BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

SITZUNGSBERICHTE

JAHRGANG
1965

MÜNCHEN 1966

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
In Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Die zeitlichen Variationen des erdelektrischen Feldes beobachtet längs eines Nord-Süd-Profils vom Kristallin des Bayerischen Waldes durch das Alpenvorland bis zum Nordrand der Alpen

Von Gustav Angenheister, Alfred Berktold, Klaus-Peter Sengpiel

Mit 11 Abbildungen

Vorgelegt von Herrn Gustav Angenheister am 5. März 1965

Summary

The time variation of the induced electric field $\vec{E}$ on the surface of the earth was observed on a profile from the Bavarian Forest through the Bavarian Molasse to the northern boundary of the Alps (southern Germany) at 11 points (Fig. 1). The equipment used in this investigation consisted of three portable twocomponent recorders (N–S and E–W), with a recording capacity of one or four weeks depending on the paper speed (80 and 20 mm/hour, respectively).

The horizontal vector of the geoelectric field $\vec{E}$ is nearly polarized at all field stations. The so called preference direction of $\vec{E}$ is characteristic for the locality and independent of the period T from 50 to 10000 seconds (Fig. 3). The standard deviation of individual values from the mean direction of polarization (preference direction) is small but differs at the various stations and ranges from ± 4 to ± 14 degrees of arc. At the points of the profile the preference direction is practically parallel to the contour lines of the basement below the Molasse (Fig. 5). It is difficult to define a preference direction of the horizontal component of the geomagnetic field (Fig. 4). – The amplitudes of $\vec{E}$ are much smaller in the Molasse (E_{Wander}) than they are in the crystalline of the Bavarian Forest (E_{Basis}), the characteristic amplitude ratios being $q = |E_{Wander}| / |E_{Basis}| \simeq 0.02$ to 0.1 (see Table 4,

Fig. 10). q was used for computing the thickness z of a layer of high conductivity on top of a semi-infinite medium of low conductivity by means of a simple two-layer model (equations 7, 8, 9, Table 4, Fig. 10). The computed z is in good agreement with the known thickness of the Molasse, except for the southern part, especially in the Folded Molasse, where the known thickness is much higher than the computed values z. – At all stations the mean resistivity W of the toplayer of 100 meters thickness was measured by means of Schlumberger's method. There exists no distinct correlation between W and q.

History: In 1859, J. von Lamont computed the thickness of the Bavarian Molasse at the Sternwarte der Universität München (Astronomical Observatory, Munich) using a simple magneto-telluric method. Lamont found a thickness of 1500 meters which is in good agreement with the observed value.

I. Einleitung

Ein Spannungsmesser mit genügend hohem Innenwiderstand sei über ein Kabel mit zwei Erdungen verbunden. Die Strecke zwischen den beiden Erdungen betrage 200 m und sei in x-Richtung orientiert. Teilt man die so bestimmte Spannung durch den Abstand der Erdungen (Meßstrecke), so erhält man eine mittlere Feldstärke E_x. Indem man die gleiche Messung mit einer zweiten Meßanordnung ausführt, deren Meßstrecke in der y-Richtung orientiert sei, erhält man die zweite horizontale Komponente E_y des erdelektrischen Feldes $\vec{E}$. – Kennt man die mittlere elektrische Leitfähigkeit σ zwischen den Elektroden, so kann man z. B. im Falle der Isotropie nach dem verallgemeinerten Ohm'schen Gesetz: $\vec{j} = \sigma \vec{E}$ die horizontale Komponente des Erdstromes $\vec{j}$ (genauer Erdstromdichte) bestimmen. Da man aber im allgemeinen σ nicht ohne weitere Messungen kennt, wird im folgenden von E-Feldmessungen – nicht von Erdstrommessungen – gesprochen. Hier wird ausschließlich über den induzierten Anteil des erdelektrischen Feldes diskutiert; man könnte daher auch vom tellurischen Feld sprechen, wie es andere Autoren tun.

Im Rahmen des Forschungsprogramms „Erdmagnetische Tiefensondierung", das seit 1962 gemeinsam von dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Technischen Hochschule Braunschweig, dem Geophysikalischen Institut in Göttingen und dem Institut für Angewandte Geophysik in München durchgeführt wird, wurden vom Institut für Angewandte Geophysik der Universität München in den Monaten Mai bis November 1963 die zeitlichen Variationen der horizontalen Komponente des erdelektrischen Feldes nach der oben skizzierten Methode an 11 Stationen registriert. Die Stationen wurden im Abstand von ca. 20 km längs eines 200 km langen Nord-Süd-Profiles (12° 25′ östl. Länge) vom Kristallin des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes quer durch die Bayerische Molasse bis zum Nordrand der Alpen aufgebaut (Abb. 1). Damit sollte eine erste Übersicht über Größe und Richtung des zeitlich variablen erdelektrischen Feldes in der Molasse und deren Randgebieten gewonnen werden.

Bevor mit den genannten Untersuchungen begonnen wurde, lagen schon Registrierungen an einzelnen Meßstationen vornehmlich aus dem südlichen Teil der Molasse vor. So hat schon im Jahre 1859 Joh. v. Lamont an der Sternwarte München die Variationen des erdelektrischen Feldes beobachtet und eine Polarisation des horizontalen Vektors festgestellt. Gleichzeitig mit den Variationen des erdelektrischen Feldes beobachtete J. v. Lamont die Variationen des erdmagnetischen Feldes. Für die Auswertung verwendete er das sogenannte Zwei-Schichten-Modell, bei dem eine leitfähige Schicht über nichtleitendem Halbraum angenommen wird. J. v. Lamont bestimmte die Mächtigkeit dieser Schicht zu etwa 1500 m, ein Wert, der – wie wir heute wissen – der Größenordnung nach gut mit der Mächtigkeit der Molasse bei München übereinstimmt. J. v. Lamont kann daher als einer der „Urväter" der Magnetotellurik bezeichnet werden.

Erst etwa 100 Jahre später wurden im Gebiet der Bayerischen Molasse wieder die zeitlichen Variationen des E-Feldes im Boden gemessen. Hier sind die Registrierungen von J. B. Ostermeier (1947–1949) in Mering südlich Ausgburg, von K. Burkhart (1948 bis 1956 mit Unterbrechungen) am damaligen Erdmagnetischen – heutigen Geophysikalischen – Observatorium in Fürstenfeldbruck und von M. Schuch (1960–1962) in Bernau am Südrand

des Chiemsees zu nennen. Diese Beobachtungen – auch die älteste von J. v. Lamont – zeigen ein Phänomen in gleicher Weise: Die EW-Komponente ist deutlich größer als die NS-Komponente. K. Burkhart (1956) deutete diese Tatsache damit, daß die Alpen einen Wall aus schlechtleitendem Material darstellen, die eine Erdstromkomponente in NS-Richtung weitgehend unterdrückten. Bisher steht ein Beweis für diese Annahme – gestützt auf hinreichend viele Meßpunkte in den Alpen und im Alpenvorland – noch aus.

Während im Süden die Abgrenzung der gutleitenden Schichten der Molasse gegen den Alpenkörper noch ziemlich unklar ist, finden sich an der nordöstlichen Begrenzung der Molasse durch das metamorphe Kristallin des Bayerischen Waldes übersichtlichere Verhältnisse (daher wurde auch das oben genannte Profil durch den östlichen Teil der Molasse gelegt). Am Südabbruch des Bayerischen Waldes taucht das Kristallin bis etwa 200–300 m unter die Erdoberfläche ab und fällt dann – abgesehen von einzelnen Aufwölbungen – im groben Mittel mit einer Neigung von ca. 2° nach S zu gegen die Alpen bis auf Tiefen von wahrscheinlich 5000–7000 m ein. Darüber lagern in Form eines nach Norden auslaufenden Keils überwiegend elektrolytreiche, d. h. gutleitende Sedimente; und zwar liegen an der Basis dieses Sedimentpakets geringmächtige Schichten des Mesozoikums und darüber die mächtigen Schotter- und Schuttmassen des Tertiärs und Quartärs. – Das Verhältnis der elektrischen Leitfähigkeit der Molasse und des Kristallins ist etwa mit dem Leitfähigkeitsverhältnis von Ozean und Festland vergleichbar; die Abgrenzung Kristallin–Sedimentbecken kann also als ein Analogon zur Grenze Festland–Meer angesehen werden.

II. Durchführung der Registrierung

1. Die Meßanlage

Die zeitlichen Variationen des elektrischen Feldes wurden mit Apparaturen registriert, die transportabel sind und an den einzelnen Stationen für eine oder mehrere Wochen aufgebaut waren.

