

O ESTUDO ACTUAL DOS TREMORES DE TERRA

Um tremor de terra é um *estado vibratório especial* da crusta terrestre e mesmo, muitas vezes, da crusta e de toda a massa que envolve.

Esse estado deve-se a *choques* ou *abalos* que se dão numa região mais ou menos *profunda*, a *região focal* ou *central*. A ela se faz corresponder na *superfície* a *região epicentral*. Tem-se muitas vezes chamado à região focal *região hipocentral*; mas aqui, com Turner, reservaremos este nome para a *região antípoda* da epicentral.

É legítima, muitas vezes, a substituição destas *regiões* por *pontos*, considerando assim o *foco* o *epicentro* e o *hipocentro* de um tremor de terra. No estudo matemático destes movimentos vibratórios da terra, numa primeira aproximação, assim se faz geralmente.

Há no estudo dos tremores de terra *dois conjuntos de investigações* cujos resultados necessariamente se completam e que é preciso, no estado actual do desenvolvimento de cada um, associar intimamente.



ANSELMO FERRAZ
DE CARVALHO

Os tremores de terra são consequência de *processos geológicos* que à geologia e especialmente à *geologia tectónica* ou estrutural compete investigar, procurando assim, em primeiro lugar, determinar a *causa e forma do abalo inicial*.

O *estado vibratório* afecta o meio elástico que é a terra e à *geofísica* pertence estudar as circunstâncias especiais em que êle se desenvolve e propaga.

Assim o novo ramo das sciências geológicas que se ocupa dos tremores de terra — a sismologia — aparece-nos dividido em dois, compreendendo um, nas suas investigações, especialmente os seus aspectos *geológicos* — *sismologia geológica*; o outro os seus aspectos *dinâmicos* — a *sismologia física*.



A crusta da terra vibra por muitas formas e sob causas muito diferentes: a passagem de um comboio; na costa, a rebentação do mar; a explosão de uma mina, determinam estados vibratórios que grosseiramente podemos sentir em condições adequadas. Muitas vezes o vento produz vibrações fortes do solo, directamente, ou por intermédio das árvores oscilando em forte agitação. Mas quando o homem *sente* um *tremor de terra*, a rapidez do movimento vibratório, a *força viva* que o anima, as sensações conhecidas que o fazem considerar a terra *profundamente* agitada por um movimento que parece seguir numa direcção aparente, levam-no, com terror, a considerar o fenómeno como essencialmente diferente dos outros movimentos que lhe são familiares.

No seu desenvolvimento histórico, o estudo dos tremores de terra aparece, em primeiro lugar, confinado à região epicentral e às que de mais perto a envolvem, estando também naturalmente limitado aos *terremotos*, assinalados por

perdas de vidas e consideráveis danos nas construções. Só depois do emprêgo dos sismógrafos se reconheceu que muitos destes terremotos affectam a terra inteira, tendo nas regiões distantes da epicentral a forma de movimentos vibratórios que não são perceptíveis pelo homem. Registam-se assim muitos tremores de regiões epicentrais submarinas ou colocadas em terras desabitadas ou pouco acessíveis ao homem civilizado.

Chamam-se *microssismos* os movimentos a que o homem não é geralmente sensível e *macrossismos* os que por êle são directamente perceptíveis. Num tremor de terra, à região epicentral podemos associar uma área mais larga, *macrossísmica*, para além da qual se estende a área *microssísmica*, que, nos mais violentos tremores, abrange tôda a superfície da terra.

Na *área macrossísmica*, pelas nossas sensações, por acções geológicas e, especialmente pelo efeito sôbre as construções, ajuíza-se da *intensidade* do terremoto, podendo dar-se-lhe uma medida aproximada pelo emprêgo de escalas empíricas como a de Rossi-Forell, a de Cancani, a de Mercalli e tantas outras.

É conveniente divulgar entre nós estas escalas, por isso publicamos a de Mercalli, completada por Sieberg.

Escala das intensidades, de Mercalli, desenvolvida por Sieberg

I GRAU

Imperceptível

O tremor de terra não é sentido pelo homem; é assinalado apenas pelos sismoscópios e pelo registo de sismógrafos especiais.

II GRAU

Muito fraco

Poucos observadores em repouso, especialmente os de tempera-

mento nervoso, sentiram o movimento sob a forma de ligeiro tremor ou oscilação.

O tremor de terra é melhor observável nos andares superiores das casas, ao rés do chão mais raras vezes é persentido. A tranquillidade da noite é mais favorável ao seu reconhecimento pelo observador acordado.

III GRAU

Fraco

Mesmo nas regiões muito povoadas, o tremor só é sentido por um pequeno número de habitantes e como o seria o abalo causado pela passagem duma viatura a grande velocidade.

Por vezes é possível apreciar a duração dos abalos e a direcção do movimento. Só depois de trocarem impressões com outras pessoas, algumas reconhecem a passagem do tremor.

IV GRAU

Medíocre

Entre as pessoas que se encontravam ao ar livre poucas sentem o tremor de terra.

Dentro das casas, muitas pessoas, todavia *não tôdas*, sentem-no pelas fracas oscilações de móveis dos quais resulta, por exemplo, o choque de cristais colocados muito perto uns dos outros, como se fôsem produzidos pela passagem duma viatura pesada sobre uma calçada irregular. Os vidros vibram, as portas, as vigas, as tábuas do soalho e dos forros rangem. Em recipientes abertos, os líquidos são ligeiramente agitados.

Êste movimento não causa terror, a não ser que o observador já tenha sido assustado e tornado apreensivo por tremores de terra anteriores.

Entre pessoas a dormir, uma ou outra acorda.

V GRAU

Bastante forte

Durante a maior animação do dia, o tremor é sentido por numerosas pessoas que se encontram na rua ou em pleno campo.

No interior das habitações tôda a gente o reconhece pelo abalo de

tôda a construção. Tem-se a impressão de que um objecto pesado cae dentro da casa (um saco, um móvel) parece que oscilam as cadeiras e os leitos, como em navio, com mar agitado.

As plantas, os ramos dos arbustos e árvores são visivelmente agitados como sob a acção de um vento moderado.

Os objectos suspensos, cortinas, lanternas e lustres pouco pesados oscilam; soam as campainhas; os pêndulos dos relógios param ou apresentam oscilações mais amplas segundo a direcção do abalo é perpendicular ou paralela ao plano em que oscilam; pêndulos parados podem começar a mover-se; as molas dos relógios vibram, ressoam; a luz eléctrica pode deixar de funcionar porque os fios partem ou se tocam; os quadros deslocam-se, batem com ruído contra as paredes; extravasam pequenas quantidades de líquidos encerrados em vasos bem cheios; *biblots*, quadros colocados sobre móveis, assim como objectos encostados às paredes podem cair; deslocam-se móveis leves; ruídos de portas, janelas e móveis; os vidros estalam.

Acordam tôdas as pessoas que dormem, algumas saem precipitadamente de casa.

VI GRAU

Forte

Tôda a gente sente com terror o tremor de terra, de sorte que muitas pessoas abandonam precipitadamente as suas casas, algumas com a sensação de que elas vão desabar.

Os líquidos são fortemente agitados; os quadros caem das paredes e os livros das estantes, ficando nos seus lugares os que se encontram na direcção do abalo; cristais e louças partidas em quantidade; móveis pesados deslocados ou derrubados, soam pequenos sinos.

Em casas sólidamente construídas, caem fragmentos do estuque dos tectos a reboco das paredes. Nas casas mal construídas as avarias são mais consideráveis, não sendo ainda inquietantes.

VII GRAU

Muito forte

Produzem-se estragos sérios nas habitações e são quebrados numerosos objectos pesados. Os sinos das tôrres tocam.

Nos rios, em lagos e depósitos de água, formam-se vagas e os lodos em movimento sobem à superfície e turvam as águas. Em certas margens

arenosas produzem-se deslisamentos dos materiais acumulados. Há alterações do nível de água nos poços.

Muitas casas de boa construção são damnificadas, formando-se fendas nas paredes, caindo e esmigalhando-se grandes pedaços de rebôco e estuque. Algumas chaminés partem e outras são detrioradas por fendas, queda da parte superior e de pedras que se destacam; chaminés já avariadas desabam e arruinam os telhados.

Das tôrres e edificios elevados são projectados ornamentos mal seguros. Nas edificações em madeira, o rebôco das divisões é, sobretudo, muito arruinado.

Os edificios de má construção ou já em mau estado sofrem mais. Alpendres, velhos muros de vedação, mesmo igrejas, sem o apoio das divisões interiores das habitações, caem em ruína.

VIII GRAU

Ruïnoso

Os troncos das árvores são sacudidos como por um forte vendaval.

Os mais pesados móveis são projectados a grandes distâncias ou derrubados. Estátuas e objectos semelhantes, colocados perto do solo, em igrejas, cemitérios, jardins, rodam sôbre os seus pedestais ou tombam dêles.

Vedações em pedra são violentamente arruinadas ou derrubadas.

Tôdas as casas por melhor edificadas que sejam sofrem grande damno, apresentam grandes fendas abertas nas paredes, algumas desabam parcialmente; na maior parte, as chaminés caem. Arruinam-se fortemente ou são derrubadas as tôrres e as chaminés de fábricas, e destas as mais sólidas são fendidas e deslocadas na sua parte superior.

Os edificios em tijolo à prova de tremores de terra já são ligeiramente damnificados por fendas e quedas de rebôco. As ligações nas casas de madeira rangem de maneira assustadora.

No solo produzem-se fendas ligeiras, especialmente nos terrenos húmidos e nas superfícies em grande declive, e por elas jorra a água arrastando pequenas quantidades de lodo ou areia.

IX GRAU

Desastroso

Muitas casas de sólida construção são sèriamente damnificadas, tornadas, em grande número, inabitáveis, outras desmoronam-se em

grande parte ou completamente. As construções em madeira são deslocadas das suas bases de pedra e por êsse facto muito sèriamente avariadas, e as de construção antiga ou menos perfeita apresentam as suas paredes desviadas da vertical.

