

NEOTECTÔNICA DA PLATAFORMA BRASILEIRA: ESBOÇO E INTERPRETAÇÃO PRELIMINARES

Allaoua SAADI

*"Stable is, of course, a word that can mean several things."
"no part of the globe can safely be declared terra firma."
VITA-FINZI, C. (1986)*

ABSTRACT

A number of significant informations about the evidences and characteristics of a neotectonic activity in the Brazilian Platform have been gathered in the last year in different parts of the country. These permit the definition of main structural features due to reactivation of Precambrian geosutures: Crustal Discontinuity of the Two Brazils (CDTB), Crustal Discontinuity of the Right Amazonian Margin (DCMDA), Minas-Alagoas Crustal Discontinuity (DCMA), Tocantins-Araguaia Crustal Discontinuity (DCTA), Crustal Discontinuity of the Upper São Francisco (DCASF), Crustal Discontinuity of the Upper Rio Grande (DCARG), Crustal Discontinuity of the Pernambuco Lineament (DCLP), Crustal Discontinuity of the Middle-Upper Paraná (DCMAP), Crustal Discontinuity of the Paraíba do Sul (DCPS).

In many of them, continental rifts and individual sedimentary basins have been generated. Some were submitted to a younger compression, resulting in its tectonic inversion. These main discontinuities control the macrorelief and the regional drainage pattern, as well as the orientation and subdivision of the main hydrographic basins.

Blocks limited by these discontinuities are fragmented by faults of different types and sizes resulting in a regional structure alternating subsidence and uplift.

The western extremity of the Amazon Basin is partially disrupted by blind inverse faults related to the Andean Orogeny. The Central and Eastern areas are cut by Riedel Shears due to a E-W dextral shearing.

The oriental coastal province displays different patterns from south to north. The southern and southeastern regions, are dominated by Cenozoic uplift with tilting of blocks to W and NW and downwarping of the off-shore blocks. In the Northeastern region morphological doming is related to transpressive conditions due to E-W dextral shears.

The geological and seismological data indicate horizontal, roughly NW-SE oriented compressive stresses at least in the N, NE and Center-SE areas. Gravimetric data confirm the morphotectonic interpretation.

CONSIDERAÇÕES INTRODUTÓRIAS SOBRE A NEOTECTÔNICA

Importância dos estudos neotectônicos nas Geociências

Já em 1973, o geólogo soviético E.V. Jain afirmava que o advento dos estudos neotectônicos representava um importante fator de avanço para as pesquisas em geotectônica, pois permitia a aplicação de fato do princípio do atualismo, através da observação real das feições tectônicas que eram até então, em grande parte, inferidas. Fazendo coro a ele, outro geólogo soviético, Trifonov (1989) cita três circunstâncias que demonstram a importância da neotectônica para as ciências geológicas:

- a possibilidade de observar, medir e datar de maneira mais precisa os movimentos tectônicos cenozóicos;

- a sismicidade e os campos geofísicos, estabelecendo a relação da tectônica superficial com a estrutura profunda e suas transformações; tota-se possível então construir modelos tri-dimensionais;

- a comparação da tectônica ativa com as manifestações cenozóicas pretéritas, permite correlacionar as consequências dos eventos em escalas de tempo geológico média e real, bem como identificar a complexidade de seus desenvolvimentos.

Após concluir que a neotectônica gera as bases para testar os conceitos tectônicos, descreve este autor numerosas contribuições dos dados neotectônicos e sismológicos ao desenvolvimento da teoria da Tectônica de Placas.

Elementos de definição da neotectônica

O termo "neotectônica" foi empregado, pela primeira vez, em 1948 pelo geólogo soviético V.A. Obruciev para definir os movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante os períodos do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e do Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea. A partir desse momento, o estudo dos efeitos da neotectônica na arquitetura das estruturas geológicas e na elaboração das feições geomorfológicas, adquiriu o

caráter de um enfoque específico na área das geociências. Conseqüentemente, várias definições, na realidade pouco diferenciadas desta, foram colocadas em função das especificidades dos contextos geotectônicos e morfoclimáticos das regiões estudadas.

Todas essas definições foram relatadas e analisadas de um ponto de vista comparativo por Winslow (1986), Summerfield (1986) e Pavlides (1989). É importante ressaltar que o conteúdo de cada uma delas foi evoluindo, no sentido de incorporar os conceitos mais adequados, aos das teorias geotectônicas em vigor à época de sua colocação. As últimas se revestem portanto de uma roupagem conceitual compatível com a teoria da Tectônica de Placas, ou seja com a idéia de uma Tectônica Global.

