UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONTRIBUIÇÃO À ANÁLISE SISMOTECTÔNICA
DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL**

Coriolano de Marins e Dias Neto

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo

1986

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006043

À Inês e ao pequeno Diego

ÍNDICE

-i-

	Pg.
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
AGRADECIMENTOS	x
1. APRESENTAÇÃO	1
1.1. Objetivo	1
2. LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA	3
3. METODOLOGIA	4
3.1. Dados Instrumentais	4
3.2. Tratamento e Análise dos Dados Macrossísmicos	5
3.2.1. Escalas de Intensidade	6
3.2.2. Intensidades e Isossistas	7
3.2.3. Relações da Área com Magnitude	8
3.3. Relações de Energia Liberada com Magnitude	9
3.4. Correlação Sismotectônica	10
4. SISMICIDADE INTRAPLACA	11
4.1. Introdução	11
4.2. Leste e Centro da América do Norte	14
4.2.1. Nordeste dos Estados Unidos-Sudeste do Canadá	14
4.2.2. Leste e Sudeste dos Estados Unidos	17
4.2.3. Zona Sísmica New Madri	19
4.3. Canadá e Groenlândia	19
4.4. Norte e Oeste da Europa	20
4.5. Índia Peninsular	23
4.6. Austrália	24
4.7. África	29
4.7.1. Noroeste da África	30
4.7.2. Golfo da Guiné	32
4.7.3. Sudoeste da África	34
4.8. Comentários	34

	Pg.
5. SISMICIDADE DO BRASIL	37
5.1. Introdução	37
5.2. Regionalização Sísmica	37
5.2.1. Região de Mato Grosso	39
5.2.2. Região Central do Brasil	39
5.2.3. Região Amazônica	40
5.2.4. Região Nordeste	41
5.3. Comentários	42
6. SISMICIDADE DA REGIÃO SUDESTE	46
6.1. Introdução	46
6.2. Dados Sísmicos	47
6.3. Principais Sismos	50
6.4. Energia Liberada por Sismos	59
6.5. Sismicidade Induzida	60
6.5.1. Extração de Flúídos do Sub-solo	61
6.5.2. Reservatórios Artificiais	62
6.5.3. Mecanismo dos Sismos Induzidos por Reservat <u>ó</u> rios	66
7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA MESO-CENOZÓICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL	69
7.1. Configuração Regional Pré-Mesozóica	69
7.2. Quadro Tectônico Meso-Cenozóico	71
7.2.1. Bacia de Santos	73
7.2.2. Depressão Tectônica do Paraíba do Sul	75
7.2.2.1. Bacia de Taubaté	77
7.2.2.2. Bacia de Resende	79
7.2.2.3. Bacia de Volta Redonda	79
7.2.3. Bacia de São Paulo	80
7.2.4. Depressão da Guanabara	82
7.2.5. Bacia de Curitiba	82
7.2.6. Descontinuidades Consideradas na Área Emersa	83
7.3. Principais Traços da Evolução Tectônica Meso-Cenozó <u>i</u> ca	86

	Pg.
8. CONSIDERAÇÕES SISMOTECTÔNICAS E CONCLUSÕES	91
9. BIBLIOGRAFIA	98
Anexo I - Escala de Intensidade Mercalli Modificada	115
Anexo II - Listagem dos Eventos Sísmicos Ocorridos na Região Sudeste do Brasil (1767-1983)	118
Mapa 1 - Sismotectônico da Região Sudeste	
Mapa 2 - Epicentros com Dados Macrossísmicos e Instrumentais (1861-1983) em Base Gravimétrica "Bouguer"	
Mapa 3 - Mínima Energia Liberada por Sismos em Áreas de 30' x 30'	

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pg.
Figura 1 - Localização da Região Estudada	3
Figura 2 - Configuração esquemática do desenvolvimento das margens continentais	13
Figura 3 - Principais terremotos históricos do leste da América do Norte	15
Figura 4 - Epicentros de terremotos (1970-1977) no <u>nordeste</u> da América do Norte	16
Figura 5 - Sismicidade histórica (1754-1970) no sudeste dos Estados Unidos	17
Figura 6 - Terremotos na Groenlândia e proximidades (1904-1975)	21
Figura 7 - Terremotos no norte e oeste da Europa (1901-1955)	22
Figura 8 - Soluções de mecanismo focal dos principais terremotos da Índia Peninsular	23
Figura 9 - Terremotos na Austrália (1897-1972) e no leste do Oceano Índico (1950-1966)	26
Figura 10 - Terremotos na margem atlântica da África (1900 - 1975)	31
Figura 11 - Feições estruturais e epicentros no Golfo da Guiné	33
Figura 12 - Mapa Sismotectônico do Brasil	38a
Figura 13 - Isossistas do Sismo de Codajás (AM)	41

	Pg.
Figura 14 - Isossistas do Sismo de Pacajus (CE)	43
Figura 15 - Sismo de São Pedro e São Paulo (RJ)	53
Figura 16 - Sismo de Mogi Guaçu (SP)	54
Figura 17 - Sismo de Tubarão (SC)	56
Figura 18 - Sismo de Cananéia (SP)	57
Figura 19 - Sismo de Cunha (SP)	58
Figura 20 - Sismo de Campos (RJ)	59
Figura 21 - Atividade sísmica com as variações do nível do reservatório de Capivari-Cachoeira	63
Figura 22 - Variações horizontais dos esforços de carga e pressão dos poros	67
Figura 23 - Estágios de evolução da margem continental	71
Figura 24 - Arcabouço tectônico esquemático do sudeste brasileiro	76
Figura 25 - Perfil geológico esquemático	76
Figura 26 - Controle estrutural das planícies costeiras paulistas	90

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pg.
Tabela 1 - Relação dos valores de intensidade em diferentes escalas	7
Tabela 2 - Principais sismos da Região Sudeste	51
Tabela 3 - Atividade sísmica induzida por reservatórios na área de estudo	65

RESUMO

A avaliação da atividade sísmica conhecida e a proposição de possíveis associações desta com estruturas potencialmente favoráveis à liberação de esforços na região sudeste brasileira se constitui no principal objetivo deste trabalho.

Com um enfoque convergente são fornecidas informações a respeito da atividade sísmica intraplaca a nível global, juntamente com tentativas de interpretação sismotectônica de diversos autores, comenta-se a sismicidade do Brasil e, com detalhe, a da região objeto deste estudo.

Apesar da quantidade de dados sísmicos ser a mais significativa em termos da atividade sísmica brasileira, acredita-se que muitos eventos ocorridos na região sudeste podem ter sido perdidos por falta de registro escrito ou instrumental. Em parte esta relativa concentração de sismos pode refletir o padrão de ocupação populacional, assim como a possibilidade de registro instrumental mais eficiente, na última década, que nas outras regiões brasileiras.

A distribuição dos eventos conhecidos parece indicar a ocorrência preferencial de atividade sísmica nas áreas afetadas pelo Ciclo Brasileiro e na margem continental correlata, onde se desenvolve a Bacia de Santos, do que na cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná.

Com base nos modelos propostos e informações disponíveis discute-se a evolução tectônica meso-cenozóica da região de interesse, procurando-se identificar as estruturas favoráveis à liberação de esforços, com as quais os eventos sísmicos pudessem estar associados.

Considera-se a possibilidade dos sismos estarem relacionados aos produtos tafrogênicos da Reativação Wealdeniana,

os quais foram fortemente condicionados pelo "trend" estrutural regional do final do Ciclo Brasileiro. Defende-se também a provável existência de grandes descontinuidades seccionando este "trend", as quais teriam desempenhado um papel de destaque no âmbito da evolução meso-cenozóica, e que atualmente poderiam ser responsáveis pela ocorrência de sismos em suas proximidades.

ABSTRACT

This work is an attempt to delineate the relation between known seismicity and the geological structure of Southeast Brazil.

Informations about the global intraplate seismic activity are commented in the light of some current seismotectonic interpretations.

The distribution of known seismic events suggests that seismic activity occurs mainly within areas affected by the "Brasiliano Cycle" and along the continental margin.

Based on available models the Mesozoic - Cenozoic tectonic evolution of the studied area is discussed and an attempt is made to identify geologic structures responsible for recent seismic events.

The results of this research seem to indicate seismo tectonic relationships with known structural elements of intraplate environments, such as lines of inherited weakness formerly activated during continental break-up and alignment of more recent alkaline intrusives.

AGRADECIMENTOS

Os mais sinceros agradecimentos são aqui externalizados a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização do presente trabalho.

Ao Professor Doutor Georg Robert Sadowski do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela valiosa orientação.

Ao Professor Doutor Jesus Berrocal e ao Professor Doutor Marcelo Assumpção, ambos do Grupo de Sismologia do Departamento de Geofísica do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo pelo profundo apoio e incansável estímulo no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Professor Marcos Egydio da Silva, ao Professor Ivo Karmann e ao Geólogo Paulo Cesar Boggiani, colegas e amigos, pelo grande incentivo e valiosas sugestões.

Aos amigos Renato Ortega e Heitor França pelo valioso apoio e cooperação no decorrer deste trabalho.

Ao pessoal técnico administrativo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo quero expressar os mais profundos agradecimentos, em especial:

À Sra. Claudete Salinas pelo cuidadoso trabalho de datilografia;

À Srta. Itacy Kroehne e ao Sr. Paulo Cesar Oliveira pela elaboração dos mapas e figuras;

Ao Sr. Jaime Alves da Silva e a sua equipe do setor gráfico pela impressão do texto.

Ao Prof.Dr. Thomas R. Fairchild, pela cuidadosa
revisão do "abstract".

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São
Paulo (FAPESP-Processo 08-Geologia-78/0545) pela bolsa forneci-
da no período de julho de 1978 à dezembro de 1980.

De forma muito especial quero agradecer ao peque
no Diego, meu filho, e a minha esposa Maria Inês pelo constante
incentivo e compreensão.

1. APRESENTAÇÃO

A constatação de eventos sísmicos na região sudeste brasileira motivaram a elaboração do presente trabalho.

A possibilidade de participação do autor no grupo de pesquisadores ligados ao Departamento de Geofísica do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo que, sob a coordenação do Prof. Dr. Jesus Berrocal, efetuou a compilação e análise dos eventos sísmicos ocorridos no Brasil até 1981, favoreceu uma maior intimidade com os dados referentes à região sudeste brasileira, apresentados neste trabalho, assim como forneceu a visualização do atual nível de conhecimento da atividade sísmica no Brasil.

Através de um enfoque convergente, comenta-se a atividade sísmica intraplaca a nível global, a sismicidade do Brasil e, com detalhe, da região sudeste brasileira. São apresentadas as principais áreas de ocorrência de sismos intraplaca no mundo, assim como as tentativas de interpretação sismotectônica de diversos autores.

Discute-se a evolução tectônica meso-cenozóica da área de interesse com base nas informações disponíveis e nos modelos propostos, ponderando-se a respeito da necessidade de determinados estudos serem aprofundados, com o intuito de se avaliar a presença de prováveis descontinuidades que teriam desempenhado um papel de destaque no âmbito desta evolução.

A união deste quadro tectônico com os eventos sísmicos conhecidos forneceu as possibilidades interpretativas, assim como embasou as considerações sismotectônicas expostas neste trabalho.

1.1. Objetivo

O principal objetivo deste trabalho se constitui

na avaliação da atividade sísmica da região sudeste brasileira e, com base nas determinações epicentrais dos eventos sísmicos confiáveis, propor possíveis associações destes com estruturas potencialmente favoráveis à liberação de esforços.

Considerações a respeito dos modelos propostos de evolução tectônica meso-cenozóica desta região, acrescidos de informações mais recentes relativas a estes, nortearam as proposições das estruturas possivelmente responsáveis pelos sismos analisados.

Para que tais associações fossem consideradas levou-se em conta o nível de credibilidade de cada evento, assim como as imprecisões nas determinações dos epicentros.

2. LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA

A região de interesse deste estudo é delimitada pelos paralelos 20°S e 29°S e pelos meridianos 38°W e 50°W (Figura 1).

A rigor esta região compreende parte das regiões sudeste e sul do Brasil, entretanto por ocupar uma maior área da primeira e também por facilidade de citação, refere-se sempre à região estudada como sudeste.

A definição desta foi, em grande parte, norteada pela distribuição dos eventos sísmicos, os quais ocorreram em número significativo, levando-se em conta a atividade sísmica conhecida do Brasil.

Figura 1 - Localização da Região Estudada

3. METODOLOGIA

Os dados sísmicos referentes a região sudeste brasileira foram estudados, em maior detalhe, por Assumpção et al. (1980) no particular, e por Berrocal et al. (1984) no contexto da sismicidade brasileira. Cada evento foi cuidadosamente analisado por estes autores e, sempre que possível, associados os dados instrumentais aos efeitos macrossísmicos respectivos, conseguindo-se com isso maior confiabilidade nas localizações epicentrais.

3.1. Dados Instrumentais

Com a investigação nos boletins sísmicos internacionais Berrocal et al. (1984) localizaram os poucos eventos sísmicos registrados pela rede sismográfica internacional no sudeste brasileiro.

As estações sismográficas brasileiras registraram, nos últimos anos, vários sismos na região sudeste, cujos epicentros e magnitudes tem sido determinados no Instituto Astronômico e Geofísico da USP e na Estação Sismológica de Brasília.

Quando o registro do evento sísmico foi efetuado por estações distantes, com distância epicentral igual ou superior a 20° (~2200 km), Berrocal et al. (1984) utilizaram, para efeito do cálculo da magnitude sísmica, a escala m_b de Gutenberg e Richter (1956). Entretanto, para distâncias epicentrais menores que 2000 km, em regiões intraplacas, o uso desta escala fornece valores anormalmente altos. Assumpção (1983) desenvolveu a escala m_R com o intuito de possibilitar o cálculo da magnitude m_b para sismos regionais, com distância epicentral entre 200 e 1500 km, e com hipocentro na crosta, registrados por estações sismográficas brasileiras. Esta escala se aplica a eventos moderados, com magnitudes entre 2 e 5 m_b e fornece valores compatí-

veis àqueles de m_b calculados por estações sismográficas distantes. Berrocal et al. (1984) utilizaram esta escala para os sismos enquadráveis nestas características, sendo que os referentes à região sudeste são relacionados neste trabalho.

3.2. Tratamento e Análise de Dados Macrossísmicos

Quando da ausência, no caso de sismos históricos, ou mesmo da precariedade de dados instrumentais, as características dos eventos podem ser recuperadas, com razoável grau de confiabilidade, através da análise dos dados macrossísmicos.

Com as informações dos efeitos diretos do tremor em construções, objetos, topografia, ou mesmo na população, é possível se delimitar, além da área afetada (A_f), as linhas(isostas) que separam áreas de intensidades distintas (Richter, 1958; Bath, 1973).

A intensidade, que não é um parâmetro focal, consiste na avaliação pontual dos efeitos em superfície. Esta é maior na região epicentral, normalmente nas proximidades do centro da área afetada, e a partir daí decresce em todas as direções. O conhecimento sobre as condições geológicas e das construções, além da filtragem de exageros nas informações, é essencial ao diagnóstico das intensidades locais.

A fim de se determinar quais intensidades prevaleceram nos diversos locais afetados por um terremoto, é normalmente necessária a ida à região em busca de informações que possibilitem as avaliações.

Como regra geral as intensidades são expressas na forma de escalas, sendo geralmente, hoje em dia, divididas em 12 graus.

3.2.1. Escalas de Intensidade

Segundo Richter (1958) as escalas de intensidade destinadas à aplicação geral, desenvolvidas gradualmente de forma individual, quando comparadas, levam a padrões comuns.

A escala Rossi-Forel elaborada em 1883, e comumente abreviada R.F., é composta por 10 graus, cujo mais alto (grau X) abriga, segundo Richter (1958), um enorme intervalo de intensidades, o que dificulta na avaliação dos sismos mais fortes (Bath, 1973). Além disso, como é colocado por Richter (1958), as descrições dos efeitos em construções e objetos são especificamente européias.

Elaborada em 1902, a escala Mercalli, inicialmente também com 10 graus, e por sugestão de Cancani, expressa em 12 graus, tentativamente em termos de aceleração, foi submetida a várias alterações através dos tempos, como quando foi revisada por Wood e Neumann, nos Estados Unidos em 1931, sendo então chamada escala Mercalli Modificada, ou simplesmente "escala MM", que de forma sintética é apresentada no anexo I. Esta escala foi adotada nas análises de intensidades efetuadas por Berrocal et al. (1984) e utilizadas neste trabalho.

A última modificação da escala MM ocorreu em 1964 (Bath, 1973) e é chamada escala MSK, homenageando os sismólogos Medvedev, Sponheuer e Kárník. A relação entre os valores de intensidade nas diferentes escalas está expressa na tabela 1.

Condições locais, muitas vezes, forçam a elaboração de escalas especiais de intensidade, como ocorreu no estudo do terremoto turco de 1939, onde as construções são, normalmente, encravadas na terra, requerendo então critérios especiais para a caracterização das intensidades ali ocorridas (Richter, 1958).

MSK 1964	ESCALA JAPONESA 1950	ROSSI-FOREL 1874
I	0	I
II	1	II
III	2	III
IV	2.3	IV
V	3	V- VI
VI	4	VII
VII	4,5	VIII
VIII	5	IX
IX	6	X
X	6	X
XI	7	X
XII	7	X

Tabela 1 - Relação dos valores de intensidade em diferentes escalas.

Os valores de intensidade MSK 1964 concordam com aqueles da escala Mercalli-Cancani-Sieberg (1917), com a escala Mercalli Modificada (1931) e com a escala Soviética (1952), segundo Bath (1973).

3.2.2. Intensidades e Isossistas

A atribuição de intensidades a efeitos de sismos deve ser criteriosamente em função de observações combinadas, ou seja, dados individuais para um mesmo ponto devem ser comparados no intuito de eliminar possíveis exageros, ou mesmo fatos muito particulares. Avariações em uma única estrutura, ou o despertar de apenas uma pessoa deve representar circunstâncias estritamente locais ou pessoais, não se prestando à caracterização de índices de intensidade.

Na utilização das escalas de intensidade deve-se considerar que efeitos de ondas de período-longo e período-curto são analisados conjuntamente. Um especial grupo de efeitos de pe-

ríodo-longo são aqueles descritos no índice I da escala MM como tontura ou náuseas, comportamento anormal de animais e pássaros, perturbações em líquidos, oscilações leves em portas, etc. Também efeitos de pêndulo e grandes escorregamentos de terra, segundo Richter (1958), são típicos de período-longo. Os efeitos de período-curto, que são a maioria, podem, grosseiramente, ser relacionados com aceleração segundo o mesmo autor.

Caracterizadas, com segurança, as intensidades, são então traçadas as linhas, que separam áreas de mesma intensidade, denominadas isossistas as quais, quando apoiadas em dados consistentes, raramente são circulares, normalmente se apresentando na forma elíptica com maior elongação na direção do principal "trend" estrutural. Isto pode sugerir, segundo Richter (1958), que as ondas são transmitidas com menor perda de energia ao longo das estruturas.

Os mapas de isossistas, apesar de normalmente conterem imprecisões em função da distribuição da população, se constituem valiosos instrumentos nos estudos de risco sísmico, ou na elaboração de análises sismotectônicas. Cabe ressaltar que o epicentro de um sismo determinado com dados macrossísmicos consistentes, na maioria das vezes, apresenta precisão superior do que aquele localizado por estações sismográficas distantes (Berrocal et al., 1984).

3.2.3. Relações da Área com Magnitude

Enquanto as intensidades são estimadas a partir de efeitos diretos, e variam pontualmente, a magnitude é calculada através de registros instrumentais, e representa um único valor para cada sismo.

Quando de eventos históricos, não registrados instrumentalmente, e portanto sem determinação direta da magnitude, relações empíricas desenvolvidas por Street e Turcotte (1977) e

Nuttli et al. (1979) para as regiões central e leste dos Estados Unidos demonstraram uma boa correlação entre as áreas afetadas e as magnitudes para sismos rasos (profundidade focal até 30 km).

Assumpção et al. (1980) testaram as relações empíricas desenvolvidas por Nuttli et al. (1979) para os sismos brasileiros, as quais se mostraram aplicáveis, em primeiras aproximações, no sudeste brasileiro. Posteriormente Berrocal et al. (1984) desenvolveram, a partir de dados sísmicos brasileiros, as relações empíricas relacionando área afetada e magnitude m_b , especificamente para o Brasil, que são relacionadas a seguir e adotadas neste trabalho:

$$m_b = 1,63 + 0,60 \log A_{II}$$

$$m_b = 2,29 + 0,55 \log A_{IV}$$

onde: m_b = magnitude do sismo (com ondas P-longit.).

A_{II} = área total de percepção do sismo, delimitada pela isossista de intensidade II MM.

A_{IV} = área de percepção do sismo delimitada pela isossista de intensidade IV MM.

3.3. Relações de Energia Liberada com Magnitude

Na quantificação da energia liberada por cada sismo conhecido da região de interesse deste estudo, foram utilizadas as relações fornecidas a seguir, as quais mais se adaptam ao intervalo de magnitudes dos eventos tratados:

$$\log E = 11,72 + (1,68 \pm 0,04)M \quad (-2,1 \leq M \leq 4,6)$$

(Duda, 1965)

$$\log E = 11,8 + 1,5 M \quad (4,7 \leq M \leq 7,9)$$

(Gutenberg e Richter, 1956)

onde: E = energia liberada, em ergs, pelo sismo.

M = magnitude M_s do sismo (com ondas superficiais).

Em vista das magnitudes dos sismos envolvidos neste estudo estarem expressas em m_b , houve a necessidade de transformação destas para M_s , através da utilização das relações desenvolvidas para a região (intraplaca) nordeste da América do Norte por Street e Turcotte (1977). Estes autores utilizaram as magnitudes m_b de Nuttli (1973) calculadas a partir das ondas superficiais L_g de alto módulo para sismos regionais. Estas relações, fornecidas abaixo, foram testadas por Assumpção et al. (1983), se configurando como as mais concordantes com os valores de m_b e M_s dos sismos brasileiros:

$$m_b = M_s + 1,2 \quad (1,8 \leq m_b \leq 4,4)$$

$$m_b = 0,61 M_s + 2,33 \quad (4,4 \leq m_b \leq 6,8)$$

Na representação em mapa destas energias optou-se pela utilização da malha de meio grau de lado em consideração às imprecisões nas locações epicentrais, como comentado no item 6.4.

3.4. Correlação Sismotectônica

Os dados sísmicos confiáveis foram lançados sobre base geológica regional, onde se configurou o patamar das possibilidades interpretativas. Na locação dos epicentros levou-se em consideração as imprecisões em suas posições, normalmente da ordem de dezenas de quilômetros, inerentes da metodologia de recuperação de dados macrossísmicos e também da rede sismográfica atual. Apesar da relativa precariedade dos dados sísmicos procurou-se, sempre que possível, associá-los a feições geológicas que pudessem representar descontinuidades significativas ou zonas de fraqueza crustal. Informações gravimétricas, sempre que disponíveis, foram associadas a este conjunto de dados no intuito de se caracterizar tais descontinuidades que pudessem estar relacionadas com as liberações de energia constatadas.

4. SISMICIDADE INTRAPLACA

4.1. Introdução

A existência de sismicidade intraplaca indica que a idéia das placas se deformarem somente nas bordas, apesar de ser uma boa hipótese para muitos casos, não é inteiramente correta.

Em virtude da sismicidade no interior das placas significar pouco no total da atividade sísmica a nível global, a qual se concentra preferencialmente nos limites das placas, é pequeno o conhecimento sobre o regime tectônico no interior destas. Entretanto, muitas vezes, esta atividade intraplaca é caracterizada por fortes e desastrosos terremotos, com magnitudes de até 7-7,5 (Sykes, 1978)**

Sykes (1978) defende a tese de que muitos dos terremotos e outros tipos de tectonismo intraplacas podem ser analisados segundo a dinâmica da tectônica de placas.

Em muitas áreas continentais a atividade sísmica parece se concentrar, preferencialmente, nos "finais"* de

---

*Vários autores tem utilizado a expressão "ends of fracture zone" para designar os locais onde, quando prolongadas (direções transformantes), as zonas de fraturas/lineamentos oceânicos alcançam as margens continentais. Entretanto estes mesmos autores defendem ser estes locais zonas de fraqueza que, quando da fragmentação continental, seriam reativadas e condicionariam as zonas de fraturas/lineamentos nos oceanos nascentes. Sendo assim, a utilização do termo finais (ends) parece não ser o mais apropriado para designar os locais possivelmente responsáveis pela geração de tais estruturas transversais, chegando a favorecer, muitas vezes, interpretações errôneas, como a sensação de que estas estruturas teriam se originado em algum ponto da litosfera oceânica e evoluiriam em direção aos continentes. Consequentemente optou-se pela utilização do termo *finais*, entretanto com esta ressalva e entre aspas.

**Valores de magnitude sem especificação do tipo seguem a fonte, e devem, na maioria dos casos, se tratar de M_s .

zonas de fraturas/lineamentos oceânicos, cujos posicionamentos podem ter sido controlados por antigas zonas de fraqueza continentais que foram reativadas durante a fragmentação continental, e que parecem moderadamente ativas atualmente, a julgar pela localização dos grandes terremotos intraplacas. Estas zonas de fraqueza representariam, no entender de Sykes (1978), feições tectônicas maiores, como a região de contato entre faixas de dobramentos jovens e regiões cratônicas, geossuturas, arqueamentos, alauções, grandes zonas de falhas, "rifts" continentais, e outras. O posicionamento destas, com relação às margens continentais, pode ser de forma perpendicular ou oblíqua, possivelmente tendo alguma relação com a gênese de certas zonas de fraturas/lineamentos oceânicos, ou mesmo paralela, segundo Sadowski (1976).