Os edificios à prova de tremores de terra, construídos sòlidamente de pedra, já apresentam fendas, num comêço de ruína.

X GRAU

Destruído

A maior parte dos edificios em pedra ou madeira são destruídos desde os alicerces.

Sólidas edificações em madeira, pontes e molhes de forte construção ficam muito avariados, sendo alguns completamente destruídos.

Os carris dos caminhos de ferro são vergados ligeiramente e as canalizações de água e gás partidas ou dobradas.

No calçetamento ou asfalto das ruas produzem fendas e rugas onduladas e largas.

Nos terrenos móveis e sôbretudo nos terrenos húmidos formam-se fendas de alguns decímetros de largura. Não só os terrenos móveis experimentam deslisamentos ao longo de superfícies rochosas inclinadas, também desabam blocos de rochas sólidas.

Nos flancos de vales ou em costas escarpadas destacam-se muitas vezes massas consideráveis, enquanto nas costas baixas podem dar-se consideráveis alterações topográficas por deslocamentos de areias e lodos.

A água dos rios, dos canais, dos lagos, etc., é projectada para as margens.

XI GRAU

Catástrofe

Dos edificios em pedra, seja qual fôr o género de construção, nada fica aproveitável. Das construções muito sólidas de madeira ou ramos entrelaçados poucas resistem.

As pontes de melhor construção são destruídas, partindo-se os seus maciços pilares de pedra, encurvando-se os de ferro. As pontes de madeira, mais flexíveis, são menos damnificadas.

Diques e molhes são violentamente abertos e divididos, e os carris de caminhos de ferro fortemente torcidos e dobrados. Nas estradas

os efeitos variam muito com a natureza das camadas rochosas subjacentes.

As canalizações de água e gás, enterradas no solo, ficam inteiramente partidas e inaproveitáveis.

No próprio solo produzem-se alterações morfológicas diversas e na dependência da natureza dos terrenos, como abertura de fendas largas e profundas, pelas quais jorra a água com areias e lodos. Os terrenos moles e húmidos são os mais movimentados, quer na direcção vertical quer em direcções horizontais. São frequentes deslisamentos de terreno e desabamentos de rochedos.

XII GRAU

Grande catástrofe

Não resistem as construções do homem.

As transformações superficiais são em grandes proporções, mesmo nos terrenos rochosos, como desnivelamentos ao longo de fracturas muito profundas (falhas), assim como deslocamentos horizontais com abertura de fendas ou com esmagamentos em zonas compridas. Os deslisamentos de terreno, as quedas de rochedos, os abatimentos ou levantamentos de costas são numerosos e interessam grandes áreas. Consequentemente os cursos de água superficiais ou subterrâneos sofrem alterações diversas, como formação de quedas de água, desvios dos leitos etc.

*

* *

Pela aplicação de uma escala de intensidades, recorrendo a todas as origens possíveis de informação, delimita-se a região *epicentral* em que os efeitos do tremor são no máximo; e numa carta podem traçar-se, envolvendo-a, curvas — *isosistas*, fechando regiões anulares nas quais a intensidade vai sucessivamente amortecendo.

O traçado das *isosistas* permite estudar a dependência em que está a intensidade do tremor da natureza e estrutura das massas rochosas superficiais e da existência dos diversos acidentes tectónicos.

A variação das distâncias médias destas curvas tem dado

lugar a investigações do mais alto interêsse sôbre a profundidade do foco ou da extensão e profundidade da região focal.

*
* *

A situação da região epicentral, as suas relações com accidentes geotectónicos e orográficos, com acções vulcânicas, e mesmo com intensas acções erosivas subterrâneas fornecem muitas vezes a base para a solução do problema da origem do abalo inicial do tremor.

É bem conhecida a classificação dos movimentos sísmicos adoptada por Hoernes(1) e Toulà, baseada nas causas do abalo inicial. Repartem-se os tremores de terra por quatro categorias: tremores na dependência de acções *vulcânicas* (*Vulkanischebeben*); na dependência de acções erosivas profundas, determinando bruscos *abalimentos* (*Einsturbeben*); tremores dependentes das deformações *tectónicas*, abrangendo, dum modo geral, os processos de enrugamento e os de desenvolvimento de falhas (*Dislocationbeben*); e tremores de *relais* (*Relaisbeben*).

Os tremores de origem tectónica são incomparavelmente mais numerosos do que todos os outros; e nesta categoria entram não só os grandes terremotos com extensas e intensas regiões macro-sísmicas, abrangendo áreas emersas e em condições de estudo directo, como também elevadíssimo número de tremores de efeitos superficiais atenuados, ou com regiões epicentrais inacessíveis ao estudo directo, mas, como aqueles, interessando áreas micro-sísmicas de grande extensão.

(1) Erdbebenkunde. *Die Erscheinungen und Ursachen der Erdbeben, die Methoden ihrer Beobachtung*. Von Dr. Rudolf Hoernes, Leipzig, 1893.

A distribuição geográfica das regiões epicentrais de um número actualmente já muito elevado de tremores de terra (1) mostra que a energia sísmica se concentra: a) ao longo das mais acentuadas rugas da crosta da terra, nas quais, de terras elevadas, se avizinham, em rápida transição, profundos fossos marinhos; b) em regiões em que há evidência de movimentos seculares; c) em regiões montanhosas, geologicamente novas, e onde outras razões nos levam a considerar ainda em realização os movimentos que as vão criando.

*

* *

Dos últimos trabalhos sob a distribuição geográfica dos tremores de terra, é muito notável o de Sieberg que citamos. Acompanha-o um mapa-mundo sismotectónico, no qual, para as terras, a sismicidade é representada por cores correspondentes a 11 graus de frequência: — regiões sem tremores com números de tremores até 5, 10, 20, 30, 50, 100, 200, 400, 1000, e mais de 1000 por ano: e para as regiões submarinas por 3 graus de frequência.

As regiões de maior sismicidade, como o Japão e o Chile, alongam-se em relação com profundos fossos marinhos; coincidem com os enrugamentos orogénicos mais recentes, como nos Apeninos ou desenvolvem-se em concordância com sistemas de falhas, como na Califórnia, na América Central e na China.

São também na carta marcados os epicentros dos tremores mais severos, do grau VII ou mais elevados, repar-

(1) *La Géographie sismologique*, pelo Conde de Montssus de Ballore. *Die Verbreitung der Erdbeben und ihre Bedeutung für Fragen der Tektonik*, pelo Dr. August Sieberg, Jena 1922.

tindo-os, pela extensão do seu alcance, como macro e microsismos, nos grupos seguintes:

	Região macrossísmica	Região microssísmica
1.º Mundiais	com 1000 a 2000 km. de raio	com 18000 a 20000 km. de raio
2.º Grandes tremores	com mais de 500 km.	de 10000 a 17000 km.
3.º Médios	de 300 a 1000 km.	de 5000 a 9000 km.
4.º Pequenos	de 400 a 600 km.	de 2000 a 4000 km.

É das zonas abissais do Peru e de Atacama, ao longo do litoral chileno, das regiões marinhas profundas da Austrália e de Tonga, das Aleutinas, do Japão, das zonas fracturadas da América Setentrional e da Itália Meridional, que se desencadeiam os do primeiro grupo.

É sabido que, de três tremores dos dois primeiros grupos, dois se originam nas regiões com rápidos declives da periferia do Pacífico.

A Península dos Balcans, a Grécia, a Itália, tem grande sismicidade, mas os seus tremores pertencem em geral a última categoria.

As relações entre os tremores de terra e a tectónica das regiões de elevada sismicidade estão tão firmemente estabelecidas que, confiadamente, se baseiam em estudos sísmicos investigações sobre a estrutura e movimentos geológicos de muitas regiões cujos estudos geológicos estão ainda atrasados ou são de extraordinária dificuldade.

É assim muito grande a importância da localização exacta das regiões epicentrais: primeiro, *em relação com os estudos sísmicos*, porque estes serão tanto mais profundos quanto mais completos os nossos conhecimentos sobre a tectónica e, de um modo geral, sobre as condições geológicas de regiões inicialmente abaladas; segundo, *em relação com os estudos geológicos*, porque daquela localização se tiram valiosos conhecimentos

sobre os movimentos geológicos gerais que afectam as regiões consideradas.

A localização dos epicentros deve primeiramente basear-se nas observações macrossísmicas. Na sua falta recorre-se aos dados microssísmicos registados nos sismógrafos, sendo notáveis os trabalhos realizados pela Associação Britânica para o avanço da ciência e ultimamente, como presidente da secção de sismologia da União Geofísica Internacional, pelo prof. Turner, de Oxford.

*

* *

O distinto sismologista espanhol, D. Vicente Inglada, antigo director da Estação Sismológica Central de Toledo, publicou uma interessante memória contendo fórmulas novas, tornando rápida a determinação da profundidade do foco sísmico (1). A dedução das suas fórmulas é precedida da das equações gerais relacionando aquele elemento fundamental dum tremor de terra com dados macrossísmicos obtidos em diversos pontos. Os dados que se procuram devem permitir uma *medida* aproximada da aceleração do movimento sísmico nos pontos considerados, avaliando-se a *intensidade sísmica máxima* que os animou, por uma *escala dinâmica*, relativamente precisa (2).

A solução mais prática dêste problema de aceleração máxima do movimento sísmico, problema também de capital

(1) *Nuevas Fórmulas para abreviar el calculo de la profundidad aproximada del foco sísmico por el método de Kövesligethy, y su aplicación a algunos temblores de tierra*, por Vicente Inglada, Madrid, 1921.

(2) Ver «*Conferências sobre sismometria*» do Prof. Galitzin, tradução espanhola de Vicente Inglada, Garcia Siñeriz e Wenceslao Castillo, Madrid, 1921.

importância para o estudo da estabilidade das construções nas regiões de alta sismicidade, está em procurar os limites de aceleração correspondentes aos termos de *escalas empíricas* de intensidade, escalas que não necessitam o uso de instrumentos ou disposições previamente tomadas e que por isso estão ao alcance de todos os observadores.

