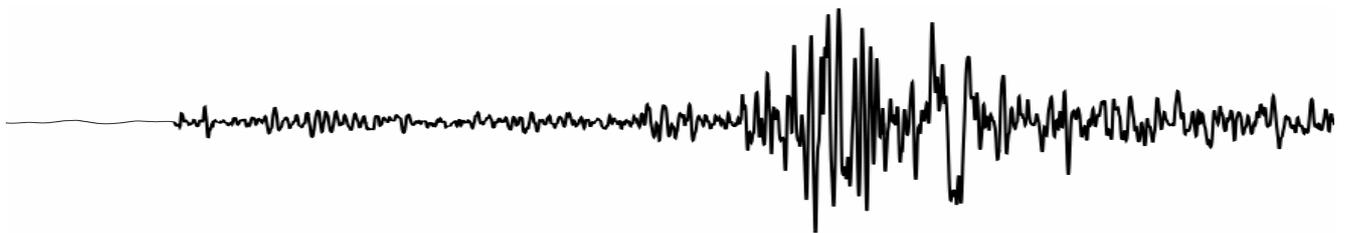
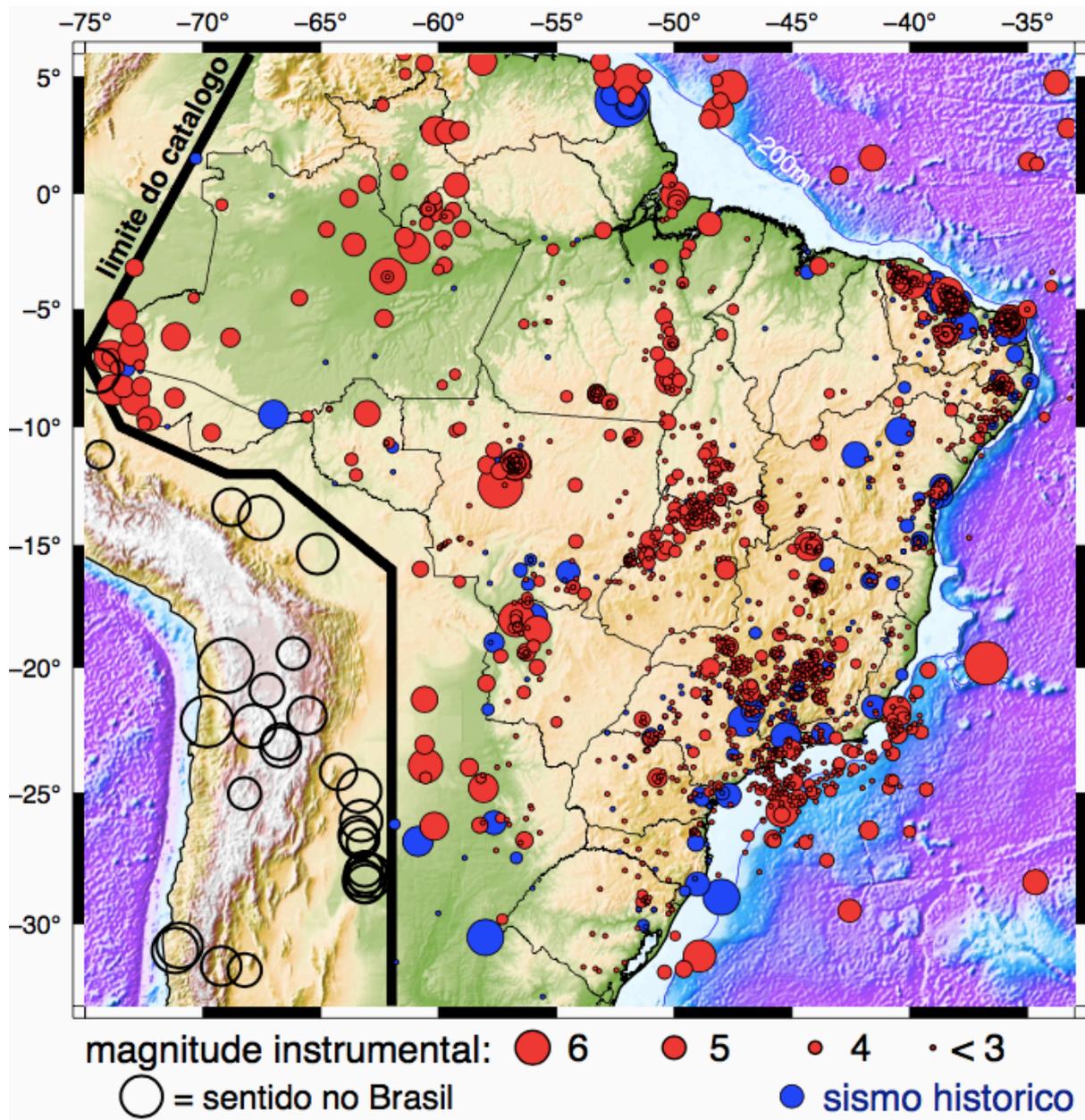


Introdução à Sismologia



1. Introdução

No dia 13 de novembro de 2006, o sr. José da Silva assistia televisão calmamente quando, por volta das 22h40, percebeu o lustre da sala oscilar e sentiu uma certa tontura. Logo percebeu que o prédio todo estava balançando. Assustado, desceu à rua e se juntou aos outros moradores que também haviam sentido o tremor. Até os bombeiros foram chamados. Nessa noite, alguns habitantes de São Paulo testemunharam um fenômeno geológico importante: um terremoto ocorrido no norte da Argentina, causado pela interação de duas placas tectônicas, propagou ondas sísmicas pelo interior da Terra até São Paulo. Essas vibrações sísmicas foram ampliadas ao interagirem com a bacia sedimentar de São Paulo e fizeram alguns prédios altos oscilar em ressonância. Esse episódio envolve todos os aspectos da SISMOLOGIA: as causas dos sismos relacionadas com as tensões geológicas e movimentação das placas, a propagação das ondas sísmicas e a estrutura interna da Terra, e as questões dos efeitos das ondas e risco sísmico.

O que é um terremoto?

Terremoto, ou sismo, é a ruptura repentina (deslizamento) de uma falha ou fratura geológica gerando vibrações que se propagam em todas as direções. As rupturas ocorrem devido ao acúmulo de tensões no interior da Terra, principalmente relacionado ao movimento das placas litosféricas.

As tensões podem levar vários anos para se acumularem até atingir o limite de resistência das rochas. Quando estas não resistem mais às altas tensões, rompem-se em poucos segundos (geralmente ao longo de uma falha geológica). Cada lado da fratura desliza em relação ao outro. A ruptura gera deslocamentos e ondas sísmicas, semelhantes às oscilações produzidas na superfície da água quando se atira um pedra num lago. Quanto maior for a área da superfície da ruptura, maior será a magnitude do sismo. Os efeitos destrutivos das ondas sísmicas dependem da magnitude do terremoto e da distância do epicentro. O ponto inicial da ruptura é chamado de **foco** ou hipocentro, e sua projeção na superfície é chamada de **epicentro**. O sismo ocorrido na Argentina, esquematizado na figura 1, teve o seu epicentro em 26°S e 66°W e o hipocentro a 550 km de profundidade (Figura 1).

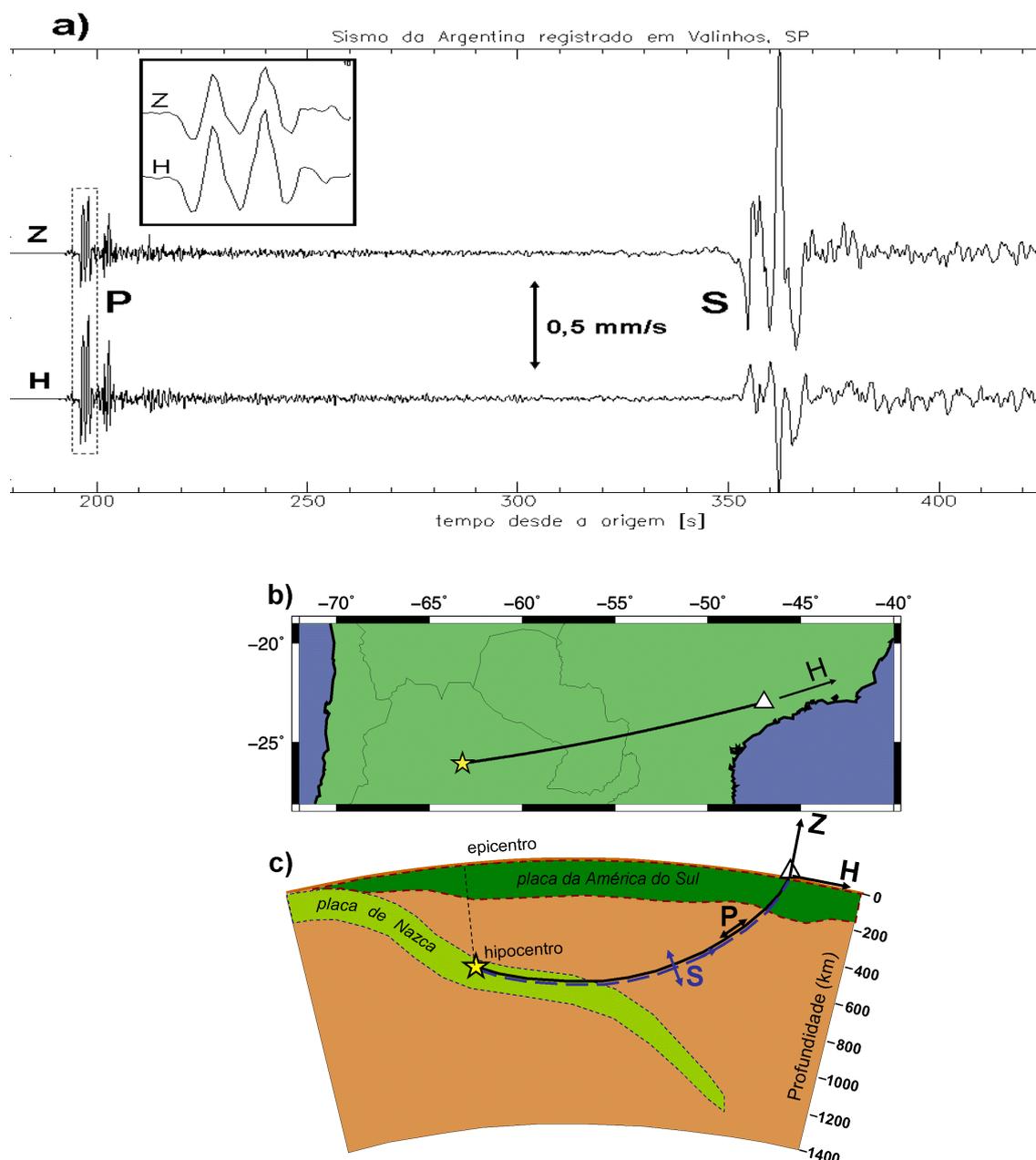


Figura 1: (a) Registro do sismo da Argentina de 13/11/2006 na estação sismográfica de Valinhos (SP), componentes vertical (Z) e horizontal (H) do movimento do chão. As ondas P demoraram 195 segundos para vir do hipocentro à estação, e as ondas S demoraram 350 segundos. O quadrado mostra uma ampliação da parte tracejada das ondas P. As ondas S deste sismo provocaram oscilação de alguns prédios altos da cidade de São Paulo, que assustaram os moradores dos andares mais altos. (b) Localização do epicentro (estrela) e a estação de Valinhos, SP (triângulo). (c) Perfil com o hipocentro na zona de subducção dos Andes e as trajetórias das ondas longitudinais P (linha contínua) e das ondas transversais S (linha tracejada) desde o hipocentro até a estação. Z e H indicam as componentes vertical e horizontal do movimento do chão na estação.

