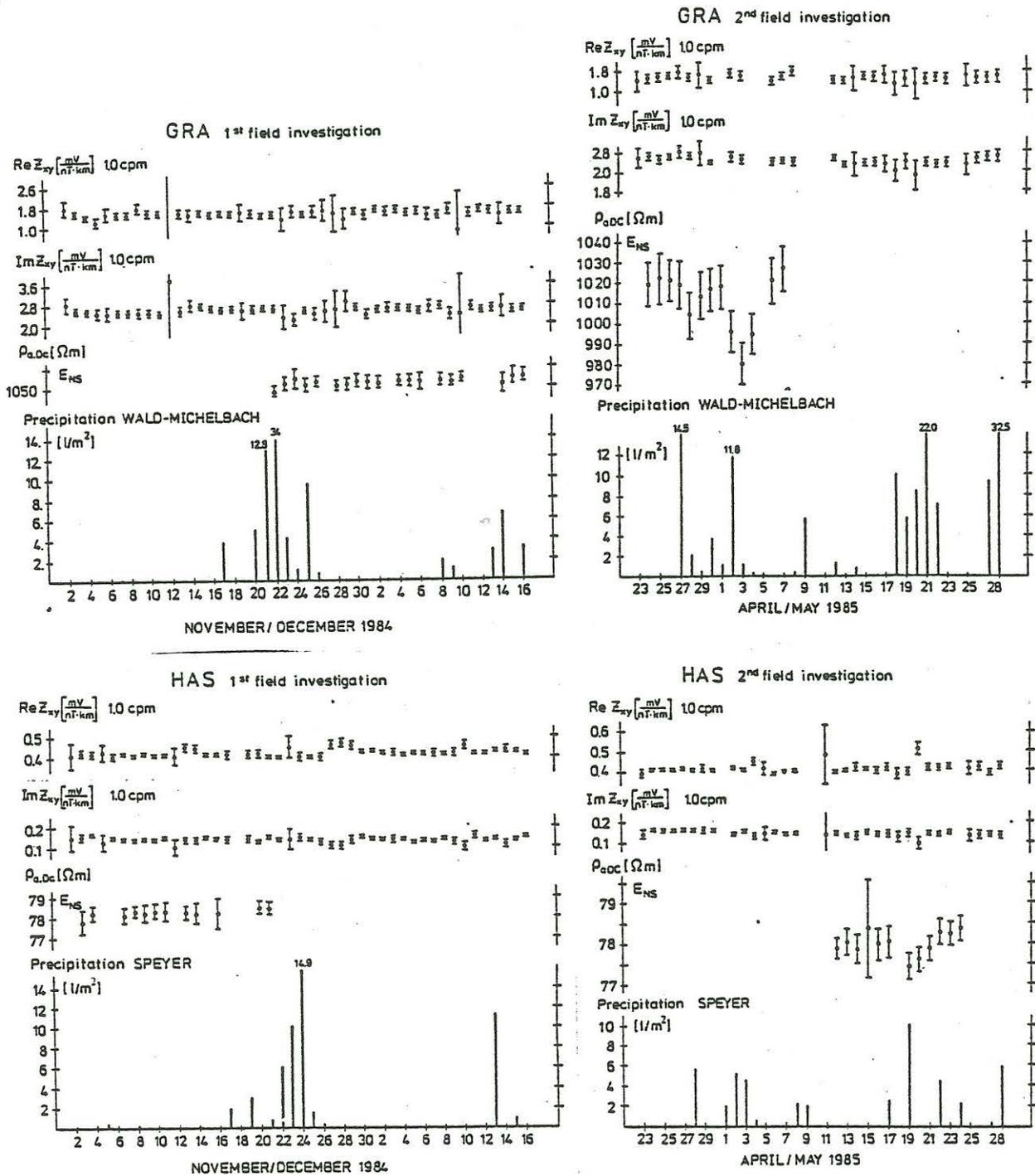


Abb.7: Vergleich zwischen Zeitreihen der Impedanz, des scheinbaren DC Widerstandes und Niederschlägen. Gezeigt ist Z_{xy} , eins der betragsmäßig großen Tensorelemente für beide Stationen, beide Meßkampagnen und die Frequenz $f = 1.0$ cpm.

