

Veröffentlichungen
der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena
Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**
Heft 4

Das mitteleuropäische Erdbeben
vom 16. November 1911
Bearbeitung
der makroseismischen Beobachtungen

Von

A. Sieberg und **R. Lais**

Mit 8 Textabbildungen und 2 farbigen Isoseistenkarten



Jena
Verlag von **Gustav Fischer**
1925

Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena

(früher Straßburg i. E.)

Herausgegeben vom Direktor Prof. Dr. **Oscar Hecker**.

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 Abbildungen im Text. — **Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. Nov. 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

Aufbau des Erdballs. Rede, gehalten zur Feier der akademischen Preisverteilung in Jena am 21. Juni 1924 von Dr. phil. nat. **Gottlob Linck**, o. ö. Professor der Mineralogie und Geologie. 24 S. gr. 8° 1924 Rmk 1.—

Revolutionen in der Erdgeschichte. Eine akademische Rede, gehalten am 24. Juli 1920 entsprechend den Bestimmungen der Paul von Ritterschen Stiftung für phylogenetische Zoologie. Von Dr. **Wilfried von Seidlitz**, Inhaber der Haeckelprofessur für Geologie und Paläontologie an der Universität Jena. Mit 3 Abbild. im Text und 1 Tabelle. 42 S. gr. 8° 1920 Rmk 1.20

Was man in der Erdgeschichte als Umwälzungen deutet, ist nur äußerlich und oberflächlich Auslösung von lang vorbereiteten, in der Tiefe schlummernden Entwicklungsvorgängen, die zeitweilig in rhythmischer Wiederholung Pulsschläge erkennen lassen und hierbei, z. B. bei der Gebirgsbildung, Veränderungen herbeiführen, mit denen ein Wechsel von Werden und Vergehen einschließlich des tierischen und pflanzlichen Lebens eng verbunden ist. In dieser Schrift wird gezeigt, welche Theorien auf Grund der Beobachtungen darüber von Menschen aufgestellt worden sind und welche Bedeutung der Paläontologie, der allgemeinen und der historischen Geologie bei der Klärung dieser Probleme zugefallen ist. In leicht verständlicher Darstellung lernen wir ein Weltbild kennen, wie es sich auf Grund geologischer Forschung darstellt und werden mit deren Methoden vertraut gemacht.

Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. Von **W. Soergel**, ao. Prof. an der Universität Tübingen. Mit 6 Tafeln. V, 79 S. gr. 8° 1924 Rmk 4.—

Inhalt: Einleitung. 1. Die Gliederung der diluvialen Ilmterrassen. 2. Die Parallelisierung der Ilm- mit den Saaleterrassen. 3. Vergleich der Ilmterrassen mit den Gera- und Unstrutterrassen. 4. Die Deckschichten der Ilmschotterterrassen. 5. Die Fossilienbestände der mittel- und jungdiluvialen Ilmschotterterrassen (Säugetiere, Mollusken). 6. Das Interglazial von Darnstedt. 7. Die Altersbeziehungen zwischen Schotterterrassen und Vereisungen. 8. Die Gliederung des Eiszeitalters. 9. Das Alter der diluvialen Kalktuffe von Taubach-Ehringsdorf-Weimar. Literaturverzeichnis.

Atomabbau und Atombau. Die physikalische Analyse des Atoms. Von **Walter Gerlach**, Prof. der Physik an der Universität Frankfurt a. M. Mit 3 Abbild. im Text. 52 S. gr. 8° 1923 Rmk 2.—

Inhalt: Einleitung. — 1. Das Elektron. 2. Die Sondierung des Atoms. 3. Die Abbauanalyse. 4. Die elektromagnetische Atomanalyse. 5. Der Bau der Kristalle. 6. Die Kräfte der Materie. 7. Gibt es einen Kernaufbau?

Diese Abhandlung gibt eine zusammenfassende Darstellung der auf experimentelle Ergebnisse sich stützenden Anschauungen der modernen Physik über den Bau des Atoms. Sie gewährt auch dem Nichtphysiker einen Einblick in Gegenwart und Perspektiven der physikalischen Forschung moderner Atomistik.

Veröffentlichungen
der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena
Herausgegeben vom Direktor **Oscar Hecker**
Heft 4

Das mitteleuropäische Erdbeben
vom 16. November 1911

Bearbeitung
der makroseismischen Beobachtungen

Von

A. Sieberg und **R. Lais**

Mit 8 Textabbildungen und 2 farbigen Isoleistenkarten



Jena
Verlag von Gustav Fischer
1925

ALLE RECHTE VORBEHALTEN

COPYRIGHT 1925

BY GUSTAV FISCHER, PUBLISHER, JENA

Vorwort.

Wenn die Bearbeitung des bekannten mitteleuropäischen Bebens vom 16. November 1911 erst jetzt erscheinen kann, so ist das auf verschiedene Gründe zurückzuführen. Durch die Beschlagnahme des Zentralbureaus der Internationalen Seismologischen Assoziation und die Vertreibung seiner deutschen Mitglieder durch die französischen Behörden ging das gesamte, dieses Beben betreffende Originalmaterial, das eine bei keinem Beben bisher erreichte Vollständigkeit besitzt, in französische Hände über.

Da nun erwartet wurde, daß in Straßburg die Bearbeitung dieses Materials erfolgen würde, unterblieb die Fortsetzung von deutscher Seite. Als jedoch nach Ablauf einiger Jahre angenommen werden mußte, daß das Material unbenutzt in Straßburg liegen bleiben würde, wurde die Bearbeitung, und zwar unter Zugrundelegung des bereits im Herbst 1918 gedruckten Beobachtungsmaterials, dessen Versendung, wenigstens an die deutschen Erdbebenwarten, bisher nicht erfolgt ist, wieder aufgenommen und konnte jetzt beendet werden.

Von welchen Stellen, namentlich des Auslandes, makroseismisches Nachrichtenmaterial zur Verfügung gestellt wurde, läßt sich aus der Erinnerung nicht mehr mit Sicherheit angeben; die Nennung derselben mußte daher unterbleiben.

Die vorliegende Bearbeitung des Bebens erfolgte durch die Herren Regierungsrat Prof. Dr. Sieberg und das frühere Mitglied des Zentralbureaus der Internationalen Seismologischen Assoziation, Prof. Lais, jetzt in Triberg i. B., der freundlichst die Bearbeitung des weiteren Epizentralgebietes, Baden, Württemberg und Hohenzollern, übernahm; das übrige wurde von Herrn Sieberg beigetragen.

•

Eine Reihe von Verwerfungen, die einzelne Züge des seismischen Bildes erklären, konnten bei der Vervielfältigung der Karte II noch eingezeichnet werden; beim Entwurf der Isoseisten waren sie noch nicht bekannt.

Daß die Drucklegung der Arbeit erfolgen konnte, verdanken wir einem Zuschuß zu den Kosten seitens der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft.

Jena, im Januar 1925.

O. Hecker.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung. Von A. Sieberg	7
Beobachtungsmaterial	7
Arbeitsmethode	8
Allgemeiner Überblick über das Erdbeben	11
Literatur	12
Erster Abschnitt.	
Die mechanischen Wirkungen und die Begleiterscheinungen des Erdbebens im weiteren Epizentralgebiet.	
Von R. Lais.	
I. Die Beeinflussungen von Erdboden, Grund- und Oberflächenwasser .	14
Veränderungen am Bodensee	14
Bodenveränderungen	16
Grundwasserstörungen	18
Wellenbewegungen der Oberflächengewässer	19
II. Beschädigungen von Gebäuden	20
III. Beeinflussungen der Bebenstärke durch äußere Umstände	21
Die Entfernung des Beobachtungsortes vom Hypozentrum	21
Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit	24
Einfluß der Tektonik des Untergrundes	26
Einfluß der Geländeform	35
Zusammenfassendes	37
IV. Erdbebengeräusche	40
Arbeitsmethode	40
Ausbreitung der Erdbebengeräusche	41
Tiefe und Lage des Schallzentrums	46
Zeitliches Auftreten der Erdbebengeräusche	48
Übertreten der Erdbebengeräusche in die Luft	48
V. Lichterscheinungen	48
Zweiter Abschnitt.	
Die Ausbreitung des Erdbebens.	
Von A. Sieberg.	
VI. Die Grenzen und Randteile des Schüttergebietes	53
Rheinisches Schiefergebirge	54
Hessisches Bergland	57
Westfälisches Hügelland	58
Harz und Harzer Vorland	59
Sächsische Tieflandsbucht	60

	Seite
Thüringisches Becken	60
Thüringer Wald, Frankenwald und Vogtland	61
Böhmische Masse	61
Ostalpen und nördliches Vorland	63
Pobecken und Apennin	64
Westalpen und nördliches Vorland	65
Nordostrand des Französischen Zentralmassivs	66
Ostrand des Pariser Beckens	67
VII. Die inneren Teile des Schüttergebietes	67
Oberrheinische Tiefebene	67
Westliche Rheintalspalte (Vogesen—Haardt-Spalte)	71
Vogesen	72
Haardt und Pfälzerwald	73
Pfälzermulde	74
Saarbrücker Steinkohlengebirge	75
Odenwald	75
Fränkisches Triasbecken	75
Fränkischer Jura	76
Schwäbisch-Bayerisches Becken	76
VIII. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und Versuch ihrer Erklärung	77
Einfluß der Tektonik auf die Größe des gesamten Schüttergebietes	77
Einfluß der Dislokationen auf die Bebenstärke überhaupt	80
Einfluß von Gesteinsart und Verwitterung auf die Bebenstärke	82
Scheinbare und wahre Bebenstärke, Untergrundkoeffizienten	84
 Dritter Abschnitt. Zur Theorie des Erdbebens. Von A. Sieberg. 	
IX. Das Epizentrum	88
Geschichtlicher Rückblick	88
Lage des Epizentralgebietes	90
X. Die Entstehung des Erdbebens	93
Tektonik des Epizentralgebietes	93
Dynamik des Erdbebens	97
Zur Frage der kryptovulkanischen oder magmatischen Entstehung	102
Schlußwort	106

Einleitung.

Von A. Sieberg.

Am 16. November 1911 um 10^h 26^m M.E.Z. abends wurde ganz Mitteleuropa, namentlich Süddeutschland, von einem ungewöhnlich starken Erdbeben betroffen. Seine Wirkungen äußerten sich am kräftigsten in der Schwäbischen Alb zwischen dem Oberlauf des Neckar und dem der Donau, sowie an den Rändern des Bodensees; hier waren zahlreiche Gebäudebeschädigungen zu verzeichnen, die, eine Seltenheit für Deutschland, stellenweise einen fast gefährlichen Charakter annahmen. Selbst in manchen Gegenden, die recht weit vom Ausgangsort des Bebens entfernt liegen, waren die Bebenwirkungen noch kräftig genug, um Schrecken oder wenigstens Aufsehen zu erregen. Aber nicht allein in der für Mitteleuropa ungewöhnlichen Stärke und weiten Verbreitung liegt die Bedeutung dieses Bebens. Wertvoll war es auch, daß das Beben in einer dicht besiedelten und geologisch genau erforschten Gegend auftrat und außerdem zu einer für die Beobachtung besonders günstigen Zeit; der Lärm des Tages war verstummt, aber ein großer Teil der Bevölkerung, besonders in den Städten, noch nicht zur Ruhe gegangen. Eine Bearbeitung dieses Bebens erschien also von vornherein lohnend.

Beobachtungsmaterial. Unter diesen Umständen sah sich die Vorgängerin der Reichsanstalt für Erdbebenforschung, die damals in Straßburg i. Els. befindliche Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung, veranlaßt, sogleich mit dem Sammeln des Beobachtungsmaterials in weitestem Umfange zu beginnen. Zunächst wurden an geeignete Behörden und Persönlichkeiten fast aller Ortschaften im Gebiet stärkster Erschütterung ausführliche Fragebogen ¹⁾ und Anleitungen ²⁾ zu ihrer Ausfüllung gesandt; dann wurden

1) Die eingehende Fragestellung erstreckte sich auf folgendes: Beobachtungsort, Datum und Zeit; Aufenthalt und Beschäftigung des Beobachters; Untergrund des Beobachtungsortes; Zahl der Stöße; Art, Richtung, Dauer und Aufeinanderfolge der Bewegungen; Wirkungen der Erschütterung; unterirdische Geräusche; Lichterscheinungen; Vor- und Nachbeben; wurde das Beben von vereinzelt, vielen oder allen Einwohnern des Beobachtungsortes verspürt; ist das Beben nicht gefühlt worden, trotzdem der Beobachtungsort nahe dem Bebengebiet lag.

2) A. Sieberg: »Erdbeben und ihre Beobachtung. Bearbeitet für den Gebrauch der Erdbebenbeobachter«. Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. Els., 1911.

planmäßig immer weitere Teile des gesamten Schüttergebietes, soweit es in das Deutsche Reich entfiel, in diesen Nachrichtendienst einbezogen. Ferner stellten die bestehenden Erdbebendienste des Inlandes, sowie einzelne des Auslandes das von ihnen zusammengebrachte Beobachtungsmaterial der Kaiserlichen Hauptstation zur Verfügung. Selbstverständlich wurden auch alle erreichbaren Zeitungsnachrichten berücksichtigt.

Durch diese planmäßig durchgeführte Sammeltätigkeit kam mit der Zeit ein makroseismisches Beobachtungsmaterial zusammen, wie es an Umfang und Güte wohl noch für kein Beben vorgelegen hat. Im ganzen handelt es sich um mehr oder minder ausführliche Beobachtungen in 5996 Ortschaften der deutschen Bundesstaaten, der Schweiz, Österreichs, Italiens, Frankreichs, Luxemburgs und Belgiens, für manche Orte um Dutzende von Einzelmeldungen. Als wertvoll erwiesen sich auch negative Meldungen aus den Randgebieten des Schüttergebietes, weil gerade durch sie in manchen Gegenden der Verlauf der Grenzisoseiste mit aller Schärfe festgelegt werden konnte. Die Bearbeitung und der Druck des Beobachtungsmaterials war im Herbst 1918 beendet; es füllt einen stattlichen Band von 350 Seiten, dessen Druckbogen, ebenso wie sämtliche Originalbeobachtungen, seitdem unbenutzt beim Institut de physique du globe in Straßburg lagern.

Unsere nachstehenden Untersuchungen stützen sich auf das gedruckte Beobachtungsmaterial. Leider konnte unter den obwaltenden Verhältnissen auf die Originalbeobachtungen nicht zurückgegriffen werden, so erwünscht es auch in manchen Fällen gewesen wäre. Aus dem gleichen Grunde mußte auf die ursprünglich beabsichtigte Untersuchung einiger weiterer Fragen verzichtet werden.

Arbeitsmethode. Für die rund 6000 Bebenorte wurde ein Zettelkatalog angelegt, der alle wesentlichen Nachrichten über die Wirkungen des Bebens enthält. An der Hand der zwölfstufigen Mercalli-Cancani-Skala in der von Sieberg¹⁾ erweiterten Form bestimmten mehrere Personen, durchaus unabhängig voneinander, die Bebenstärken nach halben Graden; die Übereinstimmung war überraschend gut. Alsdann wurden die Stärkezahlen zunächst in die entsprechenden topographischen Karten großen Maßstabes eingeschrieben und von dort in Deckpausen übertragen, die neben

1) Zuerst veröffentlicht in A. Sieberg: »Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke«. Gerlands Beiträge zur Geophysik, XI. Bd., S. 231, Leipzig 1912. Späterhin mehrfach erweitert.

den Zahlen lediglich die Ortspunkte, aber keinerlei Namen und topographische Merkmale enthielten. Auf diesen Pausen, ohne Kartenunterlage, wurden die Isoseisten konstruiert, indem das Zahlenmaterial genau so verwertet wurde, wie es vorhanden war; selbst in den Fällen, wo an ganz benachbarten Orten größere Stärkeunterschiede auftraten, wurde von diesem Grundsatz nicht abgewichen. Auf diese Weise entstanden ganz unregelmäßig gestaltete und zerlappte isoseistische Flächen, mit eingestreuten Kernen höherer und Inseln geringerer Bebenstärke, Gebilde, die mit den sonst üblichen kreis- oder ellipsenähnlichen Isoseisten nicht die geringste Ähnlichkeit zeigen. Erst nachdem die Isoseisten endgültig feststanden, wurden die topographischen Verhältnisse ermittelt. So unverständlich und verwirrend der Verlauf der Isoseisten für sich allein auf den ersten Blick auch erschien, so überzeugend und den natürlichen Verhältnissen entsprechend wirkt er, wie wir sehen werden, auf geologisch-tektonischer Kartenunterlage¹). Durch diesen praktischen Erfolg unserer Arbeitsmethode ist eigentlich schon deren Berechtigung erwiesen. Trotzdem muß, da die Isoseistenkarten in unserer Untersuchung die Hauptrolle spielen, in manchen Fachkreisen aber gegen derartige Karten Mißtrauen besteht, auf diese Frage etwas näher eingegangen werden.

Es ist nicht zu leugnen, daß viele ältere Isoseistenkarten Grund zu Beanstandungen geben. Schon die Bestimmung der Bebenstärken mit Hilfe der älteren Skalen mußte zu Unsicherheiten führen, die erfahrungsgemäß mehrere Grade ausmachen konnten, weil sich die Aufzählung der Bebenwirkungen, die die Bebenstärken kennzeichnen sollen, auf einen oder ganz wenige kurze Sätze beschränken. Die von uns benutzte, sehr ausführliche Skala beseitigt, wie der Erfolg immer wieder gezeigt hat, diese Fehlerquelle fast vollständig. Außerdem gingen frühere Bearbeiter von Erdbeben meistens mit einer gewissen Voreingenommenheit vor, indem sie die eine

1) In die hier veröffentlichten Karten konnten des kleinen Maßstabes wegen nur wenige bemerkenswertere Beobachtungsorte eingetragen werden. Für die Karte des Epizentralgebietes wurde die in Stuttgart 1919 erschienene 10. Auflage von C. Regelmanns Übersichtskarte von Württemberg, Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten im Maßstabe 1:600 000 als tektonische Unterlage benutzt. Für die Kartierung und Untersuchung des übrigen auf Deutschland entfallenden Anteiles des Schüttergebietes erwies es sich als wertvoll, daß die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin für die Reichsanstalt für Erdbebenforschung alle festgestellten Verwerfungen, nach dem Alter unterschieden, in ein Exemplar von R. Lepsius Geologischer Karte des Deutschen Reiches, in 27 Blättern 1:500 000, Gotha 1894–1897, hatte einzeichnen lassen.

oder andere Beobachtung nicht berücksichtigten, weil sie ihnen infolge anders lautender Nachrichten aus der Nachbarschaft als falsch erschien. Alsdann wurden im Kartenbilde die Isoseisten nicht dem Beobachtungsmaterial entsprechend gezogen, wie es doch das Natürlichste wäre, sondern das Beobachtungsmaterial wurde einem

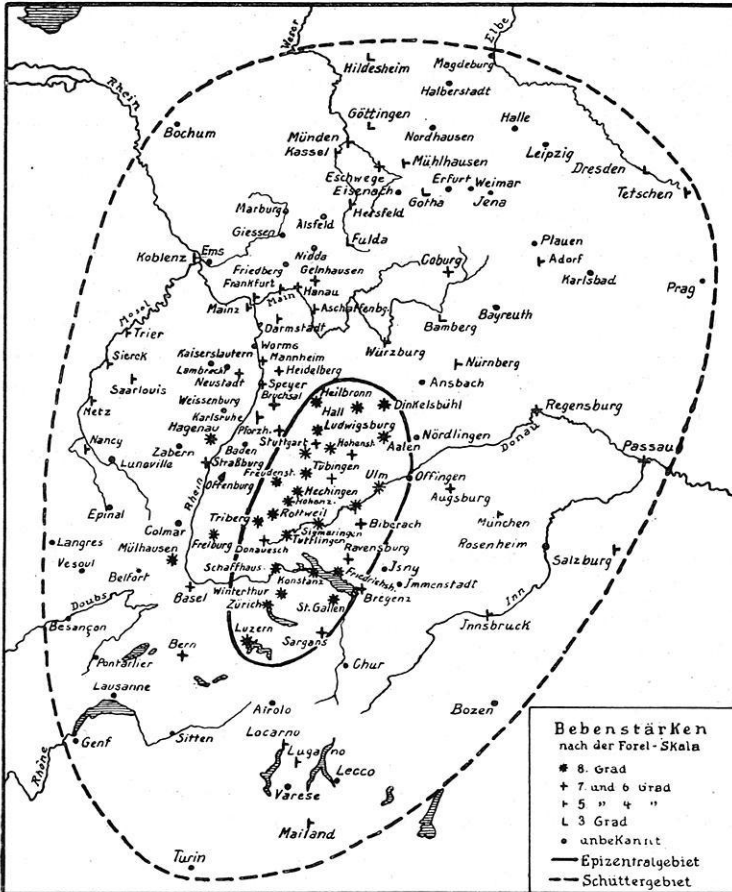


Abb. 1. Das Schüttergebiet des mitteleuropäischen Erdbebens vom 16. November 1911, dargestellt auf Grund spärlichen Beobachtungsmaterials. Nach H. Ditzel.

willkürlich angenommenen, regelmäßigen Verlauf der Isoseisten gewaltsam angepaßt. Es gibt eben, obwohl beispielsweise Erdbeben-Brücken und -Inseln, das verschiedenartige Verhalten von festem Felsgestein und lockerem Schuttboden, der Einfluß des geologischen Streichens u. a. m. schon seit langem bekannt sind, immer noch

Forscher, die sich von der althergebrachten, mehr oder minder regelmäßigen, kreisähnlichen oder elliptischen Isoseistenform, wie sie die vereinfachte Theorie fordert, nicht zu trennen vermögen. Derartige regelmäßige Isoseisten kommen aber, vorausgesetzt, daß man dem Beobachtungsmaterial keinen Zwang antut, gewöhnlich nur dann zum Vorschein, wenn man bloß über einige wenige, verhältnismäßig weit auseinander liegende Beobachtungsorte verfügt. Zwar können uns auch diese rohen Isoseisten in Ermangelung von Besserem mitunter gute Dienste leisten, zumal wenn es sich um wenig bekannte Gegenden handelt. Je mehr sich aber der Stoff häuft, je dichter die Maschen des Beobachtungsnetzes werden, einen desto unregelmäßigeren Verlauf pflegen die Isoseisten zu nehmen. Daß sie es tun müssen, lehrt schon die Tatsache, daß die Erdrinde sowohl an der Oberfläche als auch in größeren Tiefen höchst ungleich beschaffen ist. Ein Vergleich von Abb. 1 nach H. Ditzel (Lit. 2) mit der auf Taf. II wiedergegebenen Karte des gesamten Schüttergebietes erläutert das Gesagte besser als Worte.

Allgemeiner Überblick über das Erdbeben. Unter den geschichtlich bekannten Erdbeben Deutschlands nimmt dasjenige vom 16. November 1911 die erste Stelle ein, namentlich im Hinblick auf die Größe des makroseismischen Schüttergebietes. Denn letzteres umfaßt den größten Teil des mitteleuropäischen Gebirgslandes, ja geht sogar im Westen und Süden noch darüber hinaus. Seine mehr als 950 km lange Nord-Südachse reicht von Braunschweig bis Spezia an der Ligurischen Küste, und seine fast 1100 km lange West-Ostachse von der französischen Landschaft Berry bis zum Wiener Becken und bis an den Rand des Mährischen Gesenkes. Innerhalb des Schüttergebietes liegt das Epizentrum exzentrisch, um etwa 70 km gegen Westen verschoben. Der kleinste Epizentralabstand, gegen Nordwesten hin, d. h. senkrecht zum Streichen der ausgeprägtesten Bruchlinien und zum Streichen der Gesteine, beträgt sogar kaum 210 km, hingegen der größte, nach Nordosten, nicht weniger als 620 km.

Die ersten Nachrichten über das Beben waren so recht dazu angetan, Verwirrung über die Lage des Epizentrums anzurichten. Diese Verwirrung kommt in den ersten Veröffentlichungen über das Beben noch klar zum Ausdruck. Selbst als das Beobachtungsmaterial sich zu häufen begann, blieb die Entscheidung zunächst noch weiterhin unsicher. Erst die 1912 erschienene, von Lais und Sieberg bearbeitete und von einer Isoseistenkarte begleitete vorläufige

Mitteilung (Lit. 6) der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg konnte das Epizentrum makroseismisch in der Schwäbischen Alb zwischen Balingen und Ebingen festlegen. Diese makroseismische Bestimmung wurde später voll- auf bestätigt durch die endgültige Bearbeitung des gesamten vor- liegenden mikroseismischen Materials, die B. Gutenberg (3) an dem mit der Kaiserlichen Hauptstation verbundene Zentral- bureau der Internationalen Seismologischen Assoziation durchge- führt hat.

Unsere damalige vorläufige Mitteilung befaßte sich auch mit den Beziehungen der Bebenstärken im weiteren Epizentralgebiet zum geologischen Aufbau Süddeutschlands und vermochte die Zusammen- hänge in einem bis dahin noch nicht gekannten Umfange nachzu- weisen. Erst nach der Übersiedlung nach Jena konnte die Bear- beitung des Bebens, bei der Frl. M. Töpfer dankenswerte Hilfe leistete, wieder aufgenommen und mit der vorliegenden Unter- suchung zum Abschluß gebracht werden.

Literatur. Über das Beben erschienen schon bald zahlreiche Veröffentlichungen; die uns bekannt gewordenen sind in der nach- stehenden Liste alphabetisch zusammengestellt. Auf ihre laufenden Nummern beziehen sich die von jetzt ab im Text in Klammern () gegebenen Literaturnachweise.

- 1) Botzong, C.: »Über die Erdbeben Südwestdeutschlands, insbesondere über die der Rheinpfalz. Pfälzer Heimatkunde, VIII. Jahrg., Kaiserslautern 1912.
- 2) Ditzel, H.: »Das schwäbisch-oberrheinische Beben vom 16. November 1911.« Geographischer Anzeiger, 12. Jahrg., Heft XII, Gotha 1911.
- 3) Gutenberg, B.: »Die mitteleuropäischen Beben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913. I. Bearbeitung der instrumentellen Aufzeichnungen.« Veröffentlichungen des Zentralbureaus der Internationalen Seismologischen Assoziation. Herausgegeben von O. Hecker, Straßburg 1915.
- 4) Hecker, O.: Die mitteleuropäischen Erdbeben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913. Verhandlungen des XIX. Deutschen Geographentages zu Straßburg i. Els. 1914, Berlin 1915.
- 5) Lais, R.: »Gegenüberstellung der Ergebnisse zweier, von der Trigonometrischen Abteilung der Kgl. Preuß. Landesaufnahme auf der Linie Alexanderschanze-Stockach ausgeführten Nivellements.« Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XIII, S. 139, Leipzig 1914.
- 6) Lais, R. und Sieberg, A.: »Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands. Ebenda, Bd. XII, S. 186, Leipzig 1912.
- 7) Lang, R.: »Klassifikation und Periodizität der tektonischen und krypto- vulkanischen Erdbeben, dargestellt an dem Erdbeben vom 16. November 1911 und den jüngeren Erdschütterungen in Südwestdeutschland.« Neues Jahr-

- buch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band XXXV, S. 776, Stuttgart 1913.
- 8) Lauterborn, R.: »Wirkungen des Erdbebens vom 16. November 1911 unter dem Spiegel des Bodensees.« Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F., Bd. 2, S. 10, Stuttgart 1912.
 - 9) Michael, R.: »Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911. Die Woche, 13. Jahrg., No. 47, Berlin 1911.
 - 10) Müller, H.: »Der tektonische Bau der Umgebung von Hechingen.« Jahrbuch der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1914, Bd. XXXV, Heft 2, Berlin 1915.
 - 11) Neumann, L. und Deecke, W.: »Das Erdbeben vom 16. November 1911 in Südbaden.« Mitteilungen der Großh. Badischen Geologischen Landesanstalt, Bd. VII, 1. Heft, Heidelberg 1912.
 - 12) Regelmann, C.: »Das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911. Jünglingsfreund, April 1912, Stuttgart.
 - 13) Reutlinger, G.: »Notiz zu dem süddeutschen Erdbeben vom 16. November 1911.« Naturwissenschaftliche Wochenschrift, N. F., Bd. XI, S. 253, Jena 1912.
 - 14) Robert, J.: »Das Erdbeben vom 16. November 1911 im Großherzogtum Luxemburg.« Gesellschaft Luxemburger Naturfreunde, Luxemburg 1912.
 - 15) Rüetschi, G.: »Vorläufige Mitteilungen über die Veränderungen des Unterseebeckens (Bodensee) durch das Erdbeben vom 16. November 1911.« Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F., Bd. 2, S. 108, Stuttgart 1912.
 - 16) — —: »Das Erdbeben vom 16. November 1911 am Untersee und die Schollenbewegungen des Seerückens und des Schienerberges.« Ebenda, Bd. 3, Stuttgart 1913.
 - 17) Ruska, J.: »Das Erdbeben vom 16. November 1911.« Aus der Natur, Leipzig 1912.
 - 18) Salomon, W.: »Die oberrheinischen Erdbeben und das Erdbeben vom 16. November 1911.« Naturwissenschaftliche Wochenschrift, N. F., Bd. XI, S. 81, Jena 1912.
 - 19) Sauer, A.: »Das schwäbische Erdbeben vom 16. November 1911 in seinen Beziehungen zu allgemeinen geodynamischen Vorgängen.« Mitteilungen des Württembergischen Bezirksvereins des Vereins Deutscher Ingenieure, Jahrg. 3, 1912, No. 3 und 4.
 - 20) Scheu, E.: »Das Erdbeben vom 16. November 1911.« Natur, Jahrg. 1912, Heft 11 und 12, Leipzig 1912.
 - 21) Schmidle, W.: »Beobachtungen über das Erdbeben vom 16. November 1911 in Konstanz.« Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F., Bd. 2, S. 6, Stuttgart 1912.
 - 22) Schmidt, A. von und Mack, K.: »Das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911.« Württembergische Jahrbücher für Statistik und Landeskunde, Jahrg. 1912, I. Heft, Stuttgart 1912.
 - 23) Seidlitz, W. von: »Erdbeben und Gebirgsbau in Süddeutschland.« Geologische Rundschau, Bd. IV, Heft 4, Leipzig 1913.
 - 24) Sieberg, A.: »Monatliche Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde nach den der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. Els. zugegangenen Nachrichten, November 1911.«

- 25) Sieberg, A.: »Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911. Zweite vorläufige Mitteilung: Das gesamte makroseismische Schüttergebiet. Zeitschrift für Geophysik, Jahrg. 1, Heft 1/2, S. 21, Braunschweig 1924.
- 26) Werveke, L. van: »Gedanke über die Ursache des Erdbebens vom 16. November 1911.« Mitteilungen der Philomatischen Gesellschaft in Elsaß-Lothringen, Bd. IV, Heft 5, 20. Jahrg. 1912, Straßburg i. E. 1913.
- 27) Zeißig, C.: »Bemerkungen zu den süddeutschen Erdbeben 1911 und 1912. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großh. Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, IV. Folge, Heft 33, Darmstadt 1912.

Erster Abschnitt.

Die mechanischen Wirkungen und die Begleiterscheinungen des Erdbebens im weiteren Epizentralgebiet.

Von **R. Lais.**

(Hierzu Karte I.)

I. Beeinflussungen von Erdboden, Grund- und Oberflächenwasser.

Am heftigsten erschüttert wurde das Gebiet zwischen dem Bodensee und dem Nordfuß der Rauhen Alb. Hier blieben die Wirkungen des Erdbebens nicht auf die leicht zerstörbaren Werke von Menschenhand beschränkt, auch der Erdboden selbst zeigte geringe, aber bemerkenswerte Veränderungen.

Veränderungen am Bodensee, vergl. auch (8), (15), (16), (21). Im Grunde des Bodensees, dessen Wasser einen in diluvialer Zeit gebildeten Graben ausfüllt, traten an mehreren Stellen lang hinziehende Risse und Spalten auf. Sie beginnen am Nordufer des Untersees und sind bei Wangen und Gaienhofen festgestellt. Hier sind Teile jener mit sanfter Neigung vom Ufer abfallenden und dann steil zur Mitte des Sees abgeböschten Brandungsterrasse, die Seehalde oder Wyse genannt wird, in den See gestürzt. — Bei Kattenhorn rutschte im See auf über 100 m, etwa 30 m vom Lande entfernt, die Halde ab, so daß diese sich jetzt an vielen Stellen 5–6 m näher dem Lande befindet. Auch zeigten sich im Seeuntergrund starke Risse. Bei Gaienhofen sah man draußen am See, vom Landungssteg abwärts, deutlich eine etwa

50 m lange frische Bruchstelle an der Halde. — Bedeutender sind diese Abbrüche am Südufer des Untersees. Ostwärts von Steckborn traten vier größere Veränderungen im Untersee auf. Etwas westwärts vom sogen. Schweizerland brachen marine Molasseschichten ab und sanken teilweise unter. Ca. 120 m innerhalb dieser Abbruchstelle gegen N wurde von Fischern den Tag nach dem Beben eine Erhebung des Seebodens von 4—5 m wahrgenommen. Bei Berlingen trat ca. 80 m östlich vom Landungssteg, 25 m von der Ufermauer des Erholungsheimes Neutal, eine Senkung im Untersee ein. — Von Triboltingen wird berichtet: Im Norden des Ostrandes des Dorfes, 1—1,5 m von der Halde entfernt, trat auf der rechten Uferseite im festen Schlammboden des Untersees in einer Entfernung von ca. 30 m je eine ellipsenförmige, west-östlich verlaufende Senkung auf, deren Längsachsen 3,5 m, kleinere Achsen 2,4—2,6 m, Tiefen in der Mitte 0,85—1,35 m, am Rande 0,1—0,15 m betragen. Im Norden der Dorfmitte, auf der linken Uferseite des alten Rheins, trat ein 8 m langer und 3,4 m breiter Absturz der Halde und der Uferbank ein. An einer Stelle war dabei der Rand 30—40 cm überhängend. Seehalde und Uferbank zeigten außerdem einen halbkreisförmigen Abbruchrand mit nischenartiger Vertiefung nach der Tiefe zu. Bei der Schwemmkannte war die Schlammmasse bis zu 3,2 m abgestürzt. Von dieser Abbruchstelle zogen längs der Halde drei ca. 90 m lange, in ihrem Verlauf divergierende Spalten, die anfangs 30 cm tief und 6—8 cm breit waren bei einer Gesamtbreite von 2,5 m, immer enger wurden und am Ende eine Gesamtbreite von 5 m hatten. Bei einer gleichzeitig vertikalen Bewegung des Krustenmaterials mit einer Sprunghöhe von 30—40 cm erhielt die Halde und teilweise auch die Uferbank staffelförmige Gliederung. — Die gleiche Stelle betrifft ein in manchen Teilen ergänzender Bericht aus Ermatingen: 800 m ostwärts von Ermatingen trat im Untersee auf flachem Seichtboden eine von W nach O verlaufende Senkung ein, bei der die Längsachsen 3,5 m und mehr, die kleineren Achsen 2,4—2,6 m, die Tiefen in der Mitte 0,85—1,35 m, am Abbruchrande 0,1—0,15 m betragen. Dieses Loch war von einem 8—10 cm hohen und ebenso breiten kleinen Schlammwall umzogen. Die Wasserpflanzen, die früher hier standen, und deren Wurzellänge 15—20 cm beträgt, konnten nicht erbohrt werden, müssen also herausgerissen und von den Wellen fortgeführt worden sein. — An der Stelle, wo der Rhein plötzlich von Westen nach Norden biegt, stürzte die flache Seehalde kesselförmig in einem Winkel von 82° ab. Das Gebiet um die Abbruchstelle hatte sich

bis zu 80 cm gesenkt. Dieser Senkungsstreifen zog der Rheinströmung parallel und wurde nach 50 m von einem senkrecht hierzu verlaufenden Graben abgelöst, der bei einer Abbruchssenkung von 3,6 m Länge und 2 m Breite von der Uferhalde ausging, 28 m lang, 60—80 cm breit, in der Mitte bis zu 50 cm, am Rande bis zu 20 cm tief war. Eine in diesem Graben befindliche Ausbuchtung von 2,2 m Breite und 3 m Länge lieferte den Höchstbetrag der Senkung mit 2 m. Diese Senkungen haben den Rhein ostwärts abgelenkt, der, über die Schwemmkannte tretend, ca. 30 Ar überflutet hat.

Derartige Veränderungen des Seebodens waren natürlich nur in der flachen Uferzone der Beobachtung zugänglich. Ein Bericht aus Steckborn läßt darauf schließen, daß sie auch den Zellersee betroffen haben. Das Wasser des Zellerarmes des Untersees war den Tag nach dem Beben trüb und milchig. In großen Mengen schwammen weiße Mäuschelchen darauf.

In Überlingen am Überlinger See bildete sich eine Spalte im Boden vom Landungsplatz bis zum Seegarten.

Die Erfahrung hat gelehrt, daß derartige Spalten, Senkungen und Abrutschungen sich im wasserdurchtränkten Boden der Seen, Küsten und Flußdeltas häufiger bilden als in trockenem Gestein.

Bodenveränderungen. In Heilbronn a. N. weist »eine asphaltierte Straße wellenförmige Erhebungen bis zu 20 cm Höhe auf einer Fläche von ca. 200 qm auf. Die Straße ist fast unbrauchbar geworden.«

Lange gleichlaufende Risse im Asphalt- und Zementplattenbelag der Wege sind längs der Bahnhofsanlage in Baden-Baden entstanden.

Beim Glashüttenhof unweit Mühlingen (bei Stockach) wurde auf dem Felde an zweimal drei Stellen schlammige Erde herausgetrieben. Die kleinen Schlammkrater sind in der Richtung NW—SO angeordnet und bedecken 2 qm Fläche.