A figura 2 sintetiza, esquematicamente, muitos dos principais pontos defendidos por esse autor sobre o desenvolvimento das margens continentais, o posicionamento das rochas alcalinas, a reativação de falhas pré-existentes, a ocorrência de terremotos, e as localizações de bacias sedimentares costeiras.

Considerando-se os mesmos parâmetros focais, os sismos intraplaca normalmente se caracterizam por apresentarem áreas afetadas dezenas de vezes maiores que aqueles que ocorrem em áreas ativas, ou seja, em bordas de placas.

Constatou-se a tendência dos sismos intraplaca se concentrarem no interior da litosfera continental, com a predominância de estarem associados principalmente às faixas de dobramentos mais jovens, do que aos antigos crátons.

Vários autores tem concentrado esforços no intuito de esclarecer a atividade sísmica intraplaca em várias regiões de praticamente todos os continentes. Entre estes se realça o trabalho de Sykes (1978) que elaborou uma síntese sobre os conhecimentos de sismicidade intraplaca a nível global.

As principais províncias sísmicas intraplaca do leste e centro da América do Norte, do norte do Canadá e da

Figura 2 - Configuração esquemática do desenvolvimento das margens continentais por fragmentação continental e expansão do fundo oceânico. As localizações das zonas de fraturas nos novos oceanos são controladas por zonas de fraqueza pré-existent em cinturões de dobramentos do final do Pré-Cambriano ou do Paleozóico. Estas zonas de fraqueza, as quais estão agora orientadas quase perpendiculares ou paralelas às margens, foram reativadas durante a fragmentação continental e são ativas atualmente, a julgar pela localização dos terremotos. Kimberlitos são injetados em profundas zonas de falhas nos antigos crátons durante a abertura do oceano B (Sykes, 1978).

Groenlândia, do norte e oeste da Europa, da Índia peninsular, da Austrália e da África são sinteticamente tratadas a seguir. A sismicidade do Brasil será tratada em maior detalhe no capítulo seguinte.

4.2. Leste e Centro da América do Norte

O leste e centro da América do Norte tem experimentado, historicamente, muitos terremotos grandes e desastrosos. Na figura 3 estão plotados somente os sismos que apresentaram intensidades máximas VII ou maiores, e áreas afetadas superiores a 450.000 km^2 .

Com base na distribuição dos sismos históricos e instrumentais caracterizaram-se regiões sísmicas preferenciais ao longo da faixa de dobramentos Apalachiana e nas zonas de orientação noroeste de Boston-Ottawa, Carolina do Sul-Georgia, e Virginia central, além da área de New Madri no norte do embasamento do Mississippi.

4.2.1. Nordeste dos Estados Unidos-Sudeste do Canadá

Uma região de alta atividade sísmica que se estende do norte do Estado de New York para noroeste, entrando no Canadá, está bem definida por epicentros recentes (figura 4) e é concordante com a zona sísmica Boston-Ottawa definida por Sbar e Sykes (1973). Estes autores, assim como Sykes (1978), propõem que esta zona esteja relacionada com a cadeia de montanhas oceânica de New England, a qual parece caracterizar a maior descontinuidade no padrão de anomalias magnéticas do Mesozóico no Atlântico Oeste, e se desenvolve por cerca de 1500 km a leste da costa de New England, com largura de cerca de 100 km. Nesta zona sísmica ocorreram seis dos maiores terremotos históricos apresentados na figura 3.

Figura 3 - Terremotos históricos com áreas afetadas maiores que 450.000 km² e intensidades VII, ou superiores, para o leste da América do Norte. As zonas de fraturas foram extrapoladas até as proximidades da costa em concordância com os maiores deslocamentos no padrão de anomalias magnéticas do Mesozóico no Atlântico Norte (Sykes, 1978 - modificado)

A região de baixa atividade sísmica de Vermont e oeste de New Hampshire, indica, segundo Sykes (1978), que esta zona sísmica se divide em duas províncias distintas de alta atividade. Em ambas predominam esforços compressivos horizontais, entretanto, na província sudeste estes estão direcionados segundo NW-SE, e na província noroeste os esforços se orientam na direção NE-SW, segundo Zoback e Zoback (1980).

Várias soluções de mecanismo focal, obtidas por Yang e Aggarwall (1977) no norte do Estado de New York e sul de Quebec, se mostraram concordantes entre si, e indicam falhamentos de empurrão segundo planos NNW/SSE, consistentes com a orientação do "trend" sísmico regional.

Rochas ígneas e feições disruptivas mais novas que a abertura do Atlântico Norte, além de anomalias gravimétricas po

Figura 4 - Epicentros de terremotos de 1970 a 1977 no nordeste da América do Norte. Notar o alinhamento nordeste dos eventos no norte de New Jersey e sul de New York relativo ao sistema de falhas Ramapo. Asteriscos representam eventos não identificados (Sykes, 1980).

sitivas, se concentram no interior ou nas proximidades desta zona sísmica, sugerindo, segundo Sykes (1978), um contínuo tectonismo na região. A provável configuração de um lineamento tectônico de aproximadamente 2000 km de comprimento e 100-200 km de largura é considerado pelo mesmo autor.

Uma das mais notáveis associações de sismos intraplaca com antigas zonas de falhas ocorre na região sul de New York e norte de New Jersey, segundo Sykes (1980). Os mecanismos destes sismos foram caracterizados por Aggarwall e Sykes (1978) co

mo falhamentos inversos direcionados preferencialmente para NE. Através da determinação dos hipocentros destes sismos se caracterizou o posicionamento espacial dos planos de falhas até uma profundidade de 10 km. Estes dados estão coerentes com o sistema de falhas Ramapo que, segundo Ratcliffe (1971), foi ativo no final do Pré-Cambriano, no Paleozóico e no Triássico-Jurássico, quando predominaram falhamentos normais, durante a fragmentação continental. Os erros considerados na locação dos epicentros destes sismos são menores que 1-2 km.

4.2.2. Leste e Sudeste dos Estados Unidos

Com base em dados históricos Bollinger (1973) reconheceu atividade sísmica preferencial ao longo da faixa de dobramentos Apalachiana, e dois outros "trends" sísmicos com orientações predominantemente noroeste, na Carolina do Sul - Georgia e em Virginia Central (figura 5).

Figura 5 - Sismicidade histórica (1754-1970) para o sudeste dos Estados Unidos. Ju e Eo são rochas alcalinas do Jurássico e Eoceno respectivamente (Sykes, 1980).

A zona sísmica Carolina do Sul- Georgia se desenvolve a partir do "final" da zona de fraturas Blake, onde as anomalias magnéticas sofreram um deslocamento sinistral de cerca de 100 km, segundo Pitman e Talwani (1972).

Interessante notar que, enquanto o "trend" sísmico se orienta para NW, as principais estruturas disruptivas na Carolina do Sul acompanham o "trend" NE (Sykes, 1980).

Nischenko e Sykes (1979) sugerem que a atividade sísmica do centro e noroeste da Carolina do Sul poderia não ser contínua até a área de Charleston onde ocorreram centenas de eventos. A solução de mecanismo focal, obtida por Tarr (1977), do sismo de 1974 em Charleston, retratou um falhamento de empurrão com a direção N43°W, coerente com esta zona sísmica.

Ao que tudo indica não ocorrem rochas ígneas jovens associadas a esta zona sísmica como acontece na Boston-Ottawa.

A zona sísmica da Virginia central também está localizada, segundo Sykes (1978), no prolongamento de uma zona de fraturas (Z.F.Norfolk), na qual teria ocorrido um deslocamento nas anomalias magnéticas de cerca de 50 km. Nas proximidades desta zona sísmica, de orientação NW, ocorrem intrusivas do Eoceno (Eo na figura 5), que são as rochas ígneas mais jovens do leste dos Estados Unidos. Exatamente a leste destas intrusivas estão presentes rochas alcalinas do Jurássico (Ju na figura 5). Esta área, além da presença de várias fontes termais, se caracteriza como um dos três locais dos Apalaches onde são encontrados diques de diabásio do Triássico-Jurássico.

Em função destes dados, Sykes (1978) sugere que a zona de fraturas Norfolk poderia estar relacionada com uma zona de fraqueza de orientação WNW-NW, que teria sido reativada quando do desenvolvimento do Atlântico Oeste, e atualmente seria responsável pela atividade sísmica presente.

4.2.3. Zona sísmica New Madri

Uma das principais províncias sísmicas do centro e leste da América do Norte está localizada próxima a confluência dos rios Ohio e Mississippi na região sudeste de Missouri, com abrangência de partes de Arkansas, Illinois, Kentucky e Tennessee. Ali ocorreram os grandes terremotos de 1811 e 1812 (figura 3), e segundo registros históricos e instrumentais esta região tem exibido atividade contínua representando, segundo Nuttli (1979), cerca de um terço dos eventos do centro dos Estados Unidos. A zona sísmica New Madri, de Fletcher et al. (1978), está situada no final norte do embaçamento do Mississippi e parece estar associada com o sistema de falhas New Madri de orientação entre nordeste e NNE, e também com falhas de direção noroeste. Através da solução de mecanismo focal de vários sismos ocorridos no interior do embaçamento ficaram caracterizados movimentos de transcorrência dextral segundo os planos $N40^{\circ}E$ $70^{\circ}NW$, preferencialmente.

As profundidades focais dos sismos recentes, seguidas por Nuttli (1979), forneceram índices de 5 a 20 km, normalmente.

Assim como em New England e Virgínia, rochas ígneas alcalinas do final do Mesozóico são normalmente encontradas ao longo do embaçamento do Mississippi (Sykes, 1978).

4.3. Canadá e Groenlândia

Segundo Sykes (1978) em várias áreas marginais do Escudo Canadense ocorre atividade sísmica moderada, enquanto que em seu interior esta atividade é extremamente baixa.

A margem continental Ártica e o Vale Mackenzie, no norte e noroeste do Canadá respectivamente, a Baía de Baffin e o Mar Labrador são as regiões que apresentam atividade sísmica, a qual vem sendo registrada, desde a instalação de estações sismo

gráficas, no início de 1960, no norte do Canadá.

Uma das regiões de maior atividade sísmica da América do Norte está localizada a nordeste da Ilha de Baffin na Baía do Baffin (figura 6). Esta baía e o Mar Labrador foram formados com a separação entre a Groenlândia e a América do Norte, a aproximadamente 60 m.a..

Apesar do interior da Groenlândia, formado por rochas do Pré-Cambriano, ser praticamente assísmico, muitos terremotos tem sido detectados em estruturas Caledonianas nas margens nordeste e leste. Sykes (1978) acredita que estas estruturas da margem leste da Groenlândia, a norte do paralelo 70°N, provavelmente teriam sido reativadas no Cenozóico com a abertura da parte norte do Atlântico Norte, e a julgar pela sismicidade atual, continuariam ativas.

A atividade sísmica do nordeste da Groenlândia, uma das maiores ali existentes, parece estar relacionada ou com a reativação de estruturas Caledonianas ou com o "final" da zona de fraturas de Spitsbergen.

Scoresby Sund, no leste da Groenlândia, e nas proximidades da estação sismográfica SCO (figura 6), caracteriza a principal margem transversal da faixa de dobramentos Caledonianos (Sykes, 1978).

4.4. Norte e Oeste da Europa

Com base em medidas de esforços "in situ" na região a norte dos Alpes, os quais decrescem sistematicamente no sentido sul-norte, Sykes (1978) considera a provável relação da atividade sísmica, a sul do paralelo 50°N (figura 7), preferencialmente com a borda das placas Euroasiática e Africana, do que com eventos intraplaca.

Figura 6 - Terremotos na Groenlândia e proximidades, de 1904 a 1975. Notar a concentração de epicentros nas faixas de dobramentos paleozóicos ao longo da costa norte e nordeste. Setas divergentes significam o eixo do menor esforço compressivo inferido de solução de mecanismo focal (Sykes, 1978).

Esforços compressivos horizontais foram detectados através da técnica de alívio de tensões na Noruega, Suécia, Spitsbergen, Irlanda, Islândia e Portugal. Estes esforços compressivos máximos em Portugal, e no sul da Noruega estão orientados para oeste, enquanto que no norte da Irlanda, Spitsbergen e norte da Fenoscândia estes se direcionam entre N e NNW.

Estudos efetuados por King (1980) e Assumpção (1981) concordam com a dedução de Anderson (1951-in Sykes 1978) do esforço compressivo máximo, na Inglaterra, estar atualmente

Figura 7 - Terremotos no norte e oeste da Europa de 1901 a 1955 (Sykes, 1978).

orientado entre N e NNW.

A distribuição dos terremotos históricos na Fenoscândia (figura 7) indica alta atividade sísmica nas costas oeste e sul da Noruega.

Da mesma forma que no leste da Groenlândia, a atividade sísmica na costa oeste da Noruega coincide com faixas de dobramentos Caledonianos, e se concentram entre os paralelos 61° e 63°N, nas proximidades do "final" da zona de fraturas Jan Mayen. Em Spitsbergen e na Inglaterra a atividade sísmica também se localiza, preferencialmente, em dobramentos Caledonianos.

Várias evidências geológicas, como o posicionamento espacial de feições vulcânicas ou de corpos ígneos, no oeste da Europa, concordam com as direções de esforços compressivos máximos detectados através de soluções de mecanismo focal ou de medições "in situ", segundo Sykes (1978).

4.5. Índia Peninsular

Altos esforços compressivos na placa Indiana podem estar associados com a zona de colisão continental entre esta placa e a Euroasiática (Sykes, 1978).

Soluções de mecanismo focal para vários terremotos que ocorreram na Índia peninsular caracterizaram falhamentos transcorrentes ou de empurrão (figura 8), cujos eixos de máximo esforço compressivo estão orientados predominantemente para nordeste (Sykes e Sbar, 1974; Chandra, 1977).

Figura 8 - Soluções de mecanismo focal dos principais terremotos da Índia peninsular com o ano de ocorrência e magnitude. Quadrantes cheios significam compressão (Chandra, 1977).

Segundo Chandra (1977), que elaborou detalhado estudo da sismicidade histórica e atual da Índia peninsular, a variação da orientação, no quadrante NE, dos planos nodais definidos pelas soluções de mecanismo focal dos terremotos estudados (figura 8), poderia estar associada com o posicionamento das zonas de fraqueza, que segundo o mesmo campo de esforços, determinaria os falhamentos, e ao longo dos quais preferencialmente ocorreriam sismos. O mesmo autor acredita que o caráter sinistral dos movimentos nos planos nodais poderia estar relacionado com a geometria e cinemática da colisão do continente Indiano com a Eurásia.

O posicionamento tanto dos seis terremotos, incluindo o induzido em Koyna, com magnitudes maiores que 5,2 e dos vários sismos com intensidades maiores que VI, e também dos eventos menores nas proximidades das linhas de costa da Índia peninsular, sugere estar a atividade sísmica controlada por falhamentos ou antigas zonas de falhas direcionadas para nordeste (Chandra, 1977).

4.6. Austrália

Apesar da atividade sísmica na Austrália ser baixa em comparação com a maioria das bordas de placas, muitos sismos de magnitudes maiores que 6, tem ocorrido, neste século, em seu interior ou próximos (Sykes, 1978). A Austrália é considerada por Sykes (1980) como a principal área de sismicidade intraplacas no mundo. Segundo Doyle et al. (1968) todo sismo bem registrado, na Austrália, tem ocorrido no interior da crosta, sendo que a maioria na parte superior desta.

Como as margens leste, oeste e sul da Austrália se desenvolveram por separação continental durante o Mesozóico e Cenozóico, Sykes (1978) levanta a possibilidade dos terremotos e do magmatismo cenozóico terem alguma relação com estes episódios de fragmentação continental.

A cadeia oceânica Meso-Indiana, a sul da Austrália e Tasmânia, é segmentada por uma série de grandes zonas de fraturas entre os meridianos 138°E e 160°E (figura 9). Altos índices de atividade sísmica ocorrem ao longo destas zonas de fraturas entre os segmentos da cadeia, onde se dá o crescimento do assoalho oceânico, o mesmo não ocorrendo nas extensões para norte e para sul destas estruturas. Interessante notar que o segmento da cadeia entre 127° e 138°E (Zona C - figura 9), onde não ocorrem epicentros, pode estar associado ao intervalo de 126° a 135°E da costa sul da Austrália, com similar ausência de atividade sísmica. Sykes (1978) conclue que, por não ocorrerem muitas zonas de fraqueza pré-existentes neste intervalo da margem continental, grandes falhas transformantes não se desenvolveram. As regiões de maior atividade sísmica do sudoeste da Austrália estão situadas exatamente a norte das zonas (A e B - figura 9) de alta sismicidade da cadeia oceânica Meso-Indiana, onde muitas zonas de fraturas tem sido mapeadas. Sykes (1978) acredita que a presença do falhamento Darling e outras zonas de fraqueza podem ter causado a geração de um mais complexo padrão de falhas transformantes no oceano adjacente do que no segmento C.

Através de soluções de mecanismo dos eventos sísmicos na Austrália, ficou caracterizada a predominância de esforços compressivos horizontais envolvendo, principalmente falhamentos de empurrão. Sykes (1978) sugere que estes esforços poderiam estar associados à movimentação da placa Indo - Australiana para norte.

Sykes (1978) distingue três principais regiões de atividade sísmica na Austrália: 1- ao longo da costa leste, incluindo a Tasmânia e o Estreito de Bass; 2- bordejando os blocos de Pilbara e Yilgarn a oeste do escudo Australiano; 3- na zona que se estende de Adelaide ao longo do meridiano 138°E , até o centro da Austrália (figura 9).

Na região leste da Austrália, a zona de alta atividade sísmica, com 350 km de largura, se interrompe abruptamente, com exceção dos sismos próximos a 40°S e 155°E , nas proxi-

Figura 9 - Terremotos na Austrália de 1897 a 1972 (círculos cheios) e no leste do Oceano Índico de 1950 a 1966 (círculos vazados). Zonas de fraturas (traços contínuos) segmentam (A, B e C) a cadeia meso-Indiana e parecem ter se desenvolvido a partir das principais feições tectônicas da margem continental do sul da Austrália. Flechas convergentes significam esforços máximos compressivos de soluções de mecanismo focal bem determinadas. K. B. é Bloco Kimberley; A.B. Bloco Arunta; M.B. Bloco Musgrave; P.B. Bloco Pilbara; G.B. Bloco Gawler; A.G. Faixa de Dobramentos Adelaide; F.F. Falhamento Frasier; T.L. Lineamento Torrens e N.B. Bacia Ngalia. Os blocos cratônicos sofreram deformações principais antes de 1b. anos. K são kimberlitos, provavelmente do Quaternário (Sykes, 1980).

midades do talude continental. Isto contrasta com a região oeste, onde a atividade sísmica se estende para fora da costa, ocorrendo no interior da região de complexos platôs e bacias, assemelhando-se a margem sul da Califórnia (Larson, 1977).

A alta atividade sísmica no Estreito de Bass coincide parcialmente com uma proeminente anomalia de condutividade elétrica e com várias falhas apresentadas no mapa tectônico da Austrália e da Nova Guiné (Geological Society of Australia, 1971 - in Sykes, 1978). A sismicidade da parte leste do Estreito de Bass ocorre nas proximidades do "final" de uma das maiores zonas de fraturas do Mar de Tasman.

Soerguimento generalizado, durante o Mesozóico e Cenozóico, tem ocorrido na área afetada por terremotos do leste da Austrália. A presença de vários kimberlitos na região sudeste e na Tasmânia, assim como nas proximidades de Adelaide, com idades do Permiano ao Cenozóico, áreas estas com atividade sísmica, pode ser indicativa de falhamentos profundos cortando a litosfera por inteiro (Sykes, 1978). Segundo o mesmo autor parece que, assim como ocorre no leste da América do Norte, o campo de esforços no leste da Austrália tem se modificado com o tempo.

Os dois terços oeste da Austrália consistem de vários núcleos cratônicos separados pela bacia Amadeus que representa jovens zonas de deformação (Geological Society of Australia, 1971 - in Sykes, 1978).

O "trend" sísmico concordante com o falhamento Darling, na região sudoeste parece acompanhar um proeminente cinturão de anomalias gravimétricas associado a esta feição disruptiva (Australian Department of Natural Resources, 1977 - in Sykes, 1978). Soluções de mecanismo focal para dois terremotos que ocorreram exatamente a leste do falhamento Darling (figura 9) retrataram falhamentos de empurrão. O terremoto de Meckering, localizado na borda oeste do bloco Yilgarn, dentro deste, com magnitude 7, em 1968, gerou uma anormal escarpa de falhamento

de empurrão com a direção norte.

Uma das principais províncias sísmicas da Austrália está associada à depressão de Fitzroy, na bacia de Canning (figura 9), onde os falhamentos se direcionam para NW. Esta orientação está concordante com o limite norte do Platô Exmouth, por onde é inferida uma zona de fraturas. A sul deste platô se situa uma das maiores zonas de fraturas do oeste da Austrália. Interessante notar que ambos os limites do referido platô quando continuados para o continente coincidem com as margens do bloco Pilbara, em cujas bordas e interior vários epicentros estão plotados.

Acompanhando um proeminente cinturão de anomalias gravimétricas entre os blocos cratônicos Musgrave e Yilgarn acontece outra zona de atividade sísmica, a qual parece seguir parte do falhamento Frasier na região sudeste do bloco Yilgarn.

Situada exatamente na continuidade de uma das maiores zonas de fraturas, entre os meridianos 140° e 145° E, do Oceano Índico, a zona sísmica de Adelaide, concordante com o meridiano 138° E (figura 9), parece acompanhar o contato entre o bloco cratônico de Gawler e as faixas de dobramentos do Paleozóico, a leste.

A presença de kimberlitos e carbonatitos na região de Adelaide indica que esta antiga zona de fraqueza, que parece ter sido reativada no Terciário, provavelmente corte por inteiro a litosfera.

Os movimentos tectônicos que ocorreram no Terciário, na região de Adelaide, parecem ter continuado durante o Quaternário, e segundo Sykes (1978) estão registrados na fisiografia, no padrão de falhamentos, e justificam a ocorrência atual de terremotos.

As zonas de atividade sísmica da Austrália, que normalmente contornam antigos blocos cratônicos, muitas vezes são praticamente coincidentes com proeminentes anomalias gravimétri-

cas que seguem antigos cinturões de dobramentos. Em vista disto, a detecção de zonas de fraqueza do Pré-Cambriano e Paleozóico, através de levantamentos gravimétricos auxiliariam em muito o estudo de risco sísmico, visto que os terremotos intraplaca parecem estar ocorrendo ao longo destas zonas em resposta ao regime de esforços atual.

4.7. África

Krenkel (1923) estudou a sismicidade histórica do continente africano e delimitou regiões de mesma frequência anual de terremotos. Os maiores níveis de atividade sísmica estão claramente associados ao sistema de "rifts" do leste africano, enquanto no oeste da África, nas regiões próximas às Ilhas Canárias e Ilhas de Cabo Verde, na linha de Cameroon e no Golfo da Guiné, assim como no sudoeste do continente, nas proximidades da província alcalina de Damaraland e do "graben" de Omatako, a atividade é moderada.

Estudos da sismicidade do leste da África (Rothé, 1954; Sykes e Landisman, 1964; Sykes, 1970; Fairhead e Girdler, 1971) tem correlacionado "trends" sísmicos com os "rifts" do leste africano e estabelecido suas conexões com o sistema de "rift" mundial através do Mar Vermelho e do Golfo de Eden (Maasha, 1975).

Embora o caráter difuso e multi-ramificado da sismicidade do sistema de "rifts" e do sul da África contrastem com as feições de borda de placa, cuja atividade sísmica se concentra em únicas e estreitas faixas, Sykes (1978) sugere que estas características poderiam ser típicas de fases iniciais de fragmentação continental. Em vista destas considerações são tratadas aqui as várias regiões sísmicas do continente africano, com exceção do sistema de "rifts" do leste da África.

4.7.1. Noroeste da África

Historicamente o noroeste da África, incluindo-se as ilhas de Cabo Verde e Canárias, apresenta níveis moderados de atividade sísmica.

Muitos dos terremotos ocorridos em território marroquino, como o de 1960 em Agadir, com magnitude 5,9 e alto poder destrutivo, se localizam nas proximidades da zona de falhas Atlas do Sul (figura 10). Apesar da relação desta zona de falhas com o tectonismo das Ilhas Canárias, ou com a zona de fraturas oceânica entre 29° e 30° N, não ser ainda conhecida em detalhe, estas feições parecem definir uma das principais descontinuidades no desenvolvimento mesozóico do leste do Atlântico (Sykes, 1978).

A parte oeste da zona de falhas Atlas do Sul, onde ocorre a maior concentração de epicentros na figura 10, sofreu grande transcorrência dextral durante o final do Paleozóico (Rod, 1962), e foi reativada durante a abertura do Atlântico Norte (Mattauwer et al., 1972; Le Pichon et al., 1977- in Sykes, 1978). Através de métodos geofísicos esta feição pode ser seguida até as Ilhas Canárias.

Nota-se claramente que a atividade sísmica ao longo da zona de falhas Atlas do Sul acompanha, preferencialmente, a zona de fraqueza do final do Paleozóico. Este "trend" sísmico ao alcançar a região central do Marrocos sofre uma inflexão para NE, passando a acompanhar as montanhas do Atlas Médio até atingir, no norte de Marrocos, a zona de deformação cenozóica na área de Rif (Sykes, 1978).

Apesar de sismos intraplaca em litosfera oceânica serem relativamente raros, em 1938 e 1941 ocorreram, a noroeste das Ilhas de Cabo Verde, dois terremotos com magnitudes maiores que 6.