Die Meßstrecken (Abstände der Erdungen) betrugen 200 m und waren nach magnetisch NS und EW orientiert. – Es standen drei

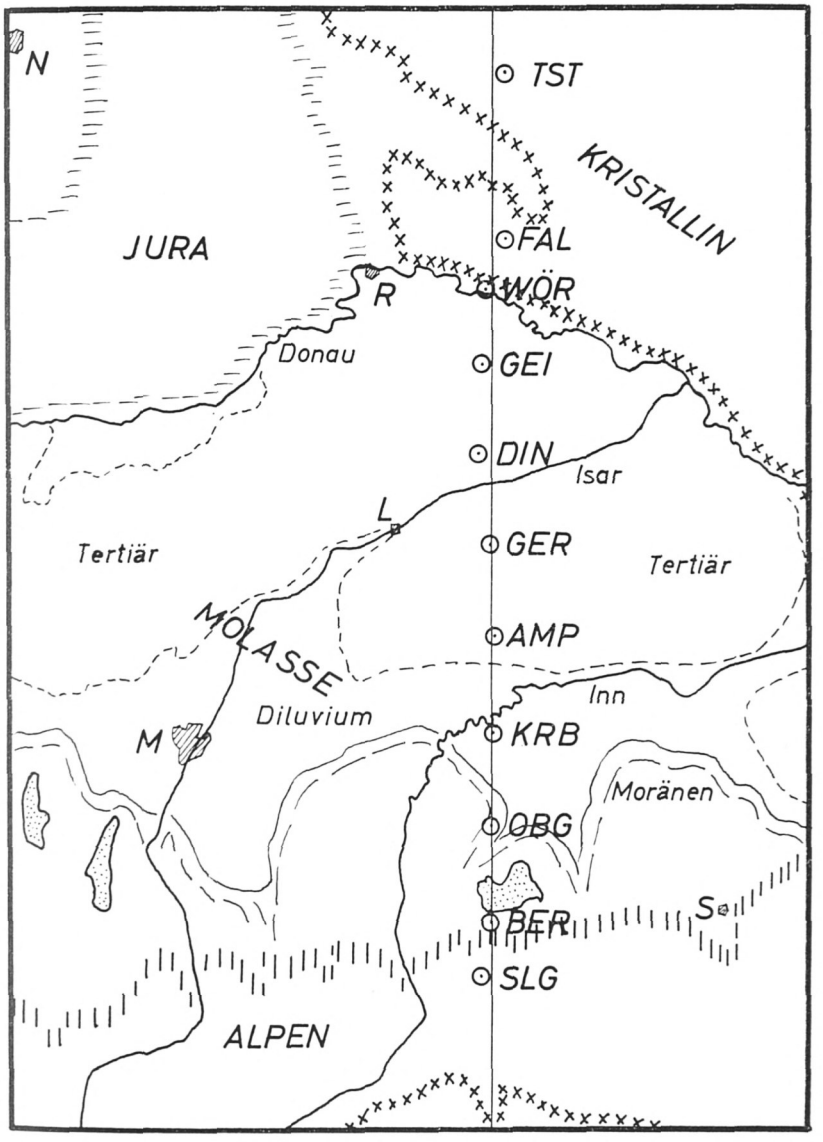

Abb. 1: Der östliche Teil der Bayerischen Molasse mit dem vermessenen Profil und den einzelnen Meßstationen. (Bedeutung der Abkürzungen siehe Tab. 1)

Meßapparaturen zur Verfügung, mit denen zu gleichen Zeiten an drei verschiedenen Stationen registriert werden konnte. Ihr Aufbau geht im wesentlichen auf M. Schuch (1962) zurück. Jede Feldstation ist voll beweglich, netzunabhängig und wettersicher. In einer Schutzhütte aus Holz ist ein lichtdichter Aluminiumkasten mit dem seitlich einsetzbaren Lichtschreiber untergebracht. Der Lichtschreiber wurde in der Werkstatt des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München von Herrn Mechanikermeister L. Lehner entwickelt und hat sich gut bewährt. Er kann einen Papierfilm von 15 m Länge und 10 oder 15 cm Breite aufnehmen. Als Antrieb dient ein Federwerk, während der Vorschub durch ein langlaufendes Uhrwerk gesteuert wird. Bei der verwendeten Konstruktion kann ein Filmvorschub von 2 cm/h oder 8 cm/h eingestellt werden, wobei man vier bzw. eine Woche lang wartungsfrei registrieren kann. Wegen der besseren Auflösung wurde der Vorschub 8 cm/h bevorzugt. – In dem Aluminiumkasten befinden sich zwei hochempfindliche Spiegelgalvanometer (je eines für eine der beiden Horizontal-Komponenten, Ruhstrat EGz 4, Innenwiderstand 6 kΩ, äußerer Grenzwiderstand 64 kΩ, Stromempfindlichkeit $2{,}2 \cdot 10^{-9}$ A/mm/m, Schwingungsdauer 1 sec), der Beleuchtungsakku (DEAC FC 128 H), die Kontaktuhr und eine Eicheinrichtung. Mit letzterer wurde alle 12 Stunden automatisch eine Eichung vorgenommen. Dies ist notwendig, da der Übergangswiderstand zwischen Elektroden (Erdungen) und Erdreich – der wesentlich am Gesamtwiderstand des Meßkreises beteiligt ist – von der Witterung abhängig und daher zeitlich veränderlich ist.

Mit der Kontaktuhr wurde zu jeder vollen Stunde eine Stundenmarke erzeugt. Die Ungenauigkeit der Stundenmarken war meist geringer als $\pm$ 2 min. pro Woche. Diese Abweichungen sind jedoch zu groß, um Phasendifferenzen gleicher Effekte an verschiedenen Stationen genügend genau auszuwerten. Für weitere Zeitmarken wurde sicherheitshalber ein Sender über einen Detektor und ein drittes Spiegelgalvanometer mitregistriert; bei Variation der Sendeenergie, z. B. beim Abschalten des Senders, erhält man auf den Filmen aller Stationen gleichzeitig eine kleine Spurversetzung und damit eine genaue, relative Zeitmarke. Mit meist hinreichender Genauigkeit kann man allerdings auch cha-

rakteristische kurzperiodische Pulsationen als Zeitmarken verwenden.

2. Elektroden

Die für die Messung erforderlichen Erdungen werden je nach Problemstellung Sonden oder Elektroden genannt. An dieser Stelle wird die Bezeichnung Elektroden verwendet. – Bei Feldstationen, die längere Zeit ohne Wartung registrieren sollen, sind zwei Arten von gebräuchlichen Elektroden ungeeignet: 1. Metallelektroden und 2. Tonelektroden, die mit Metallsalzlösung gefüllt sind. Erstere haben den Nachteil hoher (durch die Witterung) veränderlicher Grenzpotentialdifferenzen; letztere sind wohl weitgehend „unpolarisierbar", verlieren aber nach einigen Wochen den Elektrolyten. Beides führt dazu, daß die Lichtpunkte der Galvanometer über den Filmrand auswandern. Unter geringer Abwandlung einer von M. Schuch (1962) gebauten Kalomel-Bezugselektrode mit KCl-Brücke, die jedoch für den Feldbetrieb und häufigen Transport nicht robust genug war, gelangten wir zu einer $Cu/CuSO_4$-Elektrode, die mit bestem Erfolg verwendet wurde. Sie besteht aus einem Stück Plexiglasrohr (⌀ 5 cm), das oben und unten durch einen durchbohrten Gummistopfen luftdicht verschlossen wird. Durch den oberen Stopfen wird ein Kupferstab in die Elektrode eingeführt und durch den unteren das obere Ende eines etwa 60 cm langen, dünnen (Innendurchmesser 4 mm) Plexiglasröhrchens. Im Elektrodenkörper und in dem Röhrchen befindet sich konzentrierte Kupfersulfatlösung, sowie etwas festes $CuSO_4$, um die Konzentration der Lösung stets konstant zu halten. Tropft am unteren Ende des Röhrchens durch einen als Verschluß dienenden Papierstopfen etwas Flüssigkeit heraus, so bildet sich in der Elektrode ein Unterdruck, der weiteren Elektrolytverlust verhindert. – Das Einführen der Elektrode in den Boden ist einfach und zeitsparend: Zuerst hebt man mit dem Spaten ein ca. 30 cm tiefes Loch für den Elektrodenkörper aus. Von da aus wird ein Stahlspieß etwa 60 cm weit in den Boden getrieben. Dahinein kommt später das Röhrchen. Die eigentliche Elektrodenaufsatzstelle liegt somit bei 90 cm Tiefe unter der Erdoberfläche; ihre Umgebung ist praktisch ungestört. Durch dieses Verfahren und durch die verwendeten Elektroden