Foi o Dr. Fusakichi Omori, o notabilíssimo professor de sismologia da Universidade de Tóquio, quem, pelo emprego de fórmulas simples e experimentalmente verificadas, avaliou a aceleração máxima necessária para que se produzam certos efeitos do tremor de terra sobre as construções. Pôde assim organizar sobre uma base dinâmica a sua escala de intensidades, com sete graus, a que correspondem respectivamente acelerações de 300, 900, 1200, 2000, 2500, 4000 e acima de 4000 milímetros por segundo.

Os estudos de Omori foram aplicados e ampliados pelo sismologista Cancani, dando à escala Mercalli-Sieberg a seguinte correspondência dinâmica (1):

I	Grau de	<	2,5 mm. por seg.	VII	Grau de	100 a	250 mm. por seg.
II	"	2,5 a	5 "	VIII	"	250 a	500 "
III	"	5 a	10 "	IX	"	500 a	1000 "
IV	"	10 a	25 "	X	"	1000 a	2500 "
V	"	25 a	50 "	XI	"	2500 a	5000 "
VI	"	50 a	100 "	XII	"	>	5000 "

No congresso da extinta Associação Internacional de Sismologia, reunido em Manchester em 1911, o príncipe Boris de Galitzin propôs uma escala dinâmica experimental, apta para apreciar a intensidade dos fortes macrossísmios nas

(1) *Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue.* (C. R. de la 2.^{me} Conf. Sismologique International de Strasbourg, Annexe A, p. 10, Leipzig, 1904.

zonas epicentrais. A disposição experimental seria simples e económica e por isso não seria difícil montá-la em grande número de pontos dentro das regiões de sismicidade elevada.

É sabido que os elementos mais importantes de que depende o poder destruidor de um tremor de terra, *coeteris paribus*, são o período e a amplitude da vibração sísmica. A intensidade do tremor corresponde à aceleração máxima (A) e esta relaciona-se com a amplitude do movimento vibratório (a) e com o seu período (P), sendo

$$A = 2\pi^2 \frac{a}{P^2}.$$

Galitzin determinou a aceleração máxima pelo derrubamento de paralelepípedos rectos, de bases rectangulares iguais, mas de alturas diferentes. Designando por b o $\frac{1}{2}$ da espessura e por h a altura do centro de gravidade dum paralelepípedo, verificou que a aceleração máxima que o faz cair depende só da relação $\frac{b}{h}$, sendo precisamente $\frac{b}{h} = 0,0012 A$. O coeficiente 0,0012 não se altera fazendo variar a aceleração de 34 a $212 \frac{cm}{seg.^2}$. Com 10 paralelepípedos de base e alturas devi-

damente escolhidas constituía-se uma escala disposta numa direcção, à qual se deveria associar outra em direcção normal.

O distinto sismologista italiano, Prof. G. Agamennone, fez construir segundo os mesmos princípios outro modelo de *acelerómetro sísmico*, também relativamente económicos (1) e cuja difusão em regiões instáveis seria muito para desejar.

(1) *Sopra alcuni tipi di Accelerometri sismici*, Prof. G. Agamennone In *Meteorologia Pratica*, Ano IV, n.º 1, 1923.

Entretanto convém muito o emprêgo da escala de intensidades, Mercalli-Sieberg, adoptando-se a relação de Kovesligethy, entre a fôrça média do grau G e a aceleração A , e a que chamou *equação de Cancani*.

$$G = 3 \log \frac{4}{3} A \dots \dots \dots (1)$$

Designando por G' e A' os valores noutra ponto, a combinação de (1) com

$$G' = 3 \log \frac{4}{3} A' \dots \dots \dots (2)$$

dá, em geral

$$G - G' = 3 \log \frac{A}{A'} \dots \dots \dots (3)$$

Designando por A_0 a aceleração no epicentro, por h a profundidade do foco, por $r, r' \dots$ as distâncias de diversos pontos da superfície ao foco e admitindo que a energia sísmica é absorvida na crosta terrestre proporcionalmente à espessura, podendo assim a diminuição da aceleração exprimir-se por $e^{\alpha r}$, em que α é o coeficiente da absorpção, será

$$\left. \begin{aligned} \frac{A}{A_0} &= \frac{h}{r} e^{-\alpha(r-h)} \\ \frac{A'}{A_0} &= \frac{h}{r'} e^{-\alpha(r'-h)} \\ \dots \dots \dots \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

donde

$$\left. \begin{aligned} \frac{A'}{A} &= \frac{r}{r'} e^{-\alpha(r'-r)} \\ \frac{A''}{A} &= \frac{r}{r''} e^{-\alpha(r''-r)} \\ \dots \dots \dots \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (5)$$

Combinando (3) com (4) e (5), obtêm-se os sistemas

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{3} (G - G_0) &= \log h - \log r - \alpha (r - h) \log e \\ \frac{1}{3} (G' - G_0) &= \log h - \log r' - \alpha (r' - h) \log e \\ \dots\dots\dots \end{aligned} \right\} \dots\dots (6)$$

e

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{3} (G' - G) &= \log r - \log r' - \alpha (r' - r) \log e \\ \frac{1}{3} (G'' - G) &= \log r - \log r'' - \alpha (r'' - r) \log e \end{aligned} \right\} \dots\dots (7)$$

Com estas últimas, aplicáveis ao caso mais freqüente de ser desconhecida a intensidade no epicentro, combinam-se equações do tipo $r = \sqrt{h^2 + \Delta^2}$, em que por Δ se representam as distâncias dos diversos pontos ao epicentro.

Para duas isosistas, e resolvendo a equação 7 respectiva em relação a α , ter-se há o sistema

$$\alpha \log e = \frac{\frac{1}{3} (G - G') - \log \frac{r'}{r}}{r' - r}$$

$$r^2 = h^2 + \Delta^2, \quad r'^2 = h^2 + \Delta'^2$$

que dará para α a h valores que pouco deveriam diferir dos obtidos combinando outras isosistas quaisquer. Mas os valores achados diferem em virtude da incerteza das avaliações de G e Δ , determinando-se o valor de h mais provável pelo método dos menores quadrados, isto é, tomando para h o valor para o qual seja mínima a diferença entre os valores obtidos para α e a sua média aritmética. É a solução de J. von Janosi, que foi aplicada ao cálculo da profundidade do foco do terremoto de Benavente, em 23 de Abril de 1909, pelo

Sr. Egas Cardoso e Castro, que então trabalhava na secção de sismologia do Observatório Meteorológico de Coimbra (1).

O Senhor Vicente Inglada tornou de uma aplicação mais simples o método de Janosi e o método das aproximações sucessivas, proposto por R. von Kövesligethy, determinando previamente os limites entre que está compreendida a profundidade do foco. Como limite inferior demonstrou a relação

$$h > 0,52 \Delta_1;$$

isto é: *a profundidade do foco excede sempre as cinquenta e duas centésimas do raio da primeira isosista*, ou simplificando, *a profundidade focal é sempre maior que metade do semidiametro da isosista máxima*.

Mostrou em seguida que *a profundidade focal é menor do que as oitenta e oito centésimas do raio da segunda isosista*:

$$h < 0,88 \Delta_2;$$

e, ainda, que, prescindindo dos sismos de profundidade focal muito grande, para os sismos mais frequentes, é *a profundidade focal inferior a setenta e duas centésimas do raio da segunda isosista*

$$h < 0,72 \Delta_2.$$

Aproveitando os dados de um número avultado de tremores de terra a que foram aplicados os métodos de Kövesligethy-Janosi, observou que a relação $\frac{r''}{r'}$ entre as distâncias focais das duas primeiras isosistas difere muito pouco de uns para outros, apresentando o valor médio igual a 1,82, ou 1,8.

(1) «*Geodynamica Tellurica*, Cálculo provisório da profundidade do hipocentro do sismo de 23 de Abril de 1909». Separata do «Instituto», Coimbra, 1910.

Será assim verdadeira a relação empírica

$$\frac{r''}{r'} = \sqrt{\frac{h^2 + \Delta_2^2}{h^2 + \Delta_1^2}} = 1,8$$

ou

$$h = \sqrt{\frac{\Delta_2^2 - (1,8 \Delta_1)^2}{2,24}}$$

que, tomando, em números redondos, $\sqrt{2,24} = \frac{3}{2}$, se converte em

$$h = \frac{2}{3} \sqrt{\Delta_2^2 - (1,8 \Delta_1)^2},$$

fórmula simples, que dá o valor aproximado de h por meio dos raios das duas primeiras isosistas.

O notável sismologista Navarro Neumann, do Observatório de Cartuja (Granada), adopta como suficientemente aproximada a fórmula

$$h = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{2} (1)$$

*
* *

O traçado das isosistas é muitas vezes incerto pela falta de observações regulares, outras vezes extraordinariamente complicado pela aparente discordância dos dados reünidos. É que a crusta terrestre é muito variada na sua composição e as massas geológicas que a formam apresentam com frequência disposições tectónicas que podem favorecer ou opôr-se

(1) «Ibérica» n.º 396, pág. 207. Citado em «calcul du travail produit par un tremblement de terre». Estratto dagli *Atti della Pontificia Acc. Romana dei Nuovi Lincei*, Ano LXXVI.

à transmissão de um tremor. Imaginando que a origem do abalo é reductível a um ponto, a *absorção da energia* sísmica é necessariamente variável segundo diferentes direcções. Mesmo na *região epicentral*, a energia está numa dependência conhecida das rochas que entram na sua constituição.

É do alto interesse o conhecimento destas dependências na sua relação com a estabilidade das construções em regiões instáveis.

*
* *

Os trabalhos já realizados pelo nosso ilustre amigo D. Vicente Inglada na determinação da profundidade focal de sismos da nossa península devem acompanhar-se em Portugal. Foi pelo distinto sismologista apresentada no Congresso do Porto da «Associação espanhola para o progresso das Ciências», em Junho de 1921, uma notável memória sobre o cálculo da profundidade hipocentral do sismo do Ribatejo, em 23 de Abril de 1909. Servindo-se dos dados publicados por Paul Choffat e A. Bensaude⁽¹⁾, marcou limites, pelo emprêgo das suas fórmulas, aos valores da profundidade. Assim reduziu o método de aproximações sucessivas pelas fórmulas (6), a ensaiar os valores $h = 3$ km., $h = 4$ km. e $h = 5$ km., obtendo para valor final $h = 3,25$ km.

