

ON THE PROBLEM OF EARTHQUAKE FORECAST¹

ARMEN NAZAROV, Prof., Dr.Sc. (Eng.), Mem., Armen.Ac.Sc.²

Abstract. The time interval Δt_0 from the start of the earthquake foretold to the beginning of the earthquake itself is considered in the light of the theory of similarity of hard deformable bodies. As a result of approximate estimations values of Δt_0 are given depending on the magnitude of the earthquakes or the length of the earth crust breaks.

An earthquake is generated by a jump-like transition of local areas of the earth crust or the mantle from one form of equilibrium to another. Essentially it is a transitional process between those two forms of equilibrium, accompanied by a violent release of energy during a time interval measured by tens of seconds. If the immediate preparation of this transitional process requires a negligible time interval, i. e. it proceeds explosion-like, the forecast of earthquakes is impossible, viewed at least from angle of the mechanics of continuum. If indications of imminent earthquake may be fixed and identified at least for several hours before, the derived observational data will be of great practical interest using up-to-date means of information and provided the facts are of sufficiently high quality.

Earthquakes of tectonic origin, associated with an accumulation of stresses in some areas of the earth crust and the upper mantle and with the sudden throw off of these stresses when the limiting strength of rocks is reached take certainly some time for formation even in their last stage (Stacey, 1964; Бот, 1968; Костров и Никитин, 1970).

It is well known that the increasing acceleration of strains is observed immediately before the rupture of samples. Thus at least three time-derivatives of deformation are positive. This phenomenon holds for both plastically deformable and brittle bodies subjected to compression. In the last case a semblance of plastically accelerating flow is also produced, due to a series of prolonged brittle minor ruptures.

Presumably the increasing deformation should also occur in the zone of the earthquake focus when the stress approaches the limiting strength of rocks; this is followed by a rupture of the rocks and the release of

¹ A concise version of the report presented to the meeting of the Council for Coordination of the Scientific Activity of the Academies of Sciences of the Union Republics at the Academy of Sciences of the USSR on 5 March 1971.

² Consultant, Institute of Geophysics and Engineering Seismology, Armenian Academy of Sciences. Leninakan.

kinetic energy that gives birth to an earthquake. However, unlike the laboratory tests on small samples, the acceleration of strains in the earthquake focus should start much earlier than the rupture of rocks, i. e. before the earthquake initiation.

This statement follows directly from the theory of similarity of hard deformable bodies (Hазаров, 1965).

A question arises: whether it is possible to use laboratory experiments on models to determine the time interval Δt_0 from the beginning of the earthquake foretold to the onset of the earthquake itself. This question is involved and beset with a great number of difficulties.

Here an attempt is made to estimate roughly the magnitude of Δt_0 directly from earthquake observations. Let us consider the earth crust as a semi-space occupied by a homogeneous material, i. e. a material with properties independent of the coordinates. If the following transformation of coordinates is applied to the semi-space A : $x' = \alpha x$, $y' = \alpha y$ and $z' = \alpha z$, then a semi-space A' will be obtained, which may be superposed with the semi-space A at any factor α of the geometric similarity. Let us consider two special cases:

Case 1: a) materials of the original A and the model A' are complied with the same stress-strain relationships; especially the moduli of elasticity are equal; b) acceleration due to gravity for the original A is g , and for the model A' equal $g' = g/\alpha$. Under these conditions there exist similarity correlations for static and dynamic processes with certain limitations (Hазаров, 1965). Specifically the time scales t and t' for the original A and the model A' adhere respectively to the condition $t' = \alpha t$. If any characteristic linear dimension of the earthquake focus is L and the depth is h , then for the model will be $L' = \alpha L$ and $h' = \alpha h$, respectively.

Case 2: a) materials of the original A and the model A' comply with the following stress-strain relationship: if for A the stress is σ and the strain is ϵ then for A' the stress will be $\sigma' = \alpha \sigma$ and the strain $\epsilon' = \alpha \epsilon$. Specifically the elasticity moduli E and E' are related by the expression $E' = \alpha E$; b) accelerations due to the gravity of the original and the model are equal; under this condition the time scales adhere to the expression $t' = \sqrt{\alpha} t$; the relation of geometric characteristics of the focuses L , h and L' , h' is the same as above.

Let us consider the first case. In weak earthquakes when the dimension of breaks is small the change of the potential energy of gravity may be neglected as compared with the change of the potential energy of elasticity. Therefore the difference in gravitational fields of bodies A and A' is likely to be neglected. The main condition in this case will be the adherence to the equality of stress. Then the bodies A and A' with a certain approximation will be the same. Thus similar seismic focuses with rather a small length may exist that display some approximation in the semi-space A . The corresponding earthquakes are called first class earthquakes.

