

**Veröffentlichungen**  
**der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena**  
Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**  
**Heft 12**

---

# **Entstehung und Ausbreitung Deutscher Erdbeben**

**in ihrer Abhängigkeit von den geologischen  
Verhältnissen**

Von

**Fritz Nennstiel**

Mit 8 Karten im Text



**Jena**  
**Verlag von Gustav Fischer**  
**1930**

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

- Heft 1: Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikro-seismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik.** Von Dr. August Sieberg, Privatdozent für Geophysik an der Univers. Jena. Mit einer farb. seismisch-tektonischen Weltkarte. 96 S. gr. 8° 1922 Rmk 1,60
- Heft 2: Die Explosionskatastrophe von Oppau am 21. September 1921 nach den Aufzeichnungen der Erdbebenwarten.** Von Prof. Dr. Oscar Hecker, Jena. Mit 5 Tafeln. 18 S. gr. 8° 1922 Rmk —.60
- Heft 3: Zur Gründung der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena.** Von O. Hecker. Mit 2 Abbild. im Text. — **Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922.** Von A. Sieberg und B. Gutenberg. Mit 2 Abbild. im Text und 18 Tafeln mit Seismogrammen. 48 S. gr. 8° 1924 Rmk 4,50
- Heft 4: Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911.** Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen. Von Dr. A. Sieberg und Dr. R. Lais. Mit 8 Abbild. im Text und 2 farb. Isoseistenkarten. 106 S. gr. 8° 1925 Rmk 10.—
- Heft 5: Ueber die Laufzeiten der Vorläufer- und Wechselwellen bei Erdbeben in ihrer Beziehung zur Schichtung der Erdrinde.** Von G. Krumbach. 19 S. gr. 8° 1926 Rmk 1.—
- Heft 6: Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926.** Von A. Sieberg und G. Krumbach. Mit 6 Abbild. im Text und 1 Isoseistenkarte. 32 S. gr. 8° 1927 Rmk 1,50
- Heft 7: Seismische Registrierungen in Jena.** 1. Oktober 1926 bis 31. Dezember 1927. Von G. Krumbach. 23 S. gr. 8° 1928 Rmk 1.—
- Heft 8: Das Erdbeben in Japan am 7. März 1927.** 11 Tafeln (26×38 cm) mit Seismogrammen und 4 S. Text. Lex. 8° 1928 Rmk 3.—
- Heft 9: Beiträge zu einer experimentellen Seismik.** Von O. Meisser. Mit 68 Abbild. im Text. V, 77 S. gr. 8° 1929 Rmk 4,50
- In dieser Arbeit wird der Versuch unternommen, sinngemäß die schon bekannten Beziehungen und Ergebnisse der großen Seismik auf die Probleme für elastische Untersuchungen im kleinen zu übertragen und kritisch die Grenzen ihrer Gültigkeit zu zeigen. Dazu wird eine seismische und seismisch-akustische Apparatur beschrieben, die von Prof. Dr. Hecker im Verein mit dem Verfasser ausgebildet wurde, um versuchsmäßig die verschiedenen Probleme bearbeiten zu können. Auch bei der Beschreibung der experimentellen Anordnungen erfolgt überall da, wo Anlaß zu fehlerhaften Schlüssen und Annahmen vorliegt, eine kritische theoretische und experimentelle Prüfung.
- Heft 10: Seismische Registrierungen in Jena 1. Januar bis 31. Dezember 1928** Von G. Krumbach. 24 S. gr. 8° 1929 Rmk 1,20
- Heft 11: Die wichtigsten Erdbeben des Jahres 1924 und ihre Bearbeitung.** Von G. Krumbach und A. Sieberg. Lex. 8° Rmk 6.—

**Veröffentlichungen**  
**der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena**  
Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**  
Heft 12

---

# **Entstehung und Ausbreitung Deutscher Erdbeben**

**in ihrer Abhängigkeit von den geologischen  
Verhältnissen**

Von

**Fritz Nennstiel**

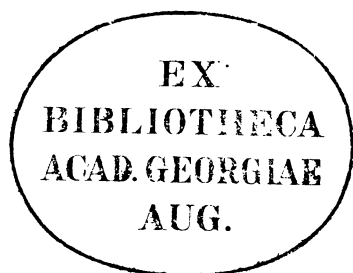
Mit 8 Karten im Text



**Jena**  
Verlag von **Gustav Fischer**  
1930

Die vorliegende Arbeit bildet einen Auszug aus einer größeren, die Herr Dr. Fritz Nennstiel an der Reichsanstalt für Erdbebenforschung durchgeführt hat. Der Kosten wegen mußte davon abgesehen werden, die Untersuchungen vollinhaltlich, mit sämtlichen 34 Karten, Profilen und graphischen Darstellungen zum Abdruck zu bringen.

**O. Hecker**



2 7.31.3853

# Inhaltsverzeichnis.

---

## Erster Abschnitt.

### **Monographische Bearbeitung einzelner Erdbeben.**

I. Das Südschwarzwald-Beben vom 22. Januar 1896 . . . . .	6
II. Das Westdeutsche Erdbeben vom 26. August 1878 . . . . .	10
III. Das erste Herzogenrather Erdbeben vom 22. Oktober 1873 . . . . .	14
IV. Das zweite Herzogenrather Erdbeben vom 24. Juni 1877 . . . . .	17
V. Das Erdbeben im Hohen Venn vom 14. Januar 1928 . . . . .	18
VI. Das Mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895 . . . . .	21

## Zweiter Abschnitt.

### **Die festgestellten Erdbebenherde als geologische Störungsstellen.**

VII. Der Herd des Bonndorfer Grabens . . . . .	24
VIII. Der Herd der Rur-Erft-Schollen . . . . .	25
IX. Der Herd des Feldbiß . . . . .	26
X. Der Herd im Hohen Venn . . . . .	27
XI. Zusammenfassendes über die Erdbebenherde am Niederrhein . . . . .	28
XII. Seismische Vergitterung am Niederrhein . . . . .	28
XIII. Der Herd im Sudetenvorland . . . . .	31

## Dritter Abschnitt.

### **Abhängigkeit der Bebenstärken von den geologischen Verhältnissen.**

XIV. Bodenbeschaffenheit und scheinbare Bebenstärke . . . . .	35
1. Wasserdurchtränkte Schwemmlandböden . . . . .	35
2. Trockene Lockerböden . . . . .	35
3. Verbandsfeste Gesteine . . . . .	36
XV. Tektonik und scheinbare Bebenstärke . . . . .	37
1. Der Einfluß von Faltung . . . . .	38
2. Der Einfluß von Bruchstörungen . . . . .	38
Literaturverzeichnis . . . . .	41

An der Hand von Erdbeben, die im Boden Deutschlands entstanden sind, sollen folgende Fragen untersucht werden:

1) Die Wirkungsweise der einzelnen Bebenherde, von denen anzunehmen ist, daß sie verschiedenartige Charaktereigenschaften haben. Hierfür ist es notwendig, festzustellen einmal Lage und geometrisches Bild des Herdes als geologische Störungsstelle, andererseits den das Erdbeben auslösenden Bewegungsvorgang in der Herdstörung.

2) Die Abhängigkeit der scheinbaren Bebenstärken innerhalb des Schüttergebietes von Bodenbeschaffenheit und Tektonik.

Für derartige Untersuchungen kommen bloß Arbeitsmethoden der Makroseismik in Frage. Trotzdem es sehr viele makroseismische Monographien über Erdbeben gibt, tragen nur wenige den vorgenannten Bedürfnissen Rechnung. Diese auf den ersten Blick befremdliche Tatsache hat ihre natürliche Ursache darin, daß bis vor kurzem weder die Problemstellung genügend erkannt, noch geeignete Untersuchungsmethoden geschaffen waren. So beruhen denn auch bei den meisten früheren Beben die Angaben über die Entstehungsart nicht auf dem geologischen Nachweis, sondern mehr auf theoretischen Überlegungen. Aber erfreulicherweise enthalten manche unter den älteren Monographien genügendes Beobachtungsmaterial, das Untersuchungen nach der Lais-Sieberg'schen Methode (22, 48, 50) zur Grundlage dienen kann.

## Erster Abschnitt.

### **Monographische Bearbeitung einzelner Erdbeben.**

In Deutschland ist die Erdbebentätigkeit, wenn wir vom Alpenrand absehen, besonders rege in solchen Gebieten varistischer Faltung, die nach der Einrumpfung durch Brüche in Schollen zerlegt worden sind. Die drei Erdbebengebiete, für die Neubearbeitungen von Einzelbeben vorgenommen wurden, zeigen charakteristische Unterschiede:

Das oberrheinische Gebirgssystem mit dem großen Grabenbruch des Rheintals zwischen Basel und Bingen ist zwar besonders reich

an Erdbeben; aber nur selten richten diese geringfügige Gebäudeschäden an. Neben den Herden bei Straßburg und Kandel im Muldentiefsten kommen vor allem die beiden Rheintalspalten, sowie Brüche im Innern der Vogesen und namentlich des Schwarzwaldes in Betracht. Die Schwarzwälder Hauptherde sind Dinkelbergschollen, Bonndorfer Graben, Freiburger Bucht, die Staffelbrüche unter dem vulkanischen Kaiserstuhl, die Lahr-Offenburger Schollen und der Bornstädter Graben. Hier handelt es sich also um offene Tektonik.

Im Gegensatz dazu sind die Erdbeben des Niederrheins an die von tertiären und quartären Ablagerungen verdeckte Tektonik gebunden. Diese neozoische Bruchtektonik schuf der Einbruch der Niederrheinischen Bucht, der auch den Nordrand des Hohen Venns durch Querbrüche zerstückelte und mindestens auf Abschnitte des gebirgigen Rheintales bestimmend wirkte. Manche niederrheinischen Erdbeben riefen nicht unerhebliche Gebäudeschäden hervor, vereinzelt forderten auch Menschenopfer. Bebenfrei ist das ungebrochene Innere des Rheinischen Schiefergebirges. Vulkanische Erdbeben fehlen, auch in der Vulkanischen Eifel. Einsturzbeben sind möglich, aber nicht nachgewiesen.

Über die Erdbebentätigkeit im Ostabschnitt des varistischen Faltenbogens ist nur wenig Sicheres bekannt. Entsprechend dem verhältnismäßig großzügigen tektonischen Schollenbau jener Gegend hält sich dort die Erdbebenhäufigkeit auf recht niedriger Stufe, schwere Beben scheinen zu fehlen. Störend beeinflussten die benachbarten alten Massen der Russischen Tafel und der Böhmisches Masse den Aufbau der Sudeten. Längs des Ostrand des Gebirges sinkt das Vorland, zu Schollen zerstückelt, in die Tiefe und ist dort von jungen Lockermassen verdeckt. Auch das Innere des Gebirges weist zahlreiche Bruchstörungen jugendlichen Alters auf.

## **I. Das Südschwarzwald-Beben vom 22. Januar 1896.**

Hauptsächlichster Bearbeiter des Bebens, mit besonderer Berücksichtigung Badens, ist K. Futterer (11) gewesen. Ergänzungen hierzu brachten J. Früh (10) und G. Gerland (13), das württembergische Beobachtungsmaterial A. Schmidt (43). Mit den Beziehungen dieses Bebens zu den übrigen Schwarzwaldbeben beschäftigte sich W. Deecke (5).

Die neue Karte Abb. 1 entnahm die tektonischen Unterlagen den Karten von C. Regelmann (40), W. Kranz (20), A. Sieberg - R. Lais (55) und R. Lepsius (34).

Am 22. Januar 1896 um 0<sup>h</sup> 46<sup>m</sup> wurden der gesamte Schwarzwald, die Vogesen und die Nordschweiz von einem ziemlich heftigen Erdbeben erschüttert, dessen Bewegungen bis Hall, Ulm, Bregenz, Morges, Epinal, Hagenau und Baden hin bemerkt wurden. Das Gesamtschüttergebiet

bildet ein Parallelogramm, dessen großen Seiten, Epinal—Hall und Morges—Bregenz, beide in der Richtung des varistischen Streichens liegen und je eine Länge von ca. 260 km haben. Die Senkrechte hierzu, in der Richtung von Luzern nach Zabern, beträgt ca. 200 km. Auf der Ostseite des Schwarzwaldmassivs, dort wo es, stark in Schollen zerlegt, unter den Buntsandstein und Muschelkalk untertaucht, breitet sich zwischen den Orten Bonndorf, Lenzkirch, Neustadt, Löffingen das pleisto-

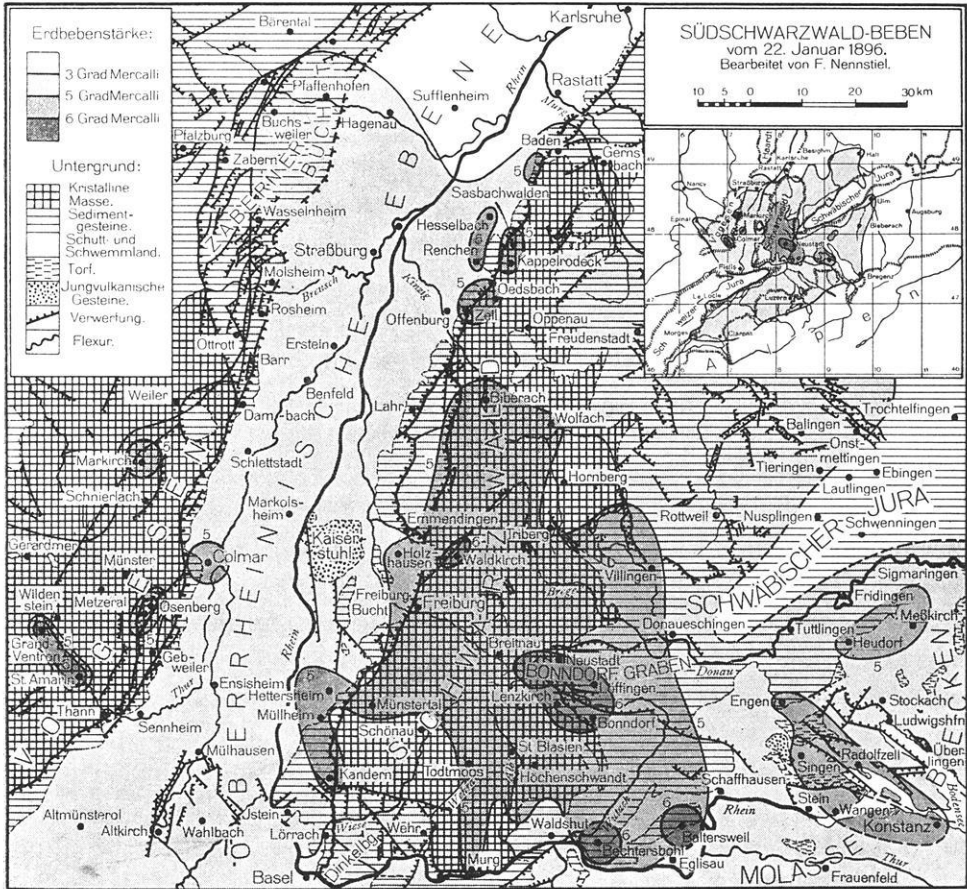


Abb. 1

seiste Gebiet mit Bebenwirkungen 6. Grades aus. Ein sekundäres Gebiet stärkster Erschütterung, mit gleichen Bebenstärken, trat in den südlichen Vogesen im St. Amarintal, zwischen St. Amarin und Le Grand Ventron auf.

