

Capítulo 3

Caracterização das ocorrências e dos movimentos sísmicos em Sismologia.

A questão da caracterização da grandeza de um sismo é vital para as Ciências sismológicas.

3.1 Intensidade macrossísmica

A primeira forma de “medir” um sismo foi a **descrição dos seus efeitos** em termos da população e do edificado.

Método inicialmente utilizado em Lisboa, após o sismo de 1755

Efeitos locais dependem de: (a) **características do sismo**, (ii) **características do local de observação**, (iii) **desenvolvimentos económico-social e tecnológico da zona de observação**.

Características da génese sísmica: energia libertada, profundidade focal (afecta a extensão da zona em que o sismo é sentido: zona megassísmica), mecanismo focal.

Características da propagação

Distância epicentral, atenuação com a distância, directividade (indutora de anisotropia na propagação).

Efeitos localizados no local de observação: efeitos de amplificação ou de deamplificação (topográficos e outros), liquefacção.

Características sociais do local de observação: desenvolvimento socio-económico afecta a qualidade das construções e a eficiência dos socorros e, por conseguinte, o número de vítimas e o montante de prejuízos.

Adicionalmente a descrição é, muitas das vezes, elaborada com pequena tecnicidade, resultando em **informação subjectiva**.

Por este motivo a quantificação de um sismo através da descrição dos efeitos num dado local é: (a) **dependente do local**, (b) **necessariamente pouco precisa**.

Numa tentativa de objectivização desenvolveram-se tabelas (escalas) descritivas dos efeitos. A variável correspondente a essas escalas é a chamada **intensidade macrossísmica**.

Escalas de Intensidade macrossísmica

Escala original de Rossi-Forrel: dez graus de intensidade.

Adaptação dessa escala por Mercalli deu origem à escala de Mercalli.

Wood e Newman em 1931 e por Richter em 1951 introduziram modificações, dando origem à denominada **Escala de Mercalli Modificada (MMI)** actual.

Escaia de Mercalli modificada (MMI)

I	O sismo passa despercebido à maioria das pessoas.
II	O sismo é sentido por pessoas em repouso, especialmente nos pisos superiores dos edifícios altos
III	As oscilações são claramente perceptíveis no interior das habitações mas muitas pessoas não as identificam como sísmicas. Não há estragos materiais.
IV	O sismo é claramente perceptível como tal no interior das habitações, movendo loiças, vidros e portas. No exterior, passa despercebido à maioria das pessoas.
V	O sismo é claramente perceptível como tal, tanto no exterior como no interior das habitações, onde se partem loiças; vidros e portas batem fortemente.

VI	O sismo é imediatamente identificado; os móveis nas habitações deslocam-se, há quedas de estuques e danos nas chaminés e elementos afins.
VII	O sismo produz danos ligeiros em estruturas de boas características, danos consideráveis nas construções de alvenaria corrente e colapso em grande número de construções afins.
VIII	Produzem-se danos ligeiros em estruturas de boas características anti-sísmicas, danos consideráveis nas construções de alvenaria corrente e colapso em grande número de construções fracas.
IX	Produzem-se danos médios nas estruturas especiais e danos consideráveis na maioria dos edifícios correntes.

X	O sismo destói a maior parte dos edifícios de alvenaria, uma grande parte dos edifícios de estrutura resistente e alguns edifícios ligeiros de madeira.
XI	Colapso generalizado dos edifícios de alvenaria.
XII	Colapso total.

Outras escalas

Escala MSK: definida em 1964 por Medvedev, Sponoher e Karnik. Versão mais recente constitui a Escala Macrossísmica Europeia (1998).

Escala JMA: Agência Japonesa de Meteorologia (reflecte as tipologias construtivas japonesas)

Comparação entre as escalas de Intensidade macrosísmica MMI, JMA e MSK.

MMI	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

JMA	I		II	III	IV	V	VI		VII		
------------	---	--	----	-----	----	---	----	--	-----	--	--

MSK	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

Atenuação sísmica

Atenuação reflecte a contribuição de diversos processos de **dissipação energética** e, por consequência, de amplitude, ao longo do processo de propagação.

Simplificadamente: dois fenómenos fundamentais. **Dissipação por histerese** (natureza mecânica) e **dissipação por radiação** (natureza geométrica).

Dissipação por histerese resulta do carácter não conservativo do movimento entre partículas da rocha.

Dissipação por radiação

Admitindo a conservação de energia, a dissipação da densidade de energia resulta do alargamento da frente de onda, tendo-se então uma variação inversa com a distância percorrida.

