

## Werk

**Jahr:** 1928

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:4

**Digitalisiert:** Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

**Werk Id:** PPN101433392X\_0004

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X\\_0004](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0004)

**LOG Id:** LOG\_0055

**LOG Titel:** Zur Frage nach der Ursache von lokalen gravimetrischen und erdmagnetischen Störungen und ihre wechselseitigen Beziehungen

**LOG Typ:** article

## Übergeordnetes Werk

**Werk Id:** PPN101433392X

**PURL:** <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

**OPAC:** <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

## Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

## Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen  
Georg-August-Universität Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen  
Germany  
Email: [gdz@sub.uni-goettingen.de](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

Stationen Oslo, Kongsberg und Tömte aus photographiert. Die Fig. 4, 5, 6 stellen die Aufnahmen dar, und wie aus den Fig. 1, 2, 3 zu ersehen ist, sind vier Punkte ausgewählt und Höhe und Lage hiernach berechnet.

Die Ergebnisse\*) betreffs der Höhen sind folgende:

Punkt 1		Punkt 3	
Basis	Höhe	Basis	Höhe
Oslo—Kongsberg . . . . .	111.4	Oslo—Kongsberg . . . . .	151.0
Oslo—Tömte . . . . .	114.2	Oslo—Tömte . . . . .	151.8
Kongsberg—Tömte . . . . .	111.1	Kongsberg—Tömte . . . . .	150.9
Punkt 2		Punkt 4	
Oslo—Kongsberg . . . . .	129.0	Oslo—Kongsberg . . . . .	116.1
Oslo—Tömte . . . . .	131.2	Oslo—Tömte . . . . .	116.7
Kongsberg—Tömte . . . . .	128.0	Kongsberg—Tömte . . . . .	115.8

Wie man sieht, eine sehr befriedigende Übereinstimmung. Durch Extrapolation findet man, daß der Strahl 1, 2, 3 bis zu 106 km herabdringt, und daß sein oberer Teil in der Höhe von etwa 200 km verschwindet. Das Nordlicht lag über der Gegend Aalesund, Kristiansund bis Drontheim.

Bygdö. den 4. Oktober 1928.

### Zur Frage

## nach der Ursache von lokalen gravimetrischen und erdmagnetischen Störungen und ihre wechselseitigen Beziehungen.

Von H. Haalek. — (Mit sieben Abbildungen.)

Es wird der theoretische Zusammenhang zwischen Schwerstörungen und lokalen erdmagnetischen Störungen kurz erörtert und gezeigt, wie man die Diagramme zur Bestimmung der Wirkung von Massenungleichheiten beliebiger Gestalt auf die Drehwaage auch verwenden kann für die Bestimmung der Wirkung dieser Massen auf die erdmagnetischen Kraftkomponenten. Die praktische Anwendung wird an einem Beispiel gezeigt.

**II. Die theoretischen Zusammenhänge zwischen Drehwaage- und erdmagnetischen Messungen; Diagramme als Hilfsmittel für die Deutung von örtlichen erdmagnetischen Störungen.** Die Beziehungen, welche zwischen der Schwerkraft auf der Erdoberfläche einerseits und den Dichteungleichheiten im Untergrund andererseits bestehen, sind mathematisch bedeutend besser zu erfassen als die theoretischen Beziehungen, welche zwischen örtlichen erdmagnetischen Anomalien und den Unterschieden in der Magnetisierung der Gesteine des Untergrundes bestehen. Der Grund liegt darin, daß einmal das spezifische Gewicht von Gesteinen viel einfacher und exakter zu ermitteln ist als die Magnetisierung.

