

Ein Beitrag zur Seismotektonik der Ostalpen

Von **M. Toperczer**, Wien.

(Mit 1 Textabbildung.)

Die Beben­tä­ti­g­keit auf dem Gebiet der Republik Öster­reich, die in ihrer Ausdehnung unge­fähr mit der Erstreckung der Ostalpen über­einstimmt, ist erst kürz­lich in zusammenfassender Weise bear­beitet worden (1). Das dort niedergelegte Material bildet den Ausgangspunkt vor­liegender kleiner Studie.

Das zur Verfügung stehende Material an seismischen Beobachtungen ist nur zu einem kleinen Teil, nämlich erst seit Einführung eines geregelten Erdbebendienstes und der Übernahme desselben durch ein Staatsinstitut, in Öster­reich also seit 1904, als homogen zu bezeichnen. Ein Zeitraum von etwa 50 Jahren, der demgemäß zur Verfügung steht, ist nun, gemessen an geologischen Zeitmaßen, recht gering. Wir können aber auch größere Zeiträume nach ihrer seismischen Regsamkeit noch einigermaßen überblicken, wenn wir uns nur auf die auffälligen Beben mit Schadenswirkung beschränken, weil derartige Ereignisse in der historischen Überlieferung, in Chroniken und Inschriften vielfach festgehalten sind. Die Beschränkung auf die Gruppe der Starkbeben, zu der alle Beben mit einer Epizentralstärke von mindestens dem Grade VI^o der Mercalli-Sieberg-Skala (MSS) gerechnet werden sollen, gibt also auch für einen weit größeren Zeitraum ein annähernd homogenes Material.

Freilich wird, je weiter wir in die Vergangenheit zurückgehen, das Material an Beben­nachrichten immer lückenhafter und unvollständiger werden. Denn es liegt im Wesen der Makroseismik, daß ihre Beobachtungsmöglichkeiten zunächst von der Zahl der Beobachtungsstellen, d. h. also von der Besiedlungsdichte abhängig sind, diese aber um so geringer wird, je weiter wir uns von der Gegenwart entfernen. Schon dadurch erklärt sich die abnehmende Zahl seismischer Ereignisse mit zunehmender Entfernung von der Gegenwart.

Ein jedes seismisches Ereignis liefert einen Beitrag zur Kenntnis des tektonischen Aufbaues im Beben­gebiet, weil die Ausbreitung und wohl auch die Auslösung der elastischen Energie vom Aufbau abhängig ist. Das wichtigste Hilfsmittel zur Erforschung der Schichtenfolgen ist die Mikro­seismik; sie liefert ja heute das wichtigste und aufschlußreichste Verfahren der angewandten Geophysik. In bebenarmen Gebieten ist man allerdings bei Anwendung der „natürlichen“ Mikro­seismik auf Zufallstreffer angewiesen.

Auch die viel gröbere Betrachtungsweise der Makroseismik kann Aufschlüsse über die Beschaffenheit des Untergrundes geben. Zwei Effekte sind es vor allem, die zum Aufbau des Untergrundes in unmittelbarer Beziehung stehen. Einerseits ist dies die Lage der Quellgebiete seismischer Energie, jener Stellen, an denen Beben stattfinden und ausgelöst werden, andererseits ist die Ausbreitung der elastischen Energie vom tektonischen Aufbau, von den elastischen Eigenschaften, der „Schallhärte“ der durchlaufenen Schichten abhängig.

Die durch eine der hier kurz erwähnten Beobachtungsmöglichkeiten gewonnenen Bilder über die Beschaffenheit des Untergrundes mögen im Begriff der Seismotektonik zusammengefaßt werden. Einzelne Teilgebiete sind schon öfters behandelt worden. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf makroseismischem Gebiet dem Ausbreitungsvorgang geschenkt. Die Tatsache, daß die Erstreckung des Schüttergebietes bei vielen Beben kaum eine Beziehung zum oberflächlich erkennbaren Bau der Gebirge aufweist, hat zur Idee der „Transversalbeben“ und der „Stoßlinien“ geführt. Eine Zusammenstellung dieser Anschauungen und Deutungen findet sich bei R. Schwinner (2).

