

ZEITSCHRIFT
FÜR
GEOPHYSIK

Herausgegeben im Auftrage der

Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

von

W. Dieminger, Lindau über Northeim

unter Mitwirkung von *B. Brodeamp*, Münster i. W. — *A. Defant*, Innsbruck — *W. Hiller*, Stuttgart
K. Jung, Kiel — *O. Meyer*, Hamburg — *F. Möller*, München — *H. Reich*, Göttingen.

Jahrgang 28

1961

Heft 3



PHYSICA - VERLAG · WÜRZBURG

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Angenheister, G. und v. Consbruch C.:</i> Pulsation des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 19531-1958	103
<i>Fritsch, V.:</i> Die geoelektrische Untersuchung der Heilwässer in der Umgebung des Neusiedlersees im Burgenland	112
<i>Schneider, G.:</i> Mikroseismik-Ausbreitung in Nord- und Mitteleuropa	118
<i>Frölich, F., Stiller, H. und Wagner, F. Ch.:</i> Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen	136
<i>Druckfehlerberichtigung</i>	149

Die ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint in Jahrgängen zu je 6 Heften. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang 40,— DM, Einzelhefte je nach Umfang. Abonnements verlängern sich jeweils um einen Jahrgang, falls keine ausdrückliche Abbestellung zum Ende eines Jahrganges vorliegt.

In der Zeitschrift werden Originalarbeiten, die weder im In- noch im Ausland veröffentlicht wurden und die der Autor auch anderweitig nicht zu veröffentlichen sich verpflichtet, aus dem Gebiet der reinen und angewandten Geophysik sowie aus den Grenzgebieten aufgenommen. Mit der Annahme des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht an den Verlag über.

Die Autoren werden gebeten, die Manuskripte in Maschinenschrift mit handschriftlich eingetragenen Formeln druckfertig einzureichen und gesondert eine „Anweisung für den Setzer“ beizufügen, aus der zu ersehen ist, wie kursiver, gesperrter oder fetter Satz und griechische, gotische oder einander ähnliche Typen und Zeichen kenntlich gemacht sind (z. B. durch farbige Unterstreichung). Die Vorlagen für die Abbildungen sollen reproduktionsfertig (Tuschzeichnung) möglichst im Maßstab 2:1 eingesandt werden. Die Beschriftung der Abbildungen soll auf einem lose vorgeklebten, durchsichtigen Papier erfolgen. Fußnoten sind fortlaufend zu nummerieren und am Ende des Manuskriptes zusammenzustellen; bei Zitaten sind neben Autorennamen, Titel und Zeitschriftentitel auch Bandnummer, Erscheinungsjahr und Seitenzahl anzugeben.

Jeder Arbeit ist eine „Zusammenfassung“ in deutscher u n d englischer oder französischer Sprache beizufügen.

Der Verfasser liest von der Arbeit in der Regel nur eine Korrektur: etwaige Autorenkorrekturen können nur als Fußnoten bzw. am Schluß des Artikels gebracht werden. Umfangreiche Änderungen bedürfen der Zustimmung des Herausgebers und können nur gebracht werden, wenn sich der Autor bereit erklärt, die Korrekturkosten zumindest teilweise zu tragen.

Von seiner Arbeit erhält der Verfasser 50 Sonderdrucke ohne Umschlag kostenlos. Weitere Sonderdrucke liefert der Verlag gegen Erstattung der Selbstkosten. Eine Honorierung der Beiträge erfolgt nicht.

Für die *Zeitschrift für Geophysik* bestimmte Manuskripte und redaktionelle Anfragen bitten wir an den Herausgeber zu richten:

Prof. Dr. Walter Dieminger, Max-Planck-Institut für Aeronomie, Lindau über Northeim (Hann.)

Anschrift der *Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*:

Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 80, Postscheck: Hamburg Nr. 559 83

Es ist ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, fotografische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrofotos u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Bekanntmachung lt. Bayer. Pressegesetz: Verlag: PHYSICA-VERLAG Rudolf Liebing K.-G., Würzburg, Münzstr. 12. Pers. haft. Ges.: Rudolf Liebing, Arnulf Liebing und Hildgund Haller, sämtlich Buchhändler in Würzburg. Kommanditisten: Friedr. Gäbler, Buchhändler, und Charl. Kuhnert, beide Würzburg.

Druckerei: Bonitas-Bauer, Graphische Anstalt Würzburg

Printed in Germany



PHYSICA-VERLAG, Würzburg 1961

Pulsationen des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 1953 - 1958

Von G. Angenheister und C. v. Consbruch, München ¹⁾

II. Teil

Zusammenfassung: Entsprechend der Auswertemethode, die im Teil I beschrieben wurde, ist in den Abbildungen 3 a, 3 b, 3 c der tägliche Gang der Pulsationszahl P_z im Mittel über je ein Jahr dargestellt. In Fig. 4 ist Gleiches für die Oktave 3,75—7,5 sec und nur für das Jahr 1958 wiedergegeben. — Für die Doppelamplitude der erdmagnetischen Pulsationen $a = 2 \Delta H$ und die Zahl n der Schwingungen pro Stunde wurden in 10. zwei neue Pulsationszahlen definiert. Zum Vergleich sind in den Abbildungen 5 a und 5 b die täglichen Gänge der Pulsationen P_z, P_n, P_a für die beiden Jahre 1953 und 1957 nebeneinander gestellt worden.

Summary: For further statistical study we used the method described in part I. The daily variation of the index P_z averaged over a year is given in Fig. 3 a, 3 b, 3 c for every octave and year 1953 till 1958. The same for the octave 3,75—7,5 sec and for the year 1958 only is shown in Fig. 4. — We introduced two further indices defined in No. 10. The statistical treatment of these two indices P_n, P_a is quite the same as for P_z . In Fig. 5 a, 5 b the three indices are shown averaged over the years 1953 and 1957 for comparison. These three indices show nearly the same morphology of the daily variation.

Die statistische Auswertung der Pulsationsregistrierungen wurde entsprechend der in Teil I erläuterten Methodik fortgeführt. Das Beobachtungsmaterial wurde nunmehr nach einzelnen Jahren aufgegliedert:

9 a. Die einzelnen Jahre sind durch vorgestellte und tiefgesetzte Zahlen gekennzeichnet, z. B. ist der Mittelwert über die 12 Monate des Jahres 1953 der relativen Pulsationszahl einer Klasse gegeben durch:

$${}_{D, 53} \bar{p}_z(b, T) = \frac{1}{12} \sum_1^{12} {}_{D, 53} p_z(b, m, T)$$

analog: ${}_{M, 53} \bar{p}_z(b, T), \dots$

9b. Im Periodenbereich von 60 bis 480 sec wurde die relative Pulsationszahl einer Klasse für eine Stunde (b) durch übergreifende Mittelung geglättet:

$${}_{D, 53} \pi_z(b, T) = \frac{{}_{D, 53} \bar{p}_z(b-1, T) + 2 {}_{D, 53} \bar{p}_z(b, T) + {}_{D, 53} \bar{p}_z(b+1, T)}{4}$$

¹⁾ Prof. Dr. GUSTAV ANGENHEISTER, München 2, Richard-Wagner-Straße 10.
Dipl.-Phys. CLAUD V. CONSBRUCH, München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

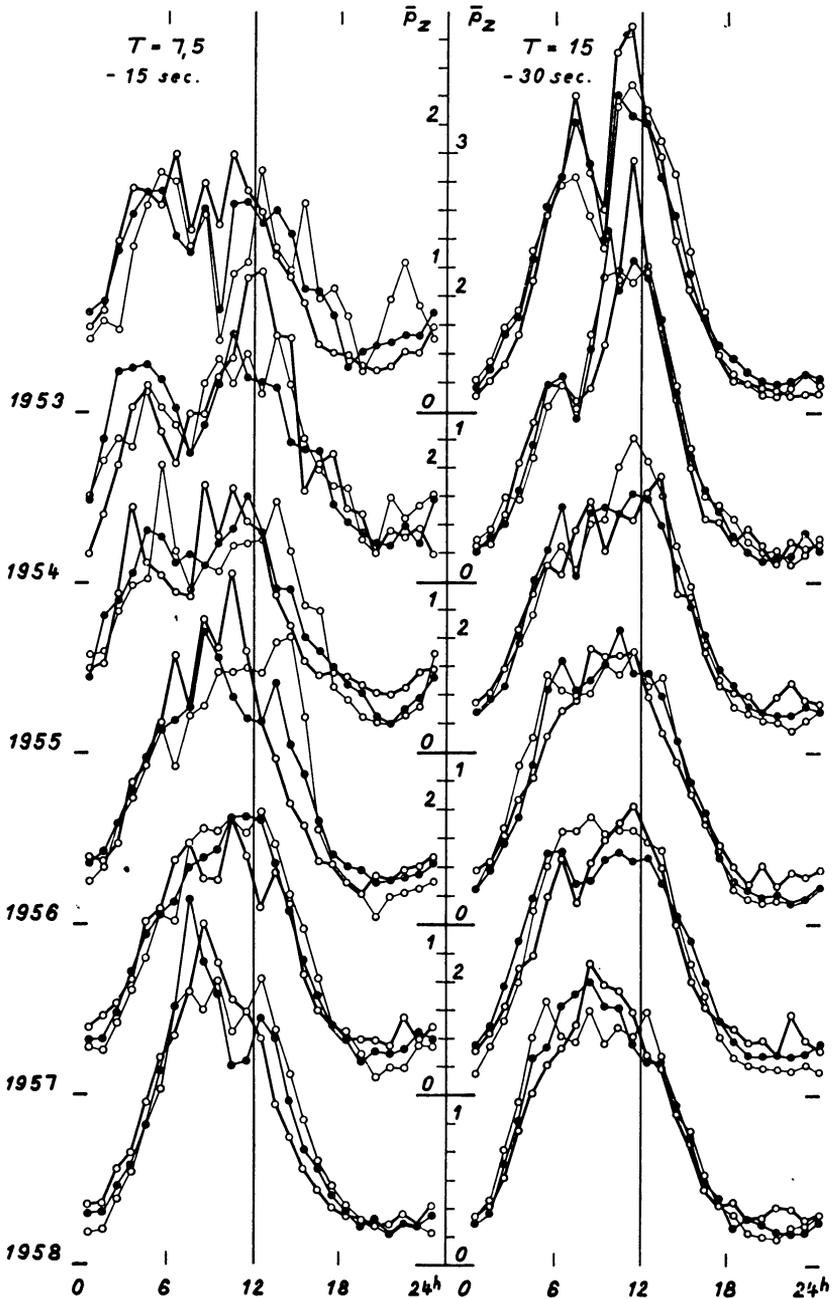


Abb. 3 a: Legende s. Seite 111

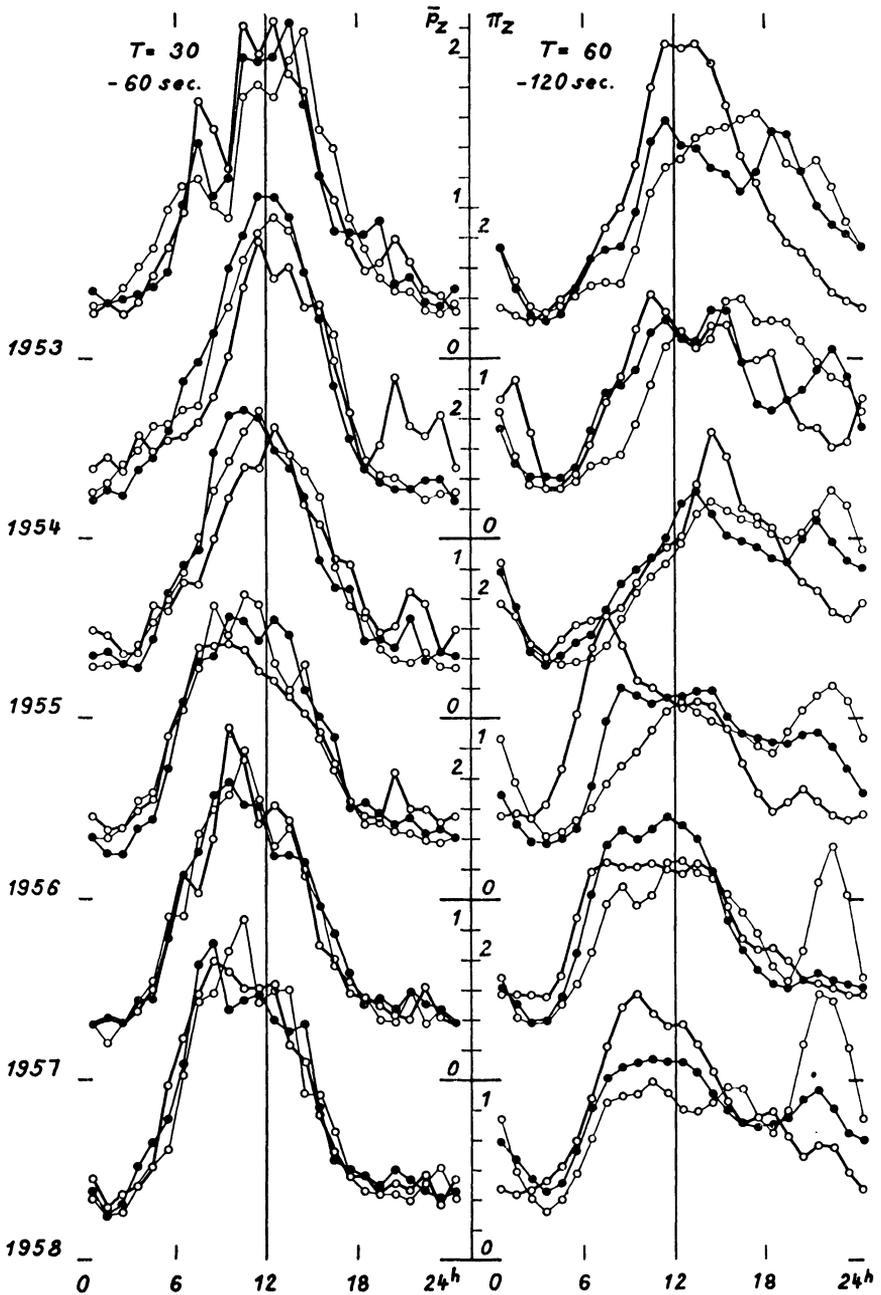


Abb. 3 b: Legende s. Seite 111

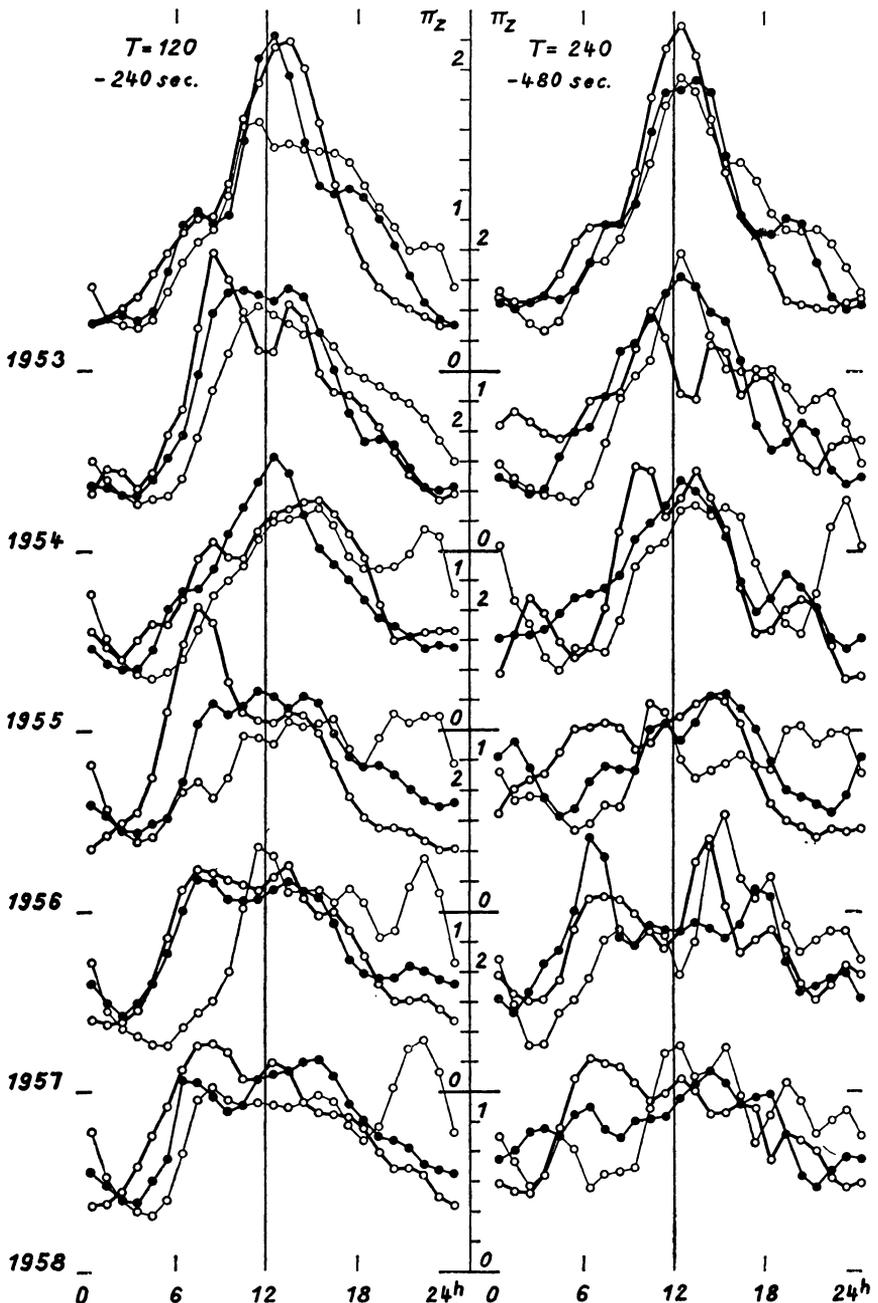
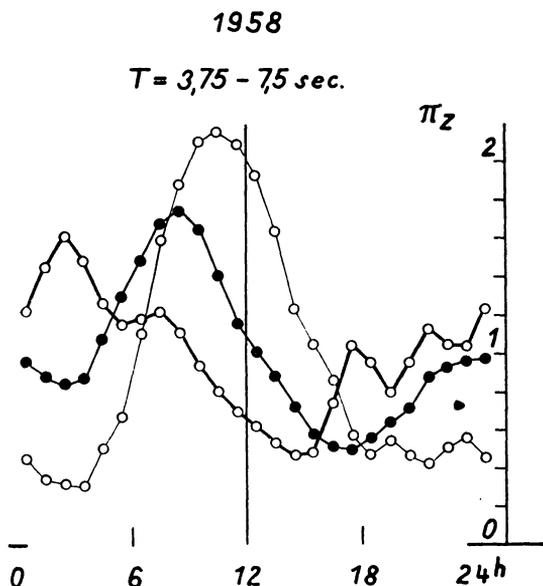


Abb. 3 c Legende s. Seite 111

Dem Verlauf der Tagesgänge in Abb. 3 a, b, c läßt sich folgendes entnehmen: Die tägliche Variation der drei Oktaven (7,5—15 sec, 15—30 sec, 30—60 sec) im Mittel über je ein Jahr ist nur geringfügig vom Störungsgrad abhängig. Der Anstieg zum Tagesmaximum der Oktaven des Periodenbereiches von 60—480 sec verlagert sich dagegen mit zunehmender erdmagnetischer Aktivität zu früheren Stunden. — In den Abendstunden erdmagnetisch ruhiger Tage ist in den Oktaven (60—120 sec und 120—240 sec) ein von den *pt*-Pulsationen herrührendes sekundäres Maximum zu erkennen. Es darf hieraus jedoch nicht geschlossen werden, daß an gestörten Tagen *pt*-Pulsationen fehlen. Die Registrierungen zeigen, daß *pt*-Pulsationen in den Abend- und Nachtstunden der gestörten Tage auftreten. Dieses wird aber bei der hier verwendeten Darstellung nicht deutlich. — Unabhängig vom Störungsgrad verschiebt sich das Tagesmaximum vom Jahre 1953 bis zum Jahre 1958 in allen Oktaven und in jeder Klasse um 2—3 Stunden zu früheren Stunden.

