

Sektion für Geologie

Autor(en): [s.n.]

Objekttyp: **AssociationNews**

Zeitschrift: **Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali**

Band (Jahr): **141 (1961)**

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

5. Sektion für Geologie

Sitzung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Samstag, den 23. September 1961

Präsident: Prof. Dr H. BADOUX (Lausanne)

Sekretär: PD Dr L. PUGIN (Fribourg)

1. A. BAUMER, J. FREY, W. JUNG, U. ALBERT (Zürich). – *Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassives zwischen oberem Bleniotal und Lugnez (vorläufige Mitteilung)*¹.

2. P. CORMINBŒUF (Fribourg). – *Association de Belemnitella et de Globotruncanidae dans le Campanien supérieur des Alpes (Préalpes fribourgeoises)*¹.

3. H. JÄCKLI (Zürich). – *Demonstration einer Karte der Würmvergletscherung der Schweiz.* – Kein Manuskript eingegangen.

4. N. OULIANOFF (Lausanne). – *Problème de ripple marks croisées et leur fossilisation*¹.

5. F. HOFMANN (Neuhausen), G. REINHARDT (Zürich). – *Ein Vorkommen von oberer mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau)*¹.

6. F. HOFMANN (Neuhausen). – *Ein vulkanischer Tuffhorizont in der Basiszone der oberen Süßwassermolasse bei Lichtensteig im Toggenburg.*

7. A. WINKLER (Graz). – *Vergleich der jungtertiären, insbesondere der obermiozänen-pliozänen Entwicklungsgeschichte des westlichen mit jener des östlichen Alpensaums.*

8. H. WEISS (Zürich). – *Erste Übersicht über die Geologische Geschichte des Großen Beckens von Nevada und Utah (USA).*

Während des Paläozoikums war das heutige Gebiet des Großen Beckens ein Teil der großen, sogenannten Kordillere-Geosynklinale, die sich von Mexiko bis nach Alaska erstreckte. Ihre Sedimentationsgeschichte zeigt, daß vom Kambrium bis ins Perm ein fast lückenloser mariner Zyklus bestand, wobei der westliche Teil eine Eugeosynklinale bildete, wo vor allem klastische Sedimente und vulkanisches Material ab-

¹ Erscheinen in den «Eclogae geol. Helvetia», Vol. 54/2, 1961.

gelagert wurden. Der östliche Teil war eine Miogeosynklinale, wo vorwiegend karbonatische Sedimente und untergeordnet auch Klastika zur Ablagerung gelangten. Hier fehlen die vulkanischen Einlagerungen ganz. Eine Zwischenfazies verbindet die beiden Ablagerungstypen. Das östliche Ende der Miogeosynklinale war eine Art Flexurlinie. Sie lag etwa am heutigen Westrand des Colorado-Plateaus. Östlich dieser Linie war die Sedimentation lückenhafter und weniger mächtig, es herrschten hier epikontinentale Sedimentationsbedingungen.

Während des Karbons wurde die Eugeosynklinale eine orogene Zone mit großen Überschiebungen. Mächtige Serien von Tonen, Sanden und Konglomeraten wurden von dort in den westlichen Teil der Miogeosynklinale verfrachtet und abgelagert, während im östlichen Teil große Schichten von Kalkstein zur Ablagerung gelangten.

Am Ende des Paläozoikums und im frühen Mesozoikum bildete sich im heutigen östlichen Nevada eine Landschwelle, die «Rocky Mountain Intermontane Geanticline». Westlich dieser Schwelle kamen im westlichen Nevada mächtige marine Serien von Kalken, Tonen und vulkanischem Material zur Ablagerung. Östlich der Schwelle, d. h. etwa entlang der paläozoischen Flexurlinie, bildete sich eine Miogeosynklinale. In diese wurden während des Mesozoikums z. T. marine Serien, z. T. aber lakustre und kontinentale Sedimente abgelagert.

Eine neue Orogenese entstand während der Trias- und Jurazeit im westlichen Nevada, d. h. in der Eugeosynklinale. Es war die sogenannte «Nevadan Orogeny». Im späten Mesozoikum, aber auch während des Tertiärs, wurde das Gebiet des östlichen Großen Beckens der Schauplatz von komplizierten orogenen Vorgängen, wobei Überschiebungen, Faltungen und komplizierte Bruchsysteme entstanden. Diese orogenen Vorgänge sind z. T. laramisch, aber neben mittel- bis spättertiären Faltungen und Überschiebungen fanden offenbar auch Schweregleitungen statt.

