

ZEITSCHRIFT
FÜR
GEOPHYSIK

Herausgegeben im Auftrage der

Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

von

W. Dieminger, Lindau über Northeim

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

Jahrgang 27

1961



PHYSICA - VERLAG · WURZBURG



Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung in fremde Sprache vorbehalten.
Nachdruck und photomechanische Wiedergabe, auch von Teilen, nicht gestattet.

©

Physica-Verlag Würzburg 1961

Druck: Bonitas Bauer Würzburg

Printed in Germany

Z1962.4137

Autorenverzeichnis

Angenheister, G.: 3, 103	Hiersemann, L.: 18	Refai, E.: 175
Berdkhemer, H.: 151	Homilius, J.: 282	Rotter, D.: 35
Bewersdorff, A.: 215	Israël, H.: 13, 301	Stellvoll, M.: 151
Consbruch, C. v.: 3, 103	Knothe, Ch.: 67	Schäffner, H. J.: 164
Coroniti, S. C.: 301	Korb, H. G.: 75	Schmelovsky, K. H.: 59
Dolezalek, H.: 301	Kundorf, W.: 35	Schneider, G.: 118
Duda, S, J.: 207	Lucke, O.: 257	Stiller, H.: 89, 136
Dürschner, H.: 188	Militzer, H.: 49	Wagner, F. Ch.: 89, 136, 257
Fritsch, V.: 112	Müller, St.: 151	
Frölich, F.: 89, 136	Prakash, P.: 275	

Sachverzeichnis

I. Physik des festen Erdkörpers

Bewegung und Aufbau der Erde, Schwere

Kundorf, W. u. D. Rotter: Über die Anwendung der seismischen Eigenimpulsmethode bei der Erforschung dynamischer Auswirkungen des Gebirgsdruckes. 35

Korb, H. G.: Über die Analyse der Schwankungen des Grundwasserspiegels in dem überfluteten Bergwerk Sontra. 75

Schneider, G.: Mikroseismik-Ausbreitung in Nord- und Mitteleuropa. 118

Frölich, F., H. Stiller u. F. Ch. Wagner: Erfahrungen mit Laborverfahren für Gesteinsuntersuchungen. 136

Berdkhemer, H., St. Müller u. M. Sellevoll: Die Krustenstruktur in Südwestdeutschland aus Phasen-Geschwindigkeitsmessungen an Rayleigh-Wellen. 151

Schäffner, H. J.: Interpretation von Herdmechanismen durch asymmetrische Dislokationen. 164

Duda, S. J.: Phänomenologische Untersuchung einer Nachbebenserie aus dem Gebiet der Aläuten-Inseln. 207

Prakash, P.: A residual method. 275

II. Magnetisches und elektrisches Feld der Erde

Angenheister, G. u. C. v. Consbruch: Pulsationen des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 1953—1958. 3

Smelovskiy, K. H.: Untersuchungen über die tages- und jahreszeitlichen Variationen des Plasmas der äußeren Ionosphäre und ihre theoretische Deutung. 59

Stiller, H., F. Frölich u. F. Ch. Wagner: Zustandsänderungen in magnetischen Gesteinsproben. 89

Angenheister, G. u. C. v. Consbruch: Pulsationen des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 1953—1958 II. 103

Refai, E.: Magnetic anomalies and magnetization of basalts in the area around Kemnath (Oberpfalz). 175

Bewersdorff, A.: Der Einfluß der Entmischung auf remanente Magnetisierung von Titanomagnetiten. 215

Lucke, O. u. F. Ch. Wagner: Die dynamischen Gleichungen in der Magnetsphäre II. 257

Coroniti, S. C., H. Dolezalek u. H. Israël: On the electrical feature of the upper-stratosphere and mesosphere. 301

III. Angewandte Geophysik

Hiersemann, L.: Aufzeichnung langperiodischer Bodenformationen mit einem Strainseismometer. 18

Militzer, H.: Nahseismische Untersuchungen mit einem Bodenvibrator. 49

Fritsch, V.: Die geoelektrische Untersuchung der Heilwässer in der Umgebung des Neusiedlersees im Burgenland. 112

Dürschner, H.: Über den Reflexionscharakter und die Laufzeitkurven nach Geschwindigkeitslogs. 188

Homilius, J.: Über die Auswertung geoelektrischer Sondierungskurven im Falle eines vielfach geschichteten Untergrundes. 287

IV. Nachbargebiete

Israël, H.: Der Diffusions-Koeffizient des Radons in Bodenluft. 13

Bewersdorff, A.: Der Einfluß der Entmischung auf remanente Magnetisierung von Titanomagnetiten. 215

V. Instrumentelles

Hiersemann, L.: Aufzeichnung langperiodischer Bodendeformationen mit einem Strainseismometer. 18

Kundorf, W. u. D. Rotter: Über die Anwendung der seismischen Eigenimpulsmethode bei der Erforschung dynamischer Auswirkungen des Gebirgsdruckes. 35

Militzer, H.: Nahseismische Untersuchungen mit einem Bodenvibrator. 49

Knothe, Ch.: Homogene Dreikomponentenanordnungen für tiefenseismische Untersuchungen. 67

VI. Sonstiges

Druckfehlerberichtigung. 149

ZEITSCHRIFT
FÜR
GEOPHYSIK

Herausgegeben im Auftrage der

Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

von

W. Dieminger, Lindau über Northeim

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

Jahrgang 27

1961

Heft 1



1-6. T.J.

E^o 2 U. d. 2148

PHYSICA - VERLAG · WÜRZBURG

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Angenheister, G. und C. v. Consbruch:</i> Pulsationen des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 1953 — 1958	3
<i>Israël, H.:</i> Der Diffusions-Koeffizient des Radons in Bodenluft	13
<i>Hiersemann, L.:</i> Aufzeichnung langperiodischer Bodendeformationen mit einem Strain-seismometer	18
<i>Kundorf, W. und D. Rotter:</i> Über die Anwendung der seismischen Eigenimpulsmethode bei der Erforschung dynamischer Auswirkungen des Gebirgsdruckes	35

Die ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

ercheint 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 und 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 Liebig K.-G., Würzburg, Münzstr. 12. Pers. haft. Ges.: Rudolf Liebig, Arnulf Liebig und Hildegund Holler, 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

Vorwort

Der langjährige Herausgeber der Zeitschrift für Geophysik, Prof. B. Brockamp, hat den Vorstand der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft gebeten, ihn wegen seiner angegriffenen Gesundheit von seiner Aufgabe als Schriftleiter zu entbinden. Der Vorstand hat schweren Herzens diesem Antrag entsprochen aus der Erwägung heraus, daß alle anderen Gesichtspunkte hinter dem Bestreben zurückstehen müssen, Herrn Brockamp die Wiederherstellung seiner Gesundheit zu ermöglichen. Der Vorstand hat Prof. W. Dieminger damit beauftragt, bis auf weiteres die Zeitschrift für Geophysik herauszugeben. Herr Brockamp gehört weiterhin dem Herausgeberbeirat der Zeitschrift an.

Die Gesellschaft hat in Anbetracht der besonderen Verdienste, die sich Herr Brockamp um das Wiedererscheinen der Zeitschrift nach dem Kriege (einem Vorschlag von E. Mintrop entsprechend) und ihre Gestaltung in den folgenden Jahren erworben hat, einstimmig beschlossen, ihn zum Ehrenmitglied der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft zu ernennen.

Der Herausgeber

Pulsationen des erdmagnetischen Feldes in Göttingen von 1953–1958

Von G. Angenheister und C. v. Consbruch¹⁾

I. Teil

Zusammenfassung: Die Registrierungen der erdmagnetischen Pulsationen der Induktions-Magnetographen in Göttingen von 1953–1958 wurden einer statistischen Auswertung hinsichtlich des täglichen Ganges unterworfen. Hierzu wurde für alle Stunden der Jahre 1953 bis 1958 als Aktivitätsmaß eine Pulsationszahl P_z für je eine Oktave bestimmt, von der weitere gemittelte Werte abgeleitet und in Abbildungen dargestellt wurden. Das Material wurde in magnetisch gestörte, mittelgestörte und ruhige Tage gegliedert. Die täglichen Variationen dieser 3 Klassen in den vier Jahreszeiten im Mittel über die 6 Jahre 1953 bis 1958 ergeben sich aus den Figuren.

Summary: Since 1953 the pulsations of the geomagnetic field were recorded by an induction magnetograph of the "Grenet-type" in Göttingen (Germany). In order to get continuous series of an index for pulsation activity we have analysed records of Göttingen from 1953 to 1958. We used the H-component only. It is convenient to use the intervals of periods (octaves) given in the following table: T: 7,5–15 sec, 15–30 sec, 30–60 sec, 60–120 sec, 120–240 sec, 240–480 sec. — We introduced an index: P_z (Pulsationszahl) defined by: $P_z(h, d, m, T) = n \cdot a / (3600/T)$; n is the number of cycles and a is the mean amplitude of an octave interval with the central-period T in the hour h of the day d and the month m . We divided the material into three classes: disturbed (D), weakly disturbed (moderate: M), and quite (Q) days. The values divided by the mean of a day are denoted by: p_z , the smoothed values by: π_z , and the double smoothed values by: ${}^2\pi_z$. — In figure 1, 2a, 2b and 2c the daily variation of the values of $\bar{p}_z, \pi_z, {}^2\pi_z$ is plotted against universal time.

Die Pulsationen des erdmagnetischen Feldes werden im Geophysikalischen Institut der Universität Göttingen ($\varphi = 52^\circ 31'$; $\lambda = 9^\circ 57'$) seit 1953 mit Induktionsvariographen nach GRENET laufend registriert. Für die statistische Auswertung der Beobachtung wurde der Periodenbereich von 7,5 sec bis 480 sec in die folgenden 6 Oktaven eingeteilt: 7,5–15 sec, 15–30 sec, 30–60 sec, 60–120 sec, 120–240 sec, 240–480 sec. Für jede Stunde wurde die mittlere doppelte Filmampli-

¹⁾ Prof. Dr. GUSTAV ANGENHEISTER, München 2, Richard-Wagner-Straße 10.
Dipl.-Phys. CLAUS v. CONSRUCH, München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

tude A geschätzt und die Anzahl n der Perioden für die Horizontalkomponente: H gezählt, und zwar im ganzen Beobachtungszeitraum von derselben Person. Nach Multiplikation der doppelten Filmamplitude mit dem Skalenwert ε erhält man die Doppelamplitude des Magnetfeldes: $2 \Delta H_0 = a$.

Im folgenden wird der Arbeitsgang beschrieben, nach dem die in den Abbildungen 1, 2a, 2b, und 2c dargestellten Tagesgänge berechnet werden:

1. Pulsationszahl P_z der i -ten Oktave (T_i bis T_{i+1} , gekennzeichnet durch eine mittlere Periode: T) für eine Stunde: h des Tages: d im Monat: m :

$$P_z(h, d, m, T) = n(h, d, m, T) a(h, d, m, T) \cdot (3600/T)^{-1}$$

2. Aufgliederung des Beobachtungsmaterials in 3 Klassen hinsichtlich der erdmagnetischen Aktivität. Als Maßzahl für den Störungsgrad wurde die Maßzahl $A_p [2\gamma]$ nach J. BARTELS verwendet.

Klasse	Zeichen	Anzahl
stark gestörte Tage eines Monats m : $20 \leq A_p$	D	δ
(mittel) gestörte Tage eines Monats m : $10 \leq A_p \leq 19$	M	μ
ruhige Tage eines Monats m : $0 \leq A_p \leq 9$	Q	k
		$\delta + \mu + k = 30$

3. Das Mittel einer Stunde über alle Tage einer Klasse eines Monats:

$${}_D\bar{\bar{P}}_z(h, m, T) = \frac{1}{\delta} \sum_1^{\delta} {}_D P_z(h, d, m, T)$$

analog: ${}_M\bar{\bar{P}}_z(h, m, T)$; ${}_Q\bar{\bar{P}}_z(h, m, T)$

4. Tagesmittel einer Klasse und eines Monats:

$${}_D\bar{\bar{P}}_z(m, T) = \frac{1}{24} \sum_1^{24} {}_D\bar{P}_z(h, m, T)$$

analog: ${}_M\bar{\bar{P}}_z(m, T)$; ${}_Q\bar{\bar{P}}_z(m, T)$

5. relative Pulsationszahl einer Klasse:

$${}_D p_z(h, m, T) = {}_D\bar{P}_z(h, m, T) / {}_D\bar{\bar{P}}_z(m, T)$$

analog: ${}_M p_z(h, m, T)$; ${}_Q p_z(h, m, T)$

6. über die (6 · 12—3) Monate der 6 Jahre 1953—1958 gemittelter Tagesgang:

$$\overline{Dp_z}(h, T) = \frac{1}{6 \cdot 12 - 3} \sum_1^{6 \cdot 12 - 3} Dp_z(h, m, T)$$

analog: $\overline{Mp_z}(h, T)$; $\overline{Qp_z}(h, T)$

(3 Monate fehlen.)

7. Aufgliederung nach Jahreszeiten:

Winter I (NDJ); Frühjahr II (FMA); Sommer III (MJJ); Herbst IV (ASO).

z. B. Mittelung über die 6 · 3 Wintermonate der 6 Jahre 1953—1958:

$$D, I\overline{p_z}(h, T) = \frac{1}{3 \cdot 6} \sum_1^{3 \cdot 6} D, I\overline{p_z}(h, m, T)$$

analog: $D, II\overline{p_z}(h, T)$; $D, III\overline{p_z}(h, T)$

$M, I\overline{p_z}(h, T)$ $M, III\overline{p_z}(h, T)$

8. a) Glättung durch übergreifende Mittelung

$$\text{z. B.: } D\overline{\pi_z}(h, T) = \frac{\overline{Dp_z}(h-1, T) + 2\overline{Dp_z}(h, T) + \overline{Dp_z}(h+1, T)}{4}$$

analog: $M\overline{\pi_z}(h, T)$; $Q\overline{\pi_z}(h, T)$

$D, I\overline{\pi_z}(h, T)$; $D, II\overline{\pi_z}(h, T)$

8. b) erfolgt die Glättung durch übergreifende Mittelung 2mal, so wird ${}^2\overline{\pi_z}$ geschrieben

z. B.: $D, I^2\overline{\pi_z}(h, T)$

(Die doppelte Glättung erscheint angemessen, da mit wachsender Periode die Häufigkeit der Schwingungen pro Stunde abnimmt.)

Die Pulsationen werden in 3 Hauptgruppen eingeteilt: pc (pulsation continued), pt (pulsation train), pg (giant pulsation). Die oben definierten Pulsationszahlen enthalten alle 3 Gruppen. Folgendes läßt sich aus den dargestellten Tagesgängen unmittelbar ablesen:

Aus Abbildung 1:

1. Alle Oktaven zeigen ein Mittagmaximum.

2. Für die 3 ersten Oktaven (7,5—15 sec, 15—30 sec, 30—60 sec) ist die tägliche Variation nur wenig vom Störungsgrad abhängig; für die 3 letzten Oktaven (60—120 sec, 120—240 sec, 240—480 sec) ist die Abhängigkeit vom Störungsgrad deutlich. Es gilt die Regel: an stark gestörten Tagen erfolgt der Anstieg zum Tagesmaximum bei den 3 letzten Oktaven um einige Stunden früher.
3. Die 3 letzten Oktaven zeigen an magnetisch ruhigen Tagen ein prägnantes sekundäres Abendmaximum, das durch die pulsation trains (*pt*) bedingt ist.