Ondas volúmicas (área da frente de onda= $4\pi R^2$):

amplitude proporcional a R^{-1} .

Ondas superficiais (perímetro da frente de onda= $2\pi R$):

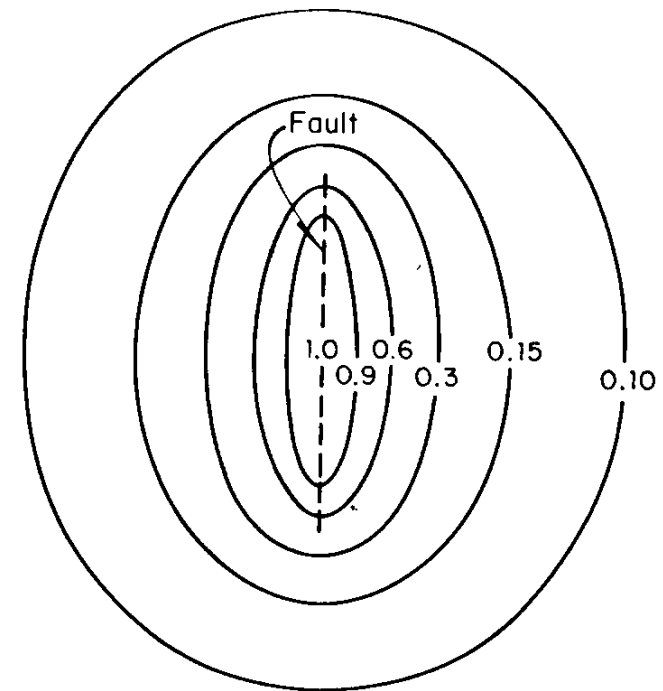
amplitude proporcional a $R^{-1/2}$.

Isossistas

Em cada sismo a colecção de intensidades macrossísmicas na zona por ele afectada permite identificar pontos de igual intensidade, os quais permitem definir **issosistas (linhas de igual intensidade macrossísmica)**.

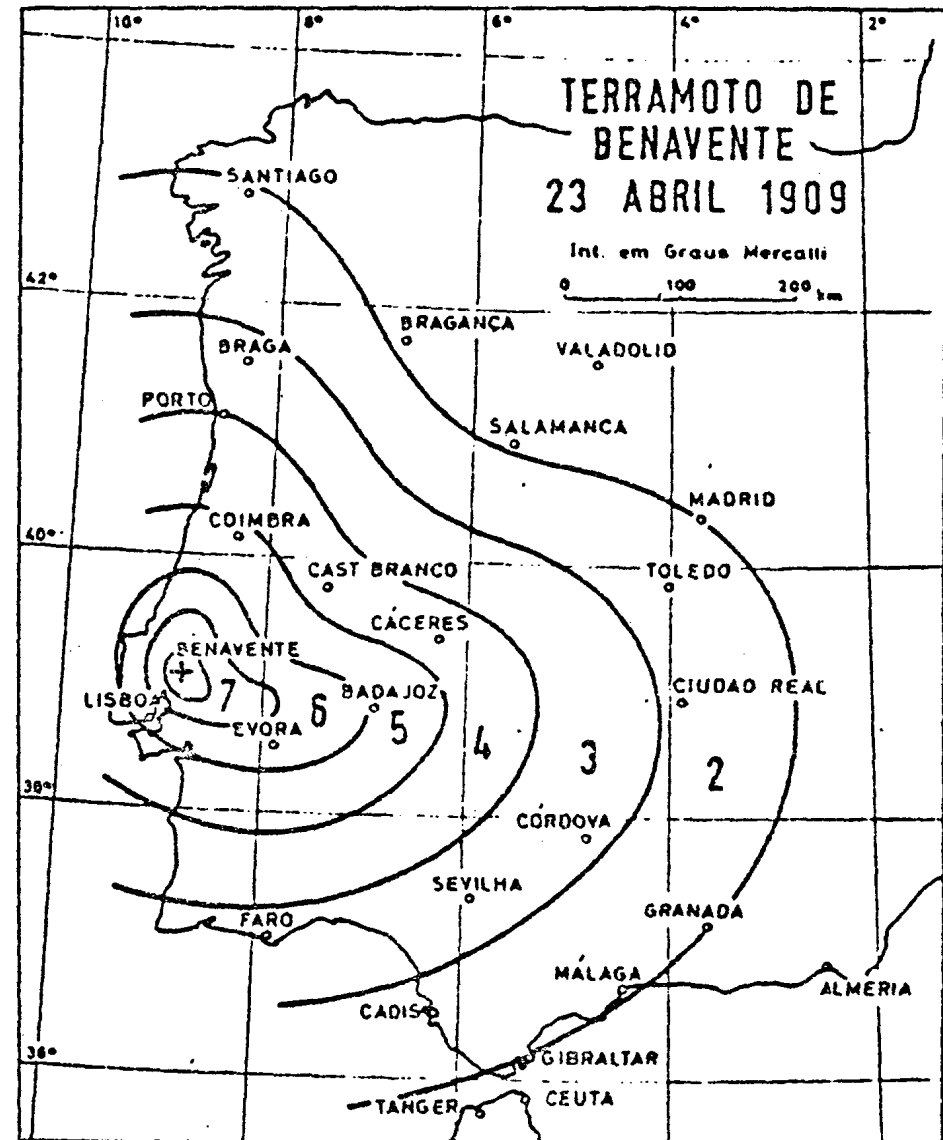
Anisotropia da atenuação da intensidade macrossísmica