Hier sollen ausschließlich die Quellgebiete seismischer Energie, nicht aber ihr Ausbreitungsvorgang und seine Abweichungen vom „Normalfall“ des isotropen Mediums betrachtet werden. In der Lage und in der Persistenz, der zeitlichen Beharrlichkeit der Bebenherde, finden wir sicherlich auch ein charakteristisches Bestimmungsstück der Tiefengeologie. Zunächst sind also jene Gebiete in den Ostalpen zu bestimmen, in denen das seismische Geschehen durch längere Zeit regelmäßig erfolgte; durch die Beschränkung auf die persistenten Herdgebiete wird der Gegenstand der Untersuchung überdies auch in zweckmäßiger Weise eingengt.

Wir wollen uns zudem, weil nur auf diese Weise ein längerer Zeitraum überblickbar wird, ausschließlich auf die Gruppe der Starkbeben, wie schon erwähnt, beschränken. Im allgemeinen entspricht zunehmender Bebenstärke im Epizentrum bei uns auch größere Ausdehnung des Schüttergebietes. Es ist daher der Schluß, wenigstens im Durchschnitt aller Beben, berechtigt, in der Gruppe der Starkbeben auch Beben mit -- im Verhältnis zu allen Beben -- tiefstliegendem Herd zu sehen. Bei den Starkbeben größerer Energie wird primär im tiefen Unterbau Energie freigemacht. Die kleineren Beben geringerer Stärke können im Gegensatz dazu auch sekundäre Erscheinungen sein, bei denen im allgemeinen die in obersten Schichten des Schollengefüges vorhandenen Spannungen, die zum Teil vielleicht erst durch Gefügebeanspruchungen bei den primären Starkbeben entstanden sind, aufgezehrt werden. Auch die tiefliegenden Bebenherde können zu der Gruppe der tektonischen Beben gerechnet werden, wenn man nur nicht zu spezielle mechanische Vorstellungen mit diesem Begriff verbindet.

Als Material verwenden wir also die Starkbeben des Zeitraumes 1200—1950. Das Material ist nicht homogen, da zweifellos für die früheren Jahrhunderte die seismischen Ereignisse nur lückenhaft