Aus Abbildung 2 a und b:

4. Die 1. Oktave (7,5—15 sec) weist eine jährliche Variation des Tagesganges auf. In den Wintersolstitien wird das Tagesmaximum zwischen 10.30 h und 11.30 h UT, in den Sommersolstitien zwischen 4.30 h und 6.30 h erreicht. Bei der 2. Oktave (15—30 sec) verstärkt sich zur Zeit der Sommersolstitien ein sekundäres Maximum um 6.00 h—7.00 h, das in den übrigen Jahreszeiten schwächer ausgebildet ist. — Bei der 3. Oktave (30—60 sec) ist ebenfalls noch eine jährliche Variation des Tagesganges zu erkennen. Das Tagesmaximum verschiebt sich von 13.00 h (UT) im Winter nach 10.30 h (UT) im Sommer.
5. Bei den 3 letzten Oktaven existieren an mittel- und stark-gestörten Tagen 2 Maxima in der täglichen Variation: eines in der Morgenstunde 7.30 h—8.30 h, das andere in der frühen Nachmittagsstunde (14.00 h). (Besonders deutlich in der Oktave 120—240 sec). Diese beiden Maxima scheinen einer jährlichen Schwankung unterworfen zu sein; und zwar derart, daß das Morgenmaximum vom Winter über Frühjahr und Sommer zum Herbst abnimmt, während das Nachmittagsmaximum vom Winter bis Herbst zunimmt. Es kann aber nicht entschieden werden, wie weit hier ein Effekt der Auswertung wirksam ist: In der gleichen Zeit, in der sich das Morgenmaximum in den 3 Oktaven von 60 bis 480 sec verringert, verschiebt sich das Morgenmaximum der Oktave 7,5 bis 15 sec zu den frühen Morgenstunden. Es ist eine alte Erfahrung, daß lange Wellen bei Überlagerung von kurzen Wellen schlechter erkannt werden.
6. Die abendlichen Maxima der beiden Oktaven: 60—120 sec und 120—240 sec an ruhigen Tagen unterliegen einer jährlichen Variation. Diese Maxima sind im Herbst am größten.

In der Tabelle: 1 ist das Verhältnis der $\overline{P_z}$ der 3 Klassen im Mittel über die (12·6-3) Monate aufgeführt.

Tabelle 1: Oktave	ruhig		mittel gestört		stark gestört
	$12 \cdot 6 - 3$ $\Sigma \overline{qP_z}$ 1	:	$12 \cdot 6 - 3$ $\Sigma \overline{MP_z}$ 1	:	$12 \cdot 6 - 3$ $\Sigma \overline{DP_z}$ 1
7,5—15 sec	1	:	2,1	:	4,1
15 —30 sec	1	:	1,5	:	1,8
30 —60 sec	1	:	1,4	:	1,6
60 —120 sec	1	:	1,4	:	2,5
120 —240 sec	1	:	2,4	:	7,2
240 —480 sec	1	:	3,2	:	10,1

Weitere Auswertungen, über die später berichtet werden soll, haben gezeigt: bei der in dieser Arbeit verwendeten Auswertmethode liefern die 3 Größen: P_z (Pulsationszahl), a (Pulsationsdoppelamplitude des Magnetfeldes), n (Zahl der Schwingungen pro Stunde) für die Station Göttingen äquivalente Information über die Morphologie der Tagesgänge.

Eine ausführliche Diskussion, insbesondere ein Vergleich der Ergebnisse, die andere Bearbeiter für andere Stationen erhalten haben, soll an dieser Stelle nicht gegeben werden, da die Untersuchungen noch fortgeführt werden. —

Es hat sich herausgestellt, daß der erste Schritt der Auswertung nach dem hier verwendeten Verfahren, bei dem für jede Stunde Amplitude und Zahl der Schwingungen bestimmt werden, zu zeitraubend ist. Es wird gegenwärtig eine andere Methode erprobt: Für jede der genannten Oktaven und Viertelstunden wird für eine der registrierten Komponenten (H) der erdmagnetischen Pulsationen der Störungsgrad in einer 4-stufigen Skala geschätzt: 0 ruhig, 0,5 schwach gestört, 1 gestört, 2 stark gestört.

Herrn Professor BARTELS, Direktor des Geophysikalischen Instituts der Universität Göttingen, danken wir für die leihweise Überlassung der Pulsationsregistrierungen. — Die Auswertung der Registrierungen hat R. ANGENHEISTER ausgeführt, wofür wir ihr vielmals danken; denn dieses stellt den weitaus größten Arbeitsanteil der vorgelegten Untersuchung dar.

Zu Abb. 1 stark gestörte (D),  mittel (M) gestörte,
und Abb. 
2 a, 2 b, 2 c:  ruhige (Q) Tage.

- Zu Abb. 1: $D\pi_z(h, T)$; $M\pi_z(h, T)$; $Q\pi_z(h, T)$: geglätteter täglicher Gang der relativen Pulsationszahl im Mittel über alle Monate der 6 Jahre (1953—58); $D\pi_z$; $M\pi_z$; $Q\pi_z$: dasselbe mit doppelter Glättung; Zeit: UT.
- Zu Abb. 2 a: $D, I\bar{p}_z(h, T)$; $M, I\bar{p}_z(h, T)$; ... $D, II\bar{p}_z(h, T)$; $M, II\bar{p}_z(h, T)$... : täglicher Gang der relativen Pulsationszahl im Mittel über alle Monate einer Jahreszeit der 6 Jahre (1953—58).
- Zu Abb. 2 b: $D, I\bar{p}_z(h, T)$; $M, I\bar{p}_z(h, T)$; ... $D, II\bar{p}_z(h, T)$; $M, II\bar{p}_z(h, T)$... : täglicher Gang der relativen Pulsationszahl im Mittel über alle Monate einer Jahreszeit der 6 Jahre (1953—58).
 $D, I\pi_z(h, T)$; $M, I\pi_z(h, T)$; ... $D, II\pi_z(h, T)$; $M, II\pi_z(h, T)$, ... : dasselbe mit einfacher Glättung; Zeit: UT.
- Zu Abb. 2 c: $D, I\pi_z(h, T)$; $M, I\pi_z(h, T)$; ... $D, II\pi_z(h, T)$; $M, II\pi_z(h, T)$, ... : täglicher Gang der relativen Pulsationszahl im Mittel über alle Monate einer Jahreszeit der 6 Jahre mit einfacher Glättung; Zeit: UT.

Literatur

Ein ausführliches Literaturverzeichnis der Arbeiten, die sich mit der Morphologie der erdmagnetischen Pulsationen befassen, findet man bei:

- [1] A Survey of Observational Knowledge of the Geomagnetic Pulsation; Y. KATO, T. WATANABE; The Science Reports of the Tōhoku University, Series 5, Geophysics, Vol. 8, No. 3, 1957.
- [2] Studies on Geomagnetic Pulsation, P.c.; Y. KATO, T. WATANABE; The Science Reports of the Tōhoku University, Series 5, Geophysics, Vol. 8, No. 2, 1957.
- [3] Investigation on the Geomagnetic Rapid Pulsation; Y. KATO; The Science Reports of the Tōhoku University, Series 5, Geophysics, Vol. 11, 1959.
- [4] The Symposium on Pulsations and Rapid Variations in Geomagnetism and Earth Currents; verschiedene Autoren; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, Vol. X, No. 4, 1959.

Ferner sei auf die bisher nicht gedruckte Vortragszusammenfassung des: Symposium on Rapid Geomagnetic Variations, Utrecht, 1. — 4. IX. 1959 hingewiesen.

- [5] Geomagnetic Indices K and C, 1953—1956; J. BARTELS, J. VELDKAMP; IATME (IAGA) Bulletin No. 12 h, i, j, k.

