

**Veröffentlichungen**  
**der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena**

Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**

**Heft 6**

---

**Das Einsturzbeben in Thüringen**  
**vom 28. Januar 1926**

Von

**A. Sieberg und G. Krumbach**

Mit 6 Textabbildungen und einer Isoseistenkarte



Jena  
Verlag von Gustav Fischer  
1927



**Veröffentlichungen**  
**der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena**  
Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**  
Heft 6

---

# **Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926**

Von

**A. Sieberg und G. Krumbach**

Mit 6 Textabbildungen und einer Isoseistenkarte



Jena  
Verlag von Gustav Fischer  
1927

Die Drucklegung wurde durch einen Beitrag der Notgemein-  
schaft der deutschen Wissenschaft ermöglicht.

11.07.6535

27 35576

1944

Erster Teil.

## Die Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen.

VON A. SIEBERG.

Am Donnerstag den 28. Januar 1926 um 5 Uhr 58 Min. MEZ nachmittags erschütterte ein Erdbeben mäßiger Stärke den östlichen Teil des Thüringer Beckens, die sogenannte Saaleplatte zwischen Saale und Elster; am kräftigsten wirkte es in Stadtroda. Seismometrisch registriert wurde es zu Jena (Epizentralentfernung  $\Delta = 13$  km), Plauen ( $\Delta = 50$  km), Leipzig ( $\Delta = 73$  km) und Göttingen ( $\Delta = 146$  km), am zuletzt genannten Orte allerdings nur noch mit dem zweitausendfach vergrößernden Siebzehntonnenpendel von WIECHERT. Trotz der Unbedeutendheit dieses Bebens erschien seine Untersuchung geboten, um so mehr als Erdbeben thüringischen Ursprunges zu den Seltenheiten gehören. Solche haben bis jetzt nur in zwei Fällen wissenschaftliche Bearbeitung<sup>1)</sup> gefunden; eins davon, das Greizer Erdbeben vom 1. Mai 1902, wurde auch instrumentell registriert<sup>2)</sup>. Unter diesen Umständen ist über die Erdbeben-tätigkeit in Thüringen noch fast gar nichts bekannt. Die zunächst wenig versprechende Bearbeitung des neuen Bebens hat sich, wie wir sehen werden, in mehr als einer Hinsicht gelohnt.

---

1) K. v. SEEBACH: »Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Ein Beitrag zu der Lehre von den Erdbeben.« Leipzig 1873. — Eine an der Reichsanstalt für Erdbebenforschung durchgeführte Neubearbeitung nach neuzeitlicher Methode besorgte

J. GÓMEZ DE LLARENA: »Die neue Isoleistenkarte des mitteldeutschen Erdbebens vom 6. März 1872.« Zeitschr. f. Geophysik, I 1924/25, S. 182.

2) H. CREDNER: »Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben.« Berichte d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wissensch. zu Leipzig 1903. — Vgl. auch

F. LUDWIG: »Das Schüttergebiet des Greizer Erdbebens vom 1. Mai 1902.« In Nr. 110 der Greizer Zeitung 1902.

## I. Beobachtungsmaterial und Arbeitsmethode.

Bei der geringen Bebenstärke war die Tageszeit für die Beobachtung sehr ungünstig, wie auch von mancher Seite ausdrücklich hervorgehoben wird. Denn die meistens ländliche Bevölkerung des makroseismischen Schüttergebietes war mit Viehfüttern beschäftigt, und es ist leicht verständlich, daß die damit verbundenen Geräusche die Wahrnehmung des Bebens unmöglich machten oder wenigstens erschwerten. Vor allem gilt dies für die Randteile des Schüttergebietes. Dazu kommt noch ganz allgemein die Möglichkeit der Verwechslung von leichten Bebenwirkungen mit den von Lastkraftwagen hervorgerufenen Geräuschen und Erschütterungen. Mit dieser Erschwerung der Beobachtungen muß für die Zukunft in steigendem Maße gerechnet werden.

Meldungen über das Beben konnten fast aus jeder Ortschaft des Schüttergebietes beigebracht werden. Insgesamt liegen 348 Berichte aus 190 Ortschaften vor, 61 davon sind Fehlmeldungen. Ganz besondere Verdienste um die Beschaffung von Beobachtungsmaterial hat sich Herr Lehrer ERNST BÜCHEL in Stadtroda erworben. Durch unermüdlige persönliche Rundfragen und durch weitreichende Beziehungen hat er gerade aus dem pleistoseisten Gebiet und dessen Umgebung Beobachtungen herbeigeschafft, die nach Güte und Umfang kaum etwas zu wünschen übrig lassen. Unter diesen Umständen kann den Isoseisten ein ausreichender Grad von Zuverlässigkeit beigegeben werden bis auf die Grenziseiste, die aus den eingangs genannten Gründen nicht überall der Wirklichkeit entsprechen dürfte.

Beim Kartenentwurf kam auch diesmal die LAIS-SIEBERGSche Methode<sup>1)</sup> zur Anwendung. Es wurden also die Bebenstärken nach halben Graden der MERCALLI-CANCANI-Skala in SIEBERGS Bearbeitung<sup>2)</sup> ohne die Ortsnamen auf ein Blatt Pauspapier eingetragen, hiernach die Isoseisten konstruiert und dann erst die Beziehungen zu den topographischen und geologischen Verhältnissen untersucht. Eine nachträgliche engere Angleichung der Isoseisten an die Untergrundsverhältnisse unterblieb absichtlich, trotzdem sie

---

1) R. LAIS und A. SIEBERG: »Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands.« Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. XII, 1913, S. 139.

2) Zuerst veröffentlicht in A. SIEBERG: »Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke.« Ebenda, Bd. XI, 1912, S. 231. Später mehrfach erweitert.

an manchen Stellen hätte unbedenklich durchgeführt werden können. Als geologische Unterlage wurden benutzt die von E. ZIMMERMANN I bearbeiteten Blätter Nr. 128 Jena und Nr. 114 Halle der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 von Deutschland, Abt. Preußen und Nachbarstaaten, herausgegeben unter der Leitung von F. BEY-SCHLAG von der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin. Wichtige Ergänzungen gerade für das Epizentralgebiet boten die unveröffentlichten geologischen Aufnahmen von † K. KOLESCH-Jena auf den Meßtischblättern Roda und Neustadt, die in dankenswerter Weise vom Leiter der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung, Herrn Prof. Dr. W. v. SEIDLITZ, zur Verfügung gestellt wurden. Die beiden Profile Abb. 2 und 4 sind von Herrn Dr. F. DEUBEL, Geologen an der gleichen Anstalt, unter Berücksichtigung der Tiefbohrungen zu Porstendorf, Bürgel und Großeutersdorf sowie einer gemeinsamen mit SIEBERG durchgeführten Begehung des Epizentralgebietes konstruiert worden. Am Zeichnen der Isoseisenkarte beteiligte sich als Praktikant Herr stud. rer. nat. FRITZ NENNSTIEL aus Jena.

## II. Allgemeiner Überblick über das Erdbeben.

Das kleine makroseismische Schüttergebiet (Tafel I) ist sehr unregelmäßig begrenzt. Saaleck im Norden, Oberroßla im Westen, Pößneck und Knottengrund im Süden, Ronneburg und Zeitz im Osten sind die äußersten Punkte, in denen das Beben mit Bestimmtheit<sup>1)</sup> beobachtet worden ist. Dem entsprechen größte Durchmesser von rund 60 km. Der merkwürdige, lappenförmige Verlauf der Grenziso-seiste scheint im großen und ganzen der Wirklichkeit zu entsprechen, nur im Süden besteht der Verdacht, daß infolge der schwachen

---

1) Wie es bei vielen Erdbeben geschieht, liefen auch diesmal Nachrichten aus einigen einzeln gelegenen Ortschaften ein, die sich so weit außerhalb des Schüttergebietes befinden, daß die Annahme berechtigt erscheint, die beobachtete Erschütterung beruhe auf einer anderen, nicht seismischen Ursache. Derartige Nachrichten liegen vor aus Zehmen bei Rötha-Leipzig, aus Hohenmölsen bei Weißenberg, von der Regenstation Plothen im Vogtländischen Berglande sowie vom Forsthaus Silberknie bei Lobenstein im Frankenwalde. Unmittelbar beim zuletzt genannten Forsthaus ging am folgenden Nachmittage ein größerer Felssturz nieder, vermutlich infolge von Unterwaschung durch die vorausgegangenen schweren Regengüsse. In Gumperda und Kleinbucha wollen vereinzelte Personen das Bebenegeräusch gehört haben, ohne daß die Erschütterung verspürt wurde. Die genannten Ortschaften blieben beim Kartentwurf unberücksichtigt.

Bebenwirkungen die Berichterstattung mangelhaft ist. Die Linienführung erfolgte genau entsprechend dem Beobachtungsmaterial.

Die isoseisten Flächen zeigen die ganz ausgesprochene Bevorzugung zweier aufeinander senkrecht stehender Richtungen, nämlich WSW—ONO und NW—SO. Werden die zungenförmigen Ausstülpungen nicht berücksichtigt, dann ergibt sich ein WSW—ONO gerichtetes *Kernstück* von fast rechteckiger Form, 40 km lang und und 20 km breit, das sich etwa von Lobeda—Pillingsdorf bis Schwaara—Crossen—Zeitz erstreckt und ungefähr mit der geschlossenen Fläche  $\cong 4$  Grad zusammenfällt.

*Das pleistoseiste Gebiet* liegt nahe dem Südwestrande des Schüttergebietes und bleibt auf die Kreisstadt *Stadtroda* beschränkt, wo allein der 6. Stärkegrad erreicht wurde. Dort begann das Beben mit einem Vertikalstoß, dem langsames Schwanken folgte. Geschirre und Topfdeckel fielen von Tischen und Wandbrettern, eine angelehnte Badewanne stürzte um, vereinzelte Dachziegel glitten zu Boden und Wandverputz bröckelte an mehreren Stellen ab. Von einer Felswand, wo ein Stall angebaut war, lösten sich an 6 Stellen Felsbrocken sowie ein größerer Felsblock ab, und in einem Felskeller wurde das Herunterfallen eines  $30 \times 15 \times 10$  cm großen Felsstückes festgestellt. Besondere Erwähnung verdienen auch die dort gehörten *Geräusche*, die aus der Tiefe empordrangen; denn sie sind so charakteristisch, daß sie sich für die Deutung des Bebens als wertvoll erweisen. Zunächst erfolgte ein dumpfer Knall „wuuumm“, wie von einer entfernten Sprengung; daran schloß sich anhaltendes Poltern, als ob „Felsen oder Haufen von Kohlen, Runkeln, leeren Fässern“ oder dergleichen zusammenfielen.