Felsstürze, Erdbeben, Steinschlag u. dgl. treten häufiger auf. Vor allem werden sie aus dem cañonartig eingeschnittenen Donautal zwischen Beuron und Sigmaringen gemeldet. Hier sind vom Subiacofelsen (Käpfle) 20—30 cbm abgestürzt. Unterhalb Fridingen ist der Laiblefelsen abgestürzt und bei Hausen im Tal kamen von den Felswänden große Steinmassen herab. — Am Nordrand der Alb erfolgten nach dem Beben ein Felssturz vom Hörnle bei Frommern und bei Margrethausen starke Erdbeben (Abb. 2), von denen man annehmen darf, daß sie durch das Erd-

beben vorbereitet und eingeleitet worden sind; ausführliches darüber berichtet C. Regelmann (12).

In künstlich aufgeschütteten Böden erfolgte ein Nachsacken der lockeren Erde. So wird von Kollnau und Waldkirch berichtet, daß sich Grabsteine auf ziemlich frischen Gräbern beinahe 30 cm gesenkt hätten. Über die Auflockerung der Ackerkrume wurde in Neckarsulm eine bemerkenswerte Beobachtung gemacht. Der Besitzer einer Gärtnerei teilt mit: »Am Tage vor dem Erdbeben habe ich mit einem Untergrundspfluge ‚Vensky‘ aus Eislingen mit sechs Pferden 50–55 cm tief gepflügt und mußten die Pferde alle 30–40 m still stehen, so hart war die Arbeit. Am anderen Morgen,

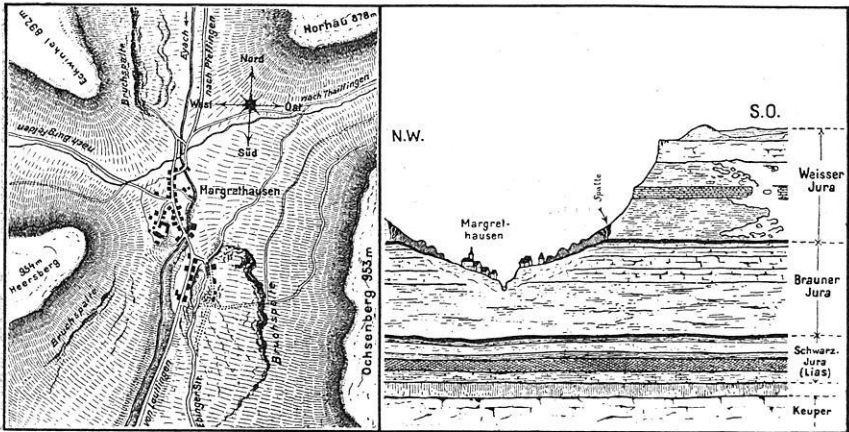


Abb. 2. Die Erdspalten, die Rutschgebiete und der Schichtenaufbau bei Margrethausen¹⁾. Nach C. Regelmann.

also nach dem Erdbeben, habe ich auf demselben Acker und demselben Boden weiter mit den Pferden gearbeitet, und siehe da: vier Pferde haben mit leichter Mühe den Acker gepflügt und sind 130 m gelaufen, ohne auszuruhen. Ich nehme an, daß der Boden durch

1) »Die Talgehänge sind bei Margrethausen, wie in der ganzen Gegend, mit mächtigem Weißjurashutt bedeckt, der wie ein Polster auf dem gewachsenen Grund, nämlich auf den Schichten des stark tonigen Braunen Jura aufliegt. Das Erdbeben hat nun bei Margrethausen drei Spalten von je über 200 m Länge aufgerissen und damit dem Oberflächenwasser und den Quellen Zutritt zu der tonigen Unterlage verschafft, die dadurch schlüpfrig wurde. Dazu kam, daß in dieser Gegend seit dem 16. November die Erdstöße zwei Monate lang sich wiederholten. Durch Wasserabzugsgräben wurden indessen die Abbrüche zum Stillstand gebracht.« (C. Regelmann.)

das Erdbeben so gelockert wurde, weil der Pflug einfach die Erde viel leichter zerschnitt als einen Tag zuvor. Die Pferde waren dieselben am Pflug wie tags zuvor und die Fütterung war auch die gleiche, kann also niemals an den Pferden liegen, vielleicht kann ich hierüber Auskunft erhalten« (gez. Christian Rall, Kunstgärtnerei).

Außerhalb dieses Gebietes wurden Abstürze von Felsen nur in Steinbrüchen beobachtet, so zu Öflingen bei Säckingen und zu Haslach im Kinzigtal.

Grundwasserstörungen. Die Erschütterungen des Erdbodens haben die Grundwasserführung vielfach beeinflusst, sei es, daß das Wasser einfach in die Tiefe sackte, oder unterirdische Wasserwege erweitert wurden, und dadurch die Wasserführung der Quellen und Brunnen vergrößert wurde, oder daß durch eindringendes Gesteinsmaterial Spalten verstopft und die Ergiebigkeit der Quellen verringert wurde. Dieser letzte Fall ist verhältnismäßig selten; nur ein Viertel der Meldungen über Veränderungen an Quellen, die fast ausnahmslos aus den Kalkgebieten der Alb und des Schwäbischen Triasbeckens stammen, berichten über eine Verringerung der Ergiebigkeit. Eine Beobachtung aus Seelbach bei Lahr i. B., wonach die Quellen auf der Höhe versiegt, die im Tal ergiebiger geflossen seien, spricht dafür, daß vielfach lediglich ein Nachsacken des Wassers infolge der Bodenbewegung die Quellen verstärkte; dann verstehen wir auch, warum von vielen Quellen, die kurz nach dem Beben reichlicher oder schwächer flossen, berichtet wird, daß sich später wieder die ursprüngliche Wasserführung einstellte. Nicht selten wurde durch die ruckweise Bewegung des Wassers im Erdboden feiner Gesteinsschlamm losgelöst, so daß die Quellen nach dem Beben trübe flossen (Berichte aus Laiz, Inzigkofen, Oberndorf, Stein usw.). Neu entstanden ist nur eine einzige trüb fließende Quelle bei der Bahnstation von Inzigkofen, die aber sehr bald wieder versiegte. Die Meldung von Krozingen, daß dort infolge des Erdbebens eine Thermalquelle neu aufgetreten sei, ist falsch: Diese sogenannte Nenaquelle war schon früher erbohrt worden. Zu Obersteigen im elsässischen Kreise Molsheim trat nach dem Beben in einer Wiese so viel Wasser auf, daß ein ziemlich großer Erdrutsch erfolgte. Außerdem ist seit jener Zeit die Goldbrunnenquelle, 500 m westlich des genannten Erdrutsches, völlig versiegt, nachdem sie schon in den letzten Jahren schwächer geworden war; dann brach sie 200 m tiefer in derselben Mulde durch. Das Wasser in der Wiese hielt sich nur 3 Tage.

Wellenbewegungen der Oberflächengewässer. Vereinzelt Meldungen, daß Schiffe die Bebenstöße verspürten oder gar in erhebliches Schwanken gerieten, trotzdem der Wasserspiegel glatt und unbewegt blieb, liegen vor vom Thunersee, von Romanshorn und Rorschach am Bodensee sowie von Rixheim am Rhein-Rhonekanal (Elsaß). Häufiger wurden aber, wie leicht erklärlich ist, Bewegungen oberflächlich sichtbarer Wasseransammlungen beobachtet.

Insbesondere war dies am Bodensee der Fall. Nach Schmidle (21) weist die sonst regelmäßig verlaufende Kurve des registrierenden Konstanzer Pegels zur Zeit des Erdbebens einen auffälligen Strich nach unten auf, der eine wellenförmige Senkung des Seespiegels um 4 cm andeutet. An der Seestraße in Konstanz warf der vorher ruhige See eine Welle mindestens 2 m hoch an die Quaimauer hinauf, und zahlreiche Boote wurden beschädigt. Eine Meldung aus Allensbach berichtet, daß sich der ganze Untersee zur Zeit des Bebens in wilder Bewegung befand. Das Wasser des Überlingersees wurde wenigstens in der Nähe des Ufers bewegt. Der Dampfer »Stadt Konstanz«, der an der Landestelle beim Bahnhof Überlingen vertäut war, geriet in stampfende Bewegung und zerrte an den Tauen. Vom Obersee berichtet ein Schiffer, daß sein schwerer, mit Steinen beladener Kahn im Moment des Bebens in den See gedrückt und dann wieder gehoben worden sei (21). Diese Bewegung scheint sich aber erst am Ufer in stärkerem Wellenschlag geäußert zu haben; denn ein Bericht aus Lindau sagt, daß der Bodensee ganz ruhig und spiegelglatt, am auslaufenden Seeufer dagegen Wellenschlag zu beobachten war. Aus Obereggen wird berichtet, der Bodensee sei weithin ganz gelb erschienen, weil Grundwellen den Bodenschlamm aufwühlten.

Der Zürichersee zeigte bei Windstille an den Ufern starke Wellenbewegung. Das gleiche wird aus Morges am Genfersee gemeldet. Der Zugersee soll bei Zug um etwa 1 m gestiegen sein.

Das Wasser eines Teiches bei Bischweiler im Elsaß wurde unter heftigem Zischen über die Schleuse geworfen.

Weniger häufig waren natürlich die Bewegungen des Wassers in Bächen und Flüssen, aber es liegen auch darüber einige Berichte vor: So warf der Roßbach bei Ettenheim an einer flachen Uferstelle sein Wasser 3—4 m weit auf die daneben liegende Straße. Zu Münchhausen bei Gebweiler (Elsaß) und zu Frauenfeld (Schweiz) geriet das Wasser des Kanals in lebhafte Wellenbewegung.

II. Beschädigungen von Gebäuden.

Vielfach wurde in Gebieten schwächerer Erderschütterungen im Freien das Erdbeben überhaupt nicht beobachtet, und innerhalb der Gebäude wurde es in den höheren Stockwerken stärker gefühlt als in den unteren. Massive, aus Bruchsteinen oder Backsteinen aufgeführte Gebäude haben stärker gelitten als leicht gebaute Fachwerk- oder Holzhäuser. Wichtig ist eine Nachricht aus Lautlingen, welche die Erdbebensicherheit der sozusagen aus einem Stück bestehenden Eisenbetonhäuser dartut: an dem sonst stark mitgenommenen Schulgebäude sind die in Eisenbeton ausgeführten vier Schulsäle im Erdgeschoß unbeschädigt geblieben.

Aus der Fülle der Nachrichten über Gebäudeschäden seien nur die wichtigsten hervorgehoben. Besonders stark beschädigt wurden vor allem Kirchtürme und andere hochragende Bauten. In Belsen ist der oberste Teil des Westgiebels der Kirche eingestürzt; in ihren dicken Mauern entstanden Risse. Die Kirchen von Dürrwangen und Streichen müssen abgebrochen werden. In Nusplingen ist an der Gottesackerkapelle die ganze Vorderfront eingefallen. In Vilsingen wurde das Glockengeschoß verschoben und der größte Teil des Turmhelms zerstört. In Margrethausen, Oberdigisheim und Trochtelfingen sind ganze Giebel und Mauern eingestürzt. Vielfach sind die Kreuzblumen und Kirchturmspitzen herabgefallen, so in Tuttlingen, Bönningheim, Winterlingen, in Konstanz, wo die schwere Kreuzblume vom Turm des Münsters und auch eine Kolossalfigur vom Postgebäude herabstürzten. In Dußlingen wurden fast sämtliche, in Balingen zwei Drittel aller Gebäude beschädigt. In Ebingen allein belief sich der Schaden auf 300 000 M. In Württemberg bezifferte sich der Gesamtschaden auf etwa 610 000 M. Für Hohenzollern und Baden liegen keine Aufstellungen darüber vor, man darf aber den Schaden für alle drei Staaten auf über 1 Million Goldmark berechnen.

Grabsteine wurden vielfach umgeworfen oder auf ihren Sockeln verdreht. Kamineinstürze gehören zu den allerschwersten Folgeerscheinungen des Bebens. Bei Lautlingen ist der Bahndamm und bei Mengen das Geleise zerrissen.

Die weiteren Einzelheiten über die Beschädigungen an Gebäuden sind in den Erdbebenberichten nachzulesen.

III. Beeinflussungen der Bebenstärke durch äußere Umstände.

Der Inhalt der Berichte wurde, soweit er sich auf die mechanischen und psychischen Wirkungen des Erdbebens bezieht, zur Bestimmung der Intensität nach der Skala von Mercalli-Sieberg benutzt. Früher wurde vielfach, wie bereits gesagt, an derartigen Nachrichten eine weitgehende Kritik geübt: höhere Intensitätsgrade, die inmitten schwach erschütterter Gebiete auftraten, wurden auf absichtliche oder unbewußte Übertreibung zurückgeführt und unterdrückt, Nachrichten über schwache Wirkung inmitten stark erschütterter Gebiete mit unvollständiger Berichterstattung erklärt und das Bild der Isoleisten, das die Intensitätswerte ergaben, noch weiter vereinfacht, so daß jene kreis- oder ellipsenähnlichen Kurven zustande kamen, die nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse den Tatsachen in keiner Weise gerecht werden.

Bei dem vorliegenden Erdbeben wurde einzig und allein das, was berichtet wurde, zur Intensitätsbestimmung benutzt, die Intensitätswerte so, wie sie waren, in eine Karte großen Maßstabes eingetragen und nach ihnen allein die Isoleisten gezogen. Die Möglichkeit, daß damit die eine oder andere Falschmeldung eine Unrichtigkeit in die Isoleistenkarte hineinträgt, wird ohne weiteres zugegeben, aber was an wertvollen Erkenntnissen, besonders hinsichtlich der Beziehungen der Intensität zum geologischen Bau des Schüttergebietes, gewonnen werden kann, wiegt diese Fehler vielfach auf. Unsere Isoleistenkarte bietet, für sich allein genommen, ein höchst verwirrtes Bild von Flächen mit zahlreichen zungenförmigen Ausläufern, mit weiten Gebieten geringer Intensität zwischen stark erschütterten Gegenden und vielen kleinen Kernen höherer Intensität. Auf einer geologisch-tektonischen Karte als Unterlage aber löst sich die Verworrenheit des Isoleistenbildes zur Erkenntnis von Zusammenhängen auf, die bisher nur geahnt werden konnten.

Die Faktoren, welche die Stärke eines Erdbebens beeinflussen können, sind folgende: 1) die Entfernung des Beobachtungsortes vom Hypozentrum, 2) die Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes, 3) die Tektonik des Untergrundes, 4) die Geländeform. An der Hand unseres Bebens wollen wir sie nachstehend eingehender untersuchen.

Die Entfernung des Beobachtungsortes vom Hypozentrum.
Am Bodensee bei Konstanz und nördlich davon am Süd- und

Nordrand der Rauhen Alb traten Intensitätswerte auf, die nach unserer Skala ein zerstörendes Erdbeben bezeichnen. Sie erstrecken sich allerdings nur über unbedeutende Flächen. Das Gebiet der etwas geringeren Wirkungen von der Intensität 7⁰, gekennzeichnet durch zahlreiche, wenn auch nicht sehr schwere Gebäudeschäden, hat aber schon große Ausdehnung. Aus der Gegend zwischen Thur und Untersee erstreckt sich diese Zone, zuerst stark verschmälert, dann immer breiter werdend, westlich am Zeller- und Überlingersee vorbei über den Jura bei Sigmaringen nach Norden auf die Rauhe Alb, wo sie ihre größte Breite erreicht. Außerhalb dieses Gebietes treten derartig starke Bebenwirkungen nur noch in verhältnismäßig kleinen Flächen auf, die als Kerne aus dem schwächer erschütterten Gebiet herausragen. Sie sind ziemlich gleichmäßig über den größten Teil Südwestdeutschlands verteilt, werden jedoch östlich des Neckar und des stark erschütterten Gebietes auf der Rauhen Alb spärlich. Wir sehen daher in der oben gekennzeichneten Fläche mit der Intensität 7⁰ das Epizentralgebiet und suchen unter ihm das Hypozentrum.

Schreiten wir vom Epizentralgebiet nach allen Himmelsrichtungen weiter, so kommen wir in Gebiete, die immer schwächer und schwächer erschüttert wurden. Nicht ohne daß dazwischen Rücken und Kerne höherer Intensität aufträten; aber je weiter wir nach außen vorrücken, desto seltener werden sie, und desto weniger stark erheben sie sich über ihre Umgebung hinaus. Nicht nach allen Richtungen hin geht der Stärkeabfall in gleicher Weise vor sich: auf der Rauhen Alb, im mittleren und nördlichen Schwarzwald findet er sehr rasch statt, nach dem Schwäbischen Triasbecken, nach dem Kraichgau und Odenwald hin langsamer, nach dem Oberschwäbischen Molasseland und dem südlichen Schwarzwald hin am allmählichsten. Wir können uns ein anschauliches Bild dieser Verhältnisse dadurch verschaffen, daß wir für größere Gebiete aus allen Einzelbeobachtungen Durchschnittswerte der Intensität errechnen, diese in den Gebietsmittelpunkten vereinigt denken und die Punkte gleicher Intensität durch Isoseisten miteinander verbinden. Diese Karte der Durchschnittsintensität (Abb. 3) wird um so mehr von dem tatsächlichen Isoseistenbild abweichen, also um so einfachere Linienzüge aufweisen, je größer die zusammengefaßten Gebiete sind. Sie gleicht den seismischen Karten für nachrichtenarme Gebiete wie sie vordem, oftmals unter absichtlicher Außerachtlassung «störender» Nachrichten, gezeichnet worden sind. Sie gibt, darauf sei nachdrücklichst hingewiesen, nur die Durchschnittswerte der Intensität

wieder, in denen alle Einfüsse, die an der Oberfläche oder in der Tiefe abschwächend oder verstärkend auf die vom Zentrum ausgehenden Wellen einwirken, noch zum Ausdruck kommen. Aber sie zeigt mit vollster Deutlichkeit, daß es nicht angeht, kleine stark

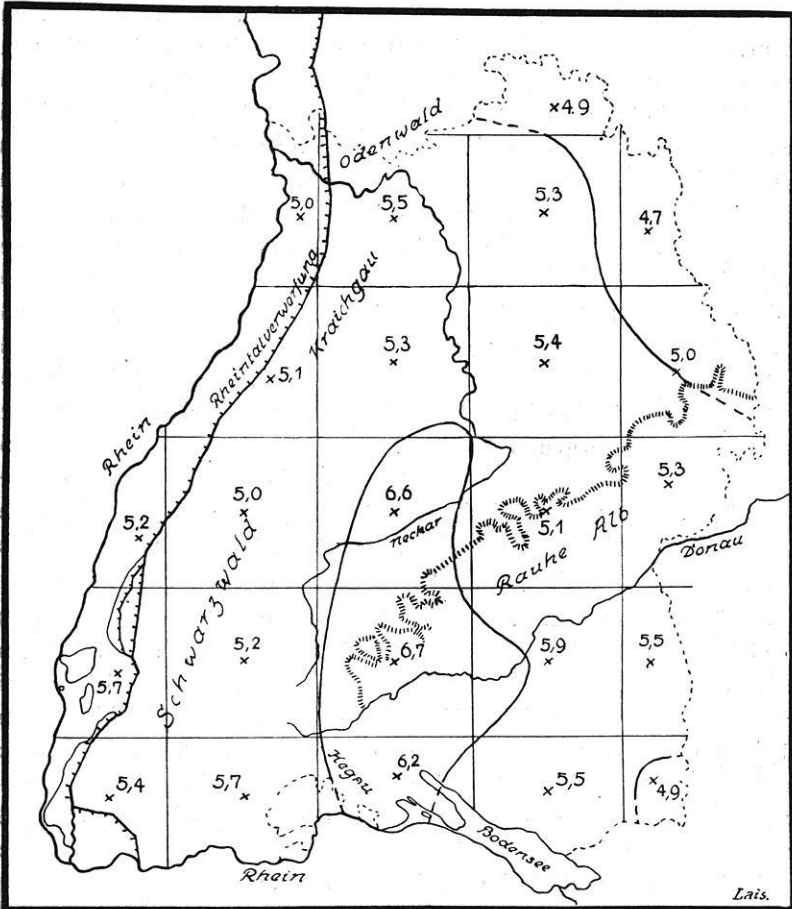


Abb. 3. Durchschnittsgröße des Erdbebens vom 16. November 1911 in Baden, Württemberg und Hohenzollern. Die Zahlen bedeuten die Durchschnittswerte der Bebenstärken in den zugehörigen Planquadraten.

erschütterte Kerne, wie sie sich z. B. im nördlichen Teil Süddeutschlands häufig finden, als Beweise für die Existenz eines riesengroßen flächenhaften Hypozentrums anzusehen. Auch bei diesem Erdbeben nimmt die Bebenstärke, im ganzen betrachtet, von einer mäßig großen Epizentralfläche aus nach allen Richtungen hin stetig ab.

Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit. Von verschieden starken Wirkungen auf verschieden geartetem Gesteinsuntergrund berichten zahlreiche Meldungen, besonders aus den Gebieten, in denen das Beben bleibende Wirkungen, also vor allem Gebäudebeschädigungen, hinterlassen hat. Aus der Rauhen Alb sei vor allem der Bericht des Stadtbaumeisters von Ebingen erwähnt, der feststellte, daß Häuser, die auf wasserführendem Baugrund stehen, viel stärker gelitten haben als die auf trockenem Boden errichteten. »Es wurde festgestellt, daß an einem oder mehreren Häusern fast gar kein nennenswerter Riß entstand, während eines mitten drinnen sehr stark mitgenommen wurde, und jedesmal stellte sich heraus, daß dieses letztere Haus auf wasserführendem Grund war, und die anderen nicht. Häuser, die direkt auf Felsen fundiert sind, zeigen nahezu keine Beschädigungen. So z. B. auch der Aussichtsturm auf dem Schloßfels, in der Gegend auf dem Bühl und am Schloßberg.« Von Gammertingen werden stärkere Wirkungen auf Tuffboden gemeldet als da, wo die Kalke und Mergel des Weißjura den Untergrund bilden. Der Gegensatz in den Wirkungen zwischen festem Gesteinsuntergrund und dem lockeren und meist wasserdurchtränkten Alluvial- und Diluvialboden wird noch von zahlreichen Orten der Alb hervorgehoben, z. B. von Immnau, Jungnau, Kalkhof, Oberschmeien, Veringen-Stadt, Zimmern, Unterdigisheim, Distelhausen, Krumbach, Oberwittstadt u. a.

Erwähnenswert ist auch ein Bericht von Buchau am Federsee. Diese Stadt, ehemals im See gelegen, erhielt erst zu Beginn des 19. Jahrhunderts durch künstliche Tieferlegung des Seespiegels ihre jetzige Lage am See. Von ihr geht eine auf Pfahlrost und Knüppeldamm erbaute Straße, die Wuhstraße, aus, in der nach Aussage¹⁾ der Bewohner das Fahren schwerer Fuhrwerke recht bemerkbare Erschütterungen der Häuser hervorruft. In dieser Straße stürzten vier Kamine ein, während aus dem übrigen Städtchen nur Verschiebungen der Möbel gemeldet werden.

In Lauchheim (Oberamt Ellwangen) wurden trotz der geringen Stärke noch Unterschiede bemerkt: das Beben war stärker in Häusern, die auf künstlich aufgeschüttetem Erdreich stehen.

In Konstanz hat Schmidle (21) ganz entsprechende Beobachtungen machen können. Überall am nordöstlichen Ufer des Untersees war die Wirkung gering, Gebäudeschaden selten. In

1) E. Nägele: Buchau am Federsee. Blätter des Schwäbischen Albvereins, 20. Jahrg., 1910, S. 197, Tübingen.

Petershausen erhielt nur ein Haus Risse und es fielen nur zwei Kaminaufsätze herab, während südlich des Sees, zumal im Bahnhofsviertel und Paradies, schwerste Schäden zu verzeichnen waren: diese Stadtteile stehen auf den schlammigen Bändertonen, die anderen auf fester Moräne.

In unserer Isoseistenkarte kommen diese Einflüsse natürlich ebenfalls zum Ausdruck, jedoch nicht so auffallend wie andere. Gerade da, wo der Untergrund sehr locker und wasserdurchtränkt ist, die Wirkungen des Bebens also sehr verstärkt werden mußten, liegen meistens keine Ansiedelungen oder wenigstens nur geringe Teile der Ortschaften. Denn derartiger Boden erscheint auch als Baugrund viel zu unsicher. Ein vollständiges Zusammenfallen der stark erschütterten Zonen mit diesen lockeren Böden ist daher verhältnismäßig selten. Sie halten sich aber in enger Nachbarschaft. Derartige Verhältnisse spielen vor allem im Oberschwäbischen Molassegebiet eine große Rolle. Hier hat die ehemalige, bis zum Albrand reichende Vergletscherung zahlreiche Spuren in Form von verlandeten und mit Torfmoor ausgefüllten Seebecken hinterlassen, von denen die wichtigsten in unserer Karte eingetragen sind. Zahlreiche kleinere konnten aber nicht zur Darstellung kommen. Das gleiche gilt für die Umgebung des Bodensees und die moorigen Niederungen in der mittleren und nördlichen Rheinebene. Wasser an der Elz (östlich des Kaiserstuhls), in der stark versumpften Rheinebene gelegen, wurde als einziger isolierter Punkt sehr stark (8°) erschüttert.

Die dämpfende Wirkung lockerer Schottermassen von großer Mächtigkeit ist in der Rheinebene vielfach unverkennbar. Die in die Tiefe versunkenen Schollen, bestehend aus festen Gesteinen des Tertiärs und Jura, sind hier oft von mehrere 100 m mächtigen Schotter- und Sandmassen bedeckt. Am Ostrand der Ebene erheben sich die niederen Vorberge, die vom kristallinen Massiv des Schwarzwaldes durch die gewaltige Verwerfung des Rheintalsprungs getrennt werden. Diese in sich vielfach zerstückelten Schollen triadischer, jurassischer und tertiärer Gesteine weisen, wovon später noch die Rede sein wird, größtenteils stärkere Erschütterungen auf als der Schwarzwald, aber auch als die Rheinebene. Da die Höhenlage der diluvialen Schotterfläche in keiner ursächlichen Beziehung zu der der abgesunkenen Sedimentärschollen steht, müssen wir solche bald in geringer, bald in größerer Tiefe unter der Rheinebene annehmen, und an einigen Stellen sind sie auch tatsächlich erbohrt worden. Wir müssen von diesen verdeckten Sedimentärschollen das

gleiche seismische Verhalten annehmen wie von den zu Tage tretenden : daß wenigstens ein Teil von ihnen stärkere Bebenwirkungen aufweist. Unsere Karte lehrt aber, daß die stark erschütterte Zone, die westlich der Rheintalspalte einherläuft, meist nur wenig in die Ebene hinausgreift. Hier wurde also die Stärke der Stöße sehr stark gedämpft. Wo aber Zungen starker Bebenwirkung von den Vorbergen in die Ebene hinausreichen, wie vom Kaiserstuhl aus nach SW, NW und N, da dürfen wir wohl eine in nur geringer Tiefe unter dem Schotter liegende Fortsetzung der festen Gesteine annehmen. Allerdings können derartige Verstärkungen in der Rheinebene auch auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden.

Vielfach, vor allem im Schwarzwald, läßt unsere Karte auf der Sohle der Täler stärkere Wirkungen erkennen als auf den benachbarten Höhen. Man hat auch diesen Unterschied auf die Wirkung der Schotteranhäufungen in der Talsohle zurückführen wollen. Sie sollen, in dünner Schicht dem festen Gestein aufliegend, sich besonders stark verschieben, ähnlich dem Sand auf einer Glasplatte, die zur Herstellung chladnischer Klangfiguren in Schwingung versetzt wird. Für dünne Verwitterungsschichten, die das Anstehende bedecken, mag diese Erklärung richtig sein. Für die immerhin recht beträchtliche Schotterausfüllung breiter Schwarzwaldtäler, z. B. des Wiesentales oder des Kinzigtals, trifft diese Erklärung aber sicher nicht zu. Hier ist die Verstärkung zum Teil sicher auf tektonische Ursachen zurückzuführen; denn wir wissen heute, wie eng sich in den stark gestörten Gebieten Südwestdeutschlands die Talbildung an die Tektonik des Untergrundes anschließt. Aber auch noch in anderer Weise ist die Intensitätssteigerung auf den Talsohlen erklärbar. Dies wird später zu erörtern sein.

Einfluß der Tektonik des Untergrundes. Die Beziehungen der Erdbebenstärke zu tektonischen Linien treten am auffallendsten an den Rändern des Rheintalgrabens hervor. Dieser stellt bekanntlich eine sehr lange schmale, und im wesentlichen von parallelen Rändern begrenzte Scholle dar, welche, um Beträge von bis zu über 1000 m abgesenkt, den Kern des alten paläozoischen Gebirges in der Richtung SSW—NNO durchschneidet. Mit einer Flexur bei Basel beginnend, setzt sich die rechtsrheinische Bruchlinie, mit der wir es hier allein zu tun haben, als vielfach in ihrer Richtung wechselnde, aber immer wieder in die oben genannte »Rheinische Richtung« einlenkende Verwerfung von wechselnder Sprunghöhe nach Norden fort. Sie verwirft im Süden Badens das kristalline Grundgebirge, im Norden den Buntsandstein, im Kraichgau Trias

und Jura, am Odenwald Trias und Kristallines gegen jüngere Schichten, vor allem des Jura und Tertiärs. Das Niederbrechen des Grabens erfolgte an dem Ost- wie am Westrande im allgemeinen in treppenförmigen Absätzen, an Bruchlinien, die der Hauptrheintalspalte vielfach parallel laufen, aber auch in mehr oder weniger spitzem Winkel von ihr abspringen. Es sind daher unmittelbar an der Rheintalspalte die jüngeren Gesteine in höherer Lage stehen geblieben als in der Mitte. Soweit sie aus dem Diluvium des Rheintals herausragen, sei es als Inseln oder als Hügelregion, die den Aufstieg zum kristallinen Grundgebirge vermittelt, führen sie den Namen Vorbergzone. Diese ist wohl meistens durch eine Verwerfungslinie im Westen abgeschnitten; da aber der Betrag der Rückwärtserosion nicht in Rechnung gestellt werden kann, und der tiefere Flügel vom rheinischen Diluvium verhüllt wird, läßt sich ihr genauer Verlauf nicht angeben. Sie ist daher in unserer Karte nicht überall dargestellt, aber im Westrand der Vorbergzone kommt ihr Verlauf sicher nicht sehr fehlerhaft zum Ausdruck. Durch Quer- und Längsbrüche in sich vielfach zerstückelt, stellt die Vorbergzone kein einheitliches Gebilde dar: sie zerfällt in einzelne Teilschollen, deren seismisches Verhalten sich bei unserem Erdbeben recht verschieden zeigte.

Eines gibt unsere Karte mit aller Deutlichkeit zu erkennen: daß diese Vorbergregion gegenüber dem Kristallinen eine Zone erheblich stärkerer Bebenwirkungen darstellt. Vom Knie des Rheins bei Basel bis zum kristallinen Odenwald prägt sich diese Tatsache aus. Steigen wir von den Höhen des Schwarzwaldes zwischen Dreisam und Rhein hinab in die Vorbergzone, so stoßen wir von Intensitätswerten von durchschnittlich 5° auf solche bis zu 7° . Als Durchschnittsintensität in der Vorbergzone mag 6° gelten. Die Triasscholle des Dinkelberges, eingebrochen zwischen der Rheintalflexur nördlich Basel und der Wehra, und in sich durch zahlreiche schmale Zerrgräben zerhackt, weist nur an ihrem Ost- und Westrand, nicht aber im Norden höhere Bebenwirkungen auf, am Ostrand bei Wehr, wo eine lange Bruchlinie von der Wehratalverwerfung nach SW in den Basler Jura hinein abspringt, und im Westen, von Lörrach an nach Norden, wo eine Querverwerfung auf die Rheintalflexur trifft, und diese sich stärker auszuprägen beginnt. Quer durch die Dinkelbergscholle läuft von W nach O bis nach Schopfheim hin eine stärker erschütterte Zone. Sie folgt einer von Wilser nachgewiesenen Verwerfung, die der unteren Wiese ihren Weg vorgezeichnet hat.

Zwischen Müllheim und Basel ist ebenfalls nicht die ganze Jura- und Tertiärscholle heftiger erschüttert, sondern nur ihr östlicher und nördlicher Teil. Der westliche mit dem Isteiner Klotz blieb verhältnismäßig wenig bewegt. Zwischen Müllheim und Krozingen, wo die Vorbergzone sich stark verschmälert, fehlen stärkere Bebenwirkungen, ja es schaltet sich sogar hier eine gut belegte Zone von auffallend geringer Intensität (4°) ein. Starke Wirkungen zeigen sich erst wieder im Gebiet der Schönberg-Hohfirstgruppe zwischen Freiburg und Krozingen, vor allem in ihrem südlichen Teil. Freiburg selbst, unter dessen Boden die Rheintalspalte, verdeckt durch den Geröllmantel des Dreisamschuttkegels, durchzieht, wurde mit der Intensität 6° erschüttert, sein Vorort Günterstal, der südlich davon auf einer in den kristallinen Schwarzwald ziehenden Verwerfung liegt, mit der Intensität 7° . Eine Zone stärkerer Erschütterung begleitet die Rheintalspalte weiterhin bis zu den Emmendinger Vorbergen; sie steht hier nach Osten hin mit der Elztalüberschiebung, nach Westen hin mit dem Kaiserstuhl in Verbindung. Nördlich von Emmendingen bis gegen Offenburg ist dem Schwarzwald eine breite Triasscholle vorgelagert; sie ist durch die weiter westlich liegende Rheintalverwerfung und einige größere und kleinere Quersprünge nochmals zerteilt. Stärkere Bebenwirkungen sind im wesentlichen auf die Rheintalspalte und die Quersprünge beschränkt, während die östliche Verwerfung keine höheren Intensitätswerte aufweist als der benachbarte kristalline Schwarzwald. Entsprechend der allgemeinen Abschwächung der Erdbebenwirkung mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum, nehmen nördlich von Offenburg die Verstärkungen in der Nachbarschaft der Spalte an Zahl und räumlicher Ausdehnung ab und ihre Intensitätswerte erheben sich weniger stark über die der Umgebung. Derartige Punkte mit höherer Intensität sind: Oos ($6,5^{\circ}$) und Balg (6°), Kuppenheim (5° — $5,5^{\circ}$), Ettlingen ($5,5^{\circ}$), Bruchsal (6°), Langenbrücken, Kronau und Mingolsheim (je 6°), Wiesloch ($6,5^{\circ}$), Nußloch (6°) und Heidelberg ($6,5^{\circ}$).

In diesem Zusammenhang müssen auch die in der Ausweitung der Freiburger Bucht inselartig aus dem Diluvium herausragenden Sedimentärschollen und der vulkanische Kaiserstuhl untersucht werden. Es sind die niederen Jurahügel von Bingen und Schlatt südwestlich von Freiburg, die sehr niedere, lößbedeckte Brücke von Mengen, die den Tuniberg westlich von Freiburg mit der Schönberg-Hohfirstgruppe verbindet, der Tuniberg selbst, das Lehener Bergle und der Nimberg nördlich des Dreisamkanals.

Während alle diese flachen Erhebungen sich nicht selten bei früheren Erdbeben durch ihre höhere Bebenstärke heraushoben und dadurch eine seismische Brücke zwischen den eigentlichen Vorbergen und dem Kaiserstuhl darstellten, zeigten sie sich bei unserem Erdbeben nicht stärker erschüttert als die Nachbarschaft. Eine Ausnahme macht lediglich der südliche Teil des Nimbergs, der durch die stark erschütterten Orte Holzhausen und Neuershausen (je 6°) mit dem östlichen Kaiserstuhl verbunden erscheint.

Der Kaiserstuhl, diese tertiäre Vulkanruine, die im Süden und Osten noch an Schollen jurassischer und tertiärer Sedimente angrenzt, verhält sich genau so wie die Vorberge. Sein zentraler Teil blieb verhältnismäßig ruhig (Bickensohl 5°, Vogtsburg 5,5°, Schelingen 5°), ebenso wie sein äußerster Rand (Bahlingen 5,5°, Riegel 5°, Königschaffhausen 5°, Sasbach 5° und Burkheim 5°), während das dazwischen liegende Gebiet besonders heftig erschüttert wurde. Hier wurde die Intensität bis zu 6,5° (Bischoffingen, Achkarren, Bötzingen, Endingen und Amoltern) und 7° (Eichstetten) gesteigert. Zungenförmige Fortsätze, die auch bei früheren Erdbeben des Kaiserstuhls aufgetreten waren, greifen auch jetzt wieder nach SW und NW über den Rhein hinaus, vor allem aber nach N, weit in die Ebene hinein. Sie lassen auf eine Forterstreckung des vulkanischen oder sedimentären Gebirges in geringer Tiefe unter dem Schottermantel der Rheinebene schließen, genau ebenso, wie die früheren Erdbeben, bei denen der Kaiserstuhl der Herd selbst war, oder von einem fremden Beben erschüttert wurde.