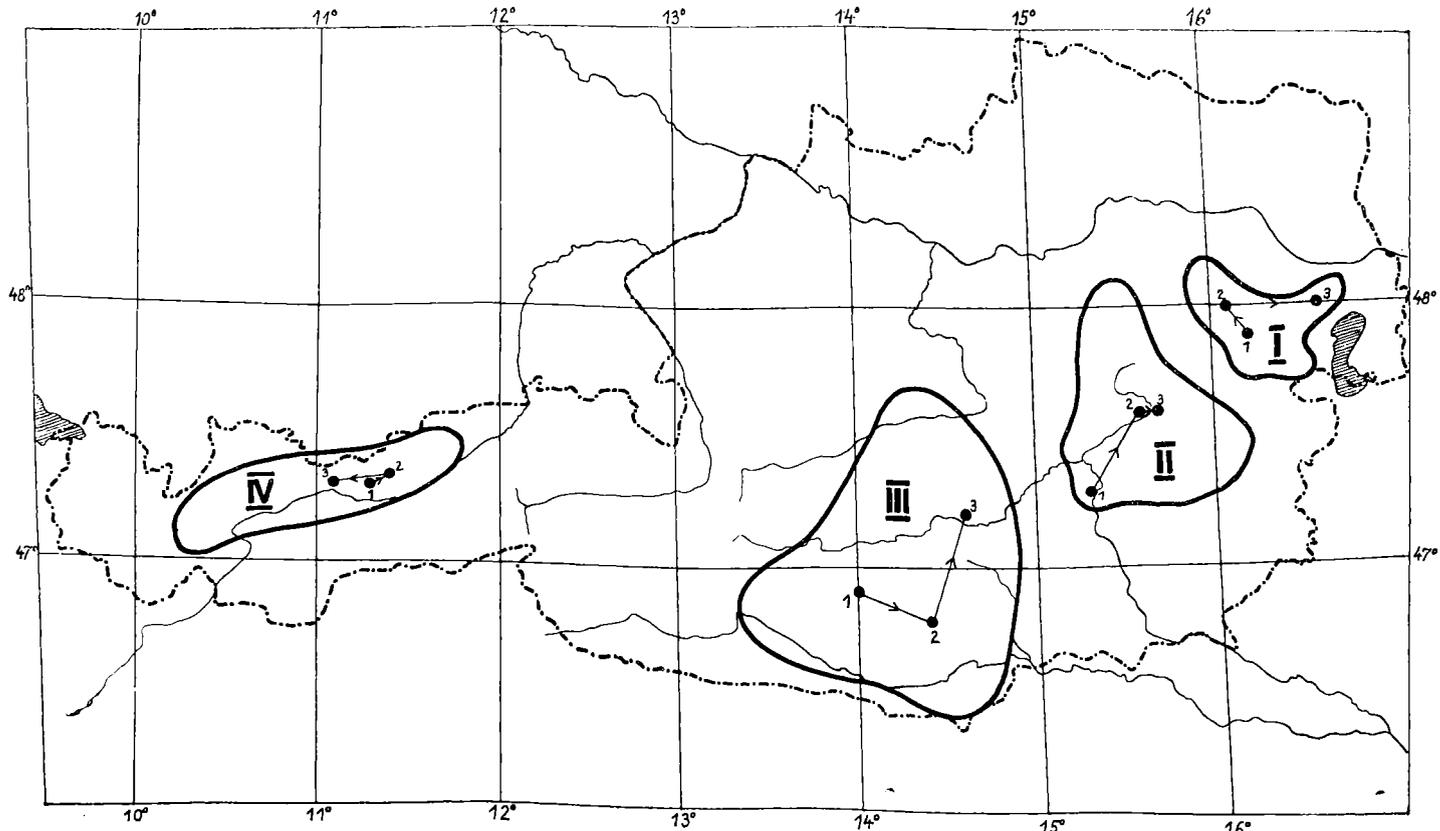


Abb. 1.

überliefert wurden. Sind doch z. B. für das 19. Jahrhundert etwa ebenso viele Beben überliefert, wie für die sechs Jahrhunderte von 1200—1800. Doch kann mit Hilfe des Materials in großen Zügen doch einiges Wesentliche des seismischen Geschehens für diesen Zeitraum festgestellt werden. Vor allem ist es von gewisser Bedeutung, die Persistenz des seismischen Geschehens in räumlicher Beziehung für den ganzen Zeitraum zu untersuchen.

Schon eine oberflächliche Betrachtung zeigt, daß die Starkbeben nicht willkürlich und unregelmäßig verteilt sind, sondern daß sie sich zu jeder beliebigen Zeit in einige unter sich getrennte Gruppen anordnen. An dem gesamten Material lassen sich vier Gruppen unterscheiden, zwischen denen niemals Starkbeben auftreten.

Bezogen auf den heutigen Zustand und von diesem ausgehend findet man von Osten nach Westen fortschreitend zunächst die Starkbeben des Wiener Beckens, an die sich die Starkbebenherde des Semmering-Mürztalgebietes anschließen. Ihre westliche Fortsetzung bilden die Beben aus der Umgebung des Aichfeldes (Gegend von Judenburg, oberes Murtal). Weit entfernt von ihnen bilden die Starkbeben des Inntales und des Mieminger Plateaus die vierte Gruppe.

Diese Einteilung ist keineswegs willkürlich; man findet sie für jeden einzelnen Zeitraum bestätigt, in den man den Gesamtzeitraum unterteilen mag. Bei einer solchen Untersuchung ergibt sich aber, daß die mittlere Lage der Herde für die einzelnen Unterabschnitte nicht dieselbe geblieben ist.

Am einfachsten und objektivsten ist diese Verlagerung des Schwerpunktes seismischer Tätigkeit durch statistische Berechnung zu erfassen. Als seismischer Schwerpunkt soll dabei der Mittelwert der geographischen Koordinaten aller zu einer bestimmten Gruppe gehörigen Herde bezeichnet werden.