\*) Die Berechnungen hat mein Assistent R. Wesøe ausgeführt.

barkeit von Gesteinsproben, zweitens bei der ersteren mit größerer Sicherheit von einzelnen Proben auf die ganze Formation geschlossen werden kann als bei der oft recht unregelmäßig verlaufenden Magnetisierbarkeit; drittens kommt bei der letzteren als weitere Unbekannte noch die Richtung der Magnetisierung hinzu, und als letzte Erschwerung sind die theoretisch-mathematischen Schwierigkeiten zu erwähnen, da eine gleichmäßige Magnetisierung nur bei bestimmten Formen der gleichmäßig beschaffenen Masse vorhanden sein kann. Strenggenommen ist sie — auch bei durchaus gleichmäßiger Suszeptibilität des ganzen Körpers — soweit bis jetzt bekannt, nur möglich bei Körpern, die durch eine Fläche zweiten oder niederen Grades begrenzt werden. Die Magnetisierung beliebig gestalteter Körper läßt sich mit mathematischer Exaktheit nicht erfassen; ihre Berechnung ist nur mit Hilfe sehr schwieriger mehr oder weniger guter Annäherungsverfahren möglich und kommt für geophysikalische Zwecke wohl nicht in Frage.

Die Einlagerungen oder Schichtenkomplexe im Untergrund, welche Störungen des Magnetfeldes der Erde an der Erdoberfläche hervorrufen, besitzen selten mit guter Annäherung eine solche Form, für welche eine homogene Magnetisierung möglich ist. Außerdem sind die Rechnungen unter Zugrundelegung solcher Formen für die Praxis zu umständlich und schwierig. Es liegt also wieder der Gedanke nahe, Diagramme zu konstruieren, mit Hilfe deren man die an der Erdoberfläche verursachte Störung des erdmagnetischen Feldes durch Einlagerungen von beliebiger Gestalt mittels eines Abzählverfahrens ermitteln kann. Doch ist die Anwendbarkeit solcher Diagramme aus den erwähnten Gründen nicht so exakt und allgemein gültig als die entsprechenden Diagramme für Drehwaagemessungen.

Abweichende Magnetisierungsrichtungen, d. h. also Fälle, in welchen einzelne Teile einer Einlagerung voneinander verschiedene Magnetisierungsrichtungen zeigen, sind verhältnismäßig selten und stets örtlich eng begrenzt. Ihr Vorkommen beschränkt sich ausschließlich auf stark magnetisierbare Gesteine, welche einen relativ hohen Prozentgehalt an Magnetit besitzen. Solche Lagerstätten können als Ganzes genommen auch einen Eigenmagnetismus besitzen, welcher von dem durch das Erdfeld induzierte Feld in der Richtung abweicht. Die Regel ist jedoch, wie die praktischen erdmagnetischen Messungen an vielen Beispielen gezeigt haben, daß die Magnetisierungsrichtung mit der Richtung des durch das erdmagnetische Feld induzierten Feldes übereinstimmt, wenn auch die Intensität meistens eine stärkere ist als nach der Theorie der Induktion durch das Erdfeld sich ergeben würde. Ebenso kann in der Regel mit hinreichender Annäherung die Magnetisierung als eine homogene angenommen werden. In der Nähe von Ecken und Kanten stark magnetisierter Lagerstätten trifft diese Annahme sicher nicht zu, mit der Entfernung aber mehr und mehr. In allen Fällen, in welchen es sich nicht um stark magnetisierbare Massen handelt, und besonders in allen Fällen, in welchen es sich um die Wirkung großer ausgedehnter Schichtenkomplexe handelt, trifft die Annahme der homo-

genen Magnetisierung mit hinreichender Annäherung zu. Berücksichtigt man, daß Inhomogenitäten in der magnetisierbaren Substanz, die mathematisch nicht erfaßbaren Unregelmäßigkeiten ihrer Begrenzung und die mathematischen Schwierigkeiten in der Bestimmung der Magnetisierung beliebig geformter Körper es unmöglich machen, die Beziehungen zwischen örtlichen erdmagnetischen Störungen und magnetisch störenden Massen in voller Strenge wiederzugeben, so liegt die Annahme der gleichmäßigen Magnetisierung innerhalb der überhaupt jeder Theorie anhaftenden Unsicherheit, und der Grad ihrer Annäherung ist für die allermeisten Fälle vollkommen genügend. Nur bei Magnetit- bzw. magnetitreichen Lagerstätten empfiehlt es sich, hinsichtlich dieser Voraussetzung vorsichtig zu sein.