Terremotos destrutivos ocorrem poucas vezes por ano, mas centenas de terremotos ou sismos menores ocorrem diariamente em todo mundo sem causar danos. A grande maioria tem baixa magnitude ou ocorre com epicentro no mar, longe de regiões habitadas, e nem é percebida. A maior parte ocorre próximo às bordas das placas tectônicas, relacionada à interação entre duas placas

litosféricas. Os sismos de grande magnitude ocorrem neste contato entre duas placas com movimento convergente. O maior terremoto já registrado no mundo ocorreu no sul do Chile em 1960 (magnitude Richter 9,5) no contato entre a placa de Nazca e a da América do Sul. As profundidade dos sismos podem atingir 650 km. Os mais profundos distribuem-se em uma zona inclinada mostrando a região onde uma placa oceânica mergulha no manto por debaixo de outra placa. Esta zona é conhecida como **Zona de Wadati-Benioff** em homenagem aos sismólogos Kiyoo Wadati (Japão) e Hugo Benioff (Estados Unidos) que, de forma independente, reconheceram-na pela primeira vez. No Acre, por exemplo, ocorrem sismos freqüentes com profundidades focais entre 600 e 650 km, situados no final da zona de Wadati-Benioff da placa de Nazca que mergulha no manto debaixo da América do Sul.

Embora mais de 90% da energia das tensões geológicas sejam liberadas por sismos em borda de placas, as regiões distantes dos limites das placas tectônicas também podem ter sismos, embora menos freqüentes e de menores magnitudes. Nestas regiões “estáveis”, referidas como **intraplaca**, os sismos têm pequenas profundidades, raramente chegam a 40 km, e correspondem a pequenas rupturas na crosta superior. Nenhuma região intraplaca está totalmente isenta de pequenos tremores. Em alguns casos raros, sismos intraplaca podem atingir magnitudes altas, acima de 7, e ser catastróficos. Um dos casos mais famosos foi a série de três terremotos em New Madrid (Vale do Mississipi, Missouri, Estados Unidos) na virada de 1811 para 1812 com magnitudes entre 7 e 8. Em 1929, um terremoto de magnitude 7,3, na plataforma continental do Canadá, provocou um grande deslizamento do talude continental e enormes prejuízos. Um dos casos mais recentes ocorreu em 2001, no oeste da Índia, região de Gujarat, com magnitude 7,6, que deixou um saldo catastrófico de 20 mil mortos e 160 mil feridos.

Alguns sismos podem ser “induzidos” pela intervenção do homem na natureza como, por exemplo, na construção de grandes represas hidrelétricas (através da penetração de água sob pressão em fraturas potencialmente sísmicas abaixo do reservatório), ou em mineração subterrânea (pela alteração das tensões do maciço rochoso causada pela escavação). Em geral estes sismos têm magnitudes baixas. No Brasil, cerca de vinte represas hidrelétricas já provocaram sismos, e os maiores (magnitude ~4) causaram pequenas trincas em algumas casas da área rural.

2. Ondas sísmicas

São vibrações ou oscilações que se propagam pelo interior da Terra em todas as direções, a partir do foco, ou hipocentro, causadas pela ruptura das rochas. Quanto maior for a área da superfície da ruptura, ou quanto maior for a tensão liberada pela ruptura, mais fortes serão as vibrações (maiores amplitudes de oscilação das partículas do meio). Estas ondas sísmicas são chamadas “elásticas” pois,

ao se propagarem pelas rochas, as vibrações causam deformações no meio (variação de volume ou de forma) que desaparecem logo após a passagem das ondas.

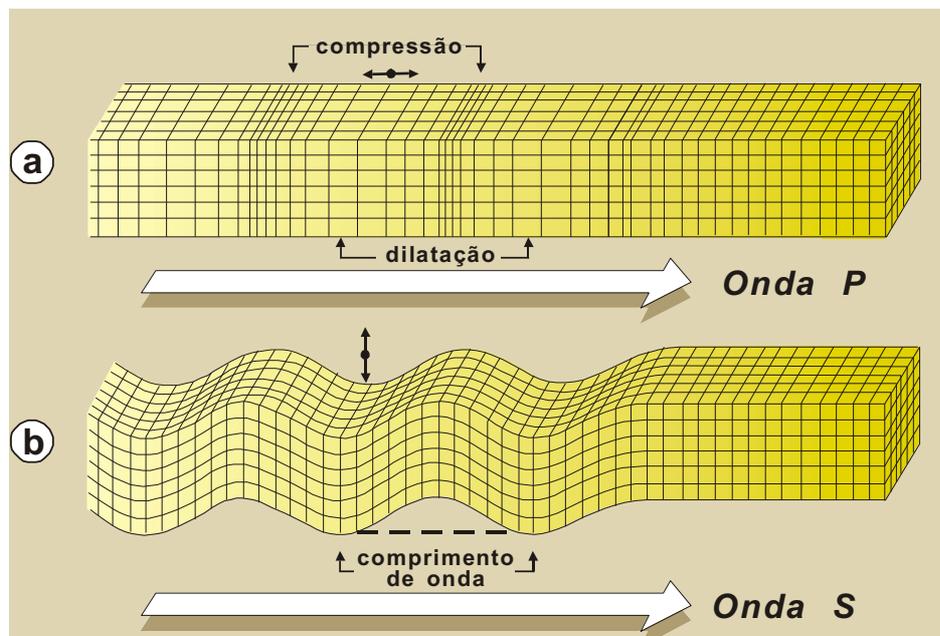
Existem dois tipos fundamentais de ondas: **longitudinais** (ou primárias, **ondas P**) e **transversais** (ou secundárias, **ondas S**). Nas ondas longitudinais, as partículas do meio vibram na mesma direção em que as ondas se propagam (Figura 2a). O som que se propaga no ar é uma onda P. A Fig. 1 mostra as ondas P e S de um terremoto profundo da Argentina registradas numa estação sismográfica no estado de São Paulo. A vibração longitudinal da onda P (paralela à direção de propagação) faz o chão da estação oscilar para cima (componente Z no detalhe do sismograma) e para frente (componente H) ao mesmo tempo, ou para baixo e para trás (Figura 1a e 1c). Nas ondas transversais (ondas S, Fig. 2b), as partículas do meio oscilam perpendicularmente à direção de propagação da onda. Isto também pode ser visto na Figura 1a com as componentes Z e H da onda S, defasadas.

Figura 2:

a) ondas P (longitudinais)

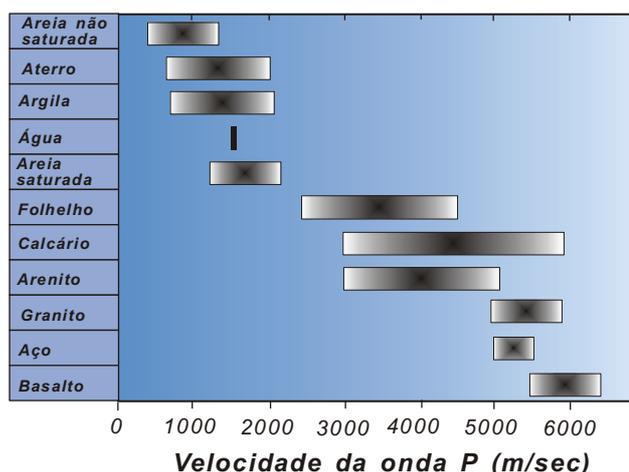
b) ondas S (transversais)

(Fonte: Assumpção e Dias Neto, 2000).



As ondas P possuem velocidade de propagação maior do que as ondas S, sendo portanto as primeiras registradas nos sismógrafos. As ondas P se propagam em meios, sólidos, líquidos ou gasosos. Já as ondas S propagam-se apenas em meios sólidos. As velocidades de propagação das ondas P e S dependem apenas do tipo de rocha, independente da amplitude ou frequência das vibrações, assim como a velocidade do som no ar (onda P) é sempre de 340 m/s). A Fig. 3 mostra as velocidades de alguns materiais.

Figura 3. Velocidades típicas da onda P em alguns materiais comuns.



A propagação das ondas P se dá pela alternância entre compressões e dilatações consecutivas do meio elástico, causando variações de volume do material (na Fig. 2a. vê-se que os cubinhos são achatados e dilatados na passagem da onda). As ondas transversais propagam-se apenas em meio sólido, com as partículas oscilando perpendicularmente à direção de propagação (Figura 2b). Isto pode ser exemplificado pelo movimento ondulatório de uma corda, quando fixada a uma de suas extremidades. Na Fig. 2b vê-se que os cubinhos do meio são deformados em losangos. Este tipo de deformação chama-se “cisalhamento”.

Dois outros tipos especiais de ondas sísmicas são muito comuns: as **ondas de superfície** Love (Figura 4a) e Rayleigh (Figura 4b), que se propagam junto à superfície. As vibrações diminuem rapidamente com a profundidade. Nas ondas Love, as partículas vibram na direção horizontal perpendicular à da propagação das ondas (direção transversal); é um modo especial de propagação de ondas S polarizadas horizontalmente e restritas às camadas mais superficiais da Terra. Nas ondas Rayleigh, por outro lado, as partículas oscilam num plano vertical descrevendo uma elipse (este movimento é parecido com as ondas do mar). As ondas Rayleigh são um modo especial de propagação por interferência construtiva de ondas P e S refletidas nas camadas mais rasas da Terra. As ondas de superfície têm velocidades de propagação menores do que as ondas P e S. Quanto mais raso for o terremoto, maior amplitude terão as ondas de superfície.