Für das Jahr 1958 wurde auch der Periodenbereich von 3,75—7,5 sec ausgewertet. Abb. 4 zeigt eine auffallende Abhängigkeit des Tagesganges vom erdmagnetischen Störungsgrad. Diese Abhängigkeit tritt stärker als bei allen anderen Oktaven in Erscheinung. Der zeitliche Unterschied der Maxima zwischen ruhigen und stark



Oktave: 3,75—7,5 sec; $D, 58\pi_z(h, T)$, $M, 58\pi_z(h, T)$, $Q, 58\pi_z(h, T)$, täglicher Gang der relativen Pulsationszahl π_z mit einfacher Glättung im Mittel über alle Monate des Jahres 1958, Zeit: UT, Station: Göttingen:

○ — ○ stark gestörte (D), ● — ● mittel gestörte (M) ○ — ○ ruhige (Q) Tage.

1953

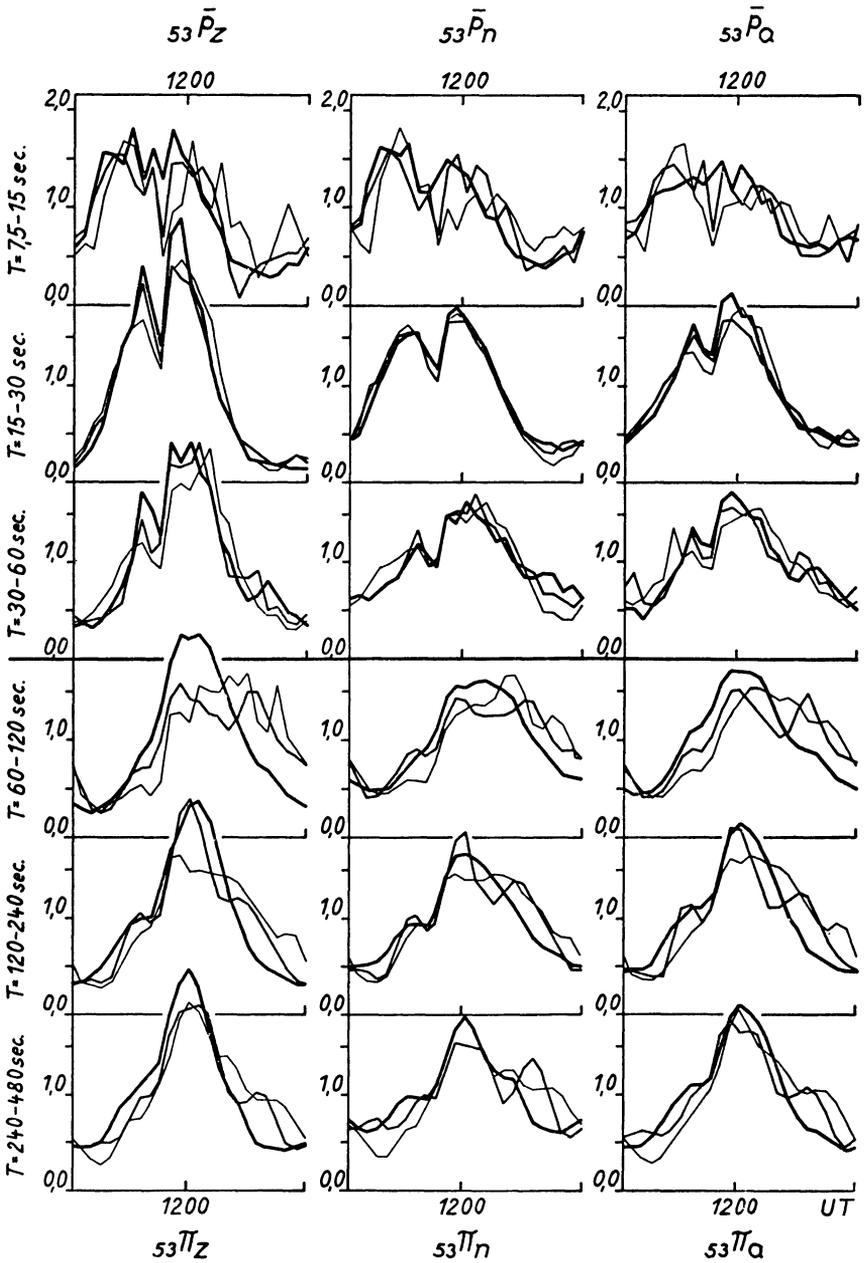


Abb. 5 a: Legende s. Seite 111

1957

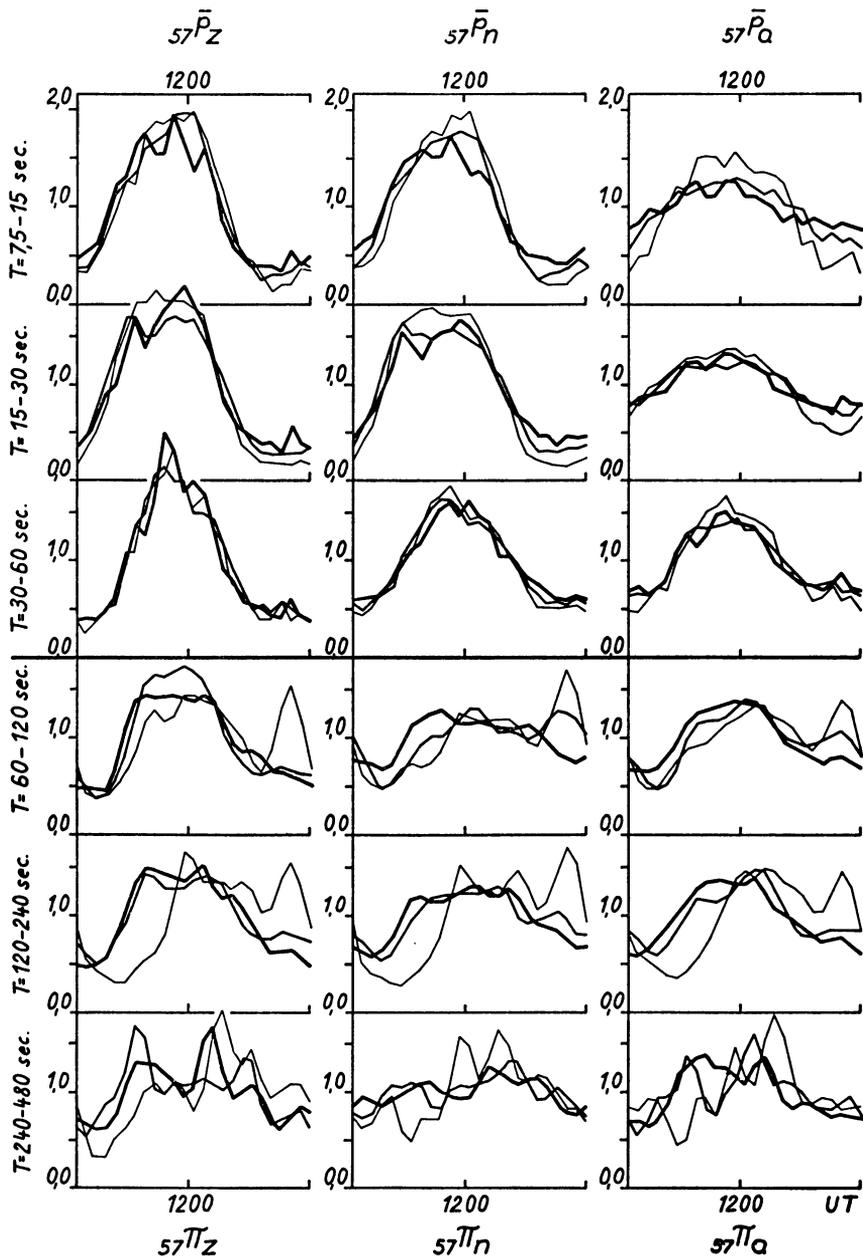


Abb. 5 b: Legende s. Seite 111

gestörten Tagen beträgt 6 Stunden. In Abb. 4 sind die geglätteten Werte d , ${}_{53}\pi_z$ ($h, T = 3,75-7,5$ sec), . . . aufgetragen.

Die Pulsationszahl P_z war in Teil I definiert als das Produkt aus der doppelten Pulsationsamplitude $a = 2 \Delta H_0$ der Horizontalkomponente H und der Anzahl n der Perioden pro Stunde. Zum Vergleich der 3 Größen: a, n, P_z wurden die Tagesgänge dieser 3 Größen für die Jahre 1953 und 1957 berechnet.

Um die Bezeichnungen zu vereinheitlichen wurden hierfür, entsprechend der Pulsationszahl P_z , zwei weitere Pulsationszahlen: P_n und P_a definiert. P_a ist mit a identisch, während sich P_n von n nur um einen konstanten Faktor unterscheidet.

Es gilt also:

$$\begin{aligned} 10. \quad P_a(h, d, m, T) &= a(h, d, m, T) \\ P_n(h, d, m, T) &= n(h, d, m, T) \cdot (3600/T)^{-1} \\ P_z &= P_a \cdot P_n \end{aligned}$$

Die in Abb. 5 a und 5 b dargestellten Tagesgänge der relativen Pulsationszahlen \bar{p}_n und \bar{p}_a der Jahre 1953 und 1957 für jede Klasse wurden analog der Pulsationszahl \bar{p}_z in Teil I berechnet. ${}_{53}\pi_a$ und ${}_{53}\pi_n$ bedeutet, daß eine übergreifende Mittelung vorgenommen wurde.

Ein Vergleich der Tagesgänge der drei Pulsationszahlen: $\bar{p}_z, \bar{p}_a, \bar{p}_n$ bzw. π_z, π_a, π_n in Abb. 5 a und 5 b zeigt, daß die Morphologie für alle drei Pulsationszahlen nahezu die gleiche ist. Allerdings sind bei den \bar{p}_z die Tagesgänge verglichen mit denen der \bar{p}_n und \bar{p}_a ausgeprägter; d. h. die Extremwerte treten stärker hervor. Dieses läßt sich dadurch erklären, daß \bar{p}_a und \bar{p}_n angenähert die gleiche tägliche Variation besitzen und somit die Pulsationszahl \bar{p}_z als Produkt von \bar{p}_a und \bar{p}_n etwa proportional $(\bar{p}_a)^2$ oder $(\bar{p}_n)^2$ ist. In Teil I war bereits darauf hingewiesen worden, daß die drei Aktivitätszahlen $P_z, a = P_a, n = P_n \cdot (3600/T)^{-1}$ äquivalente Informationen über die Morphologie der Tagesgänge an der Station Göttingen liefern. — Die Pulsationszahl P_n wird nur vom Schwellenwert beeinflusst und ist nahezu unabhängig von größeren Fehlern der Eichung der Pulsationsregistrierung, da sie die Amplitude nicht enthält. Dieses trifft für die beiden anderen Aktivitätszahlen P_a und P_z nicht zu.

Abb. 3 a:

Oktaven: 7,5—15 sec und 15—30 sec; $D, 53\bar{p}_z(h, T), M, 53\bar{p}_z(h, T), \dots, D, 54\bar{p}_z(h, T), \dots$ täglicher Gang der relativen Pulsationszahl \bar{p}_z im Mittel über alle Monate eines Jahres; Zeit: UT, Station: Göttingen.

○—○ stark gestörte (D), ●—● mittel gestörte (M), ○—○ ruhige (Q) Tage.

Abb. 3 b:

Oktave: 30—60 sec; $D, 53\bar{p}_z(h, T), M, 53\bar{p}_z(h, T), \dots, D, 54\bar{p}_z(h, T), \dots$ täglicher Gang der relativen Pulsationszahl \bar{p}_z im Mittel über alle Monate eines Jahres. — Oktave: 60 bis 120 sec; $D, 53\pi_z(h, T), M, 53\pi_z(h, T), \dots, D, 54\pi_z(h, T), \dots$ dasselbe mit einfacher Glättung. Zeit: UT, Station: Göttingen.

○—○ stark gestörte (D), ●—● mittel gestörte (M), ○—○ ruhige (Q) Tage.

Abb. 3 c:

Oktaven: 120—240 sec und 240—480 sec; $D, 53\pi_z(h, T), M, 53\pi_z(h, T), \dots, D, 54\pi_z(h, T), \dots$; täglicher Gang der relativen Pulsationszahl π_z im Mittel über alle Monate eines Jahres mit einfacher Glättung; Zeit: UT, Station: Göttingen.

○—○ stark gestörte (D), ●—● mittel gestörte (M), ○—○ ruhige (Q) Tage.

Abb. 5 a:

obere Hälfte: Oktaven: 7,5—15 sec, 15—30 sec, 30—60 sec, täglicher Gang für das Jahr 1953; Vergleich der drei Pulsationszahlen \bar{p}_z , \bar{p}_n , \bar{p}_a für stark gestörte Tage:

$D, 53\bar{p}_z(h, T)$, $D, 53\bar{p}_n(h, T)$, $D, 53\bar{p}_a(h, T)$, (——— stark gezeichnete Kurve), für mittelgestörte Tage: $M, 53\bar{p}_z(h, T)$, $M, 53\bar{p}_n(h, T)$, $M, 53\bar{p}_a(h, T)$ (——— mittelstark gezeichnete Kurve), für ruhige Tage: $Q, 53\bar{p}_z(h, T)$, $Q, 53\bar{p}_n(h, T)$, $Q, 53\bar{p}_a(h, T)$ (——— dünn gezeichnete Kurve).

untere Hälfte: analog für die Oktaven 60—120 sec, 120—240 sec, 240—280 sec mit einfacher Glättung: $D, 53\pi_z(h, T), \dots$

Abb. 5 b:

Gleiches wie Abb. 5 a, jedoch für das Jahr 1957.

Die geoelektrische Untersuchung der Heilwässer in der Umgebung des Neusiedlersees im Burgenland¹⁾

Von V. Fritsch, Wien²⁾

Zusammenfassung: Im Gebiete des Neusiedlersees, an der östlichen Grenze Österreichs, wurden mit Hilfe geoelektrischer Messungen Grundwässer von hoher Konzentration nachgewiesen. Die Existenz dieser Wasservorkommen wurde durch Bohrungen bestätigt. Es wird die Durchführung dieser Messungen kurz beschrieben.

Summary: In the area of the Neusiedlersee (Lake Neusiedl) at the eastern frontier of Austria, ground waters of high concentration were detected by means of geoelectrical measurements. The existence of these mineral waters was confirmed by drilling. The use of the measuring method is described.

In den letzten Jahren wurden von der staatl. autor. Versuchsanstalt für Geoelektrik in Wien unter Leitung des Verfassers umfangreiche geoelektrische Untersuchungen im Bereiche des Neusiedlersees durchgeführt, um die dortigen Heilwasservorkommen einzugrenzen. Im folgenden sei darüber eine kurze Übersicht gegeben. Genauere Angaben sind an anderer Stelle veröffentlicht worden.

Der Neusiedlersee, einer der wenigen mitteleuropäischen Steppenseen, liegt östlich von Wien, im österreichischen Burgenland. Er gehört zu ungefähr $\frac{3}{4}$ zu Österreich, der Rest ist ungarisches Hoheitsgebiet. Seine Fläche mißt 320 km² (ungefähr 60% jener des Bodensees), dagegen ist er nur 1,5 bis 2,5 m tief. Hydrographisch ist bemerkenswert, daß die bekannten Zuflüsse nie ausreichen würden, um jene Wassermengen zu ergänzen, die durch Verdunstung verloren gehen. Vor dem Bau des „Einserkanals“ hatte der See auch keinen Abfluß. Man muß daher annehmen, daß dieser See zum erheblichen Teile aus unterirdischen Quellen gespeist wird und daß er mit ausgedehnten unterirdischen Wasservorkommen in Kommunikation steht.

Seit dem letzten Krieg hat sich das Neusiedlerseegebiet zu einem wichtigen Fremdenverkehrszentrum entwickelt und daher wurde auch die Trinkwasserversorgung akut. Da nun einige angelegte Brunnen salzhaltiges, für Trinkzwecke ungeeignetes Wasser lieferten, so entschloß sich das Amt der Burgenländischen Landesregierung, über Anraten seines Landesgeologen Dr. A. F. TAUBER, zunächst geoelektrische Untersuchungen durchführen zu lassen, um die Süßwassergrenzen festzulegen. Diese Untersuchungen, die vom Raume Mörbisch ausgingen und allmählich über das gesamte österreichische Seegebiet ausgedehnt wurden, zeigten nun, daß eine

¹⁾ Referat auf der Jahrestagung in Bad Soden 1959.

²⁾ Gastdoz. Dr. VOLKER FRITSCH, Wien-Arsenal, Objekt 3, Staatl. aut. Versuchsanstalt für Geoelektrik und Blitzschutz.

zusammenhängende Salzwasserzone existierte, die sich über einen großen Teil des Sees, die westlichen Ufergebiete und den an Ungarn angrenzenden Seewinkel erstreckt. Es wurden daher in den Jahren 1958/59 Detailmessungen ausgeführt und anschließend mit der planmäßigen Erschließung der Heilquellen begonnen.

Das gesamte zu untersuchende Gebiet hat eine Fläche von ungefähr 600 km². Davon entfallen ungefähr 220 km² auf den See. Die Untersuchung mußte aus verschiedenen, vorwiegend wirtschaftlichen Gründen, in kurzer Zeit zumindest soweit erfolgen, daß die notwendigsten Grundlagen für eine Raumplanung und Aufschließung gewonnen werden konnten.

Um dies zu ermöglichen, wurde das ganze Gebiet zunächst mit einem dichten Netz von Profilen belegt. Gemessen wurde an allen diesen Punkten nach der Vierpunktmethode mit konstantem Elektrodenabstand. Auf diese Weise wurde der scheinbare spezifische Widerstand ermittelt. Dieser ist natürlich noch kein Maß für den spezifischen Widerstand des Salzwasserhorizontes, er zeigt aber die Existenz eines solchen Horizontes an, wie Fig. 1 zu entnehmen ist. Wir sehen in diesem Diagramm einen Untergrund dargestellt, der aus einer 10 m mächtigen Deckschicht und einem Salzwasserhorizont besteht. Dieser hat einen spezifischen Widerstand von 5 Ohm m, was noch einer relativ geringen Imprägnation entspricht. Die spezifischen Widerstände der Überlagerung sollen 50 und 100 Ohm m betragen. Bei einem Elektrodenabstand von 20 m erhält man daher einen scheinbaren spezifischen Widerstand von 26 bzw. 50 Ohm m. Messungen dieser Art wurden nicht nur im Lande, sondern auch auf dem See durchgeführt. Zu diesem Zweck wurde die Apparatur auf ein Motorfloß montiert und die Elektroden als kleine Schwimmer ausgebildet, die vom Floß aus geschleppt wurden. Mit Hilfe dieses Elektrodenschleppzuges wurden große Teile des Sees untersucht.

Das Ergebnis dieser Messungen (bis 1960) ist in Fig. 2 dargestellt.