Von den beiden neueren Arbeiten, welche sich mit der Theorie der örtlichen erdmagnetischen Anomalien befassen, stützt sich die Arbeit von J. Königsberger\*) auf die exakte Induktionstheorie, während G. Gamburzeff\*\*) die homogene Magnetisierung auch für beliebig gestaltete Massen voraussetzt. Gamburzeff geht — ähnlich wie im folgenden — von den zweiten Differentialquotienten des Schwerepotentials aus und berechnet die Wirkung eines horizontal liegenden, sich nach beiden Seiten ins Unendliche erstreckenden Zylinders von  $n$ -eckigem Querschnitt. Königsberger führt die Rechnung für abgeplattete Rotationsellipsoide durch. Will man, wie Königsberger vorschlägt, unregelmäßig gestaltete Einlagerungen in erster Annäherung als Kombination verschieden liegender Ellipsoide auffassen, so bedeutet es einmal rechnerisch eine — für die Praxis kaum mögliche — Umständlichkeit und stellt doch keine größere Annäherung dar, als man durch Benutzung von Diagrammen für beliebige Formen der störenden Masse erzielt. Da nämlich die einzelnen Ellipsoide dann nicht im homogenen, sondern in dem von den Nachbarellipsoiden deformierten Felde liegen, so gilt das Superpositionsprinzip nur, wenn die Deformationen sehr schwach sind.

Unter Voraussetzung der homogenen Magnetisierung besteht nach dem Satz von Poisson zwischen dem Schwerepotential  $W$  und dem magnetischen Potential  $P$  einer Masse  $M$  eine mathematische Beziehung, welche durch folgende Formel ausgedrückt wird:

$$P = J \frac{dW}{dx},$$

wo  $J$  die Stärke der Magnetisierung, die  $x$ -Achse die Richtung der Magnetisierung bedeuten. Durch Differentiation folgt:

$$\frac{\partial P}{\partial s} = J \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial s},$$

\*) J. Königsberger: Zur Deutung der Karten magnetischer Isanomalien und Profile. Gerlands Beitr. z. Geophys. 19, Heft 2/3, 241—291 (1928).

\*\*) G. A. Gamburzeff: Beitrag zur Frage nach der Ursache der Kursker magnetischen und Gravitationsanomalie. Ebenda, S. 210—218.

d. h. die magnetische Kraft in Richtung  $s$  ist proportional der in diese Richtung fallenden Komponenten des Gradienten der Schwerkraftskomponenten, welche der Magnetisierungsrichtung parallel ist. Magnetische und Drehwaagemessungen stehen also in Beziehung zueinander: aus vereinigten magnetischen und Drehwaagemessungen läßt sich die Magnetisierung irgendwie gestalteter, homogen magnetisierter Massen berechnen.

Daraus erhält man die Komponenten der magnetischen Kraft:

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \alpha \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \beta \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} + \gamma \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} \right\}, \\ Y &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \alpha \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} + \beta \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \gamma \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} \right\}, \\ Z &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \alpha \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} + \beta \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} + \gamma \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right\}, \end{aligned}$$

wobei die Gravitationskonstante jetzt mit  $G$  bezeichnet werde und  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  die drei entsprechenden Magnetisierungskomponenten bedeuten.

Bei nicht homogener Magnetisierung gelten diese Formeln nur für  $\infty$  kleine Raumelemente der Masse.

Unter Berücksichtigung der Laplaceschen Gleichung

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0$$

können wir die drei Komponenten der störenden magnetischen Kraft direkt in Beziehung bringen zu den Größen, welche mit der Drehwaage ermittelt werden:

$$\left. \begin{aligned} \beta \cdot X - \alpha Y &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ -\alpha\beta U_{xx} + (\beta^2 - \alpha^2) U_{xy} + \beta\gamma U_{xz} - \alpha\gamma U_{yz} \right\}, \\ 2\gamma X + \alpha Z &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ -\alpha\gamma U_{xx} + 2\beta\gamma U_{xy} + (\alpha^2 + 2\gamma^2) U_{xz} + \alpha\beta U_{yz} \right\}, \\ 2\gamma Y + \beta Z &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ +\beta\gamma U_{xx} + 2\gamma\alpha U_{xy} + \alpha\beta U_{xz} + (2\gamma^2 + \beta^2) U_{yz} \right\}. \end{aligned} \right\} \quad (I)$$

Diese bereits von Eötvös\*) abgeleiteten Formeln geben also die Beziehungen, welche in einem Untersuchungsgebiet bestehen zwischen den drei Komponenten der störenden erdmagnetischen Kraft und den gravimetrischen Größen, welche mit Hilfe der Drehwaage gemessen werden.