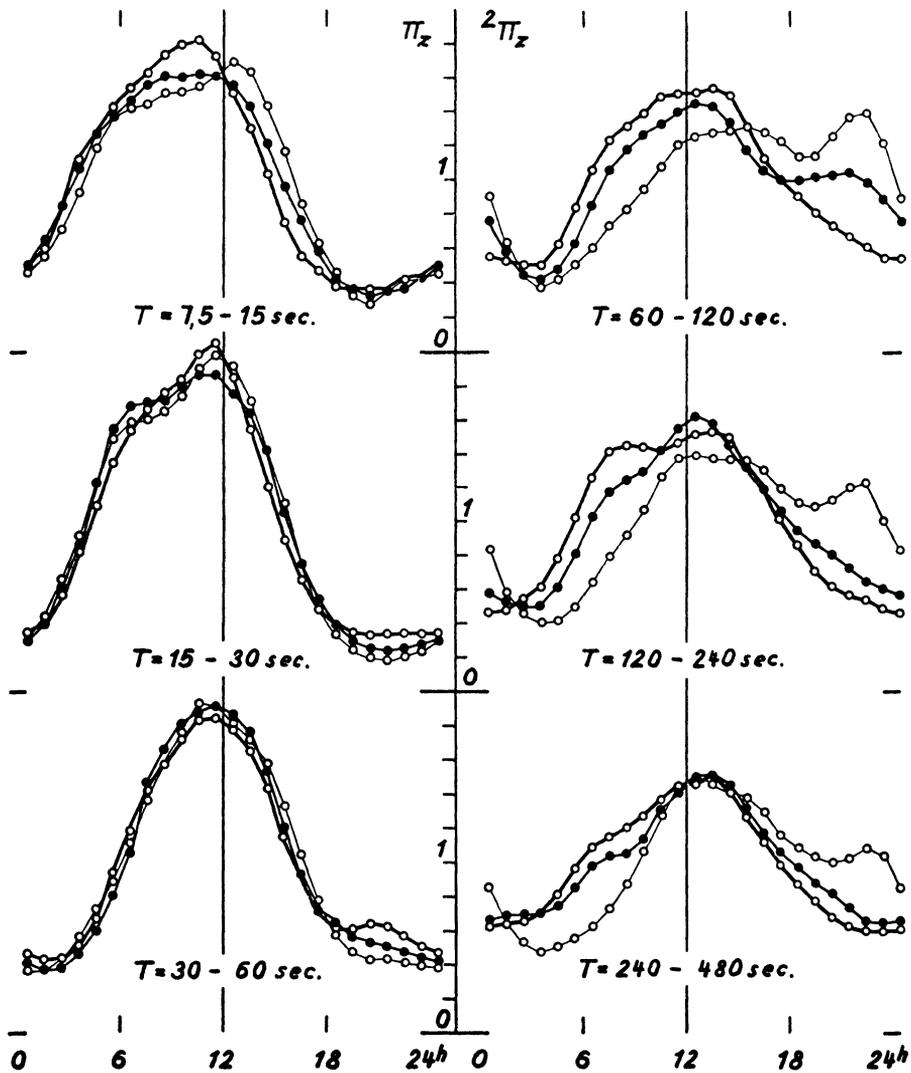


Abbildung 1

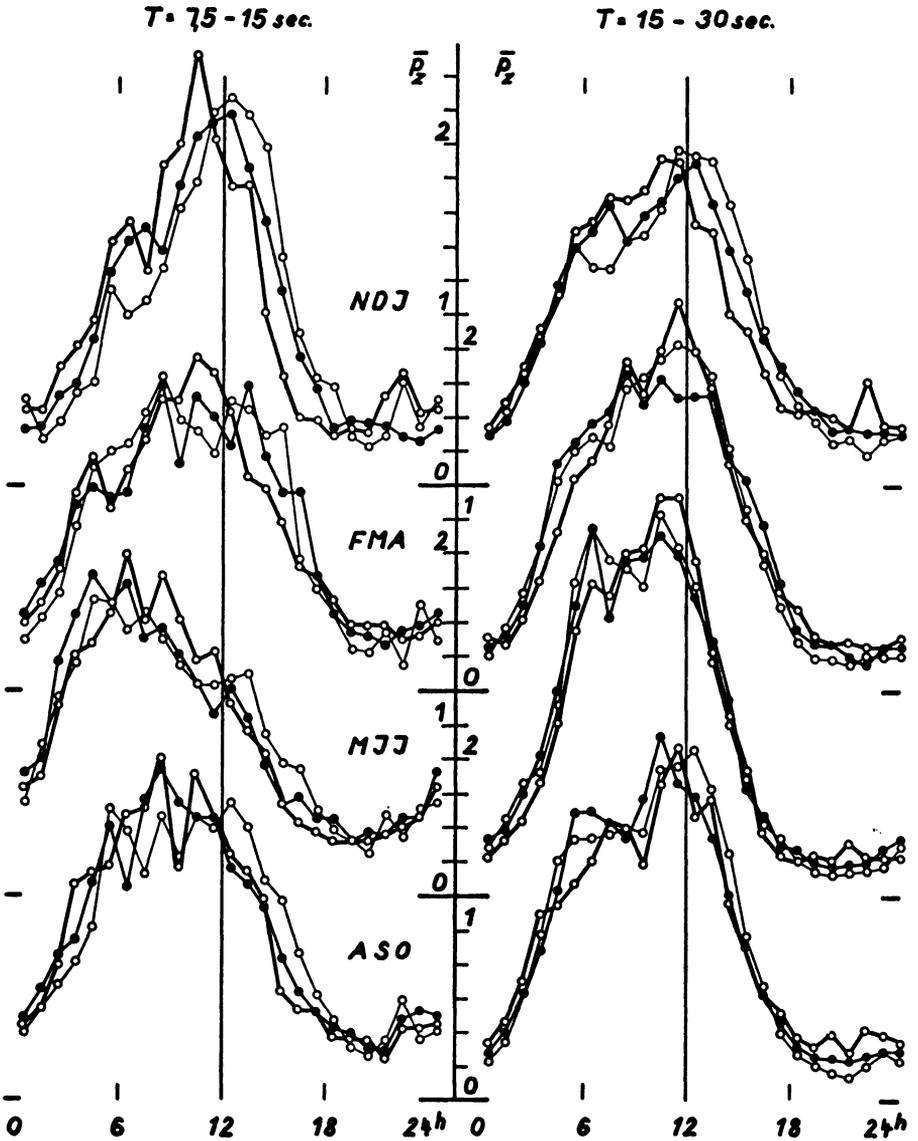


Abbildung 2a

$T = 30 - 60 \text{ sec.}$

$T = 60 - 120 \text{ sec.}$

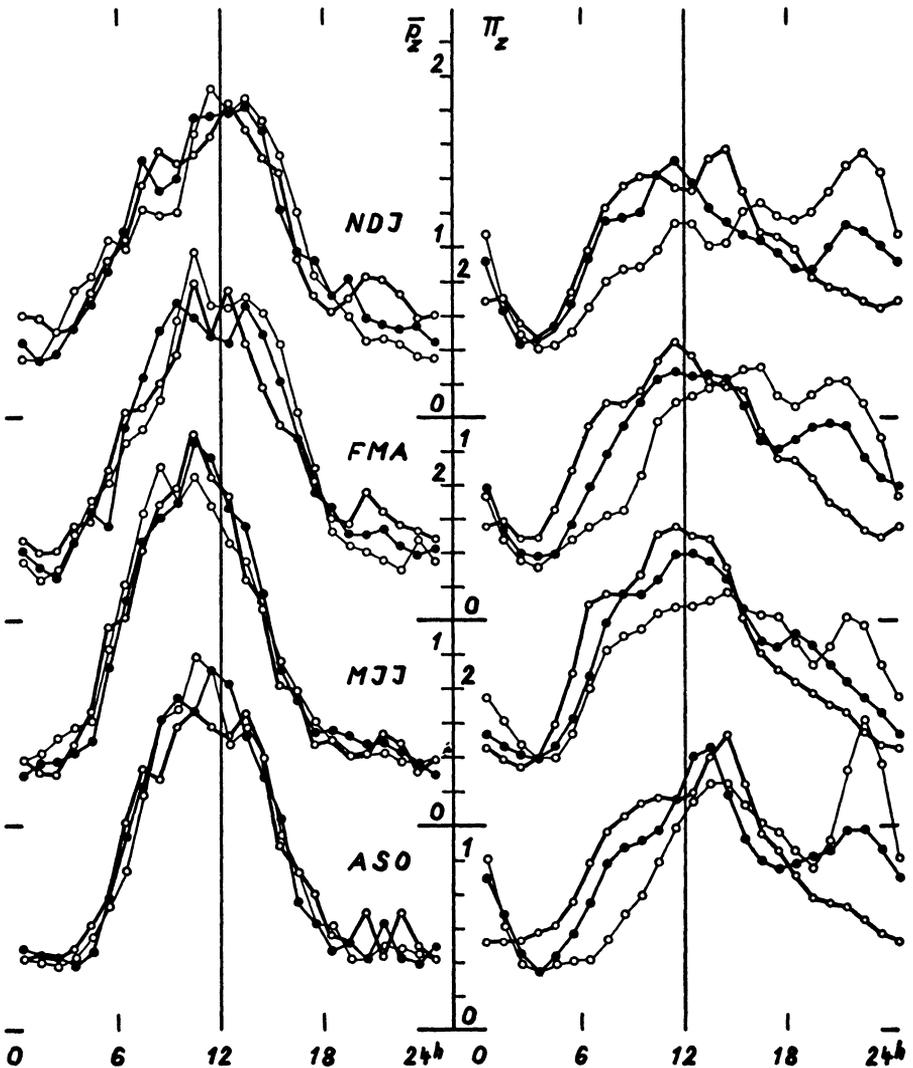


Abbildung 2b

$T = 120 - 240 \text{ sec.}$

$T = 240 - 480 \text{ sec.}$

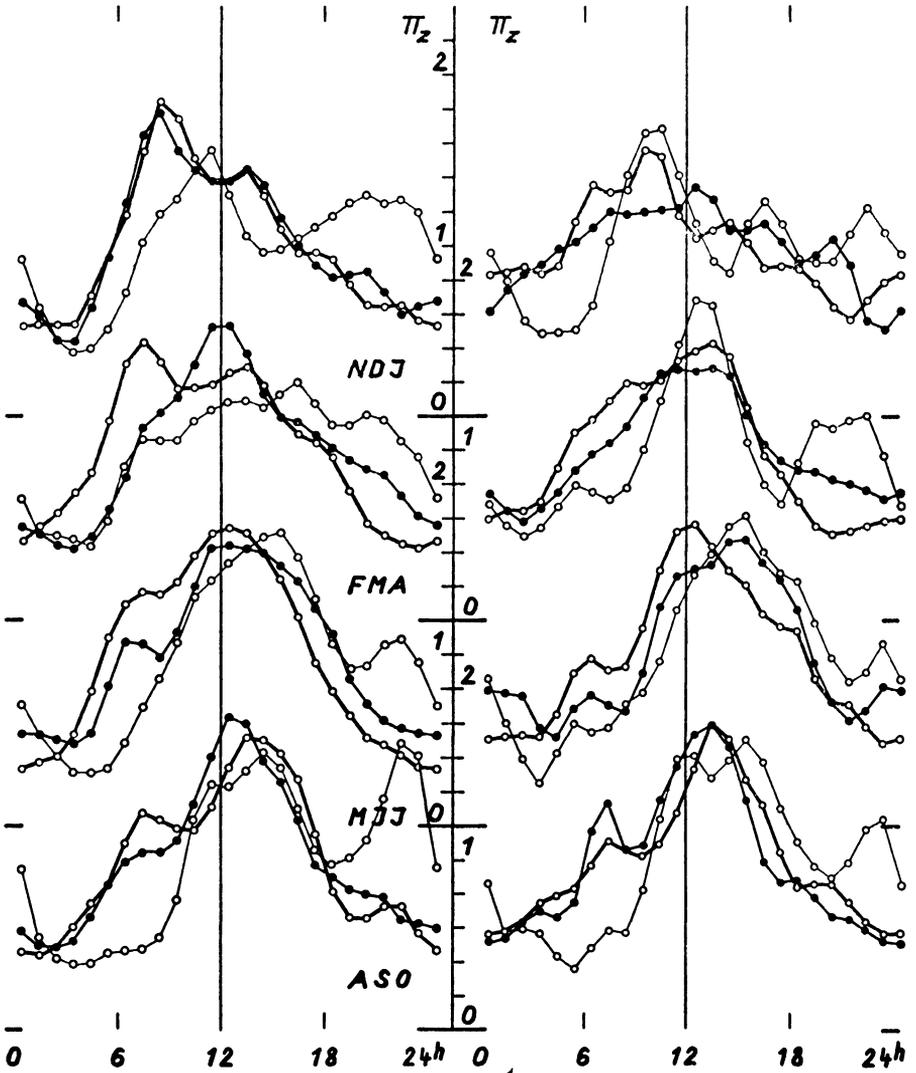


Abbildung 2c

Der Diffusions-Koeffizient des Radons in Bodenluft

(Abschließende Stellungnahme zur Diskussion mit E. BUDE¹⁾
 Von H. ISRAËL, Aachen²⁾)

Gern komme ich dem Vorschlag des Herrn Herausgeber der Zeitschrift für Geophysik nach, zur Diskussion über die Diffusion der Emanation in der Bodenluft nochmals abschließend Stellung zu nehmen.

Für die Größe des Diffusions-Koeffizienten D in Bodenluft geben V. J. BARANOW und E. GRATSCHewa (1933) nach Laboratoriums-Untersuchungen einen Wert von $D = 0,035 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ an. H. ISRAËL und F. BECKER (1936) halten nach Messungen der Luftdruckabhängigkeit von Radon in Tiefenprofilen über einer stark emanierenden tektonischen Störung einen Wert von $D = 0,05 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ für wahrscheinlicher. E. BUDE (1958) leitet aus Laboratoriums-Untersuchungen mit feuchter Bodensubstanz je nach der Feinkörnigkeit des Materials sehr viel kleinere Werte des Diffusions-Koeffizienten ab ($D > 10^{-3}$ bis $D < 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$). Nach D. A. DE VRIES (1950) und C. M. H. VAN BAVEL (1952) ist mit einem Wert von $K = 0,072 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ zu rechnen (vergl. auch M. JOST, 1952).

Eine Diskussion darüber, welcher dieser Werte „richtig“ ist, erübrigt sich, denn da es sich um experimentelle Bestimmungen handelt, ist jeder der genannten Werte „richtig“ — für den betreffenden Fall bzw. die betreffende Versuchsanordnung. Zur Diskussion gestellt werden kann nur die Frage, welcher Diffusions-Koeffizient die tatsächlichen radioaktiven Verhältnisse in Bodenluft und Atmosphäre im Mittel am besten wiedergibt. Eine Entscheidung über diese Frage kann nur der Vergleich mit der Erfahrung liefern.

In Tabelle I sind zunächst die charakteristischen Werte des Radongehaltes zusammengestellt, die sich für verschiedene Werte des Diffusions-Koeffizienten D in Bodenluft errechnen.

¹⁾ Vgl. diese Zeitschrift Zs. 24, 96—105, 1958; 25, 104—108, 1959 und 26, 72—80, 1960.

²⁾ Prof. Dr. H. ISRAËL, Aachen, Pipinstraße 12.

Tabelle I

Radon-Defizit im Boden, Exhalation und Rn-Konzentration in der bodennahen Atmosphäre für verschiedene Werte des Diffusions-Koeffizienten D in Bodenluft, berechnet für $a/\lambda = 2 \cdot 10^{-13} \text{ C/cm}^3 \text{ }^3$)

D	Defizit in Curie	Exhalation in $\text{C/cm}^2 \text{ sec}$	Konzentration in der bodennahen Atmosphäre in c/cm^3	
			($K = 40000$)	($K = 80000$) ⁴⁾
0,05	$3,1 \cdot 10^{-11}$	$65 \cdot 10^{-18}$	$224 \cdot 10^{-8}$	$158 \cdot 10^{-18}$
0,035	2,6	54	94	66
10^{-3}	$4,4 \cdot 10^{-12}$	9	32	22
10^{-4}	1,4	3	10	7
10^{-5}	$4,4 \cdot 10^{-13}$	1	3	2

Zur Berechnung sind die a. a. O. von H. ISRAËL (1958) abgeleiteten Formeln benutzt. Danach ist das sog. „Defizit“ ³⁾ G gegeben durch

$$(1) \quad G = \frac{a}{\lambda} \sqrt{D/\lambda},$$

die Exhalation E durch

$$(2) \quad E = a \sqrt{D/\lambda}$$

und die Konzentration c_0 in der bodennahen Luftschicht durch

$$(3) \quad c_0 = \frac{a}{\lambda} \sqrt{D/K}$$

Es bedeuten:

a die Konzentrationszunahme durch Nachlieferung im betrachteten Raumelement des Bodens;

λ die Zerfallskonstante;

D den Diffusions-Koeffizienten in Bodenluft;

K den Scheindiffusions-Koeffizienten in atmosphärischer Luft.

Diesen Werten stehen etwa folgende mittlere Ergebniswerte gegenüber:

³⁾ Das spezifische Gewicht unverfestigten Bodenmaterials schwankt je nach der Bodenart in gewissen Grenzen um den Wert 2 (s. z. B. Landolt-Börnstein 1952, S. 325). Bei 10% Emanierungsvermögen ergibt sich also als Ausgangswert ein mittleres $a/\lambda = 2 \cdot 10^{-13} \text{ Curie/cm}^3$.

Tabelle II

Mittlere Radon-Werte nach Messungen (s. z. B. die Zusammenstellung bei H. ISRAËL, 1957).

Rn-Gehalt in Bodenluft	ca. $3 \cdot 10^{-13}$ c/cm ³
Rn-Exhalation	ca. $40\text{—}80 \cdot 10^{-18}$ c/cm ³ ·sec
Rn-Gehalt in der unteren Atmosphäre	ca. $150 \cdot 10^{-18}$ c/cm ³

Der Vergleich dieser Werte mit denen der Tabelle I zeigt, daß ein im Bereich von $0,05 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ liegender mittlerer *D*-Wert den tatsächlichen Verhältnissen am besten gerecht wird.

Für die von E. BUDE angegebenen Diffusions-Koeffizienten ergeben sich nach Tabelle I wesentlich kleinere Radon-Exhalationsbeträge, als sie tatsächlich gemessen werden. Zur Erklärung dessen äußert E. BUDE die Vermutung, daß sich am Zustandekommen der Exhalation außer der Diffusion noch Konvektionserscheinungen im Zusammenhang mit Luftdruckänderungen, ferner Windsog und thermische Ausdehnungen der Bodenluft maßgeblich beteiligen. Diese Möglichkeit ist zunächst nicht von der Hand zu weisen. Es ergeben sich jedoch beim näheren Zusehen dagegen Bedenken folgender Art:

Der mittlere Gehalt der Gesteine und Bodenmaterialien an Uran und Thorium läßt sich zu etwa

$$1,0 \cdot 10^{-12} \text{ Curie Uran}$$

und

$$1,1 \cdot 10^{-12} \text{ Curie Thorium}$$

angeben. Danach verhalten sich die im Strahlungsmaß ausgedrückten Konzentrationen von Radon und Thoron im Boden etwa wie 100 : 110, sind also ungefähr einander gleich.

4) Berechnet für die beiden Grenzwerte eines (höhenkonstanten) Schein-Diffusionskoeffizienten
 bzw. $K = 4 \cdot 10^4 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$
 $K = 8 \cdot 10^4 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$

Die durch diese Werte bestimmten Höhenverteilungen des Radons in der Atmosphäre schließen die tatsächlich beobachtete Verteilung ein.

5) Als „Defizit“ ist derjenige Radon-Betrag definiert, der in einer in den Boden hineinreichenden vertikalen Säule von Einheitsquerschnitt fehlt, weil er durch Diffusionswirkung und Exhalation an die Atmosphäre abgegeben wird. Der Betrag dessen ist identisch mit dem Gesamtgehalt an Radon in einer vertikalen Luftsäule von Einheitsquerschnitt, die auf der vorher betrachteten Bodensäule aufgesetzt zu denken ist.

Unter der Wirkung der Diffusion werden bestimmte Radon- und Thoron-Beträge an die atmosphärische Luft abgegeben. Dadurch werden in der bodennahen Luft Radon- bzw. Thoron-Konzentration aufrecht erhalten, die nach Gleichung (3) im gleichen Verhältnis von etwa 1 : 1 zueinander stehen müssen, wie im Boden in genügender Tiefe.

Nun kann man sich leicht überzeugen, daß bei jedem der von E. BUDE angedeuteten Exhalationsprozesse prozentual mehr Thoron als Radon in die Atmosphäre gelangt, daß dort also das Konzentrationsverhältnis in jedem Fall zugunsten des Thorons verschoben sein muß. Die Beobachtung ergibt jedoch in atmosphärischer Luft einen Thoron-Gehalt, der kleiner als der Radon-Gehalt ist.

Zum Hinweis von E. BUDE auf die seinerzeit von L. AMEELY (1939) versuchte Deutung der Bad Nauheimer Ergebnisse von E. BECKER und mir ist zu bemerken, daß die Deutung von AMEELY auf die Tatsache zugeschnitten ist, daß der Quellsinter eine gewisse Radioaktivität enthält; dies vermag aber m. E. weder für den Zusammenhang zwischen dem Radon- und CO₂-Gehalt noch für den Zusammenhang zwischen Tiefenprofilen der Radon-Konzentration und dem Luftdruck eine Erklärung zu geben. Zudem bleibt die Radon-Erhöhung in der Bodenluft über der Taunus-Randspalte auch im Gebiet talaufwärts von den Quellen bestehen, aus deren Wasser sich der Sinter absetzt.

In Ergänzung zum obigen Beitrag sind noch zwei inzwischen erschienene Arbeiten zu erwähnen: M. H. WILKENING and J. E. HAND berichten kürzlich über Exhalationsbestimmungen in Socorro, N. M., bei denen sie Werte bis zu $90 \cdot 10^{-16}$ Curie/cm² sec finden. — YU. P. BULASHEVICH und R. K. KHAIRITDINOV erweitern die Theorie der Radon-Diffusion in porösen Medien durch Berücksichtigung der „Porosität“ und lehnen auf Grund dessen die von E. BUDE gegebenen Werte für die Diffusionskoeffizienten ab (1959).

Literatur

AMEELY, L. und MÜLLER, W.

1939: „Bodenluftemanation“ in Bad Nauheim. Balneologie 6, 224—226.

BARANOW, W. J. und GRATSCHewa, E. G.

1933: (Zur Theorie der Emanationsvermessung) (russisch) Tr. Gos. radiwego in-ta 2.

VAN BAVEL, C. M. H.

1952: Gaseous diffusion and porosity in porous media. Soil Science 73, 73—80.

BUDE, E.

1958: Bestimmung des Beweglichkeits-Koeffizienten der Radium-Emanation in Lockergesteinen. Zs. f. Geophys. 24, 96—105.

BUDE, E.

- 1960: Der Beweglichkeits-Koeffizient der Radium-Emanation in Lockergesteinen (Entgegnung auf die Stellungnahme von H. Israël: Der Diffusions-Koeffizient des Radons in der Bodenluft). Zs. f. Geophys. 26, 72—76.

- BULASHEWICH, Yu. P. und KHAIRITDINOV, R. K.
1959: (Zur Theorie der Emanations-Diffusion in porösen Medien) (russisch) Izv. Akad. Nauk. SSSR, Geoph. Ser., S. 1787–1792.
- ISRAËL, H.
1957: Atmosphärische Elektrizität, Teil I, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, S. 221 ff.
- ISRAËL, H.
1958: Die natürliche Radioaktivität in Boden, Wasser und Luft, Beitr. z. Phys. d. Atmosphäre 30, 177–188.
- ISRAËL, H.
1959: Der Diffusions-Koeffizient des Radons in der Bodenluft (Bemerkungen zur Arbeit von E. Budde: Bestimmung des Beweglichkeits-Koeffizienten der Radium-Emanation in Lockergesteinen). Zs. f. Geophys. 25, 104–108.
- JOST, W.
1952: Diffusion. Academic Press, New York, p. 413.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN
1952: „Zahlenwerte und Funktionen“, 6. Auflage, Bd. 3, S. 307 ff.
- DE VRIES, D. A.
1950: Some remarks on gaseous diffusion in soils. Trans. 4th Intern. Cong. Soil Science 2, 41–45.
- WILKENING, M. H. and HAND, J. E.
1960: Radon flux at the earth-air intersurface. Journ. Geophys. Res. 65, 3367–3370.

Aufzeichnung langperiodischer Bodendeformationen mit einem Strainseismometer ^{1) 2)}

Von L. Hiersemann, Freiberg/Sa. ³⁾

Zusammenfassung: Das Strainseismometer wurde als seismisches Instrument bisher nur in Amerika von BENIOFF und zur Gezeitenregistrierung nur in Japan eingesetzt. Der Vortrag berichtet über die Konstruktion und den Bau eines Strainseismometers in Freiberg. Die besonderen Eigenschaften des Instrumentes gegenüber Pendelseismometern werden skizziert und die während der probeweisen Aufstellung erzielten, ersten, stark von meteorologischen Störeinflüssen überlagerten Meßergebnisse werden vorgelegt.