Die Ausdehnung der einzelnen aktiven Gebiete und die Lage der seismischen Schwerpunkte zeigt die beigegefügte Kartenskizze (Abb. 1). Die einzelnen Bebengebiete sind mit den römischen Ziffern von I bis IV bezeichnet. An keiner Stelle überdecken sich zwei von ihnen, obgleich in jedem einzelnen die gesamten Herdlagen seit 1200 enthalten sind. Die arabischen Ziffern von 1 bis 3 geben die Lage der seismischen Schwerpunkte innerhalb eines jeden Gebiets für die folgenden Zeitabschnitte:

(1) = 1200—1800, (2) = 1801—1900, (3) = 1901—1950.

Die Unterteilung in die einzelnen Abschnitte ist etwas willkürlich und hat einen statistischen Grund: in jeder der drei Gruppen sind ungefähr gleichviel Beben enthalten.

Wären die Bebenherde durch den ganzen Untersuchungszeitraum beharrlich, so würden die seismischen Schwerpunkte ungefähr an der gleichen Stelle bleiben, oder doch eine regellose Bewegung zeigen. Es zeigt sich aber, daß bei den drei östlichen Gruppen I—III die Bewegung nicht regellos sind, sondern eine ziemlich einheitliche Bewegungstendenz aufweisen. Bei diesen drei Gruppen verlagern sich die seismischen Schwerpunkte in nordöstlicher bis östlicher Richtung. Für die westliche Gruppe IV könnte man eine

kleine Verlagerung in westlicher Richtung ableiten. Aber dieses Ergebnis ist keineswegs sicher, da hier nur eine einzige Bebengruppe auftritt. Das vorliegende Ergebnis könnte ebensogut auch als ein regelloses Hin und Her aufgefaßt werden.

Aus dem Material der Starkbebenherde sind also folgende Tatsachen abgeleitet worden:

1. Die Starkbeben­­tätigkeit ist an gewisse Gebiete gebunden, die sich deutlich gegen ihre Umgebung abheben und abgrenzen lassen. Außerhalb dieser Gebiete gibt es keine Starkbeben­­tätigkeit.

2. Die vier hier gefundenen Herdgruppen bleiben durch die ganze überblickbare Vergangenheit erhalten.

3. Doch zeigen diese Aktivitätszonen die Neigung, sich im Laufe der Zeit zu verlagern. Bei den Ostgruppen ist die Verschiebung gegen Ost und Nordost ein recht plausibles Ergebnis.

Das hier gefundene Ergebnis ist zunächst nur statistisch begründet. Doch ist die Gesamtzahl der Beben einer Gruppe so klein, daß man mit Recht die Anwendbarkeit statistischer Methoden bezweifeln kann. Es soll daher noch durch Untersuchung der Einzelfälle die Realität der gefundenen Ergebnisse weiter gestützt werden. Wir betrachten daher, auf welche Weise im einzelnen innerhalb einer jeden einzelnen Herdgruppe die Verlagerung des seismischen Schwerpunkts bewirkt wurde.

Innerhalb der Gruppe I ist die Verlagerung des Schwerpunkts nach Osten dadurch bedingt, daß früher Starkbeben auch am Rande der Flyschzone (Neulengbach, Eichgraben) auftraten, während die sonst bedeutungslosen Herde des eigentlichen Wiener Beckens (Schwadorf usw.) erst in unserem Jahrhundert, also in der jüngsten Vergangenheit Bedeutung erlangten. Es handelt sich hier also um eine tatsächliche Verlagerung der Beben­­tätigkeit gegen Osten an den Rand des Alpenkörpers.

Bei der Gruppe II, den Bebenherden im Raum Semmering-Mürztal, verläuft die Entwicklung so, daß zu Beginn des betrachteten Zeitabschnittes die Beben­­tätigkeit — selbst unter Anrechnung der immer unvollständiger werdenden Überlieferung — wesentlich geringer war als im 19. und 20. Jahrhundert. Zu Beginn lag der Schwerpunkt der seismischen Tätigkeit in der Umgebung des Zusammenflusses von Mur und Mürz und verlagerte sich dann gegen den Semmering. Interessant ist im Verlauf dieser Entwicklung die lange Beharrlichkeit einzelner Bebenherde. An erster Stelle ist da der Herd von Kindberg-Wartberg zu erwähnen, während gegen das Ende des betrachteten Zeitraums hauptsächlich der Herd von Pottschach-Ternitz durch längere Zeit tätig war.