Voraussetzung bei solchen Kombinationen von Drehwaagemessungen und magnetischen Messungen ist, daß nicht verschiedene Massen die Störungen hervorrufen, daß also die Masse, welche die Schwerestörung verursacht, auch

\*) R. v. Eötvös, Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hilfe der Drehwaage. XV. Allgem. Konferenz der Intern. Erdmessung. Budapest 1906 (S. 392—394).

gleichzeitig Ursache der erdmagnetischen Anomalie ist, eine Voraussetzung, welche nicht immer erfüllt ist.

Über die Stärke der Magnetisierung, sowie über ihre Richtung sind dabei keine Voraussetzungen gemacht. Die Beziehung gilt sowohl unter der Annahme, daß die Massen unter der Einwirkung der Induktion des erdmagnetischen Feldes magnetisiert sind, als auch, wenn die Massen Eigenmagnetismus von irgend einer Richtung besitzen. Das erstere, nämlich daß Richtung des Erdfeldes und Magnetisierungsrichtung der Massen zusammenfallen, ist, soweit die bisher vermessenen lokalen erdmagnetischen Störungen erkennen lassen, die Regel, wenn auch die Intensität der Magnetisierung meistens stärker ist, als daß sie nur der Induktion des Erdfeldes zugeschrieben werden kann. Am zweckmäßigsten geht man also von dieser Annahme aus. Indem man das Koordinatensystem so legt, daß die positive  $x$ -Achse mit der magnetischen Nordrichtung zusammenfällt, so ist:

$$\alpha = (\kappa - \kappa_0) H,$$

$$\beta = 0,$$

$$\gamma = (\kappa - \kappa_0) Z,$$

wobei  $H$  die horizontale,  $Z$  die vertikale Komponente der erdmagnetischen Kraft  $\kappa$  die Suszeptibilität der störenden Masse,  $\kappa_0$  diejenige des Nebengesteins bedeuten. Formel (I) wird dann:

$$\left. \begin{aligned} dD &= \frac{\kappa - \kappa_0}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ U_{xy} + \frac{Z}{H} U_{yz} \right\}, \\ 2dH + \frac{H}{Z} dZ &= \frac{\kappa - \kappa_0}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \frac{H^2 + 2Z^2}{Z} U_{xz} - H U_d \right\}, \end{aligned} \right\} \dots (II)$$

wobei jetzt  $dD$  die Störung in der Deklination,  $dH$  bzw.  $dZ$  diejenigen in der Horizontal- bzw. Vertikalintensität bedeuten.

Eine praktische Bedeutung haben diese Zusammenhänge zwischen Drehwaage- und erdmagnetischen Messungen wohl nur selten, da sie nur beim Zusammentreffen von verschiedenen Umständen sich tatsächlich zeigen können:

1. Die störenden Massen im Untergrund müssen sowohl einen hinreichenden Unterschied in der Dichte als auch in der Magnetisierbarkeit gegenüber dem Nebengestein besitzen, so daß sie Schwere- und magnetische Störungen von hinreichender Größe verursacht.

2. Die Erdoberfläche muß derart beschaffen sein, daß beide Arten von Messungen eine genügende Sicherheit besitzen.

Bis jetzt ist nur das bekannte Gebiet von Kursk in Rußland\*), in welchem diese Umstände zusammentreffen, hinreichend mit beiden Arten von Messungen erforscht.

