



CPRM

O Serviço Geológico do Brasil

Metodologia para Estudos Neotectônicos Regionais; o caso João Câmara

Helton Héleri Falcão Torres



Recife, 1994

Ministério de Minas e Energia
Secretaria de Minas e Metalurgia
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Alexis Stepanenko
Ministro de Estado

Breno Augusto dos Santos
Secretário de Minas e Metalurgia

Carlos Oití Berbert
Presidente da CPRM

Hermes Augusto Verner Inda
Diretor de Geologia e Recursos Hídricos

Antonio Juarez Milmann Martins
Diretor de Recursos Minerais

Augusto Wagner Padilha Martins
Diretor de Administração e Finanças

Gil Pereira de Souza Azevedo
Diretor de Relações Comerciais

Isaac Ber Borensztein
Superintendente de Planejamento,
Informática e Métodos

Giuseppina Giaquinto de Araújo
Superintendente de Apoio e
Desenvolvimento Tecnológico

João de Castro Mascarenhas
Superintendente Regional de Recife

República Federativa do Brasil
Ministério de Minas e Energia
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Superintendência Regional de Recife

551.8
T693m
ex. 1

SÉRIE PUBLICAÇÕES ESPECIAIS
Volume 2

**Metodologia para Estudos Neotectônicos Regionais;
o caso João Câmara**

Helton Héleri Falcão Torres

Recife
1994

Equipe Técnica

Equipe Executora

Marinho Alves da Silva Filho
Gerente de Recursos Minerais

Helton Héleri Falcão Torres
Supervisor de Projetos

Luciano Tenório de Macêdo
Serviço de Edição Regional

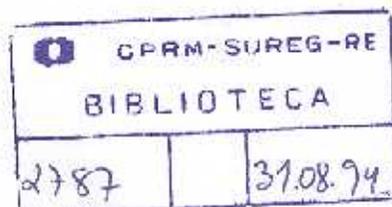
Helton Héleri Falcão Torres
Antonio Guedes Barbosa
Antonio do Pádua Gelenske Braga
Claudio Gallardo
Eduardo Yoiti Sato
Jansen Carlos Getúlio de S. Mendonça

Consultor
Claudio Gallardo

Torres, Helton Héleri Falcão
Metodologia para estudos neotectônicos regionais: o caso João Câmara.
Recife: CPRM, 1994.
50p. il. (Série Publicações Especiais, 3)

1. Tectônica. 2. Neotectônica. 3. Sismologia. 4. Terremoto. 5. Rio Grande do Norte. 6. Brasil. I. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. II. Série. III. Título.

CDD 551.8



APRESENTAÇÃO

Os desastres naturais, no Brasil, eram devidos somente a fatores exógenos, de modo que, em 1986 os terremotos de João Câmara, ao destruir edificações e danificar rodovias, linhas férreas e aquedutos, causou pânico à população e foram sentidos à distância dos focos, como em Natal e Recife.

Por se tratar de um fenômeno endógeno, ligado à dinâmica interna da terra, o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, solicitou à COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM, um plano de trabalho para estudar os problemas. Os estudos contaram também com recursos do então Ministério da Ciência e Tecnologia - MCT, e, sua implementação, ensejou a criação do Projeto João Câmara, cujo relatório final encontra-se no prelo.

Além das questões acadêmicas que envolvem as possíveis causas dos terremotos e a natureza dos esforços que os provocaram, foram delineadas as faixas mais susceptíveis de ocorrência de novos sismos através de esboço da zonificação sismotectônica, sendo, portanto um projeto precursor do Programa de Gestão e Administração Territorial - GATE hoje executado pela CPRM, na condição de Serviço Geológico Nacional.

O opúsculo que ora se apresenta trata da metodologia desenvolvida e empregada pela CPRM na consecução dos estudos neotectônicos, agora disponível na literatura geológica nacional, bem como dos resultados decorrentes.

Marinho Alves da Silva Filho

SUMÁRIO

1 - Introdução . .	7
2 - Os Sismos e seus Parâmetros - Uma Síntese	11
Sismicidade do Nordeste	14
O Caso João Câmara . . .	
3 - Metodologia para Análise Neotectônica	
Análise de Lineamentos Morfológicos através de Sensores	21
Suavização da Topografia	21
Análise Hipsométrica	22
Análise Micro-tectônica de Afloramentos	
4 - Resultados Obtidos	35
Regionais	36
A Região de João Câmara.	
Considerações sobre Riscos e Zonificação Sismo-tectônica.	41
5 - Conclusões	
Bibliografia	



Introdução

A região nordeste oriental do Brasil, e em particular o Estado do Rio Grande do Norte tem registros de atividade sísmica desde 1808.

A partir de 1986 este fenômeno se intensificou com sucessivos abalos nas imediações da cidade de João Câmara, RN. O maior sismo atingiu a magnitude de 5,1 em novembro daquele ano, causando sérios danos materiais no município. A conjunção deste quadro com os registros históricos de sismos no Estado, provocou profunda apreensão não somente à população local mas em uma região bem mais ampla.

Em consequência, diversos estudos foram efetuados, iniciando-se pelo monitoramento local através da Estação Sismográfica da Universidade de Brasília e do Grupo Sismológico da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Além destas, outras entidades como a Universidade Federal de Pernambuco, DNPM, PETROBRAS e o Observatório Nacional do Rio de Janeiro (ON/CNPq) realizaram estudos e observações de caráter geológico e geofísico, na tentativa do melhor entendimento do fenômeno.

Dentro deste contexto, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, elaborou e executou o Projeto João Câmara, concebido através do convênio celebrado com o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, com recursos do próprio DNPM e do então Ministério da Ciência e Tecnologia.

O Projeto englobou uma área de cerca de 30.000 km² (Figura 1.1) tendo como finalidade a realização de estudos de neotectônica, utilizando uma metodologia pioneira e especialmente concebida, a qual, contemplou trabalhos de ordem regional até a escala de afloramento. Este estudo, foi complementado por levantamentos geofísicos (magnetométricos e elétricos) na região de João Câmara, efetuados e coordenados pelo Centro de Geofísica Aplicada - CGA, do DNPM/CPRM, cujos resultados estão consubstanciados em um relatório específico concluído em 1990.

As cartas de serviço utilizadas originaram mapas na escala 1:250.000, as quais encontram-se arquivadas, bem como estereogramas e outras ilustrações que serão publicadas em época oportuna.

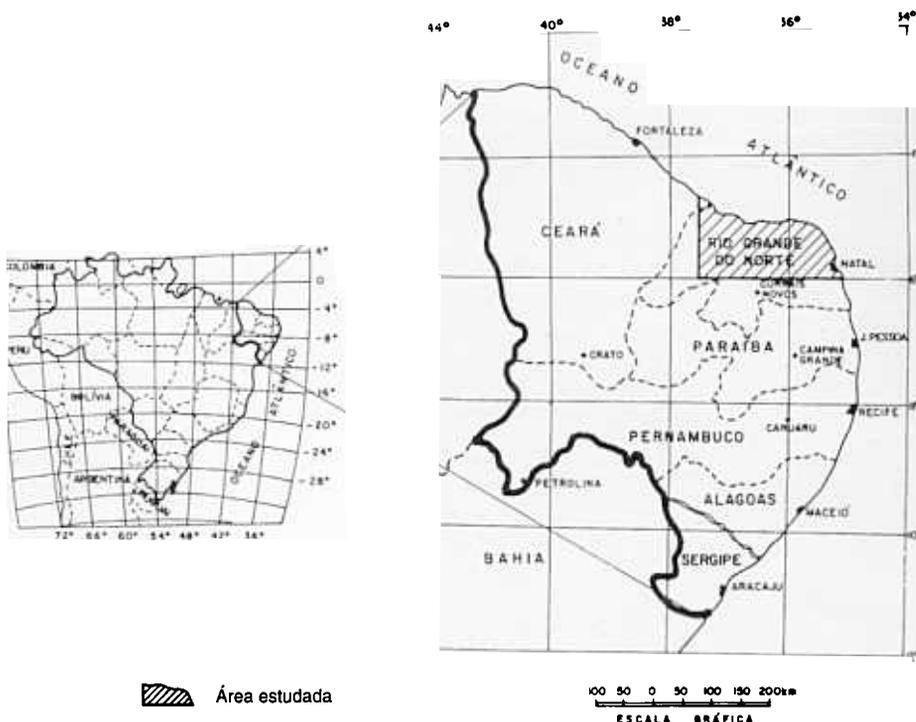


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo

O documento em apresentação descreve a metodologia empregada no estudo dos sismos e o resumo dos principais resultados obtidos.

O estudo completo teve como suporte as seguintes atividades:

- 30.000 km² de Análise de Lineamentos Morfológicos, Esc. 1:250.000
- 9.000 km² de Fotointerpretação Geológica, Esc. 1:70.000
- 30.000 km² de Hipsometria Regional
- 9.000 km² de Hipsometria Detalhada
- 30.000 km² de Mapeamento Geológico com Ênfase Neotectônica
- 81 Afloramentos Estudados
- 3.574 Medidas Efetuadas
- 17.870 Determinações Estruturais
- 240 km de Perfis Magnetométricos
- 42 Sondagens Elétricas

Tal estudo implicou não apenas no entendimento técnico-científico do problema, mas, também

objetivou fornecer elementos que pudessem subsidiar ações governamentais para minimizar consequências de ordem sócio-econômicas. Nesse sentido, os principais objetivos foram:

1. Contar com a maior quantidade de elementos que permitissem caracterizar e explicar a deformação atual da crosta, através da identificação de tensores de *stress* de modo a caracterizar os regimes tectônicos e regiões em encurtamento e alongamento;
2. Obter um modelo que leve a identificação das possíveis fontes de risco e confecção de uma zonificação sismo-tectônica regional;
3. Caracterizar no local as estruturas susceptíveis de serem ativadas no processo de deformação atual;
4. Produzir documentos necessários para tomadas de decisão nas diferentes instâncias da administração pública, como a Defesa Civil, e órgãos normativos de atividades civis tais como CREA's.

2

Os Sismos e seus Parâmetros - Uma Síntese

Segundo Sykes (1978), os terremotos intraplacas, como os do Brasil, ocorrem pela reativação de *zonas de fraqueza* (falhas) pré-existentes. Mais recentemente, Johnston (1989) concluiu que esta reativação não é resultante diretamente do *strain* elástico originado do movimento das placas, mas, deve ser causada por um *stress* desviador regional gerado no limite entre elas (*ridge push* para o caso do Nordeste, ver Park, 1988) e transmitido até seu interior. Talwani (1989), sugere que a reativação deve-se a um ou mais dos seguintes mecanismos: a) amplificação localizada do *stress* em zonas de fraqueza pré-existentes, como consequência do *stress* tectônico regional que é transmitido para o interior das placas a partir dos seus limites; b) adição de um *stress* local ao *stress* regional via carga de sedimentos em margens continentais passivas ou desglaciação, e, c) redução da resistência por meios físicos ou mecânicos. Kuang et al. (1989), admitem também a ocorrência de sísmos, por conta da adição de *stress* local em zonas de fraqueza pré-existentes, devido a heterogeneidades de densidade na litosfera associada a efeitos de topografia. Outros autores como Long e Zelt (1991), acreditam que alguns sísmos são mais adequadamente explicados pela amplificação do *stress* regional no interior ou próximo a intrusões máficas, do que pela reativação de falhas pré-existentes.

Os terremotos são também causados por atividades humanas (sísmos induzidos) destacando-se aqueles provenientes do peso d'água e aumento na pressão de fluidos provocado pelos reservatórios ou da extração de fluidos em aquíferos, poços de petróleo etc. (ver Reillinger e Brown, 1981; Segall, 1989; Scholz, 1990 etc.). Apesar da maioria ser de baixa magnitude, alguns chegaram a atingir magnitudes maiores que seis, sendo reconhecidos, no mundo, exemplos de destruição de barramentos de reservatórios via sísmos induzidos.

Segundo Scholz (1990), os sísmos (inter e intraplacas) são, na maioria, provenientes de instabilidade no deslizamento de falhas pré-existentes. Sendo assim, são muito mais fenômenos friccionais que de resistência à rutura. De qualquer sorte, tratam-se de fenômenos relacionados à rápida liberação de energia, provocada pelo acúmulo de *stress* de cisalhamento/*strain* elástico, que se propaga via ondas sísmicas, rutura e ruído. Interessante salientar que, em geral, não

é o deslocamento ao longo da falha ou zona de fraqueza que causa os maiores danos em superfície, mas sim, as *vibrações* produzidas pela propagação das ondas sísmicas (ondas elásticas).

São conhecidas quatro tipos de ondas elásticas: a) ondas P, longitudinais ou primárias, nas quais o movimento das partículas é paralelo à direção de propagação, sendo as de maior velocidade; b) ondas S, transversais, de cisalhamento ou secundárias, cujo movimento das partículas é perpendicular à direção da propagação; c) ondas Rayleigh, R, as quais de propagam apenas na superfície de um corpo elástico, cujo movimento é um conjunto de combinações das vibrações longitudinais e transversais, e d) ondas Love, L, que tratam-se de ondas transversais que propagam-se na superfície de uma camada cujas propriedades elásticas diferem daquelas do corpo subjacente. Estas duas últimas são conhecidas como *ondas de superfície*, e são em geral produzidas por sísmos rasos, possuem grande amplitude, ampla variação de frequência e são as principais responsáveis pelos danos físicos.

A aferição da grandeza dos terremotos com dados instrumentais se faz através da sua *magnitude*, a qual, segundo Scholz (1990), é uma escala logarítmica baseada na amplitude de uma onda sísmica específica medida numa determinada frequência, adequadamente corrigida para a distância e resposta instrumental, visualizada nos denominados sismogramas. Existem, assim, diversos tipos de magnitude (mb, Ms, ML etc.). A magnitude mb, mais citada neste trabalho, segundo Berrocal et al. (1984), é calculada a partir da amplitude máxima da onda P registrada em estações muito distantes. A magnitude MS é calculada a partir das ondas Rayleigh de período próximo a 20 segundos, enquanto a ML, trata-se de uma magnitude local, definida por Richter (1935), para sísmos do sul da Califórnia, usando a amplitude máxima registrada em sismógrafo, ainda segundo aqueles autores.

A medição do potencial de destruição dos sísmos é através da *intensidade*, a qual, reporta-se ao comportamento e danos em objetos, edificações, obras de engenharia, pessoas etc. Como para a magnitude, existem diversas escalas de intensidade, sendo a Mercalli Modificada a mais utilizada. Nela, segundo

Berrocal et al. (1984), a intensidade varia de I a XII. A título de ilustração, sismos com intensidade até IV não são percebidos por todos, chegando apenas a balançar louças e objetos pendurados. Os de intensidade VI a VII assustam a população, chegam a provocar pequenos danos em edificações bem construídas (rachaduras, quebra de janelas, queda de rebôco etc) e danos consideráveis nas edificações ruins. Os danos e o pânico na população vão aumentando gradualmente, de modo que, um sismo com intensidade XI/XII provoca danos totais com a maioria das construções grandemente danificada ou destruída, objetos atirados para cima, ondas observadas no terreno, falhas em rocha firme etc.

A conversão da magnitude em intensidade ou vice-versa não pode ser diretamente efetuada, porquanto, a capacidade de destruição dos sismos não está relacionada apenas a magnitude, mas também, à profundidade de hipocentro, tipo de rocha onde se assentam as edificações, distância do epicentro etc.

Segundo Sibson (1989), e Scholz (1990), em termos de deformação crustal, o acúmulo e liberação de energia, que define um ciclo sísmico, é dividido em quatro fases: intersísmica, pré-sísmica, cosísmica e pós-sísmica; as quais, são funções principais da flutuação do *stress* de cisalhamento no interior dos segmentos sismogênicos de uma falha. A primeira fase (também chamada de *quietude sísmica* caracteriza-se pelo acúmulo de *strain* e ocupa cerca de 50 a 70% do tempo de um ciclo sísmico; a segunda, por deformação anelástica, contemplando alguma atividade sísmica (*foreshock*); a terceira refere-se à principal rutura (*mainshock*) e, a última, compreende um período de desaceleração com atividade sísmica (*aftershock*) que decai hiperbolicamente com o tempo. A distribuição espacial da última fase revela a extensão da deformação subsidiária associada ao sismo principal, concentrando-se, especialmente, nas imediações da terminação da rutura principal e em irregularidades ao longo do falhamento, ou próximo ao hipocentro.

A partir do estudo dos ciclos sísmicos pode-se tentar definir ou identificar os *fenômenos precursores*, os quais, têm importância fundamental na elaboração de mapas de risco e prevenção de acidentes sísmicos. Além das características sísmicas, por exemplo, duração da atividade *foreshock*, relações entre a

velocidade das ondas P e S etc., os precursores se prenunciam também por movimentos verticais da crosta verificados através de medições geodésicas via sensores remotos, variações do nível hidrostático de aquíferos, distúrbios na ionosfera acima da região sísmicamente ativa, comportamento de animais etc.

Todavia, dificilmente um ciclo sísmico completo é verificado em uma determinada região. Adicionalmente, existe uma ampla variação na duração dos precursores e no intervalo de tempo entre o seu início e o evento principal, (podem variar de dias a anos) mesmo para uma determinada região, em diferentes ciclos sísmicos. Como consequência, é ainda impossível se estabelecer, com um adequado nível de confiabilidade o término do período dos precursores (no sentido de prevenção tempestiva de acidentes). Outro fator limitativo, ainda com relação ao aspecto de risco e prevenção, é onde e em que local da falha ou zona sismogênica dar-se-á o próximo sismo principal. Como para o tempo, os precursores também não fornecem subsídios que possam ser tomados como uma regra geral, indiscriminadamente aplicável, de modo que, toda essa fenomenologia, é ainda objeto de discussão por parte dos geo-cientistas.

