

Die Bewegung des Erdbebens am 8. Oktober 1930 im süddeutschen Bau

von

Professor Dr. E. Kraus, Riga.

Einleitung.

Das Beben am 8. Oktober 1930 um 0.26 Uhr nachts ist weniger durch seine wirtschaftlichen als durch seine wissenschaftlichen Wirkungen von großem Interesse. Liegt doch sein Epizentrum in den Lechtaler Alpen, also in einem Gebiet, dessen Aufbau uns durch die ausgezeichneten Kartenaufnahmen O. Ampferers wohl bekannt ist. Außerdem ist ja das süddeutsche, von Südtirol bis Unterfranken, von der deutschen Schweiz bis nach Böhmen hineinreichende Erschütterungsgebiet geologisch vhm. sehr gut durchforscht. So können wir von einer Untersuchung über die Beziehungen zwischen Erdbeben-Erschütterungen und geologischem Aufbau beste Aufschlüsse erwarten. Es liegt ein umfangreiches Naturexperiment vor, das gegenüber ferneren, weniger bekannten Ländern den Vorteil einer Rechnung mit viel weniger Unbekannten bietet.

Es war das stärkste Erdbeben in Tirol seit 13 Jahren. Gegenüber dem ebenso gut durchforschten süddeutschen Erdbeben vom November 1911 wirkte es in Süddeutschland im allgemeinen wohl etwas schwächer; in München waren die Wirkungen beider Beben etwa die gleichen. Unsere Aufgabe war es hauptsächlich, möglichst viele der beobachteten Tatsachen zu sammeln, übersichtlich zu ordnen und nun auch zu erörtern. Bei der Sammlung meines sehr umfangreichen Beobachtungsmaterials wurde ich zunächst unterstützt von dem Naturwissenschaftlichen Verein für Schwaben und Neuburg, der meine dies-

bezüglichen Anregungen sogleich aufgriff, das Geld für die Rundfragen auswarf und eine sehr große Anzahl von Frageblättern an alle Gemeinden des Kreises verschickte. Herr Studienrat Dr. Müller, Kempten, veranstaltete sofort eine örtliche Nachrichtensammlung, die er mir überließ. Für Vorarlberg half mir Herr Prof. J. Blumrich, Bregenz, der gleichfalls die Rundfragen auf eigene Kosten übernahm, für die östliche Schweiz Herr Lehrer A. Ludwig, Rotmonten, St. Gallen. Aus Tirol schickte mir Herr Prof. Dr. R. von Klebelsberg bereitwilligst wichtige Mitteilungen.

Das umfangreichste Material war natürlich die durch den organisierten Erdbebendienst der in Frage kommenden Länder offiziell verschickte und vhm. sehr gleichmäßig beantwortete Fragebogensammlung.

Herr Dr. Wanner von der schweizerischen Erdbebenkommission in Zürich überließ mir die dortigen Fragebogen, Karten und Briefe (über 200 Stück). Herr Dr. W. Hiller vom Württembergischen Erdbebendienst bei der Met.-Geophys. Abteilung des Württembergisch. Statistischen Landesamtes schickte 530 ausgefüllte Fragebogen, 141 Briefe und Karten. Darin ist auch eine durch Herrn Prof. Dr. Hennig vom geologischen Institut der Universität Tübingen veranlaßte Sondersammlung von Berichten enthalten. Herr Prof. Dr. Schlötzer vom Geodät. Institut der Technischen Hochschule Karlsruhe überließ mir das badische Material von bis 220 Meldungen. Und die größte Sammlung verdanke ich Herrn Prof. Dr. Lutz (Erdbebenstation der Bayer. Sternwarte, München): 1195 Fragebogen, 200 Karten und Briefe und eine Sammlung von Zeitungsausschnitten.

Regional wie im einzelnen ist dieses Material im allgemeinen sehr befriedigend. Für einzelne größere Orte enthält es so viele Meldungen, daß eine besondere Bearbeitung möglich wäre (Stuttgart 60, München 42, Nördlingen 28, Oberstdorf 17, Zürich 16, Immenstadt und Füssen je 11).

Allen den Genannten und der gesamten Bevölkerung, die mit großem Interesse und Verständnis ihre Meldungen schrieb, sei hier der beste Dank gesagt. Leider gelang es nicht meine Absicht auszuführen und durch Heranziehung auch des österreichischen Meldungs-Materials eine einheitliche Bearbeitung durch einen einzigen Autor zu geben. Weil die makroseismischen

Beobachtungen immer eine von Person zu Person bis zu einem gewissen Grade schwankende Beurteilung erfahren müssen, wäre derartige wohl im allgemeinen Interesse gewesen. Die von der Zentralanstalt für Met. und Geodynamik gesammelten Meldungen oder andere Mitteilungen aus Wien habe ich nicht erhalten können. Anscheinend wird dieses Material dort selbst bearbeitet.

Die mir vorliegenden Meldungen habe ich sämtliche durchgesehen, analysiert und, wenn auch nicht ganz vollständig, bearbeitet. Es lag nicht in meiner Absicht und Möglichkeit etwa die Mikroseismik, die Zahl der gefühlten Einzelstöße oder die Einzelbeobachtungen in den größeren Orten voll auszuwerten. Die wichtigsten Schlüsse aber aus dem Ganzen glaube ich gezogen zu haben. Namentlich gab ich eine möglichst vollständige Isoleisten-, Isakusten- und Nachbeben-Karte. Auch konnte die Beziehung der Erschütterungen zu der jeweiligen tektonischen Lage von mir als Geologen, der sich schon seit geraumer Zeit mit Süddeutschland und den Alpen beschäftigt, wohl recht vollständig festgestellt werden. Die allgemeinen, teilweise von bisherigen Auffassungen nicht unbedeutend abweichenden Schlußfolgerungen wurden in besonderen Kapiteln erörtert.



A. Die Wirkungen des Erdbebens.

I. Mikroseismisch.

Es liegt nicht im Plan dieser seismisch-tektonischen Arbeit alle Daten wiederzugeben, welche in den Seismogrammen der verschiedenen Herd-näheren oder Herd-ferneren Erdbebenstationen über Wellenverlauf und Geschwindigkeit berichten. Um aber wenigstens eine Vorstellung von den Wirkungen auf die Seismographen zu geben, folgt hier eine Tabelle der näher gelegenen Erdbebenwarten.

Das schweizerische Erdbeben-Bulletin Nr. 22 gibt für den Hauptstoß und Nachstoß folgende Daten. Dabei wird hier nicht die um eine Stunde spätere Zeitangabe der Schweiz, sondern die mitteleuropäische gebracht, um den Vergleich zu erleichtern.

Nach dieser Abänderung fanden beide verzeichneten Stöße (Haupt- und Nachstoß) in den ersten Stunden des 8. Oktober statt.¹⁾

Hauptstoß:

Chur	$i\bar{P}$	$0^h 27' 25'',1$	$i\bar{S}$	S—P: 15'',5	d: 121 km
Zürich	e	$0^h 27' 35'',2$			
	$i\bar{P}$	$0^h 27' 36'',5$	$i\bar{S}$	S—P: 20'',4	d: 161 km
				Federn abgeworfen; Azimut 85^0 .	
Neuchâtel	iP_n	$0^h 27' 50'',2$	$e\bar{S}$	S—P: 41'',2	d (aus \bar{S} — \bar{P}): 280 km
		Azimut 45^0 .			d (aus P— P_n): 300 km

Nachstoß:

Chur	$i\bar{P}$	$1^h 28' 00'',1$			
	iP	$1^h 28' 57'',3$	$i\bar{S}$	S—P: 17'',1	d: 136 km
Zürich	eP	$1^h 29' 06'',4$	eS	S—P: 21'',5	d: 170 km
	iP	$1^h 29' 06'',9$			
Neuchâtel	e P_n	$1^h 29' 21'',9$	$i\bar{S}$	S—P: 33''	d: 265 km
	$i\bar{P}$	$1^h 29' 27'',9$			d: 300 km

Der Seismograph in Innsbruck begann nach Zeitungsnachrichten um $0^h 26' 02''$ zu schreiben; etwa 9 Minuten lang bei WO-Fortpflanzung und nordsüdlicher Stoßrichtung. Um $1^h 27' 9''$ trat ein Nachbeben ein.

Die Erdbebenwarte in Stuttgart zeigte den Erdbebenbeginn um $0^h 27' 38''$, die stärkste Bewegung um $0^h 28' 03''$ (Vertikal-komponente), ein schwächeres Nachbeben, ebenso wie in Hohenheim und Ravensburg, etwa eine Stunde später an.

Die Warte Hohenheim (südlich Stuttgart) meldete den Bebenbeginn für $0^h 27' 37''$ bzw. $0^h 27' 38''$ und etwa 10 Minuten Bebedauer.

In der Station Ravensburg (nördlich vom Bodensee) begann der Schreibstift um $0^h 27' 25''$ zu schreiben, wurde aber dann

¹⁾ i = plötzlicher Einsatz (Stoß) im Seismogramm; e = langsamer Einsatz (Zug); \bar{P} , P , S , \bar{S} = Ankunftszeiten verschiedener Wellenarten: \bar{P} = direkt laufende Längs-Raumwelle, P = vom Herd zuerst gegen eine tiefere Unstetigkeitsfläche (rund 60 km tief), dann erst an die Erdoberfläche laufende Längs-Raumwelle; S = Quer-Raumwelle; d = aus den Ankunftszeiten der verschieden rasch laufenden Wellen ermittelte Entfernung der Erdbebenstation vom Epizentrum (= Ort stärkster Oberflächen-Erschütterung).

durch die Stärke der Bewegung außer Betrieb gesetzt (Stoßverlauf wohl O-W, Erschütterung 6^{min}).

Ebenso schrieb in der Station Karlsruhe der Apparat nur den Anfang um 0^h27'52'' auf (O-W-Komponente) und wurde dann gestört.

Die Sternwarten-Station auf dem Königstuhl bei Heidelberg hatte den ersten Einsatz 0^h27'30'', den Hauptstoß um 0^h29'8, eine Erschütterungsdauer bis 0^h45'

In Nördlingen schrieb der Apparat 0^h29' den Anfang, wurde darauf gestört; ebenso in München. Hier wirkten die beiden Erdstöße von N nach S noch so kräftig, daß die Nadeln beider Apparate aussprangen: Einsatz 0^h27'28'', nach 14 Sekunden Hauptstoß. Herdentfernung 110 km.

In Jena registrierte der Seismograph der Hauptstation den Einsatz um 0^h28'05''; um 0^h29' einen weiteren Stoß. Dann wurden auch hier die beiden Bewegungen besonders in der N-S-Richtung so bedeutend, daß nach wenigen Sekunden die Schreibarme außer Betrieb kamen.

Im Geodätischen Institut Potsdam begann die Aufzeichnung schwach um 0^h29'0, der Höhepunkt wurde bis 0^h38' erreicht, dann leichtes Abklingen; rund 9 Sekunden Dauer. Der stärkste Stoß (in München besonders kräftig) erfolgte zwischen 0^h33' und 0^h34' mit dem für Potsdam ungewöhnlichen Ausschlag von 0,9 mm.

Wien meldete in den Zeitungen die Erschütterung um 0^h23'20'' (?), 15 mm größten Ausschlag und rund 400 km Herdentfernung.

Sieht man von der Verschiedenheit der Zeitangaben ab, die mit wenigen Ausnahmen im Wesentlichen die Laufzeiten der Wellen vom Herd bis zu der betreffenden Beobachtungsstation wiedergeben, so fand also der erste Hauptstoß im Herdgebiet der Lechtaler Alpen (siehe Kartenskizze) am 8. Oktober früh morgens um 0^h26' statt.

Die allgemeine Verteilung der Stoßstärken und die verschiedenen Ankunftszeiten der verschieden rasch laufenden Wellen ermöglichen auch eine gewisse Schätzung der Tiefenlage unter der Erdoberfläche, in der sich die Haupterschütterung entwickelte (Herd oder Hypozentrum; Ort stärkster Erschütterung an der

Erdoberfläche senkrecht darüber: Epizentrum). W. Hiller¹⁾ hat diese Tiefenlage vorläufig auf 20—40 km Tiefe angegeben.

Der Genannte hat auch bereits sehr richtig darauf hingewiesen, daß Regelmäßigkeiten in der Erschütterungsart an den betreffenden Erdbebenwarten bestehen. Die vom Herd im Erdinneren unmittelbar bis zu den nördlichen und östlichen Stationen Stuttgart, Straßburg, Hohenheim, München, Wien, Graz gelaufenen Vorläuferwellen (\bar{P}) erzeugten einen langsamen Einsatz, der als Zugbewegung definiert werden kann. Dagegen verursachten die Vorläuferwellen, welche vom Erdbeben zuerst schräg gegen unten an die Grenzfläche, gegen ein wesentlich dichteres Gestein (das sie reflektierte) herabgingen und dann erst an die Erdoberfläche kamen (P), hier einen Stoß.

Umgekehrt lieferten in den südlichen Stationen Ravensburg und Neuchâtel, dann besonders Zürich und Chur, die P-Wellen Stöße (i), die P-Wellen allmähliche Einsätze der Aufzeichnungen im Seismogramm (e).

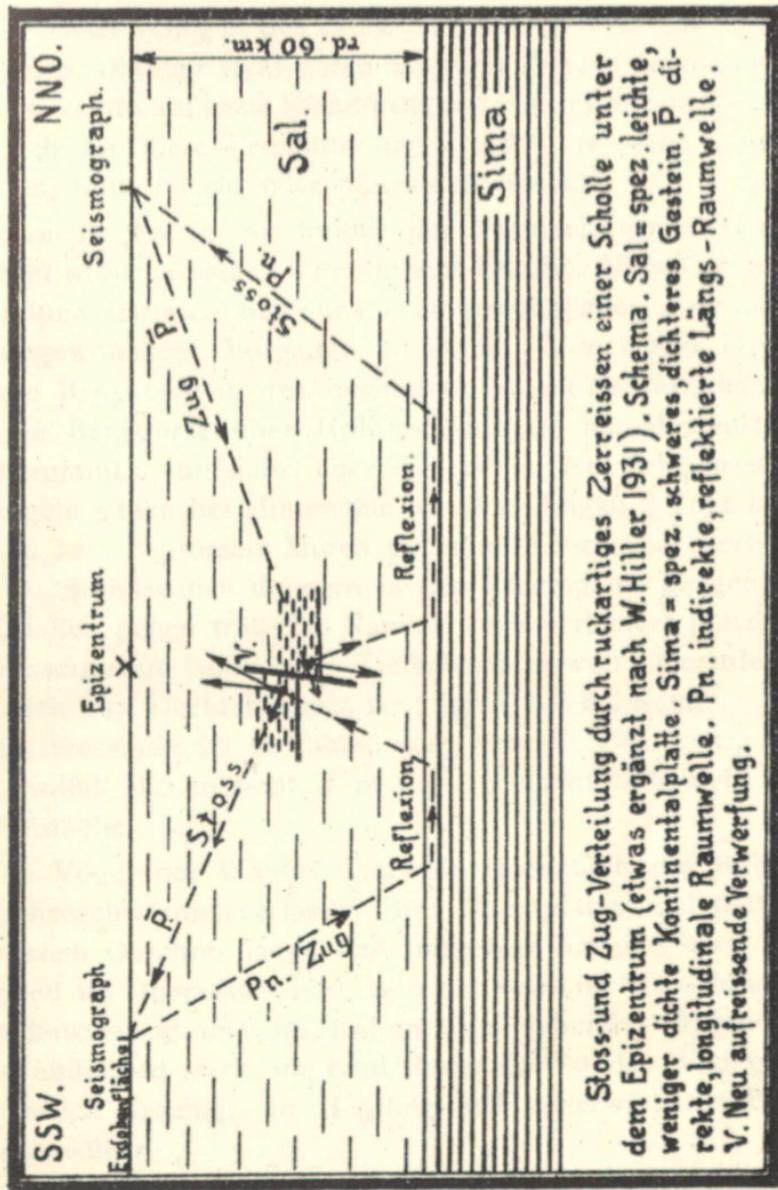
W. Hiller stellt sich vor, daß diese Erscheinung am einfachsten durch eine große unterschiebende Bewegung tieferer Gesteinsmassen aus nördlicher Richtung gegen die Alpen hinab gedeutet werden könnte, daß es Kräfte seien, die noch mit der Alpenauffaltung im Zusammenhang stehen. In der Richtung dieser Unterschiebung erfolgte beim plötzlichen Abreißen dieser unterschiebenden Scholle von der südlichen, unterschobenen, gegen S zu Stoß, während im Rücken, hinter dieser Bewegung, ein Zug an der Erdoberfläche die Folge war (Figur 1).

Schon bevor ich von diesen Ausführungen Kenntnis erhalten hatte, konnte ich auf Grund von allgemeinen geologischen Ueberlegungen, sowie auf Grund einer ersten Uebersicht über die Erdbebenwirkungen zu einem ähnlichen Schluß kommen. Auch R. v. Klebelsberg²⁾ schrieb bereits vorläufig über ähnliche Bewegungen in südlicher Richtung. Wir werden im Folgenden an Hand der sehr schönen makroseismischen Beobachtungen Gelegenheit haben zu dieser Frage weiter Stellung zu nehmen, deren Beantwortung zu beträchtlichen Veränderungen über unser bisheriges Wissen vom „Hypozenentrum“ führen kann.

¹⁾ W. Hiller: Das Erdbeben am 8. Oktober und seine Ausbreitung in Württemberg. „Schwäbischer Merkur“ vom 21. November 1930.

²⁾ R. v. Klebelsberg, Mitteilungen des Deutschen und Oesterreich. Alpenvereins 1921.

Figur 1.



Stoß- und Zug-Verteilung durch ruckartiges Zerreißen einer Scholle unter dem Epizentrum (etwas ergänzt nach W. Hiller 1931). Schema. Sal = spez. leichte, weniger dichte Kontinentalplatte. Sima = spez. schweres, dichteres Gestein. P direkte, longitudinale Raumwelle. Pn. indirekte, reflektierte Längs-Raumwelle. V. Neu aufreissende Verwerfung.

II. Makroseismische Wirkungen.

(Figur 2)

A. Ueberblick.

Die Stosswirkungen des Erdbebens zwischen 12 und 1 Uhr nachts am 8. Oktober 1930 waren natürlich überaus mannigfach, denn alles wurde auf seine Standfestigkeit hin geprüft und vieles erwies sich für diese Erschütterungen nicht als stabil genug. Das wankt, fällt, rutscht oder platzt auseinander.

Schon im Freien, wo freilich der Nachtzeit wegen wenig beobachtet wurde, entstand beträchtliche Unruhe. Viele Gehänge in den Alpen erwiesen sich nur für die gewöhnlichen, aber nicht für so ungewöhnliche Vorgänge als stabil. Von langer Dauer waren die Bergstürze in den Lechtalern östlich Namlos; kürzer waren die Bergstürze über Hohenschwangau, am Waxenstein über Obergrainau, am Giebel über Hinterstein. Aus bewachsenen Schuttkegeln gehen bei Hinterstein im Ober-Allgäu 2 Tage lang Steine zu Tal. 3 grössere Muren gehen am Gaichtberg westlich Reutte ab, Steinlawinen donnern in den Chiemgauer Bergen zu Tal. Quellen gehen trüb (bei Namlos) oder verändern plötzlich ihre Wassermenge stark (bei Tiefenbach unweit Oberstdorf). 20 Minuten von Uechtelhausen, weit im N bei Schweinfurt, wo nur noch Stosstärke III zu fühlen war, entsteht gleichzeitig ein kleiner Erdfall (1,5 m breit, 1 m tief) in einem Rübenfeld auf kleiner Anhöhe.

Die Vögel des Waldes, sehr oft namentlich die Raben- und Krähenschwärme, verlassen ihre Nachtplätze und flattern mit grossem Geschrei lange Zeit aufgeregt hin und her. Bei Gunzesried im Oberallgäu hört man die Rehe im Wald blöken, bei Balderschwang und im Rohrmoostal (ebenda) röhren die Hirsche auffallend stark, im Linderhofer Tal ist das Wild ganz ungewöhnlich unruhig. In Huglfing und anderwärts rauschen die Bienenvölker

Die Haustiere ergreift grosse Unruhe. Die Hühner fallen von der Stange und laufen mit Hasen, Klein- und Grossvieh entsetzt durcheinander. Alles brüllt und schreit, will sich losreissen, die Kühe läuten mit den Glocken. Im Münchener Schlachthof werden die Kühe rebellisch und reissen sich los. Die Hunde sind sehr unglücklich.

Bei geringeren Stößen suchen die Menschen nach nächtlichen Einbrechern unter dem Bett oder nach dem Fuchs, der den Hühnerhof alarmiert haben soll. Vielfach poltern aufgeschichtete Holzstöße um (Tiefenbach bei Oberstdorf, Sipplingen, Kr. Ueberlingen usw.) oder Bruchsteine (Eschenlohe). Das Radio setzt aus. In Heidenheim läuten die Glocken selbsttätig. In Füssen muss ein Motorradfahrer absteigen, weil es zu stark schwankte. Bei Bregenz spürte man das Beben deutlich im fahrenden Zug. Je nach Bauart, Untergrund, Stockwerkhöhe ist die Wirkung auf die Schlafenden recht verschieden; in weiten Gebieten erwacht alles, höchstens einige Kinder ausgenommen. Wenn von den Hausdächern die Dachziegel herabrutschen (z. B. Füssen), wenn der Nachtwächter in eine Häuserecke wankt, um sich dort zu stützen (Füssen) und wenn die Risse an den Häusern sich bemerkbar machen, dann eilen schon viele angstvoll auf die Strassen.

Hauptsächlich fiel der Verputz der Mauern zunächst von Ecken und Kanten herab. An solchen Stellen der Zimmerecken entstanden auch die ersten feinen Mauerrisse. Auch waren die höher liegenden Gebäudeteile (Kamine, Türme) zuerst gefährdet, denn hier wurde am langen Hebelarm gearbeitet. Aber im Epizentralgebiet wurden auch die hier meist nur einstöckigen Häuser erheblich beschädigt und die Menschen flüchteten entsetzt ins Freie. In Faulenbach bei Füssen und in Heiterwang, in Rinnen, Kelmen, Namlos (Lechtaler Alpen) brachen die meisten Kamine herab und die Häuser erhielten Risse, dass man durchsehen und die Hand durchstecken konnte; mehrere Häuser sind ganz unbewohnbar geworden. Leitungen von Licht und Wasser wurden gestört, nicht nur in Namlos. Noch in Regglisweiler (eine Stunde von Illertissen südlich Ulm) entstand ein Riss im Wasserversorgungsbecken, dass das Wasser auslief.

Wirft man einen Blick auf die Karte gleicher Erdbebenerschütterungen (Figur 2), so fällt sofort die stark nach SW verschobene Lage der HAUPTerschütterungen innerhalb des ganzen Bebengebietes auf. Die stärksten Wirkungen gab es in den Nordalpen vom Allgäu bis nach Reichenhall. Aber nach W und S verlor sich die Stosstärke sehr rasch, während sie gegen N und NO erst nach der dreifachen Entfernung allmählich abflaute. Ausserdem sehen wir auf der Karte sogleich ganz unverkennbare Beziehungen zwischen Bebenstärke und tektonischem Gesteins-

aufbau. Wir haben die Aufgabe, diese Beziehungen im einzelnen zu untersuchen.

B. Die Erschütterungsstärken und ihre Begründung.

Bevor in die Einzelheiten eingegangen werden kann, muss die Grundlage der in unserer Karte niedergelegten Zahlenbestimmungen der Bebenstärke kurz betrachtet werden.

Kritik der Intensitätszahlen. Seit langem verwendet man bei der Beschreibung von Erdbeben einige nicht sehr viel voneinander abweichende Skalen der Erschütterungsstärke. Man hat bestimmte, leicht und häufig beobachtbare Erscheinungen im Haus oder Freien ausgewählt und nach der Bebenstärke, welche sie hervorriefen, gruppiert. Als objektives Mass wird dabei nach F. Omori heute allgemein die Beschleunigung angesehen, welche der Punkt der Erdoberfläche in mm sec.^2 (A. Cancani) durch die Stösse erhalten.

Ich bin zwar nicht der Meinung, dass die verwendete Mercalli-Sieberg-Skala restlos befriedigt. Gleichwohl hat sie sich auch bei unserem Erdbeben sehr gut bewährt. Dieses Urteil lässt sich offenbar trotz aller oft plötzlicher Wechsel der Bebenstärken daraus entnehmen, dass es durchaus gelingt in sehr vielen Fällen einen ganz bestimmten tektonischen Sinn aus dem Kartenbild herauszulesen; ausserdem daraus, dass diese Wechsel durchaus reell sind, was fast durchweg aus der Uebereinstimmung mehrerer Beobachtungspunkte der betreffenden Gegend hervorgeht.

Nur muss ein Einwand erhoben werden, der vielleicht bei weiteren Studien noch zu Verbesserungen der Skala führt und der vor allen Dingen dem nach Omori als allein gültig angesehenen „absoluten Maass“ der Bebenstärke gilt. Recht häufig ergibt sich nämlich aus den Berichten die Tatsache, dass die Amplitude der Bewegung in der Horizontalen bzw. Vertikalen (meist ist es ja eine Vereinigung beider) zwar sehr gross ist, dass aber die Bewegung verhältnismässig langsam verlief. Wir dürfen, wie ich meine, in solchen Fällen nicht einfach nach der Beschleunigung fragen, sondern auch nach dem Maass der wirklich stattgefundenen Bewegung, mag sie auch viel langsamer verlaufen sein als die Teilchenbewegung um eine kurze Entfernung. Der Begriff „Bebenstärke“ scheint mir noch keineswegs einwandfrei festgestellt zu sein.

Ich gebe hier nur eine Anregung, denn die mündliche Umschreibung der verschiedenen für uns in Frage kommenden Skala-Stufen der Wirkung berücksichtigt schon ziemlich gut beide Momente: die Geschwindigkeit und die Weglänge, um welche die Boden-Teilchen der Erdoberfläche bewegt werden. Doch ist für Meldungen, wie z. B. für grosse Amplituden, wie sie in Stock bei Prien am Chiemsee festgestellt wurden, auch diese Skala noch nicht gut zu verwenden. — Ausserdem muss noch kurz auf die Abschätzung unserer Erschütterungsstärken selbst eingegangen werden.

Die Zeit kurz nach Mitternacht war bis zu einem gewissen Grad für die Gleichmässigkeit der Meldungen von Vorteil. Denn die allermeisten Beobachtungen wurden unter vergleichbaren Umständen vom Bett aus in der ruhigen Nacht vorgenommen. Würde sich das Erdbeben bei Tag ereignet haben, dann wäre das Beobachtungsmaterial viel ungleichwertiger. Freilich musste ein gewisser Teil von negativen Meldungen in Kauf genommen werden von Gegenden, die in Wirklichkeit wohl erschüttert waren, in denen aber die Berichterstatter und diejenigen, welche von ihnen befragt wurden, alles verschlafen hatten. Doch ist bei der sehr grossen Anzahl von Meldungen und von befragten Personen diese Fehlerquelle gewiss nicht gross. Jedenfalls ist sie viel kleiner, als sie unter den Umständen eines normalen Tagesverkehrs und bei Beschäftigung der Menschen mit den verschiedensten Arbeiten gewesen wäre.

Die Beobachtungen mussten natürlich nach Möglichkeit auf einen gemeinsamen Nenner gebracht werden. Denn auch in unserem Fall stellte sich sogleich die Abhängigkeit z. B. von der Höhenlage des Stockwerks heraus, in dem die Beobachter wohnten. Als hübsches Beispiel hiefür gebe ich die diesbezüglichen Beobachtungen in der Lungenheilstätte Wasach bei Tiefenbach-Oberstdorf im Allgäu. Während hier in einem einstöckigen, gemauerten Haus um 0^h 27' im ersten Stock mehrere kurz aufeinanderfolgende ruckartige Stösse von NO gegen SW durch mehrere Sekunden verspürt wurden, gleichzeitig mit einem dumpfen Rollen und unter Begleiterscheinungen des Stärkegrades 5, ergaben die Ermittlungen für das 150 m entfernte, grosse Hauptgebäude der Anstalt folgendes (für jedes Stockwerk sind die Meldungen aus je 3 verschiedenen Zimmern von meist wachenden Personen verwendet):

- Im Erdgeschoss: tiefes Erdrollen, dann Rütteln und Schwanken von N nach S 5—10 Sekund., Stärke 4—.
- Im 1. Stock: 2 Stösse zuerst von W nach O, dann von S nach N, heftiges Rütteln der Türen, Schwanken des Bettes, Stärke 5.
- Im 2. Stock: dumpfes Rollen, mehrere Sekunden lebhaftes Schaukeln und Rütteln der Betten, Klappern von Türen und Fensterscheiben, Stärke 5—.
- Im 3. Stock: gleichzeitig mit grollendem Geräusch werden die Bettinsassen so heftig geweckt, dass 2 mit dem Kopf an die Wand stossen, das Bett rutscht auf dem Boden, die Radiohörer fallen von der Wand, Schränke und Betten schaukeln wie auf dem Schiff, 5—13 Sek. Dauer, Stärke — 6.

Die Gebäude liegen auf Moräne 930 m über NN, 130 m hoch am Abhang über dem tiefen Breitach-Einschnitt. Eindrucksvoll war der Unterschied zwischen den Schwankungen des 26 m hohen Vestnerturms (Stärke 5—) und den geringen Schwankungen (i. a. — 4) in Nürnberg. Eine hübsche Feststellung über die in einzelnen Hausstockwerken nach oben zu abnehmenden Erschütterungen wurde in München, Plinganserstrasse 130, gemacht. Hier stehen in einer Fabrik in verschiedenen Höhen Barothermo-Hydrographen. Von ihnen schlug derjenige im 6. Stock (rund 35 m hoch) 8 mm weit aus, ein anderer 8 m tiefer 2 mm, die sonstigen 30 in der Fabrik tiefer verteilten Instrumente gaben überhaupt keinen Ausschlag.

Dagegen wurde in einem alten, tief liegenden Klosterkeller in Steingaden-Schongau (Stosstärke im Ort 4—5) nichts gespürt.

Weil sich herausstellte, dass weitaus die meisten der Beobachter im ersten Stock ihrer Häuser im Bett lagen, wurden die Bebenstärken nach Möglichkeit auf dieses Stockwerk reduziert. Ausserdem bezieht sich natürlich die Isoleistenkarte auf die Stärke des bedeutendsten Stosses, der gefühlt wurde. Dieses war aber keineswegs überall der gleiche. Oft war es der erste oder der zweite von den stärkeren Stössen; oft wurde nur ein einziger oder wurden 3 oder mehrere Stösse verspürt.

Die Stosszahl einwandfrei darzustellen würde zum mindesten eine sehr eingehende Beschäftigung mit den örtlichen Verhältnissen erfordern, die mir nicht möglich ist. Zwar gibt es für

weite Gebiete, z. B. Oberbaden-Bodensee, ganz übereinstimmend nur 2 Stösse. Aber dann gibt es wieder viele Gegenden, oft kleine Orte, in denen die Angaben über die Stosszahl (— auch abgesehen von den Schläfern, die erst allmählich erwachten —) sehr rasch wechseln. Sogar in Nachbarhäusern, ja innerhalb des gleichen Hauses weichen die Angaben über Stosszahl und auch über Stossrichtung und -Art bestimmt voneinander ab. Dies gilt auch für die Geräusche. Hier gab ich den positiven Meldungen den Ausschlag.

Am meisten verschieden sind die Angaben über die Dauer der Erschütterungen. Sie war ganz gewiss recht verschieden: in Stuttgart sicher nur etwa 3 sec., in München 1 Stoss rund 10 sec., dann ein zweiter von rund 8 sec. Dauer. Aber wenn innerhalb des gleichen Hauses teils Sekunden teils Minuten schätzungsweise angegeben sind, so spiegelt sich darin wohl mehr das Unvermögen einer einigermaßen richtigen Zeitschätzung im Bett, besonders beim Aufwachen wieder. Andere Schlüsse können hieraus kaum gezogen werden.

Auch die Erschütterungsart wäre fraglos einer eingehenden, einwandfreien Darstellung wert. Doch ist auch hier, abgesehen von den örtlichen, objektiv bedingten Umständen, die Güte der Meldungen recht wenig befriedigend. Es wäre zu unterscheiden gewesen zwischen „Stoss“ als länger oder kürzer dauernder, jedoch zeitlich scharf begrenzter Erschütterung, „Rütteln“, einem mehr oder weniger starken Hin- und Herspringen in der Wagrechten, „Zittern“, also sehr kurzperiodischen Schwingungen kleineren Ausschlages und zwischen „Schaukeln“, der gewöhnlichen, wellenförmig fortschreitenden Verbiegung der Horizontalen unter gleichzeitiger Bewegung in der Wagrechten. Diese scharfe Unterscheidung ist nun aber beim gewöhnlichen Sprachgebrauch fraglos nicht eingehalten worden, sodass vergleichbare Bestimmungen nicht vorliegen. Vielleicht könnte man durch Anmerkungen in den Fragebogen diese Dinge künftig etwas schärfer bekommen.

Die Stossrichtungen verlangen nicht weniger Kritik. Ihre Angaben erwiesen sich häufig, weil oft nicht auf bestimmte Tatsachen, sondern auf blosses Gefühl eingestellt, als ganz unsicher. Viele sind der Meinung, dass der Stoss natürlich von der Gegend des Epizentrums herkommen müsse und geben diese

Richtung dann auch an. Zwei Dinge werden oft zusammen-
geworfen: einerseits die Fortpflanzungsrichtung und andererseits
die örtlich beobachtete, tatsächliche Stossrichtung. Erstere wird
allerdings wohl nicht gerade häufig beobachtet.

Liest man die Angaben aus den Städten, so scheint über-
haupt kein Verlass auf diese. Denn je mehr Berichte einlaufen,
desto verschiedenartigere Richtungen werden genannt. Dies gilt
freilich nicht für alle Städte, z. B. nicht für Augsburg, wo, wenn
überhaupt, allein die OW-Richtung verzeichnet wurde. Dies gilt
aber ausgesprochen für Stuttgart und Tübingen, wo so ziemlich
alle Himmelsrichtungen, und zwar fast jede Richtung als wirklich
beobachtet, gemeldet wurde. Solche Unterschiede können nicht
mit unrichtiger Berichterstattung zusammenhängen. Es scheinen
hier besondere Fälle vorzuliegen, die mit dem örtlichen
Untergrund und dessen Wechsel zusammenhängen. Lasten viele Häuser auf dem Untergrund, seit Jahrhunderten und
mit mächtigem Gewicht, so bilden sie eine teilweise zusammen-
hängende steinerne Kulturplatte. Lücken, Risse in dieser Platte
und Verschiedenheit ihrer Fundierung werden zu ausgeprägten
Sonderbewegungen Anlass geben müssen. Durch die Erschütter-
ungen werden z. B. solche Erscheinungen zur Geltung kommen,
wie sie infolge des ungleich tragfähigen Untergrundes (Quartär
über Keupergipsmergel) beim Bau des neuen Stuttgarter Bahn-
hofes hervortraten. Mit der Tektonik oder mit der primären
Richtung des seismischen Antriebes selbst haben solche sekun-
dären Teilbewegungen offenbar nur noch sehr wenig zu tun.
Das verwickelte Mosaik antwortet durch Bewegung in den ver-
schiedensten Richtungen.