Besonders wichtig sind die Formeln (I) bzw. (II) aber deswegen, weil es mit ihrer Hilfe sehr einfach möglich ist, Diagramme zu konstruieren, mit Hilfe

\*) G. A. Gamburzeff: a. a. O.

deren man die magnetische Wirkung von Massenkörpern beliebiger Form — die natürlich bekannt sein muß — berechnen kann; und zwar kann man ohne weiteres die Diagramme benutzen, welche zur Berechnung der Wirkung von Dichteungleichheiten beliebiger Form auf die Drehwaage dienen. Es sind dies die in Heft 4 dieser Zeitschrift\*) wiedergegebenen Diagramme *a* und *b*. Praktisch geht man also so vor, daß man zuerst in der am angeführten Orte beschriebenen Weise die Wirkung auf die Drehwaage feststellt und dann mit Hilfe der Formeln (II) die störende magnetische Kraft berechnet.

Diese Diagramme gelten für jede beliebige Form der störenden Masse; wir erhalten mit Hilfe von Formel (II) aber nur die Störung in der Deklination vollständig; diejenige in der Horizontal- und Vertikalintensität erhält man nur in zusammengesetzter Form, nicht voneinander getrennt. Machen wir dagegen die Voraussetzung, daß die magnetisch störenden Massen in einer Richtung, z. B. der *y*-Achse, gleichmäßig gestaltet sind, wie es bei der Entwicklung der Diagramme *a* und *b* [Heft 5 dieser Zeitschrift]\*\*) vorausgesetzt wurde, so vereinfachen sich die Formeln (I), da  $U_{yz}$ ,  $\frac{\partial^2 W}{\partial y^2}$  und  $U_{xy}$  gleich Null werden:

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \alpha \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \gamma U_{xz} \right\}, \\ Y &= 0, \\ Z &= \frac{1}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ \alpha U_{xz} - \gamma \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} \right\}. \end{aligned}$$

Die horizontale magnetische Störungskomponente *X* setzt sich zusammen aus einer Störung *dH* in der Horizontalintensität und einer Störung *dD* in der Deklination, und zwar ist:

$$\begin{aligned} dH &= X \cos \varepsilon, \\ \operatorname{tg} dD &= \frac{X \sin \varepsilon}{H} \cong dD, \end{aligned}$$

wobei  $\varepsilon$  den Winkel (positiv im Sinne NWSE) von der magnetischen Nordrichtung bis zur positiven *x*-Achse (welche also senkrecht zur Richtung des Streichens steht —) bedeuten. Formel (I) wird dann:

$$\left. \begin{aligned} dH &= \frac{x - x_0}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ H \cos \varepsilon \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + Z U_{xz} \right\} \cos \varepsilon, \\ dD &= \frac{x - x_0}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ H \cos \varepsilon \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + Z U_{xz} \right\} \frac{\sin \varepsilon}{H} \text{ in Bogenmaß,} \\ dZ &= \frac{x - x_0}{G(\sigma - \sigma_0)} \left\{ H \cos \varepsilon U_{xz} - Z \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} \right\}. \end{aligned} \right\} \text{ (III)}$$

\*) H. Haalck: Ein graphisches Verfahren für Drehwaagemessungen zur Berechnung der Geländewirkung und der Wirkung beliebig gestalteter Massenkörper. Zeitschr. f. Geophys. 4, Heft 4, 162—178 (1928).

\*\*\*) Derselbe: a. a. O., S. 213/214.

Mit Hilfe dieser Formeln kann man nun alle Sätze über die Beziehungen, welche man kennt zwischen dem Verlauf der Gradienten und Krümmungsgrößen auf der Erdoberfläche einerseits und der Dichteungleichheit im Untergrund andererseits, übertragen auf die Beziehungen, welche bestehen zwischen den erdmagnetischen Anomalien und den sie verursachenden magnetisch störenden Massen. Jede einzelne erdmagnetische Störungskomponente steht in direkter Beziehung sowohl zu den Gradienten als auch zu den Krümmungsgrößen, und zwar ist diese Abhängigkeit je nach der Streichungsrichtung ( $\varepsilon$ ) verschieden. Nach S. 215 ist aber die Genauigkeit der Diagramme, wenn man sie auf Massen anwendet, welche sich nicht nach beiden Seiten sehr weit erstrecken, sondern endlich begrenzt sind, für die Krümmungsgrößen erheblich geringer als für die