In den übrigen Ortschaften des Schüttergebietes sind keine Beobachtungen gemacht worden, die besondere Erwähnung verdienen. Jedoch sei auf die auffällige Form der geschlossenen Zone 5. Grades hingewiesen, die ein langes, schmales T bildet; das pleistoseiste Gebiet liegt auf dem Kreuzungspunkt der beiden Balken des T.

**Vor- und Nachbeben** sind nur ganz vereinzelt bekannt geworden, und zwar handelte es sich um nachstehende schwache und ganz lokale Erdstöße:

Am 22. oder 23. Januar gegen 22 h leicht in *Tissa*, 2 km südöstlich von Stadtroda, verspürt in 2 Häusern.

Am 28. Januar früh, nach Mitternacht, in *Quirla*, 3 km westlich von Stadtroda, 4. Grades.



Am 28. Januar um 20<sup>1</sup>/<sub>4</sub> h ein leichter Stoß in *Hermsdorf* (12 km), zweimaliges dumpfes Rollen in *Schlöben* (4 km).

Am 31. Januar um 20 h recht kräftig in *Weimar*; Zucken des elektrischen Lichtes, Bilder und Geweihe wurden an der Wand alle nach der gleichen Seite verschoben, Gläser verrutschten im Schrank um 2—3 cm. Jedoch nur 1 Bericht.

Am 13. Februar um 21<sup>1</sup>/<sub>2</sub> h in *Jena* mehrere Stöße deutlich verspürt, und zwar sowohl in der Talstraße als auch am Reichardstieg.

Am 13. Februar um 18 h 03 m in *Jena* (Schützenstraße) 3.—4. Grades von mehreren Personen gefühlt; zurzeit kein Wagenverkehr.

Auffällig ist, daß die beiden Beben zu Jena vom 13. Februar in jenen Stadtteilen verspürt worden sind, woher auch das Hauptbeben vorzugsweise gemeldet worden ist, nämlich im westlichen Teile des Leutratales und in der nächsten Nachbarschaft der Ammerbacher Verwerfung.

**Bemerkenswerte Erscheinungen nach dem Beben.** In den Tagen kurz nach dem Erdbeben traten einige Ereignisse ein, die nicht übergangen werden dürfen. In *Stadtroda* stürzten vier Tage später vom Schloßberg, gleich hinter der Schule, etwa 6 cbm Felsmasse ab. In der Flur von *Mennewitz*, auf Röt, entstand etwa um dieselbe Zeit ein trockener Erdfall<sup>1)</sup>, der bei 3 m Tiefe oben 0,7 m, unten 2 m breit war und am Boden Gipsbrocken, „schlechten weißen Alabaster“ zeigte. In *Poxdorf*, das gleichfalls auf Röt steht, brach 6 Tage später ein Stück Friedhofsmauer von 3 m Länge, 1 m Höhe und 0,7 m Tiefe zusammen. An der *Landstraße Jena-Weimar*, bei der Abzweigung nach Münchenroda, löste sich in der auf das Beben folgenden Nacht eine ansehnliche Felsplatte vom seitlich der Straße verlaufenden Steilhang und rollte bis in die Straßenmitte. Des Felssturzes bei Forsthaus *Silberknie* wurde Fußnote 1) auf S. 5 Erwähnung getan. Sicherlich sind diese Bodenveränderungen durch die schweren Regengüsse der voraufgehenden Zeit vorbereitet worden. Jedoch liegt in den Fällen Stadtroda, Mennewitz und Poxdorf, vielleicht auch bei Münchenroda die Vermutung nahe, daß die Erderschütterung mit ihr Teil zur Lockerung des Zusammenhanges beigetragen habe.

---

1) Nach einem der Thüringischen Geologischen Landesanstalt erstatteten Bericht von Herrn PH. KROPP, Vorsitzendem des Stadtrodaer Geschichtsvereins.

### III. Die Beziehungen der Bebenausbreitung zum geologischen Aufbau.

Die Isoseistenkarte läßt auf den ersten Blick erkennen, daß, wie gewöhnlich, das *normale seismische Kraftfeld* des in der Tiefe gelegenen Herdes von lokalen *Störungsfeldern* überlagert ist, deren Quellen sich an oder unmittelbar unter der Erdoberfläche befinden. Ursache hierfür sind nachweisbar die geologischen Verhältnisse<sup>1)</sup>, sowohl Art und Beschaffenheit des Gesteins als auch die Tektonik. Infolgedessen sind die an der Erdoberfläche beobachteten Bebenstärken als Endergebnis aller umformenden Einwirkungen bloß *scheinbare* Bebenstärken und unterscheiden sich meistens recht erheblich von den wahren Bebenstärken, die in einem homogenen und isotropen Medium zu erwertenden wären. Unter diesen Umständen können durch Zusatzenergien im Störungsfeld dem makroseismischen Schüttergebiet Randteile angegliedert werden, in denen normalerweise die Bebenstärke unter der Grenze der Fühlbarkeit bleiben würde. Gerade hierfür bietet unser Beben bemerkenswerte Beispiele. Manche der ermittelten Beziehungen zur Lokalgeologie hätten sich, ohne dem Beobachtungsmaterial Zwang anzutun, an verschiedenen Stellen noch auffälliger sichtbar machen lassen durch nachträgliche bessere Anpassung der Isoseisten; es unterblieb jedoch. Als unmöglich erwies sich die Berechnung von Untergrundkoeffizienten, die den umformenden Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit zahlenmäßig festlegen und damit die Bestimmung der wahren Bebenstärken ermöglichen. Für Verwerfungen, deren umformende Wirkung G. GERLAND<sup>2)</sup> 1896 als erster erkannt hat, entfällt diese Möglichkeit überhaupt, weil sich der Grad ihrer Spannung oder Labilität jeder Beurteilung entzieht.

Die von den isoseisten Flächen unseres Bebens bevorzugten Richtungen sind diejenigen der maßgebenden Strukturelemente<sup>3)</sup> im

1) A. SIEBERG: »Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde«, S. 106 ff. und 161 ff., Jena 1923.

2) G. GERLAND: »Das süddeutsche Erdbeben vom 22. Januar 1896.« Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. XXXI, 1896.

3) H. STILLE: »Die mitteldeutsche Rahmenfaltung.« 3. Jahresber. Nieders. Geol. Verein. 1910.

— —: »Übersichtskarte der Saxonischen Gebirgsbildung zwischen Vogelsberg-Rhön und der Norddeutschen Tiefebene.« 1:250 000 Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1922.

— —: »Grundfragen der vergleichenden Tektonik.« Berlin 1924.

W. v. SEIDLITZ: »Die Vergitterung tektonischer Achsen im Bauplan Thüringens.« Beitr. zur Geologie von Thüringen, 1. Heft, Jena 1926.

Untergrunde Mitteleuropas, und zwar entspricht bekanntlich der varistischen WSW—ONO-Richtung die Faltungstektonik, der herzynischen NW—SO-Richtung die Bruchtektonik. Varistisch streicht das seismische Normalfeld, herzynisch das Störungsfeld.

**Die Kernzone des Schüttergebietes** (S. 6), die in der Hauptsache dem mittlern und untern Buntsandstein angehört, stellt ungefähr das Normalfeld des Herdes dar. Es ist, entsprechend dem varistischen Streichen dieser schwach nach NW einfallenden Sandsteinplatte, elliptisch verzerrt, weil sich die Energie im Streichen der Sedimente besser fortpflanzt als senkrecht dazu. Dieses Verhalten wurde zuerst durch A. v. LASAULX in Bonn anfangs der siebziger Jahre erkannt und experimentell nachgeahmt <sup>1)</sup>. Seitdem konnte es noch oftmals nachgewiesen werden, vor allem beim mitteleuropäischen Beben <sup>2)</sup> vom 16. November 1911 und durch J. GÓMEZ DE LLARENA <sup>3)</sup> gelegentlich des großen thüringischen Erdbebens vom 6. März 1872, das seinen Herd im Horst von Ronneburg, südöstlich von Gera, hatte.

**Das pleistoseiste Gebiet und seine Umgebung** zeigt neben den vorherrschend varistischen auch ausgesprochene herzynische Züge. Obschon es sich hierbei sicherlich nicht um Zufall handelt, konnte nur in einem Falle die Beziehung zu Störungen im tieferen Untergrunde nachgewiesen werden.

Am Bahnhof von Stadtroda und in der Stadt selbst zeigen nämlich die steilen Felswände des Rodatales mehrere stehende Falten (Abb. 1) in den sonst horizontalen Schichten des Buntsandsteins. DEUBEL und SIEBERG stellten an Aufschlüssen im Zeitgrunde ein varistisches Streichen dieser Störungszone fest; ihre Entstehung wird uns S. 16 noch näher beschäftigen. Östlich von Stadtroda deckt

---

1) A. v. LASAULX: »Die Erdbeben.« Kenngotts Handwörterbuch f. Geol., Min. u. Paläont., S. 315, Breslau 1882. Die Methode der Schmelzfiguren rührt von SÉNARMONT her, der damit die Wärmeleitung in Kristallen bestimmte; JANNETAZ wandte sie auf Gesteine verschiedener Struktur an.

2) A. SIEBERG und R. LAIS: »Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911. Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen.« Veröffentlichungen d. Reichsanst. f. Erdbebenforschung in Jena, Heft 4, 1925. Ganz besonders auffallend gibt sich die Abhängigkeit von der Streichrichtung in den Sudeten zu erkennen. Das Umbiegen der letzteren von NO nach O und dann sogar nach SO macht auch die seismische Energie mit, so daß eine Zunge des Schüttergebietes in den Rücken des erschütterungsfreien Böhmisches Kreidebeckens gelangt.

3) l. c. S. 1, Fußnote 1).

sich der schmale Streifen von Bebenstärken 5. Grades mit der Projektion dieser Faltungszone auf die Erdoberfläche. Infolgedessen liegt die Annahme nahe, das Faltenbündel erstrecke sich noch weiter in der Richtung auf Klosterlausnitz—Tautenhain—Seifartsdorf zu und verstärke die Bebenwirkung. In der Gegend von Seifartsdorf, wo bemerkenswerterweise der Zechstein anstehend wieder auftaucht, mögen die herzynischen Brüche zur Steigerung der Bebenstärke mit beigetragen haben.