Das ist also ein Ausnahmefall, der auch manchmal auf
dem Lande zutreffen mag. Im grossen Ganzen aber scheinen
die Stossrichtungen, bei denen es weniger auf die Polarität als
auf die allgemeine Richtung ankommt, in der das Hin- und Her-
schwingen stattfindet, doch ihre tektonische Bedeutung zu besitzen.
Denn recht zahlreiche der Beobachtungen bei unserem Beben
scheinen die Schlüsse durchaus zu rechtfertigen, welche W. Deecke
seinerzeit für das November-Beben 1911 zog.

Mit Rücksicht hierauf habe ich auf der Karte Figur 2 die
Stossrichtung mit vier verschiedenen Zeichen dargestellt. Ein
einfacher Punkt bedeutet eine (meist wagrechte) Erschütterung

ohne ausgeprägte Richtung. Ein Ring gibt an, dass der Stoss hier ziemlich senkrecht von unten kam. Ein Strich zeigt die Himmelsrichtung einer horizontalen Hin- und Herbewegung. Ein Pfeil bedeutet polare Horizontalstösse.

Einen wichtigen Schritt in der Erkenntnis der seismischen Bodenbewegung würden wir ohne Zweifel vorwärts kommen, wenn ganz einfache, vielleicht transportable Apparate an zahlreichen, tektonisch gut bekannten und wichtigeren Orten aufgestellt werden könnten, welche die Scherungs- bzw. Stossrichtung objektiv einwandfrei für mehrere Beben hintereinander am gleichen Ort erkennen lassen. Da es weder auf die genaue Zeit noch auf sonstige schwierige Einzelheiten ankäme, könnte wohl die Kostenfrage überwindbar sein.

Wir gehen nun zu einer Beschreibung der Bebenwirkung von Ort zu Ort in Abhängigkeit von örtlich gegebenen Umständen über. Dabei gliedern wir das Erschütterungsgebiet in seine seismotektonischen Teilbezirke.

1. Das Epizentrum.

Umgrenzung: Als Bereich stärkster Erschütterung mit Stossstärke zwischen V und VI erscheint ein recht verwickelt umgrenztes Gebiet in Nordwesttirol (Figur 2). Es liegt zwischen Landeck im Inntal, Oberstdorf, Füssen, Murnau und Telfs (Inntal). Ausserdem steigt die Stosstärke noch in kleineren Gebieten bei Lenggries-Gmund, Reichenhall und ausserhalb der Alpen südwestlich von Augsburg und OSO von Ulm auf V—VI.

Sehen wir zunächst von diesen kleineren Gebieten ab. Der nordwesttiroler Schütterbezirk als grösster enthält auch den Raum stärkster Erschütterung mit Stärke VII und VII—VIII. Aber selbst diese Stärken sind nicht etwa auf einen einzigen Punkt oder auf eine einzige Linie beschränkt. Die zusammenhängendste Zone mit Stärke über VII liegt gewiss auf einer WSW—ONO laufenden Linie, auf der die Orte Namlos (Figur 3), Kelmen, Rinnen (sw. Berwang) liegen. Man könnte demnach dieses Gebiet als eigentliches Epizentrum ansprechen. Doch gibt es noch weitere Orte mit Stosstärke VII, nämlich den alten Stossherd Nassereith, Heiterwang am Plansee, einen Ortsteil bei Reutte, Vils und Faulenbach bei Füssen. Abgesehen davon handelt es sich um ein wenig und nur längs der Täler bewohntes

Gebirgsland von 800—1000 m Talsohlen- und 2000—2400 m Berggipfel-Höhe. Wie hier die Stosstärken im einzelnen verteilt waren, ist uns ganz unbekannt geblieben.

Am besten werden wir wohl der Sachlage gerecht, wenn wir die Namloser Gegend als eigentliches Epizentrum ansprechen, ausserdem aber noch eine „epizentrale Zone“ besonders hervorheben. Diese zieht sich von der Illertaldelle im Allgäu östlich fast durch die ganzen nördlichen Kalkalpen zwischen Inntal und bayerischem Alpenrand fort, um von der Querdelle der Loisach (Murnau-Mittenwald) ab unter bedeutender Versmälerung nur noch gelegentlich (Lenggries, Gmund, Rosenheim, Reichenhall) Stosstärken von V—VI und VI zu erreichen.

Das epizentrale Gebiet von Namlos.

So wie die angedeutete epizentrale Zone im Kartenbild einen nach O schmälern und an Stosstärke abnehmenden Keil darstellt, der im W ganz plötzlich einsetzt, ist merkwürdigerweise auch das Namloser Hauptschüttergebiet beschaffen. Auch hier handelt es sich um eine, nun deutlicher als Herdlinie abgezeichnete, keilartige Fläche, die mit Namlos im W recht plötzlich einsetzt, um nach ONO hin schwächere Wirkungen zu erzielen.

Zur Schilderung der in Namlos, einem kleinen, abgelegenen Gebirgsdorf (von 31 Häusern, etwa 100 Einw., in 1263 m NN), beobachteten Hapterschütterung verwende ich hier den ausführlichen Bericht zweier zur Jagd vorübergehend dort wohnender Herren aus Stuttgart, der bei den Erdbebenwarten in München und Stuttgart einlief. Die Betreffenden schliefen in der Nacht vom 7. zum 8. Oktober in dem Gasthof zum Kreuz, einem Fachwerkbau mit holzvertäfelten Zimmern. Sie erwachten durch ein donnerähnliches Getöse und fühlten sich so heftig im Bett etwa 4—5 sec. lang hin- und hergeschüttelt, dass sie sich festhalten mussten, um nicht herauszufallen. Gleichzeitig und gleich lang sahen sie an beiden Fenstern eine gelbliche, flackernde Helle, nach deren Erlöschen nur noch der Vollmond das Zimmer erhellte. Das elektrische Licht (110 Volt Gleichstrom), brannte nicht mehr und konnte auch nicht für jenen Lichtschein verantwortlich sein, weil die Lichtwirkung überaus stark war und so lange dauerte. Ausserdem kam, wie sich später herausstellte, die Turbine und Gleichstrommaschine des kleinen, örtlichen

Elektrizitätswerkes sofort beim ersten Stoss durch Zerstörung des Zulasschiebers und der Rohrleitung ausser Betrieb. Der Lichtschein wurde auch von den andern Einwohnern beobachtet.

Als die Berichterstatter das Fenster öffneten, bemerkten sie einen starken Schwefelgeruch.

Dem ersten heftigen Stoss folgten wohl etwa im Abstand von einer halben Stunde noch mehrere Stösse, von denen der zweite mässig, der dritte wieder sehr stark war, doch lange nicht mehr so stark wie der erste. Ausser mehreren schwachen Stössen, die meist von einem dumpfen Grollen begleitet waren, trat um 4^h vormittags ein stärkerer Stoss auf. Von Mitternacht bis Tagesanbruch zählte man etwa 16 Stösse. Schwache, von den Wenigsten bemerkte Stösse gingen dem Hauptstoss voraus. Auch im Lauf des Tages (8. X.), in der darauffolgenden Nacht und an den weiter folgenden Tagen bis über den 12. X. hinaus fühlte man schwächere Stösse, abwechselnd mit mehr oder weniger starkem Zittern der Erdoberfläche verbunden.

„Der erste Stoss hatte im Dorf Namlos folgende Wirkung: von den meisten Häusern waren die gemauerten Schornsteine herabgefallen (im ganzen über 25). Gemauerte Häuser, z. B. auch die Kirche, zeigten Risse, oft vom Grund bis zum Dach; gemauerte Oefen waren zersprungen und teilweise eingestürzt. In den Küchen und sonstigen gemauerten Räumen war der Mörtel von den Decken gebrochen und waren ganze Wände eingestürzt. Die Holzvertäfelung in anderen Zimmern war aus den Fugen gegangen.“ Ein Haus wurde unbewohnbar. In manchen Zimmern sprangen die Zimmertüren und viele Schranktüren auf, die auf Tischen und Stühlen befindlichen Gegenstände flogen auf den Fussboden. „Mein neben dem Bett stehender Nachttisch hüpfte im Rhythmus mit dem Bett, was ich infolge der Helligkeit genau sehen konnte. In den Schränken stürzte alles durcheinander. In manchen Haushaltungen ging sämtliches Küchengeschirr in Scherben.“ „In Namlos wurde auf einer Wiese ein Feuer angezündet, um welches sich die Bewohner mit Weib und Kind die übrige Nacht scharten. In der zweiten Nacht wurden sie nur durch starken Regen hievon abgehalten. Die Bewohner gemauerter Häuser, welche alle oft klaffende Risse zeigten, zogen zu ihren Nachbarn, weil die elastischen Holzhäuser viel besseren Widerstand gezeigt hatten.“ „Der erste

Eindruck war ein so unheimlicher und Schrecken erregender, dass man an einen Weltuntergang dachte. Das Donnern schien ausser vom Erdinnern von allen umliegenden Bergen zu kommen. Tatsächlich sind in der weiteren Umgebung auch Felsabstürze, Lawinen, Erdrisse, neu entstandene Muren usw. festgestellt worden.“

„Die Hauptschäden¹⁾ knüpfen sich an 2 parallele, ein paar Meter voneinander abstehende Risse, die in WSW-ONO-Richtung durch den unteren Teil der Ortschaft ziehen und im unbebauten Boden zwischen und ausser den Häusern auch einen Monat nach dem Beben noch deutlich, im Maximum ein paar cm weit klafften. Den einen, nordwestlichen Riss hat Kaplan Oberhammer (der Ortsgeistliche) am 8. Oktober noch 400 m weiter im lockeren Boden gegen Kelmen verfolgen können“ (Vergl. Figur 3). „Die Risse stehen annähernd senkrecht oder sind unten etwas gegen SSO vorgezogen. Sie dürften in der felsigen Unterlage des Schuttgeländes, auf dem Namlos liegt, in eine Störungsfläche zusammenlaufen.“

An dem Erdriss, der entlang dem Gasthaus „zum Kreuz“ über eine Strasse hinüber und durch ein anderes Haus hindurch entstand, haben die Bewohner anliegender Häuser auch dort einen Schwefelgeruch nach dem ersten Stoss wahrgenommen. Nach Meinung der erstgenannten Berichtstatter muss aus diesem Riss irgend ein Gasgemisch ausgestossen worden sein, welches sich durch die hohe Pressung und Geschwindigkeit entzündete und dadurch die Lichtwirkung hervorgerufen hat. Ich halte diese Deutung für durchaus naheliegend. Auch R. v. Klebelsberg führt den „Schwefelgeruch“ auf die Reibung zwischen den bitumenreichen Gesteinen, auf denen Namlos liegt, zurück. Nach Zeitungsmeldungen hat sich auch quer über die Knittelkar Spitze eine tiefe Spalte gebildet.

Quellen. Andere Beobachtungen beziehen sich auf die durch das Erdbeben verursachte Veränderung des Weges der unterirdischen Wasserläufe. Es herrscht in der Gegend die Meinung, dass in dem Bergmassiv der Knittelkar Spitze nördlich von Namlos ein unterirdischer See bestehe. Man schliesst dies unter anderem aus der Beobachtung der bei IV, Figur 3, am Gutel (Gufel?) befindlichen Quelle. Diese gibt, auch wenn es wochen-

¹⁾ R. v. Klebelsberg, Die Erdbeben von Namlos. „Innsbrucker Nachrichten“ Nr. 263 vom 15. November 1930, Seite 4.

lang regnet, kein Wasser, während sie nach Tagen vollkommener Trockenheit plötzlich zum Vorschein kommt und dann oft tagelang sehr stark in Betrieb bleibt.

„Diese Quelle IV (Bericht) trat nun am Tage nach dem ersten Stoss (8. X.) ausserordentlich stark zu Tage und ist seit dem 11. X. wieder völlig versiegt. Aus den leider ziemlich verschütteten Quellöchern trat am 12. X. kein Tropfen mehr zum Vorschein. Von den Einwohnern wird erzählt, dass man sich oft beim Einwerfen von Steinen in diese früher mehr klaffenden Löcher, davon überzeugen kann, dass die Steine, von Zeit zu Zeit auf Felsen aufschlagend, sehr tief hinabfallen, ehe ein letztes Aufschlagen vernehmbar gewesen sei. Die Quelle ist unter dem Namen „Rehmaiss-Quelle“ bei den Bewohnern bekannt“

Die in der Figur 3 mit „I“ und „II“ bezeichneten Quellen zeigten am Tage nach dem Erdbeben verstärkten Ausfluss und stark bräunlich getrübbtes Wasser. Bei der Rückkehr von einem Pirschgang aus dem Fallerscheintal bemerkten die Jäger von der Brücke „B“ aus an der mit „III“ bezeichneten Stelle auf einer Wiese eine sehr stark fliessende Quelle, welche vorher noch nie vorhanden gewesen sei. Sie ist seit dem 11. X. 1930 ebenso wie IV wieder verschwunden. Auch der Quellzufluss zum Elektrizitätswerk verlegte sich später.

Diese sehr bestimmten Angaben kann ich nicht für Täuschungen halten. Werden sie doch durch die Tatsache bekräftigt, dass der Bereich der Knittelkarspitze nördlich Namlos von jeher schwache Erdstösse mit Donnergeräusch, 1 oder 2 im Jahr, verspüren lässt. Das sind ganz örtlich beschränkte Vorgänge. Sie hängen offenbar mit grösseren Einstürzen in einem Höhlengebiet in der Tiefe dieses Gebirgsteiles zusammen. Man kann annehmen, dass in dem Kern des Faltensattels, der von Stanzach im Lechtal aus östlich gegen das Knittelkarmassiv fortzieht, die Gips führenden Raibler Schichten noch nicht ganz ihre löslichen Bestandteile abgegeben haben, dass sich noch immer neue Höhlen bilden und dass diese allmählich zusammenbrechen. Bei Namlos selbst soll auch eine Schwefelquelle auftreten.

Es ist aber nach allen Erfahrungen klar, dass ein solcher, wenn auch noch so beträchtlicher Höhleneinsturz, niemals die Ursache für das grosse süddeutsche Schüttergebiet vom 8. X. 1930 gewesen sein kann. Dessen Herd muss

mindestens 20 km tief gelegen haben, also unverhältnismässig tiefer als irgend eine Höhle. Diese Höhleneinstürze und die mit ihnen teilweise zusammenhängenden Laufveränderungen der unterirdischen Gewässer, sind ohne Frage nur Begleiterscheinungen sehr viel weiter reichender tektonischer Vorgänge. Auf diese macht uns ja schon das Aufreissen einer WSW—ONO gerichteten tiefen, mindestens 400 m langen Erdspalte aufmerksam. Ihr muss daher besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

R. v. Klebelsberg teilt über die Vorgänge an der Spalte noch folgendes mit: „Die Risse setzen schräg durch die Häuser, nur untergeordnet und vorübergehend sind sie in Anpassung an Baustrukturen etwas abgelenkt, an den Ein- und Austrittsstellen klaffen die Mauern zum Teil so weit, dass man mit der Hand hineinfahren kann (Maximum 10 cm). In den durchrissenen Steinbauten kam es zu den stärksten Beschädigungen — weitere Stösse von gleicher Stärke hätten hier zum Zerfall geführt. Fast ausnahmslos wurden von den Häusern an und nahe den Rissen die Kamine herabgeworfen — von 47 im Dorfe gezählten Kaminen traf 31 dieses Schicksal — und zwar mit einer leichten Drehung (um Ziegelbreite) nach rechts (SW), was wahrscheinlich auf einer feststellbaren Biegung der Risse bis fast in W—O-Richtung beruht.“ „Die Häuser, die nordwestlich oberhalb von den Rissen liegen, wurden lediglich durchgerüttelt, Mauerwerk, Verputz und Tünche mit Sprüngen durchsetzt, meist nach vorgezeichneten Linien (Fugen, Balken u. dergl.) zum Teil auch abgebröckelt, abgeblättert.“

„Die Richtung der Bewegung ging, nach den zurückgebliebenen Bewegungsanzeichen, rechtwinkelig zu den Rissflächen, und zwar von NNW nach SSO. Die Mehrzahl der Indizien könnte zwar auch auf umgekehrte Richtung deuten, einige aber weisen bestimmt auf NNW—SSO-Richtung hin, besonders ein Sprung durch den Pfeiler im Inneren der Kirche rechts (SW) vom Presbyterium, der von NNW oben deutlich nach SSO unten absteigt. In dieser Richtung, nach SSO, sind auch die Kamine abgeworfen worden, der Stoss hat demnach plötzlich geendet als eingesetzt.“

„Ein weiterer Eindruck ging dahin, dass zur Hauptsache die Scholle NNW des Kelmer Baches bewegt wurde, die gegenüberliegende Seite, wo Kirche und Widum stehen, hingegen

gleichsam den Stoss aufgefangen hat. Hier sind nämlich die Schäden ungleich geringer. Schon für die Kirche (deren Turm einen Riss vom Boden bis zum Dach zeigt und deren Umfassungsmauer umstürzte) und das Widum gilt dies, trotzdem sie durchaus gemauert sind, besonders aber sind die in gleicher Richtung noch etwas weiter abgelegenen Häuser „am Sand“ (südlich unter der Kirche) fast unbeschädigt geblieben. Die Bewegung an sich wurde im Sinn eines wellenförmigen Bodenschwankens empfunden.“

„Ueber das Ausmass der Bewegung liess sich in dem kleinen Elektrizitätswerk (unterhalb der meistbeschädigten Häuser, am Kelmer Bach) ein Anhaltspunkt gewinnen. Das Häuschen im ganzen ist gegen die Kirche hin gestossen worden, in der Linie der von dorthier einmündenden Rohrleitung. Dabei ist der Mauerblock um die Rohrleitung ausgebrochen und zurückgeblieben, derart, dass seine Innenwand 6 cm über die übrigen Innenwände der Mauer nach innen vorragt. Das Mündungsstück der Rohrleitung gegen die Turbine ist zertrümmert worden. Diese 6 cm geben ein Minimum der Stossbewegung an, ein mehr kann etwa durch Rückschwingungen ausgeglichen worden sein.“

„Verschiebungen entlang der Rissfläche (in ihrer Verlaufsrichtung) und auch vertikale Verschiebungen konnten nicht nachgewiesen werden.“ —

Während auffallenderweise gegen WSW zu keine Nachrichten über besonders starke, epizentrale Erschütterungen zu verzeichnen sind, ist die durch unsere Erdbebenspalte von Namlos aus gegen ONO angedeutete Richtung zugleich jene, in der — soweit dies in dem ausserhalb der Täler fast garnicht bewohnten Gebirgsland gesagt werden kann — gegenüber der Nachbarschaft merklich stärkere Erschütterungen verspürt wurden.

Oestliche Fortsetzung. Der nächste Ort in dieser Richtung ist Kelmen (1390 m NN auf Schuttboden). Da es hier keine gemauerten Häuser gibt, war die Stosswirkung scheinbar etwas geringer als in Namlos. Aber auch hier sind sämtliche (13) Kamine abgestürzt oder doch stark beschädigt worden, ganze Mauerteile eingefallen, sodass die verängstigten Bewohner sich nicht mehr in die Häuser trauten. Die kleine Kirche, welche gemauert ist, zeigt an der Vorderseite einen Manns-starken, klaffenden Riss und fiel beinahe in sich zusammen. Eine West-Ost-Richtung von bewegten Spalten hat sich in Kelmen besonders

deutlich und häufig ausgeprägt. Von einem Berichterstatter wurden Spalten in Boden und Gestein gemeldet. Sie haben W-O-Richtung. Uhren und Bilder, soweit sie nicht von den Wänden geworfen wurden, verschoben sich besonders stark an Wänden gegen Osten. Während der etwa 20 Stösse mit Schaukelbewegung, die am 8. X. verspürt wurden, vernahm man dumpfes, starkes Rollen. Stoss-Stärke VII – VIII.

Die Gewalt der Bodenbewegung am Namlos-Kelmener Tal ist auch aus dem starken Steinschlag an den aufsteigenden Berghängen ersichtlich. „Besonders lebhaft und anhaltend war das Abbröckeln und Herunterstürzen an den schroffen, bis weit unten nur schütter bewachsenen Hängen nordwestlich des Karjochs und der Schlierenwand bei Kelmen, hier hatte sich das Gelände lange, bis in den Vormittag hinein, nicht beruhigt. Auch einzelne grössere Felspartien sollen hier und an der Knittelkarspitze abgestürzt sein.“

Die Orte noch weiter ostnordöstlich, Brand und Mitteregg am Rotlechtal, zeigten geringere Störungen. Sie waren offenbar durch die Lage der meisten Häuser unmittelbar auf festem Fels geschützt. Dagegen hat weiter nördlich Rinnen (auf Moräne gelegen) wieder stärkere Beschädigungen: Kamine und Oefen fielen ein, Hausmauern erhielten Risse bis zu 10 cm breit, Decken lösten sich los (Stärke VII—).

In Berwang waren die Wirkungen geringer, trotzdem hier nur die nordwestlichen oberen Häuser teilweise auf Fels (Kössener Kalke) stehen, sonst aber auch Moräne herrscht. Der Hauptstoss wurde hier in der Richtung der Erdbebenspalte in SW—NO mit (VI—) VII verspürt, also nicht, wie in Namlos, senkrecht zu der Spalte. Mehrere Mauerrisse erhielt der Kirchturm, einige Kamine wurden beschädigt, einige schlechte stürzten ein. An gemauerten Häusern gab es Risse und Sprünge, schlechteres Mauerwerk fiel ab. Vom Gipfel des Thaneller soll sich ein von mehreren Personen gesehenes, blitzartiges Gebilde ins Tal bewegt haben. Auch wurde Schwefelgeruch wahrgenommen, jedoch kein Donner. Vielleicht riss am Thaneller, ebenso wie wahrscheinlich in Namlos, eine Bewegungsspalte auf und erzeugte Geruch und Licht durch Reibungs-Hitze an dem bituminösen Hauptdolomit dieses Berges.

Möglicherweise wurde an dieser Spalte ein Teil der Beben-Energie über Rinnen und den Thaneller nordöstlich gegen

Heiterwang weiter geleitet, wo gleichfalls die hohe Schütterstärke VII— notiert werden muss. In diesem auf feuchtem Tal-schutt nicht gut fundierten Dorf wurden 10 Kamine abgeworfen und durch sie teilweise die Dächer, darunter jenes des Bahnhofsgebäudes, schwer beschädigt. Es gab viel Risse in den Häusern. In den älteren davon fielen die Zimmerdecken herab. Alle Zimmer des Gasthofes „zum Thaneller“ zeigten Risse; 15 von 18 Zimmern des Gasthofes „zum Hirschen“ erlitten schwere Zimmerdecken-Schäden, Mauerrisse; Gewölbe stürzten ein. Der letztgenannte Gasthof musste geräumt werden. Am Heiterwanger See wurde besonders deutlich die nordsüdliche Stossrichtung erkannt. Die meisten Schäden weisen die Häuser am Seeufer auf (Kamin-einstürze u. a.).

Es dürfte aber auch in der weiteren ONO-Fortsetzung unserer Namloser Erdbebenspalte das Gebirge mindestens bis Bichlbach, also irgendwo südlich von Berwang vorbei, stärker bewegt worden sein. Denn Bichlbach ist, abgesehen von Heiterwang, der Ort im Hinterthorental, der am meisten erschüttert wurde. Und auch die Orte mit stärksten Nachbeben-Meldungen liegen auf den eben bezeichneten, auf Figur 3 durch Strichelung verzeichneten Linien gesteigerter Bewegung.

Tektonik. Fragen wir nun nach dem geologischen Aufbau und nach der Möglichkeit, diese besonders aktiv gewesenen Zonen aus vielleicht schon früher vorhanden gewesenen Zer-trümmerungsflächen des Gebirges zu erklären.

Nach der schönen Aufnahme des Blattes Lechtal 1:75000 durch O. Ampferer gehört unsere Gegend zu den Falten der Lechtaldecke. Eine lange Juramulde mit Kreide-Füllung kommt von Holzgau im Lechtal aus WSW heran gegen Namlos. Der Hauptdolomit ihres überkippten Südflügels, der z. B. die Namloser Wetterspitze und den Seelakopf aufbaut, ist auf einer in Figur 3 als Linie eingezeichneten Schubfläche etwas über den Lias nach N vorgeschoben.

Gerade mit dem von S her gegen Namlos kommenden Tal hebt sich nun diese Juramulde ganz plötzlich empor, sodass der Jura nach oben durch Abtragung verschwindet und nur noch die Kössener Schichten der Mulde den Grat südlich vom Karjoch ersteigen. Auch haben wir als Nordflügel nur noch den Hauptdolomit der Schlierewand.

Gleichzeitig aber setzt 1,4 km weiter nördlich mit dem genannten Quertal eine neue Juramulde ein, indem hier unter ausgeprägtem östlichem Achsengefälle der Hauptdolomit der Knittelkarspitze nacheinander durch die jüngeren Schichtglieder über ihm (Plattenkalk, Kössener Schichten, Lias) ersetzt wird. Lias zieht nun in schöner, gleichfalls etwas nördlich überkippter und tief eingreifender Mulde östlich weiter über Nederberg—Alpelekopf—Bleispitze hinaus nach Lahn und ins weite Lermooser Becken.

Wir haben somit im SO vom Kelmen-Namloser Tal einen sehr kräftigen Achsenanstieg, im NW aber einen sehr kräftigen Achsenabstieg zweier nebeneinander liegender Falten. Es ist klar, dass eine solche Scharnierbewegung nicht ohne gewaltsame Zerreißung an einer dazwischen liegenden, steilen Fläche oder Zertrümmerungszone vor sich gehen kann und dass diese Störung gerade im schuttbedeckten Untergrund des Namlos-Kelmener Tales liegen muss.

Es lässt sich somit für unsere Erdbebenherdlinie sehr wohl eine, wenn auch unter dem Talschutt begrabene, tektonische Störung verantwortlich machen, die neu in Bewegung kam. Die vertikale Gesamtverschiebung an ihr kann auf einige 100 m angesetzt werden.

Erst mit dem neuen Quertal von Mitteregg nach Rinnen (oberes Rotlechtal) gleicht sich wahrscheinlich diese Scharnierbewegung sehr plötzlich wieder aus und wir haben fortan gegen O wieder eine einheitliche Mulde. Freilich ist auch diese nicht ungestört, wie ich mich selbst durch Begehungen in der Berwanger Gegend überzeugen konnte. Abgesehen von der von Ampferer eingezeichneten Längsstörung am Nordhang des Nederberges, haben wir im Alpebachtal eine beträchtliche Querstörung, die wahrscheinlich östlich von den Egghöfen auch noch gegen das Achseljoch vorstösst, und ausserdem über Thal-Lähneralpe nach Bichlbach hinaus im Lias eine weitere Längsstörung. Diese Störungen sind wahrscheinlich die Träger und die, freilich etwas hemmenden, Fortleiter der Namloser Erschütterungen bis nach Bichlbach. Sie begrenzen, mit einer Fortsetzung nach Ehrwald, offenbar auch z. B. die von Telfs—Oetz—Nasserreith ausgehenden Erdbeben vom 15. IX. 1910 gegen N.

Andererseits läuft auch am Ostfuss des Thanellerstocke von Rinnen zwischen Hauptdolomit und Kössenerschichten, am Axeljoch zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk (von Ampferer schon gezeichnete Störung) eine NNO-streichende Querstörung geradewegs nach Heiterwang. Hier können in der Tiefe gegen den Wettersteinkalk des Schlögelberges hin als weitere störende Ursache die Gipse der Raiblerschichten erwartet werden.

Jedenfalls kann auch, wie wir sehen, für die Linie starker Erschütterung und mit einer Lichterscheinung am Thaneller ohne weiteres eine tektonische Störungsfläche zwischen Rinnen und Heiterwang verantwortlich gemacht werden. Nur für das Zwischenstück am Rotlechtal ist eine derartige nicht bekannt. Doch halten sich erfahrungsgemäss die Quertalstücke in den Alpen meist an Störungen, auch dann, wenn sie im geologischen Kartenbild deswegen nicht besonders auffallen, weil an ihnen keine beträchtlichen Verschiebungen stattgefunden haben.

Das plötzliche Einsetzen der seismischen Energie von W her bei Namlos ist tektonisch wohl verständlich. Die Verbindung, welche, nach früheren Erdbeben, mit der seismo-tektonischen Lechtallinie besteht¹⁾, mag über die Fläche gegangen sein, auf der sich der Hauptdolomit des Muldensüdflügels an den Muldenkern herangepresst hat.

Die Berwanger Gegend erwies sich schon früher öfter als seismisch ziemlich bewegt. So wurde hier bei dem uns durch J. Schorn²⁾ genauer bekannt gemachten typischen Inntalbeben von Zirl—Imst—Nasserreith die Erschütterung relaisartig bis zur Stärke VII verstärkt, während im Zwischengebiet (Lermoos—Ehrwald) wesentlich geringere Stösse erfolgten. Damals verursachte das lebhaftes Schaukeln von NW gegen SO, also in der gleichen Richtung wie 1930, in Berwang die Beschädigung und den Absturz mehrerer Kamine. Von einer besonders kräftigen Wirkung im Namloser Tal wurde nichts bekannt.

2. Die epizentrale pleistoseiste Zone in den Nordalpen.

Wenden wir uns von der Stosslinie Namlos—Kelman zunächst nach SO. Hier ist anfänglich eine Abschwächung der

¹⁾ E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen.

²⁾ J. Schorn, Bericht über das Erdbeben in den Alpen v. 13. Juli 1910. Kais. Ak. d. Wiss., Mitt. d. Erdbeben-Komm. N. F. Nr. 42, 1911.

Erschütterung festzustellen: Lermoos, Biberwier meldeten bis V, aber Ehrwald, wo auch eine Lichterscheinung beobachtet worden sein soll, meldet über VI. Von da kommen wir über die als Schütterzone auch bei früheren Beben hervortretende Fernpassgend in das sehr ausgeprägte, habituelle Schüttergebiet der Inntallinie Landeck—Telfs und in ihre Abzweigung über die weite Talung Imst—Nasserreith—Mieminger Plateau¹⁾. Nasserreith hat wieder einmal, wie schon so oft, recht bedeutend gelitten. Die schon früher durch Erdbebenrisse wiederholt beschädigte Kirche zeigte auf den alten Spalten neue Bewegung und dazu neu entstandene Risse. Mehrere Kamine stürzten von den Häusern (7). In Imst fielen auch einige Kamine ein, darunter jener des Rathauses; in Landeck war die Erschütterung nur auf dem linken Innufer stark. Eine teilweise gemauerte Notbaracke musste geräumt werden. Inn-abwärts ging die Erschütterung mit etwas abnehmender Stärke über Silz, Oetz, Telfs, um hier aber nicht die sonst übliche Verbreitung starker Stöße über Innsbruck ins Unterinntal zu finden, sondern sich weiterhin mit Stärke V—VI nördlich bis Scharnitz—Mittenwald auszudehnen. Hier wendete sich also die epizentrale Zone diesmal am Westrand der Seefelder Stosszone nach N.

Die Tektonik, welche auch für dieses Gebiet eng mit der Verteilung der Stöße im Zusammenhang steht, habe ich a. a. O. erörtert.

Von Namlos nach W erreichten die Erschütterungen mit Stärke VI noch das Lechtal (Stanzach, Elmen) und das tektonische Fenster des unteren Hornbachtals. Aber dann fällt Lech-abwärts eine sehr merkwürdige Stossabschwächung auf. Orte der Lechlinie, die sonst auf Stöße so lebhaft antworten wie Häselgehr oder Stockach, zeigten nur noch Stärke V; und weiter oberhalb sinkt diese rasch auf IV und III herab.

Genau die gleiche plötzliche Abschwächung, trotz des Vorhandenseins einer die Erschütterung in anderen Fällen sehr wohl fortleitenden Herdlinie, haben wir auch an der Arlberglinie, sowie oberhalb von Landeck. Und auch im oberen Allgäu fällt die plötzliche Verminderung der Stosstärke gegen W auf. Das Oberstdorfer Tal mit seiner von mir durch Kartierung nachgewiesenen, nordsüdlichen Querstörung erfuhr in der NS-Richtung noch kräftige Erschütterung, bis VI. Diese Stossrichtung wurde hier immer wieder deutlich verspürt. Weder 1911 noch 1918 waren die Stöße

¹⁾ E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen.

so kräftig gewesen. Aber mit der Aufregung, welche das Erdbeben z. B. noch im Gasthause „Breitachklamm“ verursachte, ist es dann nach W plötzlich aus. Schon das Kleine Walsertal war nur noch ganz mässig erschüttert. Ueber Balderschwang, wo die ostwestliche Flysch-Molasse-Grenze im Tal offenbar den W—O-Stoss bedingte (IV—V), flaut die Erschütterung rasch ab, sodass man in Hittisau auf der schönen Niederterrassenschotterfläche überhaupt von ihr nichts gemerkt hat.

Diese auffallende W-Begrenzung der epizentralen Zone ist überaus bezeichnend. Stehen wir doch hier in der Verlängerung der seismisch durchaus ein Eigenleben führenden, jungen Bodenseespaltenzone. Sie kommt vom vulkanischen Kaiserstuhl im Rheintalgraben mit mancherlei Verwerfungen quer über den Schwarzwald herüber und zieht durch die ganzen Alpen weiter bis zum jungen Vulkangebiet der Euganeen¹⁾.

Von Namlos nach N ging die Abschwächung der Stösse weniger plötzlich als nach SW zu vor sich. Da ist vor allem das weite Becken von Reutte, das sich in der Zertrümmerungszone am Rand eines tektonischen Fensters ausgebreitet hat. Hier überschneidet die Lechtaldecke (obere Vilserdecke, O. Ampferer) mit Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteinkalk und den leicht auflösbaren Raiblergipsen die von Nesselwängle herüberstreichenden und östlich niedersinkenden Falten der Allgäudecke. In diesem tektonisch auch durch Querstörungen beeinflussten Gebiet, das westlich noch ein gutes Stück in das nicht selten bebende Thannheimer Tal hereinragt, hielt sich die Bebenstärke fast durchweg zwischen VI und VII. Besonders betroffen wurde anschliessend auch das unterste Vilstal bei Vils, wo der Wettersteinkalk der Füssener Scholle (Falkensteinzug) im N auf steiler, streichender Störungsfläche unmittelbar an den oberen Jura der Allgäudecke im S anstösst.