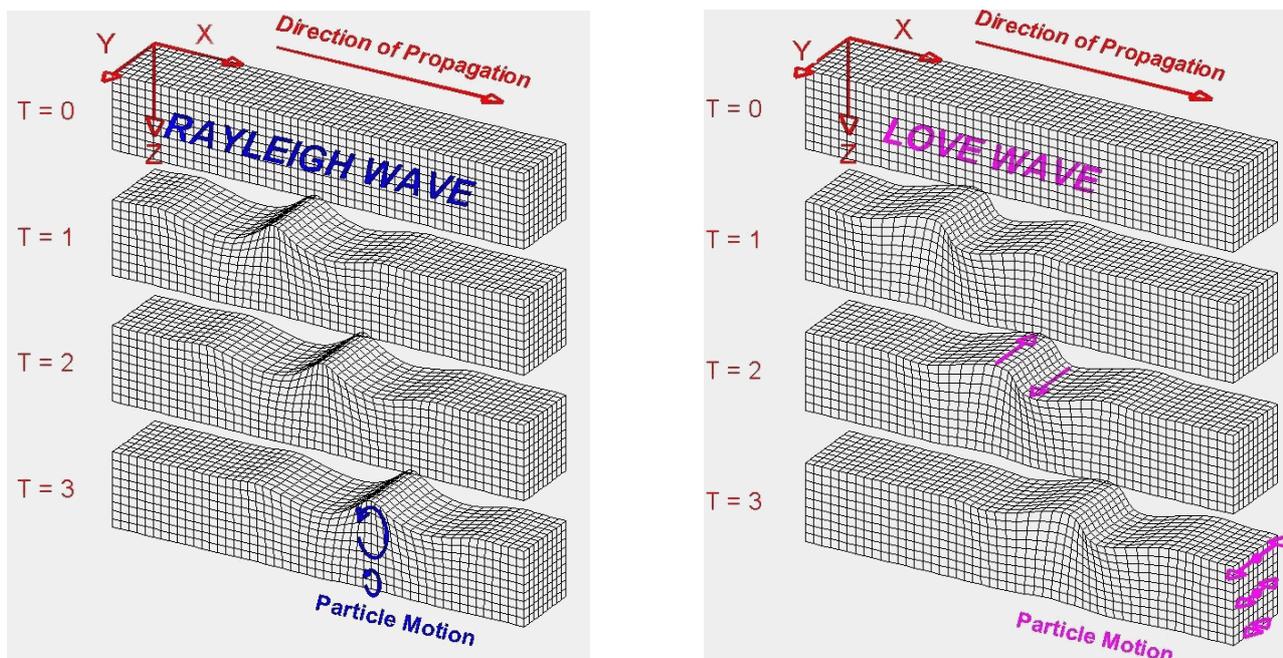


Figura 4. Ondas de superfície Rayleigh e Love. “X” é a direção radial, i.e., a direção de propagação da onda. “Y” é a direção transversal, i.e., direção horizontal perpendicular à propagação. A oscilação da onda Rayleigh (“movimento de partícula”) é uma elipse retrógrada no plano vertical-radial. A vibração da onda Love é apenas na direção transversal.

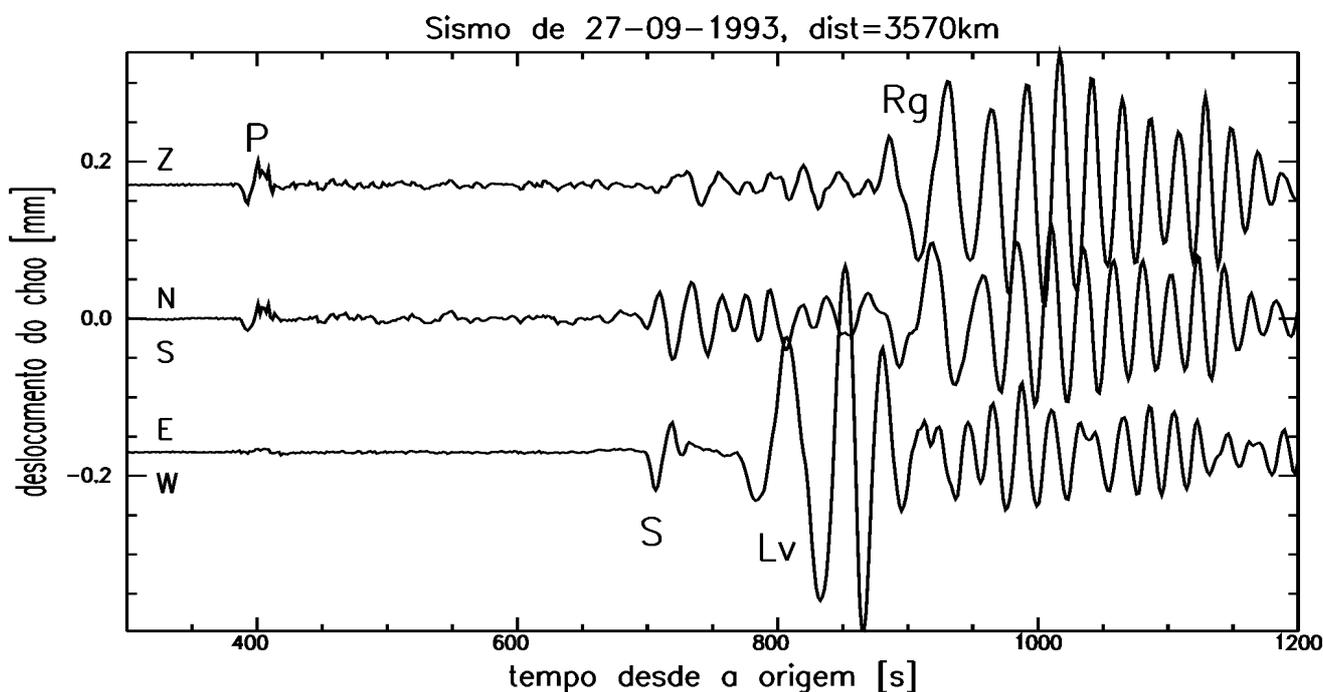


Figura 5. Registro em Poços de Caldas de um terremoto de magnitude 6,1 a 3570 km de distância ao sul da estação. Note que a oscilação da onda P é mesmo longitudinal. “Lv” e “Rg” indicam o trem de ondas Love e Rayleigh. Veja que o movimento do chão na passagem destas ondas é mesmo como mostrado na Figura 4.

3. Medindo os terremotos

3.1 Intensidade Mercalli

Uma maneira de se medir a intensidade de um sismo ou terremoto é pelo efeito que ele causa. A classificação mais utilizada para os efeitos de um sismo é a chamada “Escala Mercalli”, com graus que variam de I a XII, conforme os efeitos nas pessoas, construções e na própria natureza. Portanto, é uma escala que não envolve medida direta com instrumentos, mas apenas classifica a intensidade das vibrações segundo a percepção do ser humano e os estragos causados. Apesar de se tratar de uma escala com certo grau de subjetividade, é importante no estudo dos sismos “históricos”, ou seja, dos sismos que não foram registrados por sismógrafos, como por exemplo o sismo de 1886 no Rio de Janeiro (Figura 6). A Tabela 1 resume a descrição dos principais efeitos dos terremotos segundo a escala “Mercalli Modificada”, e os valores aproximados da aceleração do movimento do chão.

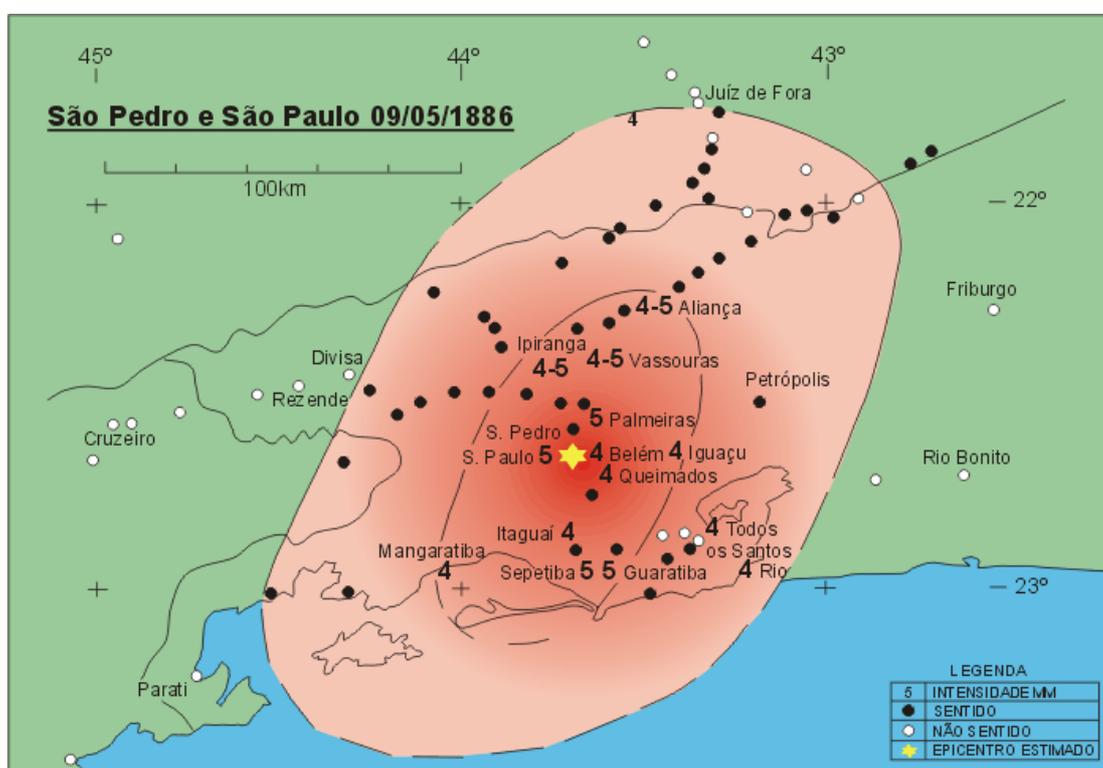


Figura 6: Mapa de intensidades do terremoto do Rio de Janeiro de 09/05/1886. Segundo notícias de jornais da época, o sismo chegou a provocar pequenas trincas na área do epicentro. Este terremoto foi sentido pelo imperador d. Pedro II em seu palácio de Petrópolis. O interesse de d. Pedro pelo fenômeno foi tanto que ele enviou uma pequena comunicação à principal revista científica da época, o *Compte Rendus* da Academia de Ciências de Paris. Os números no mapa indicam intensidades na escala Mercalli; pontos pretos são locais onde o abalo foi sentido e pontos brancos onde não foi sentido. A estrela representa o epicentro estimado pela distribuição das intensidades.