Let us consider now the second case. In the semi-spaces A and A' there are equal accelerations due to gravity and different deformative properties of rocks. For great seismic breaks an increment of the potential energy of gravity would be the prime importance as compared with the increment of the potential energy of the elasticity forces. If in the semi-spaces A and A' one neglects the difference in the deformative properties they will be equal with a certain approximation. Thus similar seismic focuses with rather a great length may exist displaying a certain approximation in the semi-space A . The corresponding earthquakes are called second class earthquakes.

It should be pointed out that the similarity in the second case will be more approximate than in the first case due to the limited thickness of the earth crust and to the great difference in individual features of the great earthquakes.

Thus the class of rather weak approximately similar earthquakes (small focuses) and the class of rather strong, again approximately similar, earthquakes (great focuses) may exist in the earth crust.

For similar first class earthquakes the acceleration changes are inversely proportional to the linear dimensions of the focus. This paradoxical phenomenon was observed if only qualitatively (Пирюзян, 1958; Шагинян, 1960; Бегиев и Нечаев, 1971). Accelerations from very small focuses are not dangerous for constructions because they are of high-frequency.

For similar second class earthquakes the acceleration does not depend on the focus dimensions. It is unknown that this concept is true to fact if only approximately.

It is noteworthy that the increase of the oscillation amplitudes should take place in such earthquakes since the period of oscillations increases provided the maximum acceleration is retained; therefore they become growingly menacing with the increase of the magnitude.

The class of earthquakes under consideration may be of great value from the standpoint of the similarity theory if only the following two conditions are met:

1. The gap, or to be more precise, the aperture between the greatest focus of the first class and the smaller focus of the second class is not too big. In this case the time scale for earthquakes intermediate between both classes may be estimated formally if only by means of the linear interpolation between scale factors α and $\sqrt{\alpha}$.

2. The concept of the similarity of focuses is valuable if the focus dimensions are of major significance for earthquake parameters while the shape and location of the focus are of the secondary importance.

These questions may be elucidated by an analysis of the world macroseismic data, collected by N. B. Shebalin (Шебалин, 1969). The relation between the maximum period T of the longitudinal waves and the focus length l is:

$$\left. \begin{aligned} T \text{ (sec)} &\approx 2l \text{ (km) by magnitude } M \leq 5 \\ T \text{ (sec)} &\approx 2,8 \sqrt{l} \text{ (km) by magnitude } M > 5 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

If l' is the dimension of the smaller focus we obtain from these formulas $T' = \alpha T$ at $M \leq 5$ and $T' = \sqrt{\alpha} T$ at $M > 5$, where $\alpha = l'/l$.

Thus the time scale determined for the long-periodical oscillations corresponds exactly to the time scale for the classes of similar earthquakes in question. This result is worthy of close examination. Analysis shows the following:

1. To the first class belong earthquakes with magnitudes equal or less than 5, and to the second class pertain the earthquakes with magnitudes greater than 5. Thus there is no aperture between the first and the second classes of earthquakes taking into account the accuracy of investigation conducted by Shebalin.

2. The relationships (1) are valid not only for similar earthquakes but for all of them. It follows that in determining the scale factor for the periods of oscillation the main role is played only by focus dimensions. The size and location of the focus are of minor importance.

Therefore both conditions concerning the periods of longitudinal oscillations are met with. If the similarity correlations are exact the scale factors obtained for the periods of oscillations could be extended to cover

all time relations, including the time interval Δt_0 which separates the beginning of the earthquake foretold from the onset of the earthquake itself. This statement is based on the hypothesis that such condition does exist in reality if only with a crude approximation³. The following relationships between the magnitude M and the length l of the focus are quoted by Shebalin:

$$\log l = 0,5 M - 1,75 \quad (h \approx 10 \text{ to } 15 \text{ km}, M \leq 5)$$

$$\log l_x = 0,7 M - 2,8 \quad \left. \begin{array}{l} M \leq 5 \\ M > 5 \end{array} \right\}$$

$$\log l_z = 0,3 M - 0,8 \quad \left. \begin{array}{l} M \leq 5 \\ M > 5 \end{array} \right\}$$

where l_x and l_z are horizontal and vertical projections of the break.

Based on these correlations the following relationship among Δt_0 and magnitude M or break length l may be composed taking $\Delta t_0 = a$ for $M=1$ (Table 1).