Die wichtigsten Ergebnisse der Neubearbeitung des Erdbebens lassen sich an der Hand der Iseistenkarte Abb. 1 folgendermaßen kurz zusammenfassen:



1. Epizentralgebiet war die pleistoseiste Zone auf der Ostseite des Feldbergmassivs, die von den Ortschaften Neustadt, Löffingen, Bonndorf und Lenzkirch begrenzt wird. Jenes Gebiet, dessen kompliziert gestalteter Untergrund aus Gneisen und Graniten mit dynamometamorpher Struktur besteht und in der Gegend von Lenzkirch stark eingepreßte Schollen von unterem Karbon enthält, ist von den Störungen des Bonndorfer Grabens durchsetzt; auf ihr ist z. B. auf Blatt Neustadt der Buntsandstein staffelförmig eingesunken. In der Form einer langgestreckten Ellipse legt sich das pleistoseiste Gebiet um die Südtaffel des Bonndorfer Grabens.

2. Herd des Bebens ist, in guter Übereinstimmung mit den Annahmen von Futterer (11), Gerland (13) und Deecke (5), der Bonndorfer Graben gewesen. Auf den südlichen Staffeln dieses Grabens, deren Einzelschollen einer neuen Gleichgewichtslage zustreben, entstand durch gleitende Reibung auf den bewegten Schollenrändern ein tektonisches Erdbeben.

Über die Herdtiefe lassen sich keine zahlenmäßigen Angaben machen, da es noch keine brauchbaren Methoden für deren Bestimmung gibt (52). Jedoch ist es möglich, aus dem Kartenbild einige Schlüsse auf die ungefähre Tiefe des Erregungszentrums zu ziehen. Man darf nämlich den Annahmen von Futterer, Früh und Deecke zustimmen, daß der Bebenherd nicht allzu nahe der Erdoberfläche gelegen habe. Denn wenn sich auch das Schüttergebiet weiter erstreckt, als es die ursprünglich im Bebenherd erzeugte Energie bedingen würde, so ist es doch noch recht umfangreich im Hinblick auf die geringe Bebenstärke im Epizentralgebiet. Das heißt mit anderen Worten: Das makroseismische Schüttergebiet entspricht einer recht kleinen Kalotte des einpoligen seismischen Kraftfeldes.

3. Die Ausbreitung der scheinbaren Bebenstärken gibt sowohl in den Hauptzügen, als auch in vielen Einzelheiten deutliche Beziehungen zum Untergrund zu erkennen. Infolgedessen decken sich manche unter den beim vorliegenden Beben gemachten Beobachtungen mit solchen des großen Bebens (55) von 1911. An dieser Stelle sollen bloß einige wenige Tatsachen besonders hervorgehoben werden.

Das Gesamtschüttergebiet wird von zwei auffallenden Eigentümlichkeiten beherrscht. In der Richtung des varistisch streichenden Grundgebirges wurde die Erschütterung zu Seiten beider Juraketten weit nach NO in das Schwäbische Stufenland und nach SW in die Schweizer Molasseebene hineingeleitet. Dazu bemerkte schon Futterer, es müsse sicher zugegeben werden, daß das Streichen der Schichten unter Umständen eine Ablenkung der Fortpflanzungsrichtung bewirken könne.

Aber befremdlicherweise schieden aus dem Schüttergebiet sowohl der Schweizer als auch der Schwäbische Jura aus, die beide gewissermaßen einen stabilen Keil in die bewegte Fläche hineintrieben. Eine Erklärung hierfür zu bringen ist noch nicht gelungen.

Der kristalline Schwarzwald bildet das Hauptschüttergebiet. Große Teile der Schwarzwaldbrüche sprechen mit erhöhten Intensitäten an. Dadurch wurden von der Rheintalspalte der westliche Zug zwischen Kandern und Achern sowie der Schramberger Graben der isoseisten Fläche 5. Grades angegliedert. Der Kern bei Waldkirch (vgl. 1911) verdankt seine höhere Bebenstärke wohl dem Ansprechen der Elztalspalte im Verein mit den Schottern des Talbodens, während derjenige von Balterstweil-Bechtersbohl auf die Alluvionen der Wutach und ihrer Nebenflüsse zurückzuführen sein dürfte. Von stärkeren Erschütterungen frei blieb auch diesmal wieder (5) der Dinkelberg, weil er eine selbständige Scholle bildet.

Ohne Zusammenhang mit dem Hauptschüttergebiet im Schwarzwald bleiben drei Gebiete:

Am Zeller See spendeten, im Verein mit dem vertorften Untergrund, vor allem junge Brüche starke Zusatzenergien.

Im Rheintal beruhen die Kerne größerer Bebenstärke auf der Bodenbeschaffenheit, z. B. auf Vertorfung bei Renchen und Hesselbach, auf wasserdurchtränkten Alluvionen bei Kolmar.

Die Vogesen, die im kristallinen Teil gleichmäßig mit 4<sup>o</sup> erschüttert sind, zeigen lokale Störungsfelder mit Zusatzenergien auf der Markkircher Verwerfung und im Winzfelder Einbruchsbecken. Ganz besonders merkwürdig sind aber die Vorgänge im Sankt Amarintal. Dieses Tal zeigt jedesmal, wenn es in das Schüttergebiet irgendeines Schwarzwaldbebens einbezogen wird, eine ganz auffallende Intensitätssteigerung. Beim vorliegenden Beben war sie sogar so groß, daß Früh (10) auf den allerdings unhaltbaren Gedanken kam, hierhin das Herdgebiet zu verlegen. Für das beständige Ansprechen des St. Amarintales wurden Erklärungen versucht. Regelmann (39) glaubte, eine Herdlinie Basel—Thann, eine herzynische Störung annehmen zu können, die die Energien durch den Untergrund des Sundgaues nach den Vogesen fortleiten sollte. Diese Ansicht fand Beifall (47 und 42). Doch ist über den Verlauf einer solchen Linie, die ja die geologische Form eines Bruches haben müßte, innerhalb des Grabens nichts bekannt, obwohl jenes Gebiet durch den Kalibergbau weitgehend erschlossen ist. Mehr Wahrscheinlichkeit dürfte der Annahme zukommen, das St. Amarintal sei durch eine Verwerfung angelegt. Auf dem Ansprechen dieser Störung, die äußerst labil sein müßte, noch verstärkt von den Wirkungen der Flußalluvionen, würde die immer wieder

auftretende, starke Intensitätssteigerung beruhen. Über eine Fortsetzung dieser Zone durch den Untergrund des Sundgaues nach Basel ist nichts bekannt; infolgedessen und wegen Mangels an geologischem Beobachtungsmaterial bleibt eine endgültige Stellungnahme zu diesem Problem undurchführbar.

## II. Das Westdeutsche Erdbeben vom 26. August 1878.

Die durch A. v. Lasaulx gemeinsam mit E. Schuhmacher durchgeführte Bearbeitung (29) dieses Bebens ist nicht im Druck erschienen. Auch ist es trotz aller Bemühungen nicht möglich gewesen, das diesbezügliche Manuskript oder Beobachtungsmaterial ausfindig zu machen. Deshalb beruhen unsere bisherigen Kenntnisse über dieses Beben auf vereinzelt Notizen, die sich in einer Arbeit von Lasaulx (26) eingestreut finden; diese hatte Sieberg (45) zu einem kurzen Gesamtbilde vereinigt.

Glücklicherweise fanden sich in dem großen handschriftlichen Erdbebenkatalog des Aachener Erdbebenforschers und Badearztes B. M. Lersch, den das Meteorologische Observatorium in Aachen der Reichsanstalt leihweise überlassen hat, ausführliche Beobachtungen (35) dieses Bebens, und zwar aus 442 Ortschaften. Dieses Material, im Verein mit den Angaben von Lasaulx, bildet die Grundlage für meine neu bearbeiteten Isoseistenkarten Abb. 2 und 3 und die daraus gezogenen Schlüsse. Keinen nennenswerten Zuwachs an brauchbaren Beobachtungen lieferten die Arbeiten von A. Lancaster (23, 25) und H. J. Klein (17, 18).

Am 26. August 1878 um 8<sup>h</sup> 50<sup>m</sup> erregte am Niederrhein ein ziemlich heftiges Erdbeben nicht geringen Schrecken. Denn im pleistoseisten Gebiete, in der Gegend von Ober-Embt, Elsdorf, Berrendorf und Etzweiler entstanden breite Risse in den Hausmauern und fast alle Schornsteine stürzten von den Dächern; kein Haus blieb unbeschädigt. In weitem Umkreise kam es zu leichteren Gebäudeschäden. Auch das Schüttergebiet hatte für mitteleuropäische Verhältnisse ganz beträchtliche Größe. Denn es reichte vom Brüsseler Becken bis zum Leinetalgraben, von der Zuider See bis in die oberrheinische Tiefebene; Houthem im Westen, Göttingen und Hannover im Osten, Hasselt im Norden sowie Straßburg und Durbach im Süden waren seine äußersten Punkte. Dem entsprechen makroseismische Reichweiten nach NO und SO von ca. 300 km, nach W von 260 km und nach NW von 200 km. Im übrigen war das Beben die erste und zugleich stärkste Äußerung einer fast 9 Monate anhaltenden Bebenperiode.

1. Das Epizentralgebiet (Abb. 2) mit der langgezogenen, pleistoseisten Zone 8. Grades gehört der Niederrheinischen Bucht an. Seine Hauptrichtung SO—NW entspricht der Richtung jener offenen Spalten, die noch im Diluvium als Verwerfungen fortlebten. Während aber im östlich gelegenen Braunkohlenrevier des Flözgrabens der Ville die einzelnen Verwerfungen, namentlich Rur-, Erft- und Swistsprung, als Steilabfälle

gegen die Bachläufe gut erkennbar sind, fehlt der geologische Nachweis einzelner Störungen in unserem Epizentralgebiet. Fliegel (6) bezeichnet jene Gegend als die Rur-Erft-Schollen, um auszudrücken, daß dort im Untergrund eine ganze Anzahl von Einzelschollen vorhanden seien; auch

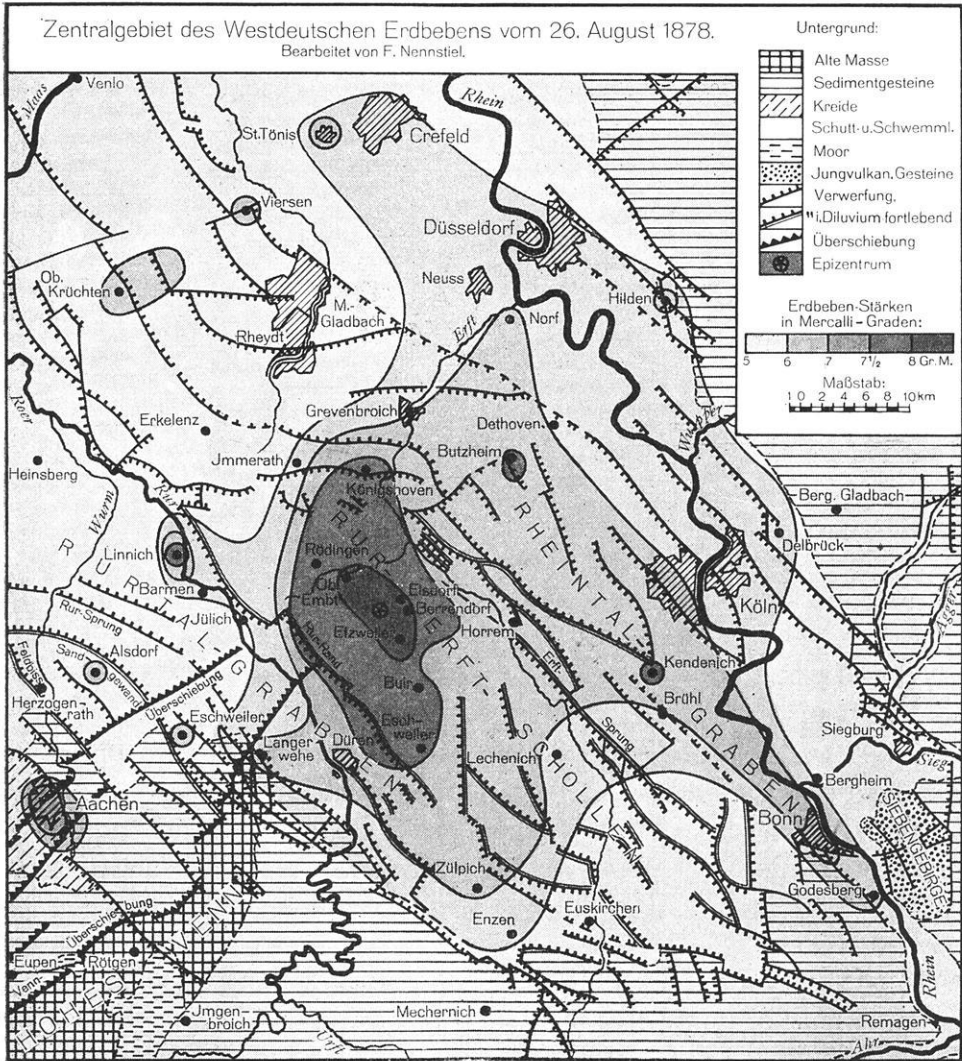


Abb. 2

rechnet er durchaus mit der Möglichkeit, daß sich nahe dem Rurrande ein vordiluvialer Horst hinziehe.

2. Der Herd des Bebens muß, wie aus Gestalt und Richtung der pleistoseisten Zone hervorgeht, eine im festen Fels der Rur-Erft-Schollen, unter diluvialer Decke, SO—NW streichende Verwerfung sein. Sie könnte

sich, parallel zu Rur- und Erftsprung, etwa in der Richtung von Ober-Embt nach Elsdorf erstrecken. Einige kleine Störungen nordwestlich des angenommenen Epizentrums, bei Kirchherten, Opherten, Holzweiler und Katzen deuten in ihrem rheinischen Streichen auf Verlängerungen des Erftsprunges und ihm paralleler Spalten hin; auch sind südöstlich davon einige SO—NW Störungen zu sehen. Als reine Rechnungsgröße für das Epizentrum würde sich ergeben:

$$\varphi = 50^{\circ} 56' \text{ N und } \lambda = 24^{\circ} 12' \text{ O.Gr.}$$

Die gute Übereinstimmung dieses Wertes mit dem von Lasaulx (26) gefundenen beruht darauf, daß v. Lasaulx stets den beobachteten Bebenstärken in vollem Umfange Rechnung trug und dadurch vor solchen geologischen Mißgriffen bewahrt wurde, wie sie bei v. Seebach (44, vgl. dazu 12) durch die einseitige Durchführung seiner aus praktischen Gründen unbrauchbaren Isochronenmethode die Regel waren.

3. Die Ausbreitung (Abb. 3). In der Ausbildung der isoseisten Flächen sehen wir hauptsächlich zwei Richtungen bevorzugt, die fast senkrecht zueinander stehen, nämlich SW—NO und NW—SO. Durch die Einschnürung zwischen den Orten Betzdorf a. d. Sieg und Schmidt-heim i. d. Eifel wird das Gesamtschüttergebiet in zwei Teile zerlegt. Die Seiten des fast rechteckigen Nordabschnittes verlaufen parallel zu den Richtungen Brüssel—Hannover und Grave—Zülpiich. Der Südabschnitt bildet ein in gleicher Richtung orientiertes Rechteck zwischen Saarbrücken, Trier, Herborn und Homburg. Hieran gliedert sich die schlauchförmige Ausstülpung in die Oberrheinische Tiefebene hinein.