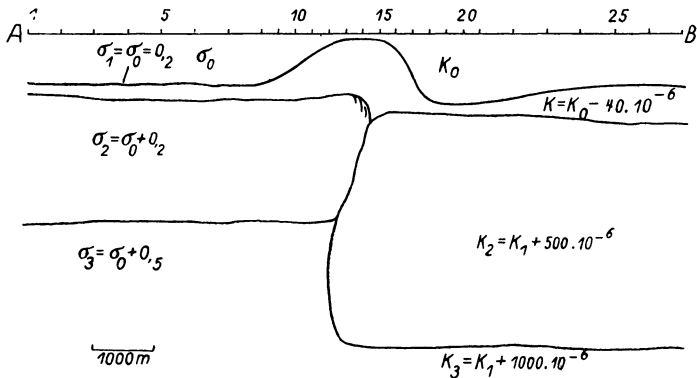


Fig. 1.

Gradienten. Daraus folgt, daß die Genauigkeit der Diagramme für die allgemeine Anwendung auf lokale erdmagnetische Störungen etwa derjenigen für die Krümmungsgrößen bei Drehwaagemessungen entspricht.

Um die Anwendung der Diagramme auf magnetisch störende Einlagerungen an einem Beispiel zu zeigen, betrachten wir das bereits für die Drehwaagemessungen behandelte Beispiel einer Antiklinale (Salzstock) mit darunter liegender Störung (Verwerfung) der tieferen Schichten. Folgende Werte seien angenommen:

- $\alpha_0 = 40 \cdot 10^{-6}$  (Mittelwert für Sedimente),
  - $\alpha_1 = 0$  (etwa dem Salzstock entsprechend),
  - $\alpha_2 = 500 \cdot 10^{-6}$  (etwa sehr magnetitreichen Sedimenten entsprechend),
  - $\alpha_3 = 1000 \cdot 10^{-6}$  (magnetitarme Eruptiva, etwa dem kristallinen Grundgebirge entsprechend, wirklicher Wert jedoch unsicher),
- $H = 20\,000 \gamma$  } mittlerer Wert für Mitteleuropa.  
 $Z = 40\,000 \gamma$  }

Um gleichzeitig den Einfluß der Streichungsrichtung für mitteleuropäische Breiten festzustellen, betrachten wir folgende drei Fälle:

- a)  $\varepsilon = 0$  d. h. ost-westliche Streichungsrichtung,
- b)  $\varepsilon = 90^\circ$  d. h. nord-südliche "
- c)  $\varepsilon = 180^\circ$  d. h. west-östliche "



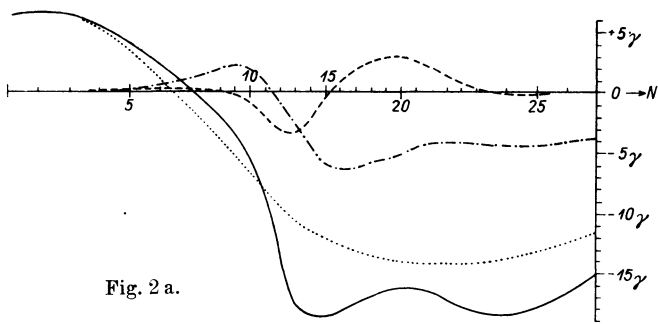


Fig. 2 a.

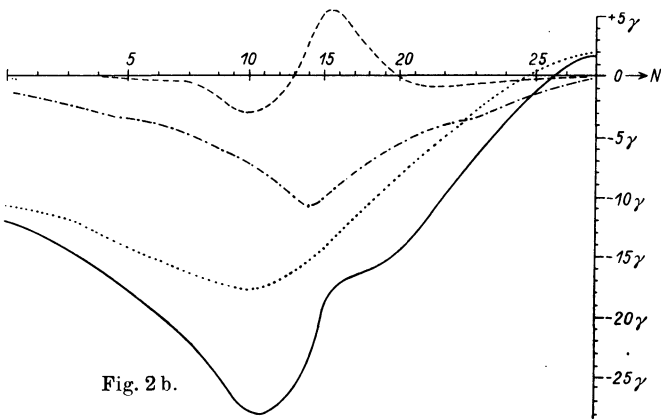


Fig. 2 b.