Auch noch die vielfach durch Querstörungen vermittelte Depression der Faltenachsen, welche es bei Füssen dem Lech ermöglichte, quer durch die längsstreichenden Elemente des Gebirgsbaues ins Vorland herauszutreten („Lechdelle“), ist bei unserem Erdbeben durch besondere Stosstärke betont worden. Noch bis Rosshaupten nach N reichen die Stösse der Grössenordnung VI. Die stärksten Erschütterungen hielten sich dabei unverkennbar an

¹⁾ E. Kraus a. a. O.

die ostwestverlaufende grosse Längsstörung, welche die oberostalpine Allgäu-Decke im S gegen den Flysch der Sigiswanger Decke (im W) bzw. der Oberstdorfer Decke (im O) abschneidet¹⁾. Von Füssen, wo ein — schön, aber ungünstig — am See gelegenes Faulenbacher Pensionsgebäude noch mit Stärke VII erschüttert wurde, über Hohenschwangau bis nach Oberammergau bildete diese Nordrandzone der Kalkalpen zugleich den Nordrand unserer epizentralen Zone. Die OW-Stossrichtungen hängen bei Füssen fraglos mit der dortigen Gebirgsstruktur zusammen.

Wo der Bezirk stärkerer Erschütterung dann in östlicher Richtung wieder weiter nach N vorstösst, haben wir eine neue tektonische Delle, die Loisachdelle. Mit den von Garmisch in NO-Richtung über Eschenlohe in das Ohlstadt-Murnauer Moos hinaus vorstossenden, grossen Querstörungen, die schon früher seismisch wirksam waren²⁾, drang auch diesmal wieder die Erschütterung über den Kalkalpenrand besonders stark nördlich vor. Aber wiederum ist tektonisch durchaus verständlich, dass dieser Vorstoss nur bis an den Bergzug reichen konnte, der von Kohlgrub über Hechendorf (Stärke bis VI) nach Klein-Weil zieht, und dass gleich nördlich davon die Stosstärke um 2 Grad gesunken ist (Murnau IV). Hier geht ja am Südrand jenes Zuges die steile Längsstörung zwischen Flysch und Molasse durch.

Gleichzeitig ist aber die Querzone der Loisachdelle zusammen mit der bekannten Scharnitz-Seefeldler Schütterzone die sehr ausgeprägte Ostgrenze des zusammenhängenden epizentralen Gebietes vom 8. X. 1930 gewesen. Nur die Garmischer Gegend mit der Zugspitze ragt als verhältnismässig weniger gestörter Streifen weit südwestlich in die epizentrale Zone vor. Sie gewinnt fast Verbindung mit einem in seiner Begrenzung unsicheren Lappen (Figur 2) geringer Erschütterung, der ihr vom Arlberg her entgegenkommt. Diese Lappen sind wohl nur die Folge davon, dass eben die Inntallinie zwischen Landeck und Telfs mit einer NO-Verlängerung gegen Mittenwald besonders kräftig auf die epizentralen Erschütterungen ansprach.

Als Fortsetzung der Landeck-Mittenwalder Stösse könnte nach kurzer Unterbrechung die erhöhte Schütterstärke von Lengries und Gmund am Tegernsee angesehen werden. Doch gibt

¹⁾ E. Kraus, Der nordalpine Kreideflysch. Geol. u. pal. Abh 1931.

²⁾ E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen.

es hier keine tektonische Verbindung und es lassen sich diese hier anschwellenden Stosstärken auch durch die rein örtliche Tektonik sehr wohl verstehen. In Lenggries selbst wurde nur Stosstärke V verspürt, auf Schloss Hohenberg an einer von K. Boden kartierten Längsstörung jedoch schon V—VI und am meisten in Mühlbach etwas weiter südöstlich. Hier scheint eine Längsstörung und wahrscheinlich auch eine Querstörung unter der Moränen- und Schuttdecke, die keinen soliden Untergrund bietet, durchzulaufen. Das Anschwellen der Erschütterung in Gmund auf VI hängt dagegen sehr wahrscheinlich mit einer Bewegung auf einer Längsstörung am Südrand der Molasse zusammen. Noch schärfer als bei Murnau fällt hier das plötzliche Abflauen der Stösse nördlich davon in der Molasse auf: aus Schaftlach kam negative Meldung.

Weiter östlich sind es nur noch wenige Punkte mit Schütterstärke V—VI. Bei Kufstein an der Unterinntallinie wurde sie erreicht. Südöstlich Lofer hat sich St. Martin, das schon ängst den Bewohnern als Gegend häufiger, kleinerer Erderschütterungen bekannt ist, auch jetzt wieder besonders bewegt. Es liegt in der durch Verwerfungen bedeutend gestörten Zone zwischen F. F. Hahn's Saalach-W- und Saalach-O-Bruch, also auf dem westlichen Stirnrand der Berchtesgadener Schubmasse.

Und schliesslich ist auch der Nordrand dieser Schubmasse in der Reichenhaller Gegend mit Stärke VI erschüttert worden. Er ist durch beträchtliche Zerstückelung (Senkbrüche) zu kräftiger Teilbewegung befähigt. Ausserdem aber spielt hier ohne Frage der Salzreichtum der tonigen Werfener Schichten (alpiner Buntsandstein; Haselgebirge) eine sehr grosse Rolle. Dieses sehr bewegliche Polster ist unter der Schubmasse hervorgequetscht und ist Ursache der bekannten, sehr zahlreichen, jedoch nur örtlich, oft nur in einzelnen Stadtteilen, wirksamen Einsturzbeben von Reichenhall.

Alle drei Jahre war bisher in diesem habituellen Schütterbecken durchschnittlich ein Erdbeben. So stark wie am 27. VI. 1851 aber war schon lange kein Beben mehr. Ein grosses Einsturzbeben fand am 19. XI. 1910 statt, ein Mitschwingen mit dem grossen süddeutschen Erdbeben am 16. XI. 1911, weitere Stösse am 20. VII. 1913, 10. XI. 1917, 28. XI. 1923, an Fronleichnam 1924. Ein Höhleneinsturz erschütterte am 1. V. 1930 besonders Karlstein und wenige Stunden später ging am Staufen ein Felssturz ab.

So ist leicht verständlich, weshalb auch am 8. X. 1930 vorhandene Spannungen ausgelöst wurden und zu stärkeren Stößen (VI—) Anlass gegeben haben. Sogar leichtere Mauerschäden wurden an älteren Häusern hervorgerufen. Die Stärke der Erschütterung des durch seine Tektonik und Gesteinsart besonders ausgezeichneten Gebietes fällt um so mehr auf, als unmittelbar nördlich und nordöstlich aus dem Kreide- und Flyschgebiet nichts wie Fehlanzeigen vorliegen. Es sieht fast so aus als ob in diesem nördlichen Gebiet zurzeit keine grösseren Spannungen aufkommen können, weil sie immer gleich wieder durch örtliche Erschütterungen vom Einsturzgebiet her ausgelöst und beseitigt werden. Eine ähnliche Immunisierung⁷ gegen grössere Erdbeben ist ja in der Nachbarschaft tätiger Vulkane bekannt.

Zusammenfassend können wir für die epizentrale Zone sagen, dass ihre Ausdehnung und die Verteilung ihrer Schütterstärken sowohl nach dem tektonischen Aufbau wie nach den bisherigen seismischen Reaktionen durchaus verständlich sind. Die Beziehung zum Gebirgsbau und zu der bisherigen seismischen Geschichte ist überaus gross. Die stärksten, bis zur Grössenordnung VIII heranreichenden Erschütterungen waren an die Namlos—Kelmen—Berwanger Linie gebunden, die bei Namlos und vielleicht auch am Thaneller tatsächlich durch Aufreissen neuer Risse besonders an der Erdoberfläche ausgezeichnet sind und in deren Nachbarschaft in einem wahrscheinlich höhlenreichen Gebiet unterirdische Wasserläufe bedeutend verlagert wurden. Die weitere Nachbarschaft kam dort in besonders starke Bewegung, wo zur Erdbebenzeit offenbar besondere Labilität herrschte. Sie ist geknüpft an tektonische Störungsgebiete, und deren Lage ist der Hauptgrund für die zerlappte Form der epizentralen Zone.

Die Querstörungen der Illerdelle, die nördlich bis über Immenstadt hinaus wirksam waren, jene der Lech- und der Loisachdelle spielten eine besondere Rolle. Stark abschwächend wirkte der Nordrand der Kalkalpen, am Inn auch der Südrand; nach W hin das seismotektonische Band der Bodensee-Euganeenzone, nach O die Loisach-Seefeldler Querzone. Weiter gegen O gehören nur noch einzelne Punkte, die ihre besondere tektonische Erklärung finden, in die Grössen-Ordnung epizentraler Erschütterung hinein.

3. Das weniger erschütterte Alpengebiet.

Ueber die östlicheren und südöstlicheren Alpen-
teile, über welche die Beobachtungsergebnisse in Wien liegen,
kann nur ganz Allgemeines gesagt werden. Nach den wenigen
mir gewordenen Nachrichten umfasste das mikroseismische Schütter-
gebiet fast die ganzen Alpen. Villach wird noch mit einem Stoss
bis IV, Köflach westlich Graz mit II—III, Mariazell mit II—III
notiert. Wien scheint mit einer gleich geringen Stärke der Stösse
schon ausserhalb des zusammenhängenden Stossbereiches zu liegen.
Die östlichen Herdlinien der Alpen scheinen auf die Erschütterungen
vom 8. X. 1930 nur noch wenig angesprochen zu haben. Die
Südgrenze der Bebenzone pendelt etwas um die südalpine Narben-
zone¹⁾ herum. Von Villach ab nach W sind so ziemlich die
äussersten Stosspunkte Lienz (III) und Sillian an der Drau, wobei
der letztgenannte Ort, besonders als Epizentralgebiet eines zer-
störenden Erdbebens wohl bekannt, durch seine relativ hohe Stoss-
stärke (IV—V) auffällt.

Von da ab scheint die Südgrenze gegen Brixen (—IV) und
Meran (III) zu nicht weiter der südalpinen Narbe gefolgt, sondern
in die weite Schüssel der Dolomiten abgebogen zu sein. Fast die
gleiche Südgrenze zog J. Schorn für das Schüttergebiet vom
13. VII. 1910.

Für die nördlichen Kalkalpen in diesem ostalpinen Anteil
fällt auf, dass bei weitem kein so plötzliches Abflauen der Stösse
gegen O hin stattfand als vom Epizentrum gegen W zu.

Hier im westalpinen Anteil sind wir dank dem liebens-
würdigen Entgegenkommen der schweizerischen Zentralstelle viel
besser unterrichtet. In Uebereinstimmung mit der raschen Ab-
schwächung der Stösse gegen Vorarlberg zu reicht auch hier die
Südgrenze des Schüttergebietes nicht mehr bis zu der über die
Judikarienlinie nach der Addalinie verlaufenden südalpinen Narbe²⁾.
Ganz isoliert liegt Locarno mit Stärke IV an der Ivreazone (Süd-
narbe).

Die negativen Nachrichten stellten sich von der Zone ab
ein, wo sowohl im Oberengadin wie im Rheintal (mit dem Rhein-
waldtal) die habituellen Herdlinien gegen S zu Ende gehen. Sie
stellen sich gegen SW dort ein, wo bereits E. Wanner in seiner

¹⁾ E. Kraus, Die Alpen als Doppelorogen. „Geol. Rundschau“ 1931.

²⁾ E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen.

schönen Untersuchung¹⁾ nach den bisherigen Beobachtungen über die Bebenhäufigkeit in der Schweiz mit Recht eine NW—SO verlaufende Linie gezogen hat. Es ist die Südwestbegrenzung des Bodensee-Euganeenbandes, in dem neben viel jungem Vulkanismus eine besondere Erdbeben-tätigkeit nachgewiesen werden kann. Innerhalb dieses Bandes, dessen Nordostgrenze, wie wir hörten, mit dem plötzlichen Abflauen der epizentralen Zone zusammenfällt, liegen recht einheitliche Verhältnisse vor.

Vorarlberg fällt hier durch seine relative Immunität auf. Das ist eine Eigenschaft, die sich schon bei zahlreichen früheren Beben feststellen liess wie z. B. demjenigen vom 13. VII. 1910, wo die Schüttergrenze bereits am NO-Rand unseres seismotektonischen Bandes lag und in dieses fast nicht mehr vordrang.

Mit eigenwilliger, nordsüdlicher Hauptrichtung greift aber durch dieses Band der Bezirk der Seismotektonik des oberen Rheintales hindurch. Es ist auch bei unserem Beben durch die höheren Stosstärken wohl ausgeprägt wie etwa die Linienführung für die Punkte der Stärke IV in Figur 2 deutlich macht. Hier scheinen die ostwestlichen Stossrichtungen (im allgemeinen Gesteins-Streichen) sehr zu überwiegen.

Nicht weit vom Bodensee springt dann die Linie der Stosstärke IV plötzlich weit nach W zu vor und dies in der Zone, in welcher die letzten alpinen Molassefalten ausklingen. Uebersaschend ist dabei, dass diese wahrscheinlich gleichfalls tektonisch bedingte Erscheinung für das jung gefaltete Gebiet schwächere, für das an der Erdoberfläche noch fast garnicht gefaltete Molasseland jedoch stärkere Erschütterungen ergibt.

Es muss hierbei wohl bedacht werden, dass wir nach der Bauart des heute zufällig an der Erdoberfläche entblösten Gesteinsstockwerkes keinesfalls berechtigt sind, die regionale Verbreitung der tektonischen Bauformen zu beurteilen. Haben doch die Bohrungen in die oberflächlich ganz ungestörten Molasse- und Schlierbecken hinein mit aller Klarheit gezeigt, dass je tiefer der Bohrmeissel vordrang desto stärker die Schichtverbiegung, ja die Faltung und Schichtstörung wurde. Die Tatsache, dass sich während der langsamen Sedimentation

¹⁾ E. Wanner, Beitr. z. Geogr. d. Erdbeben. Gerl. Beitr. z. Geophysik 23, 1929, S 334 ff.

und Senkung bereits die tieferen Schichten allmählich falten und verschieben (Tiefrogenese) ist ja auch durch die markscheiderischen Nachmessungen in ausgedehnten Bergwerksaufschlüssen des Ruhrgebietes zur Genüge dargetan — ganz abgesehen von der Tatsache der orogenen Sedimente, deren richtige genetische Beurteilung allein schon zu solchem Schluss geführt hat¹⁾.

Die merkwürdige Umkehrung, welche in der Nordschweiz für die scheinbar ungefaltete Molasse seismische Aktivität, für die gefaltete Molasse aber relative Ruhe beweist, ist darum keineswegs merkwürdig. Es wirkt sich hier ganz offenbar der im N westlich vom Bodensee in der Gegenwart fortgehende Faltungsvorgang aus, der in der Nähe der bereits oberflächlich und jung zertrümmerten Bodenseezone besondere Unregelmässigkeit aufweist.

Was das Anschwellen der Bebenstärke am Züricher und teilweise auch am Vierwaldstätter See betrifft, so kann und wird man hier wohl der geringeren Stabilität der Seeufer-Alluvionen die Wirkung zuschreiben. Aber gerade beim Züricher See kann ausserdem auch noch das Vorgreifen der jungen Molassefaltung über die allgemeine Front eine Rolle gespielt haben.

Werfen wir schliesslich noch einen Blick auf den Alpenrand in Bayern. Hier fällt besonders auf, dass die Erschütterungsstärken recht rasch wechseln. Neben (bestätigten) negativen Meldungen am einen Ort hat man unmittelbar daneben oft ohne vermittelnden Uebergang Stosstärken von IV, V, ja VI. Nicht einmal die epizentrale Zone ist ganz umhüllt von der durch Schraffur noch hervorgehobenen Zone der Stoss-Grössenordnung V. Auf das Beispiel von Reichenhall wurde schon aufmerksam gemacht. Es ist extrem, aber durchaus bezeichnend. Mehrfach liegt auch sonst nahe dem äusseren Alpenrand ein Gebiet mit negativen Meldungen oder mit solchen über geringe Stärke.

Diese Unordnung, welche auch nach reichlicher Ueberlegung der Stärkenschätzung bestehen bleibt, tritt um so schärfer heraus, je ausführlicher die Meldungen in einem Gebiet vorliegen. Ohne Frage spielen hier neben den Einflüssen der Gesteinsart, der Dicke und Standfestigkeit des Schuttes, dem Relief die lokaltektonischen Gründe eine ausschlaggebende Rolle.

¹⁾ E Kraus, Der orogene Zyklus und seine Stadien, Zentralbl. f. Min. 1927, B., S. 216—233. „Geolog. Forsch. im Allgäu. I. Molasse“. Geolog. Archiv (bei R. Oldenbourg, München) 1926 IV.

Als ein seismisch und geologisch mir ganz besonders gut bekanntes Beispiel wähle ich die Gegend von Immenstadt in der Molasse an der Iller (auf der Karte etwa in der Mitte zwischen Kempten und Oberstdorf). In der Stadt selbst, wo die Erschütterung teilweise bis über den Grad V hinausging, wurde die West- und Ostseite der Stadtmitte, sowie der Kirchenbühl besonders erschüttert. Gerade hier treffen nach meiner geologischen Karte¹⁾ einerseits von NO und andererseits von NW zwei bedeutende Verwerfungen unter dem diluvialen Schotter und dem Alluvium des Talbodens auf die Stadt. Entfernt von diesen Störungen und zugleich auf den Nagelfluhfelsen der Molasserippen im N der Stadt war von der Erschütterung dagegen fast nichts zu verspüren. Auch das Nachbeben etwa eine Stunde später wurde nur dort verspürt, wo das Hauptbeben stark war.

6 km nordwestlich von Immenstadt gingen von dem auf Moräne rund 1000 m hoch gelegenen Knottenried teils bestimmt negative Meldungen, teils aus einem anderen Haus Beobachtungen ein, die auf Erschütterungsstärke bis V schliessen lassen. Nicht weit nördlich davon in Diepolz und Freundpolz, wo unter geringer Ueberdeckung die sehr bedeutende Missen-Görisrieder Molasse-Längsstörung durchzieht, gab es nur Stosstärke IV bzw. IV—V. Diese Störung dürfte also nicht aktiv gewesen sein. Der an einer Querstörung unweit hievon gelegene Ort Riggis zeichnete sich sogar durch besonders geringe Stosstärke (III) aus. Oestlich davon meldete der Ort Mähris für den südlichen Ortsteil auf der Störung Stärke IV, für den nördlichen am Molassegehänge nur II. Noch weiter östlich verursachte das Beben im Ort Niedersonthofen grosse Angst, wenn auch keine grösseren Schäden (V—); dies auf der Missener Störung, zugleich am Rand alter Seealluvionen. Nördlich davon in Stoffels Stärke V.

Der Ort Waltrams nahe der unter etwas Ueberdeckung hier durchziehenden, im Kern kräftig gestörten Jugendach-Antiklinale nördlich vom Hauchenberg zeigte keine ungewöhnliche Erschütterung (III—IV).

Aus diesen Stichproben ist leicht zu ersehen, dass selbstverständlich nicht jede Störung des Untergrundes zu stärkeren Stössen, oder zu besonderer Verminderung derselben Anlass gibt. Hiefür kommen nur bewegliche, derzeit aktive Spalten bzw.

¹⁾ Blatt Immenstadt, herausgegeben v. Bayer. Oberbergamt München 1929.

Spaltenteile in Frage. Die Wirksamkeit von solchen lässt sich unschwer erkennen. Von den Beziehungen zwischen Höhenlage und Stosstärke wird weiter unten die Rede sein.

4. Die Schwäbisch-bayerische Hochebene.

Es handelt sich hier um die Molasse-Vortiefe, also um den vom Gebirge her schon seit dem Oligocän mit Schutt weit über 2 km tief gefüllten und gleichzeitig einsinkenden Vorlandstreifen. Er entwickelt sich aus der im S schon gefalteten Molasse, ist, wie oben gesagt, im Untergrund selbst schon teilweise gefaltet und reicht nach N an die alpin noch nicht gefaltete Trias-Jura-Tafel (Süddeutsche Scholle) in der Mitte, an den Falten- und Tafeljura im W und an die Böhmisches Masse im O. Der Rand gegen diesen nördlichen Rahmen wird meist durch die Alluvionen des Donautales, des Aaretals, des Neuenburger und Bieler Sees oder auch durch Diluvium verhüllt, denn fast durchweg ist er ja der tiefstgelegene Teil dieser Hochfläche, dem all ihre Flüsse mit ihrem Schotter zueilen. Wegen solcher Bedeckung lässt sich die tektonische Natur dieses Randes meist nicht unmittelbar erkennen. Doch haben wir wohl i. a. einen tektonischen Abbruch, der das Absinken der Molassesenke ermöglichte.

Ausgezeichnet tritt diese Randzone in der nördlichen Schweiz als seismisch aktiver Streifen hervor. Weder aus der Molasse noch aus dem Jura liegen hier im W noch positive Bebenmeldungen vor. Aber dort, wo diese beiden aneinander grenzen, wo wir also den Abbruchrand zu erwarten haben, da liegt zwischen Biel und Aarau ein Streifen noch recht deutlich erkennbarer Erschütterungen. Nur dort, wo der Rand sich niedersenkt und von den vereinigten Flüssen der Nordschweiz überströmt wird, fehlen positive Meldungen.

Aber sogleich setzen sie wieder ein, sobald man nun in die schon oben Seite 26 kurz erläuterte Bodenseezone eintritt. Hier stösst auch zum ersten Mal eine zusammenhängende Fläche von der Schütterstärke V am Nordufer des Bodensees vor. Solcher Flächen, die sogar bis Stosstärke VI erreichen können, gibt es noch mehrere auf der Hochebene, jedoch nur im Westen der Loisachdelle. Ebenso wie gegen SW ist diese Zone stärkerer Erschütterung auch gegen NO durch eine etwa nordwestlich streichende Linie begrenzt. Das heisst: Zwar abgeschwächt, aber

doch grundsätzlich gleich ist die allgemeine Verteilung der Bebenenergie des Vorlandes so, wie in den Alpen. Langsam abflauend, aber gleichartig verhält sich auch gegen Osten die Bebenstärke in beiden Gebieten.

Recht auffallend erscheint der hohe Anteil an Richtungsmeldungen über Horizontal-Bewegungen in dem nördlichen Streifen des schwäbischen Gebietes westlich vom Lech. Er ist viel grösser als östlich davon im bayerischem Teil. Es lässt dies eine viel ausgeprägtere Horizontalbewegung nördlich etwa von der Linie Ravensburg—Buchloe—Ingolstadt erkennen. Das hängt möglicherweise mit einer Untergrunds-Struktur zusammen, welche auch zur Folge hat, dass die Flüsse in dem fraglichen bayerischen Bereich zugleich ausgeprägte NNO- und dann NO-Richtung einschlagen, in dem weit überwiegend horizontal bewegten schwäbischen Bereich aber ihre Süd-Nord-Richtung beibehalten. Auf diesen Gedanken kommt man namentlich deswegen, weil die überwiegende Zahl der Stösse im Westen unzweideutig N—S ging.

Das schliesst nicht aus, dass nicht auch im Osten einige Orte sehr ausgeprägte horizontale Stösse erhielten wie z. B. München, von wo ganz allgemein N—S-Stoss gemeldet wurde. Auch schliesst es nicht aus, dass im W-Gebiet mehrfach Stösse senkrecht von unten oder solche ohne ausgeprägte Richtung gefühlt wurden.

Als drittes Sondergebiet ist in dieser Hinsicht schliesslich die Bodenseezone zu behandeln. Denn in ihr wurden weit überwiegend westöstliche Stossrichtungen bemerkt, d. h. solche, welche annähernd mit den vom Schwarzwald herüberkommenden Bodenseebrüchen gleichlaufen. Diese Erscheinung bestätigt die bereits von W. Deecke gegebenen Mitteilungen über die Stossrichtungen des Erdbebens vom 16. November 1911¹⁾.

Sehr auffallend stark bewegt war das der Donau gleichgerichtete Gebiet von Saulgau—Biberach—Baltringen. Es ist nach C. Regelmann auch früher schon öfter Schütterlinie gewesen.

Zwei verhältnismässig von Erdbeben sehr wenig berührt gewesene Gebiete gibt es nach Messerschmidt u. a. östlich vom Lech: die Gegend von Ingolstadt—Altomünster (östl. Augsburg)—Buchloe und die Straubinger Bucht, eine längliche Zone, die

¹⁾ W. Deecke und L. Neumann, Das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 in Südbayern. Mitteil. Bad. Geol. Landesanstalt 7, Heft 1, Heidelberg 1912.

südlich der Donau von Regensburg gegen Passau zu reicht. Die Altomünster-„Bucht“, welche I. B. Messerschmidt für die Ausbreitung des Inntalerdbebens vom 13. VII. 1910 feststellte¹⁾, war diesmal in ihrer Umgrenzung garnicht, in ihrem Kern nur schwach durch die auf III und II herabsinkenden Stosstärken am untersten Lech angedeutet. Man wird wohl noch einige Erdbeben abwarten und genauer bearbeiten müssen, bevor die Bedeutung dieser Abschwächungszone klarer wird.

Die Straubinger „Bucht“ dagegen verhält sich viel härtnäckiger. Betrachtet man die klaren Verbreitungsskizzen von C. W. Lutz²⁾ über die Erdbeben aus der letzten Zeit, so findet man diese Abschwächungszone südlich der ostbayerischen Donau nicht nur für das Apennin-Beben vom 13. VII. 1910, sondern gerade auch immer wieder für die seit 1914 begonnenen Altmühlbeben (1. X. 1914, 2. VI. 1915, 10. X. 1915 Haupt- und Nachbeben). Und so finden wir denn auch jetzt bei unserem Erdbeben dieses Gebiet mit einer grossen Anzahl von Negativmeldungen belegt. Es verhält sich also sehr träge. Die Erklärung I. Schwertschlagers bei C. W. Lutz 1921 S. 160, dass nämlich die lokalen Alluvialmassen des „Dunkelbodens“ die Energie der Wellenbewegung auslöschen, kann ich mir nicht zu eigen machen. Gibt es doch recht ausgedehnte Alluvialgebiete mit mächtigerem Alluvium, die keine solchen Abschwächungen erkennen lassen. Abgesehen davon beruht die Bedeutung des Dunkelbodens im wesentlichen auf dem jungdiluvialen Löss, der keine bedeutende Mächtigkeit besitzt.

Ich denke an eine ganz abweichende Deutung. A. Rothpletz³⁾ hat in einer Untersuchung der Tektonik am bayerischen Rand der Böhmisches Masse, die Anlass zu meiner Ortenburg-Arbeit war⁴⁾, an Hand von zwei Tiefbohrungen den Nachweis führen können, dass in der Straubinger Gegend die mesozoische Unterlage unseres weiten Tertiärbeckens um nicht weniger als

¹⁾ J. Schorn a. a. O. S. 33.

²⁾ C. W. Lutz, Erdbeben in Bayern 1908/20. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. Bayer. Akademie d. Wiss. H. 1, 1921. S. 91.

³⁾ A. Rothpletz, Die ostbayerische Ueberschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. Sitz.-Ber. Bayer. Ak. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1911. S. 145—189.

⁴⁾ E. Kraus, Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern a. d. Donau. Geogn. Jahresh. München 1915. Mit geol. Spezialkarte 1:25000.

800 m gegen die Böhmisches Masse niedergebrochen ist. Und zwar finden sich über einer normalen Schichtenfolge Jura bis Oberkreide 600 m mächtige granitische Schuttmassen, welche Rothpletz als vom Bayerischen Wald her über die Scholle hinübergeschobenes Rotliegendes auffasste. Da ich in der Ortenburger Gegend zwar auch einige, aber doch nur sehr unbedeutende Ueberschiebungserscheinungen feststellen konnte, scheint mir die andere Erklärung zum mindesten ebenbürtig, dass nämlich hier nur ein gewaltiger, (infolge Absenkung der Scholle) bis 600 m mächtig gewordener Schuttkegel im älteren Tertiär vom Bayerischen Wald her über die Oberkreide ausgebreitet wurde. Das Material ist umgelagertes Rotliegendes bzw. Granitschutt. Ueber ihm liegt, durch Bohrung nachgewiesen, nahe der Donau gegen 100 m, bei Straubing gegen 400 m mächtiges Tertiär (vermutlich Miocän).

Da nun sowohl dieses Tertiär als auch ganz besonders der fragliche Rotliegend-Schutt seit der Versenkung nicht mehr gehoben und nicht mehr beträchtlich verkittet wurde, stellen beide ein ziemlich lockeres Polster dar, in dem Erdbebenstöße stark gedämpft werden oder gar verpuffen müssen.

Dies scheint mir also die nächstliegende Deutung für die seismische Bucht von Straubing zu sein.

Das Erlöschen der Erschütterung in der Zone Ampfing-Braunau zwischen Rott und Inn gibt mir Veranlassung auf eine ähnliche, noch viel tiefere Senkungszone aufmerksam zu machen, die hier bereits durch Bohrungen nachgewiesen ist. In dieser Gegend stehen ja die (erfolglosen Kali-) Bohrungen von Eisenhub südwestlich Braunau¹⁾ (1219 m und 1545 m tief) und die Versuchsbohrungen auf Gas und Oel von Perach (zwischen Marktl und Neuötting; über 420 m) und Julbach²⁾ (zwischen Marktl und Braunau am Inn; Bohrung I 877, Bohrung II 1092 m tief), nachdem man schon früher in der östlichen Fortsetzung in Wels 1034 m tief durch das Tertiär gebohrt hatte. Man befindet sich hier vielleicht im Tiefsten der weiten Molassemulde zwischen Alpen und Böhmischer Masse. Zum mindesten läuft ungefähr hier eine ganz junge noch in der Gegenwart versinkende Mulde in östlicher Richtung,

¹⁾ G. Götzinger, Neueste Erfahrungen üb. den Oberösterreich. Schlier unt. bes. Berücksichtigung d. beid. 1200 m-Tiefbohrung. b. Braunau a. I. Zeitschr. Intern. Bohrtechniker-Verb. Nr. 1/I, 1926. Und „Tägliche Ber. über die Petroleumindustrie“, Berlin, Verlag f. Fachliteratur 25 I. 1930.

²⁾ O. M. Reis, Geogn. Jahreshfte 31/32. Jahrg. München 1920, S. 112.

die darum mit den jüngsten, also auch am wenigsten verkitteten Schotter-, Sand- und Schlamm-Füllungen bis in besonders grosse Tiefe hinab versehen ist. Die Muldenbewegung in der Gegenwart ist bekanntlich durch die Nachmessung der Höhenlage der trigonometrischen Festpunkte in Südbayern von M. Schmidt¹⁾ bewiesen. Danach zieht die Zone gegenwärtiger stärkster Einmuldung längs der auf Figur 2 mit Schlangenlinie verzeichneten Gegend vom südlichen Starnberger See aus zunächst nordöstlich nach Ampfing, dann weiter in östlicher Richtung gegen Braunau oder etwas nördlich davon über den Inn. In den Jahren 1887—1906 erreichte die stärkste Absenkung bei Markt 66,4 mm. Weiter westlich verringert sich diese Senkung allmählich. Dort, wo sie mit 60 mm notiert wird (östlich Ampfing), haben wir die Negativmeldungen unseres Erdbebens.

Ich bin darum der Meinung, dass die hier mächtig anschwellenden lockeren Sedimente diese Abschwächung der Bebenstärke bedingten.

Im übrigen hat diese Ampfinger Mulde für unsere Vorstellungen von den gegenwärtig wirksamen tektonischen Bewegungen des Untergrundes nach meiner Ansicht eine ganz grosse Bedeutung. Die Tiefbohrungen von Julbach-Braunau haben mit jeder wünschenswerten Deutlichkeit bewiesen, dass das oberflächlich gestörte Tertiär in der Tiefe sehr erheblich gefaltet ist. Einer fast wagrechten Lagerung (30°) an der Erdoberfläche stehen Neigungen von 30° unter Julbach, von 50° unter Eisenhub gegenüber. Dabei hat die Vollständigkeit der Bohrkerne im zweiten Fall erlaubt festzustellen, dass sich etwa 12 Stockwerke feststellen lassen, die unter sich einheitliche, gegen oben und unten aber jeweils abweichende Faltung besitzen (Stockwerkstektonik²⁾). Bei beiden Bohrgebieten zeigten sich Rutschharnische und unter Eisenhub kleine Faltungen, sogar Ueberkippen und Druckschieferungen im Schlier von 1112—1120 m Tiefe. Diese besonders gesteigerte Bewegung wird von G. Göttinger auf örtliche Salztektonik zurückgeführt. Die durch praktische Rücksichten veranlassten Untersuchungen im ganzen österreichischen Schlier hatten ja bereits das Vorhandensein einer flachen Faltung ergeben. Aber in der Tiefe

¹⁾ Sitz-Ber. d. bayer. Ak. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1914 - 1918.

²⁾ E. Kraus, Abteilungstektonik am Nordwestrand der Vogesen. Geol. Rundsch. 12 1921, S. 52 ff. „Geol. Forsch. im Allgäu, I. Molasse“ a. a. O.

werden diese Faltungen im allgemeinen bedeutend stärker und zwar müssen sie sich während des allmählichen Absinkens des Beckens und während dessen allmählicher, sedimentärer Auffüllung entwickelt haben. Diese in Niederösterreich und in der ungarischen Tiefebene¹⁾ bestätigten Erfahrungen sind bezeichnend für die Becken, unter denen in der Tiefe die Gebirgsbildung vor sich geht und aus denen die grossen Faltengebirge der Erde erwachsen. Denn mit den Mulden-einsenkungen und Faltungen sind gleichzeitig bedeutende horizontale Bewegungen verbunden.