Vom West- und Nordrand des Randen her schneidet der Bonndorfer Graben tief in die Triasbedeckung des östlichen Schwarzwaldes hinein. Sein Nordrand verläuft von Donaueschingen nach W bis in das Granit- und Gneisgebiet nördlich von Neustadt. Sein Südrand kommt vom Bodensee her und verläuft unmittelbar am Südufer der Wutach entlang bis zum Hochfirst bei Neustadt. Die Muldenlinie des Grabens liegt am Südrand; die Nordseite ist mehrfach treppenförmig abgebrochen. Der Hauptabschnitt seiner Entstehung fällt in das mittlere Diluvium. Vom Knie der Wutach bei Achdorf verläuft eine Zone starker Bebenwirkungen in den Bonndorfer Graben hinein. Sie nimmt aber nicht seine ganze Breite ein. Dessen Nordrand ist nicht stärker erschüttert als die Umgebung, während am Südrand die Orte Achdorf, Ewatingen, Löffingen, Neustadt und Lenzkirch Intensitäten von 6,5° bis 7° aufweisen. Damit drückt sich die tektonische Bevorzugung des Südrandes auch seismisch aufs beste aus. Bonndorf, das nach der Regelmansschen

Karte südlich der Störung liegt, weist ebenfalls die Intensität $6,5^{\circ}$ auf. In der Tat ist Bonndorf mit dem Graben noch durch kleinere Parallelstörungen verbunden, wie dies eine Karte bei Deecke erkennen läßt. Eine Fortsetzung des Südbruches bildet das Höllental und Dreisamtal westlich von Freiburg; es weist an seinen Rändern deutliche, dem Tal parallel laufende Ruscheln, Klüfte und Harnische auf; es stellt auch mit seinen Basaltdurchbrüchen, die hier viel häufiger sind als im übrigen Schwarzwald, eine Verbindung zwischen Hegau und Kaiserstuhl her, die sich damit als Störungslinie zu erkennen gibt. Im Bild der Isoseisten tritt sie aber kaum hervor. In ihrer Umgebung ist allein Breitnau stärker erschüttert (6°).

Zwischen Schwarzwald und Odenwald breitet sich die niedere, im Untergrund aus Gesteinen der Trias aufgebaute, oberflächlich mit Löß bedeckte Senke des Kraichgaves aus. Sie ist in ihrer nördlichen Hälfte durch zahlreiche herzynisch und varistisch verlaufende Störungen in viele kleine Schollen zerstückelt und, offenbar im Zusammenhang damit, auch der Schauplatz vulkanischer Tätigkeit gewesen: bei Sinsheim steht die Basalkuppe des Steinsberges. Dem allen entspricht ihr seismisches Verhalten. Zwischen Eppingen, Langenbrücken und Wiesloch greift von der Rheintalspalte eine Zone verstärkter Bebenwirkung in den Kraichgau hinein: fast im ganzen Gebiet beläuft sich die Intensität auf $6,5^{\circ}$; sie erreicht aber an mehreren Orten, Dielheim, Rohrbach und Reihen 7° , und in Michelfeld $7,5^{\circ}$.

Beziehungen zwischen Erdbebenstärke und Tektonik sind endlich am Bodensee festzustellen. Die neueren Untersuchungen von Gutmann, Knupfer, Böhndel, vor allem aber von Schmidle, zusammengefaßt in Deekes¹⁾ Geologie von Baden, haben gezeigt, daß der Bodensee ein in diluvialer Zeit entstandener Grabenbruch ist, nicht aber, wie früher angenommen wurde, eine Auskolkung des Gletschereises darstellt. Ebenso, wie an der Vorbergzone, im Dinkelberg und im Bonndorfer Graben, sehen wir auch hier nur einen Teil der Bruchlinien seismisch betont.

Vorzugsweise im Untersee zwischen Stein und Konstanz wurden jene Veränderungen des Seebodens festgestellt, die eingangs beschrieben worden sind. Wenn wir die staffelförmigen Abbrüche, die langhinziehenden Spalten auch nur als Sackungserscheinungen des lockeren, wasserdurchtränkten Bodens deuten wollen, so müssen wir sie doch als Zeugen sehr heftiger Bebenwirkungen im schmalen

1) W. Deecke: «Geologie von Baden». 3 Teile. Berlin 1916–1918.

Untersee auffassen. Dazu kommen die starken Erschütterungen in den Dörfern am Ufer, besonders am südlichen, sowie auf der Insel Reichenau und in Konstanz. Nach Böhndel liegt im Untersee eine Verwerfung, die den Schienerberg vom Thurgauer Seerücken trennt. Nördlich des Schiener Berges zieht die Verlängerung des Südbruches des Bonndorfer Grabens vorbei; sie wird von Schmidle an der Insel Reichenau vorbei über Konstanz hinaus verlängert. Schmidle selbst sagt hierüber: «Wenn aber von Petershausen (bei Konstanz) bis Singen das Beben viel milder aufgetreten ist, als wie von Konstanz bis Stein oder im Höri, so ist dies nicht mehr aus den Verhältnissen des Untergrundes zu erklären, es muß auf tektonischen Ursachen beruhen. Ich bin schon lange der Ansicht, daß dem Steiner See entlang (westlicher Teil des Untersees) ganz junge Verwerfungen laufen, und hier war das Beben schwer.» Der Überlinger See ist als Graben nachgewiesen. Seine Ränder verlaufen parallel zueinander unmittelbar am Ufer: hier ist bei Ludwigs- hafen ein Stück der Seehalde abgestürzt und in Überlingen ist an der Schiffslandestelle ein Riß im Erdboden entstanden, hier liegen lauter stark erschütterte Orte: Überlingen, Sipplingen, Ludwigs- hafen, Bodman und Dingelsdorf. Steigt man von den Ufern bergan, so trifft man nur schwache Bebenwirkungen: im N liegt Hödingen mit der Intensität 5°, im S Langenrain und Kaltbrunn mit 5°, Liggeringen und Dettingen mit 6°. Vom Überlinger See zieht in gleicher Richtung eine Zone erheblicher Verstärkung über Stockach nach Mahlsprüen im Tal. Sie weist darauf hin, daß der nördliche Grabenbruch des Überlinger Sees noch weiter zu verlängern ist. Auch das Seeufer bei Meersburg ist durch starke Wirkungen ausgezeichnet: an ihm vorbei verlängert Schmidle den Südbruch des Überlinger Grabens, außerdem ist das Ufer von dem Hinterland durch eine kleine Parallelstörung abgetrennt.

Weniger deutlich, aber immerhin noch erkennbar, sind derartige Beziehungen im Gebiet zwischen der Rauhen Alb, dem Schwarzwald, Kraichgau und Odenwald, also dem Schwäbischen Triasbecken. Es wird in herzynischer Richtung durchzogen vom Stuttgarter Graben; dieser, durch varistisch laufende Spalten von der Alb getrennt, zielt mit seinen zahlreichen im großen ganzen parallel laufenden Sprüngen nach dem südlichen Kraichgau hin. Seine Abgrenzung gegen das Albvorland, sowie seine SW-Begrenzung treten seismisch ziemlich deutlich hervor, viel weniger aber seine NO-Begrenzung. Auch noch andere gestörte Gebiete des Schwäbischen Triasbeckens scheinen seismisch betont zu sein; solange aber die

Tektonik dieses Gebietes nicht durch die Spezialaufnahme völlig aufgeklärt ist, ist es nicht möglich, näher darauf einzugehen.

Vielfach liegen stärker erschütterte Orte in den Tälern. Dies ist im ganzen Gebiet festzustellen, besonders deutlich im Schwarzwald und in der Rauhen Alb, wo die Täler tief eingeschnitten sind. Im Schwarzwald vor allem tritt auf Grund neuerer Untersuchungen die Tatsache immer klarer hervor, daß viele Erosionsrinnen mit Störungen zusammenfallen, sei es daß die Täler in schmalen Gräben oder auf einfachen Verwerfungen verlaufen, die ja beiderseits meist von breiten Zerrüttungszonen begleitet sind, oder die Wasserläufe durch Querstörungen aus ihrer Richtung abgelenkt werden. Den strengen Nachweis dieser tektonischen Elemente erschwert in den kristallinen Massiven des Schwarzwaldes und Odenwaldes das Fehlen der Sedimentdecke, und in anderen Gebieten können die Ränder eines schmalen Grabens unter dem Schuttmantel der Talsohle verborgen liegen. Immerhin ist der Zusammenhang zwischen Talbildung und Tektonik schon in einer stattlichen Reihe von Fällen möglich geworden. Manche dieser tektonisch vorgezeichneten Täler fallen mit Stellen höherer Intensität zusammen, in anderen fehlt diese seismische Betonung, in wieder anderen ist stärkere Bebenwirkung aufgetreten, ohne daß bis jetzt der Nachweis tektonischer Anlage erfolgt wäre.

Ein äußerst klares Beispiel für diesen Zusammenhang zwischen Tektonik und Talbildung auf der einen Seite und dem Zug der Isoseisten auf der anderen bietet der Bonndorfer Graben mit seiner NW-Fortsetzung. Von ihm war oben schon die Rede.

Verstärkung der Bebenwirkung zeigt in deutlichster Weise auch das Tal der Wiese. Eine breite Zone mit der Intensität 6^o begleitet ihren Oberlauf von Todtnau bis Zell, eine schmalere ihren Unterlauf zwischen der Rheintalflexur und der Dinkelbergverwerfung, von Lörrach bis Schopfheim. Beide sind getrennt durch ein schwach erschüttertes Gebiet (Fahrnau, Wieslet, Weitenau), das sich an die Dinkelbergverwerfung anschließt, welche in ihrem O—W-Teil seismisch untätig geblieben ist. Über den Unterlauf der Wiese und seine Beziehung zur Tektonik wurde schon weiter oben gesprochen. Vom Oberlauf schreibt Deecke¹⁾; »Das Große Wiesental ist nachweislich von Schopfheim aufwärts bis Hausen ein Graben; im Granitgebirge bewahrt es nach N dessen Richtung, besitzt Ruschelzonen, Harnische, Rutschstreifen in Menge, aber ohne Reste von Sedimenten,

1) Deecke: „Geologie von Baden“. III. Teil, S. 95.

so daß ein Graben als solcher nicht mehr zu erkennen ist. Am Talrande treten bei Mambach-Kastel mehrfach Quarzitgänge auf, und zu beiden Seiten des schmalen Bettes ziehen sich 100 m höhere ebene Felsstufen entlang, deren Oberfläche stellenweise noch mit Geröll bedeckt ist. Es sind alte Talböden im festen Gestein. Da ich mir dies hochgelegene und daher sehr breite Tal als irgendwelches Erosionsgebilde gar nicht erklären kann, sehe ich es vorläufig als ausgeräumten Triasgraben an, dessen tiefer abgesenktes und deshalb erhaltenes Ende wir abwärts Hausen noch haben.«

Ein anderes ebenso augenfälliges Beispiel liefert die Elz. Der fast geradlinige Zug des Elztales unterhalb Prechtal folgt einer von Schnarrenberger festgestellten varistisch gerichteten Überschiebungslinie¹⁾. Es ist durch stark erschütterte Orte ausgezeichnet: Waldkirch weist die Intensität 7^o, Kollnau 6,5^o, Elzach 5,5^o und Prechtal 6,5^o auf. Der Oberlauf der Elz, genau nordwärts gerichtet, folgt offenbar der Störung, die östlich des Rohrhardsbergs verläuft, weiter nördlich aber nicht nachweisbar ist. Diese trat seismisch nicht hervor.

Auch das Kinzigtal ist nach Deecke tektonisch angelegt. Die Quellflüsse, die Kleine und Große Kinzig, die von N kommen; sowie der südliche Zufluß, die Schiltach, bezeichnen »die Ostgrenzen des eigentlichen Schwarzwaldes und sind an die N—S bis NNW—SSO laufende alte Verklüftung des Untergrundes gebunden. Ganz sicher ist dieses von der Schiltach, die den schon permischen Graben von Schramberg entwässert, weniger deutlich bei den zwei ersten Tälern, weil sie im Granit verlaufen und die Sandsteindecke ältere Brüche verkleidet. Immerhin ist die gleiche Klüftung nachzuweisen, und eine oder die andere derartig gerichtete jüngere Verwerfung im Buntsandstein erkennbar«²⁾. Ebenso sind auch die übrigen Teile des Tales durch eine zum Teil schon sehr alte Tektonik vorgezeichnet, deren Einzelheiten von Deecke aufgeführt werden. Die Kinzig wird von ihrem Austritt in die Ebene bis zu ihrer O—W-Strecke von einem stark erschütterten Gebiet begleitet, das sich in seiner Hauptausdehnung auf der östlichen Talseite hält und nach SW hin sehr rasch zu geringerer Intensität abklingt. Zwischen diesem Gebiet, der Verstärkungszone auf der Triasscholle Emmendingen—Offenburg und auf der Elztallinie liegt das erste größere Gebiet des Schwarzwaldes, in dem die Intensität den 5.^o nicht mehr erreicht.

1) Deecke: »Geologie von Baden.« II. Teil, S. 682.

2) Ebenda, III. Teil, S. 418.

Eine stark erschütterte Fläche kennzeichnet die nördliche Fortsetzung des permisch angelegten Schramberger Grabens und sein Zusammentreffen mit der westlich gerichteten Strecke des Kinzigtals. Hier weisen die Orte Schramberg, Aichhalden und Schiltach die Intensität 6° auf. Der Schramberger Graben setzt sich nach S hin bis in die Trias fort. In diesem Stück liegen die stärker erschütterten Orte Königsfeld (5°), Mönchweiler ($5,5^{\circ}$) und Villingen (6°).

Ebenso wird der Kesselberggraben bei Triberg, der schon in prätriadischer Zeit bestand, seismisch durch starke Wirkungen gekennzeichnet. Hier sind Triberg und Hornberg stark erschüttert worden (6°).

Die Zahl dieser Beispiele ließe sich für den Schwarzwald noch beträchtlich vermehren. Wir begnügen uns mit dem Hinweis darauf, daß verstärkte Bebenwirkungen vielfach mit solchen Gebieten zusammenfallen, in denen die Verwerfungen sich häufen oder wenigstens mehrere zusammenlaufen. Es ist aber schon bei der Besprechung der wichtigsten Einzelfälle darauf hingewiesen worden und soll hier ausdrücklich betont werden, daß durchaus nicht jede Verwerfung und nicht alle Teile einer Bruchlinie, und damit auch nicht jedes Tal und jede Talstrecke, durch stärkere Erschütterungen gekennzeichnet sind.

In diesem Zusammenhang muß die Rauhe Alb in der Gegend von Balingen und Ebingen genauer besprochen werden, denn auf ihr und an ihrem Nordfuß liegt das einzige pleistoseiste Gebiet dieses Erdbebens, das eine bedeutende Flächenausdehnung besitzt. Die Rauhe Alb stellt eine schwach nach SO einfallende Kalktafel dar, die im NW mit steilem Erosionsrand zum Albvorland hinabfällt, im SO unter das Tertiär Oberschwabens und des Hegaus hinunter taucht. Man hielt sie früher für eine vollkommen einheitlich aufgerichtete Tafel. Heute wissen wir wenigstens, daß sie in ihrem mittleren Teil eine doppelte Knickung erfahren hat: während dieser ein Gefälle von 1 Proz. gegen S aufweist, zeigt der nördlich anschließende Teil ein solches von 0 bis 0,5 Proz. gegen N, der südliche ein solches von 2,4 Proz. gegen S¹⁾. Das eine aber ist sicher, daß namhafte Vertikalverschiebungen an Verwerfungen der Alb fehlen, denn sie hätten bei der eingehenden Gliederung des Schwäbischen Jura der Beobachtung unmöglich entgehen können. Brüche von unbedeutender Sprunghöhe sind allerdings durch geo-

1) C. u. K. Regelman: „Erläuterungen zur 10. Auflage der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebiete“, S. 63, Stuttgart 1919.

logische Spezialaufnahmen nachgewiesen worden. So hat Waidelich einen Grabenbruch bei Onstmettingen gefunden und gezeigt, daß der Hohenzollern und der Raichberg auf einem 1,5 km breiten Graben stehen ¹⁾. Auch wurden im Bühlthal bei Ebingen neuerdings prächtige Harnischflächen entdeckt ²⁾. Unsere Isoleistenkarte zeigt, daß diese Störungszone am NW-Rand der Alb gerade mit der Zone stärkster Erschütterungen von der Intensität 7,5^o und 8^o unseres Erdbebens zusammenfällt. Wir dürfen hoffen, daß die fortschreitende Spezialkartierung der Alb noch weitere derartige Zusammenhänge aufdecken wird.

Deecke hat schon 1909 nachgewiesen, daß Verwerfungsspalten der Fortpflanzung der Erdbebenwellen häufig ein Ziel setzen ³⁾. Auch unser Erdbeben zeigt, obwohl an verhältnismäßig wenigen Punkten, derartige Wirkungen. Erwähnt sei die östliche Rheintalverwerfung zwischen Elz und Kinzig, die ein stark erschüttertes Gebiet im O abschneidet, die dem Rheintalsprung zwischen Elz und Kinzig parallel laufende Störung und das Tal der Murg nördlich von Forbach, in dem zahlreiche Orte auffallend schwach (meistens 4^o und 4^o—5^o) erschüttert wurden. Die Erklärung dieser Erscheinung wird später zu geben sein.

Einfluß der Geländeform. Da ein Wechsel des Gesteins häufig mit einem Wechsel der Geländeform verknüpft ist, können auch die verschiedenartigen Bebenwirkungen mit bestimmten Geländeformen verbunden erscheinen. Dies ist besonders in manchen Tälern der Rauhen Alb der Fall, deren Boden mit lockerem, wasserdurchtränktem Tuff oder losem Gehängeschutt bedeckt ist. Dieser Boden ruft stärkere Bebenwirkungen hervor als die benachbarten Höhen, auf denen die Ansiedelungen auf anstehendem Gestein, nicht aber auf einer Schuttdecke stehen. Die Beziehung zwischen Bebenstärke und Geländeform ist also nur mittelbar. Das gleiche gilt für andere Täler noch aus einem anderen Grunde. Wir wissen heute, daß viele von ihnen, vor allem die des Schwarzwaldes, tektonisch angelegt sind, daß unter ihrer Sohle Verwerfungen oder Grabenbrüche entlang ziehen, auf denen eine Verstärkung der Bebenwirkung eintreten kann. Hiervon war schon weiter oben die Rede.

Es scheint aber auch zwischen Geländeform und Bebenstärke unmittlere Beziehungen zu geben, die man weder auf die

1) Blätter des Schwäbischen Albvereins, 1911. S. 299.

2) C. und K. Regelmann: a. a. O. S. 72.

3) W. Deecke: »Einige Bemerkungen zu den Beben im badischen Oberlande.« Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde, Freiburg 1909.

verschiedenartige Wirkung kompakter und lockerer Gesteine, noch auf die tektonischer Störungen zurückführen darf. Sie treten insbesondere in der Rauhen Alb hervor. Mit Ausnahme eines kleinen Gebietes zwischen Schmiecha und Vehla wirkte hier das Beben im Vorland der Alb viel stärker als auf ihrer Hochfläche. Besonders deutlich zeigt sich dieser Unterschied zwischen Hechingen und Reutlingen. Im Albvorland liegen hier zahlreiche Orte mit der Intensität 7° , $7,5^{\circ}$ und 8° , während auf der Hochfläche der Alb mit wenigen Ausnahmen nur Intensitäten von 4° bis höchstens 6° zu verzeichnen sind. Die stärkeren Erschütterungen im Albvorland sind aber keineswegs auf die verstärkende Wirkung lockerer Schuttböden zurückzuführen. Denn von einer ganzen Reihe von Ortschaften, innerhalb deren sich das Beben verschiedenartig äußerte, wird gemeldet, daß es auf Felsgrund heftiger wirkte als an anderen Stellen; z. B. von Hechingen (»im allgemeinen haben Gebäude auf Felsgrund am meisten gelitten«), von Thanheim (»auf Felsen stehende Gebäude wurden viel stärker beschädigt als auf durchlässigem Untergrund stehende«). Hier haben also offenbar die lockeren Alluvial- und Diluvialablagerungen dämpfend gewirkt, nicht verstärkend. Trotzdem ist das Vorland der Alb in diesem Teilgebiet weit stärker erschüttert worden als die aus den harten Kalken des Weißjura ϵ bestehende Albhochfläche. Ihre Gesteine üben aber auf die Fortpflanzung der Stöße sicherlich keine dämpfende Wirkung aus. Es muß also hier eine unmittelbare Beziehung zwischen Geländeform und Bebenstärke bestehen.

In den Albtäälern tritt dieser Gegensatz ebenfalls hervor. Hier ist aber sehr häufig die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß der verstärkende Einfluß lockerer Alluvial- und Diluvialböden die Ursache für das verschiedene Verhalten von Tal und Hochfläche ist. Immerhin sind einige Fälle bekannt, für die diese Erklärung nicht zutreffen kann. So wird von Gauselfingen im Tal der Vehla berichtet, daß die Häuser am Berg mehr gelitten hätten. Diese stehen auf den Kalken des Weißjura ϵ , die anderen auf Tuffboden.

Die Lage im Tal an sich kann also sehr wohl die Ursache stärkerer Bebenwirkung sein. Sehr häufig wird diese aber hervorgerufen durch die Einflüsse der Bodenbeschaffenheit und der Tektonik. Es ist also nicht statthaft, aus Verstärkung in Tälern, in denen eine Einwirkung schwankenden Bodens ausgeschlossen ist, ohne weiteres auf tektonische Ursachen zu schließen. Die Geologie muß die Tektonik nachweisen, das Erdbeben kann den Nachweis nur bestätigen und erhärten.

Zusammenfassendes. Hätten wir die Möglichkeit, alle Einflüsse der bisher besprochenen Art, die irgendwie verstärkend oder abschwächend auf die Erdbebenwellen einwirken können, aus der Isoleistenkarte auszuschalten, so würden wir ein sehr vereinfachtes Bild erhalten, ein Bild, das zeigen würde, wie die vom Hypozentrum ausgehenden Stöße sich an der ebenen Oberfläche eines vollkommen einheitlichen Gesteinskörpers auswirken. Diese Einflüsse vollständig

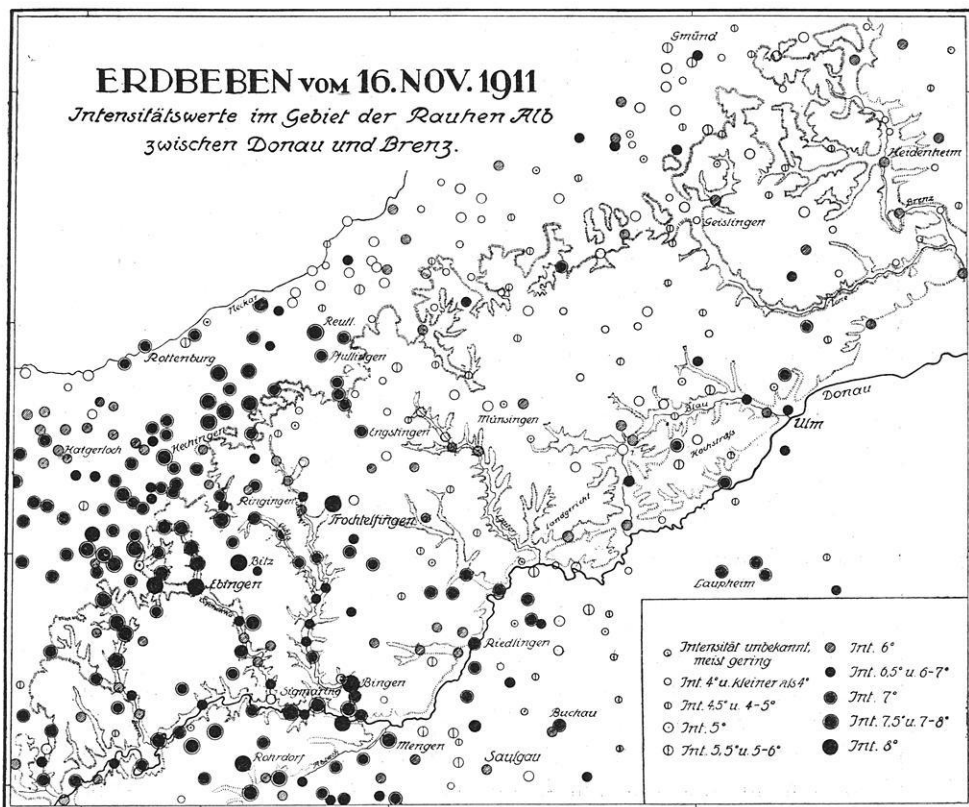


Abb. 4.

beseitigt zu denken, ist heute noch nicht möglich. Denn wir kennen ja erst den Bau der äußersten dünnen Haut unseres Planeten, und auch diesen nur unvollkommen. Aber wir können sie immerhin auf einen gewissen Betrag reduzieren, derart, daß die Deutung unseres Erdbebens wenigstens bis zu einem bestimmten Grad möglich wird. Wertvoll erscheinen in diesem Zusammenhang vor allem die niederen Intensitätswerte. Sie sind weniger von anderen Fak-

toren beeinflußt als die höheren. Wir haben als solche bei unserem Erdbeben vor allem die dämpfende Wirkung mächtiger Schottermassen kennen gelernt. Zu starken Bebenwirkungen dagegen können die vom Hypozentrum ausgehenden Wellen gesteigert werden durch schwankenden Boden, durch tektonische Einflüsse und endlich durch Lage im Tal. Wir lassen also vorerst diese hohen Intensitätswerte aus unserer Betrachtung fort.

Unsere Karte Abb. 4 zeigt die höchst bemerkenswerte Tatsache, daß selbst in unmittelbarer Nachbarschaft sehr stark erschütterter Gebiete äußerst schwache Bebenwirkungen auftreten, genau ebenso schwache wie in den Randteilen des Schüttergebietes, in denen die Verstärkungen sich nur noch sehr schwach über ihre Umgebung hinausheben. Wenn wir auch wenig Wert darauf legen, daß in 2 km Entfernung von dem Ort Bingen bei Sigmaringen mit der Intensität 8° das Dorf Hornstein nur mäßig erschüttert wurde (Int. 5°), daß kaum 4 km von Lautlingen mit der Intensität 8° entfernt ein Dorf Burgfelden liegt, das keinerlei Gebäudeschäden aufweist, so verdienen doch die großen geschlossenen Gebiete geringer Intensität, die sich fast unvermittelt an stark erschütterte Gegenden der Rauhen Alb anschließen, unsere volle Beachtung. Erstaunlich rasch vollzieht sich hier nach NO und SW der Abfall der Intensität von 7° auf 5° und weniger. In diesem großen Gebiet sind lokale Abschwächungen durch dämpfende Schottermassen völlig ausgeschlossen. Als einziger derartiger Einfluß könnte die Wirkung offener Spalten und Hohlräume in den Jurakalken, die der unterirdischen Erosion stark ausgesetzt sind, in Frage kommen. Wenn wir diese Einwirkung mit in Betracht ziehen, so kommen wir zu der Erkenntnis, daß hier die Wirkung der unmittelbar vom Herd ausgehenden Stöße nur gering gewesen sein kann. Lassen wir auch die Verstärkungskerne im Schwarzwald, im Kraichgau, im Schwäbischen Triasbecken und in Oberschwaben beiseite, so ergeben sich hier Bebenstärken, die sich nicht viel von den in der Rauhen Alb gefundenen Werten unterscheiden. Wir sehen also, daß die vom Herd ausgehenden Stöße ein sehr großes Gebiet ziemlich gleichmäßig erschütterten.

Ein Epizentralgebiet ist feststellbar. Es wird gekennzeichnet durch die Fläche, innerhalb deren die Wirkungen der unmittelbar vom Herd ausgehenden Stöße am stärksten waren und daher einerseits die Dämpfung durch Schotter ihren geringsten Betrag erreichte, andererseits die verstärkende Wirkung an Verwerfungsspalten, auf schwankendem Boden und in Tälern die In-

tensitätsbeträge der Nachbarschaft am weitesten überragte. Ein solches Gebiet ist unschwer aus dem Bild unserer Iseisenkarte herauszulesen. Es ist die schon oben gekennzeichnete Fläche von der Intensität 7° , die sich zwischen dem Hegau und dem Donaudurchbruch bei Sigmaringen über die Alb hinweg in das Vorland bei Hechingen hineinzieht. Sie überdeckt ein Gebiet, das nach Gesteinsbeschaffenheit, Tektonik und Oberflächengestalt höchst mannigfaltig ist, in dem aber diese Verschiedenheiten den Betrag der Bebenstärke höchstens um 1° heraufsetzen oder um 1° vermindern. Eine zweite derartige Fläche findet sich nirgends. Wir machen gar nicht den Versuch, ihre Grenzen enger zu ziehen.

Die im ganzen Gebiet mehr oder weniger deutlichen Verstärkungen der Bebenwirkung auf Verwerfungen und Grabenbrüchen werden vollkommen zwanglos damit erklärt, daß wir eine durch die vom Herd ausgehenden Stöße angeregte selbständige Bewegung von Schollen annehmen, die ihre endgültige Gleichgewichtslage noch nicht gefunden haben. Es sind vor allem solche, die schon früher als selbständige Erdbebenherde aufgetreten sind; wir nennen den Kaiserstuhl, die Vorbergzone zwischen Offenburg und Lahr, sowie südlich von Freiburg den Dinkelberg und das untere Wiesental, den Bonndorfer Graben, den Hegau, das Bodenseegebiet und die Umgebung von Biberach in Oberschwaben.

Durch ihre Eigenbewegung wirkte jede dieser heftiger erschütterter Schollen wieder als Bebenherd, der natürlich die Grenzen des Schüttergebietes weiter hinausrücken mußte. Eine Anzahl dieser sekundären Herde kann aber nur in geringer Tiefe unter der Oberfläche gelegen haben. Denn wir sehen mehrfach die verstärkten Zonen mit einer Verwerfungsspalte abschneiden, die offenbar tiefer hinabreichte als der Bebenherd und daher die Erdbebenwellen auslöschte. Die gleiche Wirkung konnte bei sehr flach liegendem Herd auch jedes tiefe Tal ausüben. In die hochgelegenen Teile eines von einem sekundären Zentrum durch ein tiefes Tal getrennten Gebietes gelangen nur die vom primären Bebenherd ausgehenden Stöße, während die Talsohle auch noch von den sekundären Wellen getroffen wird. So ist die Verstärkung in den Tälern erklärbar, ohne daß wir eine Einwirkung tektonischer Einflüsse oder der Gesteinsbeschaffenheit anzunehmen gezwungen sind. Ein großer Teil der Rauhen Alb östlich des durch lokale tektonische Verstärkungen noch besonders betonten Epizentralgebietes liegt im seismischen Schatten der tief eingeschnittenen Täler, welche die von dem offenbar hochgelegenen sekundären Zentrum ausgehenden Wellen aufgefangen haben.

IV. Erdbebengeräusche.

An zahlreichen Beobachtungsorten war das Erdbeben mit dem Auftreten von Geräuschen verbunden. Etwa ein Drittel aller Meldungen enthalten derartige Angaben. Die Geräusche werden mit dem Rollen des Donners, eines Eisenbahnzuges oder eines schweren Lastkraftwagens, eines Fuhrwerks verglichen, als dumpfes Brausen, Rauschen, Brummen, als Getöse, seltener als Poltern, Knattern. Krachen, Rauschen, Surren oder Sausen bezeichnet. Wohl treten in diesen Angaben gewisse Unterschiede zutage, die auf verschiedene Stärke schließen lassen, aber sie sind nicht zur Herstellung eines Kartenbildes verwertbar, das die Stärke der Schallerscheinungen für größere Gebiete zusammenfaßt. Hier führt ein anderer Weg zu diesem Ziel.

Arbeitsmethode. Man darf ohne weiteres annehmen, daß in Gebieten, in denen das Geräusch stark und auffallend war, auch die Meldungen zahlreicher vorliegen als da, wo es nur schwach gewesen ist. Nun läßt sich aber aus der absoluten Dichte der Geräuschmeldungen kein Schluß ziehen. Da diese immer an die Meldungen über die Erdbebenstärke geknüpft sind, stellen sie eine Funktion der Nachrichtendichte überhaupt und damit der Siedelungsdichte und der Intensität dar. Die relative Dichte der Geräuschmeldungen aber, d. h. die Anzahl, die in Hundert Erdbebennachrichten enthalten ist, macht von diesen beiden Faktoren unabhängig und ist somit ein brauchbarer Ausdruck der Schallintensität.

Was man als Flächeneinheit für die Bestimmung der relativen Häufigkeitsdichte der Schallmeldungen wählt, ist an sich gleichgültig. Sie muß nur so groß sein, daß sie genügend Erdbeben- und Schallmeldungen enthält; sie darf aber andererseits nicht so groß sein, daß charakteristische Unterschiede in dem Verhalten geologisch und orographisch verschiedener Gebietsteile verloren gehen. Zuerst war der Versuch gemacht worden, als Einheit die Planquadrate der Regelmannschen Karte zu wählen. Er hatte vollen Erfolg insofern, als er eine weitgehende Abhängigkeit vom geologischen Bau des Untergrundes feststellen ließ. Um diese Beziehungen noch schärfer zum Ausdruck zu bringen, wurde dann die relative Dichte für orographisch und geologisch gut gegeneinander abgegrenzte Gebiete bestimmt. So kam ein Kartenbild zustande, das beweist, daß dieser Weg gangbar ist, denn wir finden in ihm überall die Gebiete stärkster Schallwirkungen mit denen der schwächeren durch Übergänge verbunden. Darüber hinaus aber läßt dieses Kartenbild

Beziehungen zu den großen beherrschenden Zügen des geologischen Baues erkennen, die sogar unsere Isoseisenkarte nicht bietet.

Ausbreitung der Erdbebengeräusche. Die Stärke des Geräusches ist bis zu einem gewissen Grade unabhängig von der Stärke der Bodenbewegung. Denn wir finden die zahlreichsten Meldungen über Geräusche nicht an die höchsten Bebenstärken geknüpft, sondern an die mittleren. Es entfallen in Baden, Württemberg und Hohenzollern auf 100 Meldungen von 5^o Bebenstärke 52 Proz. Meldungen über Geräusche, 46 auf 100 Meldungen von den Bebenstärken 5^{1/2}^o und 5^o—6^o. Für die Bebenstärken 6^o ist diese Zahl 38 Proz., 33 Proz. für 6,5^o und 6^o—7^o, 29 Proz. für 7^o. Von da an ergibt die Statistik wieder höhere Werte, man darf ihnen aber keine große Bedeutung beilegen, da die absolute Zahl der Meldungen für die höchsten Bebenstärken sehr gering ist. Wo die Bebenstärke nur klein war, da ist im allgemeinen auch die Stärke des Schalles gering gewesen. Die Meldungen von der Bebenstärke 4^{1/2}^o und 4^o—5^o enthalten 23 Proz., die von der Stärke 4^o 29 Proz. Schallmeldungen.

Was hier in Zahlen seinen Ausdruck findet, das tritt auf der Karte (Abb. 5) mit noch größerer Deutlichkeit hervor.

Das pleistoseiste Gebiet zwischen Bodensee und nördlichem Albyvorland zeigt am Bodensee noch einigermaßen beträchtliche Schallwirkungen (36 Proz. der Meldungen berichten über Geräusche), auf der Rauhen Alb, sowohl innerhalb ihrer Hochfläche als auch im Vorland aber auffallend geringfügige Geräusche (7 Proz. und 19 Proz.). Das Zentrum des Schalles fällt also bei unserem Beben unter keinen Umständen mit dem der Bodenerschütterung zusammen, wir müßten denn den Kalken, Tonen und Mergeln des Albkörpers eine dämpfende Wirkung von einem Ausmaße zuschreiben, das wir im Hinblick auf andere derartige Kalkgebiete, den Dinkelberg, die Muschelkalklandschaften am Ostabhang des Schwarzwaldes und im Schwäbischen Triasbecken und andere nicht zu erklären vermögen.

Das Maximum der Schallintensität finden wir im Rheintalgraben und seinen Randgebirgen: der südliche, der mittlere und nördliche kristalline Schwarzwald weisen Stärken auf, die unter sich sehr wenig verschieden sind und im Durchschnitt durch die Zahl 60 Proz. dargestellt werden (58 Proz., 62 Proz. und 60 Proz.). Nach Osten hin nehmen diese Zahlen stetig ab. Sie betragen zwischen südlichem Schwarzwald und Bodensee noch 41, im Sandsteingebiet, das dem mittleren kristallinen Schwarzwald im Osten aufgelagert ist, noch 40, im östlich anstoßenden Muschel-

kalkgebiet noch 37, im Albvorland noch 19, um auf der Jura-hochfläche auf 7 herabzusinken. Die Sandstein- und Muschelkalk-gebiete, die den nördlichen kristallinen Schwarzwald im Osten be- gleiten, weisen 25 Schallmeldungen auf 100 Bebenmeldungen auf. Im nördlichen Sandsteinschwarzwald beträgt ihre Zahl noch 37. Wenn wir von dem südlichen Teil zwischen Basel und dem Kaiser-

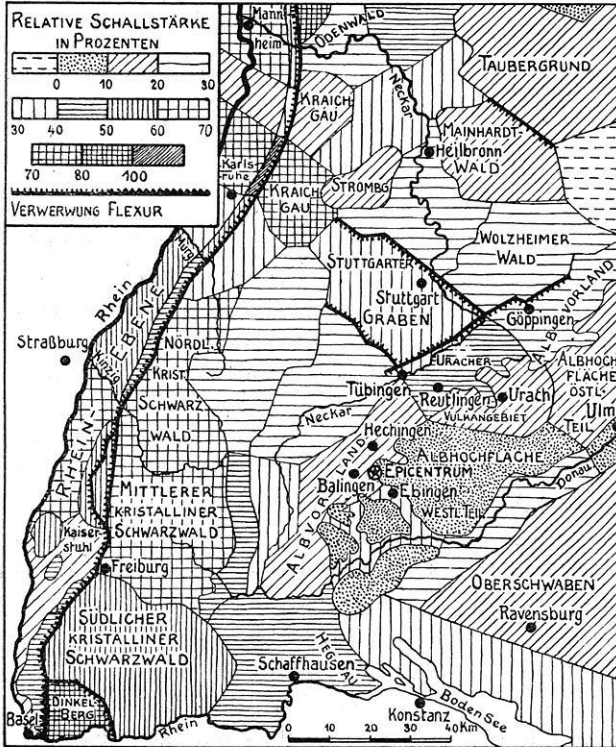


Abb. 5. Intensität der Erdbebengeräusche in Baden, Württemberg und Hohenzollern. Die Schraffen bedeuten die Anzahl der Nachrichten über Erdbebengeräusche, ausgedrückt in % der Anzahl der Bebenberichte.

stuhl absehen, so bildet die Rheinebene das Verhalten des Schwarzwaldes mit überraschender Treue ab. Ihr mittlerer Teil, zwischen dem Kaiserstuhl und der Kinzig, trägt die Zahl 65, der anschließende zwischen Kinzig und Murg zeigt eine geringe Abnahme auf 52 (entsprechend der Abnahme im Schwarzwald von 62,5 auf 60), und der dem nördlichen Sandsteinschwarzwald mit der Zahl 37 vorgelagerte weist die entsprechende Zahl 30 auf. Die Vorbergzone,

und da, wo sie fehlt, ein schmaler Streifen entlang der Rheintalspalte, verhält sich ebenso: zwischen Emmendingen und Lahr trägt er die Zahl 58, nördlich davon die Zahl 47.