Die hochohmige Deckschicht bei HAS aus Abb.2 gibt eine Erklärung für die Unempfindlichkeit von $\rho_{a,DC}$ gegenüber von Regenfällen: Auf Abb.7 ist die theoretische $\rho_{a,Schl}$ Verteilung für fünf verschiedene Dreischichtmodelle zu sehen. Das obere Modell ergibt die beste Annäherung für die gemessenen Werte und gehört zu Kurve 1. Trotz der stufenweisen Verringerung der Widerstände der oberen beiden Schichten auf weniger als 1/10 (Kurve 2-5, unteres Modell gehört zu Kurve 5) wird der scheinbare Widerstand bei $L/2 = 150$ m in HAS nicht beeinflusst. Die gleiche Verfahrungsweise bei GRA zeigt eine mögliche Veränderung von $\rho_{a,Schl}(150\text{ m})$ in der beobachteten Größenordnung. Es ist offensichtlich, daß ein bestimmter kritischer Wert in GRA erreicht werden muß, um einen Einfluß auf $\rho_{a,Schl}(150\text{ m})$ zu ermöglichen. Die Modelle 1 bis 4 haben keinen sichtbaren Einfluß auf $\rho_{a,Schl}(150\text{ m})$, aber eine weitere Verringerung des Widerstandes zwischen Modell 4 und 5 ergibt eine signifikante Änderung von $\rho_{a,Schl}(150\text{ m})$. Während bei GRA der scheinbare DC Widerstand im Herbst nur mäßig durch Niederschläge beeinflusst wird, könnten die Schneeschmelze und heftige Regenfälle im Frühjahr näher an diesen kritischen Wert führen, so daß einzelne Regenschauer möglicherweise die Senkung des scheinbaren Widerstandes aus Abb.6 (gestrichelter Kasten) herbeiführen konnten.

7 Vergleich von DC und MT

Der Zweck dieser Diskussion ist folgender: Die Eindringtiefe des variierenden elektromagnetischen Feldes ist frequenzabhängig. Die Schwerpunktstiefen der induzierten Stromsysteme wachsen mit zunehmender Periode. Zeitliche Änderungen des wahren Widerstandes in bestimmten Tiefen würden zeitliche Änderungen der skalaren MT Impedanz in den Perioden hervorrufen, die der Eindringtiefe entsprechen, die durch z^* als Funktion der Frequenz ausgedrückt wird. Mögliche überlagerte Oberflächeneffekte würden durch die DC Messungen erkannt werden. In Abhängigkeit von lokalen Gegebenheiten könnte die tellurische Verzerrung die tensorielle Impedanz beeinflussen, vor allem die Elemente, die zur B-Polarisation gehören.

Zur Vervollständigung der Abbildungen 8 bis 14 im Lerbach Protokoll 1986 sollen in Abb.8 noch einmal Real- und Imaginärteil von Z_{xy} für 1.0 cpm, die entsprechenden scheinbaren DC Widerstände und die Niederschläge für beide Stationen und Meßkampagnen gezeigt werden. Die berechneten Korrelationskoeffizienten zwischen den Schätzwerten der Impedanz und dem scheinbaren DC Widerstand weichen nicht signifikant von Null ab und bestätigen den visuellen Eindruck der Unabhängigkeit zwischen beiden Größen im gewählten Periodenbereich, d.h. die Änderungen der Impedanz können nicht durch oberflächennahe Leitfähigkeitsänderungen erklärt werden.