Auch horizontale Bewegungen konnten für unsere schwäbisch-bayerische Hochebene für die gleiche Zeit festgestellt werden, in der sich die Ampfinger Mulde senkte. Zahlreiche trigonometrische Punkte zwischen der Iller und der Salzach erwiesen sich nicht als fest, sondern wurden zwischen 1801 und 1905 in westlicher oder nordwestlicher Richtung verschoben. Auch einige Punkte in den Nordalpen nahmen an dieser Bewegung teil. Nach der bisherigen Voraussetzung soll aber das Hauptgebiet der Mulden-senkung südlich München „unbewegt“ sein, während sich nördlich und südlich die Westbewegung vollzog. Diese Voraussetzung ist geologisch und mechanisch durchaus unverständlich. Jedenfalls konnte die unter dieser Voraussetzung von O. M. Reis versuchte Deutung keine genetische Beziehung zu dem sichtbaren tektonischen Bild, am wenigsten zu der alpinen Bewegung wie wir sie uns heute vorstellen müssen, formulieren. Verständlich aber werden mir die gemessenen Daten sogleich, wenn man an das Relative all dieser Bewegungen denkt. Wenn man nämlich nicht annimmt, dass die Hauptstadt München den Vorzug der Ruhe geniesst, weite übrige Teile aber bewegt wurden. Nehmen wir für München eine Bewegung in OSO-Richtung an, so werden die scheinbar nach W und NW gerichteten Bewegungen der nördlichen und südlichen Hochebene und der Alpen zum grossen Teil bis auf 0 reduziert — freilich nicht ganz, dazu ist ihre Grösse und Richtung etwas zu verschieden. Aber man wird sich darüber klar sein müssen, dass es sich nicht um das einheitliche Material etwa eines Versuchsmodells handelt, das hier bewegt wird, sondern um eine viele 1000 von km² ausgedehnte, aus recht verschieden

¹⁾ F. von Pávai Vajna, Ueber die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. Földtani Közlöny 55, Budapest 1926, S. 282 ff.

verfestigtem Gestein aufgebaute Masse, die keineswegs in allen Teilen gleich reagieren wird. Auch haben wir ja nur eine willkürlich aus einer ungleich grösseren Reihe von Ereignissen herausgeschnittene Folge von Vorgängen, die wir selbst trotz der Kürze der Zeit nicht sehen, sondern deren derzeitiges Endergebnis nur in einigen gemessenen Daten vor uns liegt. Aus der in verschiedenen Tiefenstockwerken sehr verschiedenen Tektonik der Molasse unter Braunau, aber auch z. B. auf Blatt Immenstadt ergibt sich schon jetzt wenigstens im grossen, dass die Vorgänge keineswegs immer die gleichen waren. So können sie auch von Erdbeben zu Erdbeben verschieden gewesen sein.

Nehmen wir aber nun, was ja sehr nahe liegt, das kleinere Gebiet, nämlich München als (im gegenwärtigen Endergebnis der Bewegungen) nach OSO verschoben an, so vereinfacht sich die Sache ausserordentlich. Vor allem wird dann möglich, diese Horizontalbewegung mit der anderen, sicher festgestellten Bewegung, nämlich der Einsenkung der Ampfinger Mulde, in verständliche Beziehung zu bringen — was gleichfalls im anderen Fall O. M. Reis nicht gelingen konnte. Dann kann die Vorstellung gelten, dass sich die Ränder der Mulde, während diese einsinkt, einander nähern¹⁾, dass also das Randgebiet, auf dem München steht, gegen die versinkende Ampfinger Mulde ebenso nach OSO vorrückt, wie sich die Punkte jenseits des Inns gegen sie nach W zu messbar vorbewegen. Und es ist höchst bezeichnend, dass der Anfang der durch Nachmessung erkannten Muldenbewegung zusammenfällt mit der heutigen Oberflächengrenze zwischen aufgefaltetem und noch nicht aufgefaltetem Tertiärland im Osten.

Mit anderen Worten: Die Ampfinger Mulde stellt gar nichts anderes dar als die Fortsetzung der alpinen Faltenbewegung in der Richtung gegen das Vorland, aber auch in der Richtung von unten nach oben im Vorland-Sediment selbst!

Auf weitere derartige ganz jugendliche Teilbewegungen in dem heute in Faltung begriffenen Molasseland ist man da und dort schon aufmerksam geworden. So konnten jungdiluviale Störungen

¹⁾ Bekanntlich sind solche Begleiterscheinungen im Umkreis sinkender Schollen das Normale. Diese Erkenntnis verdanken wir hauptsächlich den Beobachtungen an einbrechend. Pingen i. Bergbau (K. Lehmann, Glückauf; Essen 1919, Nr. 48, 1920, Nr. 1—3, 15.)

mit einem sich dem Donau-Abbruch und der Ampfinger Mulde anschliessendem Generalstreichen z. B. im Gebiet der Malgersdorfer Weisserde unlängst nachgewiesen werden¹⁾).

All dies sind oberflächliche Vorgänge, die ihren Antrieb in bedeutender Tiefe haben müssen. Ich habe sie genauer besprochen, weil ich der Meinung bin, dass sie unmittelbar die Ursache unseres Erdbebens sind. Denn wir sehen die südwestliche Fortsetzung der Ampfinger Mulde direkt auf unser Epizentrum loszielen, dessen Erschütterungsstärke naheliegender Weise gegen NO zu nur deshalb rasch zurückgeht, weil sie notwendig in dem überaus mächtigen und zum grossen Teil noch nicht verkitteten Molassepolster des Vorlandes weitgehend verpuffen musste. Weiter unten werden wir diese Fragen noch zu prüfen haben.

5. Die Trias-Jura-Tafel und der Rheintalgraben.

Die Grundzüge im Bau Süddeutschlands sind seit langem bekannt. Zwischen der Böhmischem Masse (Bayer. Wald, Böhmerwald, Frankenwald) im O und der Ostspalte des Rheintalgrabens im W unterscheiden wir als Baueinheit die süddeutsche Scholle. Diese teilweise zerstückelte Trias-Juratafel sinkt im S der Donaubrüche unter die sehr tiefe Mulde des Molassebeckens hinab.

Zur Baugeschichte.

Wir fragen zuerst nach der Baugeschichte und den Haupt-Schwäche zonen dieses Schollenstückes, denn daraus wird die Eigenart der Teilbewegungen unseres Erdbebens am leichtesten verständlich.

Die Hauptstörungen, welche die Trias-Juratafel durchpflügten, laufen SW—NO, bzw. WSW—ONO und NW—SO. Welche von diesen Spalten gegenwärtig noch oder wieder beweglich sind, das lässt sich aus den Erdbebenwirkungen ersehen.

Wann diese Hauptrichtungen zum ersten Mal aufgerissen sind, wird wohl nie festzustellen sein. Reicht doch unser Blick immer nur ein kurzes Stück in das graue Dunkel der Zeit zurück. Dass diese Störungen zusammen mit der Zerspaltung am Rheintal-

¹⁾ O. M. Re is, „Einzelheiten über Gesteinsarten usw.“ Geogn Jahreshefte 31/32, München, 1920, S. 104.

graben teilweise schon in variszischer Zeit (Karbon) angelegt waren, ist für zahlreiche Gegenden gesichert¹⁾. Es wird also immer möglich sein, dass das Aufreissen von Schichtstörungen in solchen oder anderen Richtungen unmittelbar oder mittelbar posthumes Wiederaufleben bedeutet.

Für die jüngere geologische Vergangenheit konnte ich bei Bearbeitung der NW-Vogesen-Spalten²⁾ zu dem Schluss kommen, dass die Bewegung, welche das Gebiet in NW- bzw. NO-Falten legte und die zugehörigen Quer- und Längsbrüche schuf, älter sein muss als jene, welche die annähernd meridionalen Rheingrabenbrüche aufriss. Eine Entstehung oder besser wohl Neubelebung der NO-Falten mit Brüchen fällt an das Ende des Jura, jene der NW-Faltung (mit hauptsächlich NO-Brüchen) ans Ende der Kreide, jene der Rheingrabenbrüche ins Oligozän bis Quartär, wobei bekanntlich mehrere Phasen zu unterscheiden sind.

Die von mir später entwickelte Vorstellung über die Entstehung der jüngeren Rheingrabeneinbrüche im Zusammenhang mit der Bewegung der Süddeutschen Scholle gegen und unter das einsackende alpine Bewegungssystem herein³⁾ (Unterschiebung; 1926⁴⁾) besagt, dass eine sehr langsame aber in Zwischenzeiten immer wieder neue Erfolge erzielende, allgemeine Magmaströmung in grösserer Tiefe (Grössenordnung 40 km) von NW und N gegen die Alpen zu besteht. Diese

¹⁾ In dieser Hinsicht begrenzt L. Rüger (Bad. Geol. Abh. II, 1930, S. 122, 128) unser Wissen unnötig eng (Vergl. meine Untersuchung „Elsass“, S. 5, 37, 95, 99, 102, 130/31, W. Deecke's „Geol. von Baden“ u. a. Arbeiten). Es ist unzulässige Uebertreibung, wenn man Aussagen über Deformationen ohne mikroskopische Analyse als belanglos behandelt.

²⁾ E. Kraus, Ueber den Bau der Trias am NW-Rand der Vogesen und seine mechanische Deutung. Geol. Archiv München (Kommission R. Oldenburg) I, 1923, S. 165 ff.

³⁾ Vergl. auch z. B. W. Kranz, Jüngere Tektonik Westwürttembergs. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemb., 78. Jahrg. 1922, S. XXXVI. F. Röhrer, Geol. Untersuchung usw. Jahresber. Oberrh. geol. Ver. N. F. 11, 41. Ich bin zwar nicht mit allen Einzelheiten bei F. Röhrer einverstanden, besonders beispielsweise nicht mit der Auffassung der Gräben am Schwarzwald-Ostrand (sie sind offenbar im wesentlichen durch Querdehnung, durch das Klaffen der bekannten H. Cloos'schen Qu-Klüfte bedingt). Aber um so mehr kann ich dem von Röhrer näher ausgeführten Gedanken des alpinen Druckes oder vielmehr seiner Umkehrung (S. 41) beipflichten, da nämlich die Ampferer'sche Unterstömungs-Theorie die Sachlage am ehesten und besten erklärt.

⁴⁾ E. Kraus, Der geomechanische Typus der Mittelrheinischen Masse und der orogene Zyklus. C. rend. Intern. Geol. Kongress Madrid, Vortragsber. 1926 und Bd. III, 1928, S. 1031—1076.

Strömung vollzieht sich unter ganz Süddeutschland durch, dessen starre Kruste passiv folgt und dabei an Reaktionen bei Erdbeben ausführt, was sie ihrer Struktur nach kann.

Dass der süddeutsche Wirkungsbereich der alpinen, geosynklinalen Stromkräfte mit dem Molassestreifen noch nicht zu Ende ist, zeigt ja die Tatsache der Schwereverteilung ganz unzweideutig. Betrachten wir nur die Fr. Kossmat'sche Isanomalien-Karte von Mitteleuropa¹⁾:

Das alpine Schwereminus greift nach W und NW vor bis an den Rhone-Saône-Graben, wird kräftig zurückgedrängt durch die emporstrebende mittelrheinische Masse Schwarzwald-Vogesen, greift aber im O des Schwarzwaldes unter Verflachung wieder bedeutend über die Donau nach N in das süddeutsche Schichtstufenland vor. Erst im unteren Neckar- und Rheingebiet erhebt sich allmählich ein Schwereplus.

Weil das alpine Schwereminus offenbar mit Recht auf die Einsenkung der Oberfläche spezifisch schwererer unter spezifisch leichteren Gesteinen zurückgeführt wird, haben wir also auch, wenigstens einen Teil der tektonischen Erscheinungen in der Süddeutschen Platte mit solchen Einsenkungen oder ihren Begleitbewegungen in Beziehung zu bringen. Dafür spricht auch, dass das Alter der süddeutschen Brüche und des Vulkanismus zumeist tertiär oder diluvial ist, d. h. in die Zeit der letzten grossen Ausgestaltung des alpinen Bauplanes fällt.

Und nicht weniger sprechen dafür die vorhandenen Hauptrichtungen des süddeutschen Baues. In dem ganz vorbildlich diagonalen (diagonale Richtungen zum Gradnetz!) System Mittel- und Südeuropas mit seinen SO – NW- und SW – NO-Zerspaltungen machte sich überaus eigenwillig die alpine Bewegung breit. Quer zum dinarischen und apenninischen Streichen, aber auch nicht unter völliger Angleichung an das hiezu annähernd senkrechte Streichen versinkt der alpine Doppeltrog (Figur 4). Von der Seite rücken in der Tiefe Massen zum Ausgleich des bei dem Abtauchen entstehenden Unterdruckes nach und auf dem Rücken dieser Seitenströme versuchen nun die obersten

¹⁾ F. Kossmat, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. math.-phys. sächsisch. Ak. d. Wiss. 38, 1921.

Schollenteile, die wir sehen, unter möglicher Ausnützung der vorhandenen diagonalen Schwächelinien der allgemeinen südlichen Bewegung unter Neuordnung der Glieder zu folgen. Teilzerrungen wurden dabei durch Gräbenbildung quitiert, Teilpressungen durch Aufschiebungen.

Tief hinab sank auf den teilweise schon variszischen Spalten die Füllung des Rheintalgrabens, sodass sich hier sogar ein sekundäres Schwereminus ansiedeln konnte. Dies spielte sich im Rücken des alten Schwarzwaldblockes ab, der wohl infolge seiner tieferen, granitischen Verankerung energischer dem südöstlichen Teilstrom gegen die Alpen hin folgte und hinter sich ein gezerrtes, darum niederbrechendes Grabenschollenland liess, der dementsprechend an seiner vorrückenden Vorderfront ein verwickeltes Netz von (teilweise schon älteren) NW—SO-lichen, auch von mehr westöstlichen Spalten aufriss¹⁾. In diesem Trümmerfeld führte die Querdehnung (in allgemein SW—NO-Richtung) zu der Ausbildung besonders zahlreicher Gräben, deren eindrucksvollster und jüngster der Bodenseeeinbruch ist. Es ist das gleiche Prinzip, nach dem offenbar auch die Grabenschar südöstlich Basel zwischen dem alpin bewegten Jura und dem südlichen Schwarzwaldblock unter Ausnützung älterer NO-Schwächungen niedersank²⁾.

Auch der nördliche Rahmen des Molassebeckens setzt sich offenbar aus SW—NOlich und NW—SOlich, also aus älter angelegten Teilstücken zusammen. Ihnen tastet die heutige Donau von Sigmaringen bis Regensburg bzw. von da bis über Passau und Linz hinaus nach. Wo beide Linien zusammentreffen, da splitterte bei Regensburg die Keilbergrandspalte in SN auf. Es ist klar, dass eine wesentlich nur diagonal zergliederte Schichttafel, die nun orthogonal durch den alpinen Zug beansprucht wird, an solchen Konzentrationsorten der Spannung zur ruckartigen Bildung neuer Sprünge neigen wird. Die jüngsten Erdbebenschwärme der Weissjura-Platte zwischen Ingolstadt und Eichstätt sind offenbar Ausdruck solcher Notwendigkeiten.

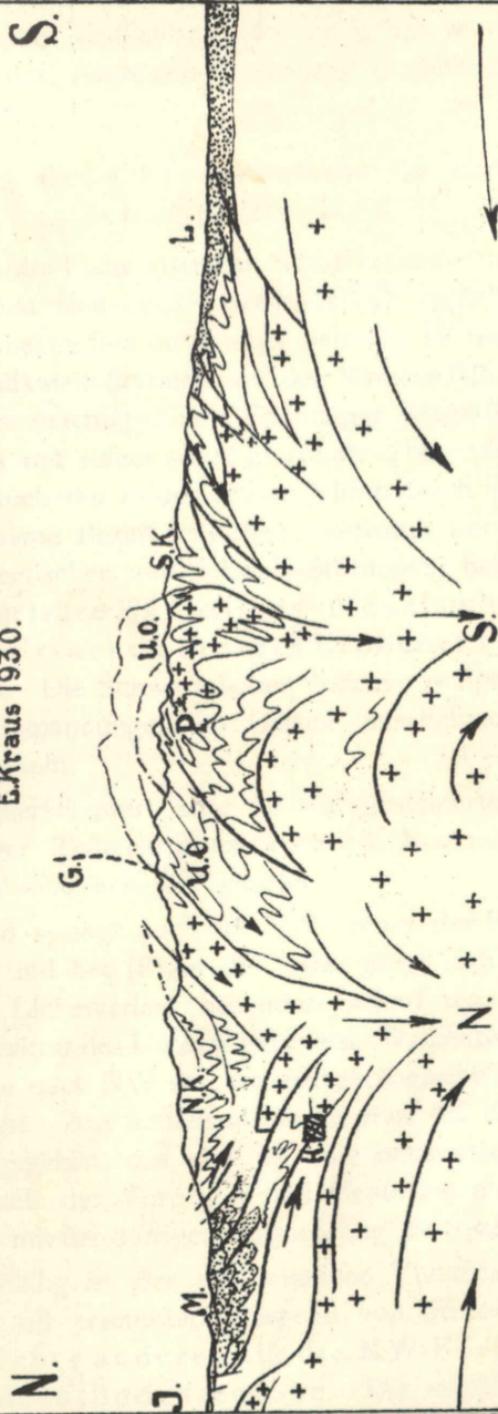
¹⁾ F. Röhrer a. a. O.

²⁾ Dass das Alter dieser vom Jura in die Dinkelberge hineingestemten Grabenschar noch bis ins Jungdiluvium, womöglich Alluvium hereinragt, betonte kürzlich W. Deecke (Abh. Bad. Geol. La. II, 1930, S. 67 ff.).

Figur 4.

Die Alpen als Zwei-Strom-Gebirge.

E. Kraus 1930.



N, S = nord- und südalpine Saugnarbe. + = Kristallin, teilweise entwurzelt. P = Pennin. U.O = Unteroostalpin. N.K., S.K. = Nördliche und südliche Kalkalpen. M. = Molassevortiefe. L = Lombardische Vortiefe. J. = Zetbrechender Rand der süddeutschen Scholle. G. = Oberflächl. Grenze zw. Gesteinen, die teils der N-, teils d. S = Narbe angehören. H. = Umgef. Ort d. Hauptstosses am 8830 unter Nam Los.

Nach diesem allgemeinen Ueberblick über die süddeutsche Scholle, welcher (ohne Anführung des sehr umfangreichen Schrifttums) nach meiner Auffassung hier zu geben war, können wir an die Frage der Auswirkung unseres Erdbebens in diesem Bau herantreten.

Die Wirkung des Oktoberbebens im süddeutschen Schichtstufenland.

Die Weissjura-Platte zwischen Schaffhausen—Regensburg bis nö. Nürnberg hat sich recht einheitlich verhalten. Die Erschütterungen blieben fast durchwegs zwischen IV und V. Weder die Uracher Vulkanembryonen auf der Rauhen Alb westlich von Ulm, noch das mächtige, von Störungen umgürtete Loch des Nördlinger Ries mit seiner sonst gewohnten, besonderen Empfindlichkeit, noch auch der in den letzten Jahren durch Schwarmbeben bekannt gewordene Bezirk zwischen Ingolstadt und Eichstätt mit seinen erdmagnetischen und Schwere-Störungen, hebt sich heraus. Jener jungtertiäre Explosionsvulkanismus hat offenbar mit den Ursachen unseres Erdbebens nichts näheres zu tun. Die Schwarmbeben hatten etwaige bei Eichstätt vorhandene Teilspannungen im Gestein anscheinend bereits zur Auslösung gebracht.

Sehr bemerkenswert aber ist die gesteigerte Stosskraft in dem Ebinger Teilepizentrum vom 16. November 1911, wo Stärken von V—VI verspürt wurden.

Auffallend springt auch die NW-Grenze der Erschütterungsstärke IV hin und her (Figur 2). Hier prägt sich bei allgemein nordöstlichem Linienverlauf besonders scharf die SO—NWliche Verwerfungsstruktur des Untergrundes aus. Namentlich dort springt diese Grenzlinie nach NW vor, wo der geologische Bau Störungen nachweisen lässt. Am auffallendsten ist dies bei dem Stuttgarter Zertrümmerungsgebiet, das sich um die bekannten Filderspalten gruppiert. Auch der Vorposten bei Heilbronn und Rothenburg hängt offenbar mit der dortigen Vermehrung der Spalten zusammen.

Sehr auffällig ist der nordwestliche Vorstoss der IV-Linie, gegen die so oft erschütterte Gegend von Strassburg zu. Das ist offenbar nichts anderes als die NW-Fortsetzung unserer Euganeen-Bodenseezone. Die mächtige, junge Zersplitterung des Bodenseeeinbruches setzt sich in jungen und älteren

Spalten hier gegen den südlichen Teil des Rheinalgrabens fort. Hier ist der tiefe Einbruch der Freiburger Bucht und hier steht auch der vulkanische Kaiserstuhl. Zugleich erreichen hier die Wirkungen unseres Erdbebens mit Stärke V noch den Rheinalgraben. Das Maximum der Erschütterung in dem Rheinalgraben und dem Schwarzwald haben wir zwischen Kaiserstuhl und Renchtal: das ist genau der sich gegen NW erweiternde Spaltenfächer des Bodensee-Systems. Hier wurde die Stossenergie besonders weit verbreitet. Dabei schwingt, wie unsere Karte zeigt, die östliche Grabenrandspalte besonders lebhaft. Ebenso zeigte sich lebhaftere Bewegung in dem habituellen Schütterbezirk des Kaiserstuhls, sowohl gegen SW wie gegen NO von dieser Hauptstörungszone ist eine schwache aber durchaus deutlich ausgeprägte Verminderung der Stosstärken zu bemerken.

Dabei spielen, wie der Unterschied zwischen Lörrach und Basel oder wie die Stosstärken bei und in der Stadt Freiburg zeigen, im einzelnen die tektonischen Störungen eine grosse Rolle. In Freiburg i. Br. ist wieder, wie am 11. November 1911 oder 20. Juli 1913, wenn auch nicht durch so viele Einzeltatsachen belegt, die Teilwirkung verwickelt gewesen. Unten in der Ebene fühlte man das Beben oft kaum (II, III). In Freiburg-Günterstal am Südhang des Brombergkopfes schwankte der Boden mit Wirkung IV—V. Auf dem Gneis wurden mitunter Stösse der Stärke V erreicht (wohl an den Randstörungen). Wie die Verteilung der Stösse westlich weiter geht, ist mir unbekannt.

Ueberaus auffällig ist jedenfalls der Stosstreifen in der Pfalz. Ohne Rücksicht scheinbar auf die Tektonik wurden hier, in einem makroseismisch ruhigen Aussengebiet, Orte, wenn auch nur schwach erschüttert, die allein auf der von Karlsruhe über Kandel, Edenkoben nach Hochspeyer ziehende Linie liegen. Hier haben wir den habituellen Stosspunkt von Kandel; und Hochspeyer gehört nach C. Regelmann¹⁾ zu der von Saargemünd gegen NO ziehenden Mulden-Herdlinie. Wie ein Blick auf unsere Karte Figur 2 lehrt, handelt es sich hier um die NW-Fortsetzung der Erschütterungszone, die sich in dem besonders zertrümmerten Filder-Spaltenbereich ausbreitete. In ihrer SO-Fortsetzung liegt die grösste Verbreiterung unserer epizentralen Zone und deren stärkste Erschütterung, liegt ein so oft bewegter Abschnitt der Alpen, liegen

¹⁾ Erläuterungen zur geol. Uebersichtskarte von Württemberg, Tafel I.

die berichtigten Stossherde der östlichen Venezianer Alpen und der Dinariden. Ich habe an anderer Stelle¹⁾ auf die Bedeutung dieser diagonalen Querstruktur im jugendlichen Bewegungsbild Europas hingewiesen und bin der Meinung, dass sich diese Schütterzone noch in den schwächlichen Teilwirkungen unseres Erdbebens ebenso Geltung verschafft, wie die benachbarte Bodensee-Euganeen-Ostapennin-Zone. Zwischen beiden liegt das schwach erschütterte Gebiet von Baden-Baden, das nur durch die Ebinger Lokalwirkungen vorübergehend unterbrochen wird, das sich aber über das als „immun“ bekannte Vorarlberg hinaus weithin in das Becken der Adria verfolgen lässt.

Als Teilgliederung, die das Feinbild dieser grosszügigen Struktur etwas zum Ausdruck kommen lässt, dürfen wir den Vorstoss des Schüttergebietes nach Mannheim und Darmstadt werten. Das Zertrümmerungsfeld der weiten Kraichgau-Senke zwischen Heilbronn und Heidelberg zeitigte noch 250 km und weiter von Namlos entfernt nicht unbedeutende Erschütterungen. Der bekannte Eberbacher Graben hebt sich durch Eigenbewegung heraus, ebenso ein Teil der Randspalte bei Weinheim (nächst südlich von einem schon früher bekannt gewordenen Stosspunkt).

Auch hier geht die SO—NW-Richtung keineswegs in dem Gewirr tektonischer Sonderbewegungen unter. Der schwache Ausläufer gegen Mannheim zeigt nach meiner Meinung ebenso wie jener quer über den Rheingraben und über querverlaufende Verwerfungen hinüber nach Hochspeyer, dass im tieferen Untergrund die NW-Richtung den Bauplan auch hier noch immer beherrscht. Sie wird ja auch durch die lange, zum Ries hinüberweisende Sigartlinie betont.

Die häufig genug beobachtete Dämpfung durch die lockeren Füllmassen des Rheintalgrabens konnte diese Tatsache nicht ganz verschleiern.

Wenn trotz aller oberflächlich feststellbaren Spalten noch so weit draussen einzelne gar nicht sehr schwache Stösse gefühlt wurden, so dürfte dies wohl auch auf eine recht tiefe Lage und auf eine sehr grosse Ausdehnung des erschütternden Stockwerkes hinweisen.

Aeussere Stoss-Inseln liegen auch in Unter- und Oberfranken, doch muss die äussere Grenzlinie des ziemlich zusammenhängend

¹⁾ E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen.

erschütterten Gebietes von der östlichen Rheingrabenspalte her i. a. im S der Mainlinie gezogen werden. Westlich Bamberg springt diese kräftig gegen NO vor, als ob hier der Steigerwald und jenseits des Mains die Hassberge aus morphologischen Gründen die Erschütterungen besonders weit nach N hin fühlbar gemacht hätten. Es ist eines jener SW—NOlichen Strukturelemente, wie sie in Gestalt von Sätteln und zugehörigen Sprüngen durch A. Klughardt¹⁾ allgemein zwischen Jagst und Vogelsberg gefunden wurden und wie ich sie in der lothringischen Fortsetzung westlich des Rheingrabens feststellen konnte. Die Aussengrenze der zusammenhängend mit IV erschütterten Gebiete biegt von hier im allgemeinen aus der Bamberger Gegend scharf nach SO gegen Regensburg hin zurück. Aus der SW—NO-Richtung lenkt sie hier in die NW—SO-Richtung um — wiederum in deutlichster Abhängigkeit von der allgemeinen Struktur des Unterbaues, die hier in Anpassung an den SW-Rand der Böhmisches Masse weit überwiegend NW—SO verläuft.

Auch die Zone des Erlöschens, wie sie die Straubinger Bucht am Molasseland anzeigt, setzt sich hier m. m. zwischen dem Rand der Böhmisches Masse und jenem der Süddeutschen Scholle fort.

6. Die Böhmisches Masse.

Noch ausgeprägter wie am Rheintalgraben ist das Wiederaufleben der Erschütterungen jenseits einer, im SO freilich unterbrochenen Schütterzone im Bayerischen und Böhmerwald. Womöglich noch deutlicher als am nordschweizerischen Jurarand springt hier die Bedeutung der Verwerfungen heraus. Es braucht nicht vieler Worte, um die auf unserer Karte angedeuteten Beziehungen zu erläutern. Scharf genug spricht sich in den Stosstärken die Bedeutung der Donau-Randspalte jenseits der Straubinger Bucht aus. Denn dass hier nicht das uralte kristalline Grundgebirge, sondern seine Zertrümmerung für die Stosstärken verantwortlich ist, ersieht man leicht aus der jenseits tief in den Gebirgskörper vorgreifenden, immunen Bucht.

Diese setzt mit der permisch-kretazischen Bodenwöhrer Bucht ein und erstreckt sich weit nach SO. Ob sie sich hier schliesst oder das nördliche Nachbargebiet nur eine Stossinsel war

¹⁾ A. Klughardt, Die Lagerungsverhältnisse d. Buntsandsteins und d. übrig. Triasschichten b. Thünngersheim. Diss. Würzburg 1915 mit Karte.

(wie auf der Karte angedeutet), kann ich nach dem mir vorliegenden Material nicht sicher sagen.

Jedenfalls ist das erneute Aufleben der Erschütterungen mit der altbekannten, verquarzten Trümmer- und Bewegungsfläche des Pfahls überaus auffällig. Welche Gründe für die Verbreiterung dieser Schütterlinie gegen NO und für die Waldmünchener Stossinsel verantwortlich sind (? neue SO—NW-Störungen) ist vielleicht auf Grund der fortschreitenden geologischen Kartierung zu sagen. Klar tritt die nordwestliche Fortsetzung am Weissjurarand von Amberg und Pegnitz zu Tage: die aus der Böhmisches Masse in die süddeutsche Platte hinausreichenden Sprünge sind auch hier örtlich Anlass für eine Bebenhalbinsel.

Sehr interessant ist die Vorstülpung des Schüttergebietes längs der Keilbergspalten nördlich Regensburg, welche zwar die Immunität der Bodenwöhrer Bucht nicht verletzen konnte, welche aber anscheinend in der nördlichen Fortsetzung an der Naab (Randspalte von Weiden-Erbendorf) wieder zur Geltung kommt.

C. Allgemeine Ergebnisse.

Die Besprechung der Erschütterungsstärken führt zum Schluss, dass es 3, wenn auch keineswegs gleichwertige Hauptgründe sind, welche uns die Stossverteilung verstehen lassen:

1. der Einfluss des tektonischen Aufbaues,
2. der Einfluss lockerer Sedimentdecken,
3. der Einfluss des Reliefs.

1. Einfluss der tektonischen Auflockerung.

Ohne auf die mögliche Grundursache des Erdbebens hier schon einzugehen, kann doch gesagt werden, dass die sichtbare Struktur des Untergrundes von grösster Wichtigkeit ist. Vielleicht bei keinem anderen Erdbeben zeichnen sich viele der uns längst bekannten Verwerfungen, also ehemaligen Bewegungsflächen, so eindrucksvoll im Erschütterungsbild ab. Wir haben die wichtigsten der in den Alpen, im Molassevorland, an den Rändern und im Innern der Süddeutschen Scholle verlaufenden Spalten kennen gelernt. Wir sehen aber, dass keineswegs alle beobachteten Spalten mitschwangen und dass auch öfter im Längsverlauf der grösseren

eine Abnahme der Erschütterungsstärken bis auf makroseismisch Null vorliegt. Bei den verwickelten Möglichkeiten der Tiefe kann man nicht unterscheiden, ob dies vielleicht mit geringerer Reichweite solcher Stellen nach abwärts oder mit örtlichen Ausheilungen („Versteinerungen“), mit dem Fehlen gleichzeitiger Teilspannungen oder vielleicht mit dem Zusammenpressen der Spaltenwand zur Zeit des Erdbebens zusammenhängt.

Erst der ausführliche Vergleich des Verhaltens dieser Spalten bei zahlreichen Erdbeben, der hier noch nicht beabsichtigt sein kann, wird über solche Fragen einiges Licht breiten. Hier mögen einige Bemerkungen genügen.

In den Alpen erwies sich als besonders aktiv wieder die alte Inntalherdlinie, daneben jene des Lechtales mit ihrer neuen epizentralen Abzweigung über Namlos—Bichlbach. Gegen SW hemmte sehr stark das Bodensee-Euganeenband. Im Molasse-land sehen wir die Intensivität noch über diese hinweg im Bodenseeeinbruchsfeld ziemlich kräftig entwickelt. Aber die Stosstärken etwa von 1911 wurden hier bei weitem nicht erreicht. Auffallend ist die Stosslinie von Saulgau—Biberach—Baltringen. In der Süd-deutschen Scholle erwies sich der Jurarand im SW, jene alte Herdlinie längs der Aare, besonders aktiv. Ein Haupt-Epizentralgebiet vom November 1911 erwies sich nur in seiner Mitte, bei Ebingen, noch als stark beweglich. Die meisten anderen Stosspunkte von früheren Zeiten (Dornhan w. Sulz a. N., Balingen, Hechingen, Tübingen, Nördlinger Ries) hoben sich ebenso wie am Bodensee nicht von ihrer Umgebung ab, zeigten sogar eher geringere Erschütterungen wie Balingen. Auch das Schwarmbebengebiet südlich Eichstätt war wenig aktiv.

Es scheint mir eine wichtige Aufgabe der Seismotektonik zu sein, durch solche Vergleiche ein Urteil über die Empfindlichkeit der einzelnen, tektonisch möglichst genau zu studierenden Herde von Zeit zu Zeit zu gewinnen. Schon jetzt fällt auf, dass wenige Jahre genügen, um solche Empfänglichkeit zurückzudrängen. Rasch kann offenbar eine neue Gleichgewichtslage erreicht werden, wie ja auch die verhältnismässig geringe Zahl der Nachbeben anzeigt.

2. Einfluss lockerer Sedimente.

Als weniger auffällig erschien der Einfluss lockerer Sedimentdecken auf die Bebenstärke. Er wurde bei früheren

Arbeiten schon wiederholt näher geklärt, ohne dass freilich immer einwandfreie Schlüsse gezogen werden konnten. Wer weniger mit der tektonischen Lage der einzelnen Gebiete vertraut ist, wird immer solchen Möglichkeiten einen höheren Tribut zu entrichten bereit sein. Sehr oft ist es zur Zeit kaum möglich zu entscheiden, ob tektonische oder solche Materialunterschiede wirksam waren. Oft gehörten ja beide zusammen, indem die Tektonik nicht selten für die Ansammlung grösserer Massen lockerer Gesteinsstoffe verantwortlich ist, welche dämpfend wirken.

Bei der vorläufigen Bearbeitung des Erdbebens am 16. November 1911¹⁾ scheint mir z. B. der verstärkende Einfluss dünnerer diluvialer oder alluvialer Deckschichten sehr übertrieben worden zu sein. Man darf nicht beispielsweise östlich von Friedrichshafen diluvialen Niederterassenschotter einfach mit „Torf (alter Seeboden)“ gleichsetzen (siehe die Karte). Man wird auch immer berücksichtigen müssen, dass die Seeböden und Torflager oft Landstücke bedecken, welche erst jüngst auf Verwerfung niedersanken. Darum können sehr wohl diese für die Belebung der Erschütterung massgebend sein, was ich vor allem für das Bodenseebecken annehmen möchte, welches, wie die letzten Untersuchungen immer mehr zeigen, sehr verworfen und zwar jung, letztinterglazial, verworfen ist. Das schliesst aber örtliche Teilwirkungen anderer Art (vergleiche z. B. Schmidle für Konstanz) nicht aus. Betrachten wir nun den Einfluss von Sedimentdecken bei unserem Oktober-Erdbeben.

Am nordwestlich streichenden Zürichsee, dessen tektonische Entstehung durch Verwerfungen oder Blattverschiebungen wohl erst diskutiert werden könnte, wenn es gelingen sollte die Molassehorizonte des Untergrundes stratigraphisch-tektonisch genauer zu beurteilen, werden nach dem bisherigen keine tektonischen Störungen angenommen. Hier aber gab es 1930 eine auffallende Verstärkung der Erschütterung, ebenso am Vierwaldstätter See, besonders in Brunnen und Küssnacht. Dies und vielleicht auch die Stosstärke am Lindau-Friedrichshafener Bodenseeufer geht wohl auf die Labilität der Seealluvionen zurück, welche am Ufer durch natürliche oder künstliche Vorgänge belastet werden und ihre Last bei Erschütterung gegen das Seebecken hin abgleiten lassen (Alb. Heim, Geol. d. Schweiz I, S. 432). Sehr auffallend war auch die

¹⁾ R. Lais und A. Sieberg, Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Aufbau Süddeutschlands. Geol. Beitr. z. Geophysik 12, 13. 1. 1912.