Table Աղյուսակ Таблица 1

M	1	2	3	4	5	6	7	8
l	0,056	0,18	0,56	1,78	5,62	27,0	128,0	632,0 km
Δt_0	a	$3,17a$	$10a$	$31,7a$	$100a$	$220a$	$480a$	$1060a$

If for any magnitude values of Δt_0 are specified then values of Δt_0 for earthquakes of all magnitudes may also be obtained. It is obvious from Table 1 that up to the magnitude 5 the denominator of progression is $\sqrt{10}$ and for magnitudes from 5 to 8 it equals about $\sqrt[3]{10}$.

The physical nature, metrological characteristics of a and the methods of its determination will be discussed elsewhere.

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԿԱՆԵԱԳՈՒՇԱԿԵԼՈՒ ՊՐՈՔԼԵՄԻ ՄԱՍԻՆ՝

Հայկ. ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս, պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԱՐՄԵՆ ՆԱԶԱՐՈՎ՝

Ռեֆերատ. Աշխատանքում պինդ մարմնի ղեֆորմացիայի նմանության տեսության տեսակետից, դիտարկվում է ժամանակի Δt_0 հատվածը, երկրաշարժի նախանշանակից միջև երկրաշարժի սկիզբը: Մոտավոր հաշվարկների արդյունքով, կախված երկրաշարժի մագնիտուդայի կամ երկրակեղևի խզման երկարությունից տրված Δt_0 արժեքները:

Տեկտոնական ծագում ունեցող երկրաշարժերը արդյունք են երկրակեղևի որոշ մասերում և վերին մանտիայում լարումների կուտակման և նրանց հանկարծակի դուրս ժայթքման, երբ ապարների դիմադրությունը հասնում է իր սահմանին, իր նախապատրաստման համար, անկասկած, անգամ ամենավերջին փուլում պահանջվում է որոշակի ժամանակ (Бот, 1968; Стейси, 1968; Костров и Никитин, 1970):

Հայտնի է, որ նմուշների քայքայումից անմիջապես առաջ դիտարկվում է ղեֆորմացիայի արագացման աճ: Այսպիսով, ծայրահեղ դեպքում, ղեֆորմացիայից առաջին երեք ածանցյալները ըստ ժամանակի դրական են: Այս

³ Possibly the magnitude of Δt_0 should be influenced not so much by the form and location of the earthquake focus as by the change of the rock properties with depth which is not taken into account here because of the simplification of the assumption on homogeneous space.

¹ 1971 թ. մարտի 5-ին ՍՍՀՄ ԳԱ Միութենական ակադեմիաների գիտական գործունեության կոորդինացման խորհրդում զեկուցման հակիրճ տեքստ:

² Հայկ. ՍՍՀ ԳԱ ղեռնարկային և ինժեներական սեյսմոլոգիայի ինստիտուտի կոնսուլտանտ:

երևույթը տեղի է ունենում սեղմման ենթարկվող ինչպես պլաստիկ դեֆորմացվող, այնպես էլ դյուրաբեկ մարմինների համար: Վերջինիս դեպքում նույնպես ստեղծվում է պլաստիկ արագացող հոսքի տեսանկյունություն, որը պայմանավորված է մի շարք երկարատև մանր դյուրաբեկ քայքայումներով:

Քավականին ճշտանման է ենթադրությունը, որ երբ լարումների մեծությունը մոտենում է լեռնային ապարների տմրության սահմանին, երկրաշարժի օջախի գոտում պետք է տեղի ունենա աճող ձևափոխություն, որին հաջորդում է նրանց երկրաշարժ առաջացնող քայքայումը և կիներտիկ էներգիայի արտադրումը:

Սակայն համեմատ լարորատոր պայմաններում փորձարկվող փոքր նյւմուշների այստեղ տեղի ունի այն որոշակի տարբերությունը, որ երկրաշարժի օջախում դեֆորմացիայի արագացումը պետք է սկսվի լեռնային ապարների քայքայումից, այսինքն՝ երկրաշարժի առաջացումից քավականին վաղ: Այս դրույթը, որը կարևոր է հետազայի համար, անմիջապես հետևում է պինդ մարմնի դեֆորմացիայի նմանության տեսությունից (Hazarov, 1965):