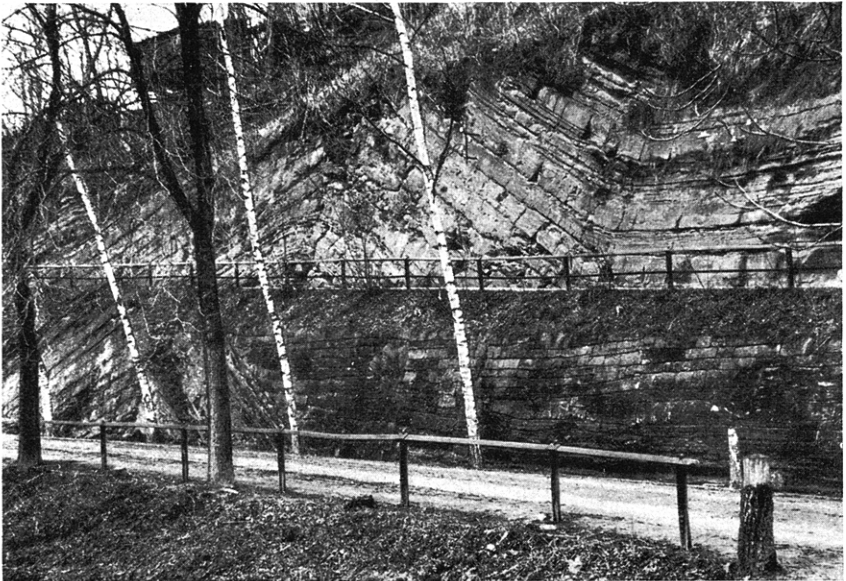


Abb. 1. Örtlich beschränkte Faltung in den sonst horizontalen Buntsandsteinschichten zu Stadtroda.

Photogr. Aufnahme von Herrn Amtsgerichtsrat v. Wüstemann-Stadtroda.

Es muß auffallen, daß das pleistoseiste Gebiet von Stadtroda dort liegt, wo isoseiste Zonen varistischer und herzynischer Richtung aufeinander stoßen. Für die Erklärung der herzynischen Komponente haben sich keine Anhaltspunkte ergeben.

Auch für die meisten Kerne und Rücken höherer Bebenstärke fehlt noch jegliche Erklärung. Nur für Hainspitz liegt die Vermutung nahe, sekundäre Einsturzvorgänge in den Gipsen des Röt hätten die Bebenwirkung gesteigert, und für Poxdorf gewinnt auf Grund der späteren Vorgänge (S. 7) dieser Erklärungsversuch noch an Wahrscheinlichkeit.

**Die Grenzen und Randteile des Schüttergebietes.** Zwar bestehen gegen die Zuverlässigkeit der *Grenzisoseiste* mit Recht gewisse Bedenken, weil aus den S. 4 genannten Gründen eine Fehlmeldung nicht unbedingt Gewähr dafür leistet, daß das Beben an dem genannten Ort tatsächlich nicht fühlbar gewesen ist. Jedoch wird sich kaum etwas dagegen einwenden lassen, daß dort, wo das seismische Bild bestimmte Untergrundverhältnisse klar widerspiegelt, der Verlauf der Grenzisoseiste als der Wirklichkeit entsprechend angenommen wird.

Gerade in den so merkwürdig zerlappten Randgebieten kommt der Einfluß des oberflächlichen Störungsfeldes so recht zum Ausdruck, das durch Zusatzenergien auf die Senke des Normalfeldes übergreift.

In denjenigen Randgebieten, wo die *Muschelkalkplatte* frei zutage liegt, sinkt die seismische Bewegung unter die Fühlbarkeit. Nur dort, wo Lockerboden dem Kalkstein in dünner Schicht aufliegt, verstärkt sich in der seit alters her bekannten Weise (Chladnische Klangfiguren) die Bewegung wieder so weit, daß sie körperlich fühlbar wird. Infolgedessen ist zunächst die ganze Ilmplatte westlich der Saale frei von fühlbaren Erschütterungen, ausgenommen die Orte auf Lockerboden innerhalb der Fläche Lützeroda—Isserstedt—Oberroßla—Apolda—Wormstedt. Weiter nördlich liegen die erschütterten Orte Bad Sulza und Camburg auf der Finnestörung, die gleichfalls verstärkend auf die seismischen Wellen angesprochen hat. Die erschütterten Ortschaften zwischen Neuengönna und Saaleck gehören den Alluvionen des Saaletales an. Ganz erschütterungsfrei sind die Reste der Muschelkalkplatte östlich der Saale von der Wölmisse an bis zum Tautenburger Forst. Die erschütterte Ortschaft Tautenburg hat Alluvium zum Untergrund, während Mertendorf, Rockau, Wetzdorf und Frauenprießnitz einerseits, Graitschen und Molau andererseits dem Randteil der Sächsischen Bucht angehören, wo Lockerböden in geringer Mächtigkeit den Muschelkalk bedecken. Vollständig erschütterungsfrei ist auch die Muschelkalkplatte zu beiden Seiten der Wethau.

Im Nordosten und Osten, in der Zunge Eisenberg—Droyssig—Zeitze—Ossig—Crossen zeigt die Ausbreitung des Bebens eine nicht zu verkennende Abhängigkeit vom anstehenden Buntsandstein.

Der Südostzipfel des Schüttergebietes, der östlich der Elster auf das Vogtländische Bergland übergreift, fällt recht auf. Im großen und ganzen beruht er teils auf der verstärkenden Wirkung von Brüchen im Ronneburger Horst, teils auch auf derjenigen von

Alluvionen, die im Tale der Elster und ihrer Zuflüsse unmittelbar auf alten festen Schiefergesteinen lagern.

Die Südgrenze des Schüttergebietes verläuft innerhalb des Untern Buntsandsteins. Trotzdem die Grenzisoseiste durch zahlreiche Fehlmeldungen gestützt ist, halte ich sie aus den vorher genannten Gründen nur in den Hauptzügen für verlässlich. Vor allem erscheint es fraglich, ob im Südwesten die Ausbreitung des Bebens über Hummelshain bis nach Pößneck auf die merkwürdige schmale Zone beschränkt bleibt. Man müßte dann schon an eine Schattenwirkung der Störungszone Maua—Rothenstein—Kleinbockedra—Magersdorf auf der einen, Wolfersdorf—Trockenborn auf der andern Seite denken.

Ganz auffällig ist der steil abfallende Gradient der Bebenstärke vom pleistoseisten Gebiet zu Stadtroda nach Südwesten hin. Man möchte hier auf ein herzynisch verlaufendes Strukturelement unbekannter Art im Untergrund schließen, das die ungewöhnliche Extinktion der Energie bedingt.

#### IV. Das Epizentrum.

In Ermangelung von irgendwelchen weiteren Anhaltspunkten bleibt nichts anderes übrig, als das Epizentrum im pleistoseisten Gebiet zu suchen. Damit soll durchaus nicht die Möglichkeit bestritten werden, daß das Epizentrum einige Kilometer weiter gegen ONO, in der Richtung auf Klosterlausnitz zu gelegen habe. Für diese Entscheidung würden nicht einmal die instrumentellen Registrierungen genügt haben, selbst wenn sie brauchbar gewesen wären. Die Deutung des Bebens bleibt durch diese Unsicherheit völlig unberührt. Wollen wir für rechnerische Zwecke auf die Festlegung eines Epizentrums nicht verzichten, dann ist trotz der exzentrischen Lage die plausibelste Annahme, *das Epizentrum liege innerhalb des Stadtgebietes von Stadtroda im Mittlern Buntsandstein*. Dementsprechend sind die geographischen Koordinaten angenommen worden zu:

$$\lambda = 11^{\circ} 44' \text{ östl. Greenw. } \varphi = 50^{\circ} 51' \text{ N}$$

mit einer Genauigkeit, die für anschließende Untersuchungen völlig ausreicht.

#### V. Die Entstehung des Erdbebens.

Das vorliegende Erdbeben 6. Grades ist bei einer maximalen Reichweite von 30—40 km makroseismisch und vielleicht 200 km

mikroseismisch ein ausgesprochenes Lokalbeben. Sein sehr energiearmer Herd muß unter Stadtroda oder höchstens wenige Kilometer nordöstlich davon in ganz geringer Tiefe unter der Erdoberfläche gelegen haben.

Für die Deutung als Dislokationsbeben finden sich keine brauchbaren Anhaltspunkte. Gewiß legt die schmale isoseiste Zone 5. bis 6. Grades Stadtroda—Seifartsdorf auf den ersten Blick den Gedanken an eine im Untergrunde verlaufende Herdlinie nahe. Aber wir wissen, daß in Mitteldeutschland die Brüche herzynisch, die Falten varistisch streichen. Von der zu fordernden varistischen Bruchlinie recht beträchtlicher Länge kann also gar keine Rede sein, ganz abgesehen davon, daß wir diese Störungszone als Faltenbündel erkannt haben. Die Sattelspalte der Buntsandsteinfalte am Stadtrodaer Bahnhof, die nicht einmal die einzige Faltenpalte in dieser Gegend sein dürfte, wird niemand, der sie gesehen hat, als Bebenherd ansprechen wollen. Die beiden Verwerfungen am Pfarrberg südlich von Tröbnitz in der Richtung auf Waltershausen zu, mit Sprunghöhen von vielleicht 40 m, passen als Herd nicht in das seismische Bild hinein; ihr regelwidriger Verlauf in varistischer Richtung wird S. 16 zu deuten versucht.

Ganz ungezwungen läßt sich das Erdbeben als Einsturzbeben erklären. Da wir über keine Bebenart so wenig wissen wie über Einsturzbeben, und da der Nachweis<sup>1)</sup> von solchen bis jetzt nur ganz vereinzelt versucht worden ist, soll nachstehend besonders ausführlich auf diese Frage eingegangen werden.

1) H. GIESSBERGER: »Das Reichenhaller Einsturzbeben vom 19. November 1910.« Sitzber. Bayer. Akademie der Wissensch., math.-physk. Kl., Jahrg. 1918.

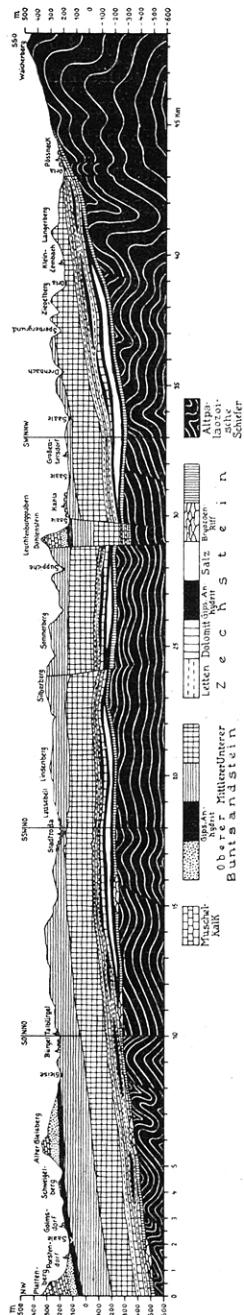


Abb. 2. Geologisches Profil durch die Saaleplatte. Nach F. DEUBEL.