Die Beziehungen der Bebenstärken zu Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik sind in allen Einzelheiten untersucht worden, als Grundlage für den zweiten Teil der vorliegenden Arbeit. Für die Gegenden außerhalb der Niederrheinischen Bucht geschah dies vorzugsweise in Anlehnung an die Arbeit und Karte von F. Kossmat (19) über die Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Da Raummangel ein näheres Eingehen darauf verbietet, seien nur einzelne Hauptpunkte kurz hervorgehoben.

Die inneren Teile des Schüttergebietes lassen immer wieder den starken Einfluß der jungen, Energie spendenden SO—NW-Störungen erkennen, vor allem auch von Rhein- und Maasgraben. Andererseits macht sich auch die bessere Leitfähigkeit in der Richtung des varistischen Streichens auffällig bemerkbar.

Neben den geschlossenen isoseisten Flächen des Zentralgebietes zeigen sich isolierte Kerne höherer Intensitäten. Bei Eschweiler und Alsdorf traten verstärkte Bewegungen längs der Sandgewand genannten Verwerfung und der jungen westlichen Randstaffeln des Rurtalgrabens auf.

Für die Erscheinungen in Aachen, das jedesmal, wenn es in das Schüttergebiet eines Bebens einbezogen wird, starke Zusatzenergien erhält<sup>1)</sup>, spricht neben dem Mosaik des Untergrundes die starke Schollenbeweglichkeit infolge der Überschneidung der Aachener und Burtscheider Überschiebung durch die zahlreichen, das Wurmrevier durchsetzenden jungen Störungen. Dieses steht in voller Übereinstimmung mit der Ansicht

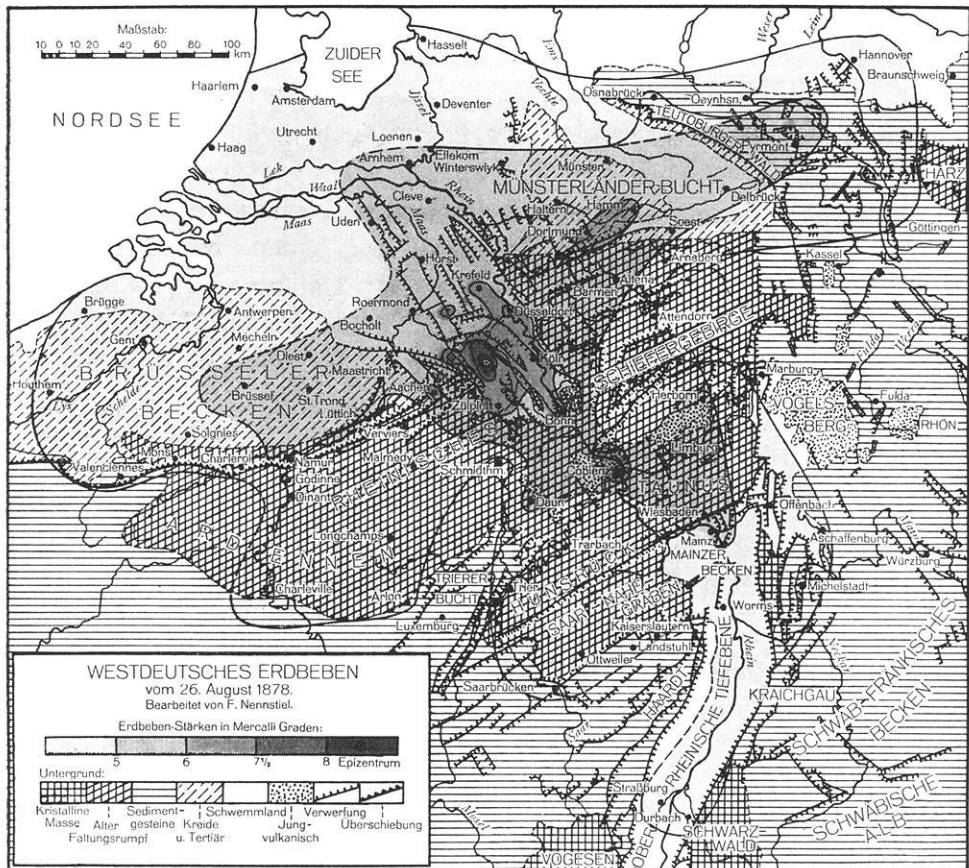


Abb. 3

A. Siebergs (51), daß die Überschiebungen als Produkt der varistischen Faltung seit deren Aufhören seismisch tot sind; daß aber die Aachener Ortsbeben samt den Verstärkungen den jüngeren, mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht eng verbundenen Querbrüchen ihre Entstehung verdanken.

1) Nach älterer Auffassung wurde diese Beobachtungstatsache irrtümlicherweise als Relaisbeben bezeichnet.

Durch das Einbeziehen des Neuwieder Einbruchsbeckens in das Schüttergebiet treten dort längs der jungen Verwerfungen Zusatzenergien auf, so daß das Beben neu verstärkt in die jungen Lockermaterialien der Vulkanischen Eifel und des Westerwaldes eindringen kann.

Die gute Leitfähigkeit für elastische Wellen, die das vor dem eingerumpften Faltengebirge des Rheinischen Schiefergebirges varistisch durchstreichende Karbon besitzt, bedingt die Ausbreitung nach Südwesten und Nordosten; denn innerhalb der oberflächlichen Lockermassen werden die elastischen in gravitationale Bewegungen umgesetzt und erzeugen so die Verstärkung. Letztere wird im Westen, im Brüsseler Becken, unterstützt durch Einflüsse des Brabanter Massivs, im Osten durch die ansprechenden Störungen des Leinetalgrabens.

Längs der Riesenüberschiebung der Grande Faille du Midi zeigt sich mit dem Karbon ein deutliches Absetzen nach Süden. Nur in den ungebrochenen, steil aufgerichteten varistischen Falten der devonischen Schiefer des Rheinischen Schiefergebirges erfährt die fühlbare Erschütterung eine starke Dämpfung.

Die Brüche im Untergrund der Oberrheinischen Tiefebene, sowie die dortigen Schottermassen leiteten das Beben bis Straßburg und Durbach.

### **III. Das erste Herzogenrather Erdbeben vom 22. Oktober 1873.**

Die Bearbeitung des Bebens durch A. v. Lasaulx (27), mit einer allerdings für uns unbrauchbaren Iseisten- und Homoseistenkarte, enthält auch reiches Beobachtungsmaterial. Ergänzungen zu letzterem durch B. M. Lersch (36) sowie für das belgische Gebiet durch A. Lancaster (24) konnten für die Neubearbeitung mit verwertet werden. Es lagen bereits neue Manuskriptkarten beider Herzogenrather Beben vor, die in Siebergs erdbebenkundlichem Praktikum von P. Müllers-Odenkirchen entworfen und mir in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden waren. Aber der Zugang von weiterem Beobachtungsmaterial machte umfangreiche Umarbeitungen und Erweiterungen notwendig. Das Ergebnis ist die Karte Abb. 4; ihr liegen die Beobachtungen aus 143 Ortschaften zugrunde.

Im westlichen Grenzgebiet der Rheinprovinz begann am 28. September 1873 eine Periode von Erderschütterungen, die bis in die ersten Dezembertage dauerte. Bis zum 19. Oktober nahm die Bebenstärke allmählich zu, und vom 31. Oktober ab ging sie sehr zurück.

Der 22. Oktober brachte um 9<sup>h</sup> 42<sup>m</sup> den Hauptstoß sowohl hinsichtlich der Stärke, als auch der Größe des Schüttergebietes; verbunden war er mit dumpfen, unterirdischem Geräusch. Die stärksten Wirkungen, den Bebenstärken 8. Grades entsprechend, zeigten sich nördlich von Aachen,



in der Herzogenrather Gegend. Von dort aus breitete sich das Schüttergebiet bis Brüssel im Westen, sowie Gießen, Siegen und Münster im Osten aus. Das entspricht makroseismischen Reichweiten nach W von 125 km, nach SO und NO von ca. 180 km.

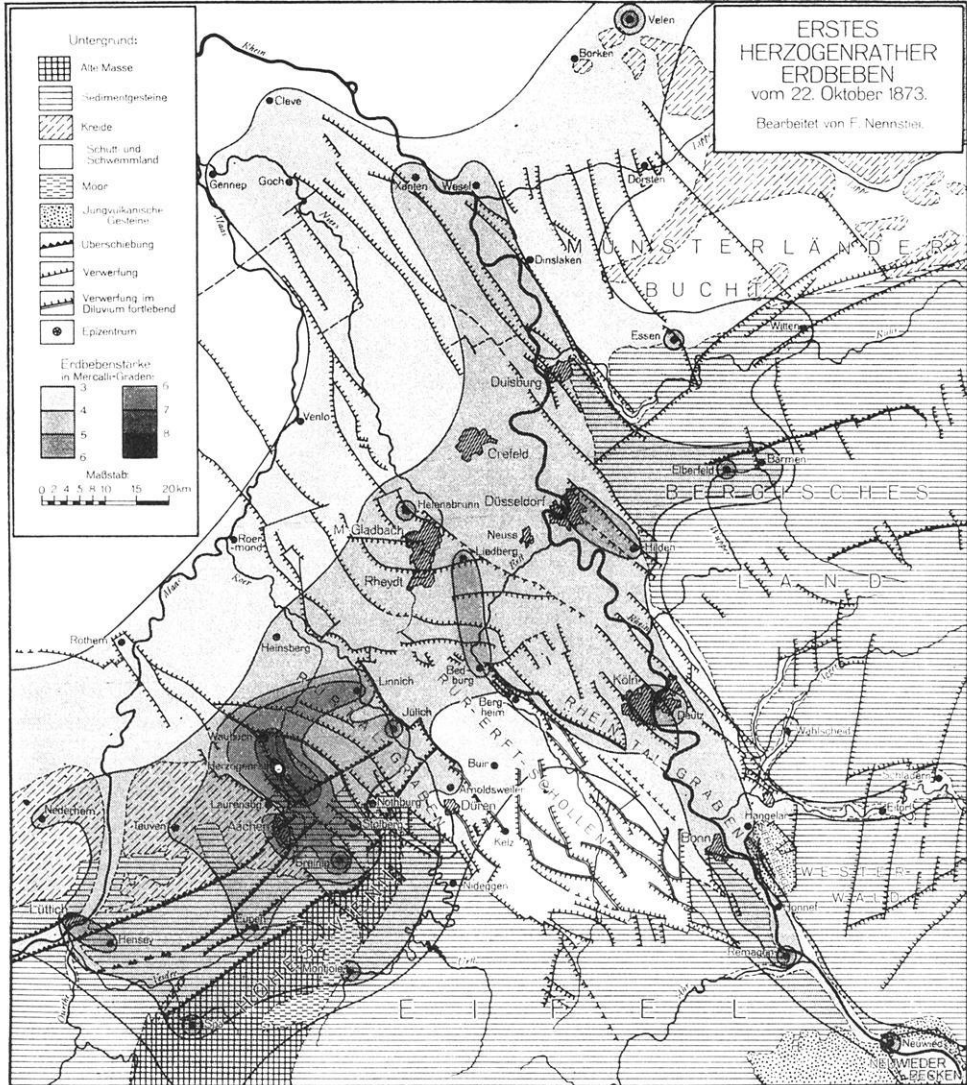


Abb. 4.

1. Das Epizentralgebiet (Abb. 4), in der Wurmmulde, wird von der 7<sup>0</sup>-Isoseiste umschlossen. Zwischen den Ortschaften Waubach, Rimburg, Würselen und Weiden bildet es ein Rechteck, das sich vornehmlich von SO nach NW erstreckt. Ungefähr im Schwerpunkt dieser Fläche



liegt bei dem Dorfe Herzogenrath ein Kern 8. Grades. Die Intensitätsverstärkung an jener Stelle kann nicht nur durch die dort, wie auch anderweit auftretenden miozänen Quarzsande hervorgerufen sein. Vielmehr entspricht der Kern dem Epizentrum mit den Koordinaten:

$$\varphi = 50^{\circ} 52' \text{ N und } \lambda = 23^{\circ} 45' \text{ O.Gr.}$$

2. Der Herd. Durch die 7<sup>o</sup>-Zone streicht die Feldbiß genannte Verwerfung. Schon A. v. Lasaulx (27) hat den Feldbiß als Herdverwerfung für das Beben angesehen, und an dieser Ansicht ändert sich auch nichts durch die Neubearbeitung. Ausführliches darüber bringt der zweite Abschnitt.

3. Die Ausbreitung. Die inneren Teile des Bebenbildes lassen den starken Einfluß der jungen, im Zusammenhang mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht entstandenen Brüche sehr klar erkennen. Besonders dort, wo diese SO—NW streichenden Brüche die Aachener und die Venn-Überschiebung überschneiden, erscheinen Kerne mit höheren Bebenstärken. Auch der Einfluß der Rurrandverwerfung macht sich gut bemerkbar.

Besser noch als beim Westdeutschen Beben von 1878 kommen in den Gebieten geringerer Bebenstärken die beiden Faktoren zur Geltung, die für die Ausbreitung von Rheinlandbeben maßgebend sind. Im Westabschnitt fördert der varistisch durchstreichende Untergrund die flächenhafte Ausbreitung nach Südwesten und Nordosten. Der Nördliche und Südliche Rheintalgraben bedingen durch ihre labilen Störungen das Fortleiten der Energie nach Norden und Süden. Die Einbeziehung des Neuwieder Beckens, mit seinen Zusatzenergien, hat sicherlich auf die Weiterleitung bis Gießen Einfluß gehabt.

Schon v. Lasaulx hatte klar erkannt, daß das Beben beim Übertritt in das Schiefergebirge auffallende Schwächung erleidet. In die Schiefer des Bergischen Landes dringt die fühlbare Erschütterung nur innerhalb der Alluvionen der sich gegen die Wellenfront öffnenden Flußtäler vor, oder sie wird dort nur in den Zonen mit starker Schollenbeweglichkeit beobachtet. Gegen das Innere des Hohen Venns schreitet die Bebenenergie vor allem mit Hilfe der jungen SO-NW-Spalten fort.

Das vor dem varistischen Bogen und seinen Überschiebungen durchstreichende Karbon ist in der Streichrichtung seiner Falten ein guter Leiter für die elastischen Wellen, die sie nach Osten in die Münsterer Kreidebucht und nach Westen, unterstützt durch das Brabanter Massiv, bis ins Brüsseler Becken leitet.

#### IV. Das zweite Herzogenrather Erdbeben vom 24. Juni 1877.

Wieder ist es einer Arbeit von A. v. Lasaulx (28) zu danken, daß das Beobachtungsmaterial über die Erschütterung von 297 Ortschaften erhalten und zugänglich blieb. Es liegt der neubearbeiteten Karte Abb. 5 zugrunde.