Այստեղ կատարվում է փորձ անմիջապես բնական դիտումների հիման վրա Δt_0 մեծությունը կոպիտ որոշելու համար: Պայմանավորվենք դիտարկել երկրի կեղևը որպես կիսատարածություն, որը զբաղված է համասեռ նյութով, այսինքն մի նյութով. որի հատկությունները կախված չեն կոորդինատներից: Եթե այսպիսի A կիսատարածությունը՝ կիրառենք կոորդինատների ձևափոխություն այնպես, որ $x' = ax$; $y' = ay$, $z' = az$, ապա կստանանք A կիսատարածություն, որը ցանկացած երկրաչափական a բազմապատկիչից համատեղելի է այդ կիսատարածության հետ: Այս պայմաններից ելնելով դիտարկենք երկու հետազայում անհրաժեշտ մասնակի դեպք:

Դեպք 1. ա) A նախօրինակի և A' մոդելի նյութերը ենթարկվում են նույնատիպ լարում-ձևափոխության հարաբերությանը, մասնավորապես, առաձգականության մոդուլները նույնական են: Բ) ծանրության ուժի արագացումը A -նախօրինակի համար հավասար է g -ի, իսկ A' մոդելի համար հավասար է $g' = g/a$: Այս պայմանների դեպքում տեղի ունի նմանություն, հարաբերակցություն, ինչպես ստատիկ, այնպես էլ դինամիկ բնթացքների համար, մի քանի սահմանափակումներով (Hazarov, 1965):

Մասնավորապես A նախօրինակի և A' մոդելի համար ժամանակի t և t' մասշտաբները ենթարկվում են $t' = at$ պայմանին, ընդ որում, եթե երկրաշարժի օջախի բնորոշ գծային չափերը՝ L է և խորությունը՝ h , ապա մոդելի համար համապատասխանաբար կստանանք՝ $L' = aL$; $h' = ah$:

Դեպք 2. ա) A նախօրինակի և A' մոդելի նյութերը ենթարկվում են նույնական լարում-հարաբերակցության դեֆորմացիայի, այնպես, որ եթե A -ի համար ունենք σ լարում և ε դեֆորմացիա, ապա մոդելի համար կունենանք՝ $\sigma' = a\sigma$; $\varepsilon' = \varepsilon$, մասնավորապես առաձգականության մոդուլները՝ E և E' բավարարվում են $E' = aE$ պայմանին: Բ) ծանրության ուժի արագացումը մոդուլի և նախօրինակի համար նույնն է: Այս դեպքում t և t' ժամանակի մասշտաբները ենթարկվում են $t' = \sqrt{a}t$ պայմանին, ընդ որում օջախների երկրաչափական բնութագրերի հարաբերակցությունները L , h և L' , h' նույնն են, ինչ որ նախորդ դեպքում:

Դիտենք առաջին դեպքը: Թույլ երկրաշարժերի դեպքում, երբ խզումների չափերը մեծ չեն, կարող ենք անտեսել ծանրության ուժի պոտենցիալ էներգիայի փոփոխությունը համեմատած առաձգականության ուժի պոտենցիալ էներգիայի հետ: Այդ իսկ պատճառով կարող ենք անտեսել նաև A և A' մարմինների միջև եղած զրավիտացիոն դաշտերի տարբերությունը, զրավոր պայմանը լարումների հավասարության պահանջումն է: Այս դեպքում A և A' մարմինները որոշակի մոտավորությամբ կլինեն նույնական: Այսպիսով, որոշ մոտավորությամբ, նյութական կիսատարածությունում (երկրի կեղևում) կա-

որոգ են առկա լինել նմանատիպ բավականին փոքր երկարություն ունեցող սեյսմիկ օջախներ: Սրանց համապատասխանող երկրաշարժերը անվանում ենք առաջին կարգի երկրաշարժեր:

Այժմ դիտարկենք երկրորդ դեպքը: A և A' կիսատարածություններում ծանրություն ուժի արագացումը միանման է, տարբեր է լեռնալին ապարներում դեֆորմացիոն հատկությունները: Խոշոր սեյսմիկ խզումներում ծանրության ուժի պոտենցիալ էներգիայի աճը, համեմատած առաձգականության ուժի պոտենցիալ էներգիայի աճի հետ, պետք է գերիշխող նշանակություն ունենա: Այսպիսով, եթե A և A' կիսատարածություններում անտեսենք դեֆորմացիոն հատկությունների տարբերությունը, ապա որոշակի մոտավորությամբ նրանք կլինեն նույնանման: Եվ այսպես, A նյութական կիսատարածությունում (երկրակեղևում) կարող են առկա լինել մոտավորապես նույնանման սեյսմիկ օջախների բավականին մեծ տարածությամբ: Սրանց համապատասխանող երկրաշարժերը անվանում ենք երկրորդ կարգի երկրաշարժեր:

Տեղին է նշել, որ երկրակեղևի հզորության սահմանափակ լինելու, ինչպես նաև խոշոր երկրաշարժերի օջախներում եղած անհատական առանձնահատկությունների միջև եղած մեծ տարբերության պատճառով, երկրորդ դեպքում նմանությունը կլինի ավելի մոտավոր քան առաջին դեպքում: Այսպիսով, երկրակեղևում կարող են գոյություն ունենալ բավականին թույլ երկրաշարժերի (փոքր օջախներ) դասակարգումներ, որոնք մոտավորապես նման կլինեն միմյանց և բավականին ուժեղ երկրաշարժերի (մեծ օջախներ) դասակարգումներ, նույնպես մոտավոր նման միմյանց:

Առաջին կարգի նույնանման երկրաշարժերի արագացումը փոխվում է օջախի զծային շափին հակադարձ համեմատական ձևով: Այս պարադոքսալ երևույթը թեկուզ որակապես, իսկապես դիտարկվում է իրականում (Пирюзян, 1958; Шагинян, 1960; Бегиев и Нечаев, 1971): Շատ փոքր օջախներից արագացումը վտանգ չի ներկայացնում կառույցների համար, ի հաշիվ նրանց բարձր հաճախականության:

Երկրորդ կարգի նույնանման երկրաշարժերի արագացումը կախված չէ օջախի շափներից: Հայտնի չէ, թեկուզ մոտավորապես, թե որքանով է այս պատկերացումը համապատասխանում իրականությանը: Պետք է նշել, որ այդպիսի երկրաշարժերի ժամանակ պետք է տեղի ունենա տատանման ամպլիտուդաների մեծացում, քանի որ, արագացման առավելագույն մեծացման պահանջանմամբ մեծանում է տատանման պարբերաշրջանը, այդ իսկ պատճառով, մագնիտուդայի աճման հետևանքով նրանք դառնում են ավելի հաճախ: Նմանության տեսության տեսանկյունից ենթելով դիտարկված կարգերի երկրաշարժերը կարող են ունենալ արժեք երկու պայման կատարելու դեպքում:

1. Ժամանակը, ավելի ճիշտ արանքը, առաջին կարգի մեծ օջախների և երկրորդ կարգի փոքր օջախների միջև այնքան էլ մեծ չէ: Այս դեպքում, ժամանակի մասշտաբը երկու դասակարգումների միջև եղած երկրաշարժերի համար կարելի է գնահատել ձևականորեն, թեկուզ մասշտաբային շափի a և $\sqrt{a}$ բազմապատկիչներ զծային ինտերպոլիացիոն ճանապարհով:

2. Օջախների նմանության պատկերացումը արժեքավոր է, եթե երկրաշարժերի պարամետրերից գերակշռող արժեք ունի օջախի շափը, իսկ ձևը և նրա դիրքը խաղում են երկրորդական դեր:

Այս հարցերը պարզաբանելու համար բնական է, կարելի է օգտագործել մակրոսեյսմիկ նյութերի վերլուծման տվյալները: Ն. Վ. Շեբալին (Шебалин, 1969) ստացել է հետևյալ մոտավոր էմպիրիկ արժեքները, լայնակի ալիքների առավելագույն երկարությունը կախված օջախի երկարությունից:

$$\left. \begin{aligned} T(\text{վրկ}) &\approx 2,1 (\text{կմ}), \text{ երբ } \text{մագնիտուդան } M \leq 5 \\ T(\text{վրկ}) &\approx 2,8 \sqrt{l} (\text{կմ}), \text{ երբ } \text{մագնիտուդան } M > 5 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Եթե նշանակենք փոքր օջախի շափը l' -ով, ապա այս բանաձևերից կստանանք $T' = aT$, երբ $M \leq 5$ և $T' = \sqrt{a}T$, երբ $M > 5$, որտեղ $a = l'/l$: Արդյուն-

քում գտնված է, որ ժամանակի մասշտաբը, որը որոշված է երկար պարբերությամբ տատանումների համար, ճշտությամբ պատասխանում է վերը դիտարկված կարգերի նույնանման երկրաշարժերի ժամանակի մասշտաբին:

Նախ առաջին, թվում է, որ առաջին կարգի երկրաշարժեր համարվում են նրանք, որոնց մագնիտուդան փոքր կամ հավասար է 5-ի, իսկ երկրորդ կարգի երկրաշարժեր, որոնց մագնիտուդան կամ հավասար է կամ մեծ է 5-ից: Այսպիսով, մակրոսկոպիկ նյութերի ուսումնասիրության համար ընդունված ճշտության համապատասխան, առաջին և երկրորդ կարգի երկրաշարժերի միջև չի նկատվում արանք: Երկրորդ, (1) հարաբերությունը արդարացի է բոլոր երկրաշարժերի համար և ոչ թե միայն այն երկրաշարժերի, որոնք նույնանման են միմյանց: Այստեղից հետևում է, որ տատանման պարբերաշրջանի մասշտաբի բազմապատկիչի որոշման համար, հիմնական դերը խաղում է միայն օջախի չափը: Օջախի ձևը և նրա դիրքը խաղում են երկրորդական դեր:

Այսպիսով, երկու պայմանն էլ, որոնք դիտարկվեցին վերևում լայնակի ալիքների տատանման պարբերաշրջանի համար գերակատարված է: Եթե նմանության հարաբերությունները, որոնք բերված էր վերևում, լինեին ճիշտ, ապա տատանման պարբերաշրջանների համար ստացված մասշտաբի բազմապատկիչները կարելի կլինի տարածել բոլոր ժամանակային հարաբերությունների վրա, այդ թվում նաև Δt_0 ժամանակի հատվածի, որը բաժանում է երկրաշարժի կանխագուշակման և բուն երկրաշարժը սկսվելուց: Այստեղ դրվում է հիպոթեզ, որ դա տեղի ունի թվով չորս ճշտությամբ: Արդյունքում ստացված է 1 աղյուսակը³, որտեղ բերված է մագնիտուդայի, նրան համապատասխանող խզման և երկարության (կմ) և նախանշանակի առաջացման միջև եղած կապը, երբ $\Delta t_0 = a$ և $M = 1$:

Եթե ինչ որ մագնիտուդայի համար էմպիրիկ ճանապարհով ստացված է Δt_0 , ապա հայտնի կլինի Δt_0 արժեքը բոլոր մագնիտուդաներով երկրաշարժերի համար: Ինչպես երևում է աղյուսակից, հինգ մագնիտուդայի համար պրոգրեսիվ հայտարարում ունենք $\sqrt{10}$, 5—8 մագնիտուդայի համար պրոգրեսիվ հայտարարը մոտավորապես հավասար է $\sqrt[3]{10}$:

К ПРОБЛЕМЕ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ¹

Акад. АН Арм. ССР, профессор, доктор техн. наук А. Г. НАЗАРОВ²

Реферат. В работе рассматривается отрезок времени Δt_0 от начала предвестника землетрясения до начала землетрясения с позиций теории подобия твердых деформируемых тел. В результате приближенных оценок даны значения Δt_0 в зависимости от магнитуды землетрясения или длины разлома земной коры.

Землетрясения тектонического происхождения, связанные с накоплением напряжений в некоторых участках земной коры и верхней мантии с внезапным их сбрасыванием при достижении предела сопротивляемости горных пород, безусловно требуют для своей подготовки, даже в самой последней стадии, определенного времени (Бот, 1968; Стейси, 1968; Костров и Никитин, 1970).

Известно, что непосредственно перед разрушением образцов наблюдается все возрастающее ускорение деформаций. Таким образом по крайней мере первые три производные от деформации по времени положительны. Явление это имеет место как для пластически деформируемых, так и хрупких тел, подверженных сжатию. В последнем

³ Աղյուսակ 1, տ՛իւ էջ 101:

¹ Сокращенный текст доклада, прочитанного 5 марта 1971 г. на Совете по координации научной деятельности академий наук союзных республик при АН СССР.

² Консультант Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР, Ленинкан.

в случае также создается видимость пластического ускоряющего течения, обусловленного серией мелких хрупких разрушений, растянутых во времени.

Достаточно правдоподобно допущение, что возрастающая деформация должна иметь место также в зоне очага землетрясения при приближении величин напряжений к пределу прочности горных пород с последующим их разрушением и выделением кинетической энергии, вызывающей землетрясение. Однако здесь имеет место то существенное отличие от лабораторных испытаний малых образцов, что ускорение деформаций в очаге землетрясения должно начаться намного ранее разрушения горных пород, т. е. возникновения землетрясения. Это положение, важное для дальнейшего, непосредственно вытекает из теории подобия твердых деформируемых тел (Назаров, 1965).