Figura 10 - Terremotos ao longo da margem atlântica do continente africano entre 1900 e 1975. Rochas ígneas com idades próximas ou mais novas que a fragmentação continental são apresentadas. As direções transformantes, traçadas até as proximidades da costa, se relacionam com o polo de rotação do intervalo de 130 - 81 m.a. para o movimento da África com a América do Sul, ou de 180 - 81 m.a. da África com a América do Norte. Os aparentes deslocamentos do eixo da Cadeia Meso-Atlântica estão indicadas em quilômetros e caracterizados como dextrais (D) ou sinestrais (E) (Sykes, 1978 - modificado).

4.7.2. Golfo da Guiné

Local do encontro das principais zonas de fraturas equatoriais com a margem atlântica do continente africano, o Golfo da Guiné, assim como a região norte-nordeste do Brasil, representa um dos mais propícios pontos à procura de feições tectônicas e terremotos próximos aos "finais" destas zonas de fraturas (Sykes, 1978).

Muitas destas largas zonas de fraturas equatoriais foram mapeadas por Gorini e Bryan (1976), os quais também estudaram as áreas onde ocorre o encontro destas feições com a margem continental. Estes autores, em concordância com Francheteu e Le Pichon (1972), concluem que estas zonas de fraturas segmentam as margens continentais, de tal forma que bacias sedimentares costeiras se desenvolvem independentemente em ambos os lados destas estruturas.

A região de Accra testemunhou grandes terremotos em 1636, 1862, 1906 e 1939, além de 12 sismos menores entre 1858 e 1935 (Junner, 1941 - in Sykes, 1978). As isossistas dos terremotos de 1906 e 1939, este com magnitude 6,5 e intensidade máxima IX MM, tendo ocasionado várias mortes (figura 11), próximos a Accra indicam que estes sismos ocorreram ou ao longo, ou nas proximidades da íngreme borda da plataforma continental com orientação NE, a qual poderia representar uma extensão da zona de fraturas de Romanche, segundo Sykes (1978). A margem falhada NW da Bacia de Dahomey, exatamente concordante com esta orientação, auxilia esta interpretação. Sykes (1980) ressalta ainda a proximidade de Accra com a margem tectônica leste do cráton do Oeste Africano (figura 10).

O sismo de 1945, de magnitude 6, teve intensidade máxima de VII, e área macrossísmica de 200.000 km^2 , enquanto o de 1974, com magnitude 6,2, apresentou planos nodais, através de solução de mecanismo focal, envolvendo predominantemente falhamentos de empurrão, direcionados para NW (Sykes, 1978). A solu-

Figura 11 - Feições estruturais no Golfo da Guiné, provavelmente relacionadas com a zona de fraturas Romanche. Notar a concordância da margem NW da Bacia Dahomey com o alinhamento do talude continental. Isossistas dos sismos de 1906 e 1939 são apresentadas, e o epicentro do segundo, localizado pelo ISS, demarcado com um círculo cruzado (Sykes, 1978 - modificado).

ção de mecanismo focal para o terremoto de 1971 (figura 10) situa o esforço compressivo máximo, de orientação NW, próximo à horizontal (Sykes e Sbar, 1974).

4.7.3. Sudoeste da África

Apesar de não indicar atividade sísmica em Angola, Krenkel (1923) delimita claramente regiões de atividade moderada no sudoeste e sul do continente africano.

Nas regiões próximas à margem continental, segundo Sykes (1978), tanto em Angola como no sudoeste da África, uma possível relação entre sismicidade, rochas ígneas jovens e zonas de fraturas oceânicas pode ser considerada. No interior da província alcalina de Angola, em 1914, ocorreu um terremoto de magnitude 6, próximo ao "final" de uma grande zona de fraturas, e do principal deslocamento da margem continental de Angola (Francheteau e Le Pichon, 1972).

Muitos dos terremotos históricos, estudados principalmente segundo suas áreas afetadas, ocorridos no sudoeste da África, parecem estar associados com o "graben" de Omatako, com a província alcalina de Damaraland (figura 10), e com a faixa de dobramentos Damara (Sykes, 1978). A direção transformante relativa a zona de fraturas que ocorre próxima aos 30° S da Cadeia Meso-Atlântica poderia estar associada tanto com a província alcalina de Damaraland, com o "graben" de Omatako, e com a atividade sísmica local.

4.8. Comentários

Ao que tudo indica, a sismicidade das áreas aqui tratadas não parece ocorrer ao acaso, mas sim com tendência a se concentrar, preferencialmente, ao longo de zonas de fraqueza pré-existentes, localizadas nos "finais" das principais zonas de fraturas oceânicas, ou ao longo de falhamentos de antigos cin

turões de dobramentos, em ambos os casos, dentro da espessa litosfera continental. Em contraste, sismos intraplaca raramente ocorrem na litosfera oceânica adjacente, ou no interior de antigos blocos cratônicos continentais.

Estas zonas de fraqueza pré-existentes normalmente se posicionam paralelas ou perpendiculares às atuais margens continentais, e foram reativadas durante os estágios de fragmentação continental. Algumas destas zonas de fraqueza continentais parecem controlar a localização das zonas de fraturas desenvolvidas nos novos oceanos, cujo espaçamento entre elas, em conjunto com a divisão natural em blocos da margem continental, parece refletir os padrões atuais de atividade sísmica.

Em muitos locais magmatismo alcalino e terremotos se estendem por muitas centenas de quilômetros dentro dos continentes a partir dos "finais" das zonas de fraturas/lineamentos oceânicos, sem necessariamente apresentarem a mesma orientação.

Os movimentos recentes de soerguimento de regiões continentais intraplaca, que em alguns casos podem estar relacionados com a remoção do capeamento de gelo da glaciação pleistocênica, são associados, em alguns trabalhos, com a atividade sísmica de certas áreas. Entretanto, parece pouco provável que estes movimentos sejam uma das principais causas dos altos esforços compressivos horizontais, relativamente normais no interior das placas.

Considerando-se que a razão de movimentação de placas que contenham grandes áreas cratônicas é muito menor que aquelas formadas por litosfera oceânica ou mesmo por cinturões de dobramentos jovens, supõe-se que a principal origem do campo de esforços no interior das placas, principalmente continentais, pode ser reflexo do arraste exercido na base da litosfera de profundas áreas cratônicas (Sykes, 1978). Esta resistência ao movimento pode resultar em esforços compressivos horizontais nestas áreas.

Um dos fatores que poderia concentrar esforços nas

proximidades das margens continentais é a brusca modificação da espessura da litosfera nesta região. Zonas de fraqueza, principalmente em faixas de dobramentos, que foram reativadas durante a fragmentação continental seriam locais favoráveis à liberação destes esforços.

5. SISMICIDADE DO BRASIL

5.1. Introdução

Ocupando grande parte da plataforma Sulamericana, considerada tectonicamente estável, o Brasil era, até pouco tempo atrás, tido como praticamente assísmico em função da não ocorrência de terremotos destrutivos.

Em meados do século passado, Capanema (1859) escreveu o primeiro trabalho brasileiro sobre sismicidade, tentando caracterizar a ocorrência de abalos sísmicos no país. Outros trabalhos se seguiram (Senna, 1906; Gama, 1910; Silveira, 1906, 1920; Branner, 1912, 1915, 1920; Sampaio, 1919; Moraes e Malamphy, 1937; Sternberg, 1953; e outros) listando eventos, descrevendo efeitos, e vezes, até esboçando tentativas de interpretações tectônicas.

Ultimamente, significativas listagens de sismos ocorridos no Brasil, com descrições de efeitos e tentativas de caracterização de intensidades máximas, foram elaboradas por Sadowski et al. (1978), Harberlehner (1978), e Berrocal et al. (1979, 1981 e 1984). Estes autores e Hasui e Ponçano (1978a) esboçaram correlações da sismicidade com as principais feições tectônicas do Brasil.

5.2. Regionalização Sísmica

Considerando-se que a grande maioria dos sismos que figuram nos mapas dos trabalhos de compilações foi recuperada através de informações bibliográficas, jornalísticas, ou mesmo pessoais, percebe-se claramente que o conhecimento da sismicidade no Brasil está fortemente vinculado à distribuição populacional. Apesar disso é possível se detectar níveis distintos de atividade sísmica, levando-se em conta o número de eventos e suas intensidades nas diferentes regiões.

Em função das maiores intensidades e frequência, Sadowski et al. (1978) caracterizaram as províncias sísmicas do Nordeste e do Sudeste, as quais apresentam-se cortadas por grandes falhamentos transcorrentes cambro-ordovicianos, cuja reativação, segundo os autores, é altamente provável. Haberlehnner(1978) reconhece várias províncias que ele denomina de sismotectônicas na tentativa de correlacionar os eventos com as principais estruturas das regiões onde estes ocorreram.

Berrocal et al. (1984) efetuaram uma extensa listagem dos sismos ocorridos no Brasil entre 1560 e 1981 com seus respectivos dados macrossísmicos. Cada evento foi cuidadosamente analisado pelos autores, e, sempre que possível, suas características, como área afetada, distribuição das intensidades, traçado de isossistas, intensidade máxima, localização epicentral com margem de erro e magnitude, determinadas. Constam também deste trabalho dados instrumentais de estações sismográficas internacionais a partir de 1919, com sismos de magnitude geralmente maiores que 5,5 m_b , ou maiores que 4,5 m_b desde 1965, e também de estações sismográficas locais, que apesar de fornecerem dados principalmente a partir de 1966, incluem sismos de magnitude 3 ou menores, conforme a região.

Os epicentros confiáveis, conseguidos a partir de dados instrumentais e macrossísmicos, são apresentados na figura 12.

Com base na distribuição dos epicentros e nas características dos sismos, Berrocal et al. (1981) caracterizaram as principais regiões sísmicas do Brasil. Berrocal et al. (1984), tentativamente, associaram estas províncias sísmicas às principais unidades geotectônicas, se esboçando uma preliminar regionalização sismotectônica do território nacional. A seguir são sinteticamente descritas as principais atividades sísmicas nas várias regiões brasileiras, com exceção da Região Sudeste que, por significar a área de interesse deste estudo, será tratada em detalhe no capítulo seguinte.

SISMICIDADE DO BRASIL
FIG. 52

MAPA SISMOTECTÔNICO DO BRASIL

5.2.1. Região de Mato Grosso

Vários sismos foram registrados no sul do Estado de Mato Grosso e na região ocidental do Estado de Mato Grosso do Sul (figura 12). Destaca-se o evento de 13.02.1964, ocorrido na região noroeste do Estado de Mato Grosso do Sul, o qual apresentou magnitude $m_b = 5,4$ e intensidade máxima inferida de VII MM. Mendiguren e Richter (1978), através da solução do mecanismo focal deste sismo, caracterizaram esforços compressivos horizontais orientados segundo NNE-SSW, e predominância de falhamento de empurrão. Os demais sismos, localizados próximos a este evento, apresentaram intensidades e magnitudes inferiores às citadas. A maioria destes eventos parecem se concentrar no segmento sul da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro.

No centro-oeste do Estado de Mato Grosso, em pleno interior do cráton Amazônico, ocorreu, em 31.01.1955, o sismo de maior magnitude que se tem notícia no Brasil, com $m_b = 6,6$. Estudado por Mendiguren e Richter (1978), este evento forneceu, através da solução do mecanismo focal, a caracterização de esforços compressivos horizontais direcionados NW-SE.

5.2.2. Região Central do Brasil

Localizado no sudeste do Pará, nas proximidades da região de contato entre o cráton Amazônico e a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, o sismo de 12.11.80, com magnitude $m_b = 4,7$ e intensidade máxima V-VI MM, retratou, segundo Assumpção et al. (1985), esforços tracionais orientados aproximadamente NNE-SSW, com predominância de falhamentos normais. A atividade sísmica no Estado de Goiás (figura 12), retratada principalmente por dados instrumentais, é caracterizada, principalmente, por eventos de magnitudes e intensidades moderadas, com $m_b < 4$ e $I < VMM$, segundo Berrocal et al. (1984). Estes eventos parecem ocorrer, preferencialmente, na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, ou em

regiões regeneradas durante o Ciclo Brasileiro.

5.2.3. Região Amazônica

Em função do tipo de ocupação regional, que não permite a recuperação da atividade histórica, e dos poucos eventos instrumentais, é pequeno o conhecimento sobre a atividade sísmica nesta região. Entretanto, ao que tudo indica, esta atividade parece se concentrar preferencialmente nas coberturas fanerozóicas do cráton Amazônico, sendo mais significativa na parte central da Bacia Amazônica, nas proximidades de Belém do Pará-Ilha de Marajó, na divisa Roraima-Guiana, no norte do Território do Amapá e no oeste do Estado do Acre (figura 12). Haberlehnner (1978) e Hasui (1979) sugerem a relação dos sismos do leste de Roraima com o "graben" de Takutu. O evento de 12.01.1970, próximo a Belém, apresentou magnitude $m_b = 4,5$ e intensidade máxima VI - VII MM, enquanto o sismo de 02.08.1977, na Ilha de Marajó, com $m_b = 4,8$, foi estudado por Assumpção et al. (1985) os quais inferiram um provável falhamento transcorrente com esforços compressivos máximos orientados NE-SW. Dos sismos ocorridos no norte do Amapá destaca-se o de 17.09.1949, em Oiapoque, com $m_b = 5,0$ e intensidade IV MM. Na região de Manaus vários eventos são conhecidos, se destacando o de 05.08.83, em Codajás (AM), estudado por Assumpção et al. (1983), tendo apresentado intensidade máxima VII MM e $m_b = 5,5$ (figura 13). Os autores caracterizaram, através da solução do mecanismo focal deste sismo, esforços compressivos horizontais direcionados NNE-SSW com falhamento inverso. A profundidade focal, determinada por estes, foi de 23 km.

O extremo oeste do Estado do Amazonas e o Estado do Acre estão sujeitos a dois tipos de atividade sísmica distintas. Sismos profundos, com hipocentros a mais de 300 km de profundidade e grandes magnitudes ($m_b > 6$), que raramente são sentidos em superfície com intensidades $> VMM$, relacionados por Berrocal et al. (1984) ao processo de subducção da placa de Nazca por sob a placa Sulamericana, não se tratando, evidentemente de atividade sísmica intraplaca. Estes dados não constam

Figura 13 - Isossistas do sismo de Codajás (AM), cuja área afetada foi estimada em $5 \times 10^5 \text{ km}^2$. As intensidades MM são expressas em algarismos arábicos, os quais, quando duplos, retratam dúvidas entre um ou outro índice (Assumpção et al., 1983). As setas convergentes indicam o posicionamento do principal esforço compressivo horizontal definido por Assumpção et al. (1985).

do mapa de epicentros. Atividade tipicamente intraplaca também ocorre nesta região, onde foram registrados vários eventos com magnitudes entre 4,5 e 5 m_b .

5.2.4. Região Nordeste

Sadowski et al. (1978), com base no número de eventos e intensidades, caracterizaram nesta região a Província Sísmica do Nordeste. Posteriormente Berrocal et al. (1981), no

contexto da sismicidade brasileira, e Ferreira e Assumpção (1983), no particular da região, efetuaram detalhados estudos dos sismos ocorridos no Nordeste. O norte do Ceará e o nordeste do Rio Grande do Norte se configuraram como as principais áreas de atividade sísmica do Nordeste, onde vários eventos apresentaram magnitudes superiores a 4 m_b e intensidades máximas até VII MM (figura 12). Destaca-se como o sismo de maior magnitude do nordeste, o ocorrido em Pacajus (CE), em 20.11.1980, com $m_b = 5,2$ e intensidades máximas VII MM (figura 14). A solução do mecanismo focal deste evento forneceu a caracterização de falhamento transcorrente com esforços compressivos direcionados WNW-ESE (Assumpção et al., 1985). A profundidade focal de 5 km foi determinada também por estes autores, os quais sugerem predominar, no nordeste brasileiro, esforços compressivos orientados próximos a E-W. A principal atividade sísmica desta região parece se concentrar preferencialmente nas proximidades dos limites norte e nordeste da faixa de dobramentos Nordeste, desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro, com as coberturas sedimentares pós-Triássicas da Bacia Potiguar.

A ocorrência de sismos no extremo noroeste da bacia sedimentar de Jatobá, em Caruaru (PE) e em Recife (PE), todos coincidentes, ou próximos, ao Lineamento de Pernambuco sugere a necessidade de estudos mais detalhados desta estrutura, a qual poderia estar relacionada com estes eventos.

A Bacia do Recôncavo, formada durante a fragmentação continental, com seus sedimentos pós-Triássicos, foi palco de significativa atividade sísmica, principalmente entre os anos de 1911 e 1919. Foram reconhecidas intensidades até VII MM, entretanto, provavelmente em função de profundidades focais pequenas, raramente as magnitudes foram superiores a 4 m_b (Berrocal et al., 1984).

5.3. Comentários

Em função da metodologia de recuperação de dados históricos, diretamente vinculada com o padrão de ocupação populacional associado ao registro das informações, deve-se considerar

Figura 14 - Isossistas do sismo de Pacajus (CE) com área afetada de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$. As intensidades estão expressas em algarismos arábicos, e as interrogações retratam dúvidas na caracterização destas (Ferreira e Assumpção, 1983). As setas convergentes representam a orientação do principal esforço compressivo horizontal definido por Assumpção et al. (1985)

que o atual nível de conhecimento da sismicidade no Brasil seja profundamente heterogêneo, além de representar um mínimo de atividade sísmica para a maior parte do Território Nacional. Provavelmente a única região onde o conjunto de dados mais se aproxime da real atividade sísmica seja a faixa próxima a costa atlântica, onde a ocupação ocorreu efetivamente.

Deve-se salientar que esta situação, referente aos eventos analisados através dos dados macrossísmicos, provavelmente também ocorra com relação aos dados instrumentais, em função do pequeno número de estações sismográficas no Brasil, e da distribuição inadequada das mesmas, segundo Ferreira e Assumpção (1983).

Apesar da grande maioria das determinações hipocentrais ser imprecisa, Berrocal et al. (1984) acreditam que os eventos sísmicos brasileiros ocorram no interior da crosta, característica esta dos sismos intraplaca. Segundo os autores, os dados macrossísmicos corroboram com esta idéia, indicando, muitas vezes, focos rasos (da ordem de poucos quilômetros). Eventos com intensidades elevadas e pequenas magnitudes, como os do Recôncavo Baiano, são típicos deste caso.

Aparentemente as principais manifestações sísmicas se associam, preferencialmente, com as faixas de dobramentos desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, ou mesmo com regiões que sofreram regeneração neste período, segundo Berrocal et al. (1984). A julgar pela concentração de epicentros em regiões próximas à costa, em alguns casos associados à Província Costeira de Almeida et al. (1981), é possível se imaginar a relação destes com estruturas geradas ou reativadas durante a fragmentação continental. Aliás, teoricamente, os produtos tafrogênicos da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) a qual teve abrangência plataformal, porém com preferência às formações mais jovens (Almeida, 1969), seriam locais potencialmente favoráveis à liberação dos atuais esforços tectônicos.

Sykes (1978) procura associar os eventos sísmicos próximos às margens continentais, brasileira inclusive, com zonas de fraqueza que teriam sido reativadas durante a fragmentação continental, possibilitando, em vários casos, a intrusão de corpos alcalinos, e favorecendo a formação de estruturas transversais nos oceanos nascentes. É realçada, também por este autor, a tendência dos sismos intraplaca se concentrarem no interior da crosta continental, sendo relativamente raros os eventos em crosta oceânica. Com relação ao conjunto de dados sísmicos brasileiro, tais associações com zonas de fraqueza crustais, apesar de se configurarem valiosa hipótese a ser investigada, não foram ainda caracterizadas com segurança. Dois fortes indícios deste tipo de associação ocorrem nas regiões Sudeste e Nordeste através do Lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio (Sadovskii e Dias Neto, 1981) e do Lineamento de Pernambuco segundo Ber

rocal et al. (1984) respectivamente. A respeito da tendência de concentração dos eventos em crosta continental, ao que tudo indica, se aplica perfeitamente à atividade sísmica brasileira, sendo que um dos únicos sismos provavelmente em crosta oceânica ocorreu em 28.02.1955, com magnitude $m_b = 6,3$ (Berrocal et al., 1984), coincidente com o Lineamento Vitória-Trindade. Através da solução do mecanismo focal deste evento Mendiguren e Richter (1978) caracterizaram esforços compressivos horizontais orientados ENE-WSW, com predominância de falhamento de empurrão. Estes autores sugeriram a predominância de esforços compressivos horizontais direcionados NW-SE para a América do Sul, relacionados com o movimento da placa sulamericana. Entretanto Assumpção et al. (1985), apesar de considerarem que nas proximidades da costa atlântica o regime de esforços compressivos poderia se direcionar próximo a E-W, se modificando para um posicionamento ao redor de N-S mais para oeste brasileiro, afirmam, realisticamente, não ser possível, com o atual nível de conhecimento (10 soluções de mecanismo focal), uma caracterização segura da configuração atual dos esforços no Brasil. Todavia, ao que tudo indica, é muito provável que predominem, na Plataforma Sulamericana, esforços compressivos horizontais, concordando com a colocação de Sykes (1978) a respeito do regime de esforços no interior das placas. A presença de uma única solução focal onde predominam esforços tracionais parece indicar, segundo Assumpção et al. (1985), que esforços locais poderiam predominar, em certas áreas, sobre o regime regional.

Diante do atual quadro da sismicidade brasileira, com poucos dados disponíveis, algumas soluções de mecanismo focal e locações epicentrais imprecisas, onde são normais margens de erro da ordem de dezenas de quilômetros, qualquer tentativa de interpretação sismotectônica deve deixar transparecer tal situação, e se apoiar em feições estruturais maiores.

6. SISMICIDADE DA REGIÃO SUDESTE

6.1. Introdução

Por representar o maior número de sismos, a região sudeste se destaca no contexto da sismicidade brasileira. Em grande parte, esta situação deve refletir o fator histórico da ocupação e concentração populacional, visto que muitos dos dados sísmicos foram recuperados através de informações relacionadas em antigas publicações. Deve-se considerar também o fato de várias estações sismográficas terem sido instaladas na região, na última década, principalmente monitorando reservatórios artificiais, possibilitando o registro de eventos sísmicos, induzidos ou não, de forma mais eficiente que nas outras regiões brasileiras.

Acredita-se, entretanto, que muitos dados sísmicos, históricos ou até mesmo recentes, possam ter sido perdidos por falta de registro na forma escrita ou instrumental. Em vista disto deve-se considerar como mínima a atividade sísmica conhecida.

Em função da concentração de eventos e de suas intensidades, Sadowski et al. (1978) sugeriram a caracterização da Província Sísmica Sudeste, envolvendo os estados do Espírito Santo, do Rio de Janeiro, do São Paulo e o sul de Minas Gerais.

Vários trabalhos tem sido elaborados com o objetivo de melhor conhecer a atividade sísmica da região sudeste especificamente (Assumpção et al., 1979, 1980; Bassini et al., 1984), ou mesmo desta inserida no quadro da sismicidade brasileira (Berronal et al., 1984). Cada evento, com dados macrossísmicos, foi submetido a uma detalhada análise no intuito de se determinar, com a precisão possível, a área afetada pelo sismo e suas intensidades, o traçado das isossistas, o epicentro e a magnitude. No caso de registros instrumentais anteriores a Assumpção (1983), sempre que possível, os sismogramas foram reexaminados e as magnitudes revistas. Com isso se tem definido parâmetros epicentrais con

sistentes, passíveis de utilização criteriosa em primeiras interpretações sismotectônicas regionais.

6.2. Dados Sísmicos

Os dados sísmicos, relacionados no Anexo 2, que são utilizados neste trabalho foram extraídos de Berrocal et al. (1984) no intervalo de 1560 a 1981, e do Boletim Sísmico Brasileiro (1983, 1984) para os anos de 1982 e 1983.

Na extensa compilação de Berrocal et al. (1984) os eventos são classificados segundo categorias (A,B,C,D,E,F, e R), que retratam o grau de confiabilidade de cada sismo, com base no volume e na credibilidade dos dados macrossísmicos. Os dados instrumentais são designados como categoria I. No presente trabalho, os dados duvidosos (D,F e R), assim como os efeitos de sismos andinos (E) não são tratados. A atribuição das categorias A, B e C, dos autores citados, aqui adotadas, seguem o seguinte critério:

- A. sismo com dados macrossísmicos que permitem construir mapa de isossistas e determinar o epicentro com boa precisão.
- B. sismo com dados macrossísmicos que permitem determinar a área afetada, avaliar intensidades observadas, e determinar o epicentro com aceitável precisão.
- C. sismo com informações certas sobre sua ocorrência, algumas vezes permitindo avaliar intensidades observadas, porém não possibilitando determinar a área afetada nem o epicentro com precisão.

Em virtude do evento de 1560, supostamente ocorrido em São Vicente (SP), ter sido considerado por Berrocal et al. (1984), com base nas descrições existentes, como duvidoso (D), a listagem de sismos, apresentada no Anexo 2, tem início com o tremor de 1767. Dos eventos ali relacionados, cerca de 41% representam relatos de sismos, classificados na categoria C, os quais possibilitam, no máximo, a avaliação da intensidade MM local e foram

tratados de forma diferenciada dos demais. Estes dados estão representados no mapa (1) sismotectônico como círculos brancos acompanhados do índice de intensidade MM, sempre que foi possível sua caracterização.

Os sismos induzidos classificados como C, que são cerca de 16% da relação de eventos, foram individualizados dentro desta categoria por se entender que o caráter da atividade sísmica em enxame, na qual estão inseridos, possa-lhes conferir uma confiabilidade distinta. Estes dados estão representados no mapa (1) sismotectônico por círculos brancos no interior de quadrados, acompanhados da intensidade máxima observada e do número de eventos relatados.