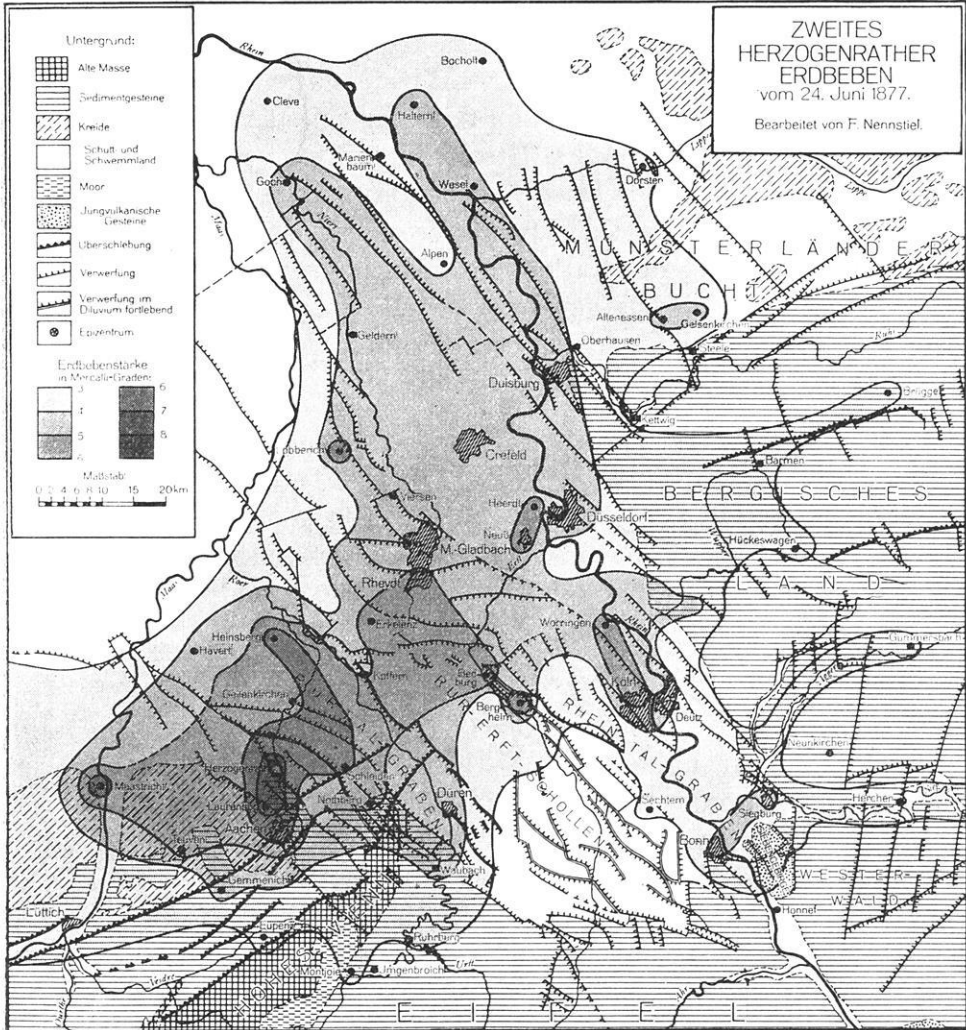


Abb. 5

Am 24. Juni 1877 um 8<sup>h</sup> 53<sup>m</sup> nahm abermals ein Erdbeben 7.—8. Grades, begleitet von dumpfen, unterirdischen Geräuschen, in der Herzogenrath Gegend seinen Ursprung. Es sandte die Ausläufer seiner Bewegung nach Westen bis Brüssel, nach Osten bis Brügg und Altenkirchen, nach Norden bis Bochholt und Griethausen. Das entspricht

makroseismischen Reichweiten nach Westen und Norden von 125 km, nach Osten von 110 km. Nur einige wenige, ganz unbedeutende Nachbeben folgten dem Hauptstoß.

1. Das Epizentralgebiet und das Epizentrum lagen an der gleichen Stelle wie beim ersten Herzogenrather Erdbeben.

2. Der Herd des Bebens muß unter diesen Umständen ebenfalls der gleiche gewesen sein, nämlich der Felddiß.

3. Die Ausbreitung zeigt, wie nicht anders zu erwarten, in den großen Zügen weitgehende Übereinstimmung mit dem Beben von 1873. Manche Abweichungen in der Gestalt der isoseisten Flächen beruhen zweifellos darauf, daß für beide Beben zum Teil Beobachtungen aus anderen Ortschaften vorlagen. Da die Isoseisten streng nach dem vorhandenen Material, die Karten unabhängig voneinander konstruiert wurden, ergeben sich aus der Lage der Beobachtungsorte Verschiedenheiten des Gesamtbildes, die ausgeglichen werden könnten, ohne dem Material Zwang anzutun.

## V. Das Erdbeben im Hohen Venn vom 14. Januar 1928.

Über dieses Beben hat die Erdbebenwarte der Technischen Hochschule in Aachen Material gesammelt, das P. Wilski (58) in der Aachener Zeitung veröffentlichte. Die in diesem Aufsatz enthaltenen Notizen über die Wirkungen der Erschütterung bilden die Unterlage für die beiliegende Isoseistenkarte Abb. 6. Da sich die vorhandenen Nachrichten auf 56 Ortschaften beschränkten, konnte der Verlauf der Isoseisten in einigen Teilen bloß vermutet werden; dort sind die Linien gestrichelt.

In der Nacht zum 14. Januar 1928 gegen 1<sup>h</sup> 20<sup>m</sup> nahm im Hohen Venn ein oft mit unterirdischem Donner begleitetes Erdbeben seinen Ursprung. Es wurde bis Brüssel im Westen, Dattenfeld a. d. Sieg im Osten, Gerolstein im Süden und Krauthausen im Norden verspürt. Somit zeigt das Gesamtschüttergebiet von Brüssel bis Dattenfeld mit 225 km eine weite west-östliche Ausdehnung, der eine nord-südliche von Gerolstein bis Krauthausen von kaum 65 km gegenübersteht.

1. Das Epizentralgebiet (Abb. 6) lag im Hohen Venn, wo zu Kalterherberg der 6. Grad erreicht wurde. Weitere Nachrichten aus diesem sehr dünn besiedelten Massiv, mit seinen weiten Mooren über kambrischen Phylliten, fehlen. In der Fläche zwischen den Isoseisten 5. und 6. Grades entfällt auf den Südwesten die Gegend von Eupen bis Rötgen, auf das Mittelstück der Abschnitt Herzogenrath-Aachen und auf den Nordosten die Gegend Kohlscheid-Stolberg.

2. Der Herd. Für frühere Vennbeben lagen nach Sieberg (50, 51) die Herde auf jungen Verwerfungen, die in großer Zahl das Gebirge quer

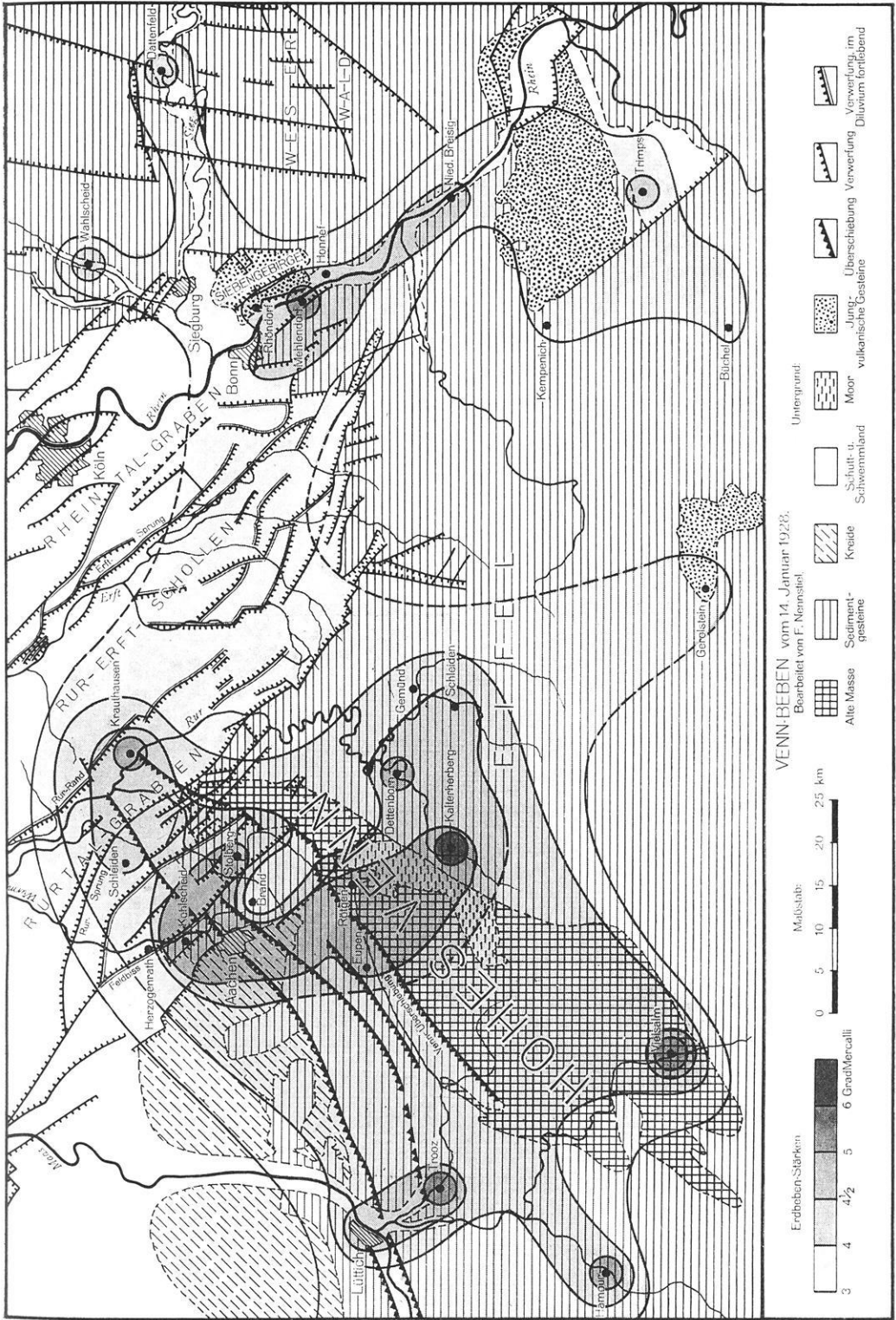


Abb. 6

zu den Überschiebungen durchsetzen und mit dem Einbruch der Köln-Dürener Bucht im Zusammenhang stehen. Danach ist zu vermuten, daß als Bebenherd eine SO-NW streichende Verwerfung in Frage kommt, die noch nicht geologisch aufgeschlossen ist; näheres darüber bringt der zweite Abschnitt.

Die Gegend des pleistoseisten Gebietes ist durch den Kern von Kalterherberg angedeutet; die Kreisform der 6<sup>o</sup>-Isoseiste soll darauf hinweisen, daß Form und Größe dieses Kernes nicht näher angebbar sind. Kalterherberg liegt nicht im Tale der Rur, sondern auf der Hochfläche. Eine örtliche Verstärkung der Intensität durch Flußalluvionen kommt also nicht in Frage. Von Kalterherberg aus nach NW würde sich demnach, dem Zuge der die Wellen aussendenden Spalte folgend, das Herdgebiet voraussichtlich bis in die Gegend zwischen Eupen und Rötgen erstrecken.

Dem vorgenannten Hauptbeben gingen zwei leichte Erschütterungen voraus. Die erste, in der Nacht vom 10. zum 11. Januar, wurde in den Orten Schmidt, Steckenborn, Strauch, Kesternich und Witzerath bemerkt. Diese Orte dürften wohl den Bewegungen einer Verlängerung der Münstergewand ihre Stöße verdanken. Ganz in der Nähe fühlte man in der Nacht vom 12. zum 13. Januar einen Stoß in Simmerath und Dettenborn, welcher mit der von Lammersdorf aus nach NW zwischen Rott und Rötgen hinziehenden Verwerfungsspalte, der Brandenberger Störung, in Verbindung zu bringen ist.

Eine Stunde nach dem Hauptbeben wurde in Kalterherberg ein Nachbeben verspürt.

Diese Vor- und Nachbeben in ihrer geringen Verbreitung deuten eine Beweglichkeit der Schollen an längs der bis heute noch wenig bekannten Südausläufer der Störungen des Aachener und des Stolberger Kohlenreviers (Wurm- und Inde-Mulde).

3. Die Ausbreitung der Energie nach Aachen, in das Karbon der Wurmulde und von dort aus in den Stolberger Graben, wird durch die zahlreichen jungen, labilen, energiespendenden SO-NW-Störungen ermöglicht.

Der Verlauf der niederen Isocisten zeigt einen starken Anklang an den der Linien beim ersten Herzogenrather Beben. Das im Untergrunde des Vorlandes varistisch durchstreichende Karbon leitet die Wellen über Lüttich-Trooz in das belgische Kohlenbecken und weiterhin, im Verein mit dem Brabanter Horst, bis in das Brüsseler Becken. Neben den gleichen Kernen wie bei den Herzogenrather Beben treten hier noch solche in den auf Flußalluvionen angelegten Orten Trooz, Hamour, Vielsalm und Dettenborn auf. Im NO bedingt der Rurrand durch seine Überkreuzung mit der

Vennüberschiebung die Zusatzenergien für Krauthausen. Gleichzeitig scheint aber diese offene Spalte der flächenhaften Fortleitung innerhalb des varistisch durchstreichenden Karbons nach NO ein Hemmnis entgegenzusetzen. Infolgedessen kann die makroseismische Erschütterung den Nördlichen Rheintalgraben nicht erreichen.

Wohl aber werden die innersten Teile des südlichen Grabens in das Schüttergebiet einbezogen. Die ansprechenden Verwerfer des Horstes des Kreuzberges und des Siebengebirges spenden Zusatzenergien, so daß das Beben, erneut verstärkt, in die Alluvionen der Agger und Sieg eindringen kann. Gleichzeitig wandern die Wellen rheinaufwärts und erregen dann die Lockermassen der Vulkanischen Eifel, die in geringer Mächtigkeit den Schiefeln auflagern und so einen leicht ansprechenden Untergrund bilden.

In der Verlängerung der Linie Dettenborn-Harperscheid-Schleiden erstreckt sich eine schmale Zone nach Gerolstein, das auf einer Verwerfung im Kylltale liegt.

Nach den im vorhergehenden dargelegten Tatsachen über die Entstehung und Ausbreitung des Erdbebens vom 14. Januar 1928, die engste Abhängigkeit von der Geologie des Untergrundes beweisen, erübrigt es sich, auf eine Vermutung von P. Wilski (58) einzugehen. Wilski hält es für möglich, daß die an drei getrennten Stellen, nämlich in Lüttich, Aachen und Bonn, stärker auftretende Verbreitung der Erschütterung durch ähnliche Verhältnisse bedingt sein könne wie bei einer schwingenden Saite, wo Schwingungsbäuche mit Schwingungsknoten abwechseln. Auch die entsprechenden Vermutungen in der von Wilski bearbeiteten 2. Auflage der Veröffentlichung über das Rheinische Erdbeben vom 6. Januar 1926 (21) erweisen sich nach den geologisch-tektonischen Verhältnissen als unhaltbar.

## **VI. Das Mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895.**

Das Material über diese Erschütterung wurde seinerzeit von R. Leonhard und W. Volz (31, 32) in Breslau einerseits, vom preußischen Landesgeologen E. Dathe (2) andererseits gesammelt und bearbeitet. Im Gefolge jener Bearbeitungen entbrannte ein scharfer Kampf der Meinungen zwischen den Breslauern (7, 8, 57) und Dathe (3, 4). Erstere stellten die Theorie des Schaukel- oder Kippbebens auf, der zufolge die Randflächen einer um eine ruhende Achse schaukelnden Scholle den Bebenherd bilden sollten. Dathe hingegen nahm konstruierte Stoß- oder Schütterlinien als Bebenherd an, und wurde damit Vater der Theorie von den heute als Schollenbeben bezeichneten Folgen von Verlagerungen in der Erdkruste.