Wirkung in Buchau, O.-A. Riedlingen, am Federsee in Württemberg. Ueber dem tertiären und diluvialen Untergrund breitet sich hier öfter, nicht mächtig, aber sehr beweglich, eine Ton-, Schwimmsand- und Torf-Schicht. Bei zwei massiven, dreistöckigen Häusern, welche auf Pfählen über weichem Lehm und Schwimmsand stehen, stieg die Erschütterung am höchsten (V—VI), während sie sonst wesentlich schwächer war. Auch beim November-Beben 1911 wurden nur an diesen Gebäuden die Kaminköpfe abgeworfen. Aehnlich wurde das auf Pfählen über moorigem Grund stehende Bahnhofsgebäude von Oberammergau mit Stärke —VI erschüttert, andere Gebäude nur mit IV—V. Auch im Bereich des Kolbermoores westlich Rosenheim waren die Stosswirkungen überaus verschieden. Am Tegernsee selbst wurden die Häuser stärker erschüttert als in seiner weiteren Umgebung.

Ebenso scheinen die Flussläufe längs ihrer Ufer nicht selten stärkere Erschütterungen aufgewiesen zu haben. So wurde aus Oberkirchberg, O.-A. Laupheim, berichtet, dass hier auf dem tertiären Pfohsand die Stösse ruhiger und sanfter waren, als zunächst der Iller auf dem Illerkies. Mels (schweizerisches Rheintal) meldet für den Talsohlen-Schotter grössere Erschütterungen (V—) als für Fels-Untergrund, ebenso Altnau (Schweiz, IV—), Bauma (Schweiz, IV—V), Schwälzig bei Gais (Kanton Appenzell, V). In Unterwiechs (620—640 m NN am Randen, nö. Singen) waren die Erschütterungen stärker als in dem 1 km weiter entfernten, etwas höheren Oberwiechs. In Druisheim, Post Mertingen, südlich Donauwörth, nahmen die Stösse gegen das Schmuttetal hin zu, ebenso gegen die Isar in Fleck ssö. Lenggries, gegen den Lech in Füssen-Faulenbach, in Häusern an der oberen Iller, in Oberstdorf, an der Donau bei Oberzell (Niederbayern). Die Ammermühle in der Ammerschlucht bei Rottenbuch-Schongau wurde wesentlich stärker (V—VI) erschüttert, als die Umgebung. Dagegen wurden in Göschenen (Schweiz) die Stösse am Berg mehr gespürt als im Tal (IV—V), ebenso in Arosa (III); in Aarau verspürte man IV—V nur in Häusern auf Felsen. Bei Tauberbischofsheim (sw. Würzburg) fühlte man in der Tauberebene fast gar nichts, während in den am Gehänge liegenden Häusern das Erdbeben von fast allen Bewohnern verspürt wurde. In Schillingsfürst (Mittelfranken) wurden die (kräftigen) Stösse fast nur in den auf dem höchsten Punkt gelegenen Häusern wahrgenommen.

Solche Ausnahmen dürften auf örtliche Besonderheiten zurückgehen (bewegliche Gehänge, instabile Felsschollen).

Im Rothachtal (SW-Allgäu) fühlte man die Erschütterungen auf den steileren SO-Hängen weniger als am NW-Hang. Dies dürfte hier mit der Verbreitung des lockeren Diluvialtons auf Moräne an der NW-lichen Talseite zusammenhängen.

Im allgemeinen steigt bei lockeren und dünnen Sedimentdecken die Erschütterung, dagegen wird sie gedämpft bei mächtigeren, noch nicht zu festem Stein verkitteten Massen. Solche Beispiele lernten wir für die Straubinger Bucht kennen. Ich möchte auch glauben, dass die auffällige Abschwächung, welche die Erschütterung, trotz der ganz offensichtlich weit gegen ONO ausgebreiteten Primärenergie, im südbayerischen Molasseland erfuhr, mit der auf einige Kilometer anzusetzenden, lockeren Tertiär-Quartär-Füllung dieses Beckens zusammenhängt. Dass die Schwäbisch-bayerische Hochebene relativ immun ist, weiss man ja schon lange. Wir werden unter ihr mindestens die gleichen Ereignisse anzunehmen haben wie unter den nördlichen Alpen, aber sie können sich an der Erdoberfläche nicht ebenso auswirken, weil die Stösse verpuffen. So wurde auch diesmal das Molasseland an seiner Oberfläche über Gebühr sanft behandelt.

Die ganze Stossverteilung im Grossen, die rasche Abschwächung in den Alpen gegenüber dem weiten Umsichgreifen gegen O und NO, die recht regelmässig zwischen IV und V sich haltenden Stösse im ganzen Molasseland, in dem erst randlich im N und NO beträchtliche Abnahmen erkennbar werden, hängen offenbar mit solcher allgemeinen Dämpfung zusammen. Wäre sie nicht vorhanden gewesen, so hätten sich die Namloser Zustände vielleicht noch bis Ampfing entwickelt und wäre die nordalpine Vortiefe mit ihrem kalkalpinen Rand als Epizentrum viel schärfer in Erscheinung getreten. München geniesst diesen Vorteil.

3. Einfluss der Höhenlage.

Dieser Punkt muss an Beispielen noch näher geklärt werden. In den oberbayerischen Bergwerken liess das bayerische Oberbergamt die Bebenwirkungen beobachten. In den wesentlich OW-gestreckten Abbau-Hohlräumen in der Molasse bis 800 m Tiefe (also rund bis auf NN) herab bemerkte die, freilich nicht zahlreiche, Belegschaft keine besonderen Wirkungen, jedenfalls keine dauernden.

In der Grube Peissenberg waren seit Ende März 1928 Risse in der Schachtmauerung bis hinab in 180 m Tiefe bekannt (sie rührten vermutlich von Gesteinsverschiebung infolge des Abbaues her). Die Beton-Abdichtung dieser Risse wurde nun durch das Erdbeben, welches über Tag etwa die Stärke V hatte, stellenweise wieder aufgebrochen.

Jedenfalls wurde bestätigt, dass die Stosswirkungen nach der Tiefe hin sich verminderten.

Betrachtet man den Einfluss der Relieffhöhe, so gibt es hier teilweise widersprechende Angaben. In der Oberstdorfer Gegend (Talsohle 800 m, Stärke V—) erwies sich die Erschütterung schwächer in Schrattenwang (1400 m), im Nebelhornhaus (1930 m, negative Meldung), in Einödsbach (1175 m), bedeutend stärker (VI) am Christlesee (920 m, Moräne und Talschutt), auf Gerstruben (1155 m, Moräne), am Eingang der Breitachklamm (825 m, auf Talschotter). Im Illertal bei Sonthofen-Fischen: im Tal kräftig, gegen 1400 m hoch wesentlich schwächer, noch höher wieder etwas stärker. In der Kemptener Ski-Hütte (1250 m) erwachte niemand. Im Gunzesrieder Tal (Molasse und Flysch des Allgäu) wird von den Almen (1100—1400 m hoch) gleiche oder sogar gelegentlich etwas stärkere Wirkung gemeldet als vom Talgrund (900—1000 m hoch). Dagegen wurden hier in einer Alphütte (1500 m hoch) keine Stöße verspürt; Aach am Weissachtal (Allgäu) meldet von Höhe 645 m Stärke —V, Hagsbühl (981 m) darüber nur IV. In der Immenstädter Gegend ist gleichfalls die Erschütterung unten (730 m) stärker gewesen als in der bis 1500 m emporsteigenden Umgebung. Hinterstein im Allgäu meldete V, von einer Jagdhütte (1200 m hoch am Schrattenberg) nur III—IV. An der Isar in Landau unten V, 100 m höher auf dem umgebenden Plateau keine Erschütterung oder nur III. Auf Woicher Alm (Rauschberg) wurde Stärke IV—, darunter in Ruhpolding V— gemeldet. Auf dem Wallberg- und Hirschberg-Haus (1500 m) wurde nichts verspürt, unten am Tegernsee aber Stosstärke V. Der Beobachter auf der Zugspitze (2960 m), auf der zur Zeit des Erdbebens Schneesturm herrschte, hat nichts bemerkt, trotzdem die benachbarten Talorte: Garmisch V und Ehrwald VI meldeten.

Sieht man von einigen nicht besonders ausgeprägten Ausnahmen, die vielleicht örtliche Gründe haben, ab, so ergibt sich, dass mit zunehmender Relieffhöhe namentlich in den

Alpen zwischen 1000 und 3000 m die Stosstarke sanken. Nur in einer Gegend wurde über 1400 m wieder das Anschwellen der Erschütterung angegeben.

Auf dem Schloss von Harburg bei Donauwörth wurde V, im Ort IV—V verspürt, ähnlich war es im Schloss Hohenburg gegenüber Lenggries, im Schloss Aspenstein gegenüber dem 60 m tieferen Orte Kochel. Danach wurden höhere, jedoch mehr isolierte und vielfach felsig aufragende Hügel etwas stärker bewegt.

Auf dem 20 m hohen Stadtturm in Wolframs Eschenbach (Mittelfranken) wurde Stärke V, im Ort selbst nur III bemerkt. Auf dem Rathausturm in Hersbruck (20 m hoch) gab es V, unten in der Stadt nur IV. Diese Beispiele zeigen so, wie die oben Seite 10 f. angeführten den Einfluss der Höhe bei Bauwerken.

D. Die Stossrichtungen.

Was die beobachtete Richtung der Stösse anlangt, so geht sie aus der Tafel Figur 2 hervor. Eine nähere Beschäftigung mit ihr halte ich zur Zeit nicht für besonders fruchtbar. Denn erst eine grössere Zahl von solchen Karten, wie wir sie von den Stossrichtungen unseres Erdbebens geben, auch für weitere Erdbeben wird wertvolle Folgerungen zulassen.

Ausserdem halte ich das Beobachtungsmaterial, wie oben gesagt, keineswegs für einwandfrei — ohne den Beobachtern irgendwie zu nahe treten zu wollen.

Immerhin zeichnen sich in unserer Karte verschiedene Grundzüge ab. Erstens überwiegt, wenn überhaupt eine bestimmte Richtung beobachtet wurde, was mehr in den, dem Epizentrum näher gelegenen Gegenden der Fall ist, die Horizontalbewegung weitaus. Nur selten geben Ringe in Figur 2 Stösse vertikal von unten an. Man erinnert sich hierbei an die Erfahrung, dass bei Verwerfungen, welche durch Rutschstreifen die Bewegungsrichtungen anzeigen, weit überwiegend horizontale, aber nur recht selten vertikale Relativbewegung erschlossen werden kann (J. Walther).

Zweitens erscheinen dort Richtungsbeobachtungen besonders reichlich, wo bekannte Verwerfungsspalten liegen. Freilich gibt es sehr viele Richtungsmeldungen auch in der Molasse und in der Albtal westlich der Lech—Wörnitz-

Linie. Auf der Rauhen Alb mag dies mit noch nicht bekannten Störungen, bzw. mit Klüften sehr geringer Verschiebungsgrösse zusammenhängen, welche durch eigene Teilbewegung solche ausgeprägte Stossrichtungen bedingen. Im westlichen Molasseland bis zum Bodensee mag es auf geringer Decke der lockeren Molasse beruhen, namentlich auf dem Fehlen des nach O immer mächtiger werdenden, tonig-feinsandigen Schlierpolsters.

Drittens fällt auf, dass es grössere Gebiete gibt, wie z. B. die Münchener Gegend, jene zwischen Lech und Iller, das oberste Illertal, die Zone der ausklingenden Molassefaltung, in denen die N—S- und O—W-Richtung weit überwiegt, wo wir also orthogonale Antriebe haben. Die Nester mit diagonalen Stössen in NW—SO und NO—SW sind kleiner und seltener. Es scheint sich darin der tiefliegende Hauptantrieb von N gegen S widerzuspiegeln.

Mit grosser Wucht wurde die Scholle nördlich der Namloser Stosslinie in SSO-Richtung gegen diejenige südlich davon gestossen. Auffallenderweise wurden aus Württemberg sehr oft Stossrichtungen schräg zu den beobachteten Verwerfungen gemeldet, besonders oft orthogonal trotz der diagonalen Hauptstruktur.

E. Die Schallerscheinungen.

Die Orte, an denen Erdgeräusche während des Bebens vernommen wurden, sind auf Tafel Figur 2 mit Kreuz bezeichnet. In Figur 5 wurde die Art, Stärke und die Zeit (vor, während oder nach dem Beben) wiedergegeben. Ein Kreis bezeichnet hier einen Ort mit Geräuschmeldung. Ohne Punkt: Schallstärke I (nach A. Sieberg, Erdbebenkunde S. 112), sehr leicht, im Zimmer nicht hörbar. Mit einem Punkt Stärke II, im Zimmer schwach hörbar, wie Sturmwind, fliegende Gänse, Rascheln, wie Wasserfall, Rutschen, Scharren, rollendes Knirschen (in Heilbronn), wie ferner Donner, schwaches Trommeln, Zischen (Pfronten-Ried), Zischen und Sausen wie von Geschoss (Druisheim südlich Donauwörth, Kirchheim am Ries). Mit zwei Punkten Stärke III mässig: Rollen wie von Eisenbahnzug, vorbeifahrendem Lastauto, wie anlaufender Motor, Fliegermotor, Zeppelin, rollende Kegelkugel, wie Dreschmaschine (in Kochel), Grollen, Gepolter, trommelartig, (in Fischen), Knacken; helles Pfeifen (vorher, z. B. in Tegernsee). Mit

drei Punkten Stärke IV stark: wie Donnerrollen, Brandung, dumpfe Schläge, schwere Fernexplosion, wie das Brechen eines Brettes, Krach, Peitschenknall (gleichzeitig mit Erschütterung in Fürstenfeldbruck; hier vorher und gleichzeitig auch Donner), schreiender Laut wie Eisenbahnzug auf einer Weiche (WNW Ehingen). Mit vier Punkten Stärke V sehr starker Lärm: heftiger Donner, schreckliches Rauschen (Faulenbach bei Füssen), wie Explosion (Bühl bei Immenstadt, auch Immenstadt, wo Nachgeräusch wie verhallender Donner, Kratzen und Scharren als ob unter den Häusern etwas durchgezerrt würde), wie kräftiger Schuss (Wangen).

Kam das Geräusch wesentlich vor der gefühlten Erschütterung an, oder war es ausserdem noch gleichzeitig mit ihr, so steht links vom Kreis in Figur 5 ein Strich; Strich rechts bedeutet das Gegenteil. Ohne Seitenstrich: Schall und Erschütterung sind in der Hauptsache gleichzeitig.

Ein Strich über dem Kreis gibt plötzlichen, ruckartigen Schall an. Ohne Strich oben: langgezogenes Geräusch. Strich unten deutet die selteneren Fälle an, in denen hell klingende Töne (Geklirr, helles Heulen, Pfeifen, Zischen) als echte Bodengeräusche vernommen wurden. Das gewöhnliche, was nicht besonders vermerkt wurde, waren tiefe Töne, Trommeln, Donnern, Grollen, Brummen.

In den nicht gerade zahlreichen Fällen, in denen über Geräusche in den von mir bearbeiteten Meldungen nichts gesagt wurde, also auch nicht deren Abwesenheit betont, nahm ich an, dass tatsächlich nichts zu hören war. Denn erfahrungsgemäss werden Geräusche immer ziemlich vollständig gemeldet.

Die Schallstärken

sind in manchen Beben annähernd den Erschütterungsstärken entsprechend verteilt oder auch — bei manchen Darstellungen¹⁾ —

¹⁾ Die von Dais on und in abgeänderter Weise später von R. La is versuchte Darstellungsart scheint mir, wenigstens für durchschnittl. recht einwandfrei beobachtete Beben wie das unsrige, ungeeignet zu sein. La is fasst Gegenden ähnlichen %o-Gehaltes von Schallmeldungen zusammen. Welcher Art im einzelnen Fall das Geräusch war, stark oder schwach, hoch oder tief, vor, während oder nach der Erschütterung, ob die Schallmeldungen in Nestern zusammenliegen oder weit und locker verstreut über das betreffende, einheitlich behandelte Gebiet, das ja auch geologisch niemals einheitlich sein kann, das alles sagt diese Methode nicht aus. Um etwas über die Bildungsumstände zu erfahren, schien mir die von mir befolgte Darstellungsmethode, bei der unsichere Meldungen möglichst ausgeschaltet wurden, ungleich günstiger. Kommt doch hier, wie der Erfolg zeigt, die Beziehung zwischen Geräusch und Stossverteilung recht klar zum Ausdruck.

nicht. Zu ersteren Erdbeben gehört auch das unsrige, was nicht Wunder nimmt, weil ja beiderlei Schwingungen elastische Schwingungen des Bodens sind; nur dass die Schallwellen rascher als 30mal in der Sekunde schwingen, darum von unserem Ohr als Schall wahrgenommen werden können.

Bei den Meldungen, soweit sie in grösserer Zahl aus kleinem Gebiet, etwa aus einer Stadt stammen, fällt sehr auf, dass offenbar die Geräusche bis ins kleinste Teilgebiet hinein mit höchst verschiedener Stärke auftraten. Beispiele sind München, Stuttgart, Hohenschwangau.

In München wurde an Geräuschen nichts vernommen: in der Thalkirchner-, Arnulf-, Klenze-, Auenstrasse, am Nikolaiplatz, in der Cuvillé-, Siebold-, Siegfried-, Augusten-, Leopoldstrasse. Knistern, dann Krachen, schliesslich Donnern in der Romanstrasse gleich nach Bebenbeginn, lauter Krach am Promenadeplatz, heftiges Gepolter in der Flemmingstrasse (Herzogspark); schwaches Donnerrollen in der Troggr-, Isartal- und Schluderstrasse.

Von Stuttgart habe ich 19 Geräusch-Fehlanzeigen. Eine Meldung berichtet von schwerem Donnerschlag, andere von Geräusch wie Windstoss, ferner Fliegermotor, feines Rascheln und Krachen, Knistern, Zischen. In Hohenschwangau wurde gehört: starkes Donnerrollen, von anderen sehr stark, weiter wie rollende Kegelkugel, bzw. wie sanftes Rollen, wie ferner Donner.

Diese Verschiedenheiten wurden offenbar nicht ganz gleichzeitig gehört, denn die einen melden das Geräusch vor dem 1. und dem 2. Stoss, andere gleichzeitig mit den Stössen, andere zuerst 6 sec. Schwanken, dann erst Donnern. All das bezieht sich aber auf wenige, nicht weit voneinander entfernte Häuser. In Berwang und anderen zunächst dem epizentralen Gebiet gelegenen Orten wurde von Schall nichts vernommen. Es ergibt sich deutlich, dass die Geräusche im allgemeinen ganz örtliche Erscheinungen sind, sonst müssten sie ja doch viel weiter vernommen worden sein, besonders in einer Stadt bei Nachtruhe. Da weder die Relief- noch die Gesteinsverhältnisse so rasch und grundlegend schwanken wie die Gehörseindrücke beim Beben, kann es sich nicht um aus der epizentralen Tiefe kommende Geräusche handeln, deren Vernehmbarkeit nur durch örtliche Relief- oder Gesteins-Differenzen da oder dort unterbunden wird. Vielmehr müssen es die aus rein örtli-

chen Gründen in entsprechend rasche Schwingungen geratenden Bodenteilchen in nächster Nähe des Beobachtungsortes selbst sein, welche jeweils das Geräusch hervorbringen. Darum ist auch die Hörweite gleichartiger Geräusche im allgemeinen bei weitem nicht so bedeutend wie jene beim Donner, dessen Ausgang in beträchtlicher Entfernung über der Erdoberfläche liegt.

Dass dem so ist, ersieht man auch aus einer schon sonst bekannt gewordenen Tatsache. Man hört mitunter das Geräusch als einen in bestimmter Gegend und mit bestimmter Richtung am Beobachtungsort vorbeiziehenden Vorgang. Auch auf den Beobachter zu und von ihm fort laufen die Geräusche im Freien gelegentlich. So wurde von mehreren Leuten in Füssen folgendes beobachtet: Vor dem ersten Stoss begann ein Donneregepolter wie wenn eine schwere Dampfswalze über Berg und Tal rollte, ca. 10 sec. mit zunehmender Kraft, darauf 3 sec. Erschütterung, begleitet von Licht-Entwicklung mit stark bläulicher Farbe gegen den Säuling zu. Die sich durch die Gegend fortpflanzende Erschütterung schien also hier deutlich von entstehenden Schallwellen begleitet zu sein. Aehnlich wurde von J. Schorn 1911, S. 67 von dem Beben am 28. Oktober 1851 aus Elbigenalp (Lechtal) berichtet: es war „als rolle über die Beobachter von fern her ein schweres Fuhrwerk“.

Auch die Geräuschfolge am gleichen Ort war vielfach recht wechselnd. Nesselwängle (westlich Reutte) meldet vor dem ersten Erdstoss zunächst furchtbares, dumpfes Rollen; Reutte: vorher Sturmgeräusch, dann dumpfes Donneregepolter, dann die heftige Erschütterung. Cadolzburg (Mittelfranken): Autoähnliches Getöse, dann starker Krach, hierauf die Erschütterung.

Räumliche Verteilung. Das Geräuschmaximum fällt so ziemlich mit dem epizentralen Gebiet zusammen. Der mächtigste Donnerkrach rumorte zwar nur teilweise im Namloser Gebiet, aber es gibt hier nur wenig Orte, in denen nichts gehört wurde. Besonders starke Geräusche entstanden an der Lechlinie nördlich Namlos über Reutte bis Füssen-Rosshaupten und an der Iller von Fischen bis über Immenstadt hinaus. Dichte der Erschütterungsmeldungen, Stärke der Geräusche und Stärke der Erschütterungen gehen also zum Unterschied von manchen anderen Erdbeben hier fast Hand in

Hand. Namentlich ist es die mit überwiegend horizontal gerichteter Komponente beobachtete Erschütterung, an deren Verbreitung die Geräusche sich anzuschliessen scheinen.

In den Alpen haben wir nach O die gleich weit reichende Verbreitung, jedoch ebenfalls mit abflauender Geräuschstärke, wie bei der Erschütterung. Nach Tirol hinein scheint das Beben ebenfalls übereinstimmend ziemlich rasch verstummt zu sein. Besonders auffallend und zwar noch auffallender als bei der Stossverbreitung sehen wir eine Linie gegen SW ausgeprägt, von der ab zunächst plötzlich keine Geräuschmeldungen mehr vorliegen. Diese Linie grenzt zwischen Landeck—Ravensburg—Sigmaringen das Hauptstoss- und -Tongebiet von der bekannten „Vorarlberger Immunzone“ ab, d. h. von der diagonalen Tiefenstruktur der Bodensee-Euganeen-Linie. Es muss freilich betont werden, dass die Fortsetzung der Grenzlinie von Ravensburg über Sigmaringen nach Tübingen möglicherweise nicht ganz reell ist, denn es liegen mir verhältnismässig wenig Meldungen aus Baden vor. Aber weiter südlich ist die Linie durchaus beobachtet und zwar gerade hier besonders scharf. Die Ansammlung der Geräusche in den Alpen wäre fraglos noch eindrucksvoller, weil dichter, wenn die Meldungen nicht fast ausschliesslich aus den allein dichter besiedelten, grösseren Tal-Linien stammen würden. Die Verwerfungsrandlinien der Bodenseeschütterzone und deren nordwestliche, zertrümmerte Ausstrahlungen, sowie das habituelle Stossgebiet von Zürich tönnten dann wieder im W auf, ebenso im O die stärker gewesenen Stösse der Traunsteiner und Reichenhaller Gegend.

Die von uns bei der Stossverteilung als besonders wesentlich erkannte nördliche Faltungsgrenze der Alpen erwies sich auch bei der Geräuschverteilung als bedeutungsvoll. Auch im Molasseland finden wir annähernd die Verteilung der Geräusche so wie jene der Stösse. Abweichend ist, dass die Ampfinger Muldenzone stärker tönte als sie erschüttert wurde. Aber man sieht auch jetzt gegen W zu, wo anscheinend der Boden des Molassebeckens sich mit der Zone Wolfratshausen—München—unterer Lech allmählich hebt, eine Zunahme der Geräusche, ebenso eine solche in nördlicher Richtung, wo die Weissjuraplatte emporzutauchen beginnt. Die kräftig erschütterte Hergatzter Gegend nördl. Lindau dröhnte auch besonders stark.

Noch im Trias-Jura-Gebiet des Schichtstufen-Landes spricht sich die stärkere Erschütterungs- und Geräuschbildung im W und ihr Abflauen gegen O deutlich aus. Die Gegend zwischen Tübingen und dem zerstückelten Ries dröhnte an vielen Orten und ein Unterschied zwischen starrer Weissjura-Platte, den tonig-sandig-kalkigen Gebieten von Braun- und Schwarzjura oder den tonigen des Keupers ist hier nicht ersichtlich. In der Zone des Donauabbruches findet man kräftiges Wiederaufleben der Geräusche, auch an dem Regensburg-Passauer Abbruchsrand und jenseits der Störungs-Linie des Pfahls in der Böhmisches Masse. Die Abhängigkeit von der schwingungsfähigen Struktur des Untergrundes ist auch hier durchaus deutlich. Als Vorposten der Töne erscheint wieder wie bei den Erschütterungen das Stuttgarter Bruchland bis nach Karlsruhe. Ebenso die zerbrochene Kraichgauenke von Heilbronn bis zur Moosbacher und Eberbacher Gegend.

Ganz ähnlich wie bei den Stössen kann auch bei der Geräuschverteilung ein ziemlich geschlossenes Hauptgebiet und eine Randzone mit vereinzelt Positivmeldungen unterschieden werden. Wie der Vergleich der Figur 5 mit Figur 2 zeigt, deckt erstere keineswegs diese ganze äussere Randzone. In nördlicher Richtung gibt es noch Geräuschmeldungen 330 km, in nordöstlicher 270 km, gegen WSW nur bis 170 km von Namlos entfernt. Die grössere Ausdehnung gegen O und SO liegt in Oesterreich, wo mir genügend Meldungen fehlen.

Aber mit diesen Zahlen sind noch nicht die äussersten Geräuschgrenzen gegeben. Denn noch in der Pirmasenser Gegend hörte man ein Geräusch wie von einem Lastauto, Donnerrollen noch in Muralto bei Locarno, schwaches Sturmrauschen in Olivone (Tessin).

Was die an den Geräuschkreisen auf Figur 5 durch Striche oben dargestellten, ruckartigen Schalle im Gegensatz zu den lang andauernden Geräuschen betrifft, so sehe ich hier keine besondere Gesetzmässigkeit. Ebenso gebe ich die durch Striche unten an den Kreisen verzeichnete Verteilung der höheren Töne nur als Material für künftige Untersuchungen.

Aber über das frühere oder spätere Auftreten der Geräusche im Vergleich zu der Erschütterungszeit (Striche links bzw. rechts) kann schon Eindeutiges gesagt werden.

Nimmt man alle Meldungen zusammen, welche aus dem mir durch viele einwandfreie Nachrichten bekannten Gebiet im W—N—O vom Epizentrum einliefen, so kann man etwa zwei Zonen unterscheiden: eine nähere bis zu einem Abstand von 100 km von Namlos und eine entferntere zwischen 100 und 200 km von Namlos.

Aus dem inneren Halbkreis habe ich 145 gute Geräuschmeldungen. Davon berichten 108 über in der Hauptsache gleichzeitiges Erschüttern und Tönen; 30 über Geräusche wesentlich vor der Erschütterung und 7 über solche wesentlich nach ihr.

Aus der äusseren Zone liegen mir 185 gute Geräuschmeldungen vor. Bei 140 fielen Erschütterung und Geräusch wesentlich zusammen, bei 32 kam das Geräusch zuerst, bei 13 die Erschütterung zuerst.

Durch Berücksichtigung des Sektors gegen SW, S und SO, wo die Erschütterungen und Geräusche bedeutend abnahmen, kann dieses Ergebnis nicht aufgehoben werden. Es besagt, dass Gleichzeitigkeit, Vor- bezw. Nach-Geräusch im inneren 100 km-Kreis im Häufigkeitsverhältnis von etwa 15:4:1 zueinander standen, in der 100—200 km-Zone von etwa 11:3:1.

Wir sehen aus Figur 5, dass auch bei abweichender räumlicher Zusammenfassung nicht stimmen kann, was A. Sieberg¹⁾ als „eine wichtige Gesetzmässigkeit bei gut beobachteten Erdbeben“ feststellen wollte: „im zentralen Gebiet fallen Geräusche und Bodenerschütterungen zusammen, aber rings um diese Zone herum trifft das Beben später ein als der Schall, und zwar um so später, je grösser die Epizentral-Entfernung ist.“ Bei unserem Erdbeben müsste sich demnach das Verhältnis der genannten Zahlen völlig anders gestaltet haben: die Zahl der Vorgeräusche müsste zentral viel kleiner sein, randlich müsste sich das Verhältnis 11:3 immer mehr umkehren. Unser Erdbeben zeigt von jenem Schema nichts.

Ich glaube auch nicht, dass viele andere Erdbeben dem entsprechen. Darin ist A. Sieberg durchaus zuzustimmen, dass wir hier vor einer überaus komplexen Erscheinung stehen, deren Erkenntnis noch dahinsteht, dass man also noch keine Gesetze aufstellen kann. Immerhin spricht schon das, was wir heute über

¹⁾ „Erdbebenkunde“.

die Schallverteilung wissen, völlig gegen die anscheinend recht allgemein geteilte Vorstellung, dass die schallenden Erschütterungen (ebenso wie die nur stossenden) bereits an „dem Hypozentrum“ gefertigt werden und im übrigen von da nur noch mit den longitudinalen Stosswellen gegen die Erdoberfläche laufen, wo sie ihre Wirkungen ausführen, vorausgesetzt, dass sie nicht aus örtlichen Gründen vorher ausgelöscht werden. Schon das ausgezeichnet beobachtete Novemberbeben von 1911 mit seinem Schallmaximum am östlichen Rheingrabenrand, also über 100 km weit vom Hauptschütterbereich auf der Alb und am Bodensee entfernt, spricht ganz gewiss nicht für diese Vorstellung. Hier herrscht ganz sicher nicht allein örtliche Verschluckung. Auch hat J. Schorn, ohne auf die allgemeine Bedeutung dessen hinzuweisen, für das Erdbeben vom 13. VII. 1910 (a. a. O., S. 49) deutlich genug gezeigt, dass von allen Fällen, in denen das Geräusch der Erschütterung vorauseilte (das wäre also hypothetisch der Fall der randlichen Zone), nicht weniger als die Hälfte auf das epizentrale Gebiet entfällt.

Nach meiner Ansicht arbeitet man in der Geophysik noch viel zu sehr mit dem (bei sehr grossen Weglängen mikroseismischer Wellen näher liegenden) Vorstellungsschema vom punkt- oder flächenförmigen Hypozentrum, auf das sämtliche Oberflächenwirkungen schematisch projiziert werden. Als Geologen müssen wir uns bald davon abwenden, denn wir können uns ja keine punktförmigen oder auf eine Einzelfläche beschränkte Bewegungsquelle tektonischer Art denken. Zugegeben, dass von allen Teilbewegungen immer eine an einer bestimmten Stelle des Erdinnern am stärksten sein wird: aber die Ursache der Bewegung und sie selbst muss doch immer bedeutende Massen der Tiefe, namentlich ein bestimmtes, ausgedehntes Stockwerk der Tiefe umfassen. Das Aufreissen einer Einzelspalte ist kein Vorgang, der tektonisch isoliert für sich verstanden oder betrachtet werden kann.

Dass diese Vorstellung gerade auch durch unser Erdbeben demonstriert wird, ist unten ausgeführt. Hier sei betont, dass das Schallphänomen eine rein örtliche Angelegenheit ist, dass seine Schwingungen fraglos erst in der Nähe der Erdoberfläche so gestaltet werden, wie sie unser Ohr erreichen. Andernfalls könnte kein derart sprungweiser

Wechsel auch innerhalb kleinster Teilgebiete vorliegen. Die ganze Unsumme von Schwingungen, die allgemein durch die elastischen Erschütterungen von unten her in der Nähe der Erdoberfläche induziert werden, ist überaus verwickelt. In welcher Reihenfolge und Stärke raschere (dann hörbare) oder weniger rasche Schwingungen entstehen, hängt in der Hauptsache von durchaus örtlichen Umständen ab. Oft sind die Schwingungen überhaupt zu langsam, um gehört zu werden. Verständlich ist darum das Vorwalten der dunklen, langsamer schwingenden Tonwellen. Verständlich ist auch das Uebergewicht der Vorgeräusche über die Nachgeräusche, denn rascheres Schwingen an der Erdoberfläche können wir ja in Beziehung setzen zu grösserer Fortpflanzungsgeschwindigkeit der elastischen Wellen, die dementsprechend zuerst ankommen werden. Doch ist auch diese Regel sehr oft durch andere Einflüsse verdeckt.

Zusammenfassung.

Für die Schallerscheinungen fanden wir eine weitgehende Harmonie zwischen Stärke und Häufigkeit des wahrgenommenen Schalles einerseits und der Erschütterungsstärke andererseits. Die meisten, i. a. tektonisch wohl verständlichen Eigentümlichkeiten in der Verbreitung beider Erscheinungen stimmen überein.

Plötzlichkeit des Schalles und Tonhöhe lassen einstweilen noch keine gesetzmässige Verteilung ersehen.

Das zeitliche Verhältnis von Erschütterung und Schall ergibt für die innere Zone grundsätzlich das gleiche wie für die Aussenzone. Gleichzeitigkeit beider Erscheinungen, Vorgeräusch und Nachgeräusch verhalten sich in der Häufigkeit der Meldungen innen etwa wie 15:4:1, aussen etwa wie 11:3:1. Von irgend einer Umkehrung dieser Verhältniszahlen, auch bei anderer räumlicher Zusammenfassung, kann keine Rede sein.

F. Die Lichterscheinungen.

Die Erdbebenmeldungen enthalten 15 Angaben aus verschiedenen Orten, an denen Menschen einzeln oder in grösserer Anzahl besondere Helligkeit während des Erdbebens wahrgenommen haben.

In Namlos wurde von zahlreichen Beobachtern die schon oben Seite 15 beschriebene gelbliche, flackernde Helligkeit, begleitet von kräftigem „Schwefelgeruch“ bemerkt.