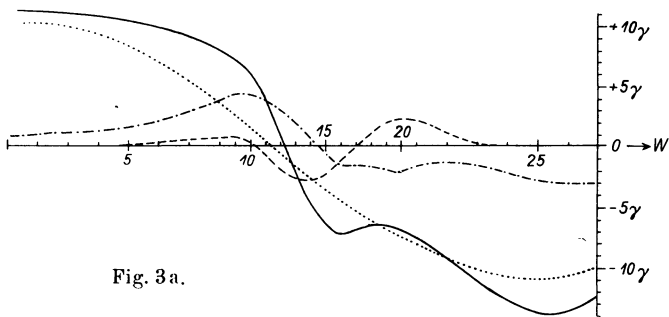


Fig. 3 a.

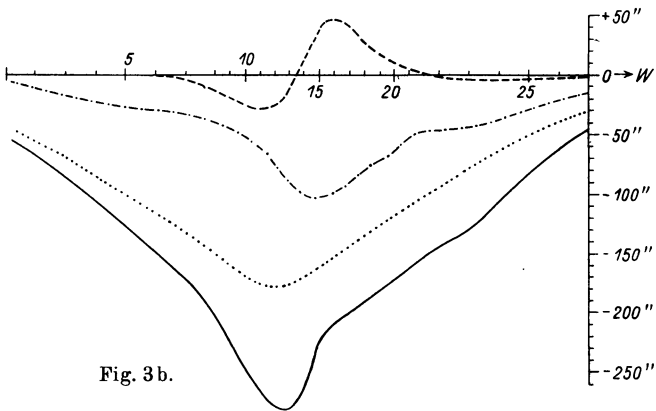


Fig. 3 b.

Das Ergebnis, welches die Anwendung der Formeln (III) auf die Figuren 4 in Heft 5 dieser Zeitschrift (S. 217) ergibt, ist in den Figuren 2 bis 4 a und b graphisch dargestellt, und zwar bedeutet wieder:

- |                     |         |   |
|---------------------|---------|---|
| 1. Gestrichelte     | Kurve = | Wirkung der Schicht von der Magnetisierbarkeit $\kappa_1$ , |
| 2. Strichpunktierte | " =     | " " " " " " " " " " $\kappa_2$ ,                            |
| 3. Punktierte       | " =     | " " " " " " " " " " $\kappa_3$ ,                            |
| 4. Ausgezogene      | " =     | Superposition der drei Teilwirkungen.                       |

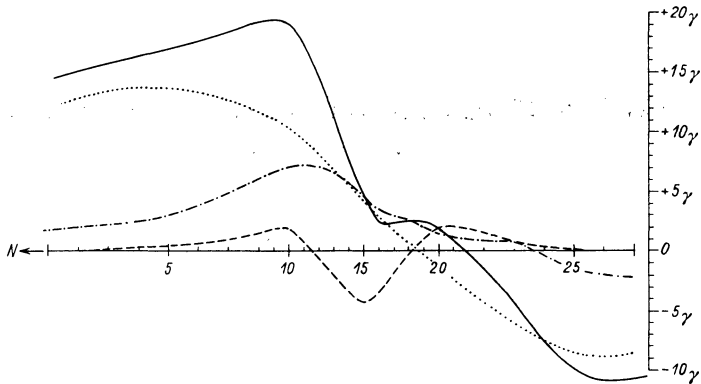


Fig. 4 a.

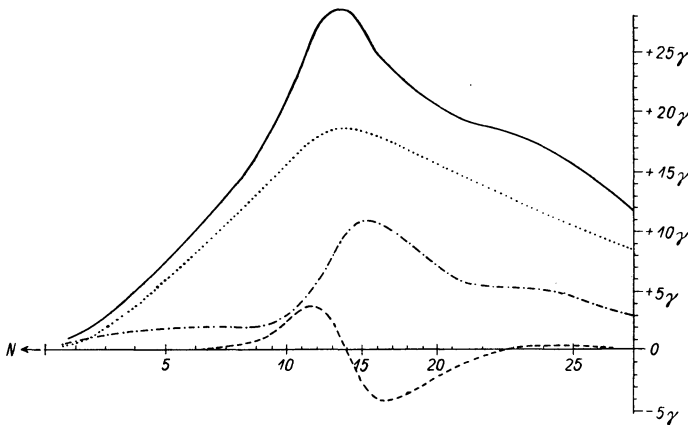


Fig. 4 b.