In dieser Karte sind auch die bereits abgeteufte Bohrungen, sowie die für die nächste Zeit geplanten eingezeichnet. Alle bisher durchgeführten Bohrungen konnten Salzwasserimprägnationen nachweisen, so daß man mit der Existenz eines ungefähr 200 km² großen Gebietes rechnen kann, in dem durchwegs hochkonzentrierte Salzwasserhorizonte existieren. Die chemische Zusammensetzung ist an den einzelnen Stellen verschieden. Im Raume der Sonde Mörbisch I zeigt die Analyse folgendes Bild (n. E. Schroll).

Mg	87 mg l ⁻¹	Cl	2830 mg l ⁻¹
Ca	26,8	Br	8,6
Sr	0,9	J	1,8
Na	3716	SO ₄	3520
K	26	HCO ₃	1275
		HBO ₂	4,5
		Trockenwiderstand	11037

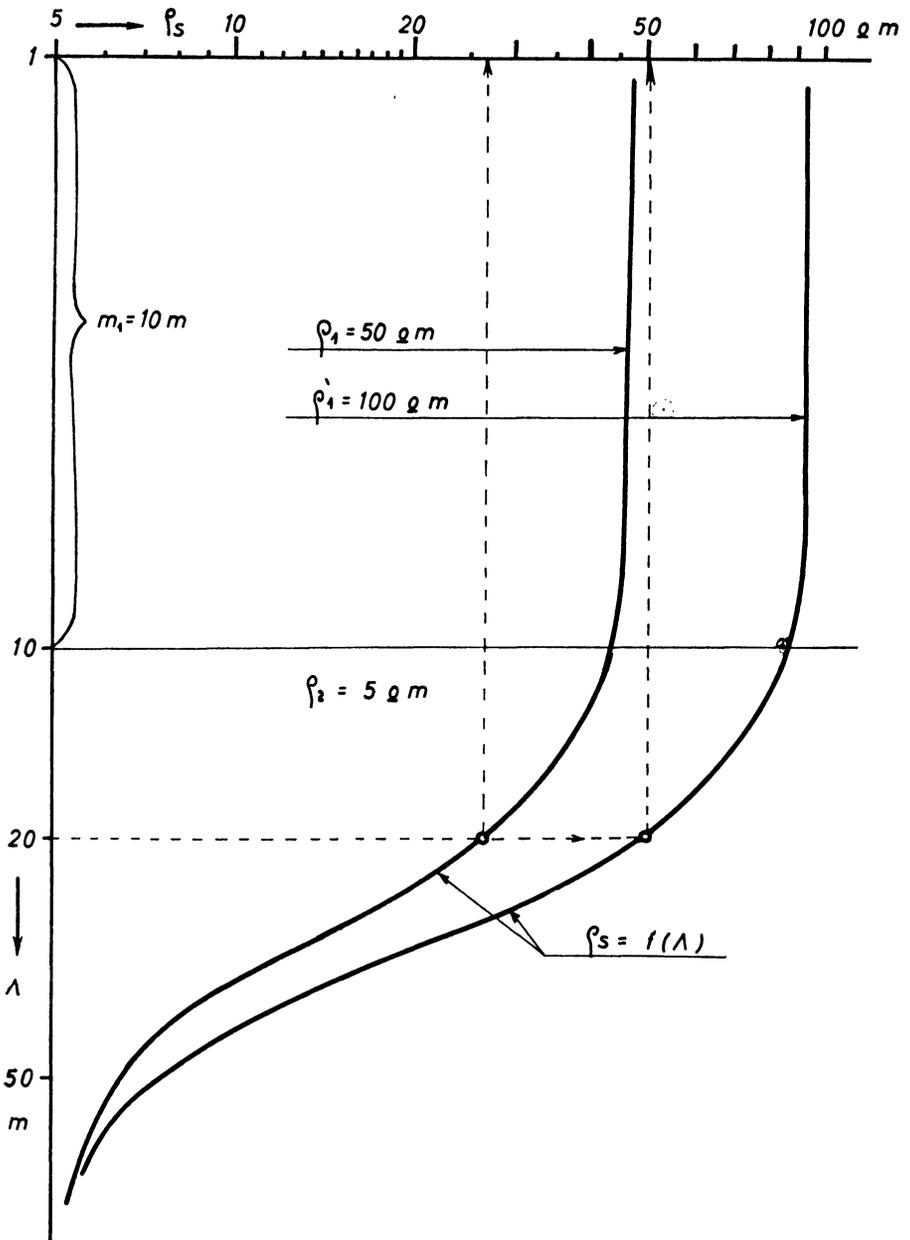


Fig. 1: Widerstandssondierung über einem Salzwasserhorizont

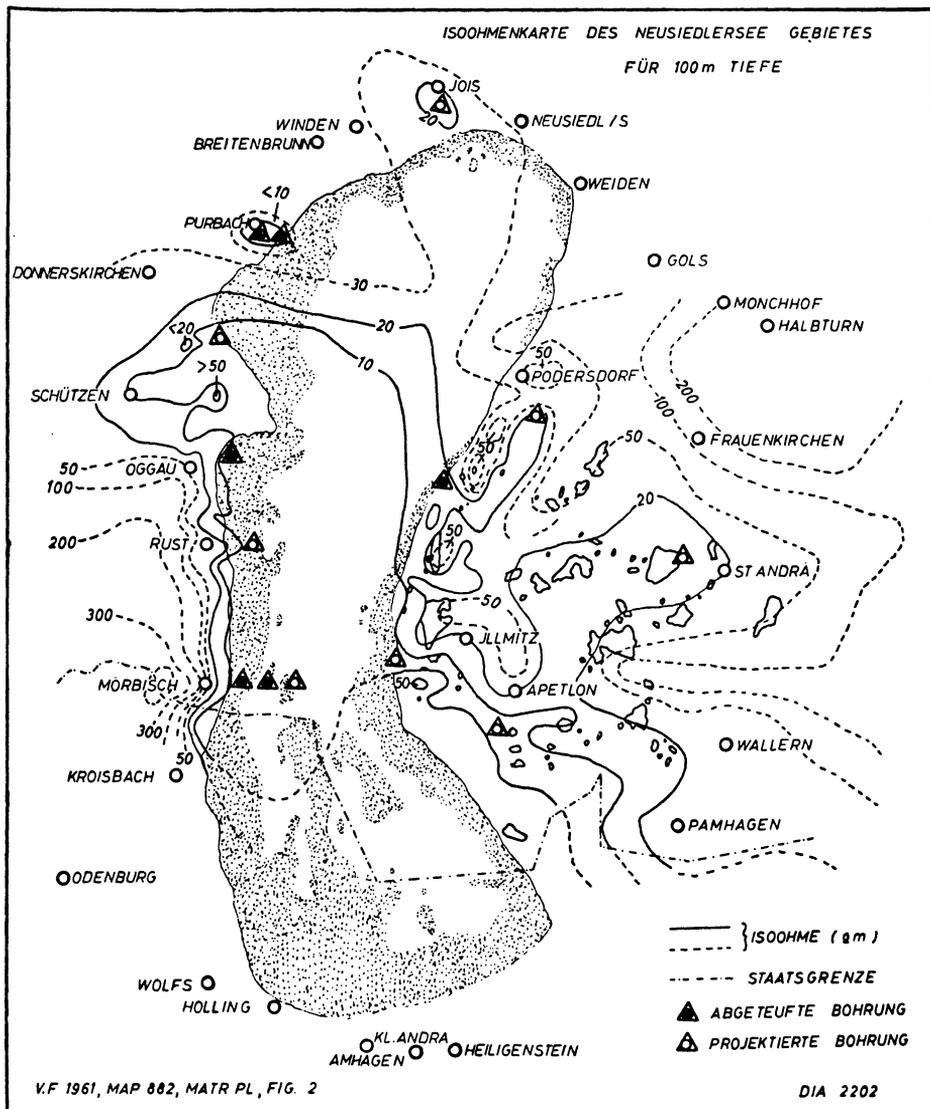


Fig. 2: Isoohmenkarte Neusiedlersee (1960)

Nachdem die Generaluntersuchung durchgeführt ist, werden nun jene Gebiete genauer sondiert, in denen zunächst Heilquellen aufgeschlossen werden sollen. Die Aufschlußteufe beträgt im allgemeinen 300—400 m; im Seewinkel wurden aber Sondierungen bis 2000 m Teufe durchgeführt, um die hydrographischen Verhältnisse in der Tiefe näher zu untersuchen. Diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen und werden noch 1 bis 2 Jahre dauern. Auch die Bohrungen werden sorgfältig untersucht. Es wird die Porosität der Schichten, die Leitfähigkeit und die Temperatur der Zuflüsse, sowie deren Chemismus laufend gemessen.

Die bisher durchgeführten Messungen haben auch schon manchen interessanten Einblick in die Struktur der Lagerstätte ermöglicht.

Durch die geoelektrische Messung werden immer nur größere Schichtpakete erfaßt. Im Bereiche des Neusiedlersees zeigt nun der Untergrund an vielen Stellen eine sehr komplizierte Struktur. Er besteht aus zahlreichen Schichten verschiedener — oft nur geringer — Mächtigkeit und Durchlässigkeit. Oft ist nun die Konzentration der in den durchlässigen Schichten wesentlich geringer als jene der in den wenig durchlässigen. Es kann daher vorkommen, daß beim Anbohren extrem niederohmiger Schichten nur schwach konzentrierte Lösungen gewonnen werden, weil die Schichten mit hoher Konzentration nur wenig Wasser abgeben. Da man aber nun gerade an der Gewinnung hochkonzentrierter Wässer interessiert ist, so laufen derzeit Vorversuche, um das Wasser den wenig porösen Schichten elektrokinetisch zu entnehmen. Dies erfordert natürlich einen beträchtlichen Strom- und damit auch einen hohen Kostenaufwand. Dieser ist aber in manchen Fällen bei qualitativ hochwertigen Heilwässern zu rechtfertigen. Wichtig ist aber, daß durch die geoelektrische Untersuchung auf diese Weise auch Heilwässer angezeigt werden, die beim bloßen Abbohren nicht, oder nur in viel geringerer Konzentration nachzuweisen wären. Die Schwierigkeiten, die der elektrokinetischen Gewinnung entgegenstehen, sind natürlich beträchtliche und es kann heute noch nicht entschieden werden, ob diese in Zukunft praktische Bedeutung erlangen wird.

In einzelnen Fällen konnte auch im klüftigen Grundgebirge Salzwasser nachgewiesen werden, das aus den darüberliegenden Sedimenten in die Klüfte abgeflossen ist. Solche Zonen des Grundgebirges sind meist an sehr niedrigen spezifischen Widerständen zu erkennen. Es ist dann allerdings sehr schwer, das Grundgebirge von den Sedimenten elektrisch zu unterscheiden.

Die geoelektrische Aufschließung des Neusiedlerseegebietes hat jedenfalls schon gezeigt, daß durch eine planvolle Zusammenarbeit von Geologen, Hydrographen und Geoelektrikern auch Großraumprobleme in verhältnismäßig kurzer Zeit behandelt werden können, wobei die Kosten nur einen Bruchteil jener betragen, die notwendig wären, um ein so großes Gebiet durch Abbohren aufzuschließen.

Literatur

- [1] V. FRITSCH und A. TAUBER: Die Mineralwässer des Neusiedlerseegebietes. Wiss. Arb. aus dem Burgenland, Heft 23, (1959), 34—39.
- [2] V. FRITSCH: Die geoelektrische Aufschließung eines Heilwasservorkommens im Bereiche des Neusiedlersees im österreichischen Burgenlande. Boll. di Geofisica, Trieste (1961) 3, No. 9, 19—33.
- [3] Berichte vom Internationalen Symposion für Balneologie Eisenstadt-Wien, April 1961. Der Referateband wird 1962 erscheinen.

Mikroseismik-Ausbreitung in Nord- und Mitteleuropa ¹⁾

Von G. Schneider, Stuttgart ²⁾

Zusammenfassung. Untersucht werden drei Mikroseismik-Stürme, deren Entstehungsgebiete vor der Norwegischen Küste, im Bereich der Fär-Öer-Inseln bzw. im Gebiet der Rockall-Untiefe liegen. Verwendet werden dazu Aufzeichnungen der Stationen Kew, Kiruna, Kopenhagen, Pulkowo, Stuttgart und Warschau, deren Vergleich den dominierenden Einfluß der Anregungsart und des Anregungsgebietes zeigt, während die Einwirkungen der Entfernung und des Stationsuntergrundes nur beschränkt wirksam werden. Durch Vergleiche mit Oberflächenwellen, die bei Nahbeben auftreten, läßt sich auch der kurzperiodische Anteil der Mikroseismik als Oberflächenwellen der Grund-Mode erklären. Wie FOURIER-Analysen zeigen, ist die Mikroseismik vom Mischtyp (LOVE- und RAYLEIGH-Wellenanteile) nicht auf den Beginn eines Sturmes beschränkt.

Summary: This paper reports an investigation of three microseismic storms, originating off the Norwegian coast, in the Fär-Öer region, and in the Rockall region, respectively. Records from the Kew, Kiruna, Kopenhagen, Pulkowo, Stuttgart and Warsaw stations are used. The type and the region of generation show more influence on microseisms compared to the effect of distance and geological environment of the stations. By comparisons with surface waves, produced by nearby earthquakes, the short period microseisms can be explained as fundamental mode surface waves. That the short period complex-type of microseisms (LOVE- and RAYLEIGH-waves) continues during the whole storm, is shown by FOURIER analyses.

1. Vergleiche zwischen Mikroseismik-Registrierungen in Nord- und Mitteleuropa.

Zur Vertiefung von Untersuchungen über den Wellencharakter der mikroseismischen Bodenunruhe 1. Art (nach B. GALITZIN) werden drei besonders charakteristische Stürme bearbeitet. Als Grundlage dienen GALITZIN-WILIP-Seismogramme der Stationen Kew, Kiruna, Kopenhagen, Pulkowo, Stuttgart und Warschau. Die Deutung des Wellencharakters erfolgt dabei, wie schon bei früheren Arbeiten [1, 2] durch Konstruktion von räumlichen Schwingungsfiguren.

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysik. Gesellschaft in Hannover im April 1961.

²⁾ Dr. GÖTZ SCHNEIDER, Landeserbbedienst Baden-Württemberg, Stuttgart-O, Richard-Wagner-Straße 15.

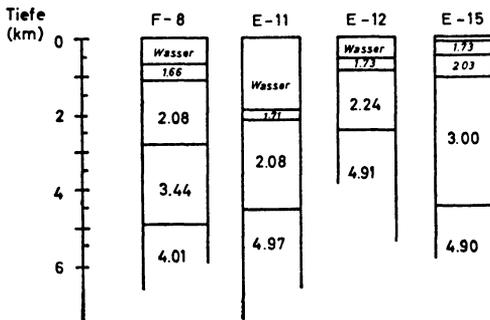
Die Herdgebiete der drei Stürme sind aus Abb. 1 zu ersehen.

Die Bestimmung der Herdlage erfolgt von sämtlichen verwendeten Stationen aus durch Anwendung der Methode, die in den Arbeiten von H. MENZEL [3], H. WESTERHAUSEN [4] und J. HOLLINDERBAEUMER [5] dargestellt ist sowie nach den sich aus den Schwingungsfiguren ergebenden vorherrschenden Azimuten.

Abb. 1 zeigt ferner die Lage der beiden Wellenmeßstationen, die als Gemeinschaftsprojekt der Erdbebenstation Bergen, des Lamont Geological Observatory (Prof. Dr. W. DONN) und des Landeserdbebendienstes Baden-Württemberg betrieben werden.

Daneben sind noch die Epizentren der zur Untersuchung herangezogenen Erdbeben, Wassertiefen und Lage von Refraktionsprofilen nach J. EWING und M. EWING [6] aufgetragen.

Abb. 2: Profile nach J. EWING und M. EWING (die Zahlenwerte bedeuten Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen).



Die letzteren zeigen, daß in den für die Mikroseismik-Entstehung in Europa wesentlichen Meeresteilen die Sedimentmächtigkeit 6 km übersteigt (Abb. 2). Erst bei einer Tiefe von 5 km stoßen wir auf Schichten mit einer Longitudinalwellengeschwindigkeit $\alpha = 4,0$ — $4,9$ km/sec, was den durchschnittlichen Sedimentgeschwindigkeiten im norddeutschen Raum entspricht.

Zur Berechnung der theoretischen Dispersionskurve für das Schelfgebiet muß daher ein Modell zugrundegelegt werden, bestehend aus einer Flüssigkeitsschicht über einem Sedimenthalbraum, wie es von M. EWING, F. PRESS und W. JARDETZKY [7] berechnet worden ist (Abb. 3). Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Mikroseismik in ihrem Entstehungsgebiet wie bei der später zu zeigenden kontinentalen Ausbreitung dem regulären Steilabfall der Dispersionskurve folgt. Nimmt man für die Flüssigkeitsschicht unter Einbeziehung der noch nicht verfestigten Ablagerungen 1 km Mächtigkeit an, so ergibt sich für die Mikroseismik ein Periodenbereich von $T = 2,2$ — $12,5$ sec.

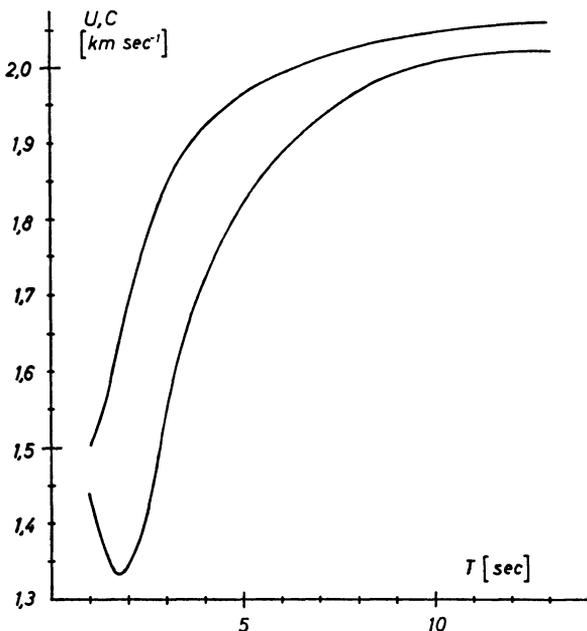


Abb. 3: Dispersionskurve für Rayleighwellen: Flüssigkeitsschicht über Sedimenthalbraum ($\alpha_2 : \beta_2 = \sqrt{3} \cdot \beta_2 : \alpha_1 = 1,5$, $\rho_2 : \rho_1 = 2,0$, $H = 1$ km)

Die nun folgende Darstellung soll vor allem klären, ob die an nord- und osteuropäischen Stationen mit GALITZIN-WILIP bzw. GALITZIN-Seismographen registrierte Mikroseismik im Vergleich zu Stuttgart einen unterschiedlichen Wellencharakter zeigt.

Sturm 2. / 3. 10. 1958 (Abb. 4):

(Die Pfeile stellen das im Verlauf des Sturmes am häufigsten auftretende Azimut dar).

Dieser Sturm hat sein Entstehungszentrum im Gebiet der Rockall-Untiefe. Die maximal häufigen Perioden liegen an allen Stationen im Bereich von $T = 8$ bis 10 sec. Zur näheren Untersuchung waren nur die Seismogramme von Kew, Kopenhagen und Stuttgart geeignet, da an den übrigen Stationen sich Überlagerungen mit Mikroseismik von den nahe gelegenen Küstengebieten störend bemerkbar machen.