Bei Berwang bewegte sich, gleichfalls von mehreren Beobachtern gesehen, ein blitzartiges Gebilde vom Gipfel des Thanellers (im N des Ortes) ins Tal. Donner wurde nicht gehört, aber auch hier deutlicher „Schwefelgeruch“ beobachtet.

In Füssen war die Erschütterung von „elektrischer“ Lichtentladung mit stark bläulicher Farbe besonders gegen den Säuling (im S) zu begleitet. Im Freien beobachtete man deutlichen „Schwefelgeruch“¹⁾.

In diesen drei Fällen, die reell sind, dürfte es sich wohl um Begleiterscheinungen der Reibung auf den sich bewegenden Gesteinsspalten handeln (Siehe oben S. 17).

In Ehrwald sahen Leute auf der Strasse starken Lichtschein wie von einem Meteor; doch ist die Möglichkeit eines Kurzschlusses an der Hochspannungsleitung hier nicht ganz ausgeschlossen.

In Steingaden (Schongau, Stosstärke V) herrschte nach einem Beobachter auffallende Helligkeit. Ebenso meldeten einige Leute in Starnberg (Stärke bis V) eine besondere Helligkeit, obwohl fast Vollmondschein herrschte. In München sah 1 Beobachter, Klenzstrasse 105, eine Lichterscheinung, die sich im raschem Flug gegen Osten zu bewegte. In Osterhofen (NW Vilshofen, Niederbayern; Stärke V) glaubte 1 Beobachter gleichzeitig mit der Erschütterung ein kurzes Aufblitzen in der Luft gesehen zu haben. In Pocking (Griessbach, Niederbayern, Stärke IV—) sah man (während schneller Horizontalstöße) am Himmel „auffallende Lichterscheinung“. In Reutlingen sah 1 Person während der mit V von S nach N rückenden Stöße in nördlicher Richtung einen grossen Lichtschein mit zweimaligem Blitzen. In Ulm bemerkte ein Beobachter schwefelgelben Lichtschein am Himmel. In Oberbaldingen, ONO Donaueschingen, sah man am Westhimmel „eine Röte“. In Mahlsprüen, Hegau, NNW Stockach sah eine Person 7 Minuten nach dem ersten Stoss (Stärke IV-V, S nach N) gegen S nach dem Braunsberg zu einen senkrechten Blitz, der aus der Erde hervorzukommen schien. Geräusch wurde von hier nicht gemeldet. In Heidelberg, Bachstrasse, sah 1 Beobachter am

¹⁾ Auch in Waldmünchen, Oberpfalz, bemerkte man bei Stosstärke III-IV „eigentümlichen Geruch“.

8. X. 1930 kurz nach 19 Uhr einen Meteor von besonderer Grösse und Helligkeit mit einem kometenähnlichen Schweif einige Sekunden lang in W-O-Richtung sich bewegen. Dies dürfte ebenso wenig wie die Beobachtung in Hilsbach, Bez. Sinsheim (Heidelberger Gegend) (Schwanken der Helligkeit des Vollmondlichtes um 21⁸⁰ vor dem Beben, wohl zusammenhängend mit der partiellen Mondfinsternis!) eine auf das Erdbeben bezügliche Erscheinung gewesen sein. Die Beobachtungen in Ehrwald, Reutlingen, Mahlsbüren ähneln jenen von Ebingen 1911.

Soweit die erstgenannten Beobachtungen nicht auf Täuschungen beruhen, würden sie bestätigen, was, nach Ausscheidung unsicherer Nachrichten, schon bei anderen Beben bekannt wurde, dass nämlich da und dort kurze Licht-Erscheinungen in der Luft auftreten.

G. Dauer und Zahl der Erschütterungen.

Das hierüber vorliegende Beobachtungsmaterial ist überaus gross. Ich wage es aber nicht, mich mit ihm näher zu beschäftigen, denn wie schon oben Seite 12 gesagt wurde, verlangen gerade diese Meldungen ein besonderes Mass an Kritik. Und dieses ist vielfach nur bei gründlichem Eingehen auf die örtlichsten Verhältnisse erreichbar. Vielfach freilich kann man Bestimmtes sagen. Da stellt sich dann heraus, dass in Stuttgart z. B. die fühlbare Erschütterung kaum länger als 3 sec. dauerte, während in München allein die erste Erschütterung 10 sec. und die zweite noch rund 8 sec. dauerte. Man kann auch sagen, dass über grössere Gebiete die gleiche Stosszahl, z. B. 2 Stösse, gefühlt wurden, wie in Oberbaden. In anderen Teilgebieten aber war die Erschütterung im einzelnen viel mehr gegliedert.

Ich halte es nicht für möglich, diese ganzen Unterschiede, soweit sie gesichert sind, durch Ausbreitung der allein im Hypozentrum erwachsenden Stoss-Erschütterungen zu deuten. Denn selbst, wenn sich nachweisen liesse, dass in entsprechender Zeit auch im Zentralgebiet eine Erschütterung verspürt wurde, so können doch beide weit von einander entfernte Ereignisse einander nicht zugeordnet werden. Denn entweder sind die Zentral-Erschütterungen dann zu schwach oder alle Meldungen für entsprechende Erschütterung aus Zwischengebieten fehlen. Es

ist unmöglich, auch nur einigermaßen die Stossfolge am Epizentrum unter Berücksichtigung der dortigen Stosstärken mit der makroseismischen Stossfolge entfernterer Gebiete in Einklang zu bringen. Oft gibt es nur 1, entfernter vom Zentrum aber 3 oder 5 Hauptstöße und zeitlich will, soweit überhaupt exakte Zeitbestimmungen vorliegen, auch nichts zusammen passen. Vielleicht gelingt es aber einer ins Einzelne gehenden Analyse auch hier gewisse Regelmässigkeiten aufzufinden.

H. Die Vor- und Nachbeben.

Die Kartenübersicht Figur 6 zeigt die Orte, an denen Vor- oder Nachbeben gefühlt wurden. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Meldungen über Nachbeben dort, wo vorher stärkere Stöße eingetreten waren, vollständiger sind. Denn dort war die Aufmerksamkeit bereits erregt. Auch ist allgemein die Nachtzeit für Beobachtung schwacher Einzelstöße nicht besonders günstig.

1. Die Vorbeben.

An Vorbeben wurde, wie die Kreuze auf Figur 6 zeigen, nur recht wenig beobachtet. Darunter befindet sich wohl manches, was teils auf andere Erscheinungen, teils auf die erregte Phantasie der Meldenden zurückgeführt werden muss. Ich gebe die wichtigeren Mitteilungen in zeitlicher Reihenfolge.

Auf Schloss Altenburg, Post Feldkirchen bei Westerham (beim Kreuz auf Figur 6 östlich vom Mangfallknie) verspürte eine Bewohnerin schon Mitte August, dann ab und zu im September und Anfang Oktober leises Erzittern und zwar in ruhiger Nacht kräftiger als bei Tage. Weil ähnliches Erzittern schon einige Jahre vorher vor einem (kleineren) Erdbeben beobachtet worden war, hatte die Beobachterin vor ihrer Abreise im Oktober Geschirr und Spiegel sorgfältig verwahrt, dass ein kommendes Erdbeben nichts zerschlagen könnte. Das trat denn auch am 8. X. 1930 ein. (Verlässliche Angabe). Lokale Einsturzbeben fanden in Reichenhall am 1. V. 1930 7⁴⁵ und wohl am 4. VI. 1930 23⁴⁵ statt. Am 14. V. 1930 1^h erbebt das Gasteiner Tal (Salzburg) und schickte auch schwache Erschütterungen nach Bayern. R. Schwinner berichtete darüber in d. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1930, S. 191 und in d. Mitteil. d. D. Oe. Alpenvereins 1930, Heft 2. Das Beben am 18. V 1930 5¹⁵ im Salzkammergut schickte gleichfalls

schwache Erschütterungen nach Bayern. Als „Vorbeben“ können diese Stöße nicht gut gelten.

In Widmar, Post Weissensee westlich Füssen, will eine Beobachterin schon im Juni und Juli zwischen 11 und 1 Uhr Nachts ein Boden-Zittern verspürt haben.

Am 29. Sept. 1930 um 21^h39 wurde in Schirnding, ONO Wunsiedel, Oberpfalz, eine Erschütterung mit Stärke IV und gleichzeitigem Rollen beobachtet. Bei der bedeutenden Entfernung von dem Schüttergebiet des 8. X. ist ein Zusammenhang mit letzterem Beben sehr fraglich.

Nach Erschütterungen am 6. I. 1930 zwischen 2 und 3^h, um 12^h und 14^h45 in Ebingen (auch mikroseismisch registriert) gab es in Ebingen wieder am 9. VI. 1930 um 4^h34 unterirdisches Grollen. Am 18. VII. 1930 um 17^h40 in Hechingen, Killertal, Onstmettingen, Bitz, Ebingen, Messtetten ein III-IV erreichendes Kleinbeben, gleichfalls mit mikroseismischer Aufschreibung. Etwa die gleiche Gegend liess am 10. VIII. 1930 rd. 10^h30 ein dumpfes, unterirdisches Rollen vernehmen, desgleichen am 29. IX. 1930 um 20^h30 mit ganz leichter Erschütterung (nicht registriert¹).

Diese exakteren Feststellungen bestätigen also die Tatsache, dass Monate vorher in Süddeutschland und den Alpen eine gewisse Bewegung in der Tiefe herrschte, die in dem Brennpunkt des grossen süddeutschen Erdbebens vom 11. Nov. 1911 epizentral wirkten, darüber hinaus makroseismisch nicht gefühlt wurden, jedoch in weiter entfernten Gegenden vielleicht zu spürbaren Bewegungen führten.

In dem anderen in den letzten Jahren von Schwarmbeben heimgesuchten Juragebiet von Ingolstadt — Eichstätt ist nach freundlicher Mitteilung von Professor Dr. Lutz, München, Ruhe seit 1920.

Am 5. X. 1930 2^h früh verspürte man in Murnau eine heftige Schaukelbewegung (bis IV).

Am 6. X. 1930 fielen im Keller eines Hauses an der Steinsdorfstrasse in München Gläser zu Boden, etwa gleichzeitig wurden im 4. Stock des gleichen Hauses unerklärlicherweise 2 Bilder umgeworfen. Ein Zusammenhang mit einem Vorstoss bleibt fraglich.

Am 7. Oktober wurde es dann schon manchen Orts lebendiger. In Hohenthann (Rottenburg a. L., Niederbayern) ver-

¹) Angaben aus dem „makroseismischen Bericht aus Württemberg und Hohenzollern“ für das Jahr 1930 von Dr. Hiller, Stuttgart.

spürte man in der vorausgehenden Nacht einen Stoss. In Nesselwang wurden morgens 5—5^h15 ganz einwandfrei mehrere Stösse und Schaukelbewegungen mit grösseren Zwischenpausen bemerkt. In Tiefenbach bei Oberstdorf wurde früh 6^h15 in einem unbewohnten Zimmer ein Bild vom Nagel geworfen, der locker in der Wand steckte.

Tagsüber wurde anscheinend nichts verspürt, aber für die nun einbrechende Erdbeben-Nacht setzen dann in grösserer Zahl die Vorbeben-Meldungen ein.

Einige Stunden vor dem Beben werden schon die Hunde da und dort sehr unruhig (z. B. in Jachenau, Steinbach-Lautrach). In Reinertshof bei Füssen flüchten sich am Abend etwa 100 Schwalben in den Pferdestall, um dort zu nächtigen, was vorher nie vorkam. In Höchststadt a. A. wollten Abends die Enten nicht mehr in den Stall zurück. In Hoppetenzell, N Stockach, NW Bodensee, wurde ein Stoss schon um 21^h verspürt. In Kochel beginnt die Unruhe um 21^h30: Knistern der Möbel, leichtes Klappen der Läden bei Windstille. Schon etwas vorher waren Hühner in Rohrdorf bei Rosenheim ungewöhnlich unruhig. Vor 0^h27, wo das Beben begann, sind die Haustiere in Tiefenbach bei Oberstdorf höchst unruhig gewesen. In Rohrmoos, Allgäu, waren Jagdhunde auffällig ängstlich und unruhig, ebenso aber auch in Weissenburg i. Bay., also fern von den Alpen. Von vielen Personen, die eine Wetteränderung vorausfühlen können, wird berichtet, dass sie sich am 7. X. 1930 besonders bedrückt und unbehaglich fühlten. Das hängt nun aber wohl nicht mit dem Erdbeben, sondern mit der allgemeinen Föhn-Wetterlage im Alpenvorland zu gleicher Zeit zusammen.

In Nordenburg (bei Rothenburg o. T.) erzitterte 1 Haus um 19^h30, in Oberaudorf bei Kufstein spürte man Schwanken und Poltern mit Stärke IV. In Sandizell bei Schrobenhausen, Oberbayern, fand ein erster Stoss schon um 22^h30, eine schwache Erschütterung um 23^h statt. In Tiefenbach bei Oberstdorf: erster Stoss 23^h30 (nach anderen um 23^h38), in Immenstadt stärkerer Erdstoss mit Donnerrollen ebenfalls um 23^h30. Diese Erschütterung muss schon grössere Bedeutung gehabt haben, denn gleichzeitig wurde sie noch aus Hindelang im Allgäu und aus Heroldsberg bei Erlangen gemeldet.

Für 23^h55 liegt eine Stossmeldung (Stärke IV —) ausdrücklich von Wasach (bei Tiefenbach-Oberstdorf) vor, für 24^h von Nördlingen.

Aus alledem ist ersichtlich, dass zwar die vorbereitenden Wirkungen unseres Erdbebens wenig zahlreich sind und nur an wenig Orten die Stärke IV erreichten. Aber eine über Bayern und namentlich über die bayer. Alpen verbreitete Vorbeben-Bewegung ist fraglos vorhanden — trotz mancher wahrscheinlich mitlaufender Täuschungen. Man kann nicht annehmen, dass die aufgezählten Fälle bei aller Vereinzelung dem normalen Durchschnitt von Kleinstörungen in Zeiten ohne merklichere Beben entsprechen. Da sich deutlichere Erschütterungen auch recht weit entfernt von dem späteren Hauptherd fühlbar machten, kann hieraus geschlossen werden, dass die Bewegungsursache in der Tiefe recht ausgedehnt gewesen ist.

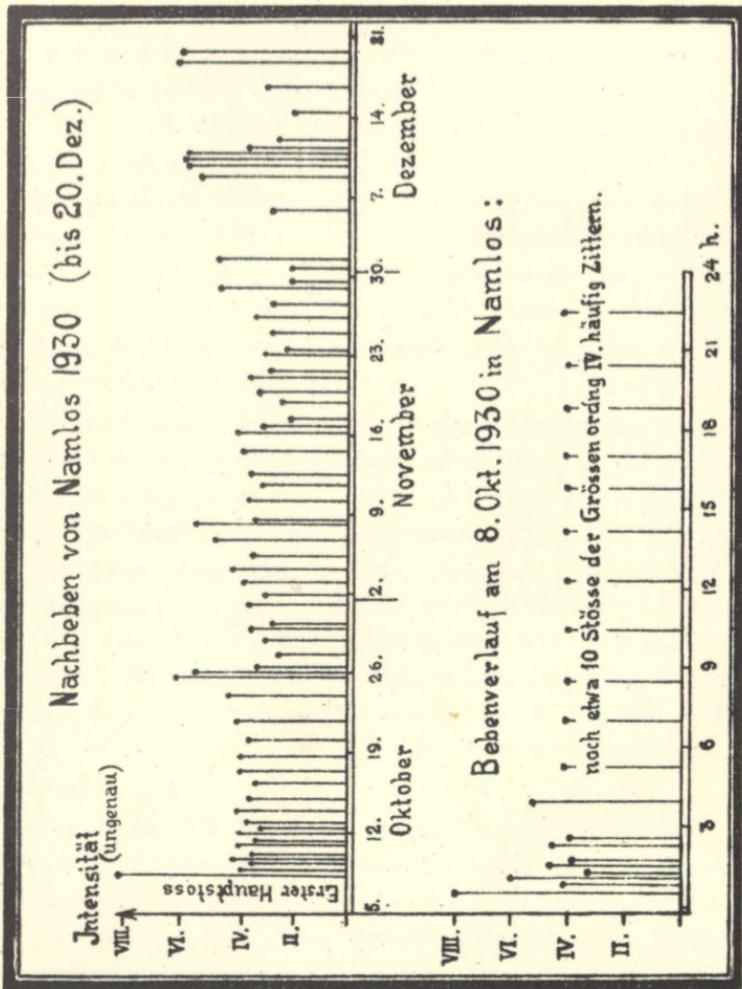
Wie weit diese Vorbeben-Tätigkeit auch in den Seismogrammen benachbarter Stationen zum Ausdruck kommt, wird zu untersuchen sein.

Mit dem 8. Oktober 0^h25'50'' (12 Sekunden vor dem Innsbrucker Seismographeneinsatz) beginnt dann die Hauptbewegung unseres Erdbebens, welche sich in mehreren Phasen abspielte. Nach dem Innsbrucker Seismographen dauerte sie etwa 9 Minuten, nach dem Hohenheimer 10 Minuten, nach dem Heidelberger 18 Minuten. Ob man die auf der Karte Fig. 6 besonders notierten Stöße um 0^h40 und 0^h45, welche nächst südlich der Linie Kempten-München die einzigen Nachstöße sind, bereits zu den Nachstößen rechnen soll, bleibt fraglich.

Jedenfalls aber werden die um 1^h und später gespürten Stöße hierher gezählt werden müssen.

Bemerkung. Nicht weiter als Vor- oder Nachbeben berücksichtigt wurden, weil vermutlich (da für die Zeit des Hauptbebens in diesen Fällen keine Erschütterung gemeldet wird) eine Verwechslung des Datums vorliegt, folgende Meldungen: Eichstetten am Kaiserstuhl am 7. X. 0^h30 Kamin-Einsturz, zwischen 1 und 2^h Donner-Geräusch. Freiburg i. Br. 7. X. 0^h30 Stosstärke IV. Gengenbach im Schwarzwald 7. X. 0^h30, IV—V, S—N; 9. X. 1930 0^h30 schwacher Stoss. Oberwangen, Kreis Waldshut (Südschwarzwald) 9. X. 0^h30 Stoss III—IV. Degernau ONO Waldshut 9. X. 0^h10 Stoss III—IV. Adersbach Ö-Sinsheim (b. Heidelberg) 9. X. 0^h28 Stoss IV—, SW—NO. Riedöschingen NW Thengen (b. Donaueschingen) 8. X. 1^h15 als einzige Stosszeit IV—V. Aehnlich Neunkirchen, Kreis Mosbach, 8. X. nur 1^h20 Stosstärke III—. Titisee 9. X. 0^h29 Haupt- dann Nacherschütterung.

Figur 7.



2. Die Nachbeben.

In Namlos setzte mit dem ersten Hauptstoss ein echter Bebenschwarm ein. Fig. 7 zeigt, etwas schematisch, die Häufigkeit und Stärke der Stösse am 8. X. 1930 und von da bis zum 20. Dezember 1930. Einer der allerersten Stösse, die einzeln, da zeitlich zu nah liegend, nicht alle in der Figur verzeichnet werden konnten, war der stärkste, zerstörende. Ihm gingen nur schwache Erschütterungen voraus, welche die wenigsten Menschen wahrgenommen hatten. Aber zahlreiche bis Stärke VI erreichende Stösse folgten unmittelbar und später. Bis Tagesanbruch zählte man etwa 16 Haupt-Erschütterungen. Am 8. X. waren es insgesamt mindestens 20 stärkere Stösse. Gleiches wird von dem nahegelegenen Kelmen berichtet. So wie das Hauptbeben, wurde auch das Nachbeben jeweils von deutlich erkennbaren Geräuschen begleitet, meist von dumpfem, unterirdischem Donnerrollen, das oft minutenlang nicht aufhörte. Vereinzelt berichtet man auch von einem zischenden Geräusch.

Während sich nun aber die weitere Umgebung rasch beruhigte und nur selten Erschütterungen erfuhr, blieb die Gegend von Namlos-Kelmen bis heute (August 1931) Schüttergebiet. Die Häufigkeit und annähernde Stärke der Stösse bis in den Dezember zeigt Fig. 7. Man zählte im ersten Monat fast täglich (besonders zur Nachtzeit und nach Mitternacht stärker als sonst) IV—VIII Stösse. Besonders kräftig war z. B. das Nachbeben in der Nacht zum 26. X. 1930, wo im Pfarrhaus 3 Fensterscheiben sprangen; 2 kräftige Nachstösse am 6. XI., der stärkste am 8. XI. Weitere 9. XI. 2^h früh, 29. XI., 2. XII. Der 11. XI. war bebenfrei.

Bis zum 16. XII. waren es kaum 2 oder 3 Tage, an denen nicht unbedingt sicher ein Erdbeben festgestellt wurde. Zwischen dem 2. und 8. Dezember schien die Kraft zu erlahmen, nur am 6. XII. wurde noch ein Stoss bemerkt, an 2 Tagen überhaupt nichts. Dann kam aber 9. XII. 17^h wieder ein stärkerer Stoss worauf die Erschütterungen sowohl an Häufigkeit wie an Heftigkeit wieder zugenommen haben. Vom 10. zum 11. XII. mussten in 24 Stunden wieder 6 starke Stösse wahrgenommen werden, die einer Zeitungsnachricht („Pfrontener Nachrichten“ Nr. 197, 21. XII. 1930) zufolge ungefähr die Stärke jener der ersten Tage nach dem grossen Erdbeben des 8. X. erreichten, sodass diese Stösse auch

in Stanzach bemerkt worden sein sollen. Nach weiteren Bewegungen in der Nacht zum 16. XII. folgte wieder Abflauen.

Am 9. II. 1931 wird berichtet, dass die Bewegung im Erdinneren bei Namlos, welche die Stösse verursacht, noch immer anhalte. Zwar wäre das Beben in der letzten Zeit schwächer und seltener geworden, aber es meldet sich doch immer wieder, wenn auch jetzt in grösseren Abständen. Das längste Aussetzen war bis dahin nicht ganze eine Woche. Am 14. II. 1931 wurden die Stösse wieder häufiger und stärker. Am 13. II. etwa 0^h50 wurden wieder die meisten Bewohner von Namlos durch einen Stoss geweckt. Es war von einem schweren Rollen begleitet, dem dann ein kurzer, starker und harter Stoss folgte.

Eine mir von den „Augsburger Neuesten Nachrichten“ aus Innsbruck zugehende Zeitungsnotiz meldete unter dem 10. III. 1931, dass das Erdbeben in Namlos auch in den letzten drei Wochen nicht nachgelassen habe. Täglich werden 4—5 Beben verzeichnet, darunter viele von empfindlicher Stärke, die auch im Lechtal bemerkt werden.

Ob die vom 11. II. 1931 aus Warth im obersten Lechtal gemeldete Erschütterung von 3—4 Sekunden und Stärke IV mit den Namloser Nachstössen zusammenhängt, kann ich aus den Meldungen nicht ersehen.

Ueber die bis zum Abschluss des Drucksatzes noch immer andauernden Nachbeben berichte ich a. a. O. Die Hauptstösse fanden statt am 10. und 23. März, 7. April, 7. und 22.—25. Mai, 13. Juni.

Durch diese Erschütterungen erhielt das Mauerwerk in Namlos neue Risse, Verputz bröckelte ab. Neue Risse entstanden an der Ostseite des Kirchturms durch die 1 m dicke Mauer.

Von dem Namloser Nachbeben schreibt eben R. v. Klebelsberg in seinem Aufsatz in den Mitteilungen des Deutsch-österreichischen Alpenvereins, Jahrg. 1930 Nr. 12: Diese vielen „Nachbeben“ gleichen in allem wesentlichen dem Hauptbeben, stehen nur im Grad und in der Reichweite sehr nach. Sie setzen mit ihrem Maximum von SW her ganz unvermittelt in Namlos ein und klingen in der Linie Kelmen-Rinnen-Berwang sowohl der Erschütterung als auch den akustischen Begleiterscheinungen nach rasch aus. Die meisten von ihnen werden in der weiteren Umgebung überhaupt nicht mehr wahrgenommen und nur die stärkeren verspürt man in Berwang-Bichlbach noch einigermaßen

deutlich und allgemein, auch diese aber ungleich schwächer als in Namlos. Nur ganz wenige konnten auch in Reutte, Nasereith, Scharnitz (ich füge bei: Lermoos, Ehrwald, Schönwies, Stanzach z. B. am 25. X. um 23^h, am 26. X. gegen 22^h), also in Abständen von 15–40 km, noch wahrgenommen werden. In der südwestlichen Fortsetzung der Bebenzone ist schon aus dem kaum 8 km entfernten Bschlabs nichts mehr von ihnen gemeldet worden.“ In Berwang spürte man in der ersten Woche nach dem Beben weitere Stösse, besonders am 25./26. X., später nur noch wenig. „In der letzten Zeit scheinen die Beben, nach einer Mitteilung des Kaplans Oberhammer vom 1. Dezember zur Mehrzahl aus geringerer Tiefe zu kommen“. „Man hört hin und wieder so ein ganz klares Krachen, fast wie ein schwerer Schuss“, und manches der Beben verspürt man jetzt, im Gegensatz zu früher, fast besser im Freien als in den Häusern.“

Ich kann dem genannten Verfasser nur lebhaft beipflichten, wenn er anschliessend zwar die Aehnlichkeit mit Einsturzbeben erwähnt, wenn er aber aus dem Mangel an Periodizität der Stösse, ihrer Aehnlichkeit mit den Hauptbebenstössen, der wohl als viel zu gering anzunehmenden Gipsmenge der Raiblerschichten unter der Knittelkarspitze schliesst, dass zwar Einstürze mit im Spiel sein können, dass aber auch diese Nachbeben wesentlich tektonischer Natur sein müssen. Sie betonen noch mehr den epizentralen Bezirk.

Gehen wir nun von hier in die Umgebung weiter, so trifft man hier auf die auffallende, aber nicht zu umgehende Tatsache, dass es keineswegs alle im Namloser Gebiet als stärkste gefühlten Stösse sind, welche weiter draussen gefühlt wurden, dass es ausserhalb sogar Teilgebiete gibt, die — ganz ebenso wie während der Vorbeben — für sich Erschütterungen zeigen, ohne dass gleichzeitig das Zwischengebiet bis Namlos oder auch dieses selbst irgendwie erheblich und annähernd gleichzeitig bewegt worden wäre.

Die Hauptzeiten, in denen sich weiter draussen noch Beben abgespielt haben, waren am 8. X. 1930 (Zeitangabe nur ungefähr): um 1^h z. B. Steinach am schweizer Bodenseeufer, Birgsau, Immenstadt im Gebiet vorheriger stärkerer Erschütterung, Oberstdorf, Wasach.

um 1^h27 (Innsbruck, Seismogramm 1^h27'9) weitaus das verbreitetste Nachbeben (vergl. Fig. 6), das noch bis Glarus und Olten, Unter Hallau und Schleithem (Kt. Schaffhausen) in der Schweiz, bis Landeck, Furtwangen, Stuttgart und nach Niederbayern hinein festgestellt werden konnte¹⁾. Die Erschütterung dauerte in Böldmen (Kleines Walsertal) 5—6 sec., in Stuttgart etwa 3 sec. Sie war in Füssen durch starkes unterirdisches Donnern und wieder durch Schwefelgeruch begleitet. Auch in Weissensee westlich Füssen und Nesselwängle, Nesselwang, Oberstdorf Donnerrollen, in Obergrainau bei Garmisch mit Zischen. Am heftigsten wird der Stoss mit Stärke —V von Obermaiselstein bei Fischen im Illertal als kräftiger Ruck von der Seite gemeldet, während beim Hauptbeben um 0^h30 hier nur Stärke.IV—V gefühlt wurde. Stark (IV) war der Stoss in Hoppetenzell nördlich Stockach (nw. Konstanz). Vielleicht wurde er aber hier mit dem Hauptstoss verwechselt. Auch dieses Nachbeben ist keineswegs einheitlich. Denn die genaue Zeitangabe von Innsbruck (1^h27'9) passt nicht zu der andern guten Zeit in Horn (am Bodensee zwischen Arbon und Rorschach) mit 1^h29'30. Auf die sonstigen Zeitunterschiede in den Meldungen kann wegen deren Unsicherheit kein Wert gelegt werden. In Namlos ist 1^h27 kein ungewöhnlich grosser Stoss gemeldet, so dass man annehmen könnte, dass dieser sich so weit in die Umgebung hinaus fortgepflanzt habe. Zudem gibt es in vielen Orten nahe dem Zentrum keine Meldung über das 1^h27-Beben.

um 1^h45 etwa wurde in Reutte ein ganz schwacher Stoss von zahlreichen Leuten wahrgenommen, desgleichen in Alberschwende (Vorarlberg).

um 2^h etwa wurde Bezigau, östlich Kempten, und Landeck bewegt, und

¹⁾ Zeitlich passt auch die Erschütterung des 20 m hohen Stadtturmes (5—10 sec. kräftiges Schwanken) in Wolframs Eschenbach bei Gunzenhausen, Mittelfranken um 1^h18, während dessen im Ort selbst nichts verspürt wurde.

um 2^h30 bebten wieder zahlreichere, z. T. weit auseinander gelegene Orte wie Linderhof in den Ammergauer Bergen, Krebs bei Aach SW Oberstaufen, Unterhallau NW Schaffhausen ¹⁾).

Die weiteren Erschütterungen sind ganz vereinzelt beobachtet worden. So verspürte man gegen 3^h starke Schwankungen in Schnellzipf östlich Freyung (Bayerischer Wald). 3^h20 in Nesselwängle, 3^h27 in Oberstdorf, Wasach, zwischen 3^h30 und 4^h in Gradstetten westlich Schondorf, Württemberg, um 4^h in Reutte und Oberstdorf. In Weidach bei Coburg, also weit im N, hörte man um 8^h30 ein dumpfes, donnerartiges Geräusch in westlicher Richtung. Es mag andere Ursachen gehabt haben. Um 9^h schwaches Erzittern in Widmar westlich Füssen. Um 18^h bildete sich in Markt am Inn, nachdem ein erster schon während des Hauptbebens entstanden war, ein zweiter (vorher kaum merklicher) Mauerriss unter schussähnlichem Krach kräftig weiter. Es war wohl die Auslösung einer vom Erdbeben übrig gebliebenen Restspannung. In Arzberg bei Wunsiedel wurde das Hauptbeben nicht verspürt; aber um 21^h38 ein Zittern und langsames Schwanken (10—15 sec., IV) mit unterirdischem Rollen, auch in Kirchenlamitz, Wunsiedel (? ob hierher gehörig). Hier wurde fast gleichzeitig (21^h30) ein Bodenruck 2 sec. lang mit polterndem Geräusch verspürt.

Das ist die Erschütterungschronik des 8. X. 1930. Auch noch in die folgenden Tage reichen Teilerschütterungen hinein.

Der 9. X. 1930

brachte in Biebermühle (bei Walfischbach, Pirmasens) um 0^h30 5 mässige Stösse 5—6 sec. auf moorigem Boden (fraglich ob hierher gehörig). Zwischen 3^h15 und 3^h30 beobachteten einige Leute (zwei Meldungen) in Schillingsfürst (Steigerwald) mehrere Erdbebenschwankungen leichter Art. Zu gleicher Zeit herrschte dort freilich Sturm.

In Seestetten, östlich Vilshofen, Niederbayern, glauben einige Personen in den dem 8. X. folgenden beiden Nächten gegen 0^h30 ähnliches dumpfes Rollen gehört zu haben. In Widmar, Post Weissensee westlich Füssen, verspürte eine Beobachterin durch

¹⁾ Aus Zweibrücken in der Pfalz kam für das Hauptbeben Fehlmeldung, aber zwischen 2 und 3^h am 8. X. wurden im 2. Stock eines Hauses „Stösse von oben durch den Kamin (5 min.)“ gemeldet, sodass im Kamin der Verputz abbröckelte. Gleichzeitig wurden Geräusche wie Donnerschlag von einigen Personen wahrgenommen.

die ersten 8 Tage nach dem Beben besonders abends um 9^h und 10^h, auch 11^h leise Bodenerschütterungen.

Am 16. X. 1930 wurde in Freiburg i. Br., sowie in anderen Orten Oberbadens, auch in der Gegend von Donaueschingen, nachts 23^h30 ein Erdstoss verspürt, der von tiefem Rollen und leichtem Schwanken begleitet war. Die Stossrichtung wird für Freiburg als NO—SW bezw. NS angegeben.

Buchloe meldet für den 19. X. 1930, 0^h30 zwei sec. Stösse von unten (IV), gleichzeitig Gepolter; Jettingen (westl. Augsburg) einen Stoss mit Schaukeln für den 20. X. 1930 um 11^h30; Aach (Grenze SW Oberstaufen) Nachbeben am 4. XI. 1930 früh 7^h15.

U e b e r b l i c k

Trotz zahlreicher Unvollkommenheiten bei Beobachtung der Nachbeben kann doch manches mit Bestimmtheit über sie ausgesagt werden. Das wichtigste Nachbeben fand 0^h27—0^h30 statt. In abgeschwächtem Mass, aber doch noch sehr ausgeprägt, ist die Verteilung der Nachbebenorte die gleiche wie jene der HAUPTERSCHÜTTERUNGEN und der GERÄUSCHE. Auch bei den Nachbeben erscheint das epizentrale Gebiet scharf. Auch hier nimmt die Bedeutung der Stösse langsamer nach O als nach S und W ab. Namentlich fällt wieder die scharf gezogene Grenzlinie Landeck—Wolfegg—Biberach (—Stuttgart) gegen ein zunächst Nachbeben-freies Gebiet im W auf. Diese Linie entspricht der oben für die Hauptstösse und für die Geräusche erkannten, ist nur im N ein wenig weiter gegen O zurückgenommen. Auch hier findet sich also der Einsatz der Bodensee-Euganeenzone ausgeprägt. Erst am beweglicheren Bodensee-Einbruch leben einige Nachbeben wieder auf. Sie stossen gegen NW fast ebenso weit vor wie die Hauptstösse. Nach N haben wir wieder den nordalpinen Randsaum der Faltung als Grenzlinie reichlicher Nachbeben. Nach S zu fällt auf, dass die Inntallinie nur wenig auf Nachbeben anspricht.

Die epizentralen Nachbebenstösse haben in der Hauptsache den Charakter abgeschwächter Hauptstösse, sind wesentlich tektonisch und nehmen in östlicher Richtung an Stärke und Häufigkeit ab, während sie im W von Namlos fast plötzlich zu Ende sind. Sie haben in der Namloser Gegend den Typus eines Schwarmbebens angenommen, der sich ja mitunter durch Jahre erhält.