Name der Station	Abkürzung	Meßtischblatt Nr.	Gauß-Krüger-Koord. RW	Gauß-Krüger-Koord. HW	Höhe über NN (m)	Entfernung benachbarter Stationen (km)
Thanstein/Opf.	TST	6640	45_{33580}	54_{72380}	490	34.8
Falkenstein	FAL	6940	45_{33880}	54_{39000}	610	11.9
Wörth/Do.	WÖR	7040	45_{29000}	54_{27600}	324	14.6
Geiselhöring	GEI	7140	45_{28760}	54_{13415}	375	20.0
Dingolfing/Isar	DIN	7340	45_{27900}	54_{94400}	475	18.7
Gerzen/Vils	GER	7440	45_{30670}	53_{76670}	468	23.1
Ampfing	AMP	7640	45_{31100}	53_{55020}	490	20.0
Kraiburg/Inn	KRB	7840	45_{31000}	53_{35450}	480	19.4
Obing	OBG	8040	45_{31600}	53_{16600}	569	21.2
Bernau/Chiemsee	BER	8140	45_{30560}	52_{96320}	530	11.7
Schleching	SLG	8240	45_{28700}	52_{85170}	605	

N

Tabelle 1: Angaben zu den Profilstationen

werden Verhältnisse für die Registrierung geschaffen, die über viele Wochen hinreichend konstant sind. Dank ihrer einfachen Konstruktion halten diese Elektroden aber auch häufigen Stationswechsel und Transport aus und bleiben lange Zeit ohne Pflege gebrauchsfähig. – Ihr Innenwiderstand ist relativ hoch; er hängt fast ausschließlich von der Länge des Röhrchens ab. Gemessen wurde 1 kΩ auf 4 cm Rohrlänge. Außerdem ist der Erdungswiderstand (= Übergangs- + Ausbreitungswiderstand) wegen der kleinen Kontaktflächen (12,5 mm²) in der Größenordnung von einigen kΩ. Dies ist jedoch für die Registrierung von Spannungsschwankungen kein Nachteil. Wie eine Abschätzung ergab, soll der Innenwiderstand des gesamten Meßkreises etwa 5 kΩ nicht unterschreiten, um die natürliche Potentialdifferenz zwischen den (200 m entfernten) Elektroden nicht merklich zu verringern.

3. Die Meßstationen

Die Registrierungen erfolgten an 11 Stationen längs eines 200 km langen NS-Profils (12° 25′ E) im Abstand von durchschnittlich 20 km (Abb. 1). Nähere Angaben zu den Meßorten sind in Tab. 1 zusammengestellt.

In der Tab. 2 ist die Registrierdauer an den einzelnen Stationen aufgeführt.

Tabelle 2: Registrierungen im Jahre 1963

Station	vom	bis
Thanstein	13. 8.	16. 8.
Falkenstein	7. 7.	30. 11.
Wörth	16. 8.	18. 8.
Geiselhöring	9. 7.	12. 8.
	22. 9.	1. 10.
Dingolfing	4. 9.	22. 9.
Gerzen	8. 5.	14. 6.
	17. 10.	26. 10.
Ampfing	23. 6.	24. 9.
Kraiburg	13. 5.	12. 6.
	26. 9.	3. 10.
Obing	27. 10.	1. 12.
Bernau	31. 10.	1. 12.
Schleching	19. 10.	31. 10.

An den Stationen Falkenstein und Ampfing wurden zeitweise Parallelregistrierungen der erdmagnetischen Variationen mit einem Askania-Variographen durchgeführt.

III. Auswertung

1. Die Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes

Die Richtung des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes ändert sich zeitlich und örtlich. Zunächst sei einiges über die zeitliche Änderung der Richtung gesagt. – O. M. Barsukov (1958) berichtet z. B. über einen Tagesgang der Richtung des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes an mehreren, weit über die Sowjetunion verstreuten Stationen. Er stellte fest, daß an den einzelnen Stationen und für die untersuchten Perioden (bis zu mehreren Minuten) die Richtung des E-Feldes von $\pm 3°$ bis $\pm 8°$ täglich variierte. Die Tagesgänge der einzelnen Stationen hatten jedoch keine Ähnlichkeit. – U. Fleischer (1953) und J. Untiedt (1959) berichteten unter anderem über Tages- und Jahresgänge der Variationen des erdmagnetischen Feldes im Periodenbereich von einigen Minuten bis zu einigen Stunden und mit einer Größenordnung von $\pm 8°$ bis $\pm 20°$.

Hier interessierte die örtliche Änderung der Richtung des erdelektrischen Feldes. Diese ist unter der Annahme, daß die Variationen des induzierenden erdmagnetischen Feldes über größere Gebiete (lineare Dimension bis 500 km) als homogen betrachtet werden können, allein den Inhomogenitäten im Untergrund zuzuschreiben.

Die Spitze des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes beschreibt während einer Variation (> 50 sec) eine Figur, die einer gestreckten Ellipse ähnlich ist. Die mittleren Richtungen der großen Achse solcher Ellipsen wurden grob wie folgt bestimmt (Abb. 2).

Es sei a_1 die Differenz zwischen Maximum und Minimum einer Variation in der EW-Komponente, a_2 die entsprechende Differenz in der NS-Komponente derselben Variation. b_1 und b_2 seien die Beträge der Eichausschläge, die durch die Eichspannung

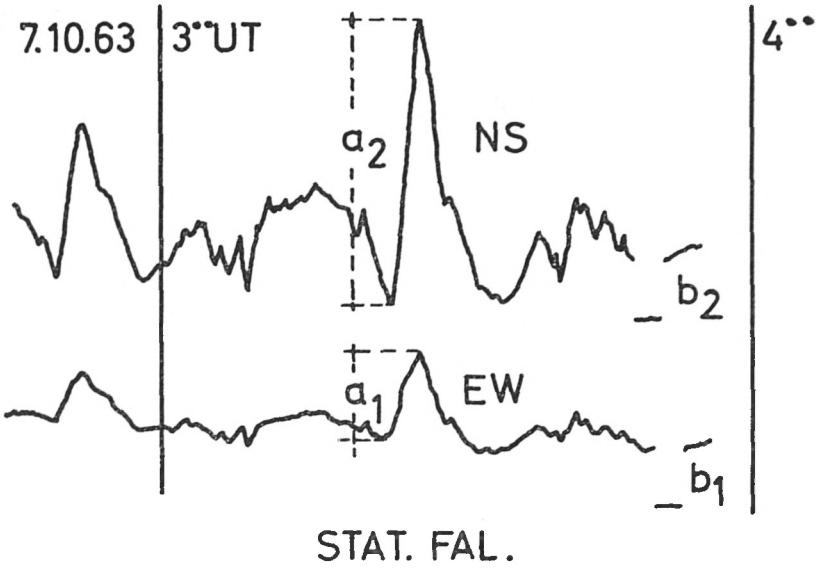

Abb. 2: Bestimmung der mittleren Richtung des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes aus den maximalen Ausschlägen einer Variation. Registrierzeit von 3^{00} bis 4^{00} UT (universal time)

von 1 mV hervorgerufen werden. Bei gleichem Elektrodenabstand gilt dann

$$\frac{E_{EW}}{E_{NS}} = \frac{a_1 : b_1}{a_2 : b_2} = \frac{a_1 b_2}{a_2 b_1} \,. \tag{1}$$

Es wurden für jede Station Variationen eines möglichst großen Periodenbereichs ausgewertet. Auf Abb. 3 sind für 3 Stationen die Richtungen der Horizontalellipsen des erdelektrischen Feldes für Variationen mit Perioden von 20–10000 sec als Striche dargestellt.

In der Abb. 3 zeigt die Richtung magnetisch N nach oben, die Richtung magnetisch E nach rechts. Jeder Strich gibt etwa die Schwingungsrichtung des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes während der Zeitdauer der Variation mit der Periode T an. Auf der Abszisse ist die Periode der Variationen im Bereich von 20–10000 sec angeschrieben. Der Ausgangspunkt eines Richtungsstriches von der Abszisse gibt die Periode der Variation an, für welche diese Richtung bestimmt wurde.