A principal diferença entre os sismos inter e intraplacas reside na duração do ciclo ou no tempo de recorrência e, não na magnitude. Assim, Scholz (1990), assinala a recorrência para grandes terremotos interplacas como próximo a 100 anos, enquanto para os intraplacas entre 100 ou mais que 10.000 anos. Principalmente em função da recorrência de cada um deles, outro parâmetro interessante que reflete esta diferença é o momento sísmico o qual é função do deslocamento, área de rutura da falha e o módulo de cisalhamento. Com efeito, ainda segundo aquele autor, cerca de 95% do momento sísmico liberado no mundo é proveniente de sismos interplacas.

Em regiões sísmicamente ativas a frequência relativa e a magnitude dos terremotos obedece a denominada relação de Gutenberg - Richter (1944; In: Scholz, 1990), a qual, estabelece que os sismos tornam-se, geralmente, em torno de 10 vezes mais frequentes para cada unidade de decréscimo da magnitude. Por exemplo, em determinadas regiões, um terremoto com $M=8$ tende a ocorrer à cada 100 anos em média, $M=7$ a cada 10 anos etc. Contudo, esta relação não

extende-se indefinidamente para cima (Sibson, 1988), de modo que, para cada região, parece existir uma magnitude máxima acima da qual esta distribuição é truncada.

A Sismicidade do Nordeste

A atividade sísmica no Nordeste Oriental e nas demais regiões brasileiras, até recentemente, era considerada de nível desprezível, em função da ausência de terremotos catastróficos no Brasil e de acordo com as considerações iniciais.

Os sismos que ocorrem no Brasil, parecem indicar profundidades focais rasas (< 33 km), localizando-se geralmente na crosta continental, acima da descontinuidade de Mohorovicic, caracterizando sismos de regiões intraplacas (Berrocal et al., 1984), embora faltem dados de determinações hipocentrais mais precisas

A Região Sismotectônica do Nordeste, definida por este autor, abrange os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, sendo que a atividade sísmica está concentrada principalmente na porção norte do Ceará, na porção nordeste do Rio Grande do Norte e ao longo do Lineamento Pernambuco. Observa-se, entretanto, que a maioria deles concentram-se no norte do Rio Grande do Norte e Ceará, claramente próximo aos limites ou no interior da Bacia Potiguar (Figura 2.1).

As primeiras informações sobre abalos sísmicos no Nordeste Oriental datam de 1808.

Relacionam-se a um sismo que ocorreu na região de Açú-RN, com provável epicentro em Apodi-RN, atingindo mb = 4,8, abalo este, sentido nas cidades de Mossoró, Portalegre e Martins no Rio Grande do Norte e em Icó, Pereiro, Aracati e Fortaleza no Ceará segundo dados de Capanema, 1859 (in: Berrocal et al., 1984). O maior deles foi registrado em Pacajus-CE, em 1980, com magnitude mb = 5,2.

Os sismos mais significativos desta região com magnitude mb 4,0 são: 1968 - Pereiro-CE e Serra dos Macacos-RN, mb = 4,6; 1973 - Parazinho-RN, mb =

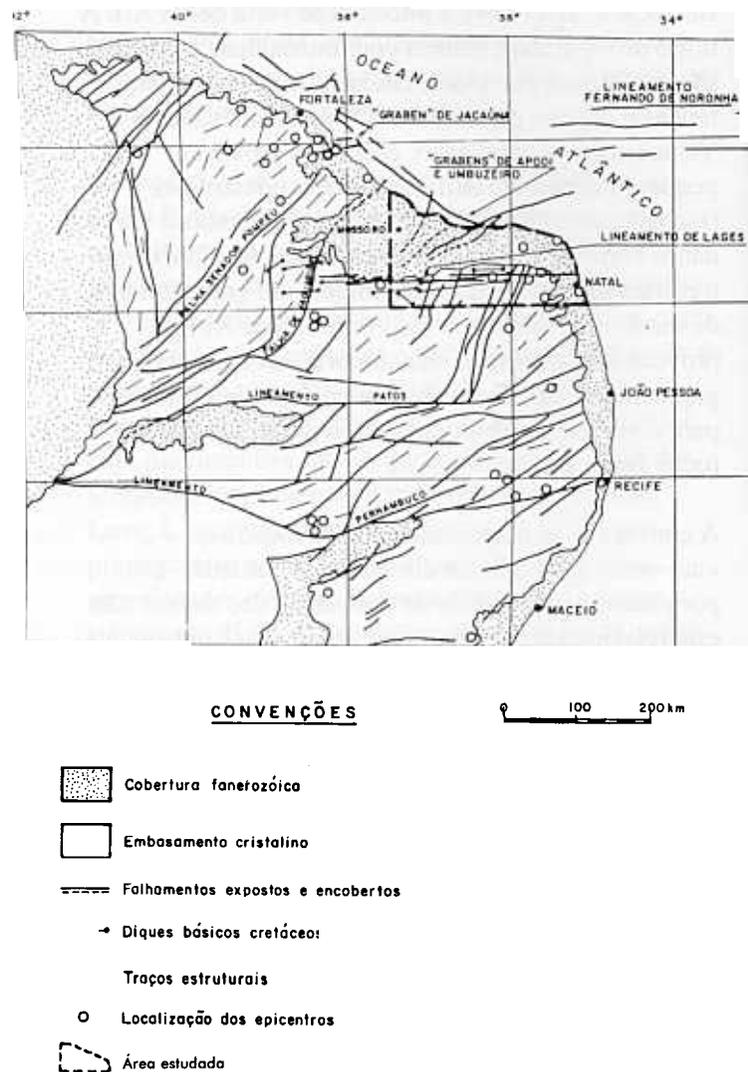


Figura 2.1 - Principais falhamentos e lineamentos da Região de Dobramentos Nordeste, com localização dos principais sismos. (Extraído e modificado de Santos et al., 1984 e Assumpção, 1986)

4,3; 1986 - João Câmara-RN, mb = 5,1 e 1988 - Palhano-CE, mb = 4,5 (ver Tabela 2.1 e Figura 2.2).

Ostenaar (1988), assinala que a ausência de terremotos com mb $\geq 6 - 6,5$ em todo o Nordeste durante os últimos 180 anos de registros confiáveis, é no mínimo, indicativo da recorrência de eventos desta ordem. Ele admite que a recorrência de eventos com mb = 5 - 5,5 para a região que compreende o Rio Grande do Norte e Ceará (cerca de 200.000 km²) está entre 100 e 1.000 anos, e, para aqueles próximos de mb = 5 não mais que algumas dezenas de anos.

Ferreira e Assumpção (1987), concluíram que a recorrência de eventos com $mb > 4$ no Nordeste é em torno de 4 anos, sendo esperado um sismo de $mb = 3$ por ano para esta região.

Para Ostenaar (1988), é razoável se considerar que o maior sismo possível de ocorrer na região que compreende os estados do Ceará e Rio Grande do

Norte é da ordem de $mb = 5,5$ a 6 . Este valor é conhecido como MCE (Maximum Credible Earthquake) sendo definido como a magnitude máxima de um sismo capaz de ocorrer em um determinado ambiente tectônico, em função dos dados geológicos e sismológicos disponíveis. No caso em que numa dada região sejam identificadas estruturas favoráveis, elas são consideradas como locais de

TABELA 2.1
SUMMARY OF HISTORIC EARTHQUAKES IN NORTHEASTERN BRAZIL

DATE			COORDINATES		LOCALITY	INTENSITY (MMI)*	MAGNITUDE (mb)	COMMENTS
Y	M	D	LAT. S	LONG. W				
1808	08	08	05.70	37.70	Açu, RN	VI	4.8	
1811	10	28	08.08	34.87	Recife, PE	V		
1824			08.00	39.00		VIII	6.3 MI**	
1854	01	10	05.20	35.46	Touros, RN	V - VI		
1879	07	24	05.77	35.21	Natal, RN	V	3.3	
1903	02		04.38	38.97	Baturité, CE	VI		5 events in one week
1905 ?	07	18	10.20	40.40	S. do Bonfim, BA	V	4.8	
1905			11.20	42.30	Xique-Xique, BA	IV	4.7	
1919	11	24	03.87	38.92	Maranguape, CE	IV	4.5	
1928	04	14	04.56	37.76	Aracati, CE	VI	4.0	
1949	12	31	05.69	36.24	Lajes, RN	VI		
1963	08	27	05.69	36.24	Lajes, RN	V-VI		
	10	02	05.69	36.24	Lajes, RN	VI		
1964	01	19	08.28	35.96	Caruaru, PE	V		
	06	16	08.28	35.96	Caruaru, PE	V		
1967	01	21	08.20	35.98	Caruaru, PE	V	3.9	
1968			06.09	38.44	Pereiro, CE	V - VII	3.9 - 4.5	5 events Jan-Mar
1970	01		07.96	36.21	S. C. Capibaribe, PE	VI		3 events
	11		06.93	35.53	Alagoinha, PB	VI		
1971	08	04	08.04	34.90	Recife, PE	V	3.0	5 events
1972	03	04	09.93	36.49	Junqueiro, AL	V	3.3	
1973	07		05.28	35.82	Parazinho, RN	VI - VII	4.0 - 4.4	2 events
1974	03		04.18	38.13	Beberibe, CE	V		many events
	10	20	07.99	36.06	Toritama, PE	V	3.7	
	12	15	03.67	39.24	S. L. do Curu, CE	VI	3.4	
1976	07	29	04.83	38.80	Ibaretama, CE	V		other events
1977	02	25	05.71	35.75	Riachuelo, RN	VI - VII	3.5	3 more events
1978	02	14	06.28	36.03	Sta. Cruz, RN	V	3.7	more events
1980	11	20	04.30	38.40	Pacajus, RN	VII	5.2	
1987			05.50	33.70	João Câmara, RN		5.1	many events (1986/88)

Notes: Events from 1808-1980 summarized from Berrocal and others (1984)

1824 events from EPRI (1987) and Branner (1912, 1920)

1987 João Câmara events are from Ferreira and others (1987b)

* Modified Mercalli Intensity

** Intensity Magnitude (EPRI, 1987)

(Extraído de D. Ostenaar, 1988)

preferência para o MCE. Se existem registros confiáveis de recorrência o que não é o caso do Nordeste para grandes sismos, o MCE pode ser definido como o evento com determinado número de anos de recorrência em uma área com determinados números de quilômetros quadrados.

Com base nos dados locais e de outras regiões de características sismotectônicas similares, Ostenaar (1988), estima que a probabilidade anual de recorrência do MCE para a área acima referenciada é provavelmente da ordem de 0,0001.

Em geral, todos os autores consideram uma profundidade focal máxima de 20 km, ou entre 5 e 20 km para análises dos sismos desta região. Chen e Molnar (1983), assinalam profundidade máxima idêntica para terremotos de margens continentais passivas, situando-se a grande maioria nos primeiros 10 quilômetros da crosta.

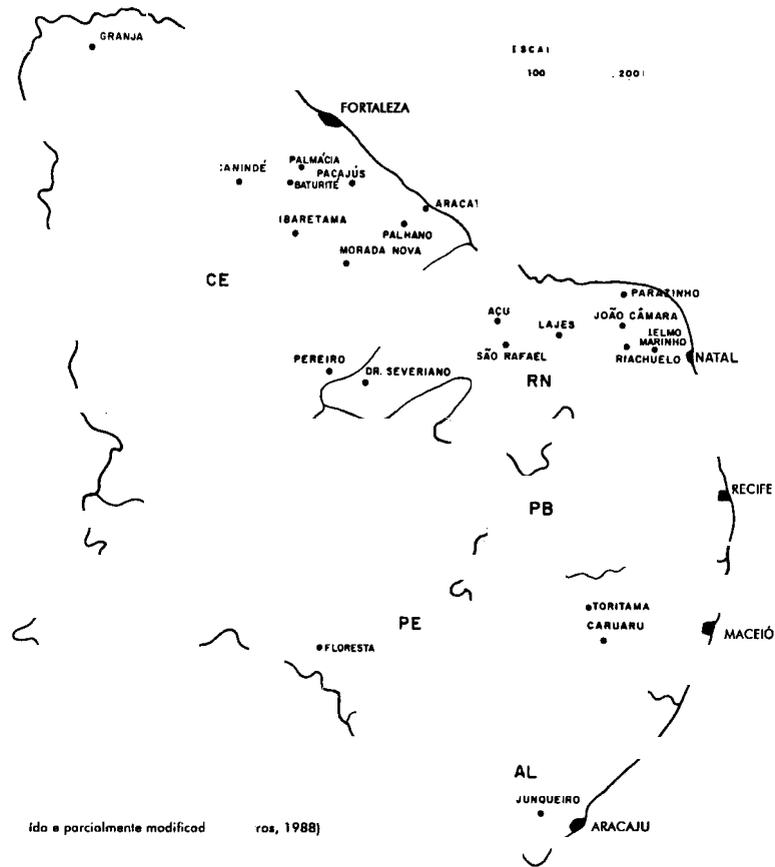


Figura 2.2 Localidades com tradição em eventos sísmico no Nordeste Oriental

O Caso João Câmara

As primeiras notícias acerca da sismicidade na região de João Câmara remontam a 1950. A partir de agosto de 1986 a atividade sísmica desta área foi retomada sob a forma de enxames de sismos cujo maior evento atingiu magnitude $m_b = 5,1$ no dia 30/11/86. Segundo Sophia e Assumpção (1989), foram registrados 25.000 abalos entre agosto de 1986 e março de 1989. Em decorrência destes fatos inúmeras casas e edificações apresentaram rachaduras, algumas delas, sofrendo danos irreversíveis. Observou-se inclusive, sensíveis desvios nos trilhos da estrada de ferro, na periferia da cidade, próximo ao cruzamento das rodovias para Natal e Bento Fernandes.

Segundo Assumpção (1987), a solução de mecanismo focal composto, posteriormente confirmada, por Sophia e Assumpção (1989), entre outros, indica que os abalos ocorreram ao longo de uma falha com

direção N40-45E, com forte mergulho para NW, e movimento transcorrente dextral com pequena componente extensional, denominada de *Falha de Samambaia*. Ainda segundo estes autores, o eixo P (compressão máxima) tem direção em torno de E-W e o eixo T (extensão máxima) direção aproximadamente N-S.

Os epicentros alinham-se segundo aquela direção por quase 26 km, definindo uma faixa que em 1986 já atingia 3 km de largura com hipocentros variando de 6 km até próximo a superfície. Segundo dados mais recentes (Sophia e Assumpção, 1989) os epicentros distribuem-se longitudinalmente, em quatro principais agrupamentos, abrangendo uma faixa com quase 5 km de largura, destacando-se um intervalo de quase 3 km desprovido de rupturas sísmicas). A sismicidade não

produziu estruturas rúpteis identificadas no embasamento ou na cobertura, ou seja na superfície.

A solução de mecanismo focal (solução planar) para João Câmara, concorda *grosso modo* com aquela determinada para o sismo de Pacajus-CE, caracterizando, pelo menos para este segmento do Nordeste, um regime predominantemente de compressão horizontal (Assumpção, 1987; Assumpção et al., 1989, etc.).

Diversos trabalhos executados na região de João Câmara, entre eles, Perez e Gallardo (1986), Gallardo (1988), e Gallardo e Perez (1988), baseados em outros métodos que também objetivam o estudo de fenômenos neo-tectônicos, propuseram um modelo mais elaborado para a deformação, o qual difere, em alguns aspectos, do modelo advogado pelos sismologistas.

O Modelo de Gallardo e Perez/Discussões - Com base na interpretação de sensores, cartas de suavização topográfica, análises hipsométricas de bacias e micro-tectônica, estes autores propuseram um modelo na tentativa de buscar o atual arcabouço tectônico da região, bem como, o seu inter-relacionamento com os sismos (Gallardo e Perez, 1988).

Assim, a trama densa e a carta de suavização topográfica, documentam um arranjo estrutural com geometria em *cunha*, cujos principais elementos são falhas E-W, (funcionando em regime extensional associado com transcorrência dextral e principais controladoras da morfologia da região) e falhas ENE *en échelon*. Estes falhamentos definem semi-grabens com degraus orientados na direção E-W e ENE.

A análise dos dados de micro-falhas permitiu estabelecer um campo de *stress* (na região de João Câmara e verificado regionalmente pelo Projeto João Câmara), com característica transcorrente extensional, com σ_3 aproximadamente na direção NE-SW, σ_1 aproximadamente NW-SE e σ_2 na vertical, com valores de σ_2 próximos à σ_1 . A permuta de σ_1 com σ_2 faz com que as falhas apresentem setores ora com movimentação do tipo transcorrente ora do tipo extensional.

Com base em diversos trabalhos de campo e experimentais, Gallardo e Perez (1988), concluíram que os dispositivos em *cunhas* produzem, na sua porção mais interior, uma perturbação no campo de esforços regional, levando σ_3 para uma posição quase N-S, σ_1 aproximadamente E-W, com σ_1 e σ_2 , provavelmente, de intensidade semelhante.

Porquanto nenhuma estrutura rúptil foi localizada em superfície, Gallardo e Perez (1988), para a proposição do seu modelo geodinâmico, interpretam que a última fase tectônica reconhecível no campo é a fase ativa presentemente (modelo também assumido no presente trabalho). De qualquer forma, o funcionamento dextral das falhas E-W e N45E, aliado à extensão NE-SW (ou em torno de N-S) conduzem a interpretar o campo atual como, pelo menos, bastante semelhante àquele responsável pelas deformações mais recentes verificadas nos afloramentos. Nesse sentido, segundo estes autores, suas conclusões concordam parcialmente com o mecanismo focal composto de Assumpção (1986). As dissimilaridades são atribuídas ao fato de que as micro-falhas foram medidas mais externamente aos dispositivos em *cunha*, os quais, como anteriormente comentado, produziram mudanças no campo regional. Por outro lado, o alinhamento dos epicentros (face ao anteriormente comentado, aliado à sua segmentação e ampla distribuição lateral) não representaria a existência de um falhamento nesta direção, sendo atribuído a presença das *cunhas*, cujos vértices nesta área, estariam dispostos segundo N40-45E.