Die jüngsten orogenen Vorgänge im östlichen Großen Becken waren Vertikalbewegungen. Diese schufen die heutige, eigenartige Erscheinungsform des Großen Beckens, wo lange, allgemein nordsüd gerichtete Bergketten und Becken in regelmäßiger Reihenfolge nebeneinander liegen.

9. L. MAZURCZAK, M. WEBER (Zürich). — *Resultate seismischer Baugrunduntersuchungen im Stadtgebiet Zürichs.*

10. L. MAZURCZAK, M. Weber (Zürich). — *Ergebnisse seismischer Untersuchungen zwischen Baden und Reuß.*

11. L. BENDEL, D. BOVET (Lucerne). — *Une méthode pratique d'analyse harmonique des ébranlements sismiques.*

L'analyse harmonique permet, comme on le sait, de représenter une fonction quelconque du temps par une superposition de sinusoides de toutes les fréquences possibles.

La théorie rigoureuse de l'analyse harmonique offre des difficultés mathématiques, et exige d'entrer dans de délicates questions de convergence.

Il y a trois classes de fonctions du temps que l'on a pratiquement intérêt à étudier à la lumière de l'analyse harmonique.

1. La première de ces classes est celle des fonctions périodiques. On sait que celles-ci se décomposent en *séries* de *Fourier*, qui sont des sommes de sinusoides dont les fréquences sont toutes multiples de la fréquence fondamentale.

2. La seconde classe à envisager est celle des fonctions dont la *durée est finie*. Tel est pratiquement le cas, en particulier, des ébranlements produits par un choc, et plus spécialement encore, des secousses sismiques qui sont l'objet principal de cette communication. L'analyse harmonique représente les fonctions de cette sorte sous la forme d'une *intégrale de Fourier*, et non plus d'une série comme dans le cas des fonctions périodiques.

3. Enfin, la troisième classe de fonctions du temps qui nous intéresse est celle des *fonctions aléatoires stationnaires*. Il s'agit en fait de fonctions de durée infinie qui représentent des bruits continus ou les oscillations d'un système à un grand nombre de degrés de liberté sous l'effet d'une cause complexe, comme le balancement d'une branche d'arbre sous le vent, les vagues d'un lac, etc. Ici l'analyse harmonique est un moyen de description statistique qui permet en quelque sorte de ne considérer que le caractère essentiel du phénomène, en laissant tomber ses particularités négligeables.

Précisons encore que pour déterminer complètement une sinusoides, il faut non seulement se donner son amplitude, mais encore sa *phase*, qui définit son décalage par rapport à une sinusoides qui commencerait au temps 0 avec une valeur nulle et une dérivée positive. L'amplitude et la phase s'expriment de façon particulièrement élégante par le module et l'argument d'un *nombre complexe*.

Pour chaque fréquence, l'analyse harmonique détermine donc un nombre complexe qui représente l'amplitude et la phase qu'il faut donner à la sinusoides correspondante dans la décomposition de la fonction du temps qu'on envisage. La fonction de la fréquence ainsi définie, qui est comme une image de la fonction du temps analysée, est ce qu'on appelle la *transformée de Fourier* de cette dernière; l'amplitude de la transformée peut être représentée graphiquement sur un diagramme qu'on appelle le *spectre* de la fonction originale. Les fonctions périodiques ont un spectre discontinu, ou *spectre de raies*, alors que les fonctions de durée finie et les fonctions aléatoires ont des *spectres continus*.

La transformée de Fourier des fonctions des deux premières classes que nous avons mentionnées, les fonctions périodiques et les fonctions de durée finie, est une fonction complexe de la fréquence, décrivant à la fois l'amplitude et la phase. On peut inverser la transformation, et retrouver la fonction du temps originale lorsqu'on connaît la transformée de Fou-

rier complexe. En revanche, l'analyse harmonique des fonctions aléatoires ne porte que sur l'amplitude, et laisse tomber la phase comme liée uniquement à ce que nous avons appelé des « particularités négligeables ». Naturellement, cette dernière analyse implique une perte d'information, et interdit une reconstitution de la fonction originale.