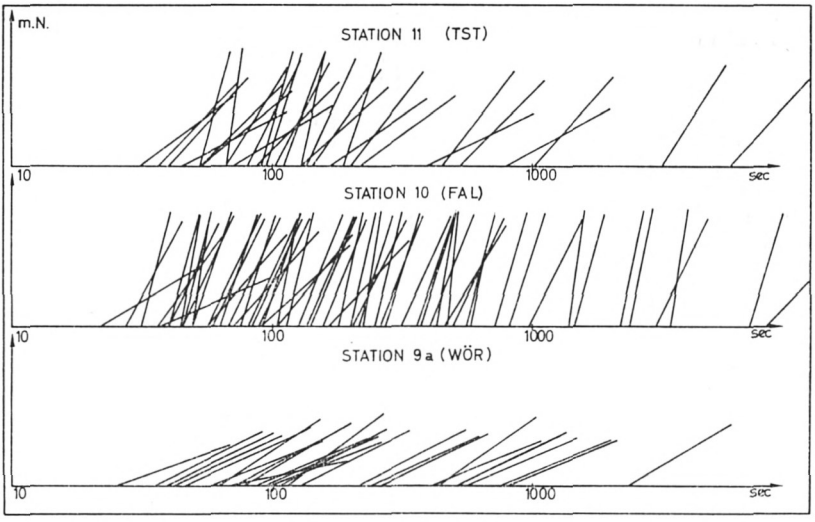

Abb. 3: Die Richtungen des Horizontalvektors des erdelektrischen Feldes an den Stationen Thanstein (Kristallin), Falkenstein (Kristallin) und Wörth (Nordrand der Molasse) für Variationen im Periodenbereich von 20–10000 sec.

Innerhalb des Bereiches von 50–10000 sec konnte an keiner Station – wie auch aus den Abbildungen zu ersehen ist – eine Abhängigkeit der Richtung des E-Feldes von der Periode der Variation festgestellt werden. Daher war es möglich, für jede Station eine „Vorzugsrichtung" des erdelektrischen Feldes zu definieren. Unter Vorzugsrichtung wird dabei die Richtung verstanden, die sich an einer Station durch Mittelung über alle Perioden der in der Abb. 3 dargestellten Richtungen ergibt. Für diese Mittelung wurden 30 bis 80 Werte verwendet.

Abb. 4: Zeitliche Variationen der horizontalen Komponente des erdelektrischen Feldes $\vec{E}$ und der Horizontalintensität $\vec{H}$ des erdmagnetischen Feldes am Geophysikalischen Observatorium zu Fürstenfeldbruck und an der Station Falkenstein. Während in den Vektordiagrammen von $\vec{H}$ keine Vorzugsrichtung zu erkennen ist, ergibt sich für $\vec{E}$ eine für jede Station charakteristische Vorzugsrichtung. – Bei der Variation in Fürstenfeldbruck am 22. 11. 62 erkennt man in $\vec{H}$ 2 große und 1 kleine Schleife; in $\vec{E}$ sind ebenfalls 3 Schleifen zu erkennen. – Die Punktabstände entsprechen gleichen Zeitintervallen.

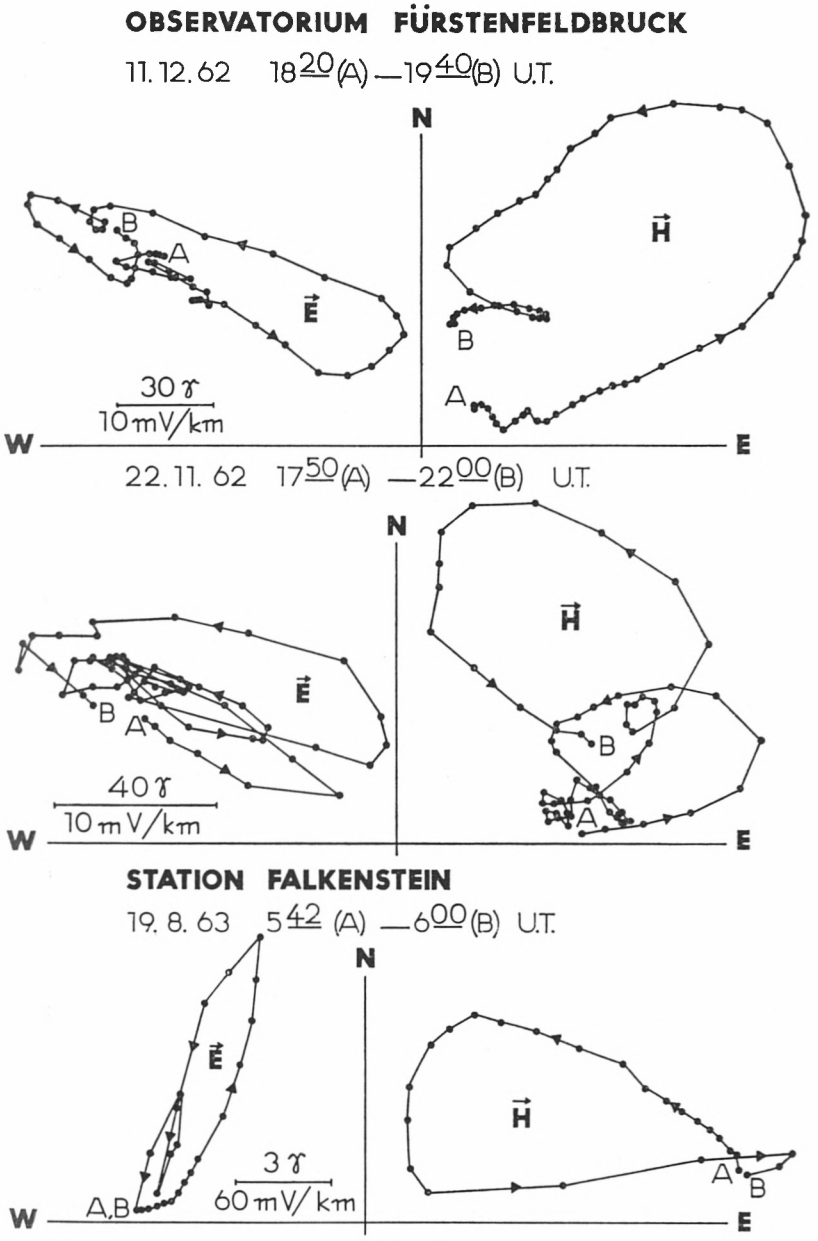
OBSERVATORIUM FÜRSTENFELDBRUCK
11. 12. 62 18 20 (A) — 19 40 (B) U.T.
N
W
E
B
A
$\vec{E}$
$\vec{H}$
30 γ
10 mV/km
22. 11. 62 17 50 (A) — 22 00 (B) U.T.
40 γ
10 mV/km
STATION FALKENSTEIN
19. 8. 63 5 42 (A) — 6 00 (B) U.T.
3 γ
60 mV/km
A,B

Abb. 4

Zur Bestimmung der Vorzugsrichtungen wurden nur gut auswertbare Variationen (mit möglichst großer Amplitude) herangezogen. Dies ist vermutlich keine unerlaubte Auswahl: Wurden nämlich alle innerhalb einer Stunde auftretenden Variationen mit kleiner Amplitude ($\gtrsim$ 1 mm) ausgewertet, so ergab sich dieselbe Vorzugsrichtung mit einem ähnlichen Streubereich wie bei Auswertung von Variationen mit großer Amplitude aus einem längeren Zeitraum.

Variationen, bei denen zwischen den beiden Komponenten E_{EW} und E_{NS} des E-Feldes eine größere Phasenverschiebung auftrat, wurden nicht auf obige Weise ausgewertet. Von diesen Variationen wurden teilweise Vektordiagramme gezeichnet. Es zeigte sich, daß die Vektordiagramme durch Ellipsen angenähert werden können, bei denen die Richtungen der großen Achsen nicht mehr von der Vorzugsrichtung der jeweiligen Station abwichen, als es der obengenannten Streuung entsprach.

Für die Variationen des erdmagnetischen Feldes ist es viel schwieriger, eine Vorzugsrichtung zu definieren als für die Variationen des erdelektrischen Feldes (Abb. 4). Auf ein ähnliches Ergebnis haben schon mehrere Autoren (z. B. Rikitake 1962, Wiese 1962) hingewiesen.

In Tabelle 3 wird eine Zusammenstellung der Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes an den einzelnen Stationen und die mittlere Abweichung der einzelnen Variationen von der Vorzugsrichtung angegeben.