Assim, Gallardo e Perez (1988), consideram que os sismos de João Câmara sejam associados aos vértices agudos de compartimentos estruturais tipo *cunha*, balizados por falhas E-W e ENE, cuja resolução do campo de tensões no seu interior seria efetuada com rupturas principais pelo menos para esta região, com direção N40E, e, potencialmente, em torno de N-S. Entretanto, uma análise detalhada desta área (primeira filtragem de trama densa) sugere modelos algo diferentes desta interpretação, levando-se em conta a solução de mecanismo focal composto anteriormente comentada e as características do campo atual.

Metodologia para Análise Neotectônica

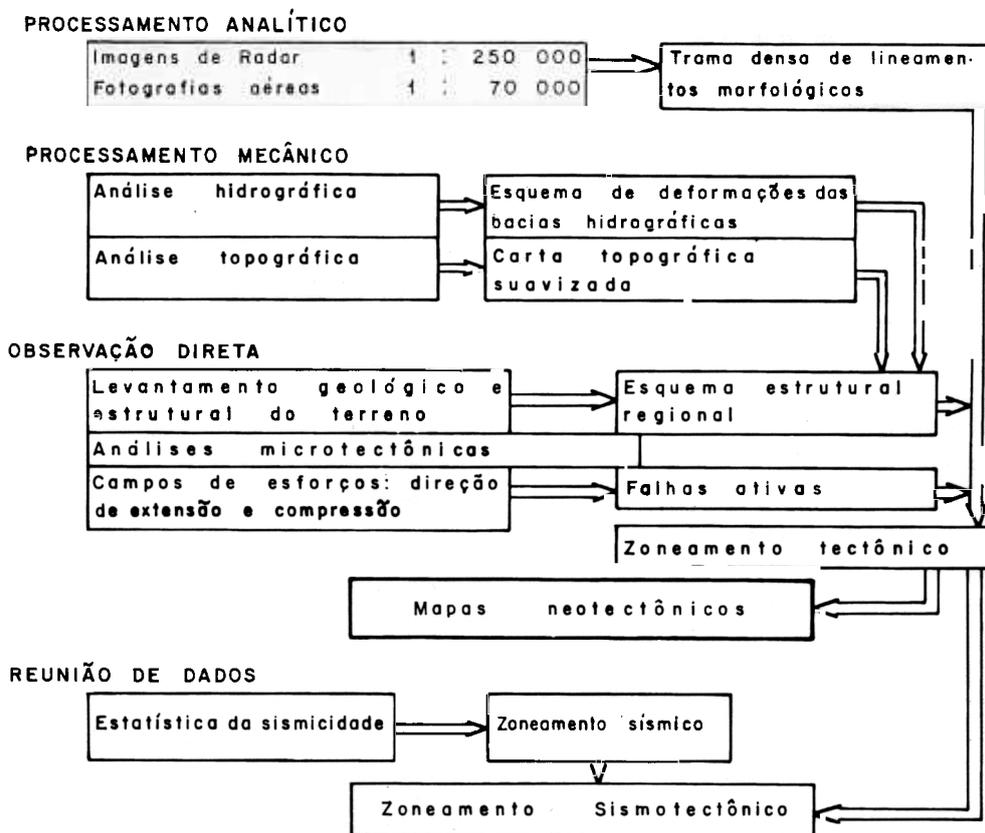
A análise da deformação atual, pode ser realizada através de dois principais critérios. O critério sismológico trata de relacionar a sismicidade com as estruturas descontínuas de superfície, susceptíveis de terem sido criadas ou reativadas por essa deformação e, na ausência de expressão estrutural reconhecível, tipificar os falhamentos que estão sendo produzidos a diferentes profundidades.

O critério geológico, com base em dados estruturais e geomorfológicos, procura caracterizar um modelo tectônico através da identificação do tipo de deformação, permitindo associar os parâmetros dinâmicos de superfície (eixos de esforços e suas grandezas relativas, trajetória de *stress*, falhamentos ativos, etc.) com mecanismos focais e outros elementos sismológicos, chegando a o modelo geodinâmico da região.

Os fenômenos sísmicos que vêm ocorrendo em João Câmara, como expressão atual do processo de deformação intra-placa da crosta continental do nordeste brasileiro, levantou o problema da falta de um melhor conhecimento não somente daqueles parâmetros, mas também da geologia quaternária recente.

A partir dessa constatação, o estudo neotectônico da região tornou-se prioritário, e para alcançar os objetivos determinados, empregou-se uma metodologia especialmente concebida (Figura 3.1) a qual já tem sido utilizada com sucesso em outras regiões da América do Sul (Gallardo, 1985, e Gallardo e Neder, 1989, no prelo). De acordo com esta rotina, procurou-se obter informações em diversas escalas, regionais e locais, relacionando os diferentes resultados que integrados permitem melhor

ROTEIRO DA METODOLOGIA (Extraído de Gallardo, 1988)



Figura

conhecimento em relação a deformação estudada. Para obtenção destas informações foram utilizados quatro diferentes métodos, além dos levantamentos geofísicos:

- 1) Análise de lineamentos morfológicos através de sensores (radar - SLAR e satélite).
- 2) Suavização da topografia.
- 3) Análise hipsométrica das principais bacias hidrográficas.
- 4) Análise micro-tectônica de afloramento.

Análise de Lineamentos Morfológicos através de Sensores

Tem-se definido a partir da experiência de vários estudiosos (Biju - Duval et al., 1975, 1976; Crousilles et al., 1978) uma sistemática de análise das imagens de sensoramento remoto, em duas etapas distintas.

Na primeira abordagem determina-se todos os traços lineares visíveis, retilíneos ou não, com auxílio de lupa de até 4x de aumento. Os lineamentos obtidos a partir das descontinuidades texturais das imagens de radar, SLAR, são considerados como representantes de feições puramente morfológicas, sem nenhum conteúdo estrutural, antes de serem controlados no campo. Um tal controle, porém, defronte à grande quantidade de lineamentos que podem ser traçados, num primeiro exame da imagem, resulta inútil e oneroso nessa etapa inicial da elaboração da trama densa de lineamentos.

A trama densa produzida representa a maioria das feições morfológicas, de caráter litológico e estrutural observável. A simples observação deste conjunto mostra a presença de variadas *famílias* de lineamentos, que no caso das estruturas, representam combinações geométricas que tem sido criadas pela ação de diferentes campos de tensões, correspondentes aos episódios tectônicos que têm deformado as rochas e depósitos sedimentares, na história geológica da região.

Nesta relação de dependência entre cada *família* e o campo de tensões, alguns dos lineamentos tem, por razões mecânicas, um valor mais significativo em termos de deslocamento que outros, de maneira que

podem ser compreendidos mais facilmente como construtores dos blocos responsáveis pela arquitetura, em cada episódio tectônico.

Tais feições principais, podem ser postas em evidência através de processo de filtragem com duas variáveis:

- 1) Continuidade das feições em função do seu comprimento.
- 2) Direção predominante (leque de $\pm 5^\circ$).

Este processo pode ser executado por tratamento ótico (leitura laser), por tratamento computacional, leitura de dados na mesa digitalizadora, ou manualmente, produzindo múltiplas simplificações sucessivas a partir da trama densa.

Neste trabalho, por razões de equipamento, utilizou-se o processamento manual, determinando-se os lineamento principais e as suas associações com apoio de transferidor e de régua. Reproduziu-se, em primeiro lugar, a trama densa original na forma de uma trama sintetizada, na qual os traços associáveis (traços descontínuos alinhados numa mesma direção, traços paralelos muito próximos, etc.), são representados como um só lineamento.

Esta trama densa sintetizada, foi submetida ao processo de filtragem, segunda e última etapa do processo. Esta, consiste, após uma análise bibliográfica e controle de campo, em distinguir os elementos estruturais responsáveis pelas deformações mais recentes.

Suavização da Topografia

Este método, procura através da simplificação das sinuosidades das curvas de nível de uma carta topográfica, descobrir os blocos tectônicos, nos quais está organizada a arquitetura das deformações mais recentes.

A simplificação é feita mediante reconstrução das curvas de nível, a partir de uma menor quantidade de pontos de controle unicamente escolhidos pela característica de serem cumes, sem considerar suas altitudes. De modo que são considerados tanto os cumes das cristas das montanhas, quanto os cumes

localizados em níveis mais baixos nas planícies e nos vales.

O critério teórico se baseia na consideração de que se dois blocos, litologicamente homogêneos, são deslocados de maneira que as suas superfícies superiores ficam em níveis diversos, como produto de uma deformação, a degradação produzida pela erosão, preservará, em cada um deles, um conjunto de cumes correspondentes, ou quase correspondentes, ao nível da altitude original atingida pela superfície superior de cada bloco após a deformação.

Transferindo esta idéia à superfície da Terra, pode-se observar que, superpostas as deformações e os processos erosivos de cada episódio, os blocos de construção da arquitetura de uma região não possuíam uma superfície originalmente plana, antes do último episódio tectônico. Assim, os cumes a serem considerados, corresponderão a diferentes altitudes, sendo organizados segundo superfícies que podem ser classificadas como primárias ou secundárias, em relação a suas dependências mais ou menos diretas da última deformação.

Como esta classificação não é por si só conclusiva, o método deve ser complementado com outro, tal como, por exemplo, o da análise dos lineamentos obtidos em imagens para determinar com certeza os limites dos blocos mais recentes.

Na determinação dos pontos de controle, os maiores problemas decorrem do critério para fixar quais são os cumes representativos dos blocos procurados e qual é a densidade de pontos de controle que permite restituir corretamente uma topografia suavizada.

No primeiro caso, a solução consiste em considerar como pontos de controle todos os cumes, correspondentes a curvas de nível fechadas na carta topográfica original, e também as *penínsulas* topográficas associadas a mudanças evidentes da inclinação da encosta.

No segundo caso, não existe uma regra que oriente a decisão, porém, é possível considerar alguns critérios de base: 1) em regiões montanhosas são necessários mais pontos de controle que nas planícies; 2) quanto mais pontos de controle menos suavizada será a topografia final, ficando mais próxima da topografia original; 3) muito poucos pontos de controle podem levar a uma suavização que não permita diferenciar blocos.

Em outras palavras, pode-se considerar que o método de suavização topográfica localiza discontinuidades. Todavia, deve-se enfatizar que, algumas delas podem ter origem neotectônica mas, estruturas antigas, diferenças litológicas, climáticas, de vegetação, etc., podem ocasionar os mesmos efeitos.

Análise Hipsométrica

A análise hipsométrica, que é utilizada pelos hidrologistas para diferenciar o estado dos processos erosivos nas bacias hidrográficas, classificando a drenagem de jovem a velha, tem sido adotada para comparar a curva representativa da bacia hidrográfica com a respectiva curva teórica * correspondente ao caso de não ter sofrido nenhuma alteração no seu processo de degradação, nem por causas litológicas, nem por causas tectônicas.

Se as características litológicas são homogêneas, em relação a escala do trabalho, a comparação entre as duas curvas mostra uma diferença na forma, com acréscimo dos valores de x . ** Acréscimo este que pode ser atribuído a fenômenos que tem produzido o rejuvenescimento de parte da bacia.

O método não permite diferenciar entre o soerguimento e a subsidência, mas, como em ambos os casos, a consequência é equivalente em relação a mudança de gradiente energético, a diferença de valores de x , para efeitos do cálculo, pode ser considerada como positiva.

ábacos construídos para cada bacia a partir de dados reais com base em modelo matemático

percentagem da área da bacia abaixo do ponto de inflexão, em relação a área total) na curva real em relação aos da curva teórica para o mesmo valor de v (altitude do ponto de inflexão)

Esta generalização, além de situar, permite calcular o acréscimo de gradiente, atribuindo a diferença entre as curvas hipsométricas a um deslocamento positivo, de maneira que sempre a curva teórica será tangente, ou parcialmente superposta, por baixo da curva representativa da bacia hidrográfica analisada.

A determinação de zonas anômalas nas bacias hidrográficas pode ser também efetuada pela superposição da rede hidrográfica com as superfícies de suavização topográfica. Parte-se do princípio físico de que os cursos d'água escoam de um ponto alto para um baixo, seguindo a linha de maior declividade. Nesse sentido, Deffontaines (1990) considera que um escoamento contrário ou em alto ângulo com o

gradiente regional poderia ser originado não apenas por captura por estruturas ou alternância litológica, mas também por deformações recentes.

A análise hipsométrica deve ser complementada pela caracterização de zonas/drenagens homogêneas. Esse estudo é efetuado através da classificação descritiva das drenagens, critérios de simetria, densidade, frequência e sentido de escoamento (lineamentos de cursos d'água).

Análise Micro-tectônica de Afloramentos

A análise micro-tectônica tem como objetivo fundamental a determinação dos tensores de *stress* em

TABELA 3.1

AFLORAMENTO: JG-06			CADERNETA: 01				DATA: 19/06/89				
MAPA: SB.24-L-I		UTME: 753250			UTMN: 9418300			MC: 39			
TOPONÍMIA: PENDÊNCIAS							FOLHA:				
	DIR.	MERG.	RAKE	MOV.	ESC.		DIR.	MERG.	RAKE	MOV.	ESC.
1	130	46 N	77 E	N	cm	11	170	85 W	68 S	I	cm
2	50	64 N	40 W	I	cm	12	180	70 W	86 S	I	cm
3	30	80 E	22 S	D	cm	13	180	60 W	33 S	I	cm
4	90	42 N	53 W	N	cm	14	140	65 E	48 N	I	cm
5	110	40 N	24 W	S	cm	15	130	75 N	27 E	S	cm
6	50	80 S	22 W	D	cm	16	155	68 E	54 S	N	cm
7	100	60 N	15 W	S	cm	17	20	65 W	30 S	N	cm
8	90	50 N	32 W	N	cm	18	155	72 W	44 S	N	cm
9	65	45 N	80 W	N	cm	19	150	82 E	25 S	S	cm
10	20	80 W	10 S	D	cm	20	145	75 E	31 S	I	cm

SUMÁRIO DA GEOLOGIA: Afloramento composto por duas seções verticalizadas, distanciadas de 300 m, sendo o ponto a leste composto por litologias possivelmente pertencentes a Formação Macau, que apresenta-se na parte inferior mais compactado e na superior mais brechado, alterado e lateritizado, separados por uma superfície irregular possivelmente proveniente talvez de alteração e posterior tectonismo. O fraturamento mais persistente nesta seção compõe-se de planos sinistrais N30W com mergulhos de 70 SW. A seção a oeste compõe-se de material de coloração cinza, arenoso, com bastante quartzo e porções conglomeráticas, correlato à Cascalheira Faceira, capeado por uma cascalheira possivelmente recente; nesta seção a rocha também se encontra tectonizada, porém sem um padrão preferencial de direções.

Falha Inversa (rake > 45°)

N - Falha Normal

S - Falha Sinistral

D - Falha Dextral

cm - centimétrica

cada afloramento estudado, de modo a determinar o regime tectônico local ou regional, dominante em um determinado tempo geológico. Assim, é necessário uma integração com elementos estruturais à escala regional, bem como o conhecimento da estratigrafia local, se possível, um empilhamento dentro do próprio Quaternário, quando o objetivo é a neotectônica. Deste modo, pode-se estabelecer uma sucessão de eventos com respectivas direções de encurtamento x alongamento para cada período estudado, válido para determinada região.

Os procedimentos de campo para coleta de informações são semelhantes àqueles usualmente efetuados nos mapeamentos geológicos. A rotina utilizada foi a seguinte:

Descrição detalhada do afloramento.

2. Medição de atitudes de meso-falhas e inter-relações entre elas, movimentos relativos e *rake* de estrias (falhas decimétricas ou maiores).

3. Atitude de fraturas preenchidas.

4. Atitude de estilólitos.

5. Direção de crescimento fibroso.

Estes dados estão arquivados em planilhas (Tabela 3.1) e, tratados em escritório pelo método desenvolvido por Gallardo (1985, informação verbal).

Métodos de Análise Microtectônica - A síntese de Anderson (1942), foi um dos mais importantes passos para a interpretação de sistemas de falhas conjugadas, fraturas de tensão e diques. Entretanto, suas limitações na análise de populações de falhas foram se evidenciando, na medida que determinados sistemas de cisalhamento observados no campo, em experimentos e modelações matemáticas, considerando a anisotropia das rochas, não poderiam ser explicados à luz desta teoria. Assim é, por exemplo, com relação às falhas onde as estrias não são perpendiculares às intersecções dos planos, ou no caso em que os cisalhamentos conjugados estão ausentes. Além disso, quando os dois tipos, conjugados e não conjugados estão presentes, uma parte dos dados teria que ser desprezada para a determinação dos esforços.

Adicionalmente, mesmo para cisalhamento conjugado, o método não consegue estabelecer a relação entre os esforços principais, de modo que o valor de σ_2 no intervalo entre σ_1 e σ_3 , permanecia desconhecido.

Os modelos matemáticos propostos por Wallace (1951), e Bott (1959), permitiram, a partir do conhecimento dos tensores associados a falhas conjugadas, estabelecer as prováveis direções e sentido de deslocamento de uma população de falhas quaisquer, relativas àqueles tensores e, mais ainda, a relação entre eles (Figura 3.2). Assim, este último autor, simulou os efeitos de diferentes campos de *stress* sobre um conjunto de planos de anisotropia variadamente orientados, calculando as direções de cisalhamento máximo sobre estes planos, de acordo com a fórmula:

$$\tan \theta = \frac{n}{m} \left\{ m^2 - (l - n^2) \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \right\} \quad (\text{Equação 1})$$

onde:

θ = *rake* do *stress* de cisalhamento máximo (esta direção foi assumida como paralela ao sentido do deslizamento real).

l, m, n = cossenos diretores da normal ao plano de deslizamento.