Здесь делается попытка грубого определения величины Δt_0 непосредственно по натурным землетрясениям. Условимся рассматривать земную кору как полупространство, занятое однородным материалом, т. е. материалом, свойства которого не зависят от координат. Если к такому полупространству A применим преобразование координат такого рода, что $x' = \alpha x$, $y' = \alpha y$, $z' = \alpha z$, то получим полупространство A' , которое совмещается с полупространством A при любом множителе геометрического подобия α . Рассмотрим при этом условии два частных случая подобия, необходимые для дальнейшего.

Случай 1: а) материалы оригинала A и модели A' подчиняются одинаковым соотношениям напряжений и деформаций; в частности модули упругости одинаковы; б) ускорение силы тяжести для оригинала A равно g , а для модели A' равно $g' = g/\alpha$. При этих условиях имеют место соотношения подобия как для статических, так и динамических процессов при некоторых ограничениях (Назаров, 1965). В частности масштабы времен t и t' для оригинала A и модели A' подчиняются условию $t' = \alpha t$, причем, если какой-либо характерный линейный размер очага землетрясения есть L и глубина h , то для модели соответственно имеем: $L' = \alpha L$, $h' = \alpha h$.

Случай 2: а) материалы оригинала A и модели A' подчиняются таким соотношениям напряжений и деформаций, что если для A имеют место напряжение σ и деформация ε , то для модели будем иметь $\sigma' = \alpha \sigma$, $\varepsilon' = \varepsilon$; в частности модули упругости E и E' удовлетворяют соотношениям $E' = \alpha E$; б) ускорение силы тяжести для модели и оригинала одинаковы. При этих условиях масштабы времен t и t' подчиняются условию $t' = \sqrt{\alpha} t$, причем соотношения геометрических характеристик очагов L , h и L' , h' те же, что и в предыдущем случае.

Рассмотрим первый случай. При слабых землетрясениях, когда размеры разломов невелики, можем пренебречь изменением потенциальной энергии силы тяжести в сравнении с изменением потенциальной энергии сил упругости. Поэтому можем пренебречь различием в гравитационных полях тел A и A' . Главным условием в этом случае является соблюдение равенства напряжений. Тогда тела A и A' окажутся с некоторым приближением одинаковыми. Таким образом в материальном полупространстве (земная кора) могут существовать с некоторым приближением подобные сейсмические очаги достаточно малой протяженности. Отвечающие им землетрясения называем землетрясениями первого класса.

Рассмотрим теперь второй случай. В полупространствах A и A'

имеют место одинаковые ускорения силы тяжести и различные деформационные свойства горных пород. Для крупных сейсмических разломов преобладающее значение должно иметь приращение потенциальной энергии силы тяжести в сравнении с приращением потенциальной энергии сил упругости. Таким образом, если в полупространствах A и A' пренебречь различием в деформационных свойствах, то они окажутся с некоторым приближением одинаковыми. Итак, в материальном полупространстве A (земная кора) могут существовать приближенно подобные сейсмические очаги достаточно большой протяженности. Отвечающие им землетрясения называем землетрясениями второго класса.

Следует оговориться что подобие во втором случае будет еще более приближенное, нежели в первом случае, из-за ограниченной толщины земной коры и большого различия в индивидуальных особенностях крупных землетрясений. Таким образом, в земной коре может существовать класс достаточно слабых землетрясений (малые очаги), приближенно подобных между собою, и класс достаточно сильных землетрясений (большие очаги), также приближенно подобных между собою.

Для подобных землетрясений первого класса ускорение меняется обратно пропорционально линейным размерам очага. Это парадоксальное явление действительно наблюдается хотя бы качественно (Пиружян, 1958; Шагинян, 1960; Бегнев и Нечаев, 1971). Ускорения от очень малых очагов не представляют опасности для сооружений в силу их высокочастотности.

Для подобных землетрясений второго класса ускорение не зависит от размера очага. Неизвестно насколько это представление соответствует хотя бы приближенно действительности. Надо отметить, что при таких землетрясениях должно иметь место увеличение амплитуды колебаний, так как увеличивается период колебаний при сохранении величины максимального ускорения и потому они представляются все более грозными с ростом магнитуды.

Рассматриваемые классы землетрясений с точки зрения теории подобия могут иметь ценность при выполнении двух условий:

1. Промежуток, точнее щель между наибольшим очагом первого класса и наименьшим очагом второго класса не очень велики. В этом случае масштаб времен для землетрясений, промежуточных между обоими классами, можно оценить формально путем хотя бы линейной интерполяции между масштабными множителями α и $\sqrt{\alpha}$.