Abordons maintenant la méthode pratique que nous avons en vue. Elle fait usage essentiellement d'une installation d'enregistrement sur bande magnétique, et d'un analyseur harmonique de type wattmétrique, dont le pouvoir de résolution est de l'ordre de 1 Hz, et opère dans un domaine de fréquence compris entre 3 Hz et 100 Hz.

La méthode s'applique surtout au cas des fonctions de durée finie et des fonctions aléatoires, qu'elle ramène à celui des fonctions périodiques. Pour cela, on constitue un *phénomène périodique auxiliaire*, au moyen d'une boucle de bande magnétique tournant indéfiniment. Voici le détail des opérations :

Le phénomène que l'on veut étudier est enregistré sur place. Comme il s'agit souvent, et en particulier dans le cas des secousses sismiques, de phénomènes à basse fréquence, on utilise le procédé de la *modulation* de fréquence, qui permet d'enregistrer des variations aussi lentes qu'on le désire.

Revenu au laboratoire, on doit ensuite former le phénomène périodique auxiliaire; nous devons maintenant séparer le cas des ébranlements de durée finie et celui des oscillations aléatoires.

Dans le premier cas, le phénomène périodique auxiliaire n'est autre que la répétition périodique continue de l'ébranlement unique qu'on étudie. Il faut veiller à adapter au mieux la période du phénomène auxiliaire à la durée de l'ébranlement: il est clair que la période doit être plus longue que la durée de l'ébranlement, sans quoi ce dernier serait coupé ou alors il faudrait superposer le début et la fin, ce qui dans les deux cas serait incorrect; d'autre part, on a intérêt à ce que la durée de l'ébranlement remplisse aussi bien que possible la période de répétition, afin d'utiliser dans les meilleures conditions possibles la sensibilité des appareils de mesure; on choisira donc une période de répétition légèrement supérieure à la durée de l'ébranlement.

Le spectre que l'on obtiendra sera celui d'un phénomène périodique, c'est-à-dire un spectre de raies. Le spectre que l'on cherche réellement est celui d'un phénomène de durée finie, c'est-à-dire un spectre continu. Or un théorème important de la théorie de l'analyse harmonique permet de déduire le spectre continu que l'on cherche par une interpolation à partir du spectre de raies que l'on a obtenu. Si l'on a bien respecté la condition que la période de répétition doit être plus grande que la durée de l'ébranlement, l'interpolation peut être faite exactement. Cela implique que le spectre d'une fonction de durée finie n'est pas « libre » de prendre n'importe quelles valeurs entre deux points suffisamment rapprochés.

Passons au cas des oscillations aléatoires. Leur durée étant infinie, il est impossible, même par une extrême contraction du temps, de les faire tenir sur une période finie; mais l'hypothèse de la stationnarité permet de

prélever un tronçon fini du phénomène total, et de le considérer comme un «échantillon» d'un processus qui, même s'il ne se répète jamais exactement lui-même, garde cependant perpétuellement la même «allure».

On formera, exactement comme précédemment, un phénomène périodique auxiliaire au moyen du tronçon prélevé. Cette fois encore, on obtiendra un spectre de raies comme premier résultat. Mais ici, ce spectre de raies ne sera pas une base d'interpolation pour le spectre continu que l'on cherche. Il faut au contraire le considérer comme une donnée statistique permettant d'estimer certaines propriétés du processus aléatoire. Si l'on répétait l'opération avec un autre tronçon on obtiendrait un autre spectre, qui aurait avec le premier une ressemblance globale, mais qui pourrait en différer beaucoup si l'on voulait considérer chaque raie séparément.

On peut présenter les résultats d'une façon différente, mais équivalente: on prend le carré de l'amplitude de chaque raie, et on construit une courbe où l'on reporte en ordonnée, pour chaque fréquence reportée en abscisse, la somme des carrés de toutes les raies des fréquences inférieures. On obtient alors une courbe constamment croissante, tout à fait analogue aux courbes granulométriques, et qu'il est particulièrement commode de considérer si l'on veut entrer dans les questions de convergence mathématique.

Mais revenons à l'exécution pratique de l'analyse, et voyons de plus près comment, à l'aide de bande magnétique, de ciseaux et de papier collant, on peut former, à partir de l'ébranlement ou du bruit qu'on étudie, un phénomène périodique auxiliaire adapté aux caractéristiques de notre analyseur.