In der Gruppe III lag zunächst der Schwerpunkt der Starkbeben im Bereich der Draulinie, die heute seismisch fast inaktiv ist. Die derzeit tätigen Bebenherde im oberen Murtal und im Bereich des Obdacher Sattels waren hingegen früher ohne besondere Bedeutung.

Wenig ausgeprägt ist hingegen eine Verlagerung der seismischen Tätigkeit bei der Gruppe IV der Tiroler Beben. Bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts bleibt die Starkbeben­­tätigkeit im Raume Inns-

bruck-Hall persistent, wengleich sie heute schon ziemlich abgeschwächt ist. Im 20. Jahrhundert ist vor allem eine beträchtliche Zunahme der seismischen Aktivität im Bereich des Mieminger Plateaus zu verzeichnen. Doch ist die daraus erfolgende Verlagerung des seismischen Schwerpunkts gegen Westen dem Betrag nach nur gering, weil die Herde in der Innsbrucker Umgebung auch heute noch aktiv sind.

Auch die Betrachtung des seismischen Geschehens im einzelnen bestätigt das statistisch gefundene Ergebnis von der Wanderung der seismischen Aktionszentren, wie man den hier dargestellten Vorgang nennen könnte. Die Schwierigkeit ganz gesicherter Aussagen liegt in dem Umstand begründet, daß die Bebensicherheit in dem hier betrachteten Raum der Ostalpen doch eine recht schwache ist. Ein Starkbeben ist ein seltenes Ereignis. Auf solche lassen sich statistische Methoden nur bedingungsweise anwenden. Die Betrachtung der Einzelereignisse stützt aber den statistisch gefundenen Tatbestand und gibt ihm eine gewisse Beweiskraft.

Eine Wanderung von seismischen Aktionszentren bedeutet zunächst, daß die erzeugenden Spannungsursachen, die in diesem Fall zur Gruppe der endogenen Kräfte gehören müssen, im Laufe der Zeit sich mit bestimmtem Richtungssinn verlagern. Eine derartige Verlagerung der spannungserzeugenden Ursachen kann gekoppelt sein mit einer Translationsbewegung des Alpenkörpers in gleicher Richtung, die aber ihrem Betrag nach von ganz anderer Größenordnung ist, als die hier festgestellte Verlagerung der seismischen Schwerpunkte. Soweit man den Ostteil des Alpenkörpers betrachtet, findet man eine Wanderung der seismischen Aktivität, die ostwärts gerichtet ist, also gegen das „freie“ Ende des Alpenkörpers.

Von wesentlicher Bedeutung zur Klärung der hier auftauchenden Fragen ist die Frage nach der durchschnittlichen Herdtiefe der hier behandelten Gruppe der Starkbeben und ob diese Herdtiefe überhaupt bei den verschiedenen regionalen Gruppen ungefähr von gleicher Größe ist. Wenn in irgendeiner Form mit Gleitvorgängen vergleichbare Vorgänge an der Wanderung der seismischen Aktivität beteiligt sind, dann müssen diese an gewisse Diskontinuitätsflächen gebunden sein, und an diesen wieder müssen die Häufungsstellen der Starkbebenherde sich befinden. Unter diesen Gleitvorgängen sollen hier alle Vorgänge verstanden werden, bei denen sich Spannungen im wesentlichen durch Horizontalschub ausgleichen. Wir wissen besonders durch die Untersuchungen von Österreichern, von A. Mohorovicic und V. Conrad, die sie erstmals auffanden, daß derartige Diskontinuitätsflächen vorhanden sind und den ganzen Unterbau des europäischen Kontinents beherrschen. In jüngster Zeit erst hat H. Reich (3) durch direkte Reflexionsmessungen im Alpenvorland die Existenz dieser Schichtgrenzen bestätigt. Gerade diese Bestätigung ist besonders wichtig, weil Reflexionen nur an scharfen Sprungschichten sich deutlich ausbilden, sie also das physikalische Zustandsbild in der Trennfläche in wertvoller Weise ergänzen.