Causas: (a) geometria da falha,
(b) anisotropia mecânica das rochas,
(c) complexidade da propagação e,
(d) possíveis diferenças no construído.

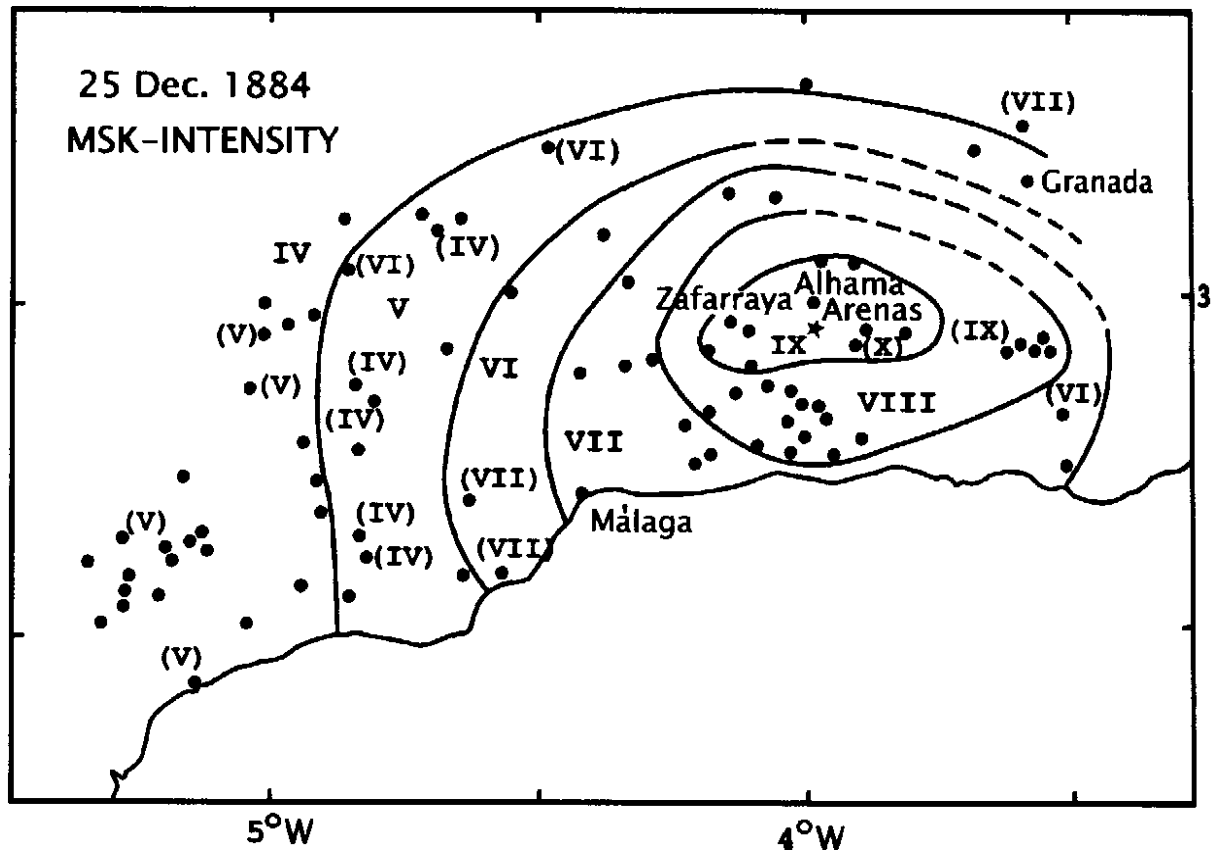


Cartas de isosistas

Carta de isossistas no **sismo de 23 de Abril de 1909** (epicentro **Benavente**)