Wie aus den von F. DEUBEL entworfenen Profilen Abb. 2 und 4 ersichtlich ist, hat die im Epizentralgebiet anstehende Platte von Oberm und Unterm Buntsandstein eine Mächtigkeit von etwa 270 m. Sie wird unterlagert von einer rund 150 m mächtigen Schichtenfolge des Zechsteins, die sich in der weiten Wanne<sup>1)</sup> des im Süden auftauchenden altpaläozoischen Schiefergebirges niedergeschlagen hat. Die Zechsteinablagerungen bestehen aus Salz, Gips, Anhydrit, Dolomit und Letten; Einzelheiten enthält Tab. I nach den Tiefbohrungen zu Porstendorf, Bürgel und Großeutersdorf.

Betrachtet man das Gesamtbild der Gesteinsfolge, dann zeigt sich zunächst ganz allgemein, daß *alle Vorbedingungen erfüllt sind, um Einsturzbeben zu ermöglichen* <sup>2)</sup>. Es wird nämlich eine Schichtenfolge genügender Mächtigkeit aus leicht löslichem Salz, Gips und Anhydrit über- und unterlagert von unlöslichen und wenig bildsamen Gesteinen, Buntsandstein im Hangenden, harten Schiefen im Liegenden. Nur unter diesen Umständen können durch Auswaschung Hohlräume geschaffen werden; denn nachgiebige Gesteine im Hangenden oder Liegenden lassen keinen Hohlraum aufkommen, weil sie so schnell nachdrängen, wie die Auflösung vor sich geht. Im Hangenden des Hohlraums wird der Einsturz durch Zerreibungen vorbereitet, weil die Schwerkraft die Kohäsion im Gestein überwindet, wobei die Zerrüttung allmählich nach oben und seitwärts fortschreitet. Ausführliches über die Bedingungen, welche den Umfang der Zerrüttung vorschreiben, findet sich bei RZIHA<sup>3)</sup> und REBHANN<sup>4)</sup>.

Einen Beweis dafür, daß im Zechstein unterhalb der Saaleplatte kräftige Auslaugung im Gange ist, lieferte die im Jahre 1906 zu Porstendorf niedergebrachte Tiefbohrung<sup>5)</sup>. *Im Zechstein trat bei 521 m Tiefe ein Solstrom von 3000 Sekundenlitern zutage*, ent-

---

1) B. v. FREYBERG: »Palaeogeographische Karte des Kupferschieferbeckens.« Jahrb. d. Halleschen Verbandes, 4. Bd., S. 266 ff., Halle 1924.

2) Ausführliches in SIEBERGS Erdbebenkunde, S. 185 ff.

Besonders wertvoll für die Theorie der Einsturzbeben sind die im Bergbau gesammelten Erfahrungen über Abbauschäden u. dgl., vgl. etwa die zusammenfassende Darstellung in P. KRUSCH: »Gerichts- und Verwaltungsgeologie«, Stuttgart 1916.

3) RZIHA: »Bericht über die Senkungen im Mährisch-Ostrauer Kohlenrevier.« Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Wien 1882.

4) G. REBHANN: »Theorie des Erddrucks unter Futtermauern.« 1871, dargestellt bei KRUSCH, S. 485.

5) E. NAUMANN: »Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Jena.« 4. Aufl., S. 10. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1915.



Tab. I. Vereinfachte Übersicht über die benutzten Tiefbohrungen.

Stratigraphische Gliederung	Porstendorf Seehöhe 138 m			Bürgel Seehöhe 225 m			Großertersdorf Seehöhe 180 m				
	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gestein	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gestein	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gestein		
Buntsandstein	11—55	44	Letten mit Fasergips des Obern Buntsandsteins oder Rots (darüber 11 m Schlick, Kies und Sand des Saale-Alluviums)	0—356	356	Sandstein mit sandigen Letten des Mittlern und Untern Buntsandsteins	0 260	260	Sandsteine des Untern Buntsandsteins		
	55—480	425	Sandsteine mit sandigen Letten des Mittlern und Untern Buntsandsteins								
	160		<i>Wasserandrang</i> von 1000 Sekundенлитern								
Zechstein	480—519	39	Oberer Letten mit Gipsen	356—377	21	Oberer Letten mit Gipsen	260—300	40	Oberer Letten mit Gipsen und Anhydrit		
	519—540	21	Plattendolomit	377—404	27	Plattendolomit mit vielen Anhydritknollen	300—316	16	Plattendolomit		
	521		<i>Solesstrom</i> von 3000 Sekundенлитern								
	540—554	14	Unterer Letten mit dünnen Lagen von Anhydrit	404—417	13	Unterer Letten mit Anhydrit, z. T. auch Gips und Dolomit	316—338	22	Unterer Letten mit Dolomit und Gipsmergel		
Grundgebirge	554—601	47	Dolomit, Anhydrit und Letten, letzterer als Auslaugungsrückstand von Steinsalz	417—455	38	Dolomit, Gips, Anhydrit und wenig Letten	338—345 345—362	7 17	Derber Anhydrit Tonmergel mit Anhydritknollen		
	601—639	38	Bryozoenriff	455—475	20	Vorwiegend dolomitischer Kalk	362—369	7	Derber Anhydrit		
	von 639 abwärts	?	Grauwacke des Kambriums (?)	von 475 abwärts	?	Tonschiefer mit sehr steil einfallenden Schieferungsflächen, Kambrium	369—378 378—432 432—443	9 54 11	Steinsalz Derber Anhydrit Sehr fester Kalk und Mergel		
									von 443 abwärts	?	?

sprechend etwa der Wasserführung der Saale zu Jena bei Niedrigstwasser. Dieser Solestrom muß aus südöstlicher Richtung herkommen, weil das monoklinale Schichtsystem der Saaleplatte Gefälle gegen Nordwesten hat.

Bei Einsturzbeben pflegt man unwillkürlich an die Verhältnisse in verkarsteten Gegenden zu denken. Dort rückt die unterirdische Auswaschung auf schmalen Klüften des Kalkgesteins schnell gegen die Tiefe vor. Infolgedessen rührt die Energie der dortigen Einsturzbeben von verhältnismäßig großer Fallhöhe kleiner Sturzmassen her. Anders liegen die Verhältnisse in unserer Gegend. Hier wirkt die Auslaugung auf söhligem Flächen unter langsamem Fortschreiten gegen die Tiefe, so daß *über dem Salzstock eine weit ausgedehnte und ganz niedrige Glocke entsteht. Infolgedessen kann bei deren Niederbruch trotz der geringern Fallhöhe größere Energie frei werden als in verkarstetem Gebiet.* Um den zuletzt genannten Fall scheint es sich bei unserm Beben gehandelt zu haben. G. KRUMBACH hat (S. 27) aus den seismometrischen Aufzeichnungen die *Arbeitsleistung* zu  $1,1 \times 10^{20}$  Erg —  $1,1 \times 10^{12}$  mkg berechnet, entsprechend dem *10 m tiefen Fall eines Gesteinswürfels* (Dichte 2,4) *von 340 m Kantenlänge.* Dieser Zahlenwert paßt sehr gut zu unserer ganzen Auffassung.

Daß sich unter Stadtroda ein seit langer Zeit in der Auslaugung begriffener Salzkörper befindet, machen die S. 9 erwähnten Falten im Buntsandstein, der sonst flach gelagert ist, zum mindesten sehr wahrscheinlich. Von diesen merkwürdigen Falten sagte E. KIRSTE<sup>1)</sup> schon 1912: „... wird sich eine derartige Knickung erklären durch Auslaugung tiefer liegender Massen . . . , so daß hier die Sandsteinschichten in die Tiefe gezogen wurden oder besser gesagt: selbständig einsanken.“ Diese durchaus einleuchtende Auffassung von KIRSTE findet ihre mechanische Erklärung durch Untersuchungen, die K. LEHMANN<sup>2)</sup> an Pingen in Bergbaugebieten angestellt und in Abb. 3 schematisch dargestellt hat; diese Abbildung bedarf keiner weiteren Erklärung. Wenigstens die südliche Bruchzone ist auf der Linie Pfarrberg—Waltersdorf bereits von KOLESCH nachgewiesen; ihr regelwidriger west-östlicher Verlauf wäre ohne diesen Zusammenhang schwer zu erklären. Das seismische Bild im Verein mit dem varistischen Streichen des

---

1) E. KIRSTE: »Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westsachsen«, S. 155, Stuttgart 1912.

2) K. LEHMANN: »Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen.« Glückauf 1919.

Stadtrodaer Faltenbündels spricht dafür, daß sich der Salzstock bzw. die Glocke als verhältnismäßig schmaler Streifen bis etwa in die Gegend von Klosterlausnitz—Tautenhain oder noch weiter fortsetzt, daß also *diese Gegend einer an der Erdoberfläche ausgeglichenen Pinge von trogförmiger Gestalt entspricht*. In der Stadt-

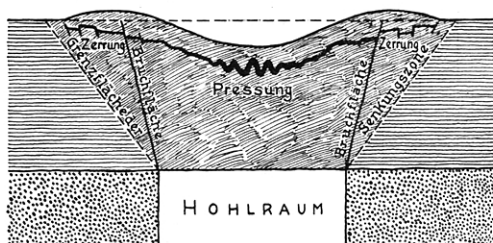


Abb. 3. Die mechanischen Vorgänge bei der Bildung einer Pinge.  
Nach K. LEHMANN.

rodaer Gegend liegt die Oberkante des Zechsteins ganz besonders nahe der Erdoberfläche, da Unterer Buntsandstein im Zeitzgrunde und namentlich an der Mündung des Meusebaches in den Rotehofbach ansteht, vgl. das Profil Abb. 4; die entsprechenden Tiefen der Zechsteinoberfläche sind etwa 270 m bzw. 140 m unter der Talsohle. Auf den beiden Verwerfungen, die zwischen Tröbnitz und dem Meusebach den Pfarrberg samt dem Rotehofbach durchsetzen,

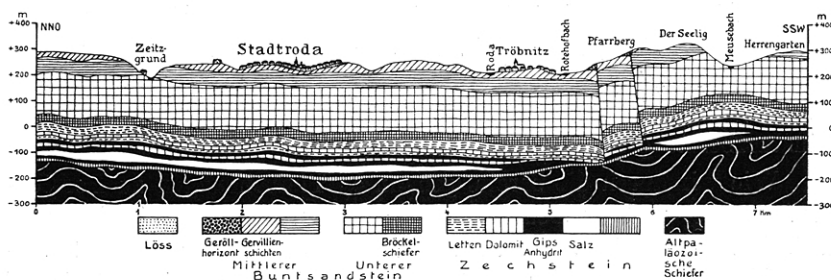


Abb. 4. Geologisches Profil durch die Gegend von Stadtroda. Nach F. DEUBEL

kann reichlich Niederschlagswasser in die Zechsteinschichten gelangen. Falls die hier entwickelte und durchaus einleuchtende Überlegung zutrifft, *müssen die Einsturzvorgänge spätestens im Mesozoikum begonnen haben*, als noch eine mächtige Gesteinsdecke, die heute längst bis auf die Sattelkämme im mittleren Buntsandstein abgetragen ist, den für die Faltungsdeformation unerläßlichen Be-

lastungsdruck lieferte. *Seitdem müssen sie sich am gleichen Ort immer wieder abgespielt haben*, denn solche Faltungen können nur durch Summierung unzähliger Verschiebungen kleinsten Ausmaßes zustande kommen.