Sehr bemerkenswert erscheint, daß auch die beiden GALITZIN-WILIP-Horizontal-seismographen in Scoresby-Sund (Grönland) den gleichen zeitlichen Verlauf des Sturmes bezüglich der Perioden wie auch Amplituden zeigen. Die Ausbreitung der

Mikroseismik-Sturm 2./3.10.1958

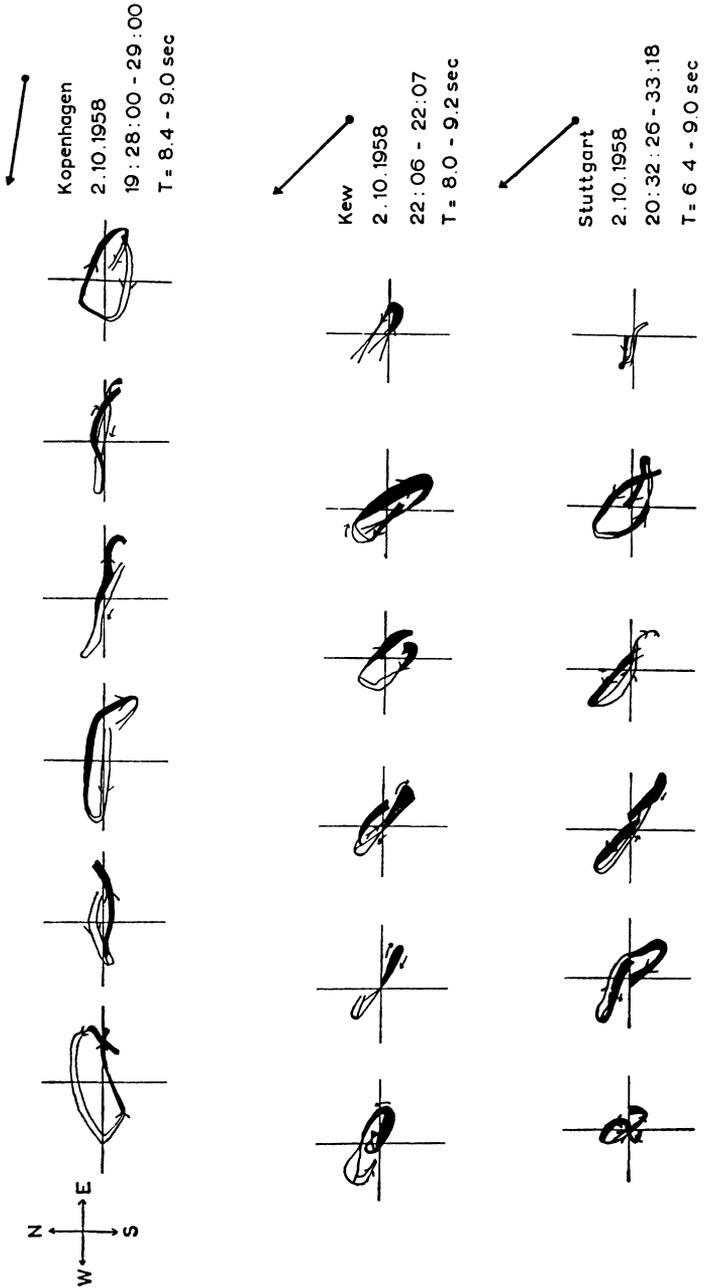


Abb. 4: Mikroseismik-Sturm 2./3. 10. 1958

Mikroseismik-Sturm 3./5. 12. 1958 Kiruna Galitzin - Wilip

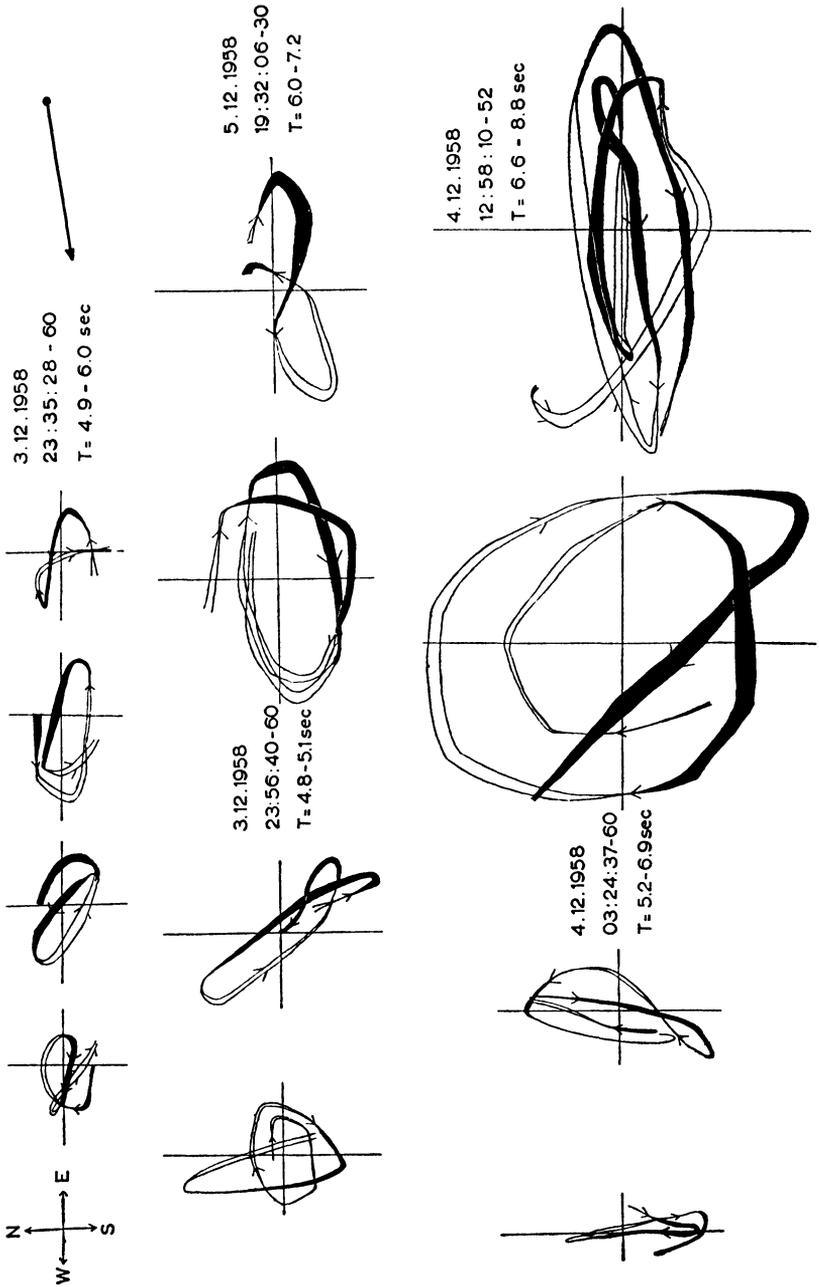


Abb. 5: Mikroseismik-Sturm 3./5. 12. 1958, Station Kiruna

Mikroseismik-Wellen kann dabei entlang der von Nordschottland nach Grönland streichenden Schwellenstruktur erfolgen.

Die Schwingungsfiguren zeigen keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Registrierungen der drei Stationen Kew, Kopenhagen und Stuttgart.

Sturm 3. / 5. 12. 1958

Das Entstehungsgebiet des Sturmes liegt vor der norwegischen Küste.

Kiruna ist hier die herdnächste Station (Abb. 5). Im Vergleich zu Stuttgart zeigen diese Aufzeichnungen einen wesentlich unregelmäßigeren Charakter. Die Wellen mit kürzeren Perioden $T = 4-6$ sec beherrschen die Aufzeichnung. Die Auflösung in Wellengruppen tritt erst schwach hervor. Wellen, bei denen die Horizontalamplitude größer ist als die Vertikalamplitude, dominieren. Die *EW*-Komponente, welche im Azimut des Sturmes liegt, zeigt dabei wiederum die stärksten Amplituden der wahren Bodenbewegung.

Kopenhagen (Abb. 6): Auch hier stellen die Wellengruppen, die sich vorwiegend aus horizontalen Bewegungen aufbauen, noch einen bedeutenden Anteil der Registrierung. Die stärksten Amplituden der wahren Bodenbewegung treten durchweg auf der im Azimut liegenden *NS*-Komponente auf, was im Vergleich zu Stuttgart für den Periodenbereich $T > 7$ sec abweichend ist.

Die an Anfang und Ende eines Wellenpaketes auftretenden Unregelmäßigkeiten in der Partikelbewegung lassen erkennen, daß eine Ortung des Mikroseismik-Herdes nur dann zu brauchbaren Ergebnissen führt, wenn man die notwendigen Ablesungen im Zentralteil einer Wellengruppe durchführt, worauf schon von J. HOLLINDERBAEUMER [5] hingewiesen worden ist.

Warschau (Abb. 7): Die Häufigkeit und Art der auftretenden Wellentypen sowie das Periodenspektrum sind bereits den am Stuttgarter Material gefundenen Gesetzmäßigkeiten sehr ähnlich.

Pulkowo (Abb. 8): Hier finden wir kaum noch Unterschiede zu Stuttgart, besonders nicht im langperiodischen Teil des Spektrums, während bei der kurzperiodischen Mikroseismik der Lovewellentyp fast vollständig fehlt. Die Vertikalbewegung zeigt bei fast allen Wellenzügen die größten Amplituden der wahren Bodenbewegung.

Stuttgart (Abb. 8): Der hier in seiner Teilchenbewegung dargestellte Wellenzug besteht aus zwei Wellenpaketen mit verschiedenem Charakter. Beim ersteren dominieren die Horizontalbewegungen, beim späteren die Vertikalamplituden. Sehr deutlich treten hier die Randeffekte bei Wellengruppen auf. Die Mikroseismik in *Scoresby Sund* zeigt etwa den gleichen Verlauf wie an den europäischen Stationen, was meteorologisch durch gleichzeitig auftretende und gleichstarke Stürme an der Ostküste Grönlands bedingt ist.

Mikroseismik - Sturm 3./5.12.1958 Galitzin - Wilip

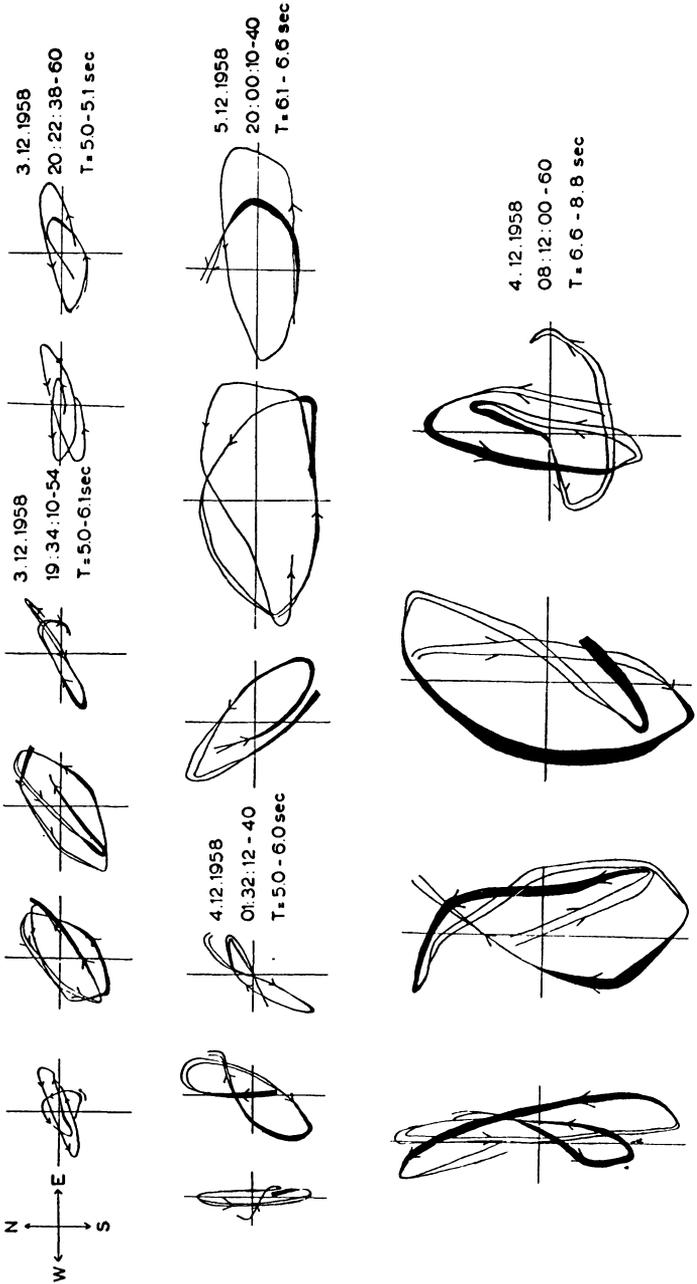


Abb. 6: Mikroseismik-Sturm 3./5. 12. 1958, Station Kopenhagen

Mikroseismik - Sturm 3./5.12.1958 Galitzin-Wiilip

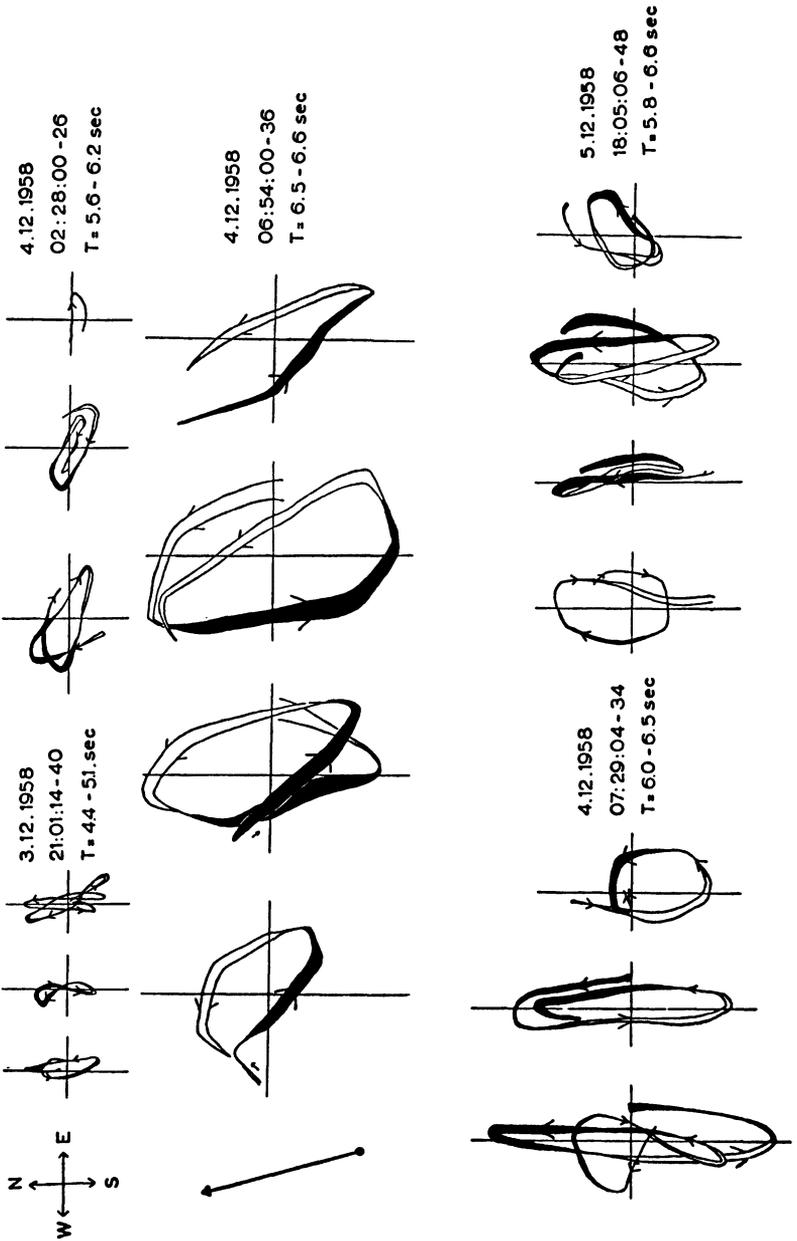
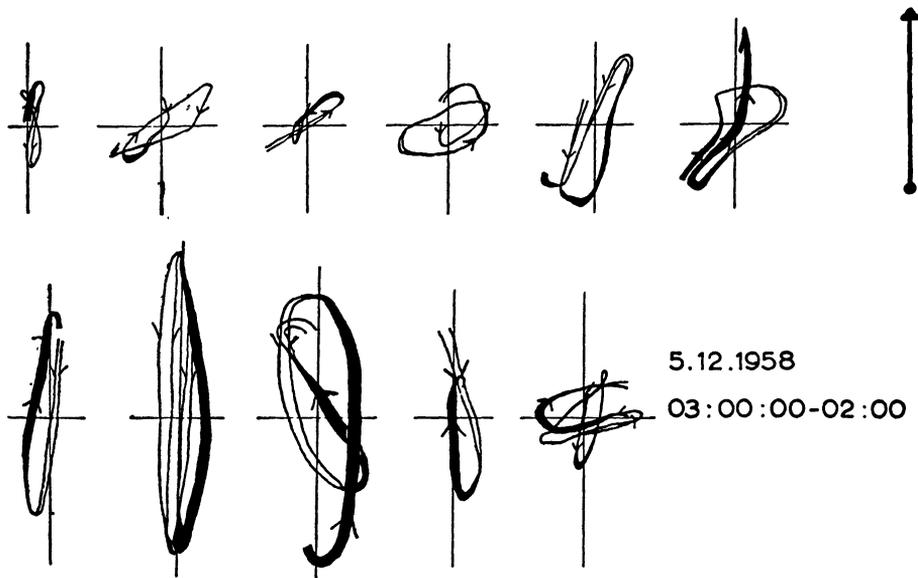