Carta de isossistas no sismo de **25 de Dezembro de 1884** na **Andaluzia**



Leis de atenuação de intensidade macrossísmica

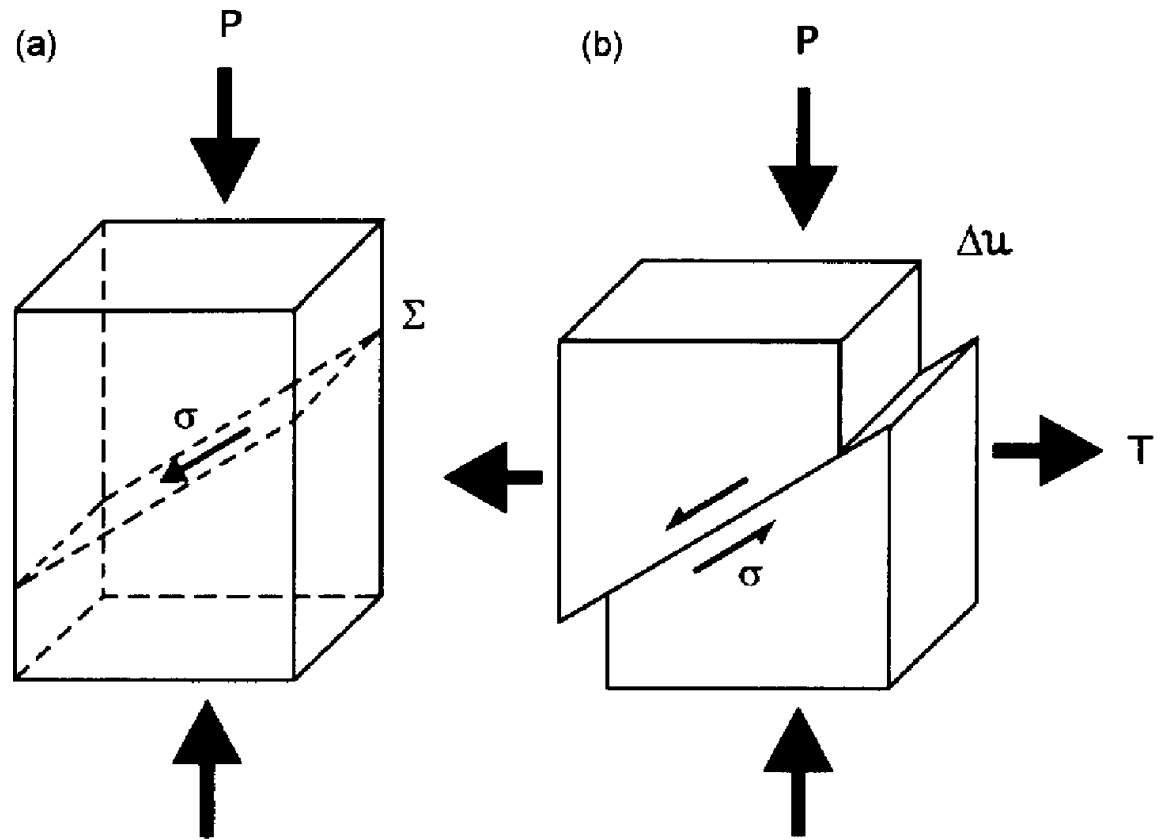
O tratamento estatístico das intensidades macrossísmicas registadas nas épocas pré-instrumental (sismicidade histórica) e instrumental (sismicidade instrumental) permite estabelecer **leis de atenuação** com a distância.

Ex: Lei de atenuação
para os movimentos em
rocha no México
segundo Esteva (1968)

$$I = 1.45M - 5.7 \log R + 7.9$$

3.2 Queda de tensão

Tensões actuantes antes e depois da ocorrência de uma fractura por corte com **deslocamento u** e **queda de tensão $\Delta\sigma$** .