Tabela 1: Escala de Intensidade Mercalli Modificada (abreviada). *A Escala Mercalli original é do século 19. Em 1931, A. Neumann modificou as descrições dos efeitos característicos de cada grau da escala e a chamou de Escala Mercalli Modificada, comumente abreviada por “MM”.*

Grau	Descrição dos efeitos	Aceleração (g)
I	Não é sentido. Leves efeitos de período longo de terremotos grandes e distantes.	
II	Sentido por poucas pessoas paradas, em andares superiores ou em locais favoráveis.	<0,003
III	Sentido dentro de casa. Alguns objetos pendurados oscilam. Vibração parecida à passagem de um caminhão leve. Algumas pessoas sentem quantos segundos durou o tremor. Pode não ser reconhecido como um abalo sísmico.	0,004 – 0,008
IV	Objetos suspensos oscilam. Vibração parecida à de um caminhão pesado. Janelas, louças e portas fazem barulho. Paredes e estruturas de madeira rangem.	0,008 – 0,015
V	Sentido fora de casa; algumas pessoas percebem de onde vêm as vibrações. Pessoas acordam. Líquido em recipiente é perturbado. Objetos pequenos e instáveis são deslocados. Portas oscilam, fecham e abrem.	0,015 – 0,04
VI	Sentido por todos. Muitos se assustam e saem às ruas. Pessoas andam sem firmeza. Janelas e louças são quebradas. Objetos e livros caem das prateleiras. Reboco fraco e construção de má qualidade racham.	0,04 – 0,08
VII	Difícil manter-se em pé. Objetos suspensos vibram. Móveis quebram. Danos em construção de má qualidade, e formam-se algumas trincas em construção normal. Queda de reboco, ladrilhos ou tijolos mal assentados e telhas. Ondas em piscinas. Pequenos escorregamentos de barrancos arenosos.	0,08 – 0,15
VIII	Danos em construções normais com colapso parcial. Algum dano em construções reforçadas. Queda de estuque e alguns muros de alvenaria. Queda de chaminés, monumentos, torres e caixas-d'água. Galhos das árvores quebram-se. Trincas aparecem no chão.	0,15 – 0,3
IX	Pânico geral. Construções comuns são bastante danificadas, às vezes ocorre colapso total. Danos em construções reforçadas. Tubulação subterrânea quebrada. Rachaduras visíveis no solo.	0,3 – 0,6
X	A maioria das construções é destruída até as fundações. Danos sérios a barragens e diques. Grandes escorregamentos de terra. Água é lançada nas margens de rios e canais. Trilhos são levemente entortados.	0,60 – 1
XI	Trilhos são bastante entortados. Tubulações subterrâneas são completamente destruídas.	~1 – 2
XII	Destruição quase total. Grandes blocos de rocha são deslocados. Topografia e níveis são alterados. Objetos são lançados ao ar.	~ 2

A intensidade das vibrações de um sismo depende da distância do epicentro. Um sismo relativamente pequeno, mas raso, pode causar sérios danos bem próximo ao epicentro (grande intensidade). Da mesma forma, sismos maiores como, por exemplo os sismos profundos do Acre, podem não causar dano algum na superfície (baixa intensidade) por ter o foco muito profundo. Assim, a escala Mercalli não é muito apropriada para medir o “tamanho” de um sismo, ou seja, a energia total liberada pela ruptura. Para isso usa-se a “escala de magnitude”, desenvolvida originalmente em 1935 pelo sismólogo Charles Francis Richter, na Califórnia (EUA).

3.2 *Magnitude Richter*

A energia transportada por uma onda depende da amplitude da sua oscilação (A) e do seu período (T). A amplitude de uma onda é o valor máximo da oscilação, podendo ser expressa em microns (μm ; 1 micron equivale a 1 milésimo de milímetro). O período corresponde ao tempo que uma oscilação leva entre dois máximos (ou dois mínimos). A energia transportada pela onda é proporcional a $(A/T)^2$ (i.e., é proporcional à energia cinética de oscilação das partículas do meio).

A amplitude da onda também varia com a distância do epicentro. A escala de magnitude Richter usa a amplitude máxima de uma onda sísmica (geralmente a onda P, ou a de superfície Rayleigh por serem mais facilmente observadas) e faz uma correção para levar em conta a atenuação da onda entre o foco e a estação onde foi medida. Como as oscilações das ondas sísmicas variam desde milionésimos de microns (10^{-9} mm) até vários centímetros, torna-se inviável sua representação em uma escala linear. Desse modo, utiliza-se uma escala logarítmica (base 10), onde cada unidade a mais na escala representa um aumento de dez vezes na amplitude das ondas. Por exemplo, um sismo de magnitude 5 causa vibrações com amplitudes dez vezes maiores do que um de magnitude 4 (observado na mesma distância); um de magnitude 6 teria vibrações cem vezes maiores que o de magnitude 4. Por este motivo não há um limite inferior na escala e as magnitudes podem ser até negativas para tremores muito pequenos (micro-tremores).

Uma maneira de se medir a magnitude Richter de um terremoto distante é pela amplitude máxima da onda Rayleigh, usando a fórmula abaixo:

$$M_S = \log (A/T) + 1,66 \log (\Delta) + 3,3 \quad (1)$$

onde: A é a amplitude máxima da onda Rayleigh (em μm), T é o período desta oscilação máxima (em segundos) e Δ é a distância do epicentro dada em graus (medida no centro da Terra, $1^\circ = 111,1$ km).

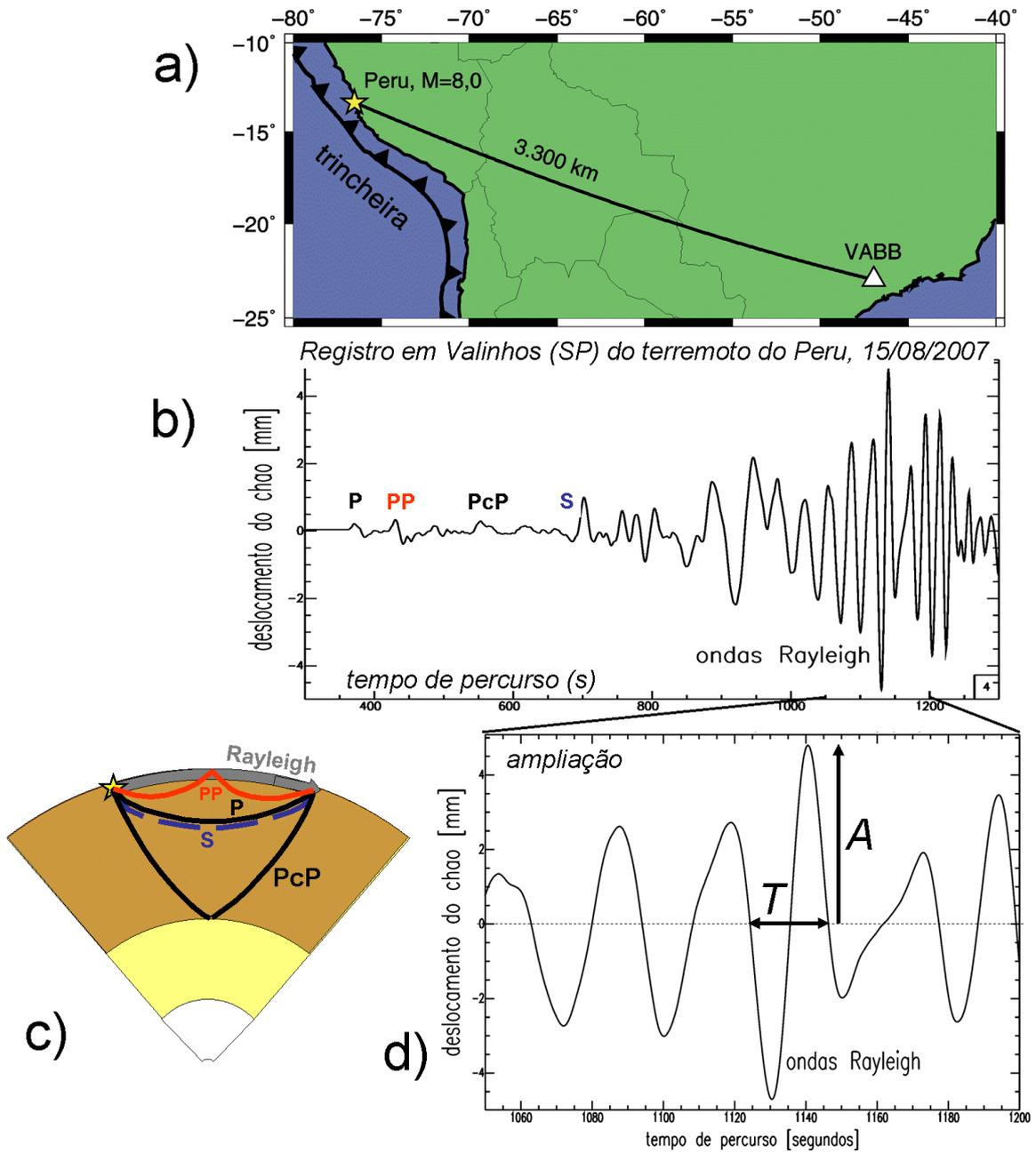


Figura 7. Registro do terremoto do Peru de 2007. a) percurso das ondas Rayleigh. b) registro em Valinhos com várias fases de ondas P e a onda S. c) percurso das outras ondas. d) detalhe de medida da amplitude A e período T para cálculo da magnitude M .

A Fig. 7 mostra o sismograma do terremoto do Peru de 15/08/2007 registrado em Valinhos, a 3.300 km de distância. Para calcular a magnitude Richter, mede-se a amplitude máxima de oscilação da onda Rayleigh, $A = 4,7$ mm (ou seja, $A=4700$ μm), e o período da onda, $T = 19\text{s}$. A distância de 3.300 km subtende um ângulo $\Delta = 29,7^\circ$ no centro da Terra. Assim, a fórmula (1) dá a magnitude do terremoto com sendo 8,2. Este terremoto foi registrado em centenas de estações do mundo todo e a média de todos os valores de magnitude foi 8,0. (Veja o Exercício 2, no final do texto).

A magnitude Richter pode ser relacionada à quantidade total de energia liberada pela ruptura. A Tabela 2 mostra a relação entre magnitude, tamanho da ruptura e energia. A magnitude Richter não tem um limite inferior, podendo ser até negativa. O limite superior da magnitude é determinado, na prática, pela maior ruptura que a litosfera pode ter. A maior magnitude já medida até hoje foi de 9,5, para o superterremoto de maio de 1960 no sul do Chile, que rompeu o contato entre as placas de Nazca e da América do Sul por 1.000 km ao longo da costa.

Tabela 2: Relação entre magnitude (M_s), extensão da ruptura, energia liberada por um terremoto e a energia produzida pela usina de Itaipu

M_s magnitude	A amplitude a 50 km	L (km) comprimento da ruptura	D deslocamento da falha	Energia (J)	Tempo p/ Itaipu gerar a energia (a 12.000 MW)
9	1 m	400	10 m	$1,6 \cdot 10^{18}$	4,5 anos
7	1 cm	30	1 m	$2,1 \cdot 10^{15}$	2 dias
5	0,1 mm	5	1 cm	$2,8 \cdot 10^{12}$	4 min
3	0,1 μm	1	1 mm	$3,6 \cdot 10^9$	0,3 s

As conseqüências destrutivas das ondas sísmicas dependem tanto da magnitude e distância do terremoto, quanto da natureza do terreno que recebe as vibrações. Isto significa dizer que um mesmo terremoto produz conseqüências menos desastrosas em regiões de rochas “duras” (cristalinas) do que em regiões de rochas “mais moles” (rochas sedimentares ou solo). Por exemplo, freqüentemente, terremotos fortes dos Andes são sentidos em prédios altos na cidade de São Paulo, que entram em oscilação ressonante (Figura 1). Uma das razões para este fenômeno é a amplificação e reverberação das ondas sísmicas ao entrarem nas camadas de rochas sedimentares da Bacia de São Paulo.

4. Origem e distribuição dos terremotos

O acúmulo de tensões que causa os terremotos origina-se basicamente da movimentação das placas litosféricas. É na região limítrofe entre duas placas que as tensões se acumulam mais rapidamente e provocam terremotos mais frequentes e maiores rupturas. Pequenos tremores também podem ocorrer associados à atividade vulcânica (causados pela movimentação de magma dentro da câmara magmática), ou por colapso de cavernas.