Abb. 7: Mikroseismik-Sturm 3./5. 12. 1958, Station Warschau

Mikroseismik-Sturm 3./5.12.1958

Stuttgart



Pulkowo

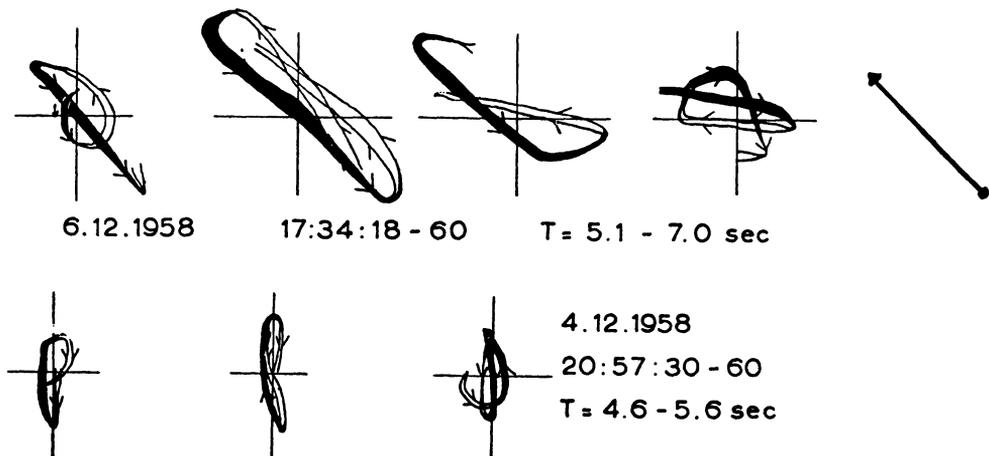


Abb. 8: Mikroiseismik-Sturm 3./5. 12. 1958, Stationen Pulkowo und Stuttgart

Mikroseismik-Sturm 28./29.12.1958

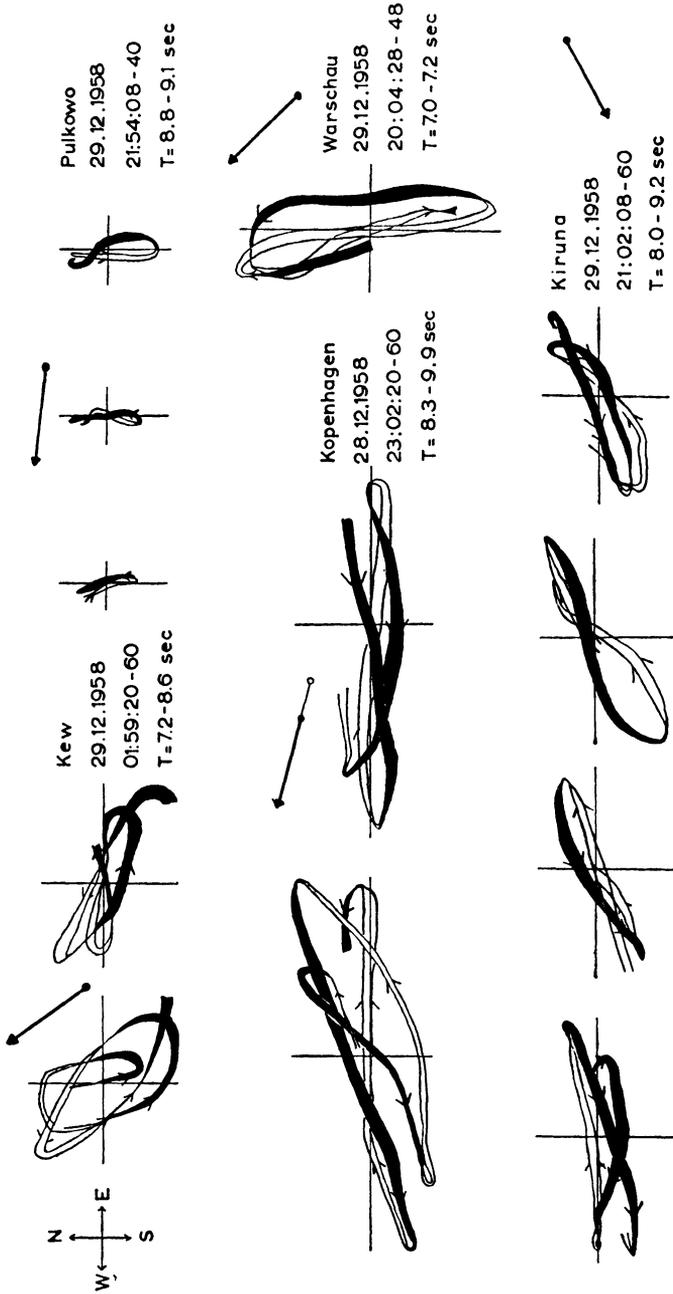


Abb. 9: Mikroseismik-Sturm 28./29. 12. 1958

Sturm 28. / 29. 12. 1958 (Abb. 9):

Das Herdgebiet liegt bei den Fär-Öern. An allen Stationen überwiegen Wellen mit langen Perioden um $T = 8$ sec. An den meisten Stationen ist eine Überlagerung mit lokaler Mikroseismik feststellbar. Die Wellenzüge sind sehr regelmäßig und treten in der Form von Wellenpaketen auf, die im Gegensatz zu dem Sturm vom 3. / 5. 12. 1958 auch die Registrierung in Kiruna aufbauen, was Abb. 10 zeigt.

Die Seismogramme von Scoresby Sund zeigen keine Beziehungen zu den europäischen Stationen.

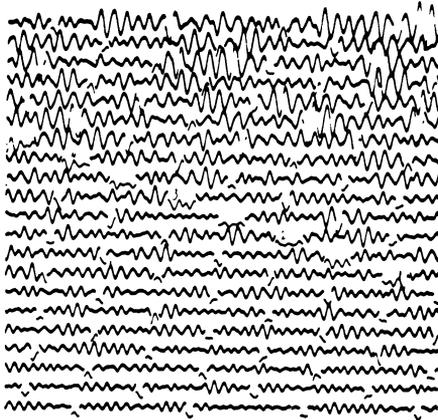


Abb.10 Kiruna Galitzin-Wilip EW 3./4. 12. 1958



Kiruna Galitzin-Wilip EW 28/29. 12. 1958

Aus der vergleichenden Betrachtung der drei Stürme lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- a) Den stärksten Einfluß auf die Ausbildung der Mikroseismik haben Anregungsart und Anregungsgebiet.
- b) Die Einwirkung der Entfernung wird vor allem beim Sturm vom 3. / 5. 12. 1958 deutlich. Beim Vergleich der Registrierungen von Kiruna mit denen von Kopenhagen zeigt sich deutlich eine selektive Absorption der kurzen Perioden.
- c) Eine stärkere Einwirkung des Stationsuntergrundes bleibt auf den kurzperiodischen Teil der Mikroseismik ($T = 4-6$ sec) beschränkt.

2. Gruppengeschwindigkeiten bei Nahbeben-Oberflächenwellen und Mikroseismik.

Für die *Mikroseismik* werden zunächst Phasengeschwindigkeiten bestimmt. Es werden dazu einmal Registrierungen von zwei GALITZIN-WILIP-Vertikal-Seismographen an der Stuttgarter Hauptstation verwendet. Beide Seismometer haben eine Eigenperiode $T_0 = 12$ sec, während die Galvanometer auf Eigenperioden von $T_1 = 12$ sec bzw. $T_1 = 50$ sec abgestimmt sind. Als Gegenstation dient ein PRESS-EWING-Vertikalseismograph ($T_0 = 15$ sec, $T_1 = 90$ sec), der in Neuhausen (etwa 14 km SE von Stuttgart) vorübergehend aufgestellt worden ist.

Die Ermittlung des wirklich zurückgelegten Weges zwischen den beiden Stationen erfolgt nach genauer Azimutbestimmung an den verwendeten Wellen. Es werden nur Schwingungen aus dem mittleren Teil einer Gruppe verwendet, da an Anfang und Ende eines Wellenpaketes, wie man auch bei Erdbebenwellen beobachten kann, starke Abweichungen in bezug auf Amplitude, Phase und Azimut festzustellen sind. Im mittleren Teil der Gruppe, wo diese auch ihr Amplitudenmaximum hat, interferieren die Teilwellen konstruktiv in gleicher Phase, während sie an den Endpunkten der Gruppe sich durch Phasendifferenzen auslöschen.

Die durch unterschiedliche Abstimmung der drei Instrumente erforderlichen Phasenlaufzeitkorrekturen wurden nach Veröffentlichungen von J. COULOMB [8], T. HAGIWARA [9] und K. HILLER [10] vorgenommen.

Eine falsche Zuordnung sich entsprechender Phasen ist durch die kurze Entfernung der beiden Stationen ausgeschlossen.

Die gesuchten Gruppengeschwindigkeiten werden nach dem graphischen Verfahren von A. SOMMERFELD [11] ermittelt.

Zur Bestimmung der empirischen Gruppengeschwindigkeits-Dispersionskurven für Nahbebenoberflächenwellen werden die Stuttgarter Aufzeichnungen (Abb. 11) von 4 Erdbeben verwendet, deren Daten aus Tabelle I entnommen werden können.

Abb. 11: Seismogramme

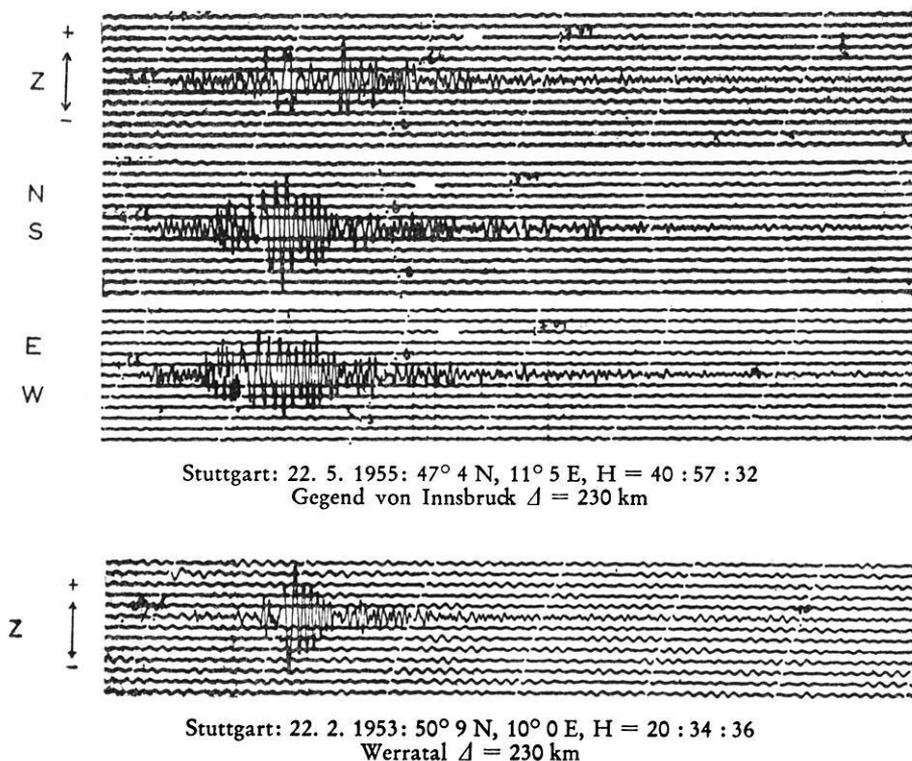


Tabelle I

11. 6. 1938	$50^{\circ} 8' N$, $3^{\circ} 6' E$, $H = 10 : 57 : 33$ (BCIS, ISS) $\Delta = 440$ km. Belgien. Stuttgart, Galitzin-Wilip Z
22. 2. 1953	$50^{\circ} 9' N$, $10^{\circ} 0' E$, $H = 20 : 16 : 18,5$ (BCIS, Stuttgart) $\Delta = 230$ km. Werratal. Stuttgart, Mainka NS
22. 2. 1953	$50^{\circ} 9' N$, $10^{\circ} 0' E$, $H = 20 : 34 : 36$ (BCIS) $\Delta = 230$ km. Werratal (Nachbeben). Stuttgart, Galitzin-Wilip Z
22. 5. 1955	$47^{\circ} 4' N$, $11^{\circ} 5' E$, $H = 04 : 57 : 32$ (BCIS) $\Delta = 230$ km. Gegend von Innsbruck. Stuttgart, Galitzin-Wilip NS

Eine wichtige Erscheinung ist, daß sich bei Entfernungen von einigen hundert Kilometern LOVE- und RAYLEIGHwellen auf dem Seismogramm nicht trennen lassen, also die gleiche Dispersion zeigen. Die Wellen mit den stärksten Amplituden liegen hier im Periodenbereich $T = 4-6$ sec.

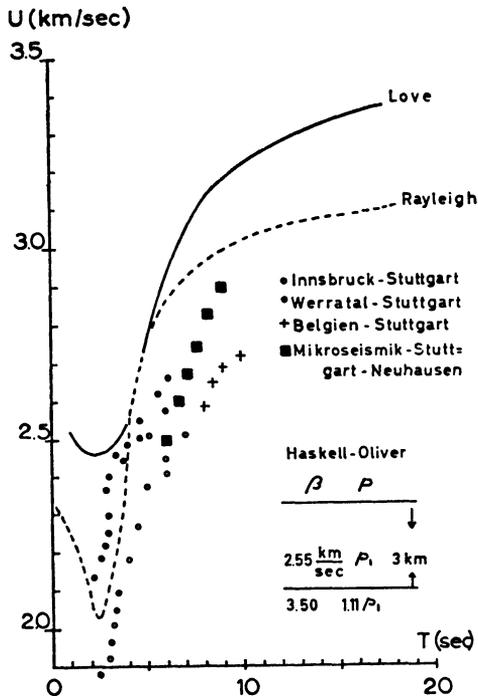


Abb. 12: Theoretische und empirische Dispersionskurve für Nahbeben-Oberflächenwellen

Abb. 12 zeigt einmal die empirischen Kurven für Mikroseismik und Erdbebenwellen. Daneben sind entsprechende theoretische Kurven nach N. A. HASKELL [12] bzw. J. OLIVER und M. EWING [13] aufgezeichnet.

Die theoretische Kurve erklärt die Unmöglichkeit, LOVE- und RAYLEIGH-Wellen im Periodenbereich $T = 4-6$ sec zu trennen, da für beide Wellenarten sich die Kurven überdecken. Mikroseismik-Perioden und -geschwindigkeiten fügen sich gut in das gegebene Bild ein, was in bezug auf die Geschwindigkeiten bei der für die kurzperiodische Mikroseismik früher gegebenen Deutung als Überlagerung von M_2 - und Q_2 -Wellen nicht der Fall war. Wie die Untersuchung ergeben hat, reicht der Einfluß der Sedimente nicht aus, die Phasen- bzw. Gruppengeschwindigkeiten der „higher modes“ in die Nähe der für die Mikroseismik experimentell ermittelten Werte zu bringen.

Die Unterschiede in den Dispersionskurven der Erdbebenwellen entstehen durch die verschieden starke Sedimentauflage, durch welche die Oberflächenwellen ihren Weg nehmen. Diese ist in Mitteldeutschland nach H. G. REINHARDT [14] etwa 2 km, im Alpenvorland nach H. REICH [15] etwa 4 km mächtig. Wie man sieht, lassen sich diese geologisch bedingten Unterschiede sehr deutlich aus dem Verlauf der beiden Dispersionskurven ablesen.

3. Die Mikroseismik als Wellenpaket.

Wie H. JENSEN [17] zeigen kann, handelt es sich bei den sogenannten Schwebungen, die man an vielen Stationen beobachtet, nicht um eine Überlagerung permanenter Sinuswellen, sondern jede der beobachteten Wellengruppen muß als physikalisches Einzelereignis gewertet werden. Der genannte Verfasser kann dies mit der statistischen Verteilung der Schwebungsintervalle für die Stationen Kopenhagen und Scoresby Sund nachweisen. Gleiche Ergebnisse bringen auch die Stuttgarter Registrierungen.

Um eine genauere Vorstellung über den Aufbau derartiger Wellengruppen oder Wellenpakete zu bekommen, werden diese einer FOURIER-Analyse unterzogen. Als Material dienen die von W. HILLER mit einem Seismographensystem, bestehend aus einem Satz GALITZIN-WILIP-Seismometern gekoppelt mit MOLL-Spiegelgal-

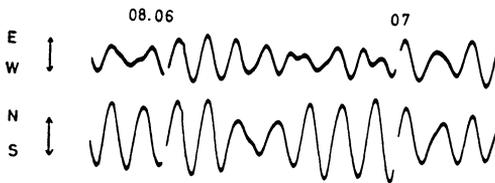


Abb. 13: Stuttgart Galitzin-Wilip-Moll-Restrierung am 1. 3. 1943

vanometern ($T_1 = 1,45$ sec), in den Jahren 1943—1947 aufgenommenen Registrierungen. Für das Gesamtsystem ergibt sich beim Vertikalseismographen eine Maximalvergrößerung $\nu_{\max} \approx 5300$, bei den Horizontalseismographen $\nu \approx_{\text{neu}} 4700$. Die Registriergeschwindigkeit beträgt 60 mm/min. Während der Wintermonate erzielt man so Seismogrammamplituden in der Größenordnung eines Zentimeters.

Die FOURIER-Integrale werden mit Hilfe eines harmonischen Analysators System MADER-OTT nach dem Verfahren der stetig variierten Basis [16] erhalten.

Die FOURIER-Amplituden sind der Verzerrung des Seismographensystems entsprechend korrigiert. Abb. 13 zeigt das Seismogramm eines langperiodischen Mikroseismik-Wellenpakets und Abb. 14 das entsprechende Ergebnis der Fourieranalyse.

Interessant erscheint hier das Vorhandensein eines Nebenmaximums bei der für die kurzperiodische Mikroseismik charakteristischen Periode von $T = 6,3-6,4$ sec.

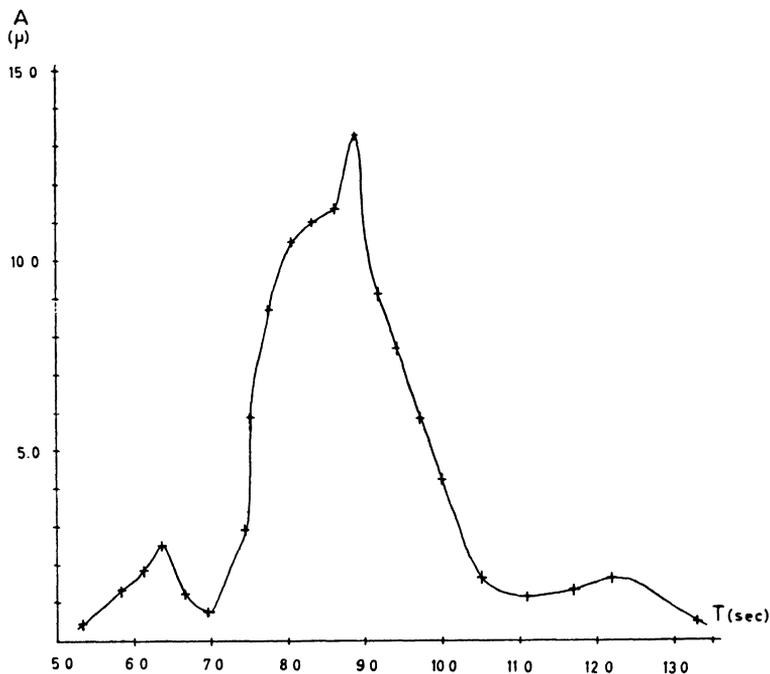


Abb. 14: Fourieranalyse: Stuttgart Galitzin-Wilip-Moll-NS am 1. 3. 1943 (08 : 06 : 24 + 07 : 09). Herdgebiet: Mittelnorwegische Küste

Eine Erklärung dieses zweiten Maximums als Scheinperiode ohne physikalische Bedeutung scheidet aus, da die analysierte Wellengruppe nicht an beliebiger Stelle aus einem permanenten Wellenzug herausgeschnitten wurde.

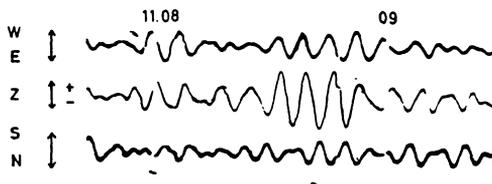


Abb. 15: Stuttgart Galitzin-Wilip-Moll Registrierung am 1. 1. 1947

Aus den Abb. 15 und 16 läßt sich vor allem erkennen, daß für die langen Perioden der Mikroseismik ein anderes Amplitudenverhältnis zwischen Vertikal- und Horizontalkomponente gilt wie für die kurzen Perioden. Das weist, wie auch das zweite Maximum in Abb. 14 und die oft zu beobachtende unterschiedliche Lage

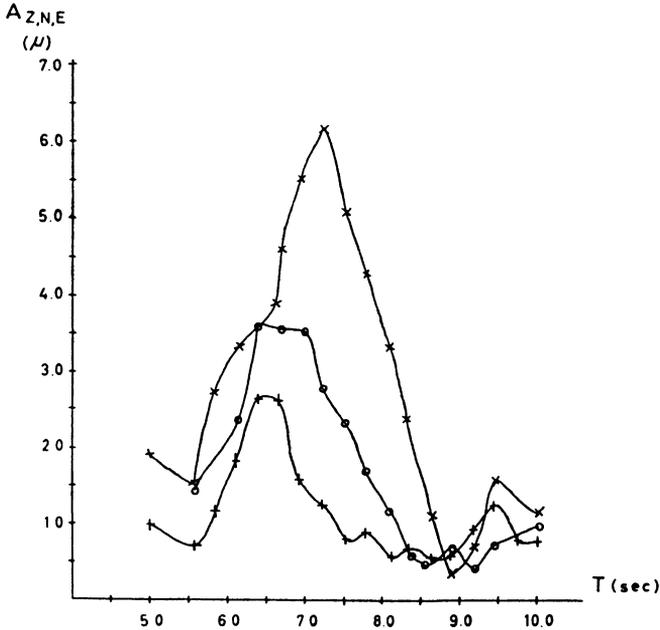


Abb. 16: Fourieranalyse Stuttgart Galitzin-Wilip-Moll (Z — x —; NS — + —; EW — o —) am 1. 1. 1947 (11 : 08 : 32 + 60). Herdgebiet: Britische Inseln.

der Wellengruppen auf Horizontal- und Vertikalkomponente, darauf hin, daß auf dem Höhepunkt eines Sturmes immer noch Mikroseismik vom Love-Wellen- bzw. Mischtyp vorhanden ist.