Tensão média

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{T} \int_0^T \sigma(t) dt \approx \frac{1}{2} (\sigma_0 + \sigma_1) = \sigma_0 - \frac{\Delta\sigma}{2}$$

Queda de tensão

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 = \alpha \left(\frac{\bar{u}}{L} \right) = C\mu \frac{\bar{u}}{L}$$

Queda de tensão no caso de rotura circular

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16} \mu \frac{\bar{u}}{r}$$

3.3 Momento sísmico

Medida sísmica de eleição: envolve **exclusivamente** as características mecânicas do meio envolvido, a geometria da rotura e o deslocamento médio no plano de rotura.

$$M_0 = \mu \bar{u}A$$

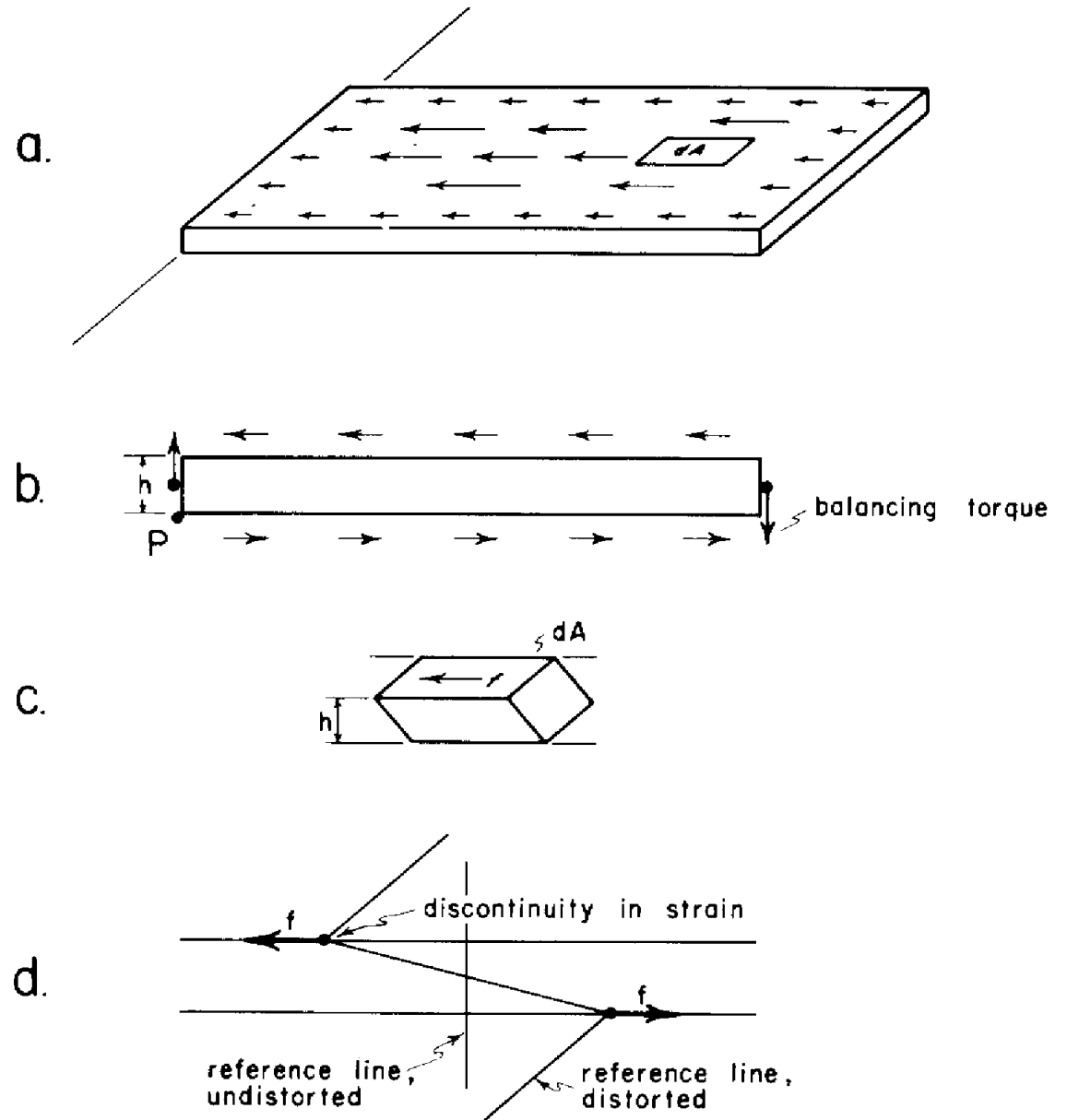
$$\sigma = \frac{df}{dA}$$

$$\bar{\gamma} = \frac{u}{h}$$

$$\frac{df}{dA} = \mu \frac{u}{h}$$

$$dM_0 = h df = \mu u dA$$

$$M_0 = \int \mu u dA = \mu \bar{u} A$$



No caso de
rotura circular
(mais
representativa de
sismos
superficiais)

$$M_0 = \frac{16}{7\pi} A r \Delta\sigma = \frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}} A^{3/2}$$

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \log A + \log \left(\frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}} \right)$$

Obtenção experimental do momento sísmico

- Caso a rotura co-sísmica se manifeste superficialmente, pela **medição do deslocamento da falha** e pela estimativa da área de rotura (a rigidez de corte é conhecida).
- Através do **espectro de Fourier de amplitude** de deslocamento no epicentro.