Bei der Auswahl der Variationen wurde die Tages- und Jahreszeit der Effekte nicht berücksichtigt. Eine eventuell vorhandene tägliche oder jährliche Variation der Vorzugsrichtung ist in der Streuung (Tabelle 3) enthalten.

Es fällt auf, daß die mittlere Abweichung von der Vorzugsrichtung an den Stationen im Alpenvorland (mit Ausnahme von Station Ampfing) geringer ist als an den Stationen im Kristallin.

Die in Tabelle 3 angegebenen Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes an den einzelnen Stationen wurden in einen von C. Prodehl (1962) ausgearbeiteten Tiefenlinienplan der Kristallinoberkante unter der Sedimentbedeckung der Molasse eingezeichnet (Abb. 5).

Tabelle 3

Station		Abkürzung	Vorzugs-richtung	mittlere Abweichung der Einzelwerte
Thanstein	Kristallin	TST	N 38°E	± 13°
Falkenstein		FAL	N 24°E	± 10°
Wörth/Don.	Molasse	WÖR	N 65°E	± 4°
Geiselhöring		GEI	N 42°W	± 5°
Dingolfing		DIN	N 45°W	± 5°
Gerzen		GER	N 52°W	± 8°
Ampfing		AMP	N 62°W	± 14°
Kraiburg		KRB	N 71°W	± 6°
Obing		OBG	N 66°W	± 7°
Bernau		BER	N 77°E	± 4°
Schleching	Alpen	SLG	N 50°W	± 4°

Die gestrichelte, NS verlaufende Linie im rechten Teil der Abb. 5 gibt die Lage des Profiles an. Die kurzen Striche entlang des Profiles zeigen die Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes an den 11 Stationen. Die Lage der einzelnen Stationen ist durch die Abkürzungen der Stationsbezeichnungen zu erkennen. An den nördlichsten Stationen Thanstein und Falkenstein (im Kristallin des Bayerischen Waldes) steht die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes ungefähr senkrecht zur Grenze Kristallin–Molassetrog, etwa in Richtung NS. In der Molasse dagegen liegen die Vorzugsrichtungen vorwiegend parallel zu den nördlichen und südlichen Begrenzungen des gutleitenden Troges. Die Vorzugsrichtung an der Station Wörth, welche an der Grenze des Molassetroges zum Kristallin liegt, nimmt eine Mittelstellung ein. – Im Bereich der Molasse ändert sich die Vorzugsrichtung entlang des Profiles systematisch, jedoch nur wenig: nämlich von NW–SE in Geiselhöring auf fast E–W in Obing. Es fällt auf, daß die Vorzugsrichtungen recht gut mit der Richtung der Tiefenlinien der Kristallinoberkante unter den Stationen übereinstimmen.

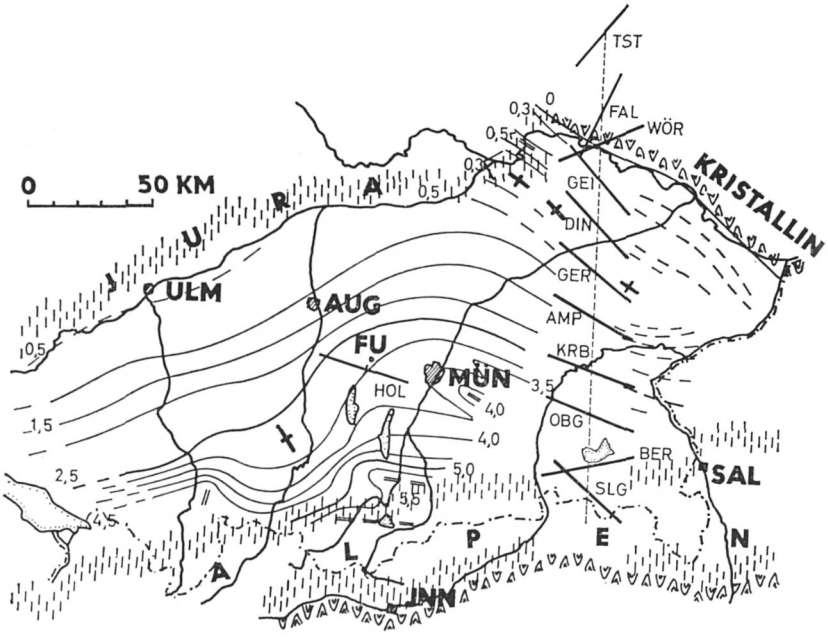

Abb. 5: Tiefenlinien der Kristallinoberkante unter der Sedimentbedeckung der Molasse (nach C. Prodehl, 1962). Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes: dicke, kurze Striche an den Stationen. Die Vorzugsrichtung ist längs des vermessenen Profiles vermutlich etwa parallel zu den Tiefenlinien der Oberfläche des Grundgebirges. An der Station Holzhausen (HOL) ist dies jedoch nicht der Fall. (Holzhausen liegt 3 km SW vom Observatorium Fürstenfeldbruck Fu.)

2. Amplitudenvergleich

Ferner wurden die Amplituden der gleichzeitig an Wander- und Basisstation (Falkenstein) registrierten Variationen miteinander verglichen; die Amplitude der NS-Komponente der Variation an der Basisstation erhielt dabei jeweils den Wert 1. Da, wie schon erwähnt, in mittleren geographischen Breiten die Anregung durch das äußere induzierende Magnetfeld bis Entfernungen von einigen 100 km als homogen angenommen werden darf, sind unterschiedliche Amplituden der erdmagnetischen und erdelektrischen Felder an zwei verschiedenen Meßpunkten nur durch unterschiedliche Leitfähigkeitsverteilungen im Untergrund der betrachteten Meßorte zu erklären. – Bei der Auswertung wurden

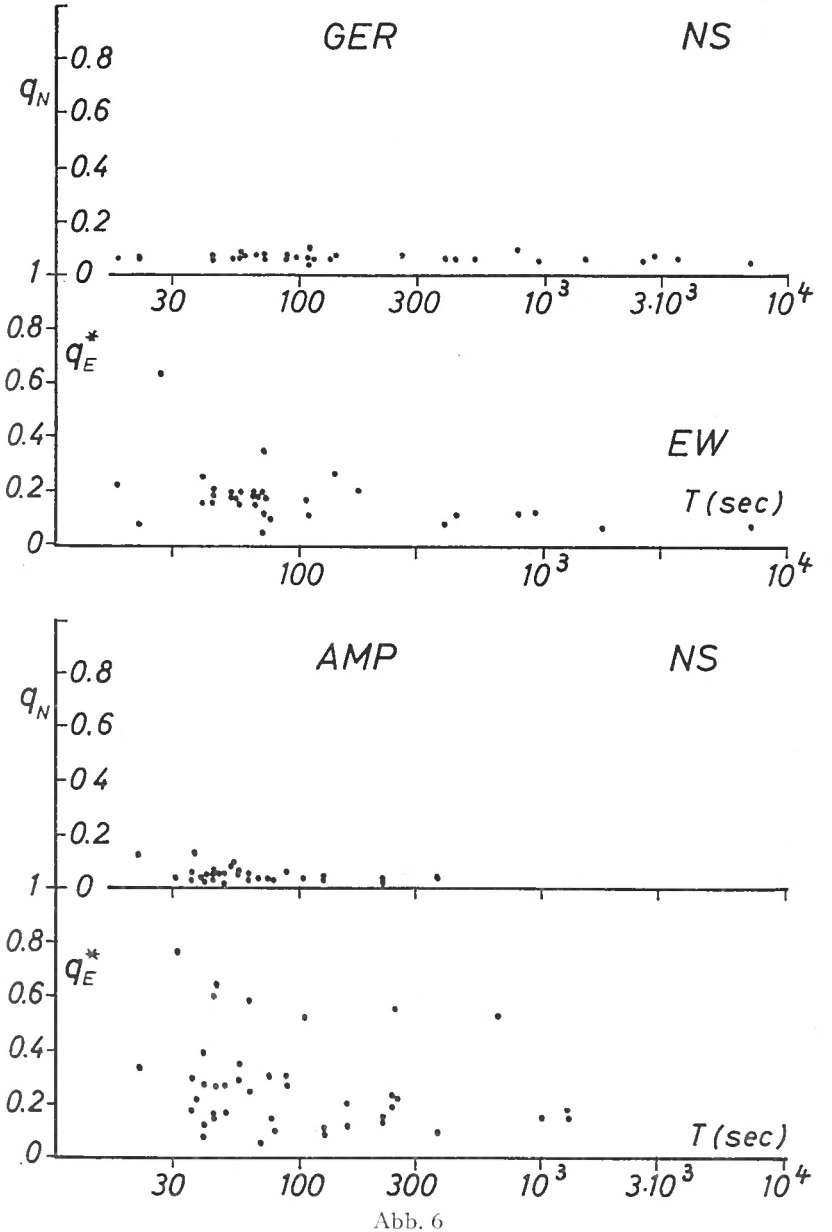

Abb. 6

Abb. 6, 7 und 8: Amplitudenverhältnisse $q_N = E_{N,W}/E_{N,B}$ der NS-Komponenten und $q_E^* = E_{E,W}/E_{E,B}$ der EW-Komponenten verschiedener Stationen.