4.1 Sismicidade mundial

Considerando-se que as placas litosféricas se movimentam lateralmente (de 1 a 10 cm/ano), o contato entre placas vizinhas (em movimentos de aproximação ou de afastamento) se deforma com acumulação de grandes tensões. Além disso, durante a aproximação (convergência) de uma placa oceânica (mais densa) e outra continental (mais leve), a placa oceânica mergulha por debaixo da continental, por causa de sua maior densidade. O movimento de descida da placa oceânica não é uniforme e contínuo mas ocorre “aos trancos”, pois ele é deflagrado quando é rompida a estabilidade do contato (determinada pelo atrito entre as duas placas), com liberação das tensões acumuladas. Quando o acúmulo de tensões atinge o limite de resistência (atrito) das rochas, ocorre a movimentação dos blocos de cada lado do plano de falha (ou de fratura). Em geral, o plano de ruptura coincide com uma fratura ou falha geológica preexistente e, portanto, com menor resistência ao deslizamento de um lado em relação ao outro.

Nota-se que a distribuição dos terremotos na superfície terrestre coincide, na maior parte, com as cadeias de montanhas e vulcões ativos (Figura 8) sugerindo uma relação entre esses três fenômenos com o mesmo processo tectônico, o movimento das placas litosféricas. Na região de cadeias meso-oceânicas, as placas se afastam umas das outras (limite divergente). Esta movimentação de abertura oceânica pode ser forçada pela injeção sucessiva de magmas, que ascendem ao longo do eixo dessas cadeias. Em outros casos, forças atuantes em outras partes das placas podem gerar descompressão e permitir ascensão de magma, originando novas aberturas na cadeia meso-oceânica. Em qualquer caso, há acúmulo de tensões que provocam terremotos com predomínio de um ambiente extensional. Este regime tectônico favorece a formação de estruturas com o abatimento de sua parte central, com formação de fossas (grabens), e elevações (*horsts*) das regiões adjacentes.

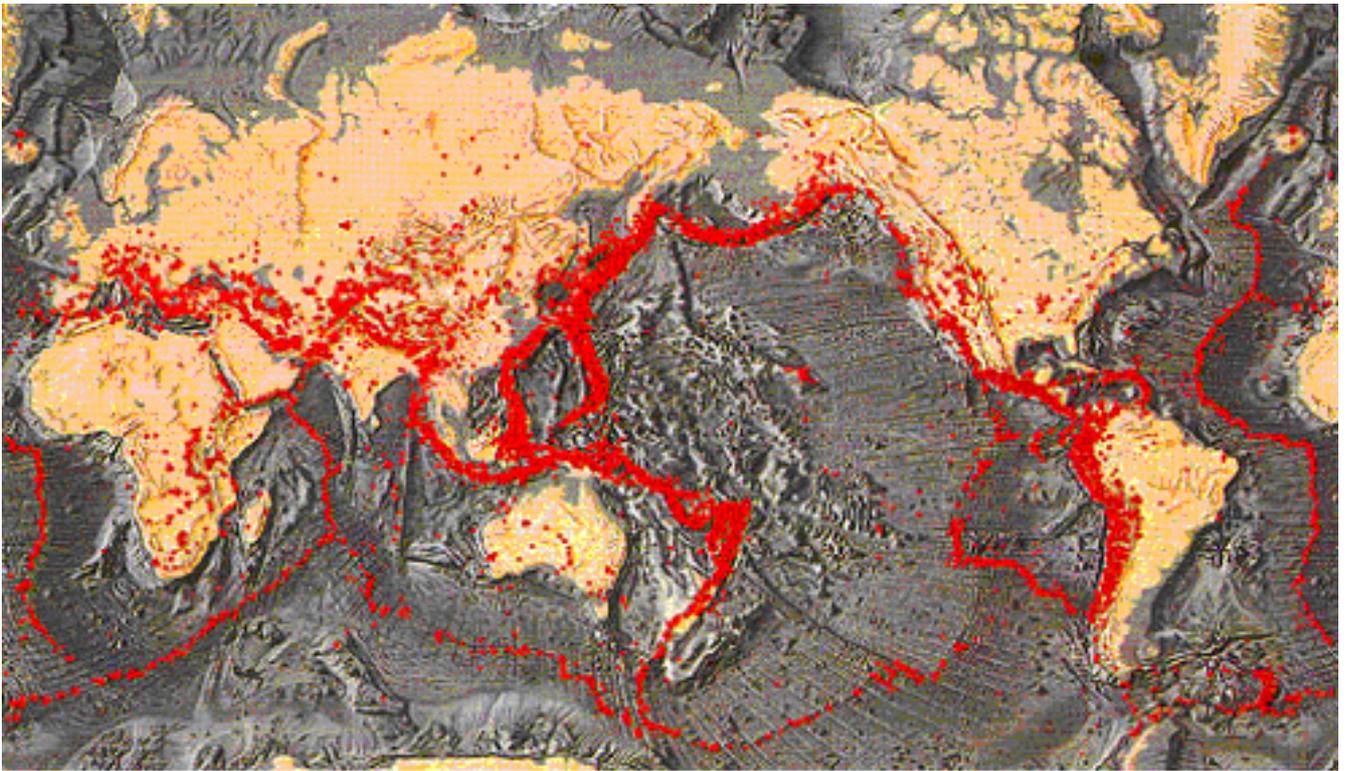


Figura 8: Mapa de distribuição dos sismos no mundo, destacados em vermelho.
(Fonte: <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html>).

Embora a maior parte da sismicidade mundial esteja ao longo das bordas das placas, pode-se observar sismicidade no interior “estável” de alguns continentes, como Austrália, parte leste da América do Norte (dita “sismicidade intraplaca”). A sismicidade do leste da África ocorre ao longo de uma zona de “rift” (rompimento da crosta), juntamente com vulcanismo, e se deve ao processo inicial de rompimento da placa Africana e futura formação de um novo oceano.

4.2 Sismicidade da América do Sul

A distribuição dos sismos ao redor da placa Sul-Americana (Fig. 9) mostra algumas feições interessantes. Na América do Sul, os sismos profundos atingem ~650km. A) Nas zonas de subducção do Caribe (no norte) e da placa da Scotia (no sul) as profundidades não passam de ~200 km. Veja os exercícios no final da apostila sobre esta diferença. B) Na zona de subducção da placa de Nazca, há um intervalo de profundidades sem sismos, entre 350 e 500 km! C) Os sismos mais rasos da região andina (círculos vermelhos) ocorrem bem perto da costa (a maioria) no contato entre as duas placas, ou a leste dos platô dos Andes. Note que a sismicidade rasa é muito baixa onde a cadeia Andina tem maior elevação. Na parte mais alta dos Andes quase não há sismos na crosta!

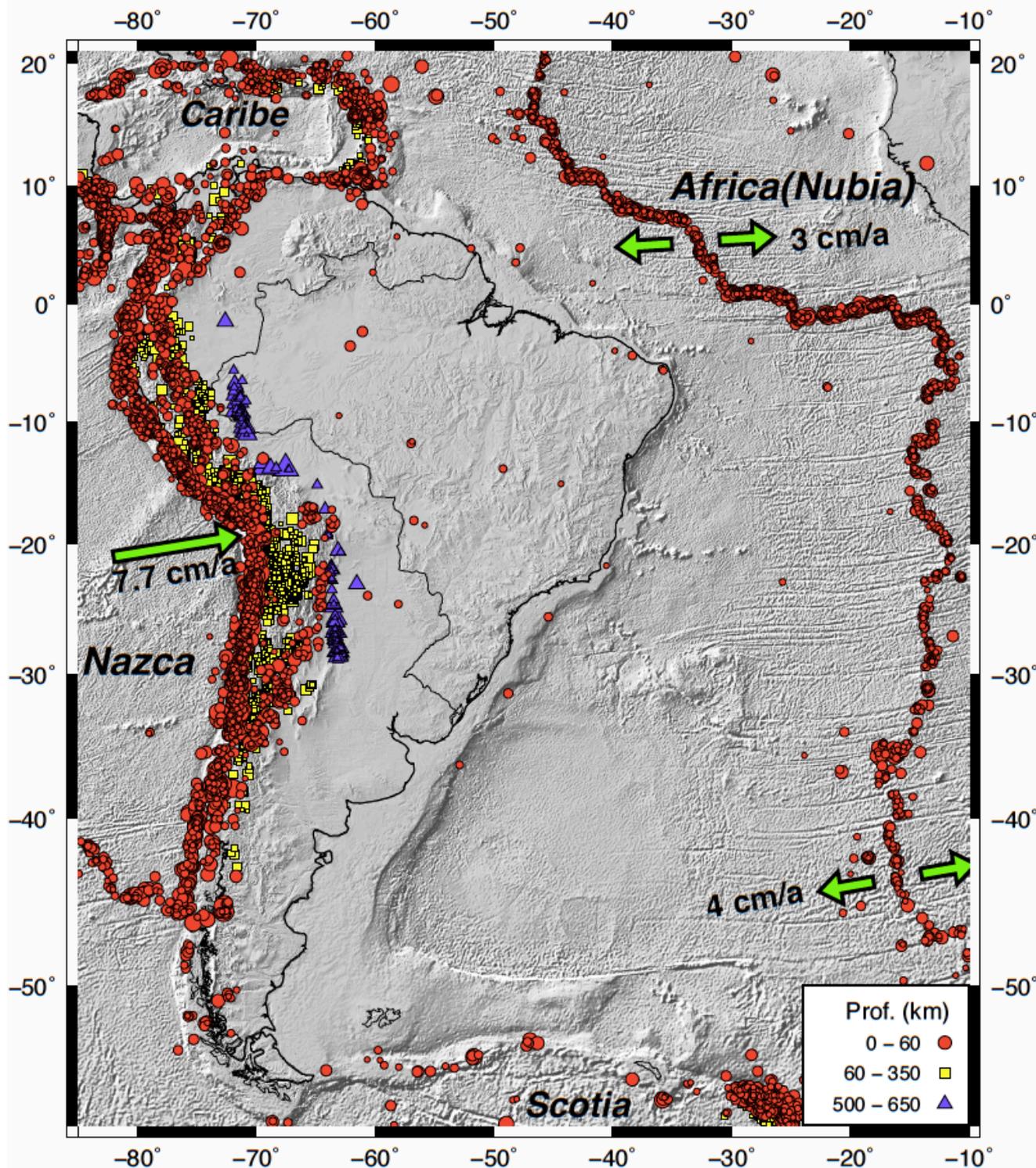
SISMOS DE 1962 a 2012, magnitude ≥ 4.7 (fonte: ISC)

Figura 9. Sismos na placa da América do Sul (1962-2012) com magnitudes acima de 4,7. Notar que os sismos mais profundos (triângulos azuis) estão mais afastados da costa devido à inclinação da placa de Nazca que mergulha por debaixo da América do Sul. Notar que os sismos das cadeias mesoatlânticas (círculos vermelhos) são sempre rasos, assim como os sismos intraplaca no Brasil. As setas verdes indicam as velocidades relativas entre as placas.