Eine zweite Zone starker Schallwirkungen stellt der Stuttgarter Graben mit seiner nördlichen und südlichen Fortsetzung dar. Zwischen Alb und Kraichgau ist er durch die Zahl 31 aus der nördlichen und südlichen Umgebung (28 u. 22 bzw. 25) sanft herausgehoben. Seine südöstliche Fortsetzung aber, das Uracher Vulkangebiet mit seinen dicht gescharten kleinen Basalt- und Tuffdurchbrüchen, ragt im Albvorland stark über die Umgebung (48 gegen 19 im SW und 22 im NO), in der Albhochfläche etwas schwächer hinaus (16 gegen 7 und 12). Den gewaltigsten Unterschied zeigt aber die nordwestliche Fortsetzung des Stuttgarter Grabens, der südliche Kraichgau. Die Zahl 74 steht hier den Zahlen 37 im S und 17 im N gegenüber. Und hier tritt nochmals mit schlagender Schärfe in die Erscheinung, was schon oben hervorgehoben wurde, daß auch die Rheinebene das Verhalten des anstoßenden Gebirges abbildet. Sie hat fast den selben Zahlenwert wie das Gebirge selbst (73), gegenüber den südlich und nördlich anstoßenden Teilen mit 30 und 12,5. Im Gebiet des Rheintalsprunges selbst meldet jede Bebennachricht auch ein Geräusch.

Auch der kristalline Odenwald ist durch eine auffallende Stärke seiner Geräusche gekennzeichnet, die sich in die Rheinebene hinein viel deutlicher fortsetzt als in seine östliche Umgebung.

Alles in allem genommen erkennen wir also, daß die Rheinebene ein genaues, nur in seinen Farben etwas blassereres Abbild der östlich anstoßenden Gebirgsteile darstellt; der Betrag der Abschwächung der Schallintensität ist, wo überhaupt vorhanden, sehr geringfügig. Nur die südliche Rheinebene macht eine Ausnahme.

Auf der linken Rheinseite verhalten sich die einzelnen Abschnitte der Ebene ähnlich wie östlich des Stromes. Der Sundgau weist gegenüber der nördlich anstoßenden Ebene geringere Zahlen auf (29 gegen 44).

Er entspricht dem südlichen Teil der badischen Rheinebene bis zur Freiburger Bucht und bildet auf diese Weise mit ihr ebenso eine Einheit, wie durch das Vorherrschen der tektonischen Elemente von varistischer Richtung, gekennzeichnet durch die Mächtigkeit des Hauptoolithes, des Tertiärs, die Richtung der Rheintalspalten zu beiden Seiten der Ebene und den Verlauf der Sättel und Mulden (Deecke und Regelmansche Karte); die nach Norden folgenden

Abschnitte der Ebene zeigen folgende Werte: bis zum Kaiserstuhl 44 Proz., bis zur Kinzigmündung 49 Proz. und von da zur Murgmündung 60 Proz. Sie entsprechen also im wesentlichen dem Verhalten der Ebene rechts des Rheins. Nördlich davon, in der Pfalz und in Rheinhessen, sinkt die Intensität des Schalles auf 24 herab; das durch starke Geräusche ausgezeichnete Gebiet rechts des Rheins (vor dem südlichen Kraichgau) wird also linksrheinisch nicht mehr abgebildet. Die kristallinen Vogesen zeigen ähnlich wie der Schwarzwald starke Geräusche: sie sind aber im Durchschnitt etwas geringer und nehmen von S nach N schneller ab (60—51—35 Proz.). Die entsprechenden Teile von Schwarzwald und Vogesen liegen, was die Intensität des Schalles angeht, auf Linien von varistischem Verlauf: dem mittleren Schwarzwald entsprechen die südlichen Vogesen, dem nördlichen die mittleren und dem nördlichen Sandsteinschwarzwald die nördlichen Sandsteinvogesen, genau so wie diese Teile tektonisch zusammengehören. Nördlich davon aber hört dieser Zusammenhang auf. Das herzynische Element tritt in den Vordergrund. Was wir hier sehen, stimmt mit dem, was Deecke¹⁾ sagt, vollkommen überein. Die herzynischen Spalten »dringen zwar in den Schwarzwald ein und bestimmen die Talbildung oft in entscheidender Weise; aber sie fehlen in den Vogesen. Erst in Französisch-Lothringen bei St. Dié machen sie sich geltend. Es wird an der ungenügenden Kartierung der elsässischen Vogesen liegen, daß wir solche Sprünge dort nicht verzeichnet finden, aber der französische Abhang ist ganz aufgenommen und bietet erst in der Landschaft der oberen Trias reichlicher solche Klüfte. Wir dürfen mit einem gewissen Rechte daher sagen, das herzynische Bruchsystem setzt am Rheintalgraben vorübergehend ab. Schwarzwald und Vogesen verhalten sich darin verschieden; der erste ist also mannigfaltiger zerspalten als die zweiten. Nicht ganz klar ist, ob das herzynische Spaltensystem erst nach der wirklichen Anlage des Rheintalgrabens entstand. Es macht fast diesen Eindruck.«

Wir können auf Grund unserer Beobachtungen Deeckes Folgerung noch erweitern: Vor dem südlichen Kraichgau setzt das herzynische System erst in der Mitte des Grabens, etwa unter dem Rheinlauf ab, und wir müssen also hier eine wichtige tektonische Trennungslinie in der Tiefe vermuten. Da die rechtsrheinische Spalte für die Wirksamkeit der herzynischen Zone starker Erdbeben-geräusche kein Hindernis bietet, ist sie eine gewichtige Stütze seiner

1) Deecke, *Geologie von Baden*, II. Teil, S. 699.

Vermutung, daß sie erst nach der Anlage des Rheintalgrabens entstanden sei.

Hinsichtlich des Uracher Vulkangebietes sehen wir nun auch klarer. Deecke vertritt die Ansicht, daß die 125 Vulkanembryonen Brancas von der Struktur der Albtafel abhängig sind; einer seiner Schüler, H. Reich, hat auch eine Verwerfung gefunden, die mitten durch die Vulkanschlote der Teck durchsetzt, und Lenk hat darauf hingewiesen, »daß es nicht auf die Lagerungsverhältnisse der Jura-tafel im Uracher Vulkangebiet ankomme, sondern auf die Zerspaltung des tieferen Untergrundes. Der Verlauf der herzynischen Schönbuchspalten deute entschieden darauf hin, daß der triadische Untergrund der Uracher Basaltdurchbrüche zerspalten und stark disloziert sei«¹⁾. Einen bündigen Beweis für die Abhängigkeit dieser Vulkandurchbrüche von der Tektonik liefert jetzt unsere Untersuchung über die Schallerscheinungen: das Gebiet starker Geräusche gehört in den Stuttgarter Graben hinein, sowohl im Vorland der Alb als auch auf der Hochfläche.

An Verwerfungslinien scheint die Intensität des Schalls bald verstärkt, bald abgeschwächt worden zu sein. Verstärkung beobachten wir auf dem ganzen Nordteil der Rheintalspalte nördlich der Murg. Die in ihrer Nachbarschaft liegenden Orte melden Schallerscheinungen häufiger als die benachbarten Teile des Gebirges und der Ebene. Das Umgekehrte ist der Fall zwischen Freiburger Bucht und Murg, und im Breisgau bildet die Vorbergzone einen vermittelnden Übergang zwischen beiden. Auffallend viele Meldungen über Geräusche beherbergt auch die stark zerspaltene Dinkelbergscholle.

Die Umgebung des Bodensees scheidet sich deutlich von dem Oberschwäbischen Molasseland und von der Jurahochfläche, der Hegau vermittelt nach dem mittleren Schwarzwald hin.

Eine sehr wichtige Beziehung der Intensität zur Morphologie konnte auf unserer Karte nur im Gebiet der Rauhen Alb zur Darstellung kommen, obwohl sie ebenso deutlich auch im Schwarzwald und anderwärts nachweisbar ist: daß die Geräusche in den Tälern und wenig zerschnittenen Vorländern der Gebirge heftiger waren als auf den Hochflächen. Das nördliche Albvorland zeigt die Werte 19, 48 und 22 gegenüber den Werten 7, 16 und 12 der Hochfläche, die Täler des westlichen Teiles weisen den Wert 35, die des östlichen 33 und das südliche Alb-

1) Siehe C. und K. Regelmann, l. c. S. 64.

vorland den Wert 28 auf. Oben wurde nachgewiesen, daß ein Herd des Schalls unter dem kristallinen Massiv des Schwarzwaldes und unter der Rheinebene zu suchen ist. Nehmen wir den Ausgangspunkt der Schallstrahlen nicht in sehr großer Tiefe an, so können natürlich immer nur die Gebiete von ihnen getroffen werden, die nicht im Schatten eines tiefen Tales liegen, das den Schall auffing. Die Talsohlen dagegen mußten, soweit sie nicht sehr hoch lagen, immer von Schallwellen getroffen werden; Abb 6 bringt das zur Anschauung. Trifft diese Erklärung zu, so müssen auch von der Hochfläche noch solche Gebiete getroffen worden sein, die weit ab von tiefen Tälern liegen und die Westflanken der Täler gegenüber ihren Ostflanken sich bevorzugt zeigen. Das alles findet sich im Bild der Schallnachrichten bestätigt. Wir sind sogar imstande, aus der Höhenlage der Orte mit und ohne Schallmeldungen über

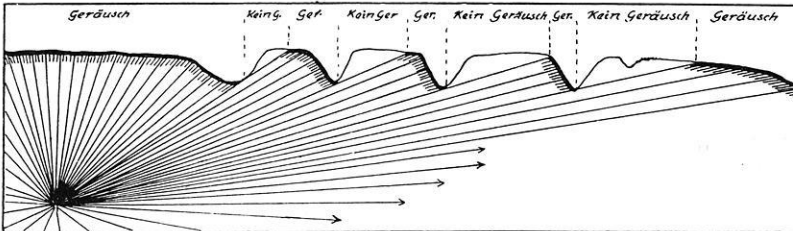


Abb. 6. Schattenwirkung der Täler bei der Ausbreitung von Erdbebenegeräusch.

der westlich davon gelegenen Talsohle und ihrer Entfernung von dieser die maximalen Emergenzwinkel der Schallstrahlen zu berechnen und daraus Schlüsse auf die Tiefe des Schallzentrums zu ziehen.

Tiefe und Lage des Schallzentrums. Bezeichnen wir die Höhe eines Ortes der Hochfläche über NN mit h_1 , die Höhe eines westlich davon liegenden Punktes der Talsohle über NN mit h_2 , die Projektion des Abstandes beider Punkte auf die Horizontale mit d , so berechnet sich der Emergenzwinkel α für diesen Punkt aus

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h_1 - h_2}{d}$$

Für eine größere Anzahl von Alortorten, die in der Nähe eines westlich vorbeiziehenden Tales auf der Hochfläche liegen, wurde der Emergenzwinkel berechnet, der in Frage kommen mußte, wenn

der Ort von einer Schallwelle getroffen werden sollte. Es ergaben sich:

für Emergenzwinkel von	0—1°	1°—1° 30'	1° 30'—2°	2°—3°	3°—4°	4°—6°
Orte	8	4	6	6	2	2
Unter diesen waren Orte mit Meldungen über Geräusche	3	2	0	0	0	0

Daraus ist zu entnehmen, daß bei einem Emergenzwinkel von mehr als 1° 30' kein Albort mehr ein Geräusch meldete. Der maximale Emergenzwinkel, bei dem noch ein Geräusch auftrat, wurde für den Ort Benzingen mit 1° 28' berechnet. Daraus ergibt sich, wenn man den Herd zwischen dem südlichen Schwarzwald und den Vogesen, etwa unter Mülhausen annimmt, eine Tiefe von etwa 2800 m unter Normalnull. In dieser Tiefe etwa dürfte man die Sedimentdecke durchsunken haben und sich im Kristallinen befinden.

Derartige Berechnungen wurden auch für eine Anzahl von Orten im südlichen Schwarzwald angestellt, obwohl in diesem durch die Erosion sehr stark zersplitterten Gebirge der Gegensatz zwischen Tal und Hochfläche viel weniger deutlich ausgeprägt ist. Auch macht die höhere Intensität, mit der hier die Geräusche sich bemerkbar machten, diese Berechnung noch unsicherer. Die Unterlagefläche der im Schatten eines Tales liegenden Gebietsteile wird natürlich in ihrer ganzen Ausdehnung noch von Schallwellen getroffen, und jeder Punkt der Unterlagefläche kann nach dem Huyghensschen Prinzip wieder ein Erregungszentrum von Schallwellen darstellen, die von ihm nach allen Richtungen ausstrahlen und auch die Teile treffen, die für die primären Wellen im Schatten des Tales liegen. Diese sekundären Wellen wirken im Schwarzwald noch sehr kräftig, da das Zentrum des Schalles in geringer Entfernung liegt, und der Granit ein sehr guter Leiter ist. Die Werte, die für den südlichen Schwarzwald errechnet wurden, sind bedeutend größer als in der Rauhen Alb. Sie würden ergeben, daß die Tiefe des Schallzentrums unter der Rheinebene im Mittel 7000 m beträgt. Für die Rauhe Alb wurde nicht ganz die Hälfte gefunden. Ihre Werte sind als die weitaus sichereren zu betrachten. Will man aber den größeren Wert aus dem südlichen Schwarzwald mitberücksichtigen, so darf die Tiefe auf 4—5000 m geschätzt werden. Sicher steht zweifellos, daß die Geräusche noch in den obersten Teilen der festen Erdkruste ihren Ausgang genommen haben, in Teilen, die sicher viel weniger tief lagen als der Herd der Bodenbewegung.

Zeitliches Auftreten der Erdbebengeräusche. Die Erdbebengeräusche traten teils schon vor dem Beben auf, teils begleiteten sie es. Sieht man von den Meldungen ab, die keine derartige Zeitangabe enthalten, so ergibt sich für Baden, Württemberg und Hohenzollern, daß etwa doppelt so viele Berichte über Gleichzeitigkeit der Geräusche reden als über ihr Vorauseilen. In nur wenigen Berichten wird gesagt, daß das Rollen der Erderschütterung gefolgt sei. Die Meldungen jeder Art finden sich über das ganze Gebiet zerstreut, ohne daß es möglich wäre, eine Häufung der einen oder anderen Gruppe an bestimmten Stellen mit Sicherheit zu erkennen. Fast aber scheint es, als ob die Berichte über vorauseilende Geräusche auf den Verwerfungslinien etwas dichter gesät wären. Ein Vergleich der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Schallwellen mit der der Erbebenwellen war nicht möglich.

Übertreten der Erdbebengeräusche in die Luft. Der Schall wird fast immer als unterirdisches Geräusch geschildert. Die Meldungen, die besagen, daß er aus der Luft gekommen sei, sind sehr spärlich. Sie sind deswegen nicht ungläubhaft. Orte, die im Schatten eines Tales liegen und daher keine Schallwellen aus dem Boden empfangen, konnten immerhin das Geräusch der auf der gegenüberliegenden Talseite in die Luft übertretenden Schallwellen vernehmen.

V. Lichterscheinungen.

Licht- oder Feuererscheinungen wurden bei unserem Erdbeben weit zahlreicher beobachtet als bei früheren. Der restlosen Deutung der Nachrichten stehen aber mehrere Umstände hinderlich im Wege: das Auftreten von Gewittern zur Zeit des Erdbebens, die außergewöhnliche Häufigkeit von Meteoritenfällen und die Funkenbildung an elektrischen Leitungen, die durch die Bodenbewegung miteinander in Berührung gebracht wurden.

An der Tatsächlichkeit der Licht- und Feuererscheinungen, über die berichtet wird, darf heute nicht mehr gezweifelt werden. Man wollte sie früher als Ausfluß einer durch den Schrecken des Erdbebens erregten Phantasie deuten. Es liegen aber jetzt nicht nur viel zu viele und zum Teil sehr genaue Beobachtungen vor, welche diese Erklärung nicht zulassen, sondern es wird auch in einem Falle, von Pfullingen bei Reutlingen, berichtet, daß der Beobachter, der sich auf der Straße befand, wohl die Feuererscheinung, aber kein Beben wahrgenommen hat.

Die Mehrzahl der Lichterscheinungen wurde am Himmel beobachtet (Abb. 7)¹⁾. Von Gewittern rührten sie im südlichen Teil des Gebietes sicherlich nicht her; denn es wird hier von einer ganzen Reihe von Ortschaften ausdrücklich gemeldet, daß der Himmel zur Zeit des Bebens wolkenlos gewesen sei, so in Baden von Engen (oder Hüfingen)²⁾, Konstanz, Landeck, Müllheim, Radolfzell, Stühlingen und Triberg, in Württemberg von Brenz, Rottweil und Saulgau. In den nördlichen Teilen des Gebietes war der Himmel bedeckt, in der Schweiz fanden Gewitter statt, deren Blitze im südlichen Baden als Wetterleuchten beobachtet worden sein können. Meteoritenfälle haben sich ebenfalls ereignet und werden auch als solche beschrieben, so von Fellbach, Reichenbach und Trossingen in Württemberg, von Starzeln in Hohenzollern, von Furtwangen, Litzelstellen und Wahlwies in Baden. Bei wolkenlosem Himmel ist das Niedergehen eines Meteoriten niemals mit dem »Blitzen« oder der »blitzartigen Erscheinung«, von der in den Berichten so oft die Rede ist, zu verwechseln. Es könnte noch die Funkenbildung an zusammenschlagenden Starkstromleitungen zur Erklärung herangezogen werden. Derartiges wurde mitunter tatsächlich beobachtet. Aber in vielen anderen Fällen ist diese Deutung unzulässig. Das Kupfer der Leitungsdrähte verbrennt mit grünlichem oder bläulichem Licht, nicht aber mit rotem oder gelbrotem; in dieser Farbe aber traten die Lichterscheinungen meistens auf. Ganze Gebiete, in denen Lichterscheinungen beobachtet wurden, waren zur Zeit des Erdbebens noch frei von Starkstromleitungen, z. B. der zwischen Bodensee und Hohenzollern gelegene Teil Badens, und in einem Bericht von Bahlingen wird ausdrücklich erwähnt, daß in der Gegend, in der die Lichterscheinung wahrgenommen wurde, Starkstromleitungen fehlen. In vielen Berichten wird die Lichterscheinung als ein- oder mehrmaliges »Blitzen« beschrieben. Meist aber wird nur von einem »blitzartigen Aufleuchten« gesprochen und in vielen ausführlicheren Berichten die flächenhafte Ausdehnung ausdrücklich hervorgehoben: von Bahlingen wird eine »mehrere Meter breite Helle wie Wetterleuchten«, von Diersburg, Königshofen, Krumbach, Rappenau, Ulm, Sigmaringen werden leuchtende Streifen oder Feuerstrahlen, von

1) Der nördliche Teil der Originalkarte konnte aus technischen Gründen nicht mit abgebildet werden.

2) Der Bericht über die Lichterscheinungen in Hüfingen stimmt mit dem von Engen im Wortlaut so weitgehend überein, daß eine Verwechslung der beiden Orte anzunehmen ist. In welchem Ort die Beobachtung tatsächlich gemacht wurde, ist nicht bekannt.

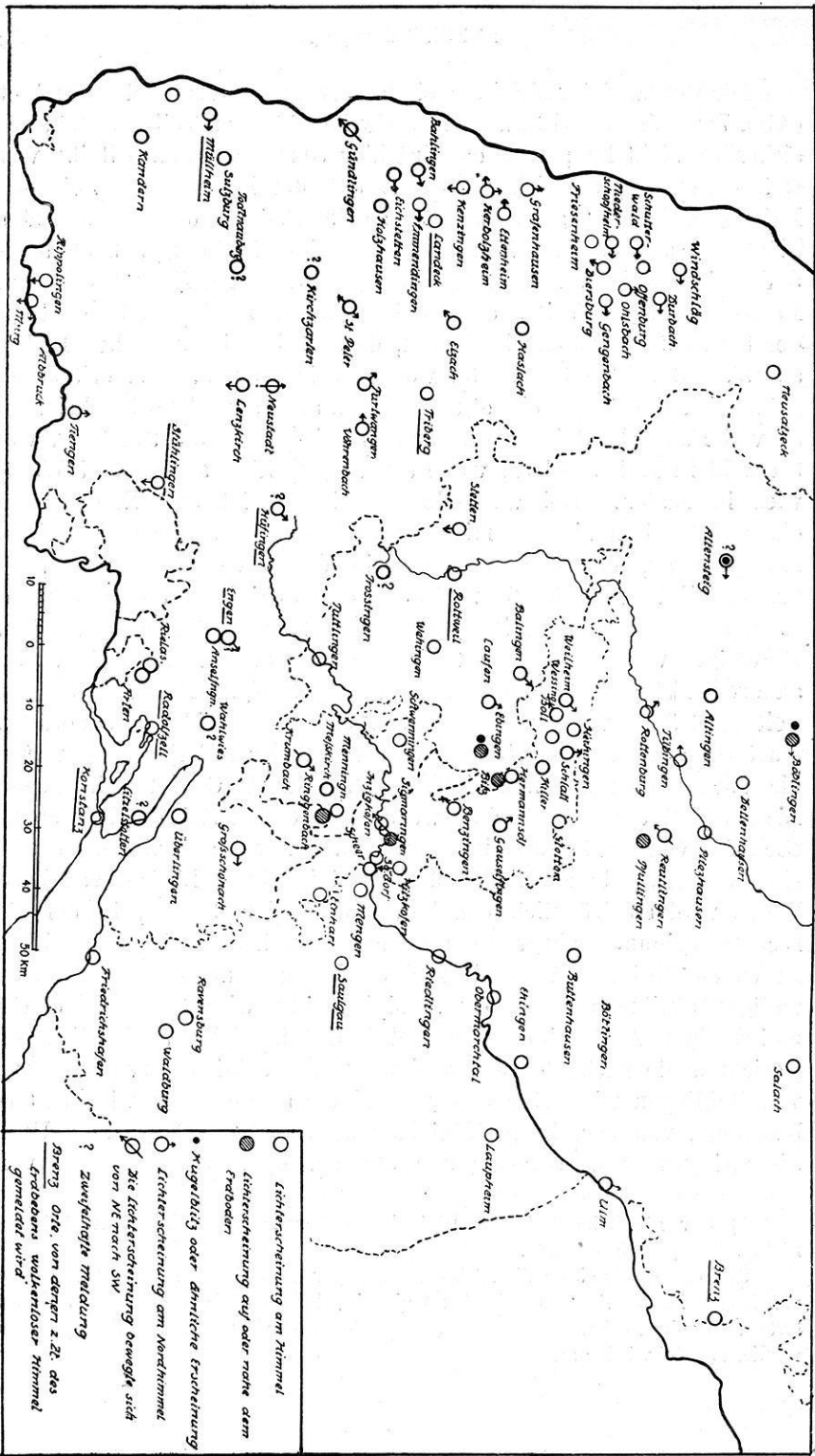


Abb. 7. Die Lichterscheinungen des Erdbebens im weiteren Epizentralgebiet.

Gündlingen eine »fahrende Feuerwelle«, von Rottenburg ein »flächenartiges Aufblitzen am Himmel«, von Gaistal eine »helle Lichterscheinung ohne Blitz« gemeldet. In einigen Fällen ist von einer Lichtwolke die Rede. Anselingen: Lichterscheinung »wie schwefelgelbe helle Wolke von lang-ovaler Gestalt mit undeutlichen Umrissen«. Memmingen-Leitishofen: »Es soll eine Lichtwolke gesehen worden sein«; in Altingen war der »Himmel wie ein Feuer«. In Bahlingen wird die Erscheinung mit der Morgenröte, in Anselingen mit dem Nordlicht verglichen.

Kugelblitze, wie sie von anderen Erdbeben hin und wieder erwähnt werden, wurden auch hier beobachtet. Wichtig ist ein Bericht aus Königshofen bei Tauberbischofsheim: »Beim ersten Stoß wurde ein großer Feuerstrahl gesehen; beim zweiten Stoß ging ein Feuerstrahl in Form einer Kugel aus dem Boden in der Nähe der Kirche und Kleinkinderschule und begab sich in die Luft, wo der erste Feuerstrahl noch sichtbar war, vereinigte sich mit diesem und verschwand in der Richtung gegen Würzburg.« In Künzelsau wurden »gleichzeitig große Lichtballen, ähnlich wie Kugelblitze« beobachtet. Weniger deutlich ist ein Bericht aus Böblingen, der eine in ihrer Form nicht näher beschriebene Lichterscheinung als Kugelblitz bezeichnet, und ein solcher aus Ebingen, der neben anderen Feuererscheinungen auch zerplatzende Feuerkugeln erwähnt. Hierher gehört auch eine Nachricht aus Altensteig, die es unentschieden läßt, ob es sich um einen Meteoriten oder einen Kugelblitz handelt.

Wir gehen damit zu den Licht- oder Feuererscheinungen über, die an die Nähe des Erdbodens geknüpft waren. Von einer derartigen Beobachtung war schon oben (in dem Bericht aus Königshofen) die Rede. Ferner wird aus Böblingen gemeldet: »Im Osten der Stadt, ca. 200 m außerhalb der Häuser, wurde an einem Hügel eine Lichterscheinung gesehen, die zuerst gegen die Höhe, dann herab und wieder darauf sich bewegte und dann erlosch.« »Nach wiederholter Vernehmung der Beobachter scheint festzustehen, daß die in jener Gegend befindlichen Leitungen nicht die Ursache sein können, sondern daß es sich um einen Kugelblitz handelte.« In Ebingen glaubte ein Beobachter »den Weg vor sich mit lauter Feuer bedeckt«. Aus Bitz wird berichtet: »Heller Feuerschein, von einem als dick aus dem Boden kommend, von anderen als in Form eines Korbes über den Häusern stehend bezeichnet«. Wichtig ist eine Nachricht aus Pfullingen: »Eben war ich von der Hauptstraße in die Bahnhofstraße eingebogen, als ich plötzlich etwa 5 Schritte vor mir eine Lichterscheinung hatte. Es kam nicht von oben herab,

sondern augenscheinlich aus dem Erdinnern, und erhob sich senkrecht auf dem Erdboden bis zur Höhe eines erwachsenen Menschen. In der Mitte war das Licht dicker, nach unten und oben dünner. Gleich darauf hörte ich ein unterirdisches Getöse Einen Erdstoß habe ich nicht verspürt.«

Funkenartige Ausstrahlungen vom Erdboden nach Art des Elmsfeuers wurden bei Sigmaringen und dem nahe benachbarten Ringgenbach beobachtet und eingehend geschildert. Bei Sigmaringen bemerkte man »um die Zeit des Hauptstoßes viele Tausende von Lichtern mit bläulichem und grünlichem Glanz über dem Erdboden und dann einen ungeheuren Kugelblitz, dem die Katastrophe (das Erdbeben) auf dem Fuße folgte«. Von Ringgenbach wird gemeldet: »Funkenartige Ausstrahlung von der Erde. Zwei Einwohner berichten, daß sie auf einmal das weite Feld ringsum mit kleinen leuchtenden Springbrunnen bedeckt sahen, welche in bläulicher oder grünlicher Farbe emporstiegen und aussahen wie Christbaumlichter mit ihren Leuchtsternen.« Aus Künzelsau wird offenbar etwas ähnliches berichtet: »Über dem ganzen Städtchen waren bläuliche Flämmchen sichtbar.«

Daß es sich hier um elektrische Spannungsausgleiche handelt, ist nicht zu bezweifeln. Eine Bestätigung bilden Meldungen über Elektrisierung der Beobachter und über eigentümliche Geruchswahrnehmungen, die offenbar auf die Bildung von Ozon zurückzuführen sind. Beobachter in Altensteig und Rottweil wissen von einer Elektrisierung des Körpers zu berichten. In Ebingen wurde »starker Schwefelgeruch«, in Buttenhausen »eigentümlicher anhaltender Geruch« wahrgenommen.

Während in der nördlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes die Berichte über Lichterscheinungen dünn gesät sind, häufen sie sich im Süden, besonders im schwäbisch-hohenzollernschen Epizentralgebiet. Stellenweise, vor allem in der Rheinebene, schließen sich die Beobachtungsorte zu Gruppen zusammen; hier wird in allen Orten von ein und derselben Erscheinung berichtet, was auch schon aus dem übereinstimmenden Inhalt der Einzelmeldungen unzweifelhaft hervorgeht.

Als Ergebnis unserer Untersuchung kann folgendes festgestellt werden: Eine durch den Schrecken des Erdbebens hervorgerufene Sinnestäuschung liegt wohl kaum einem Bericht zugrunde. Es werden tatsächliche Erscheinungen geschildert. Diese mögen zu einem Teil auf die Beobachtung ferner Gewitter, zum anderen auf Kurzschlüsse an Starkstromleitungen zurückgeführt werden können.

Aber die Mehrzahl ist in dieser Weise nicht erklärbar. Alles deutet vielmehr darauf hin, daß zur Zeit des Erdbebens starke elektrische Potentialdifferenzen auftraten, die am häufigsten in der Luft durch meist flächenhaft ausgedehnte gelbliche bis rötliche, rasch verschwindende Lichterscheinungen, seltener an der Erdoberfläche durch Kugelblitze oder funkenartige Ausstrahlungen ihren Ausgleich fanden.

Zweiter Abschnitt.

Die Ausbreitung des Erdbebens.

Von **A. Sieberg.**

(Hierzu Karte I und II.)

Lage und Größenverhältnisse des Schüttergebietes sind bereits S. 11 in großen Zügen dargestellt worden. Infolgedessen können wir uns jetzt der Besprechung seiner außerhalb des Epizentralgebietes gelegenen Teilgebiete zuwenden. Nach der Veröffentlichung (25) von Karte II haben mich die Geologen Dr. Deubel-Jena, Prof. Dr. Greim-München, Oberbergdirektor Prof. Dr. Reismünchen, Dr. Schottler-Darmstadt und Prof. Dr. v. Seidlitz-Jena noch auf verschiedene Besonderheiten des seismischen Bildes aufmerksam gemacht, die mir entgangen waren oder wofür mir eine Erklärung fehlte; diesen Herren sei dafür Dank gesagt.

VI. Die Grenzen und Randteile des Schüttergebietes.

Der Verlauf der Grenzen, der in manchen Gegenden durch zahlreiche Ortschaften mit negativen Meldungen sehr genau festgelegt ist, gestaltet sich mit seinen oft weit vorgeschobenen Zungen und Buchten ganz auffällig unregelmäßig. Bei näherem Zusehen erkennt man an denjenigen Stellen, deren Tektonik zur Genüge bekannt ist, daß, wie überhaupt im ganzen Schüttergebiet, so auch hier die Einzelheiten des seismischen Bildes durch den jeweiligen Aufbau der Erdrinde vorgeschrieben sind. Allerdings macht man dabei die auf den ersten Blick vielleicht befremdlich erscheinende Erfahrung, daß äußerlich gleichartige tektonische Gebilde sich in manchen Gegenden entgegengesetzt verhalten. So setzen die einen Verwerfungen der Ausbreitung der seismischen Energie ein unüberwindliches oder wenigstens stark schwächendes Hindernis in den

Weg, während andere die Weiterleitung ganz besonders begünstigen; vielleicht spielt das Streichen der Verwerfung je nach der Stoßrichtung, sicher die Beschaffenheit und Beweglichkeit des Bruches dabei die bestimmende Rolle. Die starren Klötze der großen kristallinen und paläozoischen Massive, die die Kerne im Bau Mitteleuropas bilden, wirken im allgemeinen schwächend auf die seismische Energie, es sei denn daß günstige Bruchtektonik, zumal im Verein mit dem Gesteinsstreichen, die Grenze der fühlbaren Erschütterung weit vorzieht. In dem zuletzt genannten Sinne können auch junge Lockermassen wirken. Alles in allem genommen, scheint in größeren Epizentralentfernungen der Einfluß der Tektonik im Vergleich mit demjenigen der Gesteinsbeschaffenheit ganz erheblich zu überwiegen. In diesem Zusammenhang sei gleich hier auf eine bemerkenswerte Beobachtung aufmerksam gemacht: In den randlichen Teilen des Schüttergebietes sind aus Gründen, die sich von selbst verstehen, die Bebennachrichten viel weniger zahlreich als in den dem Epizentrum näher gelegenen. Als dann pflegen aber in Gegenden mit Bruchtektonik diejenigen Ortschaften, aus denen Bebenmeldungen eingelaufen sind, fast ausschließlich auf oder wenigstens ganz dicht bei den Störungslinien und namentlich bei deren Schnittpunkten zu liegen.

Diese Beziehungen des Grenzverlaufs und der Bebenausbreitung im nächsten Hinterlande seien nachstehend untersucht. Selbstverständlich fehlt für manche Einzelheiten des seismischen Bildes zurzeit noch jegliche Erklärung, teils weil wir über die dortige Tektonik nicht genügend unterrichtet sind, teils auch deshalb, weil dieser Zweig der geologischen Erdbebenforschung noch in den Anfängen steckt.

Rheinisches Schiefergebirge. In diesen paläozoisch gefalteten Hochgebirgsrumpf schiebt sich vom Nordostrande des Pariser Beckens durch die Südhälfte von Luxemburg zungenförmig ein Einbruchbecken vor, die ganz zerstückelte Triasscholle der Trierer Bucht. Mit dem Nordwestrande dieses Einbruchbeckens schneidet das makroseismische Gebiet ab, so daß, worauf schon J. Robert (14) aufmerksam gemacht hat, der devonische Ösling erschütterungsfrei bleibt. Innerhalb der Bucht wird stellenweise der 5.^o der Bebenstärke erreicht, und zwar meistens auf Bruchlinien. Es gewinnt sogar den Anschein, daß in dieser Gegend das Schüttergebiet überhaupt kaum über das Einbruchbecken hinausgeht; denn das vorliegende Beobachtungsmaterial erlaubt den Schluß, daß trotz der größeren Nähe zum Epizentrum auch Err- und Hochwald des Hunsrück als er-

schütterungsfreie Halbinsel außerhalb des Schüttergebietes liegen. Hier würde demnach die Grenze dem Südostrand der Trierer Bucht, sowie dem westlichen Teile des Saar-Nahegrabens folgen, um dann erst den Graben der Wittlicher Senke einzuschließen. Vermutlich, wenn auch nicht sicher, ist der westliche Hunsrück kaledonisch gefaltet.

Der Saar-Nahegraben hat im allgemeinen Bebenstärken $\leq 4^{\circ}$. Die weitgehende Verschiedenheit des Gesteinsuntergrundes macht sich nicht geltend. Auch die Bruchgebiete scheinen nicht besonders angesprochen zu haben. Auffällig ist das verschiedenartige Verhalten der gleichen Schichten des Rotliegenden in der Birkenfelder und in der Kreuznacher Gegend. Von der Linie Laubenheim—Sulzbach aus erstreckt sich nach Osten bis über den Rhein eine Zone $\cong 5^{\circ}$, die zwischen Sulzbach—Wolfstein und Kusel—Lamberheim vielleicht mit der entsprechenden Zone des Saarbrücker—Zweibrücker Gebietes zusammenhängt. In dieser Zone wird die Stärkezunahme auf $5\frac{1}{2}^{\circ}$ bei Kreuznach—Alsenz wohl zweifellos von den Flußschottern bedingt, in den übrigen Fällen zum Teil von Verwerfungen. M. O. Reis weist darauf hin, daß der Saar-Nahegraben mit mehr Recht als das Gebiet des Nordpfälzischen Perm-Carbon-Gewölbes bezeichnet werden könnte. Seiner Ansicht nach entsprechen die beiden Zungen erhöhter Bebenstärke, die aus SW vom Bereich der Saarstörungen und aus NO vom Bereich der Rheingrabenstörungen in das Pfälzer Gewölbe hineinreichen, den grundlegenden, permischen Kennzeichen¹⁾ der tektonischen Bewegungsvorgänge, die in diesem Gewölbe sehr bald nach seiner Aufrichtung eingesetzt haben.

Vom Graben der Wittlicher Senke mit Bebenstärken 4° zwischen Wittlich und Traben—Trarbach, der von der Trierer Bucht abzweigt, verläuft die Grenze innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges dem linken Moselufer bis in die Gegend von Kochem und dem Westrande der Vulkanischen Eifel entlang, die ja wohl dem Bruchgebiet des Neuwieder Beckens zuzurechnen ist. Zu Simmern im Hunsrück wurde sogar noch einmal der 6° erreicht, ohne daß sich die Gründe dafür übersehen ließen.

Bei Remagen tritt die Grenzlinie des Schüttergebietes in das Bruchgebiet der Niederrheinischen Bucht²⁾, die vom Nieder-

1) O. M. Reis: »Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (No. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern«, S. 260, München 1921.