Dieses Beben nach neuzeitlichen Grundsätzen zu bearbeiten, bot unter den obwaltenden Umständen ein ganz besonderes Interesse; dieses wurde noch gesteigert dadurch, daß wir überhaupt über schlesische Beben kaum etwas Genaueres wissen. Die vor-





drei von SO nach NW verlaufenden und in vier quer dazu gerichteten Streifen. Es stößt mit seiner Nordwestgrenze an die Elemente der Nord-Süd-Zone.

2. Der Herd. Auffallenderweise decken sich die Hauptlinien des pleistoseisten Gitters mit im Untergrund nachgewiesenen Verwerfungen, die schon Dathe (2) als solche erkannt hat. Der südwestliche Grenzstreifen fällt mit der Peile-Neiße-Linie zusammen, der nordöstliche mit den beiden Störungen von Senitz-Prieborn oder Langenöls-Petersheide. Der nördliche Querstreifen wird von der Störungszone der großen Lohe längs des Nimptscher Granits bestimmt und von der Bruchlinie, die von Gollschau gegen NO nach dem Ohlatal streicht. Den Linien der Ohlau und des Kyhnwassers und den Verwerfungen im Gefolge des Granitmassivs von Strehlen folgen der zweite und dritte Querstreifen. Für den südöstlichen Grenz balken mit den Orten Bechau, Petersheide, Falkenau bis Grottkau fehlt mir bis jetzt eine nachgewiesene Störungszone.

Dieses seismische Bild von außergewöhnlicher Gestaltung läßt sich nur so deuten, daß wir als Bebenherd die Gesamtheit gegeneinander bewegter Ränder eines Schollenfeldes annehmen. Die in einem solchen Herde von körperlichen Dimensionen entstehenden Erdbeben wollen wir als Schollenbeben bezeichnen; ausführliches hierüber bringt der zweite Abschnitt. Hier sei bloß kurz erwähnt, daß beim Mittelschlesischen Beben zum erstenmal der Nachweis eines Schollenbebens gelungen ist; dadurch hat das Beben eine ganz besondere Bedeutung gewonnen.

Die 9 Vor- und 6 Nachstöße des Hauptbebens hatten Epizentren, die über die gesamten Schollen des pleistoseisten Hauptgebietes verteilt waren. Sie zeigen ebenfalls, daß nicht von den Bewegungen einer einzelnen Störung, sondern von den Reibungen der Ränder des ganzen Schollenkomplexes die Wellen ausgesandt wurden.

3. Die Ausbreitung des Bebens bietet, verglichen mit seiner Entstehung, bloß untergeordnetes Interesse. Deshalb seien, unter Verzicht auf Einzelheiten, lediglich die nachstehenden Hauptpunkte hervorgehoben.

Der Außenabbruch des Sudetenvorlandes gegen das Außenland und der Sudetenrandbruch machen sich durch ihre Zusatzenergien bemerkbar. Die in gleicher Richtung streichenden Störungen innerhalb der Sudeten, bei Neurode und nordöstlich Habelschwerdt, sowie Teile des Westbruches der Eulemasse und der Westspalte des Mensehorstes, zeigen ebenfalls ihre Labilität durch stärkere Bebenwirkungen an.

Die SW—NO verlaufende Grenze des kristallinen gegen den sedimentären Teil der Ostsudeten tritt deutlich im Bebenbild hervor.

Innerhalb der kristallinen Massen ist ein rasches Abschwellen der scheinbaren Bebenstärken zu verzeichnen.



## Zweiter Abschnitt.

### **Die festgestellten Erdbebenherde als geologische Störungsstellen.**

Bei den im ersten Abschnitt untersuchten Erdbeben handelt es sich um Dislokationsbeben, und zwar ausschließlich um Verwerfungsbeben. In sämtlichen Fällen wurden die Herdstörungen von Verwerfungen gebildet, die seit dem Tertiär bis in die Gegenwart hinein fortleben. Ob einzelne dieser Sprünge vielleicht schon im Paläozoikum entstanden sind, entzieht sich der Beurteilung, würde aber der allgemeinen Auffassung von den Beben-Dislokationen nicht entgegen sein.

### **VII. Der Herd des Bonndorfer Grabens.**

Die Bruchstörungen des Bonndorfer Grabens sind nach Regelman (39) und Deecke (5) bei 14 unter 19 Schwarzwaldbeben nachweislich der Herd gewesen; ein Beweis für die Schollenbeweglichkeit. Das Südschwarzwald-Beben vom 22. Januar 1896 nahm nach der Neubearbeitung gleichfalls dort seinen Ursprung. Bei einer Bebenstärke von 6<sup>o</sup> im Epizentrum hatte es eine makroseismische Reichweite von nicht ganz 200 km. Daraus ergibt sich, daß der Bonndorfer Graben imstande ist, mindestens Kleinbeben nach Siebergs Charakterklassen (49, 50) zu erzeugen.

Das zuletzt genannte Beben entwickelte sich längs einer der seitlichen Staffeln des Bonndorfer Grabens. Dieses von SO nach NW orientierte Sprungsystem gehört einer langen Bruchzone der Erdrinde an, die im SO den Bodensee umfaßt, die Baar durchzieht und im Grenzgebiet vom kristallinen zum sedimentären südlichen Schwarzwald ihr sichtbares Ende erreicht. Möglicherweise setzt sich diese Reihe von Gräben, wie Deecke annimmt, noch durch das Höllental bis Freiburg fort. Regelman bezeichnet mit Recht diesen ganzen Zug als eine Herdlinie, weil auch die Epizentren anderer Erdbeben mit dieser Zone zusammenhängen.

Das Südschwarzwaldbeben ist, wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, ein Sprungbeben. Bekanntlich zeichnet sich der Schwarzwald durch häufige, aber meist nur schwache Beben aus. Dies ist nach Sieberg ein typischer Zug bei Sprungbeben. Denn da bei solchen das Hangende leicht gegen das Liegende am Verwerfer absinken kann, werden die Spannungen selten einen hohen Betrag erreichen; deren Auslösung wird

vielmehr häufige, aber schwache Erschütterungen hervorrufen. Diese naturgemäße Erklärung dürfte die alte Theorie ersetzen, daß die unter der Keilwirkung von Granitmassiven stehenden kristallinen Schiefer als Akkumulatoren für die seismische Energie wirken sollten.

Im Gegensatz zu Regelman faßt Sieberg (49, 53) die Bewegungen im Bonndorfer Graben als Folgen einer Druckwirkung auf, die nicht durch das Vorrücken der Alpen, sondern durch die Keilwirkung der sinkenden Schollen im Ostmittelmeerbecken bedingt ist. Das Einsinken dieser gewaltigen Schollen rufe im nördlichen Vorland Mohrsche Ausweichlinien hervor, die in SO-NW-Richtung verlaufen müßten.

### VIII. Der Herd der Rur-Erft-Schollen.

Das Westdeutsche Erdbeben vom 26. August 1878 hatte, wie wir gesehen haben, seinen Herd im Innern der Niederrheinischen Bucht und zwar innerhalb der Rur-Erft-Schollen. Es war ein Kleinbeben, dem zahlreiche Nachstöße vom Charakter der Lokalbeben folgten. Vermutlich sind nach Sieberg (51) die Beben der Jahre 1141 und 1640 vom gleichen Epizentrum ausgegangen, und auch der Herd des Bebens von 1868 scheint derselben Störungszone anzugehören. Die unter mächtigen Schuttmassen verdeckte Bruchtektonik der varistisch streichenden Karbonfalten erschwert die geologische Deutung unseres Herdes außerordentlich.

In erster Linie müssen wir zweifellos junge SO-NW-Brüche für die Bebenentstehung verantwortlich machen, die also parallel dem Rur- und Erftsprung im Untergrunde des pleistoseisten Gebietes bei Oberembt-Elsdorf verlaufen. Ihre sichtbaren Fortsetzungen lassen südlich von Erkelenz kleine Teilhorste entstehen; auch östlich von Düren-Zülpich sind sie zahlreich nachgewiesen. Diese schmalen Schollen, die der Einbruch der Niederrheinischen Bucht geschaffen hat, sollen nach Fliegel (6) Schaukelbewegungen vollführt haben.

Es scheint aber, daß diese herzynischen Brüche nicht die einzige Ursache für die dortigen Erdbeben sind. Vieles spricht vielmehr dafür, das Epizentrum liege über der Kreuzung dieses Bruchsystems mit jungen W-O-Brüchen, die geologisch noch nicht nachgewiesen sind. Auf das Vorhandensein der letzteren schließt Quaas (38) sowohl aus den Oberflächenformen als auch aus zahlreichen Tiefbohrungen. Diesen Störungen verdanken die Rinnen des Finkelbaches, des Malefink-, Beecker- und Merzbaches, sowie größere Trockenrisse ihren Ursprung. Sie wollte Sieberg (51), dem bloß spärliches Beobachtungsmaterial zur Verfügung stand, sogar als die Herdverwerfungen ansehen. Auch nördlich des pleistoseisten

Gebietes, an der unteren Erft und oberen Niers, treten junge Brüche west-östlicher Richtung in großer Zahl auf.

Es ist eine alte Vermutung der rheinischen Geologen, im festen Untergrund der Niederrheinischen Bucht bestehe eine Verbindung zwischen den großen Überschiebungen auf beiden Rheinseiten, nämlich zwischen der Aachener und der Vennüberschiebung einerseits, dem Sutan und der Satanella im Ruhrkohlenbecken andererseits. Daß diese Ansicht zutrifft, bestätigt das ganze seismische Bild unseres Bebens. Denn einmal haben wir im Verlauf dieses begrabenen, hypothetischen Verbindungsstückes dort, wo es von den jüngeren Rur-Erft-Brüchen gekreuzt wird, den Herd unseres und anderer großer Beben. Ferner zeigt, wie wir später sehen werden, hier die geographische Verteilung der scheinbaren Bebenstärke das Fortstreichen der Überschiebungen an.

Jedenfalls sprechen alle Beobachtungstatsachen für ein tektonisches Verwerfungsbeben; Anhaltspunkte für eine andere Auffassung der Bebenentstehung lassen sich nicht finden.

### IX. Der Herd des Feldbiß.

Ziemlich weit ab vom Einbruchsbecken der Köln-Dürener Bucht entfernt liegt die Herdverwerfung der beiden Herzogenrather Beben, der Feldbiß. Aber auch diese Störung verdankt ihre Entstehung lediglich dem Einbruch der Bucht. Entsprechend der Bebenstärke im pleistoseisten Gebiet und der makroseismischen Reichweiten hatte der Feldbiß 1873 und 1877 je ein Kleinbeben erzeugt, sowie 1873 außerdem noch eine ganze Periode von Lokalbeben.

Auch die beiden zerstörenden Beben vom 18. Dezember 1690 und vom 18. September 1692 mit Reichweiten von 150 bzw. 110 km könnten nach Sieberg der gleichen geologischen Störungsstelle entstammen. Jedoch läßt er die Möglichkeit offen, daß jene vom Aachener Becken hervorgebracht seien. Dieses, als Erzeuger einer großen Anzahl von Lokalbeben bekannte tektonische Gebilde ist vermutlich ein Kesselbruch, der gleichfalls in Zusammenhang mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht steht. Seine starke Schollenbeweglichkeit zeigt sich außerdem in den dort immer wieder auftretenden Zusatzenergien.

Der Feldbiß ist ein unter 75° nach Osten einfallender Brekziengang, der eine etwa 12½ m mächtige, mit Letten und Gesteinsbrocken angefüllte, offene Spalte darstellt. Die durch den Bergbau<sup>1)</sup> gegebenen

---

1) Das tiefste Flöz des Karbon lag nach v. Lasaulx damals in 983 m Tiefe.

Aufschlüsse lassen längs dieser Verwerfung eine Versenkung des Ostflügels, des Herzogenrather Grabens, gegen den stehengebliebenen Kohlscheider Horst um 125—167 m erkennen. Um ein in die Literatur übergegangenes Mißverständnis zu berichtigen, sei ausdrücklich hervorgehoben, daß sich diese Sprunghöhe nicht etwa erst bei unserem Beben gebildet hat, sondern daß sie die Summe der Einzelsenkungen seit Störungsbeginn darstellt. Demnach sind die Herzogenrather Erdbeben reine Verwerfungsbeben gewesen, entstanden durch die gleitende Reibung bei einer Schollenverschiebung längs der Bruchfläche des Feldbiß. Jene Bewegungen stehen im ursprünglichen Zusammenhang mit dem Einsinken der Niederrheinischen Bucht.

Diese Annahme ist leicht verständlich, wenn man überlegt, daß der Feldbiß vermutlich schon im Karbon als Störung quer zum Streichen der Falten angelegt worden und bis zur Jetztzeit tätig ist, wobei er sämtliche Deckschichten einschließlich des aufliegenden Diluviums durchsetzt. Ein Bild seiner heute noch starken Beweglichkeit geben die zahlreichen Vor- und Nachbeben, die sich alle um den Feldbiß gruppieren. Die Untersuchungen Haußmanns (zitiert in 15, 50) schienen ebenfalls für die Schollenbeweglichkeit in jenen Gebieten zu sprechen. Selbst wenn der Einwand P. Wilskis, die von Haußmann messend verfolgten Verschiebungen am benachbarten Westlichen Hauptsprung seien auf bergbauliche Störungen zurückzuführen, zutreffen sollte, so beweist dieses doch nichts gegen die große Beweglichkeit jener Schollen.

## **X. Der Herd im Hohen Venn.**

Für das Vennbeben vom 14. Januar 1928, das mit einer maximalen Intensität von 6° und Reichweiten von höchstens 125 km zur Klasse der Lokalbeben gerechnet werden muß, ist die Herdverwerfung geologisch noch nicht erschlossen. Aber aus dem Störungscharakter der umliegenden Gegenden ergibt sich, daß wir es dort ebenfalls mit Nachwirkungen des Einbruchs der Niederrheinischen Bucht zu tun haben.

Der Herdbruch dürfte sich aus der Gegend von Kalterherberg in SO-NW-Richtung bis in das zwischen Rötgen und Eupen befindliche Gebiet erstrecken, also der weiter östlich gelegenen Brandenburgstörung parallel laufen. Auf letzterer hat nach Sieberg (51) der Herd des Bebens vom 7. November 1910 gelegen. Aber die geologischen Störungsstellen der von Sieberg genannten Erdbeben der Jahre 1858 und 1911 in der Gegend von Eynatten, Raeren und Eupen dürften nach meiner Ansicht dem gleichen Sprungsystem wie das letzte Vennbeben angehören.

## **XI. Zusammenfassendes über die Erdbebenherde am Niederrhein.**

Sämtliche Erdbeben der nördlichen Rheinprovinz nahmen ihren Ursprung an SO—NW, also herzynisch streichenden Verwerfungen, die mit dem tertiären Einbruch der Bucht und der dabei auftretenden Schollenzerlegung in engstem Zusammenhang stehen. Dabei ist besonders bemerkenswert, daß in denjenigen Fällen, wo unsere geologischen Kenntnisse ausreichen, der Herd auf diejenigen Stellen der jungen Verwerfungen beschränkt bleibt, wo sie SW—NO streichende Bruchstörungen schneiden.