4. Wellenregistrierung in Norwegen

Während der Monate Dezember und Januar wurde nur ein Sturm festgestellt, der seine Entstehung einem schwachen Tief vor der Norwegischen Küste zu verdanken hat. Ein Vergleich der Registrierung des Wellenmessers in Alnes mit der Mikroseismik-Aufzeichnung in Stuttgart ergibt ein Verhältnis der Scheinperioden beider Wellenarten, welches bei 1,6—1,7 liegt.

Den Kollegen an den Stationen Kew, Kiruna, Kopenhagen, Pulkowo und Warschau danke ich herzlich für die Überlassung von Originalseismogrammen bzw. Kopien.

Von den Herren Prof. Dr. W. HILLER, Dr. H. BERCKHEMER und Dipl.-Phys. St. MÜLLER habe ich wertvolle Anregungen und Hinweise erhalten.

Literatur

- [1] SCHNEIDER, G.: Zusammenhänge zwischen mikroseismischer Bodenunruhe in Stuttgart und Aufbau der Erdkruste in Mitteleuropa. Dissertation, TH Stuttgart (1958).
- [2] SCHNEIDER, G.: Zum Wellencharakter der mikroseismischen Bodenunruhe. Z. . Geophysik 25 (1959), 161—185.
- [3] MENZEL, H.: Über die seismische Bodenunruhe in Norddeutschland. Pont. Acad. Sci. Scripta Varia 12 (1952), 223—238.
- [4] WESTERHAUSEN, H. Über die Ortung mikroseismischer Unruheherde. Ann. d. Geofisica 7 (1954), 71—124.
- [5] HOLLINDERBÄUMER, J.: Über die Ortung mikroseismischer Stürme. Z. f. Geophysik 25 (1959), 209—238.
- [6] EWING, J. und EWING, M.: Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea. Bull. Geol. Soc. Am. 70 (1959), 291—318.
- [7] EWING, M., JARDETZKY, W. und PRESS, F.: Elastic waves in layered media, New York (1957).
- [8] COULOMB, J.: Séismométrie. Handbuch d. Physik, Bd. XLVII (1956), 24—74.
- [9] HAGIWARA, T.: A note on the theory of the electromagnetic seismograph. Bull. of the Earthqu. Res. Inst. 36 (1958), 139—164.
- [10] HILLER, K.: Ein homogener Satz Galitzin-Wilip-Seismographen in der Kombination mit langperiodischen Spiegelgalvanometern. Berechnung, Durchführung und Eichung einer Spezialabstimmung. Diplomarbeit, TH Stuttgart, 1960.
- [11] SOMMERFELD, A.: Mechanik deformierbarer Körper. Leipzig (1945).
- [12] HASKELL, N.: The dispersion of surface waves on multilayered media. Bull. Seism. Soc. Am. 43 (1953), 17—34.
- [13] OLIVER, J. und EWING, M.: The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves. Bull. of Seism. Soc. Am. 48 (1958), 339—354.
- [14] REINHARDT, H.: Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Freiburger Forschungshefte Nr. 8 (1954).
- [15] REICH, H.: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. Geol. Rundschau, 46 (1957), 1—17.
- [16] KÖHLER, H.: Grundzüge der Erschütterungsmessung. Leipzig (1956).
- [17] JENSEN, H.: On the beat-distribution in group-microseisms. Geodaetisk Institut, Meddelelse No. 34, Kobenhavn (1957).

Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen

Von F. Frölich, H. Stiller, F. Ch. Wagner, Potsdam ¹⁾

Mitteilung Nr. 112 aus dem Geomagnetischen Institut

Zusammenfassung: Die für paläomagnetische Erkundungen benötigten Informationen und der Informationsgehalt von Laborkriterien werden diskutiert an Hand einiger gesteinsphysikalischer Untersuchungsverfahren.

Summary: Informations wanted for palaeomagnetic inquiry and contents of informations from laboratory criteria are discussed by means of some petrophysical methods.

Die natürlichen Gegebenheiten der Erdkruste: die Vielzahl magnetischer Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung und Durchmischung, ihre verschiedenartige Beanspruchung durch Druck und Temperatur sowie ihre enormen Altersunterschiede, kurz (mit anderen Worten) ihre komplexen physikalischen Verhältnisse erschweren die Gesteinsforschung. Diesem Umstand wird dadurch begegnet, wie die internationale Diskussion auf den IAGA-Tagungen (Rom, Toronto, Helsinki) zeigte, daß vorerst Lösungen in begrenzten Teilgebieten angestrebt werden oder daß der Minimalbereich an Informationen abgesteckt wird, der für gesicherte Entscheidungen notwendig ist.

Zur Auswahl von Gesteinsproben für paläomagnetische Erkundungen beispielsweise müssen außer der Koerzitivkraft die Bestandteilprozentage, insbesondere die *Ti*-Anteile, sowie die Gefügegliederung, Korngröße, Verspannung und Fehlbesetzung ausreichend genau bekannt sein. In dieser Richtung wird seither in verschiedenen Forschungsstellen gearbeitet. Über ein entsprechendes Arbeitsprogramm des Geomagnetischen Institutes Potsdam wurde bereits 1958 auf der Leipziger Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft berichtet [1]. Die gewonnenen Erfahrungen mit dem inzwischen realisierten Programm sollen nachstehend kurz umrissen werden, und zwar ergänzend zu dem 1960 auf dem Berliner Symposium

¹⁾ Dr. Dr. FRIEDRICH FRÖLICH
Dr. HEINZ STILLER
Dipl.-Geophys. FRIEDR. CHRISTIAN WAGNER

Geomagnetisches Institut der Deutschen
Akademie der Wissenschaften zu Berlin,
Potsdam, Telegrafenberg.

für Geomagnetismus und Aeronomie gegebenen Bericht [3] sowie dem Referat auf der Helsinki-Tagung der IAGA [4].

Für die Bestimmung der Gesteinsbestandteile wurde zunächst die Röntgen-Feinstrukturanalyse benutzt. Die einleitenden (orientierenden) Untersuchungen an schwedischen Magnetiterzen, deren Ergebnisse in dem ersten Laborbericht [2] dis-

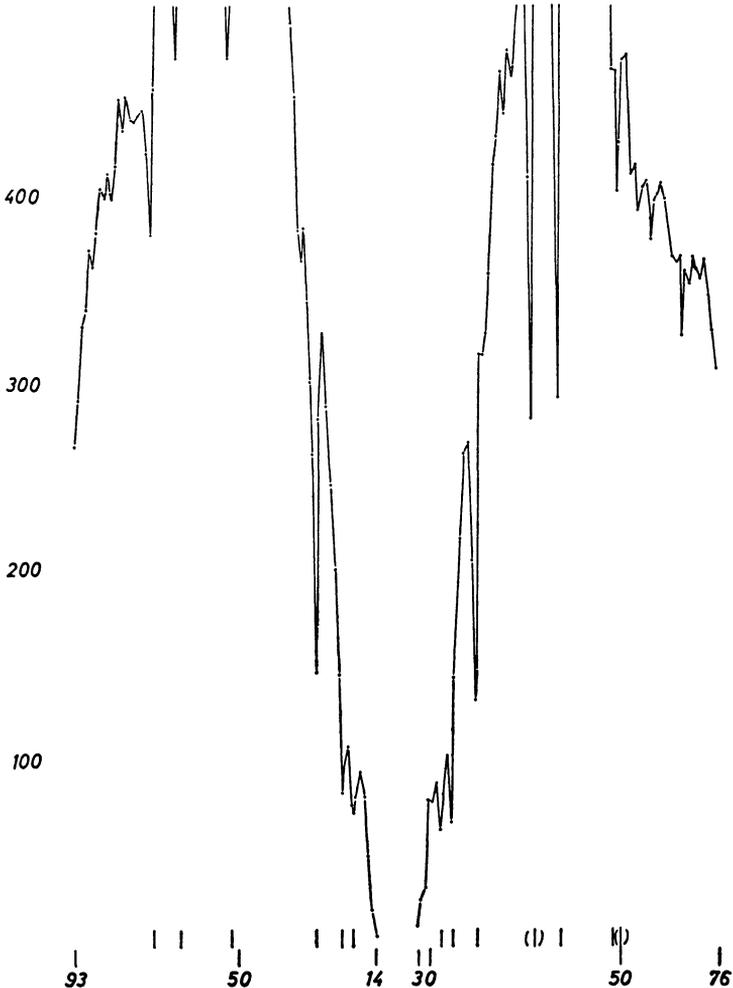


Abb. 1 a: Schnellphotometer-Diagramm einer Debye-Scherrer-Aufnahme von Magnetit (Kursk)

kutiert wurden, ließen bereits erkennen, daß die röntgenographische Methode wegen verschiedener erschwerender Umstände allein nicht ausreicht. Das Laborkriterium ist hierbei ja der Abstand korrespondierender Interferenzlinien, deren Lage im Debyogramm bei photometrischer Auswertung auf 0,1 mm genau (beim Registrierphotometer) bzw. auf 0,01 mm (beim Schnellphotometer) bestimmbar ist.

Trotz dieser ausreichenden Genauigkeit, die bei relativ reinen Substanzen exakte Indizierungen ermöglicht [5] an Hand des "ASTM-X-Ray Powder Data File", wird bei Gesteinen die Auswertung durch die Tatsache erschwert, daß die normale Interferenzlinienfolge häufig gestört ist, und zwar

1. bei Vorliegen fester Lösungen,
2. durch Druckbeanspruchungen sowie
3. bei asymmetrischer Einlagerung in der Probenkapillare [2].

Beispiele photometrischer Auswertungen von Debyogrammen geben die Abbildungen 1 a und 1 b wieder.

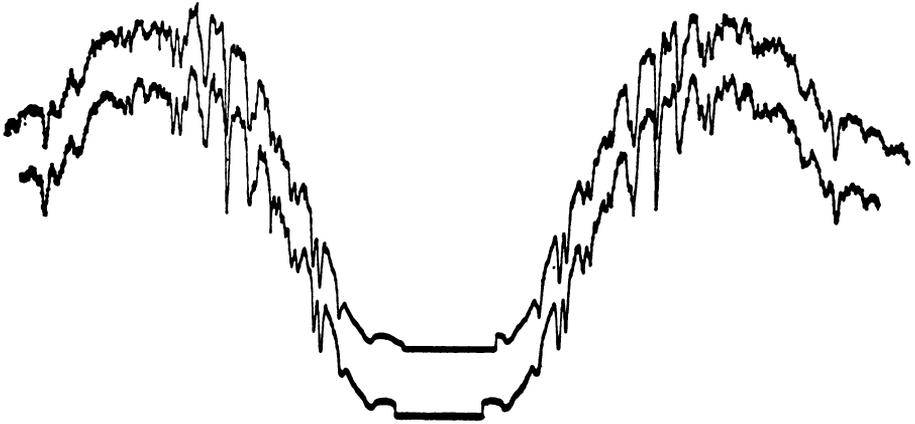


Abb. 1 b: Registrierphotometer-Streifen eines Debyogramms von einer Gesteinsprobe gleicher Herkunft

Zur Ergänzung der Röntgen-Feinstrukturanalyse wurden aus diesen Gründen thermomagnetische Untersuchungen durchgeführt. Wirkungsweise und Ausführung des hierfür entwickelten Gerätes [6, 7] ²⁾ sowie ein Fe_2O_3 -Diagramm ³⁾ zeigen die

²⁾ Der Probenhalterungsarm ist in seiner Mitte luftgelagert, um ein reibungsfreies Eindrehen in dem stark inhomogenen Magnetfeld zu gewährleisten.

³⁾ Die Aufnahme des Diagramms erfolgt z. Z. punktweise; ein X-Y-(Koordinaten-)Schreiber zur Registrierung ist in der Erprobung.

Abbildungen 2 a, b, c. (Abb. 2 a u. b s. Taf. II/III) In Bild 2 d ist ferner der Temperaturgang von Remanenz und Koerzitivkraft der verwendeten Al-Ni-Co-Leigerung wiedergeben.

Das Laborkriterium zum Nachweis unterschiedlicher magnetischer Bestandteile in der Probensubstanz bildet hier die Curie-Temperatur, und zwar im vorliegenden Fall die ferrimagnetische. Oberhalb dieses Wertes entarten die Elementarbereiche spontaner Magnetisierung zu Inseln, die dann allmählich bis zum paramagnetischen Curie-Punkt zerfallen ⁴⁾. Hierauf wird im weiteren Verlauf der Diskussion noch zurückzukommen sein.

Der Meßvorgang selbst liefert zunächst nur die Werte des zur Nullung erforderlichen Kompensationsstromes in Abhängigkeit von der Probertemperatur. Um diese mA -Werte, die dem magnetischen Sättigungsmoment der Probe proportional sind, in $G \cdot cm^3$ ausdrücken zu können, sind entsprechende Eichungsmessungen erforderlich. Hierfür wurde Reinstnickel (in Drahtform) und Carbonylnickelpulver verwendet. Diese Auswahl wurde zugleich im Hinblick auf eine Kontrolle der Auswirkungen des Entmagnetisierungsfaktors getroffen. Bekanntlich besitzen Carbonyl-Metallpulver eine nahezu ideal-kugelige Partikelform als Folge ihres Entstehungsprozesses ⁵⁾. Der Entmagnetisierungsfaktor eines solchen Einzelkorns ($N = 4 \pi/3$) kann sich jedoch während der thermomagnetischen Untersuchung erheblich verringern, wenn die Partikel durch Zusammensintern sog. Brücken bilden. Im Vergleich mit den festen Eichnickelproben zeigt sich dann ein erkennbarer, allerdings geringer Anstieg des Kompensationsstromwertes. Für die Erfassung dieser N -Auswirkung ist gleiches Probengewicht Voraussetzung; mit Hilfe einer Mikroanalysenwaage ist eine solche Übereinstimmung (auf 0,01 mg genau) leicht erzielbar. Sinterbrücken dieser Art sind naturgemäß stets bei thermomagnetischen Messungen an pulverigen Gesteinsproben zu erwarten.

Das für die Eichung verwendete Reinstnickel enthält die nachstehenden geringfügigen Beimengungen:

Fe:	$9 \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$
Co:	$< 10^{-2}$
Cu:	$< 10^{-3}$
Cr:	$< 10^{-3}$
Mn:	$\ll 10^{-3}$,

⁴⁾ was mit Hilfe der Bitterstreifentechnik nachweisbar ist.

⁵⁾ Nickelpentacarbonyldampf zerfällt bei Wärmeeinwirkung:



die hierbei freiwerdenden Ni-Keime wachsen im Herabfallen kugel(schalen)förmig und kühlen sich dabei ab. Die minimalen Korngrößen ergeben sich bei
niedriger Zersetzungstemperatur,
niedriger Carbonylkonzentration
und kurzer Fallzeit.

wie die spektrochemische Analyse aufweist⁶⁾. Abbildung 3 zeigt Eichkurve und Schwärzungsdifferenz (ΔS) der Analysenlösung für Fe.

Für das Carbonylnickel sind die Beimenganteile dagegen um etwa eine Zehnerpotenz größer. Das Vorgehen in einem so gelagerten Fall sollen die folgenden Abbildungen 4 a und b verdeutlichen.

Dargestellt sind im Diagramm 4 a die I/T -Kurven von drei Proben des gleichen Materials (Ni), von denen zwei im Curie-Wert sowie im Tangentenmaximalwinkel übereinstimmen. Der dritte Kurvenzug dagegen weicht hiervon ab; sein T_c -Wert folgt aus der Projektion desjenigen Kurvenpunktes, bei dem die Tangentenmaximalneigung (als Folge der oben erwähnten Inselbildung) überschritten wird und zu kleineren Winkeln übergeht. Aus dem Verhältnis dieser Projektionsstrecke zur Vertikalentfernung des Sättigungswertes lassen sich unter Zuhilfenahme des Diagramms 4 b die Beimenganteile bestimmen.

Schließlich bleibt noch die Frage zu klären, welche Vorgänge (Oxydation, Phasenumwandlungen) gegebenenfalls während des thermomagnetischen Untersuchungsprozesses Platz ergriffen haben. Zu ihrer Klärung stehen folgende Möglichkeiten zur Verfügung:

1. die Abkühlungskurve,
2. die Röntgenanalyse des erwärmten Probenmaterials und
3. die Differentialthermoanalyse.

Bei der letzteren wird (auf thermoelektrischem Wege) die Temperaturdifferenz ($\pm \Delta T$) von exothermen bzw. endothermen Vorgängen, die in der Probe ablaufen, angezeigt, wobei der thermoelektrische Kreis ein zweites (entgegengesetzt geschaltetes) Thermoelement in einer inerten Vergleichssubstanz enthält (s. nachstehendes Diagramm 5).

Will man dagegen bei Untersuchungen titanhaltiger Eisenoxyde (den magnetisch wirksamsten Bestandteilen der Erdkruste) die jeweilige Lage im Mischungskomplex

Fe_3O_4 - Fe_2O_3 - FeTiO_3 - Fe_2TiO_4 (Abb. 6) bestimmen, dessen magnetische Eigenschaften von japanischen Forschungsstellen bereits weitgehend geklärt wurden, so ist eine chemische Gesteinsanalyse notwendig.

Ihre vier Bestimmungsabschnitte liefern nacheinander: den Kieselsäure-Gehalt, den Gesamtanteil an Tonerde + Eisen-Titanoxyden, den Fe_2O_3 + TiO_2 -Gehalt und

⁶⁾ Die Lösungsspektralanalyse konnte entgegenkommenderweise mit den Einrichtungen des Institutes für anorganische Chemie der Bergakademie Freiberg (nach der Kohlerädchen-Methode) durchgeführt werden.