É notável nesse trabalho a verificação da excelência do método baseado nas equações de Kövesligethy, desde que as informações por que se avalia a intensidade sísmica sejam abundantes e meticolosas.

Mais uma vez se reconhece a necessidade de espalhar largamente, nas regiões de sismicidade elevada, questionários que auxiliem observadores em grande número a notar

(1) *Etudes sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909*. Lisboa, 1911.

o que é mais útil para a avaliação da intensidade. A activíssima Sociedade Sismológica da America propôs há pouco um novo questionário meticolosamente estudado, que procuraremos adaptar às nossas diversas condições e que faremos espalhar largamente nas regiões sísmicas portuguesas.

*
* *

Como já dissemos estes estudos das regiões macrosísmicas, mostram os tremores de terra na sua dependência de processos geológicos diversos, entre os quais a importância dos acidentes tectónicos do tipo *falha* tem lugar primacial. Nos últimos anos neste campo a geologia tem feito enormes progressos, conhecendo-se as principais regiões da crosta em que se acumulam tensões que, vencidas as resistências que lhe são opostas, roto o equilíbrio, produzirão o abalo inicial, de violência às vezes extraordinária. Não será possível prever o *momento* em que essa ruptura terá lugar, mas é possível indicar *onde* ela pode ter lugar.

Os sismologistas japoneses conheciam de há muito o perigo que, para Yokohama e Tóquio, provém da proximidade de um complicado acidente tectónico a que correspondem as saliências costeiras da Ilha de Hondo e a ruga do fundo marinho, chamada de Fuji-Bonin. Êste acidente tectónico tem sido de uma extraordinária actividade sísmica que progrediu de sul para norte a partir de 1908, levando Omori, Imamura e outros à previsão do desastre de 1 de Setembro de 1923.

Foi há pouco publicado um notável trabalho sobre a Califórnia, a carta sismotectónica daquela região, de tão alta sismicidade.

Nela se encontram marcadas as *falhas activas*, em que

têm áreas focais repetidos tremores, e já serviu de base ao interessantíssimo estudo sobre o risco de tremores de terra na California, publicado no Boletim da Sociedade Sismológica da América, pelo seu presidente, o ilustre geólogo Bailey Willis.

Encontramos neste estudo a expressão das ideias dominantes em Geologia sobre a origem dos tremores de terra, ideias que, com tanto realce, são desenvolvidas nos trabalhos de Suess, Hobbs e Sieberg.

A crusta da terra não é contínua, mas formada de massas heterogêneas em estreito contacto, comprimindo-se, esmagando-se sobre a acção da gravidade e tendendo a descer num movimento geral de contracção.

A situação superficial de blocos de densidade diferente tende a obedecer a uma *lei de equilibrio isostático* com a existência de uma camada profunda *de compensação* que terá densidade uniforme e igualdade de pressão em todos os pontos. Causas diversas podem perturbar o equilíbrio desses blocos: — deslocamento dos materiais de sedimentação, distribuição desigual do calor interno, e alterações determinadas pela cristalização de grandes moles rochosas profundas. A acumulação [das forças que os comprimem e deformam, vencendo as resistências, faz com que em dados momentos, bruscamente deslizem uns sobre os outros, dando lugar a uma repercussão elástica, que é o tremor de terra.

As superfícies sobre que diferentes blocos deslizam, as superfícies de falha, desenvolvem-se perpendicularmente às forças deformadoras, e em geral paralelamente aos alinhamentos montanhosos; ramificam-se e podem atingir profundidades grandes, mas da ordem das deformações da crusta.

Estes estudos de sismologia geológica têm assim robustecido a opinião dos geólogos sobre a profundidade do foco

ou antes da região inicialmente abalada, que, em ligação tão íntima com os acidentes geotectónicos, não deverá geralmente descer a muito mais de uma dezena de quilómetros, mantendo-se dentro da zona exterior da litosfera, a zona de fractura, a que Sieberg atribue a espessura de 50 a 60 km.

*
* *

Com o estudo profundo dos movimentos sísmicos pelo emprêgo generalizado de sismógrafos de grande sensibilidade, o âmbito da ciência sismológica ampliou-se, envolvendo alguns dos mais interessantes problemas da dinâmica terrestre.

Adoptando métodos físicos, assentando em *observações instrumentais*, desenvolveu-se um ramo da sismologia, que um dos seus mais notáveis fundadores, o Príncipe Galitzin, chamou a Sismometria (1).

Um abalo na crosta terrestre, num ponto profundamente situado *dentro* da sua massa, produz um estado vibratório complexo, em que *vibrações longitudinais* e *vibrações transversais* correspondem ao desdobramento da modificação inicial numa *compressão ou dilatação* e numa *distorção*. Aos dois tipos de vibrações correspondem dois tipos de ondas propagando-se segundo as leis de propagação das ondas elásticas num sólido. Além disso, *na superfície* desenvolve-se a partir do epicentro um movimento ondulatório especial.

Os diversos grupos de ondas, atingindo um ponto da su-

(1) *The Principles of instrumental Sismology*, in «*Comptes rendus des Scéances de la Commission sismique de l'Académie Impériale des Sciences*», tom. V, S. Petersburg, 1913.

perfície da terra, são recebidos pelos sismógrafos de forma a poder determinar-se, por meio dos seus gráficos, o verdadeiro movimento do ponto considerado.

Sob uma forma muito geral, a teoria dinâmica dos sismógrafos leva a considerá-los como sistemas dinâmicos estáveis, com movimento próprio conhecido, e que são animados de movimento relativo quando a plataforma que os suporta é atingida pelo tremor. O ideal seria obter um ponto ou uma massa inerte que se conservassem imóveis durante o tremor de terra. Na impossibilidade de obter esse ponto (*steady point*) o problema fundamental da sismometria consiste portanto em determinar a relação quantitativa entre o movimento observado do instrumento e o movimento da plataforma, que é o movimento do terreno em que assenta.



Em todos os sismógrafos para os *movimentos horizontais* há um sistema pendular apoiado ou suspenso dum suporte rígido, fixo ao terreno.

Nos aparelhos agora mais usados, o sistema pendular é dotado de amortecedores, aumentando-se assim as resistências passivas. Mas, supondo que elas ainda são proporcionais à velocidade, para vibrações muito pequenas, a equação do movimento próprio é (1)

$$\frac{d^2 \theta}{dt^2} + k \frac{d\theta}{dt} + n^2 \theta = 0 \dots \dots \dots (1)$$

(1) Além de «*Conferências sobre Sismometria*», do Príncipe Galitzin, já cit., ver *Modern Sismology*, por G. W. Walker, Londres, 1913 e *Traité de Mécanique rationelle*, por P. Appel, tom. I, pág. 422, Paris, 1893.

O seu integral, para $k^2 < n^2$, é (1), designando por A e α constantes arbitrárias,

$$\theta = A e^{-\frac{1}{2}kt} \cos \left\{ \sqrt{n^2 - \frac{1}{4}k^2} \cdot t - \alpha \right\} \dots\dots\dots (2)$$

correspondendo a vibrações harmónicas cuja amplitude decresce, em intervalos iguais e sucessivos, numa progressão geométrica.

Sa as resistências são tão grandes que $k^2 > n^2$, a solução muda de forma e já não há movimento oscilatório. No limite do amortecimento total, para $k = n$, a solução é

$$\theta = A e^{-\frac{1}{2}kt} (t - \alpha) \dots\dots\dots (3)$$

correspondendo aos instrumentos agora usados, «aperiódicos», como o de Galitzin, ou quasi aperiódicos, como o de Wiechert.

Os sistemas pendulares são dos três tipos: pêndulos verticais, como o de Vicentini; horizontais, como os de Milne, de Omori, de Mainka, de Zöllner-Galitzin; e pêndulos invertidos, como o de Wiechert.

Mas seja qual fôr o sistema adoptado, demonstrou Wiechert que um sismógrafo pode sempre assimilar-se a um pêndulo simples, cujas oscilações sejam amplificadas por uma haste, o indicador, no prolongamento da linha que une os centros de suspensão e de oscilação.

O coeficiente n^2 da equação (1) dá, pela relação $T_0 = \frac{2\pi}{n}$, o período próprio de oscilação do pêndulo livre, sem amortecimento, portanto para $k = 0$.

(1) *The Theory of Sound*, por Lord Rayleigh, vol. I, pág. 45, London, 1894.

Para aumentar a sensibilidade dos aparelhos convém dar-lhes um período de oscilação longo.

Para os *pêndulos verticais*, oscilando em torno de um *eixo horizontal* é, sendo l o comprimento do pêndulo simples sincrónico,

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \dots \dots \dots (4)$$

Neles o aumento de T_0 depende do aumento de l . Nos pêndulos Vicentini o período anda por segundo e meio. Não é prático o grande aumento de l , por isso são mais empregados os *pêndulos horizontais*, oscilando em torno de um eixo *quási vertical* e nos quais o centro de gravidade da massa oscila numa superfície vizinha dum plano horizontal.

Sendo i o ângulo do eixo de oscilação com a vertical, é

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g \sin i}} \dots \dots \dots (5)$$

Para $i = 2',5$, obtém-se nos pêndulos Milne períodos de 24 e 25 segundos.

Nos *pêndulos invertidos* de Wiechert, uma grande massa (há modelos de 80 kg., 1000 kg. e mesmo 17000 kg.) apoia-se num ponto inferiormente colocado, como um peão na sua ponta.

Praticamente, para evitar atrito, o apoio faz-se sobre um sistema de molas formadas por laminas de aço, dispostas em dois planos rectangulares, como uma suspensão Cardan. Com o centro de gravidade na vertical do ponto de cruzamento das molas, a massa está em equilíbrio instável, mas é sustentada por duas alavancas horizontais em ângulo recto, geralmente nas direcções NS e EW, ligadas por duas molas a um suporte. A massa, sob a acção de um choque, oscila em todos os azimutes, mas as duas alavancas transmitem ao aparelho inscriptor as componentes do movimento segundo

as suas direcções. Cada uma das alavancas está também em ligação com um amortecedor de ar, regulável.