In früherer Zeit lag der Gedanke nahe, die Herde der Erdbeben am Nordrande der Eifel und des Venn in die gewaltigen Überschiebungen zu legen; dann wären diese Beben Wechselbeben. Gegen eine solche Auffassung sprechen schon mechanische Gründe, mit denen sich Sieberg in seinen Vorlesungen näher befaßt hat. Die Bearbeitungen wichtiger Beben bestätigen die Ansicht, daß die Überschiebungen seismisch tot sind. Die Beben jener Gegend haben als Herd herzynisch streichende Brüche, die die Überschiebungen queren und gleichfalls infolge des Einbruches der Niederrheinischen Bucht aufgerissen sind.

Demnach sind sämtliche Erdbeben am Niederrhein Sprungbeben.

## **XII. Seismische Vergitterung am Niederrhein.**

Besondere Aufschlüsse über die Beziehungen der Erdbeben zur Tektonik waren zu erhoffen gerade durch die Bearbeitung von niederrheinischen Erdbeben. Denn einmal haben wir in diesem alten Kulturlande besonders zahlreiche und brauchbare Aufzeichnungen über Erdbeben; andererseits sind dort durch den Bergbau und durch Tiefbohrungen die geologischen und tektonischen Verhältnisse bis hinunter zu großen Tiefen unter der heutigen Erdoberfläche weitgehend geklärt. Die Erwartung wurde durch meine Bearbeitung von niederrheinischen Erdbeben nicht getäuscht, vielmehr ergaben sich neuartige Gesichtspunkte.

Es ist selbstverständlich leicht, durch eine Schar von Punkten irgend ein Netz von Linien zu ziehen, und es liegt die Gefahr nahe, daß durch derartige rein konstruktive Methoden Zusammenhänge vorgetäuscht werden, die in Wirklichkeit nicht bestehen. Wenn ich trotzdem für die von mir untersuchten Niederrheinbeben einen ähnlichen Versuch wage, indem ich über die Bebenkarten Gitter von Linien lege, deren Kreuzpunkte durch Kerne mit Zusatzenergien, Zungen und Ausbuchtungen der isoseisten Flächen gekennzeichnet sind, so bestehen für mich dafür verschiedene Gründe. Vor allem handelt es sich hier nicht um Punkte, sondern

um mehr oder minder breite Flächen, für die stellenweise schon Zusammenhänge mit dem Untergrund erkannt sind. Dadurch, daß diese Flächen untereinander verbunden werden, entstehen im Grunde genommen keine Linien, wie hier behelfsmäßig gezeichnet wurde, sondern Zonen von mehr oder minder geringer Breite.

Bemerkenswert für manche dieser Zonen ist, daß sie an der gleichen Stelle bei zeitlich verschiedenen Erdbeben immer wieder in die Erscheinung treten, trotzdem die Verteilung der Beobachtungsorte in den einzelnen Fällen recht verschieden ist. Diese Zonen gleichen also die von dem Beobachtungsmaterial bedingten Verschiedenheiten in den Gitterlinien der einzelnen Beben aus. Schon hieraus muß man schließen, daß es sich hier nicht um Zufälligkeiten handelt, sondern daß die Anordnung dieser Zonen durch irgendwelche natürlichen Verhältnisse des Untergrundes vorgeschrieben ist. Tatsächlich ergibt für einen Teil dieser Zonen schon der erste Blick auf Abb. 8, daß in ihnen geologisch aufgeschlossene Störungen gleichsinnig hindurchstreichen. Dadurch gewinnt es sehr an Wahrscheinlichkeit, daß diejenigen, für die entsprechende geologische Störungen noch nicht nachgewiesen sind, gleichfalls durch solche bedingt werden.

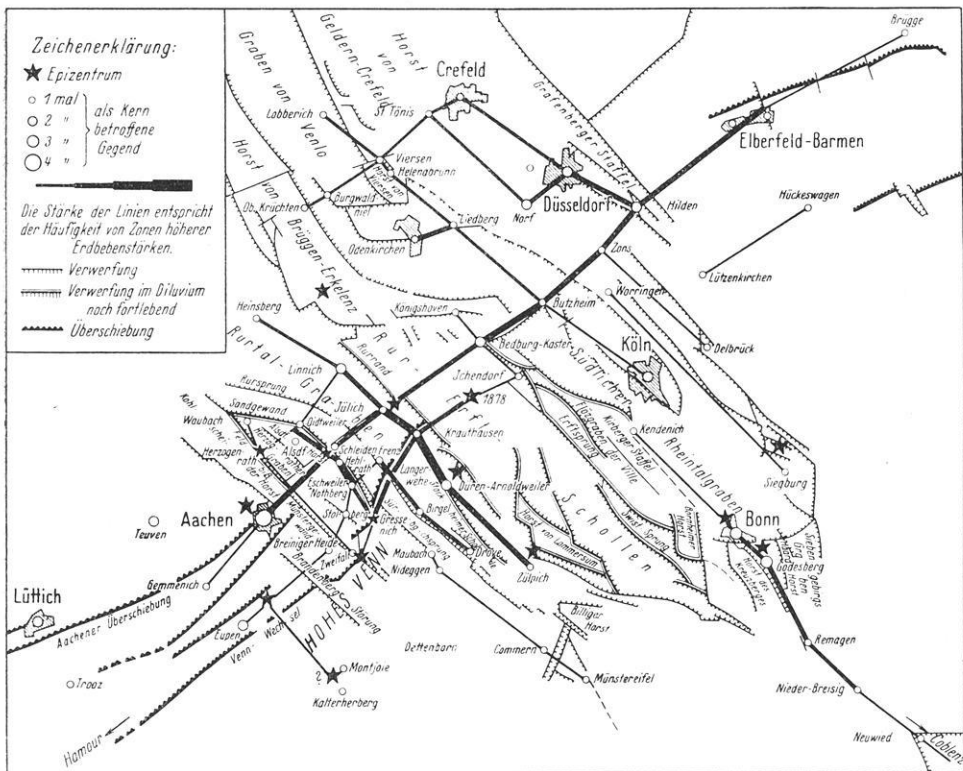


Abb. 8. Seismische Vergitterung am Niederrhein.

Die Karte Abb. 8 bildet eine Zusammenfassung der Vergitterung am Niederrhein, wie sie sich aus den von mir bearbeiteten Isoseistenkarten sowie aus zwei Manuskriptkarten von Sieberg über die niederrheinischen Beben der Jahre 1755 und 1756 ergibt. Bei der Übertragung sämtlicher, den Einzelkärtchen entnommenen Richtungen auf die eine Karte ergab sich, daß manche Linienzüge mit Rücksicht auf den Verlauf der Zonen bei den anderen Beben getrennt werden mußten. Das nimmt weiter nicht wunder, da die Beobachtungen jeweils nicht dicht genug über das Gebiet verteilt waren und nicht immer die gleichen Orte umfaßten, um jedesmal alle Kerne in der gleichen Lage zu zeigen. Bei der mitunter weiteren Überbrückung konnten somit andere Verbindungen der Linienteile vorgetäuscht werden.

Die Karte stellt eine Vergitterung von zwei Liniensystemen dar, von denen das eine SW—NO, also varistisch streicht, während das andere SO—NW, also herzynisch verläuft.

Für die varistischen Zonen ist das wichtigste, daß sie sich zum Teil mit den Ausbissen der großen Überschiebungen decken. Die Verbindung, die nach Ansicht der meisten Geologen zwischen den linksrheinischen und den rechtsrheinischen Überschiebungen besteht, wird durch den Einbruch der Köln-Dürener Bucht und durch die Bedeckung mit den mehrere hundert Meter mächtigen Lockermassen dem Blick entzogen. Aber das seismische Bild läßt wenigstens für die Aachener Überschiebung die Fortsetzung durch die Bucht deutlich verfolgen. Etwaige kleine Blattverschiebungen der einzelnen Schollen, die zu erwarten sind, kommen selbstverständlich nicht zum Ausdruck, weil der Betrag der Horizontalverschiebungen innerhalb der Variationsbreite der angenommenen Zonen liegt. Die Fortsetzung der Vennüberschiebung in das rechtsrheinische Gebiet wurde nicht einzuzeichnen versucht; immerhin deutet sich in groben Zügen auch deren Durchstreichen im Untergrund bis Lützenkirchen an. Wie bereits mehrfach betont wurde, kommen die Überschiebungen als Herdlinien nicht in Frage.

Über das herzynisch gerichtete Zonensystem ist im Grunde genommen wenig zu sagen, da sich hier alle Beziehungen zur Tektonik unmittelbar aus dem Kartenbild ergeben. Vor allem zeigt sich ein ganz auffälliges Zusammenfallen mit jungen Längsbrüchen, die nach Holzappel (15) und Quaas (38) offene Spalten bilden. Manche dieser Längsbrüche sind bereits paläozoischen Alters. Wir gehen vielleicht nicht fehl, wenn wir jene unter Umständen als Mohrsche Ausweichlinien auffassen, die als solche im Zusammenhang mit der varistischen Faltung entstanden sind. Anders verhält es sich aber mit denjenigen jugendlichen Alters, oder mit jenen alt angelegten, die späterhin wieder reaktiviert worden sind;

denn sie beruhen auf dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht. Durch seitlichen Zug beim Einsinken der langgestreckten SO-NW-Schollen sind sie seit dem Tertiär als offene Spalten aufgerissen.

Besonders in die Augen springt der Einfluß des Rheintals, zum mindesten zwischen Bonn und Koblenz. Zunächst liegt der Gedanke nahe, die dortigen Verstärkungen auf die Wirkung der Alluvionen zurückzuführen. Aber es ist sehr auffällig, daß dieser Teil des Rheinlaufes genau in der Richtung der jungen und beweglichen Spalten streicht. Wenn man nun weiter bedenkt, daß in diesem Teil des Rheintals eine Anzahl nachgewiesener Bebenherde liegen<sup>1)</sup>, dann drängt sich ohne weiteres die Vermutung auf, das Rheintal zwischen Bonn und Koblenz, sowie darüber hinaus bis Bingen sei in seiner Uranlage tektonisch bedingt.

Der senkrecht hierzu verlaufenden Störungszone, die gekennzeichnet ist durch die Verwerfungen der Trierer Bucht, der Vulkanischen Eifel, des Neuwieder Einbruchsbeckens, des Westerwaldes mit der Dillmulde und der Marburger Bucht wurde bereits an früherer Stelle gedacht.

In Abb. 8 gewinnen die durch das Aufeinanderlegen der bei den einzelnen Beben erhaltenen Gitterlinien verschiedenes Gewicht. Sie zeigen nämlich durch ihre Dicke den Grad der Schollenbeweglichkeit innerhalb der Bucht an. Daraus ergibt sich eine große Beweglichkeit im Rurtalgraben, eine geringere in den Rheintalgräben und die verhältnismäßig große Starrheit im Zwischengebiet, in den Rur-Erft-Schollen.

Diese Bruchvergitterung löst also einen großen Teil des Niederrheingebietes in Schollen auf. Schon weiter oben wurde gezeigt, daß die Schnittpunkte dieser Brüche infolge ihrer großen Schollenbeweglichkeit nicht allein Zusatzenergien liefern, sondern daß manche auch als Herde von Beben in Frage kommen. Das gilt vor allem für die Beben von 1877, 1755 und 1756.

### **XIII. Der Herd im Sudetenvorland.**

Wie wir gesehen haben, erzeugte er am 11. Juni 1895 ein Beben, das mit einer makroseismischen Reichweite von höchstens 125 km und mit maximalen Bebenstärken von 6° der Charakterklasse der Lokalbeben zuzuweisen ist.

Die außerordentliche Bedeutung des Mittelschlesischen Erdbebens liegt darin, daß wir es hier mit einer Entstehungsart zu tun haben, deren Vorhandensein bis dahin zwar vermutet war, aber noch niemals nachgewiesen werden konnte.

---

1) Bereits A. v. Lasaulx (26) verlegte in das Rheintal von Bingen über Bonn, Düsseldorf bis Cleve eine Herdlinie, auf der er eine ganze Reihe von Beben nachwies.



Schon Leonhard und Volz (31) suchten den im seismischen Bild auftretenden, eigentümlichen Verhältnissen dadurch Rechnung zu tragen, daß sie ein Schaukel- oder Kippbeben annahmen: d. h. eine Scholle sollte um eine in Ruhe bleibende Achse eine Schaukelbewegung vollführen, so daß als Bebenherd die sämtlichen Randflächen in Betracht kämen. Diese damals neuartige Auffassung eines Bebenherdes, so interessant sie an sich ist, trifft im vorliegenden Falle nicht zu. Nach Leonhard und Volz soll die schaukelnde Scholle gelegen haben zwischen den Ortschaften Gurtsch, Tepliwoda, Reichenbach und Langenöls. Sie hätte sich bewegt um die diagonale Drehungsachse Nimptsch—Nieder-Langseifersdorf, die in Ruhe blieb, während sich der Südostrand Gurtsch—Tepliwoda gesenkt, der Südwestrand Diersdorf—Reichenbach gehoben hätte. Gegen diese Auffassung spricht folgendes: Die angeblich bewegte Scholle läßt sich geologisch nicht nachweisen; aus dem makroseismischen Beobachtungsmaterial ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte für eine verstärkte Bewegung längs der angenommenen Schollenbruchränder; die Schaukelbewegung einer Scholle in einem Schollenfeld ist mechanisch schwer vorstellbar.

Im Gegensatz hierzu hatte Dathé (2), der mit großer Schärfe angegriffen worden war, das Wesen des Bebens richtig erkannt. Daran ändert nichts der Umstand, daß manche von Dathés Schütterlinien in Fortfall kommen und die ursprüngliche Anregung nicht, wie er annahm, durch plutonische Kräfte gegeben ist. Nebenbei bemerkt war, unabhängig hiervon, W. H. Hobbs (14) durch seine Theorie der Stoßlinien zu einer ähnlichen Auffassung von der Möglichkeit einer Erdenbenentstehung gelangt. Beben dieser Art wollen wir Schollenbeben nennen. Sie sind dadurch charakterisiert, daß es sich hier um einen körperlich dimensionierten Bebenherd handelt; denn gleichzeitige, aber verschieden starke Bewegung eines ganzen Schollensystems erregen auf sämtlichen, gleitend aufeinander reibenden Schollenseiten die elastischen Erdbebenwellen. Es braucht wohl kaum darauf aufmerksam gemacht zu werden, daß trotz der raumgitterartigen Struktur, bei der Kleinheit des Herdkörpers im Vergleich zur gesamten Erdoberfläche, für die Berechnungen der Herd als punktförmig betrachtet werden darf.

Zur Begründung unserer Auffassung greifen wir auf das Bild zurück, das unsere Neubearbeitung ergeben hat. Wir sehen (Abb. 7) eine pleistoseiste Gitterfläche, deren einzelne Streifen jedesmal über Störungszonen liegen und Inseln geringerer scheinbarer Bebenstärken einschließen. Längs dieser Störungszonen, die die Schollenränder darstellen, muß eine Bewegung stattgefunden haben, deren makroseismische Wirkung, nach dem

Scholleninneren zu, in den dicht unter Diluvium anstehenden Gneisen und Graniten rasch abgedämpft wurde. Mithin verdankt das Beben seine Entstehung den gleichzeitigen, aber verschiedenen großen Bewegungen der Einzelschollen eines Bruchfeldes im sudetischen Vorland. Vermutlich durch einseitigen Druck von Süden oder Südosten her, wurden die Einzelschollen längs ihrer Grenzen gegeneinander bewegt; dabei traten an den Rändern verhältnismäßig hohe scheinbare Bebenstärken auf, die aber in den kristallinen Massen rasch abklangen.