Selbstverständlich muß mit der Möglichkeit, ja sogar mit der Wahrscheinlichkeit gerechnet werden, daß Einsturzbeben nicht nur in dem *habituellen Stoßgebiet Stadtroda—Klosterlausnitz—Tautenhain*, sondern auch an andern Stellen der Saaleplatte entstehen. Wie weit dies zutrifft, entzieht sich unserer Kenntnis wegen der unzulänglichen Berichterstattung über die früher in Thüringen<sup>1)</sup> verspürten Erdbeben.

Auch die in Stadtroda mit dem Beben verbundenen *Bodengeräusche* sind so charakteristisch für den Einsturz eines unterirdischen Hohlraumes, daß sie nicht übergangen werden dürfen. Nach übereinstimmenden Angaben erfolgte zuerst ein dumpfer Knall, wie von einer entfernten Sprengung. Er dürfte wohl dem Aufschlagen der niederbrechenden Glocke auf den Boden des Hohlraums zuzuschreiben sein, das wir als den Erreger des Erdbebens ansehen. Nachbröckelndes Geröll rief dann das anhaltende Poltern hervor, vgl. S. 6. *Dementsprechend folgte auf den Vertikalstoß langsames Schwanken.*

## VI. Die Herdtiefe.

*Wohl als erstes hat das vorliegende Erdbeben die Gelegenheit geboten, die Größenordnung der Herdtiefe mit voller Sicherheit festzulegen*, und zwar aus rein geologischen Befunden. Voraussetzung ist allerdings, daß es sich, entsprechend unserer Annahme, um ein Einsturzbeben gehandelt hat.

Wie wir durch die bereits genannten Tiefbohrungen zu Porstendorf, Bürgel und Großautersdorf, den Grundlagen der beiden geologischen Profile Abb. 2 und 4 wissen, muß in der Gegend von Stadtroda die Oberkante der paläozoischen Schieferunterlage in rund 400 m, die Unterkante der Buntsandsteindecke in rund 250 m Tiefe unter der Talsohle liegen; für das mittlere Niveau der Umgehend vergrößern sich die Tiefen um etwa 50—100 m. Unter diesen Umständen ergäbe sich als Größenordnung der

Herdtiefe rund 450 m + 50 m.

---

1) A. SIEBERG: »Thüringens Erdbeben und ihre Erforschung.« Beitr. z. Geologie v. Thüringen, 2. Heft, S. 38 ff., Jena 1926.

Eine Herdtiefe von dieser geringen Größenordnung steht mit dem makroseismischen Gesamtbilde in bestem Einklang.

Sieht man von den randlichen Ausstülpungen des makroseismischen Schüttergebietes ab und beschränkt man sich auf die eigentliche Kernzone, das Normalfeld, dann liegen im vorliegenden Falle die Bedingungen für eine Berechnung der Herdtiefe nach der makroseismischen Methode ungewöhnlich günstig. Die von G. KRUMBACH auf S. 30 durchgeführte Berechnung zeigt dementsprechend eine recht brauchbare Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse.

**Einige kritische Bemerkungen über die rechnerische Ermittlung von Herdtiefen** seien hier wegen der großen Bedeutung dieses Problems eingeschoben. Es soll gezeigt werden, daß und aus welchen Gründen auch die *heute üblichen Methoden*, trotz gegenteiliger Ansichten, *nicht den Anforderungen entsprechen, die an sie gestellt werden müssen*.

Sämtliche rechnerischen Methoden, auch die heute mathematisch am besten fundierten, scheitern an der unzulässigen Vereinfachung der Problemstellung. Sie berücksichtigen den Einfluß des Mediums, in dem sich die seismische Energie ausbreitet, entweder gar nicht oder durchaus ungenügend. Wie groß dessen Einfluß ist, zeigen nicht nur die neueren Isoleistenkarten, sondern auch die bei seismischen Lagerstättenuntersuchungen mittels künstlicher Erdbeben (Sprengungen) erzielten Ergebnisse. Ob es überhaupt jemals möglich sein wird, die Heterogenitäten im Mosaik der Erdrinde, das wenigstens bei Nahbeben ganz bestimmt die ausschlaggebende Rolle spielt, rechnerisch zu erfassen, erscheint sehr fraglich; selbst dann, wenn das geologische Strukturbild einmal bis zur erforderlichen Tiefe bekannt sein sollte. Jedenfalls *fehlt einstweilen mathematisch und geologisch noch jegliche Möglichkeit, diese Fehlerquelle auf ein erträgliches Maß zurückzuführen*. Nur in den ganz vereinzelten Fällen, wo ausreichendes Beobachtungsmaterial eine ganz einfache, regelmäßige Isoleistenkarte ergibt, darf man mit der Möglichkeit rechnen, einmal die ungefähre Größenordnung der Herdtiefe zu erhalten. Betrachten wir die Fehlerquellen etwas genauer.

Die mikroseismischen Methoden, die auf K. v. SEEBACH 1873 zurückgehen, beruhen auf Laufzeitbeobachtungen herdnaher Stationen. Bezüglich der Zuverlässigkeit der heute gebräuchlichen Laufzeitkurven von Nahbeben sei nur darauf aufmerksam gemacht, daß Seismometer von 2000facher Vergrößerung erfahrungsgemäß den ersten Einsatz im Seismogramm sehr viel früher zu

haben pflegen als die bis jetzt verwendeten Pendel mit 200facher Vergrößerung. Jedenfalls verlaufen die Nahbebenwellen fast ganz im Mosaik der Gesteinsrinde. Es beeinflussen also nicht allein Gesteine von verschiedenem physikalischem Verhalten, sondern auch Ablenkungen durch Schichtflächen und tektonische Störungen die Ankunftszeiten an der Seismometerstation, und zwar in ganz unkontrollierbarer Weise. Wir wissen zwar ganz allgemein, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Gesteinsarten zwischen wenigen hundert und rund 6000 m schwankt, aber Einzelheiten sind noch fast gar nicht bekannt. In noch höherem Maße gilt dies für die geologische Beschaffenheit der von den Raumwellen zurückgelegten Wege. *Wenn aber die wirklichen Laufzeiten von den angenommenen nur um wenige Sekunden abweichen, erhält sowohl das Epizentrum eine falsche Lage als auch der Herd eine falsche Tiefe.* Neuerdings ist B. GUTENBERG<sup>1)</sup>, der sich viel mit Herdtiefenberechnungen beschäftigt hat, im Prinzip zur selben Auffassung gelangt. Aber sein Versuch, die Untergrundsverhältnisse zu berücksichtigen, scheidet bis auf weiteres an der Unzulänglichkeit unseres tatsächlichen Wissens. Für diesen Zweck genügt selbstverständlich auch nicht im entferntesten die Berücksichtigung des vermutlichen Schichtenwechsels im Untergrund der Seismometerstationen. Immerhin ergibt sich bei dem von GUTENBERG erneut durchgerechneten Beispiel des Mitteleuropäischen Bebens vom 16. November 1911 doch schon eine recht erhebliche Verringerung der Herdtiefe, wenn auch ihre Größenordnung noch viel größer bleibt, als sich mit den geologischen Überlegungen vereinbaren läßt. Einen Schritt weiter wird es führen, wenn möglichst genaue geologische Profile für die ganzen Strecken zwischen den deutschen Seismometerstationen unter Berücksichtigung der Tiefbohrungen bekannt sind. Die Durchführung dieses Planes, der auf der Leipziger Gründungstagung 1922 der Deutschen Seismologischen (jetzt Geophysikalischen) Gesellschaft von SIEBERG aufgestellt worden war, hat kurz darauf die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin in Angriff genommen. Systematische Sprengversuche, wie sie die Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena durchführte, dürften mit der Zeit auch wertvolle Aufschlüsse über die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in verschiedenartigen Gesteinen ergeben. Erst wenn diese Vorbedingungen erfüllt sind, wird man mit mehr Aus-

---

1) B. GUTENBERG: »Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in den obersten Erdschichten und ihr Einfluß auf die Ergebnisse einiger Probleme der Seismometrie.« Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. XV, S. 51 ff., 1926.

sicht auf Erfolg an das Problem der Herdtiefenbestimmung auf seismometrischer Grundlage herantreten können.

Die makroseismischen Methoden, die C. E. DUTTON 1889 in die Erdbebenforschung einführte, gehen von der Energieabnahme aus, wie sie in den Isoleistenkarten zum Ausdruck kommt. Eine Reihe von Verbesserungen wurden seit 1897 durch R. v. KÖVESLIGETHY<sup>1)</sup>, E. JÁNOSI<sup>2)</sup> und V. INGLADA<sup>3)</sup> vorgenommen, während der Drucklegung erschien eine weitere dahinzielende Arbeit von F. GASSMANN<sup>4)</sup>. Bei allen diesen Versuchen ist bis jetzt eine Fehlerquellen von grundlegender Bedeutung übersehen worden, die sich auch schwerlich beseitigen lassen wird. Die rechnerische Verfolgung der Energieabnahme setzt nämlich als Beobachtungsdaten die wahren Bebenstärken voraus. Stattdessen haben wir es, wie S. 8 gezeigt wurde, mit den scheinbaren Bebenstärken zu tun, deren Unterschied gegen die wahre Bebenstärke sich in den meisten Fällen trotz mancher bekannt gewordenen Untergrundsfaktoren nicht einmal der Größenordnung nach schätzen läßt. Bei der erforderlichen idealisierenden Umformung der isoleisten Flächen in kreisförmige Zonen gleichen Flächeninhalts setzt die Theorie voraus, daß auf allen vom Herd ausgehenden (Intensitäts-)Radien zu Orten gleicher Bebenstärke gleiche Absorption erfolge. Dies trifft aber in der Natur bei weitem nicht zu, vielmehr wechselt der Absorptionskoeffizient für jeden Intensitätsradius mit jedem Azimut. Alles in allem genommen bieten, abgesehen von ganz vereinzelt, ungewöhnlich günstigen Fällen, *die Isoleisten keine Möglichkeit, die Energieabnahme zahlenmäßig festzustellen*, das im Störungsfelde verzerrte Oberflächenbild zu entzerren. Damit entfällt die Möglichkeit, zu einer auch nur ungefähren Größenordnung der Herdtiefe zu gelangen.

---

1) R. v. KÖVESLIGETHY: »Neue Theorie seismischer Erscheinungen.« Math.-naturw. Ber. aus Ungarn, Bd. XIII, 1897. — Ders.: »Die Berechnung seismischer Elemente.« Ebenda, Bd. XXIII, 1905. — Ders.: »Seismonomia.« Boll. Soc. Sismol. Ital., Vol. XI, 1906, Nr. 5—6.