Summary: So far the strainseismometer has been used as a seismic instrument only in America by BENIOFF and for registrating tidal strainvariations only in Japan. The paper reports about the construction of a strainmeter developed at Freiberg. The special features of the instrument as compared with pendulum instruments are described and the first results received during the test installation on the earth's surface are discussed. They are strongly superposed by meteorological disturbing effects.

1. Definition des Begriffes Strainseismometer

Unter Strainseismometer bzw. Extensometer versteht man ein Instrument, das durch die Relativbewegung zweier mit der deformierten Erdkruste fest verbundener Pfeiler erregt wird.

Die Abstandsänderung der beiden Pfeiler läßt sich auf drei prinzipiell verschiedene Arten messen (siehe Abb. 1!).

a) Man kann den einen Pfeiler durch eine starre Stange so weit verlängern, daß sich ein Geberement zwischen das freie Ende der starren Stange und den zweiten benachbarten Pfeiler einbauen läßt.

b) Man verbindet beide Pfeiler durch einen elastischen, temperaturunabhängigen Draht und mißt mit einem Geberement die Änderung der Drahtdurchhängung.

¹⁾ Vortrag auf der 24. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft vom 12.—15. April in Hannover.

²⁾ Veröffentlichung Nr. 102 des Instituts für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg, Direktor: Prof. Dr. O. MEISSER.

³⁾ Dipl. Geoph. LOTHAR HIERSEMANN, Institut für Angewandte Geophysik, Freiberg/Sa., Nonnengasse 35.

c) Man läßt einen Lichtstrahl von einem Pfeiler ausgehen und durch einen Spiegel am zweiten Pfeiler zur Quelle zurückkehren. Mit Hilfe eines Vergleichslichtstrahles, der dieselbe optische Weglänge besitzt, aber durch ein Spiegelsystem, das nur auf dem ersten Pfeiler montiert ist, während der seismischen Bewegung konstant gehalten wird, beobachtet man die optische Interferenz.

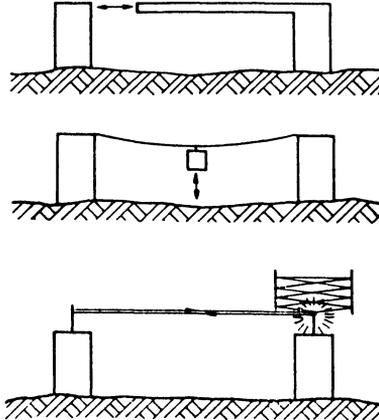


Abb. 1: Prinzip des Stangen-, Invardraht- und des optischen Interferenz-Strainseismometers.

2. Bisherige Arbeiten über Strainseismometer bzw. Extensometer

Die ersten aus der Literatur bekannten Angaben über den Bau und die Registrierungen eines Strainseismometers stammen von MILNE [7] und ODDONE [8] aus den Jahren 1898 bzw. 1900 (siehe Tabelle 1!). Sie gerieten jedoch wieder in Vergessenheit bis BENIOFF [1] 1935 seine heute noch grundlegende Arbeit über ein von ihm in Pasadena gebautes Instrument veröffentlichte. Das nach dem Stangenprinzip konstruierte Seismometer benutzte ein 20 m langes Stahlrohr, das zum Schutz gegen Temperaturschwankungen mit Asbest umwickelt war. Zwölf Aufhängungen hielten die Stange so in der Horizontalen, daß sie nur Longitudinalbewegungen ausführen konnte. Als Geberelement diente der elektromagnetische Benioff-Transducer, der über ein Galvanometer photographisch registrierte.

Seit 1957 ist der Bau von fünf weiteren Strainseismometern nach dem Prinzip von BENIOFF unter seiner Leitung geplant und zum Teil schon beendet worden. Das Stahlrohr wurde durch Quarzrohre ersetzt und als Geber fanden verschiedene mechanisch-optische und elektrische Elemente bei direkt-schreibender Registrierung Verwendung (siehe Abb. 2!). Von zwei in Kalifornien aufgestellten Instrumenten liegen bereits erste Beobachtungsergebnisse vor.

Während die amerikanischen Strainseismometer vornehmlich für die Aufzeichnung von Erdbebenwellenstrains und säkularen tektonischen Strains in der Umrandung des Pazifik gedacht sind, dienen die japa-

Vereinfachte Tabelle der bisherigen Strainseismometer bzw. Extensometer (Stand 1. 6. 1961)

Anzahl d. Aufstellorte	Land	Art der Instrumente	Pfeilerabstände	Empfindlichkeiten	Bemerkungen	Autor und Jahr
1	Japan	Eisenstange mit 6fach vergrößertem mechanischen Hebelsystem und Rußregistrierung	~ 1 m	$\sim 6 \cdot 10^{-9}/\text{mm}$	erstes Strainseismometer nicht mehr in Benutzung	Milne 1898
1	Italien	Eisenstange mit hydraulischem Indikator jedoch unbefriedigender Registrierung	3 m	$8 \cdot 10^{-7}/\text{mm}$	nicht mehr in Benutzung	Oddone 1900
1	USA (Pasadena)	Stahlrohr mit Benioff-Transducer und photographischer Registrierung	20 m	$\sim 10^{-9}/\text{mm}$	erstes brauchbares Instrument	Benioff 1935
5	Nord- und Südamerika	Quarzgutrohr mit Meßmikroskopablesung kapazitivem Geber und mechanisch-optischem Geber bei photographischer und direktanschreibender Registrierung	24—60 m	$4 \cdot 10^{-8}$ bis $3,7 \cdot 10^{-10}/\text{mm}$	Reihe teils fertiger, teils im Bau befindlicher Instrumente bisher nur horizontal	Benioff 1957

Anzahl d. Aufstellorte	Land	Art der Instrumente	Pfeilerabstände	Empfindlichkeiten	Bemerkungen	Autor und Jahr
13	Japan	Superinvardraht mit mechanisch-optischem Geber und photographischer Registrierung	5—25 m	$\sim 1,0 \cdot 10^{-7}$ bis $5 \cdot 10^{-9}$ /mm	horizontale, vertikale und geneigte Komponenten	Sassa und Ozawa seit 1944
9	Japan (Ide Observatory)	Superinvarstange mit verschiedenen mechanisch-optischen, photoelektrischen und induktiven Gebern bei photographischer und direktreibender Registrierung	1,5 bis 3,6 m	$\sim 1,0 \cdot 10^{-7}$ bis $2,5 \cdot 10^{-9}$ mm	horizontale, vertikale und geneigte Komponenten	Takada 1959 Nishimura seit 1952
6	Japan	Quarzrohr mit mechanisch-optischem Geber bei photographischer Registrierung	6—25 m	$\sim 5,0 \cdot 10^{-7}$ bis $2 \cdot 10^{-9}$ /mm	horizontale Komponenten	Hagiwara seit 1948
1	UdSSR (Jalta)	Quarzstab	2 m	?	für Messung thermischer Deformationen	Popov 1960
1	Deutschland (Freiberg/Sa.)	Quarzgutrohr mit Meßmikroskopablesung und induktivem Geber (Trägerfrequenz) bei direktreibender Registrierung	25 m	$1,0 \cdot 10^{-9}$ /mm	Probeinstrument	Hiersemann 1961
1	Frankreich (Paris)	Quarzrohr mit mech.-opt. Geber mit Galvanometerregistrierung	10 m	$6,6 \cdot 10^{-12}$ mm (?)	Tagungsmittlung	Gaulon 1961

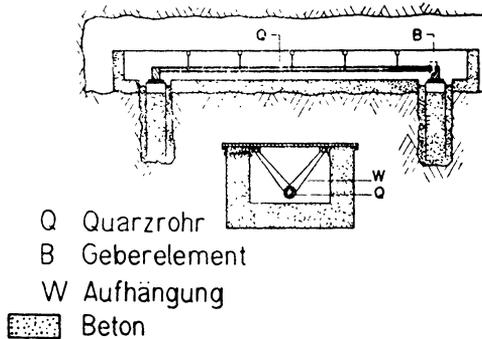


Abb. 2: Prinzip des neueren BENIOFFSchen Strainseismometers [2]

nischen Instrumente in erster Linie der Registrierung von Gezeitenstrains sowie von Untergrunddeformationen vor und nach örtlichen Erdbeben und Vulkanausbrüchen. In Japan ist von SASSA [9] 1944 erstmalig ein Superinvardrahtextensometer konstruiert worden. Der Draht ist fast horizontal zwischen zwei Pfeilern mit 25 m Abstand ausgespannt. In der Mitte hängt ein Gewicht, dessen vertikale Oszillationen durch tordierte Drähte in die Drehungen eines Spiegels umgewandelt werden. Invardrahtextensometer werden mit kleinen Abweichungen der Gebererlemente in Japan in zahlreichen Komponenten, darunter auch Vertikalkomponenten, weiterhin verwendet. In letzter Zeit sind von verschiedenen Autoren aus Japan [4, 10] auch Extensometer nach dem Stangenprinzip bekannt geworden.

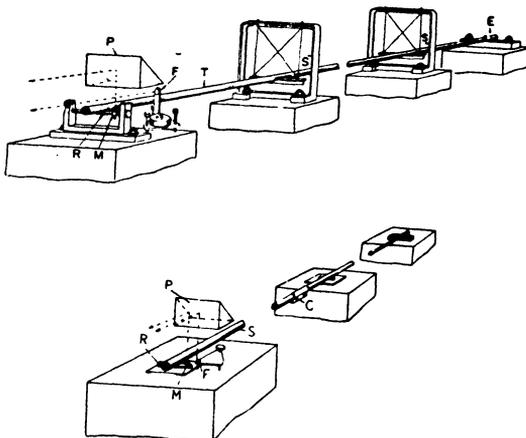


Abb. 3: Schematische Ansicht der japanischen Stangenextensometer mit Schaukelabhängung und Rollenlager [4, 10].

Eine Superinvar- oder Quarzstange ist an einem Ende fest mit dem Pfeiler verbunden, während das andere Ende auf einem Rollenlager des zweiten Pfeilers gleitet. Die Unterstützung zwischen den Pfeilern geschieht entweder ebenfalls mit Rollenlagern oder mit einer Schaukelaufhängung (siehe Abb. 3!). Solche Instrumente wurden in horizontalen, geneigten und vertikalen Komponenten gebaut.

Aus Tabelle 1 ist ersichtlich, daß die Empfindlichkeiten der Instrumente, die eine Funktion des Pfeilerabstandes und der Vergrößerung durch den Geber-Registriereteil sind, bei 10^{-8} /mm liegen. Das heißt 1 mm Registrieramplitude entsprechen 10^{-8} mm Strainamplitude. Die obere Grenze der Empfindlichkeit, die sich zu erreichen lohnt, wird selbstverständlich durch die Amplitude und Frequenz der örtlichen Störeinflüsse bestimmt.

3. Bemerkungen zur Theorie des Strainseismometers

Im Gegensatz zu den Pendelinstrumenten, die auf die elastische Welle direkt ansprechen, hängt die Erregung eines Strainseismometers von der Phasendifferenz der seismischen Wellen ab, die infolge ihrer endlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeit zwischen den beiden Pfeilern entsteht. Wenn diese Erregung die tatsächliche Relativbewegung der beiden Pfeiler widerspiegeln soll, dann muß sie phasengleich auf das Gebelement übertragen werden. Das bedeutet für alle Stangenseismographen, daß sich die Stange bei den zu messenden Frequenzen starr zu verhalten hat. Bei allen Drahtensometern ist physikalisch leicht einzusehen, daß die Bedingung der Phasengleichheit von Pfeilerbewegung und Bewegung im Gebelement nur für sehr langperiodische Vorgänge erfüllt ist, weil der Draht bei höheren Frequenzen leicht zu Eigenschwingungen angeregt wird.

Es läßt sich zeigen, daß die Verrückung des freien Endes einer Stange ohne innere und äußere Dämpfung gleich der Verrückung des stationär longitudinal erregten befestigten Endes wird, wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit groß im Verhältnis zur Stangenlänge ist. Eine Abschätzung ergibt, daß bei einem Verhältnis von 1 : 100 die Stange für Perioden > 1 s als starr angesehen werden kann [1, 5].

An diesem Resultat ändert sich nichts Grundlegendes, wenn man die Dämpfung der Stange ($k \ll 1$) berücksichtigt und den nicht stationären Zustand betrachtet. BENIOFF [1] schlug einen Dreikomponentenstrainseismographen vor, bei dem eine Komponente durch die Longitudinalerregung und die beiden anderen Komponenten durch zwei aufeinander senkrechte Transversalerregungen gegeben sein sollten. Die Lösung des Problems der transversal erregten Stange ist schwierig. Es läßt sich eine Lösung für eine sehr dünne Stange ohne Dämpfung

finden, die zeigt, daß die Terme für den nicht stationären Zustand in diesem Fall nicht vernachlässigt werden dürfen, da die Resonanzfrequenzen in das seismische Frequenzspektrum der P -Wellen fallen. Dies gilt auch noch für eine Abschätzung mit extremen Annahmen über die Stabilität der Stange [5]. Für einen Dreikomponentenseismographen braucht man also drei als Dreieck oder Tetraeder aufgestellte Stangen.

Unter den angeführten Einschränkungen kann das Strainseismometer gegenüber den Pendeln, die sich effektiv nur in der Resonanzfrequenz und Dämpfung unterscheiden, praktisch *a periodisch* gemacht werden, so daß die resultierenden Seismogramme einfach zu integrieren sind. Damit füllt das Instrument die bei Pendeln gerade im *lang-* bzw. *ultralangperiodischen* Bereich bestehende Lücke aus.

4. Richtcharakteristiken des Strainseismometers

Unter der Voraussetzung einer starren Stange konnte schon BENIOFF [1] Richtcharakteristiken für das Strainseismometer ableiten, die gegenüber den Pendeln, wesentliche Unterschiede aufweisen. Die Erregung des Instrumentes erfolgt, wie schon erwähnt, durch die Phasendifferenz, d. h. durch die scheinbaren Grenzflächenwellen, die sich an der Grenze Beobachtungsraum — Untergrund ausbilden. Eine *Horizontalkomponente* wird also durch vertikal ankommende P - und S -Wellen nicht erregt, da die Bewegungen der beiden Pfeiler in Phase und Amplitude gleich sind. Die *Vertikalkomponente* hat aus demselben Grund eine Nullerregung für horizontal verlaufende S -Wellen.

Für *longitudinale Scheinwellen*, die durch das zur Grenzfläche schiefwinkelige Einfallen entstehen, ergibt sich die Erregung der Horizontalkomponente eines Strainseismometers zu

$$y_L = - \frac{L}{c} \cos^2 \alpha \frac{\delta u}{\delta t}$$

im Gegensatz zu

$$y_{LP} = \cos \alpha \frac{\delta u}{\delta t}$$

beim Pendelseismometer. Hierin bedeuten L die Stangenlänge, c die horizontale Scheingeschwindigkeit, α den Winkel zwischen der Stange und der Fortpflanzungsrichtung in der Horizontalebene und $\frac{\delta u}{\delta t}$ die zeitliche Ableitung der Untergrundverrückung.

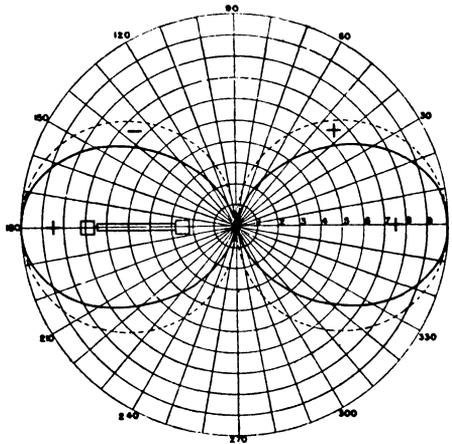


Abb. 4: Richtcharakteristik des Strainseismometers für longitudinale Scheinwellen (gestrichelt Pendelseismometer) aus BENIOFF [1].