Weder nach der Stosstärke noch nach deren Verteilung lassen sich, wenn man von der nächsten Nachbarschaft von Namlos absieht, Verhältnisse feststellen, welche die Ausbreitung der Nachbebenstösse vom Namloser Epi- bezw. Hypozentrum aus wahrscheinlich macht. Teils gibt es Nester, in denen zu bestimmter Zeit, die mit der Zeit von Namloser Stössen nicht zusammenstimmt und an gewissen, ebenfalls von Namlos durch stossfreie Zwischengebiete isolierten Orten, Nachbeben aufleben. Teils wurden zu gleicher Zeit mit Namlos auch sehr weit entfernt liegende Stossorte erschüttert, ohne dass Zwischengebiete gleichfalls auch nur einigermaßen hievon berührt worden wären.

Durch die Annahme blosser Subtraktionen aller übrigen Stosswirkungen, die ja bei jener Ansicht nötig ist, dass die Stösse allseitig nur von dem Hypozentrum unter Namlos ausgehen, kann man hier noch weniger den Tatsachen gerecht werden als bei den übrigen früher besprochenen Wirkungen. Wir kommen auch hier um die Vorstellung nicht herum, dass schon die primäre Wirkung in der Tiefe keineswegs nur monohypozentral war, sondern dass sie sich über ein viele Hunderte von Quadratkilometern ausgedehntes Stück des Tiefen-Stockwerkes erstreckte.

B. Die Entstehung des Erdbebens.

Wir haben die Wirkungen des Erdbebens an der Erdoberfläche betrachtet und fragen nun, auf welche Vorgänge in der Tiefe sie schliessen lassen. Ich möchte aber dieser Untersuchung einige Vorbemerkungen über Erdbeben im allgemeinen vorausschicken, denn gewisse Abweichungen von Lehrbuchmeinungen, die mir nötig scheinen, sind hier kurz zu begründen.

I. Allgemeines über Erdbebenbildung.

a) Der polyzentrale Standpunkt.

Eine fruchtbare Erörterung der Erdbebenursachen und -Einteilung (die sich ja nur auf die Ursachen gründen kann) wird die allgemein anerkannte Tatsache nicht aus dem Auge verlieren dürfen, dass alle Erdbeben nur die Folge, die Begleiterscheinung

von Bewegungs-Impulsen sind, die teils Einstürze von Hohlräumen, teils plötzliche Bewegung vulkanischer, also schmelzflüssiger Massen nahe der Erdoberfläche, teils plötzliche Bewegung fester Gesteinsmassen sein können.

„Ursachen“ können dabei erstens die auslösenden Bewegungsanstösse oder auch zweitens die Gründe genannt werden, welche der jeweils vorhandenen Labilität zu Grunde liegen. In der Geologie interessieren uns zunächst und hauptsächlich die Gründe der Spannungszustände unter der Erdoberfläche. Sie müssen auch die Erdbebenkunde in erster Linie interessieren, denn je nach Art und Umfang dieser Spannungen der Tiefe, und nicht je nach den auslösenden Stossursachen (Luftdruckänderung, Gezeiten, Strahlung, auch Ursachen endogener Art, Polverlagerung u. a.), sind die Erdbeben-Wirkungen grundverschieden.

Ausserdem ist wichtig sich darüber klar zu sein, dass die Bewegung der Tiefe i. a. nur im Fall der Höhlen-Einstürze und der Vulkan-Eruptionen von einem einzigen, engbegrenzten Erdbebenherd ausgehen wird. In allen anderen Fällen ist damit zu rechnen, dass zu verschiedenen Zeiten, in verschiedenen Gegenden und Tiefen-Stockwerken Bewegungsrucke, also seismisch wirksame Energien, entbunden werden. Wir haben es somit bei tektonischen Erdbeben nicht selbstverständlich mit monozentralen Herden, sondern i. a. mit vielen Teilerden, also mit einer polyzentralen Erscheinung zu tun.

Weil bei Fernbeobachtungen diese Teilerde scheinbar zu einem einzigen Punkt zusammenschrumpfen, haben wir darum (jedoch nicht auch bei genauerem Zusehen) das „einzige Hypozentrum“ der Mikroseismik. Es belehren uns z. B. die Nachbeben unzweideutig über das Verwickelte der Gesamtlage. Es ist völlige Verkennung der Masstäbe, wenn man bei einem tektonischen Nahbeben nach einem einzigen, kleinen Hypozentrum fahndet. „Herd“ des Erdbebens kann also nicht „stets das punktförmige Hypozentrum“ sein (Sieberg, Erdbebenkunde S. 344); das gibt es nicht. Bestenfalls ist die Annahme eines engbegrenzten Wellenausgangsortes für einzelne Stösse als Folge regionaler Gross-Bewegung denkbar und zulässig. Das sind aber durchweg sekundäre Herde, von denen freilich immer einer, nämlich der energiereichste als am wirksamsten gefunden wird. Mit ihm arbeitet i. a. die Mikroseismik. Aber die Einheit der

aus zahlreichen solchen Herden zusammengesetzten Erschütterungszone nach Raum und Zeit ist (wenigstens bei den letzthin genauer bearbeiteten Beben) eine ihnen gemeinsame Bewegungstendenz ausgedehnter Gesteinsmassen in grosser Tiefe. Sie allein ist für die Einheit dessen verantwortlich zu machen, was man „Erdbeben“ nennt¹⁾).

Erst bei solcher polyzentralen Auffassung wird man offenbar der bis heute ungelösten Theorie der Nachbeben und der ebenso ungelösten exakten Tiefenbestimmung der Stossherde beikommen.

b) Das Verhältnis zwischen tektonischen und kryptovulkanischen Beben.

Nach A. v. Humboldt, C. F. Naumann, J. Milne, G. Gerland und vielen anderen haben W. Branca und R. Lang von den eigentlich tektonischen noch die plutonischen, „kryptovulkanischen“, also tiefenmagmatischen Erdbeben abgetrennt bzw. näher definiert. Es handelt sich hier um die seismischen Folgen eines versuchten, aber misslungenen Magmadurchbruchs gegen die Erdoberfläche. Es sind also Intrusionsbeben.

Sie besitzen nach R. Lang²⁾ erstens die Eigenschaften der tektonischen Erdbeben, also die Begleiterscheinungen der Gebirgsbildung (E. Suess, A. Heim). Sie unterscheiden sich von ihnen aber durch den deutlichen Zusammenhang mit erdmagnetischen Störungen, welche sich namentlich kurze Zeit vorher entwickeln. Die Meinung, dass ein solcher Zusammenhang nicht vorhanden sei, sondern dass die als Beweis hiefür geltend gemachten Beispiele einfach Zufall wären, begründet A. Sieberg³⁾ mit der Ansicht, dass bei so hohen Temperaturen, wie sie das Magma besitzt, alle uns bekannten Körper die Fähigkeit verlieren, magnetisch zu sein.

Aber wie sich die Magmen bei dem gleichzeitig sehr hohen Druck verhalten, unter dem sie bekanntlich in der Tiefe stehen, ist uns gänzlich unbekannt. Auch J. Königsberger⁴⁾ führt erd-

¹⁾ Vergleiche die Analogie zu den Teilwirkungen des im ganzen einheitlichen Aetna-Vulkanismus in seinen parasitären Kratern.

²⁾ R. Lang, Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Erdbeben. N. Jahrb. f. Min., B.-Bd. 35, 1913.

³⁾ A. Sieberg, Geolog., physikal. und angewandte Erdbebenkunde, bei G. Fischer, Jena 1923, S. 261.

⁴⁾ J. Königsberger in Salomon's „Grundzüge d. Geologie“ I, S. 25.

magnetische Störungen u. a. auf intrudierende Tiefenmagmen zurück. Dieser Einwand kann somit nicht stichhaltig sein und die Vorstellung von J. Milne 1903, dass unterirdisch bewegtes Magma erdmagnetische Begleiterscheinungen besitze, die an der Erdoberfläche registriert werden können, liegt höchst nahe.

Ausserdem scheinen A. Sieberg (a. a. O. S. 262) die magnetischen Gewitter deshalb für Beziehungen zu Erdbeben nicht in Frage zu kommen, weil diese plötzlichen Störungen von der Sonne herrühren und allgemeine Wirkungen auf der ganzen Erdoberfläche hätten. Eine Zuordnung zu einzelnen Erdbeben sei deshalb nicht möglich, weil das Erdinnere irgendwo immer bebt. Aber so wenig man die Möglichkeit ausser Acht lassen darf, dass durch allgemeine Sonneneinwirkungen, mit denen auch erdmagnetische Gewitter verbunden sind, da oder dort Erdbeben ausgelöst werden können, wird man doch auch an die örtlich sich auswirkenden erdmagnetischen Störungen denken müssen, die also regionale Beziehungen zu den betreffenden Erschütterungsgebieten besitzen.

Das sehr auffällige, zeitliche Zusammentreffen erdmagnetischer Störungen mit Erdbeben, wie es längst für Japan untersucht und öfter bestätigt wurde, wie es auch von R. Lang 1913¹⁾ für Süddeutschland festgestellt wurde, ist unter keinen Umständen Zufall. Wenn man in dem an Oberflächen-Vulkanismus reicheren Japan keineswegs zaudert, die erdmagnetischen Erscheinungen mit J. Milne durch den mit der Bewegung des Tiefenmagmas verbundenen, vorübergehenden Erdmagnetismus zu erklären, so wird man gleiche Erscheinungen auch in Deutschland wenigstens ähnlicher Ursachen für verdächtig halten.

Um irgendwelche Beziehungen unseres Oktober-Bebens zu erdmagnetischen Störungen festzustellen, habe ich mich an Herrn Professor Dr. A. Nippoldt vom meteorologisch-magnetischen Observatorium in Potsdam gewendet und verdanke diesem folgende Auskunft.

Im Sommer und Herbst 1930 gab es sehr viele erdmagnetische Störungen, die aber nie sehr stark waren. Nach den Registrierungen von Seddin hatten wir dabei zwischen dem 5. und 9. Oktober die Besonderheit, dass eine störende Ursache sich an

¹⁾ R. Lang, Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Erdbeben. N. Jahrb. f. Min., B.-Bd. 35, 1913.

allen Tagen wiederholte. „Sie¹⁾ bestand in zwei einander folgenden gleichnamigen Störungspolen, sodass ein erstes und ein zweites Maximum entstand. Es findet sich in Mitteleuropäischer Zeit:

	1. Max.	2. Max.	Abstand
1930. Oktober 5	14 ^h 2	17 ^h 3	3.1
6	16 ^h 9	20 ^h 9	4.0
7	20 ^h 0	22 ^h 7	2.7
8	18 ^h 7	20 ^h 8	2.1
9	21 ^h 8	23 ^h 5	1.7

Daraus geht hervor, dass wir während dieser 5 Tage unter einem Korpuskularbündel standen, das die ganze Zeit durchhielt und seine innere Struktur, also die Verteilung der Ladungen im Ganzen beibehielt. Trotzdem zeigt jeder Einzeltag Besonderheiten, d. h. es fanden dennoch ununterbrochene Veränderungen statt, oder während des Durchmarsches der Erde durch das solare Korpuskelbündel arbeiteten sich elektrostatische Zerstreuung und Neu-Jonisierung seitens der Sonne dauernd entgegen.“

„Es ist selbstverständlich, dass diese in der Heaviside-Schicht und darüber sich abspielenden Vorgänge in der Erde Erdströme induzieren, und wenn ich Sie recht verstehe, erwarten Sie von diesen eine Art auslösende Wirkung auf Erdbeben. Ob sich dieser Gedanke bestätigt, kann natürlich nur eine Untersuchung an einer grossen Zahl von Beben erweisen. Aber es spräche sehr dafür, wenn ein Erdbeben mit einer am gleichen Ort lokalen zeitlichen Störung im Erdmagnetismus zusammenfiel.“

Solche örtlich beschränkte erdmagnetische Variationen treten viel seltener auf als die vorstehend für den Oktober 1930 erwähnten, welche die ganze Erde betreffen. Ob Orts-Variationen zu fraglicher Zeit in Mitteleuropa aufgetreten sind, lässt sich aus den Beobachtungen der einzigen z. Zt. in Deutschland registrierenden Station Seddin allein nicht entnehmen; die anderen (bei Kopenhagen und bei Paris) liegen zu entfernt.

Möglich sind somit 1. auslösende Fernwirkungen der Sonne bei unserem Erdbeben und 2. ist möglich die Entstehung von erdmagnetischen Begleiterscheinungen eines im Oktober unter Süd- deutschland und den Nordalpen aktiver werdenden Magma- bzw. Gesteinsstromes der Tiefe. Nachweisbar sind mit unserem Material beide nicht. —

¹⁾ Schriftliche Mitteilung von A. Nippoldt.

Ob die Beobachtung mehr örtlich verteilter und kurz-dauernder erdmagnetischer Störungen die Unterscheidung zwischen plutonischen und tektonischen Erdbeben zulässt, mag dahingestellt sein und für manche Fälle als bewiesen gelten. Jedenfalls aber sehe ich keinen Grund, um mit A. Sieberg die erstere Erdbebenart überhaupt als unmöglich zurückzuweisen (S. 185). Der Genannte begibt sich bei Begründung dessen auf ein Gebiet, das noch am ehesten vom Geologen beurteilt werden kann. Denn es steht in untrennbarem Zusammenhang mit dem Entwicklungsstand unserer Vorstellungen von der Gebirgsbildung überhaupt.

A. Sieberg hält (a. a. O. S. 275) ruckartige Bewegungen in der plastischen Zone unter 50 km Tiefe für ausgeschlossen. Das dort liegende Tiefenmagma könne sie bei seiner Bewegung und Umwandlung nicht hervorbringen, also auch nicht als Erdbebenherd in Frage kommen. Hierüber irgend etwas Abschliessendes auszusagen, halte ich für durchaus verfrüht. Können wir doch bislang keineswegs die Bedingungen für Explosionen, plötzliches Kristallisieren, plötzliche Gasentbindungen und -Wanderungen in Tiefen von 50 oder 80 km beurteilen. Also haben wir auch nicht das Recht die plutonischen oder kryptovulkanischen Erdbeben rundweg zu leugnen.

Nur die lakkolithischen oder batholithischen Bewegungen geringerer Tiefe (vielleicht bis 10 oder 12 km herab) hält Sieberg für seismisch wirksam; doch nennt er solche schon „vulkanisch“. Er will höchstens langsame Magma-Bewegungen der Tiefe, die auch er wenigstens zum Teil als Grund für tektonische (epirogenetische und orogenetische) Reaktionen der Erdhaut auffasst, als „auslösende und nicht unmittelbare Ursachen der Erdbeben“ (S. 277) gelten lassen.

Hier begegnen sich aber nun unsere Wege. Wer einerseits die Magmaströmungen der Tiefe als Grund der (bei ihrer Bildung fraglos von unzähligen Erdbeben begleiteten) tektonischen Struktur in der Erdrinde ansieht und wer andererseits auch die unmittelbare Auslösung der Erdbeben durch solche Tiefenströme zugibt, der verbindet ja gerade die seismischen Vorgänge mit den magmatischen in der Tiefe.

Ein Gespräch darüber, von welchem Tiefenstockwerk ab nach unten zu man die „tektonischen“ Bewegungen und ihre

seismischen Folgen aufhören lassen und die „magmatischen“ Bewegungen und Erdbeben beginnen lassen will, muss solange rein platonisch bleiben, als wirklich einwandfreie Herdtiefen-Bestimmungen noch fehlen oder doch mit beträchtlichen Fehlergrenzen behaftet sind.

Ich lege gar keinen Wert auf solch vorzeitige Begrenzung und Nomenklatur. Aber darauf lege ich Wert, dass man sich nicht vorzeitig einen fruchtbaren Gedankenweg durch allzu schnelle Erklärung seiner Unpassierbarkeit verbaut. Je mehr wir die allgemeinen Grundzüge der Gebirgsbildung kennen lernen, desto klarer wird ja das Ineinandergreifen von magmatischen und „tektonischen“ Vorgängen. Desto unwirklicher erscheint uns auch eine Grenze zwischen seismischen Folgen aus den einen oder aus den anderen.

Die plutonische Bewegung ist nichts als Tektonik der Tiefe, die unter höheren Drucken und Temperaturen abweichend verläuft und darum andere Bewegungsbilder erzielt. Die Bewegungsursachen sind im grossen Ganzen die gleichen, nur wird in verschiedenen Stockwerken der Tiefe an verschiedenem Material gearbeitet, das sich ebenso verschieden verhält wie etwa nahe der Erdoberfläche Ton oder Kalk. „Tektonische Erdbeben“ nur auf Brüche in der äussersten Erdrinde, „magmatische“ aber nur etwa auf Stösse aus 80 oder 100 km Tiefe zu beschränken, erscheint uns nomenklatorisch zu eng.

Bei einem tektonischen Erdbeben haben wir es allgemein mit der verstärkten Tätigkeit in einem Unstetigkeits-Stockwerk zu tun, das unter Mitteleuropa 50—65 km tief bis auf das Sima herabreicht (Figur 1). Hier wurzeln alle möglichen Massen-Verschiebungen, welche teilweise auch elastische Wellen zur Folge haben. Wirken sich diese bis in geringere Erdrindentiefe empor aus, also bis in die weniger gepressten, kühleren, aber spröderen Teile der „Bruchschale“, so werden sie bei genügender Stärke an der Erdoberfläche als Erdbeben fühlbar.

Genau so wenig wie man zur Zeit die aus Reaktionen auf irgendwelche Massen-Verschiebungen in der Tiefe zurückzuführenden Reliefänderungen der Erdoberfläche ganz bestimmten, nach Ort und Art (Magmaströmung, Kristallisation, Temperatur- und Gaswanderung) festlegbaren Vorgängen zu-

ordnen kann, so wenig können wir heute auch die elastischen Folgen solcher Tiefenvorgänge genauer erfassen. Sicher aber ist, dass neben der statischen Lage in der Erdrinde auch die Dynamik, welche von Ort zu Ort in Gestalt von Spannungen und langsamen Bewegungen arbeitet, eine wichtige, vielfach ausschlaggebende Rolle spielt.

Im übrigen müssen alle in der Erdrinde sichtbaren Dislokationen einst Teil- oder Hauptzentren gewesen sein — abgesehen von solchen, die in bedeutender Tiefe möglicherweise unter plastischen, nicht ruckartigen Umformungen entstanden. Die Seismik der Gegenwart zeigt Begleiterscheinungen der oberflächennäheren Umformungen, die selbstredend unter Ausnützung schon vorhandener Dislokationen vor sich gehen, ausserdem aber auch eigenwillig verfahren und darum an neuen Spalten tätig sind.

II. Die Haupterscheinungen des Oktoberbebens 1930.

In kurzer Zusammenfassung ergab sich an wichtigen makroseismischen Beobachtungen Folgendes:

Nach einer durch Monate reichenden Vorbereitungszeit, innerhalb deren aber nicht das nachfolgend am stärksten erschütterte Gebiet, sondern wiederholt nur das Ebinger Epizentralgebiet vom November 1911, ausserdem noch vereinzelt, weit entfernte und inselartig verteilte Stosspunkte beteiligt waren, brach am 8. X. 30 um 0^h 26 das Hauptbeben los.

Gleich einer der ersten Stösse war der stärkste von allen, der in der epizentralen Zone in den nordwestlichen Ostalpen mit Stärke VIII und VII bedeutende Hausschäden anrichtete. Die Stosswirkungen zeigen engste Abhängigkeit von dem tektonischen Aufbau, indem sie sich epizentral um eine alte tektonische Spalte konzentrieren und auch in der weiteren Umgebung den geologischen Aufbau vielfach höchst deutlich widerspiegeln.

Alle drei gesondert untersuchten Teilwirkungen, die Stärke der Hauptstösse, die Verteilung der Geräusche und der Nachbeben lassen unzweideutig den gleichen Grundzug erkennen. Sowohl epizentral gesehen wie nach dem gesamten Schütterbereich waren die Wirkungen im Namloser Gebiet im SW am stärksten. Sie nahmen gegen das seismotektonische Bodensee-Euganeen-Band sprunghaft ab, verbreiteten sich aber unter allmählichem Abflauen

viel weiter gegen NO. Dieser Grundzug ist überall deutlich trotz aller lokaler Teiländerungen infolge Anpassung an die Tektonik der äusseren Erdrinde. Wir müssen die Ursache dieser Verteilung in die grössere Tiefe verlegen.

In dem nach allen früheren Erfahrungen durch ihre sehr mächtige Füllung mit jungen Sedimenten seismisch besonders geschützten Molassegebiet konnte sich dieser Impuls nicht mehr so auswirken wie in den Alpen. Darum schneidet die nordalpine Faltungsgrenze das Gebiet stärkerer Erschütterungen gegen weiter nordöstlich gelegene Bezirke schräg ab.

Aber gerade hier taucht unter dem auf zahlreichen Bewegungsflächen in nördlicher Richtung überschobenen Alpenkörper die Ampfinger Mulde auf, von der die Nachmessungen der letzten Jahrzehnte eine dauernde Abwärtsbewegung und zugleich eine horizontale, gegenseitige Annäherung ihrer Mulden-Flügel nachgewiesen haben. Von allen uns aus jüngster Zeit bekannt gewordenen tektonischen Bewegungen werden wir zunächst diese, nachweislich in der Jetztzeit vor sich gehende im Verdacht haben müssen, dass sie mit dem Erdbeben in ursächlichem Zusammenhang steht.

In der Tat zielt diese gegenwärtig bewegte Mulde gerade auf das Namloser Stossgebiet hin und liegt geometrisch in der Richtung der Namloser Erdbebenspalte. Wenn sich gegenwärtig der niederbayerische Muldentheil rascher senkt, so stimmt dies mit dem allgemeinen achsialen Absinken der Molasseunterlage in östlicher Richtung, deren oberflächlicher Ausdruck im Schüttergebiet vom 8. X. 30 die Zunahme der gerichteten Stösse und ihrer Stärke gegen W zu sein dürfte.

Dem steht nun aber die Teil-Beobachtung in Namlos-Kelmen gegenüber, derzufolge beim Hauptbeben die nordwestlich von der Erdbebenspalte gelegenen Schollenteile heftig und wiederholt in SSO-Richtung auf die südöstliche Nachbarscholle aufprallte.

Und wieder eine andere Vorstellung von der Hauptbewegung hat W. Hiller aus den mikroseismischen Beobachtungen abgeleitet. Wir besprachen sie oben Seite 6 und Figur 1.

Schliesslich ist zu bedenken, dass weder die Verteilung der Orte mit Vorbeben noch jener mit Nachbeben, weder die akustischen noch auch die Hauptstosswirkungen nach Raum und Zeit der Vorstellung entsprechen, dass bei unserem Erdbeben alle

wesentlichen Energien von einem einzigen, eng beschränkten Raum unter dem Epizentrum, wo sie entstanden, ausgestrahlt seien. Mit Absorptionsvorgängen verschiedenster Art oder mit Unvollkommenheit der Beobachtung allein konnten wir uns die Sachlage keineswegs erklären. Vielmehr musste für die meisten Fälle ein regional in der Tiefe sehr ausgedehntes Stockwerk mit aktiver Kraftäusserung angenommen werden. Von ihm aus strebten nach oben Erschütterungen, die überall dort lebhaft fühlbar wurden, wo die örtliche Gesteinsstruktur der Erdoberfläche (Spalten, Restspannungen), die Verteilung nichtdämpfender Gesteinsmassen dies begünstigte. Allein die wenigen (2—3) Hauptstösse, welche mikroscismisch gefasst und zeitlich kontrolliert werden können, scheinen durch ruckartige Bewegungen entstanden zu sein, welche ihren Ursprung in der Tiefe unter dem Epizentrum hatten.

Ausser diesem Hypozentrum müssen aber noch sehr viele andere Stellen des bewegten Tiefenstockwerkes aktive Stösse ausgeschickt haben, die auch alle als „Hypozentren“ in Frage kommen und oft mehr als 100 km von dem Namloser Hypozentrum entfernt gelegen haben.

Das scheinen mir die allgemeinen und besonderen Grundlagen zu sein, von denen wir ausgehen müssen, wenn die Entstehungsbedingungen unseres Erdbebens erörtert werden sollen.

Zu ihnen haben wir ausserdem die tektonohistorische Gesamtlage, die frühere Bewegungsgeschichte unseres süddeutschen Schütterbezirkes zu rechnen, wie sie oben S. 40—45 angedeutet wurde. Denn man wird sich vorteilhafter Weise immer in die Entwicklungslinie der Vergangenheit hereinzustellen haben, wenn man, den Blick dann vorausgewendet, die gegenwärtige und die zukünftige Fortsetzung dieser Entwicklung richtig beurteilen will.

III. Deutung.

Nimmt man alles in allem, so scheiden für unser Erdbeben vom 8. X. 30 rein vulkanische Ursachen, für welche gar keine Anhaltspunkte zu finden waren, gänzlich aus. Es fallen aber auch Gründe fort, welche hier ein Einsturzerdbeben annehmen liessen. Denn so naheliegend es, wie oben S. 18 gesagt, erscheint, dass örtliche Teilstösse durch Höhleneinbrüche im Namloser und im Reichenhaller Gebiet bedingt sein werden, so unmöglich ist es

bei der Ausdehnung, Tiefenlage des Herd-Stockwerkes, bei dem Fehlen bestimmter Periodizitäten u. a. an ein einziges, grosses Einsturzbeben zu denken.

Es bleiben nur die tektonischen Erdbeben übrig, verursacht durch grössere Verschiebungen der Erdrinde im Zusammenhang mit Gebirgsbildung.

Die Art und Weise dieser Gebirgsbewegung in der vergangenen Zeit ist aus dem Studium der Struktur und Vorland-Sedimentation des Gebirges wohl erschliessbar. Und wenn wir nun versuchen, solche Bewegungs-Eigenart auch für unser Oktoberbeben verantwortlich zu machen, so werden uns dessen Wirkungen sehr gut verständlich. Solche Gedanken liegen umso näher, als sie auch mit den geodätisch einwandfrei erwiesenen Bewegungen im Alpenvorland zusammenpassen.

Die Ampfinger Muldeneinsenkung von heute liegt, wie gesagt, genau in der Verlängerung der Namloser Erdbebenspalte. Erstere liegt auch fast in der Mitte des ganzen Schüttergebietes. Nur gegen SO verhinderten anscheinend die dem Schichtstreichen annähernd parallelen Strukturen der Alpen, die hier in grössere Tiefe reichen, eine entsprechende Ausdehnung. Sprechen schon diese Tatsachen für einen Zusammenhang, so wird dieser noch eindrucksvoller, wenn wir an die theoretische Vorstellung denken, welche wir uns schon früher von dem Niedertauchen der Ampfinger Mulde, von der hiebei vorsichgehenden, nach der Tiefe zu wachsenden Faltung, von der gleichzeitigen Horizontalbewegung der Vorlandorte gemacht haben. Allem liegt offenbar das langsame Niedertauchen des Vorlandes und die Unterströmung seiner tieferen, beweglicheren Gesteinsmassen unter den Alpenkörper herein zu Grunde. Die Gebirgsmasse wird oben relativ nach N überschoben, die Vorlandbewegung geht gleichzeitig unter ihn hinein. Darum werten wir das heftige, wiederholte Anprallen der Scholle NW der Namloser Erdbebenspalte gegen die südöstliche Nachbarscholle von NNW geben SSO als Ausdruck solcher Grossbewegung an der Erdoberfläche.

Dass die Teilbewegungen nach der Tiefe zu in jedem Stockwerk gleichartig gewesen sein müssen, kann man nun ganz gewiss nicht erwarten. Immer wird die jeweils vorliegende Gesteinsstruktur im Einzelfall ihr Wort mitgesprochen haben. Nach dem

von W. Hiller dargestellten mikroseismischen Befund waren die Teilbewegungen in rund 30 km Tiefe, die zur Aussendung stärkster Wellenenergie führten, wahrscheinlich so, wie sie in Figur 1 dargestellt sind: Plötzliche Unterschiebung einer NNÖlichen Scholle unter eine SSWlich vorgelagerte.

Wir können uns sehr wohl vorstellen, dass diese Unterschiebung, wenn auch steil und gegen SSW und nicht gegen SSO gerichtet, doch mit der allgemeinen Unterschiebungstendenz unter den Alpenkörper herein zusammenhängt. Es war eben hier eine in „herzynischer“ Richtung oder parallel zu dem Bodensee-Euganeen-Band in WNW—OSO gerichtete Schwächungszone vorhanden, deren Widerstand in plötzlichem Ruck überwunden wurde.

Die Gesamtverteilung und Stärke der in Vor-, Haupt- und Nachbeben mechanisch und akustisch wahrgenommenen Erdbeben-Wirkungen lässt sich somit durch eine in der Tiefe in Bewegung geratene oder sich etwas rascher als sonst bewegendende plastische Strömung der Gesteinsmassen, sagen wir in 50—60 km Tiefe, sehr wohl erklären. Die Stösse vom Namloser Hypozentrum allein erklären das Bild dagegen nicht.

So ist denn auch die überaus grosse Abhängigkeit der Wirkungen an der Erdoberfläche von der jeweiligen Gesteinsstruktur, die wir nachwiesen, und teilweise auch von der Verteilung sehr mächtiger Lockermassen, bzw. dünner, aber sehr beweglicher Schichtdecken am ehesten durch das Emporstrahlen allgemeiner Bewegungs-Impulse aus grosser Tiefe und nicht nur etwa aus dem Namloser Bezirk allein her verständlich.

Die von C. Regelmann 1907 vertretene Auffassung, dass die Erdbeben in Deutschland im wesentlichen durch den Druck erklärbar seien, den der nach N vordrängende Alpenkörper noch heute auf das weite Vorland ausübt, müssen wir zwar seines nicht mehr haltbaren, kontraktionshypothetischen Inhaltes entkleiden. Dann aber, bei Annahme der drängenden Energie nicht oben gegen N, sondern unten gegen S, bleibt die von uns für richtig gehaltene Ansicht übrig. Es ist der Zug, den die grosse alpine Tiefe noch heute ausübt, dem weite

umgebende Massen folgen müssen. Dieser Zug kommt in dem unserem Studium freiliegenden obersten Stockwerk relativ durch Druckwirkungen gegen N hin zur Abbildung.

An anderem Ort habe ich die Gründe für diese allgemeine Vorstellung ausführlicher erläutert. Hier sei nur noch auf ihre Uebereinstimmung mit dem Ergebnis eines völlig anderen Gedankenkreises verwiesen.

Nach der Darstellung V. Conrad's über die Häufigkeit der Erdbeben in Alpen, Apennin und Dinariden¹⁾ konnte R. Spitaler²⁾ zeigen, dass die seismische Aktivität in engstem zeitlichem Zusammenhang mit den infolge Verschiebung des Rotationspols der Erde wachgerufenen Druckkräften steht. V. Conrad erwies gleichfalls die wahrscheinlich ursächliche Beziehung, dass die Bewegungen des Erdrotations-Pols Kräfte erzeugen, welche irgendwie erdbebenauslösend wirken³⁾.

Obwohl die statistischen Ausführungen R. Spitaler's, wie der Verfasser selbst schrieb, nur recht unscharfe Ergebnisse haben konnten, ist hiebei doch das eine allgemeine Ergebnis wichtig: Die Gebirge reagieren durch Erdbeben-Entwicklung hauptsächlich auf solche vom Pol herkommenden Drucke, die in Beziehung zum Generalstreichen der betreffenden Gebirge stehen.

Aber noch bemerkenswerter scheint mir zu sein, dass die alpinen Erdbeben weit überwiegend dann ausgelöst werden, wenn durch den Poldruck ein Ueberdruck von Norden her stattfindet. Wenn also, nach unserer Auffassung, der langsam unterschiebende Tiefenstrom von N unter den Alpenkörper herein durch den allgemeinen Ueberdruck vom Pol her ein wenig verstärkt wird, dann entstehen in den Alpen die meisten Erdbeben.

Nach alledem haben wir jedenfalls das Recht unser Namloser Erdbeben, dessen Wirkungen im süddeutschen Gesteinsaufbau wir untersuchten, in die Reihe der grossen, mit der alpinen Gebirgsbildungs-Tendenz unmittelbar zusammenhängenden Teil-Erschütterungen einzustellen.

¹⁾ V. Conrad, Schwankungen d. seismisch. Aktivität in verschied. Faltingsgebieten Mitt. Erdbeb.-Komm. Ak. d. Wiss. Wien N.F. Nr 63, 1926.

²⁾ R. Spitaler, Beziehungen zwischen Erdbeben und Gebirgsfaltung. Gerlands Beitr. z. Geoph. 17, 1927, S. 243—253.

³⁾ V. Conrad, Zur Frage der Erdbebenhäufigkeit und Polbewegung. Gerlands Beitr. z. Geoph. 18, 1927, S. 247 ff.

Wir haben auch den Verdacht, dass den anderen grösseren Erdbeben Deutschlands, namentlich demjenigen vom 11. November 1911, die gleiche Bedeutung zukommt.

Weitere mit möglichster Genauigkeit zu untersuchende Erdbeben ähnlicher Art werden zu zeigen haben, ob hiebei unserer oben entwickelten polyzentralen Vorstellung in der Tat die zu erwartende Allgemein-Bedeutung zukommt. Sie werden auch die bisher noch wenig reichlichen Erfahrungen über jene typischen, örtlichen Reaktionen vermehren, mit denen die von uns besonders hervorgehobenen Teilgebiete auf die elastischen Stosswellen antworten

Zusammenfassung.

Da vorstehend bereits am Ende der Hauptabschnitte zusammengefasst wurde, genügt hier ein allgemeineres Schlusswort.

Die auf Grund eines sehr reichen Beobachtungs-Materials durchgeführte Untersuchung des Erdbebens am 8. Oktober 1930 mit seinen wenigen Vorbeben, mit seinen Nachbeben, dem Namloser Schwarmbeben, seinen akustischen und sonstigen Aeusserungen konnte zur Aufklärung recht vieler ursächlicher Zusammenhänge führen. Der vhm. sehr fortgeschrittenen Kenntnis vom geologischen Bau Süddeutschlands und der Alpen danken wir einen überraschenden Einblick in die überaus engen Beziehungen zwischen den Stosswirkungen und dem geologisch-tektonischen Bau. Diese Abhängigkeiten treten hier vielleicht klarer als bei jedem anderen Erdbeben heraus. Lässt sich gewiss in manchen Einzelfällen die Meinung vertreten, dass lockere Gesteinsdecke oder Reliethöhe für die örtliche Erschütterung nach Stärke und Richtung wesentlicher waren als die tektonische Zerspaltung des jeweils sichtbaren Untergrundes, so spielt doch diese letztere in den allermeisten Fällen die Hauptrolle.