3.4 Energia sísmica

Uma fracção da energia libertada na rotura é dissipada na forma de calor ou por processos não conservativos. O remanescente, E_S , transmite-se através da propagação das ondas sísmicas.

$$E = E_S + E_R$$

Estimativa do valor de E_S libertado anualmente: 10^{18} a 10^{19} J.

Cerca de 90% deste valor é associado a terremotos de magnitude igual ou superior a 7.

3.5 Magnitude sísmica

Medida instrumental da grandeza de um sismo baseada na conjectura de que a amplitude do movimento, após correcção da atenuação, depende directamente da energia sísmica E_S .

Trata-se, portanto, de uma **medida instrumental da energia libertada** num sismo.

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, R) + C \quad \text{Nota: log (base 10)}$$

M – **magnitude**, A – **amplitude do deslocamento sísmico (μm)**, T – período ($1/f$) característico do movimento, h – **profundidade focal**, R – **distância epicentral**, C – **constante regional**.

Vantagens

- Medida directamente calculável a partir dos registos sísmicos
- Aumento de um grau de magnitude corresponde a um aumento de 10 vezes da amplitude e de cerca de 31 vezes da energia sísmica (cf. §3.5). **Cada grau de magnitude traduz um agravamento na classe do sismo:** mag<4 (irrelevante do ponto de vista da Eng^a Sísmica), mag.=5 sismo moderado, mag.=6 sismo intenso, etc...

Desvantagens

- **Carácter empírico** (não directamente relacionável com a Física da rotura sísmica)
- A **amplitude depende do azimute** da estação sismológica e por conseguinte, a **magnitude ainda possui algum carácter local** (embora muito menor que a Intensidade macrossísmica).

Escalas de magnitude:

local ou de Richter (M_L)

de ondas superficiais (M_S)

de ondas volúmicas (m_b)

de momento (M_W)

Magnitude local ou de Richter M_L : escala original de magnitude (Richter, 1935).

Definida para a Califórnia e aplicável somente a sismos superficiais ($h < 30$ km) a distâncias epicentrais intermédias (isto é, numa escala regional: $R < 600$ km).

Definição: amplitude (A) em μm de um sismógrafo de torção Wood-Anderson (amplificação 2800, período próprio $T_0 = 0.80\text{s}$ e coeficiente de amortecimento $\beta = 80\%$) colocado em afloramento rochoso a 100 km do epicentro.

$$M_L = \log A - 3$$

A diferentes distâncias, há necessidade de introdução de factores correctivos.

$$M_L = \log A - \log A_0$$

Aplicável a sismos próximos superficiais (ex: sismicidade intraplaca)

Extensão do conceito de magnitude a uma escala mundial (telesismos ou sismos afastados): m_b e M_s

Magnitude de ondas volúmicas m_b

definida a partir da amplitude (A) da **fase inicial do movimento** (tipicamente causada pela chegada das ondas P)

$$m_b = \log A - \log T + c(R, h)$$

Depende do conteúdo em frequência do movimento (T)

Magnitude de ondas de superfície M_s

Definida a partir da **máxima amplitude do movimento** (tipicamente causada pelas ondas de Rayleigh)

$$M_S = \log A - \log T + \alpha \log R + \beta$$

Tipicamente o valor de T relevante nesta definição de magnitude é próximo de 20 s.

Magnitude de momento M_W (Kanamori, 1977)

Exclusivamente dependente do processo de geração sísmica (mecanismo focal). Definida a partir do conhecimento do momento sísmico.