Für transversale Scheinwellen ergibt sich die Erregung des Strainseismometers zu

$$y_t = \frac{L}{c} \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha \cdot \frac{\delta u}{\delta t}$$

gegenüber der Pendelerregung von

$$y_{tP} = \sin \alpha \frac{\delta u}{\delta t}$$

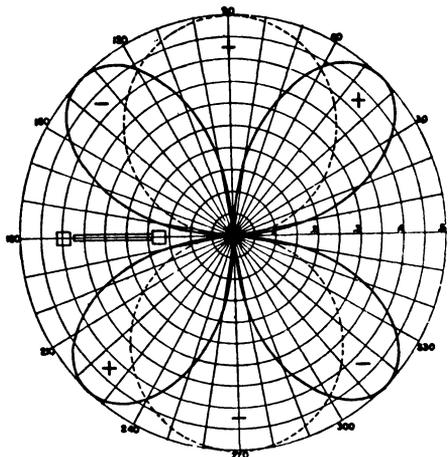


Abb. 5: Richtcharakteristik des Strainseismometers für transversale Scheinwellen (gestrichelt Pendelseismometer) aus BENIOFF [1].

Die Polardiagramme der Abbildungen 4 und 5 zeigen, daß die Richtcharakteristiken des Strainseismometers schärfer ausgeprägt sind als beim Pendelseismometer. Für Transversalwellen hat das Strainseismometer vier Richtungen der Nullerregung im Vergleich zu zwei beim Pendelseismometer. Am bemerkenswertesten ist jedoch die Tatsache, daß sich im Gegensatz zum Pendelseismometer beim Strainseismometer das Phasenzeichen nicht umkehrt, wenn die Welle aus der entgegengesetzten Richtung ankommt. Ein Vergleich zweier so unterschiedlicher Instrumente gestattet also die 180° -Zweideutigkeit des Wellenazimuts zu eliminieren. Darüber hinaus ist durch einen solchen Vergleich auch die Bestimmung der scheinbaren Wellengeschwindigkeit aus den Registrierungen einer einzigen Station möglich, da die Erregung des Pendels im Gegensatz zum Strainseismometer unabhängig von der Wellengeschwindigkeit ist.

5. Aufgabe und Zweck des Freiburger Instrumentes

Die Notwendigkeit der Überwachung lokaler und regionaler Feinbewegungen der Erdkruste zur Sicherung von Grubenbauen gab den unmittelbaren wirtschaftlichen Anlaß, in Freiberg ein Strainseismometer zu konstruieren. Es soll gleichzeitig zur Klärung der Frage beitragen, ob langperiodische Bodendeformationen infolge von Erdbeben oder Erdbeben die auslösende Ursache von Gebirgsschlägen sein können.

Der feinmechanisch-technische Aufwand hinsichtlich der Justierung und Wartung des Instruments sowie die Erprobung einer geeigneten Fernregistrierung ließen es ratsam erscheinen, vorerst eine zerlegbare Versuchskomponente in einem oberflächennahen Keller zu montieren, um konstruktive Verbesserungsmöglichkeiten noch vor der endgültigen Aufstellung des Instruments in einer Freiburger Grube zu erkennen. Der Umbau ist noch nicht erfolgt, so daß hier nur über die ersten stark von meteorologischen Störeinflüssen überlagerten Meßergebnisse der Probeaufstellung an der Erdoberfläche berichtet werden kann.

6. Bemerkungen zur Konstruktion des Freiburger Strainseismometers

Das Freiburger Instrument ist nach dem Stangenprinzip mit einem Pfeilerabstand von 25 m aufgebaut. Die Stange besteht aus zwölf Vitreosilrohren, die durch jeweils zwei Wolframdrähte im Schwerpunkt aufgehängt und durch Aluminiumflansche an den Stirnflächen verbunden sind. Um die Übertragung der thermischen Flanschausdehnung auf die Stange zu vermeiden, werden die planparallel geschliffenen Stirnflächen durch untergelegte Federringe ständig aufeinandergepreßt. Die einzelnen Rohre haben einen äußeren Durch-

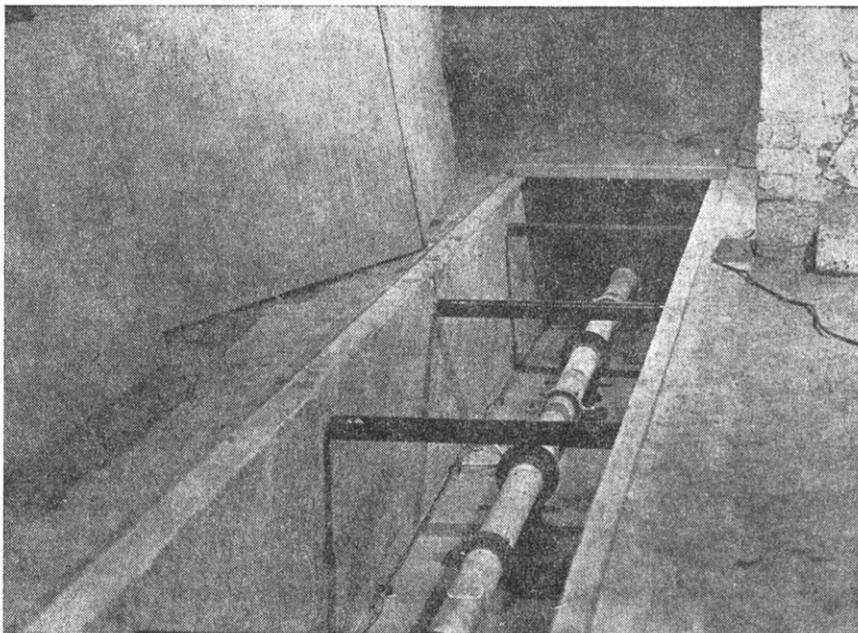


Abb. 6: Strainseismometerkanal mit Abdeckung und Aufhängung der Stange im Schloß Freudenstein, Freiberg/Sa.

messer von 10 cm, der zwar übermäßig groß erscheint, sich aber außerordentlich vorteilhaft hinsichtlich der Stangenstabilität erwiesen hat. Wenn die Stange von beiden Pfeilern frei ist, kann sie longitudinal mit einer vernachlässigbar kleinen Vertikalkomponente schwingen. Ihre Schwingungsdauer beträgt 1 s und ihre Masse ca. 360 kp. Es läßt sich zeigen, daß die longitudinale Direktionskraft gegenüber der Biegefestigkeit der Stange vernachlässigbar klein ist.

Der Meßkopf befindet sich am Pfeiler gegenüber dem freien Stangenende. Er trägt die Geberspule, in die frei beweglich und gut zentriert der Geberstift taucht, dessen Invarverlängerung durch zwei Vinidurspinnen stabil in der horizontalen Lage gehalten wird. Das gesamte Geberelement ist durch einen Ring und eine dünne Gummifolie gegen das Eindringen von Feuchtigkeit geschützt. Ein kleiner Magnet, der auf der Abschlußplatte des Vitreosilrohres sitzt, zwingt den Geberstift die Longitudinalbewegungen des freien Stangenendes mitzumachen. Sämtliche Teile des Meßkopfes, die zur Länge beitragen, einschließlich der Justier- und Verstellmöglichkeiten sind aus Invar gefertigt.

Der induktive Geber ist ebenso wie das dazugehörige Schwingungsmeßgerät ein Fabrikat des VEB Geräte- und Reglerwerke Teltow. Er ist als kleiner

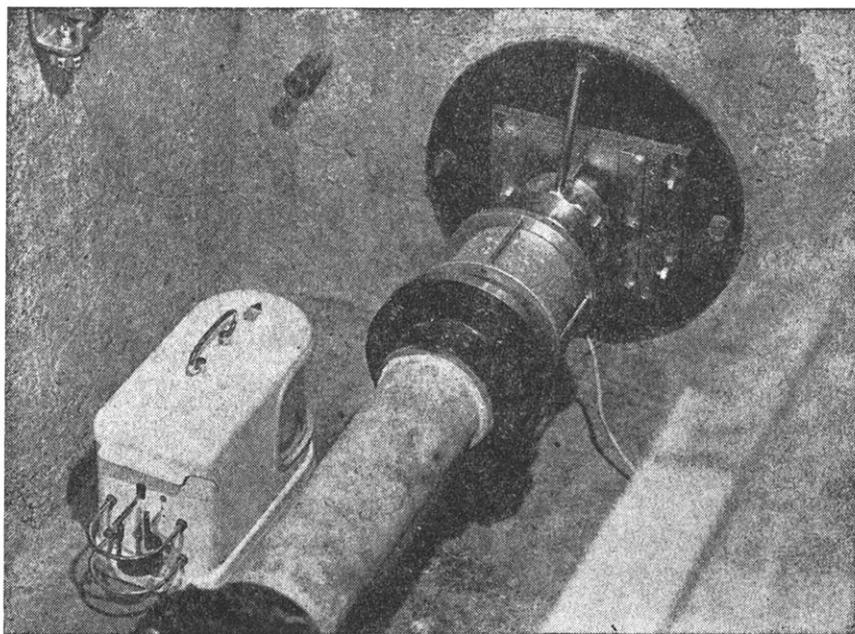


Abb. 7: Freies Stangenende mit Meßkopf des Strainseismometers
im Schloß Freudenstein, Freiberg/Sa.

Differentialtransformator ausgebildet. Über ein ca. 15 m langes abgeschirmtes Kabel, das zu der vom Strainseismometer getrennten Registrierkammer führt, wird dem Geber eine Trägerfrequenz von 5 kHz zugeführt. Das durch die Bodendeformationen amplitudenmodulierte Gebersignal wird verstärkt, demoduliert und über den mit 10Ω abgeschlossenen Ausgang auf ein Galvanometer mit einem äußeren Grenzwiderstand von $15 \text{ k}\Omega$ gegeben. Die stark überkritische Dämpfung des Galvanometers unterdrückt zwar die hochfrequenten Bodenbewegungen, erweist sich jedoch bei Benutzung des photoelektrischen Nachlaufschreibers der Firma Dr. B. Lange, Berlin, als direkt schreibendes Registriergerät als günstig. Für die Aufzeichnung kurzperiodischer Bodenbewegungen kann jederzeit ein anderes Registrierungssystem angeschlossen werden.

Die Nullpunkt Konstanz des gesamten elektrischen Systems wurde ebenso wie die Eichung, die mit einer im Verhältnis $1:10$ übersetzten Mikrometerschraube z. Z. noch mechanisch erfolgt, über längere Zeit geprüft. Die elektrische Verstärkung wurde auf $4 \cdot 10^4$ eingestellt, so daß sich bei einer Stangenlänge von 25 m eine Empfindlichkeit von $1,0 \cdot 10^{-9}/\text{mm}$ ergibt. Eine so hohe Empfindlichkeit stellt auch erhöhte Anforderungen an den Schutz

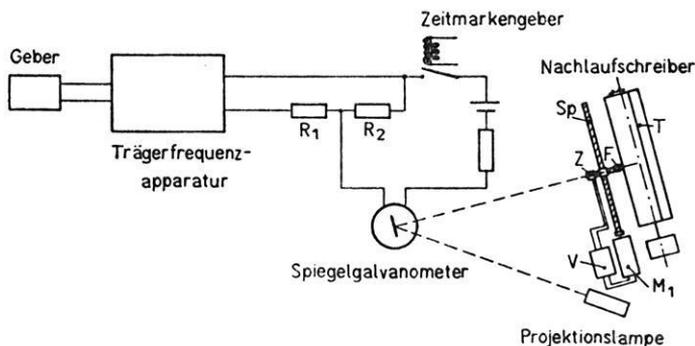


Abb. 8: Blockschaltbild der Registriereinrichtung.

der Stange gegen Temperaturschwankungen, damit die wahren Bodendeformationen nicht durch die thermische Ausdehnung der Stange verfälscht registriert werden. Der Ausdehnungskoeffizient des Vitreosils wurde zu $5 \cdot 10^{-7}/^{\circ}\text{C}$ bestimmt. Eine Temperaturänderung von $0,01^{\circ}\text{C}$ reicht also schon an die Empfindlichkeitsgrenze des Strainseismometers heran. Das Instrument wurde deshalb in einem mit Isolierplatten abgedeckten Kanal montiert, der sich in dem durch eine Luftschleuße erreichbaren Keller des Schlosses Freudenstein in Freiberg befindet. Die Abschlußpfeiler aus Beton sind im anstehenden Freiburger Gneis gegründet.

Die geographischen Koordinaten des Aufstellungsortes sind: $\varphi = 50^{\circ} 53,3' \text{ N}$ und $\lambda = 13^{\circ} 20,5' \text{ E}$. Die Höhe über NN beträgt 385 m, die Tiefe unter Tage 0 m und die Orientierung der Stange ist $\text{N } 36^{\circ} \text{ W}$. Das Instrument registriert seit dem 1. 9. 1960. Die fortlaufende Aufzeichnung wurde jedoch teilweise durch verschiedene Versuche unterbrochen.

7. Erprobung des Strainseismometers, erste Meßergebnisse und ihre Deutung

7.1 Störeinflüsse

Wie zu erwarten, bilden die meteorologischen Störeinflüsse den Hauptanteil auf den Registrierungen unseres an der Erdoberfläche aufgestellten Strainseismogrammen. Unter Störeinfluß sei jede periodische oder unperiodische Erregung des Instruments verstanden, die nicht durch Gezeitenkräfte, durch Erdbebenwellen oder säkulare tektonische Kräfte verursacht wird. Die langperiodische Anpassung des Registriersystems unterdrückt bei unserem Instrument absichtlich den größten Teil des seismischen Frequenzspektrums, was wegen der Störeinflüsse durch Verkehr und Industrie erforderlich ist.

Kurzperiodische Raumtemperaturänderungen können praktisch nur auftreten, wenn der Nullpunkt am Meßkopf nachgestellt und deshalb die Kanalbedeckung kurzfristig (5 min) beseitigt wird. Die thermische Trägheit der Quarzstange macht sich dann maximal bis zu 30 min auf der Registrierung bemerkbar. Die täglichen Lufttemperaturschwankungen können kaum bis zur Stange vordringen und sind durch die laufenden Registrierungen auch noch nicht festgestellt worden. Auch die jahreszeitlichen Lufttemperaturschwankungen konnten im Kanal nicht gemessen werden. Wegen ihrer großen Periode wären sie auch leicht von den Gezeitentrains und wegen ihrer Sinusform von den tektonischen Strains zu unterscheiden.

Anders steht es mit der thermoelastischen Deformation des Strainseismometeruntergrundes durch Erwärmung der obersten Krustenschichten. Die täglichen Bodentemperaturschwankungen sind in ihrer Amplitude sehr stark von den wechselnden Trübungsverhältnissen der Atmosphäre abhängig. An ruhigen Tagen mit bedecktem Himmel zeigt sich ein geringer Störeinfluß, während an klaren Tagen die direkte Strahlung auf die Umgebung des Schlosses Freudenstein sehr schnell große Deformationen im Untergrund erzeugt (siehe Abb. 9!). Dieser Störeinfluß kann durch die Aufstellung in größerer Tiefe weitgehend herabgemindert, vielleicht auch vollständig beseitigt werden.

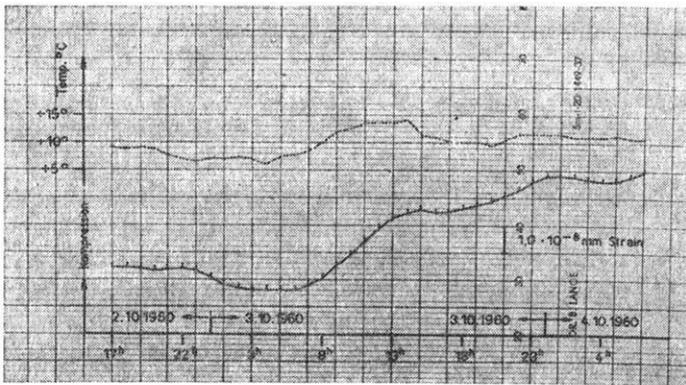


Abb. 9: Störeinfluß der thermoelastischen Untergrunddeformation auf die Strainseismometerregistrierung. Temperaturkurve punktiert.