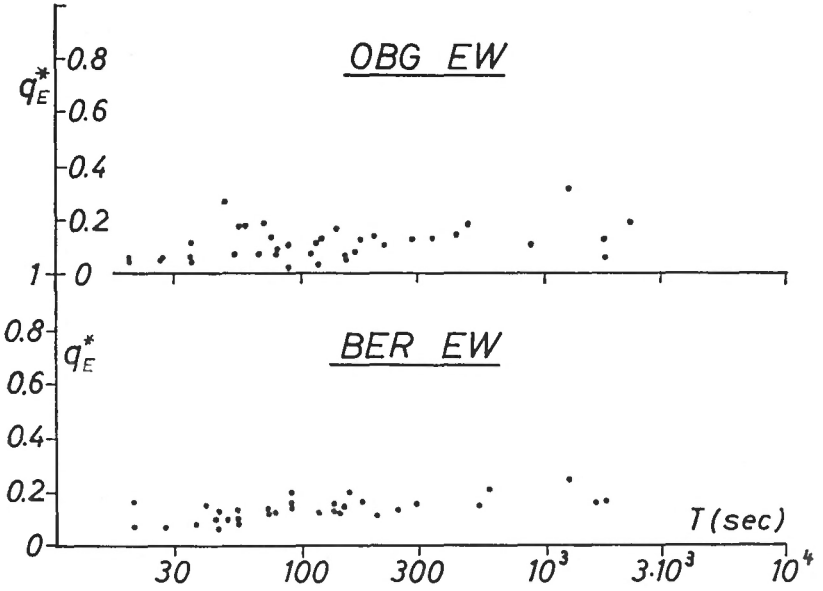
OBG EW
q_E^*
0.8
0.6
0.4
0.2
0
BER EW
q_E^*
0.8
0.6
0.4
0.2
0
T (sec)
30
100
300
10^3
$3 \cdot 10^3$
10^4

Abb. 7

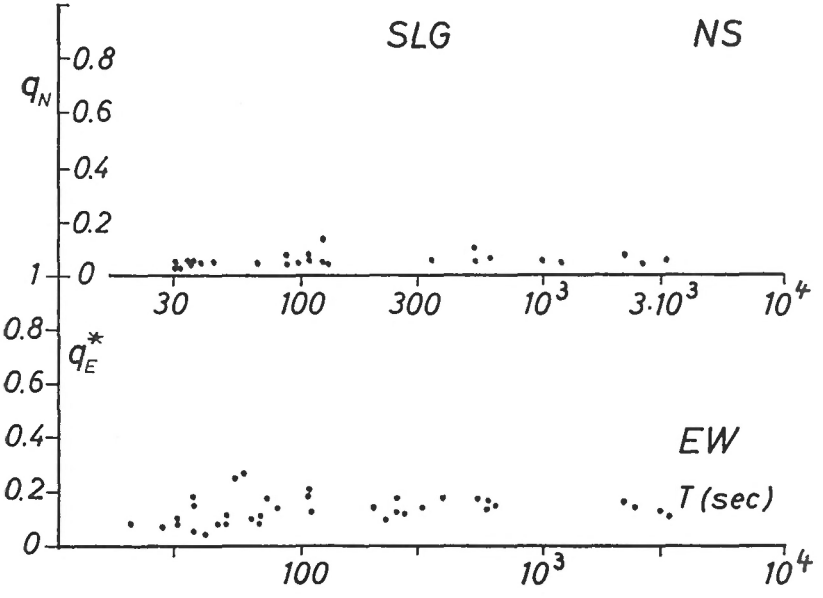
SLG
NS
q_N
0.8
0.6
0.4
0.2
0
30
100
300
10^3
$3 \cdot 10^3$
10^4
q_E^*
0.8
0.6
0.4
0.2
0
EW
T (sec)
100
10^3
10^4

Abb. 8

zunächst für jede der 10 Wanderstationen die Amplitudenverhältnisse $q_N = E_{N,W}/E_{N,B}$ (der NS-Komponenten der Wanderstation W und der Basisstation B) und $q_E^* = E_{E,W}/E_{E,B}$ (der EW-Komponenten) bestimmt und über der Periode T der Variationen aufgetragen. Beispiele hierfür zeigen die Abb. 6, 7 und 8. Es zeigte sich, daß die Amplitudenverhältnisse nicht jeden beliebigen Wert annehmen, sondern vielmehr in einem mehr oder weniger breiten Streubereich liegen. Eine deutliche Periodenabhängigkeit ist dagegen nicht zu erkennen; vielleicht nimmt q_N bzw. q_E^* mit wachsender Periode etwas zu.

Außer den beiden Amplitudenverhältnissen q_N und q_E^* kann man ein drittes, das sogenannte charakteristische Amplitudenverhältnis q bestimmen. Dieses Amplitudenverhältnis q ist definiert als das Verhältnis der Beträge der Horizontalkomponente des induzierten E-Feldes an Basis- und Wanderstation für eine bestimmte Variation:

$$q = \frac{|E_W|}{|E_B|}. \tag{2}$$

Dieses Verhältnis q kann aus den Registrierungen von Wander- und Basisstation bei gleichzeitiger Ablesung aller vier Amplituden nach

$$q = \sqrt{\frac{E_{N,W}^2 + E_{E,W}^2}{E_{N,B}^2 + E_{E,B}^2}} \tag{3}$$

bestimmt werden. Für den Fall, daß an allen Stationen die Abweichungen der Einzeleffekte von einer Vorzugsrichtung nur gering sind (was hier laut Tab. 3 erfüllt ist), läßt sich das charakteristische Amplitudenverhältnis q mit den Amplitudenverhältnissen q_N und q_E^* verknüpfen, sofern nur die Vorzugsrichtung φ_B (von N über E) an der Basisstation bekannt ist. Dann gilt

$$q = \sqrt{q_N^2 \cos^2 \varphi_B + q_E^2 \sin^2 \varphi_B} \tag{4}$$

mit

$$q_E = E_{E,W}/E_{N,B} = q_E^* \operatorname{tg} \varphi_B. \tag{5}$$

Die Vorzugsrichtung φ_B ergibt sich laut Abschnitt 1 durch die Mittelung

$$\operatorname{tg} \varphi_B = \overline{E_{E,B}/E_{N,B}}. \tag{6}$$

Gleichung (5) trägt dem Umstand Rechnung, daß an der Basisstation die beiden Komponenten im allgemeinen nicht gleich groß sind.

Für $\varphi_B \approx 0$ oder $\varphi_B \approx \frac{\pi}{2}$ wird die Bestimmung von q_N bzw. q_E^* schwierig; in diesem Fall wird q besser aus Gleichung (3) statt aus (4) berechnet.

In der Tabelle 4 sind die für die Periode $T = 100$ sec visuell gemittelten Werte $\overline{q_N}$, $\overline{q_E^*}$ sowie die daraus mit den Gleichungen (5) und (4) berechneten Werte $\overline{q_E}$ und $\bar{q}$ zusammengestellt. Als Basisstation wurde Falkenstein (FAL) verwendet. Die Werte z in der Tabelle 4 geben die Mächtigkeit der gutleitenden Deckschicht in der Molasse an, die an Hand eines weiter unten beschriebenen Modelles berechnet wurde. Sie stimmt teilweise gut mit der Tiefe der Kristallinoberfläche überein, die man mit Hilfe der Refraktionsseismik ermittelt hat. Zum Teil weichen die Angaben allerdings voneinander ab; auf diese Abweichung soll an anderer Stelle eingegangen werden.