---

Dritter Abschnitt.

**Abhängigkeit der Bebenstärken von den geologischen Verhältnissen.**

Das geologische Störungsfeld nahe der Erdoberfläche beeinflußt die Fortpflanzung der seismischen Energie in weitgehendem Maße. Infolgedessen ist es nötig, die Intensität der Erschütterung, so wie sie an der Erdoberfläche instrumentell gemessen oder mit den menschlichen Sinnen beobachtet wird, als scheinbare von der wahren Bebenstärke zu unterscheiden. Letztere entspricht derjenigen Bewegung, wie sie etwa in einem einheitlichen, ungestörten, vollkristallinen Grundgebirgsgestein in der betreffenden Hypozentralentfernung auftreten würde.

Vereinzelte hierauf bezügliche Erfahrungstatsachen sind schon seit der Mitte des verflossenen Jahrhunderts zur Veröffentlichung gelangt. Mit der planmäßigen Erforschung beschäftigt sich Sieberg seit mehr als zwei Jahrzehnten. Im Nachstehenden soll auch ein Beitrag hierzu, vor allem durch zahlreiche neue Beispiele, geliefert werden. Nach Abschluß meiner Untersuchung hat Sieberg (54) dieses Problem zusammenfassend und theoretisch behandelt; diese Ergebnisse sind nicht nachträglich berücksichtigt worden.

Am klarsten und vielseitigsten lassen sich die einschlägigen Verhältnisse überschauen an der Gesamtheit der im ersten Abschnitt untersuchten Erdbeben am Niederrhein. Deshalb seien sie als ganz besonders charakteristisches Beispiel wie folgt mitgeteilt:

In den inneren Teilen der Schüttergebiete macht sich vor allem der Einfluß der energiespendenden tektonischen Störungen in einer linearen Fortleitung entlang deren Richtung, also von Südosten nach Nordwesten, geltend.

In der Streichrichtung des varistisch gefalteten Karbons und der eng mit diesem verknüpften, geschlossenen Überschiebungen tritt eine weitgehende flächenhafte Fortleitung nach SW und NO auf.

Erreichen die makroseismischen Bewegungen solche Verwerfungen des Südlichen Rheintalgrabens, die zurzeit labil sind, so empfangen sie dort Zusatzenergien und werden erneut nach Süden geleitet. Treffen sie dort, indem sie im Rheintal aufwärts wandern, auf die Bruchränder des tertiären Neuwieder Einbruchsbeckens, so können sie erneut verstärkt werden und in die Lockermassen der Eifel und des Westerwaldes eindringen.

Im Gefolge der Störungen des Nördlichen Rheintalgrabens werden die Schüttergebiete weit nach Norden ausgebreitet.

Die bei allen Beben auftretende Einbuchtung innerhalb der südlichen Rur-Erftschollen, parallel zum Erfttal, zeigt das vereinte Wirken der für die Ausbreitung der Beben in der Niederrheinischen Bucht wichtigen Faktoren. Die westlich der Schollen gelegenen, noch im Diluvium fortlebenden Staffeln des Rurtalgrabens bedingen durch ihre äußerst labilen Verwerfungen Zusatzenergien und damit ein weites lineares Fortleiten nach Süden. Innerhalb der Schollen findet vornehmlich eine flächenhafte Verbreitung in der Richtung des varistisch durchstreichenden Untergrundes nach Osten hin statt. Im Südlichen Rheintalgraben tritt durch die tektonischen Störungen eine erneute Verstärkung und abermals lineares Fortleiten nach Süden ein. Aus dieser zweimaligen Fortleitung nach Süden und dem verbindenden varistisch gerichteten Mittelstück ergibt sich zwangsläufig jene Einbuchtung. Sie zeigt gleichzeitig die relative Größe der Schollenbeweglichkeit innerhalb der Niederrheinischen Bucht. Die Zusatzenergien der Verwerfungen des Rurtalgrabens und der Rheintalgräben deuten auf äußerst labile Störungen hin. Beide Gräben sind also in der Hauptsache die beweglichen Glieder. Durch die Rur-Erftschollen findet eine ungehemmte Fortleitung in varistischer Richtung statt. Sie bilden, wenn sie auch in Einzelschollen zerlegt sind, doch einen in sich relativ unbeweglichen, verklemmten Komplex. Die so dargestellten Verhältnisse der Schollenbeweglichkeit wurden von Sieberg durch noch unveröffentlichte Bearbeitungen und Karten der niederrheinischen Beben von 1755 und 1756 bestätigt.

Die jungen, offenen Längsspalten können dort, wo sie die alten, varistischen SW-NO-Störungen überschneiden, Zusatzenergien liefern. Andererseits setzen sie oft der Ausbreitung der Isoseistenflächen in der varistischen Streichrichtung eine Grenze.

Die scheinbare Bebenstärke sinkt in den totgefalteten, paläozoischen Schiefen des Bergischen Landes sehr bald unter die Grenze der Fühlbarkeit. Die schmalen Zungen fühlbarer Bebenwirkungen bleiben auf die sich gegen die Wellenfront hin öffnenden Täler beschränkt, und zwar deshalb, weil dort der wasserdurchtränkte Untergrund kräftige Zusatzenergien liefert.

Beim Hohen Venn hingegen spielen zwei Faktoren, die sich nicht immer streng trennen lassen, eine Rolle. Das sind einerseits die jungen Brüche, die heute zum Teil noch nicht geologisch erfaßt sind, andererseits die Alluvionen der Flußläufe und die ausgedehnten Moorbildungen. Von den ganz zweifellos recht erheblich verstärkenden Wirkungen der schwanken Moorböden kann man deshalb nichts erfahren, weil sie so gut wie ohne Siedlungen sind.

Die Bebenwellen pflanzen sich mit Hilfe des varistisch durchstreichenden Karbon und des Brabanter Massivs nach Westen bis in das Brüsseler Becken fort. Die Beben zeigen die entsprechende Tendenz im Durchstreichen des Karbons nach Nordosten in die Münsterländer Kreidebucht.

#### **XIV. Bodenbeschaffenheit und scheinbare Bebenstärke.**

Je nach der Gesteinsbeschaffenheit bildet die Erdoberfläche einen verschieden starken Resonanzboden für die Erdbebenwellen. Dabei gilt ganz allgemein: Je verbandfester ein Gestein ist, desto eher wird sich auf ihm die scheinbare der wahren Bebenstärke nähern.

Der beste Ausdruck dieser Verschiedenheiten der Gesteine in ihrem Einfluß auf die Stärke der Bodenbewegungen sind die Untergrundskoeffizienten, die auf Anregung von A. C. Lawson durch H. F. Reid (41) in die Erdbebenforschung eingeführt worden sind. Berechnungen von Untergrundskoeffizienten liegen bisher außer von Reid noch vor von E. Tams (56) und A. Sieberg (50). Aus ihnen ergibt sich, daß die scheinbare Bebenstärke die wahre bis zum 16fachen Betrage überschreiten kann. Diese Untergrundskoeffizienten bieten schon eine Möglichkeit, die mehr oder minder große Gefährdung einzelner Gegenden bei Erdbeben im voraus zu beurteilen und kartographisch darzustellen.

1. Wasserdurchtränkte Schwemmlandböden. Die stärksten Unterschiede zwischen der wahren und der scheinbaren Bebenstärke traten überall dort auf, wo wasserdurchtränkte Schwemmlandböden den Untergrund des Beobachtungsortes bildeten. Dabei zeigte sich, daß der Grad der Wasserdurchtränkung für die Erregbarkeit der Teilchen von Bedeutung ist. Das Lockermaterial schwimmt gewissermaßen im Wasser, die Reibung zwischen den einzelnen Teilchen ist stark verringert, und so reagieren die inkohärenten Gesteinsmassen ganz besonders lebhaft auf die elastischen Erdbebenschwingungen im kohärenten Gesteinsuntergrund.

Dementsprechend finden wir in den hochgelegenen Moorgebieten des Hohen Venn stets Kerne mit äußerst kräftigen Zusatzenergien. Nicht weniger gefährlich sind die Torf- und Riedböden. Ihnen haben wir z. B. bei dem Schwarzwaldbeben die Verstärkungen der Intensität an den Orten Renchen und Hesselbach im Rheintal, sowie am Ufer des Zeller Sees zuzuschreiben. Alte Seeböden bilden, wie sich z. B. beim Sudetenbeben für Reinerz ergab, wegen der sumpfigen Beschaffenheit einen ebenfalls sehr stark erregbaren Untergrund. Im äußerst nassen Marschboden, der dazu noch oft von zahlreichen Altwässern durchzogen wird, machte sich beispielsweise bei Heinsberg und Lobberich im Rheinland ein erhebliches Anschwellen der Bebenstärken bemerkbar. In ähnlicher Weise konnten wasserdurchtränkte Alluvionen der Flußtäler, z. B. der Agger, der Sieg und des Niederrheins, oft ihre große Beweglichkeit dartun.

2. Trockene Lockerböden. Bei den trockenen Lockerböden ließ sich ein zweifacher Einfluß auf die Bebenstärke feststellen:

Von ausschlaggebender Bedeutung ist für deren Wirkungsweise die Mächtigkeit ihrer Lagerung. Wie sich z. B. für die Ausbreitung des Schwarzwaldbebens in die Oberrheinische Tiefebene oder für das Sudetenbeben in das Außenland erkennen läßt, dämpfen Lockerböden großer Mächtigkeit durch die unelastische Beweglichkeit der einzelnen Teilchen die Erschütterung stark ab. In ihnen laufen sich die seismischen Wellen gewissermaßen tot.

Wenn aber die Lockerböden in verhältnismäßig dünner Schicht dem festen Gestein auflagern, tritt in ihnen eine nicht zu unterschätzende Verstärkung der Bodenbewegung ein. Aus der jeweiligen Verbreitung der Erdbeben in die Vorder-Eifel und in den Westerwald ergibt sich u. a. die leichte Erregbarkeit der geringmächtigen, die Schiefer überdeckenden Sand- und Tufflagen tertiären Alters. Von großer Wichtigkeit ist dieses Verhalten dünner Decken von Lockermassen in den Grenzgebieten der einzelnen Erdbeben. Sie bedingen dort oftmals ein Anschwellen der Erschütterung bis über die Grenze der Fühlbarkeit, wo normalerweise die wahre makroseismische Bodenerschütterung viel zu gering gewesen wäre, um sich noch bemerkbar zu machen. So wurden 1873 die Stöße des Herzogenrather Bebens noch in Gießen auf Gehängeschutt bemerkt, während die umliegenden kristallinen Felsen erschütterungsfrei schienen; ebenfalls wurde jenes Beben zu Stavelot nur in aufgeschüttetem Boden wahrgenommen.

Zu den trockenen Lockerböden müssen wir die oberflächlichen Verwitterungsdecken der verbandsfesten Gesteine, vor allem der Eruptiva zählen. So bilden unzersetzte Granite einen bebenfesten Untergrund; aber zersetzt sind sie, wie es sich bei dem schlesischen Beben z. B. im Hirschberger Ausräumungskessel und im Gebiet der Reichensteiner Quellspalten zeigte, in ihrem Einfluß auf die scheinbare Bebenstärke den geringmächtigen Lockermassen gleichzusetzen. Aus dieser Tatsache folgt, daß die gewöhnlichen geologischen, auf stratigraphischer Grundlage aufgebauten Karten nicht immer das richtige Hilfsmittel bei Erdbebenuntersuchungen bilden. Bodenkarten nach der Art, wie sie die Kriegsgeologen bearbeiteten, wären das, was dem Erdbebenforscher not tut.

3. Verbandsfeste Gesteine. In verbandsfesten Gesteinen, vor allem in kristallinen Kalken und unzersetzten Eruptivgesteinen, entspricht die scheinbare Bebenstärke am ehesten der wahren. So traten auf dem festen Gestein z. B. im Rheinischen Schiefergebirge, in den Vogesen, den Sudeten und ihrem Vorland nur schwache Bebenwirkungen auf gegenüber denjenigen in den umgebenden Lockermassen. Nach älterer Auffassung soll dort eine starke Extinktion stattgefunden haben; jedoch erscheint Siebergs Erklärung einleuchtender. Dazu kommt noch, daß die

verbandsfesten Gesteine infolge ihrer verhältnismäßig hohen Elastizität ein gutes Leitvermögen für die Erdbebenwellen besitzen.

Beim Übertritt in die Lockermassen an der Erdoberfläche setzen sich die elastischen Schwingungen in gravitationale Bewegungen um, welche erst die eigentlichen makroseismischen Wirkungen hervorbringen. Infolgedessen kann auf nackten, verbandsfesten Gesteinen durch das Fehlen des erregbaren Materials die Bebenstärke keine Zusatzenergien erfahren.

Schön zeigt sich die Wirkungsweise der Massive von verbandsfesten Gesteinen bei der Ausbreitung der Niederrheinbeben, wo sich das Brabanter Massiv jedesmal als guter Leiter der elastischen Wellen erwies, so daß eine weite Verbreitung des Schüttergebietes nach Westen die Folge war. Dabei bedingten junge Lockermassen geringer Mächtigkeit im Hangenden bei Brüssel noch fühlbare Erdbebenwirkungen.

Die auf den ersten Blick befremdlich anmutende Tatsache, daß manche kristallinen Massive seismischen Schatten werfen, findet durch das Gesagte gleichfalls seine einfache Erklärung. Die Energie breitet sich eben, wie wir auch am Schwarzwald sahen, leicht und ziemlich gleichmäßig in den Massiven aus, erleidet aber beim Übergang in die mächtigen Lockermassen der Vorländer starke Dämpfung.

Hierher gehört auch die bekannte Erscheinung, daß in manchen Massiven das Vorrücken der Erdbebenwellen anscheinend bloß auf die Täler beschränkt bleibt. Die Erklärung gestaltet sich folgendermaßen: Die Massive nehmen zwar die elastischen Wellen auf und leiten sie gut weiter. Aber infolge des Fehlens von Lockermaterial können sich jene Schwingungen auf den Hochflächen nicht in dem Maße in gravitationale Bewegungen umsetzen, wie es in den Tälern der Fall ist. Dort, z. B. an den Flußläufen der Agger und Sieg, sind genügend stark durchfeuchtete Alluvionen vorhanden, um durch gravitationale Bewegungen die nötige Verstärkung zu liefern. Wäre gerade in jenen Gegenden das Beobachtungsmaterial dichter gewesen, so würde sich dieser Gegensatz zwischen den „bebenfreien“ Hochflächen und den „erschütterten“ Tälern noch besser hervorgehoben haben.

## **XV. Tektonik und scheinbare Bebenstärke.**

Wie bei den monographischen Bearbeitungen im ersten Abschnitt gezeigt wurde, hat die Tektonik in allen Fällen einen ungemein starken Einfluß auf die geographische Verteilung der scheinbaren Bebenstärken und auf die Größe der Schüttergebiete gehabt.