Luftdruckschwankungen können sich sehr unterschiedlich auf die Registrierung auswirken, je nachdem, wie groß der tektonische Bereich ist, der von der Belastungsänderung betroffen wird. Das Herannahen eines Tiefdruckgebietes und der Durchgang einer Wetterfront, die im Barogramm als deutliche Gewitternase markiert ist, konnte auch auf der Strainseismometerregistrierung verfolgt und genau korreliert

werden, da ein Blitzschlag einen etwa einstündigen Stromausfall bewirkte. Die Temperatur zeigt zu diesen Kurven keine deutliche Beziehung.

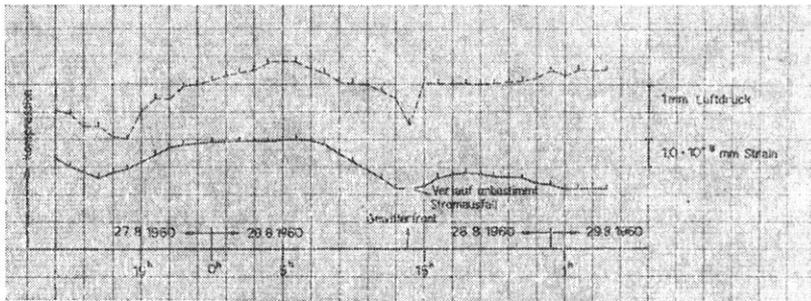


Abb. 10: Störeinfluß der Luftdruckschwankungen auf die Strainseismometerregistrierung. Barogramm gestrichelt.

Bei stark kupertem Gelände verursacht der horizontal über die Erdoberfläche wehende Wind einen Druck auf den Untergrund und bewirkt somit eine Erregung des Strainseismometers. Da sich das Freiburger Instrument im Keller eines relativ hohen und frei stehenden Gebäudes befindet, das dem Wind eine gute Angriffsfläche bietet, macht sich jeder Sturm, der eine Geschwindigkeit von ~ 30 km/Std. überschreitet, deutlich bemerkbar. Abb. 11 zeigt neben dem Gezeitenstrain

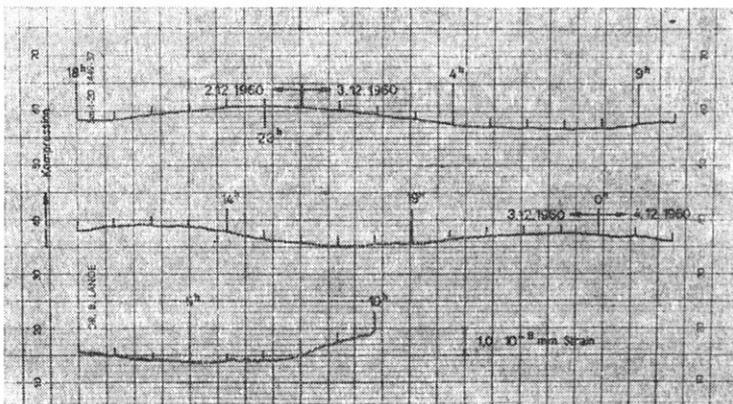


Abb. 11: Störeinfluß des Windes auf die Strainseismometerregistrierung.

(M_2 -Tide) Scheinwellen von ca. 4 min Periode, die sich sehr gut mit einem Sturm korrelieren lassen, der zur gleichen Zeit von Stärke 5 (30 km/Std.) auf Stärke 11 (130 km/Std.) answoll. Es liegt hier zweifellos der Einfluß der Gebäudeschwin-

gungen durch Windböen auf das Fundament des Schlosses und damit auf den Untergrund des Strainseismometers vor. Dieser Störeinfluß wird sich durch die untertägige Aufstellung ebenfalls weitgehend ausschalten lassen.

Neben den bisher erwähnten Nullpunktsgängen konnte in Freiberg auch der Störeinfluß des Niederschlags auf die Strainseismometerregistrierung festgestellt werden. Dabei scheint weniger die Belastung während des Regen-

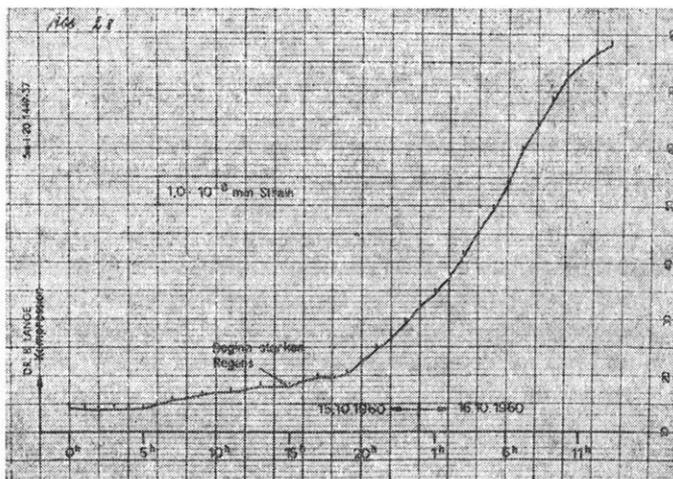


Abb. 12: Störeinfluß des Regenfalls auf die Strainseismometerregistrierung.

falls als vielmehr die wechselnde Bodendurchfeuchtung Ursache der Strainerregung zu sein.

7.2 Gezeitenstrain und freie Schwingungen der Erde

Ziel der geplanten untertägigen Aufstellung des Freiburger Instruments ist es, die Amplituden und Phasen der wichtigsten Komponenten der Gezeitenkraft (Partialtiden) sowie der durch große Erdbeben verursachten freien Schwingungen der Erde herauszufinden. Die Analyse der Gezeitenbeobachtungen wird es gestatten, die SHIDA'sche Zahl l , die das Verhältnis der horizontalen Verrückung der nachgebenden Erde zur theoretischen Gleichgewichtsflut angibt, direkt zu bestimmen. Solche Bestimmungen von l sind bisher nur in Japan von SASSA [9] vorgenommen worden und ergaben einen Wert von $l = 0,05$. Dieser Wert ist jedoch noch etwas problematisch, da die indirekten Wirkungen der Ozeangezeiten, die bei den japanischen Stationen in der Amplitude 50% der beobachteten ausmachen, schwer zu eliminieren sind. Trotz der starken meteorolo-

gischen Störeinflüsse tritt zeitweilig die M_2 -Tide auf den Freiburger Strainseismometerregistrierungen deutlich hervor (siehe Abb. 13!). Für eine harmonische Analyse des gesamten Spektrums waren die bisherigen Beobachtungen jedoch nicht geeignet. So ist es bei der oberflächlichen Probeaufstellung des Instruments auch sinnlos, jetzt schon nach den freien Schwingungen der Erde zu suchen, die bisher nur

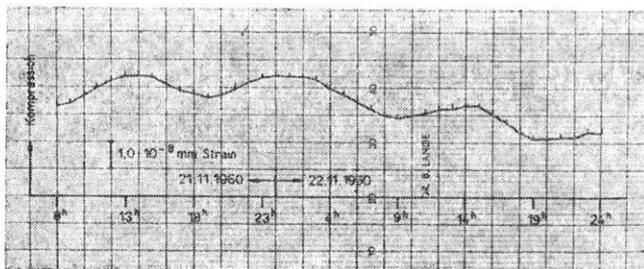


Abb. 13: Strainseismometerregistrierung mit deutlicher M_2 -Tide.

zweimal beim großen Kamtschatkabeben von 1952 und beim großen Chilebeben von 1960 mit Perioden von 5 min bis 80 min registriert wurden. Zur Zeit des Chilebebens war das Freiburger Strainseismometer noch nicht in Betrieb.

Für die Anregung zum Bau des Strainseismometers, für Ratschläge und die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieses Kurzberichtes möchte ich Herrn Prof. Dr. MEISSER herzlich danken.

Literatur

- [1] BENIOFF, H.: A linear strain seismograph. Bull. Seism. Soc. Am. 25 (1935), S. 283-309.
- [2] BENIOFF, H.: Fused quartz extensometer for secular, tidal and seismic strains. Bull. Geol. Soc. Am. 70 (1959) 8, S. 1019-1031.
- [3] BENIOFF, H.; PRESS, F. and SMITH, St.: Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes. J. Geoph. Res. 66 (1961) 2, S. 605-619.
- [4] HAGIWARA, T.: Studies of the earth's crust and its deformation. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo (1960), S. 64-79.
- [5] HIERSEMANN, L.: Fortlaufende Aufzeichnung von Bodenbewegungen durch ein Strainseismometer. Unveröff. Forschungsbericht beim Institut für Angewandte Geophysik in Freiberg (1961), 81 S.
- [6] MEISSER, O.: Seismische Methode in der Gebirgsmechanik. Abh. d. DAW Berlin, Klasse f. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie (1961) 1, S. 17-31.
- [7] MILNE, J.: The relative motion of neighbouring points of ground Trans. Seism. Soc. Japan 12 (1888), S. 63-66.

- [8] ODDONE, E.: Ricerche strumentali in sismometria con apparati non pendolari. *Boll. della Soc. Sism. Ital.* 6 (1900), S. 3—21.
- [9] SASSA, K.; OZAWA, J. und YOSHIKAWA, S.: Observation of earthtide by new horizontal extensometer. *Bull. Disaster Prevention Research Inst. Kyoto Univ.* Nr. 2 (1949), S. 113.
- [10] TAKADA, M.: On the observing instruments and telemetrical devices of extensometers and tiltmeters at Ide Observatory. *Disaster Prev. Research Inst. Kyoto Univ.* 27 (1959), S. 2—27.
- [11] OZAWA, J.: Study on elastic strain of the ground in earth tides. *Disaster Prev. Res. Inst. Bull.* Nr. 15, Kyoto (1957), S. 1—36.

Über die Anwendung der seismischen Eigenimpuls- methode bei der Erforschung dynamischer Auswirkungen des Gebirgsdruckes¹⁾

Von W. Kundorf und D. Rotter, Freiberg²⁾

Zusammenfassung: Bericht über den gegenwärtigen Stand, die bisher erzielten Ergebnisse der Methode natürlicher seismischer Felder (Eigenimpulsmethode) zur Erforschung des Spannungszustandes von Gesteinen in natürlicher Lagerung unter Tage am Beispiel eigener Untersuchungen im Steinkohlen- und Erzbergbau.

Summary: Report on the present level and results obtained till now by the method of natural seismic fields (self-impulse method) applied to the investigation of the state of stress of rocks in natural underground bedding shown in the light of own research work carried out in black-coal and ore mining.

Bei der Erforschung des Gebirgsdruckes und seiner Auswirkungen werden im zunehmenden Maße die geophysikalischen, speziell die seismischen Methoden angewandt.

Meßtechnisch werden die thermomechanischen und elektromagnetischen Gesteinsparameter erfaßt, deren räumliche und zeitliche Änderung mit mechanischen und dynamischen Zustandsänderungen des Gebirges in Zusammenhang gebracht werden. Bei der Methode der natürlichen seismischen Felder, auch als akustische, mikro-seismische, Schall- bzw. Eigenimpulsmethode genannt, gilt es, den natürlichen seismischen Zustand des Gebirges mit dem Ziel zu erforschen, aus einer Änderung dieses Zustandes die Art, das Wesen und die Auswirkungen der Spannungen im Gesteinsverband zu erkennen, Gebirgsschläge und plötzliche Kohle- und Gasausbrüche vorherzusagen und zu verhindern, den Gebirgsdruck zu beherrschen und zu steuern.

¹⁾ Veröffentlichung Nr. 106 des Instituts für Angew. Geophysik der Bergakademie Freiberg. Direktor: Prof. Dr. O. MEISSER. — Inst.-Bericht, vorgetragen von Dr. W. KUNDORF auf der 24. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Hannover, 12.—14. 4. 1961.

²⁾ Dr. W. KUNDORF, Freiberg, Mozartplatz 4 und Dipl.-Ing. D. ROTTER, Dresden A, Liebigstraße 17 a.

Die bei dynamischen Ausgleichs- und Zerstörungsvorgängen im Gebirge spontan auftretende elastische Schwingungsenergie umfaßt das gesamte seismische Spektral-Gebiet bis zu mehreren Tausend Hertz. Die tonfrequenten Komponenten dieser Impulse sind bei ihrer ausreichenden Intensität und günstigen Ausbreitungsbedingungen als Knistern, Kratzen, Knattern, Knall oder Explosion zu hören. Die schwächeren Signale können mit geeigneten Apparaturen registriert und entsprechend ausgewertet werden.

Es wird über einige Ergebnisse, den gegenwärtigen Stand und die Perspektiven der Methode natürlicher seismischer Felder am Beispiel eigener Untersuchungen im Steinkohlen- und Erzbergbau berichtet. Die Arbeiten wurden im Jahre 1961 unter Leitung von Herrn Prof. Dr. O. MEISSER im Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg im Rahmen eines Forschungsauftrages durchgeführt.

Bei ersten Anwendungen der Eigenimpulsmethode begnügte man sich mit der Feststellung der seismischen Aktivität, d. h. der zeitlichen Impulsverteilung. Die registrierte Impulsrate wurde mit den jeweiligen dynamischen Vorgängen in Zusammenhang gebracht. Für jede Grube wurde empirisch die „normale“ bzw. „kritische“ Impulsrate ermittelt, nach deren Erreichen oder Überschreiten mit einem Gebirgsschlag oder Gesteinsbruch zu rechnen war.

OBERT (USA) nennt für einige Eisenerzgruben (Tiefen bis 1300 m) eine normale Impulsrate von 8—10 Imp/h und eine kritische von über 1000 Imp/h.

RIVKIN, ZAPOL'SKIJ und ihre Mitarbeiter (UdSSR) konnten für Eisenerzgruben von Krivoj Rog bei registrierten 20 Imp/min in der Regel keine äußeren Merkmale einer Gesteinszerstörung feststellen. Die kritische Impulszahl betrug 40 bis 60 Imp/min bzw. 2400—3600 Imp/h.

Nach NAZARNYJ (UdSSR) betrug die durchschnittliche Impulszahl während der Reparatur- und Vorbereitungsschicht in Steinkohlengruben des Donezbeckens unter 1 Imp/min. Diese stieg während der Gewinnungsarbeiten auf 3—4 Imp/min bzw. vereinzelt auf 15—20 Imp/min. Der Anstieg auf 30—40 Imp/min endete vielfach mit einem Kohle- und Gasausbruch. Das Anwachsen der seismischen Aktivität dauerte etwa 24 Stunden, ein steiler Anstieg der Impulsrate wurde in einer Zeitspanne zwischen zwei Stunden und sogar nur fünfzehn Minuten vor dem Ausbruch beobachtet. Gewöhnlich stieg die Impulszahl während der Gewinnungsarbeiten an. Eine Stundung des Abbaubetriebes führte in den meisten Fällen zur Beruhigung des Flözes (Bild 1).

Trotz einiger Erfolge blieben die Rückschläge nicht aus. Aus der zeitlichen Änderung der Impulsrate kann keinesfalls eindeutig auf die komplizierten und vielfältigen dynamischen Vorgänge im Gesteinsverband bzw. auf den Spannungszustand des Gebirges geschlossen werden. Aus diesem Grunde konnte eine große Zahl von Gebirgsschlägen weder vorhergesagt noch verhindert werden. Die von

einzelnen Autoren angegebenen „ruhigen“ bzw. „kritischen“ Impulszahlen können nur örtlich und unter besonderen Verhältnissen betreffender Grubenwerke ihre Gültigkeit haben.

Der hohe Stand der heutigen elektronischen Meßtechnik führte zur Verbesserung der Apparaturen und Vervollkommnung der Eigenimpulsmethode.

Durch Benutzung empfindlicher elektrodynamischer bzw. piezoelektrischer Geber, elektronischer Verstärker und batteriebetriebener, tragbarer Tonbandgeräte sind Dauerregistrierungen unter Tage möglich, mit nachträglicher Auswertung der Eigenimpulsaufzeichnungen nach der Impulsdichte, Amplitude, Impulsform und der zeitlichen Änderung der relativen Impulsenergie bzw. des Frequenzspektrums. Die benutzte Meßanordnung ist in Bild 2 schematisch dargestellt.