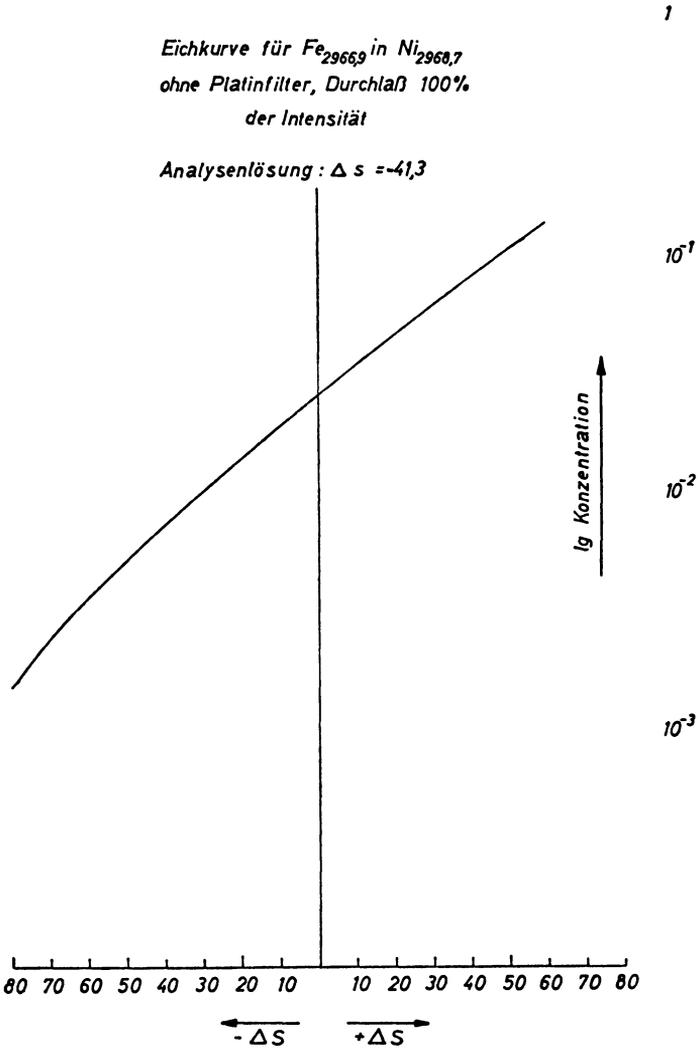


Abb. 3: Eichkurve für $Fe_{2966,9}$ in $Ni_{2968,7}$
Analyselösung: $\Delta S = -41,3$

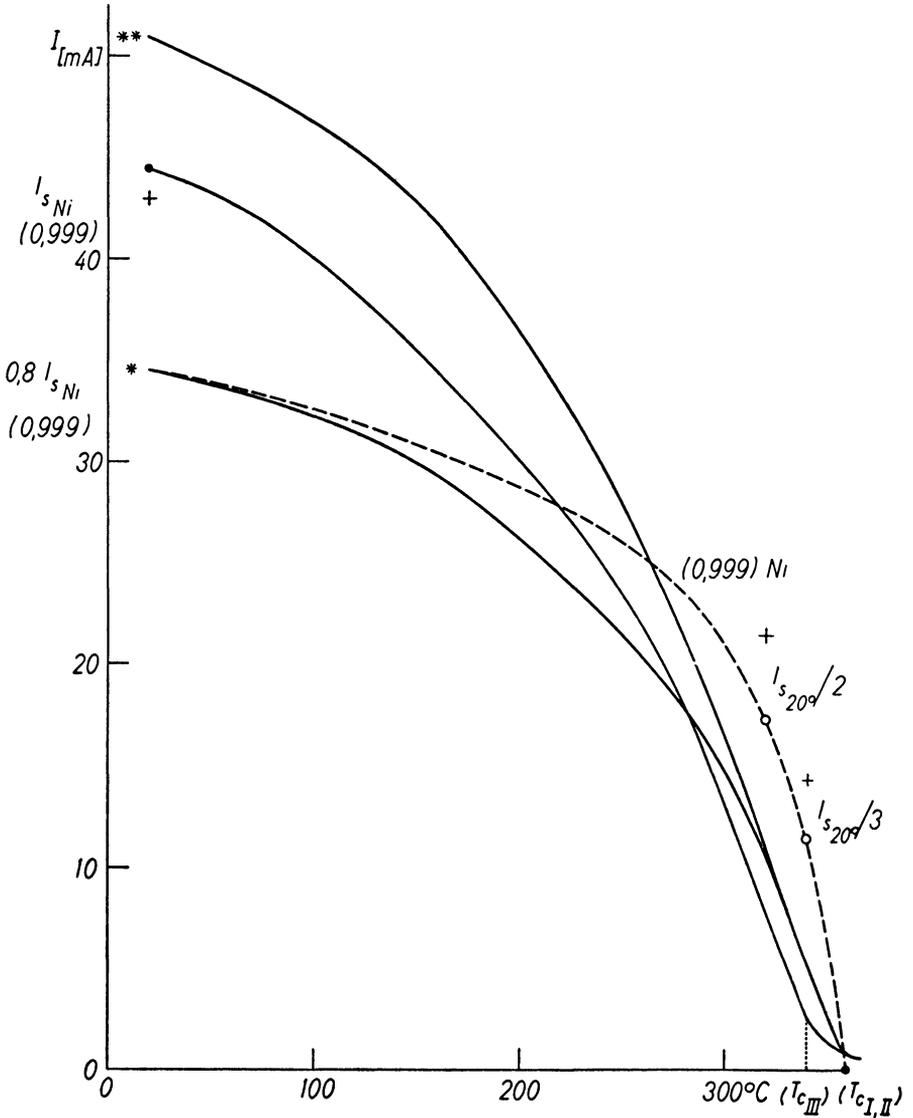


Abb. 4 a: Kontrolle des Reinheitsgrades und Auswahl des Eichmaterials (Ni).
 Kriterium: Übereinstimmung im T_c -Wert und Tangentenmaximalwinkel

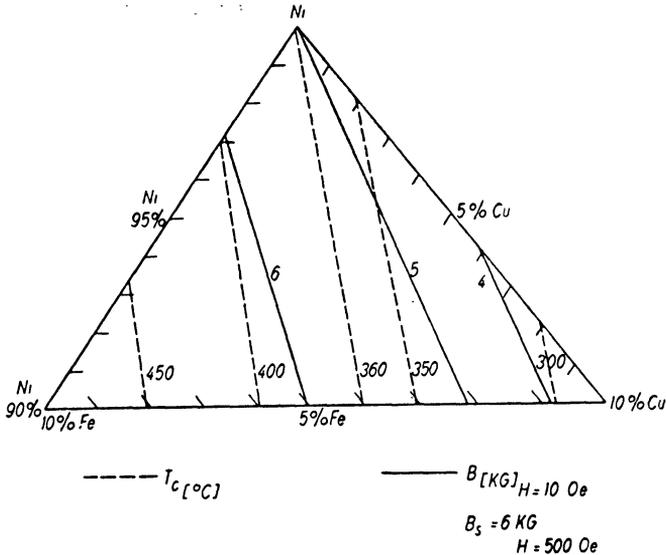


Abb. 4 b: Curie-Temperatur (T_c) und Induktion (B) im Bereich der Ni-Ecke des Dreistoffsystems Fe-Ni-Cu

7)

schließlich den TiO_2 -Anteil, und zwar bei sorgsamer Durchführung mit einer Genauigkeit von etwa 1/100.

Den Untersuchungsgang zur Korngrößenbestimmung veranschaulichen die Abbildungen 7 a, b und 8 a, b, c.

Für die Ätzung von (titanhaltigen) Eisenoxiden wird konzentrierte Salzsäure, für die Silikate 5%-Fluorwasserstoff verwendet. Die Flächenbestimmung läßt sich mittels eines Planimeters ausreichend genau durchführen.

Abschließend sei noch erwähnt, daß in Zusammenarbeit mit dem Institut für anorganische Chemie der Bergakademie Freiberg thermomagnetische und röntgenographische Untersuchungen von γ - Fe_2O_3 durchgeführt wurden, die unter anderem der Struktur dieses Eisen(Drei)oxydes galten [8]. Es zeigt sich nämlich, daß ver-

7) Mn-Beimengungen haben die gleichen Auswirkungen wie Cu, Cr-Anteile wirken doppelt so stark wie Cu auf den T_c -Wert.

Abb. 2: Thermomagnetische
Untersuchung
c) Diagramm
 $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$

Fe_3O_4 nach HABER-KAUFMANN
Gew.: 4.25 mg

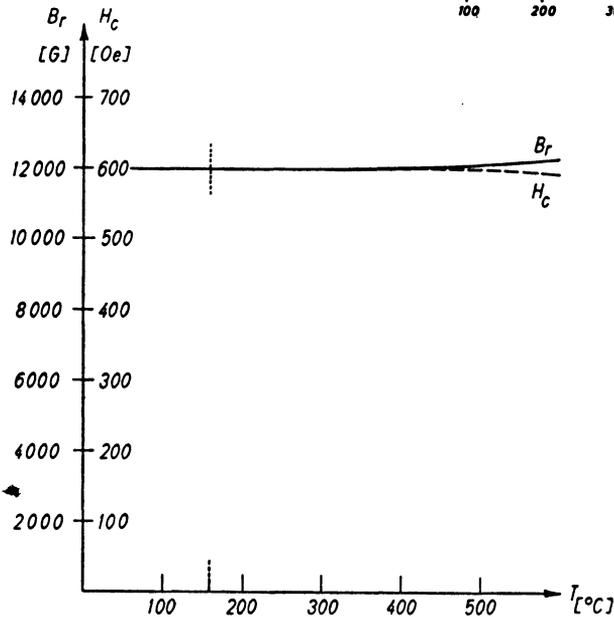
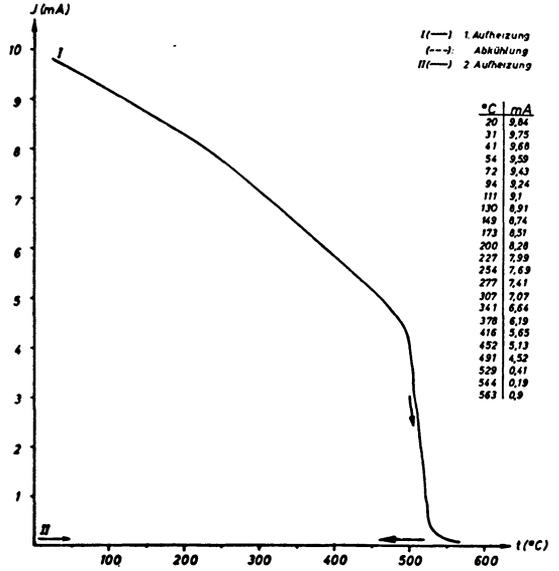


Abb. 2 d: Temperatureinflüß auf das Magnetsystem aus anisotropem Alnico mit Vorzugslage
(die maximale Erwärmung ist durch Punktierung gekennzeichnet)

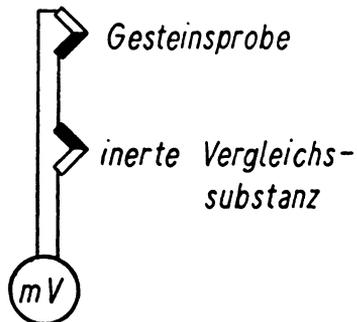
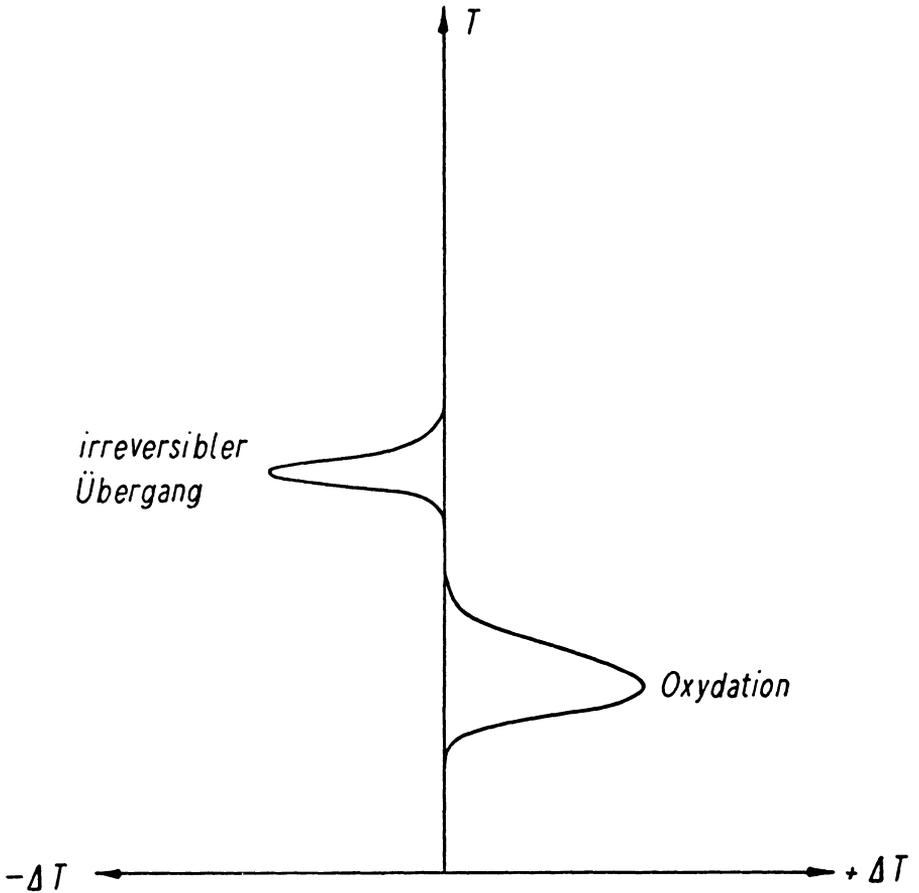


Abb. 5: Kontrolle mittels Differentialthermoanalyse

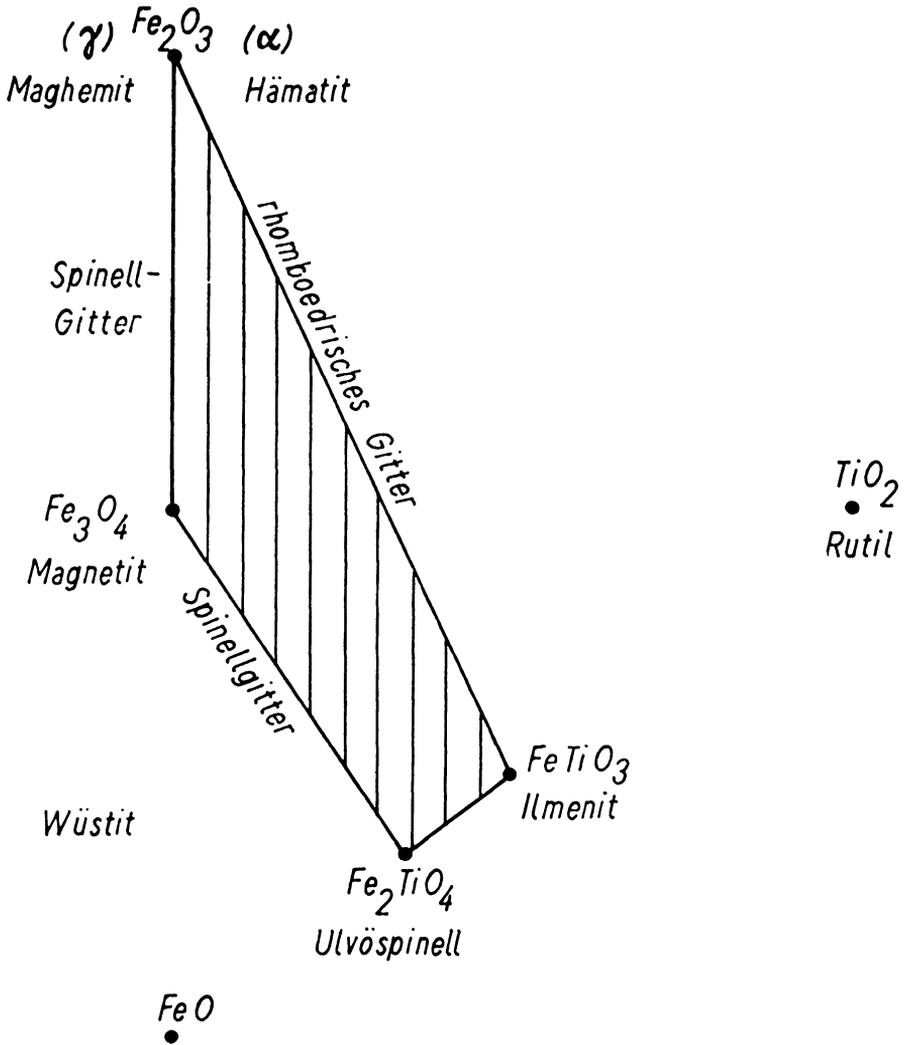
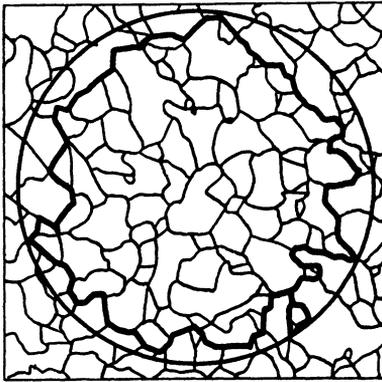


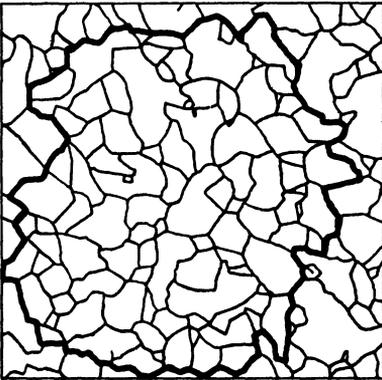
Abb. 6: Mischungskomplex Fe_3O_4 - Fe_2O_3 - $FeTiO_3$ - Fe_2TiO_4

schiedene Strukturen möglich sind, allem Anschein nach verknüpft mit der jeweiligen Entstehungsgeschichte. Doch sind hier die Klärungsversuche noch im Fluß.

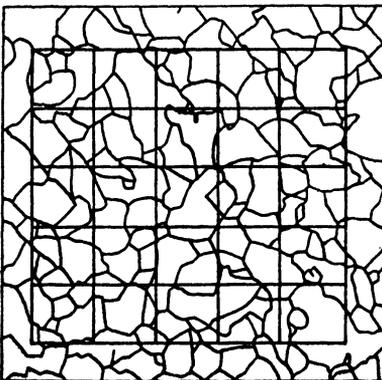
Unser Dank gilt Herrn Prof. Dr. SCHRADER, Direktor des Institutes für anorganische Chemie der Bergakademie Freiberg, Herrn Dipl.-Chem. ENKE, Herrn Dipl.-Min. TÖLLE, Freiberg, sowie den Mitarbeitern im Gesteinslabor, Herrn BREUNING und Herrn OHMANN, Potsdam.



a



b



c

Abb. 8: Auswertverfahren ⁹⁾

a) $f [\mu^2] = F_{\text{Kreis}} / (n_{\text{ges}} + n_{\text{Rand}}) \cdot v^2 \cdot 10^{-6}$

b) $f [\mu^2] = F / n_p^2 \cdot 10^{-6}$

c) $d [\mu] = l n_{1/n}^* \cdot v \cdot 10^{-3}$

- 9) f = mittlere Kornfläche
- F = (umrandete) Betrachtungsfläche
- v = Vergrößerung
- n_{ges} = (Gesamt-)Kornanzahl
- n_{Rand} = Randkornanzahl
- F_{Kreis} = Kreisfläche

- k = 0,60 . . . 0,67
- d = mittl. Korndurchm.
- l = Linienlänge
- n_1 = Linienanzahl
- n^* = Netzkornanzahl

Literatur

- [1] F. FRÖLICH: Zur magnetischen Stabilität von Erdkrustengesteinen. Zeitschrift für Geophysik, Jg. 24, H. 4/5, S. 228 ff.
- [2] F. FRÖLICH, LIU CHING-LIN: Untersuchungen an schwedischen Magnetiterzen. Jubiläumsband der Abhandlungen des Geomagnetischen Institutes Potsdam.
- [3] F. FRÖLICH: Paläomagnetische Untersuchungen (petrophysical reliability tests). Berichte des Symposiums für Geomagnetismus und Aeronomie, Berlin 1960.
- [4] F. FRÖLICH, H. STILLER: Some results of laboratory investigations of magnetic rock samples (Serpentinities). Paper presented at the XII. General Assembly IUGG, Helsinki 1960, Comité on Secular Variation and Palaeomagnetism. Geofisica pura e applicata, 46 (1960/II), 77 ff.
- [5] H. STILLER, F. C. WAGNER, F. FRÖLICH: Zur Methodik der Auswertung von Röntgenaufnahmen magnetischer Materialproben mit dem Registrierphotometer. Jahrbuch 1959, Adolf-Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus Niemeck (im Druck).
- [6] F. FRÖLICH: Ein Gerät zur Bestimmung der Zusammensetzung sowie der thermischen Zustandsänderungen von magnetischen Gesteinen und Werkstoffen. Jahrbuch 1958, Adolf-Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus Niemeck.
- [7] F. FRÖLICH: Verfahren zur Untersuchung der magnetischen Eigenschaften und der Struktur von Werkstoffen der Meßtechnik sowie von Gesteinen. In: Geomagnetismus und Aeronomie (Herausgeber Prof. Dr. Fanselau), Band II (1960).
- [8] F. FRÖLICH: Zur Struktur des γ -Fe₂O₃. Jahrbuch 1959, Adolf-Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus Niemeck (im Druck).