Os dados mais confiáveis, que permitiram a localização epicentral e o cálculo de magnitude, representam cerca de 43% dos eventos relacionados no Anexo 2. São integrantes basicamente das categorias I, A e B. Os epicentros destes se acham representados no mapa (1) sismotectônico, segundo intervalos de magnitudes, por círculos negros com tamanhos diferenciados. No mapa (2) de epicentros somente estes dados estão plotados, seguindo-se a mesma simbologia, com as respectivas margens de erro consideradas nas locações epicentrais. Epicentros sem estimativa de erro ou com imprecisões superiores a 100 km estão representados no mapa 2 com círculos parcialmente negros, na dimensão respectiva às suas magnitudes.

Entre os 60 eventos que possibilitaram o cálculo de magnitude, pouco mais da metade está inserida no intervalo de 3,1-4,4 m_b , incluindo os extremos. Apenas 5 sismos apresentaram magnitudes superiores a 4,4 m_b , sendo que 2 (1922 e 1939) estão acima de 5 m_b e o principal forneceu 5,5 m_b .

Estas magnitudes estão expressas no Anexo 2 segundo as categorias 0,1,2,3 e 4, referentes aos diferentes tipos de determinação utilizados (Berrocal et al., 1984). A categoria 0 representa magnitudes m_b calculadas segundo Gutenberg e Richter (1956), através de registros de estações sismográficas internaci

onais. A categoria 1 expressa o cálculo de m_R (Assumpção, 1983) comentado no capítulo 3 deste trabalho. A categoria 2 é a média entre m_b telessísmico (0) e m_R (1). A categoria 3 indica que a magnitude m_b foi estimada através da área afetada, como comentado no capítulo 3. E, finalmente a categoria 4 apresenta magnitudes que teriam sido determinadas de forma diversa às citadas e que, sempre que possível, foram corrigidas por Berrocal et al. (1984), ou mesmo magnitudes cujas fontes não especificam seu tipo, tratadas então como inferidas.

Em cerca de 10% dos eventos foi possível a associação dos dados macrossísmicos com registros instrumentais possibilitando definições de magnitudes e/ou epicentros mais confiáveis.

Através da análise de centenas de pequenos eventos, com $m_b < 3,5$ e $m_b < 2,5$, em Carmo Cajuru e Paraibuna respectivamente, foram definidos os eixos dos principais esforços compressivos horizontais atuantes nestas áreas, que são comentados no item de Sismicidade Induzida. A orientação destes eixos se acham representados no mapa 1 por setas convergentes.

A cidade de Bom Sucesso (MG) tem sido palco de uma atividade sísmica restrita a determinadas épocas, do tipo enxame e de caráter local. Estas manifestações foram estudadas por Silveira (1906, 1920 e 1924), Branner (1920) e Moraes e Malamphy (1937), segundo Berrocal et al. (1984).

Ocorreram eventos sísmicos nos períodos de 1901-1902, 1919-1920, em 1934 e no final de 1935. Existem relatos de possíveis atividades ao redor de 1840 e também em 1906. O principal ciclo de atividade sísmica, tanto em quantidade como em intensidade dos eventos, se deu em 1919-1920, quando foi sentido o mais significativo sismo, em 31.01.1920, com intensidade VI MM.

A provável origem tectônica destes sismos é sugerida por Branner (1920) e adotada por Moraes e Malamphy (1937).

Segundo Berrocal et al. (1984) a rápida atenuação da energia liberada, constatada a partir de intensidades de até VI MM em áreas afetadas restritas, indica focos bem superficiais. Estes autores concordam com a origem tectônica dos eventos.

As magnitudes dos sismos de Varginha e Mendanha, ocorridos em 1982, são colocadas com certa dúvida por Bassini et al. (1984), os quais efetuaram os cálculos destas com base nas áreas afetadas, por acreditarem que estes eventos deveriam ter sido registrados por estações sismográficas regionais, caso estes valores se confirmassem. Estes autores aventam, como uma das possibilidades para tal situação, que a relação da área afetada com magnitude possa fornecer valores elevados no caso de sismos com profundidade focal muito superficial. Se apoiam no fato da magnitude macrossísmica do evento de Caconde, ocorrido também em 1982, ter se situado pouco mais de uma unidade acima da instrumental. Em vista desta suposição estar baseada em somente um evento, deve-se aguardar novos dados com estas características, e caso se confirme, efetuar um reexame nas magnitudes de vários eventos apresentados por Berrocal et al. (1984), aqui adotados.

6.3. Principais Sismos

Os principais sismos da região sudeste, estudados por Assumpção et al. (1979 e 1980) e por Berrocal et al. (1984), estão relacionados na Tabela 2. Utilizou-se dados macrossísmicos na análise destes eventos, sendo que alguns, assinalados na Tabela 2 com asterisco, também foram registrados instrumentalmente. As áreas afetadas (isossista II) se situaram sempre acima de 20.000 km^2 , atingindo $1.100.000 \text{ km}^2$ para o maior, enquanto as magnitudes se distribuíram no intervalo 4,1-5,5 m_b e as intensidades máximas alcançaram o índice V MM ou maiores.

De forma sucinta estes sismos são descritos a seguir:

TABELA 2 - PRINCIPAIS SISMOS DA REGIÃO SUDESTE

Nº no Anexo 2	Data	Hora Local H Min Seg	Epicentro Lat(S) Long(W)		Erro (Km)	Localidade (Estado)	IMM Max.	Área Afetada 10^3 km^2	M _b
8	31.07.1861	01	22.60	45.20	50	Lorena (SP)	V	52	4,4
15	09.05.1886	15 15	22.66	43.69	20	São Pedro-São Paulo (RJ)	V	23	4,3
34	05.05.1917	04 50	21.60	41.50	50	Campos (RJ)	V	70	4,5
49	27.01.1922	03 50 40	22.17	47.04	40	Mogi Guaçu (SP)*	VI	250	5,1
54	28.06.1939	08 32 22	29.00	49.00	90	Tubarão (SC)*	VI	1100	5,5
55	18.07.1946	04 15	25.10	47.70	30	Cananéia (SP)	IV-V	60	4,6
71	22.03.1967	21 12 15	23.30	45.00	20	Cunha (SP)*	VI-VII	30	4,1
83	24.10.1972	12 36 36	21.72	40.53	30	Campos (RJ)*	V	210	4,8

* Dados com registro instrumental

(Berrocal et al., 1984)

Lorena - 31.07.1861 - Estudado por Assumpção et al. (1980) este evento foi sentido em várias cidades dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, apresentando uma área afetada de 52.000 km^2 . "As pessoas foram acordadas bruscamente, vários objetos sobre as mesas e telhas dos telhados se precipitaram, e os móveis se movimentaram" caracterizando intensidade máxima V MM. Em virtude da pequena quantidade de informações, que não possibilitou uma melhor visualização da distribuição das intensidades, os autores estimaram um erro de 50 km na localização epicentral. A magnitude foi calculada, com base na área afetada, em $4,4 m_b$ por Berrocal et al. (1984).

São Pedro-São Paulo - 09.05.1886 - Este evento é um dos que melhor se acham retratados através de informações jornalísticas e bibliográficas da época, possibilitando a definição, de forma bastante confiável, da área afetada com 23.000 km^2 e também da área de intensidades iguais ou maiores a IVMM (Figura 15). As localidades afetadas são principalmente do Estado do Rio de Janeiro, com algumas de Minas Gerais e São Paulo. Com base em relatos de "garrafas e outros objetos que caíram de prateleiras, portas se abrindo e fechando com grande pânico, e rachaduras em algumas casas", Assumpção et al. (1980) estimaram a intensidade máxima em VMM, podendo ter alcançado VI, caso as descrições de rachaduras não tenham sido exageradas. A magnitude, calculada com a área afetada por Berrocal et al. (1984), foi de $4,3 m_b$.

Campos - 05.05.1917 - As informações sobre este sismo permitiram a caracterização da área afetada com 70.000 km^2 e a avaliação de intensidades em apenas três locais. A cidade de Campos (RJ) aparentemente foi a mais afetada, "com a população sendo acordada em sobressalto e saindo às ruas, objetos destruídos em guarda-louças e algumas casas destelhadas". Assumpção et al. (1980) estimaram a intensidade máxima em VMM com base nestas informações. Estes autores consideram um erro de aproximadamente

50 km na posição do epicentro em virtude da precariedade dos dados. Berrocal et al. (1984) calcularam a magnitude, com a área afetada, de 4,5 m_b .

Figura 15 - Sismo de São Pedro e São Paulo (RJ) 09.05.1886. O traçado grosso (isossista II) delimita a área afetada, enquanto o fino representa a isossista IV (Berrocal et al., 1984).

Mogi Guaçu - 27.01.1922 - Detalhadamente estudado por Assumpção et al. (1979) este evento representa um dos mais importantes ocorridos na região sudeste. Através de informações sobre mais de 150 cidades foi possível a delimitação, com certa segurança, da área afetada com 250.000 km^2 , e da área com intensidades iguais ou maiores que IVMM (Figura 16). Com a descrição da "população sendo despertada em pânico e saindo às ruas, de muitas construções sendo danificadas por rachaduras e vezes até ruindo, de janelas e portas se movendo, de latas e garrafas

caindo de prateleiras, de queda de telhas de alguns prédios, de vários relógios que pararam, de móveis que foram atirados ao solo e de louças partidas", foi possível a caracterização da intensidade máxima VIMM. Este evento foi registrado pela Estação Sismográfica do Rio de Janeiro (RDJ), o que auxiliou na determinação do epicentro, cuja incerteza considerada pelos autores citados é de cerca de 40 km. Através da média da magnitude macrossísmica e instrumental Assumpção et al. (1979) obtiveram 5,1 m_b .

Figura 16 - Sismo de Mogi-Guaçu (SP) 27.01.1922. Representada a isossista II (área afetada) por tracejado grosso e a isossista IV por fino. Os arcos contínuos distam 380 e 450 km de RDJ (Berrocal et al., 1984).

Tubarão - 28.06.1939 - Tendo atingido uma área de 1.100.000 km^2 este evento se constitui no principal sismo ocorrido na região de interesse deste estudo (Figura 17). Nos locais mais atingidos são descritas "rachaduras em paredes de alguns prédios, latas e vidros se precipitando de prateleiras, situações de pânico entre a população e móveis se deslocando", caracterizando intensidades máximas VIMM. Com o levantamento efetuado pelo IAG-USP (Ber

rocal et al., 1984) foi possível a delimitação das isossistas IV, V e VI, além da área afetada (isossista II), que forneceu a magnitude 5.5 m_b , a maior entre os sistemas utilizados no presente trabalho. Registrado pela rede sismográfica internacional este evento forneceu os seguintes parâmetros instrumentais, segundo os autores citados:

- International Seismological Summary (ISS)

Epicentro: 29,0°S 46,5°W

Hora de origem: 11h 32m 14s (UT)

- Gutenberg e Richter (G-R)

Epicentro: 27,5°S 48,5°W

Hora de origem: 11h 32m 27s (UT)

Magnitude(M): 5,6 (PAS)

Com o levantamento macrossísmico foi possível melhorar significativamente o posicionamento do epicentro, como pode ser observado na figura 17, demonstrando que, em muitos casos, esta metodologia fornece dados mais consistentes que aqueles conseguidos por registros instrumentais de estações distantes. Foi estimada por Berrocal et al. (1984) uma intensidade no epicentro de VIIMM.

Cananéia - 18.07.1946 - Sentido com maior intensidade em Cananéia (SP), este evento atingiu uma área de 60.000 km², que juntamente com a área de intensidades iguais ou maiores que IVMM, forneceram a magnitude 4,6 m_b , segundo Berrocal et al. (1984) (Figura 18). Estudado por Assumpção et al. (1980) ficaram caracterizadas intensidades de até IV-VMM com os relatos de "pessoas sendo acordadas e entrando em pânico e de garrafas caindo de prateleiras".

Cunha - 22.03.1967 - Este sismo foi sentido na região nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, na Serra do Mar, apresentando uma área afetada de 30.000 km² (Figura 19). Assumpção et al. (1980) com base

Figura 17 - Sismo de Tubarão (SC) 28.06.1939. Estão representadas as isossistas II, IV, V e VI em tracejado. O traçado das isossistas possibilitou um melhor posicionamento do epicentro recalculado pelo IAG em relação às determinações instrumentais telessísmicas (ISS-GR) (Berrocal et al., 1984).

Figura 18 - Sismo de Cananéia (SP) 18.07.1946 - O tracejado externo (isossista II) representa a área afetada e o interno a isossista IV (Berrocal et al., 1984)

em informações de "pânico generalizado da população que saiu às ruas em correira, rachaduras em prédios, portas se movimentando", e pelo fato deste evento "ter sido sentido com o carro em movimento", avaliam a intensidade máxima em VIMM ou maior. Berrocal et al. (1984) indicam a intensidade máxima como VIIMM e a magnitude instrumental (registrado por Arequipa-Peru) de 4,1 m_b , a qual concorda com a estimada com a área afetada por Assumpção et al. (1980). Nota-se na figura 19 que as isossistas estão claramente alongadas concordantemente com o "trend" estrutural, sugerindo que as ondas sísmicas poderiam ser transmitidas, com menor perda de energia, ao longo das estruturas, segundo Richter (1958).

Campos - 24.10.1972 - Este sismo ocorreu nas proximidades da Baía de Campos e apresentou uma área afetada de 210.000 km^2 , segundo Assumpção et al. (1980). Estes autores estimaram, com base em relatos sobre "latas que caíram de prateleiras, objetos leves deslocados, pessoas alarmadas

Figura 19 - Sismo de Cunha (SP) 22.03.1967 - Estão representadas as isossistas II e IV em tracejado (Berrocal et al., 1984). O alongamento destas concorda com o "trend" estrutural regional.

saíndo às ruas", a intensidade máxima em VMM. As isossistas traçadas parecem, assim como no sismo de Cunha, se alongar concordantemente com o "trend" estrutural da área (figura 20). Registrado por estações sismográficas internacionais este evento foi calculado com os seguintes parâmetros instrumentais, segundo Berrocal et al. (1984):

	ERL *	ISC **
Epicentro	- 21.75°S 40.49°W	21.79°S 40.29°W
Profundidade focal	- 33 km	163 km
Hora de origem (UT)	- 15h36m 35.9S	15h36m 51S
Magnitude	- 5,3	4,6
* ERL	- United States Environmental Research Laboratories	
** ISC	- International Seismological Centre	

A magnitude 4,8 m_b foi adotada por Berrocal et al. (1984) como média dos valores do ISC com a magnitude m_R calcu-

lada com dados de estações regionais, estando de acordo com aquela conseguida por área afetada. Foi inferida a intensidade VIMM no epicentro por estes autores.

Figura 20 - Sismo de Campos (RJ) 24.10.1972 - Estão representadas as isossistas II e IV por tracejado grosso. O epicentro macrossísmico (IAG) coincide com o instrumental (NEIS) (Berrocal et al., 1984).

6.4. Energia Liberada por Sismos

Com o objetivo de se visualizar a distribuição da energia liberada pelos eventos na região de interesse do presente trabalho, optou-se pela utilização da malha de meio grau de lado em função da maioria das locações epicentrais conter imprecisões ao redor de 30 km. Acredita-se com isso se estar representando a provável área onde o epicentro estaria localizado juntamente com a energia liberada pelo sismo, em grande parte dos casos.

Em situações de imprecisões superiores está representada parte da área onde haveria a possibilidade de ter se localizado o epicentro. No caso da ocorrência de vários eventos, na

mesma área de meio grau quadrado, as energias liberadas por estes foram somadas. Convencionou-se utilizar a área a oeste ou a norte quando o posicionamento do epicentro coincidiu com meridianos ou paralelos respectivamente. Relatos de sismos, que possibilitaram apenas a apreciação da intensidade MM local, estão representados no mapa (3) de energias com a textura de pontos mais distanciados, onde não foi possível o cálculo da liberação de energia.

Na quantificação da energia liberada por cada sismo foram utilizadas as relações de Duda (1965) e Gutenberg e Richter (1956), que mais se adaptam ao intervalo de magnitudes dos eventos da região sudeste. Em vista destas relações considerarem magnitudes M na avaliação das energias, utilizou-se as equações que relacionam m_b com M de Street e Turcotte (1977). Estas relações são fornecidas no capítulo 3.

Assim como se deve considerar a atividade sísmica conhecida da região sudeste como a mínima ocorrida, as energias liberadas pelos eventos conhecidos logicamente acompanham esta situação.

No mapa (3) de mínimas energias liberadas, cautelosamente optou-se pela apresentação destas energias em ordem de grandeza em função das possíveis imprecisões, inerentes dos métodos utilizados, pelas quais se passou até se alcançar o índice exato de energia liberada.

Deve-se frizar, que somada toda energia liberada por sismos conhecidos da região sudeste, este total equivale a somente um evento de magnitude 5,6 m_b , enquanto o principal evento ocorrido apresentou 5,5 m_b .

6.5. Sismicidade Induzida

Em função do grande número, e das dimensões crescentes dos projetos e atividades sócio-econômicas, constatou-se,

nas últimas décadas, a possibilidade, em vários casos, destas obras ocasionarem liberação de energia nas camadas mais superficiais da crosta terrestre, chegando a produzir fenômenos sísmicos de magnitudes consideráveis, e por vezes até desastrosos.

Segundo Browitt (1975) as seguintes atividades humanas podem estimular eventos sísmicos:

- injeção de fluídos sob pressão no sub-solo
- abertura de cavidades, em profundidade, para mineração
- alívio de carga conseqüente de lavra a céu aberto
- extração de fluídos do sub-solo
- enchimento de reservatórios artificiais.

Na área de interesse deste estudo, foram constatadas atividades sísmicas relacionadas com os dois últimos casos, citados acima, os quais são descritos sinteticamente a seguir:

6.5.1. Extração de fluidos do sub-solo (poços artesianos)

Principalmente durante o ano de 1959, vários sismos foram sentidos em Fernando Prestes (SP), imediatamente após o início do bombeamento do poço, com 102 m de profundidade, perfurado nesta localidade. Almeida (1959, 1960, 1961), Almeida e Pichler (1959), e Maffei e Pichler (1959) relatam esta atividade sísmica, cujos maiores eventos alcançaram intensidades IV-V MM e vários deles se manifestaram na forma de ruídos (Berrocal et al., 1984).

Estudos sismológicos e geotérmicos (Berrocal e Hamza, 1977, 1978 e 1979; Berrocal et al., 1978; e Higashi, 1978) constatarem a relação da atividade sísmica em Nuporanga (SP), nos anos de 1977 e 1978 principalmente, com a abertura de poços arte-

sianos. Foram sentidas intensidades até IV MM, em meio a centenas de ruídos (Berrocal et al., 1984). Estes autores propõem, como causa desta atividade sísmica, pequenos desmoronamentos ou escorregamentos em profundidade.

Os principais eventos induzidos por poços artesianos se acham relacionados no Anexo 2.

6.5.2. Reservatórios artificiais

Com o enchimento do Lago Mead, Reservatório Hoover, nos Estados Unidos, em meados da década de 30 (Carder, 1945), e principalmente nos anos 60, com a ocorrência de terremotos induzidos pelos reservatórios de Hsinfengkiang (China, 1962; $M=6,1$), Kariba (Rodésia, 1963; $M=5,8$), Kremasta (Grécia, 1966; $M=6,3$) e Koyna (Índia, 1967; $M=6,5$) segundo Sympson (1976), reconheceu-se que o enchimento de reservatórios, através da modificação do regime sísmico local, pode causar terremotos.

Provavelmente as primeiras citações sobre sismos induzidos no Brasil são de Vargas e Hsu (1971) e Marques Filho et al. (1971), ambas sobre os tremores e estrondos observados na Usina Hidrelétrica Parigot de Souza, conhecida como Capivari-Cachoeira, e localizada a nordeste de Curitiba (PR). Quando da escavação dos túneis que ligariam este reservatório à central subterrânea, alojada em cavernas abertas no interior do maciço rochoso, fenômenos de descompressão violenta, com forte despreendimento de placas de rocha intacta (não obedecendo fraturas pré-existentes), se manifestaram, indicando níveis de tensões no maciço, maiores que os esperados em função da pressão geostática envolvida, segundo Marques Filho (1981). A atividade sísmica se iniciou em 1971, na fase final da formação do lago, e se manifestou tanto neste como na usina distante 14 km. Os eventos, vários deles com intensidade VI MM, ocorreram principalmente em 1971 e 1972, entretanto a atividade sísmica, de forma pulsante e decrescente, se prolongou até 1979, como pode ser observado na figura 21, onde esta se acha relacionada com as variações do nível do reservatório.

Figura 21 - Distribuição mensal da atividade sísmica com as variações do nível do reservatório de Capivari - Cachoeira (Marques Filho, 1981).

No reservatório Paraibuna-Paraitinga (SP) a atividade sísmica começou no final de 1976, meses após o início da formação do lago, e se estendeu até o final de 1977, sendo que em fevereiro deste ano ocorreu o maior número de eventos, segundo Berronal et al. (1984). Após este período a atividade sísmica, com pulsos isolados, teria decrescido, segundo Mendiguren (1979). Vários destes eventos foram sentidos pela população de Paraibuna, com certa inquietação, sendo que o principal deles apresentou magnitude $3,4 M_L$ e intensidade máxima IV MM. Mendiguren (1980) caracterizou, através das soluções de mecanismo focal de centenas de pequenos eventos, com $m_b < 2,5$, a predominância de esforços compressivos horizontais orientados NE-SW, envolvendo falhamentos de empurrão e transcorrentes. Apesar desta atividade sísmica ocorrer no interior, ou nas proximidades, da Falha de Cubatão, Mendiguren (1979) afirma, com base nas soluções de mecanismo focal, que os sismos ocorreram ao longo de planos N-S ou E-W.

Vários eventos foram sentidos nas proximidades dos reservatórios de Porto Colômbia e Volta Grande (MG/SP), no extremo noroeste da área de estudo, no final de 1973 e início de 1974. A localidade mais afetada por estes sismos foi Conceição das Alagoas, um dos quais, com $4,2 m_b$ e intensidade VI-VII MM, causou "fendas no solo, rachaduras em paredes e a destruição par-

cial de modestas construções", segundo Berrocal et al. (1984). Estes autores colocam como muito provável a indução desta atividade sísmica por estes reservatórios, que foram concluídos entre 1972 e 1973.

Cerca de 16 anos após o represamento do reservatório de Carmo do Cajuru, localizado a sudoeste de Belo Horizonte (MG), vários tremores passaram a ser sentidos, no final de 1970, pela população local. A atividade sísmica foi mais significativa durante os anos de 1971 e 1972, sendo que o principal evento, de 3,7 m_b , apresentou intensidade máxima VI MM. Mendiguren (1979) indica uma lenta percolação de água, e conseqüente pressão de poros, como a provável origem da atividade sísmica. Mendiguren e Richter (1978) analisaram centenas de pequenos eventos, com magnitudes menores que 3,5 m_b e profundidades ao redor de 1 km, cujos mecanismos focais forneceram esforços compressivos horizontais direcionados NW-SE, e associados com falhamentos inversos de direção aproximadamente N15°E (Mendiguren, 1979).

Dulemba (1975) atribui ao sismo de 15.11.1966, de intensidade IV-V MM, relação com o reservatório de Furnas (MG). Entretanto Berrocal et al. (1984), apesar de considerar esta possibilidade, afirma não serem os dados atuais conclusivos na caracterização de sismicidade induzida por este reservatório.

Dados sobre os reservatórios, da área de interesse deste estudo, que apresentaram atividade sísmica induzida, são fornecidos na Tabela 3.

Os principais sismos induzidos por reservatórios se acham relacionados no Anexo 2.

No mapa (1) sismotectônico, os eventos induzidos se acham representados por um círculo no interior de um quadrado. Dados com magnitude ou somente com intensidade são diferenciados através de círculos negros ou brancos respectivamente.

TABELA 3 - ATIVIDADE SÍSMICA INDUZIDA POR RESERVATÓRIOS NA ÁREA DE ESTUDO

Reservatório	Altura Barragem	Volume $\times 10^6 \text{ m}^3$	Ano de Represamento	Dados do Sismo Maior			Observações
				Data	m_b	I (MM)	
Furnas	127 m	21.000	1965	15.11.1966	-	IV-V	
Capivari-Cachoeira	61 m	180	1970	21.05.1971	-	VI	Danos materiais
Porto Colombia e Volta Grande	61 m 56 m	1.460 2.300	1973	24.02.1974	4,5	VI-VII	Danos materiais
Paraibuna/Paraitinga	98/104 m	4.740	1976	16.11.1977	3,3	IV	Danos materiais
Carmo do Cajurú	23 m	190	1954	23.01.1972	3,7	VI	Danos materiais

(Berrocal et al., 1984)

6.5.3. Mecanismo dos sismos induzidos por reservatórios

A maneira como os efeitos causados pelo enchimento de reservatórios se relacionam com o regime de esforços pré-existentes, e com as características geológicas e hidro - geológicas da área, define a ocorrência ou não de atividade sísmica induzida.

Os esforços verticais, gerados pela sobrecarga da massa de água do reservatório são pequenos comparados com os esforços tectônicos regionais, e não causam energia suficiente para provocar sismos de magnitude apreciável. Desta forma o efeito da sobrecarga, e o aumento da pressão dos poros, que diminui a resistência efetiva ao cisalhamento da rocha, atuam principalmente como "disparadores" na liberação de esforços pré-existentes na área do reservatório (Berrocal e Antezana, 1981).

Nos estudos sobre sismicidade relacionada com injeções de fluídos a altas pressões, segundo Simpson (1976), ficou claramente estabelecido que modificações na pressão dos poros pode ser significativa na geração de sismicidade induzida.

Tanto o enchimento de reservatórios, como variações em seus níveis d'água, causam modificações nas pressões dos poros em profundidade, entretanto, não instantaneamente, mas de forma retardada em função da capacidade de armazenamento da porosidade média (Gupta e Rastogi, 1976). Segundo estes autores, em vários casos, a atividade sísmica tem sido observada acompanhando, com certo atraso, as fases de níveis mais altos dos reservatórios.