σ_x, σ_y e σ_z = principais eixos de *stress*, paralelos aos eixos de um sistema de coordenadas geográficas, considerando que, $\sigma_z = \sigma_1, \sigma_y = \sigma_2$ e $\sigma_x = \sigma_3$, onde: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Da equação acima obtém-se o parâmetro C (condição de *stress* máximo, de Bott, 1959):

$$C = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (\text{Equação 2})$$

Etchecopar et al. (1980), invertendo a relação entre os eixos principais, obtiveram o denominado parâmetro R, o qual, proporciona também o valor de σ_2 , no intervalo σ_1/σ_3 :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (\text{Equação 3})$$

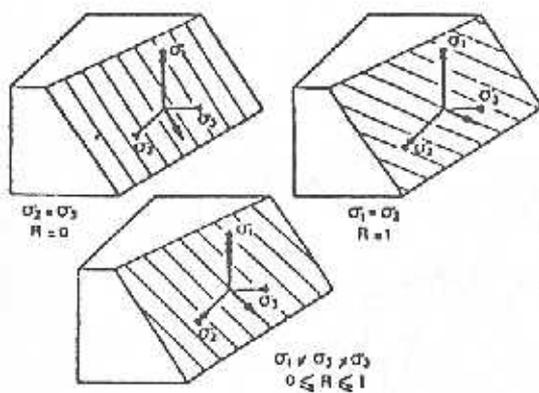


Figura 3.2a - Ilustração do princípio de Bott mostrando a variação do vetor de cisalhamento em função dos valores do parâmetro R . (Extraído de Etchecopar e Mattauer, 1988)

Todavia, o modelo de Bott (1959), ainda se tratava de uma solução precária, porquanto, para que o tensor seja totalmente definido, não basta apenas os ângulos de Euler * e R (ou C), mas necessita-se conhecer a parte hidrostática, e pelo menos a grandeza real de um dos três eixos através de medições *in situ*. A primeira

tentativa para encontrar pelo menos uma solução parcial do problema, foi proposta por Arthaud (1969). Trata-se do método gráfico pioneiro, introduzindo e baseando-se no conceito de *plano de movimento*, (Figura 3.3), não sendo, todavia, aplicável de um modo geral. Com efeito, não foi levado em conta, por este autor, que o comportamento de sistemas de falhas de orientação *a priori* quaisquer, não dependem unicamente da postura de apenas um dos três eixos principais mas também dos outros dois e da relação entre eles (ver Figura 3.4), conforme demonstrado por Mercier (1976), com base nos princípios de Bott (1959). Aliás, como já mostrado por Carey e Brunier (1974), o método somente poderia ser empregado com sucesso quando a população das estrias fosse originada por um campo de *stress* radial ($R = 0$ ou $R = 1$), geometricamente representado por um elipsóide de esforço uniaxial.

Um passo decisivo nesta pesquisa foi dado pelo trabalho de Carey e Brunier (1974), posteriormente aperfeiçoado por Carey (1976). Ao contrário do raciocínio de Bott (1959), que calculava o conjunto de falhas que se originariam a partir de um campo de esforços, estes autores, a partir de uma população de

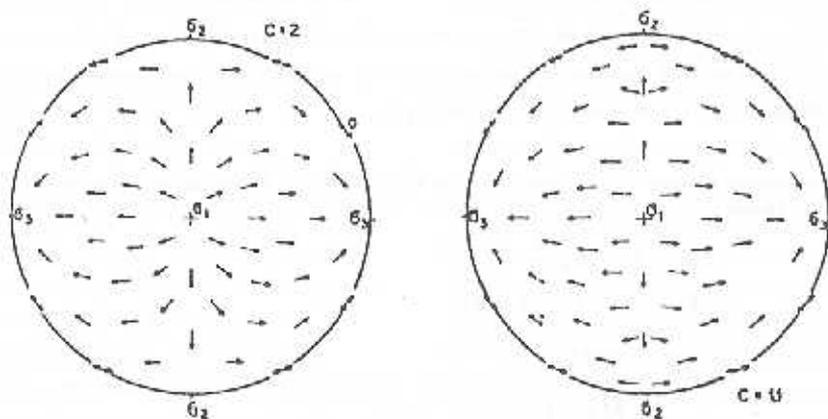
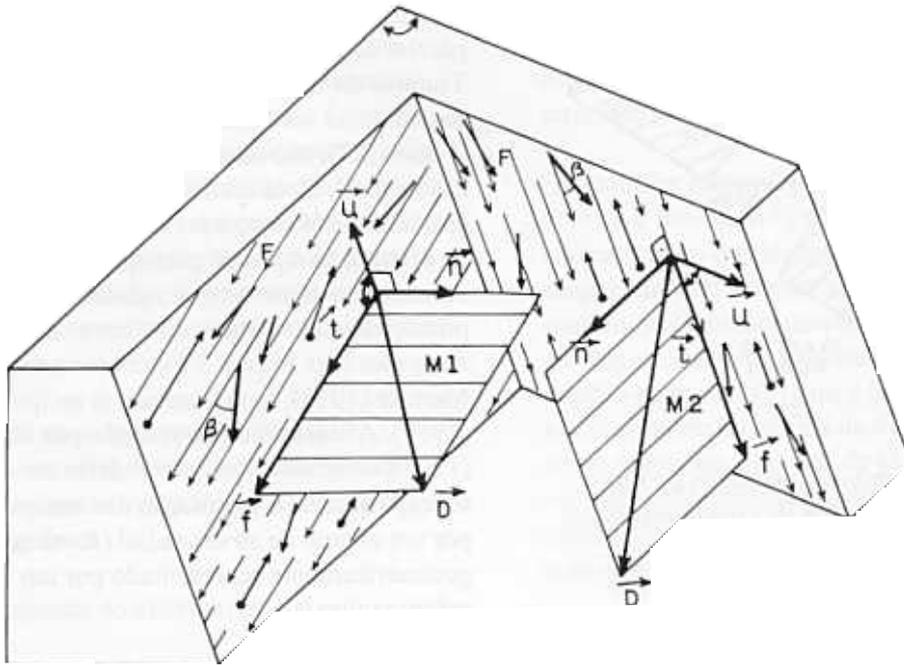


Figura 3.2b - Projeção estereográfica mostrando a mudança do sentido das estrias em função do valor σ_2 , no intervalo σ_1/σ_3 (parâmetro C) (Extraído de Aleksandrowski, 1985)

* ângulos entre os três principais eixos de esforços com respeito a três eixos geográficos que permitem a obtenção dos seus valores relativos à medida que rotacionam



- F - Planos de falha M - Planos de movimento \vec{t} - Vetor de cisalhamento \vec{D} - esforço principal aplicado ao plano de falha, resultante da parte desviadora do tensor T .
- \vec{u} - Vetor unitário no plano perpendicular a estria
 \vec{n} - Força normal ao plano F \vec{i} - Vetor unitário na direção de \vec{f}
- \dashrightarrow - Estria teórica (imposta por \vec{f}) \longrightarrow - Estria observada (real)
- $\dashrightarrow \bullet$ - Estria observada com sentido de deslocamento discordante do deslizamento teórico
- β - Desvio entre a estria teórica e a observada

Obs.: Utilizando-se cálculo matemático (Carey e Brunier, 1974) obtém-se o tensor médio T que é aquele cujos parâmetros minimizam o ângulo β , através da função:

$$F = \sum_{k=1}^{K \times n} (\vec{u}_k - \vec{D}_k)^2 / |\vec{D}_k|^2$$

sendo $T = F(\psi, \theta, \phi \text{ e } R)$

n = Número de falhas

\vec{D} = Esforço aplicado ao plano de falha, contido no plano M

ψ, θ, ϕ - Ângulos de Euler

Figura 3.3 - Principais elementos ligados a um sistema de falhas, associadas a diferentes tensores médios T

falhas quaisquer, encontraram o campo de esforços pertinente. Com base nos resultados de Carey e Brunier (1974), numerosos trabalhos descrevendo diferentes métodos de cálculos de um *tensor de esforços* foram propostos a seguir, destacando-se os de Angelier (1975); Armijo e Cisternas (1978); Angelier e Goguel (1979); Angelier e Manoussis (1980);

Etchecopar et al. (1981); Angelier et al. (1982) e, mais recentemente, Etchecopar e Mattauer (1988).

Todos estes métodos têm em comum cálculos matemáticos com programas computacionais sofisticados para a pesquisa do tensor. O princípio básico de todos eles, é que a direção e o sentido de

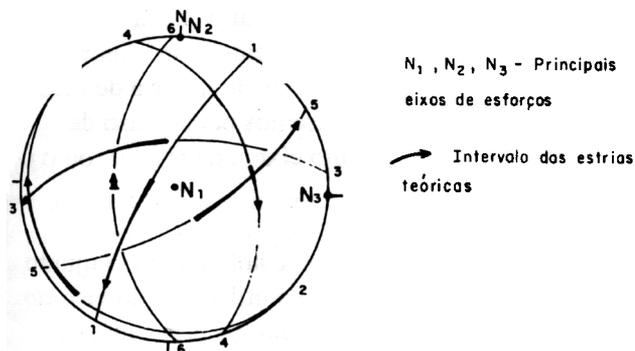


Figura 3.4 - Ilustração em projeção estereográfica de um sistema de falhas mostrando o comportamento diversificado de cada uma delas, materializado pela variação angular das estrias, de acordo com a mudança de valor de N_2 , mantendo-se os três principais eixos de esforços fixos. (Extraído de Angelier e Mechler, 1977)

deslocamento de uma falha está atrelada ao vetor de cisalhamento induzido sobre esta falha pelo tensor desviador pertinente àquele tensor de esforços. Em outras palavras, um dado evento tectônico é caracterizado por um tensor de *stress* homogêneo e, para uma determinada fase, o movimento resultante (responsável pela estria) tem a mesma direção e sentido do *shear stress*. O objetivo final é a determinação de um *tensor médio*, que equivale, na prática, calcular a média dos esforços aplicados nos limites do maciço rochoso considerado, para um determinado evento tectônico. O *cheque* da adaptabilidade do tensor encontrado para cada falha (ou população) é realizado utilizando-se, por exemplo, dois índices, denominados *índices de homogeneidade* (Angelier, 1983; Angelier et al., 1985), definidos por estes autores com base no trabalho de Armijo e Cisternas (1978), além do parâmetro R . O primeiro deles (beta) mede o desvio entre a estria real e a calculada (cisalhamento teórico), sendo este desvio pequeno para populações homogêneas aceitando-se afastamento máximo de 15° , para sucessivos valores de R . O segundo, trata-se do número de medidas que mostram sentido de deslocamento discordante do deslizamento teórico pertinente ao *shear stress* associado ao tensor de *stress* médio (Figura 3.3). Assim, a precisão do tensor, é função da retilinearidade das estrias e da persistência da sua direção sobre planos de deslizamento paralelos. As

principais exceções para uma ausência de dados coerentes, relativos a uma população de falhas, é a existência de uma deformação contínua, em nível crustal relativamente profundo, ou a presença de sistemas de falhas heterogêneas. Neste último caso, pode-se tratar de fases tectônicas sucessivas, variação do campo durante uma mesma fase (permutação entre σ_1 e σ_2 ou entre σ_2 e σ_3) ou rotação progressiva dos eixos de esforços em relação ao maciço estudado por exemplo, blocos falhados e basculados ao mesmo tempo.

Entre os métodos que separam em duas ou mais classes uma população de falhas heterogêneas, destacam-se o de Angelier e Manoussis (1980); Etchecopar et al. (1981) e Etchecopar e Mattauer (1988). A cada uma das classes determinadas corresponde um tensor médio de esforços, que poderiam caracterizar episódios tectônicos distintos. A individualização das populações homogêneas tem um complicador adicional, porquanto, necessitam à cada etapa, calcular o tensor médio correspondente, utilizando-se, por exemplo, o método de pesquisa quadri-dimensional desenvolvido por Angelier (1975), ou desvio angular entre estrias reais e teóricas (Armijo e Cisternas, 1978 e Etchecopar et al., 1981).

No sentido de simplificar a obtenção dos tensores, Angelier e Mechler (1977), desenvolveram um método gráfico que sobrepuja as deficiências daquele de Arthaud (1969), e não necessita de cálculos matemáticos. Trata-se do denominado *método dos diedros retos*. É rigorosamente fundamentado nos mesmos princípios dos métodos acima comentados, podendo ser aplicado aos mecanismos focais de sismos e às falhas desde que, desenvolvidas em um mesmo episódio tectônico. Todavia, ele não objetiva a determinação de um tensor médio de esforços, mas, baliza *regiões de confiança* onde se situam os principais eixos de esforços. Assim, para cada falha, ou mecanismo focal de sismos, dois diedros retos estão em compressão e dois em extensão, sendo eles limitados pelo plano da falha e pelo plano auxiliar (Figura 3.5). A sucessiva plotagem em estereogramas fornece regiões comuns em compressão e regiões comuns em extensão. É necessário precaução em relação às *medidas anormais* tomadas em ondulações de espelhos de falhas, medidas de movimento relativo erradas, que podem prejudicar os resultados. Nesse

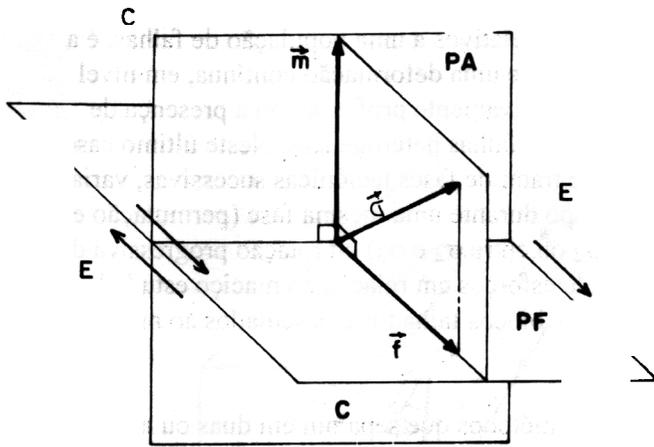


Figura 3.5 - Diedros retos em compressão (C) e em extensão (E) para uma falha F, gerada por um esforço $\vec{\sigma}$ cuja componente tangencial é \vec{f} . O plano auxiliar é perpendicular a \vec{f} e contém a normal \vec{m} ao plano de falha (PF - plano de falha; PA - plano auxiliar). (Adaptado de Angelier e Mechler, 1977)

sentido, é recomendado um tratamento dos dados em pequenos grupos, de modo que, se possa descartar aqueles não conformáveis ao tensor médio. Uma tentativa para eliminar tais efeitos é o tratamento através do denominado *método automático*, cujo princípio não é mais em termos de regiões comuns, mas o cálculo de percentagens, ou seja, proporção de diedros em compressão e em extensão para cada direção do espaço. Na prática, os eixos que representariam o tensor de esforços estão sempre localizados nas regiões de maior, intermediária ou menor frequência de diedros em compressão, σ_1 , σ_2 e σ_3 , respectivamente. Importante é salientar, que os eixos principais do elipsóide de esforço podem se encontrar em qualquer local dos diedros em compressão ou em extensão, e não são correspondentes aos eixos P e T da solução de mecanismo focal, a não ser em casos particulares quando existe coincidência entre os eixos principais de esforço e de deformação e ausência de fricção interna em maciço perfeitamente elástico e isotrópico, porquanto, a teoria matemática da solução de mecanismo focal é elaborada considerando-se um meio com estas características.

O valor do parâmetro R pode ser estimado, situando-se em determinados intervalos, desde que as falhas

tenham orientação diversificada, através da configuração e inter-relacionamento entre diedros em compressão e em extensão. Este valor varia de zero a um, atingindo os limites extremos para o caso de elipsóides de revolução cujo eixo é σ_1 (R = 0) ou σ_3 (R = 1).

Angelier (1979), desenvolveu e aplicou um conjunto de programas que permitiram a utilização do *método dos diedros retos* para tratamento de populações de falhas heterogêneas, identificando vários episódios tectônicos. Mais uma vez com sucesso, Bergerat (1982), chegou a identificar quatro principais eventos tectônicos, com base nestes programas.

Mais recentemente, Aleksandrowski (1985), a partir do aperfeiçoamento do trabalho de Arthaud (1969), propôs outro método gráfico, também aplicável, como o de Angelier e Mechler (1977), a um campo de *stress* triaxial. É baseado nas características do comportamento dos planos de movimento, na medida em que, a razão entre os valores dos principais eixos de esforço variam. Como para o método de Arthaud, este também não necessita que a maioria das estrias medidas venham acompanhadas do sentido do movimento. A determinação dos principais tensores é realizada através dos pontos de intersecção dos planos de movimento (CIP) associados com o plano que contém o maior número de estrias e suas direções. No caso da existência de apenas um ponto (ou região) de intersecção de planos de movimento (campo de *stress* radial) a interpretação é bastante simples, atingindo o parâmetro C (Equação 3) os valores extremos, zero ou infinito. Contudo, em quaisquer dos métodos gráficos, ou mesmo nos matemáticos, à medida que o valor de C (ou R) aproxima-se dos limites, a imprecisão na orientação dos esforços mínimos (C = infinito) e dos máximos (C = 1) vai gradualmente aumentando.

Quando o campo de *stress* é triaxial, existe mais de um CIP, sendo necessária a análise particular de cada um deles, com a utilização de planos que contenham os polos dos planos de movimento (GCP) e estrias. O cheque é realizado, para cada CIP, observando-se, se pelo menos três planos de deslizamento correspondentes aos planos de movimento são distribuídos em um grande círculo (GCF). Satisfeitas estas condições, os pontos de intersecções dos GCFs e GCPs para cada CIP, indicam o lugar geométrico dos

principais eixos de *stress*, para determinada população de falhas.

De acordo com o sentido de movimento de algumas falhas, os eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 são plotados, notando-se que, o sentido do movimento das estrias são dirigidas de σ_1 para σ_3 , sendo defletidas próximo a σ_2 . Interessante notar que, σ_1 e σ_3 situam-se sempre nas regiões de intersecção dos planos de movimento, mesmo para o caso de elipsóide triaxial.