3. Interpretation

Da q_N und q_E^* keine deutliche Periodenabhängigkeit zeigen, kann nach Gleichung (4) auch das charakteristische Amplitudenverhältnis q nur schwach von der Periode abhängen. Wie die Periodenabhängigkeit theoretisch aussehen könnte, wurde für ein einfaches Modell berechnet. Dabei wurde angenommen, daß unter der Basisstation der Untergrund homogen ist und die Leitfähigkeit σ_2 des Kristallins hat (Ein-Schichten-Modell). Unter der Wanderstation liege dagegen eine gutleitende Deckschicht der Mächtigkeit z und der Leitfähigkeit σ_1 über einem homogenen Halbraum der Leitfähigkeit σ_2 wie unter der Basis (Zwei-Schichten-Modell). Es wurde ferner angenommen, daß sowohl Basis- wie Wanderstation hinreichend weit vom Kontakt der beiden Modelle entfernt liegen. Bei gleicher äußerer Anregung an beiden Stationen durch ein induzierendes Magnetfeld ergibt die theoretische Behandlung eine Beziehung der Form

$$(7) \qquad \left|\frac{E_W}{E_B}\right| = q = m \cdot \sqrt{\frac{\cosh 2\,(n + \operatorname{artanh} m) + \cos 2\,n}{\cosh 2\,(n + \operatorname{artanh} m) - \cos 2\,n}}$$

Tabelle 4

Station	$\overline{q_N}$	$\overline{q_E^*}$	$\overline{q_E}$	$\bar{q}$	z (m)	$w = W/W_{FAL}$
Falkenstein	1	1	0.268	1.035	—	1
Thanstein	0.3	0.5	0.134	0.317	—	0.304
Wörth/Do.	0.09	0.4	0.11	0.135	270	0.015
Geiselhöring	0.15	0.5	0.134	0.194	100	0.057
Dingolfing	0.05	0.29	0.08	0.089	580	0.065
Gerzen	0.065	0.16	0.043	0.075	750	0.063
Ampfing	0.03	0.2	0.054	0.059	1050	0.061
Kraiburg/Inn	0.01	0.07	0.019	0.02	3650	0.192
Obing	0.01	0.1	0.027	0.0276	2600	0.217
Bernau	0.01	0.11	0.029	0.03	2250	0.023
Schleching	0.05	0.11	0.03	0.056	1055	0.163

$\bar{q}$ charakteristisches Amplitudenverhältnis, bezogen auf die Station Falkenstein

W mittlerer spezifischer Widerstand der oberen 100 m, gewonnen aus elektrischer Tiefensondierung

z Mächtigkeit der gutleitenden Deckschicht, berechnet nach einem Zweischichtenmodell (schlechtleitender Halbraum von gutleitender Deckschicht überdeckt)

mit

$$m = \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}} = \sqrt{\frac{\varrho_1}{\varrho_2}}, \quad (\varrho_1 < \varrho_2), \tag{8}$$

$$n = z_1/z_1^*$$

und der Eindringtiefe

$$z_1^*(T) = \frac{1}{2\pi} \cdot \sqrt{10^7 \cdot \varrho_1 \cdot T}; \tag{9}$$

(z_1, z_1^* in m, ϱ in Ωm, T in sec.)

Es wurde mit einem inhomogenen äußeren induzierenden Magnetfeld, dessen Vektorpotential von der Form $\cos vx \cdot (Ae^{-vz} + Be^{vz})\, e^{i\omega t}$ (siehe auch Price 1962) ist, gerechnet; dabei bedeutet $v = \frac{2\pi}{L}$, L = räumliche Wellenlänge des induzierenden Feldes. Beim Vergleich zweier elektrischer Felder (hier E_W/E_B) ist es möglich, L sehr groß werden zu lassen und dadurch zum Grenzfall eines quasi-homogenen Feldes überzugehen. Die Gleichung (7) wurde für diesen Grenzfall erhalten.

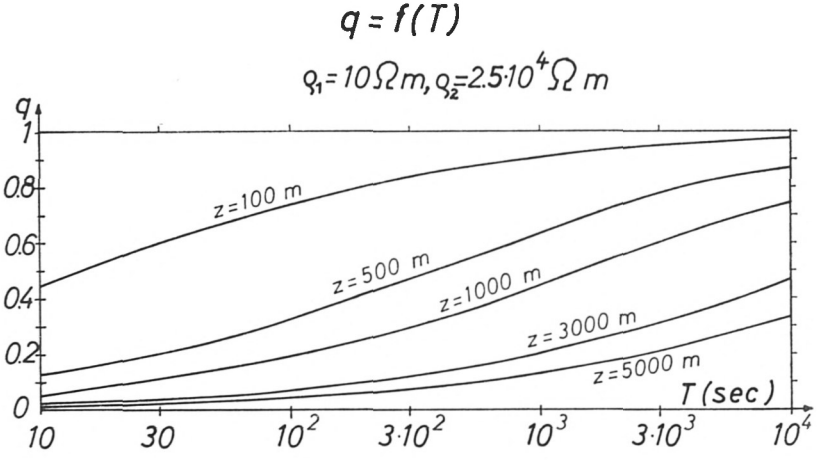

Abb. 9: Die für ein Zwei-Schichten-Modell berechnete Periodenabhängigkeit des charakteristischen Amplitudenverhältnisses $q = |E_W|/|E_B|$; Scharparameter ist die Mächtigkeit z der gutleitenden Deckschicht (in m) bei festem $\varrho_1 = 10$ Ωm und $\varrho_2 = 25000$ Ωm.

In Abb. 9 wurde die Beziehung (7) als Funktion $q = f(T)$ bei festem $\varrho_1 = 10\ \Omega m$ und $\varrho_2 = 25000\ \Omega m$ aufgetragen. Scharparameter ist die Mächtigkeit z der gutleitenden Deckschicht (in m). Die Abb. 9 zeigt, daß die berechnete Periodenabhängigkeit von q größer als die beobachtete ist. Es ist daher anzunehmen, daß für Perioden $T > 100$ sec (infolge der zu großen Eindringtiefe) das oben benutzte einfache Modell nicht mehr ganz zutreffend ist.

Die in der Tabelle 4 angeführten Werte für die Amplitudenverhältnisse $\bar{q}_N$, $\bar{q}_E$ und $\bar{q}$ sind gemittelte Werte. Sie wurden in Abb. 10 über den Profilstationen in logarithmischem Maßstab aufgetragen und durch einen Kurvenzug miteinander verbunden. Die mit w bezeichnete, punktierte Linie wurde durch eine elektrische Tiefensondierung nach Schlumberger ermittelt (siehe ebenfalls Tab. 4). $w = W/W_{FAL}$ ist der mittlere spezifische Widerstand der obersten 100 m an jeder Station, bezogen auf die Basis Falkenstein (Falkenstein: $W_{FAL} = 2300\ \Omega m$).

Der untere Teil der Abb. 10 zeigt einen Schnitt längs des Profils mit der Morphologie der Erdoberfläche und der nach seismischen Untersuchungen und nach Bohrungen vermuteten Kristallinoberkante (gestrichelte Linie) (C. Prodehl, 1962). Die untere punktierte Linie verbindet die schon erwähnten, berechneten Werte z für die Mächtigkeit der gutleitenden Deckschicht miteinander. Der Höhenmaßstab ist 5-fach vergrößert.

Die gemittelten Amplitudenverhältnisse $\bar{q}$, $\overline{q_N}$, $\overline{q_E}$ nehmen von N nach S ab. Dies steht im Einklang mit der nachgewiesenen Zunahme der Sedimentmächtigkeit nach S. Besonders „glatt" ist der Verlauf von $\bar{q}$, während sich – je nach Vorzugsrichtung an der betreffenden Station in der Molasse – die Kurven von $\overline{q_N}$ und $\overline{q_E}$ mehrfach überschneiden, bis im südlichen Teil der Molasse, von Ampfing bis Bernau, $\overline{q_E} \gg \overline{q_N}$ ist. Dies bedeutet, daß in diesem Gebiet die Vorzugsrichtung des E-Feldes weitgehend der EW-Richtung parallel ist, wie es bereits im Abschnitt III, 1 beschrieben wurde. Vergleicht man die Kurve $w = W/W_{FAL}$ für den mittleren spezifischen Widerstand der obersten 100 m mit der Kurve $\bar{q}$ des charakteristischen Amplitudenverhältnisses, so stellt man nur geringe Analogien fest. Demgegenüber sieht es so aus, als ob an den Rändern der Molasse, also von Station Falkenstein zu Station Wörth/D. und von Station Schleching zu Station