Designando por Mr^2 o momento de inercia do pêndulo em relação ao ponto de cruzamento das molas inferiores, por h a altura do centro de gravidade da massa e por μ a tensão da mola correspondente a uma componente, será, para o plano vertical respectivo, o movimento angular próprio, sem amortecimento, dado por

$$Mr^2 \frac{d^2 \theta}{dt^2} + (Mgh - \mu h^2) \theta = 0 \dots \dots \dots (6)$$

equação reductível à forma (1), sendo $n^2 = \frac{Mgh - \mu h^2}{Mr^2}$ e portanto o período próprio de oscilação, T_0 , dado por

$$T_0 = \frac{2\pi}{n} = \frac{2\pi \sqrt{Mr^2}}{\sqrt{Mgh - \mu h^2}} \dots \dots \dots (7)$$

Nos modelos de 1000 kg. os períodos convenientes andam entre 10 e 13 segundos; nos modelos pequenos, períodos superiores a 9 segundos comprometem a estabilidade.

Na assimilação feita por Wiechert, de um sismógrafo a um pêndulo simples com um *ponteiro amplificador*, o *indicador*, do valor T_0 obtém-se l , por $T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$; e, determinado o comprimento l do ponteiro, será a amplificação $V = \frac{l}{I}$. O desvio em milímetros para o desvio angular de um segundo será, aproximadamente, $\frac{l}{206000}$; e, convindo que a sensibilidade dos aparelhos seja levada a valores dêste desvio de 20 a 40 milímetros, deverá ter l , de 4000 a 8000 metros (1).

(1) «*Ein astatishes Pendel hoher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben*», por E. Wiechert, *Physikalische Zeitschrift*, 4 Jahrgang. N.º 28, pág. 821-829.

*
* *

Para o registo da *componente vertical* dos movimentos sísmicos constroem-se sismógrafos especiais baseados no emprêgo de uma mola, plana e horizontal, fixa numa extremidade e sustentando na outra uma pesada massa, como no tipo Vicentini; ou no de uma ou várias molas em espiral, verticais (tipo Wiechert) e bastante fortes para suspender a massa na extremidade de uma haste que gira em torno de um eixo horizontal. No primeiro tipo o período próprio é muito curto, no segundo, fixando a mola a um ponto mais baixo que o centro de gravidade da massa, obtêm-se períodos longos, de 13 a 14 segundos.

Sendo ainda Mr^2 o momento de inercia da massa M em relação ao ponto do apoio, μ a força da mola vertical ligada a um ponto da haste de sustentação à distância d , do apoio, a equação do movimento no plano vertical é, sem amortecimento e desprezando atritos

$$Mr^2 \frac{d^2\theta}{dt^2} + \mu d^2\theta = 0 \dots\dots\dots (8)$$

Considerando o amortecimento e as resistências passivas, a equação 8 é reductível à forma (1), com $n^2 = \frac{\mu d^2}{Mr^2}$.

Aqui o período T_0 da oscilação é dado por $T_0 = \frac{2\pi \sqrt{Mr^2}}{\sqrt{\mu d^2}}$, e assim, fazendo μd^2 pequeno, obtêm-se períodos longos.

*
* *

Na equação (1) os coeficientes n e k , as constantes ins-

trumentais, determinam-se experimentalmente por métodos conhecidos, mas variáveis com a forma do amortecimento. O coeficiente n está como sabemos na dependência do período próprio dos pêndulos em oscilação livre; no coeficiente k reúnem-se as constantes de amortecimento e atrito, este último com importância, especialmente nos sismógrafos de registo mecânico, em geral obtido por leves estiletes apoiados em papel fumado.

*
* *

Só considerámos o movimento próprio dos sismógrafos, ou as *vibrações livres*, executadas pelo sistema quando o seu equilíbrio é perturbado e ele deixado entregue a si mesmo. Vamos agora tratar da composição d'este movimento próprio do aparelho e do movimento do terreno em que assenta. A teoria da combinação destes movimentos é paralela á teoria acústica das vibrações forçadas (1).

No movimento combinado e com relação aos sismógrafos horizontais, podemos imaginar a redução *ao caso simples* de um pêndulo cujo ponto de suspensão está sujeito a *um pequeno movimento harmónico horizontal* e no plano de vibração do pêndulo.

Suponhamos a massa ligada a um ponto móvel, que l é a distância da massa ao ponto, e que a coordenada horizontal d'este, segundo um eixo no plano de oscilação, é x . Para um deslocamento do solo segundo esse eixo e para pequenos valores de θ , demonstra-se que a equação do movimento é

$$\frac{d^2\theta}{dt^2} + k \frac{d\theta}{dt} + n^2\theta = - \frac{d^2x}{dt^2} / l \dots\dots\dots (9)$$

(1) «*Theory of Sound*», vol. I, Lord Rayleigh, cap. III, e *Exposé sommaire de l'état de Sismologie*, H. Labrouste. *Annales de Physique*, Janvier-Février, 1923.

Nesta equação x é uma função do tempo que no caso considerado, se reduz a

$$x = a \text{ sen } pt$$

em que a é a amplitude do movimento sísmico e p está ligado ao seu período pela relação $T_s = \frac{2\pi}{p}$.

A equação diferencial do movimento é então

$$\frac{d^2\theta}{dt^2} + k \frac{d\theta}{dt} + n^2\theta = E \text{ sen } pt \dots\dots\dots (10)$$

com $E = \frac{ap^2}{l}$.

A solução desta equação é, fazendo $(n^2 - p^2)^2 + p^2k^2 = R$,

$$\theta = e^{-\frac{1}{2}kt} [C_1 \cos at + C_2 \text{ sen } at] + \frac{E}{\sqrt{R}} \text{ sen } (pt - \delta) \dots (11)$$

A diferença da fase, δ , é dada por:

$$\text{tang } \delta = \frac{pk}{n^2 - p^2}$$

A relação entre os períodos da vibração sísmica e do pêndulo livre, será

$$u = \frac{T_s}{T_0} = \frac{n}{p}$$

As constantes C_1 e C_2 são determinadas pelas condições iniciais.

O primeiro termo do 2.º membro de (11) representa um movimento vibratório amortecido, de período $T' = \frac{2\pi}{a}$, o segundo um movimento da mesma natureza, mas com o período T_s da oscilação do solo.

Portanto para que o pêndulo inscreva fielmente este último movimento deve o amortecimento ser grande, porque

aumentando o coeficiente k o termo que contém $e^{-\frac{1}{2}kt}$ poderá anular-se rapidamente com o tempo, conservando-se apenas o termo dependente do movimento do solo. Reduz-se então (11) a

$$\theta = \frac{ap^2 \sin(pt - \delta)}{l\sqrt{R}} \dots\dots\dots (12)$$

*
* *
*

Como dissemos os movimentos sísmicos, sempre muito pequenos, são amplificados, quer por um ponteiro, quer por alavancas apropriadas, como no caso do registo mecânico, quer ainda pelo método do espelho, empregando-se o registo fotográfico. A amplificação reduz-se a inscrever o movimento da extremidade do *indicador*, I , dando lugar no sismograma à amplitude $y = \theta I$ e assim:

$$y = \frac{I}{l} \frac{ap^2}{\sqrt{R}} \sin(pt - \delta) \dots\dots\dots (13)$$

Designando por A a amplificação, definida pela relação entre a amplitude do movimento sísmico, a , e a amplitude do movimento registado, y , teremos

$$A = \frac{y}{a} = \frac{I}{l} \cdot \frac{p^2}{\sqrt{R}} \dots\dots\dots (14)$$

Substituindo, em R , $\frac{n}{p}$ por u , fazendo $U = \sqrt{(u^2 - 1)^2 + \frac{u^2 k^2}{n^2}}$ e $V = \frac{I}{l}$ dá-se a (14) a forma,

$$A = \frac{I}{l} \cdot \frac{1}{U} = \frac{V}{U} \dots\dots\dots (15)$$

Para vibrações muito rápidas, para T_s muito pequeno e p tendendo para ∞ , U aproxima-se da unidade, e A do V .

Pelo contrário, quando T_s é muito grande, tendendo p para zero, U tende para o infinito e A para zero. Portanto V , constante instrumental, é a amplificação para as vibrações do período extremamente curto; a amplificação é nula para vibrações extremamente lentas; e de um modo geral a amplificação depende do período próprio do pêndulo, do período das vibrações registadas, e do amortecimento do pêndulo.

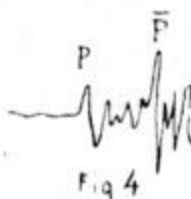
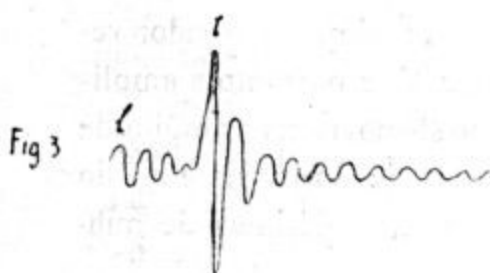
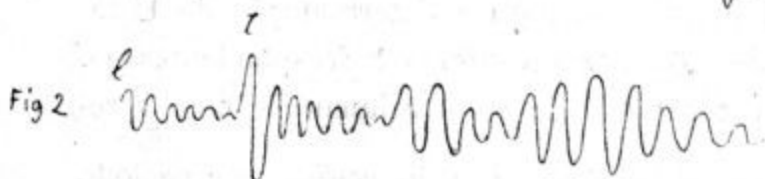
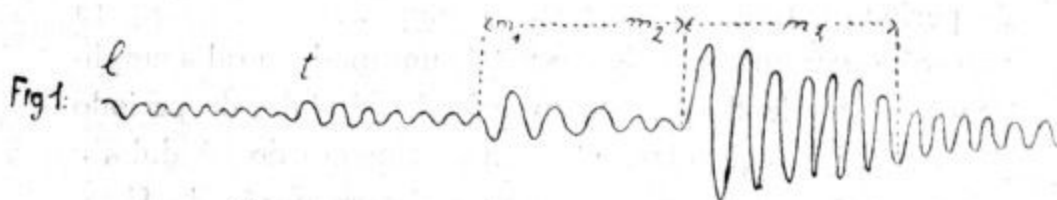
Na prática empregam-se para a determinação de U tabelas como as de Zöppritz ou curvas correspondentes (1). Entrando com a constante de amortecimento e com a relação $\frac{T_s}{T_0}$, entre o período da vibração *registada* e período próprio do pêndulo, obtém-se com aproximação o valor recíproco de U , multiplicador da constante V , e portanto a amplificação correspondente, A . Medida no sismograma a amplitude γ , a sua divisão por A dá a amplitude do movimento do solo, a . Estas medidas exprimem-se em milésimas de milímetros ou micrões.