Leider gibt es gerade im Bereich der Ostalpen fast keine zuverlässigen Herdtiefenbestimmungen der hier ohnehin schon recht spärlichen Starkbeben. Als wirklich zuverlässig kann vielleicht nur die eine durch V. Conrad beim Schwadorfer Beben (4) ausgeführte Herdtiefenbestimmung angesehen werden. Zur einwandfreien Herdtiefenbestimmung ist eine Bebenaufzeichnung in nächster Nähe des Epizentrums, so daß die Epizentralentfernung der registrierenden Station von der gleichen Größenordnung wie die Herdtiefe ist, unbedingt erforderlich. Alle anderen Verfahren geben nur formale Ergebnisse, die unter Umständen richtig sein können, aber nicht richtige Ergebnisse liefern müssen. Wesentlich unsicherer ist die Bestimmung der Herdtiefe beim Tauernbeben (5), doch kann man auch für dieses Beben eine Herdtiefe von mehr als 20 km als sehr wahrscheinlich ansehen. Weitere Herdtiefenbestimmungen hat H. Stücker für das Beben von Mürzzuschlag (6. Juli 1926) (6) und das Judenburger Beben ((1. Mai 1916) (7) gemacht. Die von ihm verwendete Methode des Vergleichs der Laufzeiten kann selbst unter günstigsten Voraussetzungen kaum mehr als die Größenordnung der Herdtiefe ergeben; im Fall des Mürzzuschlager Bebens beruht aber die ganze Herdtiefenbestimmung schließlich nur auf den Angaben einer einzigen Station. Wie unsicher Herdtiefenbestimmungen nach den allgemeinen Methoden sind, zeigt A. Schiedler in seiner Bearbeitung des Sterzinger Bebens vom 26. März 1924 (8). Schließlich müssen noch die Herdtiefenbestimmungen von V. Mikka für das Ebreichsdorfer Beben vom 8. November 1938 (9) und das Puchberger Beben vom 18. September 1939 (10) erwähnt werden, weil sie ganz unzulänglich und ihre Ergebnisse daher ohne Bedeutung sind.

Unter den sieben hier angeführten Herdtiefenbestimmungen befinden sich also zwei ganz unbrauchbare, vier, die vielleicht die Größenordnung der Herdtiefe ergeben, und nur eine in ihren Ergebnissen fast befriedigende. An diesem Sachverhalt ist in erster Linie das in Österreich unzulängliche Netz mikroseismischer Stationen schuld, das nicht ausreicht, die autochthonen Beben wirklich einwandfrei zu erfassen.

Man kann bei kritischer Betrachtung der vorliegenden Untersuchungen es als wahrscheinlich ansehen, daß bei Starkbeben im Bereich der Ostalpen die Herdtiefen im allgemeinen zwischen 20 und 30 km liegen. In den Westalpen ergeben die Bestimmungen mit dem dort weitaus besseren mikroseismischen Netz der Schweiz geringere Herdtiefen von etwa 10 km.

Die modernsten Beobachtungen haben den Glauben an einen Gebirgsaufbau gemäß den Airyschen Vorstellungen vom Schwimmgleichgewicht stark erschüttert und die Prattische Anschauung wieder in den Vordergrund gestellt. Bisher haben nämlich die Laufzeitkurven europäischer Beben noch keine Anzeichen für das Vorhandensein der nach der Airyschen Auffassung notwendigen Gebirgswurzel von immerhin beträchtlichem Tiefgang im Bereich des Alpenkörpers geliefert. Es hat eher den Anschein, als ob unterhalb des Alpenkörpers die großen Diskontinuitäten nur wenig ver-

ändert gegenüber dem Vorland sich fortsetzen würden. Freilich ist hier eine letzte Entscheidung noch nicht möglich; sie wird erst durch neue Beobachtungen im Rahmen eines großzügigen, die neuesten instrumentellen Fortschritte der Seismik ausnützenden Untersuchungsprogramms erbracht werden können.