Darüber hinaus aber fanden sich in der Stoss-Verbreitung Grundzüge, die fraglos auf eine von der an der Erdoberfläche sichtbaren tektonischen Lage unabhängige Tiefenstruktur in gewissen, breiten Streifen der Erdrinde zurückgehen. Das sind die

von mir als „seismotektonische Bänder“ a. a. O. unterschiedenen Bänder, die quer durch Alpen, Schichtstufenland und Rheintalgraben hindurchsetzen und mit ihrem jugendlichen Vulkanismus, sowie mit ihrer in der Adriazone so ausgeprägten NW—SO lichen Reliefgliederung im Tertiär und Quartär sehr bedeutungsvoll waren. Dementsprechend spiegeln sie sich auch bei unserem Erdbeben unzweideutig wieder.

Hier müssen sehr tiefliegende Strukturelemente Europas vorliegen. Ich glaube nicht, dass die quer durch alle Teilglieder östlichalpinen Ober-Baues nach Fr Heritsch und R. Schwinner in die Böhmisches Masse hinein die Erdbebenstösse so gut leitenden und die Schwere beherrschenden Elemente die Existenz eines flacher liegenden Gebirgs-Unterbaues voralpinen Alters dartun. Wenn überhaupt ein solcher derartige Transversalwirkungen hat, so muss er jedenfalls in sehr bedeutende Tiefen hinabgreifen. Auch muss er eine für eine Faltegebirgsstruktur etwas ungewöhnlich regelmässige Teilgliederung besitzen (Vergl. meine Fig. 2 in „Die Seismotektonik der Tiroler Alpen“). Solche werden wir nur in grosser Tiefe erwarten dürfen. Falls hier nachfolgende Horizontalverschiebe diese Regelmässigkeiten nicht verwischt haben, könnten sie die Bedeutung derartiger geosynklinaler Tröge haben, wie ich sie aus dem paläogeographischen Bild des nordalpinen Kreideflysches in einer anderen Untersuchung ableiten konnte. Darum liegt es gewiss nahe, an uralte NW—SO streichende Tröge zu denken, deren geosynklinale Eigenart im Bereich von Apennin—Adria—Dinarischem Gebirge verjüngt in Erscheinung tritt.

Und schliesslich kamen wir zu dem allgemeinen Ergebnis, dass die Teilerschütterungen unseres Erdbebens keineswegs alle monohypozenal verstanden werden können. Die Stossinseln und die allgemeine Erschütterungs-Verteilung, die Nachbeben, die akustischen Wirkungen und Zeitvergleiche zeigen klar, dass zur Erdbebenzeit in der Tiefe ein wohl über hunderte von km² ausgedehntes Stockwerk in Bewegung war; und dass von diesem aus nach oben da und dort Teilerschütterungen an die Erdoberfläche geschickt wurden.

Wir fanden gute Gründe — namentlich in der noch heute bewegten Ampfinger Vortiefenmulde — dafür, dass diese Bewegung des Tiefenstockwerks nichts anderes ist als die theoretisch für

die geosynklinale Gebirgsbildung angenommene Unterströmung von Norden unter den Alpenkörper herein.

Darum schien uns auch die beste Erklärung dieses Erdbebens die, dass in mechanischem Zusammenhang mit jener Unterströmung da und dort stärkere ruckartige Bewegungen Erschütterungen brachten. Die bedeutendsten Stöße entstanden unter dem Namloser Epizentrum rund 35 km tief. (Figur 4). Das dort wachgerufene Schwarmbeben zeigt, dass die Stossenergie es noch heute nicht zur Erreichung einer (auch nur vorübergehenden) Gleichgewichtslage in der Tiefe kommen liess.



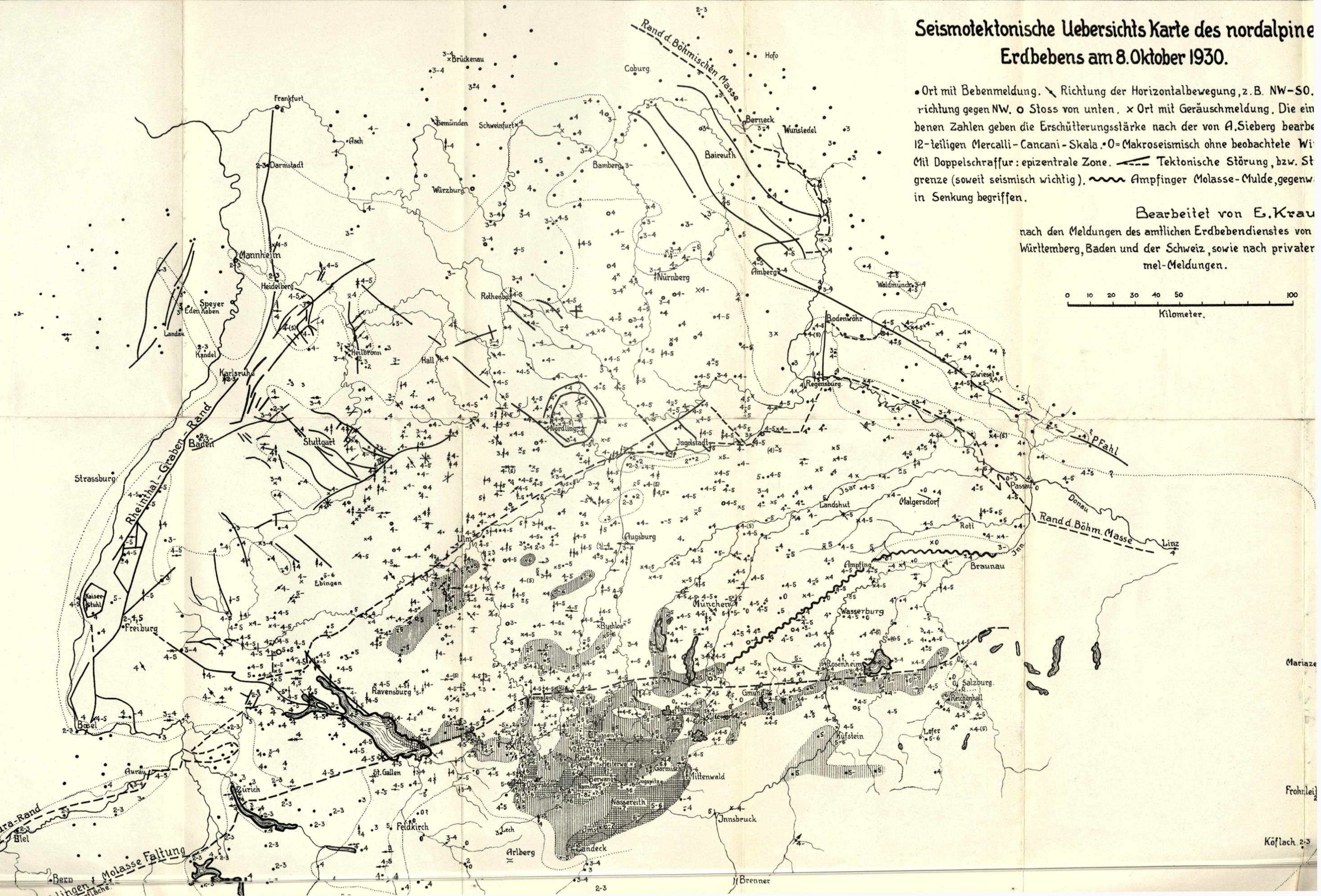
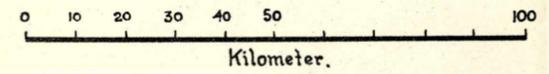
I n h a l t.

	Seite
Einleitung	1
A. Die Wirkungen des Erdbebens	
I. Mikroseismisch	3
II. Makroseismisch	
a) Ueberblick	7
b) Die Erschütterungsstärken und ihre Begründung. Kritik der Intensitätszahlen, Dauer, Stossart und Richtung	9
1. Das Epizentrum	14
2. Die epizentrale Zone in den Nordalpen	24
3. Das weniger erschütterte Alpengebiet	30
4. Die Schwäbisch-bayerische Hochebene	34
5. Die Trias-Jura-Tafel und der Rheintalgraben. Zur Baugeschichte. Bebenwirkung im Schicht- stufenland	41
6. Die Böhmisches Masse	48
c) Allgemeine Ergebnisse	
1. Einfluss der tektonischen Auflockerung	49
2. Einfluss lockerer Sedimente	50
3. Einfluss der Höhenlage	53
d) Die Stossrichtungen	55
e) Die Schallerscheinungen (Schallstärken)	56
f) Die Lichterscheinungen	64
g) Dauer und Zahl der Erschütterungen	66
h) Die Vor- und Nachbeben	
1. Die Vorbeben	67
2. Die Nachbeben	71
Ueberblick	76
B. Die Entstehung des Erdbebens	
I. Allgemeines über Erdbebenbildung	
a) Der polyzentrale Standpunkt	77
b) Das Verhältnis zwischen tektonischen und krypto- vulkanischen Beben (Erdmagnetisches)	79
II. Die Hapterscheinungen des Oktoberbebens 1930	84
III. Deutung	86
Zusammenfassung	90

Seismotektonische Uebersichts Karte des nordalpinen Erdbebens am 8. Oktober 1930.

• Ort mit Bebenmeldung. \ Richtung der Horizontalbewegung, z. B. NW-SO. Richtung gegen NW. ○ Stoss von unten. × Ort mit Geräuschmeldung. Die ebenen Zahlen geben die Erschütterungsstärke nach der von A. Sieberg bearbeiteten 12-teiligen Mercalli-Cancani-Skala. ○ = Makroseismisch ohne beobachtete Wirkung. // Mit Doppelschraffur: epizentrale Zone. — Tektonische Störung, bzw. Störungs- und Störungszone (soweit seismisch wichtig). ~~~~~ Ampfinger Molasse-Mulde, gegenwärtig in Senkung begriffen.

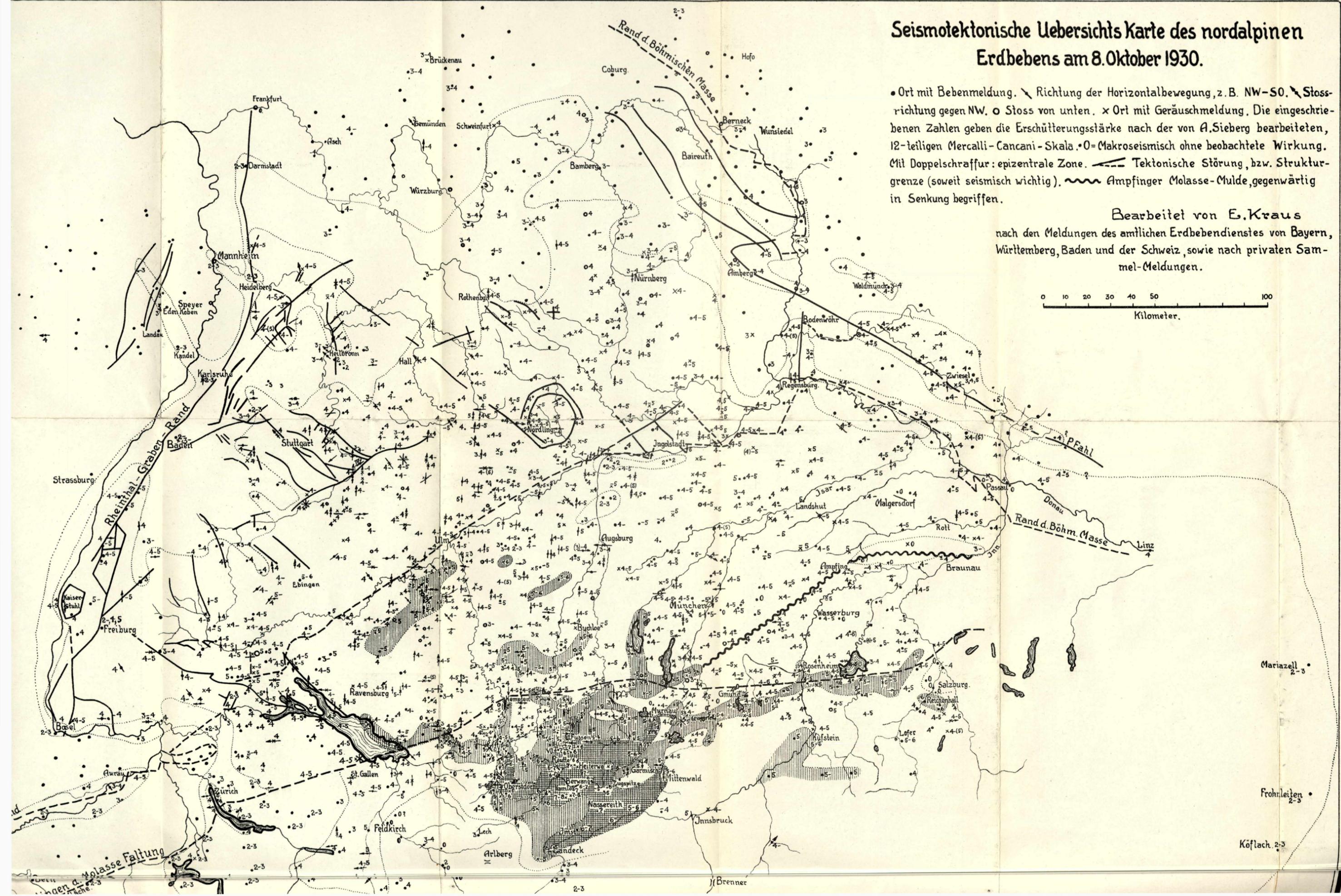
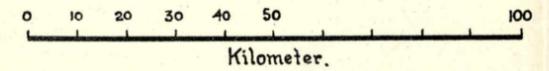
Bearbeitet von E. Kraus nach den Meldungen des amtlichen Erdbebendienstes von Württemberg, Baden und der Schweiz, sowie nach privater Mitteilungen.

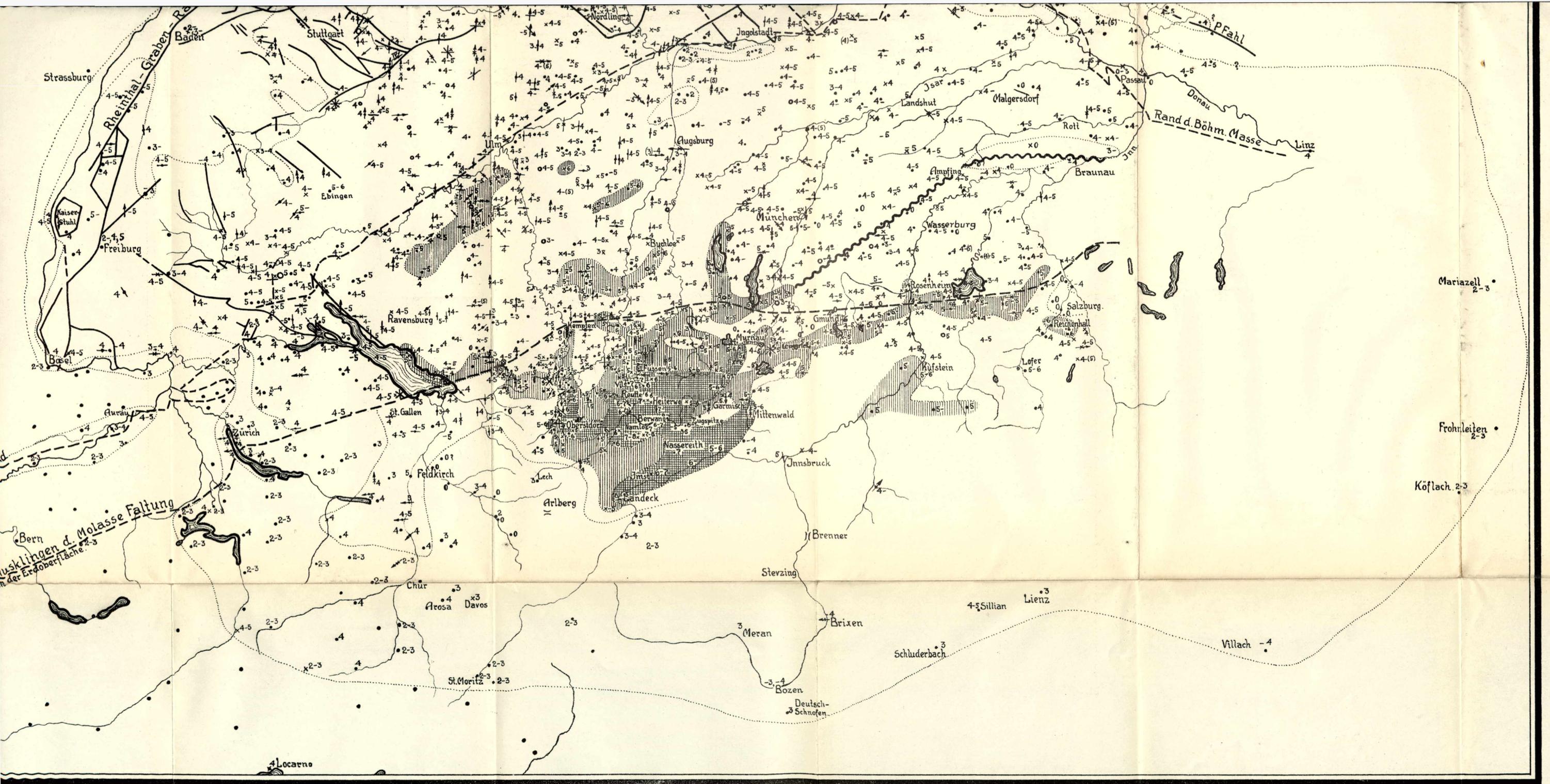


Seismotektonische Uebersichtskarte des nordalpinen Erdbebens am 8. Oktober 1930.

• Ort mit Bebenmeldung. \ Richtung der Horizontalbewegung, z. B. NW-SO. \ Stossrichtung gegen NW. ○ Stoss von unten. × Ort mit Geräuschmeldung. Die eingeschriebenen Zahlen geben die Erschütterungsstärke nach der von A. Sieberg bearbeiteten, 12-teiligen Mercalli-Cancani-Skala. ○ = Makroseismisch ohne beobachtete Wirkung. Mit Doppelschraffur: epizentrale Zone. — Tektonische Störung, bzw. Strukturgrenze (soweit seismisch wichtig). ~~~~~ Ampfinger Molasse-Mulde, gegenwärtig in Senkung begriffen.

Bearbeitet von E. Kraus
nach den Meldungen des amtlichen Erdbebedienstes von Bayern, Württemberg, Baden und der Schweiz, sowie nach privaten Sammel-Meldungen.





Strassburg

Stuttgart

Augsburg

München

Wasserburg

Salzburg

Innsbruck

Meran

Brixen

Bozen

Deutsch-Schnofen

Rand d. Böhm. Masse

Donau

Lin

Mariazell

Frohnleiten

Köflach

Sillian

Lienz

Schludersbach

Villach

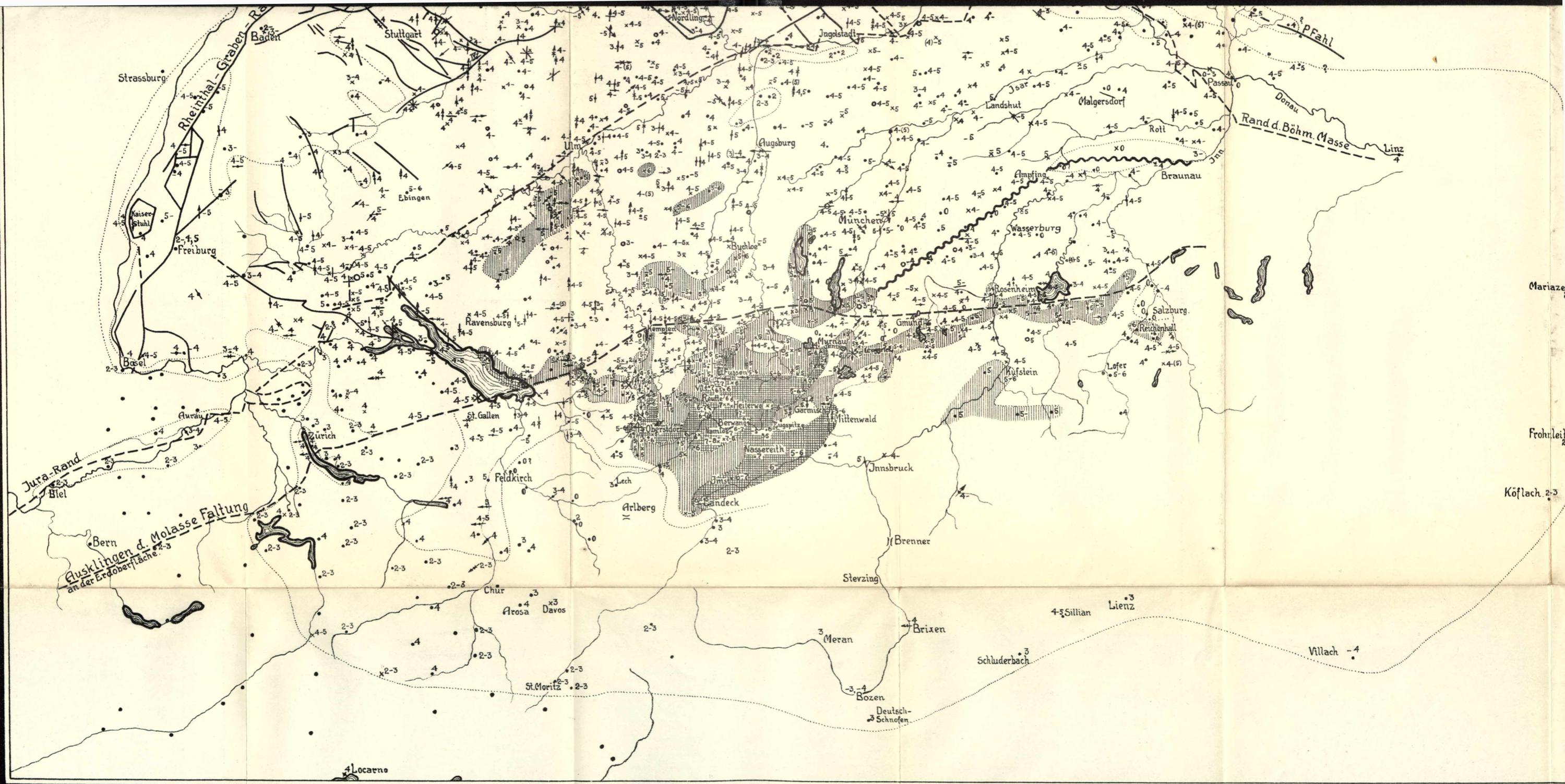
Molasse Faltung

Bern

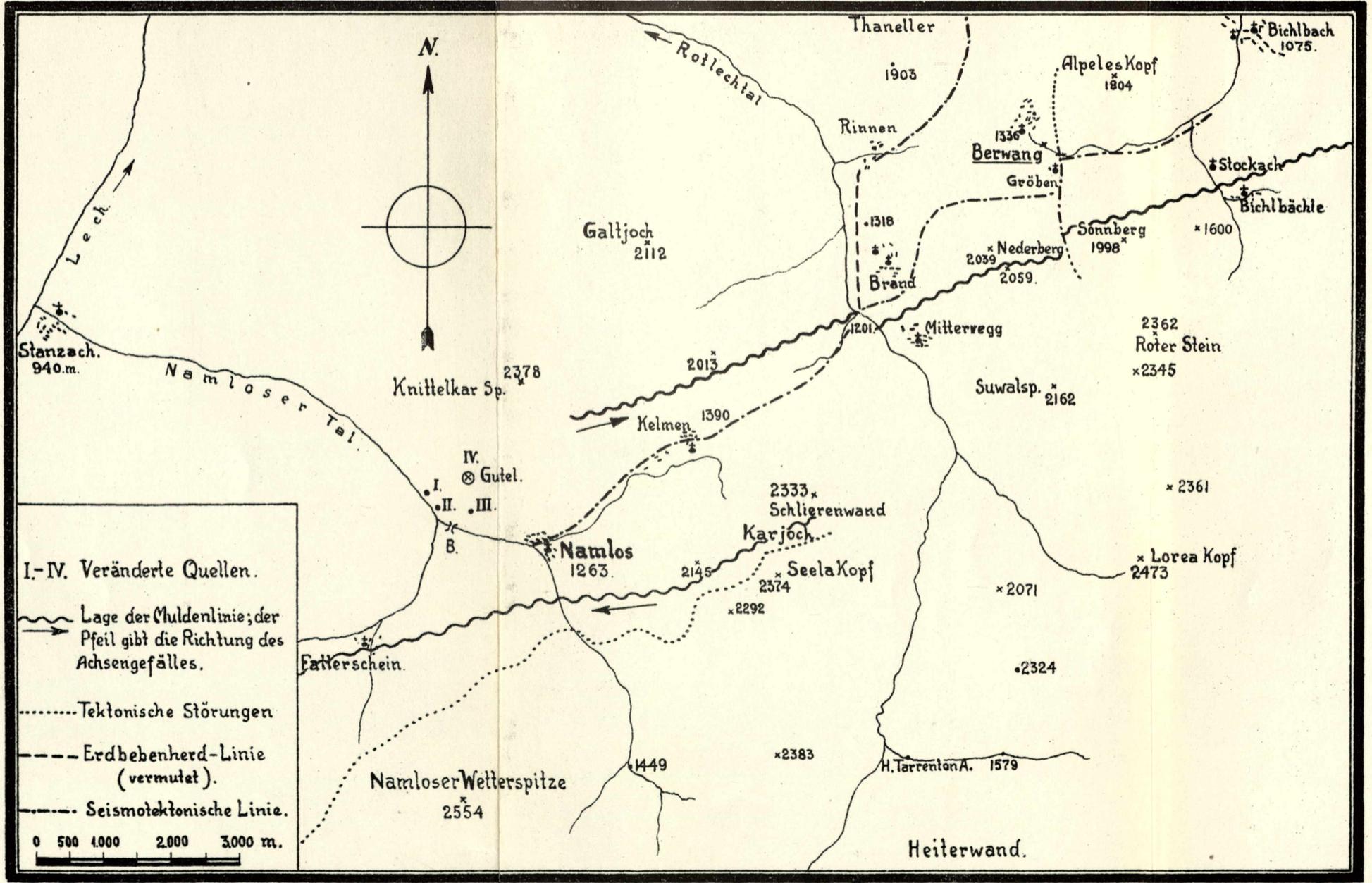
Ausklingen d. Molasse

der Erdoberfläche

Locarno

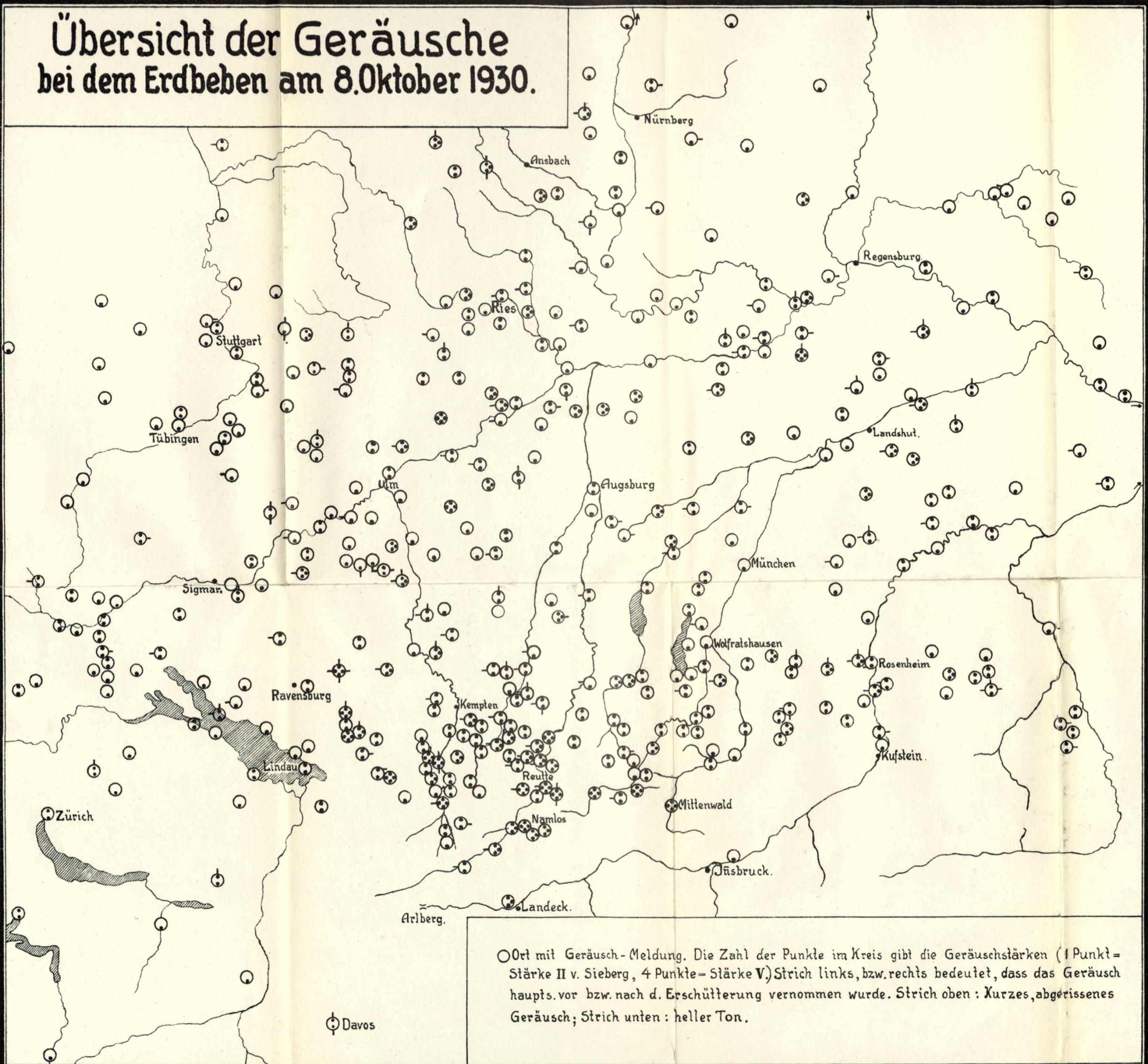


Figur 3. Seismotektonik des epizentralen Gebietes von Namlos-Berwang.



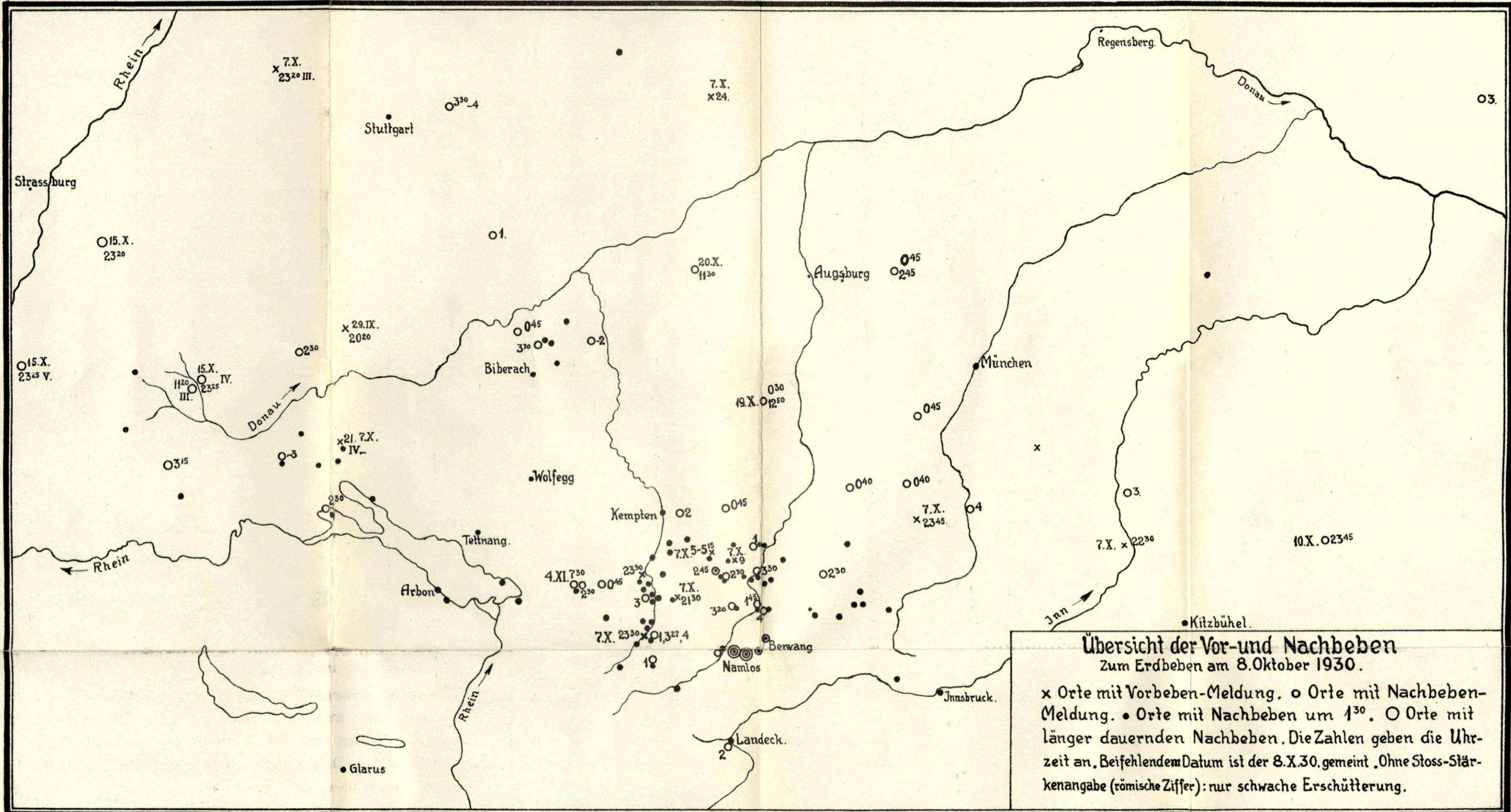
Figur 5.

Übersicht der Geräusche bei dem Erdbeben am 8. Oktober 1930.



○ Ort mit Geräusch-Meldung. Die Zahl der Punkte im Kreis gibt die Geräuschstärken (1 Punkt = Stärke II v. Sieberg, 4 Punkte = Stärke V). Strich links, bzw. rechts bedeutet, dass das Geräusch haupts. vor bzw. nach d. Erschütterung vernommen wurde. Strich oben: Kurzes, abgerissenes Geräusch; Strich unten: heller Ton.

Figur 6.



Übersicht der Vor- und Nachbeben
 Zum Erdbeben am 8. Oktober 1930.

x Orte mit Vorbeben-Meldung. o Orte mit Nachbeben-Meldung. • Orte mit Nachbeben um 1³⁰. O Orte mit länger dauernden Nachbeben. Die Zahlen geben die Uhrzeit an. Beifehlendem Datum ist der 8.X.30. gemeint. Ohne Stoss-Stärkenangabe (römische Ziffer): nur schwache Erschütterung.