A rápida diminuição dos esforços de sobrecarga, a medida que se afasta do reservatório, é a principal diferença entre modelos de reservatórios infinitos e reservatórios reais (Figura 22). No caso da pressão dos poros ser transmitida eficientemente, o decréscimo com a distância será menor que para a sobrecarga, em situações reais. A direita dos pontos M a pressão dos poros excede o esforço de carga, havendo a aproximação do limite

Figura 22 - Representação esquemática de variações horizontais dos esforços de carga (L) e pressão dos poros (P) para reservatórios infinitos e finitos. A pressão dos poros é apresentada em função do tempo, e M_n é o ponto onde a pressão dos poros e a carga são iguais no tempo t_n (Simpson, 1976).

de resistência da rocha. A esquerda destes o inverso acontece. A migração do ponto M em direção ao reservatório, com o tempo, significa que pontos sujeitos a fraturamento trilham o mesmo caminho, podendo acarretar na aproximação da atividade sísmica induzida do reservatório.

Conseqüentemente rápidas variações no volume do reservatório podem causar importantes modificações na distribuição de esforços internos em função, principalmente, do efeito da carga. A diminuição do volume do reservatório na tentativa de diminuir a atividade sísmica pode acarretar exatamente o contrário, ou seja, a ocorrência de maior sismicidade.

Além do efeito de sobrecarga e o aumento da pressão dos poros, a argilização dos materiais em planos de fraqueza estru

tural, diminuindo a resistência ao cisalhamento, e a corrosão de rochas silicáticas por hidratação, causando o enfraquecimento do material, podem ser citados como fatores que favorecem a liberação dos esforços pré-existentes.

7. EVOLUÇÃO TECTÔNICA MESO-CENOZÓICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

7.1. Configuração Regional Pré-Mesozóica

A região compreendida entre a Bacia do Paraná e a plataforma continental do sudeste brasileiro é composta de rochas metamórficas pré-cambrianas, cuja maioria pertence à faixa de dobramentos Ribeira (Almeida et al., 1973), evoluída durante o ciclo Brasileiro, ou à sua infra-estrutura.

No norte das áreas de estudo rochas representativas desta infra-estrutura, pertencentes ao ciclo Transamazônico, formam a faixa de dobramentos Paraíba do Sul (Almeida et al., 1973). Ali o metamorfismo varia de facies anfibolito a granulito, enquanto no Ribeira este se encontra entre facies xisto-verde e anfibolito (Almeida, 1976).

O limite entre as rochas que foram geradas ou re-trabalhadas no Brasileiro, com aquelas não afetadas por este ciclo, constituintes da parte sul do Cráton do São Francisco, foi proposto por Almeida (1967, 1977 e 1981). Esta delimitação se acha representada no mapa (1) sismotectônico.

Haralyi et al. (1984) fornecem o limite gravimétrico do Cráton do São Francisco. Entretanto, ao que tudo indica, além da configuração das isogâlicas foi utilizada também a estrutura disruptiva que limita a noroeste o Grupo São João del Rei (Ebert, 1957, in Almeida et al., 1973). Com isso o limite gravimétrico sugerido corta um alto gravimétrico, onde não se acha evidenciada a referida estrutura. No presente trabalho optou-se pela utilização do limite proposto por estes autores, todavia se acompanhando a disposição das isogâlicas também no setor sudeste deste, justificando-se desta forma o caráter gravimétrico do limite cratônico apresentado no mapa (2) de epicentros. Com este procedimento depara-se com o fato de parte do Grupo São João del Rei, atribuído ao Proterozóico Superior por Ebert (1957) e por Almeida et al. (1973), se encontrar na borda interior do

Cráton do São Francisco. Informações geofísicas mais detalhadas, assim como dados geocronológicos (inexistentes no Grupo São João del Rei), poderiam auxiliar de forma significativa na resolução deste problema.

Recentes estudos geocronológicos na porção meridional do Cráton do São Francisco, efetuados por Teixeira (1985), fornecem subsídios para uma melhor caracterização do limite cratônico. Na área investigada por esse autor os dados sugerem que este limite deveria se localizar mais a sul do que os anteriormente propostos.

No sul da área de interesse, onde Hasui et al. (1975) propuseram a existência do maciço mediano de Joinville, foram caracterizados por Kaul e Teixeira (1982) os complexos Itatins, Serra Negra e Luis Alves, designados pelos autores de segmentos cratônicos, formados no Arqueano e no Proterozóico Inferior. Segundo estes autores pelo menos o Luiz Alves foi estabilizado tectonicamente no final do ciclo Transamazônico. Estes complexos se acham separados por rochas da infra-estrutura da Faixa Ribeira, que foram retrabalhadas e rejuvenescidas no ciclo Brasileiro.

O complexo Luis Alves se acha representado no mapa (1) sismotectônico segundo os limites propostos por Kaul e Teixeira (1982), Kaul (1980) e por Haralyi et al. (1982).

Com o dobramento da Faixa Ribeira ocorreu intenso processo de falhamentos transcorrentes, orientados predominantemente ENE, com grande componente dextral. Estas falhas infletiram estruturas pré-cambrianas de "trend" geral NE, segundo Almeida (1976). Estas estruturas, especialmente as grandes falhas do final do Brasileiro, tiveram grande influência na disposição dos maiores componentes do sistema de "rifts" da Serra do Mar, assim como, ao que tudo indica, das bacias tafrogênicas meso-cenozóicas do sudeste brasileiro.

Com o final do ciclo Brasileiro, no Cambro-Ordovi

ciano, e a instalação do estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969), teve início o acúmulo dos sedimentos na Bacia do Paraná. A evolução desta bacia se deu em condições ortoplateformais, até o início do Mesozóico, compreendendo a fase talassocrática, entre o Siluriano Inferior e o Carbonífero Inferior, e a fase geocrática do Carbonífero Superior ao Triássico, reconhecidas por Almeida (1969).

7.2. Quadro Tectônico Meso-Cenozóico

Com a implantação da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), que tem sido vinculada com as etapas "uplift-rift-drift" de abertura do Atlântico, descritas por Asmus (1975) na margem continental brasileira, onde reconhece os estágios pré-"rift", "rift", proto-oceânico e oceânico (Figura 23), o soerguimento do Arco de Ponta Grossa e os derrames basálticos na Bacia do Paraná representam fenômenos dos mais notáveis.

Fig. 23 - Estágios de evolução da margem continental (Asmus e Ferrari, 1978).

Entre o final do Jurássico e o início do Cretáceo (pré-Aptiano), na primeira fase desta reativação, o Arco de Ponta Grossa, cuja origem parece se estender até o Paleozóico Superior, sofreu intenso soerguimento. Os enxames de diques de diabá

sio verticais paralelos ao eixo do arco, o qual mergulha para NW, atestam este fato (Almeida, 1976).

Na região das serras do Mar e Mantiqueira diques básicos e intermediários do Neocomiano se formaram concordantemente com o "trend" regional (Hasui et al., 1978a; Basei e Vlach, 1981). Damasceno (1966) e Almeida (1976) atribuem a implantação destes diques ao soerguimento regional a que esteve sujeita esta região no final do Jurássico - início do Cretáceo. A ausência de sedimentos das seqüências do Continente e do Lago na Bacia de Santos, assim como a atividade vulcânica eocretácea, reforçam a presença do referido soerguimento segundo Asmus e Porto (1980).

Nesta mesma época ocorreu intenso magmatismo basáltico tholeiítico fissural na Bacia do Paraná, além da instalação de vários corpos alcalinos na região sudeste brasileira. Coincidentemente com a primeira fase da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969), Asmus (1975) reconhece, no Eocretáceo, a implantação do estágio "rift valley" caracterizado pela fragmentação continental e pela conseqüente evolução das bacias tafrogênicas costeiras na margem continental brasileira. A Bacia de Santos, em evidência na área de estudo, foi classificada por Asmus e Porto (1980) como "rift" do tipo arco vulcânico, segundo denominação de Milanovsky (1972). As demais se enquadram na classificação de "rifts" do tipo fissural, segundo os mesmos autores.

Durante a segunda fase da Reativação Wealdeniana, no intervalo entre o Senoniano e o Eoceno, ocorreu nova manifestação de magmatismo alcalino tipo central (Ulbrich e Gomes, 1981), representado por várias intrusões expostas na região sudeste, sendo que as mais jovens se localizam no Estado do Rio de Janeiro.

A ocorrência de lava ankaramítica, datada do Eoceno Superior, intercalada nos sedimentos da Bacia de Volta Redonda (Riccomini et al., 1983) atesta a contemporaneidade do início da formação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro com as últimas manifestações do magmatismo alcalino (Almeida, 1983).

7.2.1. Bacia de Santos

A Bacia de Santos é aberta em direção ao oceano, onde bordeja o Platô de São Paulo. A sul a Plataforma de Florianópolis, de natureza magmática (traquiandesitos), separa esta bacia da Bacia de Pelotas, enquanto a norte o Alto de Cabo Frio, de composição gnáissica e basáltica, a separa da Bacia de Campos, segundo Asmus (1981).

De forma diferenciada das bacias dos segmentos leste e norte da margem continental brasileira, onde predominam falhas normais, nas bacias de Santos e Pelotas as principais estruturas, detectadas em seções de reflexão sísmica, são linhas de charneira ou flexuras (Asmus, 1982a). Na Bacia de Santos, segundo este autor, uma destas estruturas, com idade paleocênica, representa a principal feição da parte ocidental desta bacia.

A zona mais profunda da bacia ocorre defronte à linha de costa do Estado de São Paulo, onde o embasamento deve estar a cerca de 8000 m abaixo do nível do mar, segundo Almeida (1976).

Estudos magnetométricos (Fainstein et al., 1975) indicam que as estruturas pré-cambrianas da borda emersa se estendem para o embasamento da Bacia de Santos, a qual se desenvolveu em crosta continental. Cabe ressaltar que tanto a linha de costa como a flexura da margem continental adotam o "trend" ENE das grandes falhas cambro-ordovicianas.

Com espessuras alcançando 3.8 km, rochas basálticas com idades ao redor de 120 m.a., relacionáveis aos extensos e espessos derrames basálticos eocretáceos da Bacia do Paraná, são encontrados abaixo das camadas de sal de idade Alagoana, referentes à Sequência do Golfo, segundo Asmus (1978, 1982a). Não são encontrados na Bacia de Santos sedimentos relativos às sequências do Continente e dos Lagos (Asmus e Porto, 1980), sendo que apenas localmente são encontrados conglomerados pouco espessos, com seixos de basalto alterado e pelitos avermelhados, entre as ro-

chas básicas e os evaporitos (Asmus, 1981).

O atual limite oeste da ocorrência destes derames na Bacia de Santos parece estar relacionado com a linha de charneira presente nesta bacia e referida anteriormente (Asmus, 1982a).

Acima da camada de evaporitos, cuja formação se deu, segundo interpretação de Asmus (1975) e Leyden et al. (1976), ao alto tectono-magmático, que constitui o limite sul da bacia, possibilitando a formação da bacia evaporítica do Atlântico Sul, existem mais de 5,6 km de sedimentos clásticos intercalados com carbonatos, representando uma coluna do Cretáceo Superior ao Quaternário.

Asmus e Ferrari (1978) observaram a presença de cunha de sedimentos continentais (conglomerados areno-argilosos) clásticos grosseiros do Albiano ao Oligoceno, e a colocam como indicativa da persistência de um alto no embasamento adjacente à bacia.

Com base nas informações de sísmica de refração e reflexão, de magnetometria e de gravimetria da margem continental sudeste brasileira, Kowsmann et al. (1982) caracterizaram os limites entre crosta continental, transicional e oceânica, os quais representariam descontinuidades estruturais profundas. As áreas com espessuras crustais atenuadas, definidas como transicionais, se localizam nos prolongamentos, para oeste, dos lineamentos do Rio de Janeiro e Florianópolis segundo estes autores. Entretanto nas regiões defronte às bacias de Campos e Santos as direções estruturais concordantes com aquelas do pré-cambriano emerso poderiam sugerir a presença de crosta continental até o bordo externo do Platô de São Paulo segundo os autores citados.

Apesar das dificuldades de ajuste continental, em situação pré-deriva, que a aceitação destes limites acarretaria, como realçado por Kowsmann et al. (1982), optou-se pela in

clusão destes no mapa (2) de epicentros por representarem descontinuidades de grande porte, no caso de confirmados com a evolu-ção dos conhecimentos.

7.2.2. Depressão Tectônica do Paraíba do Sul

As montanhas atlânticas do sudeste brasileiro, niveladas pela superfície erosional Japi, alcançam 1200 m de alti-tude, quando não deformada. Esta superfície, evoluída provavel-mente no Paleoceno-Eoceno, teria sido soerguida tectonicamente na região das serras do Mar e Mantiqueira, cujos picos são nive-lados a 2000-2100 m acima do nível do mar, segundo Almeida(1976). Na proposição deste autor um grande arqueamento, em cujo eixo te-ria se instalado o "graben" do Paraíba do Sul, seria responsável pelo soerguimento da referida superfície.

O "rift" do Paraíba do Sul, assim designado por Almeida (1976 e 1983), é alongado na direção ENE, onde se desen-volve por cerca de 220 km, e possui perto de 25 km de largura. A diferença de nível entre a base dos sedimentos, que ocorrem no vale, e as elevações adjacentes é de 1900 m (Almeida, 1976). Se-gundo o mesmo autor um provável sistema de pequenas falhas nor-mais, sendo que algumas já identificadas, seria responsável pela formação da depressão alongada.

Com base em considerável volume de informações ge-ológicas e, principalmente geofísicas, da margem continental bra-sileira Asmus e Ferrari (1978) propõem um modelo de evolução tec-tônica para a depressão do Paraíba do Sul que permite classificá--la como do tipo semi-"graben" (Figuras 24 e 25). Esta estrutura estaria inserida no sistema de "rifts" da Serra do Mar, segundo designação de Almeida (1976), o qual representaria uma manifes-tação cenozóica da estruturação da borda ocidental do "rift" do tipo arco vulcânico reconhecido por Asmus e Porto (1980) na re-gião da atual Bacia de Santos e área continental emersa adjacen-te.

Figura 24 - Arcabouço tectônico esquemático do sudeste brasileiro (Asmus e Ferrari, 1978 in Suguio, 1980).

Figura 25 - Perfil geológico, esquemático, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira e Maciço Carioca); e, entre estas, depressões em figura de semigrabens (Graben do Paraíba, Baixada Fluminense). Na plataforma continental, é possível que a falha de Santos (falha no extremo leste da seção), separando a porção rasa da porção mais profunda da bacia, tenha resultado, também, do tectonismo cenozóico. K indica sedimentos cretáceos, e T, sedimentos terciários (Asmus e Ferrari, 1978).

Apesar da não confirmação definitiva de um ou outro modelo, a proposição de Asmus e Ferrari (1978) parece se adequar melhor ao contexto da evolução tectônica da margem continental do sudeste brasileiro. Este modelo poderia explicar a maior subsidência na borda noroeste da Bacia de Taubaté, assim como o fato dos limites noroeste das bacias tafrogênicas continentais normalmente acompanharem antigas falhas transcorrentes que teriam sido reativadas como normais no Cenozóico. Comumente nos limites sudeste destas bacias os sedimentos transgridem sobre o embasamento.

O início da sedimentação nestas bacias tem sido atribuído ao Oligoceno (Almeida, 1976), entretanto estudos paleontológicos na Bacia de Taubaté (Ferreira e Santos, 1982) e na Bacia de Resende (Lima e Amador, 1983), além das lavas ankaramíticas intercaladas nos sedimentos da Bacia de Volta Redonda (Riccomini et al., 1983), fornecem idades do Eoceno Superior.

No interior da depressão tectônica do Paraíba do Sul se instalou, a oeste do bloco de Cachoeira Paulista, a Bacia de Taubaté, que se encontra parcialmente repleta de sedimentos, enquanto a leste desenvolveu-se a Bacia de Resende, menos profunda e preenchida de sedimentos.

7.2.2.1. Bacia de Taubaté

Delimitado por duas antigas falhas transcorrentes (Buquira e Alto da Fartura) que foram reativadas no Terciário com caráter normal, e também segmentado por diversas falhas normais sub-paralelas, o bloco tectônico Paraíba do Sul (Hasui e Ponçano, 1978b) aloja a Bacia de Taubaté, que é a mais significativa das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro. Além destas falhas antigas outras de caráter normal condicionaram o arcabouço da bacia.

O limite noroeste da bacia é quase que inteiramente marcado por contatos por falha entre rochas pré-cambria-

nas e sedimentares, enquanto no sudeste os sedimentos transgridem sobre o embasamento, sugerindo maior subsidência na borda noroeste da bacia (Hasui e Ponçano, 1978b).

Cobrindo extensão de aproximadamente 2400 km², a bacia tem comprimento de 173 km e largura de até 20 km.

A bacia contém um pacote de sedimentos continentais de pelo menos 400 m. A sequência inferior denominada Formação Tremembé é constituída de material pelítico de origem lacustre e representa os depósitos de um grande lago represado pelo bloco soerguido de Cachoeira Paulista, quando as elevações marginais apresentavam pequeno realce topográfico, justificando a maturidade e caráter pelítico da formação. Estudos palinológicos efetuados por Ferreira e Santos (1982) e Lima et al. (1983) estabeleceram a idade Eoceno Superior/Oligoceno para estes sedimentos. Em discordância angular se depositou sobre este pacote basal a Formação Caçapava (Hasui e Ponçano, 1978b), constituída de areia e argila, parcialmente conglomerática. Lima et al. (1985) atribuem a idade Oligoceno Superior a esta formação com base na análise palinológica dos sedimentos.

A Bacia de Taubaté é compartimentada em cinco sub-bacias separadas por altos no embasamento cristalino, os quais presumivelmente sejam devido a falhamentos de orientação NNW, segundo sistema de juntas com esta orientação presente nas rochas do Complexo Cristalino (Hasui e Ponçano, 1978b).

As camadas mergulham normalmente para NW, sendo que cifras de 10° são comuns, o que deve estar vinculado à subsidência basculante dos blocos, mais ativa na borda norte da bacia.

Os movimentos tectônicos prosseguiram após a sedimentação, visto que as últimas camadas são afetadas por falhas normais como observa Suguio (1969). Apesar de predominarem as falhas NNW a NNE, ocorrem também as WNW, sendo que tais orientações coincidem perfeitamente com sistemas de juntas do Com-

plexo Cristalino (Hasui e Ponçano, 1978b).

7.2.2.2. Bacia de Resende

Descrita por Amador (1975) e Amador et al. (1978) em seus aspectos lito-estratigráficos e de evolução sedimentar, a Bacia de Resende com 222 km², e eixo maior de 47 km na direção ENE, apresenta um pacote sedimentar com mais de 200 m de espessura (Formação Resende - arenosa conglomerática - capeada pela Formação Floriano - areno arcossiana e argilo siltosa), o que, segundo Hasui et al. (1978b), atesta sua origem tectônica.

Apesar de já ter sido situada como um prolongamento da Bacia de Taubaté (Freitas, 1957), separada apenas por soleira cristalina, Hasui e Ponçano (1978b) constataram sua evolução independente, em bloco tectônico distinto delimitado a norte pela falha do Alto da Fartura, sendo então resultado de jogo de falhas. Estudos palinológicos, efetuados por Lima e Amador (1983), forneceram idades do Eoceno Superior à Formação Resende.

7.2.2.3. Bacia de Volta Redonda

Estudada por Amador e Castro (1976) quanto à sua sedimentação, apresenta eixo maior segundo ENE, e pacote sedimentar de cerca de 100 m (40 m de sedimentos arenosos imaturos e 60 m de sedimentos arenosos e rudáceos - Formação Volta Redonda).

Sua borda norte é retilínea e coincide com o traçado da grande Falha de Rio Bonito (CPRM, 1976; Hasui et al., 1978b), e o bloco em que foi desenvolvida é limitado a sul, pela Falha de Além Paraíba (Almeida et al., 1975), parecendo que a bacia deve sua origem a um basculamento tectônico.

Intercalados nos sedimentos desta formação, derames ankaramíticos forneceram idades do Eoceno Superior, segundo Riccomini et al. (1983).

7.2.3. Bacia de São Paulo

A Bacia de São Paulo desenvolveu-se graças à reativação tafrogenética vertical das antigas linhas de fraqueza, em conexão com a formação das bacias de Taubaté (SP), Resende (RJ) e Curitiba (PR), além da depressão da Guanabara (RJ), da Bacia de Santos e da Serra do Mar (Suguio, 1980).

A zona da bacia é cortada pelas falhas de Taxaquara, Caucaia, Jaguari, Buquira e Alto da Fartura, desenvolvidas no final do ciclo Brasileiro (Cambro-Ordoviciano) de caráter transcorrente, com faixas cataclásticas, não raro, mais espessas que 1000 m (Hasui et al., 1976).

O corpo principal da bacia tem traçado irregular e amebóide em todo o lado sul, entretanto o seu limite norte é retilíneo (N60E), coincidindo com a falha transcorrente Taxaquara-Jaguari. Segundo Coutinho (1980) há seguras evidências de campo indicando deslocamentos verticais e normais (queda do bloco sul) em movimentos pulsantes contemporâneos à sedimentação neo-cenozóica. Falhas sinsedimentares com cunhas clásticas associadas foram descritas em três locais nas aluviões antigas (Suguio et al., 1971).

Com o relevo do embasamento tão ou mais acentuado que o existente nos terrenos pré-cambrianos circundantes, afetando com isso a espessura do pacote sedimentar, reconheceu-se em Guarulhos (Poço nº 705 - DAEE) um acúmulo de 319 m de sedimentos. Em parte estas irregularidades do embasamento se deram em virtude do jogo de blocos de falha (Hasui et al., 1976).

Os sedimentos da Formação São Paulo, com predominância de argilas, siltes e areias argilosas finas, sendo raras as ocorrências de areias grossas e cascalhos finos, são classificados por Suguio (1980) como textural e mineralogicamente imaturos. Apesar desta formação ser considerada geralmente como pliocênica, não foi possível ainda a determinação segura de sua idade por falta de elementos datáveis.

Ao longo dos vales da drenagem atual distribuem-se sedimentos constituídos de areias grossas e níveis de cascalhos com raras intercalações de argila orgânica, denominadas por Suguio e Takahashi (1970) de aluviões antigas para diferenciá-las das aluviões recentes predominantemente siltico argilosas e, razoavelmente ricas em matéria orgânica (Suguio, 1980).

Os sedimentos que compõem as aluviões antigas foram detalhadamente estudados por Coimbra et al. (1983), os quais caracterizaram e definiram a Formação Itaquaquetuba. Com espessura máxima conhecida da ordem de 50 m, esta formação apresenta falhamentos normais afetando todo o pacote de sedimentos, sugerindo, segundo estes autores, um tectonismo sin e pós-sedimentar. Pelo fato da base destes sedimentos se situar abaixo da soleira granítica de Barueri cerca de 10 m segundo Suguio (1980), e perto de 50 m segundo Almeida et al. (1984), são admitidos por estes autores movimentos verticais diferenciais pelo menos contemporâneos à sedimentação desta formação.

A maioria dos autores que tem se ocupado desta formação a considera como mais nova que a Formação São Paulo. Almeida et al. (1984) afirmam restarem poucas dúvidas a respeito desta consideração. Coimbra et al. (1983) localizam a Formação Itaquaquetuba no Pleistoceno Superior com base em determinações de radiocarbono não conclusivas, apresentadas por Suguio (1971) e por Bigarella (1971). Melo (1984) sugere idades mais antigas apoiado em análises palinológicas e paleomagnéticas, as quais também não forneceram resultados definitivos.

Com estudos na bacia e regiões vizinhas Coutinho (1980) observou que os basculamentos ocorreram ao longo de linhas próximas a E-W, sempre com levantamento dos blocos norte relativamente aos do sul.

Quanto à possível conexão da Bacia de São Paulo com a de Taubaté, Hasui et al. (1976) demonstraram a inviabilidade com base na diferença de cota entre os sedimentos mais elevados das duas bacias, com mais de 100 m em desnível. Acrescenta

ainda as altitudes elevadas na zona de possível conexão, existentes ainda hoje.

7.2.4. Depressão da Guanabara

Segundo Almeida (1976) já em 1944 a região alongada e topograficamente deprimida na qual se localiza a Bacia da Guanabara foi interpretada por Ruellan como sendo um "graben" ou uma depressão tectônica situada entre blocos de falha inclinados para NNW. Esta estrutura teria cerca de 200 km se considerássemos como limite W a Baía de Sepetiba, e 280 km se incluíssemos a Baía de Ilha Grande em comprimento.

A Serra dos Órgãos, denominação local da Serra do Mar, cujas altitudes atuais estão ao redor de 2250 m, constituiria a borda norte do "rift". Ruellan (1944) interpretou esta serra como bloco falhado NNE e inclinado WNW (Almeida, 1976). De forma análoga ao exposto sobre a depressão do Paraíba do Sul, Asmus e Ferrari (1978) propõem que a estrutura em questão seja classificada como semi-"graben".

Meis e Amador (1977) identificam duas unidades sedimentares distintas nas vizinhanças da Bacia da Guanabara. Camadas pré-Macacu do Terciário Médio e a Formação Macacu de idade Plio-Pleistocênica, ambas com sedimentos imaturos representam um pacote sedimentar superior a 70 m de espessura (Hasui et al., 1978b).

Meis e Amador (1977) apesar de atribuírem as deformações encontradas a acomodações não tectônicas, consideram as camadas pré-Macacu como resultado de rápido preenchimento de blocos tectonicamente rebaixados no Terciário Médio.

7.2.5. Bacia de Curitiba

Com 3000 km² apresenta um pacote sedimentar de cerca de 60 m de material argiloso e areno-arcosiano (Hasui et al., 1978b).