Druckfehlerberichtigung

Berichtigung zu der in Heft 2, Jahrgang 27 (1961) erschienenen Arbeit: „Analyse der Schwankungen des Grundwasserspiegels in dem überfluteten Bergwerk Sontra“ von H. G. Korb, München.

Die auf Seite 77 angegebene Formel (4) soll lauten

$$V = \frac{\mu M Q^2}{r^3} (P_2(\vartheta) + \frac{Q}{r} P_3(\vartheta) + \dots) = V_2 + V_3 + \dots \quad (4)$$

Weiterhin ist Abb. 3 auf Seite 85 unvollständig dargestellt. Diese Abbildung sei daher nochmals wiedergegeben.

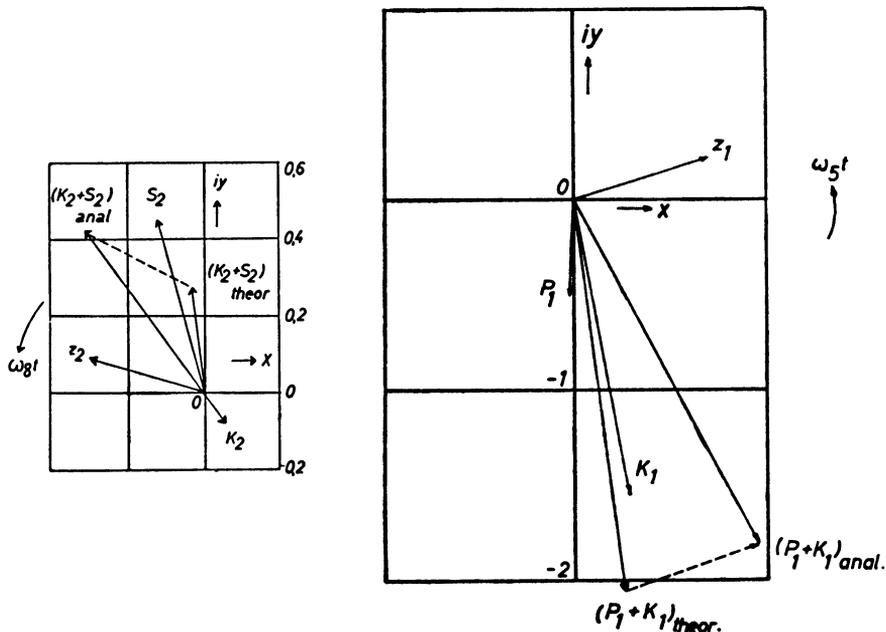


Abbildung 3: Drehzeigerdiagramme der $P_1 + K_1$ sowie $K_2 + S_2$ Schwingungen.
 $t = 0$ am 13. 6. 1954, 0.00 WZ.

Zu Heft 1, Jahrgang 27 (1961)

Seite 5 ,unter 7.: $D, I \bar{p}_z(h, T) = \frac{1}{3 \cdot 6} \sum_1^{3 \cdot 6} D, I p_z(h, m, T)$

Seite 8, zu Abb. 1: . . . ; $D^2 \pi_z$; $M^2 \pi_z$; $Q^2 \pi_z$: dasselbe mit doppelter Glättung; . . .

In Heft 2, Jahrgang 27 (1961) sind auf Seite 94 in der Arbeit „Zustandsänderungen in magnetischen Gesteinsproben“ von H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner die 11 obersten Zeilen mit Ausnahme des letzten Wortes zu streichen.

Mikroseismik-Ausbreitung in Nord- und Mitteleuropa
von G. Schneider

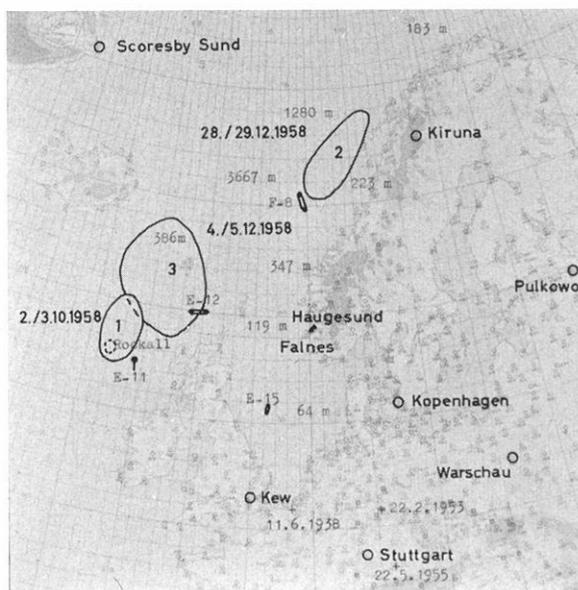


Abb. 1: Übersichtskarte: Mikroseismik-Anregungsgebiete, Erdbebenwarten (○), Wellenmeßstationen (△), Erdbebenepizentren (+), refraktionsseismische Profile (●—●). (s. Seite 119).

Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen
 von F. Frölich, H. Stiller, F. Ch. Wagner

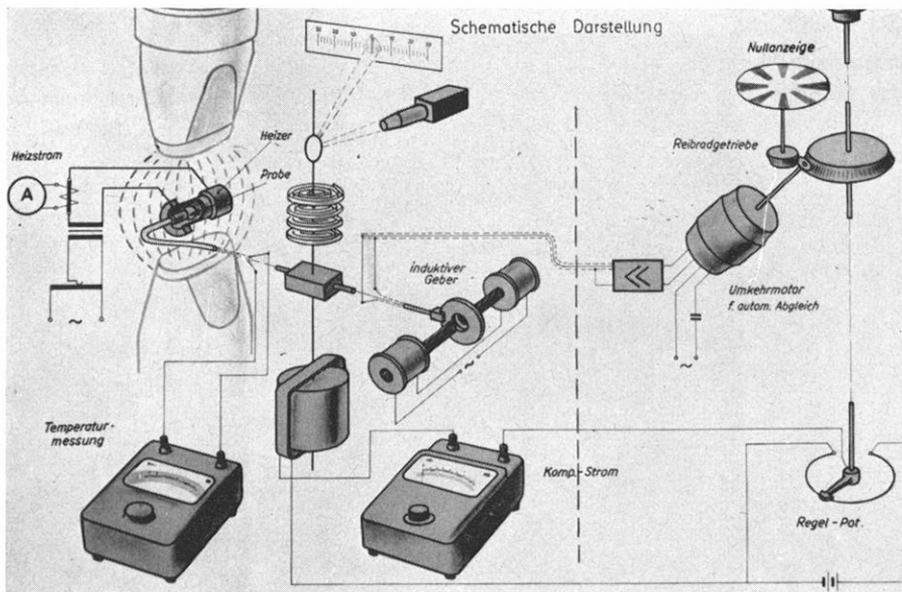


Abb. 2: Thermomagnetische Untersuchung

a) Wirkungsweise des Gerätes ²⁾

(s. Seite 139).

Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen
von F. Frölich, H. Stiller, F. Ch. Wagner

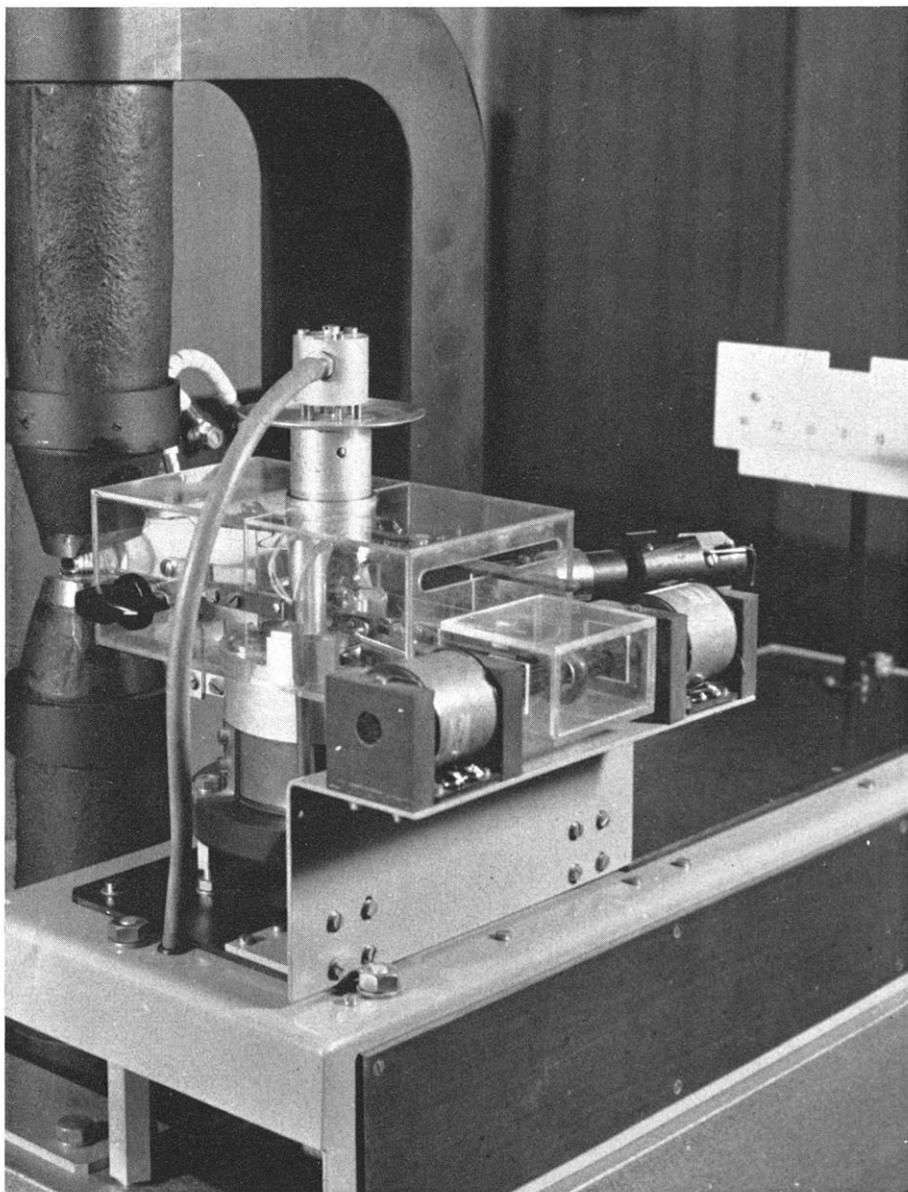


Abb. 2: Thermomagnetische Untersuchung
b) Ausführung des Hauptteils
Ztschr. f. Geophysik Bd. 27

Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen
von F. Frölich, H. Stiller, F. Ch. Wagner

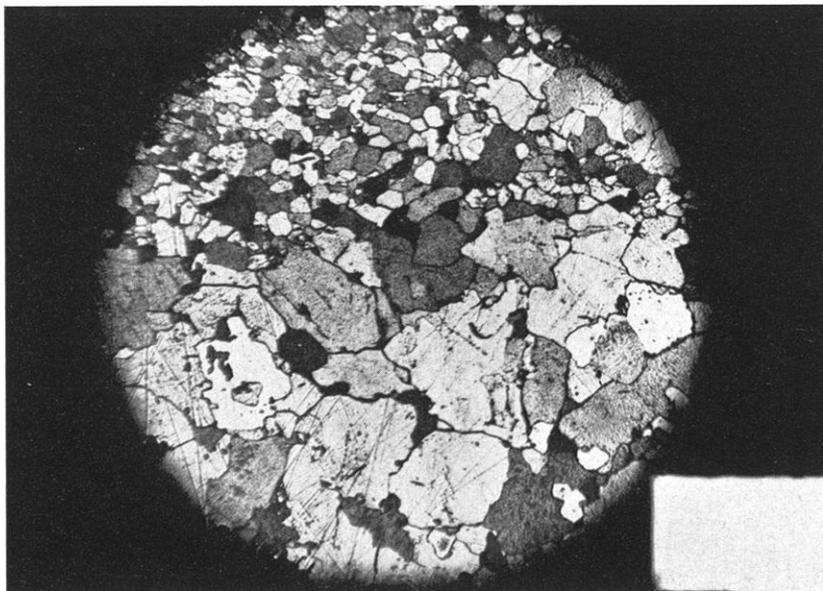
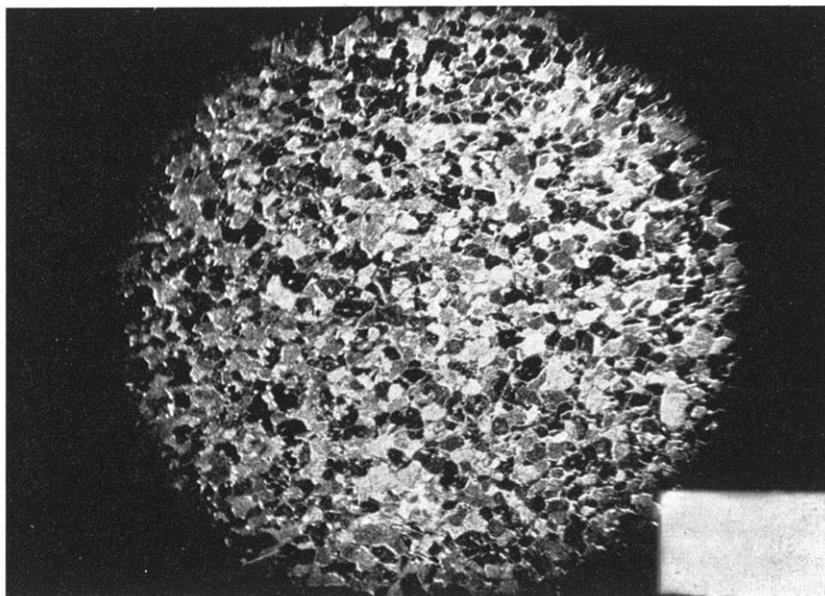
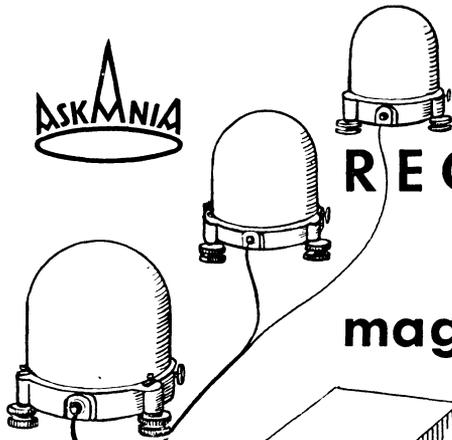


Abb. 7: Ätzmikrogramme: Magnetit (Kiruna)
a) grobkörnig
b) feinkörnig



ASKANIA



FERN- REGISTRIERUNG

der
magn. Variationen

durch drei
MAGNETO-
GRAPHEN

BAUART Gm1

Fadenaufhängung
aller 3 Magnetsysteme

Photoelektrische Abgriffe

Thermostaten

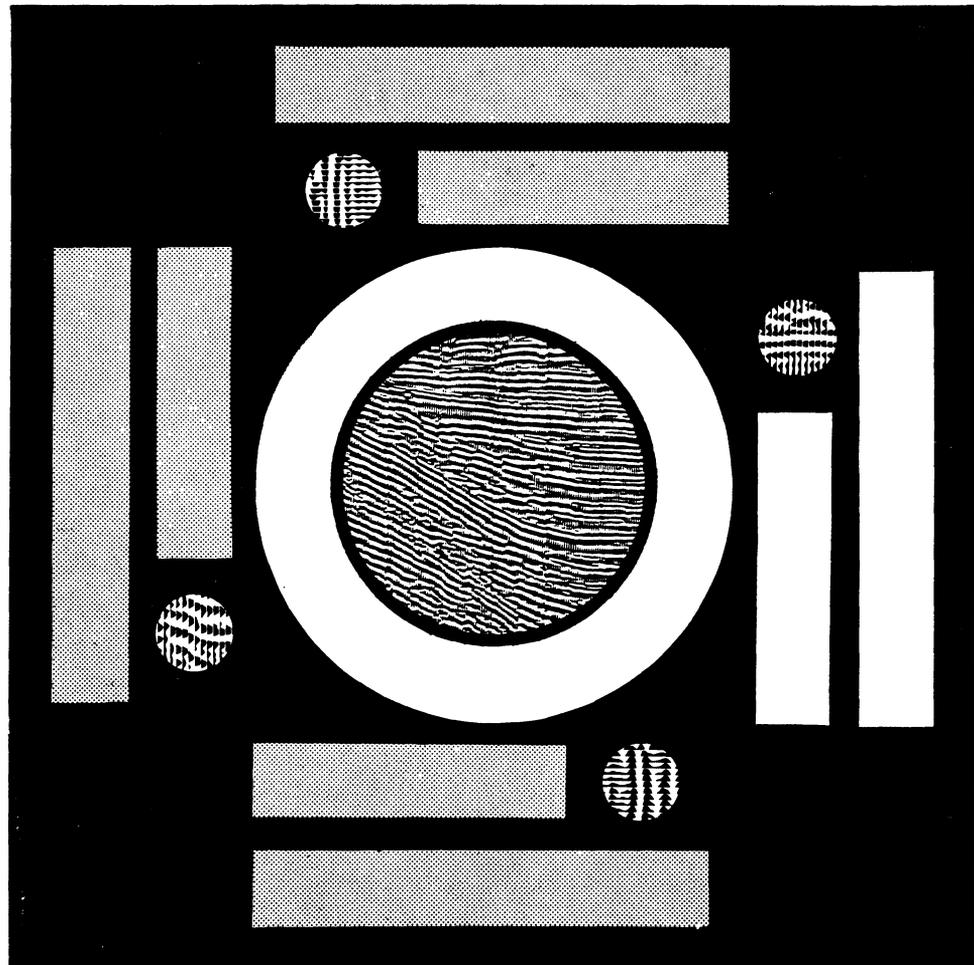
Elektrisch umschaltbare
Skalenwerte zwischen
3 und 20 $\frac{\mu}{\text{mm}}$

NEU

4-312

Fordern Sie unsere ausführlichen Informationen an!

CONTINENTAL ELEKTROINDUSTRIE AKTIENGESELLSCHAFT
ASKANIA-WERKE · BERLIN-MARIENDORF



ERDÖL-PROSPEKTION

mit erfahrem Personal, modern ausgerüsteten Meßtrupp,
leistungsfähigem Abspiezentrum

und elektronischer Datenverarbeitung