2) E. JÁNOSI: »Bestimmung der Herdtiefe und des seismischen Absorptionskoeffizienten des Charlestoner Erdbebens.« Ebenda.

3) V. INGLADA: »Nuevas fórmulas para abreviar el cálculo de la profundidad aproximada del foco sísmico por el método de Kövesligethy, y su aplicación a algunos temblores de tierra.« Inst. Geogr. y Estad., Madrid 1921.

4) F. GASSMANN: »Die makroseismischen Intensitäten der schweizerischen Nahebeben im Zusammenhang mit den Registrierungen in Zürich.« Jahresber. d. Schweiz. Erdbebendienstes 1925, Zürich 1926.

## Zweiter Teil.

### Die Bearbeitung der instrumentellen Aufzeichnungen.

Von G. KRUMBACH

Nach Eingang von Meldungen über Erdstöße in der Umgegend von Jena zeigte die Prüfung der Aufzeichnungen des 1200 kg-Pendels in *Jena* eine verwertbare Registrierung dieses Bebens. Infolge der Kleinheit der Kurven und des Nahbebencharakters des Seismogramms waren zunächst irgend welche weitere Rückschlüsse aus den Aufzeichnungen nicht möglich. Es wurde als Einsatzzeit

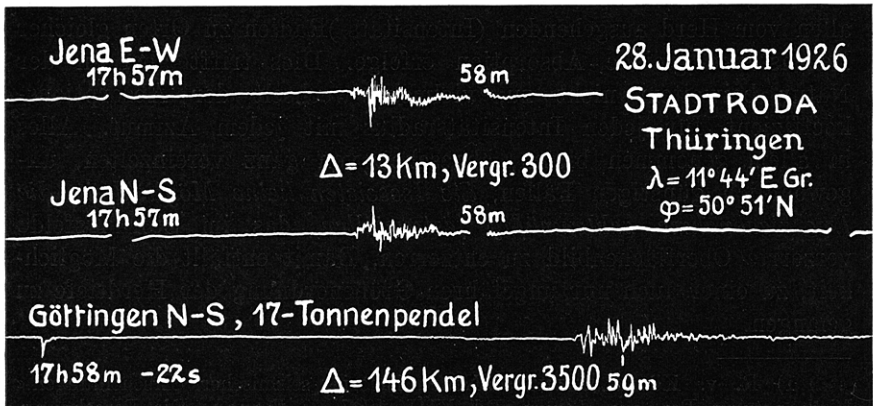


Abb. 5. Die Seismogramme von Jena und Göttingen.

für Jena 17 Uhr 57 Min. 41 Sek. MEZ. festgestellt. Erst die umfassende Bearbeitung des makroseismischen Materials durch A. SIEBERG ermöglichte eine weitere Verwertung der Aufzeichnung.

Außerdem gingen die instrumentellen Beobachtungen der Stationen *Plauen*, *Leipzig* und *Göttingen* ein. Zur genauen Bearbeitung kann nur die Aufzeichnung von *Göttingen* verwertet werden, da die Leipziger Aufzeichnung durch mikroseismische Unruhe außerordent-



lich beeinträchtigt und in Plauen die genaue Zeitkorrektur nicht bekannt ist.

### VII. Herd und Herdzeit.

Die Isoseisten in Verbindung mit dem geologischen Aufbau des Hauptschüttergebietes ergeben makroseismisch einen Herd in der Nähe von Stadtroda mit den nach dem Meßtischblatt geschätzten Koordinaten  $\lambda = 11^{\circ} 44'$  E. Gr. und  $\varphi = 50^{\circ} 51'$  N. Nach den Annahmen von SIEBERG handelt es sich um ein Einsturzbeben im Zechstein mit einer Herdtiefe von 400—500 m. Bei der Bearbeitung des mikroseismischen Materials kann daher die Herdtiefe infolge ihrer Kleinheit unberücksichtigt bleiben und ein oberflächlicher Herd angenommen werden. Mit Hilfe der WIECHERTSchen Näherungsformeln<sup>1)</sup> wurden aus den geographischen Koordinaten die Entfernungen der Stationen bestimmt:

Station:	<i>Jena</i>	<i>Plauen</i>	<i>Leipzig</i>	<i>Göttingen</i>
$\Delta$ km:	13,2	49,5	73,1	145,8

Zur Bestimmung der Herdzeit diente die früher von mir entwickelte Formel<sup>2)</sup> für Laufzeiten bei Nahbeben:

$$T = \frac{\Delta}{4,5} - 9,1 \cdot 10^{-5} \Delta^2$$

Somit erhalten wir die

$$\text{Herdzeit} = 17 \text{ Uhr } 57 \text{ Min. } 38,5 \text{ Sek.}$$

### VIII. Die Wellenelemente.

Geschwindigkeit und Wellenart. Der erste Einsatz in *Göttingen* liegt um 17 Uhr 58 Min. 33 Sek. Daraus ergibt sich eine *Laufzeit* von  $t = 54,5$  Sek. Die *mittlere Geschwindigkeit* dieser Welle ist:

$$v = 2,7 \text{ km/sec.}$$

Dieser Wert zeigt sofort, daß der Einsatz dem 1. Vorläufer nicht entspricht, sondern einer späteren Phase. Die Deutung des Einsatzes als Hauptwelle ist unwahrscheinlich, weil die Aufzeichnung mit einem scharfen Stoß beginnt.

1) E. WIECHERT: »Entfernungsberechnungen von Orten auf der Erde bei kleineren Abständen.« Zeitschr. f. Geophysik, Bd. I, S. 177.

2) G. KRUMBACH: »Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der direkten Longitudinalwellen.« Zeitschr. f. Geophysik, Bd. II, S. 31, 1926.

Nach obiger Formel würde die Laufzeit des 1. Vorläufers für Göttingen 30,5 sec. betragen. Das Verhältnis der beobachteten zur errechneten Laufzeit ist

$$\frac{T_x}{T_P} = \frac{54,5}{30,5} = 1,787$$

Wir erhalten also einen Wert, der recht gut dem Verhältnis der Laufzeiten der beiden Vorläuferwellen entspricht und die *Deutung des beobachteten Einsatzes als 2. Vorläufer wahrscheinlich macht*.

Eigenartig im Göttinger Diagramm ist dann das vollständige Fehlen des 1. Vorläufers. Nach der Herdlage fällt die Bodenbewegung ziemlich genau in die E—W—Richtung. Da nun in Göttingen die N—S—Komponente registriert wird, ist zu vermuten, daß der Anteil der Bodenbewegung in der N—S—Komponente zu gering ist, um noch deutlich aufgezeichnet zu werden, wie auch nach JEFFREYS<sup>1)</sup> allgemein die Energie des 1. Vorläufers nur wenige Prozent der des 2. Vorläufers beträgt.

Zum Vergleich seien die Ergebnisse anderer Autoren über die Ausbreitung der Vorläuferwellen bei Nahbeben herangezogen.

NAKAMURA<sup>2)</sup> findet für  $\Delta = 0$  bei einer Herdtiefe  $h = 20$  km als Laufzeit  $t = 5$  sec., also eine mittlere Geschwindigkeit des 1. Vorläufers  $v = 4$  km/sec., desgleichen für S  $v = 2,85$  km/sec. Hieraus ergibt sich  $T_S : T_P = 1,4$ . In 700 km Herdentfernung wird  $T_S : T_P = 1,6$ . Diese Werte liegen also wesentlich niedriger als der oben ermittelte Wert.

MOHORVIČIĆ<sup>3)</sup> fand, daß bei  $\Delta \leq 200$  km das Verhältnis  $T_S : T_P = 1,72$ , bei  $\Delta = 900$  km aber 1,78 ist. Bei Fernbeben variiert der Wert zwischen 1,76 und 1,86. Die Untersuchungen von O. HECKER<sup>4)</sup> und von B. GUTENBERG<sup>5)</sup> über die Explosionskatastrophe zu Oppau ergaben 1,9 bzw. 1,74.

1) H. JEFFREYS: »The Pamir Earthquake of 1911, February 18.« Monthly Notices of R. Astron. Soc., Jan. 1923.

2) S. NAKAMURA: »On the Effect of the Depth of the Focus upon the Duration of the Preliminary Tremor.« Proc. of the Physico-Mathem. Society III 3, Japan 1921.

3) A. MOHORVIČIĆ: »Hodografi . . .« Rad. jugoslav. Acad. 226, 94.

4) O. HECKER: »Veröffentl. der Reichsanstalt f. Erdbebenforschung«, Nr. 2, Jena 1922.

5) B. GUTENBERG: »Neue Auswertungen usw.« Phys. Zeitschr., 1925, S. 259.

Aus diesen Vergleichen geht hervor, daß der aus den Göttinger Beobachtungen bestimmte Wert 1,78 mit ziemlicher Sicherheit auf einen Einsatz der Transversalwellen schließen läßt.

Würde man aus der oben zitierten Formel für den 1. Vorläufer eine Formel für die Laufzeiten des 2. Vorläufers mit Hilfe eines mittleren Wertes  $T_S : T_P = 1,8$  entwickeln, dann erhielte man die Beziehungen:

$$V_s = 2,5 + 0,002 \Delta$$
$$T_s = \frac{\Delta}{2,5} - 1,64 \cdot 10^{-4} \Delta^2$$

Beide Formeln zur Darstellung der mittleren Laufzeiten der Vorläuferwellen können nur Anwendung finden für flach verlaufende Wellen, also bei nahen Oberflächenbeben oder bei künstlichen Beben. Denn schon in 2 km Tiefe können, wie WIECHERT<sup>1)</sup> zeigte, ganz andere Verhältnisse auftreten. Beispielsweise tritt in der Umgegend von Göttingen in dieser Tiefe schon eine Geschwindigkeit von 5,98 km/sec. auf, also sogar eine höhere Geschwindigkeit, als im allgemeinen für Nahbeben ( $v = 5,6$ ) beobachtet wird.

Diese kurzen Angaben zeigen schon, wie außerordentlich verwickelt die Vorgänge im Herdgebiet sind, und damit auch die Schwierigkeiten, die sich dem Versuch entgegenstellen, aus Laufzeitkurven sichere Angaben über Herd und Herdzeit eines Erdbebens zu machen.

Perioden und Amplituden. In *Jena* wird der erste Einsatz um 17 h 57 m 41 s beobachtet. Maxima treten auf um 44 s, 45 s, 46 s und 48 s. Mit Ausnahme des zweiten Einsatzes ist die Richtung der Bodenbewegung nach den Amplituden stets von ESE, also genau der Richtung vom Herd her entsprechend. Es treten längere Perioden von 3,5—6 s auf, die in ihrem Gesamtverlauf von Perioden von 0,45 sec. überlagert sind. Die Maximalamplitude der Bodenbewegung betrug 14  $\mu$ . Infolge der kurzen Perioden, also der großen Beschleunigung war das Beben trotz der kleinen Amplitude fühlbar. Die Bewegung hielt etwa 20 sec. an.