Neste último caso, Aleksandrowsky (1985), utilizando-se da Equação 3 derivou a equação abaixo, que permite encontrar o valor do parâmetro C, na condição de esforço máximo:

$$C = \frac{lm}{n - n^3} \left\{ \frac{mn}{n} - \tan \theta \right\} \quad (\text{Equação 4})$$

onde:

l, *m* e *n* são os cossenos diretores da normal ao plano de deslizamento, e, θ é o *rake* do *stress* de cisalhamento máximo, os quais são encontrados a partir de relações trigonométricas simples, com valores obtidos no estereograma, para as atitudes de cada plano de movimento e das estrias associadas. O valor de C é então calculado, para cada estria, utilizando-se um número qualquer de planos de movimento, e a média destes valores fornece o valor médio de C. Ele varia de zero a infinito como mostrado nas Equações 2 e 4, atingindo os valores extremos para um campo de *stress* radial.

Observa-se assim, que trata-se de um método trabalhoso, cujo poder de resolução aumenta na medida em que, as populações de estrias sejam geradas por campos homogêneo e não tenha havido rotação de planos de falhas. Satisfeitas de um modo razoável tais condições, é possível separar-se populações homogêneas, podendo tratar-se, como para os modelos matemáticos, de diferentes episódios tectônicos, como aliás, já comprovado em trabalhos de campo (Aleksandrowsky, 1985). Dificilmente, entretanto, tal tratamento seria possível sem auxílio de programas computacionais.

O Método Utilizado - O método empregado para tratamento dos dados foi aquele desenvolvido por

Gallardo (1985). Trata-se de um método gráfico que utiliza o conceito de planos de movimento conforme concebido por Arthaud (1969) e Aleksandrowsky (1985), emprestando-lhe outra conotação, porquanto separa diferentes segmentos destes planos, em relação aos *diedros retos* em compressão e em extensão, conforme definido por Angelier e Mechler (1977). Difere do método de Aleksandrowsky por necessitar do sentido de deslocamento das estrias, não utilizando contudo os planos que as contém.

Pode ser empregado com sucesso no caso de campos de *stress* triaxial e identificar mais de um episódio tectônico, desde que, sejam satisfeitas determinadas condições, conforme comentado para os outros métodos. Como para o método de Angelier e Mechler (1977), ele determina *regiões de confiança* onde estariam situados os principais eixos de *stress*. Para a determinação destes eixos foram efetuados, utilizando-se um programa desenvolvido por Gallardo, os seguintes passos:

1. Plotagem, no estereograma de Schmidt, dos diversos planos de movimento e seus polos.
2. Plotagem da estria real e da auxiliar, esta situada no *plano auxiliar*, portanto a 90° da estria real, para cada plano de movimento, de modo a determinar os seus segmentos em compressão, estrias saindo, e em extensão estrias entrando.
3. Determinação de linhas de isodensidades de pontos de intersecção dos segmentos em compressão e dos segmentos em extensão, obtendo-se os respectivos baricentros (Figura 3.6).
4. Idem para os polos dos planos de movimento.
5. Estereogramas com estrias verdadeiras e finalmente, plotagem do tensor aplicativo (A), conforme mostrado na Figura 3.7.

O eixo σ_1 estaria localizado em qualquer ponto do baricentro dos cruzamentos dos segmentos em compressão, o eixo σ_3 idem para aqueles em extensão, e, o σ_2 de modo idêntico para os polos dos planos de movimento. Observa-se assim, como para o método de Aleksandrowski (1985), que a localização dos eixos σ_1 ou σ_3 está sempre na intersecção dos planos de

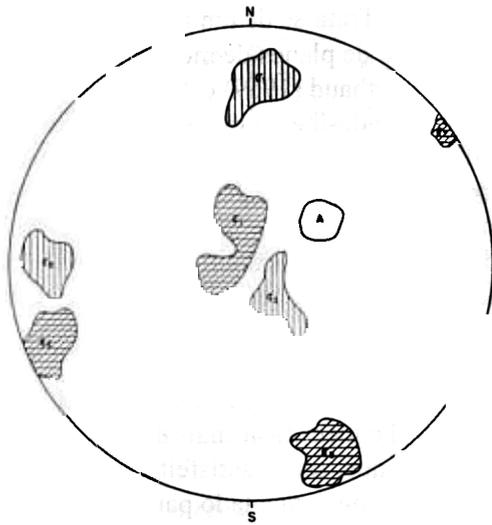


Figura 3.6 - Representação dos baricentros, ou regiões de confiança, dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 . O exemplo mostra a presença de duas populações. A população de maiores valores de linhas de iso-densidades (trama densa) é considerada como resultante do último evento (ver texto).

A- Provável região do tensor aplicativo para o último evento

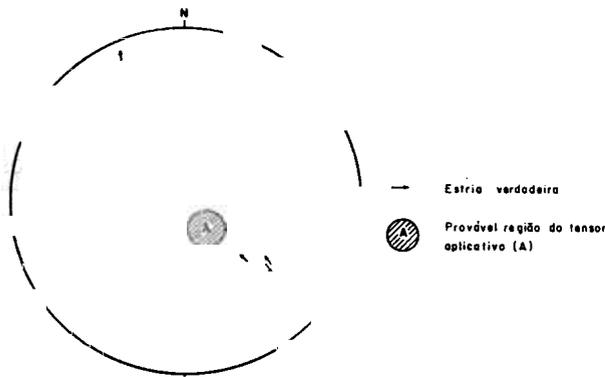


Figura 3.7 - Estereograma mostrando as estrias verdadeiras e provável região do tensor aplicativo

movimentos, nos caso do campo de *stress* radial, ou relativamente próximo a eles (*stress* triaxial). Com relação a este último caso, o método empregado continua perfeitamente válido, porquanto, como para os demais que empregam tratamento gráfico, os eixos estão quase sempre em uma *região de confiança*.

Para a determinação dos valores relativos entre os eixos de esforços principais, Gallardo (inf. verbal) com base nos trabalhos de Carey e Brunier (1974) e Carey (1976), utiliza-se do chamado *tensor aplicativo*, como adiante definido.

O campo de *stress* responsável pelos deslocamentos observados é caracterizado por um tensor diagonal T, definido pela matriz abaixo (Etchecopar et al., 1981):

$$T = \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix} \quad (\text{Equação 5})$$

desde que, a força tangencial aplicada sobre um dado plano resulte em um deslocamento tangencial na direção e sentido desta força, bem como, não exista torção.

Este tensor, pode ser separado em uma parte hidrostática, P, e uma parte denominada *desviadora* D Bott (1959), responsável pela força tangencial acima citada, ou *stress* desviador, a qual tem diferentes grandezas, segundo cada um dos três principais eixos de esforços, cujo referencial são os três ângulos de Euler. Assim, no total, seis grandezas são necessárias para definir o tensor T.

Entretanto, somente o tensor D contribui para a força tangencial f (responsável pelo cisalhamento máximo) que corresponde a um vetor unitário t, sendo ela uma componente da força resultante aplicada sobre um plano qualquer (Figura 3.3), porquanto, a parte hidrostática P pode ser subtraída, pois, resulta numa força normal ao plano de deslocamento, permanecendo inalterado os valores do *stress* de cisalhamento. Assim, o significado mecânico do tensor D é que ele representa unicamente um *state of stress* de cisalhamento, desde que, seus principais eixos são os mesmos do *stress* total. A direção e orientação do vetor t não muda quando T é multiplicado por uma grandeza constante e positiva. Assim, o vetor unitário t, na direção da força tangencial f, depende somente de quatro parâmetros, os quais são, os ângulos de Euler e o parâmetro R.

Entretanto, como demonstrado por Etchecopar et al. (1981), estes quatro parâmetros não definem um único tensor, mas um conjunto de tensores de *stress*. Apesar disso, os planos estriados definidos por estas quatro

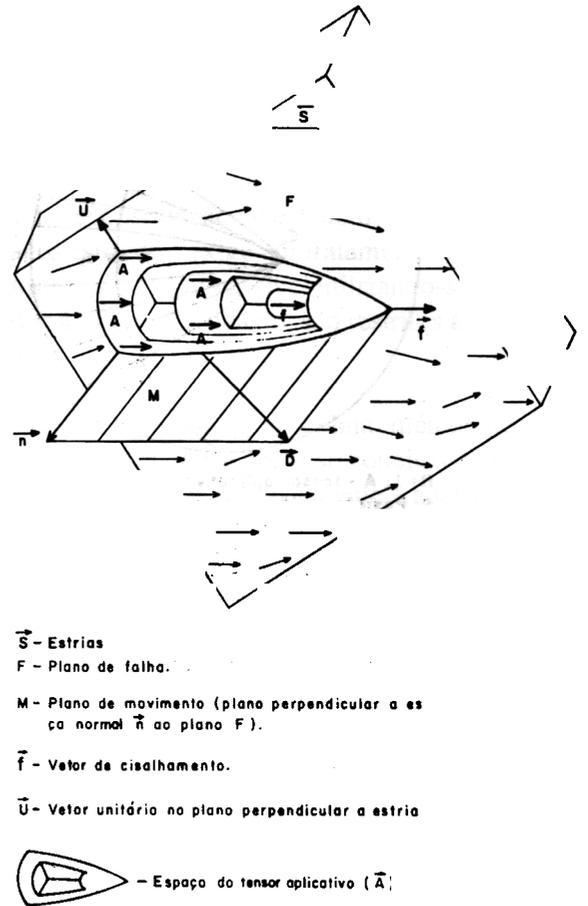
grandezas, são atrelados somente a um único tensor desviador normalizado (D_0), e o conjunto de tensores T , representado pelo tensor médio T .

Como visto, através do método gráfico desenvolvido por Gallardo, é impossível ser determinado o valor do parâmetro R utilizando-se das variáveis acima comentadas, porquanto, envolveria complexas simulações de diferentes direções e magnitude de grandezas vetoriais e planos, cujos interrelacionamentos, não são geometricamente representáveis. Entretanto, este valor pode ser obtido, utilizando-se o tensor por ele denominado tensor aplicativo (A), cuja existência é comprovada matematicamente, tendo relativamente fácil representatividade nos estereogramas, para uma população de falhas homogênea. No caso de populações heterogêneas, o tratamento puramente geométrico e visual, para um nível de confiança aceitável, somente permite encontrar este tensor para a população relativa ao último evento, ou, associada ao evento mais penetrativo em uma determinada localidade. Como para os outros métodos gráficos, o emprego de programas computacionais ajudaria a suprimir esta deficiência.

O embasamento teórico para o tensor aplicativo considera que os vetores de deslizamento (f /estrias) em quaisquer planos de uma população homogênea de falhas é função direta da projeção do aplicativo sobre cada um deles, não levando-se em conta a magnitude de f para o resultado perseguido, qual seja, a forma do elipsóide do tensor médio T . Importante ressaltar que, como anteriormente comentado, a teoria matemática que embasa a obtenção do tensor T , atribui unicamente à sua parte desviadora D e ao tensor normalizado D_0 , a postura e intensidade de f , conforme já discutido.

O tensor aplicativo situa-se no espaço teoricamente limitado por um cone, cuja geratriz contempla um ângulo máximo de 45° com σ_1 e eixo correspondente ao vetor de cisalhamento máximo f . Assim, este tensor se superpõe a σ_1 ($R = 0$) e situa-se entre este eixo e σ_2 ($R = 1$). As Figuras 3.8 e 3.9, ilustram de modo esquemático as relações entre o aplicativo e os três eixos de esforços principais.

O último passo do método é, a partir do estereograma de estrias, plotar o tensor aplicativo A , o qual,

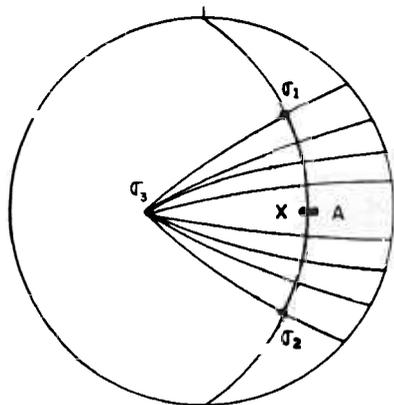


OBS: A posição do tensor aplicativo é função do desvio entre as estrias medidas, aproximando-se gradualmente do eixo do cone (f) dependendo da retilinearidade e persistência da direção das estrias para cada conjunto de planos paralelos.

Figura 3.8 - Ilustração esquemática mostrando a relação entre a tensão desviadora (\vec{D}) e o tensor aplicativo (\vec{A})

encontra-se em uma posição central ou o mais próximo possível do maior agrupamento de estrias. A seguir, mede-se o ângulo entre ele e os principais eixos de *stress*, e, através das relações entre os cossenos destes ângulos, calcula-se o valor de R .

No caso de populações heterogêneas como na figura citada, obtém-se mais de um campo de tensão, de modo que, para cada um deles, deve corresponder um determinado aplicativo, plotando-se apenas o relativo à primeira alternativa. Estes campos, podem significar a presença de mais de um episódio tectônico, observando-se as ressalvas discutidas nos métodos

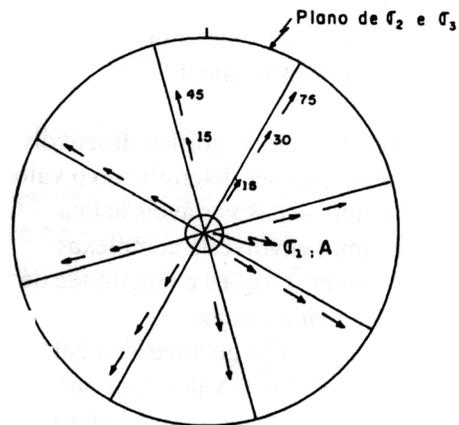


$R = 1$; A - tensor aplicativo.

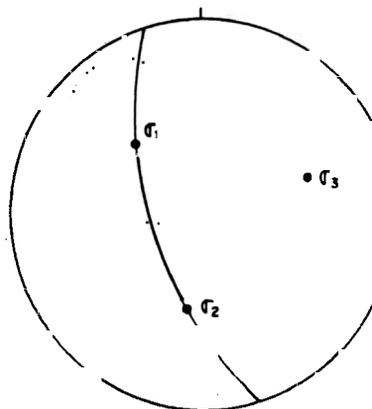
- Posição limite do tensor aplicativo. Teoricamente ele não pode estar contido no plano σ_1/σ_2 , desde que, implicaria num elipsóide uniaxial (desviador tectônico = 1) o qual não gera planos de cisalhamento.

— Segmento do plano que contém os dois maiores eixos de esforços (σ_1 e σ_2).

— Planos de movimento cujo eixo de rotação é σ_3 .



$R = 0$; — estria com mergulho indicado. Planos de movimento relativos a um cone de estrias, cujo eixo é representado pelo tensor aplicativo e sigma 1, (O).



$0 < R < 1$

Espaço do vetor aplicativo.

Figura 3.9 - Estereogramas ilustrativos mostrando as diferentes posições do tensor aplicativo em relação aos principais eixos de esforços, com a variação do parâmetro R

anteriores. A alternativa escolhida como representante do campo mais recente é baseada nos valores das linhas de isodensidades de cada um dos eixos principais, a partir da consideração de que o último evento tende a apagar os registros dos anteriores. Nesse sentido, é importante ressaltar, que as

deformações frágeis, apesar de ao contrário das plásticas (mais concentradas ao longo dos eixos dos cinturões de dobramento) serem mais abrangentes, seus reflexos são bem mais efetivos próximos às maiores falhas. Assim, são caracteristicamente mais discretas, de modo que, em regiões poli-deformadas, é

temerário a utilização generalizada deste critério, devendo sempre ser utilizado juntamente com observações de campo e demais métodos utilizados para análise neotectônica. Quando possível, utilizou-se o critério do marcador mais jovem no plano de falha (cruzamento de estrias ou outros marcadores de movimento).

A partir do cálculo de R , e em função da postura dos eixos principais, encontra-se o regime tectônico responsável por aquele determinado campo, conforme definido por Philip (1987) (Figura 3.10).

Complementa-se a caracterização do campo de *stress*, de modo qualitativo, através da representação esquemática dos círculos de Mohr, para os três principais planos ($\sigma_1 - \sigma_2$; $\sigma_2 - \sigma_3$ e $\sigma_3 - \sigma_1$), no caso de *stress* bi ou triaxial, de modo a indicar o espaço de rutura para quaisquer outros planos ou falhas.

Utiliza-se para isso, os valores dos cossenos dos ângulos de A com os três principais eixos.

De qualquer forma, todos os métodos gráficos fornecem tensores aproximados. Com efeito, a direção da estria é função dos três ângulos de Euler, (que permitem orientar o plano de falha em relação aos três eixos de esforços) e do parâmetro R , indicador da forma do elipsóide. Assim, a determinação correta do tensor T (reconstituição do estado de esforço) a partir de planos estriados, exige um tratamento à quatro dimensões, o que é impossível utilizando-se os métodos gráficos, porquanto, são restritos ao espaço tridimensional.

Ressalte-se, finalmente, que nenhum método de análise microtectônica é por si só conclusivo, não podendo-se dispensar o mapeamento e análise estrutural tradicional, para o entendimento da tectônica de uma região.