Apesar da necessidade de estudos mais detalhados a fim de ser confirmada uma tectônica quebrável, no Cenozóico, percebem-se falhas de caráter indeterminado, em mapeamento da Comissão da Carta Geológica do Paraná, que são paralelas a trechos retilíneos do limite dos sedimentos. Estas falhas tem orientação N-NNE e E-ENE. O limite NW dos sedimentos da Bacia de Curitiba é marcado por extensa falha de orientação WSW-ENE, segundo os mesmos autores citados acima.

7.2.6. Descontinuidades Consideradas na Área Emersa

Através de levantamentos aeromagnetométricos foram caracterizados quatro grandes alinhamentos orientados NW-SE, com larguras e comprimentos de dezenas e centenas de quilômetros respectivamente, na região centro oriental da Bacia do Paraná. Estas descontinuidades teriam regido a evolução desta bacia na região do Arco de Ponta Grossa do Paleozóico ao Cenozóico e, seriam detectadas em superfície pela alta densidade de diques de diabásio ao longo das estruturas citadas (Ferreira, 1982). Esse autor sugere que os limites setentrional e meridional deste arco sejam representados pelos alinhamentos estruturais de Guapiara e do Rio Piqueri respectivamente. Os dois outros, São Jerônimo-Curiuvá e do Rio Alonso, se localizam na região central do Arco de Ponta Grossa. Estas feições tectônicas se acham representadas no mapa (2) de epicentros.

Ferreira (1982) sugere que estes alinhamentos teriam sido alguns dos principais condutos de lavas do magmatismo basáltico tholeiítico fissural, ocorrido no final do Jurássico-início do Cretáceo na Bacia do Paraná, afetando uma área superior a 2 milhões de quilômetros quadrados (Amaral et al., 1967).

Aos alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiuvá é atribuído, por Ferreira et al. (1981) e por Ferreira (1982), o caráter de condicionantes tectônicos que possibilitaram a instalação dos corpos alcalinos na região nordeste do Paraná e sudeste do Estado de São Paulo. As intrusões mais anti-

gas, isócronas ao magmatismo basáltico, assim como as anomalias magnéticas de Ferreira e Algarte (1979) e a manifestação neocretácea de Cananéia são atribuídas ao Guapiara.

Associadas ao alinhamento São Jerônimo - Curiuvá, ainda segundo Ferreira (1982), se acha o grupo de corpos alcalinos alinhados segundo NW-SE, referido por Algarte (1972). As ocorrências de idade neocretácea representam, segundo Almeida (1983), uma nova fase tectônica, com a presença de magmatismo alcalino, posterior ao vulcanismo basáltico.

O alinhamento estrutural do Paranapanema foi sugerido por Fúlfaro (1974) com base em feições tectônicas e paleogeográficas da Bacia do Paraná, na ocorrência de rochas alcalinas do Neocomiano em Araçoiaba da Serra (Ipanema), Piedade e Tatuí, na presença da Bacia de São Paulo e no limite de compartimentos distintos da costa, com a presença de rochas alcalinas do Senoniano, na região de São Sebastião. A ocorrência da depressão periférica restrita ao compartimento norte do suposto alinhamento (Fúlfaro, 1974), assim como, de forma análoga da depressão do Paraíba do Sul, reforçam a provável presença desta descontinuidade.

Davino (1976) efetuou investigações gravimétricas e magnetométricas na região da Serra de Araçoiaba. Ficou caracterizado um alto gravimétrico, com as isôgálicas alongadas segundo a direção NE-SW, em cujo centro se acha a referida serra. Esta orientação concorda com o "trend" das estruturas regionais. O levantamento magnetométrico sugere um prolongamento da intrusão alcalina, em sub-superfície, na orientação W-SW. Estes dados poderiam sugerir a duplicidade de condicionantes tectônicos que teriam favorecido a implantação da intrusão alcalina.

Evidências estruturais e paleogeográficas da região de Fartura, utilizadas na proposição do alinhamento do Paranapanema, foram atribuídas preferencialmente ao alinhamento de Guapiara por Ferreira et al. (1981). Entretanto este fato não parece comprometer integralmente a proposição de Fúlfaro (1974)

em face dos outros elementos envolvidos.

Mesmo não sendo possível a caracterização segura do alinhamento do Paranapanema, existem indícios que sugerem a existência deste, o qual poderia ser avaliado através de estudos geofísicos específicos.

A disposição dos corpos alcalinos entre Cabo Frio (RJ) e Poços de Caldas (MG) sugerem a configuração de um importante alinhamento W-NW/E-SE. A presença das bacias cenozóicas de Resende, Volta Redonda e Itaboraí entre as intrusões alcalinas, assim como o desenvolvimento da depressão do Paraíba do Sul, predominantemente a sul do presumido alinhamento, reforçam a possibilidade da existência desta descontinuidade. Cabe ressaltar ainda que este alinhamento representaria o limite norte do compartimento onde a crosta possui características de afogamento, segundo Fúlfaro (1974).

Com base nas determinações geocronológicas disponíveis, sintetizadas em Ulbrich e Gomes (1981), o magmatismo alcalino neste lineamento ocorreu do Senoniano ao Eoceno, sendo que o maciço de Cabo Frio, com 53 m.a., e as lavas da Bacia de Volta Redonda, com 42 m.a., segundo Riccomini et al. (1983), representam as mais recentes atividades magmáticas do sudeste brasileiro.

O conhecimento gravimétrico ao longo deste suposto linear, da mesma forma que na região sudeste, é heterogêneo e descontínuo, como pode ser observado no mapa (2) de epicentros. Áreas bem conhecidas gravimetricamente, como o S-SW de Minas Gerais, contrastam com outras onde praticamente não existem informações, como aquela localizada a norte da junção dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Esta situação não permite o acompanhamento para leste do forte gradiente gravimétrico linear NW-SE, detectado no sudoeste de Minas Gerais e nordeste de São Paulo. Haralyi e Hasui (1982) propõem que esta descontinuidade continue através do também forte gradiente gravimétrico linear NNE, presente no leste do Estado de Minas Gerais.

Na região central do Estado do Rio de Janeiro a configuração das isogálicas, posicionadas próximas a E-W, evidenciam a forte inflexão sofrida pelo gradiente gravimétrico costeiro, relativo ao adelgaçamento crustal, padrão este semelhante ao de outras margens continentais do tipo Atlântico, segundo Hara-lyi e Hasui (1982). A presença desta inflexão, concordante com o deslocamento da linha de costa na altura do paralelo 23°S, pode indicar a presença de uma descontinuidade que, juntamente com as feições magmáticas e sedimentares citadas, reforçaria a possibilidade da existência do suposto alinhamento. Na representação esquemática deste, no mapa (1) sismotectônico, levou-se em consideração os elementos acima expostos. Procurou-se através de um traço unir as feições tectônicas tratadas respeitando-se as informações gravimétricas disponíveis. Acredita-se que com a evolução dos conhecimentos seja possível uma melhor avaliação da presença, do posicionamento e das dimensões desta provável descontinuidade.

7.3. Principais Traços da Evolução Tectônica Meso-Cenozóica

Almeida (1976) atribui a um fenômeno no manto, com possível origem termal, ao vasto soerguimento dômico que se instalou no início do Mesozóico compreendendo a área da atual Bacia de Santos e a faixa continental emersa adjacente, entre o Rio de Janeiro e Florianópolis (Le Bas, 1971; Asmus, 1975; Torquato, 1976; Asmus e Ferrari, 1978; Asmus, 1982b; Almeida, 1983; Asmus, 1984).

O rompimento da crosta sob tensão seria uma fase posterior a um processo iniciado com a formação de um entumescimento sub-crustal, cujos reflexos na superfície se pronunciariam primeiro como um grande arqueamento, onde ao longo do eixo se instalaria posteriormente o sistema de "rifts" (Illies, 1970 - in Hasui et al., 1978b).

O amplo vulcanismo tholeiítico fissural eocretáceo e as indicações de homogeneização isotópica em sedimentos da Bacia do Paraná (Thomaz Fº et al., 1976), permitem considerar a

origem termal deste soerguimento segundo Asmus e Porto (1980). Neste contexto o estabelecimento do Arco de Ponta Grossa estaria conditionado pelos alinhamentos estruturais de Guapiara e do Rio Pi-queri, segundo Ferreira (1982).

Dada a coincidência deste processo com a abertura do Atlântico Sul, parece viável ligá-lo à tafrogênese com a qual o "rift" original se estabeleceu. Regionalmente este processo teria se evoluído no contexto do "rift" do tipo arco vulcânico, reconhecido por Asmus e Porto (1980) na área da Bacia de Santos.

Um mar epicontinental, vindo do sul, instala-se no "rift" durante o Aptiano segundo Almeida (1976), e no Eocretáceo forma-se um alto tectono-magmático, que se constitui no limite sul da Bacia de Santos, dando origem à bacia evaporítica do Atlântico Sul, possibilitando a precipitação de grande volume de evaporitos (Asmus, 1978).

Nesta época os movimentos verticais opostos entre a Bacia de Santos e a região continental emersa favoreceram a geração da primitiva Serra do Mar, a qual se posicionava na borda da bacia profunda segundo Hasui et al. (1982). Este fato foi constatado por Asmus e Ferrari (1978), os quais reconheceram a presença de cunha clástica de sedimentos continentais grosseiros, do Al-biano ao Oligoceno, na Bacia de Santos, indicativa da persistên-cia de um alto do embasamento adjacente à bacia.

Foram reconhecidas, na área de interesse deste estudo, três fases de magmatismo alcalino no Cretáceo e Eo-Terciário (Ulbrich e Gomes, 1981). A mais antiga, isócrona ao magmatismo basáltico da Bacia do Paraná, se desenvolveu no Neocomiano. No Aptiano-Albiano ocorreu uma atividade localizada, principalmente no sudeste e nordeste dos estados de São Paulo e Paraná respectivamente, segundo os autores citados. A última fase se desenvolveu do Senoniano ao Eoceno com forte representatividade no Estado do Rio de Janeiro, segundo o alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas.

Durante o Senoniano uma grande atividade tectôni-

ca teve lugar na região da Serra do Mar, nesta época já com certa expressão topográfica, a qual passaria a fornecer sedimentos para a Bacia do Paraná, iniciando-se o acúmulo da Formação Bauru (Almeida, 1976).

A formação da depressão do Paraíba do Sul teve início no Eoceno Superior, com a deformação da superfície erosional Japi (Almeida, 1976), que se desenvolveu provavelmente durante uma relativa calma tectônica no Paleoceno-Eoceno e, também com o conseqüente início do acúmulo dos sedimentos nas bacias tafrogênicas de seu interior. A presença de lavas ankaramíticas, com 42 m.a., intercaladas nos sedimentos da Bacia de Volta Redonda (Riccomini et al., 1983) demonstra a contemporaneidade da evolução destas bacias com os episódios finais do magmatismo alcalino.

O paralelismo das grandes falhas transcorrentes cambro-ordovicianas com a linha de costa, com as estruturas ocidentais da Bacia de Santos, assim como com as bordas das depressões do Paraíba do Sul e da Guanabara e, ainda com os limites NW das bacias tafrogênicas continentais, parece comprovar que a evolução tectônica meso-cenozóica da região sudeste brasileira foi fortemente condicionada por estas antigas estruturas.

A disposição das bacias tafrogênicas cenozóicas continentais, o posicionamento das rochas alcalinas, entre os paralelos 22°S e 24°S, o desenvolvimento da depressão do Paraíba do Sul entre as bacias de São Paulo e Resende e as características de costa afogada entre São Sebastião e Angra dos Reis, podem sugerir que outras descontinuidades, além dos falhamentos cambro-ordovicianos, estariam condicionando o desenvolvimento tectônico mesozóico nesta região. Os corpos alcalinos do Senoniano ao Eoceno alinhados de Cabo Frio a Poços de Caldas, com as bacias de Resende, Volta Redonda e Itaboraí entre eles, o desenvolvimento da depressão do Paraíba do Sul predominantemente a sul deste alinhamento, da mesma forma que as características de costa afogada, favorecem a consideração de uma descontinuidade de grande porte que se teria mantido em atividade pelo menos do Senoniano ao Terciário Superior.

O bloco delimitado a norte por esta possível descontinuidade e a sul pelo alinhamento estrutural do Paranapanema contém a depressão tectônica alongada do Paraíba do Sul e apresenta características de costa afogada. Este bloco se destaca no contexto da faixa do relevo escarpado, incomum em áreas adjacentes às margens continentais tipo Atlântico (Asmus, 1981), que se desenvolve de Cabo Frio a Florianópolis. Estas considerações aliadas ao posicionamento deste bloco, defronte ao depocentro da Bacia de Santos, entre os quais movimentos verticais opostos alcançaram cerca de 11 km, deve evidenciar um comportamento tectônico mesoceno-zóico diferenciado do restante da faixa continental emersa citada.

A implantação da Bacia de São Paulo teria ocorrido no Plioceno, segundo Almeida (1976), em paralelo à acentuação da subsidência das bacias de Taubaté e Resende e, provavelmente à formação da Bacia de Curitiba.

Este processo de tafrogênese, iniciado no Jurássico Superior com a formação do "rift" original, se estendeu até o final do Terciário, ou mesmo até o Pleistoceno, como o demonstram falhamentos normais, predominantemente, em sedimentos acreditados desta época. O resultado final deste processo é o conjunto de blocos E-NE escalonados em direção à Bacia de Santos e basculados para N-NW. A possibilidade da ocorrência de descontinuidades de grande porte WNW segmentando esta organização é considerada.

Basculamentos tectônicos em depósitos holocênicos, assim como o condicionamento dos limites noroeste dos depósitos recentes continentais, coincidentes com falhamentos normais nas regiões de Antonina (PR), Peruibe, Itanhaém, Cubatão (SP) e litoral norte de São Paulo (Figura 26), indicando um possível controle tectônico moderno (Hasui et al., 1978b), sugerem uma atividade tectônica remanescente até os dias de hoje, o que pode ser reforçado pela sismicidade constatada na região e comentada no capítulo anterior.

Figura 26 - Planícies costeiras do Estado de São Paulo mostrando forte controle estrutural (Fúlfaro *et al.*, 1974).

8. CONSIDERAÇÕES SISMOTECTÔNICAS E CONCLUSÕES

Tentativas de correlacionar a sismicidade com as principais feições tectônicas do Brasil foram feitas por Haberlehner (1978), Sadowski et al. (1978), Hasui e Ponçano (1978a), e especificamente para a Serra do Mar e da Mantiqueira por Hasui et al. (1978c). Entretanto tais correlações, apesar de considerarem elementos tectônicos teoricamente favoráveis à liberação de esforços, careceram de dados sismológicos mais consistentes segundo Assumpção et al. (1980).

Hasui et al. (1982) considerando que a atividade sísmica da região sudeste poderia estar concentrada em áreas restritas, entre as quais, no entender dos autores, não haveria manifestação sísmica, propuseram a configuração de "zonas sismogênicas". Com base nas considerações de Hasui et al. (1982), foi elaborado o mapa de risco sísmico do sudeste brasileiro por Mioto (1984).

Entretanto, como exposto anteriormente, o atual nível de conhecimento da atividade sísmica da região sudeste, assim como o do Brasil, deve estar condicionado, em grande parte, à ocupação populacional. Além disso a Estação Sismográfica do Rio de Janeiro, apesar de ter sido instalada em 1906 e reestruturada no final da década de 50, sempre funcionou com ganho muito baixo, registrando um número muito pequeno de sismos brasileiros. Somente a partir de 1975 outras estações sismográficas foram instaladas na região sudeste, contribuindo desde então de forma significativa na detecção de sismos brasileiros. Deve-se ressaltar ainda que pelo menos 50% dos poucos dados sísmicos conhecidos, são na verdade relatos de sismos, os quais permitiram, no máximo, a caracterização da intensidade MM local. Quanto aos dados mais confiáveis, com quantidade suficiente de informações que permitiu a identificação da área afetada e o traçado de isossistas, as imprecisões na localização dos epicentros são normalmente da ordem de dezenas de quilômetros.

Diante do quadro acima exposto é relativamente ar riscado se afirmar que as áreas entre os epicentros conhecidos sejam realmente inativas, como proposto por Hasui et al. (1982), na delimitação das chamadas zonas sismogênicas. Além disso os poucos quilômetros que normalmente separam estas zonas propostas se diluem nas imprecisões dos dados sísmicos e nos erros epicen trais considerados, os quais em certos casos extrapolam de uma para outra zona, sugerindo a inadequação destes limites.

Com a qualidade e quantidade dos dados sísmicos conhecidos na região sudeste acredita-se ser conveniente um enfoque de caráter regional, onde se constata a ocorrência preferencial de atividade sísmica nas áreas afetadas pelo Ciclo Brasileiro e na margem continental, onde se localiza a Bacia de Santos, do que na cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná. Estas correlações concordam com as situações das diversas áreas que apresentam atividade sísmica intraplaca no mundo, descritas por Sykes (1978). Este autor propõe que zonas de fraqueza crustais seriam reativadas durante a fragmentação continental favorecendo a implantação de rochas alcalinas e sendo atualmente responsáveis pela liberação de esforços, principalmente nas proximidades de margens continentais. Estas zonas de fraqueza seriam entendidas como feições tectônicas maiores como o contato entre regiões cratônicas e faixas de dobramentos, arqueamentos ou flexuras crustais ou ainda grandes zonas de falhas e geossuturas.

Em termos teóricos acredita-se que os produtos tectogênicos da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), que foi relacionada com as etapas de abertura do Atlântico Sul por Asmus (1975), seriam locais favoráveis à liberação dos atuais esforços tectônicos. Esta reativação teve abrangência plataformar, entretanto com preferência às formações mais jovens (Almeida, 1969).

De forma generalizada não tem sido possível a correlação de sismos intraplaca com falhas conhecidas. São poucos os casos como o do Falhamento Ramapo, localizado a noroeste da cidade de New York, onde a relação dos sismos com esta descontinuidade está bem estabelecida (Aggarwall e Sykes, 1978).

Na região sudeste não foi possível até o momento, se determinar a correlação da pouco conhecida atividade sísmica com estruturas disruptivas detectadas em superfície. Para que tal associação se faça com segurança, além da localização dos epicentros, há que se considerar também o posicionamento dos planos focais. Na região de interesse através das soluções de mecanismo focal de centenas de pequenos eventos induzidos em Paraíba, Mendiguren (1980) caracterizou esforços compressivos horizontais posicionados NE-SW, envolvendo falhamentos de empurrão e transcorrentes. Apesar desta atividade ocorrer no interior ou nas proximidades da Falha de Cubatão, Mendiguren (1979) afirma que os sismos ocorreram ao longo de planos N-S ou E-W.

Diante do atual quadro da atividade sísmica da região sudeste, e das dificuldades de correlação com estruturas reconhecidas em superfície, a utilização de informações geofísicas, que forneçam a caracterização das descontinuidades crustais de caráter regional, podem auxiliar significativamente nas tentativas de interpretação.

Na região sudeste, estas informações se acham ainda em estágio embrionário, como ressaltam Haralyi e Hasui (1982), sendo que os campos da gravimetria e da magnetometria são os mais desenvolvidas.

O conhecimento gravimétrico da região sudeste se configura em mosaico muito heterogêneo com áreas detalhadamente investigadas, como o sudoeste-sul de Minas Gerais, e outras onde os dados, quando existentes, possuem um caráter local.

Neste contexto ficou bem caracterizado o forte gradiente gravimétrico linear, com orientação NW-SE, na área norte-noroeste, da região de interesse, como pode ser observado no mapa (2) de epicentros. A continuidade para leste desta estrutura não está bem estabelecida em função da ausência de informações gravimétricas. Entretanto, a presença de rochas alcalinas do Senoniano ao Eoceno alinhadas de Cabo Frio a Poços de Caldas juntamente com bacias tafrogênicas cenozóicas, o desvio da li-

nha de costa na altura do paralelo 23°S acompanhado da forte inflexão do gradiente gravimétrico costeiro e a ocorrência do Alto de Cabo Frio separando as bacias de Campos e de Santos, sugerem a conexão daquela descontinuidade com estes elementos constituintes do Alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas tratado no capítulo anterior.

Deve-se ressaltar que perto de 50% dos dados sísmicos confiáveis, apresentados no mapa (2) de epicentros, além de cerca de 40% dos relatos de sismos, indicados no mapa (1) sísmotectônico, se posicionam nas proximidades ou coincidentes com o alinhamento referido. Desta forma considera-se a forte possibilidade de relação entre estes eventos e esta descontinuidade.

Caso se confirmem as proposições de Sadowski (1976) e Sykes (1978) a respeito da geração de estruturas transversais oceânicas a partir de zonas de fraqueza crustais reativadas com a fragmentação continental, comentadas no capítulo 4, ao que tudo indica, ter-se-ia no alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas a estrutura primária que poderia ter favorecido o desenvolvimento do lineamento do Rio de Janeiro reconhecido por Kumar et al. (1977). Na margem continental do sudeste brasileiro, entre o alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas e o lineamento do Rio de Janeiro em crosta oceânica, Kowsmann et al. (1982) caracterizaram, em segmento concordante com ambas as estruturas citadas, a presença de crosta transicional, referida pelos autores como continuidade para oeste do lineamento oceânico em questão.

Em conjunto a disposição alinhada do forte gradiente gravimétrico linear, do magmatismo alcalino meso-cenozóico, das bacias tafrogênicas continentais cenozóicas, do acentuado deslocamento da linha de costa, do Alto de Cabo Frio, do segmento caracterizado por crosta transicional e do lineamento do Rio de Janeiro parece se configurar como uma grande descontinuidade, análoga, de certa forma, àquelas relacionadas por Sykes (1978) à atividade sísmica intraplaca próxima às margens continentais, como o alinhamento Boston-Ottawa, na costa leste da América do Norte.

Na região sudeste brasileira acredita-se ser com esta descontinuidade uma das mais prováveis associações de eventos sísmicos, apesar das imprecisões epicentrais e também da ausência de determinações de planos focais. A possibilidade desta relação foi colocada também por Sadowski e Dias Neto (1981), sendo considerada por Berrocal et al. (1984).

Com a observação do mapa (3) constata-se que, apesar do maior número de sismos se localizar a norte do paralelo 24°S, não houve possibilidade de caracterização de um segmento onde tivesse ocorrido uma maior liberação de energia, como pretendido em princípio. Desta forma não se pode afirmar que ao longo do alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas tenha havido uma maior liberação de energia, apesar do posicionamento de vários eventos nas proximidades desta provável descontinuidade.

Com relação à distribuição de energia representada no mapa (3), deve-se considerar que se somada toda energia liberada pelos sismos conhecidos da região sudeste, esta representaria um único evento de 5,6 m_b , enquanto o sismo de Tubarão (28-06-1939), ocorrido a sul de Florianópolis, apresentou 5,5 m_b .

Vários eventos ocorreram coincidentes ou próximos aos limites do cráton do São Francisco, considerados nos mapas (1) e (2) deste trabalho. Entretanto recentes informações geocronológicas sugerem que este limite se posicionaria mais ao sul que os admitidos atualmente, pelo menos na área investigada por Teixeira (1985). Desta forma qualquer tentativa de correlação entre os sismos e este limite deve ser antecedida pela melhor caracterização deste.

O pequeno número de sismos conhecidos, aliado à dispersão e imprecisão destes, não favorece outras considerações sismotectônicas com as possibilidades do alinhamento Cabo Frio-Poços de Caldas.

Apesar do sismo de Sorocaba (30-10-1874) e do im

preciso relato de São Paulo (1918) coincidirem com o alinhamento estrutural do Paranapanema não é possível, com o atual nível dos conhecimentos, se considerar uma atividade sísmica ao longo desta provável descontinuidade. O mesmo parece ocorrer com os eventos e relatos de sismos do extremo sudeste do Estado de São Paulo e do Estado do Paraná, com relação aos alinhamentos estruturais-magnéticos relacionados à estruturação do Arco de Ponta Grossa por Ferreira (1982). Da mesma forma é muito difícil se defender a relação entre o limite sul do complexo Luis Alves e os dois sismos que ocorreram nas proximidades deste.

Vários sismos ocorridos na área emersa, no contexto do sistema de "rifts" da Serra do Mar, assim como na margem continental, no âmbito da Bacia de Santos, poderiam se relacionar com os produtos tafrogênicos da Reativação Wealdeniana, os quais foram fortemente condicionados pelo "trend" estrutural regional do final do Ciclo Brasileiro. Assim uma melhor caracterização das estruturas reativadas, ou mesmo geradas, no Meso-Cenozóico, e também uma maior precisão dos dados sísmicos forneceriam elementos mais confiáveis para uma associação mais segura.

Os limites entre crosta oceânica, transicional e continental (mapa 2) propostos por Kowsmann et al. (1982), os quais, se confirmados, representariam grandes descontinuidades e locais teoricamente favoráveis à liberação de esforços, praticamente não apresentaram atividade sísmica. Entretanto cabe ressaltar que somente a partir de 1975, com a instalação de estações sismográficas na região sudeste, se iniciou, de forma significativa, o registro instrumental dos eventos.

Uma certa coincidência entre eventos sísmicos e rochas alcalinas meso-cenozóicas (mapa 1) pode sugerir que as estruturas que favoreceram a ascensão do magma poderiam, ainda hoje, estarem sendo utilizadas na liberação de esforços.

As considerações sismotectônicas expostas neste estudo devem ser entendidas como hipóteses de trabalho que poderão nortear futuras investigações. Entende-se que os conhecimen-

tos relativos à atividade sísmica do sudeste brasileiro estão em seus primórdios assim como as tentativas de associação de eventos com grandes descontinuidades, caracterizadas ou prováveis, se constitui em uma abordagem mais compatível com o atual nível de conhecimento, onde as possibilidades de relação dos sismos com estruturas disruptivas reconhecíveis em superfície praticamente inexistem.