Bei Beachtung und Kenntnis der Übertragungseigenschaften des elektromechanischen Systems Boden-Registriergerät lassen sich aus der Impulsform und dem Impulsspektrum Rückschlüsse auf die Art und Umfang des Zerstörungsvorganges ziehen. Die schwachen, hochfrequenten Impulse konnten vielfach der feinen Reißbildung (dem Gleitungsbruch) im Gestein zugeordnet werden. Die starken und breiten Impulse mit größerem Anteil an niederfrequenten Komponenten traten nach grobstrukturellen Brüchen (Trennungsbrüchen) kurz vor und während eines Kohle- und Gasausbruches auf. In der Zeit zwischen zwei Teilausbrüchen bei scheinbarer Beruhigung des Gebirges wanderte der Hauptenergieanteil der Eigenimpulse zu wesentlich höheren Frequenzen. Das Frequenzspektrum der entstehenden Eigenimpulse zeigt vor, während und nach einem Kohleausbruch eine eigen tümliche Periodizität bei der Wanderung des Spektrummaximums von niederen nach höheren Frequenzen und umgekehrt (Bild 3).

Je geringer die Festigkeit des Gesteins ist, ein desto größerer Anteil elastischer Impulsenergie wird nach KONSTANTINOVA in der Vorbereitungsphase während der Feinzerstörung des Gesteins frei. Bei relativ festen und ungestörten Gesteinen wird der Hauptenergieanteil erst während des Ausbruches frei (Bild 4).

Zwischen Zerstörungsvorgängen im Gestein und der Energie elastischer Schwingungen besteht nach VINOGRADOV ein bestimmter Zusammenhang. Die Zahl der registrierten Impulse und somit der Zerstörungen im Gestein ist umgekehrt proportional der frei gewordenen elastischen Energie.

Die wenigen angeführten Beispiele zeigen die Bedeutung und Aussagekraft komplexer Auswertungen seismoakustischer Impulsregistrierungen.

Bei seismoakustischen Messungen, die von Autoren im Steinkohlenwerk Willi Agatz, Dresden-Gittersee und in Eisenerzgruben bei Wittmannsgereuth durchgeführt wurden, fanden empfindliche elektrodynamische Geber SPM-16 sowjetischer Herkunft, explosions sichere batteriebetriebene Grubenvorverstärker und tragbare Tonbandgeräte Verwendung. Bei einer Tonbandgeschwindigkeit von 9,5 cm/s wur-

den Signale von $> 0,05$ mV in einem Frequenzbereich von 150—8000 Hz/3 db unter und über Tage registriert. Bei Übertageregistrierungen wurden bei Benutzung der Gruben-Fernsprechleitungen außer der Signalübertragung eine ständige Fernsprechverbindung zwischen dem Meßort und der Registrierstation aufrechterhalten. Das Ziel der Untersuchungen war es, den „natürlichen“ seismischen Zustand in der Nähe des Abbaortes bei verschiedenen Betriebsbedingungen zu erforschen. Die bei Steinkohle vorgefundenen Verhältnisse sollten mit solchen der Eisenerzgruben verglichen werden.

In der Steinkohle und zum Teil im Eisenerz wurden die Geber normal in 0,5 bis 1,0 m-tiefe Bohrlöcher untergebracht und mit Glaswolle bzw. Lehm abgedichtet. Im Bestreben, die Ankopplung von Seismometern im harten Gestein zu verbessern, wurden versuchsweise Keilanker in 1,2 m tiefen Bohrlöchern derart angeordnet, daß die mit Glaswolle umhüllten Geber mühelos von außen an- bzw. abgeschraubt werden konnten. Zur Unterdrückung von elektrischen Induktions- und Netzbrummstörungen wurden die Zuführungsleitungen abgeschirmt und ein tragbares volltransistorisiertes Tonbandgerät versuchsweise eingesetzt.

Die Tonbandregistrierungen wurden im Labor abgehört. Die aufgezeichneten Schwingungsvorgänge wurden zeitlich geordnet und systematisiert. Das Auftreten eines bestimmten Signals (einer elektrischen oder mechanischen Störschwingung bzw. eines natürlichen Eigenimpulses) wurde mit dem beobachteten Betriebsgeschehen oder mit dem Verhalten des Gesteins in Zusammenhang gebracht. Die charakteristischen Schwingungen und Impulse wurden für Dokumentationszwecke auf ein Sammeltonband und für weitere Bearbeitung auf eine Bandschleife überspielt. Die Form und der zeitliche Verlauf eines Schwingungsvorganges wurden im Zirkularoszillographen [1] beobachtet und im Schleifen- bzw. Zirkularoszillographen in gewünschter zeitlichen Auflösung photographiert. Die Möglichkeit der Frequenztransformation wurde ausgenützt, um die untersuchten Schwingungsvorgänge zeitlich zu straffen oder zu dehnen. Die frequenztransformierten Signale wurden in einem Meßmagnetophon abgespielt und in einem elektronischen Spektrographen analysiert.

Die Untertage-Registrierungen in der Steinkohlengrube wurden an verschiedenen Wochen- und Sonntagen während der Früh-, Mittags- und Nachtschicht stundenweise durchgeführt (Bild 5). Die einzelnen Geber wurden bei Benutzung von zwei Tonbandgeräten und Schleifenzoszillographen abwechselnd eingeschaltet. Zu Beginn und am Ende der Registrierungen wurden die Geber durch Schläge am Flöz bzw. am Nebengestein auf ihre Empfindlichkeit und ihren Zustand kontrolliert.

Die registrierten Eigenimpulse (Bild 6) zeichneten sich durch ihre verhältnismäßig geringe Intensität und einen eigentümlichen Klang aus. Auch bei höherem Störpegel konnte man diese heraushören und einwandfrei von elektrischen Störimpulsen unterscheiden. Das Hauptmaximum des Frequenzspektrums von Eigenimpulsen

(Bild 7) lag bei ungestörter, fester Kohle bei 1 kHz mit starken Nebenmaxima bei 800, 600 und 400 Hz. Die ursprünglich sicher vorhandenen Oberschwingungen über 1000 Hz wurden durch Absorption stark geschwächt. Auch Impulse geringerer Frequenz von 300—500 Hz wurden registriert.

Das periodische Netzbrummen, das Rauschen des Grubenvorverstärkers und die stationären elektrischen Induktionsstörungen erscheinen als einzelne Spektrallinien von verhältnismäßig geringer Energie, die das Spektrogramm des Nutzimpulses nicht wesentlich verfälschen (Bild 7). Kritisch wird es, wenn in der Nähe vom Geber Bohr- und Pickhämmer betrieben werden. Durch das breite Frequenzspektrum solcher Schwingungen mit großer Intensität werden die wesentlich schwächeren Eigenimpulse unterdrückt. Während des Bohrens sind keine Registrierungen möglich.

Schwierig sind die Eigenimpulse von Signalen zu unterscheiden, die während der Gewinnung und Förderung von Kohle auftreten. Es sind dies besonders Schläge und Stöße gegen das Flöz, insbesondere mit metallischen Geräten. Die hierbei entstehenden elastischen Impulse sind sehr oberwellenreich. Eine gehörmäßige bzw. apparative Trennung dieser Signale von Eigenimpulsen ist mit verfügbaren Apparaturen nicht möglich.

Die über längere Zeit vorgenommenen Registrierungen mit einem Geber, der sich in einem durchhörterten Zwischenpfeiler angeordnet war, erlauben einige bergmännische Aussagen. Auf der östlichen Seite war dieser Pfeiler zeitweilig stationär begrenzt, während von westlicher Seite her der Abbau sich dem Geber näherte. Zu Beginn bzw. am Schluß der Registrierungen befand sich der Geber 18 m bzw. 9,3 m vom Abbau entfernt. Für diesen Zeitabschnitt wurde eine höhere seismische Aktivität während der Kohle-Gewinnung und als Folge der Gebirgsdruckerhöhung bei verringertem Abstand Abbaustoß-Geber beobachtet. Die zu dieser Zeit beobachtete Druckerhöhung im Abbau führte zum starken Aufreißen des Daches und einer vorübergehenden Stundung der Gewinnungsarbeiten wegen verstärkten Ausbau des Strebens. Die normale Impulsdichte betrug 6—8 Imp/h. Während der Abbauarbeiten stieg diese auf 41—46 Imp/h und erreichte zeitweilig einen Höchstwert von über 100 Imp/h.

In Wittmannsgereuth wurde der seismische Zustand der Grube während der letzten Phase der Pfeilerschwächungsarbeiten untersucht. Das Ziel der seismischen und markscheiderischen bzw. Schlauchwaagen-Untersuchungen war es, durch Versuche zu ermitteln, ob sich das Hangende zum Bruchbau eignet, bzw. wieviel freie Hangendfläche notwendig ist, damit ein kontrollierbares Hereinbrechen des Hangenden erfolgt. Zu diesem Zwecke wurden die bestehenden Restpfeiler bis auf 4 m² mittels Bohr- und Schießarbeit geschwächt und anschließend bis zum Bruch des Hangenden hereingeschossen.

Eine Teilauswertung der Registrierungen in Wittmannsgereuth ergab eine Erhöhung der Impulsdichte von 0—3 Imp/h bis 14—18 Imp/h als Folge der Druckerhöhung während der Pfeilerschwächungsarbeiten im Laufe von etwa 2 Monaten. Die natürlichen geologischen Störungen trugen dazu bei, daß der Vorgang der Gesteinszerstörung und Zerklüftung und der damit verbundenen Reißbildungen sich beschleunigt fortsetzen konnte. An mehreren Zement- und Gipsmarken, die an einigen Restpfeilern angebracht waren, zeigten sich Scher- und Trennungsrisse. Die Eigenimpulsregistrierungen kurz nach dem Pfeiler-Zertrümmerungsschießen ergaben maximale Impulszahlen von 23 Imp/min in den ersten 4 Minuten und 8 Imp/h 77 Minuten nach dem Schießen.

Bei ungestörtem Gestein reichte das Frequenzspektrum von Schieß-Schlag- bzw. Eigenimpulsen bis 2 kHz.

Durch die Forschungsergebnisse ist eine Erhöhung der Impulsdichte mit der Belastungssteigerung erwiesen. Von großer Bedeutung ist das Problem der Eichung. Die bekannten hydraulischen Polster sind nur in kleinen Abmessungen herstellbar und erlauben die Übertragung von nur geringen Drücken. In der UdSSR ist man in der letzten Zeit dazu übergegangen, Drücke über ein System hydraulischer Zylinder auf eine Platte einwirken zu lassen.

Es ist auch durchaus denkbar, daß man zur Druckerzeugung in situ eine Apparatur verwendet, die ähnlich der Stoßstränkeanordnung arbeitet. Das Stoßstränken wird bekanntlich im Steinkohlenbergbau benutzt, um durch eine zusätzliche Wasseraufnahme des Flözes mit Hilfe von Drucklöchern eine Verminderung des Staubanfalles zu bewirken.

Unter Ausnützung dieses Verfahrens ließe sich bei geschickter Wahl eines gesunden Flözteilens und einer sinnreichen Anordnung von Druckbohrlöchern und Gebern die Abhängigkeit der Impulsdichte vom (bekannten) Druck in situ bestimmen.

Zusammenfassung:

1. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß für eine systematische Erforschung des Spannungszustandes von Gesteinen und der Auswirkungen des Gebirgsdruckes unter Tage die kombinierten geophysikalischen Methoden (Eigenimpuls- bzw. Fremdimpulsmethoden, die thermischen und elektromagnetischen Methoden mit Erfolg angewendet werden können.

2. Gleichzeitig mit dem Abhören von Eigenimpulsen unter Tage und der Signalaufzeichnung mit elektromechanischen bzw. elektronischen Oszillographen sind, für nachträgliche Auswertung und Bearbeitung im Labor, magnetische Tonbandregistrierungen erforderlich.

3. Bei einer Bandgeschwindigkeit von 9,5 cm/s wird bei Verwendung geeigneter Verstärker der gesamte Frequenzbereich der elastischen Schwingungen bzw. Impulse, die im Steinkohlen- bzw. Erzbergbau auftreten, bis 8—10 kHz erfaßt.
4. Das Hauptmaximum von Frequenzspektren elastischer Eigenimpulse oder sonstiger Erschütterungsschwingungen liegt zwischen 150 und 500 Hz, in einzelnen Fällen noch wesentlich höher. Es ist daher nicht erforderlich, die untere Frequenzgrenze des elektronischen Übertragungskanals wesentlich unter 100 Hz zu legen.
5. Durch Verwendung geeigneter elektrischer bzw. mechanischer Filter (Spreizhülsen bzw. Keilanker zur Seismometerankopplung) kann man die Frequenzen des Eigenimpulses unter Ausnützung der Resonanzerscheinungen bevorzugen, die den Hauptenergieanteil des Signals ausmachen. Störschwingungen unter- bzw. oberhalb des Nutzfrequenzspektrums wird man durch geeignete Hoch- bzw. Bandpässe ausreichender Bandbreite unterdrücken. Die zwischengeschalteten Filter dürfen in keiner Weise durch Einschwingvorgänge das Nutzsignal verzerren.
6. Die Erfahrungen mit Barium-Titanat-Dreikomponentengebern im Institut für Angewandte Geophysik, Freiberg, können bei Eigenimpulsuntersuchungen ausgenutzt werden.
7. Zur Ortung der Herde mechanischer Spannungskonzentrationen und zur optimalen Ausschaltung von Störschwingungen mechanischer bzw. elektrischer Natur wird zweckmäßigerweise die Koinzidenzmethode angewendet. Dazu ist eine gleichzeitige Registrierung über mehrere Geber auf ein Mehrfach-Tonbandgerät erforderlich.
8. Zur Verringerung induktiver nieder- bzw. hochfrequenter Störungen und Einsparung von Kabel ist die Verwendung einer trägerfrequenten Mehrkanal-Übertragungsanordnung zweckmäßig.
9. Bei Untertagemessungen wird man, um von störungsbehafteten Grubennetzen unabhängig und außerdem beweglich zu sein, batteriebetriebene Tonbandgeräte und Verstärker verwenden, deren Eingangsempfindlichkeit etwa 10—50 μ V betragen soll. In schlagwettergefährdeten Gruben sollen auf jeden Fall Meßgeräte in explosionssicherer Ausführung Verwendung finden.
10. Die Tonbandaufzeichnungen werden im Labor direkt oder über geeignete unendliche Schleifen abgehört und die interessierenden Schwingungen bzw. Impulsgruppen nach Dichte, Amplitude, relativer Energie und frequenzspektralen Besonderheiten untersucht. Bei der Frequenzanalyse wird, je nach der Notwendigkeit, eine Frequenzstraffung oder -spreizung durch entsprechende Frequenztransformation vorgenommen. Dadurch wird die erforderliche zeitliche Auflösung des Vorganges erreicht.

11. Neben Untersuchungen an Gesteinsproben unter einseitiger Druckbeanspruchung im Labor sind Eichmessungen unter Tage im Anstehenden von größter Bedeutung. Hier wären hydraulische Polster oder andere Einrichtungen, beispielsweise Anordnungen nach dem Prinzip der Stoßstränkeapparatur zu nennen.

12. Die Erforschung des seismischen Zustandes soll mit Untersuchungen über die Reichweite, Lage der Impulsherde und Ausbreitungsbedingungen für einzelne Frequenzen im Gebirge gekoppelt werden.

Die Verfasser sprechen Herrn Prof. Dr. O. MEISSER ihren Dank aus, für wertvolle Unterstützung, nützliche Hinweise und Anregungen bei der Durchführung der Arbeit.

Literatur

- [1] W. KUNDORF; Eine elektronische Methode für die Untersuchung hochfrequenter seismischer und radioaktiver Vorgänge bei Verwendung eines Kathodenstrahloszillographen mit kreisförmiger Zeitbasis. Freiburger Forschungshefte, C 59 (1960).
- [2] W. KUNDORF und D. ROTTER; Eine Untersuchung über die Anwendung der Methode natürlicher hochfrequenter seismischer Felder (Eigenimpulsmethode) im Steinkohlen- und Erzbergbau. Freiburger Forschungshefte C 120 (1961), in Vorbereitung.