Foi neste contexto que, em 1978, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário -INQUA, adotou a definição, atualmente em vigor a nível internacional, a qual considera os movimentos neotectônicos como "quaisquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade", suas implicações para vários propósitos práticos e suas futuras extrapolações. Com base nisso estabeleceu-se o consenso de que os movimentos neotectônicos não seriam mais 'atrelados' à concepção puramente verticalista, e de alguma maneira superficialista, que prevalecia em meios tanto geomorfológicos quanto geológicos. Passou-se então a considerar oficialmente todo o acervo de deformações de caráter rúptil e/ou dúctil, que venham a ocorrer no período dito neotectônico.

A delimitação deste período constituiu também, por outro lado, um tema de árduo debate. O fato de não se ter chegado ainda a um consenso que permita a fixação de um período neotectônico universal, é no entanto compreensível, na medida em que as várias partes do globo estão submetidas a tensões relacionadas com estágios diferentes de evolução tectônica, além de serem localizadas em áreas diferenciadas, com relação ao *puzzle* constituído pelo arranjo das placas litosféricas.

De acordo com esta concepção, Pavlides (1989) considera que o início do período neotectônico depende das características individuais, de cada ambiente geológico. O objeto da neotectônica é "o estudo dos eventos tectônicos novos, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a orogênese final (pelo menos nos casos em que ocorreu orogênese recente), ou mais precisamente após a sua reorganização tectônica mais significativa".

Finalmente, embora as opiniões da maioria dos autores tenham sido expressas de maneiras diferentes, conseguiu-se o estabelecimento de um consenso quanto à relação obrigatória entre neotectônica e configuração da morfologia atual, independentemente da idade das feições estudadas. Nesta ordem de pensamento, a NC/INQUA (1978)

postulou a ausência de limites temporais, passando a considerar como movimentos neotectônicos desde os "instantâneos" (sísmicos) até aqueles de idade superior a 10^7 anos, se isto for necessário ao entendimento da origem dos movimentos registrados.

CARACTERÍSTICAS REGIONAIS DA NEOTECTÔNICA BRASILEIRA

No Brasil, a dominação da geologia do Pré-cambriano e suas potencialidades metalogenéticas, aliada ao convencimento da maior parte dos geocientistas com relação à estabilidade da Plataforma Brasileira após o último evento orogênico, têm gerado grande ceticismo e até um relativo descrédito sobre as mais evidentes manifestações neotectônicas relatadas desde o século passado. Mas, apesar desses entraves e graças às demandas de mercado, o desenvolvimento de pesquisas aplicadas, como foi o caso das pesquisas petrolíferas realizadas pela PETROBRÁS, um grande volume de evidências inequívocas foi posto a disposição da comunidade geológica, abrindo espíritos e espaço para os estudos neotectônicos.

O primeiro trabalho de envergadura sobre a neotectônica brasileira foi, salvo engano, o de Freitas (1951) que, usando associações de critérios geológicos e geomorfológicos, tentou delinear os grandes aspectos da Tectônica Moderna do Brasil. À mesma época, Guimarães (1951) lançou hipóteses para a interpretação da configuração de importantes redes hidrográficas brasileiras e das ocorrências de sedimentos cenozóicos em faixas N-S, no leste e no centro de Minas Gerais, que só poderiam ser entendidas à luz de controles tectônicos ativos.

A maior parte das conclusões desses trabalhos sofreriam hoje razoáveis críticas, por parte de quem não atentar para o nível de conhecimento da geologia brasileira daquela época. Porém, o certo é que a maior parte das anomalias geológicas e geomorfológicas por eles analisadas, à luz de movimentos tectônicos recentes, e cujos estudos foram retomados mais tarde, demonstraram serem reflexos da neotectônica, apesar de responderem a modelos explicativos diferentes daqueles por eles evocados.

É importante lembrar que antes desses dois autores, vários outros já tinham sugerido a ocorrência de atividade tectônica recente, para explicar feições geológicas ou geomorfológicas específicas e/ou localizadas. Deve-se citar obrigatoriamente as referências de Hartt (1870) a respeito dos sedimentos pliocênicos do Médio Jequitinhonha, Gorceix (1884) a respeito das bacias terciárias do Quadrilátero Ferrífero e Brajniov (1947) a respeito da tectônica da região localizada a leste de Belo Horizonte.

A participação da geomorfologia na caracterização dos efeitos regionais da tectônica

recente foi devida sobretudo a Martonne (1940) e King (1956), com base no estudo das superfícies de erosão do Brasil Oriental, e, mais especificamente, do Brasil Sudeste.