2) G. Fliegel: »Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Abh. der Preußischen Geologischen Landesanstalt, N. F. Heft 92, Berlin 1922.

rheinischen Tiefland her zu beiden Seiten des Rheins keilförmig in die paläozoischen Falten eindringt. Ihre Südspitze bei Bonn—Siegburg ist bestimmt noch schwach erschüttert worden. Während aber aus Köln und den benachbarten linksrheinischen Orten nur negative Berichte vorliegen, findet sich merkwürdigerweise weiter nördlich¹⁾, bei Monheim—Urdenbach—Benrath, wiederum ein Kern mit den Stärken 3° und 4°. Da diese Orte genau in der Verlängerung eines nachgewiesenen Randbruches der Niederrheinischen Bucht und vor dem Ausstreichen des Leichlinger Grabens gelegen sind, ist wohl die Annahme erlaubt, daß dem ganzen östlichen Randbruch die Weiterleitung der seismischen Energie zugeschrieben werden muß, wenn auch bestätigende Bebenmeldungen aus den dazwischen liegenden Ortschaften nicht in unsere Hände gelangt sind; bezeichnenderweise fehlen gerade auf dieser Strecke negative Meldungen.

In dem bisher besprochenen linksrheinischen Gebiet erscheint die Tatsache bemerkenswert, daß die seismische Energie in die varistisch streichenden, ungebrochenen Falten des paläozoischen Rumpfgebirges, in die zum Teil kaledonisch gefalteten Ardennen und die Eifel mit dem Hohen Venn, in fühlbarer Weise nicht eingedrungen ist. Eine Ausnahme macht lediglich die Osthälfte des Hunsrück.

Der rechtsrheinische Abschnitt des Rheinischen Schiefergebirges unterscheidet sich bei sonst gleicher Struktur von dem linksrheinischen durch seine Bruchtektonik, durch seine ausgedehntere Zerstückelung in Schollen. Dies kommt auch im Verlauf der Erschütterungsgrenze zum Ausdruck. Hier schiebt sich nämlich die Grenzlinie von Siegburg aus auf den Brüchen des vorkarbonisch gefalteten Siegerlandes bis Altenkirchen vor, zieht sich dann aber auf die Bruchzone des Neuwieder Beckens zurück, das durch einen Kern von 5° ausgezeichnet ist. Es bleibt also der un-

1) Kein Gewicht wird man legen dürfen auf die ganz vereinzeltten Angaben, sowohl in Krefeld als auch in Bochum-Herne sei das Beben in der Stärke 2.° gefühlt worden. Denn in diesen betriebsreichen Industrieorten kommen zweifellos leichte Erschütterungen in Menge zur Beobachtung, die, obwohl künstlichen Ursprunges, leicht mit dem Erdbeben verwechselt werden konnten.

Ähnliches gilt übrigens, wie gleich hier bemerkt werden soll, für die entsprechenden Angaben aus den Berliner Vororten Friedenau, Groß-Lichterfelde, Steglitz und Wilmersdorf, die deshalb gleichfalls nicht in das Schüttergebiet miteinbezogen worden sind.

gebrochene Westerwald, namentlich der Hochwald mit seinen Basaltdecken, von fühlbaren Erschütterungen frei. Östlich davon fällt die Grenzlinie im großen und ganzen mit den paläozoisch angelegten, aber noch im Jungtertiär tätig gewesenen Brüchen des Lahnunterlaufes zusammen, namentlich bei Montabaur, Dorchheim und im Limburger Becken. Dann folgt die Grenze den östlichen Randbrüchen des Rheinischen Schiefergebirges mit dem Horst des Kellerwaldes gegen die Hessische Senke mit der Frankenger Bucht.

Außer dem Westerwald und Kellerwald wurden also im Rechtsrheinischen Schiefergebirge noch vom Beben verschont das Rothaargebirge und das Sauerländische Gebirge.

Hessisches Bergland. Die abgesunkene Tafel des Hessischen Berglandes ist von zahlreichen schmalen Gräben in südwestlicher und südöstlicher Richtung durchzogen, die sich mitunter kreuzen. Außerdem finden sich hier zahlreiche vulkanische Durchbrüche, unter denen das ausgedehnte System dünner Lavaströme, die den 772 m hohen Vogelsberg aufbauen, ganz besonders auffällt.

G. Greim verdanke ich einige Hinweise auf Besonderheiten im seismischen Bilde. Aufgefallen ist ihm die Einbuchtung der 5^o-Isoseiste am Südrande des Taunus in den Taunus hinein, etwa nördlich bis nordwestlich von Mainz, da er diese eher etwa in der Idsteiner Senke vermutet hätte; eine Erklärung hierfür läßt sich nicht geben. Dagegen erklären sich die beiden Gebiete stärkerer Wirkung im Norden und Süden von Darmstadt, sowie dasjenige im Aschaffener Einbruchskessel ohne weiteres durch die Tektonik.

Fast das ganze Gebiet der Hessischen Senke bis zur Frankenger Bucht und zur Fulda hin hat Bebenstärken $\geq 5^o$. Schön hebt sich im seismischen Bilde der Fulda—Lauterbacher Graben östlich des Vogelsberges hervor. Bei der Steigerung der Bebenstärke im Fuldatale auf der Strecke Niederaula—Hersfeld dürfte es sich meines Erachtens nicht allein um die Wirkung der Flußalluvionen handeln, sondern möglicherweise auch um diejenige einer darunter herziehenden Störung; denn hier biegt der Fluß unvermittelt aus der nördlichen in die nordöstliche Richtung ab, und nur wenige Kilometer entfernt verläuft parallel damit ein schmaler Grabenbruch.

Ganz auffällig ist die Verteilung der Bebenstärken im Gebiet des Vogelsbergs. Sie zeigt eine Insel von 4^o—4½^o im mittleren

Teile des Vulkans, darin wieder einen Kern von $5\frac{1}{2}^{\circ}$ bei Gedern, und außerhalb der Insel Kerne von 6° bei Salzhausen und Nieder-Ohmen, von $6\frac{1}{2}^{\circ}$ bei Zell und von $5\frac{1}{2}^{\circ}$ bei Alsfeld. W. Schottler gab mir darüber folgende Aufschlüsse: »Sie geben für die Umgegend von Gedern eine stärkere Erschütterung als sonst im Vogelsberg an. Ein geologischer Grund für diese Erscheinung ist nicht ersichtlich. Die Umgegend von Gedern besteht an der Oberfläche ausschließlich aus Basalt. Störungen sind dort bis jetzt nicht nachgewiesen, wobei allerdings zu bemerken ist, daß geologische Aufnahmen in 1 : 25 000 für diese Gegend nicht vorliegen. Der einzige Punkt, an dem Buntsandstein und Muschelkalk mitten im Basaltgebiet zutage treten, liegt bei Bermuthshain bei Crainfeld. Das Erscheinen dieser Untergrundformationen an der Oberfläche hängt dort jedenfalls mit nordwestlich streichenden Störungen zusammen. Dieselben laufen mit dem vorbasaltischen Fulda—Lauterbacher Graben parallel. Sie sind zum Teil vorbasaltisch, wie dieser, sind aber auch nach dem Erguß der Basalte wieder aufgelebt. Man müßte sich also zwischen Herbstein und Crainfeld eine Reihe von Nordwest verlaufenden Störungen vorstellen. Es sind sogar dort ganz auffallende, in den letzten Jahrzehnten beobachtete Sichtänderungen von höheren Punkten aus festgestellt. Auf Ihrer Karte ist in diesem Gebiet aber nichts Besonderes angegeben. Auffallend ist die 6° -Linie, die Zell und Nieder-Ohmen umschließt. Die Gegend östlich von Zell liegt im nordwestlichen Fortstreichen des Lauterbacher Grabens, Nieder-Ohmen aber im Streichen einer Nordsüd-Linie, die von Nidda über Flensungen führt. Diese Linie biegt nördlich von Nidda in der Richtung auf Salzhausen ab. Salzhausen, das als Kern von 6° hervortritt, liegt über einem kleinen, aber sehr tiefen Einbruch. Eine Störungslinie Zell—Nieder-Ohmen besteht nicht.«

Die Steigerungen der Bebenstärke von der Rhön bis zum Steigerwald ergeben sich aus der in der Karte eingezeichneten Bruchtektonik des Kissingen—Schweinfurter Spaltensystems.

Westfälisches Hügelland. Im Norden des bis jetzt besprochenen Gebietes grenzen zwei tektonische Provinzen aneinander. Der Nordrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges bricht zur Tiefe und wird vom Karbon des Westfälischen Kohlenreviers überlagert, das seinerseits wieder unter die Decke milder Kreidegesteine und des Diluviums untertaucht, die das weite Becken von Münster, die Westfälische Bucht, ausfüllt. Den Ostrand des Beckens bilden das Eggegebirge und der Teutoburger Wald, die staffelförmig an N—S

bzw. SO—NW streichenden Brüchen gleichfalls unter die Kreide-
decke hinabsinken.

Wenn uns nun auch zwischen Korbach und Detmold Beobach-
tungen des Bebens nicht bekannt geworden sind, so ergibt sich doch
aus dem allgemeinen Verlauf der Grenzlinie vorher und nachher
mit ziemlicher Sicherheit, daß sie auf dieser Strecke mit dem Ost-
rand der Westfälischen Bucht zusammenfällt oder vielleicht
richtiger gesagt, daß sich die seismische Energie auf den Rand-
brüchen des Eggegebirges und des Teutoburger Waldes
noch einmal genügend verstärkt, um für den Menschen fühlbare
Wirkungen hervorzurufen. Die Westfälische Bucht bleibt also frei
von Erschütterungen. Von Detmold aus, das zum Südabbruch des
Teutoburger Waldes gehört, durchqueren Bruchscharen in SSW—
NNO-Richtung das Westfälische Hügelland. Diesen Brüchen folgt
nunmehr die Grenzlinie bis Salzuflen, wo für diese Gegend der
nordwestlichste Teil des Schüttergebietes erreicht wird. Innerhalb
dieser zerbrochenen Triasscholle, die bis an das aus jurassischen
und kretazischen Gesteinen aufgebaute Wesergebirge reicht,
verläuft jetzt die Grenze in W—O-Richtung über Hameln—Alfeld—
Seesen bis an die Nordostecke des Harzes.

Im Innern dieses Gebietes saxonischer Faltungsschollen¹⁾ lassen
schmale, aber lang hinziehende versenkte Streifen zwischen sich
breite Schollen stehen. Da die Bebenstärken in dieser Gegend nahe
der Grenze der Fühlbarkeit liegen, sind die Orte mit Beben-
meldungen so spärlich, daß, außer bei Heiligenstadt—Worbis, die
feineren Züge der Tektonik nicht mehr zum Ausdruck kommen
können. Lediglich die wichtigste Störung hebt sich, wie durch eine
·—·—· Linie angedeutet ist, im seismischen Bilde hervor. Es ist
der Leinetalgraben, der, etwa an der Werra beginnend, in
S—N-Richtung bis über Gandersheim hinaus verläuft und von dort
einen nordwestlich gerichteten Zweig über Alfeld und Hameln bis
zum Deister entsendet.

Harz und Harzer Vorland. Der Harz gehört dem varistischen
Gebirgsfundament Deutschlands an und stellt eine Fortsetzung des
Rheinischen Schiefergebirges dar, wobei das Verbindungsstück durch
die mesozoischen Tafeln des hessischen Berglandes und des Eichs-
felds verhüllt ist. Deshalb erscheint es nach den im Rheinischen
Schiefergebirge gemachten Erfahrungen als so gut wie selbst-

1) H. Stille: »Übersichtskarte der Saxonischen Gebirgsbildung zwischen
Vogelsberg—Rhön und der Norddeutschen Tiefebene.« Maßstab 1:250000. Heraus-
gegeben von der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin 1922.

verständlich, daß im Harz die Bebenstärken nahe an der Grenze der Fühlbarkeit gelegen haben. Eine Ausnahme macht der Südrand von Nordhausen—Sondershausen an östlich über den Kyffhäuser hinweg bis nach Halle mit Bebenstärken von 5°. Für den größten Teil dieser Zone vermag man höchstens die Vermutung zu hegen, die große Kyffhäuserstörung spiele hier eine die Bebenwirkung verstärkende Rolle. Bei Halle jedoch liegen die Verhältnisse klarer. Hier tauchen aus der stark dämpfenden Decke mächtigen Diluviums die Porphyre und das Rotliegende des Grundgebirges mit sehr starkem Bruchrande empor, der allerdings orographisch kaum zum Ausdruck kommt.

Bei Wernigerode erfolgt noch einmal ein Umbiegen der Grenze nach Norden bis über Wolfenbüttel-Braunschweig hinaus, wodurch das zerbrochene Harzer Vorland, einschließlich des Flechtinger Höhenzuges, eines paläozoischen Horstes, in das makroseismische Schüttergebiet noch mit hineinbezogen wird. Auch hier liegen fast alle Ortschaften, aus denen das Beben gemeldet wird, auf Brüchen oder wenigstens in deren unmittelbarer Nachbarschaft. Für Hettstedt mag in Frage kommen, daß unter dünner Diluvialdecke der schmale paläozoische Gebirgsrücken durchstreicht, der den Harz mit dem Paläozoikum von Halle verbindet.

Sächsische Tieflandsbucht. Zwischen Magdeburg, wo feste Kulmgesteine anstehen, und Großhain greift das Schüttergebiet auf die mit Diluvium erfüllte Sächsische Tieflandsbucht über, wobei die Grenze dem rechten Elbeufer bis zum Lausitzer Gebirge folgt. F. Deubel machte mich darauf aufmerksam, daß dieser Abschnitt der seismischen Grenze, der anscheinend willkürlich innerhalb des Diluviums verläuft, einer wichtigen Grenze im Untergrund entspricht. Auf dieser Linie sinkt nämlich das paläozoische Grundgebirge Mitteld Deutschlands endgültig in die Tiefe¹⁾, vermutlich an einem großen Bruch, der die Fortsetzung der Randverwerfung des Flechtinger Höhenzuges bildet. Die von Naumburg bis Leipzig, wahrscheinlich mit Unterbrechungen, reichende Zone höherer Bebenstärke dürfte vielleicht darauf zurückzuführen sein, daß in diesem Abschnitt des Saaletales die festen Gesteine bloß eine dünne alluviale und diluviale Decke tragen, während in Leipzig der Kulm des Grundgebirges ansteht.

Thüringisches Becken. Diese versenkte und zerbrochene Trias-
tafel ist im allgemeinen nur schwach erschüttert, $\leq 4^\circ$, zeigt aber

1) F. Beyschlag, P. Krusch und J. H. L. Vogt: »Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. 2. Aufl., Bd. II, S. 768. Stuttgart 1921.

auf einigen Brüchen, so im Ilmtalgraben, bei Rudolstadt und bei Arnstadt—Gotha Verstärkungen. Dagegen dürfte nach Deubel die Zone höherer Bebenstärken zwischen Saalfeld und Neustadt a. d. Orla, am Nordrand der Ziegenrücker Mulde, wohl auf den dort anstehenden schlotenreichen Zechstein (Plattendolomit, Gips, Letten) zurückzuführen sein.

Thüringerwald, Frankwald und Vogtland. Östlich der Linie Eisfeld—Eisenach herrschen nur geringe Bebenstärken von $\leq 4^{\circ}$, ausgenommen auf Brüchen des Vogtlandes von der Münchberger Gneismasse an bis in die Gegend von Greiz, also im Verlauf der Plauener Mulde und am Ostrand des Zeulenrodaer Sattels. Reis zufolge ist die erhöhte Bebenwirkung am Nordrande der Münchberger Gneismasse und nordöstlich davon durch die neuerdings von Wurm hervorgehobene Tatsache erklärlich, daß hier ein Strich sehr verstärkter tektonischer Zertrümmerung in SW—NO-Richtung besteht.

Ein sonderbares Verhalten zeigt der Horst des Thüringerwaldes. Sein Südabbruch kommt in der ganzen Ausdehnung bis über Bayreuth hinaus durch höhere Bebenstärken zur Geltung, ebenso wie das vorgelagerte Bruchsystem in der Fränkischen Tafel. Dagegen betätigen sich die Brüche des Innern und der nördliche Randbruch bebenverstärkend ausschließlich im Abschnitt nördlich der Linie Schmalkalden—Eisenach, sowie im Gebiet der Ringgaustörungen.

Böhmische Masse¹⁾. In ihrem Bereiche gestaltet sich der Grenzverlauf, der durch negative Berichte genügend sichergestellt ist, recht verwickelt, aber auch charakteristisch.

Zunächst umfaßt das Schüttergebiet gewisse Abschnitte des Sudetenbogens; dann folgt die Grenze dem Außenrand der Lausitzer Granitmasse, sowie dem Nord- und Ostrand des Riesengebirges, wobei sie den Horst des Heuscheuer—Eulengebirges und den Graben der Neiße-Senke ausschließt. Auffälligerweise liegen aus Gabel und dem benachbarten Landskron, den beiden östlichsten Punkten des ganzen makroseismischen Schüttergebietes, Bebenmeldungen vor, aus Landskron sogar einwandfrei solche von 5° . Beide Orte gehören dem Grabenbruch²⁾ an, der einerseits vom

1) F. E. Sueß: »Bau und Bild der böhmischen Masse.« In Bau und Bild Österreichs, Wien und Leipzig 1903.

2) K. Flegel: »Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges. Breslau 1904.

Landskroner Horst und andererseits vom Mensehorst begrenzt ist. Will man hier nicht einen isolierten Kern annehmen, dann muß man auch das Adlergebirge mit in das Schüttergebiet einbeziehen, obwohl, was ja schließlich nicht verwunderlich ist, keinerlei Meldungen von dorther bekannt sind. Weiterhin wird die Grenze vom südlichen Sudetenabbruch, dem Elbebruch, gegen das Böhmisches Kreidebecken gebildet.

Von Tetschen ab greift der Rand des Schüttergebietes über das Erzgebirge weit in dessen östliches Vorland hinaus. Denn hier gehören zu ihm noch die Eruptivmasse von Aussig, das Becken von Komotau—Teplitz sowie das Tepler Hochland. Dann wendet sich die Grenze dem Westrand des vielfach zerbrochenen paläozoischen Grabens¹⁾ des Brdawalde bis Prag zu, das auf einem Bruch des genannten Grabens liegt, um dann nach Süden umzuwenden und entlang der Moldau und dem Ostrande des Beckens von Wittingau quer durch die Böhmisches Masse bis zur Donau bei Krems zu verlaufen. Die zuletzt genannte Strecke wird von manchen Forschern als tektonische Linie aufgefaßt. Das ganze vorgenannte Grabengebiet zwischen Taus—Klattau und Prag wird durch Bebenstärken von 5⁰ ausgezeichnet, wobei nicht allein die Bruchzerstückelung verstärkend wirken dürfte, sondern auch der Umstand, daß jüngere Sedimente in dünner Schicht auf altem, kristallinem Untergrunde ruhen.

Wenn man nun beachtet, daß lediglich die Tertiärbecken von Budweis und Wittingau mit ihren Brüchen die Grenze des Schüttergebietes an dieser Stelle nach Osten vorgeschoben haben, dann erkennt man, weshalb fast der gesamte varistisch gefaltete Anteil der eigentlichen Böhmisches Kernmasse einschließlich der Böhmisches-Mährisches Höhen vom Beben verschont geblieben ist samt dem versenkten Böhmisches Kreidebecken mit der Egerbucht. Schwierig zu erklären ist die Tatsache, daß jenseits des Böhmisches Beckens der Sudetenbogen wieder dem Schüttergebiet angehört. Am einleuchtendsten erscheint die Annahme, die Ausbreitung der seismischen Energie, der am Südrande des Böhmisches Kreidebeckens ein Ende gesetzt wurde, sei vom Erzgebirge aus dem Gesteinsstreichen, das beim Übergang vom Erzgebirge in die Sudeten aus dem varistischen zum

1) J. Krejčí und K. Feistmantel: »Orographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen.« Archiv f. d. naturw. Landesforschung von Böhmen, V No. 5, 1885.

herzynischen umbiegt, gefolgt, so von Norden her das Böhmisches Kreidebecken umklammernd.

Im übrigen Teile der Böhmisches Masse zeigt die Verteilung der Bebenstärke keine besonderen Züge. Weder der Erzgebirgs- und der Donaubruch, noch der Böhmisches und der Bayerische Pfahl, die beide sehr alte und durch Quarzausfüllungen verheilte Bruchlinien darstellen, heben sich im seismischen Bilde besonders hervor.

Ostalpen ¹⁾, ²⁾ **und nördliches Vorland.** Nach dem Austritt aus der Böhmisches Masse schiebt sich das Schüttergebiet zungenförmig bis in die Nordwestecke des Wiener Beckens ³⁾ vor, das an der Thermalspalte vom Ostrande des Alpenbogens abgesunken ist. Die im Untergrunde der Stadt Wien durchstreichenden Brüche mögen die Ursache davon sein, daß am zweiten östlichsten Punkte des Schüttergebietes noch die Bebenstärke 5^o zur Beobachtung gelangte.

Weiterhin umfaßt diese Zunge nicht allein die horizontal geschichteten Tertiär-, Diluvial- und Alluvialablagerungen südlich der Donaufurche, sondern auch den stark gefalteten, zum Alpenbogen gehörigen Flyschstreifen bis zum Rande der Österreichischen Kalkalpen. In dem zuletzt genannten Abschnitt fällt die Grenze des Schüttergebietes mit der Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone zusammen, die nach ihrer Länge und nach dem Ausmaß der tektonischen Bewegungen mit eine der wichtigsten Störungslinien im Alpengebiet darstellt; erst in der Umgebung des Traunsees treten an Stelle der Überschiebung reine Verwerfungen, vor allem Senkungsbrüche auf. Weder die Längsstörungen in den Österreichischen Kalkalpen noch der große Querbruch Scheibbs-Mariazell haben auf das Beben angesprochen.

Auf der Linie Traunsee—Dachstein, die die Ostgrenze der ganz zerbrochenen Salzburgerischen Kalkplateauregion bildet, durchquert die Grenze des Schüttergebietes die Nördliche Kalkalpenzone, um dann mit sehr unregelmäßiger Linienführung im Oberlauf von Enns und Salzach ziemlich genau dem Nordrande der Kristallinen Zentralzone zu folgen unter Einschluß des Kitzbühler Übergangs-

1) C. Diener: »Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes.« In Bau und Bild Österreichs.

2) R. Staub: »Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese.« Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, herausgegeben von der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Neue Folge, 52. Lief., Bern 1924.

3) R. Hoernes: »Bau und Bild der Ebenen Österreichs.« In Bau und Bild Österreichs.

gebirges. Der Querbruch Traunsee—Gosau, der Ramsaubruch und der Tauerngraben setzen hier im einzelnen der Ausbreitung der seismischen Energie ein Ziel. Bemerkenswert ist, daß sich zwischen dem Gosaubruch und der Querstörung an der Salzach eine recht große, nicht erschütterte Insel einschaltet; eine Erklärung hierfür fehlt.

Die Kristallinen Zentralalpen werden etwa im Verlaufe Groß Venediger—Iseltal durchquert, bis die Grenzlinie bei Dölsach am Drauknie auf eine der wichtigsten Störungslinien der Alpen, den Drauzug trifft, der geradlinig von Innichen in Tirol bis Warasdin in Kroatien die Kristallinen Zentralalpen von den Südlichen Kalkalpen scheidet. Mit dem von Sillian nach NO abzweigenden Aste des Gailbruchs fällt hier die Grenze des Schüttergebietes zusammen, so daß die Gailtaler und die Karnischen Alpen ausgeschlossen werden. W. v. Seidlitz machte mich darauf aufmerksam, daß in der ostalpinen Zentralzone das nichterschütterte Gebiet ungefähr mit denjenigen Gegenden zusammenfällt, in denen von manchen ostalpinen Geologen, vor allem den Grazern Heritsch, Mohr und Schwinner, die anstehenden Gesteine als autochthon, von karbonischer oder vorkarbonischer Faltung angesehen werden, im Gegensatz zu den Schubmassen. Die Karnischen Alpen gehören zum herzynischen Untergrund mit deutlicher oberkarbonischer Diskordanz.

Im Süden von Innichen und den Karnischen Alpen schiebt sich das Schüttergebiet in den Südlichen Kalkalpen wieder ostwärts bis nach Tolmezzo vor, worauf die Südgrenze dem durch Brüche (Avianobruch, Morenobruch und Marosticobruch) gebildeten Absturz der Südlichen Kalkalpen gegen die mit diluvialen und alluvialen Lockermassen erfüllte Venezianische Tiefebene bis Schio folgt. Dadurch wird das Südtiroler Hochland, das mehr den Charakter eines von Senkungsbrüchen betroffenen und wenig gefalteten Schollenlandes als denjenigen intensiver Faltung besitzt, in das Schüttergebiet einbezogen. Die schmale Zone höherer Bebenstärken, die den Oberlauf der Etsch umfaßt, dürfte auf die verstärkende Wirkung der Alluvionen im Flußtal zurückzuführen sein, möglicherweise im Verein mit Bruch im Untergrunde.

Pobecken und Apennin ¹⁾. Da aus dem Pobecken nur wenige Beobachtungen vorliegen, läßt sich dort der Grenzverlauf nur un-

1) Für dieses Gebiet stütze ich mich auf eine Manuskriptkarte der Tektonik Italiens, die mir Herr Geheimrat Prof. Dr. W. Deecke in Freiburg i. Br. 1920 in dankenswerter Weise entworfen hat.

sicher, in seinen Hauptzügen angeben. Anscheinend von den Brüchen der Lessinischen Alpen fortgeleitet, begegnen wir der Schüttergrenze zunächst bei Bologna, worauf sie sich, wieder dem Gebirgsrand folgend, bis in die Gegend von Brescia zurückzieht. Von hier aus überquert sie bis über Cremona hinaus das Pobecken, um dann eine schmale Zunge längs des Nordostrandes des Ligurischen Apennins bis Modena vorzuschieben. Immerhin bemerkenswert erscheint, daß der die Poebene durchquerende Abschnitt der Erschütterungsgrenze, obwohl er nur ganz roh festzulegen ist, dort mit jener von De Launay¹⁾ auf Grund der Lagerstätten nutzbarer Mineralien angenommenen Bruchlinie ungefähr zusammenzufallen scheint, die den Judikarienbruch der Alpen über Chero und Borgallo mit dem Serchiobruich des Ligurischen Apennins verbindet. Vom Mittellaufe des Po bei Cremona aus schiebt sich ferner eine Zunge des Schüttergebietes südwärts, im Verlaufe der Trebbia den Ligurischen Apennin durchquerend, um dann auf die Küstenbrüche der Riviera di Levante überzugehen, wo auf der Strecke Chiavari—Spezia das Beben deutlich gefühlt worden ist. Dagegen blieben der Novikessel und der Horst von Monferrato erschütterungsfrei, und erst im Schwemmland Piemonts findet sich wieder eine schmale, nach Süden gerichtete Zunge mit geringen Bebenstärken, welche den Ostfuß des Westalpenbogens begleitet.

Westalpen²⁾,³⁾ und nördliches Vorland. Wie die Grenzlinie des makroseismischen Schüttergebietes in den Westalpen verläuft, läßt sich nicht genauer angeben. Nur so viel scheint sicher zu sein, daß hier die Grenze nicht erheblich westwärts der Linie Biella—Martigny—Rhoneknie liegt; hier fällt sie, wie v. Seidlitz hervorhebt, im allgemeinen mit dem Westrand der Dent Blanche-Decke zusammen. Außerhalb des Schüttergebietes liegen also die kristallinen, varistisch gefalteten Massive des Mont Blanc und der Aiguilles Rouges, sowie die Voralpenzone des Chablais. An welcher Stelle das Rhonetal, das Juragebirge und das Bruchbecken von Bressane zwischen Annemasse und Mâcon von der Grenzlinie durchquert werden, läßt sich wegen Mangels an Beobachtungen gleichfalls nicht angeben.

Das Schweizer Becken weist größtenteils Bebenstärken $\cong 5^{\circ}$ auf mit Kernen von 6° und 7° . Wie dabei die Verhältnisse

1) L. de Launay: »La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. Notes sur la Toscane minière et Pile d'Elbe.« Mexico 1906.

2) Alb. Heim: »Geologie der Schweiz.« Leipzig 1919–1922.

3) R. Staub l. c.

im einzelnen liegen mögen, läßt sich schwer sagen. Jedoch scheint die Diluvialgeologie mit den mannigfaltigen Spuren ehemaliger Vergletscherung dabei eine bedeutungsvolle Rolle zu spielen; besonders deutlich wird dies im Gebiete der ehemaligen Eisseen südlich des Bodensees. Auf anderer Grundlage beruhen, wie W. v. Seidlitz hervorhebt, die beiden Zonen höherer Bebenstärke, die das südlich des Genfersees gelegene Chablais und die Freiburger Alpen zwischen Genfersee und Thunersee bogenförmig umgeben. In beiden Fällen handelt es sich bei den schwächer oder gar nicht erschütterten Gegenden um abgeglittene Schubschollen, die durch eine Gleitfläche vom Untergrunde getrennt sind.

Ebenso wie in den Ostalpen ist auch in den Westalpen die Kristalline Zentralzone am schwächsten erschüttert worden. Besonders klar tritt dieser Gegensatz zum Vorlande am Nordrand von Aarmassiv und Tessinermassiv hervor. Die Zungen höherer Bebenstärke nördlich und westlich des Lago Maggiore dürften wohl auf der Wirkung alluvialer Talböden im Val Mesolcina, sowie in den Tälern des Ticino und der Maggia beruhen. Noch ganz ungeklärt sind die Verhältnisse im Engadin.

Alles in allem genommen hebt sich die Zone von Basel an quer durch den Jura und die Alpen bis Ivrea, die nach C. Schmidt¹⁾ die Fortsetzung der Grabensenkung der Oberrheinischen Tiefebene sein soll, klar im seismischen Bilde heraus. Eine Erklärung der Einzelheiten erweist sich aber als unmöglich, zumal die geologischen Befunde, auf die Schmidt seine Ansicht stützt, sehr lückenhaft sind.

Nordostrand des Französischen Zentralmassivs. Nördlich von Mâcon zieht sich durch das tertiäre Einbruchsbecken von Bressane eine Zunge mit Bebenstärken von 5^o hin, in der auf den Randbrüchen der jurassischen Gebirge von Charollais und der Côte d'Or Verstärkungen bis zum 6.^o nachweisbar sind. Aber in die schmalen, stark zerbrochenen Streifen des sedimentären Berglandes bis zum kristallinen Horst des Morvan²⁾, sowie in die tertiären Gräben von Roanne und Limagne, die innerhalb des Französischen Zentralmassivs liegen, ist die seismische Energie in fühlbarer Weise nicht vorgedrungen.

1) C. Schmidt: »Bild und Bau der Schweizeralpen.« Beilagen zum Jahrbuch des Schweizer Alpen-Klubs, Jahrg. XLII, 1906/07, S. 84, Basel 1907.

2) A. Michel-Lévy: »Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central. Annales de Géographie, VII u. VIII, 1898 u. 1899.

Ostrand des Pariser Beckens ¹⁾. Merkwürdigerweise wirft das Morvan, obwohl es selbst erschütterungsfrei ist, höchstens ganz geringen seismischen Schatten auf das dahinter liegende Nivernais, dessen ganz zerstückelte jurassische Schollen leicht bis kräftig erschüttert worden sind. Erst die lange, auf dem linken Loireufer N—S streichende Verwerfung von Sancerre scheint der Ausbreitung nach Westen ein Ziel gesetzt zu haben, so daß Herry und Cosne die westlichsten Ortschaften des Schüttergebietes sind, aus denen uns Nachrichten über das Beben zugegangen sind. Die höheren Bebenstärken, 5^o und 6^o, sind mehrfach ganz auffällig an Brüche gebunden, die den mesozoischen, meistens den jurassischen Rand des Pariser Beckens begleiten. Wenn auch wegen spärlicher Nachrichten der Grenzverlauf vom Nivernais aus über die Lothringer Hochebene bis zur Trierer Bucht recht unbestimmt ist, so erkennt man doch immerhin, daß auch hier Brüche, die bis in die Randzone des Pariser Beckens hineinreichen, für das seismische Bild mitbestimmend gewesen sind.

VII. Die inneren Teile des Schüttergebietes.

Wir wenden uns jetzt demjenigen Teile des Schüttergebietes zu, der noch keine Besprechung gefunden hat. Er zeichnet sich dadurch aus, daß in ihm die Dichte der Beobachtungsorte wieder recht groß ist, so daß das seismische Bild eine reiche Gliederung zeigt und infolgedessen auch eine eingehende Untersuchung erlaubt. Ganz besonders gilt das für das Elsaß, die Pfalz und das westliche Bayern, namentlich soweit diese Gegenden in das Gebiet von Karte I des weiteren Epizentralgebietes entfallen.

Oberrheinische Tiefebene. Von vornherein liegt der Gedanke nahe, der sicherlich nicht einfache Bau im Untergrunde der Rheinebene, sofern er nicht durch zu dicke und deshalb die Bebenstärke dämpfende Schottermassen verwischt wird, werde sich in der Stärkeverteilung an der Erdoberfläche bemerkbar machen. Haben sich doch schon früher bei der Ausbreitung schweizerischer und badischer Erdbeben nach ihrem Übertritt in das Elsaß mancherlei ursächlich noch ungeklärte Besonderheiten ergeben, die den Einfluß der tieferen Bodenschichten wahrscheinlich machen. Dahin zielende Untersuchungen versprechen am ersten Erfolg im Sundgau, dessen verwickelter unterirdischer Bau infolge des Kalibergbaues ziemlich bekannt ist. Dabei sind mir auch einige Gedanken hypothetischer

1) L. de Launay: «Géologie de la France.» Paris 1921.

Natur gekommen, die ich trotzdem der Kenntnis nicht vorenthalten möchte, zudem ich ja ausdrücklich betone, daß ich sie lediglich als Möglichkeiten eines Erklärungsversuches auffasse.

Im Untergrunde des Sundgaus¹⁻³⁾ finden sich eine Reihe von Rücken und Mulden der varistischen Faltung, die von mächtigen Schotterlagen überdeckt sind. Aber es machen sich, wie wir sehen werden, von dieser reichen Tektonik nur einige wenige Züge durch die Verteilung der Bebenstärke an der Erdoberfläche bemerkbar. Der Ostrand des unterirdischen Rückens von Altkirch tritt im seismischen Bilde auf der Linie Wahlbach—Roppenzweiler—Pfirt in einem Grat von 6° hervor. Der Rücken selbst scheint durch niederere Bebenstärken ausgezeichnet zu sein: Heidweiler, Hirsingen und Grenzingen 4°; hier liegt vermutlich seismische Schattenwirkung der Ostverwerfung vor. Der Westrand hebt sich nicht heraus. Die hohe Bebenstärke 6 1/2° bei Carspach scheint die Wirkung einer dünnen Schicht von Lockermaterial auf fester Gesteinsunterlage zu sein. Besonders klar tritt das Bruchfeld südlich und östlich Mülhausens bis Habsheim—Niedermorschweiler hervor. Aus seiner Form möchte man fast auf eine Verlängerung der Spalte Brubach—Brunstatt schließen. Die Inseln geringerer Bebenstärke, so von 4° bei Kembs und Waltenheim, scheinen auf seismischen Schatten der nach Osten vorgelagerten Verwerfungen zurückzuführen zu sein. Dagegen könnten die hohen Bebenstärken bei Delle und Altmünsterol, falls sie nicht Wirkungen der Alluvionen in den Flußniederungen sind, vielleicht mit den Verwerfungen in Beziehung gebracht werden, die bei Roppe und Foussemagne durchziehen. Überhaupt scheint es, daß die Bebenstärke in den Alluvionen der Flußtäler dort besonders groß ist, wo Verwerfungen im Untergrunde durchsetzen. Auffällig ist die durch höhere Bebenstärken ausgezeichnete Linie Steinbach—Niederaspach—Bolschweiler—Niedersept. Sie legt den Gedanken nahe, daß dort im Untergrunde die Fortsetzung des Vogesenbruches durchzieht, wie es Steinmann annimmt. Van

1) L. van Werveke: »Die Tektonik des Sundgaues und ihre Beziehung zur Tektonik der angrenzenden Teile des Juragebirges.« Mitteilungen der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Bd. VI, S. 323. Straßburg 1909.

2) — —: »Die Tektonik des Sundgaues, ihre Beziehung zu den Kalivorkommen im Oberelsaß und in Baden und ihre Entstehung.« Ebenda, Bd. VIII, Heft 2, S. 235. Straßburg 1913.

3) R. Grahm ann: »Der Jura der Pfirt im Oberelsaß. Vorläufige Mitteilung.« Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, B. Monatsberichte, 70. Bd., No. 1—4, S. 62. 1918.

Werveke¹⁾ vermutet, daß die Verwerfung Altkirch—Dornach über den Kaiserstuhl nach der Westseite der mesozoischen Vorhügel, gegen Kenzingen und Ettenheim streicht. Aus dem Bebenmaterial auf elsässischer Seite ergibt sich dafür kein Anhaltspunkt. Die Regelmannsche²⁾ Herdlinie Basel—Thann pflanzt häufig die Bebenwellen vom südlichen Schwarzwald schräg über die Rheinebene bis zu den Vogesen fort und selbst bis gegen St. Amarin hin, so daß man eine durchlaufende herzynische Bruchlinie annehmen möchte. Das Material unseres Bebens scheint auch nichts für diese Auffassung zu ergeben. Dagegen spricht die in hohem Maße auffallende schmale Querzone hoher Bebenstärke Banzenheim—Münchhausen—Ensisheim—Bollweiler für Deeckes³⁾ Annahme, die große Verwerfung, die den Dinkelberg im Norden umsäumt, gelange mit ihrem O—W-Streichen von Kandern in das Gebiet von Gebweiler und Sulz; Deecke sagt allerdings über Mülhausen, was in unserem Falle nicht zutreffen würde. Auch diese Linie ist manchmal von Beben des südlichen Schwarzwaldes benutzt worden. Nähmen wir für die Bebenstärken in Banzenheim und Ensisheim sogar Alluvialwirkungen von Rhein und Ill an, so bliebe doch die Schmalheit und Richtung der Zone unerklärt; vergl. das vorher über Alluvionen auf Brüchen Gesagte. Zwar soll das Muldentiefste des Dammerkircher Grabens unter Ensisheim hindurchgehen, aber zur Erklärung heranziehen läßt sich das wohl kaum. Ob die Zone 6° bei Homburg damit in Verbindung steht oder lediglich von Schottern bewirkt wird, ist schwer zu sagen.