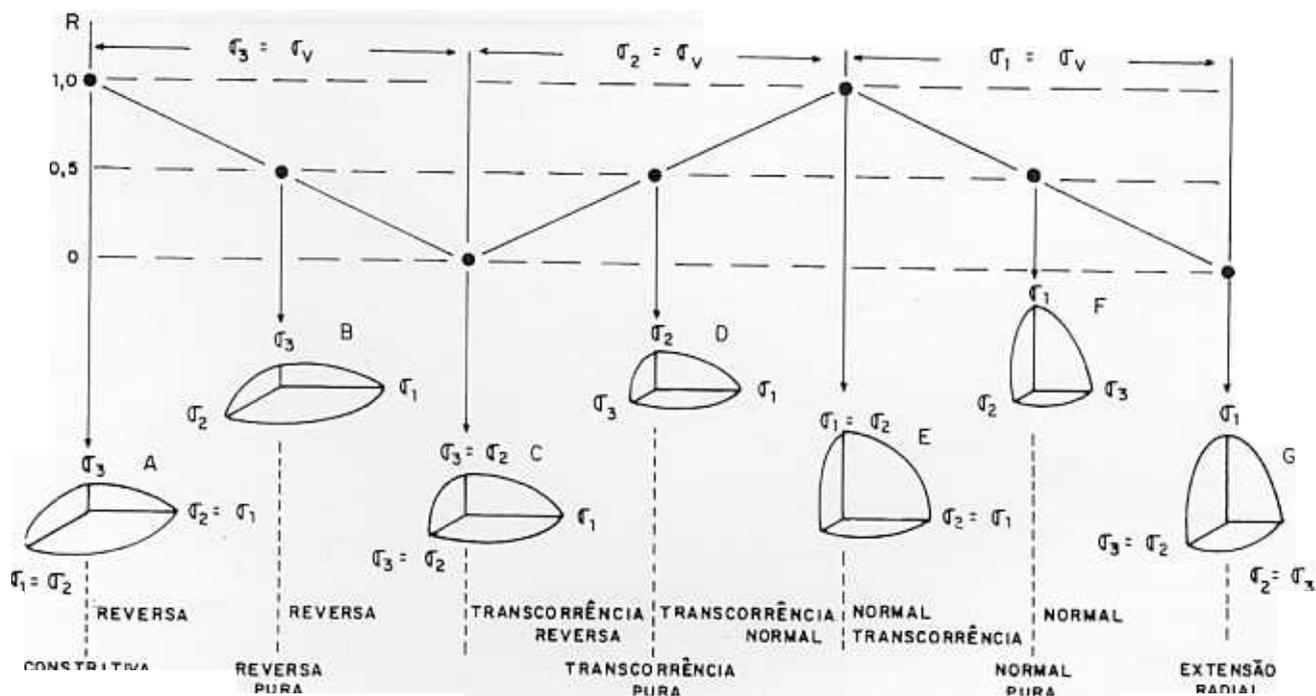


Figura 3.10 - Classificação dos regimes tectônicos (tipos de deformação) em tectônica rúptil em função das diferentes posturas dos principais eixos de esforços e variação do parâmetro R (Phillip, 1987)

Resultados Obtidos

Regionais

O emprego da metodologia anteriormente descrita, permitiu a elaboração das cartas de lineamentos, suavização topográfica, anomalias hipsométricas e neotectônicas, cuja análise integrada, juntamente com dados sismológicos, levou a obtenção dos seguintes resultados principais: 1 - Identificação de

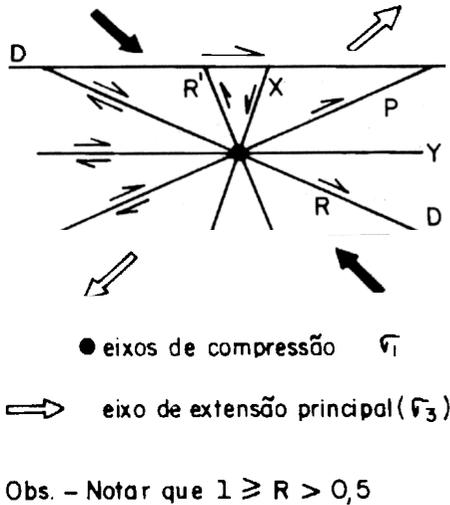


Figura 4.1a - Sistema Riedel utilizado na concepção dos modelos

falhas/famílias de falhas responsáveis pelo arcabouço morfoetectônico da região, sendo algumas delas consideradas como gerenciadoras dos sismos. 2 - Identificação de dois sistemas *Riedel* atuantes a partir do Terciário Superior, de modo que, o mais recente é considerado como responsável pela atual deformação (Figuras 4.1a, b, c). 3 - Identificação de zonas em encurtamento e em extensão, sendo uma destas

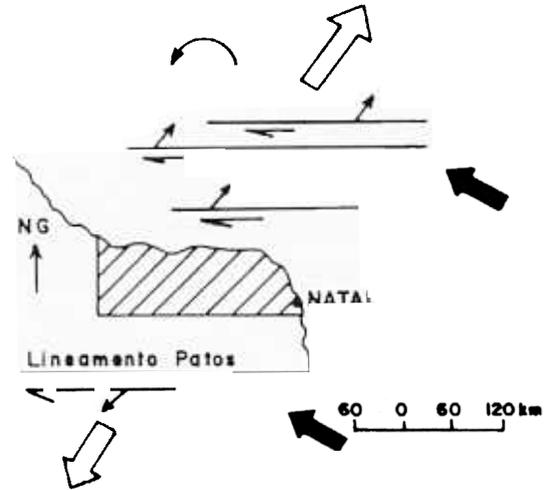


Figura 4.1b - Outro modelo interpretativo, cuja resultante vetorial é a extensão NE-SW

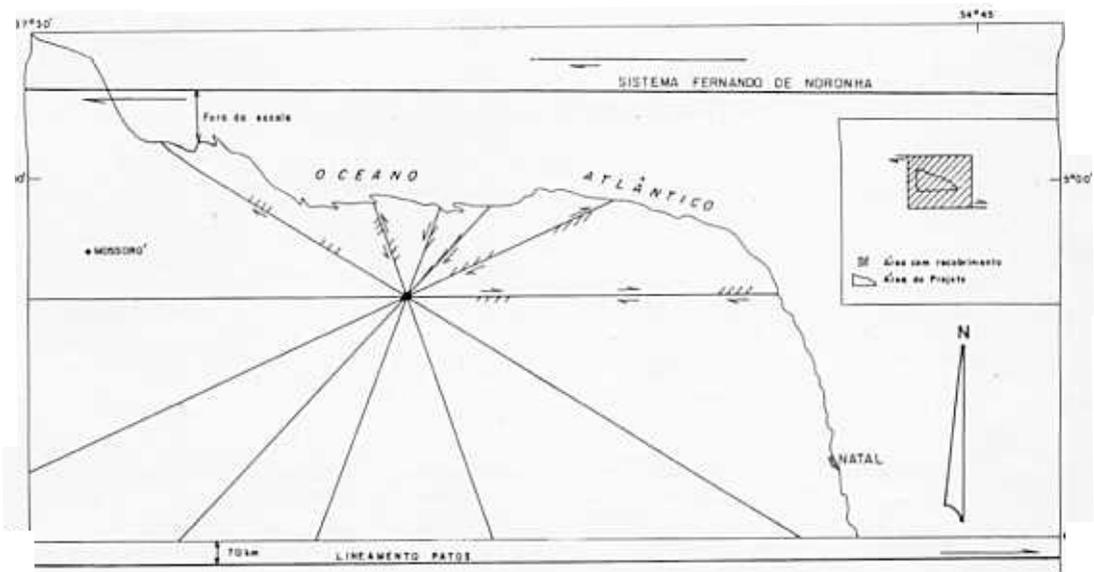


Figura 4.1c - Esboço tectono-estrutural, considerado como correspondente ao campo atual iniciado no Holoceno, mostrando as direções e o comportamento das principais famílias de falhas. O modelo propõe que o regime extensional-transcorrente foi produzido a partir de um recobrimento do tipo "en échelon" entre o L. Patos e o prolongamento para a margem continental de falhas transcorrentes extensionais dextrais do Sist. F. de Noronha

últimas, representada pelo *gabren* do rio Açú (Figura 4.2). 4 - Melhor entendimento da sismicidade da região de João Câmara. 5 - Esboço preliminar de uma zonificação sismotectônica.

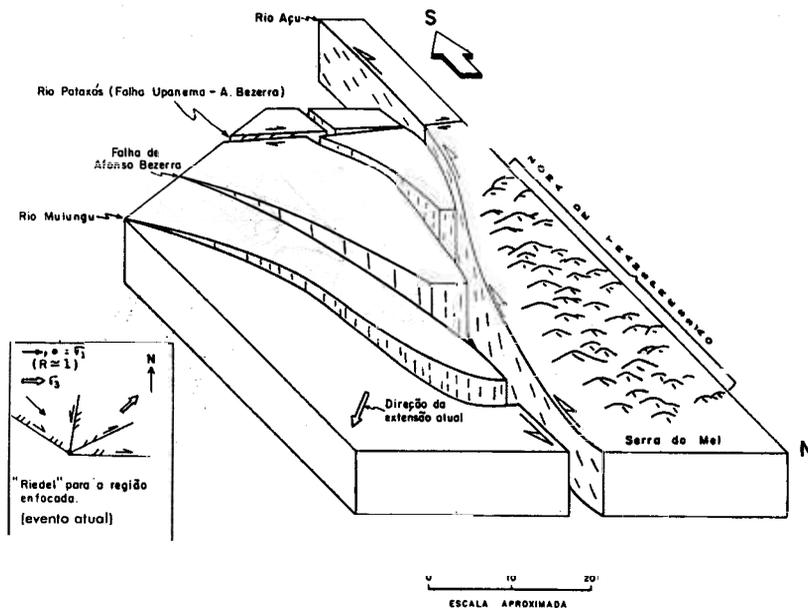


Figura 4.2 - Consolidação da abertura do "Graben" de Açú implantado sobre um sistema N10-20E (X do Riedel), facilitado pela retomada do sistema NW-SE

A Região de João Câmara

As estruturas E-W e ENE, segundo Gallardo e Perez (1988), constituem dispositivos (cunhas) que são consideradas por eles como responsáveis pelos atuais sismos na região de João Câmara, enquanto que, conforme defendido nos diversos trabalhos baseado em observações sismológicas, os tremores são provocados pela reativação da denominada *Falha de Samambaia*, com direção N40-45E, a qual funcionaria principalmente, como falha transcorrente dextral.

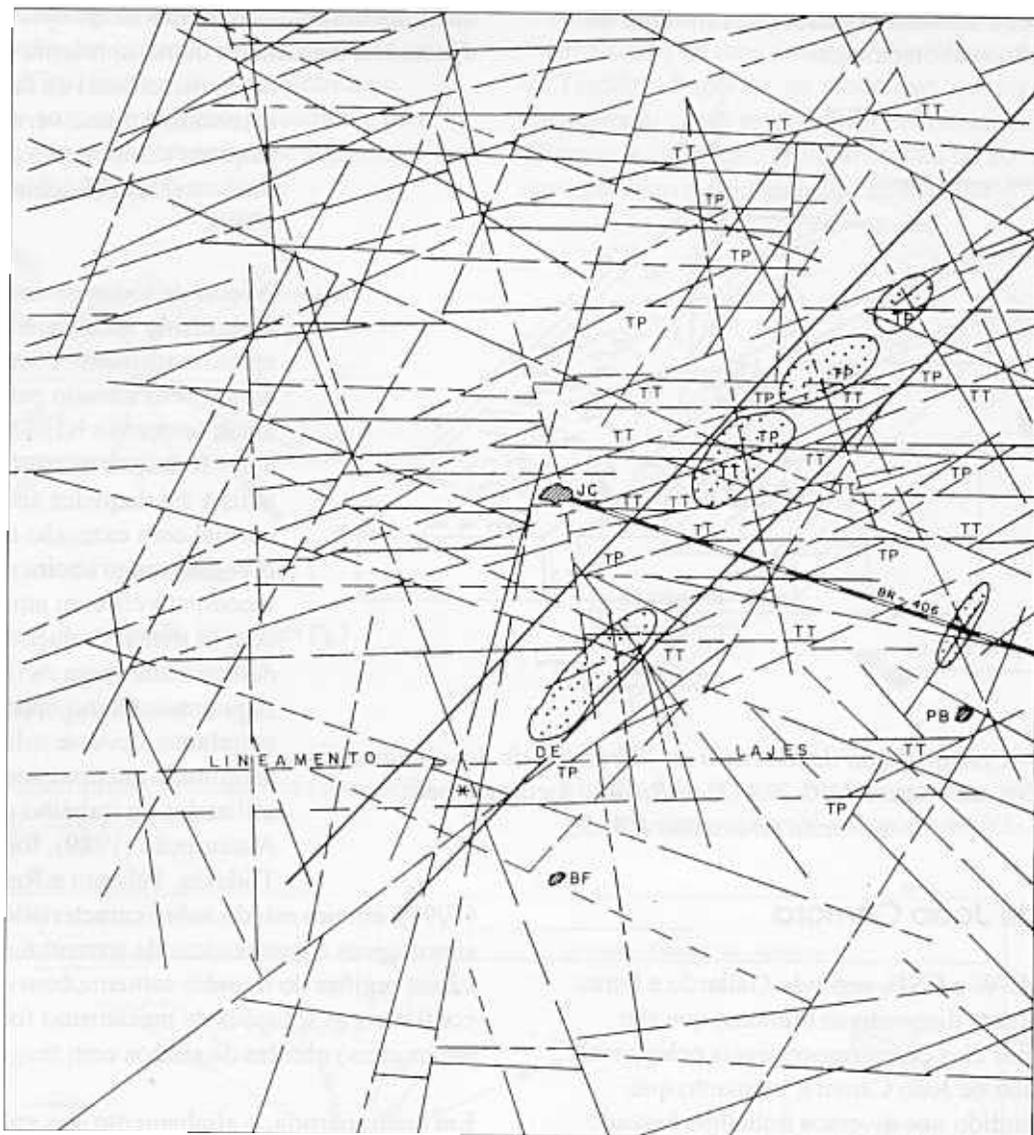
As ruturas transcorrentes dextrais, com leve componente extensional (regime transtraccional), estão registradas em quase todos os modelamentos para solução de mecanismo focal. Entretanto, os epicentros contemplam quatro principais agrupamentos, cujo espaçamento chega a atingir 4 km e conferem à *faixa* de Samambaia, atualmente, uma largura, de quase 5 km (Figura 4.3). Além disso, no mínimo três planos ajustam-se aos hipocentros, todos orientados segundo

N40-45E. Importante também é que, no agrupamento mais a sul, os dados relativos a um dos planos mostram uma mistura maior de compressões e dilatações. Enquanto o outro, apresenta uma solução de mecanismo focal de falhamento extensional quase vertical, com uma pequena componente de transcorrência (Sophia e Assumpção, 1989).

Apesar de todos os dados de mecanismo focal serem aproximadamente compatíveis com o tensor determinado para o campo atual, (extensão NE-SW com $0,5 < R < 1$, os relativos ao plano mais a sul daqueles autores (falha normal com extensão em torno de NW-SE) em primeira análise, são incompatíveis com aquele tensor, e com as demais soluções planares determinadas para os outros segmentos. Como oportuno, entretanto, deve-se salientar que, a magnitude máxima dos sismos utilizados no trabalho de Sophia e Assumpção (1989), foi de 3,9. Todavia, Talwani e Rajendran

(1991), em um estudo sobre características simiológicas e geométricas de terremotos intraplacas de várias regiões do mundo, somente consideram como confiáveis as soluções de mecanismo focal (e outros parâmetros) obtidas de sismos com magnitude $\geq 4,5$.

Em contrapartida, o alinhamento dos epicentros dos sismos de Poço Branco sugere uma direção muito próxima a N30E, com base no mapa anexo ao trabalho de Takeia et al. (1989), superpondo-se a uma falha com este rumo (Figura 4.3). A solução de mecanismo focal, ainda segundo este autor, *pode apresentar grande indeterminação* mas, fornece um modelo semelhante aos de Samambaia, ou seja, transcorrência dextral com leve componente extensional. Apesar do esperado comportamento transcorrente com alguma separação, para esta direção, admite-se que ela tenha, preferencialmente, uma movimentação sinistral, desde que, ocupa uma posição mais próxima a X do que a P de um *Riedel* dextral com compressão em torno de NW-SE. Entretanto, considerando o regime



-  Limite da "Faixa de Samambaia"
-  Limite dos principais agrupamentos de epicentros dos sismos de João Câmara (extraído de Sophia e Assumpção, 1989) e de Poço Branco (extraído de Takeya et al., 1989).
- TT, TP** Zonas Transtracionais (TT) e Transpressionais (TP) para dispositivos em cunha (terminações) de falhamentos E-W e ENE dextrais.
- *** Epicentro do sismo de Bento Fernandes (set. 89).
-  João Câmara (JC), Poço Branco (PB) e Bento Fernandes (BF)



4km

Figura 4.3 - Mapa de lineamentos estruturais (primeira filtragem da trama densa) para a região de João Câmara - Poço Branco

extensional-transcorrente, o eixo compressivo regional deveria situar-se em torno de WNW-ESE, de modo que, é difícil estabelecer com segurança o seu movimento relativo, com base apenas nos argumentos geológicos até então conhecidos.

Fato interessante a comentar, a partir da observação da Figura 4.3, é a maior frequência de deslocamentos sinistrais para a direção N50-60W, a qual, de acordo com o modelo considerado como responsável pelo campo atual, seria sintética (R) do *Riedel* dextral (direção atualmente fossilizada?). Outra interpretação poderia ser avocada, partindo-se do pressuposto de que o tensor atual, pelo menos localmente, fosse resultante de um regime de cisalhamento puro. Aliás, dispositivos sugerindo simetria ortorrômbica (tensor biaxial) teoricamente atrelados a esta condição, são observados nos entornos de Poço Branco e em outros locais. Entretanto, experimentos efetuados por Reches e Dieterich (1983), determinaram que sob campos triaxiais, até 4 *sets* de simetria ortorrômbica, com falhas conjugadas, podem ser produzidos, desde que, já existam descontinuidades anteriores. Este fenômeno, corrobora o caráter triaxial de todos os tensores determinados, de modo que, o problema do deslocamento das falhas WNW ainda está em aberto.

Aceitando-se o modelo de Sophia e Assumpção (1989), como reflexo pertinente das deformações, o fato de que, nenhuma estrutura contínua nesta direção (ao longo da referida faixa) é percebida nas imagens e fotos aéreas, propõe-se que falhas de direção N40-45E, estejam, neste sítio, em processo de formação. Admitir-se que trata-se de falha (ou falhas) antiga reativada, ainda *cega*, encontra argumentos contrários, no fato de que hipocentros rasos (alguns situam-se a poucas centenas de metros) são característicos, segundo Scholz (1991), de falhas sem *gouge* ou material pouco consolidado, portanto, mais apropriadamente relacionados a falhamentos recentes ou em formação. Como consequência, ainda segundo este autor, não observa-se terremotos nucleados à profundidades menores que 2 km em falhamentos bem desenvolvidos (sucessivamente reativados durante um longo intervalo de tempo).