4.3 Sismicidade do Brasil

Como vimos, a sismicidade mais alta ocorre nos limites das placas. O Brasil situa-se no interior da placa sul-americana (Figura 9), com sismicidade intraplaca bem mais baixa do que nos Andes. Os sismos no Brasil são rasos (< 40 km, com exceção do Acre) e a grande maioria ocorre na crosta superior a menos de 10 km de profundidade. As magnitudes quase sempre são baixas (raramente acima de 6), quando comparadas com outras regiões sísmicas do planeta. Contudo, isto não significa que no Brasil não possa ocorrer algum sismo de magnitude alta, a exemplo de outras regiões de interior de placas, como em Nova Madri (Missouri, EUA), em 1811 e 1812 ($M \sim 7$ a 8), no litoral do Canadá em 1929 ($M = 7,2$ causando tsunami!), e em Gujarat (oeste da Índia, $M=7,6$) em 2001. Embora possíveis, os grandes terremotos intraplaca são extremamente raros!

Uma extensa compilação de sismos do Brasil foi conduzida pelo IAG-USP na década de 80, com apoio da CNEN, baseada tanto em documentos históricos e depoimentos pessoais quanto em registros sismográficos. Este catálogo de 1984 vem sendo atualizado ano a ano em colaboração com a UnB, UFRN, IPT e UNESP, constituindo o “Catálogo de Sismos Brasileiros”. Os epicentros deste catálogo estão na Figura da CAPA. Nota-se grande concentração de sismos na região Nordeste, principalmente no Ceará e Rio Grande do Norte. A região Sudeste, principalmente na plataforma continental, também é relativamente sísmica. Destaca-se ainda grande concentração de sismos nas regiões do Pantanal Matogrossense, parte norte do estado de Mato Grosso e em torno de Manaus. Nota-se também no Acre uma área de sismos de grande profundidade, relacionados à placa de Nazca que mergulha sob o continente.

Os dois maiores sismos do Brasil ocorreram em 1955: um na região de Porto dos Gaúchos, 370 km ao norte de Cuiabá (MT) com magnitude 6,2; e o outro com epicentro no mar, a 300 km de Vitória (ES), com magnitude 6,1. Na região Sudeste merece destaque o sismo ocorrido em 1922 com epicentro em Mogi Guaçu (SP), onde algumas casas chegaram a trincar, tendo sido sentido em boa parte do estado de São Paulo, sul de Minas e até na cidade do Rio de Janeiro. O tamanho da área afetada indica uma magnitude Richter de $\sim 5,1$ (Tabela 3).

Tabela 3: Maiores sismos do Brasil (por ordem de magnitude)

Ano	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Magni- tude m_b	Intensidade máxima, MM	Localidade
1955	12,42	57,30	6,2		Porto dos Gaúchos (MT). Em Cuiabá, 370 km ao sul, pessoas foram acordadas.
1955	19,84	36,75	6,1		Epicentro no mar, a 300km de Vitória (ES).
1939	29,00	48,00	5,5	> VI	Tubarão (SC). Epicentro na plataf. continental.
1983	3,59	62,17	5,5	VII	Codajás (AM), na Bacia Amazônica.
1964	18,06	56,69	5,4		Bacia do Pantanal, NW de Mato Grosso do Sul.
1990	31,19	48,92	5,2		Epicentro no mar, a 200km de Porto Alegre (RS).
1980	4,30	38,40	5,2	VII	Pacajus (CE).
1998	11,61	56,75	5,2	VI	Porto dos Gaúchos (MT).
2008	25,74	45,42	5,2		220km a SSE de S.Vicente (SP)
1922	22,17	47,04	5,1	VI	Mogi Guaçu (SP), sentido em SP, MG e RJ.
1963	2,30	61,01	5,1		Manaus (AM).
1986	5,53	35,75	5,1	VII	João Câmara (RN).
2005	11,61	56,75	5,0	V	Porto dos Gaúchos (MT).
2010	13,88	49,22	5,0	VI	Mara Rosa (GO)

(Fonte: IAG-USP)

No Nordeste, a região que tem chamado a atenção dos pesquisadores pela intensa atividade sísmica, é a de João Câmara (RN). Estudos geofísicos efetuados desde 1986, com redes de estações sismográficas locais, mostraram epicentros com distribuição praticamente linear ao longo de quase 40 km de extensão e profundidades de até 8 km. Esses sismos foram atribuídos a uma zona de falha moderna (neotectônica) de direção N40°E e mergulho de 60° a 70° para NW, como mostrado na Fig. 10. É interessante ressaltar que não há feições geomorfológicas claras na superfície do terreno que evidenciem a “Falha de Samambaia” (assim chamada pelos sismólogos)!

As tentativas de explicar os sismos intraplaca esbarram quase sempre na insuficiência de estudos sismológicos e geológicos detalhados. Em alguns casos existe uma relação clara entre os sismos e as estruturas tectônicas assinaladas em mapas geológicos, como na região de Caruaru (PE), onde tremores frequentes ocorrem como resultado da reativação de uma grande zona de falha Precambriana (conhecida como Lineamento de Pernambuco). Na maioria das vezes, porém, não se pode estabelecer uma relação clara com estruturas geológicas conhecidas na superfície. Os sismos intraplaca podem ocorrer em estruturas importantes ocultas por coberturas sedimentares, tornando difícil a identificação de estruturas ou falhas sismogênicas (i.e., causadoras dos sismos).

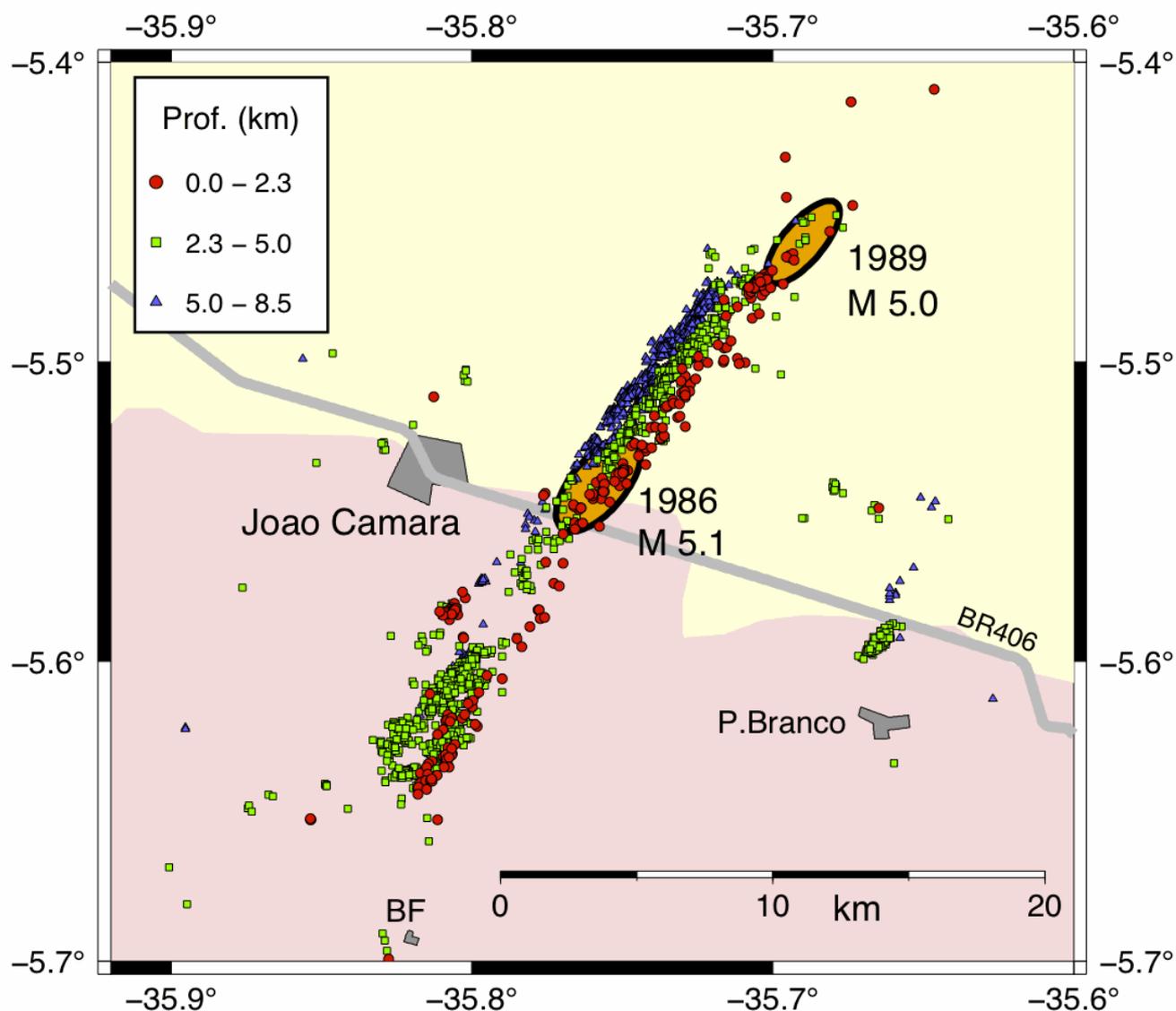


Figura 10. Epicentros da região de João Câmara, RN, definindo a “Falha de Samambaia”. As elipses laranja indicam as áreas de ruptura aproximadas dos dois maiores sismos da série. Note uma região com pouca atividade logo a sul da estrada BR406. Próximo à cidade de Poço Branco há outra pequena falha paralela à F. De Samambaia. BF = cidade de Bento Fernandes. Área rosa é o embasamento granítico/gnáissico (ciclo Brasileiro), área amarela é a bacia sedimentar de Potiguar.

As áreas sísmicas podem ser explicadas, em princípio, como zonas de fraqueza (mais susceptíveis a fraturamentos), ou como zonas de concentração de tensões. Por exemplo, a sismicidade da plataforma continental na região Sudeste (Fig. 11) ocorre numa área onde a crosta foi estendida no início da separação entre o Brasil e a África e, portanto, deve ser uma zona de fraqueza. No entanto, o conhecimento das estruturas da crosta no Brasil ainda não é suficiente para explicar satisfatoriamente todas as áreas sísmicas observadas.

Apesar das incertezas quanto à origem de muitos sismos no interior da placa sul-americana, na região Sudeste há algumas evidências de que os sismos ocorrem mais freqüentemente em áreas onde a litosfera está mais afinada. As tensões internas na placa litosférica, causadas principalmente pelas forças atuantes no contato com outras placas, podem ser amplificadas em áreas com litosfera mais fina. Estas áreas de afinamento parecem coincidir com alguns centros de atividades vulcânica e/ou magmática intraplacas, ocorridas na passagem do Mesozóico para o Cenozóico, ao redor de 80 a 65 milhões de anos como, por exemplo, em Poços de Caldas (MG). Não se sabe se estas áreas mais delgadas da placa foram originadas por aquecimento ligado às atividades vulcânicas, ou se o vulcanismo aproveitou locais da litosfera mais fina e fraca, que já existiam no Mesozóico. De qualquer maneira, a coincidência dos tremores atuais com regiões de litosfera mais fina e/ou fraca representa mais um exemplo de estruturas antigas que estariam controlando a evolução de feições novas.