En général, nous évitons de faire des découpages dans la bande originale. Nous faisons donc un premier réenregistrement sur une seconde bande magnétique, dont nous prélèverons un tronçon de 1 m 20, portant le phénomène que nous désirons analyser, pour en former ce que nous appellerons la *petite boucle*. Le rapport des vitesses de passage de la bande originale et de la seconde bande sera choisi de façon à utiliser au mieux cette longueur imposée de 1 m 20.

Si l'on fait tourner indéfiniment la petite boucle ainsi obtenue, on obtient un phénomène périodique répétant continuellement le phénomène que nous voulons analyser. Malheureusement, il n'est pas possible de faire tourner cette petite boucle plus rapidement qu'à environ un tour par seconde, ce qui est une fréquence trop basse pour notre analyseur. Nous ferons donc un second réenregistrement de la petite boucle sur une troisième bande passant 8 fois plus lentement. De cette troisième bande, enfin, nous extrairons une *longue boucle*, d'une longueur de 6 m environ, et que nous lirons en la faisant passer 4 fois plus vite qu'à l'enregistrement. C'est ainsi que nous obtenons enfin un phénomène périodique dont la fréquence fondamentale, d'environ 5 Hz, est parfaitement adaptée à notre analyseur. Il faut naturellement, ensuite, tenir compte des rapports de vitesse utilisés dans chaque réenregistrement, pour restituer dans le spectre l'échelle correcte des fréquences.

Jusqu'à maintenant, nous nous sommes contentés de faire l'analyse en amplitude, sans nous préoccuper de la phase; cependant, notre méthode pourrait, en principe, être perfectionnée de façon à permettre aussi des mesures de phase.

Voyons maintenant brièvement comment la méthode que nous venons de décrire peut être appliquée au cas particulier des secousses sismiques.

Les secousses sismiques qui se composent d'un petit nombre d'oscillations, et c'est le cas en particulier de celles qui sont provoquées artificiellement par des chocs ou de petites explosions, peuvent être traitées comme des phénomènes de durée finie. Il est probable que si l'on pouvait compléter l'analyse en amplitude par une analyse en phase, on aurait un instrument extrêmement précieux de dépouillement des recherches sismographiques.

Les secousses sismiques plus longues pourraient être dans certains cas considérées comme des processus aléatoires stationnaires ou comme une succession de processus stationnaires, dont on pourrait extraire des tronçons pour être analysés. On pourrait peut-être par ce moyen faire une sorte d'analyse spectrale des terrains traversés par les ébranlements, le rôle de la lumière étant joué par l'énergie élastique mise en jeu dans le phénomène. Il serait intéressant, en particulier, d'étudier systématiquement de ce point de vue les vibrations provoquées par le passage des chemins de fer dans le voisinage de terrains de diverses configurations.

L'interprétation des secousses sismiques a toujours été faite de façon assez empirique. L'analyse harmonique ne saurait sans doute fournir par une sorte de miracle la solution de tous les problèmes sismographiques; mais elle offre un moyen puissant et commode, et souvent négligé, de présenter un ébranlement comme dans une perspective nouvelle, grâce à laquelle le flair du sismologue, avec un peu d'exercice, découvrirait probablement de nouvelles sources d'information.

12. HCH. FURRER (Bern). — *Erdbeben und Gebirgsbildung.*

Das Thema der Erdbeben wurde bis heute vor allem von Geophysikern behandelt. Der Zusammenhang mit der Gebirgsbildung ist indessen offensichtlich, und deshalb erscheint eine Betrachtung von rein geologischer Seite als gegeben. Die heute als sicher geltenden Charakteristika der Erdbeben sind kurz genannt: 1. Punktförmiger Fokus. 2. Momentanentladung der Energie als Schock. 3. Energiemenge groß, Reserve. 4. Energiemengenunterschiede: 10^6 erg schwaches, 10^{19} erg mittleres, 10^{26} erg sehr starkes Beben. 5. Energiespeicherung bis zum Zeitpunkt der Auslösung. 6. Tiefe der Fokus bis 700 km. 7. Erschütterung begleitet von Zerstörungen. 8. Schocksystem: Hauptschock, mit oder ohne Nebenschocks. 9. Iseismalkurven kreisförmig oder gemäß Bruchsystemen verzogen. 10. Erdbeben können von Vulkanausbrüchen begleitet sein. 11. Leuchterscheinungen und magnetische Feldänderungen. 12. Räumlich zonare Anordnung der Fokus.