Äußerst mannigfaltig sind bekanntlich die Formen der Verwerfungen und damit die sie beherrschenden geophysikalischen Verhältnisse. Hieraus

darf man schließen, daß sich die verschiedenen Verwerfungsformen auch hinsichtlich der Energieverbreitung verschiedenartig verhalten. Auch zu dieser Frage vermochte meine Bearbeitung einige Beiträge zu liefern. Jedoch sind wir aus theoretisch leicht zu verstehenden Gründen leider nicht in der Lage, im voraus zu beurteilen, wie sich eine gegebene Verwerfung einem Erdbeben gegenüber verhalten wird. Etwaige Vergleichsgrößen, die den Untergrundkoeffizienten entsprechen, lassen sich demnach für Verwerfungen nicht aufstellen.

1. Der Einfluß von Faltung auf die Weiterleitung der Energie tritt bei den vorstehend untersuchten Beben stets stark in die Erscheinung, namentlich bei den Rheinlandbeben. Deshalb ist bereits A. v. Lasaulx bei seinen Bearbeitungen der niederrheinischen Erdbeben auf diese Tatsache aufmerksam geworden. Der starke Einfluß macht sich vor allem in den Gebieten paläozoischer Faltung geltend. Wir sehen, wie die festen Gesteinsschichten im Verlauf der Streichrichtung die Energie als elastische Wellen gut weiter leiten, wie aber senkrecht zu dieser Richtung die Wellen anscheinend einen größeren Widerstand zu überwinden haben. Dieser Gegensatz muß auf größerer Elastizität in der Streich- und Fallrichtung der gefalteten Schichten beruhen. Bemerkenswerte Beispiele sind die Hauptausbreitung des Südwestdeutschen Bebens in SW-NO-licher Richtung, des Sudetenbebens von NW nach SO. Wie stark jener Einfluß auf die Ausbreitung sein kann, zeigt sich bei den Niederrheinbeben. Jedesmal leitet das Karbon in seiner varistischen Streichrichtung die Energien von der Bucht aus nach SW bis Namur und Charleroi und oft auch nach NO in die Münsterer Kreidebucht. Um einem häufigen Mißverständnis vorzubeugen, sei darauf hingewiesen, daß sich keine merklichen Unterschiede in der Fortleitung längs der Sättel und längs der Mulden ergeben.

2. Der Einfluß von Bruchstörungen auf die Verteilung der scheinbaren Bebenstärken macht sich bei sämtlichen Beben in ganz besonders auffallendem Maße geltend. Allerdings muß hierbei zwischen der Wirkungsweise offener Sprünge und derjenigen geschlossener Überschiebungen unterschieden werden.

Ob Sprünge ansprechen oder nicht, hängt im allgemeinen von dem Grade ihrer Spannung, ihrer Labilität ab, den im voraus zu erkennen, vollständig unmöglich ist. Mitunter lieferten kleine Sprünge mit geringen Sprunghöhen erhebliche Zusatzenergien, während weit ausgedehnte und stark verworfene Sprungsysteme unter Umständen sich völlig ruhig verhielten.

Wenn Sprünge durch ihr Ansprechen Zusatzenergien liefern, so bedingen sie dadurch nach Lais und Sieberg weitgehende Veränderungen

in der normalen Ausbreitung der Gesamtschüttergebiete sowie der einzelnen isoseitsen Flächen. Beispiele hierfür ergab auch die vorliegende Untersuchung. Besonders bei dem Rheinlandbeben erkennen wir, daß auf den Störungen im Nördlichen und Südlichen Rheintalgraben und vom Neuwieder Einbruchsbecken aus nach der Eifel und dem Westwald hin, dort die Grenze weit über jene Normalgrenze hinausgeschoben wurde, die von der jeweiligen Energie im Bebenherd und von der Herdtiefe vorgeschrieben ist. Die äußerst labilen Sprünge, z. B. des Rurrandes und des Feldbiß, bedingen ebenfalls in ihrem Streichen durch die gespendeten Zusatzenergien weite Ausstülpungen der isoseitsen Flächen.

Dabei spielt das Alter der Verwerfungen keine Rolle, sondern nur der Beweglichkeitsgrad. Infolgedessen sind die diluvialen und tertiären Sprünge im allgemeinen diejenigen, welche sich gut im Kartenbild hervorheben. Aber auch paläozoische Brüche können ansprechen, wenn sie bis in die Gegenwart hinein ihre Beweglichkeit behalten oder neuerdings wieder erworben haben. So machten sich bei dem Sudetenbeben verstärkte Bewegungen längs des schon paläozoisch angelegten Sudetenrandbruches geltend; gleichzeitig sprachen im Inneren die saxonischen Brüche an.

In ihrer Eigenschaft, Zusatzenergien zu liefern, können solche Sprünge unter Umständen als ansprechende Grenzverwerfungen für die einzelnen, gleich stark erschütterten Flächen fungieren, wenn nämlich an ihnen nochmals die scheinbare Bebenstärke bis zu jenem Grade der Fühlbarkeit anschwillt; Sieberg (55) hatte bereits darauf hingewiesen. Beispiele hierfür zeigten sich an der Schwarzwaldspalte für das Südschwarzwaldbeben, oft auch am Rurrand und Erftsprung für die Rheinlandbeben.

Eine hiervon abweichende Ansicht vertritt W. Deecke (5). Ihm zufolge hätte man mit einem „Schattenwurf“ von Spalten zu rechnen, wenn sie sehr breit offen klafften, beziehungsweise mit so mächtigen Schuttmassen erfüllt wären, daß diese die Wellenbewegung dämpften. Aus der Stärke des Schattenwurfs glaubte W. Deecke die Möglichkeit einer Tiefenbestimmung jener offenen Spalten ableiten zu können. Bei den von mir untersuchten Beben konnte jedoch ein Beleg hierfür nicht gefunden werden.

Die Überschiebungen, als geschlossene, im Zusammenhang mit der paläozoischen Faltung entstandene Druckstörungen, die in der varistischen Streichrichtung laufen, leiten auch nach den hier gesammelten Erfahrungen die Energie stets gut fort, ohne aber selbsttätig Zusatzenergien zu liefern. Die besten Beispiele für die Wirkungsweise jener Störungen geben die Niederrheinbeben, weil ja dort die großen, karbonischen Überschiebungen offen oder überdeckt durchstreichen. Die geophysikalischen



Gründe, weswegen die geschlossenen Spalten die Wellen so gut weiterleiten, sind im allgemeinen noch nicht bekannt. Jedoch will es mir in unserem Falle scheinen, als ob in erster Linie ein Weiterleiten weniger durch die Wechsel, als durch das in gleicher Richtung streichende Karbon bedingt ist. Andererseits könnte teilweise das verbandsfeste Karbongestein durch die Überschiebungen nahe an die Erdoberfläche gebracht worden sein.

Die Überkreuzung zweier Bruchsysteme ist seit langem als vorzugsweise bebenverstärkend bekannt. Sehr deutlich tritt vor allem bei den Niederrheinbeben ein Anschwellen der scheinbaren Bebenstärke, bedingt durch Zusatzenergien, dort zutage, wo alte Störungen von jungen, offenen Spalten überschritten werden; vgl. beim Vennbeben 1928 den Kern an der Überkreuzung des Vennwechsels durch den Rurrand.

Derartig ansprechende Überschneidungen von Störungen können fast mit sekundären Herden verglichen werden. Durch sie entstehen im Bebenbild eine Reihe von Kernen mit höheren Intensitäten. Bei den Beben der Niederrheinischen Bucht ließ sich über diese Kerne, die bei jedem Schüttergebiet in der gleichen Weise auftraten, ein Gitter von Linien legen, deren Richtungen für die Tektonik des Niederrheingebietes von Wichtigkeit sind.

---

### Literaturverzeichnis.

1. Cloos, H., Strukturkarte von Schlesien. Breslau 1922.
2. Dathe, E., Das schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. der preuß. geol. Landesanstalt, H. 22. Berlin 1897.
3. Ders., Bemerkungen zum schlesisch-sudetischen Erdbeben. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur, naturw. Sekt., 2. Febr. 1898.
4. Ders., Einige Bemerkungen zum schlesisch-sudetischen Erdbeben. Geogr. Zeitschr., 1898.
5. Deecke, W., Einige Bemerkungen zu den Beben im Badischen Oberlande. Mitteil. d. Bad. Landesver. f. Naturk., 1909.
6. Fliegel, G., Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Mit geologischer Karte. Preuß. geol. Landesanst., Heft 92, Berlin 1922.
7. Frech, F., Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895 und seine Bearbeitungen. Geogr. Zeitschr., 4. Jahrg., 1898.
8. Ders., Zum schlesischen Erdbeben. Ebenda, 1898.
9. Ders., Erdbeben und Gebirgsbau. Petermanns Mitteilungen, 1907.
10. Früh, J., Die Erdbeben in der Schweiz im Jahre 1896. Ann. d. Schweizer meteorol. Zentralanstalt, 1896.
11. Futterer, K., Das Erdbeben vom 22. Januar 1896. Karlsruhe 1896.
12. Gomez de Llarena, J., Neue Isoseistenkarte des Mitteldeutschen Erdbebens vom 6. März 1872. Zeitschr. f. Geophys., I. Jahrg., 1924/25.
13. Gerland, G., Das Südwestdeutsche Erdbeben vom 22. Januar 1896. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. zu Berlin, Bd. XXXI, 1896.
14. Hobbs, W. H., Erdbeben. Deutsch von J. Ruska. Leipzig 1910.
15. Holzapfel, E., Die Geologie des Nordabfalls der Eifel, mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. Preuß. geol. Landesanst., N. F. Heft 66. Berlin 1910.
16. Ders., Blatt Eupen. Ebenda, 1911, Heft XXXII. II. Teil, Heft 3.
17. Klein, J., Das Rheinische Erdbeben vom 26. August 1878. Gaea XIV, 1878.
18. Ders., Das Rheinische Beben vom 26. August 1878. Kölnische Zeitung.
19. Koßmat, F., Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. d. sächs. Geol. Landesanst., I. Leipzig 1927.
20. Kranz, W., Jüngere Tektonik Westwürttembergs, nach amtlichen Aufnahmen im Rahmen tektonischer Probleme Süddeutschlands. Jahresh. d. V. f. Vaterl. Naturk. in Württemberg, 78. Jahrg., 1922.
21. Kuhn, O., Das Rheinische Erdbeben vom 6. Januar 1926. Veröff. d. Erdbebenwarte Aachen. II. Aufl., bearb. v. P. Wilski. 1927.
22. Lais, R., u. Sieberg, A., Das Mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands. Gerlands Beitr. zur Geophys., XII, 1912.
23. Lancaster, A., Les tremblements de terre en Belgique. Brüssel 1901.

4. Ders., Note sur le tremblement de terre ressenti le 22. Okt. 1873 dans la Prusse rhénane et en Belgique. Bull. de l'Acc. R. de Sci. Bruxelles 1873.
25. Ders., Note sur le tremblement de terre du 26 Août 1878. Ann. de l'Obs. R. de Bruxelles, 1879.
26. Lasaulx, A. v., Erdbeben. Encyklop. d. Naturwissensch., Kenngotts Handwörterb. d. Min., Geol. u. Paläont., Bd. I. Breslau 1882—1887.
27. Ders., Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873. Bonn 1874.
28. Ders., Das Erdbeben von Herzogenrath am 24. Juni 1877. Bonn 1877.
29. Ders., Über die Ergebnisse der Untersuchung des Erdbebens vom 26. August 1878. Corresp.-Bl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., 1881.
30. Lemonnier, A., Le tremblement de terre du 24 Juin 1877. Annuaire pour 1878.
31. Leonhard, R., u. Volz, W., Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895 und die schlesischen Erdbeben. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, Bd. XXXI, 1896.
32. Dies., Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur, 1895. Naturw. Sekt. Sitzung vom 10. Juli 1895.
33. Lepsius, R., Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Stuttgart 1887.
34. Ders., Geologische Karte des Deutschen Reiches. 1:500000. Gotha 1894—1897. Die Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena stellte mir ein Exemplar zur Verfügung, in das die Preußische Geologische Landesanstalt die bis jetzt bekannten Störungen eingetragen hat.
35. Lersch, B. M., Material über das Erdbeben von 1878 aus dem handschriftlichen Erdbebenkatalog, aufbewahrt am Meteorologischen Observatorium in Aachen, und von † Herrn Direktor P. Polis der Reichsanstalt in Jena leihweise überlassen.
36. Ders., Die Herzogenrather Erdbeben im Jahre 1873. Auszug aus den Verhandl. d. Naturw. Ges. zu Aachen. Sitzung vom 12. Oktober 1874.
37. Paeckelmann, Geologisch-tektonische Karte des Rheinischen Schiefergebirges. Preuß. geol. Landesanst. Berlin 1926.
38. Quaas, R., Zur Geologie des Nordrandes der Eifel und des Westteiles der Niederrheinischen Bucht. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1907, Bd. XXVIII. Berlin 1910.
39. Regelmänn, C., Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 1907.
40. Ders., Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Württemberg, Baden usw. Stuttgart 1919.
41. Reid, H. F., The Foundation Coefficient. Rep. of the State Earthquake Invest. Comm., Vol. II, Washington D. C. 1910.
42. Scheltle, H., Die Erdbeben Deutschlands in den letzten Jahren und ihr Zusammenhang mit der Tektonik. Beitr. z. Geophysik., XIII, 1914.
43. Schmidt, A., Erdbebenkommission: Bericht über die Erdbeben in Württemberg und Hohenzollern in der Zeit vom 1. März 1895 bis 1. März 1896. Württemberg. Jahresh. 1896.
44. Seebach, K. v., Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873.
45. Sieberg, A., Einiges über die Erdbeben in Aachen und Umgebung. Die Erdbebenwarte, II, Laibach 1903.
46. Ders., Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig 1904.
47. Ders., Monatliche Übersicht der an der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. E. bekannt gewordenen Erdbeben für Dezember 1909.

48. Ders., Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärken. Beitr. z. Geophys., XI. Leipzig 1912.
  49. Ders., Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikro-seismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik. Veröföftl. d. Reichsanst. f. Erdbebenforschung in Jena, H. 1. Jena 1922.
  50. Ders., Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. Jena 1923.
  51. Ders., Zur Geologie der Erdbeben im Rheinland. Zeitschr. f. Geophysik., II, 1926.
  52. Ders., Geologische Einführung in die Geophysik. Jena 1927.
  53. Ders., Das Korinther Erdbeben vom 22. April 1928 in seinen Beziehungen zu den Erdbeben und dem geologischen Aufbau des östlichen Mittelmeergebietes. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch., N. F. Bd. 57. Jena 1928.
  54. Ders., Ein Beitrag zur Statik der Erdbeben. Praktika der Akademie zu Athen, Bd. 4, 1929. Eine textlich und durch schematische Zeichnungen erweiterte Darstellung gab Sieberg in Kap. 15 des 4. Bandes von Gutenbergs Handbuch der Geophysik, Berlin 1930.
  55. Sieberg, A., u. Lais, R., Das Mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911. Veröföftl. d. Reichsanst. f. Erdbebenforsch., H. 4. Jena 1925.
  56. Tams, E., Über die Intensitätsverhältnisse in den Schüttergebieten starker Erdbeben. Geogr. Zeitschr., Bd. 22, 1916.
  57. Volz, W., Über die Erdbebenarbeit von Dr. Dathe. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur., Naturw. Sekt., 1897.
  58. Wilski, P., Das Erdbeben vom 14. Januar 1928. Aachener Anzeiger vom 18. Febr. 1928.
  59. Wunsdorf, G., Geolog. Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen. 1 : 75000. Kgl. preuß. geol. Landesanst. Berlin 1911.
-