Wie sich die erdmagnetische Störung als Ursache der einzelnen Formationen zusammensetzt, kann man im einzelnen aus den Figuren entnehmen.

In Wirklichkeit wird es nicht möglich sein, derartige genaue Analysen lokaler erdmagnetischer Störungen auszuführen. Das Beispiel bezweckt auch lediglich, die praktische Anwendung der Diagramme zu erläutern und ein Bild von der Zusammensetzung erdmagnetischer Anomalien zu geben. Über die

quantitativen Beziehungen zwischen lokalen erdmagnetischen Störungen und die sie verursachenden Massen wissen wir bis jetzt — außer was die Größenordnung der Störungen anbelangt — noch recht wenig. Die entwickelten Diagramme sollen eben ein einfach zu handhabendes Hilfsmittel zur Untersuchung solcher quantitativen Zusammenhänge bilden. Die Anwendung auf praktische Beispiele und Fragen muß einem späteren Aufsatz vorbehalten werden.

## **Vorträge, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft**

vom 19. bis 21. September 1928.

### **Meteorologische Forschungen auf dem Nordatlantischen Ozean als Vorbereitung transatlantischen Luftverkehrs.**

Von **Heinrich Seilkopf**. — (Mit sechs Abbildungen.)

Es werden Plan und Durchführung der meteorologischen Forschungsfahrten der Deutschen Seewarte auf dem Atlantischen Ozean als eine der Vorarbeiten für den transatlantischen Luftverkehr geschildert. Als wichtigstes Ergebnis wird das aus den Höhenwindmessungen abgeleitete Stromfeld der Luft über dem Nordatlantischen Ozean besprochen. Sodann wird auf die für die Luftfahrt wichtigen Kleinformen der Strömung an Inseln und Küsten hingewiesen, für deren Erklärung die Prandtl'sche Grenzschichtlehre grundlegend ist.

Dem Schiffsverkehr auf dem Ozean folgt der Luftverkehr. Wie für die Schifffahrt das Meer vermessen wird, seine Tiefen abgelotet, seine Strömungen messend verfolgt werden, muß für die Luftfahrt das Luftmeer, vor allem hinsichtlich seiner Strömungen vermessen werden. Denn bei den jetzigen und in absehbarer Zeit in Frage kommenden Geschwindigkeiten und Flugweiten der Luftfahrzeuge sind Windrichtung und -geschwindigkeit für Ozeanüberquerungen sehr bedeutungsvoll, vielfach sogar für das Gelingen entscheidend.

Wind-, Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in der Höhe über den östlichen Teilen vom Atlantischen Ozean, vereinzelt auch über der Karibischen See sind bereits vor 15 bis 20 Jahren durch Hergesell, Teisserenc de Bort und Rotch erforscht worden. Auf dem Pic von Tenerife hat Wenger Höhenwindmessungen durchgeführt. Die Methode der Höhenwindmessungen vom fahrenden Schiffe aus wurde besonders von der Deutschen Seewarte gepflegt und weiterentwickelt, die auf Anregung und Leitung von Köppen auf Handelsdampfern und Segelschiffen die Höhenwinde messen ließ. Die Ergebnisse dieser Fahrten sind für das Nordatlantische Passatgebiet von A. Peppler<sup>1)</sup> und Sverdrup<sup>2)</sup> zusammenhängend bearbeitet worden. Jedoch beziehen sich diese Arbeiten, von den Passatstudien Hergesells<sup>3)</sup> in der Karibischen See abgesehen, auf die östliche Hälfte vom Ozean. Von der Mitte und den westlichen Teilen des Nordatlantischen Ozeans lagen bisher kaum Beobachtungen aus der Höhe vor.