2. Представление о подобии очагов ценно, если преобладающее значение для параметров землетрясения имеет размер очага, а форма очага и его расположение играют второстепенную роль.

Для выяснения этих вопросов естественно использовать данные анализа макросейсмического материала. Н. В. Шебакин (1969) получил следующие приближенные эмпирические соотношения для максимальных периодов продольных волн в зависимости от протяжения очага

$$\begin{aligned} T(\text{сек}) &\approx 2,1 \text{ (км)} \text{ при магнитуде } M \leq 5; \\ T(\text{сек}) &\approx 2,8 \sqrt{l} \text{ (км)} \text{ при магнитуде } M > 5. \end{aligned} \quad (1)$$

Если через l' обозначить размер меньшего очага, то из этих формул получим $T' = \alpha T$ при $M \leq 5$ и $T' = \sqrt{\alpha} T$ при $M > 5$, где $\alpha = l'/l$. В результате установлено, что масштаб времен, определенный для длинных периодных колебаний, в точности отвечает масштабу времен для рассмотренных выше классов подобных землетрясений.

Во-первых, оказалось, что к первому классу относятся землетря-

сения, магнитуды которых менее или равны 5, а ко второму классу относятся землетрясения, магнитуды которых более 5. Таким образом, при принятой точности исследования макросейсмического материала не оказалось щели между первым и вторым классами землетрясений. Вторых, соотношения (1) справедливы для всех землетрясений, а не только для землетрясений, подобных между собою. Отсюда вытекает, что для определения масштабного множителя для периодов колебаний основную роль играет только размер очага. Форма очага и его расположение играют второстепенную роль.

Таким образом, оба условия, поставленные выше, перевыполнены в отношении периодов продольных колебаний. Если бы соотношения подобия, приведенные выше, были точными, то полученные масштабные множители для периодов колебаний можно было бы распространить на все временные соотношения, в том числе и на отрезок времени Δt_0 , отделяющий начало появлений предвестника землетрясения от начала появления самого землетрясения. Здесь ставится гипотеза, что это имеет место, хотя бы с грубым приближением. В результате получена таблица 1³ зависимости между магнитудой, отвечающей ей длиной разлома l в километрах и опережением предвестника при $\Delta t = a$ для $M=1$.

Если для какой-либо магнитуды эмпирическим путем определено Δt_0 , то будет известно значение Δt_0 для землетрясений всех магнитуд. Как видно из этой таблицы, до магнитуды 5 имеем знаменатель прогрессии $\sqrt{10}$, а для магнитуд от 5 до 8—знаменатель прогрессии примерно равен $\sqrt[3]{10}$.

ҶУҶЦЉЊЌЌЌЌЌЌЌ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

- Бегиев Б. Б. и Нечаев В. А., 1971. Приведенные ускорения при Душанбинском землетрясении 3 октября 1967 г. и сейсмические шкалы. Бюлл. инж. сейсмол. № 6, Душанбе — Ереван.
- Бот М., 1968. О проблеме предсказания землетрясений; прогноз землетрясений. В сб. «Предсказание землетрясений»,—сборник статей и материалов по разработке проблемы предсказания землетрясений, под ред. Е. Ф. Саваренского, М., Изд. «Мир», 11 — 12.
- Костров Б. В. и Никитин Л. В., 1970. Применение методов теории разрушения к изучению очагов землетрясений. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений» под ред. М. А. Садовского, М., Изд. «Мир», 9 — 10.
- Назаров А. Г., 1965. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Пирузян С. А., 1958. Фиксация землетрясения 14-го февраля 1957 г. в гор. Ереване многомаятниковыми сейсмометрами АИС-2. Известия АН Арм. ССР (серия техн. наук), Ереван, 11(5): 72 — 73.
- Стейси Ф. Д., 1968. Можно ли предсказывать землетрясения. В сб. «Предсказание землетрясений»—сборник статей и материалов по разработке проблемы предсказания землетрясений, под ред. Е. Ф. Саваренского, М., Изд. «Мир», 23 — 24.
- Шагинян С. А., 1960. Результаты инструментального определения коэффициента динамичности. В сб. статей по сейсмостойкому строительству, Душанбе, Изд. АН Тадж. ССР.
- Шебалян Н. В., 1969. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения. Автореферат докт. дисс.
- Stacey F. D. 1964. Could earthquakes be predicted? New Scientist, 21:70—73.

³ Таблицу 1 см. на стр. 101.