O modelo de Gallardo e Perez (1988), baseia-se em um campo de tensões do tipo transcorrente-extensional ($\sigma_1 = \sigma_2$) para a região, de João Câmara, com extensão

em torno de NE-SW, confirmado regionalmente pelo Projeto João Câmara. Os falhamentos E-W e ENE foram considerados por aqueles autores como principais gerenciadores do modelado sismotectônico atual. Deste modo, constituiriam dispositivos sob a forma de *cunhas*, e, as tensões desenvolvidas em suas partes mais internas (nos entornos do vértice o tensor é o mesmo) seriam as responsáveis pela sismicidade. Além disso, explicariam as direções dos eixos P e T, determinados pela solução de mecanismo focal composto (Assumpção, 1986), respectivamente E-W e N-S em ângulo ($\pm 45^\circ$), com as direções σ_1 e σ_3 , encontrados nas porções externas dos dispositivos e correspondentes ao campo regional. Todavia, regimes transtracionais (em relação a estes dispositivos e considerando uma movimentação dextral, aliás bastante evidente na Figura 4.3 e no restante da área estudada), somente seriam originados em locais onde as falhas E-W terminassem nas ENE, ou fossem deslocadas por estas.

Tais dispositivos, de fato existem, e podem até ser os dominantes numa escala mais regional, justificando a transtração e explicando a extensão (eixo T) dos modelos sismológicos apesar de que, somente em casos muito particulares o referido eixo, juntamente com o eixo P (compressão) concorda com a direção de σ_3 e σ_1 do tensor local (ou regional). Porém, invertido o relacionamento entre os falhamentos E-W e ENE, o que frequentemente é comum, não só na região de João Câmara, mas em outros locais, o regime obtido é do tipo transpressional. Assim, levando-se em conta a coerência e repetitividade das soluções de mecanismos focais encontradas para os sismos da região (transtração), o modelo de Gallardo sofre algumas restrições, a não ser, admitindo-se que atualmente, apenas as direções ENE estejam ativas em relação às E-W, e somente nas regiões de suas junções, seriam produzidas as rupturas N40-45E.

A presença de terremotos intraplacas próximo à intersecção de duas ou mais falhas foi também verificado por Talwani (1988), e Talwani e Rajendran (1991), a partir de um estudo de 29 dos maiores sismos mundialmente conhecidos. A intersecção destas falhas ou zonas sismogênicas (modelo de intersecção de Talwani, 1988, ainda segundo aqueles autores, é o local favorável para acumulação de *stress*, de modo que, é esperado sua maior amplificação na região

próxima à intersecção do que sobre quaisquer dos planos de falha. Fato este, ainda segundo Talwani e Rajendran (1991), compatível com o modelo teórico de Andrews (1989). Na maioria dos casos, o evento se dá não na intersecção propriamente dita, mas nas suas imediações. Duas importantes relações angulares foram também verificadas por eles: o ângulo entre a falha principal e o esforço máximo horizontal (falhas transcorrentes) é, em geral, de 40° a 50°, enquanto o ângulo obtuso da intersecção está sempre entre 90° e 110°.

Baseando-se nestas últimas observações, ressalta-se que, além das restrições anteriormente comentadas para o dispositivo de Gallardo e Perez (1988), o ângulo obtuso entre as falhas gerenciadoras (E-W e ENE ou mesmo entre as primeiras e as ruturas N40-45E) é da ordem de 130° a 150°, bastante superior, portanto, ao ângulo máximo encontrado por Talwani e Rajendran (1991). Procurou-se então, identificar um dispositivo alternativo para o modelo das *cunhas* que satisfizessem não apenas as condicionantes sismotectônicas anteriormente comentadas, mas, também condizentes com as soluções de mecanismo focal determinadas e com o intervalo angular obtido por aqueles autores.

Outro fator, ora considerado como de importância fundamental no controle dos sismos, além dos dispositivos comentados, é de ordem litológica. Assim, a *Falha de Samambaia* se sobrepõe à intrusões máficas e/ou situa-se na zona de contato entre *unidades de características magnéticas distintas*, que confere à faixa um efetivo alinhamento magnético segundo N40-45E (Rand, 1986; Brasil. DNPM, 1990). A presença de corpos máficos são, segundo alguns autores (ver Long e Zelt, 1991) responsáveis pela concentração de *stress*, especialmente na região do contato, o qual pode atingir até mesmo 200% acima do valor regional. Long e Champion (1977), admitem ainda que, alguns terremotos da Carolina do Sul, são melhor explicados pela amplificação do *stress* próximo a grandes intrusões máficas, do que pela reativação de falhas conhecidas.

Com base no exposto até então, alguns aspectos relevantes devem ser sumarizados:

1. A Falha de Samambaia trata-se de uma série de ruturas sísmicas de neo-formação, com direção

N40-45E, definindo uma faixa, que quase duplicou sua largura desde 1986.

2. Estas ruturas estariam associadas a dispositivos que, predominantemente, estejam funcionando em regimes do tipo transtraccional, satisfazendo também as demais condições anteriormente comentadas. Assim, propõe-se que estes mecanismos sejam formados pela intersecção de falhas E-W sintéticas e em torno de N-S (antitéticas), os quais, para quaisquer movimentos relativos produzem campos transtraccionais nas imediações dos seus vértices e fazem entrè si ângulos variando em torno de 90° a 120°.

3. Os sismos seriam provocados pela amplificação do *stress* devido à presença das intersecções e das intrusões máficas. A direção N40-45E seria dificilmente ativada (mesmo como *re-shear*; ver Sibson, 1985 e Price e Cosgrove, 1990) em relação à postura do principal eixo de compressão regionalmente determinado, o qual é em torno de NW-SE. Admite-se assim, que, na região dos vértices (ou no interior dos vértices agudos, conforme Gallardo e Perez, 1988) os eixos horizontais do tensor de esforços sofrem uma rotação anti-horária, ocupando o eixo principal do esforço uma direção em torno de WNW-ESE. Mesmo assim, se as condições para rutura ainda não fossem alcançadas, assumindo-se o σ_3 efetivo como tensional, (conforme determinado na maioria dos afloramentos estudados e soluções de mecanismo focal) elas seriam facilmente obtidas (ver Sibson, 1985 e 1990).

4. As zonas de fraqueza pré-existentes (ou descontinuidades) seriam representadas pelos contatos rochas máficas-embasamento ou por planos de fluxo dos corpos máficos.

5. A resolução das tensões nos dispositivos admitidos seria efetuada de modo distinto, com deslizamento friccional estável (*creep*, *shear stress*/velocidade de deslizamento maior que zero) para as estruturas pré-existentes e ora reativadas (talvez condicionada, por exemplo, à espessura de *gouge*, corrosão de asperitos etc.) e *stick slip* (quando é invertida aquela desigualdade; ver Ruina (1983); Scholz (1987); Shimamoto (1989); Hobbs et al. (1986) para a direção N40E.

Considerações Sobre Riscos e Zonificação Sismotectônica

O conceito de riscos sísmicos é atrelado a fatores de ordem sócio-econômicos, sendo expresso em termos probabilísticos, os quais, fundamentam-se no princípio da recorrência, ou de ciclo sísmico. Este princípio, baseia-se no pré-suposto de que a sismicidade do futuro seja semelhante a do passado.

Segundo Scholz (1990), mesmo regiões cuja história é registrada há bastante tempo como na China e Japão), os registros disponíveis são insuficientes para adequada utilização, porquanto, elas podem conter falhas cuja atividade sísmica tenha recorrência da ordem de até dezenas de milhares de anos. Além disso, informações disponíveis e confiáveis sobre terremotos catastróficos remontam somente há algumas centenas de anos. Nas regiões intraplacas estes registros são ainda mais problemáticos, e, no Brasil, não são conhecidos até então.

Tentativas de sobrepujar estas dificuldades são feitas através da relação frequência de sismos-magnitude, estabelecida por Gutenberg e Richter em 1944, e, mais recentemente, com o aperfeiçoamento dos métodos de datações geocronológicas, especialmente em material orgânico através do estudo de paleosismicidade.

Observa-se, assim, as dificuldades pertinentes a quaisquer tentativas de uma zonificação de riscos, especialmente em áreas carentes de um catálogo, histórico e espacialmente abrangente, monitoramento instrumental deficiente e cultura pertinente ainda embrionária (como no Brasil, e no Nordeste, em particular). Nesse sentido, pelo menos à luz dos resultados alcançados pelo presente trabalho, este objetivo não pode ser alcançado.

Entretanto, como os terremotos não ocorrem aleatoriamente, mas associam-se a zonas de fraqueza/falhamento, procurou-se, sob um enfoque mais regionalizado e factual, identificar as macro-estruturas, não apenas relacionadas aos atuais abalos da área de João Câmara, mas a todos os sismos com registros bibliográficos. Porquanto, entende-se que eles estão interligados àqueles elementos de maior escala, que, de alguma forma, são os responsáveis pela

sismicidade da região. Apesar de em muitos casos, ser impossível relacionar terremotos intraplacas a estruturas visíveis na superfície (ver Scholz, 1990).

Através da análise das Figuras 4.4a e b, observa-se que todos os sismos encontram-se sobre, ou nas proximidades dos grandes lineamentos E-W, destacando-se o de Lajes e das direções N10-30E/N10-30W, ou próximo às suas junções, inclusive os da faixa João Câmara e Poço Branco. Sobre o Lineamento de Lajes incidem cinco, que correspondem à metade dos sismos plotados, sendo um deles, correlato à atividade mais recente da faixa Samambaia. Estes fatos, ao lado do relacionamento destas estruturas ao magmatismo Cenozóico Superior, embasam a sua vocação sísmica. Todavia, observa-se que alguns destes abalos aparecem próximos à junções E-W/ENE inclusive os registros de paleo-sismos, ficando ainda duvidoso se este interrelacionamento é meramente casual.

Entretanto, para o atual nível de conhecimento, admite-se como mais provável, o modelo que lança mão das falhas E-W e das antitéticas em torno de N-S, à luz dos argumentos teóricos e factuais já comentados, apesar do ainda baixo nível de confiabilidade, devendo ser testado a partir de trabalhos complementares (Figuras 4.4a e b).

Alguns parâmetros para análise de riscos sísmicos na região nordeste já foram preliminarmente estabelecidos. Assim, Ostenaar (1988), para uma área de cerca de 200.000 km² (parte do Estado do Ceará e Rio Grande do Norte) estima um MCE de $m_b = 5,5$ a 6,0 com probabilidade de recorrência anual da ordem de 10^{-4} ou menos. Ferreira et al. (1988), estimam, para o Nordeste, recorrência em torno de quatro anos para sismos maiores que $m_b = 4$. Entretanto, no Nordeste Oriental, áreas com maiores probabilidades de riscos podem ser melhor balizadas, apesar do ainda insuficiente número de informações. Com efeito, considerando-se a área enfocada como integrada a este contexto, as estruturas já comentadas assumem maior destaque, no sentido de que, estatisticamente, são localidades de maior favorabilidade para fontes de futuros sismos, inclusive do MCE.

Apesar destas tratativas, como primeira tentativa para uma futura zonificação sismo-tectônica mais realística,

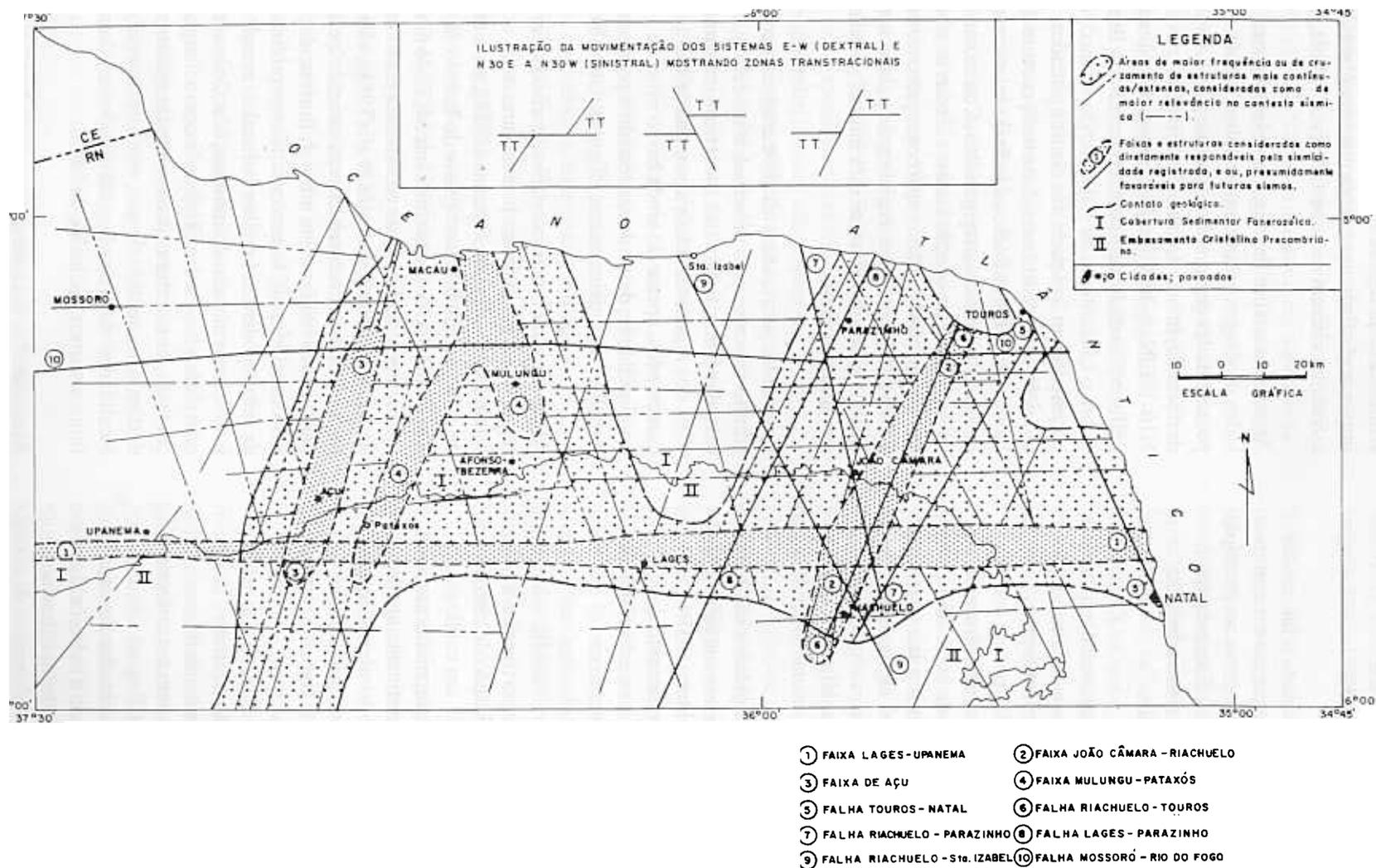


Figura 4.4a - Esboço sismotectônico preliminar da área estudada

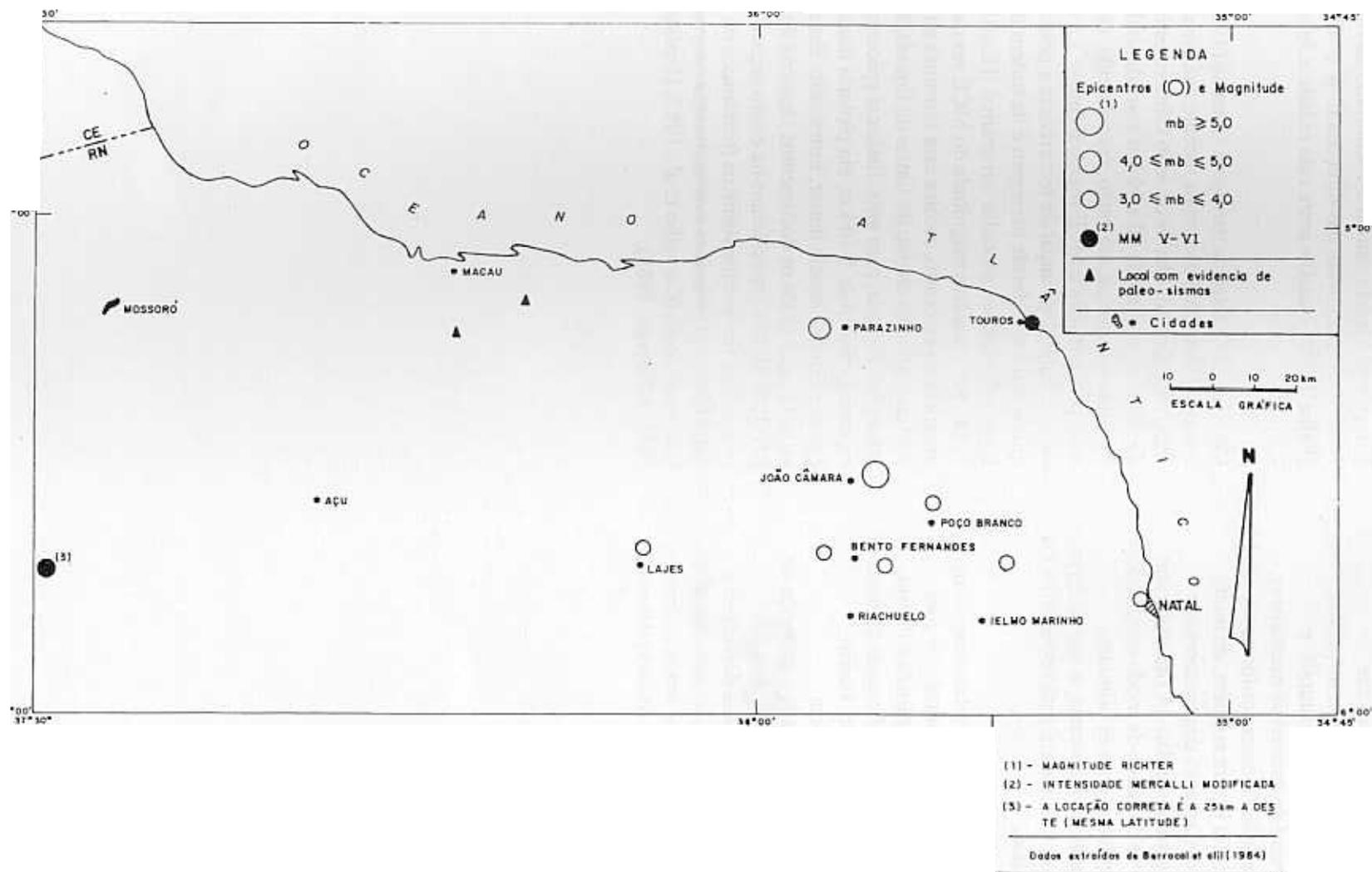


Figura 4.4b - Mapa de localização dos sismos atuais e evidências de paleo-sismos

delineou-se algumas faixas com maiores probabilidades de riscos, baseando-se na presença ou associação daqueles elementos estruturais e prolongamento do *trend* de anomalias magnéticas, como para a faixa de João Câmara conforme mostrado nas Figuras 4.4a e b. Ela ilustra também, de modo esquemático, o comportamento dos tensores em função dos seus movimentos relativos (dextral para E-W e sinistral para os demais), de modo que, regiões em transtração são obtidas, com as primeiras deslocando as segundas ou vice-versa, o que poderia explicar os mecanismos focais até então determinados na Faixa de Samambaia.