Als Ursache der Erdbeben gilt bis heute allgemein die abrupte tektonische Verlagerung von Erdkrustenteilen. Über diese Möglichkeit seien kurz die Berechnungen zweier Grenzfälle erwähnt: Einen Gesteinskubus von 100 m Kantenlänge lassen wir nach absolut freiem Fall von 1 m auf eine hart-elastische Unterlage aufschlagen und erhalten eine freiwerdende Energiemenge in Form von seismischen Wellen von $2 \cdot 10^{12}$ erg. Wenn eine Energiemenge von $6 \cdot 10^{26}$ erg (stärkstes je gemessenes Erdbeben) auf diesem Wege erzeugt werden soll, so erfordert dies einen kompakten Gesteinskomplex von 1000 km Länge, 30 km Breite und 10 km Dicke, welcher nach 10 m freiem Fall gleichzeitig auf seine ganze Unterfläche aufschlägt.

Das zweite Beispiel betrifft eine Horizontalverschiebung mit Bruch von Gesteinsmassen durch Abscherung, wobei die relativen Beschleunigungswege zu berücksichtigen sind. Der Scherwiderstand ist proportional zur Querschnittsfläche des zu brechenden Gesteins. Wenn man 1 cm^2 eines härtesten homogenen Quarzites bricht, der eine Scherfestigkeit von 3000 kg/cm^2 besitzt, so wird eine Energiemenge von 10^6 erg frei. Beim Bruch von 1 m^2 werden 10^{12} erg frei. Um eine Energie von 10^{26} erg zu erreichen, müßte ein Querschnitt von 10^3 km^2 vom selben kompakten Gestein gebrochen werden.

Der Beurteilung der praktischen Möglichkeit dieser Berechnungen legen wir den Satz zugrunde, der besagt, daß die bei einem tektonischen Erdbeben ausgelöste Energie nicht höher sein kann, als die freie Fallhöhe oder der Scherwiderstand eines Gesteinskomplexes ausmacht. Umstände, welche das Zustandekommen einer seismischen Erschütterung auf tektonischem Wege hemmen oder verunmöglichen, sind: 1. Reibung am Nebengestein. 2. Die Druckfestigkeiten der Gesteine an den Berührungsfächen mit dem nicht affektierten Nebengestein reichen nicht aus, um diese Energien auf tectomechanischem Wege zu speichern. 3. Die vor allem für den freien Fall notwendigen leeren Hohlräume sind im Innern der Erdkruste nicht zu finden. Hohlräume im Gesteinskörper sind entweder mit Wasser, Öl oder einem Gas gefüllt. Jedes dieser Medien verunmöglicht allein den freien Fall eines Gesteinskomplexes und die damit verbundene Erschütterung im Innern der Erdkruste. 4. Vor allem ist die Klüftung im Sinne größerer Gesteinskomplexe derart allgemein verbreitet und ausgeprägt, daß deshalb die kompakten, klüftlosen Komplexe, welche notwendig wären, um so große Energien tectomechanisch zu speichern, nicht vorkommen. Die Plastizität der Gesteine steigt mit wachsender Masse und zunehmender Tiefe.

Die tatsächlich existierenden Möglichkeiten zur Erzeugung von Erdbeben auf tectomechanischem Wege sind nicht imstande, einen Tausendstel der Energiemenge zu erzeugen, wie sie in mittleren Erdbeben auftritt.

Die *Isostasie* an sich beweist eine wesentliche Plastizität der obersten Erdkruste und spricht in all ihren Aspekten gegen die Möglichkeit der Erdbebenerzeugung durch tectomechanische Vorgänge.

Ebenfalls steht die *Faltung* im Widerspruch zur Erdbebenerzeugung durch Bruchbildung. Der San Andreas Fault in Kalifornien beweist in keiner Weise, daß das große Erdbeben von San Francisco 1906 durch eine tektonische Verschiebung verursacht worden ist. Ein Bruch der Schichten hat nicht stattgefunden, sondern nur Verschiebungen an lange zuvor bestehenden Verwerfungen. Die Isoleismalkurven lagen parallel zur Verwerfung, weil die Ausbreitung der Energie rechtwinklig dazu stark abgeschirmt war. Ein großer Teil der Erdbeben zeigt zudem keine Ovalform der Isoleismalkurven. «Es ist schwierig, in den historischen Aufzeichnungen nur zwanzig Erdbeben zu finden, in denen glatt gebrochene Oberflächenfaltung beobachtet wurde, die von einer genügenden Größe gewesen wäre, um eine vernünftige Ursache für eine Erschütterung anzuzeigen. Viele der Brüche erweisen sich als durch Erschütterung entstanden» (Encyclopaedia Britannica 1960).