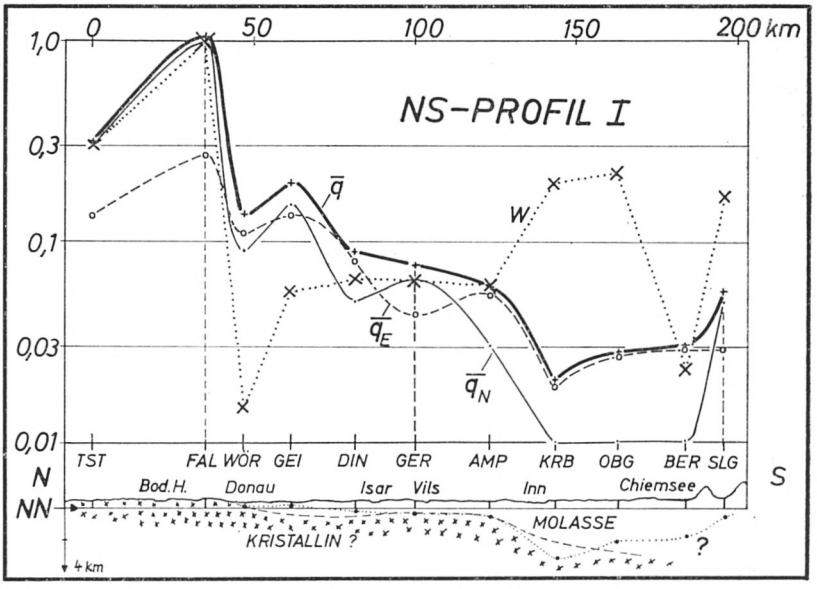

Abb. 10: Die Mittelwerte $\bar{q}$, $\bar{q}_N$ und $\bar{q}_E$ der Amplitudenverhältnisse der einzelnen Stationen sind in logarithmischem Maßstab über den zugehörigen Profilstationen aufgetragen. Die punktierte Kurve verbindet die Werte des mittleren spezifischen Widerstands der oberen 100 m, bezogen auf die Basis Falkenstein, miteinander. Die Werte W wurden mit Hilfe einer geoelektrischen Tiefensondierung nach Schlumberger ermittelt. – Im unteren Teil der Abbildung zeigt ein Schnitt längs des Profils das Oberflächenrelief, sowie die vermutliche Kristallinoberkante (gestrichelte Linie). Die punktierte Linie verbindet die nach Gleichung (7) berechneten Werte der Mächtigkeiten der gutleitenden Deckschicht unter jeder Station in der Molasse miteinander.

Bernau ein starker Abfall von w zur Molasse hin auch einen starken Abfall von $\bar{q}$ bedingen würde. Wie eine Abschätzung mit Hilfe des bereits beschriebenen einfachen Modells für zwei randferne Stationen zeigt, ist aber der Abfall von $\bar{q}$ zwischen Falkenstein und Wörth durch die Abnahme von w nicht zu erklären, obwohl diese sehr groß ist. Der Abfall von $\bar{q}$ kann auch dann noch nicht erklärt werden, wenn man bei der Rechnung eine gutleitende Deckschicht in Wörth von 300 m statt 100 m annimmt. –

In dem hier vorliegenden Fall einer Unstetigkeit der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung dürfte es sich um einen Randeffekt handeln, der bewirkt, daß das E-Feld in Falkenstein (Kristallin)

verstärkt und (oder) in Wörth (Molasse) dagegen geschwächt wird. – Ein solcher Effekt wurde von Wescott und Hessler (1962) bei Modellversuchen gefunden, bei denen ein gutleitender Trog in einer schlechter leitenden Umgebung eingebettet war. – Auch die wesentlich geringere Intensität des E-Feldes an der zweiten Station im Kristallin, nämlich Thanstein (TST), spricht für eine besondere Intensitätserhöhung in Falkenstein. Diese Unterschiede sind ebenfalls nicht allein durch unterschiedliche Oberflächenleitfähigkeiten (der oberen 300 m) zu deuten.

Die Intensität des E-Feldes ($\bar{q}$) zeigt im Bereich der Molasse die stärkste Abnahme von der Station Ampfing (AMP) nach Kraiburg/Inn (KRB). In diesem Gebiet südlich des Landshut-Neuöttinger-Schwerehochs ergaben auch Seismik und Tiefbohrungen ein verstärktes Abtauchen des Kristallins. Von Kraiburg aus nach Süden steigt die Feldintensität wieder an. Diese könnte – entsprechend dem genannten Modell – sowohl durch einen Anstieg der Kristallinoberfläche als auch durch ein Anwachsen des durchschnittlichen spezifischen Widerstandes des sedimentären Deckgebirges verursacht werden. Die bisherigen Kenntnisse vom geologischen Bau des Alpenvorlandes sprechen eher für die zweite Möglichkeit, zumal in der gefalteten Molasse (südlich von Obing) mit einer Verringerung des Porenraumes und daher mit einer Verschlechterung der Leitfähigkeit zu rechnen ist. Eine Abschätzung ergab, daß bei einer Erhöhung des spezifischen Widerstandes des Deckgebirges von Kraiburg bis Schleching um das 6-fache – auch bei weiterer Zunahme der Mächtigkeit der Deckschicht nach S auf etwa 7000 m – die beobachtete Erhöhung des charakteristischen Amplitudenverhältnisses $\bar{q}$ erklärt werden kann.

Die Registrierung der E-Feld-Variationen längs eines zweiten NS-Profils von den Alpen zum Schwäbisch-Fränkischen Jura ist vorgesehen, um die Verteilung der Erdströme im Bereich der Bayerischen Molasse genauer zu erfassen.

Danksagungen

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die Unterstützung durch Bewilligung der erbetenen Mittel, die besonders für die zahlreichen Meßfahrten erforderlich waren. –

Herrn Privatdozent Dr. K. Helbig und Herrn Dr. C. von Consbruch danken wir für fruchtbare Diskussionen, Herrn Mechanikermeister Lehner für Ausführung der technischen Arbeiten.

Literaturverzeichnis

Barsukow O. M., 1958: Variation of the predominant direction and mean amplitude of short-period fluctuations of telluric currents. Bulletin (Izvestiya) Ac. of Sc. USSR, 1958 No. 8, 600–605.

Berktold A., 1964: Über Messungen des natürlichen, zeitlich veränderlichen erdelektrischen Feldes an einzelnen Stationen und entlang eines Profiles durch die Bayerische Molasse. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München.

Burkhart K., 1956: Der Erdstrom, seine Entstehung und wahrscheinliche Rückwirkung auf das erdmagnetische Feld. Geofisica pura e applicata, Milano 33, 49–77.

Cagniard L., 1953: Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605–635.

Fleischer U., 1952: Weltweite Züge und örtliche Verschiedenheit erdmagnetischer Bay-Störungen an deutschen Observatorien. Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut Göttingen.

v. Lamont J., 1862: Der Erdstrom und der Zusammenhang desselben mit dem Magnetismus der Erde. Leopold Voss Verlag, Leipzig.

Price A. T., 1962: The theory of magnetotelluric methods when the source field is considered. Journ. Geophys. Res., Vol. 67, No. 5, 1907–1918.

Prodehl C., 1962: Die Kristallinoberfläche zwischen Donau und Inn abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1962.
1964: Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland (Steinbruchsprengungen bei Eschenlohe 1958–1961) im Hinblick auf die Tiefenlage des Grundgebirges. Zeitschr. f. Geophys., 30, 161–181.

Sengpiel K. P., 1964: Messung und Interpretation des zeitlich variablen erdelektrischen Feldes längs eines NS-Profiles durch den Ostteil der Bayerischen Molasse. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München.

Rikitake T., Sawada M., 1962: Electromagnetic induction within an anisotropic plane sheet over a non-conductor and underlain by a uniform semi-infinite conductor. Bulletin of the earthquake research institute, University of Tokyo, 40, part 4, 657–683.

Schuch M., 1962: Eigenpotentialbeobachtungen mit verschiedenartigen Elektroden, insbesondere an Torflagerstätten. Dissertation am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München (1962).
1962: Beobachtungen von Eigenpotential an Torflagerstätten mit verschiedenartigen Elektroden. Zeitschr. f. Geophys., 29, 175–196.

Untiedt J., 1959: Lineare Deflektionen des erdmagnetischen Horizontalvektors nach Göttinger, direkt registrierten Vektogrammen. Dissertation, Geophysikalisches Institut Göttingen.

Wescott E. M., Hessler V. P., 1962: The effect of topography and geology on telluric currents. Journ. of Geophys. Research, Vol. 67, No. 12, 4813–4831.

Wiese H., 1962: Geomagnetische Tiefentellurik, Teil I: Die elektrische Leitfähigkeit der Erdkruste und des oberen Erdmantels. Geofis. pura e applic., 51, I, 53–78.