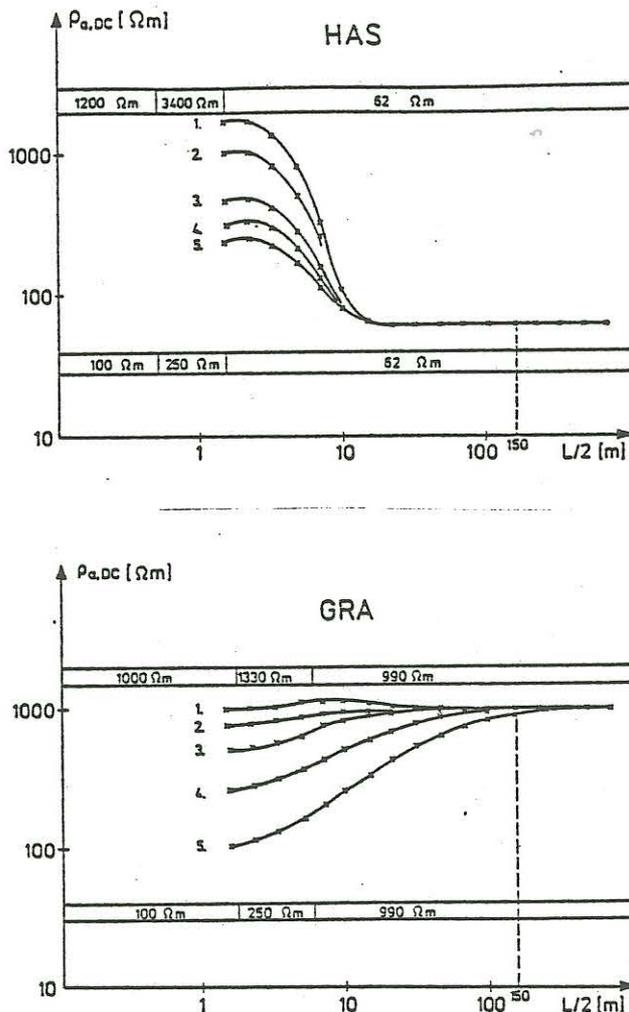


Abb.8: Drei-Schicht-Interpretationen der Schlumberger Sondierungen aus Abb.2 und graduelle theoretische Reduktion der beiden oberen Schichten. Das obere Modell ergibt Kurve 1 und approximiert die gemessenen Werte am besten (vgl. Abb.4). Das untere Modell bezieht sich auf Kurve 5. Die Kurven 2 bis 4 entstammen Modellen mit mittleren Schichtwiderständen. Der HAS DC Widerstand bei $L/2 = 150$ m ist weit davon entfernt beeinflusst zu werden, während Modell 5 in GRA sichtbare Veränderungen des scheinbaren DC Widerstandes bei $L/2 = 150$ m in der Größenordnung des beobachteten Effekts produziert.

8 Vergleich der beiden Meßkampagnen

Ein quantitativer Vergleich der beiden Meßkampagnen benötigt Gesamtwerte der Impedanz und des scheinbaren DC Widerstandes. Die Gesamtwerte der Impedanz werden berechnet, indem nicht nur die Intervalle eines Tages, sondern die Intervalle jeweils einer Meßkampagne nach Passieren des Gütekriteriums gestapelt werden. Das Stapeln dieser Intervalle ergibt spektrale Schätzwerte der Impedanz mit einer hohen Anzahl von Freiheitsgraden und somit einer hohen statistischen Signifikanz. Diese signifikante Bestimmung findet Ausdruck in der ρ^*-z^* -Darstellung von Abb.9. Die Tiefenangaben sollten mit Vorsicht betrachtet werden, da der Impedanztensor weder rotiert noch von tellurischen Verzerrungen befreit ist. Größere Differenzen zwischen den Resultaten ergeben sich bei der Rheingrabenstation HAS. Ein Offset von bis zu 8% im Real- und Imaginärteil von Z_{xy} zwischen erster und zweiter Meßkampagne