Unser Postulat lautet: *Tektomechanische Verschiebungen können keine Erschütterungen erzeugen, welche die Stärken mittlerer Erdbeben erreichen. Die Erdbeben sind die Urheber der Inizialklüftung und leiten die Bruchtektonik ein.*

Als Annahme zur Erklärung der Ursache der Erdbeben wird hier die Möglichkeit von *Explosionen* in den Vordergrund gestellt. Durch diese Annahme lassen sich die genannten Charakteristika erklären bzw. stehen dazu nicht im Widerspruch.

Was die Gebirgsbildung betrifft, so ist vor allem die Hitzeentwicklung der Explosionen für die Erklärung der Aufschmelzungen und Migmatisationen von Bedeutung. Es werden dadurch Konvektionsströme erzeugt oder gefördert.

In einem aktiven Orogen können über 10 000 Erschütterungen pro Jahr angenommen werden. Diese große Zahl der Erschütterungen fördert die Bewegungen der unter Spannung stehenden Erdkrustenteile.

Nach dieser Auffassung könnte die Gebirgsbildung in großen Zügen aus drei Phasen bestehen:

1. *Hitzewirkung* zonar gehäufter Explosionen, Erzeugen eines Konvektionsstromes nach oben, Migmatisationen, Vulkane; gleichzeitig Konvektionsstrom auf der Gegenseite nach unten erzeugt die magmatektonischen Vorgänge, Hinunterziehen von Oberflächengesteinsdecken, Bildung von Unterschiebungen durch Bebenerschütterungen aktiviert, Großfalten, Ausziehen der Decken nach unten, Gesteinsmetamorphose. Leichte Gesteine gelangen in tiefe Regionen, Bildung eines Tiefseegrabens mit starker negativer Schwereanomalie entgegen der isostatischen Kraft.

2. Nach dem Ausbrennen und Abklingen der Explosionen kommen die Konvektionsströme zum Stillstand, Erstarren der Batholithe, Erlöschen der Vulkane; unter dem Tiefseegraben setzt die *isostatische Hebung* des Gebirgskörpers ein bis zur maximalen Höhe über Meer, Normalisierung der Schwereverhältnisse, Rückversetzung abgerissener Deckenelemente durch Gravitationsgleitung usw.

3. *Erosionsphase*, relative tektomagmatische Ruhe, Abtrag des Gebirges bei entsprechender isostatischer Hebung, Senkung der Schutt-ablagerungsräume.

Als fernliegende Vermutung für die Ursache von natürlichen Explosionen könnte an nukleare Vorgänge gedacht werden, welche unter gewissen Bedingungen in der Tiefe vor sich gingen. Immerhin sei an die Tatsache erinnert, daß die Frequenz der chromosphärischen Explosionen auf der Sonne von der gleichen Größenordnung ist wie diejenige der Beben auf der Erde.

Verwendete Literatur

- Gutenberg B., Richter C.F.* (1941): Seismology, Geol. Soc. Am. 50th Anniversary Vol., pp. 437–470.
- Griggs D.* (1942): Strength and plasticity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 36, pp. 107–130.
- Ewing M.* (1950): Crustal structure and surface wave dispersion, Bull. Seis. Soc. Am. 40, pp. 271–280.
- Kraus E.* (1954): Neue Gedanken zur Entstehung der Alpen, Eclog. geol. Helv., 47, Nr. 1.
- Benioff H.* (1955): Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, pp. 61–74.
- Sonder A.* (1956): Mechanik der Erde, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Howell Benjamin F., jr.* (1959): Introduction to Geophysics, McCraw-Hill Book Company, Inc.
- Encyclopaedia Britannica* (1960).

13. N. PAVONI (Zürich). — *Faltung durch Horizontalverschiebung*¹.

¹ Erscheint in den «Eclogae geol. Helvetia», Vol. 54/2, 1961.