Levantamentos geofísicos regionais e de detalhe, complementando os dados existentes, poderão auxiliar de forma significativa na avaliação e caracterização destas grandes descontinuidades tectônicas profundas, nem sempre detectáveis em superfície. Do mesmo modo um número maior de estações sismográficas, adequadamente arranjadas, deverão fornecer dados mais consistentes, possibilitando uma análise sismotectônica mais segura do sudeste brasileiro.

BIBLIOGRAFIA

- Aggarwal, Y.P.; Sykes, L.R. - 1978 - Earthquakes, faults and nuclear power plants in southern New York - northern New Jersey. Science, 200: 425-429.
- AlgarTE, J.P. - 1972 - A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos estados de São Paulo e Paraná. An. XXVI Congr. Bras. Geol., 1: 65-69.
- Almeida, F.F.M.de - 1959 - Investigação sobre a natureza dos abalos observados na cidade de Fernando Prestes em abril e maio de 1959. Relatório não publicado.
- Almeida, F.F.M.de - 1960 - Relatório dirigido ao magnífico Reitor da Universidade de São Paulo sobre a atividade sísmica de Fernando Prestes. Não publicado.
- Almeida, F.F.M. de - 1961 - Relatório dirigido ao magnífico Reitor da Universidade de São Paulo sobre a atividade sísmica de Fernando Prestes. Não publicado.
- Almeida, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Div. Geol. Miner., DNPM, Bol. 241: 36 p.
- Almeida, F.F.M.de - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. An. XXIII Congr. Bras. Geol., p. 29-46.
- Almeida, F.F.M. de - 1976 - The system of continental rifts bordering the Santos Basin. Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc. 48 (Supl.): 15-26.
- Almeida, F.F.M. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M. de - 1981 - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. An. Simp. Cráton do São Fran-

cisco e suas faixas marginais, Salvador 1979. Coord. Prod. Min. 1-10.

- Almeida, F.F.M. de - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Rev. Bras. Geoc. 13(3): 139-158.
- Almeida, F.F.M. de; Picher, E. - 1959 - Relatório apresentado ao Governador do Estado de São Paulo sobre os fenômenos sísmicos na cidade de Fernando Prestes. Não publicado.
- Almeida, F.F.M.de; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. - 1973 - The pre-cambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River - In Nairn, E.M. and Stheli, F.G., Editors: The ocean basins and margins, I: 411-446. Plenum Pub. Co., New York.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. - 1975 - O lineamento de Além Paraíba. An. Acad. brasil. Ciênc. 47, 314 : 575, Rio de Janeiro.
- Almeida, F.F.M.de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.de; Fuck, R. A.- 1981 - Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sci. Rev., 17: 1-29.
- Almeida, F.F.M.de. Riccomini, C.; Dehira, L.K.; Campanha, G. A. C. - 1984 - Tectônica da Formação Itaquaquetuba na Grande São Paulo. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 1794-1808.
- Amador, E. da S. - 1975 - Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende. International Symposium on the Quaternary. An. Acad. brasil. Ciênc. 47 (Supl.): 181-225.
- Amador, E. da S.; Antunes; L.A.; Paixão, R.A. - 1978 - Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da Bacia de Resende. An. Acad. brasil. Ciênc., 50(1): 122-123.

- Amador, E. da S.; Castro, M.I.B. de - 1976 - Depósitos neo-cenozóicos da Bacia de Volta Redonda, R.J. An. XXIX Congr. Bras. Geol., 1: 307-327.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Reynolds, J.H. - 1967 - Potassium-Argon data of basaltic rocks from southern Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta., 31: 117-142.
- Anderson, E.M. - 1951 - The dynamics of faulting, 2nd.ed., Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Asmus, H.E. - 1975 - Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. Rev. Bras. Geoc., 5(3): 160-175, São Paulo.
- Asmus, H.E. - 1978 - Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que o correm nas regiões sudeste e sul do Brasil. Projeto Remac nº 4: 39-73, Rio de Janeiro.
- Asmus, H.E. - 1981 - Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente. III Simp. Reg. Geol., 1: 262-273.
- Asmus, H.E. - 1982a - Características estruturais e estratigráficas da margem continental brasileira como elementos críticos do modelo de sua evolução. 5º Congr. Latinoam. Geol., pré-impressão, 18 p.
- Asmus, H.E. - 1982b - Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 1547-1557.
- Asmus, H.E. - 1984 - Inferências, hipóteses e problemas relativos à origem e evolução da margem continental brasileira. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 1655-1671.

- Asmus, H.E.; Ferrari, A.L. - 1978 - Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Projeto Remac, nº 4: 75-88, Rio de Janeiro.
- Asmus, H.E.; Porto, R. - 1980 - Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 1: 225-239.
- Assumpção, M. - 1981 - The N.W Scotland earthquake swarm of 1974. Geophys. J.R. Astr. Soc., 67: 577-586.
- Assumpção, M. - 1983 - A regional magnitude scale for Brazil. Bull. Seism. Soc. Am. 73: 237-246.
- Assumpção, M.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H. - 1979 - O Terremoto de São Paulo de 1922. Atas 2º Simp. Reg. Geol., Rio Claro, SP, 1: 321-329.
- Assumpção, M.; Dias Neto, C.M.; Berrocal, J.; Antezana, R.; França, H.; Ortega, R. - 1980 - Sismicidade do Sudeste do Brasil. An. XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, 2: 1075 - 1092.
- Assumpção, M.; Ortega, R.; Berrocal, J.; Veloso, J.A. - 1983 - O sismo de Codajás-AM, de 5.8.1983. Rev. Bras. Geof., 2: 39-44.
- Assumpção, M.; Suarez, G.; Veloso, J.A. - 1985 - Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. Tectonophysics, 113: 283-293.
- Australian Department of Natural Resources - 1977 - Gravity map of Australia (1:50.000), Sydney, Austrália.
- Basei, M.A.S.; Vlach, S.R.F. - 1981 - O enxame de diques da Região de Cunha-Lagoinha, SP. III Simp. Reg. Geol., 1: 305-309.

- Bassini, A.M.; Ortega, R.; Peres, A.B.; Seixas, N. - 1984 - Abalos sísmicos sentidos na região meridional do Brasil em 1982. Rev. Bras. Geof., 2: 85-94.
- Bath, M. - 1973 - Introduction to Seismology. Cap. 4.4 e 4.5, Halsted Press, New York.
- Berrocal, J.; Hamza, V.M. - 1977, 1978, 1979 - Atividade sísmica em Nuporanga. Relatórios 1, 2 e 3 do IAG-USP. Não publicados.
- Berrocal, J.; Antezana, R. - 1981 - Fundamentos de sismologia, sísmicidade e engenharia sismológica II. IAG-USP.
- Berrocal, J.; Hamza, V.M.; Antezana, R. - 1978 - Sísmicidade induzida por poços artesianos. An. XXX Congr. Bras. Geol. Bol. nº 1. Resumos p. 229.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H. - 1979-1981 - Regionalização Sísmica do Brasil. Relatório I e Relatório Científico Final, IAG-CNEN. Não publicado.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H.; Veloso, J.A.V. - 1984 - Sísmicidade do Brasil. IAG-USP-CNEN, 320 p.
- Bigarella, J.J. - 1971 - Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. Bol. Inst. Geogr. Geol., São Paulo, 1: 1-22.
- Boletim Sísmico Brasileiro - 1983 - Rev. Bras. Geof. 1:121-125; 2: 51-54.
- Boletim Sísmico Brasileiro - 1984 - Rev. Bras. Geof., 2:127-130.
- Bollinger, G.A. - 1973 - Seismicity and crustal uplift in the southeastern United States. Am. J. Sci., 273-A: 396-408.
- Branner, J.C. - 1912 - Earthquakes in Brazil. Bull. Seism. Soc. Am., 2(2): 105-117.

- Branner, J.C. - 1915 - Geologia Elementar. 2a. ed.: 153-156.
- Branner, J.C. - 1920 - Recent Earthquakes in Brazil. Bull. Seism. Soc. Am., 10: 90-104.
- Browitt, C.W.A. - 1975 - Report on the First International Symposium on Induced Seismicity - Banff, Alberta. Unpublished report.
- Capanema, G.S. - 1859 - Quais as tradições ou vestígios geológicos que nos levem à certeza de ter havido terremotos no Brasil? Rev. Inst. Hist. Geogr. Bras., 22: 135-159.
- Carder, C.F. - 1945 - Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940 - 1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity. Bull. Seismol. Soc. Am., 35: 175 - 192.
- Chandra, U. - 1977 - Earthquakes of peninsular India - A seismotectonic study. Bull. Seismol. Soc. Am., 67: 1387-1413.
- Coimbra, A.M.; Riccomini, C.; Melo, M.S. - 1983 - A Formação Itaquaquecetuba: evidências de tectonismo no Quaternário Paulista. IV Simp. Reg. Geol., 253-266.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - 1976 - Projeto Vale do Paraíba do Sul. Convênio DNPM-CPRM. Mapa Geológico (Esc. 1:500.000), Belo Horizonte.
- Coutinho, J.M.V. - 1980 - Relações litológicas e estruturais da Bacia de São Paulo com o pré-cambriano circunvizinho. Mesa Redonda. Aspectos Geol. e Geotec. da Bacia de São Paulo. ABGE-SBG: 15-28, São Paulo.
- Damasceno, E.C. - 1966 - Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da Região de Ubatuba, Estado de São Paulo. An. Acad. brasil. Ciênc., 38(2): 293-304.

- Davino, A. - 1976 - Levantamentos geofísicos na Serra de Araçoiaba e arredores, Estado de São Paulo. An. Acad. brasil. Ciênc. 48(3): 531-545.
- Doyle, H.A.; Everingham, I.B.; Sutton, D.J. - 1968 - Seismicity of the Australian Continent. J. Geol. Soc. Aust., 15: 295-312.
- Duda, S.J. - 1965 - Regional seismicity and seismic wave propagation from records at the Tonto Forest Seismological Observatory, Payson, Arizona. Ann. di Geofis., 18: 365-397.
- Dulenba, J.L. - 1975 - Activité sismique de la vallée du Rio Grande (Brésil). An. Acad. brasil. Ciênc., 47: 101-103.
- Ebert, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. In: Almeida et al. (1973). Geol. Rundschau, 45: 471-519.
- Fainstein, R.; Milliman, J.D.; Jost, H. - 1975 - Magnetic character of the Brazilian continental shelf and upper slope. Rev. Bras. Geoc., 5(3): 198-211.
- Fairhead, J.D.; Girdler, R.W. - 1971 - The seismicity of África. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 24: 271-301.
- Ferreira, C.S.; Santos, A.S. - 1982 - Novos dados sobre a geocronologia da Formação Tremembé, Vale do Paraíba, SP, com base palinológica. An. Acad. brasil. Ciênc., 54(1): 264.
- Ferreira, F.J.F. - 1982 - Alinhamentos estruturais - magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. Geol. Bacia do Paraná, CESP-IPT: 143-166.
- Ferreira, F.J.F.; Algarte, J.P. - 1979 - O comportamento aeromagnetométrico-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná. II Simp. Reg. Geol. 2: 195-208.

- Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. - 1981 - Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. III Simp. Reg. Geol., 1: 226-240.
- Ferreira, J.M.; Assumpção, M.S. - 1983 - Sismicidade do Nordeste do Brasil. Rev. Bras. Geof., 1: 67-88.
- Fletcher, J.B.; Sbar, M.L.; Sykes, L.R. - 1978 - Seismic trends and travel-time residuals in eastern North America and their tectonic implications. Geol. Soc. Am. Bull., 89(11): 1656-1676.
- Francheteau, J.; Le Pichon, X. - 1972 - Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 56: 991-1007.
- Freitas, R.O. de - 1957 - Tectônica e geologia do Vale do Paraíba. Publ. 11, Geol. 4, Esc. Eng. S.Carlos, 40 p.
- Fúlfaro, V.J. - 1974 - Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. Bol. IGUSP, 5: 129-138.
- Fúlfaro, V.J.; Suguio, K.; Ponçano, W.L. - 1974 - A gênese das planícies costeiras paulistas. An. XXVIII Congr. Bras. Geol. Porto Alegre, 3: 37-42.
- Gama, A. - 1910 - Tremor de terra no Brasil e sua origem provável. An. 1º Congr. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 4: 153-178.
- Geological Society of Australia - 1971 - Tectonic map of Australia and New Guinea (1:5.000.000), Sidney, Austrália.
- Gorini, M.A.; Bryan, G.M. - 1976 - The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil. An. Acad. brasil.Ciênc., 48: 101-119.

- Gupta, H.K.; Rastogi, B.K. - 1976 - Dams and earthquakes. *Develop. Geotec. Engin.* 11 - 229 p.
- Gutenberg, B.; Richter, C.F. - 1956 - Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofísica*, 9: 1-15.
- Haberlehner, H. - 1978 - Análise sismotectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. ABGE, 1: 297-329, São Paulo.
- Haraly, N.L.E.; Hasui, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 374-385.
- Haraly, N.L.E., Hasui, Y.; Kaul, P.F.T. - 1982 - Dados gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 64-67.
- Haraly, N.L.E.; Hasui, Y.; Mioto, J.A.; Hamza, V.M.; Rodrigues, C.R.V. - 1984 - Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Vol. Djalma Guimarães, Bol. Esp. SBG, no prelo.
- Hasui, Y. - 1979 - Quadro geotectônico e estrutural da sismicidade de natural. Simp. sobre Sism. Nat. Ind. - ABGE - CESP:9-13.
- Hasui, Y.; Ponçano, W.L. - 1978a - Geossuturas e sismicidade no Brasil. An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. ABGE, 1: 331-338.
- Hasui, Y. ; Ponçano, W.L. - 1978b - Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. An. XXX Congr. Bras. Geol., 1: 368-381, Recife.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. - 1975 - The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4): 257-266.

- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Giancursi, F.D.; Gusso, G.L.N. - 1976 - Condicionamento tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo. An. XXIX Congr. Bras. Geol., 4: 257-268.
- Hasui, Y. et al. - 1978a - Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo, IPT do Estado de São Paulo S/A. Pub. nº 1106 (Monografias 1) 78 p., São Paulo.
- Hasui, Y.; Gimenez, A.F.; Melo, M.S. - 1978b - Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. An. XXX Congr. Bras. Geol., 1: 382-392, Recife.
- Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Stein, D.P.; Melo, M.S. - 1978c - Os falhamentos e a sismicidade natural da região das serras da Mantiqueira e do Mar. An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. ABGE, 1: 353-357.
- Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Mioto, J.A.; Melo, M.S. - 1982 - Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna. IPT - Monografias 7: 149 p.
- Higashi, T. - 1978 - Investigações geotérmicas em um poço que provocou abalos sísmicos. IAG-USP. Não publicado.
- Illies, J.H. - 1970 - Graben tectonics as related to crust mantle interaction. In: Graben Problems. Intern. Upper Mantle Project, Scientific Rep., 27: 4-27. Stuttgart.
- Junner, N.R. - 1941 - The Accra earthquake of 22nd. June, 1939. Bull. Gold Coast Geol. Surv., 13: 1-67.
- Kaul, P.F.T. - 1980 - O cráton de Luis Alves. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2677-2683.
- Kaul, P.F.T.; Teixeira, W. - 1982 - Archean and early Proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states,

- south-southeastern Brazil: An outline of their geological evolution. An. ISAP. Rev. Bras. Geoc., 12(1, 2 e 3): 172-182.
- King, G. - 1980 - A fault plane solution for the Carlisle earthquake, 26 December 1979. Nature, 286: 142-143.
- Kowsmann, R.O.; Costa, M.P.A.; Boa Hora, M.P.P. da; Almeida, H.P. de; Guimarães, P.P.D. - 1982 - Geologia estrutural do Platô de São Paulo. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 4: 1558-1569.
- Krenkel, E. - 1923 - Die Seismizität Afrikas. Zentralbl. Mineral. Geol. Paleontol. (in Sykes, 1978), 6: 173-183.
- Kumar, N.; Gambôa, L.A.P.; Schriber, B.C.; Mascle, J. - 1977 - Geologic history and origin of São Paulo Plateau (South-eastern Brazilian margin), comparison with the Angola margin, and the early evolution of the South Atlantic In: Supko, P.R. et al. Initial reports of the deep sea drilling project. Washington. U.S. Government Printing Office, 39: 927-945.
- Larson, R.L. - 1977 - Early Cretaceous break up of Gondwanaland of western Australia. Geology, 5: 57-60.
- Le Bas, M.J. - 1971 - Pre-alkaline volcanism, crustal swelling, and rifting. Nature Phys. Sci., 230: 85-87.
- Le Pichon, X.; Sibuet, J.C.; Francheteau, J. - 1977 - The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics, 38: 169-209.
- Leyden, R.; Asmus, H.E.; Zembruski, S.G.; Bryan, G.M. - 1976 - South Atlantic diapiric structures. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Okla, 60: 196-212.
- Lima, M.R.; Amador, E.S. - 1983 - Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. An. VIII Congr. Bras. Paleontologia, no prelo.

- Lima, M.R.; Salard-Cheboldaeff, M.; Suguio, K. - 1983 - Etude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (Etat de São Paulo, Brésil). D'après les échantillons du sondage n° 42 du CNP. An. VIII Congr. Bras. Paléontologia, no prelo.
- Lima, M.R.; Vespucci, J.B.O.; Suguio, K. - 1985 - Estudo palinológico de uma camada de linhito da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil. An. Acad. brasil. Ciênc., 57(2): 183-197.
- Maasha, N. - 1975 - The seismicity and tectonics of Uganda. Tectonophysics, 27: 381-393.
- Maffei, F.J.; Pichler, E. - 1959 - Estudo de vibrações no solo na cidade de Fernando Prestes. IPT. Relatório n° 2908. Não publicado.
- Marques Filho, P.L.; Sobanski, A.; Lopes, J.U. - 1971 - Fenômenos de descompressão nos túneis do aproveitamento Capivari-Cachoeira. 3º Sem. Paul. Geol. Apl.: 105-133.
- Marques Filho, P.L. - 1981 - Sismos induzidos: os fenômenos observados na usina hidrelétrica subterrânea Governador Parigot de Souza (Capivari - Cachoeira). An. 2º Congr. Bras. Geol. Eng. 20 p..
- Mattauer, M.; Proust, F.; Tapponnier, P. - 1972 - Major strike slip fault of late Hercynian age in Morocco. Nature, 237: 160-162.
- Meis, M.R.M. de; Amador, E. da S. - 1977 - Contribuição ao estudo do Neoceno-zóico da Baixada da Guanabara. Formação Macacu. Rev. Bras. Geoc. 7(2): 150-174, São Paulo.
- Melo, M.S. - 1984 - Géologie du Bassin de Resende et contribution à l'évolution du système de rift du SE du Brésil. Rapport de D.E.A., Université d'Aix - Marseille I et II, 62 p..

- Mendiguren, J.A. - 1979 - Estudos sobre sismicidade induzida desenvolvidos na Universidade de Brasília. Simp. sobre Sism. Nat. e Ind. ABGE-CESP: 49-67.
- Mendiguren, J.A. - 1980 - A procedure to resolve areas of different source mechanism when using the method of composite nodal plane solution. Bull. Seism. Soc. Am. 70(4): 985-998.
- Mendiguren, J.A.; Richter, F.M. - 1978 - On the origin of compressional intraplate stresses in South America. Phys. Earth Planet. Interiors, 16: 318-326.
- Milanovsky, E.E. - 1972 - Continental rift zones: their arrangement and development. Tectonophysics. 15: 65-70.
- Mioto, J.A. - 1984 - Mapa de riscos sísmicos do sudeste brasileiro. Monografias 10 IPT, 48 p..
- Moraes, L.J.; Malamphy, M.C. - 1937 - Geologia e movimentos sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais. Bol. 17 - DNPM.
- Nishenko, S.P.; Sykes, L.R. - 1979 - Fracture zones, mesozoic rifts and the tectonic setting of the Charleston, South Carolina earthquake of 1886 (abstract). EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 18: 310.
- Nuttli, O.W. - 1973 - Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. J. Geophys. Res., 78: 876-885.
- Nuttli, O.W. - 1979 - Seismicity of the central United States. Geol. Soc. Amer. Rev. Eng. Geol. IV: 67-93.
- Nuttli, O.W.; Bollinger, G.A.; Griffiths, D.H. - 1979 - On the relation between Modified Mercalli intensity and body-wave magnitude. Bull. Seismol. Soc. Am., 69: 893-909.

- Pitman, W.C.; Talwani, M. - 1972 - Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., 83: 619-646.
- Ratchiffe, N.M. - 1971 - The Ramapo fault system in New York and adjacent northern New Jersey: A case of tectonic heredity. Geol. Soc. Amer. Bull., 82: 125-142.
- Richter, C.F. - 1958 - Elementary Seismology. A series of books in geology. Ed. James Gilluly and A.O. Woodford, 768 p.
- Riccomini, C.; Melo, M.S.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Mito, J.A.M.; Hasui, Y. - 1983 - Sobre a ocorrência de um derame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. Atas 4º Simp. Reg. Geol. (Resumos): 23-24.
- Rod, E. - 1962 - Fault pattern, northwest corner of Sahara Shield. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 46: 529-552.
- Rothé, J.P. - 1954 - La zone sêismique médiane Indo - Atlantique. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 222: 387-397.
- Ruellan, F. - 1944 - Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e regiões vizinhas. Rev. Bras. Geogr., ano VI, 4: 445-509, Rio de Janeiro.
- Sadowski, G.R. - 1976 - Ativação de plataforma na América do Sul e as zonas de fratura do Atlântico Sul. An. XXIX Congr. Bras. Geol. 4: 13-23.
- Sadowski, G.R.; Csordas, S.M.; Kanji, M.A. - 1978 - Seismicidade da plataforma brasileira. An. XXX Congr. Bras. Geol. 5: 2347-2361, Recife.
- Sadowski, G.R.; Dias Neto, C.M. - 1981 - Lineamento tectônico de Cabo Frio. Rev. Bras. Geoc. 11(4): 209-212.
- Sampaio, T. - 1919 - Tremores de terra no recôncavo da Bahia de Todos os Santos. Rev. Inst. Geogr. e Hist. da Bahia 26 (45): 211-222.

- Sbar, M.L.; Sykes, L.R. - 1973 - Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: An example of intra-plate tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1861-1882.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. - 1981 - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais (Esc. 1: 2.500.000). DNPM-MME.
- Senna, N. - 1906 - Há vulcões no Brasil continental? An. Minas Gerais: 195-199.
- Silveira, A.A. - 1906 - Os tremores de terra em Bom Sucesso. Impr. Of. Est. Minas Gerais. 137 p., Belo Horizonte.
- Silveira, A.A. - 1920 - Os tremores de terra em Bom Sucesso. Impr. Of. Est. Minas Gerais - 2: 197 p., Belo Horizonte.
- Silveira, A.A. - 1924 - Narrativas e Memórias. Impr. Of. Est. Minas Gerais, 2º volume, Belo Horizonte.
- Simpson, D.W. - 1976 - Seismicity changes associated with reservoir loading. In: W.G. Milne, Induced Seismicity. Eng.Geol. 10(2/4): 123-150.
- Sternberg, H.O. - 1953 - Sismicidade e morfologia da Amazônia brasileira. Bol. Geogr., 117, ano XI: 595-600.
- Street, R.L.; Turcotte, F.T. - 1977 - A study of northeastern North American spectral moments, magnitudes, and intensities. Bull. Seismol. Soc. Am., 67: 599-614.
- Suguio, K. - 1969 - Contribuição à geologia da Bacia de Taubaté. Tese de Doutorado - Fac. Fil. Ciênc. Let. - USP. Bol. nº Especial: 106 p., São Paulo.
- Suguio, K. - 1971 - Estudo dos troncos de árvores "linhitificados" dos aluviões antigos do Rio Pinheiros (São Paulo), sig

- nificado geocronológico e possivelmente paleoclimático. An. XXV Congr. Bras. Geol., 1: 63-65.
- Suguio, K. - 1980 - Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo. Mesa redonda. Aspec. Geol. e Geotec. da Bacia de São Paulo. ABGE-SBG: 25-32, São Paulo.
- Suguio, K.; Takahashi, L.I. - 1970 - Estudo dos aluviões antigos dos Rios Pinheiros e Tietê-SP. An. Acad. brasil. Ciênc., 42 (3): 555-570, Rio de Janeiro.
- Suguio, K. et al. - 1971 - Novos dados sedimentológicos dos aluviões antigos do Rio Pinheiros e seu significado na interpretação do ambiente deposicional. An. XXV Congr. Bras. Geol. (Bol. Resumos): 24-25, São Paulo.
- Sykes, L.R. - 1970 - Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia. J. Geophys. Res., 75: 5041-5055.
- Sykes, L.R. - 1978 - Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism post-dating continental fragmentation. Rev. Geophys. Space Phys., 16: 621-688.
- Sykes, L.R. - 1980 - Earthquakes and other processes within lithospheric plates and the reactivation of pré-existing zones of weakness: in The Continental Crust and its Mineral Deposits. D.W. Strangway ed. Geol. Assoc. Canada. Special Paper 20: 215-237.
- Sykes, L.R.; Landisman, M. - 1964 - The seismicity of East Africa, the Gulf of Aden and the Arabian and Red seas. Bull. Seismol. Soc. Am., 54: 1927-1940.
- Sykes, L.R.; Sbar, M.L. - 1974 - Focal mechanism solution of intraplate earthquakes and stresses in the lithosphere: in

- Kristjansson, L. ed., Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area, D. Reidel, Hingham, Mass: 207-224.
- Tarr, A.C. - 1977 - Recent seismicity near Charleston, South Carolina, and its relationship to the August 31, 1886, earthquake. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1028-D: 43-57.
- Teixeira, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, IG-USP. 207 p..
- Thomaz Fº, A.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. - 1976 - Aplicação do método Rb/Sr na datação de rochas sedimentares argilosas na Bacia do Paraná. An. XXIX Congr. Bras. Geol., 4: 289-302.
- Torquato, J.R. - 1976 - Geotectonic correlation between SE Brazil and SW Africa. An. Acad.brasil. Ciênc., 48 (Supl.): 353-347.
- Ulbrich, H.H.G.J.; Gomes, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. Earth-Sci. Rev., 17: 135-154.
- Vargas, M.; Hsu, S. - 1971 - Relatório de visita à obra Capivari - Cachoeira em 02.06.71. Memorando CC 25 de 07.06.71 à Copel 2 p..
- Veloso, J.A.V.; Mendigueren, J.A. - 1980 - Rede Sismológica de Alcançe Nacional Coordenada pela Universidade de Brasília - Situação Atual e Perspectivas Futuras. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 2: 1207-1213.
- Yang, J.P.; Aggarwal, Y. - 1977 - Seismotectonics of eastern North America, 2, Northern New York and southern Quebec region (abstract). EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 58: 432 p..
- Zoback, M.L.; Zoback, M. - 1980 - State of stress in the conterminous United States. J. Geophys. Res., 85, B 11: 6113-6156.