Eine Zunge mit Bebenstärken $< 5^{\circ}$ greift von Baden her aus der Gegend Freiburger Bucht—Kaiserstuhl in nordwestlicher Richtung bis in den sumpfigen Boden des elsässer Rieds bei Heidolsheim—Baldenheim hinein, im Norden und Süden begrenzt von zwei Rücken höherer Bebenstärken, die bis Mackenheim—Markolsheim bzw. über Rheinau—Boofzheim bis über Benfeld hinaus nach Barr reichen. Hier möchte man fast annehmen, man habe es mit einer an herzynisch streichenden Brüchen tief versenkten Scholle festen Gesteins zu tun, die im mittleren Teile mit mächtigen, dämpfenden Schottermassen

1) L. van Werveke: l. c. 1), S. 338, Fußnote 2.

2) C. Regelmann: »Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland.« Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1907, S. 128—129. Stuttgart 1907.

3) W. Deecke: »Einige Bemerkungen zu den Beben im badischen Oberlande.« Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde, No. 237/238, S. 287—288. Karlsruhe 1909.

bedeckt ist. Sie würde also von der Freiburger Bucht bis zum Weiler Senkungsfeld bzw. dem Südzipfel der Zaberner Bucht reichen. Die Bebenstärken 5^0 — 6^0 in der Gegend von Schlettstadt dürften bloß Wirkungen des Ried sein. Bemerkenswerterweise liegt in der östlichen Verlängerung dieser hypothetischen Scholle der Bonndorfer Graben, der sich weiterhin in das Einbruchgebiet des nördlichen Bodensees fortsetzt. Weitere herzynische Brüche finden sich im Dinkelberg, bei Kandern, Istein, Kembs und Sirenz.

Die Illniederung von Benfeld bis Schiltigheim tritt durch kräftigere Bebenwirkung klar hervor. Ob aber hier die Wirkung schwankender Alluvionen die alleinige Ursache ist, muß mit Rücksicht auf jene lokalen Beben offen gelassen werden, die bekanntlich in der nächsten Nähe von Straßburg entstehen, ohne daß man bisher Anhaltspunkte für ihren Ursprungsort und die eigentliche Entstehungsursache hätte finden können. Die auffällige rechtwinkelige Umbiegung der Isoseisten auf der schmalen Zone Benfeld—Boofzheim—Rheinau haben wir bereits durch die Annahme herzynischer Brüche im Untergrund zu erklären versucht.

Eine zweite, weit ausgedehnte Zunge niederer Bebenstärke greift von der Breuschniederung sowohl westwärts in die weite Niederung der Zorn und bis in die Zaberner Bucht hinein, als auch erstreckt sie sich südwärts, die Lößterrassen westlich Straßburgs bis zur Mündung der Mossig in die Breusch umfassend. Daß sich die Lößterrassen von Lingolsheim, Schiltigheim und Mundolsheim in seismischer Hinsicht ruhig verhalten, ist eine altbekannte Tatsache. Denn bei fast allen Straßburger Ortsbeben, so bei denjenigen vom 11. Juni 1887, 3. Januar und 6. Mai 1906 sowie vom 9. und 11. Januar 1908¹⁾, reichte die Grenzisoseiste nur bis an den Terrassenfuß heran.

Die Wirkung der Alluvionen in der Niederung der Moder macht sich bei Hagenau—Bischweiler in beträchtlicher Steigerung der Bebenstärke bemerkbar. Für die weiteren Stärkezunahmen in der Gegend von Oberbetschdorf—Sufflenheim und von Oberlauterbach—Seltz fehlt einstweilen eine Erklärung.

Die Verteilung der Bebenstärken zwischen Weißenburg und dem bekannten Erdbebengebiet von Kandel legt den Gedanken an eine unter der jüngeren Bedeckung von den Vogesen gegen

1) A. Sieberg: Tremblements de terre dans les environs de Strasbourg (Alsace), 9 et 11 Janvier 1908. Catalogue régional des tremblements de terre ressenties pendant l'année 1908, S. 157. Publications du Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie, Série B, Catalogues. Strasbourg 1917.

Nordosten abzweigende Störung nahe, die mit dem varistisch streichenden Bruchsystem bei Langenbrücken in Zusammenhang stehen könnte. Diese aus dem jetzigen seismischen Bilde abgeleitete Erklärung für den Bau jenes Herdgebietes scheint mindestens ebenso gute Gründe für sich zu haben wie diejenige von Regelmann, der im Kandelherde eine Fortsetzung der Filderspalte erblickt.

Am Nordostrande der Haardt, westlich von Worms—Frankenthal, fällt die Zone geringerer Bebenstärke wiederum mit der Verbreitung des Löß zusammen.

Westliche Rheintalspalte (Vogesen — Haardt-Spalte). Eine lange, nur wenig unterbrochene Reihe von Bebenstärken $\geq 5\frac{1}{2}^{\circ}$, die auf $6\frac{1}{2}^{\circ}$ und vereinzelt auf 7° ansteigen, bezeichnen den Lauf der Vogesen—Haardt-Spalte. Meistens beginnt die Stärkezunahme nicht erst auf der sichtbaren Randverwerfung, sondern schon bei der Annäherung an diese, ein Beweis dafür, daß vorgelagerte treppenartige Abbrüche unter die Talsohle hinabtauchen und dort nur mit verhältnismäßig dünnen Lagen von Lockermaterial überdeckt sind. Letztere Erscheinung ist besonders auffällig im Gebweiler Bruchfeld bei Rufach, dann nördlich Kolmar auf der Linie Ostheim—Bergheim—Rohrschweier und ganz besonders in der Zaberner Bucht nordöstlich der Linie Mommenheim—Wickersheim über Pfaffenhofen—Dannendorf—Merzweiler bis Gundershofen—Morsbrunn.

Der Südabschnitt der Vogesenspalte hebt sich besonders scharf heraus in der Gegend von Belfort. Im weiteren Verlaufe wird das Bild unsicher infolge des Fehlens von Beobachtungen, bis in die Gegend von Sentheim. Nördlich von Gebweiler, das selbst die normale Stärke 5° hat, wird die ganze aus Grauwacken des Kulms, Buntsandstein, Muschelkalk und Dogger aufgebaute Störungszone bis nach Rufach hin durch Bebenstärken von $5\frac{1}{2}^{\circ}$ und 6° ausgezeichnet. Zwischen Egisheim und Kienzheim fehlen Beobachtungen, worauf bis nach Kinzheim hin abermals eine breite Zone folgt, in der, namentlich gegen die Ebene hin, an einer Reihe von Orten die Stärke sogar auf 7° steigt. Hier wiederholt sich, allerdings in geringerer Breite, das treppenförmige Absinken, das wir bereits in der Gebweiler Senke kennen lernten. Jedoch scheint der Verlauf der Isoseisten auch für das noch oberflächennahe Durchstreichen der Südspalte des angenommenen Senkungsfeldes Weiler—Freiburg zu sprechen.

Bei Dambach beginnt der Südzipfel der Zaberner Bucht. Für dieses ganze Bruchfeld ist charakteristisch, daß im allgemeinen die östlichsten Spaltenzüge durch Steigerung der Bebenwirkung aus-

gezeichnet sind, während sich die weiter westlich gelegenen meistens ruhiger verhalten, also anscheinend ziemlich verheilt sind. Die augenfälligste Ausnahme davon bildet jene breite Zone mit Stärken von $5\frac{1}{2}^{\circ}$ und 6° , die, vom Keupergraben von Balbronn ausgehend, von Buntsandstein und Muschelkalk gebildet wird und auf der Hauptverwerfung von Wangenburg bis Eckartsweiler reicht.

Der allgemeine Befund, daß sich die westliche Hauptverwerfung an den meisten Stellen am ruhigsten verhält, während sich die vorgelagerten Brüche nach Osten zu lebhafter betätigen, scheint einiges Licht auf den Vorgang bei der Herausbildung jenes Geländes zu werfen. Demnach sollte man annehmen, die Bruchbildung sei zeitlich von Westen nach Osten derart fortgeschritten, daß die Westgrenze des versenkten Gebietes gleich beim ersten Male endgültig festgelegt wurde, worauf das Senkungsfeld in sich zerstückelte und zerbrach. Man hätte sich ja auch umgekehrt denken können, die Senkung habe im Scheitel des Gewölbes begonnen und immer weiter abgelegene Streifen folgeweise mitgerissen. Diesen Gedanken weiter zu verfolgen, dürfte sich wohl verlohnen.

Im weiteren Verlaufe bietet die Haardtspalte keine Besonderheiten. Hervorgehoben sei nur noch, daß an verschiedenen Stellen von Westen her Zungen mit Stärken $< 5^{\circ}$ über die Spalten hinweg gegen die Rheinebene vordringen; mit dieser Erscheinung werden wir uns an anderer Stelle beschäftigen.

Vogesen. Wenn auch aus dem Inneren der Vogesen infolge der dünnen Besiedelung, die zudem meistens an die Täler gebunden ist, nur dürftiges Beobachtungsmaterial vorliegt, so genügt es doch, um manche Einzelheiten zu zeigen.

Im allgemeinen nimmt in den Vogesen die Bebenstärke von Osten nach Westen ab, einmal infolge der wachsenden Epizentralentfernung, andererseits infolge des Seltenerwerdens von Störungen. Nur vereinzelt schieben sich von Osten her Zungen mit Bebenstärken $\geq 5^{\circ}$ über den Kamm vor, während umgekehrt vom Westen her oft umfangreiche von geringerer Bebenstärke herübergreifen. Im Süden fallen die Gebiete niedriger Bebenstärke mit alten Massiven zusammen, eine Erscheinung, die wir ja in den verschiedensten Gegenden des Gesamtschüttergebietes festgestellt haben. Hier tritt uns dies zuerst entgegen in den paläozoischen Grauwacken südlich des oberen Münstertales mit dem Lauchenkopf und dem Großen Belchen bis zum obern Dollertal. An zweiter Stelle kommt das Granitmassiv des Hohnack westlich Türkheim, und schließlich das Granitmassiv des Hoch-

fields mit den Urbeiser Gneisen, den Steiger und Weiler Schiefen sowie dem Bruchfeld des Weilertals, dessen westliche Randbrüche sich, soweit das spärliche Material eine Beurteilung zuläßt, recht ruhig verhalten haben. Sehr auffällig ist die von Ottrott—Urmatt bis nach Rosheim reichende Zunge geringer Bebenstärke, in der die zahlreichen Verwerfungen keinerlei Einfluß ausüben.

Auf dem Kamm und dem Westhang der Vogesen sind die Gebiete größerer Bebenstärke Ausnahmen und jedesmal die Folge ansprechender Brüche oder der Gesteinsbeschaffenheit. Genannt seien hier nachstehende Gebiete: Die Zungen von Dollern und Storkensauen—St. Amarin hängen mit dem Granithorst Welscher Belchen—Beersberg zusammen. Die Kerne St. Dié, Gérardmer und Wildenstein, sowie die Zunge Metzertal—Münster sind eine Folge von dünner Schicht von Flußalluvionen auf fester Unterlage, während infolge von Bruchfeldern die Stärke bei Schnierlach, Markkirch und in der Gegend von Raon l'Étape—Senones zunimmt. Eine ausgebreitete Zone mit Stärken von 5° und mehr erstreckt sich vom Oberlauf der Breusch bis Wisch gegen Nordwesten hin bis in die Gegend Vingsburg—Lörchingen. Geschieden ist sie von dem östlichen Gebiet höherer Stärke durch eine Zone $< 5^{\circ}$, die sich als schmaler Streifen von Rosheim—Ottrott gegen Nordwesten nach Schneckenbusch—Lörchingen—Lützelburg zieht und sowohl die zahlreichen Verwerfungen im südlichen Teil des Zaberner Beckens als auch einen Teil von denjenigen überquert, die am Westrande der Nordvogesen zwischen Alberschweiler—Lützelburg vorhanden sind. Diese Verteilung der Bebenstärken ist sehr auffällig und es fehlt hierfür einstweilen jegliche Erklärung. Die Stärkezunahme bei St. Quirin—Lettenbach ist Wirkung des Bruchfeldes. Westlich der durch Bebenstärken 6° ausgezeichneten Bruchfelder im Buntsandstein bei Pfalzburg—Dannelburg und bei Lützelstein—Grauftal—Eschburg verläuft in N—S-Richtung ein schmaler Streifen von Wellenkalk und Wellendolomit mit Bebenstärken unter 5° .

Haardt und Pfälzerwald. Wir folgen dem Vorgang von van Werveke, der die Vogesen etwa bei Zabern enden läßt und das nördlich folgende Sandsteingebirge mit dem pfälzischen Sandsteingebirge unter dem Namen Haardt vereinigt. Das ganze Gebirge von der Saar bis hinüber nach dem Rheintal erscheint als eine einheitliche, sonst nach Westen geneigte, aber steil nach dem Rheintal abfallende Platte. Außer, wie schon gesagt, auf den Randbrüchen zeigt das Innere der Haardt höhere Bebenstärken ($5\frac{1}{2}^{\circ}$, 6°) nur hoch im Norden bei Weidental—Leiningen; Brüche sind die

Ursache. Südwestlich hiervon, etwa vom Oberlauf des Speyerbaches an, erstreckt sich in fast meridionalem Verlauf bis in die Gegend von Muttershausen durch das Buntsandsteingebirge eine schmale Zone mit Bebenstärken unter 5° , die dadurch merkwürdig ist, daß sie im allgemeinen von den Bruchsystemen unabhängig ist. Nur an einer Stelle, bei Laubach, wo die Alluvionen des Saigerbaches den Schnittpunkt zweier Verwerfungen überlagern, steigt die Bebenstärke auf 5° an. Schließlich zieht von Muttershausen her noch eine große, gelappte Zunge geringer Bebenstärke über die Ingweiler Gegend vom Buntsandstein weit in das zerbrochene Juragebiet östlich Buchsweilers hinein.

Pfälzermulde. Das etwa durch die Städte Nancy—Saargemünd—Zweibrücken—Hochspeyer bezeichnete Muldentiefste dieses aus Triaschichten aufgebauten Tafellandes und der von Brüchen durchzogene östliche Muldenflügel, die Westabdachung des Gebirgslandes, sind in der Hauptsache durch Stärken $< 5^{\circ}$ ausgezeichnet. Nur in dem Gebiete westlich von Saarlouis, sowie zwischen Saargemünd und Zweibrücken findet ein Anstieg der Bebenstärke statt. Die von Saarunion südlich nach Saarburg verlaufende, mit diluvialen Kiesmassen erfüllte Senke der Saar tritt durch höhere Bebenstärken hervor, woran sich die Bruchgebiete östlich und nordöstlich von Finstingen schließen; auffällig ist die von Saarlouis westwärts verlaufende Zone $5\frac{1}{2}^{\circ}$ und 6° Holzingen—Diefenbach, der weiter südlich die Zone Wiebersweiler—Münster entspricht. Die Stärkezunahme bei Bitsch ist auf Gerölle, diejenige bei Holzingen—Lengelsheim wohl auf Brüche zurückzuführen.

Die ganze Gegend im weiten Umkreis von Kaiserslautern scheint sich trotz ausgedehnter Brüche ruhig verhalten zu haben; vermutlich weil die Brüche gut verheilt sind; sonst lägen wohl zahlreichere Beobachtungen von dorthier vor. Ruhig war auch der ungestörte Wellenkalk und Wellendolomit zwischen Zweibrücken und Pirmasenz. Weiter südlich blieben sowohl fast die ganzen westlichen Randbrüche des Buntsandsteingebietes als auch die Querbrüche in letzterem östlich Saareinsberg—Lichtenberg ruhig, von wo sich die schon besprochene Zunge von Ingweiler abzweigt.

In dem aus der Niederbronner Gegend nordwärts über Pirmasenz bis Hofstätten ziehenden Gebiet $\cong 5^{\circ}$ machen sich durch Zunahme der Bebenwirkungen bemerkbar sowohl die Flußalluvionen bei Bärenthal und Neunhofen—Dambach als auch der Schnittpunkt von Brüchen bei Wilgartswiesen.

Saarbrücker Steinkohlengebirge. Die Fortsetzung der bereits besprochenen Zone $\cong 5^\circ$ Saargemünd – Zweibrücken nach Nordwesten schließt das Saarbrücker Steinkohlengebirge ein und die Schichten des unteren Rotliegenden bis zur Linie Kusel – St. Wendel – Lebach – Beckingen. Trotz des tektonisch und stratigraphisch recht komplizierten Baues dieses Geländes ist die Verteilung der Bebenstärken eine recht einfache. Denn nur kräftige, an der Erdoberfläche aufgeschlossene Brüche machen sich durch Stärkezunahme bemerkbar, und auch diese bei weitem nicht alle. Dort, wo zwischen den verworfenen Schollen der Gesteinscharakter schnell wechselt, also in den Gebieten Dudweiler – Saarbrücken – Großblittersdorf – Ensheim einerseits, und Waldmohr – Wiesbach – Zweibrücken andererseits, ist die Bebenstärke höher als in den zwar gebrochenen, aber sonst einförmigen Tafeln des produktiven Karbons, Muschelkalks und Buntsandsteins. Die Zone Wiebelskirchen – Spießen mit 4° liegt ganz im produktiven Karbon.

Odenwald. Die recht einfache Verteilung der Bebenstärken zeigt weder im kristallinen Odenwald noch in dem von N – S streichenden Brüchen und Gräben durchzogenen Sandsteinodenwald irgendwelche Abhängigkeit von Gesteinsart und Tektonik. Ausnahmen hiervon finden sich nur an den Rändern, vor allen Dingen ganz ausgesprochen im Verlauf der Rheintalspalte. Auffällig mußte der Kern von 6° bei Miltenberg erscheinen, wofür es zunächst keine Erklärung gab; aber wie Reiss mitteilt, läuft in Miltenberg eine im Herbst 1924 festgestellte N – S-Störung aus, die etwa der Ostgrenze der Urgebirges bei Aschaffenburg entspricht.

Fränkisches Triasbecken. Fränkische Platte, Frankenhöhe und Steigerwald südlich des Main gehören einem einheitlichen mesozoischen Senkungsfelde an, das durch etwa 1000 m mächtige Sedimentanhäufungen nach Südosten hin allmählich ausgeebnet wurde. Bruchtektonik mit vielen horizontalen Rutschstreifen hat das ganze Gebiet in ein System von Schollen zerlegt; leider sind jedoch manche Brüche, die wir vielleicht zur Erklärung des seismischen Bildes gebrauchen könnten, noch nicht bekannt. Der Kern $\cong 6^\circ$ in der Gegend Großenholsheim – Buchen liegt über einem System sich kreuzender varistischer und herzynischer Brüche. Die bebenverstärkende Wirkung des Würzburger Bruches ist ohne weiteres ersichtlich. Im Gebiet der Kerne von 6° zwischen Nürnberg und Bamberg sind zwar Verwerfungen nicht bekannt. Jedoch dürfte es nicht ohne Bedeutung sein, daß sie sowohl in der Verlängerung des Würzburger Bruches als auch in derjenigen des

langgezogenen Fulda—Kissingen—Schweinfurter Spaltensystems liegen. Möglicherweise werden auch hier einmal mit der Zeit Störungen nachgewiesen. Westlich von Ansbach sind Störungen bekannt, die wenigstens zur teilweisen Erklärung des langgestreckten, in N—S-Richtung verlaufenden Rückens von 6° herangezogen werden können.

Fränkischer Jura. Über die Tektonik dieser aus jurassischen Gesteinen aufgebauten Platte wissen wir zu wenig, um eine Deutung des seismischen Bildes durchführen zu können; nur an ganz vereinzelten Stellen läßt sich dieser Versuch wagen. Von Bayreuth bis zum Oberlauf der Pegnitz erstreckt sich ein langgezogener Rücken verstärkter Bebenwirkung von 6°. Ihn lediglich auf die Wirkung der Alluvionen in den Flußtälern zurückführen zu wollen, erscheint kaum angängig zu sein, zumal er in der Fortsetzung der dem Thüringerwaldhorst vorgelagerten Fränkischen Brüche verläuft. An gewissen Stellen in der Umgebung des Nördlinger Ries gibt die bisher festgestellte Bruchtektonik einige Anhaltspunkte für die Erklärung der seismischen Stärkeverteilung.

Schwäbisch—Bayerisches Becken. Auf der Linie Schaffhausen—Ulm—Regensburg versinken die jurassischen Gesteine unter der miozänen Molasse, und es befindet sich zwischen dieser Linie sowie dem Bayerischen und Weinsberger Walde auf der einen Seite, den Alpen auf der anderen Seite eine varistisch streichende Mulde von gewaltiger Tiefe, die als miozäne Geosynklinale mit feinen Sanden aufgefüllt wurde; Moränenschotter, Torfe alter Eisseen und nasse Riedwiesen bedecken auf weite Strecken hin die Oberfläche. Bei der gewaltigen Mächtigkeit des hier angehäuften Lockermaterials, die in der Mitte mindestens 1½ km überschreitet, allerdings an den Rändern auskeilt, sollte man erwarten, daß die unbekannte Tektonik des alten Untergrundes im seismischen Bilde kaum zum Ausdruck gelangen kann; und doch zeigt dieses Bild Züge, die sich durch die Gesteinsbeschaffenheit an der Oberfläche wohl kaum erklären lassen.

Zur Not gelänge dies noch auf den von der Donau aus fingerförmig nach Süden weithin reichenden Zungen hoher Bebenstärken von 5°—7° in den wasserdurchtränkten Torfen und Schottern der Flußgebiete von Iller, Günz, Kemmlach und Mindel. Kaum anwendbar dürfte aber diese Erklärung sein für die von Regensburg nach Süden ziehende Zone von 5°, in der bei Landshut 6° erreicht werden, und für die breite Zone zu beiden Seiten des Inn nach seinem Austritt aus den Alpen. Reis vertritt auf Grund des seismischen Bildes

die Ansicht, daß der verdeckte varistische Untergrund des ganzen Molassebeckens zwischen Neuchâtel und Wien in tertiärer Zeit ein Bereich erhöhter tektonischer Bewegungen gewesen sei, wofür auch die neuzeitlichen Schollenbewegungen am Bodensee¹⁾ und die mit Horizontalbewegungen verbundenen Senkungen südöstlich von München, die der Münchener Geodät M. Schmidt²⁾ in langjährigen Arbeiten der bayerischen Landesvermessung hat feststellen können, ein beredter Ausdruck sind. Bemerkenswert erscheint auch die Zone von $< 5^{\circ}$ Bebenstärke südlich von Landshut bis zu den Alpen, die fast ein genaues Spiegelbild der nördlich davon gelegenen Zone höherer Bebenstärke ist; vielleicht läßt sie sich durch die Annahme erklären, daß hier die Mächtigkeit der den festen Boden verhüllenden Schotter eine so große ist, daß Dämpfung eintritt.

VIII. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und Versuch ihrer Erklärung.

Vom methodologischen Standpunkt aus betrachtet ist es von Bedeutung, daß die Ergebnisse unserer Untersuchung in der Praxis den Beweis für die Brauchbarkeit sowohl der zur Bestimmung der Bebenstärken verwendeten Skala als auch unseres darauf fußenden weiteren Arbeitsverfahrens erbracht hat. Die unvermeidlichen Fehler sind jedenfalls in solchen Grenzen geblieben, daß sie die Erkenntnis der gesuchten Zusammenhänge nicht gestört haben.

Nachstehend wollen wir die in den vorhergegangenen Abschnitten mit allen Einzelheiten dargestellten Ergebnisse unserer Untersuchung auf dem Gebiet der geologischen Erdbebenforschung kurz zusammenfassen und sie, soweit als möglich, zu erklären versuchen.

Einfluß der Tektonik auf die Größe des gesamten Schüttergebietes. Wohl das auffallendste Ergebnis unserer Untersuchung ist folgendes:

1) C. Regelman n: »Neuzeitliche Schollenverschiebungen der Erdkruste im Bodenseegebiet.« Bericht der 40. Versammlung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Lindau 1907.

2) Mehrere Arbeiten, erschienen seit 1919 in der Veröffentlichung der Bayer. Kommission der Internationalen Erdmessung und der math.-phys. Klasse der Bayer. Akademie der Wissenschaften. — Die geologische Deutung dieser Vorgänge ist versucht worden durch O. Reis, E. Kayser u. a. — Vergl. auch die kurze Zusammenfassung der unter 1) und 2) genannten Untersuchungen in A. Sieberg: »Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.« S. 230—231, Jena 1923.

1) Das Schüttergebiet des Erdbebens vom 16. November 1911 deckt sich in der Hauptsache mit der varistisch, also oberkarbonisch gefalteten Kernmasse Mitteleuropas, die nicht allein in den bekannten Rumpfgebirgen des varistischen Hochgebirgsbogens zutage tritt, sondern auch im versenkten Untergrunde der jüngeren Sedimentärlandschaften anzunehmen ist und in manchen Zentralmassiven der Alpen wiedererkannt wird. Vielleicht machen eine Ausnahme hiervon die Zungen des Schüttergebietes im Pobecken, von dessen Untergrund wir hinsichtlich seiner etwaigen varistischen Faltung nichts wissen.

Die Grenze des Schüttergebietes wird im Norddeutschen Tiefland von der Linie Flechtinger Höhenzug—Lausitzer Gebirge gebildet, an der der varistisch gefaltete Untergrund plötzlich abbricht und in großen Teufen endgültig verschwindet. Bei denjenigen Randgebieten, wo das Schüttergebiet Teile der varistischen Rumpfgebirge frei läßt, handelt es sich um solche, die bereits vorkarbonisch gefaltet worden waren, aber durch die varistische Faltung erneut zusammengestaucht und so ganz besonders versteift worden sind. Hierher gehören wahrscheinlich schon das Französische Zentralmassiv, dessen Uranlage vermutlich sehr alt ist, sowie das Pariser Becken, in dessen Tiefe v. Seidlitz einen vorkarbonischen Kern annehmen möchte. Sicher vorkarbonisch gefaltet waren aber Ardennen, Hohes Venn, Siegerland und Böhmisches Masse; letztere ist uralte angelegt, vielleicht schon algonkisch, und devonische Faltung ist nachgewiesen im moldanubischen Grenzgebiet bei Brünn, im „Moravischen Fenster“ von F. E. Sueß. Auch das Eulengebirge hat nach Bederke vorkarbonischen Bau, wahrscheinlich auch das Altvatergebirge. An den genannten vorkarbonischen Kernen sinkt die seismische Energie unter die Grenze der Fühlbarkeit für den Menschen, und nur diejenigen Teile werden in das makroseismische Schüttergebiet mit hineinbezogen, wo auf Brüchen, die ins Innere hineinziehen, die Bebenwirkungen Verstärkungen erfahren. Nicht so einfach zu übersehen sind die Verhältnisse in den Alpen. In den Ostalpen macht das Schüttergebiet halt ungefähr an dem Gebiet, das die Grazer Geologenschule als varistisch, Leuchs sogar als vorvaristisch ansieht. Für das in den Westalpen erschütterungsfrei gebliebene Mt. Blanc-Gebiet nimmt Alb. Heim eine innere Diskordanz an,

die älter als karbonisch, vielleicht sogar kaledonisch ist. Ob in den Französischen Alpen und in den südlichen Penninischen Alpen ähnliche Verhältnisse vorliegen, ist noch nicht untersucht worden.

2) Auch in den varistisch gefalteten deutschen Mittelgebirgen stecken ältere Kerne, die sich auf Grund der voraufgegangenen Feststellungen im seismischen Bilde durch geringere Bebenstärken herausheben müssen. Tatsächlich trifft dies zu für die mittleren Vogesen, den mittleren Schwarzwald (Deecke), den westlichen Hunsrück, den Taunus, den Spessart und den Frankenwald, in dem nach den neuesten, noch unveröffentlichten Untersuchungen von Deubel die gebirgsbildenden Bewegungen bis ins Silur zurückreichen. Im gleichen Sinne sind auch die Bebenstärken am Bayerischen und am Böhmischem Pfahl zu beurteilen.

3) Trotz der für europäische Verhältnisse ganz ungewöhnlichen Ausdehnung des makroseismischen Schüttergebietes mit einer größten Reichweite von 600 km, der eine mikroseismische Reichweite (3) von etwa 3500—4000 km entspricht, gehört das Beben bloß in die 3. der von mir aufgestellten Charakterklassen¹⁾ der Erdbeben, also zu den „Kleinbeben“. Dies liegt daran, daß, wie wir noch sehen werden, zahlreiche bedeutungsvolle Verwerfungen gewissermaßen zu „sekundären Bebenherden“ geworden sind, die ihrerseits eigene Wellenzüge aussandten. Dadurch wurde an manchen Stellen die Grenze des Gesamtschüttergebietes weit über diejenige Grenze hinausgetragen, die dem zum Epizentrum in der Schwäbischen Alb gehörigen „primären Schüttergebiet“ nach der Tiefenlage des Herdes und nach der darin entwickelten Energie zugekommen wäre. Die in den sekundären Herden ausgelösten Erschütterungen dürfen aber in diesem Falle nicht etwa als Relaisbeben aufgefaßt werden. Denn diese Herde sind noch innerhalb des makroseismischen Schüttergebietes des Primärherdes gelegen und haben sich in dem Augenblick betätigt, als die vom Epizentrum ausgesandten Oberflächenwellen dort eintrafen; es liegt also ein einziger, ununterbrochener, dem Huyghensschen Prinzip entsprechender Vorgang der Wellenausbreitung vom Epizentrum bis zur Grenze des Gesamtschüttergebietes vor.

1) A. Sieberg: „Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde“ S. 167.

4) In der Gesamtform des Schüttergebiets kommt gleichfalls das varistische SW—NO-Streichen der Gesteinsschichten, wie es teils an der Oberfläche beobachtet wird und teils im tieferen Untergrund vermutet werden muß, zum Ausdruck. Die größere, 1070 km lange Achse liegt in SW—NO-Richtung, also im varistischen Streichen, die kleinere, 570 km lange Achse senkrecht dazu, also in der NW—SO-Richtung. Ganz besonders ist es auffällig, wie in den Sudeten die Fortpflanzung der seismischen Energie das Umbiegen des Streichens mitmacht und dadurch in den Rücken des erschütterungslosen Böhmisches Kreidebeckens gelangt. Dieser Befund erhärtet die schon seit langem bekannte Tatsache (A. v. Lasaulx etwa 1870), daß sich die seismische Energie weit besser im Streichen der Gesteinsschichten fortpflanzt als senkrecht dazu.

Einfluß der Dislokationen auf die Bebenstärke überhaupt.

Wie ein Blick auf unsere beiden Isoleistenkarten lehrt, sind innerhalb des Schüttergebietes Brüche und Verwerfungen aller Art sehr zahlreich und fast sämtlich mit dem seismischen Bilde aufs deutlichste verknüpft. Eine Untersuchung der Zusammenhänge ergibt folgendes:

5) Die Brüche und Verwerfungen wirken in der überwiegenden Mehrzahl bebenverstärkend, sei es in ihrer ganzen Ausdehnung, sei es, namentlich bei weit hinziehenden, in mehr oder minder zahlreichen Einzelabschnitten, der durch Abschnitte normaler Bebenstärke voneinander getrennt sind. Auffällig bebenverstärkend wirken oftmals die Schnittpunkte von Brüchen und Verwerfungen.

Für diese Erscheinung gibt es meines Erachtens nur eine Erklärung. Unverheilte Brüche sind schwache Stellen der Erdhaut. In ganz besonders hohem Maße gilt dies selbstverständlich von den jüngsten, tertiären oder sogar diluvialen Verwerfungen, oder von solchen alt angelegten, die später wieder aufgelebt sind. Deshalb können an ihnen die Spannungen nicht so hoch anwachsen wie in den benachbarten unebrochenen Felsschollen. Treffen Erdbebenwellen genügender Stärke auf Bruchdislokationen, dann können die damit verknüpften Gleichgewichtsstörungen dazu hinreichen, hier oder dort Spannungen vorzeitig und plötzlich zur Reife zu bringen, was mit Auslösung neuer seismischer Energie, also mit Verstärkung der vorhandenen verknüpft ist. In diesem Falle wirken also die im makroseismischen Schüttergebiet gelegenen Bruchdislokationen gewissermaßen als „sekundäre Bebenherde.“ Für die Spannungsauslösung

dürften unter den obwaltenden Umständen wohl nur die Oberflächenwellen in Betracht kommen, die ja erfahrungsgemäß wenigstens in größeren Epizentralentfernungen die makroseismischen Erscheinungen hervorrufen; denn mit wachsender Epizentralentfernung verlieren die langperiodischen Oberflächenwellen viel langsamer an Energie als die Raumwellen, da die schnelleren Schwingungen stärker gedämpft werden. Infolgedessen können es lediglich die ganz oberflächennahen Teile der Verwerfung sein, in denen Spannungsauslösung auftritt, wobei noch weiter verstärkend Massenumlagerungen im Hangenden zu wirken vermögen. Letzteres gilt ganz besonders für Bruchdislokationen, die unter den Alluvionen von Flußläufen in Talböden verborgen sind.

Eine Frage, die O. M. Reis in einer brieflichen Mitteilung angeschnitten hat, möchte ich der allgemeinen Kenntnis nicht vorenthalten, ohne aber selbst Stellung dazu zu nehmen. Reis ist es aufgefallen, daß sich im seismischen Bilde Süddeutschlands Zonen verstärkter Bebenwirkung hervorheben, die ganz auffällig in der „rheinischen“ N—S-Richtung angeordnet sind, also parallel der permo-karbonischen Uranlage des tertiären Grabenbruches der Ober-rheinischen Tiefebene verlaufen. Es sind dies einmal die Zone Konstanz—Rauhe Alb—Tübingen—Stuttgart—Heilbronn—Miltenberg, ferner die westlich von Ansbach am Nördlinger Ries vorbei über Günzburg bis Ottobeuren reichende Zone und schließlich die Zone Regensburg—Landshut. Seiner Ansicht nach weisen sie »sicher auf ältere tektonische Linien im Untergrunde hin, die in der Triasbedeckung von zahlreichen NW—SO-Störungen überkreuzt sind.« W. v. Seidlitz nimmt an, diese alten rheinischen Brüche seien im varistischen Untergrunde entstanden, als zwischen Vogesen und Böhmischer Masse das gewaltige Schwäbisch-Fränkische Becken in die Tiefe sank. Von diesen Brüchen ist die permo-karbonische Uranlage des Rheintalgrabens in tertiärer Zeit wieder aufgelebt und tritt infolgedessen auch orographisch in die Erscheinung.

6) Die Grenzisoseiste fällt in manchen Gegenden mit Verwerfungen zusammen, meistens mit solchen, die Gebiete stark ausgeprägter Unterschiede in Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit gegeneinander abgrenzen. Soweit die Spärlichkeit der Beobachtungsorte in jenen Gegenden überhaupt einen Schluß zuläßt, scheint dieses Zusammenfallen eher darauf zurückzuführen zu sein, daß sich die Energie auf den Randbrüchen noch einmal genügend verstärkt, um für den Menschen

fühlbare Wirkungen hervorzurufen, als daß die Trennungsfläche des Bruches den letzten Rest fühlbarer Energie absorbiert.

7) Auch für einzelne Gegenden im Innern des Schüttergebietes lag die Annahme nahe, Verwerfungen hätten seismischen Schatten geworfen, indem sie einen Teil der Energie verschluckt hätten. Brechungen und Reflexionen der Erdbebenstrahlen an den beiden Kluftwänden spannungsarmer Brüche, bedingt durch Art und Material der Kluftausfüllung, vermöchten ja theoretisch das Auftreten seismischen Schattens zu erklären. Aber in der Praxis ließ sich ein zwingender Beweis hierfür nicht erbringen. Solange dies aber nicht gelingt, fehlen auch die Stützen für die sonst plausible Überlegung Deekes, aus dem Grade der Schattenwirkung ließen sich die relativen Tiefen ableiten, bis zu denen benachbarte Verwerfungen hinabreichen.

8) Auf Grund von wenigen Fällen, die infolge von spärlichem Beobachtungsmaterial schwer zu übersehen sind, neigt man der Ansicht zu, die Richtung des Bruches zu derjenigen des Stoßstrahls habe auf die Weiterleitung der Bebenenergie einen Einfluß; beim Streichen des Bruches in oder nahezu in der Stoßrichtung solle Verstärkung der Bebenwirkung erfolgen, während quer zur Stoßrichtung verlaufende Brüche seismischen Schatten würfen. Auch hierfür lassen sich bei unserem Beben sicher belegte Beispiele nicht auffinden.

9) Ganz auffällig verhalten sich Überschiebungen und abgeglittene Deckschollen zur Weiterleitung der seismischen Energie, wenigstens in den schwach erschütterten Randgebieten. Es scheint, daß die Weiterleitung auf das Liegende der überschobenen Scholle beschränkt bleibt, und in diese nicht übertritt, vermutlich weil in solchen Fällen die weit ausge dehnte Kluftfläche im Verein mit anders gerichtetem Streichen und auch oft grundverschiedenem Gesteinsmaterial stark absorbierend wirkt.

Die unter 6)–9) behandelten Fragen erscheinen durchaus noch nicht spruchreif; sie in geeigneteren Fällen weiter zu verfolgen ist sicherlich eine lohnende Zukunftsaufgabe.

Einfluß von Gesteinsart und Verwitterung auf die Bebenstärke. In dieser Hinsicht haben unsere Untersuchungen nichts wesentlich Neues ergeben, vor allem nichts, was nicht schon seit unserer ersten vorläufigen Mitteilung über das Beben und auch schon

früher bekannt gewesen wäre. Nur wirken manche unter den im ersten und zweiten Abschnitt aufgeführten Fällen besonders überzeugend.