Mais tarde, com vários trabalhos escalonados entre as décadas de 40 e de 90, F.F.M. de Almeida forneceu uma das mais importantes contribuições à elucidação das características e dos efeitos da tectônica recente em quase todo o Território Brasileiro. No meio do conjunto de trabalhos que lhe são devidos, deve-se ressaltar a primeira tentativa de síntese sobre o sistema de bacias tafrogênicas alinhadas no vale do rio Paraíba do Sul, por ele denominado "Sistema de *Rifts* continentais da Serra do Mar".

Finalmente com o trabalho de Hasui (1990), assiste-se à primeira reflexão sobre a Neotectônica Brasileira, baseada no delineamento da história de reativações das estruturas tectônicas desde o Pré-cambriano até o Cenozóico.

Ao lado dessas contribuições, de caráter histórico e abrangência regional e/ou teórica, um certo número de trabalhos, baseados em estudos regionais específicos, foram dedicados a áreas geográficas muito diferentes entre si e localizadas desde o Estado do Rio Grande do Sul ao Estado do Amazonas.

É com base nos resultados da literatura acumulada e de observações pessoais feitas na ocasião de campanhas de campo, realizadas com várias equipes de pesquisadores, que se pretende, em seguida, apresentar um quadro conciso e preliminar do atual estágio do conhecimento das mais importantes características neotectônicas regionais da parte continental da Plataforma Brasileira.

Região Norte: a Bacia Amazônica

As primeiras referências sobre o controle tectônico de feições superficiais da Bacia Amazônica foram feitas por Sternberg (1950), quando insistiu-se sobre o padrão sub-dendrítico da drenagem, a retilinearidade e paralelismo dos cursos d'água e seus cruzamentos ortogonais. Em 1953, o mesmo autor sugeriu a existência de uma relação entre a morfologia da região e a atividade sísmica. Um segundo passo importante, raramente relatado pela literatura, foi representado pela identificação da subsidência que envolveu parte substancial da margem centro-sul do rio Amazonas, entre os rios Purús e Tapajós (Pimienta 1958).

Anos mais tarde, o forte controle estrutural da rede de drenagem amazônica, voltou a merecer a atenção de alguns pesquisadores, que analisaram os significados do padrão sub-dendrítico ou ortogonal e dos controles retilíneos (Iriondo 1982, Lima 1988, Cunha 1988), bem como das várias anomalias, em especial os lagos de conformação geométrica (Howard 1967, Tricart 1977). Consecutivamente, numerosas feições morfológicas e anomalias de drenagem, associadas a controles tectônicos, têm

sido descritas em vários relatórios do Projeto RADAMBRASIL.

No que diz respeito à instalação da bacia fluvial amazônica, Almeida (1974) tinha sugerido que, anteriormente ao levantamento da Cadeia Andina, um proto-rio Amazonas (rio Sanozama), ocupando toda a extensão da bacia atual, teria fluído em direção a oeste. Porém, foi posteriormente demonstrado, que até o Cretáceo existiam duas bacias separadas pelo Arco do Purús, e direcionadas uma para oeste (proto-rio Solimões), a outra para leste (proto-rio Amazonas). Somente a partir do Terciário Inferior, quando do início do levantamento da Cadeia Andina, começou a ser esboçada a atual configuração da hidrografia amazônica (Bemerguy & Sena Costa 1991).

No entanto, são os trabalhos apoiados em dados não só hidromorfológicos, como também sedimentológicos e tectônicos, que permitiram esboçar idéias mais objetivas sobre a neotectônica da Bacia Amazônica. Movimentos diferenciais de blocos, em diversas escalas, acompanhados de basculamentos influenciando a migração dos leitos fluviais e o aluvionamento associado, foram sugeridos inicialmente por Tricart (1977) e Iriondo & Suguio (1981). Blocos subsidentes e basculados, sob forma de *meio-grabens*, alojam as bacias inferiores de afluentes importantes, tais como os rios Purús, Madeira, Tapajós e Negro, entre outros.

Interpretações ainda mais consistentes, baseadas em evidências de campo levantadas no litoral paraense, foram recentemente elaboradas por equipes da UFPa. Transcorrências sinistrais NE-SW deslocam as falésias formadas em sedimentos pliocênicos do Gr. Barreiras (Ireja *et al.* 1990). Várias direções de falhamento, com comprovados efeitos no controle da morfologia continental e costeira, são observadas nas argilas terciárias da Fm. Pirabas e nos arenitos do Gr. Barreiras, permitindo a reconstituição de um sistema de *Riedel*, controlado por um binário dextral de direção E-W (Sena Costa *et al.* 1991). Na maré baixa, diversas estruturas são observáveis "em planta": *duplexes* sigmoidais, "rabos de cavalo", cunhas, sistemas "*en échelon*", romboedros.