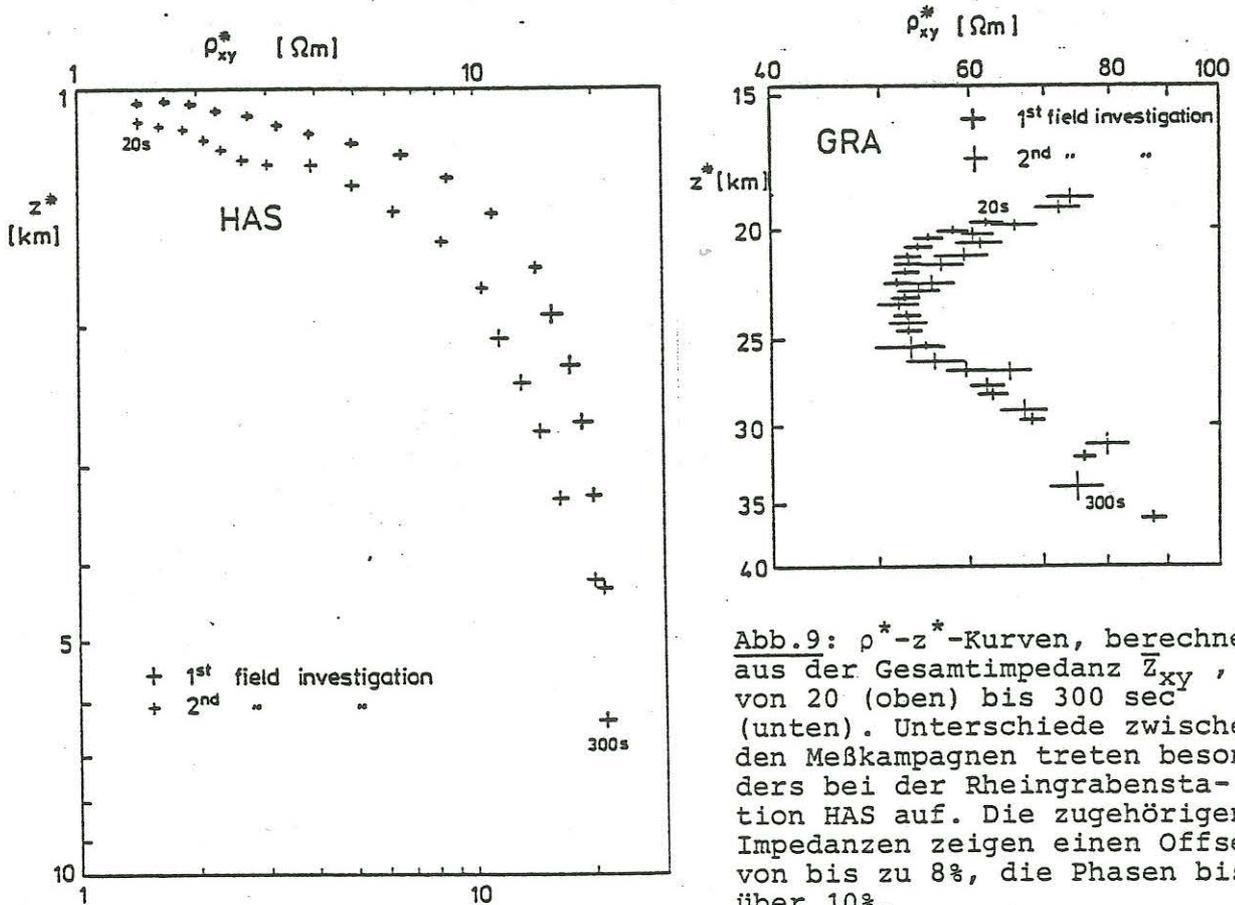


Abb.9: ρ^*-z^* -Kurven, berechnet aus der Gesamtimpedanz \bar{Z}_{xy} , von 20 (oben) bis 300 sec (unten). Unterschiede zwischen den Meßkampagnen treten besonders bei der Rheingrabenstation HAS auf. Die zugehörigen Impedanzen zeigen einen Offset von bis zu 8%, die Phasen bis über 10%.

ist für die unterschiedlichen ρ^*-z^* -Kurven verantwortlich. Die Phase ϕ zeigt in HAS noch größere Abweichungen. Signifikante Unterschiede zwischen den Ergebnissen beider Meßkampagnen könnten auf veränderte Leitfähigkeiten im Erdinnern hinweisen. Die Mittelwerte des scheinbaren DC Widerstandes $\bar{\rho}_{a,DC}$ zeigen besonders bei GRA eine Verringerung im Frühjahr, was möglicherweise mit der Schneeschmelze zusammenhängt (s. Tab.1).