Ganz allgemein gilt bekanntlich die Regel, die Bebenwirkungen seien um so geringfügiger, je verbandsfester das Gestein ist. Denn in den verbandsfesten Gesteinen kommen lediglich die elastischen Erschütterungen zur Geltung, während in den lockeren, wozu auch die Verwitterungsprodukte der festen gehören, häufig gravitationale Massenverlagerungen in der Form von Sackungen und Rutschungen hinzutreten, die durch die seismischen Wellen ausgelöst werden. In großen Zügen pflegen Elastizität und Verbandsfestigkeit um so größer zu sein, je höher das geologische Alter des Gesteins ist; experimentelle Versuche haben diese Erfahrungstatsache bestätigt. Diese allgemeinen Erfahrungen finden auch bei unserem Beben im einzelnen ihre Bestätigung.

10) Am reinsten, ohne nennenswerte Verstärkung, treten die Bebenwirkungen auf in vollkristallinen Gesteinen, also in vulkanischen Gesteinen, in kristallinen Schiefen sowie in massiven Bänken von dichtem Kalkstein und Dolomit, jedoch unter der Voraussetzung, daß sich das Gestein in frischem, unzersetztem Zustande befindet. Wenn aber der gewachsene Fels mit einer mehr oder minder mächtigen Schicht von bröckeligem Verwitterungsgrus bedeckt ist, oder wenn der Kalk schlottenreich, d. i. von Hohlräumen durchzogen ist oder gar in dünnen Bänkchen mit Tonen und Letten wechsellagert, dann tritt erhebliche Verstärkung der Bebenwirkung ein.

11) Eine mittlere Stellung nehmen Sandsteine, Konglomerate und Brekzien ein, weil sie leicht verwittern.

12) Sehr stark fälschen Lockerböden die Bebenstärke, und zwar wirken sie unter der Voraussetzung, daß sie trocken sind, je nach der Mächtigkeit entweder verstärkend oder abschwächend. Hierher gehören neben den bereits genannten Verwitterungsdecken die wenig widerstandsfähigen Tuffböden, Tone, Mergel, Sandböden, die alluvialen Flußablagerungen und Schuttkegel, sowie auch vor allen Dingen künstlich aufgeschütteter Baugrund.

Ganz besonders verstärkt werden die Bebenwirkungen dort, wo Lockerböden in dünner Schicht festem Felsgestein aufruhe, z. B. auf den begrabenen Randstaffeln des Rheintalgrabens oder dort, wo die schwäbisch-fränkische Juraplatte unter das Molassebecken

hinabtaucht. Zur Erklärung dieser Erscheinung läßt sich das Prinzip heranziehen, das dem bekannten Versuch zur Erzeugung der Chladnischen Klangfiguren zugrunde liegt. Hingegen wirken Lockermassen in großer Mächtigkeit sehr stark dämpfend, wie wir es vor allem im Norddeutschen Tieflande, in der Westfälischen Bucht und im Pobecken deutlich beobachten können.

13) Am meisten verstärkt Wasserführung in Lockerböden die Bebenwirkungen, so daß zu den gefährlichsten Untergründen Moorböden, verlandete Seen, Marschböden, Seeufer, Flußniederungen und sonstige Schwemmböden gehören.

Für die hochgradige Verstärkung der Bebenwirkungen in derartigen Böden wirkt der Umstand ausschlaggebend, daß das im Wasser gleichsam schwimmende Lockermaterial eine viel größere Beweglichkeit besitzt, als es im trockenen Zustande hat. Auf Grund von I. F. Rogers Versuchen gibt H. F. Reid¹⁾ folgende theorethische Erklärung hierfür: Wenn elastische Wellen aus der harten Felsunterlage in wasserhaltigen Boden übertreten, werden sie infolge der verringerten Geschwindigkeit aufwärts gebrochen, wobei je nach dem Brechungswinkel größere Amplituden entstehen können, als sie die Welle im Fels besaß. Wiederholte Reflexion der Wellen an beiden Grenzflächen bedingt erneute Vergrößerung der Amplituden. So entstehen dann im Alluvialboden Oberflächenwellen besonders starker Ausbildung. Außerdem wechselt die elastische Beschaffenheit des wenig kohärenten Materials meistens schon in kurzen Abständen, so daß die Bewegung benachbarter Punkte ganz verschieden ausfällt. Gerade diese Ungleichheit in der Bewegung ruft an Bauwerken ärgere Beschädigungen hervor als die reine Vergrößerung der Amplitude.

Scheinbare und wahre Bebenstärke, Untergrundskoeffizienten. Anhaltspunkte für eine Bestimmung der örtlichen Bebenstärke bieten uns bekanntlich die Wirkungen an der Erdoberfläche. Letztere werden aber, wie gezeigt worden ist, in ganz erheblichem Umfange durch Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit des Untergrunds beeinflußt. In dieser Hinsicht bleibt es sogar belanglos, ob die Bebenstärke vom Menschen geschätzt oder instrumentell gemessen wird. Um zu einem unverfälschten Bild von der Ausbreitung der seismischen Energie über die Erdoberfläche zu ge-

1) H. F. Reid: »The Mechanics of the Earthquake.« Bd. II von The Californian Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission, Washington D. C. 1910.

langen, müßte demnach der Einfluß der Bodenbeschaffenheit ausgeschaltet und alles auf ein Normalgestein in ungestörter Lagerung bezogen werden. Mithin haben wir zwischen zweierlei Größen der örtlichen Bebenstärke zu unterscheiden:

Die scheinbare Bebenstärke ergibt sich unmittelbar aus den beobachteten Bebenwirkungen. Sie ist das Endergebnis aller Einflüsse, die auf die Bebenenergie umformend eingewirkt haben. Diese Einflüsse kommen aber in einer vergleichsweise sehr dünnen, unmittelbar an die Erdoberfläche anschließenden Schicht zur Geltung, und zwar nicht allein erheblich, sondern vor allem auch ungleichartig, d. h. teils in Verstärkungen, teils in Abschwächungen; infolgedessen verfälschen sie gewissermaßen das Bild von der normalen Ausbreitung der Erdbebenenergie.

Die wahre Bebenstärke ist hingegen der reine, unverfälschte Ausdruck für die Bebenstärke, wie sie in einem einheitlichen, ungestörten, vollkristallinen Grundgebirgsgestein in der betreffenden Hypozentralentfernung auftreten würde. Sie bleibt also nach Abzug der umformenden Wirkung übrig, welche die oberflächliche Lokalgeologie hervorruft und für die der Untergrundkoeffizient Zahlenwerte gibt.

Schon die Kenntnis der scheinbaren Bebenstärke, wie sie in den bisherigen Isoleistenkarten zur Darstellung kommt, hat sich als ein wertvolles Hilfsmittel der Erdbebenforschung erwiesen, das in manchen Fällen, namentlich wo es sich um geologische, tektonische und praktische Fragen handelt, unentbehrlich ist. Aber für alle theoretischen Fragen, die mit der Fortpflanzung der Erdbebenenergie zusammenhängen, kommt nur die wahre Bebenstärke in Frage. So leuchtet es ohne weiteres ein, daß Isoleistenkarten der wahren Bebenstärke, die etwa den „abgedeckten“ geologischen Karten entsprechen, die praktische Lösung mancher Probleme auf eine ganz andere Grundlage als bisher stellen würden; angedeutet seien nur die makroseismische Bestimmung der Herdtiefe (v. Kövesligethy-Jánosi-Inglada), die Epizentralbestimmung, die Ableitung der Gestalt des Bebenherdes aus den inneren Isoleisten, die Schätzung der Arbeitsleistung und dergleichen. Ob sich aber Mittel und Wege finden lassen werden, genügend zuverlässige und brauchbare Isoleistenkarten der wahren Bodenbewegungen zu zeichnen, erscheint einstweilen noch fraglich; wenigstens ist es mir für unser Beben noch nicht gelungen. Der Einfluß von Dislokationen läßt sich selbstverständlich überhaupt nicht in Rechnung stellen.

Immerhin wird ein Mittel, um für einzelne Gegenden und für gewisse Bodenarten wenigstens der ungefähren Größenordnung nach aus der scheinbaren die wahre Bebenstärke abzuleiten, geboten durch Berechnungen von Untergrundskoeffizienten; dieser Koeffizient soll angeben, wieviel mal kräftiger die größte Beschleunigung eines Erdbebens in irgendeinem Gestein auftritt, als es unter sonst gleichen Bedingungen in solidem, vollkristallinem Fels der Fall sein würde. Die Einführung des Untergrundskoeffizienten in die Erdbebenforschung durch H. F. Reid geht auf eine Anregung von A. C. Lawson zurück.

Beispiele für die Beziehungen zwischen scheinbarer und wahrer Bebenstärke sowie Untergrundskoeffizienten.

Bodenart	Untergrundskoeffizient	Scheinbare Bebenstärke		Wahre Bebenstärke		Ort	
		Grad Mercalli	mm/sec ²	Grad Mercalli	mm/sec ²		
Seeufer	7	7 ¹ / ₂	175	5	25	Altnau	
„	5	8	250	6	50	Konstanz	
Flußalluvium	4	7	100	5	25	Riedlingen	
„ auf Kalkstein	2 ¹ / ₂	7	100	5 ¹ / ₂	40	Wurmlingen	
„ „ Molasse	3	6 ¹ / ₂	75	5	25	Ebershausen	
„ „ Mergel u. Ton	3	6 ¹ / ₂	75	5	25	Göppingen	
Torf auf Kalkstein . . .	2 ¹ / ₂	8	250	7	100	Ebingen	
Ehemaliger vertorfte	}	7	7 ¹ / ₂	5	25	Buchau	
Seeboden		4	7	100	5	25	Frauenfeld
		3	6 ¹ / ₂	75	5	25	Saulgau
Molasse dünn auf Kalkstein	4	7	100	5	25	Erbach	
„ „ „ Sandstein	4	7	100	5	25	Meßkirch	
Molasse tief	1 ¹ / ₂	5 ¹ / ₂	40	5	25	Göhrenberg	
Junge Moräne auf Molasse	4	7	100	5	25	Wyl	
Lößlehm auf Schotter . .	4	7	100	5	25	Burgrieden	
Lehm und Sand auf Kies	2	6	50	5	25	Sufflenheim	
Schotter	2	6	50	5	25	Mengen	

In vorstehender Tabelle sind einige Untergrundskoeffizienten für unser Beben abgeleitet, so gut es das mir zu Gebote stehende Kartenmaterial gestattete. Selbstverständlich konnten hierfür nur solche Gegenden herangezogen werden, in denen der Einfluß von Dislokationen nicht nachweisbar ist. Da zeigt sich denn vor allem, in wie hohem Maße rezente Seeufer sowie die alten, vielfach vertorfte und vermoorte Seeböden, namentlich diejenigen aus der Eiszeit, die Bebenwirkung erhöhen: Untergrundskoeffizient 3—7.

Wider Erwarten gering ist die verstärkende Wirkung des alluvialen Schwemmlandbodens in Flußtälern mit Untergrundskoeffizienten $2\frac{1}{2}$ —3. Als noch etwas höher, Untergrundskoeffizient 4, erweist sich die Verstärkung durch Moränen und sonstige Schotter, wenn sie in dünner Schicht festem Gestein aufruhcn; aber wenn sie tiefgründiger sind, haben sie den niedrigsten Untergrundskoeffizienten 2 — $1\frac{1}{2}$, um bei großer Mächtigkeit sogar dämpfend zu wirken. Bei niedrigen Bebenstärken, in größerer Epizentralentfernung, verringern sich die Untergrundskoeffizienten gleicher Gesteine unter sonst gleichen Verhältnissen.

Dritter Abschnitt.

Zur Theorie des Erdbebens.

Von A. Sieberg.

Eine der wichtigsten Aufgaben der Erdbebenforschung, die einstweilen noch der Makroseismik allein vorbehalten bleibt, ist die Ermittlung der Entstehungsursachen der Erdbeben. Trotzdem gibt es unter den bis jetzt zahlreich vorliegenden Untersuchungen einzelner Erdbeben nur wenige, die allgemein die Entstehungsart des Bebens zu beurteilen erlauben, und nur ganz vereinzelt, die darüber hinaus die geologische Störungsstelle nach Lage und Art, sowie den Bewegungsvorgang hinlänglich genau festzulegen vermögen. Dies liegt an der Unzulänglichkeit teils des makroseismischen Beobachtungsmaterials, teils der lokalgeologischen Aufnahmen und auch der früher zu Gebote stehenden Untersuchungsmethoden. Allgemeingültige Regeln für den Gang einer solchen Untersuchung gibt es nicht. Vielmehr handelt es sich darum, Erfahrungstatsachen und theoretische Erwägungen mancherlei Art sinngemäß auf den einzelnen Fall anzuwenden. Dabei muß noch berücksichtigt werden, daß manches, das gerade hierfür von ausschlaggebender Bedeutung ist, in den Fachkreisen verschiedenartig ausgelegt zu werden pflegt. Die hier zu Grunde liegende Auffassung ist ausführlich entwickelt und begründet in Kapitel 18 und 19 meiner Erdbebenkunde¹⁾; namentlich

1) A. Sieberg: »Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.« Mit Beiträgen von B. Gutenberg. Jena 1923.

wird dort gezeigt, wie das Bild der Isoseisten im Epizentralgebiet Schlüsse auf die punktähnliche, linienähnliche, flächenhafte oder körperhafte Gestalt sowie auf die Größe des unterirdischen Bebenherdes zu ziehen gestattet, und weshalb selbst dann die Annahme eines punktförmigen Hypozentrums und damit auch Epizentrums berechtigt ist, wenn eine Hunderte von Kilometern lange Spalte oder eine Scholle von vielen Quadratkilometern Oberfläche den Bebenherd bildet.

IX. Das Epizentrum.

Wie bereits S. 11 erwähnt worden ist, erwies es sich als unmöglich, auf Grund der ersten Nachrichten über das Beben makroseismisch eine sichere Entscheidung über die Lage seines Ausgangsgebietes zu treffen. Glücklicherweise kam aber mit der Zeit ein Beobachtungsmaterial zusammen, das für die Lösung dieser wichtigen Frage Gewähr leistete.

Geschichtlicher Rückblick. Am besten erhellen die Schwierigkeiten, die sich der makroseismischen Festlegung des Epizentralgebietes zunächst noch entgegenstellten, aus den der Vollständigkeit halber hier mitgeteilten Ansichten der ersten Bearbeiter unseres Bebens, die allerdings über ein Dutzend Jahre zurückliegen und heute, zum Teil wenigstens, sicherlich anders lauten würden.

Diejenigen Forscher, die das Epizentralgebiet südlich der Bodenseelinie suchten, waren am weitesten von der Wirklichkeit abgekommen. Unter ihnen glaubte R. Lang (7) Gründe zur Annahme zu haben, das Beben sei von den Alpen ausgegangen. Auch C. Regelmann (12) hielt die unter Zusammenpressung der Schweizerisch—Oberschwäbischen Mulde gegen Nordwesten vorrückenden Falten der Alpen für den Bebenherd, wobei die anbrandenden Erdbebenwellen an den schwachen Stellen einerseits des Bodenseegrabens und andererseits der von ihm vermuteten Verwerfungslinie Sigmaringen—Ebingen—Balingen—Dornstetten in der Rauhen Alb je ein pleistoseistes Gebiet geschaffen hätten. W. Deecke (11) schloß aus der Gesamtheit der ihm vorliegenden Bebenberichte, es sei durchaus unwahrscheinlich, daß die Bewegungen von einem etwa im Bodenseegebiet oder bei Ebingen oder zwischen beiden Gebieten gelegenen Epizentrum hätten herkommen können. Er meinte, man habe eine Hauptschütterung gehabt, die im Süden, im Schweizer Molasseland, ihren Ursprung genommen hätte. Hierdurch ausgelöst oder fast gleichzeitig mit ihr habe eine zweite Erschütterung stattgefunden, die von Ebingen aus erfolgte. Ferner

vermutete die erste, unmittelbar nach dem Erdbeben von der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. Els. an die Tagespresse ausgegebene Mitteilung das Epizentrum gleichfalls in jener Gegend, nämlich südöstlich vom Bodensee. R. Michael (9) bevorzugte die Auffassung, es handle sich um die Bewegung einer ausgedehnten Erdkrustenscholle, deren Längsachse sich vielleicht parallel zu den ost-westlich streichenden Gebirgsketten der Alpen erstreckt hätte. Im Bereich der Rauhen Alb könnten seiner Ansicht nach die besonderen geologischen Verhältnisse des Kalkgebirges, nämlich die durch Wasserwirkung namentlich aus Gips- und Salzstöcken der Trias geschaffenen Hohlräume und ihr Zusammenbruch, auch bei schwächeren Erdbewegungen die stärkeren Wirkungen an der Erdoberfläche verständlich machen.

Hingegen war W. Salomon (18) der Meinung, daß als Epizentralgebiet neben dem Bodenseegebiet nur noch die Gegend von Ebingen—Hechingen—Tübingen in Frage kommen könne. Wenn er auch die Möglichkeit eines Zwillingsbebens nicht für ausgeschlossen hielt, so bevorzugte er doch zunächst den Grabenbruch des Bodensees. In einem bei der Korrektur vorgenommenen Nachtrage kam er jedoch zu folgendem wichtigen Schluß: »Seit der Absendung des Manuskripts ist in Balingen—Ebingen—Hechingen eine so große Anzahl von starken und schwachen Nachbeben bei ruhigem Verhalten des Bodenseegebietes erfolgt, daß man die Neigung bekommen könnte, doch eher das Württembergische Gebiet als Epizentrum anzusehen.« Damit hatte er als erster den wahren Sachverhalt geahnt.

Erst das umfangreiche Nachrichtenmaterial der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. Els., das in der Hauptsache bereits der vorläufigen Bearbeitung des Bebens durch Lais und Sieberg (6) zugrunde gelegt werden konnte, ermöglichte mit Sicherheit die makroseismische Lösung der Frage nach der Lage des Epizentrums. Es ergab sich, daß das Epizentralgebiet in der Rauhen Alb gelegen haben mußte, und zwar in der Gegend etwa zwischen Ebingen, Balingen und Hechingen. Als punktförmiges Epizentrum in diesem Epizentralgebiet wurde einstweilen das Dorf Pfeffingen mit den Koordinaten $\varphi = 48^{\circ} 15' N$ und $\lambda = 8^{\circ} 57' \text{ östl. Greenw.} \pm 15 \text{ km}$ angenommen. Mit diesem makroseismischen Ergebnis stehen, wie wir sehen werden, die auf mikroseismischem Wege von B. Galitzin¹⁾, B. Gutenberg (3), A. und S. Mohoro-

1) B. Galitzin: Zur Frage der Bestimmung der Herdtiefe eines Bebens

vičić¹⁾, G. Reutlinger (13) und C. Zeißig (27) gefundenen Koordinaten des Epizentrums in mehr oder minder befriedigender Übereinstimmung.

Lage des Epizentralgebietes. Die Überlegungen, die Lais und mich bereits im Jahre 1912 bei der Lagebestimmung des Epizentrums geleitet hatten und die auch heute noch ihre Gültigkeit besitzen, sind folgende:

Bevor man bei unserm Beben die Verhältnisse genau genug zu überschauen vermochte, hatte man die Auswahl zwischen zwei oder gar drei Gebieten, in denen die Bebenstärke 7° erreichte oder gar überschritt. Bei näherem Zusehen ergab sich aber zunächst, daß das pleistoseiste Gebiet um den Bodensee herum ohne weiteres ausscheiden muß. Denn einmal sind hier die starken Bebenwirkungen eine Folge hoher Untergrundkoeffizienten, wie sie den schwankenden Moor- und wasserdurchtränkten Kiesgründen zukommen, die den alten Seeboden des zur Diluvialzeit erheblich größeren Bodensees bezeichnen; außerdem zeigt sich auf der Ostseite des Überlinger Seearmes und bei Stockach der verstärkende Einfluß von Verwerfungen. Fernerhin muß ausscheiden das sehr stark erschütterte Gebiet an der Donau bei Sigmaringen—Meßkirch—Friedingen, weil hier die Verhältnisse kaum anders liegen. Denn hier handelt es sich um die verstärkenden Wirkungen von Flußalluvionen, eines alten verlandeten Donausees bei Vilsingen, von wasserhaltigen eiszeitlichen Ablagerungen auf dem Südrande der untertauchenden Jurakalke, sowie von Brüchen²⁾ in der sigmaringer Gegend und im Untergrunde des Ablachtales bei Meßkirch. Zudem schließen sich im Norden hieran Kalksteingebiete, die in ganz auffälliger Weise schwächer erschüttert sind.

Als Epizentralgebiet im weitesten Sinne bleibt uns jetzt nur noch die ausgedehnte und zusammenhängende Fläche sehr starker Erschütterung, mit zerstörenden Wirkungen übrig, die nördlich hiervon in der Rauhen Alb liegt. Zunächst könnte man etwa an den von der Isoseiste 7° umschlossenen Landstrich zwischen Hechingen im

und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen in den oberen Erdschichten.« Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg 1912.

1) S. Mohorovičić: »Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe eines Bebens von der Entfernung des Inflexionspunktes der primären Laufzeitkurve.« Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XIII, Leipzig 1913.

2) Nach brieflicher Mitteilung von C. Regelman aus dem Jahre 1912; Näheres siehe (6), S. 203.

Norden, Trochtelfingen im Osten, Schwenningen—Spaichingen im Süden und Bickelsberg im Westen denken; seine N—S-Achse mißt etwa 30 km, seine O—W-Achse etwa 50 km, wenn man von den Zungen und Einbuchtungen absieht. Hier wird der Boden in der Hauptsache aus anstehenden bzw. nur mit verhältnismäßig dünner Lehm- oder Schuttdecke überzogenen Jurakalken gebildet, deren niedrige Untergrundscoeffizienten die Bebenstärke nur wenig verändert zum Ausdruck bringen, sowie von Tonen und Mergeln des Dogger und Lias. Die darin gelegenen Flächen, Rücken und Kerne mit Bebenstärken von $7\frac{1}{2}^{\circ}$ und 8° sind größtenteils die Folge von Verwerfungen.

Da uns daran liegt, die geologische Störungsstelle zu ermitteln, in der das Beben entstanden ist, müssen wir versuchen, innerhalb dieser weiten Fläche das Epizentralgebiet enger zu umgrenzen. Ganz von selbst werden wir auf jene mitten darin gelegenen Landstriche¹⁾ hingewiesen, in denen die Bebenstärken den höchsten Grad, nämlich $7\frac{1}{2}^{\circ}$ und 8° erreichten, und die sich durch ihre Ausdehnung von jenen ringsherum verstreuten Kernen unterscheiden, deren Kleinheit zu erkennen gibt, daß sie lediglich die Folge örtlicher, die Bebenwirkung verstärkender Untergrundsverhältnisse sind. Demzufolge betrachten wir als **das eigentliche Epizentralgebiet des mitteleuropäischen Erdbebens vom 16. November 1911 die zwischen dem Oberlauf von Eyach und Starzel gelegene Hochfläche der Rauhen Alb, deren Grenzen etwa gebildet werden durch die Ortschaften Balingen—Lautlingen—Ebingen—Bitz—Hechingen—Steinhofen—Balingen.** Innerhalb dieser pleistoseisten Zone, die sich ziemlich mit der als „Westliche Hohenzollernalb“ bezeichneten Landschaft deckt, liegt ein schwächer erschüttertes Gebiet mit Bebenstärken, die im allgemeinen 7° betragen, bei Stochenhausen auf $6\frac{1}{2}^{\circ}$ und bei Burgfelden sogar auf 5° heruntergehen. Für unsere Annahme sprechen außer dem seismischen Bilde noch der erst im letzten Jahrzehnt bekannt gewordene tektonische Bau dieses Landstriches und der Umstand, daß ausschließlich hier der Schauplatz sowohl der Vorbeben als auch der zahlreichen auf den Hauptstoß folgendem Nachbeben¹⁾ gewesen ist.

1) Über ihre Tektonik war 1912 noch so gut wie gar nichts bekannt, so daß uns nur das seismische Bild leiten konnte und nicht etwa eine vorgefaßt Meinung.

2) Die geplante Untersuchung der Vor- und Nachbeben muß unterbleiben, da das von der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung gesammelte Beob-

Für die geologische Deutung des Erdbebens reicht die vorstehende Festlegung der Epizentralfläche mit Seitenlängen von rund 10—15 km vollständig aus.

Wenn wir trotzdem darin ein punktförmiges¹⁾ Epizentrum als ungefähren Referenzpunkt haben wollen, so können wir ihn in Ermangelung genauerer Anhaltspunkte nur in die Gegend des geometrischen Schwerpunktes dieser Fläche verlegen. Somit finden wir jetzt als makroseismisch ermitteltes

Epizentrum $\lambda = 8^{\circ} 58'$ östl. Gr. $\varphi = 48^{\circ} 17' N \pm 5 \text{ km}$ ²⁾

das mitten zwischen den Ortschaften Pfeffingen und Onstmettingen in der Rauhen Haide beim Zitterhof gelegen ist. Sein Abstand vom 1912 ermittelten Epizentrum beträgt 3 km, d. h. praktisch sind beide Epizentren identisch.

Auch fast alle mikroseismisch aus den Seismometeraufzeichnungen errechneten Epizentren stehen, wie folgende Zusammenstellung zeigt, mit den makroseismisch gefundenen rein zahlenmäßig in guter Übereinstimmung, ein Zeichen für die Genauigkeit der mikroseismischen Methode, sobald das Epizentrum inmitten von einwandfrei ausgerüsteten und bedienten Seismometerstationen gelegen ist. Nur das Galitzinsche Epizentrum, das sich bloß auf 4 Stationen stützt, fällt ganz aus dem Rahmen heraus, und zwar auf den Südrand des Jura bei Riedlingen, nordöstlich von Sigmaringen.

Die mikroseismisch berechneten Epizentren.

Berechnet von	Geographische Koordinaten		Abstand von	
	λ	φ	dem makroseismischen Epizentrum	Gutenbergs Epizentrum
A. und S. Mohorovičić	$9^{\circ} 2'$ östl. Gr.	$48^{\circ} 20' N.$	8 km nach NNO	$3\frac{1}{2}$ km nach W
B. Gutenberg	$9^{\circ} 5' \pm 2\frac{1}{2}'$	$48^{\circ} 20' \pm 3'$	10 „ „ NO	0
S. Reutlinger	$9^{\circ} 6'$	$48^{\circ} 14'$	11 „ „ OSO	11 „ „ SSO
C. Zeißig	$9^{\circ} 6'$	$48^{\circ} 14'$	11 „ „ OSO	11 „ „ SSO
A. v. Schmidt	$9^{\circ} 10'$	$48^{\circ} 16'$	14 „ „ O	10 „ „ SO
B. Galitzin	$9^{\circ} 23'$	$48^{\circ} 19'$	31 „ „ SO	27 „ „ SO

Die Streuung der Einzelwerte, die als recht gering bezeichnet werden muß, liegt, abgesehen von etwaigen Theoriefehlern, an der

achtungsmaterial in Straßburg zurückgelassen werden mußte. Im übrigen sei auf die, wenn auch lückenhafte Zusammenstellung bei R. Lang (7) verwiesen.

1) Vergl. A. Sieberg: „Erdbebenkunde“, S. 153—154.

2) Für Länge und Breite.

Auswahl der zur Berechnung verwendeten Stationen bzw. an den unvermeidlichen Beobachtungsfehlern¹⁾, die den Registrierungen jeder Station anhaften und sich nicht immer mit genügender Sicherheit ermitteln lassen. Das höchste rechnerische Gewicht kommt dem Ergebnis von B. Gutenberg (3) zu, weil ihm die Registrierungen an sämtlichen, insgesamt 68 Beobachtungsstationen zur Grundlage dienen.

Wir werden weiterhin die Gründe ausführlich kennen lernen, weshalb wir dem makroseismisch bestimmten Epizentrum unseres Bebens den Vorzug geben müssen.

X. Die Entstehung des Erdbebens.

Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 mit seiner makroseismischen Reichweite von 600 km und seiner mikro-seismischen Reichweite von etwa 3500—4000 km gehört, wie bereits gezeigt worden ist, in die 3. Charakterklasse der Erdbeben, also zu den Kleinbeben. Trotzdem Bruchtektonik in den Randgebieten die Grenzen des gesamten makroseismischen Schüttergebietes weit über diejenige Grenze hinausgezogen hat, die dem zum Epizentrum gehörigen „primären“ Schüttergebiet nach der Tiefenlage des Herdes und der darin entwickelten Energie zugekommen wäre, liegen hier schon von vornherein alle Merkmale eines Dislokationsbebens, und zwar eines Verwerfungsbebens vor; Ausführliches, das zur Begründung dieser allgemein gehaltenen Behauptung dient, kann im dritten Abschnitt meiner Erdbebenkunde nachgelesen werden. Die weiteren Ergebnisse unserer Untersuchung bestätigen und präzisieren diese Behauptung noch dadurch, daß sie uns recht genaue Anhaltspunkte für die Beurteilung derjenigen Dislokationsbewegung geben, die im vorliegenden Falle die Bebenwellen ausgelöst hat. Erforderlich dafür ist die Kenntnis der

Tektonik des Epizentralgebietes. Als im Jahre 1912 die vorläufige Mitteilung (6) der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung bearbeitet wurde, war über die Tektonik des Epizentralgebietes noch fast gar nichts Sicheres bekannt, vor allem nichts, was für die Beurteilung der Entstehungsursache des Bebens hätte ernstlich in Frage kommen können. Damals galt das Epizentralgebiet noch als regelmäßig gelagerte Albtafel, weil im Weißjura die Schwierigkeit der stratigraphischen Gliederung im Verein mit weit-

1) Vergl. dazu die kritischen Bemerkungen bei C. Zeißig (27), S. 93—94.

gehender Verschüttung der Schichten das Erkennen von Verwerfungen verhindert hatte. Heutzutage liegen infolge von neuen Aufnahmen der Württembergischen und der Preußischen Geologischen Landesanstalt die Verhältnisse viel günstiger, obgleich in einzelnen für uns wichtigen Gegenden die Aufnahmen noch nicht abgeschlossen sind. Herrn Landesgeologen Dr. W. Kranz in Stuttgart verdanke ich neben einschlägigen Veröffentlichungen^{1) 2)} noch die Blätter Stuttgart und Tuttingen der sechsblättrigen Generalkarte von Württemberg im Maßstabe 1:200 000, in die er handschriftlich alle bis jetzt bekannten, zum Teil noch unveröffentlichten Verwerfungen eingezeichnet hat; leider brechen die tektonischen Linien vielfach da ab, wo noch keine Aufnahmen 1:25 000 vorliegen. Diese Manuskriptkarte liegt meiner Karte des Epizentralgebietes Abb. 8 zugrunde. Weitere wichtige Aufschlüsse über den Hohenzollerngraben gaben die Untersuchungen von E. Grünvogel³⁾, die auch im Profil verwertet sind, und diejenigen von H. Müller (10).

In der Rauhen Alb streichen die Gesteinsschichten SW—NO und bilden neben untergeordneten Geländestufen zwei Hauptstaffeln, die mit gleichem Verlauf die Oberflächengestalt bedingen: die Randstaffel im Zuge Balingen—Hechingen besteht in der Hauptsache aus Liasgesteinen, nämlich Kalken, Sandsteinen, Posidonienschiefern, Tonen und Mergeln, wozu sich noch die Opalinustone des Dogger gesellen. Nach Nordwesten erfolgt in steilem Keuperabsturz der Übergang zur Lettenkohle, nach Südosten der Anstieg zu dem aus Kalken aufgebauten Malmplateau. Wie uns Abb. 8 zeigt, sind die Sedimenttafeln in der Westlichen Hohenzollernalb stark gestört, durch Brüche zerstückelt, die hauptsächlich quer zum Streichen und zum Stufenaufbau, also in NW—SO-Richtung verlaufen. So entstanden Flexuren, Verwerfungen, Treppenbrüche, Gräben und Horste.

Durch seine Bruchtektonik nimmt das Epizentralgebiet, soweit heutzutage unsere Kenntnisse reichen, eine Sonderstellung

1) W. Kranz: »Übersicht der jüngeren Tektonik von West-Württemberg und Nordwest-Hohenzollern nach amtlichen Aufnahmen.« Mit Karte. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1921, Bd. XLII, Heft 1.

2) W. Kranz: »Jüngere Tektonik West-Württembergs, nach amtlichen Aufnahmen im Rahmen tektonischer Probleme Süddeutschlands.« Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 78. Jahrg., 1922.

3) E. Grünvogel: »Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb.« Tübinger Inauguraldissertation 1913, Ellwangen-Jagst 1914.

gegenüber der Umgebung ein. **Denn das Epizentralgebiet der Westlichen Hohenzollernalb stellt einen zwischen zwei ganz ausgesprochenen, von NW nach SO verlaufenden Bruchsystemen versenkten Landstreifen dar, der dabei in sich weiter zerbrochen ist, also ein Bruchfeld.** Westlich und östlich des Bruchfeldes liegen andere Bruchsysteme erst in weiterem Abstände oder es sind solche unbekannt; namentlich zu beiden Seiten der Starzel in der Gegend von Killer handelt es sich, was für uns zu wissen wichtig ist, nach E. Grünvogel nachgewiesenermaßen um eine ungestörte Tafel. Das Alter der Bruchbildung läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Da nach H. Müller im Nordabschnitt des Hohenzollerngrabens sämtliche Stufen des Jura zerbrochen, die Brüche aber von diluvialen Schutt und Schottern überdeckt sind, so muß hier die Bruchbildung sicher nachjurassisch und vordiluvial sein. Somit findet die bevorzugte Annahme tertiärer Bruchbildung weder eine Stütze noch eine Widerlegung. Für den Südabschnitt des Hohenzollerngrabens liegen jedoch Angaben über das Alter der Verwerfung nicht vor. Vielleicht mag für ihn der Hinweis von A. Schmidt¹⁾ gelten, daß überall da, wo in Schwaben das Alter der Verwerfungen mit Sicherheit festgestellt werden konnte, sich ein diluviales oder noch geringeres Alter ergibt.

Der Westrand unseres Bruchfeldes beginnt mit der Lautlingen—Laufener Störung, deren Fortsetzung nördlich von Frommern nachgewiesen ist und dann in den schmalen Graben von Balingen—Geislingen übergeht. Weiter zieht sich die Bruchzone hin über Gruol, das Neckarknie an der Glattmündung und Bittelborn, um im Ostrande des Dornstetter Grabens zu endigen.

Den Ostrand bildet vor allem der durchschnittlich 1—1½ km breite und bis jetzt auf 18 km Länge nachgewiesene Hohenzollerngraben²⁾, der nach der darin gelegenen Burg Hohenzollern benannt ist. Er beginnt nördlich von Weilheim mit einer flexurartigen Abbiegung, um schon bald in Bruch überzugehen. Die Sprunghöhe nimmt mit der Annäherung an das Weißjuraplateau zu, wobei 70 m, 100 m und 135 m bereits gemessen sind. Parallel-

1) A. Schmidt: »Über das Ausmaß intradiluvialer Abtragung im Schwabenlande.« Jahresbericht und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins 1922, S. 32—36.

2) Die erste Andeutung dieses Grabens wurde im Herbst 1911 erkannt von K. Waidelich: »Etwas über eine Schichtenstörung bei Onstmettingen.« Nr. 9, 1911 der Blätter des Schwäbischen Albvereins.

brüche begleiten den Graben im Innern und auf der Westseite. Als „Bruchzentrum“ des Grabens bezeichnet Grünvogel den Kessel von Onstmettingen, weil er der Mittelpunkt von zahlreichen Störungen ist. »Hier vollzog sich der Abbruch des Südwestrandes des Grabens treppenförmig, und die durch die verschiedenen Parallelverwerfungen hervorgebrachte Gesamtsprunghöhe von 135 m ist wohl die stärkste des ganzen Grabenbruchs. . . Eine quer verlaufende Störungszone in Onstmettingen scheidet den NW und SO der randlichen Verwerfungen voneinander.« An dieser

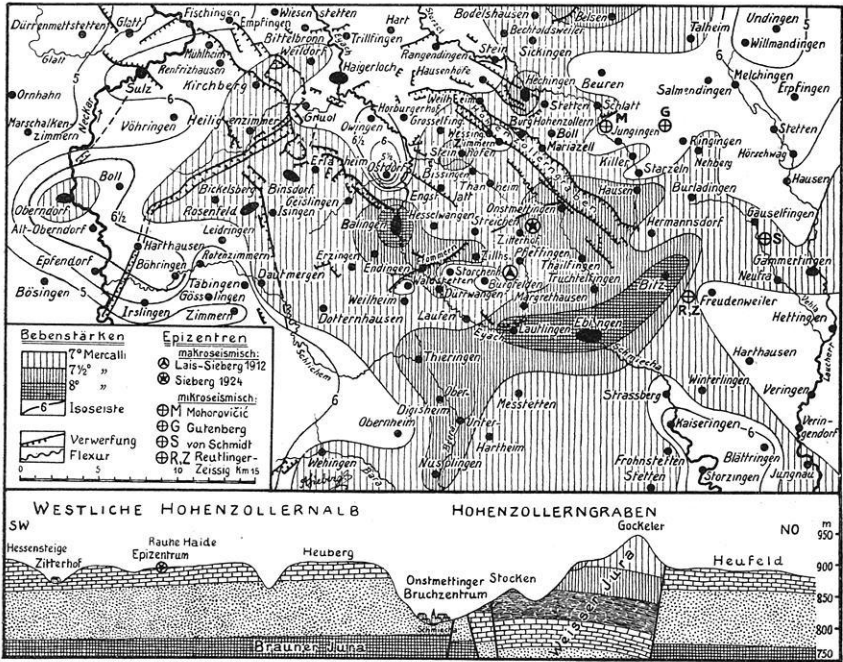


Abb. 8. Das Epizentralgebiet des Erdbebens.