Chama-se atenção contudo, para a relativamente baixa atividade sísmica da região, comparando-se com outras áreas do globo e mesmo da América do Sul, bem como, as também pouco significativas chances de recorrência, conforme já comentado. Porém, levando-se em conta fatores de ordem sócio-econômicos, deve ser ressaltada a presença de lineamentos E-W e ENE na região de Açú e falhamentos NNE. Entre estes últimos destaca-se a Zona de Falha de Açú, que poderia ser considerada, com base no modelo proposto, como um *gap sísmico* cruzando o barramento do Açude Armando Ribeiro

Gonçalves. Modelo similar é encontrado na região de Natal com cruzamento das direções E-W e N20W (Falha Touros-Natal) e entre esta cidade e João Câmara.

Com relação a referida barragem Ostenaar (1988), como subsídio para uma mais recente análise de segurança face aos abalos de João Câmara estima uma distância epicentral de 20 a 30 km considerando a estrutura mesozóica, até então, reconhecida como a mais próxima para o MCE regional ($m_b = 5.5$ a 6), cuja probabilidade anual de recorrência a poucos quilômetros da referida barragem é da ordem de 1 E-5. Estas informações, plotadas em gráfico (Hradilek, 1988) que considera magnitude do MCE *versus* distância do epicentro, mostra esta estrutura situada confortavelmente abaixo do limiar da liquefação da fundação. Todavia, para uma distância epicentral mesmo da ordem de 5-10 km, ela plotaria numa faixa que se sobrepõe àquele limiar. Entretanto, deve-se salientar, que todos os documentos técnicos do DNOCS/BUREC consideram-na como segura com relação aos fenômenos sísmicos (tectônicos ou induzidos) que poderiam eventualmente ocorrer nas suas imediações (Carvalho et al., 1987; Hradilek, 1988; e Ostenaar, 1988).

Conclusões

Além da sismicidade que por si só demonstra a atividade tectônica na região da Bacia Potiguar, as observações geológicas em unidades terciárias e quaternárias mostraram a existência de estruturas que documentam deformações recentes inclusive com rupturas sísmicas.

Os diferentes métodos utilizados para análise neotectônica regional mostraram uma convergência adequada, permitindo determinar diversas famílias de falhas e lineamentos, alguns comprovadamente ativos, comportando-se como principais gerenciadores do arcabouço morfotectônico, e considerados como dos mais importantes no contexto sísmico.

O programa utilizado para tratamento dos dados, permitiu identificar com alguma margem de segurança, a presença de vários episódios tectônicos superpostos impressos em unidades recentes.

De um modo ainda interpretativo e como primeira aproximação, procurou-se hierarquizar temporalmente e definir os diferentes eventos em cada afloramento, com posterior regionalização, podendo-se destacar os seguintes aspectos mais importantes.

a - desde o Terciário Superior a região foi submetida a eventos predominantemente extensionais ou transcorrentes-extensionais identificando-se domínios compressivos e extensivos aparentemente contemporâneos;

b - os dois últimos eventos, ambos com registros no Quaternário, foram considerados como gerados a partir de sistemas *Riedel* primeiramente do tipo sinistral passando logo após a dextral (campo atual) cujos falhamentos principais têm direção E-W;

c - considera-se que estes sistemas, de algum modo, estejam associados ao Lineamento Fernando de Noronha, seu prolongamento para o interior do continente ou estruturas cogenéticas/paralelas.

As falhas E-W, em torno de N-S (antitéticas R' e X) e N60-70E (sintéticas) são as principais falhas ativas, controlam a morfologia da região, e exercem o mais importante papel dentro do contexto sísmico. Com efeito, sobre o Lineamento de Lajes (E-W) situa-se a maioria dos sismos da região com exceção do enxame

anômalo da Faixa de Samambaia. A Zona de Falha de Açú (N10-20E) controla a abertura do *graben* homônimo.

Em complemento ao exposto, salienta-se que a maioria dos grandes sismos intraplacas próximos à margens continentais passivas não ocorrem aleatoriamente. Em geral, localizam-se preferencialmente, próximo às terminações de falhas transformantes, ou no seu prolongamento para o interior, em zonas de fraqueza paralelas, ou ainda em estruturas sub-paralelas à costa; com especialidade, se ativas durante a abertura do oceano ou aproveitadas como condutos de magmatismo alcalino cenozóico.

A sismicidade da região de João Câmara (Faixa Samambaia) e possivelmente de toda a área, corresponderia a fraturamentos de compartimentos locais, limitados pelas estruturas ativas E-W e em torno de N-S (ou ENE) funcionando de modo assísmico, com rupturas sísmicas de direção predominantemente N40-45E. Entretanto, trabalhos adicionais fazem-se necessários, especialmente a continuidade de monitoramento sismológico de toda a região, de modo a permitir um entendimento mais conclusivo da sismicidade.

Apesar da recorrência de grandes terremotos em regiões intraplacas ser medida em milhares ou dezenas de milhares de anos, a densidade populacional e grandes obras de infra-estrutura, fazem com que, em algumas regiões, o risco sísmico não deva ser negligenciado. Em decorrência disso e face ao exposto procurou-se, de modo ainda um tanto preliminar, elaborar uma zonificação sismotectônica, chamando-se atenção para faixas e regiões de maior probabilidade de risco, entre as quais, destacam-se as Faixas de Lajes-Upanema e de Açú. A primeira, por passar próximo a Natal e a segunda por cruzar o barramento Armando Ribeiro Gonçalves (barragem de Açú). Esta última e a Faixa Mulungu-Pataxós, interceptam também instalações da PETROBRÁS como poços e oleodutos.

Trabalhos adicionais, aliados à continuidade do monitoramento, poderiam embasar ações governamentais no sentido de prevenção de futuros acidentes sísmicos.

BIBLIOGRAFIA

- ALEKSANDROWSKI, P. Graphical determination of principal stress direction for slickenside lineation population: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, v. 7, n.1, p. 73-82, 1985.
- ANDERSON, E. M. *The dynamics of faulting*. 2a. ed. Edinburgh : Oliver & Boyd, 1942. 206p.
- ANGELIER, J. Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. Geol. France*, v. 7, n.5, p. 661-672, 1983.
- ANGELIER, J. *Neotectonique de l'arc égéén*. [s. Soc. Geol. Nord., 1979. 41p. (Publ. 3).
- ANGELIER, J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : L'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 281, p. 1805-1808, 1975.
- ANGELIER, J., GOGUEL, J. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population des failles. *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 288, p. 307-310, 1979.
- ANGELIER, J., MANOUSSIS, S. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique des failles. *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 290, p. 651-654, 1980.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, v. 19, n. 6, p. 1309-1318, 1977.
- ANGELIER, J. et al. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 69, p. 607-621, 1982.
- ANGELIER, J. et al. Neogene paleostress in the Basin and Range: a case study at Hoover Dam, Nevada - Arizona. *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 96, p. 347-361, mar. 1985.
- ARMIJO, R., CISTERNAS, A. Un problème inverse en microtectonique c'assante. *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 287, p. 595-598. 1978.
- ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement d' allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, v.7, n. 11, p. 729-737, 1969.
- ASSUMPÇÃO, M. Esforços litosféricos no Brasil e estudo do mecanismo focal em João Câmara. In: BUENO PEREZ, A. A. ed. *Simpósio sobre a sismicidade atual em João Câmara, RN*. Rio de Janeiro, 1987. p. 13-16.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brasil: some constraints on regional stress field: *Tectonophysics*, v. 113, p. 283-292, 1985.
- ASSUMPÇÃO, M. et al. The Palhano, CE, earthquake swarm of october 1988: evolution of activity. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1., 1989, Rio de Janeiro. *Resumos*. Rio de Janeiro: SBGf, 1989. 196p. il. p. 112-113.
- BERGERAT, F. Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, v. 23, n. 5., p. 329-343, 1982.
- BERROCAL, J., BARROS, J., OLIVEIRA, R. Sismotectônica no Nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais do*. São Paulo; SBG, 1971. 3 v. il. v. 2., p.129-138.
- BERROCAL, J. et al. *Sismicidade no Brasil*. São Paulo Instituto Astronômico e Geofísico, 1984. 320 p. il.
- BIJU-DUVAL, B., DEVAUX, E., GONNARD R., LATARCHE, C., LAMPEREIN, C., LOPEZ, N. Apports de l'étude des images du satellite Landsat-1 à la connaissance de la structure du domain méditerranéen. *Rev. IFP*, v. 30, n. 5, p. 841-853, 1975.
- BIJU-DUVAL, B., LAMPEREIN, C., RIVERAU, J.C., LOPEZ, N. Commentaires de l' esquisse

- photogéologique du domainin méditerranéen. Grands traits structuraux ç à partir des images du satellite Landsat-1. *Rev. IFP*, v. 30, n.3, p. 365-400, 1976.
- BOTT, M. N. P. The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, v. 96, n. 2, p. 109-111, 1959.
- BRASIL. DNPM. *Estudos magnetométricos e geolétricos na região de João Câmara - RN*. Belo Horizonte, 1990, 21p. il.
- CAREY, E. *Analyse numerique d'un modele mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes a partir des stries de glissement*. Paris, 1976. Thèse (3o. cycle) - Univ. Paris Sud, 1976.
- CAREY, E., BRUNIER, B. Analyse théorique et numérique d'un modele mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 279, p. 891-894, 1974.
- CARVALHO, L.H. de, FALCÃO, J. de A., ROCHA, V. O. *A barragem de Açu face aos abalos sísmicos de João Câmara - RN*. Rio Grande do Norte: PRONI/DNOCS, 1987. 36p.
- CROUSILLES, M., DELOCHE, C., DUXSAUT, C., TAMAIN, A.L.G. Télédetection spatial et fracturologie de la chaine Cantabrique (Espagne): exemple d'une aproche méthodologique. *Bull. BRGM*, v.2, n. 4. p.5-38, 1978.
- DEFFONTAINES, Benoit. *Developpement d'une methodologie morphoneotectonique et morphostructurale: analyse des surfaces enveloppes du reseau hydrographique et des modeles numeriques de terrain: applicationes ou Nord - Est de La France*. França, 1990. 125 p. il. These (Doctorat) - Universite Pierre et Marie Curie, L'Universite Paris VI, 1990.
- ETCHECOPAR, A. et al. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, v. 3, n. 1, p. 51-65, 1981.
- ETCHECOPAR, A., MATTAUER, M. Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bull. Soc. Geol. France*, v. 4, n. 2, p. 289-302, 1988.
- FERREIRA J. M., ASSUMPÇÃO, M. *Estudos sismológicos efetuados na região de João Câmara pela UFRN e UnB - Resultados preliminares: (Unpub. report.)* Natal, 1987. não paginado.
- FERREIRA, J.M., ASSUMPÇÃO, M. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geofis.*, v.1, p.67-88, 1983.
- FERREIRA, J. M. et al. *A continuing interplate earthquake sequence near João Câmara Northeastern Brazil - Preliminary results*. Natal, 1988. Não paginado.
- GALLARDO, C. *Esquisse sismotectonique de la region centro-occidentale du Venezuela et sa relation avec la géodynamique des Caribes*. Montpellier, 1985. não paginado. Thèse (Doctorat) - USTL Montpellier, France, 1985.
- GALLARDO, C. Ejemplos de la deformacion intraplaca reciente en el borde atlantico de sudamerica: la depression de Taubaté (SP) y la actividad sismica confinada de João Câmara (RN) Brasil. In: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, 5, 1988, Santiago. *Actas*. Santiago: Universidad de Chile, 1988. v. 1 p. 433-451.
- GALLARDO, C., NEDER, R. D. *Une méthode quantitative pour determiner la composante verticale dans des déformations récentes a l'aide de l'analyse hypsométrique: exemples de la déformation intra-plaque dans le NE du Brésil*. (s.l.: s.n.), 1989. (no prelo).
- GALLARDO, C., PEREZ, A.A.B. *Estado dos esforços inferido a partir de feições morfológicas de origem tectônica na região de João Câmara (RN)*. Rio de Janeiro: Observatório Nacional, 1988 não paginado.
- HOBBS, B. E. et al. Earthquakes in the ductile regime? *Pageoph.*, v. 124, n. 112, p. 309-316, 1986.
- HRADILEK, P. J. *Segurança sísmica na Barragem de Açu*. Fortaleza, 1988. BUREC/Fortaleza. (Relatório Interno).
- JOHNSTON, A.C. The seismicity of stable continental interiors. In: Gugersen, S., Basham, P.W.

- Earthquakes at North Atlantic passive margins: Neotectonics and Post - Glacial Rebound.* Kluwer: Dordrecht, 1989. p 299 - 327.
- KUANG, J. ; LONG, L.T. ; MARESCHAL, J.C. Intraplate seismicity and stress in the southeastern United States. *Tectonophysics*, 170 : 29 - 42, 1989. v. 170, p. 29-42, 1989.
- LONG, L.T., ZELT, Karl-Heinz. A local weakening of the brittle - ductile transition can explain some intraplate seismic zones *Tectonophysics*, v. 186, p. 175-192, 1991.
- MERCIER, J. La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc égéen (Méditerranée Orientale). *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. 18, n. 2, p. 323-346, 1976.
- OSTENAA, D. *Evaluation of seismic hazards Açú dam and reservoir Rio Grande do Norte, Brazil.* Denver : U. S. Bureau of Reclamation, 1988. 24p.
- PARK, R. G. *Geological structures and moving plates.* Glasgow: Blackie, 1988. 337p. il.
- PHILLIP, H. Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, v. 5B, n. 3, p. 301-320, 1987.
- PRICE, N.J. COSGROVE, J.W. *Analysis of geological structures.* New York: Cambridge University Press, 1990. 502p.
- RAND, H.M. *Contribuição aos estudos sobre os terremotos de João Câmara-RN pelos métodos de gravimetria, magnetometria e avaliação da intensidade.* Recife: CPRM, 1987. 15 p.
- RECHES, Z., DIETERICH, J. Faulting of rocks in a three-dimensional strain field. I. Failure of rocks in poliaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*, v. 95, p. 111-132, 1983.
- REILINGER, R., BROWN, L. Neotectonic deformation, near-surface movements and systematic errors in U.S. Releveling measurements: implication for earthquake prediction. In: Simpson, D.W., Richards, P. G. *Earthquake Prediction: An international Review.* Washington: American Geophysical Union, 1981. 422-440. (Maurice Ewing Series, 4).
- RUINA, A. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, v.88, n. B 12, p.10359 - 10370, Dec. 1983.
- SCHOLZ, C. H. Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, v. 15, n. 67, p. 493-495, Jun. 1987.
- SCHOLZ, C. H. *The mechanics of earthquakes and faulting.* Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 439p. il.
- SEGALL, P. Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geology*, 17: p. 942-946, Oct. 1989.
- SHIMAMOTO, T. A transition between frictional slip and ductile flow under going large shearing deformation at room temperature. *Science*, v. 231, p. 711-714, 1986.
- SIBSON, R. H. Short notes: A note on fault reactivation. *Journal of Struct. Geology*, v. 7, n. 6, p. 751-754, 1985.
- SIBSON, R.H. Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Struct. Geol.*, v.11, n. 1/2, p.1 - 14, 1989.
- SIBSON, R.H. Faulting and fluid flow. In: Nesbitt, B.E. *Mac shortcourse on crustal fluids, Handbook, 1990.* cap. 4 v.18, p. 93-129.
- SOPHIA, C. M., ASSUMPÇÃO, M. Padrão de ruptura da Falha de Samambaia-RN, na reativação de fevereiro de 1987. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1., 1989, Rio de Janeiro. *Resumos.* Rio de Janeiro : SBGf, 1989. 196p. il. p. 110-111.
- SYKES, L. R. Interplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism post-dating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 16, p. 621-687, 1978.

TAKEYA, M. K. et al. Atividade sísmica em Poço Branco (RN) - julho/87 a março/88. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1., 1989. Rio de Janeiro. *Resumos*. Rio de Janeiro : SBGf, 1989. 196p. il. p.111.

TALWANI, P. The intersection model for intraplate earthquakes. *Seismol Res. Lett.* v. 59, p. 305-310, 1988.

TALWANI, P. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain

them. In: Gregersen, S.G., Bashaw, P.W. *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post Glacial Rebound*. Kluwer: Dordrecht, 1989. 563-579.

TALWANI, P., RAJENDRAN, K. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, v. 186, 19-41. 1991.

WALLACE, R. E. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, Chicago, n. 59, p. 118-130, 1951.



A. Beira Rio, 45 - Madalena - Recife - PE
CEP.: 50.610-100
Telefone: (081) 227.0277 - Fax: (081) 228.2142