O mapa da CAPA não representa fielmente as regiões mais ativas do Brasil pois há mais sismos catalogados em áreas de maior população ou de maior número de estações sismográficas. Note, por exemplo, que a Figura quase não mostra sismos pequenos na Amazônia. Uma maneira de avaliar melhor que regiões são mais ativas ou menos ativas é filtrar o catálogo de sismos mostrando apenas os sismos com magnitudes acima de algum limite que depende do tempo. A Figura 11 mostra um mapa de epicentros com este catálogo filtrado (que chamamos de “catálogo uniforme”) com o seguinte critério: magnitude acima de 6.0 desde 1940 (pois qualquer sismo desta magnitude em qualquer lugar do Brasil seria registrado pela rede mundial), magnitude ≥ 5.0 desde 1962 (idem), ≥ 4.5 desde 1968 (as estações recentes no Brasil detectariam), e ≥ 3.5 desde 1980 (a partir de quando as várias estações brasileiras devem registrar sismos desta magnitude em todo o país).

A Fig. 11 sugere as seguintes questões: 1) as regiões cratônicas (área cor rosa) com rochas bem mais antigas, são em geral mais “estáveis” e menos ativas sismicamente do que as outras? 2) há alguma correlação ou tendência geral entre a sismicidade e as principais províncias geológicas? Estas questões mostram a dificuldade de se entender adequadamente a sismicidade no interior “estável” dos continentes.

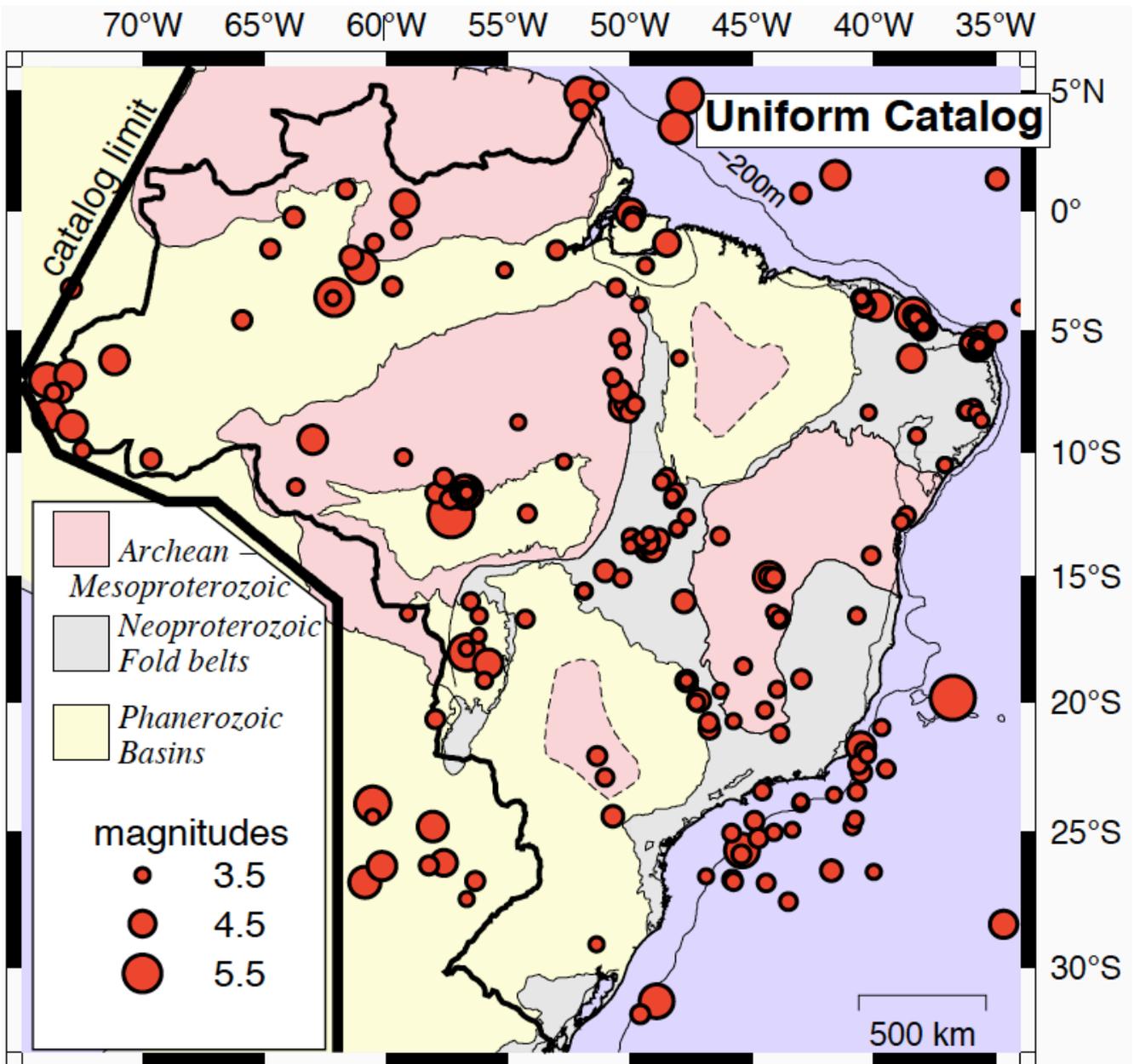


Figura 11. Epicentro do catálogo UNIFORME mostrando as áreas de maior atividade sísmica no Brasil. As magnitudes variam de 3,5 a 6,2. As cores mostram as principais províncias geológicas do Brasil. A linha preta grossa indica o limite do catálogo de sismos brasileiros. A linha tracejada no mar é a batimetria de 200m indicando o limite da plataforma continental.

4.4 Sismos induzidos

Outra preocupação freqüente dos geofísicos é com os sismos induzidos, principalmente aqueles relacionados com a implantação de grandes reservatórios hidrelétricos. Estudos sismológicos efetuados em centenas de reservatórios de todo o mundo mostraram que, tanto a sobrecarga da coluna de água, como, principalmente, a penetração da água sob pressão em fraturas e zonas de falha até alguns quilômetros de profundidade, podem desencadear atividades sísmicas. No entanto, é necessário que o maciço rochoso sob influência do reservatório já esteja com tensões tectônicas bastante altas, próximas do ponto de ruptura do maciço. A carga de água do reservatório e a penetração de água em fraturas do maciço são apenas fatores que desencadeiam sismos numa situação que já estava em estado crítico.

No Brasil, os primeiros casos de sismos induzidos ocorreram em 1971, na usina de Capivari-Cachoeira (na Serra do Mar, PR), e em 1972, em um pequeno reservatório, com apenas 20 m de profundidade, em Carmo do Cajuru (MG), na parte sul do cráton do São Francisco. Quanto maior a profundidade do reservatório (ou a altura da barragem), mais provável é a ocorrência de sismos induzidos. Em reservatórios com barragens de mais de 100 m de profundidade em regiões sedimentares, a probabilidade pode chegar a 50%. Até hoje já ocorreram sismos induzidos em cerca de 20 reservatórios no Brasil, e os maiores chegaram a causar pequenas trincas em casas da área rural. Porém, a maior parte desses sismos tem sido de magnitudes pequenas, até inferiores aos sismos naturais da mesma região.

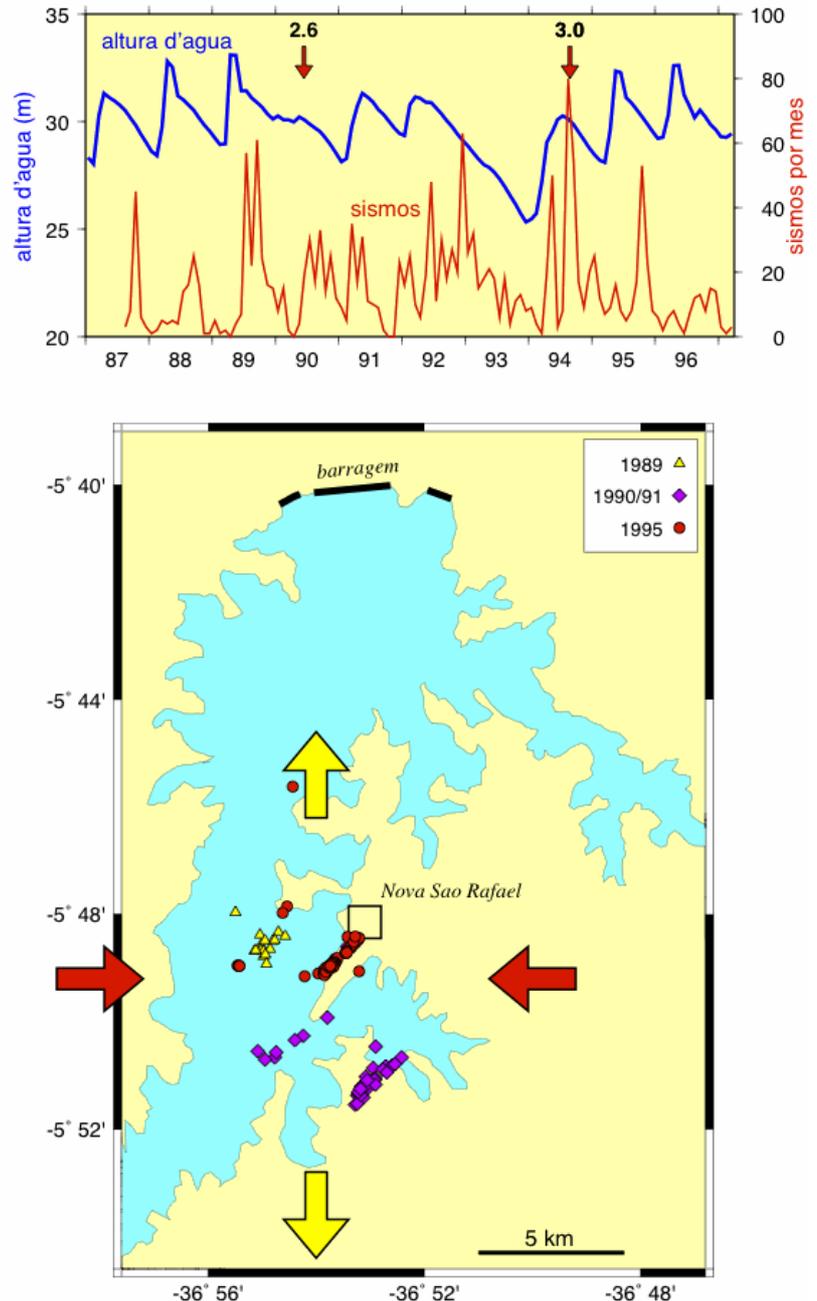
O monitoramento de reservatórios, por rede sismográfica, mostra geralmente boa correlação entre o aumento do nível d'água e o aumento da atividade sísmica, como exemplificado pelo reservatório de Açú (RN) (Figura 12). Os maiores sismos induzidos no Brasil foram os de Porto Colômbia-Volta Grande, na divisa dos estados de Minas Gerais e São Paulo, com magnitude 4,2, e o de Nova Ponte (MG), com magnitude 4. Em termos mundiais, o maior sismo induzido ocorreu na Índia em 1967, no reservatório de Koyna, com magnitude 6,7 causando rachaduras na barragem e cerca de duzentas mortes. Koyna situa-se na região "estável" (intraplaca) da Índia numa província de derrames basálticos (*Deccan Traps*) geologicamente muito semelhante à Bacia do Paraná. Por outro lado, o reservatório de Itaipu, um dos maiores do Brasil, está no meio da Bacia do Paraná mas não produziu nenhuma sismicidade induzida, mesmo sendo monitorado por várias estações locais há mais de trinta anos.