Onstmettinger Querstörung ändert sich das Fallen der Gesteinsschichten in einer Vorbiegung ohne sichtbare Verwerfung; bemerkenswerterweise liegt aber in ihrer Fortsetzung die Querverwerfung Streichen—Frommern—Waldstetten. Auf der Nordostseite des Hohenzollerngrabens bricht die Schichttafel in zwei Staffeln treppenartig gegen das Tal der Starzel bei Hechingen ab, wodurch der Horst von Weilheim gebildet wird.

Über die Tektonik der Gegend von Ebingen ist einer brieflichen Mitteilung von W. Kranz zufolge bis jetzt nur sehr wenig

sicheres bekannt. Die diesbezüglichen Eintragungen in den bekannten Karten von C. Regelmann »sind zum Teil unrichtig, zum Teil irrtümlich; der lange NW—SO-Bruch bei Ebingen ist ziemlich sicher nicht vorhanden, jedenfalls nicht so, wie ihn die alte Karte darstellt«. Immerhin sind im Bühlthal bei Ebingen schöne Harnischflächen bekannt. Nach Angabe der Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin »liegt eine Fortsetzung des Hohenzollerngrabens bis nach Bitz und darüber hinaus durchaus im Bereich der Wahrscheinlichkeit«.

Dynamik des Erdbebens. Um die Wesensart irgendeines Erdbebens verstehen zu können, muß, was häufig nicht geschieht, folgendes im Auge behalten werden: Der Herd des Bebens ist diejenige unterirdische Stelle, von der die Bodenerschütterung ausgeht, in der also die seismische Energie mechanisch entweder durch Stoß oder durch Bruch oder durch gleitende Reibung gegeneinander bewegter Schollenränder ausgelöst wird. Stets handelt es sich dabei um eine geologische Störungsstelle (tätiger Vulkan, niederbrechender Hohlraum, lebende Dislokation), die, schon lange angelegt, im Augenblick des Erdbebens entweder zum ersten Male oder wiederholt unter plötzlichen Massenverlagerungen eine Phase ihrer Weiterentwicklung durchmacht. Entsprechend den verschiedenen geologischen Möglichkeiten für die Entstehung der Erdbeben wechseln auch Gestalt und Größe der Bebenherde.

Vergleichen wir das in Abb. 8 dargestellte seismisch-tektonische Bild unseres Bebens mit der schematischen Darstellung Abb. 66 d, S. 153 meiner Erdbebenkunde, dann springen uns ohne weiteres verwandte Züge ins Auge. Demzufolge möchte man annehmen, man habe es mit einem Kippbeben zu tun, bei dem die vorstehend enger umschriebene Epizentralscholle der Westlichen Hohenzollernalb eine kippende Drehung etwa um die durch geringere Bebenstärken ausgezeichnete Achse Laufen—Boll vollführt habe, so daß sich entweder das Südende des Hohenzollerngrabens senkte und die Balingen Gegend hob oder die Vertikalbewegung im umgekehrten Sinne erfolgte; die sämtlichen bewegten Ränder der Scholle würden also in diesem Falle den körperhaften Bebenherd bilden. Solange wir aber keine weitere Begrenzung unserer Scholle auf SW—NO Brüchen etwa in der Gegend Balingen—Steinhofen und Ebingen—Bitz kennen, müssen wir diese sonst so bestechende Auffassung der Bebenentstehung unberücksichtigt lassen.

Unser seismisch-tektonisches Bild läßt sich auch anders deuten, und dieser Deutung möchte ich unter den obwaltenden Verhältnissen

einstweilen den Vorzug geben. Unter dem Einfluß irgendwelcher endogenen Kräfte, die das Schollengebirge geschaffen haben und über deren Art und Herkunft man nur Vermutungen hegen kann, sind irgendwo im Untergrunde des Bruchfeldes der Westlichen Hohenzollernalb auf einem oder mehreren Brüchen reife Spannungen in plötzlicher Vertikalverschiebung zur Auslösung gekommen. Dadurch entstanden auf den aneinander reibenden, rauhen Kluftwänden oder infolge der Reibung der bewegten Kluftwand an der Kluftausfüllung Erdbebenwellen. Hier hätten wir es also mit einem oder mehreren flächenhaften Bebenherden zu tun. Die an der Erdoberfläche wahrnehmbaren Wirkungen der fortschreitenden Erdbebenwellen erfuhren trotz der wachsenden Epizentralentfernung an manchen Stellen in der uns bekannten Weise Verstärkungen, sei es durch die Tektonik, sei es durch die Bodenbeschaffenheit. So beruhen die Kerne stärkerer Bebenwirkung bei Balingen—Frommern, Lautlingen und Hechingen auf dem Ansprechen spannungsreicher Brüche. Die Strecke Lautlingen—Ebingen war das ursprüngliche Haupttal der Schmiecha und wurde dieser entrisen, als die Eyach durch Rückwärtseinschneiden das Pfeffinger Tal anzapfte. Für Ebingen dürfte die Steigerung der Bebenwirkung ihre Erklärung schon finden in dem Torfuntergrunde, den J. Hildenbrand 1869 in Blatt Ebingen der Geognostischen Spezialkarte Württembergs 1:50000 eingetragen hat, ganz abgesehen davon, daß die Harnische im Bühlthal auch für Störungen im Untergrund sprechen, die nach Lage und Verlauf noch nicht festgestellt sind. Bezeichnenderweise hebt der Stadtbaumeister von Ebingen ausdrücklich hervor, daß allein oder viel stärker diejenigen Häuser gelitten haben, die auf wasserführendem Baugrund stehen. Westlich von Bitz liegen nach brieflicher Mitteilung der Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin breite, von Wiesen eingenommene Niederungen mit Dolinen. Da diese Depressionen mit Verwitterungs- und Schwemmbildungen der benachbarten Jurakalke erfüllt sind, ist hier die Erkennung der tektonischen Verhältnisse sehr erschwert. Jedoch liegt, wie bereits erwähnt wurde, eine Fortsetzung des Hohenzollerngrabens bis nach Bitz und darüber hinaus durchaus im Bereiche der Wahrscheinlichkeit. Also Gründe genug für die starke Bebenwirkung auch in der Gegend von Bitz. Hiermit wären die auffallendsten und wichtigsten Züge des seismischen Bildes im Epizentralgebiet ganz ungezwungen erklärt.

Jedenfalls scheint mir so viel sicher zu sein: **Schollenverschiebung im Untergrunde des Bruchfeldes der Westlichen Hohenzollernalb ist die Ursache des mitteleuropäischen Erdbebens vom 16. November 1911 gewesen.** Demgemäß hat es sich dabei um ein Verwerfungsbeben im weitesten Sinne gehandelt. Ob es ein normales Verwerfungsbeben, ein Wechselbeben oder ein Blattbeben gewesen ist, läßt sich nicht ermitteln. Denn sowohl fehlen infolge der immer noch verhältnismäßig geringen Bebenstärke die beweiskräftigen sichtbaren Erdbebendislokationen¹⁾, als auch haben die Wiederholungen von Nivellements²⁾ (5) zu keinem einwandfreien Ergebnis geführt. Die Möglichkeit eines Kippbebens möchte ich aus den bereits angegebenen Gründen einstweilen unberücksichtigt lassen, obwohl ja auch dieser Sonderfall sich mit der oben ganz allgemein angenommenen Schollenverschiebung durchaus in Einklang bringen ließe. Diese einfache, naturgemäße und, zum mindesten im Grundgedanken, nicht zu widerlegende Entstehungsweise des Bebens genügt befremdlicherweise vielen Geologen nicht; ihnen muß der Kryptovulkanismus für alles das herhalten, dessen nächstliegende Erklärung ihnen aus irgendwelchen Gründen nicht zusagt. Beispielsweise trauen H. Müller (10) und auch E. Hennig³⁾ im Hinblick auf unser Beben dem Hohenzollerngraben (und damit auch den benachbarten Brüchen) eine besondere Aktivität nicht zu, sie lehnen diese Brüche als den Erreger des Bebens ab und nehmen ihre Zuflucht zum Kryptovulkanismus. Verstehen konnte man die Annahme von Kryptovulkanismus immerhin, so lange noch die Alb als »regelmäßig gelagerte Tafel« angesehen werden mußte, zumal sich in der Nachbarschaft die Tertiärvulkane von Urach und des Hegau befinden. Ob eine Verwerfung mechanisch tot ist oder nur ruht und damit jeden Augenblick lebendig werden kann, sieht man ihr nicht an; denn dafür ist maßgebend einzig und allein der Reifegrad der Spannungen, während Sprunghöhe und

1) Ebenso wie die Bodenveränderungen im Bodensee sind die Erdspalten bei Margrethausen lediglich Pseudodislokationen gewesen, die Folge von Abrutschen des Gehängeschutts.

2) E. Hammer: »Zwei Wiederholungen der Einwägung (1902) von Festpunkten an der Linie Böblingen—Lustnau, ausgeführt in den Jahren 1907 und 1913.« Württ. Jahrbücher für Stat. und Landeskunde, Jahrg. 1914, II, S. 244—268, Stuttgart 1915.

3) E. Hennig: »Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern« S. 328. In E. Krenkel: »Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. II. Abteilung: Regionale Geologie Deutschlands.« Berlin 1923.

Länge der Verwerfung eine untergeordnete, ihr Alter gar keine Rolle spielt. Könnte ich doch ganz allgemein nachweisen¹⁾, daß Dislokationen seismisch um so träger sind, je früher die Gebirgsbildung in ihrem Bereich zur Ruhe gekommen, nicht aber je älter der Bruch ist; in dieser Hinsicht sind also alle Verwerfungen der ganzen Gegend gleichwertig. Selbst ganz alt angelegte und lange Zeit verheilt gewesene Brüche können erfahrungsgemäß wieder zu neuem Leben erweckt werden. Dieser kurze Hinweis möge an dieser Stelle genügen, am Schlusse unserer Untersuchung soll noch ausführlicher die vermeintliche kryptovulkanische Entstehung unseres Bebens widerlegt werden.

Den Herd unseres Bebens, die geologische Störungsstelle, die in diesem Falle eine Verwerfung ist, hätten wir also auf jeden Fall im Untergrunde des Bruchfeldes der Westlichen Hohenzollernalb zu suchen, und zwar in ziemlich zentraler Lage, so daß das Epizentrum etwa in der Gegend der beiden makroseismisch, rein geometrisch bestimmten Punkte gelegen haben müßte. Über die praktischen Schwierigkeiten, die der Versuch macht, in einer Bruchzone die Herdverwerfung mit einer von den an der Erdoberfläche austreichenden Einzelverwerfungen zu identifizieren, ist Näheres auf S. 155 meiner Erdbebenkunde zu ersehen; in unserem Falle liegen die Verhältnisse besonders schwierig, weil wir weder wissen, in welchem Umfange die Ausbisse von Störungen bekannt sind, noch Angaben genügender Genauigkeit über Fall-Richtung und -Winkel der nachgewiesenen Verwerfungen besitzen. Unter diesen Umständen läßt sich auch nicht entscheiden, ob als Herdfläche etwa der tiefste Abschnitt der vom Onstmettinger Bruchzentrum ausgehenden Querstörung in Frage kommt, die anscheinend bei Streichen—Frommern—Waldstetten als Verwerfung zutage tritt; manches scheint allerdings dafür zu sprechen. Vielleicht bringt der Fortgang der geologischen Aufnahmen in diesem Gebiete auch einmal Klarheit über diese Fragen.

Nach den ganzen geologischen Befunden muß man, wie ohne weiteres einleuchtet, bei unserm Beben den makroseismisch bestimmten Epizentren den Vorzug vor den aus den seismometrischen Aufzeichnungen errech-

1) A. Sieberg: »Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikroseismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik.« Diese Veröffentlichungen, Heft 1, Jena 1922.

neten Epizentren geben¹⁾. Denn letztere befinden sich nicht nur in einer ungebrochenen Tafel, sondern sie lassen sich auch mit dem seismischen Bilde nicht in Einklang bringen. Dies gilt selbst für das von G. Reutlinger und von C. Zeißig errechnete Epizentrum, obwohl es in der möglichen Südverlängerung des Hohenzollerngrabens liegt.

Die schon bei der Bestimmung des Epizentrums angedeutete Kluft zwischen den Ergebnissen der makroseismischen und der mikroseismischen Erforschung unseres Bebens wird zurzeit unüberbrückbar, sobald das Problem der Herdtiefe und damit auch der Bebenentstehung in den Gesichtskreis tritt. Denn die von A. und S. Mohorovičić sowie von B. Gutenberg²⁾ auf Grund der neuesten³⁾ Forschungsergebnisse und Methoden unter Benutzung des mikroseismischen Materials durchgeführten Untersuchungen haben zu Herdtiefen von 45–55 km für unser Beben geführt, ohne daß es bisher möglich gewesen wäre, größere Fehlerquellen oder Unsicherheiten nachzuweisen. Hingegen deuten die Größe von makroseismischem und mikroseismischem Schüttergebiet sowie die geologischen Verhältnisse auf eine viel geringere Größenordnung der Herdtiefe, auf höchstens etwa 20–25 km, hin, ganz abgesehen davon, daß

1) Das stärkste und ausgebreitetste Nachbeben unseres Bebens, dasjenige vom 20. Juli 1913, soll nach den mikroseismischen Untersuchungen von B. Gutenberg (3), A. de Quervain, C. Zeißig u. A. den gleichen Herd gehabt haben wie das Hauptbeben. So weit sich aus dem mir nur sehr lückenhaft zugekommenen makroseismischen Beobachtungsmaterial (das ausführliche, von der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung gesammelte befindet sich in Straßburg) ersehen läßt, zeigt das pleistoseiste Gebiet zwar verwandte Züge mit dem unserigen, nämlich hohe Bebenstärken zu Ebingen, Balingen und im Verlauf des Hohenzollerngrabens, geringere Bebenstärken im Innern des Bruchfeldes. Aber diesmal finden sich die höchsten Bebenstärken zu beiden Seiten des Nordabschnittes des Hohenzollerngrabens mit dem Höchstwert von 7° zu Hechingen. Zum gleichen Ergebnis kommt L. Pilgrim: Das Erdbeben vom 20. Juli 1913. Württ. Jahrbücher für Statistik und Landeskunde 1919/20. Also auch in diesem Falle stehen die instrumentell berechneten Epizentren nicht mit dem seismischen Bilde in Einklang.

2) B. Gutenberg: Theorie der Erdbebenwellen und verwandter Erscheinungen sowie deren Bedeutung für die Erkenntnis des Erdinnern. Vierter Abschnitt, S. 350–352, von A. Sieberg: Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.

3) Nach älteren Methoden und unter verschiedenen Voraussetzungen wurden als Herdtiefen unseres Bebens berechnet: 133–164 km von A. v. Schmidt; 100–110 km von L. Pilgrim; 9.5 ± 3.8 km von B. Galitzin; 40 km von S. Mohorovičić; 45 km von A. Mohorovičić. B. Gutenberg (3) kam

aller Wahrscheinlichkeit¹⁾ nach eine Herdtiefe von 50—60 km bestenfalls den Welt- und Großbeben zukommen kann, und daß Gutenberg für das große japanische Beben vom 1. September 1923 nur 35—40 km als Herdtiefe errechnet hat.

Zur Frage der kryptovulkanischen oder magmatischen Entstehung. Unser Beben wird, wie bereits bemerkt worden ist, von manchen Geologen als kryptovulkanisches oder als magmatisches oder auch wohl als kombiniert magmatisch-tektonisches Beben nach der Lehrmeinung von W. Branca²⁾ bezeichnet. Besonders die Untersuchung von R. Lang (7) wird immer wieder zur Stütze dieser Beben-theorie und weiterer darauf begründeter Folgerungen herangezogen. Dieser Deutungsversuch sowohl unseres Bebens als auch der Entstehungsursachen von Erdbeben überhaupt darf nicht unwidersprochen bleiben.

Die Aufgabe der Erdbebenforschung beschränkt sich darauf, zu ermitteln, welcher geologische Vorgang die potentielle Energie der in der Erdhaut angesammelten Spannungen in die kinetische Energie der Erdbebenwellen umgewandelt hat. Die weitergehende Untersuchung der Frage, woher die Spannungen in der Erdhaut rühren, geht über den Rahmen der Erdbebenforschung hinaus, sie gehört in das Gebiet der allgemeinen Geologie. Denn die Erdbeben sind keine selbständigen endogenen Kraftäußerungen, sondern lediglich das sinnenfällige Zeichen dafür, daß in der Erdhaut Massenbewegungen erfolgt sind; mit anderen Worten, die Erdbeben treten als Begleiterscheinungen von Gebirgsbildung, Vulkanausbrüchen

damals zu der Überzeugung, daß das Beobachtungsmaterial unseres Bebens eine Herdtiefe von 15 km ebensogut darstelle wie eine solche bis zum Höchstbetrage von 45 km; es ließe sich also keine Herdtiefe berechnen. Dieselbe Ansicht vertrat auch C. Zeißig (27).

Es sei noch auf folgende Überlegung hingewiesen: Nach H. Müller (10) fällt die östliche Randverwerfung des Hohenzollerngrabens, die nach dem Gutenbergschen Epizentrum allein als Herdfläche in Betracht kommen könnte, stellenweise nach NO unter einem Winkel von 54° ein. Setzen wir nun einmal den Fall, das Gutenbergsche Epizentrum wäre das richtige, dann ergäbe sich bei einem Abstände, der etwa 6 km vom Ausbiß der Verwerfung beträgt, eine Herdtiefe von nur 8 km; nach einer Mitteilung der Preuß. Geologischen Landesanstalt dürfte aber der Fallwinkel eher kleiner als größer wie der oben angegebene sein.

1) Vgl. Sieberg: »Erdbebenkunde« S. 151 und 245.

2) W. Branca: »Über die Bedeutung der magmatischen Beben gegenüber den tektonischen.« Sitzungsberichte der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften phys.-math. Klasse, Bd. XXVIII, 1917.

und Höhleneinstürzen auf. Diese geologischen Vorgänge stellen aber ihrerseits wieder Folgeerscheinungen einer Gruppe von endogenen und wahrscheinlich auch exogenen Kräften dar, von denen wir weiter nichts wissen, als daß sie dauernd an der inneren Umgestaltung der Erdrinde arbeiten. Das Ringen nach Erkenntnis auf diesem Gebiet der allgemeinen Geologie hat zur Aufstellung der verschiedenartigsten Theorien¹⁾ geführt, die lebhaft umstritten werden. Zur Beteiligung hieran liegt für die Erdbebenforschung kein Grund vor; höchstens soll sie Beobachtungsmaterial liefern, das in manchen Streitfragen genannter Art von Nutzen sein kann.

Dieser Sachverhalt ist so selbstverständlich, daß seine Erwähnung als überflüssig erscheinen möchte. Aber letzteres trifft, wie die Erfahrung lehrt, nicht zu.

Im Laufe der vorliegenden Untersuchung konnte gezeigt werden, daß die Wellen unseres Bebens durch Wiederaufleben einer oder auch mehrerer Verwerfungen im Bruchfelde der Westlichen Hohenzollernalb ausgelöst worden sind. Es liegt also ein Dislokationsbeben, und zwar, genauer gesprochen, ein Verwerfungsbeben irgendwelcher Art im Gegensatz zu einem Faltungsbeben vor; zu den Einwänden, die H. Müller und E. Hennig hiergegen erhoben haben, ist bereits S. 99 Stellung genommen worden. Selbstverständlich haben sich viele Geologen schon seit langem mit der Frage beschäftigt, wie in Süddeutschland die Bruchdislokationen zustande gekommen sein mögen; die verschiedenen, von ihnen hierüber aufgestellten Theorien hat u. a. W. Kranz²⁾ übersichtlich zusammengestellt. Aber es ist noch niemand eingefallen, daraufhin besondere Bezeichnungen für Erdbeben zu erfinden, wie etwa Schrumpfbeben, Senkungsbeben, Aufwölbungsbeben, Seitenschubbeben, Trogbeben oder dergleichen, obschon sie zum mindesten die gleiche Berechtigung haben würden wie die kryptovulkanischen oder magmatischen Beben und ihre verschiedenen von Branca und Lang aufgestellten Unterarten. Denn eine magmatische Theorie vermag, wie in meiner Erdbebenkunde nachgelesen werden kann, nicht die unmittelbare Entbindung der seismischen Energie zu erklären, sondern bestenfalls die dynamischen Vorgänge in der spröden Erdhaut, die dazu führen können. Ob sie anderen Theorien dieser Art

1) Vgl. die ausführliche Behandlung der verschiedenen Theorien in K. André: »Über die Bedingungen der Gebirgsbildung«, Berlin 1914, sowie die kürzere, aber bis auf die Gegenwart ergänzte kritische Darstellung in W. Salomon: »Grundzüge der Geologie. Allgemeine Geologie.« S. 162 ff. Stuttgart 1922.

2) Fußnote 2) auf S. 94. Vgl. auch (26).

vorzuziehen ist oder nicht, bleibt hier belanglos. Wohl aber muß gegen ihre Verquickung mit der Entstehung von Erdbeben Einspruch erhoben werden, weil sie irreführt und geeignet ist, Untersuchungen über Erdbeben von der Ermittlung der nächstliegenden und natürlichsten Ursachen abzulenken.

Bei den Vor- und Nachbeben des mitteleuropäischen Erdbebens vom 16. November 1911 glaubte R. Lang (7) an der Hand von Aufzeichnungen des Erdmagnetischen Observatoriums in Wilhelmshaven Beziehungen zur erdmagnetischen Tätigkeit erkennen zu können. Unter mehr als 70 ihm bekannt gewordenen Erdstößen gingen bei 11 Stößen erdmagnetische Bewegungen um 1—2 Tage voraus. »Bei anderen Erdstößen konnte kein Zusammenhang mit erdmagnetischen Störungen beobachtet werden. Andererseits haben starke erdmagnetische Bewegungen stattgefunden zu Zeiten, in denen Erderschütterungen fehlten.« Nur diejenigen von diesen Erdstößen, die Beziehungen zum Erdmagnetismus gezeigt haben, sollen kryptovulkanische gewesen sein, die anderen tektonische. Nun wäre es zunächst doch sehr merkwürdig, wenn die vom gleichen Herdgebiet ausgehenden Beben abwechselnd kryptovulkanische und tektonische Ursache gehabt hätten. Wenn tektonische Beben möglich und beobachtet waren, wozu bedarf es dann noch des Kryptovulkanismus? Aber weiterhin steht es außer jeder Frage, daß unter den obengenannten Umständen überhaupt nicht an Beziehungen einzelner Beben zu den erdmagnetischen Störungen gedacht werden kann: hier handelt es sich ganz offensichtlich um bloßen Zufall. Dazu kommt noch ganz allgemein, daß das Störungsgebiet magnetischer Gewitter sehr groß ist, oft die ganze Erde umfaßt, wobei die Eintrittszeit für das ganze Gebiet nicht meßbar verschieden ist. Wenn wir nun weiter beachten, daß nachgewiesenermaßen die Erde ununterbrochen bald hier, bald dort bebt, dann zeigt sich, daß wir fast in sämtlichen Weltgegenden Erdbeben finden, die wir nach Belieben und mit der gleichen Berechtigung zu den magnetischen Gewittern in Beziehung setzen können; irgend einer Gegend den Vorzug zu geben, bedeutet einen Akt der Willkür. Trotzdem benutzt Lang den angeblichen Zusammenhang dieser Bebenreihe mit den magnetischen Gewittern als Beweismittel für ihren und auch des Hauptbebens kryptovulkanischen Ursprungs, und obwohl er auf Grund der Tektonik des pleistoseisten Gebietes vom Nordrand der Alpen bis in die Tübinger Gegend sowie der Verhältnisse in den tertiären Vulkanvorkommen des Hegaus und der Rauhen Alb zu der Auffassung gelangt ist, »daß es sich um ein rein tektonisches Beben ge-

handelt hat, bei dem keinerlei vulkanische Einflüsse mitgewirkt haben«. Zu dieser Auffassung führt ihn folgende Überlegung: »Nach ihren Wirkungen an der Erdoberfläche lassen sich die kryptovulkanischen Beben nicht von den tektonischen Beben trennen Da bei kryptovulkanischen Beben, die sie erzeugenden, in Bewegung befindlichen Magmamassen die Erdoberfläche nicht erreichen, so wird die Fortpflanzung der Erderschütterungen nur von festem Gestein bis zur Erdoberfläche weitergeleitet, es müssen somit die kryptovulkanischen Beben auch alle Erscheinungen eines tektonischen Bebens zeigen. Verschieden sind die beiden letzten Arten von Beben deshalb nur in ihrem letzten Ursprung.« »Das Magma traf länger andauernde, intensivere Vorbereitungen zu den Erschütterungen, die in schwächerem Maße am 15., am 16. November aber mit erstaunlicher Wucht die Erdoberfläche erzittern machten.« Zur Begründung des Zusammenhanges zwischen erdmagnetischen Gewittern und Magmabewegungen und damit auch den kryptovulkanischen Beben stützt Lang sich auf die alte Annahme von J. Milne, daß Magma sich unterhalb der festen Erdrinde in Bewegung befinde, das gleichwie die meisten vulkanischen Gesteine magnetisch sei, und daß diejenigen Orte, welche dem magnetischen Magma am nächsten liegen, auch am stärksten erregt würden. Auch diese Grundlage der Langschen Theorie ist falsch; denn wir wissen, daß bei so hohen Temperaturen, wie sie das Magma besitzt, jeder uns bekannte Körper die Fähigkeit verliert, magnetisch zu sein.

Es liegt also keine Veranlassung vor, für das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 eine andere Bezeichnung zu wählen als diejenige eines rein tektonischen Bebens, speziell eines Verwerfungsbebens.

Am 11. und 12. Dezember 1924 traten in Süddeutschland abermals zwei kräftigere und ausgebreitetere Beben auf mit makroseismischen Reichweiten von mindesten 150 km bzw. > 100 km, deren Epizentrum nicht weit von demjenigen unseres Bebens entfernt gelegen haben dürfte. Diese beiden süddeutschen Beben waren Glieder eines bei der Drucklegung noch nicht abgeschlossenen Bebenschwarmes, der ein ganz auffälliges, sprungweises Wandern der Stoßpunkte zeigte:

3. Dezember 1924 in der Kroatischen Masse.

11. Dezember früh und mittags in den Tauern (Ostalpen, 350 km NW); 5^h 34^m nachm. erstes süddeutsches Beben (350 km

WNW); 8^h abends in Triest (500 km SO); 9^h abends im Salzburgerischen (200 km NNW).

12. Dezember 4^h 24^m früh stärkstes Ostalpenbeben des Jahrhunderts, Reichweite 225 km, Epizentrum in Friaul auf dem Südabbruch der Südlichen Kalkalpen (100 km S): 8^h 21^m morgens zweites süddeutsches Beben (350 km NW).

29. Dezember um 6^h früh im Kaiserstuhl.

8. Januar 1925 um 3^{3/4}^h früh im Schweizer Jura, umfassend fast die ganze Schweiz und reichend bis Straßburg, Epizentrum bei Vallorbe (200 km SW).

In diesem Falle, wo man sieht, wie Bewegungen im periadriatischen Bruchgebiet das ganze morsche Gebäude durch die Ostalpen bis zum Schwäbischen und zum Schweizer Jura hin ins Wanken brachten und bald hier, bald dort Schollenverschiebungen mit Erdbeben verschiedenster Ausmaße hervorriefen, dürfte wohl niemand den Mut finden, von kryptovulkanischer Entstehung zu reden.

Schlußwort.

Nur ein makroseismisches Beobachtungsmaterial von seltenem Umfang und zum Teil auch seltener Güte hat es ermöglicht, daß in der vorliegenden Untersuchung eine Reihe von Fragen der Erdbebengeologie aufgerollt und innerhalb gewisser Grenzen der Lösung näher gebracht werden konnten; immerhin mußte manches noch ungeklärt bleiben. Es haben sich aber Wege gezeigt, deren Beschreiten die Erdbebengeologie zu fördern vermag. Daraus erwächst für die maßgebenden Stellen die Pflicht, dem makroseismischen Nachrichtendienst wieder größere Aufmerksamkeit zu schenken, als es zurzeit geschieht, zumal instrumentelle Beobachtungsmethoden, so wertvoll sie an sich sind, niemals eine sorgfältige und ausgiebige Beobachtung der Erdbeben durch den Menschen ersetzen können und sollen.

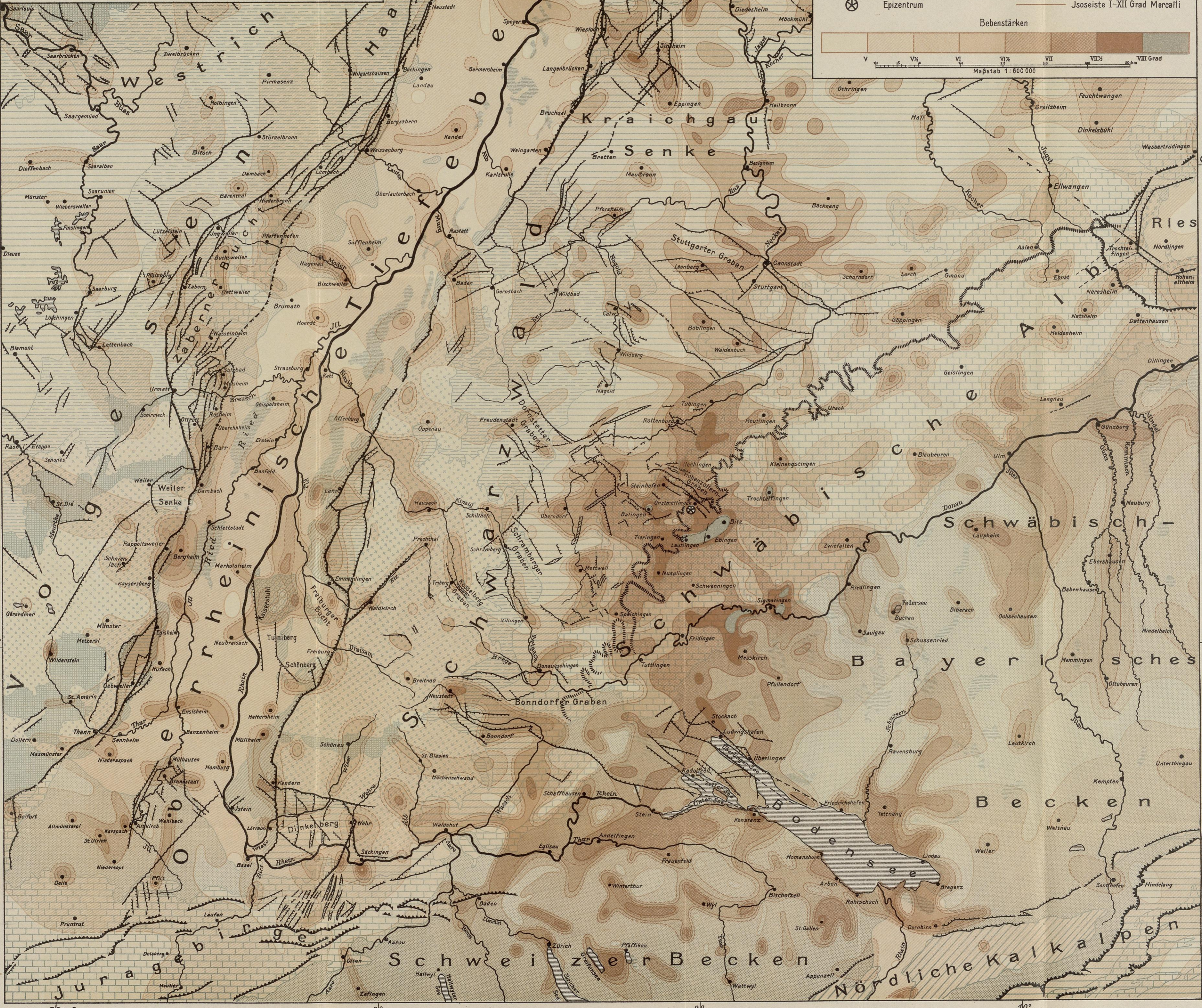
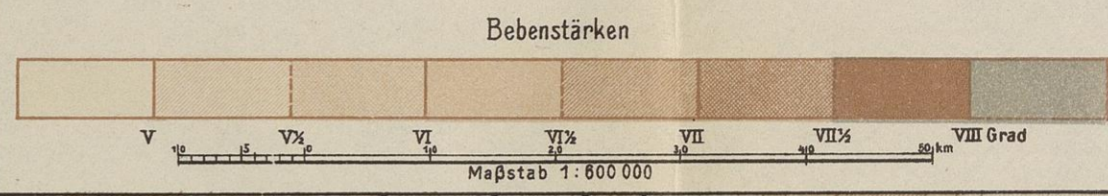
Das Epizentralgebiet und seine weitere Umgegend des Mitteleuropäischen Erdbebens vom 16. November 1911

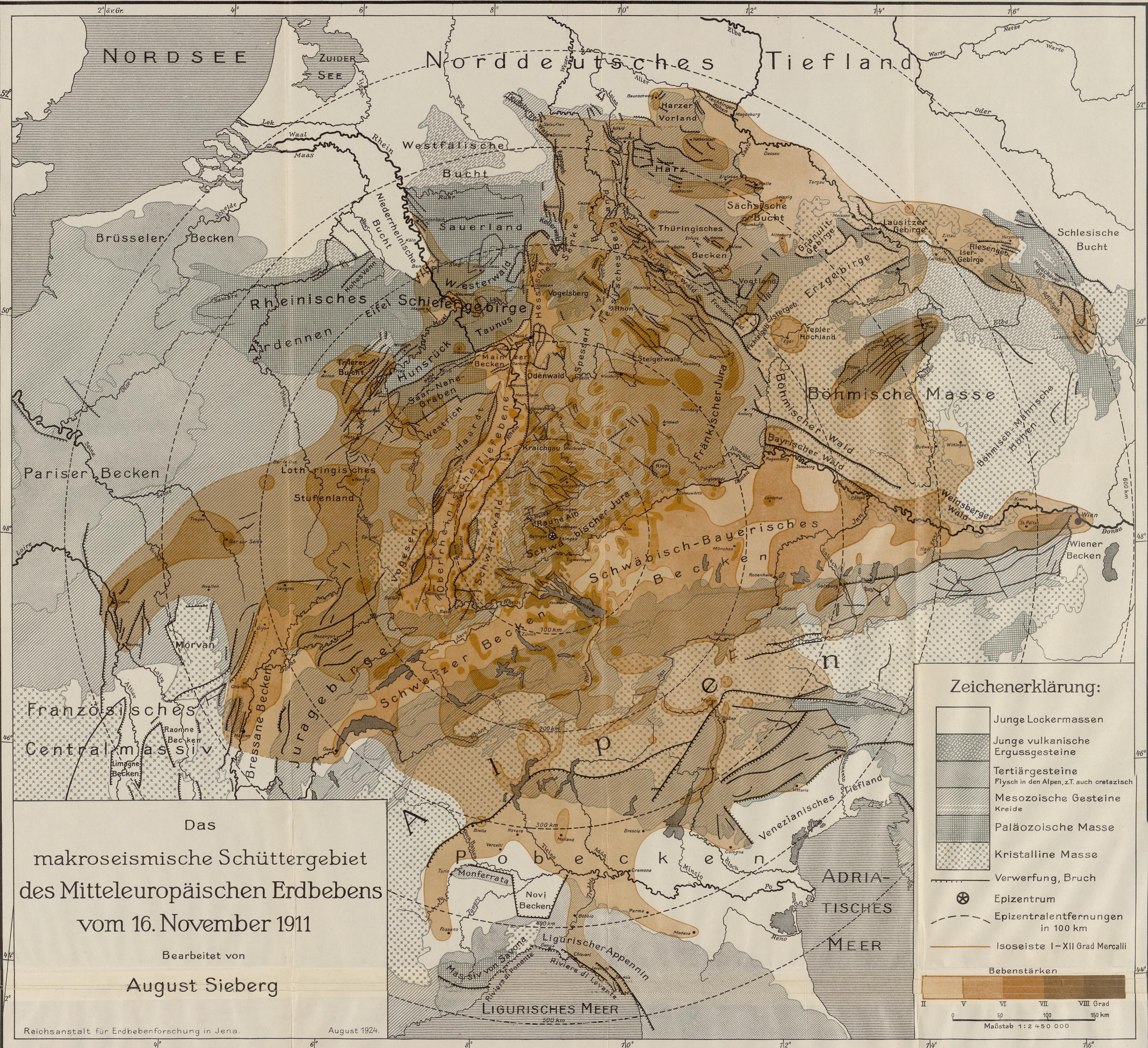
Bearbeitet von Robert Lais und August Sieberg.

Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena. Ende 1923.

Zeichenerklärung:

	Torf		Buntsandstein
	Diluviale Schotter und Sande		Paläozoikum
	Tertiäre Sedimente		Gneise, Tiefen- und Ganggesteine, alte vulkanische Ergussgesteine
	Junge vulkanische Ergussgesteine		Verwerfung, Bruch
	Vorberge am Rand von Schwarzwald und Vogesen		Überschiebung
	Kreide		Flexur
	Jura		Steilrand der Rauhen Alb
	Muschelkalk und Keuper		Epizentrum
			Jsoeiste I-XII Grad Mercalli





Das
makroseismische Schüttergebiet
des Mitteleuropäischen Erdbebens
vom 16. November 1911

Bearbeitet von
August Sieberg

Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena. August 1924.

Zeichenerklärung:

- Junge Lockermassen
- Junge vulkanische Ergussgesteine
- Tertiärgesteine
Flysch in den Alpen, z.T. auch cretazisch
- Mesozoische Gesteine
Kreide
- Paläozoische Masse
- Kristalline Masse
- Verwerfung, Bruch
- Epizentrum
- Epizentralentfernungen
in 100 km
- Isoseiste I-XII Grad Mercalli

Bebenstärken

II V VI VII VIII Grad

0 50 100 150 km

Maßstab 1:2 450 000