In den Aufzeichnungen zu Göttingen mittels des 17000 kg-Pendels beobachtet man eine Grundperiode von 10 s. Diese ist überlagert von Perioden von 0,75 s und 0,3 s. Die Maximalbewegung liegt mit einer Amplitude von 1,5  $\mu$  um 17 h 58 m 37 s. Die Dauer der Aufzeichnung ist 37 s. Die längere Dauer gegenüber Jena liegt

---

1) E. WIECHERT: »Untersuchungen der Erdkrinde.« Geolog. Rundschau XVII 5, S. 339.

in der höheren Empfindlichkeit des Instruments für Nahbeben (kleine Eigenperiode) und der zehnfach stärkeren Vergrößerung begründet.

### IX. Die Energie des Bebens.

Um eine Vorstellung von den Vorgängen im Herde zu erhalten, wurden aus den Registrierungen zu Göttingen und Jena die Energie des Bebens im Herde und die Absorption der Energie berechnet.

Sind  $J_1$  und  $J_2$  die Intensitäten eines Bebens an zwei Beobachtungsorten, dann gilt näherungsweise<sup>1)</sup>:

$$\frac{J_2}{J_1} = e^{-\alpha d}$$

wenn  $\alpha$  den Absorptionskoeffizienten und  $d$  den Entfernungsunterschied der Stationen vom Herd bedeutet.

$$\alpha = \frac{1}{d} \ln \frac{J_1}{J_2} = \frac{2 \cdot 3}{d} \log \left( \frac{A_1}{A_2} \right)^2$$

Die Maximalamplituden sind  $A_1 = 14 \mu$  in Jena und  $A_2 = 1,5 \mu$  in Göttingen, die Entfernungsdifferenz 132 km. Setzt man diese Werte ein, dann ergibt sich:

$$\text{Absorptionskoeffizient } \alpha = 0,0336.$$

Dieser Wert entspricht, wie später gezeigt wird, dem Mittelwert für den Absorptionskoeffizienten aus *makroseismischen* Beobachtungen.

Zur Abschätzung der Bebenenergie im Herde erscheinen die Methoden, die sich auf makroseismische Daten stützen, wegen der außerordentlich unregelmäßigen Form der Isoseisten, besonders in der Umgebung des Herdes, wenig aussichtsreich.

Es wird deshalb die *GALITZINSche Methode*<sup>2)</sup> für Fernbeben verwendet, die von folgender Formel ausgeht:

$$\text{Arbeitsleistung } E = 9.76 \pi^3 \Delta^2 e^{k\Delta} v \rho \Sigma \left( \frac{X_n}{T} \right)^2 t_n \cdot 10^{15} \text{ Erg}$$

Hierin bedeutet  $\Delta$  die in km gemessene Herdentfernung,  $k$  den Absorptionskoeffizienten,  $v$  die Geschwindigkeit der Maximalphase,  $X_n$  die mittlere Amplitude einer einzelnen Horizontalkomponente

1) G. ANGENHEISTER: »Bestimmung der Absorption und Fortpflanzungsgeschwindigkeit.« Gött. Nachr., 1906, S. 1.

2) B. GALITZIN, Compt. Rend., T. 160, P. 810.

innerhalb eines Zeitabschnittes  $t_n$  der Maximalphase,  $T$  die Periode der Bodenbewegung und  $\rho$  die mittlere Dichte der Gesteine. Für Göttingen ergaben sich folgende Werte:

$$\Delta = 145,8; \quad k = 0,0336; \quad v = 2,5; \quad \rho = 2,5; \quad X = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}; \quad T = 0,75; \\ t_n = 5 \text{ sec.}$$

Bei dieser Annahme erhält man:

$$\text{Arbeitsleistung } E = 1,1 \cdot 10^{20} \text{ Erg} = 1,1 \cdot 10^{12} \text{ mkg.}$$

Unter der Annahme, bei dem Einsturzbeben habe die Fallhöhe 10 m betragen, wäre also eine Masse von  $10^{11}$  kg erforderlich, d. h.  $4 \cdot 10^7$  cbm Masse bei 2,4 Gesteinsdichte. *Diese Masse würde einem Würfel von 340 m Kantenlänge entsprechen.* Gibt man der abgestürzten Masse eine Mächtigkeit von 50 m, dann würde sie eine Fläche von beispielsweise 0,8 km Breite und 1 km Länge bedecken. Eine solche Größenordnung wäre mit den makroseismischen Beobachtungen gut zu vereinbaren, zumal das pleistoseiste Gebiet bei Stadtroda zu etwa 1,5—2,5 qkm anzunehmen sein dürfte. Die starke Ausstrahlung des Bebens in ostnordöstlicher Richtung könnte vielleicht so gedeutet werden, daß sich die Auswaschung der Schichten nach dorthin weiter erstreckt und damit Veranlassung zu geringerem Nachbröckeln gegeben hat.

## X. Die Ausbreitung des Bebens auf Grund makroseismischer Methoden.

Bei dem vorliegenden Beben sind durch das umfangreiche makroseismische Beobachtungsmaterial und die Kenntnis der geologischen Verhältnisse Herdtiefe und makroseismische Ausbreitung der Bebenenergie hinreichend bekannt. Deshalb konnte versucht werden zu prüfen, wie weit die üblichen Berechnungsmethoden für Intensität, Ausbreitung und Absorption der Energie sowie für die Herdtiefe, soweit sie von makroseismischen Beobachtungen ausgehen, in der Lage sind, ihren Zweck zu erfüllen.

Allgemeines über die Untersuchungsmethoden. Unter Benutzung der CANCANISCHEN Stärkeskala, bei der die den einzelnen Stärkegraden entsprechenden Beschleunigungen eine geometrische Reihe bilden, ist die erste Arbeitsmethode von R. KÖVESLIGETHY entwickelt worden.

In Analogie zur POGSONSCHEN Gleichung für die Sternhelligkeiten ergibt sich die Beziehung zwischen Stärkegrad und Intensität eines Bebens:

$$G = 3 \log \frac{4}{3} \Gamma$$

wenn  $G$  den Stärkegrad und  $\Gamma$  die Intensität eines Bebens bedeuten. Für die weitere Untersuchung wird ein Schnitt (Abb. 6) durch das Herdgebiet gelegt. In der Figur bedeuten  $\rho$  und  $\rho'$  die Epizentralabstände der Isoseisten mit den Stärkegraden  $G$  und  $G'$ ,  $r$  und  $r'$

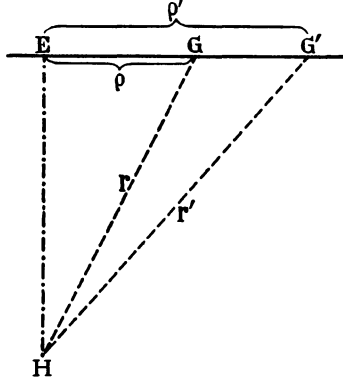


Abb. 6.

sind die entsprechenden Abstände vom Hypozentrum und  $h$  die Herdtiefe. Nach KÖVESLIGETHY besteht folgende Beziehung für die Intensitäten

$$\frac{\Gamma}{\Gamma'} = \frac{r'}{r}$$

oder unter Berücksichtigung der Absorption:

$$\frac{\Gamma}{\Gamma'} = \frac{r'}{r} e^{\alpha(r'-r)}$$

Aus der Ausgangsgleichung folgt:

$$G - G' = 3 \log \frac{\Gamma}{\Gamma'}$$

also:

$$G - G' = 3 \log \left[ \frac{r'}{r} e^{\alpha(r'-r)} \right] = 3 \log \frac{r'}{r} + 3 M \alpha (r'-r)$$

worin  $M = \log e$ . Wird als Beobachtungspunkt das Epizentrum eingeführt, dann ergibt sich:

$$G_0 - G' = 3 \log \frac{r'}{h} + 3 M \alpha (r'-h)$$

1) A. CANCELI: »Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités.« Beitr. z. Geophysik. Erg.-Bd. II, S. 281.

2) R. v. KÖVESLIGETHY: »Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben.« Beitr. z. Geophys., Bd. XIII, 1907.

Unter Berücksichtigung der Beziehung  $r^2 = h^2 + \rho^2$  gibt die Gleichung den Zusammenhang zwischen Stärkegrad, Herdtiefe, Abstand der Isoleisten und Absorption. Durch die Beobachtungsreihe erhält man ein System von Gleichungen, die sogenannten *CANCANI-schen Gleichungen*. In dieser Darstellungsart muß die Bebenenergie im Epizentrum bekannt sein. Die Auflösung der Gleichungen erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate unter der Annahme von verschiedenen Werten  $h$ , wobei der Endwert von  $h$  durch allmähliche Annäherung gefunden wird.

Eine Vereinfachung des Verfahrens wird von JANOSI<sup>1)</sup> angegeben unter Umformung der Anfangsgleichung:

$$\alpha = \frac{\frac{1}{3} (G - G') - \log \frac{r'}{r}}{M (r' - r)}$$

Unter der Annahme verschiedener Werte  $h$  werden immer für zwei Isoleisten die Größen  $\alpha$  berechnet.  $\alpha_0 = \frac{1}{n} \sum_1^n \alpha_n$  ist der Mittelwert für eine bestimmte Herdtiefe. Die Bedingung für den günstigsten Wert  $h$  ist dann:

$$[\Delta\Delta] = \sum_1^n (\alpha_1 - \alpha_0)^2 = \text{Min.}$$

Die Quadratsumme der Fehlerabweichungen muß ein Minimum werden.

Durch Umformen der Gleichungen und Benutzung von Mittelwerten aus früheren Beobachtungen für  $r' : r = 1,8$  und  $zh = 0,3$  gelangt INGLADA zu folgenden Näherungsformeln:

$$\begin{aligned} h &> 0,5 \rho \\ h &< 0,72 \rho \\ h &= \frac{2}{3} \sqrt{\rho'^2 - (1,8 \rho)^2} \end{aligned}$$

wenn  $\rho$  und  $\rho'$  die mittleren Abstände der beiden ersten Isoleisten sind. Die Einführung eines Näherungswertes für  $h$  bzw. die Begrenzung des Bereiches für  $h$  bedeuten eine wesentliche Abkürzung der früheren Rechenverfahren.

Der Gang der Untersuchung und ihr Ergebnis. Beim vorliegenden Beben läßt sich wegen der außerordentlichen Unregelmäßigkeit der meisten von den Isoleisten umschlossenen Flächen,

1) J. v. JÁNOSI: »Bestimmung der Herdtiefe.« Estratto dal Boll. della Soc. Seism. Ital., Vol. XI., Modena 1906.