Unter Berücksichtigung dieser heute wieder mehr im Vordergrund stehenden Anschauungen über den Aufbau der Gebirge könnte man zur hypothetischen Erklärung der aus dem makroseismischen Material der im ostalpinen Raum auftretenden Starkbeben erhaltenen Beobachtungsergebnisse annehmen, daß im östlichen Teil des Alpenkörpers Restspannungen vorhanden sind, die generell und im Durchschnitt einer gegen das Ostende gerichteten Schubspannung entsprechen. Die Auslösung dieser Spannungen in den tiefen Schichten des Unterbaus erfolgt aber nicht aus diesen selbst heraus, sondern durch hinzutretende Ursachen endogener Art, die ihre Energie aus thermodynamischen Vorgängen schöpfen und die man deshalb in den Komplex plutonischer Prozesse einbeziehen muß. Den Anstoß zu einem Starkbeben mit tiefliegendem Herd gäbe ein derartiger Vorgang, das eigentliche Beben wird dann aus dem dadurch mobilisierten Spannungsvorgang gespeist.

Bei Beben mit Herdtiefen um 30 km befinden sich die Gesteinsmassen unter zu hohem Druck, um als geschlossenes Ganzes ruckweise Bewegungen zuzulassen. Unter solchen Drücken können auch wohl kaum scharf ausgeprägte Gleitflächen bestehen bleiben, weil die Fließgrenzen des Materials erreicht oder überschritten sind. Eher könnte man daran denken, daß die großen durchgehenden Diskontinuitätsflächen, wie sie die mikroseismischen Untersuchungen ergeben, ebenfalls mit der thermodynamischen Zustandskurve des Materials zusammenhängen.

Es erscheint so zunächst als eine brauchbare Hypothese, anzunehmen, daß bei tieferliegenden Bebenherden ein großer Teil der Energie thermochemischer Art, erzeugt durch Veränderungen im Zustand des dort befindlichen Magmas, ist und daß die aufgeprägten Gebirgsspannungen dann die Steuerung des Auslösungsvorganges bewirken. Ein rein mechanisches Bebenmodell muß aber in diesen Tiefen auf große Schwierigkeiten stoßen.

Unter dieser Annahme ist auch das allmähliche Wandern der tiefen Bebenherde zu verstehen. Wenn plutonische Vorgänge als verursachend und mitwirkend angesehen werden, dann kann es auch zu einem Aufzehren der thermodynamischen Energie in einer zunächst aktiven Zone der unteren Grenzschicht kommen. Man kann sich auch vorstellen, daß es nach Erschöpfung des Energievorrates zu einem Zustand besonderer Festigkeit und Widerstandsfähigkeit in diesem Gebiet, zu einer Art „Verlötungseffekt“ kommt, wie er im Bereich der Oberfläche in totgefalteten Gebieten direkt beobachtet wird. Das Fortschreiten der Bebenherde in der Tiefe an neue Stellen wird durch den überlagerten Gebirgsschub gesteuert. Auf diese hier kurz skizzierte Weise könnte man die vorstehend dargestellten Beobachtungsergebnisse über das Wandern der Herdgebiete deuten.

Literatur.

1. T o p e r c z e r, M. und T r a p p, E., Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs. Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 65, 1950.
2. S c h w i n n e r, R., Zur Deutung der Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen. Zeitschr. f. Geoph. 5, 16 ff., 1929.
3. R e i c h, H., Über reflexionsseismische Beobachtungen der Prakla aus großen Tiefen. Geol. Jb., Hannover 1953.
4. C o n r a d, V., Das Schwadorfer Beben. Gerl. Beitr. Geoph. 20, 240—277, 1928.
5. C o n r a d, V., Laufzeitkurven des Tauernbebens. Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 59.
6. S t ü c k e r, N., Das Mürzzuschlager Erdbeben, Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 64.
7. S t ü c k e r, N., Das Judenburg Erdbeben. Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 54.
8. S c h e d l e r, A., Mikroseismische Bearbeitung vom 26. März 1924. Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 60, 1925.
9. M i f k a, V. und T r a p p, E., Das Ebreichsdorfer Beben. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, 150, 57—88; 1941.
10. M i f k a, V., Das Puchbergbeben 1939. Mitt. d. Erdb. Komm. Nr. 66, 1951.