Figura 12. Sismicidade induzida pelo reservatório de Açú (RN).

(*acima*) Variação do nível d'água do reservatório e do número de tremores entre 1987 e 1996. Notar que de 1987 a 1989 os tremores ocorreram alguns meses após o reservatório ter atingido o seu nível máximo.

(*abaixo*) Mapa com os epicentros e as tensões neotectônicas da região. Notar a distribuição NE-SW dos epicentros registrados em três períodos diferentes e o quadro atual de tensões indicado pela compressão E-W (setas vermelhas) e distensão N-S (setas amarelas).

(Fonte: Assumpção e Dias Neto, 2000).



Um grande desafio para geólogos e geofísicos consiste em avaliar o quadro de tensões da área escolhida para ser ocupada por um novo reservatório, tentando estimar o risco de indução de sismos. Por este motivo, todos os grandes reservatórios hidrelétricos possuem redes sismográficas para estudo e monitoramento de possíveis tremores induzidos. A Fig. 13 mostra os locais com sismos induzidos por reservatórios no Brasil, comparado à atividade natural. Embora boa parte dos casos de sismos induzidos ocorram em áreas onde já havia atividade natural, há casos em áreas com quase nenhuma atividade conhecida anteriormente.

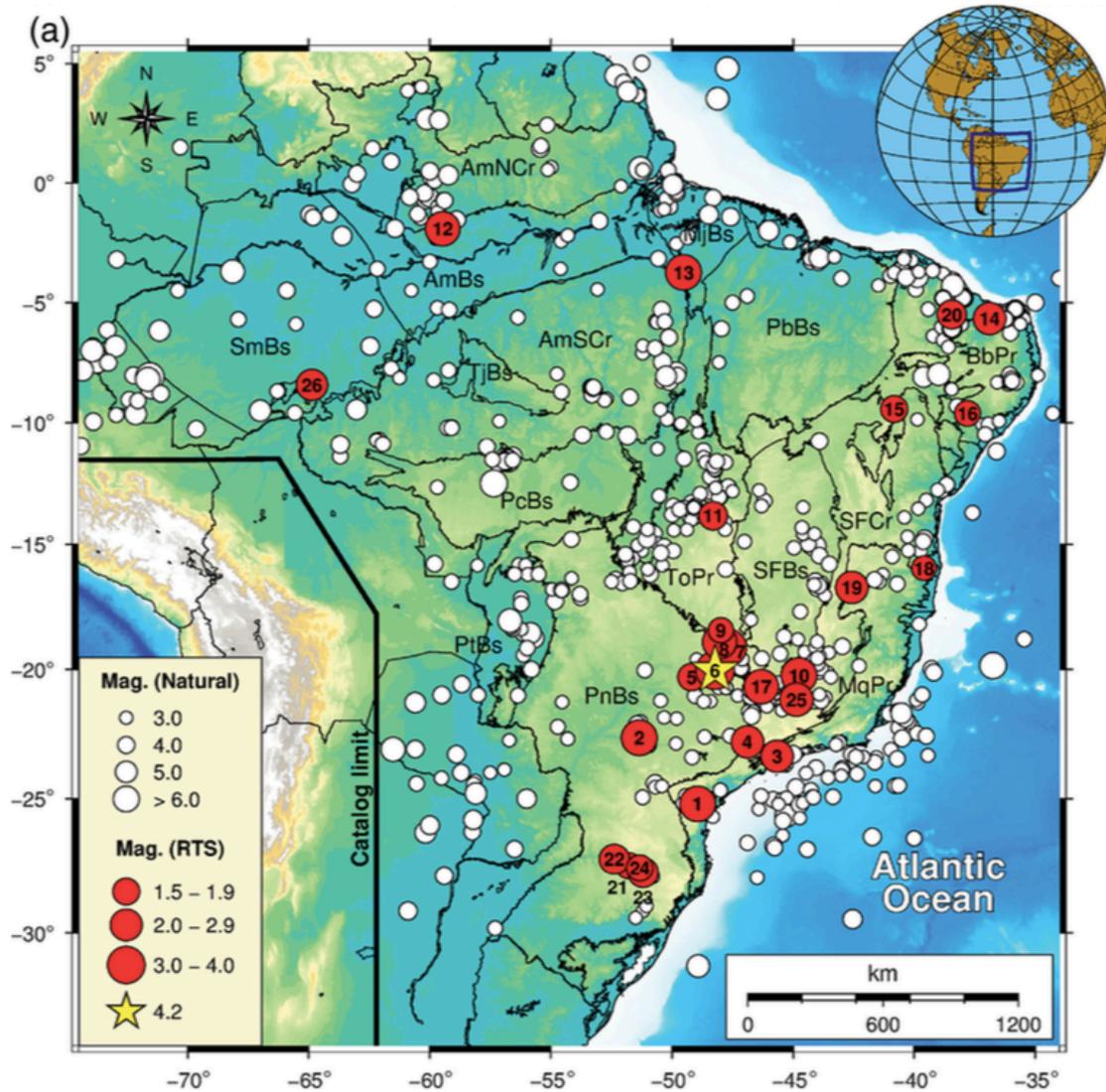


Figura 13. Sismos induzidos por reservatórios (círculos vermelhos) comparados aos sismos naturais (círculos brancos). Note as diferentes escalas para magnitudes.

4.5 Efeitos de sismos distantes

De vez em quando, um terremoto da região andina pode gerar ondas sísmicas sentidas a milhares de quilômetros de distância nos andares superiores de prédios altos. A cidade de São Paulo, por exemplo, tem presenciado esse fenômeno, em média, uma vez a cada três ou quatro anos (veja o mapa da capa!). Dois fatores contribuem para este fenômeno. Terremotos grandes podem gerar ondas P e S, com alguns segundos de período, que viajam pelo interior da Terra numa trajetória curva e chegam à superfície vindas de baixo para cima (Figura 1). Essas ondas ao entrarem em bacias sedimentares, como a Bacia de São Paulo, aumentam de amplitude e ficam um certo tempo reverberando (“ecoando”) dentro da bacia. Os prédios mais altos apresentam períodos próprios de oscilação de alguns segundos. Desta maneira, as ondas sísmicas fazem com que alguns prédios altos entrem em ressonância. Os residentes nos andares mais altos sentem o prédio oscilar e às vezes até sentem tonturas, ao passo que os dos andares inferiores nada percebem.

Exercícios

- 1) Sabendo-se que o percurso das ondas P e S do hipocentro até a estação sismográfica (Figura 1c) foi de 2.200 km, calcule a velocidade média de propagação das ondas P e S. Sabendo-se que o sismo ocorreu à 01h20min10s, quando chegaram as primeiras ondas ao epicentro?
- 2) Qual é a amplitude da onda Rayleigh de 15s registrada numa estação a 2.000 km de distância para um terremoto de magnitude 8? (Primeiro calcule o ângulo subtendido no centro da Terra correspondente à distância de 2.000 km, sabendo que o raio da Terra é de 6.371 km; com o valor de Δ assim obtido, em graus, use a equação da magnitude M da página 11).
- 3) Calcule a magnitude M_s do sismo mostrado na Figura 5 e confira com o valor dado na legenda.
- 4) Examine o mapa da Figura 9 perto da região norte do Chile e Argentina (latitude $\sim 28^\circ\text{S}$). Use a separação entre os sismos rasos (círculos vermelhos, profundidade média de 30 km) e os profundos (triângulos brancos, profundidade média de 600 km) para estimar o ângulo de mergulho da placa de Nazca sob a placa da América do Sul.
- 5) A zona de subducção sob a América do Sul apresenta sismos com hipocentros até 650 km de profundidade. Já as zonas de subducção sob as placas do Caribe e da Scotia têm sismos com profundidades de, no máximo, $\sim 200\text{km}$. À medida que uma placa litosférica mergulha no manto, vai se aquecendo até atingir uma temperatura suficientemente alta para pararem os sismos. Os sismos mais profundos indicam quando a placa atingiu esta temperatura crítica. Isto depende da temperatura inicial da placa quando ela iniciou a sua descida e também da velocidade de penetração. Discuta os motivos para a placa de Nazca apresentar sismos mais profundos do que as placas do Caribe e da Scotia.

Reveja seus conceitos

- Terremoto é a ocorrência de uma ruptura repentina, causada por acúmulo de grandes tensões atingindo o limite de resistência da rocha, gerando deslocamentos e vibrações que se propagam pela Terra (ondas sísmicas).
- Ondas longitudinais ou primárias (P) são ondas sísmicas que fazem as partículas do meio oscilarem na mesma direção da propagação. Ondas S, ou transversais, fazem as partículas do meio oscilarem perpendicularmente à direção de propagação. As ondas P têm maior velocidade e por isso chegam antes das ondas S. As ondas S não se propagam em meios líquidos.
- Ondas Love e Rayleigh são ondas superficiais, que se propagam ao longo da superfície da Terra. Não são geradas em terremotos com focos (hipocentros) profundos.
- Os efeitos de um terremoto (nas pessoas, construções, e na natureza) são classificados pela escala de intensidade Mercalli.
- O “tamanho” de um sismo é medido pela escala de magnitude Richter. Quanto maior a magnitude, maior a energia liberada pela ruptura.

Leituras complementares

Assumpção M., Terremotos no Brasil. *Ciência Hoje*. Vol. 1, no. 6, p 13-20, SBPC, 1983.

Assumpção M., Dias Neto C.M., Sismicidade e estrutura interna da Terra. In: Teixeira W., Toledo M. C. M., Fairchild T. R., Taioli F. (eds.) *Decifrando a Terra*. Cap. 3, p. 43-62. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

Assumpção, M., J. Ferreira, L. Barros, F.H. Bezerra, G.S. França, J.R. Barbosa, E. Menezes, L.C. Ribotta, M. Pirchiner, A. Nascimento, J.C. Dourado, 2014. Intraplate Seismicity in Brazil. In *Intraplate Earthquakes*, ch. 3, ed. P. Talwani, Cambridge UP, ISBN 978-1-107-04038-0.

Barros, L.V., Assumpção, M., Ribotta, L.C., Ferreira, V.M., de Carvalho, J.M., Bowen, B.M. and Albuquerque, D.F., 2018. Reservoir-Triggered seismicity in Brazil: Statistical characteristics in a midplate environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5B), 3046-3061. Doi: [10.1785/0120170364](https://doi.org/10.1785/0120170364)

França, G, & M. Assumpção. Reflexos no Brasil de terremotos distantes. *Ciência Hoje*, Junho/2008, p 20-25.

Gonzalez E.I., Tsunami!. *Scientific American*. Vol. 280, n. 5, p. 44-55. Nova York: Scientific American Publishing, 1999.

Press F., Siever R., Grotzinger J., Jordan T.H. *Para entender a Terra*. Traduzido por Menegat R., Fernandes P.C.D., Fernandes L.A.D., Porcher C.C. Cap. 19, p. 470-497. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.