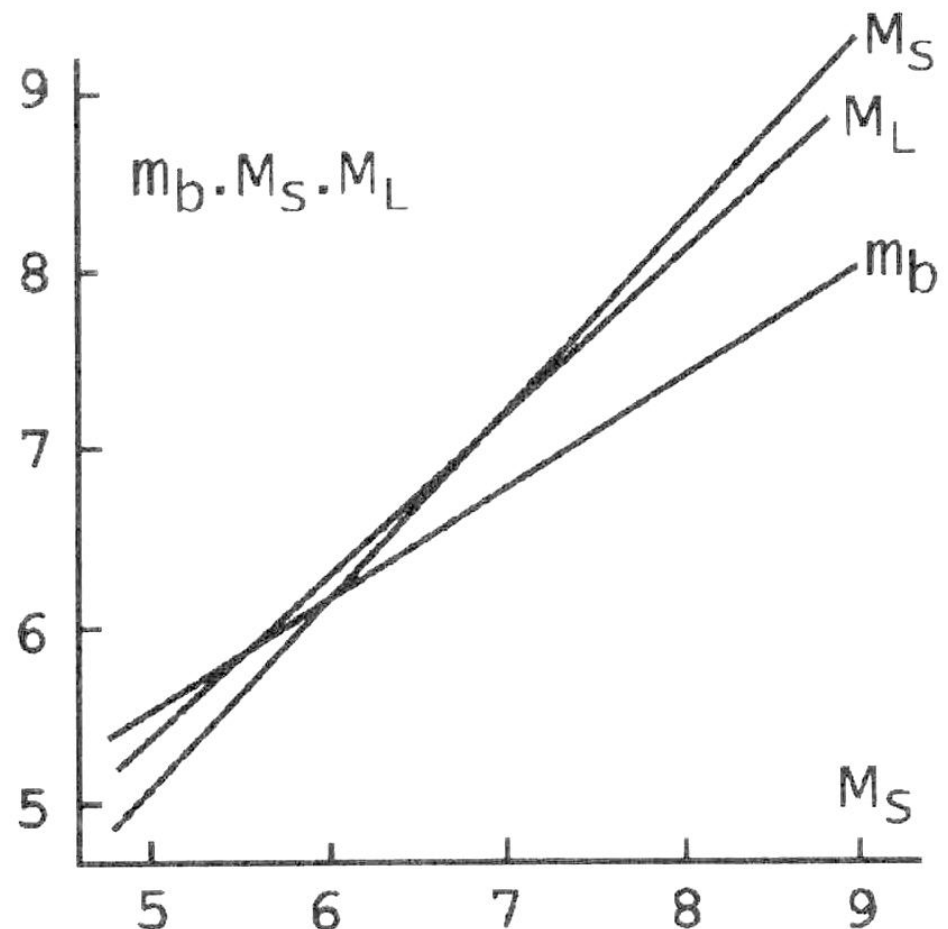
$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad M_0 \text{ (dine.cm)}$$

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.06 \quad M_0 \text{ (N.m)}$$

Foi proposta para obviar à saturação que ocorre nas restantes escalas.

Comparação entre as escalas de magnitude M_w , M_S , m_b e M_L

Dadas as diferenças entre as amplitudes consideradas em cada definição de magnitude é naturalmente indispensável **esclarecer qual a magnitude usada ao comparar sismos distintos.**