*
* *

Nas regiões microcrossísmicas de um tremor de terra, os sismogramas obtidos são do tipo representado na Fig. 1. Distinguem-se claramente secções com fases diferentes pelo período e pela amplitude das respectivas vibrações. Mais rápidas de l a t , são iniciadas por um brusco desvio, com *ímpeto*, ou *emergem* docemente do traçado da curva. Nesta primeira fase há instantes em que a energia do movimento se exalta, com ímpetos mais ou menos acentuados. Na segunda fase as vibrações são mais lentas e mais amplas, mas as

(1) No Instituto geoffísico de Coimbra empregam-se as tabelas e curvas retinidas pelo Dr. Otto Klotz: *Seismological Tables, Publications of the Dominion Observatory*, vol. III, n.º 2, Ottawa, 1916.

amplitudes ainda se conservam acentuadamente menores do que as seguintes. Chamam-se estas duas fases os tremores preliminares.



Vem em seguida a secção principal do sismograma, em que geralmente os períodos são grandes, 20 segundos em média, com fases diversas à última das quais correspondem as vibrações mais largas, os *máximos* do sismograma. A esta terceira fase sucede a *coda*, com vibrações muito menos amplas e mais rápidas, prolongando por horas o registo dos grandes tremores (1).

Comparando os *tempos* em que entra cada fase, marcados nos sismogramas obtidos em pontos a diversas dis-

(1) Ver especialmente: *Theory of the propagation of seismic waves in Some problems of Geodynamics* por A. E. H. Love, Cambridge, 1911; *Velocità delle onde longitudinali etc. e Ulteriori ricerche sul Terremoto de 15 de Março de 1923*, por G. Agamennone, *Rendiconti della R. Accademia dei Lincei*, vol. XXII e XXIII.

tâncias dos epicentros de tremores de terra cujo estudo macrossímico seja tanto quanto possível perfeito, determinaram-se valores médios para as velocidades de propagação das ondas correspondentes a cada fase.

A observação deu para as do primeiro tremor preliminar a velocidade média

$$V_1 = 7,17 \text{ km/s.}$$

e para as do segundo

$$V_2 = 4,01 \text{ km/s.}$$

com a relação

$$\frac{V_1}{V_2} = 1,788 \dots\dots\dots (a)$$

Assimilam-se aos dois grupos de ondas que, num meio sólido isotrópico, se propagam independentemente e correspondem às *vibrações longitudinais* e às *vibrações transversais*. A teoria da elasticidade dá as suas velocidades pelas fórmulas conhecidas

$$V_1 = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \cdot \frac{E}{\rho}}$$

$$V_2 = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{1 + \sigma} \cdot \frac{E}{\rho}}$$

em que E é o módulo de Young, σ o coeficiente de Poisson e ρ a densidade do meio.

Tomando para a maioria dos sólidos isotrópicos, segundo Poisson, $\sigma = 0,25$, é

$$\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{3} = 1,732 \dots\dots\dots (b)$$

As duas relações (a) e (b) são muito próximas, correspondendo a (a) $\sigma = 0,27$, que pouco difere do valor adoptado por Poisson.

As ondas longitudinais I , percorrendo mais rapidamente a distância do foco ao sismógrafo, iniciam o tremor, adoptando-se a letra P para designar a sua chegada. Depois de um intervalo de tempo dependente daquela distância, chegam, no momento S , as ondas transversais, t , que completam os tremores preliminares.

A outra classe de ondas, a que corresponde a secção principal do sismograma, propaga-se ao longo da *superfície* da terra com a velocidade média de $3,56 \text{ km./s.}$ Compreende entre outras as ondas Rayleigh, propagando-se na superfície limite do meio elástico, com períodos mais longos do que os das vibrações transversais (ondas longas, L) e cuja velocidade é teoricamente ligada à das ondas transversais pela relação

$$V_s = 0,9184 V_2 \dots \dots \dots (c)$$

Tomando $V_2 = 4,01$, será $V_s = 3,69 \text{ km./s.}$, valor que não difere muito do valor médio observado por várias formas, uma delas comparando o tempo de registo, em pontos diferentes de um mesmo máximo bem caracterizado.

Além das ondas longas (L_1) que a partir do epicentro alcançam um ponto tomando o caminho superficial mais curto, registam-se, pelos sismógrafos sensíveis e nos grandes tremores, ondas (L_2) que percorreram o mesmo círculo em sentido oposto, e ainda umas e outras depois de darem a volta inteira do globo (L_3, L_4) (1). A diferença dos tempos de registo de L_1 e L_3 , será o tempo requerido pelas ondas sísmicas de velocidade igual a $3,46 \text{ km./s.}$ para dar uma volta à terra ($3^h. 12^m.$).

Realmente nas ondas longas devem distinguir-se dois grupos: transversais (L_t), sem componente vertical e propa-

(1) Ver *Sulla registrazione e velocità delle onde* W_2, W_3, W_4 , por Afonso Cavasino, *Bollattino della Societe Sismologica Italiana*, vol. XXIII, 1920-1921.

gando-se ao longo da superfície com a velocidade das ondas S; e ondas de Rayleigh (L_r), longitudinais e propagadas com a velocidade (c). Estas ondas são bem caracterizadas no sismograma pelo seu começo por vibrações de longo período que se vão tornando mais rápidas atingindo um período constante. Os máximos do sismograma aparecem geralmente na fase da mudança do período (1).

Quando o registo de um forte tremor é obtido relativamente perto do epicentro, seja a 2000 km., o sismograma apresenta com frequência o tipo da Fig. 2, em que o segundo tremor preliminar se torna mais saliente, constituindo uma fase activa que encerra vibrações amplas e mesmo os máximos principais.

Nos tremores de origem muito próxima, como 100 km., os sismogramas são do tipo da Fig. 3. As vibrações transversais, rápidas, com períodos médios de segundo e meio, tem as amplitudes máximas. A elas se devem atribuir as ruínas ocasionadas pelo tremor, como foi apontado pelo grande sismologista F. Omori, num dos seus últimos estudos (2). Comparando as figuras 1 e 2, e notando que as ondas transversais (t) que seguem o primeiro tremor preliminar decrescem, quando aumenta a distância ao epicentro, mais rapidamente do que os máximos da fase (m_3), vê nisto uma consequência da mais rápida dissipação da energia na propagação das ondas de vibrações de curto período.

Uma conclusão muito importante dêsses estudos refere-se à grandeza relativa dos movimentos verticais e horizontais. Mesmo na vizinhança do epicentro a amplitude dos primeiros é apenas, em média, $\frac{1}{8}$ da dos segundos.

(1) Ver *Modern Seismology*, do G. W. Walker, já cit., e *A Study of Pacific Earthquakes*, pelo Prof. G. Angenheister, in *The New Zealand Journal of Science and Technology*, vol. IV, n.º 5, 1921.

(2) *Seismological Notes*, n.º 5. Tokyo, Março, 1923.

Nas zonas sísmicas, portanto, as construções devem ter estabilidade para resistir principalmente aos movimentos horizontais.

É muito instrutiva a Fig. 5 que acompanha a nota do Omori sobre os terremotos da Ilha Formosa, em 2 de Setembro de 1922. Reproduz o sismograma, sem decompo-



sição do movimento, obtido em Tokyo, com separação nítida das fases e acentuado predomínio das ondas (S) de vibrações transversais.

Da dissipação da energia dos movimentos muito rápidos correspondentes a P e S poderia imaginar-se no sismograma uma pausa seguindo o aparecimento do primeiro e segundo tremor; mas não é assim e o movimento vibratório mantém-se por séries de efeitos de difracção prolongando P e S. Segundo o princípio de Huygens, cada ponto da superfície da terra atingido por P e S torna-se um centro de abalo com as mesmas velocidades de propagação V_1 e V_2 . Em cada ponto recebe-se, seguindo P ou S, uma série de ondas que se reforçam, culminando quando êle é alcançado pelo movimento que percorreu as duas cordas iguais, correspondentes à reflexão no ponto da superfície a meio da distância entre o ponto considerado e o epicentro. São as primeiras reflexões das ondas longitudinais ou transversais, designadas respectivamente por PR_1 e SR_1 e muitas vezes mais pronunciadas do que P e S.

Mas ainda o estado vibratório se complica, pela transformação do movimento transversal simples, nos dois longitu-

dinal e transversal, em cada ponto de reflexão, considerado como centro do abalo. Depois de S, antes da chegada de SR_1 , podem os movimentos combinados produzir um máximo PS correspondendo ao movimento que partiu do foco como transversal de velocidade V_2 e que avançou depois de reflexão, como longitudinal, com velocidade V_1 .

Ainda na fase das vibrações longitudinais se distingue, muitas vezes, quando a distância ao epicentro é compreendida em 300 e 700 km., depois de P, um ímpeto que se designa por $\bar{P}$ (Fig. 4) e cuja significação foi esclarecida por A. e S. Mohorovicic (1). Consideram na crosta terrestre uma camada exterior em que a velocidade das ondas longitudinais é 5,9 km., separada por uma superfície de discontinuidade da camada rochosa inferior e em que aquela velocidade passa bruscamente a 8 km. por segundo.