ANEXO I - ESCALA DE INTENSIDADE MERCALLI MODIFICADA (sintetizada e reescrita) (Richter, 1958)

- I - não sentido. Efeitos marginais e de período-longo de grandes terremotos.
- II - sentido por pessoas em descanso, em andares superiores, ou lugares favoráveis.
- III - sentido no interior de casas; objetos suspensos oscilam; vibrações análogas à passagem de caminhões leves; duração estimada; pode não ser reconhecido como um terremoto.
- IV - objetos suspensos oscilam; vibrações análogas à passagem de caminhões pesados; sensação ou balanço como se uma bola pesada se chocasse contra uma parede; automóveis parados oscilam; janelas, pratos e portas vibram; vidros tinem; louças de barro chocam-se; no máximo do índice IV paredes e armações de madeira rangem.
- V - sentido fora das casas; direção estimada; pessoas acordam; líquidos são perturbados; pequenos objetos instáveis se deslocam ou tombam; portas oscilam, abrindo e fechando; venezianas e quadros se movem; relógios de pêndulo param, recomeçam ou mudam a marcha.
- VI - sentido por todos; muitos se apavoram e correm para a rua; pessoas caminham com dificuldade; janelas, pratos e artefatos de cristal (vidro) se quebram; bibelôs, livros, etc. caem das prateleiras; quadros se desprendem das paredes; mobílias se movem ou caem; estuque ou parede D* racham; pequenos sinos badalam (igrejas; escolas); árvores e arbus-tos se sacodem (visível ou audível)**.
- VII - dificuldade das pessoas se manterem em pé; notado pelas pessoas que dirigiam carros; objetos suspensos vibram; mô-veis se quebram; avaria na parede D* incluindo rachadu-

ras; chaminés fracas se quebram na linha do telhado; queda de estuque, tijolos soltos, pedras, telhas e adornos no topo de muros (também paraapeitos não resistentes e ornamentos arquitetônicos)**. Algumas rachaduras em parede C*; ondas em lagos; água se turva com argila; pequenos escorregamentos e desabamentos ao longo de bancos de areia e cascalho; grandes sinos badalam; avaria em valas de irrigação de concreto.

- VIII - controle de carros afetado; avaria em parede C*; colapso parcial; alguma avaria em parede B*, nada com parede A*; queda de estuque e reboco de paredes; torção e queda de chaminés, monumentos, torres e reservatórios aéreos (caixa d'água); casas pré-fabricadas se movem se não tiverem fixas às fundações; paredes soltas (divisórias, painéis) caem; galhos de árvores se quebram; mudanças no fluxo e temperatura de fontes e poços; fendas em solos úmidos e em vertentes escarpadas.
- IX - pânico geral; parede D* destruída; parede C* bastante avariada, às vezes completamente colapsada; parede B* seriamente avariada (avaría geral em fundações)**; suporte de estruturas, quando não fixadas, deslocam-se das fundações; suporte de estruturas rangem; sérias avarias em reservatórios; canos sob o chão se partem; notáveis rachaduras no solo; em áreas de aluvião areia e argila são ejetadas em fontes de terremotos, formando crateras arenosas.
- X - a maioria das paredes e suportes de estruturas são destruídas com suas fundações; algumas estruturas e pontes de madeira bem construídas são destruídas; sérias avarias em barragens, diques e aterros; grandes deslizamentos de terra; água é jogada para as margens em canais, rios, lagos, etc.; areia e argila se deslocam horizontalmente nas praias e terras planas; trilhos ligeiramente entortados.
- XI - trilhos fortemente entortados; sistema de encanamentos completamente destruído.

XII - avaria praticamente total; grandes massas de rocha deslocadas; topografia afetada; objetos atirados ao ar.

- * - Parede A: Bem feita, acabada e projetada; reforçada especialmente nas laterais, e amarrada com aço, concreto, etc.; projetada para resistir forças laterais.
- Parede B: Bem feita e acabada; reforçada, mas não projetada em detalhes para resistir a forças laterais.
- Parede C: Fabricação e acabamento simples; nenhuma fraqueza extrema, como cantos não presos, porém não reforçada, nem projetada contra forças horizontais.
- Parede D: Material fraco, mal acabado; padrões baixos de fabricação; horizontalmente fraca.

** Comentários e adições por C.F. Richter.

ANEXO II - LISTAGEM DOS EVENTOS SÍSMICOS OCORRIDOS NA REGIÃO SU-
DESTE DO BRASIL (1767-1983)

Abreviaturas utilizadas

- EPI - Epicentro
EVS - Eventos
IBI - Intensidade Epicentral Inferida
H - Profundidade Focal em km

ISS - International Seismological Summary
ISC - International Seismological Centre
IAG - Instituto Astronômico e Geofísico da USP
ESB - Estação Sismológica de Brasília

Categorias de Magnitude (ver item 6.2)

- 0 - m_b telessísmico (Gutenberg e Richter, 1956)
1 - m_R - estimativa de m_b com estações regionais (Assumpção, 1983)
2 - média de m_b com m_R
3 - m_b estimado pela área afetada
4 - m_b inferido

fontes: Berrocal et al. (1984) - (1767-1981)

Boletim Sísmico Brasileiro (1983, 1984) - (1982-1983)

N.	DATA			H. LOCAL			COORD. GEOGR.		ERRO	LOCALIDADE	ESTADO	INT.MM	CAT.	MAGNITUDE		A.AFET.	COMENTÁRIOS (FONTE)
	ANO	MES	DIA	H	M	S	LAT.S	LONG.W						m_b	TIPO	10^3 km^2	
1	1767	08	01	20			20.31	40.33		VITÓRIA	ES	V	C				EPI.NO ALTO VIT-TRINDADE?
2	1789	05	09				25.01	47.94		CANANÉIA	SP	V-VI	C				
3	1824						21.98	44.88		CAXAMBU	MG	IV-V	C				
4	1839	07	15	23			21.84	45.39		CAMPANIA	MG	IV	C				
5	1840						21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				VÁRIOS EVENTOS
6	1845	04	19	23			25.52	48.51		PARANAGUÁ	PR		C				
7	1861	07	30	03			22.20	44.95		POUSO ALTO	MG		C				
8	1861	07	31	01			22.60	45.20	50	LORENA	SP	V	B	4.4	3	52.0	
9	1863	04	08	23	45		21.93	45.25	20	CAMPANIA	MG	IV	B	3.6	3	1.5	
10	1867	08					20.01	47.40		JAGUARA	MG		C				VÁRIOS EVENTOS
11	1874	10	30	09	30		23.50	47.50	10	SOROCABA	SP	V	B	3.6	3	1.7	
12	1882	10	21				21.79	46.58		P.DE CALDAS	MG	IV	C				
13	1883	02	21				21.86	42.67		A. PARAÍBA	MG	III	C				
14	1884	07	05	04	20		22.23	45.94		POUSO ALEGRE	MG		C				
15	1886	05	09	15	15		22.66	43.69	20	S.PEDRO-S.P.	RJ	V	A	4.3	3	23.0	ÁREA IV= 4700 km ²
16	1887	08	27	08	20		25.52	48.51		PARANAGUÁ	PR	IV	C				
17	1898	02	25	01			26.93	49.06		BLUMENAU	SC		C	3.9	3	5.4	
18	1898	04					20.37	43.41		MARIANA	MG		C				VÁRIOS EVENTOS
19	1901	04	04	13			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				
20	1901	04	05	05			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				
21	1901	06	01	23			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				
22	1901	09	04	18			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				
23	1902	06	29	10			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C				
24	1902	06	29				21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C				DOIS EVENTOS
25	1902						21.46	47.00		MOXÓCA	SP		C				SENTIDO EM PIRIAL?
26	1904						21.65	41.76		SÃO FIDELIS	RJ	IV	C				
27	1906	11	24	19	30		21.31	46.80		GUARANÉSIA	MG		C				
28	1906	12	04	08			20.95	43.80		CARANHAÍ	MG	IV-V	C				
29	1906						21.65	41.76		SÃO FIDELIS	RJ	IV	C				
30	1908	04					20.37	43.41		MARIANA	MG		C				
31	1911	03	30	11			21.65	41.76		SÃO FIDELIS	RJ	IV	C				
32	1915	02	02				24.18	46.70		ITANHAÉM	SP	IV-V	C				
33	1916						21.26	48.69		ITERN. PAUSTUB	SP		C				
34	1917	05	05	04	50		21.60	41.50	50	CAMPOS	RJ	V	B	4.5	3	70.0	
35	1917						20.72	46.61		PASSOS	MG	V	C				
36	1918						23.53	46.62		SÃO PAULO	SP	IV	C				
37	1919	06	05	01	20		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV-V	C				
38	1919	08	05	06			25.01	47.94		CANANÉIA	SP	IV-V	C				RIO DAS MINAS?
39	1919	11	28	19	30		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C				
40	1920	01	31	08	10		21.03	44.75	10	BOM SUCESSO	MG	VI	B	4.0	3	9.5	
41	1920	01	31	20	08		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C				
42	1920	02	01	01	35		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV-V	C				VÁRIOS EVENTOS
43	1920	02	09	13	20		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C				
44	1920	02	17	08	30		21.10	44.92		PEDRA NEGRA	MG		C				

N.	DATA			H. LOCAL			COORD. GEOGR.		ERRO	LOCALIDADE	ESTADO	INT.MM	CAT.	MAGNITUDE		A.AFET.	COMENTÁRIOS	
	ANO	MES	DIA	H	M	S	LAT.S	LONG.W	KM					m_b	TIPO	10^3 km^2	(PONTE)	
45	1920	02	18	12			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C					
46	1920	03	11	19	15		21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG	IV	C					
47	1922	01	26	23			20.68	44.58		ENTRE RIOS	MG		C					
48	1922	01	27				20.68	44.58		ENTRE RIOS	MG		C					DOIS EVS. ANTES DE OHSOM
49	1922	01	27	03	50	40	22.17	47.04	40	MOGI GUAÇU	SP	VI	A	5.1	3	250.0		(ASSUMÇÃO ET AL., 1979)
50	1935	01	06				21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C					
51	1935	10	17				21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C					
52	1935	10	21	07	40		21.03	44.75	10	BOM SUCESSO	MG	V-VI	C	3.7	3	2.8		
53	1935	10	22	20			21.03	44.75		BOM SUCESSO	MG		C					
54	1939	06	28	08	32	22	29.00	49.00	90	TUBARÃO	SC	VI	A	5.5	3	1100		(ISS.IAG) I.E.I.-VII MM
55	1946	07	18	04	15		25.10	47.70	30	CANANETÁ	SP	IV-V	A	4.6	3	60.0		ÁREA IV = 25000 km^2
56	1946						20.72	46.61		PASSOS	MG	V	C					02.02.1947?
57	1947	02	02	01			21.35	46.71		GUAXUPÉ	MG	IV	C					
58	1947						21.79	46.58		P. DE CALDAS	MG	IV	C					02.02.1947?
59	1950	02	27	08	58		21.82	46.71	20	P. DE CALDAS	MG	V	C	3.9	3	6.0		
60	1957						20.34	49.19		ICPM	SP		C					(ESB)
61	1959	05	25	20	08		21.26	48.69		FERN. PRESTES	SP	IV-V	C					INDUZIDO POÇO ARTESIANO?
62	1959	05	27	14	05		21.26	48.69		FERN. PRESTES	SP	IV-V	C					INDUZIDO POÇO ARTESIANO?
63	1959	05	29	03	55		21.26	48.69		FERN. PRESTES	SP	IV-V	C					INDUZIDO POÇO ARTESIANO?
64	1960	02	27				21.26	48.69		FERN. PRESTES	SP		C					VÁRIOS-INDUZIDOS P.ART.?
65	1961	06	11				22.05	44.97		CAXAMBU	MG		C					
66	1962	01	16	23	27	44	22.93	43.23	3	RIO DE JANEIRO	RJ	V	B	3.2	3	0.3		
67	1963						20.63	46.32		REG. FURNAS	MG		C					
68	1964	03	21				20.51	45.59		PONTIVILA	MG	IV	C					DOIS EVENTOS
69	1966	11	15	05			20.60	46.00		REG. FURNAS	MG	IV-V	C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
70	1966						20.60	45.46		TIMBONE	MG		C					ANODUIDOSO; VÁRIOS
71	1967	03	22	21	12	15	23.30	45.00	20	CLIMA	SP	VI-VII	A	4.1	0	30.0		REGISTR. POR AREQUIPA
72	1967	08	05	06	56	10	22.85	43.12	10	SÃO GONÇALO	RJ	V-VI	B	3.6	1	2.7		(ESB)
73	1967	08					22.03	45.84		SILVIANÓPOLIS	MG		C					
74	1967						21.47	46.40		CADO VERDE	MG		C					
75	1970	12					20.28	44.75	3	C. DO CAJURU	MG	IV	B	3.4	3	0.7		INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
76	1971	02	11				25.10	48.90		CAPIV-CACHOE	PR	IV	C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
77	1971	03					25.25	48.80		CAPIV-CACHOE	PR	V-VI	C					VÁRIOS- INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
78	1971	05	21	13			25.10	48.90		CAPIV-CACHOE	PR	VI	C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
79	1971	08	08	10	32	39	20.28	44.75		C. DO CAJURU	MG	V-VI	C	3.5	4			INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
80	1971	08	08				25.25	48.80		CAPIV-CACHOE	PR		C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
81	1972	01	23	00	03	51	20.28	44.75	5	C. DO CAJURU	MG	VI	B	3.7	1	3.2		INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
82	1972	04	08	01	20		22.91	43.21		RIO DE JANEIRO	RJ		C					
83	1972	10	24	12	36	36	21.72	40.53	30	CAMPOS	RJ	V	A	4.8	2	210.0		(ISC.IAG) RELOCAL. H=15
84	1973	11					20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG		C					VÁRIOS-INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
85	1974	02	24	00	19	40	20.04	48.47	10	CONC. ALAGOAS	MG	VI-VII	B	4.2	2	7.0		INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
86	1974	02	24	10			20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG		C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
87	1974	02	27				20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG	V	C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
88	1974	02	28				20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG		C					4 EVS. -INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
89	1974	03	01	06			20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG	IV-V	C					INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
90	1974	03	02	15	15		20.04	48.47		CONC. ALAGOAS	MG	V	C					4 EVS. -INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
91	1975	03	30	14	06	00	23.40	42.40	30	PLAT. CONT.	RJ		I	3.5	1			(IAG)
92	1975	08	19				25.30	49.30		A. TAMANDARÉ	PR		C					VÁRIOS; DESAB. DE CAVERNA?
93	1975	12	08	05	21	26	24.94	44.16	30	PLAT. CONT.	SP		I	3.4	1			(ESB)

N.	DATA			H. LOCAL			COORD.		GEOGR.	ERRO	LOCALIDADE	ESTADO	INT.MM	CAT.	MAGNITUDE		A.AFET.	COMENTÁRIOS
	ANO	MES	DIA	H	M	S	LAT.S	LONG.W							KM	m _b		
94	1976	01	23				24.52	50.42			TIBAGI	PR	IV	C				
95	1976	05	23	16	00		20.28	44.75			C. DO CAJURU	MG		I	3.2	4		(ESB)
96	1977	01	15	09	38	40	21.20	44.80	20		BOM SUCESSO	MG		I	2.1	1		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980)
97	1977	01	15	09	43	15	21.20	44.80	20		BOM SUCESSO	MG		I	2.6	1		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980)
98	1977	02	01	04	10	25	24.12	44.31	40		PLAT. CONT.	RJ		I	2.6	1		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980; IAG)
99	1977	06	19	00	03	30	23.30	42.60	30		PLAT. CONT.	RJ		I	3.5	1		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980; IAG)
100	1977	09	04	12	45		20.73	47.77			NUPORANGA	SP	III-IV	C				INDUZIDO POÇO ARTESIANO
101	1977	11	02	09			23.42	45.60			PARAIBUNA	SP	III-IV	C				INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
102	1977	11	04				23.42	45.60			PARAIBUNA	SP	IV	C	3.1	4		INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
103	1977	11	16	20	20		23.42	45.60			PARAIBUNA	SP	IV	C	3.3	4		VÁRIOS-INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
104	1977	11	23				23.42	45.60			PARAIBUNA	SP		C				INDUZIDO POR RESERVATÓRIO
105	1977	12	16				20.73	47.77			NUPORANGA	SP		C				VÁRIOS-INDUZIDO POÇO ARTESIANO
106	1978	03	17	17	45		20.73	47.77			NUPORANGA	SP	IV	C				INDUZIDO POÇO ARTESIANO
107	1978	03	17	22	30		20.73	47.77			NUPORANGA	SP	IV	C				INDUZIDO POÇO ARTESIANO
108	1978	03	19	02	33	27	24.96	48.50	10		RIO VERMELHO	SP	IV	B	3.3	1	2.7	
109	1978	11	07	06	28		20.28	44.75			C. DO CAJURU	MG		I	2.6	4		(ESB)
110	1978						20.30	48.90	5		MARIMONDO	SP		I				(ESB) VÁRIOS EVENTOS
111	1979	03	04	13	26	54	21.00	45.00	50		JACIANA	MG		I	2.1	1		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980)
112	1979	03	23	00	38	49	23.30	45.90	30		S.J. CAMPOS ?	SP		I	2.7	4		(VELOSO & MENDIGUREN, 1980)
113	1979	06	13	13	52	45	24.69	45.73	15		PLAT. CONT.	SP		I	2.8	1		(IAG, ESB)
114	1979	08	13	15	41	00	25.20	45.60	30		PLAT. CONT.	SP		I	3.0	1		(ASSUMIÇÃO ET AL., 1980)
115	1979	10	19	12	25		23.42	45.60			PARAIBUNA	SP	IV	C				INDUZIDO POR RESERVATÓRIO (ESB)
116	1980	04	23	13	11	30	26.50	40.00	100		OC. ATLÂNTICO	SC		I	3.5	1		(IAG, ESB)
117	1980	05	22	12	30		26.99	48.62			B. CAMBORIÓ	SC	V	C	2.5	3	0.5	VÁRIOS EVENTOS
118	1980	07	03	19			20.01	47.40			JAGUARA	MG	III-IV	C	2.1	1		(ESB)
119	1980	08	01	02	42	20	20.48	45.08	20		C. DO CAJURU	MG		I	2.1	1		(ESB)
120	1980	12	19	02	29	10	20.45	45.54	10		FORMIGA	MG		I	2.6	1		(ESB)
121	1981	01	18	13	19	50	20.71	46.70	20		PASSOS	MG	V	B	3.3	1	2.5	(IAG, ESB)
122	1981	01	20	23			21.10	45.30			B. ESPERANÇA	MG		C				VÁRIOS, SEM REG. INSTRUM.
123	1981	03	24	19	10	03	20.58	48.34	15		BARRETOS	SP		I	2.8	1		(IAG, ESB) NÃO SENTIDO
124	1981	05	07	00	44	55	22.60	39.50	50		PLAT. CONT.	RJ		I	3.7	1		(ESB)
125	1981	05	12	02	27	00	26.90	47.90	150		PLAT. CONT. ?	SC		I	2.6	1		(ESB)
126	1981	06	19	18	58	12	20.00	49.00	30		FRUTAL	MG		I	2.3	1		(ESB)
127	1981	07	11	00	00		20.8	47.8	50		ORLÂNDIA	SP		I	2.4	1		(IAG, ESB) NÃO SENTIDO
128	1981	09	11	07	24	45	21.45	46.09	15		ALFENAS	MG		I	3.1	1		(IAG, ESB)
129	1982	03	10	03	15	44	23.6	41.9	30		PLAT. CONT.	RJ		I	2.8	1		(IAG, ESB)
130	1982	03	10	04	57	34	23.6	41.9	30		PLAT. CONT.	RJ		I	3.0	1		(IAG, ESB)
131	1982	03	12	14	14	43	23.33	41.85	15		PLAT. CONT.	RJ		I	3.5	1		(IAG, ESB)
132	1982	03	19	07	15		21.60	45.46	20		VARGINIA	MG	IV	B	3.7?	3	2.2	Quebra de barr. de som? (CN)
133	1982	03	22	19	26	36	22.84	43.55	10		MENIDUÁ	RJ	IV-V	B	3.2?	3	0.4	Quebra de barr. de som? (CN)
134	1982	05	01	21	09	01	27.7	43.4	50		PLAT. CONT.	SC		I	2.8	1		(IAG, ESB)
135	1982	05	02	05	30	04	21.64	46.66	10		CACONDE	SP	V	A	3.1	1	10.0	(IAG, ESB)
136	1982	08	09	06	55	44.5	24.4	47.2			PROX. PERUIBE	SP		I	1.8	1		(IAG.)
137	1982	09	17	09	28	44	25.7	45.6	30		PLAT. CONT.	SP		I	3.8	1		(IAG, ESB)
138	1982	11	24	20	03	14.5	20.81	45.56	10		FURNAS	MG		I	3.2	1		(IAG, ESB)
139	1983	01	02	03	40		24.3	47.8			JUQUÍÁ	SP		I	2.9	1		(IAG, ESB)
140	1983	08	30	21	45	28.9	22.36	45.81	25		ALFENAS	MG		I	2.9	1		(IAG, CESP, ESB)
141	1983	10	13	00	10	17.0	24.6	47.5			NW-IGUAPE	SP		I	1.8	1		(IAG, CESP)

LEGENDA

LITOLOGIA

SEDIMENTOS CENOZÓICOS

BC - Bacia de Curitiba; BS - Bacia de São Paulo; BT - Bacia de Taubaté; BR - Bacia de Resende

ROCHAS IGNEAS MESO-CENOZÓICAS

λ - Alcalinas sem determinação de idade; λA - Alcalinas do Senoniano ao Eoceno; λB - Alcalinas do Neocomiano ao Albiano

• K Kimberlitos

— Diques de diabásio do Arco de Ponta Grossa (Neo-Jurássico — Eo-Cretáceo)

Sedimentos fanerozoicos da Bacia do Paraná

Rochas geradas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro

Rochas Pré-Brasileiras

ESTRUTURAS PRINCIPAIS

Arco de Ponta Grossa

Falha normal encoberta: A - Bloco alto; B - Bloco baixo

Eixo da flexura da margem continental sul-sudeste (traço duplo lado baixo)

Falha de empurrão (tracejada quando inferida)

Falha ou fratura (tracejada quando inferida; pontilhada quando encoberta)

Limite de áreas cratônicas do Brasileiro

SISMICIDADE (1767 - 1983)

EPICENTROS MACROSSÍSMICOS OU INSTRUMENTAIS

• $m_b \leq 3,0$

• $3,0 < m_b < 4,5$

• $4,5 \leq m_b \leq 5,5$

• Vários epicentros. Representado o de maior m_b

○ IV Relato de sismo, com intensidade MM quando acompanhado do índice

○ V Vários relatos de sismos. Indicada a intensidade MM do principal

30 IV Sismo induzido, com m_b (círculo cheio) ou IMM máxima (índice presente). Principal sismo representado com número total de eventos

➔ Mais que 50 sismos induzidos com $m_b < 3$ acompanhados do eixo (P) do principal esforço compressivo, determinado através de soluções de mecanismo focal

— Isópacas dos principais epicentros (km)

— Isóbata (m)

Fonte: Schobbenhaus et al. (1981); Almeida (1977/1981); Kaul e Teixeira (1982); Horatyi et al. (1982); Berrocal et al. (1984); Bol. Sism. Bras. (1983/1984)

MAPA I - SISMOTECTÔNICO DA REGIÃO SUDESTE

Des. It. / 85
Dias Neto / B5

0 50 150 km

EPICENTROS - Magnitudes

- $m_b \leq 3,0$
- $3,0 < m_b \leq 4,5$
- $4,5 \leq m_b \leq 5,5$

○ Erro considerado na locação do epicentro

○ Epicentro com erro igual ou maior que 100km, ou sem estimativa de erro

LEGENDA

GRAVIMETRIA

Isogâlicas com intervalos de contorno de 10mgal na margem continental e 5mgal no continente. Inferida quando tracejada.

--- Limite gravimétrico do cráton do São Francisco

--- Limite entre crosta continental e oceânica

--- Limite entre crosta continental e transicional, tracejado quando inferido

--- Limite entre crosta transicional e oceânica

--- Lineamentos magnéticos

■ Capitais

Fontes: Haraly et al. (1982/1984); Haraly e Hasui (1982); Kowmann et al. (1982); Berrocal et al. (1984); Bol. Sism. Bras. (1983, 1984).

0 50 150 km

MAPA 2 - EPICENTROS COM DADOS MACROSSÍSMICOS E INSTRUMENTAIS (1861-1983)
EM BASE GRAVIMÉTRICA "BOUGUER"

MAPA 3 - MÍNIMA ENERGIA LIBERADA POR SISMOS EM ÁREAS DE 30' x 30'

T1174