Bilderverzeichnis

- Bild 1: Impulsdichte während einer Kohlenschicht. *A* Stundung, *B* Wiederaufnahme der Abbauarbeiten.
- Bild 2: Seismoakustische Meß- und Registrieranordnung. a) Die unter Tage und im Labor benutzten Registrier- und Analysierapparaturen, b) Vorschlag einer Mehrkanal-Trägerfrequenz-Übertragungsanlage mit Fernsprechananschluß (*L* Leitung, *T* Telefon, *G* Geber, *V* Verstärker, *TB* Tonbandgerät, *MTB* Meß-Tonbandgerät zum Abspielen der Schleifen, *SO* Schleifenoszillograph, *ZO* Zirkularoszillograph, *O* Kontrolloszillograph, *A* Frequenzanalysator, *M* Modulationsgerät, *DM* Demodulationseinrichtung, *VTB* Mehrspuren-Tonbandgerät.
- Bild 3: Frequenzspektren registrierter Eigenimpulse in verschiedenen Phasen vor und nach einem Kohle- u. Gasausbruch zwischen $-15,3$ s u. $+5,9$ s. (Nach KONSTANTINOVA [2]).
- Bild 4: Diagramme seismischer Aktivität vor und während eines Kohle- u. Gasausbruches. a) in einer Anthrazitgrube bzw. b) in einer Steinkohlengrube (*N* bzw. *W* sind die mittlere Impulsrate bzw. die mittlere Energie für einen Zeitabschnitt von 20 min. (a) bzw. 40 min (b). (Nach KONSTANTINOVA [2])
- Bild 5: Eigenimpulsregistrierung im Steinkohlenwerk Willi Agatz in Dresden-Gittersee. Geräteaufstellung in der Meßkammer unter Tage.
- Bild 6: Charakteristische Eigenimpulse im Steinkohlenflöz.
- Bild 7: Frequenzspektrum eines Eigenimpulses. Der Hauptenergieanteil liegt bei 1 kHz mit Nebenmaxima bei 800, 600 und 400 Hz.

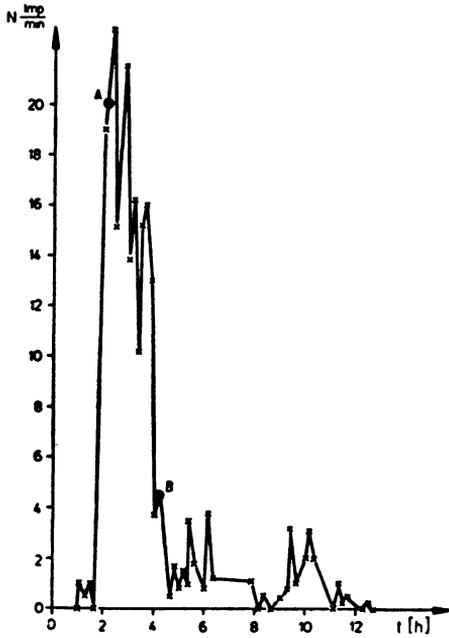
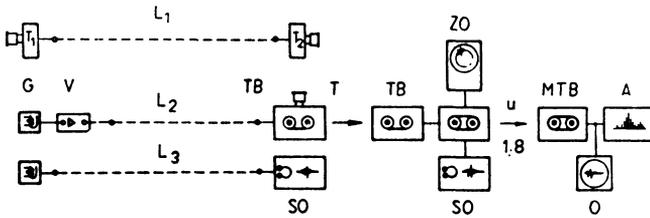


Bild 1

a



b

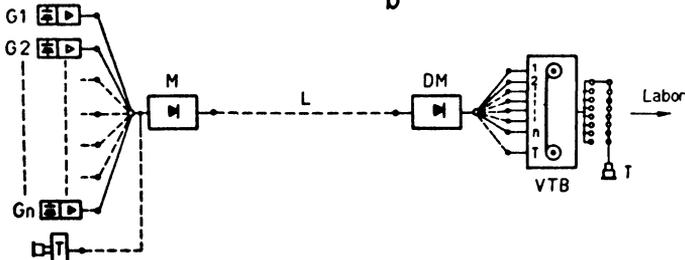


Bild 2

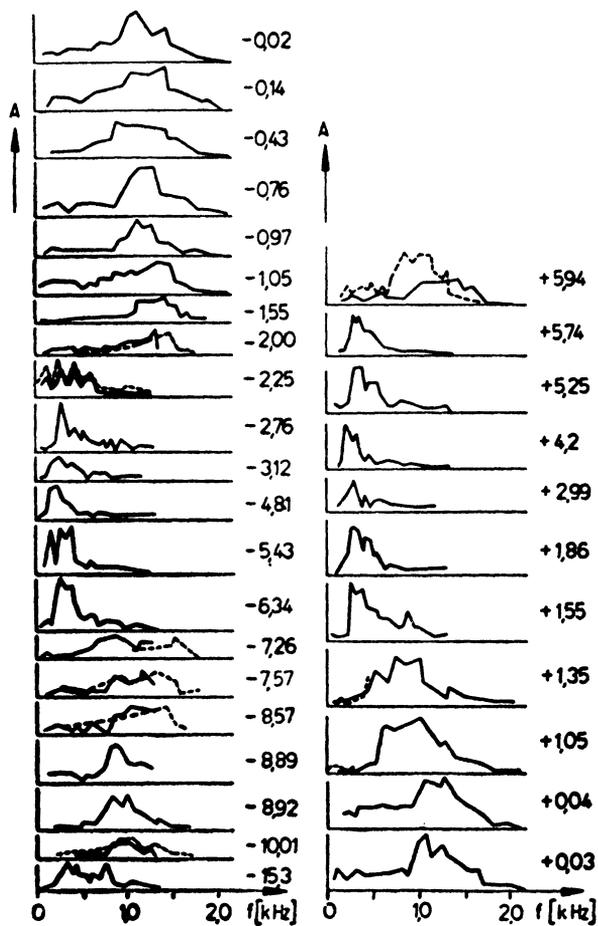


Bild 3

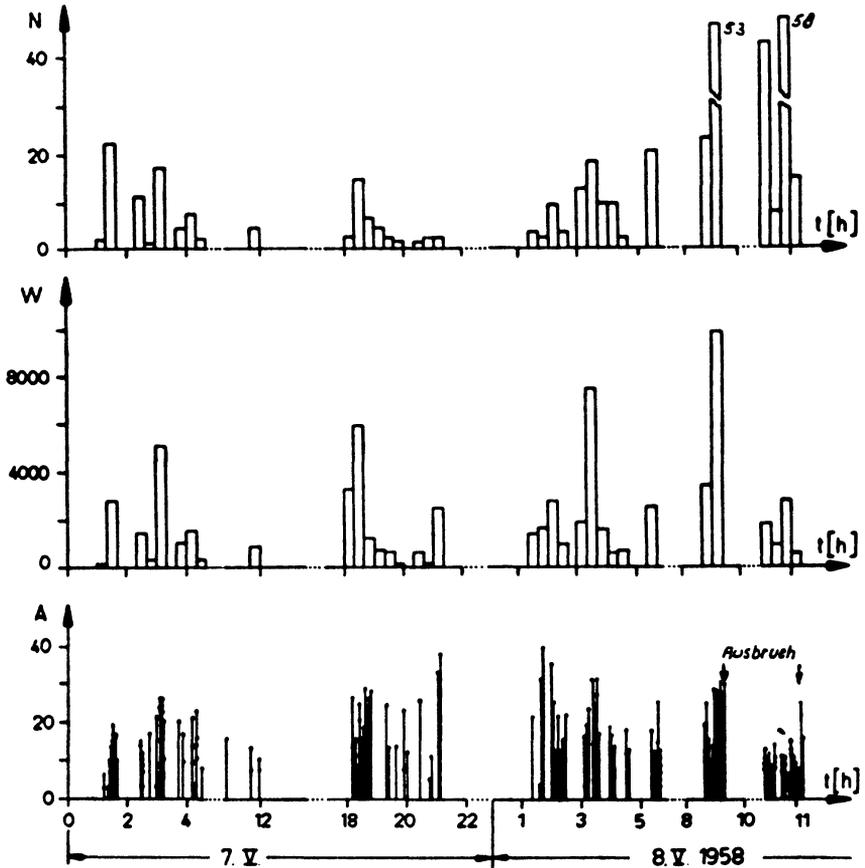


Bild 4 a

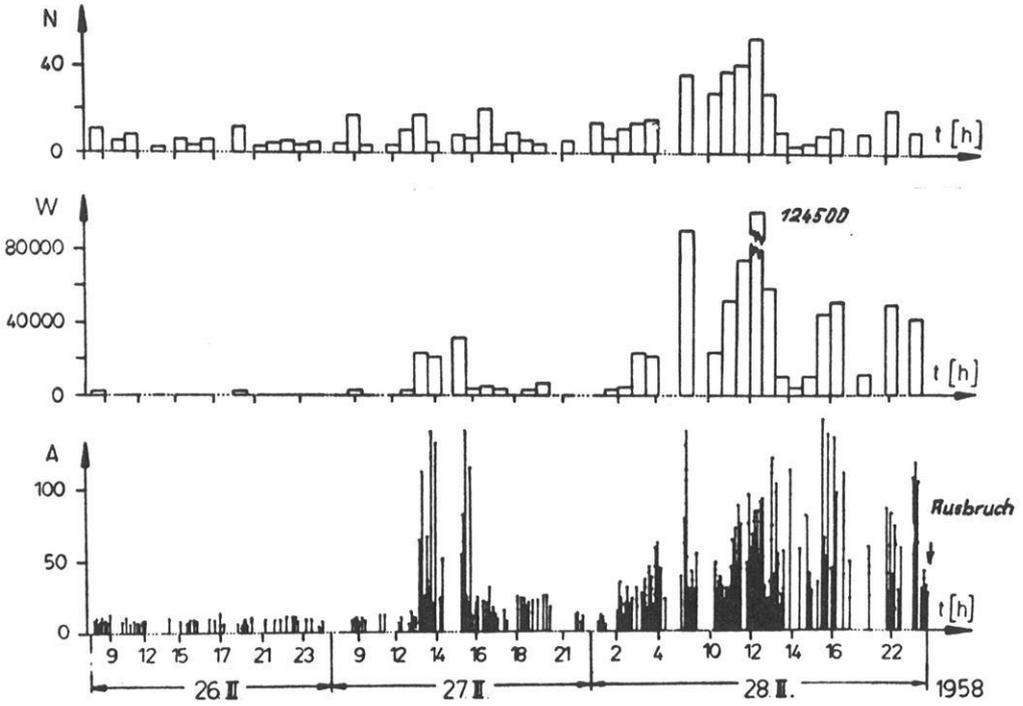


Bild 4b

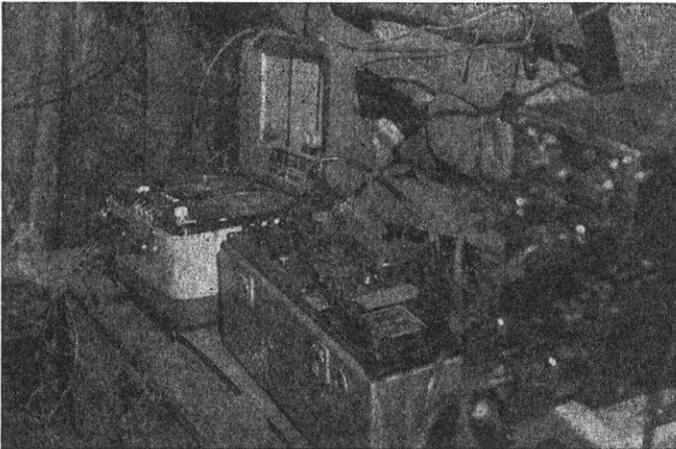


Bild 5

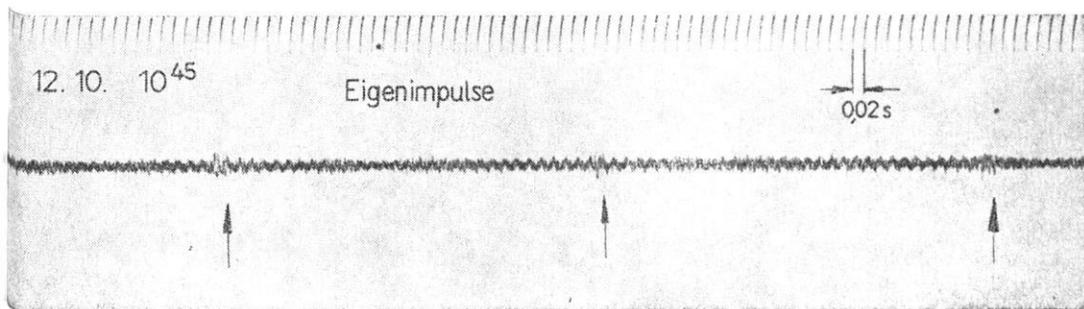


Bild 6

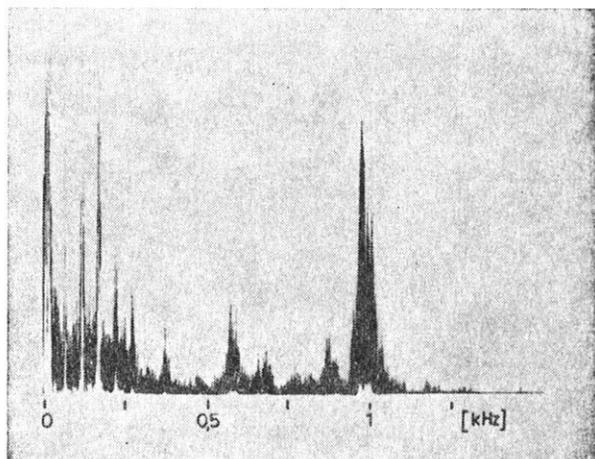
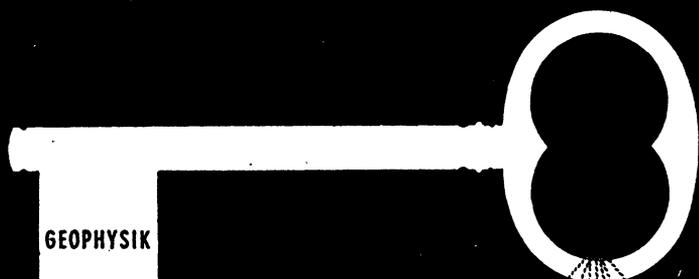


Bild 7

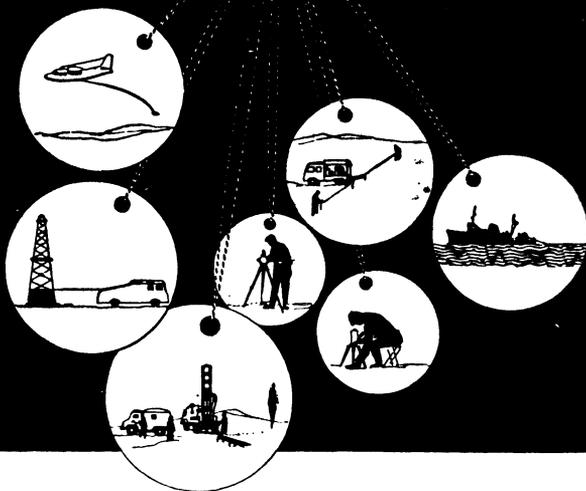
SEISMOS

beschafft für Sie Informationen aus dem Untergrund

Seismos G. m. b. H.,
Wilhelm-Busch-Straße 4,
Hannover.
Fernruf 7 08 31
Fernschreiber 09 22419



GEOFYSIK



GEOFYSIKALISCHE MESSMETHODEN DER PRAKLA

Seismik

Seeseismik

Gravimetrie

Magnetik

Aero-Magnetik

Elektrik

Akustik-Log

Zement-Log