	$\bar{\rho}_{a,DC} [\Omega m]$			
	GRA		HAS	
	1. Mk	2. Mk	1. Mk	2. Mk
EN	1053 ±1.5	1012 ±3	78.3 ±0.15	78.0 ±0.15
EO	1013 ±2	987 ±4	77.6 ±0.15	77.4 ±0.10

Tab.1: Arithmetische Mittelwerte des scheinbaren DC Widerstandes $\bar{\rho}_{a,DC}$ für beide Meßkampagnen und Stationen. Die Fehlerbalken beschreiben die Standard-Abweichung. Signifikante Unterschiede treten nur bei GRA auf.

9 Vergleich zwischen zeitlichen Schwankungen der MT Impedanz und seismischen Ereignissen

Ein Vergleich zwischen der Zeitabhängigkeit der Impedanz und dem Auftreten von Erdbeben gestaltet sich aus folgenden Gründen schwierig:

1. Während der Zeit der Meßkampagnen traten nur wenige Erdbeben auf.
2. Die Epizentren waren zu weit von den Beobachtungsstationen entfernt.
3. Die Magnituden sind bislang noch nicht bekannt, aber erwartungsgemäß sehr klein.
4. Die Liste der Erdbeben ist nicht komplett.
5. Die zeitliche Schwankung der Impedanz ist klein.

Abb.10 zeigt eine Karte des Meßgebietes. Erdbeben, die während der Zeit der Meßkampagnen auftraten, sind durch Kreuze, dem Namen der Region und dem Datum des Auftretens markiert. Die Epizentren

befinden sich im Umkreis von 30 bis 110 km, so daß ein Effekt auf die magnetotellurischen Registrierungen nicht erwartet werden kann. Die vertikalen gestrichelten Linien in Abb.4 zeigen das Auftreten der Erdbeben aus Abb.10. Eine Korrelation ist nicht zu erkennen.