A profundidade da superfície de separação foi calculada em cerca de 60 km. e, se propagam as ondas $\bar{P}$ na camada exterior para que Rothé propõe o nome de ondas *continuas ou uniformes*. Para as distâncias epicentrais inferiores a 300 km. a propagação faz-se unicamente dentro desta camada exterior; entre 300 e 700 km. registam-se as duas fases; para distâncias superiores a 700 km. a propagação é profunda e apenas se registam as ondas P, com uma refração à emergência, na camada exterior (2).

A análise dos sismogramas com as duas fases P e $\bar{P}$ distintas dá um meio de determinação da distância ao epicentro.

(1) Ver a exposição dos trabalhos de A. Mohorovicic por E. Rothé: *Sur la propagation des ondes séismiques au voisinage de l'épicentre*, in *Travaux scientifiques, série A, Publications du Bureau Central Sismologique International*, Toulouse, 1924.

(2) Ver *The Interior of the Earth*, por J. B. Macelwane, *The Bulletin of the Seismological Society of America*, Junho, 1924.



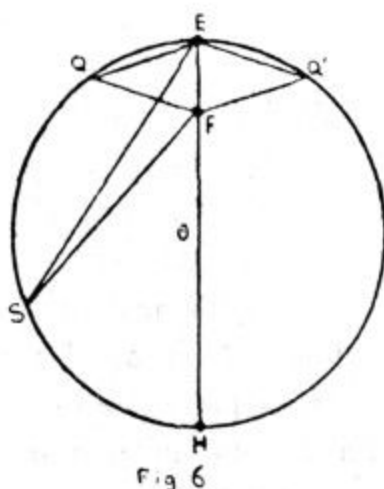
Como primeira aproximação, considerando os focos a pequena profundidade, os valores V_1 e V_2 tomam-se como independentes dela e, partindo dos que indicamos devidos a Zöppritz e Geiger, foram calculadas as tabelas que mais se empregam para, das diferenças entre P e S, tirar a distância (Δ) ao epicentro, e de P ou S deduzir o momento (O) do choque inicial.

Mas à medida que os problemas da velocidade das diferentes ondas se profundam, compreendendo a análise de sismogramas perfeitos, correspondentes a epicentros a distâncias sucessivamente maiores, até 18000 km., as concepções primitivas modificam-se. A transmissão profunda de l e t obriga à consideração da superfície de discontinuidade a 60 km., que foi referida, e a partir dela até 1200 km. admite-se que as velocidades de l e t aumentam rapidamente com a profundidade, passando respectivamente de 8 a 12,5 e de 4,3 a 6,8 km./s.. Estacamada de 1140 km. de espessura deve ser muito mais rígida do que as rochas da superfície. Abaixo de 1200 km. o aumento daquelas velocidades é mais lento, considerando-se ainda novas superfícies de discontinuidade a 1700 km. e 2900. Esta marca a passagem do *manto rochoso* para o núcleo, onde as velocidades de novo caem, passando a das ondas longitudinais de 13 a 8,5 km. por segundo.

Também a velocidade das ondas superficiais, das ondas de fase principal dos tremores distantes, é variável. Dos estudos do G. Angenheister já citados vê-se que é maior sob o Pacífico do que através dos continentes.

Por outro lado tem que entrar em consideração a profundidade do foco, que numa análise elementar aparece como factor de grande importância. O Professor Turner, na con-

tinuação de trabalhos anteriores, vai reunindo grande número de elementos, para estudos variados. A organização internacional dos estudos sismológicos, representada actualmente pela Secção de Sismologia da União Geodésica e Geofísica, publica sob a sua direcção o *International Seismological Summary* em que colaboram quasi todos os observatórios sismológicos actualmente em actividade. No primeiro número relativo a 1920 encontra-se o esquema do agrupamento dos tremores de terra sob a base da profundidade focal.



A Fig. 6 dá elementarmente a indicação da influência daquele factor sobre os tempos de chegada dos tremores preliminares a ponto colocados a distâncias crescentes do epicentro. Com o foco profundo F, as fases P e S chegam aos pontos compreendidos entre E e Q com atraso relativamente aos valores calculados supondo o foco superficial, em E. Na circunferência terrestre passando pelos pontos, que, como Q, são equidistantes de E e F, os tempos calculados e observados são iguais; a partir de Q, como em S, os tempos calculados excedem os observados. Devem encontrar-se por tantos erros sistemáticos correspondentes a diferenças positivas entre os valores calculados e os observados fora da circunferência QQ', e negativos dentro da calote Q'EQ. Ora, estudando um certo número de tremores com profundidade focal conhecida, Turner encontrou claramente erros sistemáticos da forma apontada.

As profundidades focais foram determinadas pelo malogrado Professor C. G. Knott, a que se deve um livro ainda precioso de sismologia física, *The Physics of Earthquake Phenomena*, publicado em Oxford, em 1908.

Em trabalho ulterior, com a exposição das ideias actuais sobre a constituição da terra, referirmo-nos-emos mais detalhadamente a estes assuntos.

*
* * *

A dura experiência nas regiões de grande sismicidade tem levado á adopção de certos meios de defesa contra o risco dos tremores. Em Portugal procede-se como se esse risco fôsse da mais remota probabilidade, ou como se estivessemos na absoluta ignorância de medidas eficazes para atenuar os efeitos do terrível flagelo.

No Japão pode dizer-se que diariamente se sente a terra tremer; no Chile, na Costa Rica, na Califórnia, na Itália, a memória dos homens está a ser despertada com frequência e dos desastres sofridos se vão colhendo ensinamentos para conjurar desastres futuros.

Entre nós não é desconhecido o perigo da repetição de tremores violentos em áreas cuja tectónica os explica, nem se ignora em certos meios oficiais o que se vai apurando sobre a forma de construir nos países instáveis. Mas há o receio supersticioso de divulgar o que se estuda, de se con- citar uma onda de ódios de uma população sem cuidados, apresentando-se alguém como profeta de desgraças a quem só quer ver alegrias no decorrer rápido da vida.

Oxalá não seja desmentida a sentença segundo a qual ninguém é profeta na sua terra, e oxalá jámais se justifi- quem os meus receios sobre a pavorosa catástrofe que visiono quando em Lisboa verifico a forma criminosa porque se tem construído de há uns anos para cá.

A cada passo se vê erguer construções que um abalo médio derrubaria, e quantas delas tem derruído sem que a terra trema... Junte-se a êste, o perigo ainda mais grave

do fogo, avassalando uma cidade que, em condições normais, não tem água para se apagar um incêndio isolado.

Vem a propósito traduzir da nota preliminar sôbre o grande tremor de terra do SE do Japão, em 1 de Setembro de 1923 (1), por A. Imamura, a passagem seguinte: «... os desastres foram extraordinários relativamente à grandeza do choque; mais de 95 % das perdas de edifícios foram causadas pelo fogo ateado pelo primeiro abalo. Os nossos colegas e especialmente o Prof. Omori muitas vezes avisaram os habitantes do Tokio da necessidade de reforçar as canalizações da água, com freqüência avariadas mesmo por choques moderados. O autor divulgou em 1905, pelo jornal «*Taiyo*» a sua opinião sôbre a possibilidade de, em futuro próximo, ser Tokio agitada por um tremor destruidor, o qual seria seguido por terrível incêndio, se não fôsem adoptadas formas novas de protecção contra o fogo. Previa uma perda de vidas superior a 100.000. Discuti esta opinião com tôdas as minúcias, mas a população da cidade não quis acreditar-me. Um sábio eminente ridicularizou-a então, e ainda em 1915, apontando-a como um rumor que poderia causar pânico geral».

Infelizmente a previsão confirmou-se de uma forma pavorosa.

O ilustre P.^e Navarro Neumann, sismologista eminente a quem é devido o extraordinário labôr científico da estação sismológica de Granada, tem procurado alargar o interesse pela sismologia publicando o seu livrinho *Terremotos, sismógrafos, edificios* (2) e as *Memorias y trabajos de vulgarización científica*.

No primeiro volume destas Memórias encontra-se a lista dos terremotos mais notáveis sentidos na Península Ibérica

(1) *Seismological Notes*, N.º 6. Imperial earthquake Investigation Committee, Tokio, Julho, 1924.

(2) Administração da «Ibérica». *Tortosa*.

desde o ano 500 antes da era de Cristo até 1917 inclusive, com uma tentativa de agrupamento em regiões e períodos sísmicos.

A estrutura geológica de Portugal leva à divisão do nosso território nas regiões seguintes: a) parte portuguesa da submeseta setentrional, compreendendo o maciço galáico-duriense; b) parte portuguesa da submeseta meridional; c) orla mesozóica ocidental; d) orla mesozóica meridional; e) bacias terciárias do Tejo e do Sado.

As duas primeiras entram na região sísmica do Sr. N. Neumann que compreende toda a meseta ibérica e a que, dos 248 terremotos da lista, só correspondem 14 ou seja 6%.

Esse número pertence quasi inteiramente ao maciço galáico-duriense, podendo a meseta propriamente dita considerar-se quasi assísmica.

Realmente na parte portuguesa da meseta os tremores, em pequeno número, não excedem geralmente o grau iv, sendo raros os que atingem o grau vi e esses geralmente sentidos nas costas do Minho.

A orla mesozóica meridional e a parte norte do Algarve entram na iii região sísmica à qual pertencem 97, ou 39% dos tremores catalogados, e que compreende várias zonas de alta sismicidade, relacionadas com acidentes tectónicos conhecidos, como as de Granada, de Almeria e de Sevilha.

Dos oito tremores do Algarve, o mais intenso, em 1722, atingiu na parte oriental da provincia o grau x.

A orla mesozóica ocidental e as bacias terciárias do Tejo e do Sado constituem a região iv à qual pertencem 11 ou 5% dos tremores catalogados, sendo o de Benavente, em 23 de Abril de 1909, o mais intenso (1).

(1) No apêndice que acompanha a lista vem colocado nesta região o tremor de 1902, do Vale da Amoreira, que está situado na sub-meseta setentrional.