Saturação das escalas de magnitude

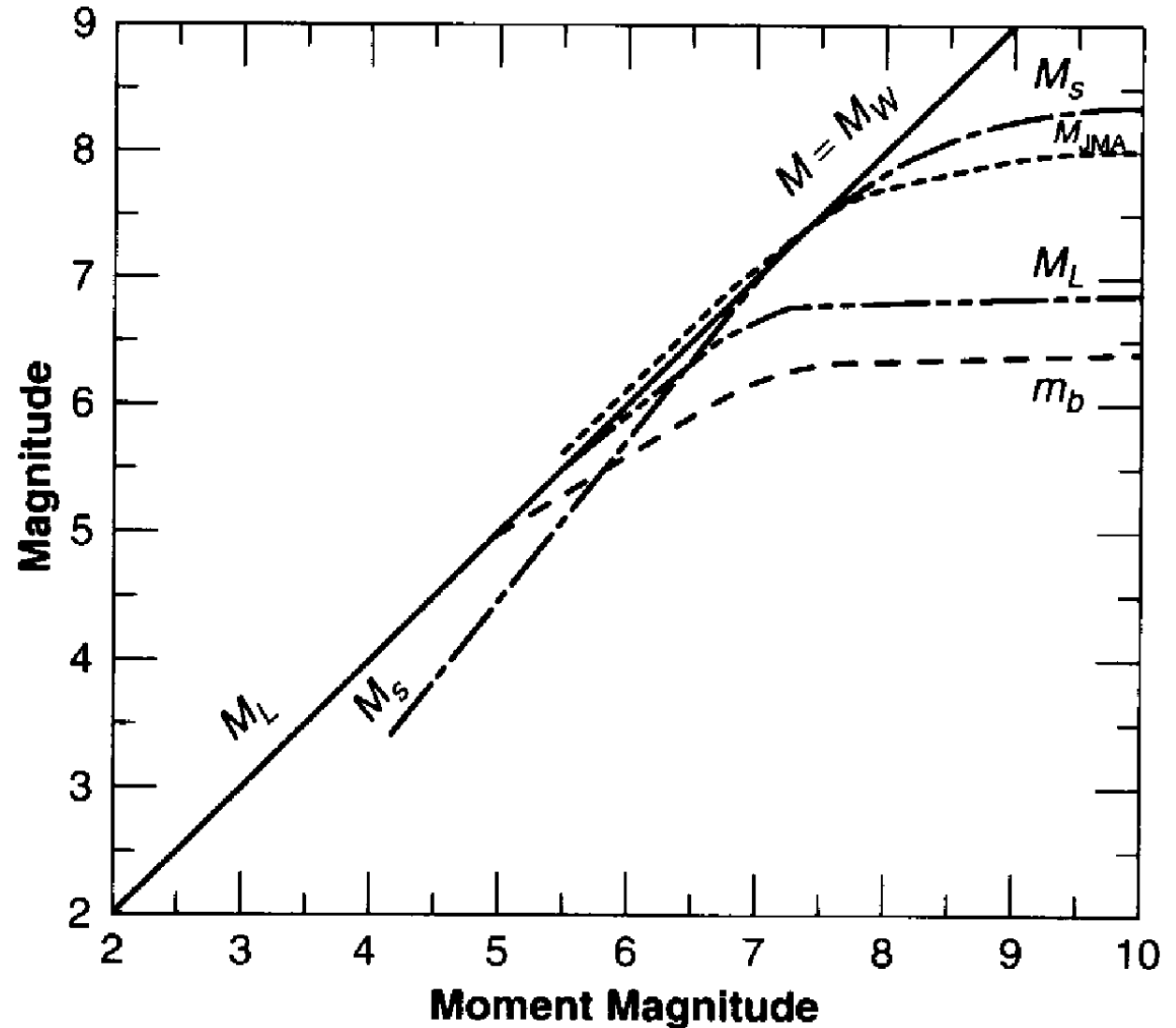
Dada a dependência das diversas definições de magnitude relativamente ao conteúdo em frequência (derivado do tipo de onda) constata-se que a partir de certo limiar as escalas apresentam **reduzida sensibilidade à energia sísmica**.

m_b e M_L saturam para valores superiores a 6.5

M_S satura para $M_S > 8$.

M_w , por ser
directamente
definida a partir da
grandeza focal do
sismo **não**
apresenta
saturação.

Tem vindo
progressivamente a
ser escolhida como
medida sísmica.



Relações entre a magnitude e diversas grandezas sísmicas

Energia sísmica

Gutenberg e Richter (1956)

$$\log E_S (\text{J}) = 4.2 + 1.5 M_S$$
$$\log E_S (\text{J}) = -1.3 + 2.4 m_b$$
$$\log E_S (\text{erg}) = 11.8 + 1.5 M_L$$

Nota: erg unidade CGS de energia (1 J=10⁷ erg)

Compatibilização de catálogos históricos e instrumentais.

Tentativa de relacionamento de I com outras grandezas sísmicas (ex: **aceleração epicentral máxima**, **magnitude**)

Tradução de intensidades registadas na era pré-instrumental para essas grandezas, de modo a produzir um catálogo sísmico englobando as duas eras expresso na variável de interesse.

Por exemplo, relação entre a intensidade epicentral I_0 e a magnitude (Sponheuer, 1960)

$$M = 0.661I_0 + 1.7 \log h - 1.4$$

Ábaco preparado com base em leis estatísticas relacionando a **magnitude**, a **energia sísmica**, a **aceleração**, a **velocidade** e a **intensidade epicentrais**.

MAGNITUDE M	ENERGY E	EPICENTRAL ACCELERATION a_0		I_0	V_0
Col 1	Col 2	Col 3		Col 4	Col 5
	Ergs	$\frac{cm}{sec^2}$	$\frac{a_0}{g}$	I	$\frac{cm}{sec}$
	10^{14}			I	
		2		II	
M=3		4		III	
CLASS E	10^{16}	6	.005 g	IV	
		8		V	1
M=4		10	.01 g	VI	5
	10^{18}	20		VII	10
		40	.05 g	VIII	20
CLASS D		60		IX	50
	10^{20}	80		X	100
M=6		100	0.1 g	XI	500
CLASS C		200			
	10^{22}	400	0.5 g		
M=7		600			
CLASS B		800	0.1 g		
		1000			
	10^{24}	2000			
M=8		4000	3 g		
CLASS A					