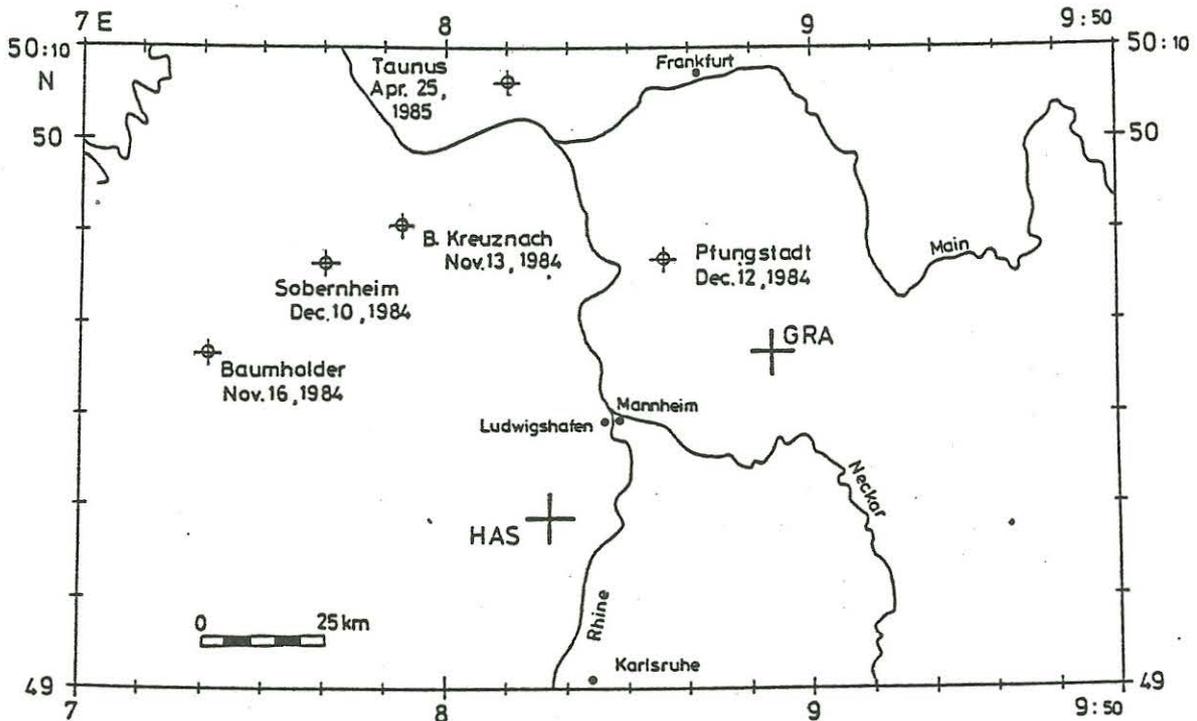


Abb.10: Karte der Epizentren, die während der Meßkampagnen auftraten. Die Beobachtungsstationen sind mit einem Kreuz markiert, die Beben zusätzlich mit dem Namen der Region und dem Datum des Auftretens. Die Entfernungen zwischen Epizentren und Stationen sind groß, während die emittierte seismische Energie als klein erwartet wird.

10 Abschließende Bemerkungen

Die hier vorgestellten Ergebnisse sollen zeigen, wie genau tägliche Impedanzbestimmungen im Pulsationsbereich und in welcher Größenordnung etwaige zeitliche Veränderungen in einem Zeitraum von sechs Monaten bei zwei Stationen mit völlig unterschiedlichen Krustenstrukturen sein können. Wenn die beobachteten Veränderungen von etwa 8% real und druckinduziert in der relevanten Eindringtiefe (18 km bei 20 sec im Odenwald, 6 km bei 300 sec im Rheingraben) sind, würde das einem axialen Druck

von 1.1 kbar vor und 0.25 kbar nach dem Einsetzen der Dilatation entsprechen. Diese Werte wurden aus Abb.3 in Brace & Orange (1968a) für Granit, 3.5 kbar Begrenzungsdruck und 0.5 kbar Poren-
druck entnommen. Im Moment kann nicht ausgeschlossen werden, daß die beobachteten täglichen Schwankungen instrumentellen Ursprungs sind, gravierender sind die unterschiedlichen Ergebnisse der Gesamtimpedanzen der einzelnen Meßkampagnen.

Literatur

- Beamish, D., 1982. A geomagnetic precursor to the 1979 Carlisle earthquake, *Geophys. J.R. astr. Soc.* 68, 531-543.
- Bonjer, K.P., Gelbke, C., Gilg, B., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., und Massinon, B., 1984. Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben, *J. Geophys.*, 55, 1-12-
- Brace, W.F., Orange, A.S., 1968a. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding, *J. Geophys. Res.*, 73, 1433-1445.
- Brace, W.F., Orange, A.S., 1968b. Further studies of the effects of pressure on electrical resistivity of rocks, *J. Geophys. Res.*, 73, 5407-5420.
- Koefoed, O., 1979. *Geosounding principles, 1. resistivity sounding measurements*, Elsevier, Amsterdam.
- Schmucker, U., 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, *Bull. Scripps Inst. Ocean., Univ. of California*, 13.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R., Aggarwal, Y.P., 1973. Earthquake prediction: a physical basis, *Science*, 181, 803-810.
- Spitzer, K., 1986. Zeitabhängigkeit der Impedanz. Protokoll Kolloquium "Erdmagnetische Tiefenforschung" in Lerbach, 215-222.
- Spitzer, K., 1987. Diplom-Arbeit, angefertigt im Institut für Geophysik der Universität Göttingen.
- Stäblein, G., 1985. Gräben und Schilde, *Geogr. Rundschau GR37*, H. 2, 48-57.