2) V. INGLADA: »Nuevas formulas etc.« Instituto Geográfico y Estadístico, Madrid 1921.

besonders im Hauptschüttergebiet, die übliche Methode zur Bestimmung des mittleren Abstandes der Isoseisten (Ausmessung der Flächen und Berechnung des Kreises gleicher Größe) nicht verwenden. Deshalb wurde durch Einschlagen des umgekehrten Weges dieser Schwierigkeit aus dem Wege gegangen: Die Größe des Schüttergebietes wurde mit Hilfe der CANCANISCHEN Gleichungen unter der Annahme von SIEBERGS Bebenstärke im Epizentrum numerisch bestimmt.

Ohne Berücksichtigung der *Absorption* gilt nach den entwickelten Formeln die Beziehung:

$$G_0 - G' = \log \frac{r'}{r}$$

Daraus ergeben sich folgende Zusammenhänge:

Stärkegrad: . . . . .	VI	V	IV	III
Mittlerer Abstand der Isoseisten: .	$\rho$	$\rho'$	$\rho''$	$\rho'''$
h = 0,35 km: . . . . .	0,4	1,0	2,4	5,1
h = 0,50 km: . . . . .	0,5	1,5	3,4	7,3
h = 0,75 km: . . . . .	0,8	2,3	5,1	11,0
h = 1,00 km: . . . . .	1,1	3,0	6,7	15,0

Auch die Absorption soll jetzt berücksichtigt werden. Bei der Energieberechnung war der Wert  $\alpha = 0,0336$  gefunden worden. Ein Vergleich mit den früheren Ergebnissen makroseismischer Untersuchungen durch KÖVESLIGETHY, JANOSI und INGLADA zeigt, daß diese Angabe sehr gut dem Mittelwert 0,03 für nahe der Erdoberfläche gelegene Bebenherde entspricht. Aber im allgemeinen gewinnt es den Anschein, als ob mit wachsender Herdtiefe und wachsendem Schüttergebiet der Absorptionskoeffizient abnimmt. Dementsprechend wird beim Eindringen der Wellen in tiefere Schichten die Bebenenergie weniger absorbiert.

Unter Berücksichtigung der *Absorption* ergeben sich für die Isoseisten folgende mittlere Radien:

Stärkegrad: . . . . .	VI	V	IV	III
Mittlerer Abstand der Isoseisten: .	$\rho$	$\rho'$	$\rho''$	$\rho'''$
h = 0,5 km: . . . . .	0,5	1,5	3,0	6,2
h = 0,75 km: . . . . .	0,8	2,1	4,5	8,5
h = 1,0 km: . . . . .	1,1	2,8	5,9	11,0

Aus der Isoseistenkarte ist zu ersehen, daß (ohne Rücksicht auf die Ausstrahlung nach Osten und auf die unregelmäßigen Untergrundseinflüsse) das Schüttergebiet (Isoseiste III) einen mittleren Radius von etwa 7—8 km hat. Dem würde nach *vorstehenden Rechnungen eine Herdtiefe von  $1/2 - 3/4$  km* entsprechen, was eine



sehr gute Annäherung an die aus geologischen Befunden abgeleitete Herdtiefe von  $450 \pm 50$  m bedeutet.

Die vorstehende Untersuchung führt also zu dem Ergebnis, daß in solchen Fällen, wo im Schüttergebiet *einfache geologische Verhältnisse* herrschen, *die makroseismischen Berechnungsmethoden auf der Grundlage der Cancanischen Gleichungen recht gute Anschauungen über Herdtiefe und Ausbreitung der Bebenenergie vermitteln können.*

Gerade bei diesem Beben, wo Lage und Tiefe des Herdes aus der Lokaltektomatik genau genug bekannt waren, hätte das eingehende Studium ausreichenden mikroseismischen Beobachtungsmaterials wertvolle Beiträge zur Frage nach der Wellenausbreitung in der Erdrinde versprochen. Dazu hätte schon das Material der vier Stationen Jena, Plauen, Leipzig und Göttingen genügt, wenn nicht höchst bedauerlicherweise die Aufzeichnungen an den zwei nähergelegenen Stationen Plauen und Leipzig unbrauchbar gewesen wären, durch die bekannten Mängel der instrumentellen Aufstellung in Leipzig (ständige Bodenunruhe durch nahegelegene Industriebetriebe), durch die ungenauen Zeitangaben von Plauen.

**Anmerkung bei der Korrektur.** In einer soeben erschienenen Arbeit<sup>1)</sup> veröffentlicht F. GASSMANN ähnliche Untersuchungen bei alpinen Beben und entwickelt folgende Formeln, die den Zusammenhang zwischen der Amplitude der Bodenbewegung bei instrumentellen Aufzeichnungen eines Bebens und der Energie im Herde darstellen sollen:

$$\log a = \log \frac{7.66}{d} + \frac{J}{3} \quad 1)$$

$$\log a = \log \frac{1.65 h}{d} + \frac{J}{3} \quad 2)$$

Ist  $a$  die Amplitude der Bewegung am Beobachtungsort,  $h$  die Herdtiefe,  $d$  die Herdentfernung in km und  $J$  die Maximalintensität, so gilt Formel 1 allgemein unter der Annahme einer mittleren Herdtiefe und Formel 2 unter Berücksichtigung der wirklichen Herdtiefe. Die Konstanten sind aus den Beobachtungen alpiner Nahbeben gewonnen.

---

1) F. GASSMANN: »Die makroseism. Intensitäten der schweizerischen Nahbeben im Zusammenhang mit den Registrierungen in Zürich.«. Jahresber. des Schweiz. Erdbebendienstes 1925.

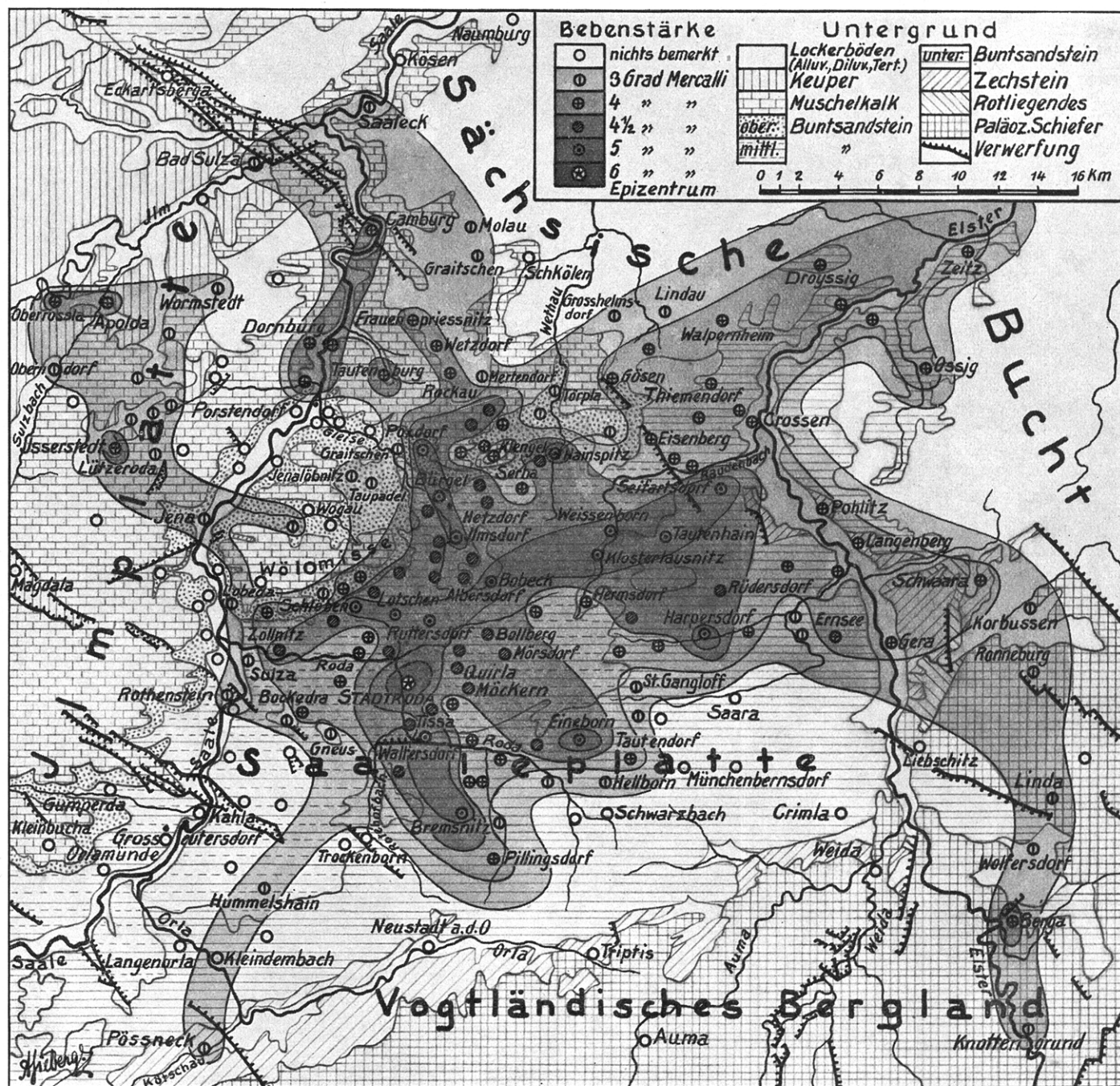
Eine Anwendung dieser Formeln auf die Daten des Thüringer Bebens ergibt folgende Resultate.

$$\begin{array}{l} \text{Formel 1: Jena} \quad J_{\max} = 4.0^{\circ} \\ \text{Göttingen} \quad J_{\max} = 4.6^{\circ} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{Formel 2: Jena} \quad J_{\max} = 7.1^{\circ} \quad | \quad \text{bei Annahme einer Herdtiefe} \\ \text{Göttingen} \quad J_{\max} = 7.2^{\circ} \quad | \quad \text{von 0.5 km} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{oder: Jena} \quad h = 1.1 \text{ km} \quad | \quad \text{bei Annahme einer Maximal-} \\ \text{Göttingen} \quad h = 1.3 \text{ km} \quad | \quad \text{intensität von } 6^{\circ} \end{array}$$

Diese Ergebnisse zeigen, besonders im 2. Falle, recht gute Übereinstimmung mit den wirklichen Verhältnissen. Jedoch muß auch hier betont werden, daß das Untersuchungsmaterial nicht umfangreich genug ist, um als sichere Stütze für die oben entwickelten Methoden dienen zu können.



Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena

Das makroseismische Schüttergebiet des Erdbebens in Thüringen vom 28. Januar 1926  
bearbeitet von A. SIEBERG