Grande número, 47, ou 19%, pertence à vi região, depressão do fundo marinho que se alarga a SW do nosso país. Nêles teriam tido os seus epicentros os terremotos de Lisboa em 1356, 1531, 1755, e o de Setúbal em 1858.

Pondo de parte pequeno número de tremores, a análise da lista mostra que a actividade sísmica, com períodos de calma, reaparece, afectando os mesmos pontos, como é de esperar em regiões de complicados accidentes tectónicos, cortadas de falhas, enrugadas, com áreas largas de abatimento, e em que as forças em trabalho, como tensões acumuladas, podem de onde a onde exceder os limites de elasticidade das massas deformadas.

Temos em Portugal ou na sua vizinhança zonas sísmicas em que se podem originar tremores da maior intensidade; certas áreas do nosso país estão sob a ameaça constante dessas catástrofes. Pensando no risco que correm tantas vidas e tantos valores, parece que deveríamos abandonar o nosso fatalismo de meridionais e, seguindo os exemplos de fora, adoptar nas construções futuras os ensinamentos de uma dolorosa prática e estudar algumas formas de atenuar os efeitos de derrocadas prováveis, entre elas o de dotar as nossas cidades ameaçadas duma abundante e segura distribuição de água e de todos os meios de conjurar o terrível flagelo do fogo.

*
* *

Aos sismologistas compete apontar as zonas de maior sismicidade, delimitar nelas, de harmonia com os estudos geológicos, as áreas que oferecem maior estabilidade às construções. É bem sabido que os aterros e as formações geológicas mais modernas, pouco consolidadas, ou por cimentar — areias, aluviões recentes, constituem bases perigosas para a construção nas zonas sísmicas.

Assentando sobre rochas mais sólidas, são animadas de movimentos de maior amplitude, como os que exageradamente se podem comunicar a pequenas massas sólidas sobre uma placa elástica que se faça vibrar.

Por ocasião do grande tremor de terra de S. Francisco da Califórnia, em 1906, e dos recentes do Japão, ficou bem patente esta influência, que é também manifesta nos efeitos do terremoto de 1755 em Lisboa e na bacia do Sado, objecto de estudos interessantes do Senhor Engenheiro Pereira de Sousa (1).

Aos sismologistas compete também estudar as circunstâncias dinâmicas dos tremores, a aceleração dos movimentos sísmicos e a natureza desses movimentos, habilitando os architectos para o estudo do problema da estabilidade das construções. Mas para a solução deste problema de muito vale a observação dos efeitos dos últimos tremores nas cidades com muitas construções modernas e que já obedeciam a planos considerados garantia de estabilidade.

Desde os trabalhos de John Milne, um dos fundadores da sismologia, as investigações têm prosseguido no Japão, e na redificação de S. Francisco procurou-se pôr em prática tudo o que a experiência recomendava. Agora, na parcial destruição de Yokohama e Tokyo, ficaram confirmadas certas bases, como dogmas para a construção em países instáveis.

Nestas cidades predominavam as construções em madeira, ligeiras, do tipo japonês; havia grande número de casas de

(1) Vêr *Ideia Geral dos efeitos do Megatismo de 1755 em Portugal*, Lisboa, 1914, e *O Megatismo do 1.º de Novembro de 1755*, vol. I e II, Lisboa, 1915 e 1916, por Francisco Luís Pereira de Sousa, capitão de Engenharia e Assistente da Universidade de Lisboa.

A este distinto Geólogo se deve o catálogo anual dos macrossismos portugueses, publicado a partir de 1911 nas *Comunicações do Serviço Geológico de Portugal*.

tijolo com vários andares, até quatro; nos últimos quinze anos tinham-se erguido muitas casas de cimento armado com alturas superiores a 30 metros; e ainda, nos últimos cinco anos, as maiores construções foram armadas em aço, não excedendo geralmente 30 metros, e obedecendo a combinações diversas, exclusivamente com cimento armado, ou com tijolo e pedras.

A característica principal de todas as casas incolumes ou ligeiramente avariadas é a *rigidez da sua construção*. Fôsse qual fôsse o material empregado, as cazas que não sofreram estão construídas com ligações tão perfeitas que formaram um bloco, uma unidade, com os seus fundamentos, quando estes foram agitados pelo movimento sísmico.

Dos edificios com esqueletos de aço, ficaram absolutamente intactos os que tinham as paredes e divisões de cimento armado; e os construídos só de cimento armado foram os de maior resistência: 78 % sem avarias, 11,7 % com avarias ligeiras e, inteiramente arruinados, apenas 1,3 % (1).

A bibliografia sobre o assunto é muito rica, despertando muito interesse os trabalhos publicados depois dos grandes terremotos de Messina, S. Francisco, Jamaica, Costa Rica, Chile. Mas o tremor japonês forneceu provas para muitas das novas formas de construção e por isso assiste-se agora ao recrudescer da actividade de sismologistas e architectos sobre este campo de investigações que lhes é comum.

Geralmente os efeitos geológicos dos tremores de terra são muito ligeiros. Raras vezes aparecem falhas largamente abertas e com desnivelamentos apreciáveis; só em condições excepcionais há perigosos deslizamentos de terreno.

Procede-se agora a novas operações de nivelamento na

(1) *Earthquake — Proof Building Construction as revealed by the Japanese Earthquake*, por H. M. Hadley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Março de 1924. (Vol. 14, n.º 1).

região afectada pelo tremor do Japão, em virtude do valor teórico dessas medidas, mas não porque fôsem bem viáveis alterações topográficas.

Radica-se assim a ideia de que o perigo dos tremores de terra *foi criado* pelo homem, que edifica muitas vezes a sua casa para que venha a ser o seu próprio túmulo.

A mortalidade nalguns tremores de terra recentes foi enorme: nos de Messina, em 1908, e Avezzano, em 1915, subiu a 65 e 96 por cento das respectivas populações.

O perigo seria pequeno, se os habitantes das regiões sísmicas construíssem as suas casas como seguros abrigos, em lugar de, como entre nós, aglomerar gaiolas da mais duvidosa estabilidade.



Os aspectos práticos da sismologia deveriam ter o ambicionado remate da previsão dos tremores. Não basta saber *onde* os terremotos podem desencadear-se, será preciso dizer *quando* se produzem.

Se foi possível a Imamura anunciar o grande terremoto do Japão, a Omori prever os de Valparaíso, e da Ilha Formosa, reconhecendo-se que em muitos casos aumenta a actividade sísmica tempos antes de um abalo desastroso, estas previsões têm enormíssimos e óbvios inconvenientes. Da frequência de tremores registados pelos sismógrafos e provenientes de centros colocados numa zona sísmica não há, no estado actual da sismologia, possibilidade de anunciar uma terrível catástrofe, lançando o terror nos seus habitantes e produzindo perturbações económicas de toda a ordem. Outras vezes ela surge sem tremores percussores de intensidade crescente e sem que fenómenos *conhecidos* de ordem diversa sejam anúncio seguro da sua próxima ocorrência.

Infelizmente ainda não há conclusões a apresentar.

As investigações prosseguem segundo duas directrizes diferentes: Em primeiro lugar continuam os estudos de frequência e peridiocidade e as tentativas de correlação com outros fenómenos naturais periódicos ou não — perturbações magnéticas e eléctricas; influências planetárias; influências solares como a das manchas solares, temperatura, pressão atmosférica, velocidade dos ventos, peridiocidade das estações; influências solares e lunares, marés oceânicas, marés terrestres; variações da latitude. O magnífico trabalho que sobre o assunto Leo A. Cotton (1) publicou no Boletim da Sociedade Sismológica da America dá completa informação sobre o estado actual destas investigações.

Em segundo lugar procuram-se métodos experimentais de previsão: registo mecânico de pequenas deformações, medidas trigonométricas, observações microfónicas que permitam avaliar o estado de tensão e a forma porque vão cedendo certas zonas deformadas e especialmente as cortadas por falhas. Apontamos como exemplo a proposta de investigações apresentada por E. Hodgson, o sucessor do Dr. Klotz na direcção dos trabalhos de Sismologia de Ottawa, no congresso Pan-Pacífico do «Australian National Research Council, em Agosto de 1923».



Os sismologistas não podem ainda prever nem a curto nem a longo praso os tremores de terra. Bem mais antigos são os estudos meteorológicos, e as previsões do tempo nos observatórios em que se reúnem muitas informações são

(1) *Earthquake frequency, with spécial reference to tidal stress in the lithosphere*, por Leo A. Cotton, *Department of Geology, University of Sydney*. — *Bolletín of the Seismological Society of America*, vol. 12, n.º 2 e 3, 1922.

falíveis, mesmo com a pequena antecedência de um dia, debatendo-se actualmente métodos diversos de combinar os dados em que elas se baseiam.

Como geralmente entre nós avisos ou conselhos de estranhos são recebidos com o maior acatamento, seja-me permitido terminar espalhando os do professor Agamennone aos habitantes do Reatino a propósito do recente período sísmico de Rivodutri. São revestidos da grande autoridade do ilustre director do Observatório Geofísico de Rocca di Papa.

Vão na sua bela língua:

«Pero, siccome pur troppo é vera la sentenza, enunciata già da Plinio circa 18 secoli fa, e cioè, che *dove la terra ha tremato, tremerà*, sento il dovere di manifestare il mio pensiero, vale a dire che, dato *l'abito sísmico* del distretto, non mancheranno in avvenire altri *periodi sísmici* e forse ben più intensi dell'attuale. E perciò termino col ricordare il *Caveant consules*, nel senso che si profitti della calma sísmica, che va a ricominciare, per restaurare e consolidare gli edifici che ne hanno bisogno e sanno le ingiurie delle passate commozioni, e per costruire più razionalmente i nuovi, affinché i nostri discendenti non abbiano a scontare duramente le imprevidenze nostre... Sicchè parafrasando il noto aforisma *Si vis pacem para bellum*, possiamo dire, nel nostro caso: *Si vis securitatem para domum solidam*» (1).

Chiusura Ferruccio di Cavallo

(1) *Il recente periodo sísmico di Rivodutri (Rieti)*, G. Agamennone. Estratto dalla Rivista *Terra Sabina*, Dicembre, 1924.