Em companhia dessas equipes, observamos, nesses sedimentos e suas coberturas pleistocênicas, ondulações com eixos SW-NE, sendo que os anticlinais moldam colinas convexas, enquanto que as sinclinais alojam os estuários com os mangues associados. Nos documentos cartográficos, tanto as ilhas oceânicas ou fluviais, quanto as unidades morfológicas continentais das mais diversas dimensões, apresentam geometria de romboedros compatível com o sistema de *Riedel*, proposto por esses autores.

No que diz respeito à Amazônia Ocidental, na bacia do alto rio Jurua, a hidrografia é composta por sub-bacias de variadas gerações, organizadas em estrutura arborescente crescente em direção a oeste e segmentada por conspícuos divisores de direção NNW-SSE. Esta segmentação controla também a

repartição espacial das coberturas sedimentares plio-quadernárias, sendo as mais recentes localizadas a oeste. Esses dados permitem interpretar a segmentação observada como consequência de abaulamentos topográficos gerados por falhas inversas encobertas, com vergência para E. Exemplo aflorante destas falhas, ligadas à progressão da subducção andina, é a Falha do Tapiche, que delimita o bloco sub-andino basculado para W do médio rio Ucayali (*Subandean Tilted Block Zone-STBZ* de Dumont *et al.* 1991). Barros *et al.* (1978) também descreveram falhas semelhantes na região da Serra do Divisor, em especial a Falha de Batã-Cruzeiro, afetando a Fm. Solimões (Plio-Pleistoceno) e sendo, posteriormente, deslocada por transcorrência sinistral de direção NW-SE. Räsänen *et al.* (1992) deduzem o mesmo, a partir do estudo da sedimentação fluvial na bacia *foreland* da Amazônia Peruana.

Durante campanha de estudo das margens do rio Amazonas entre Manaus e Belém (novembro de 1992; em companhia de Y. Hasui, J.B. Sena Costa, R.L. Bemerguy, M.S. Borges e P.S. Costa Jr.), observamos importantes deformações de caráter compressivo na Fm. Alter do Chão (Cretáceo Sup.-Terciário Inf.): estruturas em "flor", *duplexes* e empurrões de direção principal ENE-WSW e vergentes para NW. Estes empurrões parecem influir sobre o barramento da foz do rio Tapajós. Além do mais, fica evidente o alçamento recente do trecho compreendido entre Manaus e a Ilha do Gurupá, onde se inicia a zona subsidente da Bacia de Marajó. No referido trecho, o rio Amazonas dissecou a Fm. Alter do Chão, formando falésias fluviais, enquanto que a jusante ele corre sobre arenitos do Gr. Barreiras e/ou sobre vasas holocênicas, estas também afetadas por ondulações de origem tectônica presumível.

Para concluir deve-se ressaltar os resultados de Bemerguy & Sena Costa (1991) que apontam a dominação, a partir do início do Terciário, do regime direcional relacionado com um binário dextral E-W. Este mantém a movimentação das transcorrências herdadas do Mesozóico (NE-SW e WNW-ESE) e a propagação de outras, neoformadas. A partir do Plioceno, a tectônica é regida por um sistema transcorrente ENE-WSW, em um compartimento ocidental, e por lineamentos N-S e ENE-WSW, em um compartimento oriental. Este arranjo complexo, onde alternam segmentos transtrativos e transpressivos, é responsável pelo traçado em "zigue-zague" do rio Amazonas, pela geometria de romboedros embutidos e pelo afogamento de trechos fluviais transformados em rias interiores.

Por outro lado, uma série de elementos morfotectônicos conduzem à proposição, em caráter hipotético, da existência de um importante lineamento tectônico ENE-WSW cortando toda a margem sul da Bacia Amazônica, desde a Bacia de Marajó até o vale do rio Ucayali no Peru (Fig. 1). Este lineamento, denominado Descontinuidade

Crustal da Margem Direita Amazonense (DCMDA), delimita a Bacia de Marajó e a extensão meridional da cobertura sedimentar amazônica. Ele controla o escarpamento principal do contato cobertura-escudo, causa deflexões e cachoeiras ou corredeiras em todos os afluentes do rio Amazonas, além de traçar um divisor retilíneo entre as bacias do alto rio Purús e do rio Abunã.

Região Nordeste

A ocorrência de importante atividade neotectônica, com decisiva influência sobre a evolução morfogenética, tem sido aceita em vários trabalhos geomorfológicos de caráter regional sobre o Nordeste Brasileiro. Os argumentos mais consensuais utilizados pela maioria dos autores referem-se dentre outras feições, a;

- altos estruturais sustentados por seqüências do embasamento Pré-cambriano e formando divisores fundamentais da drenagem, controlados por uma intumescência regional (Ab'Saber 1956, Dresch 1957, Demangeot 1960, Andrade & Caldas Lins 1963), ou pelas direções tectônicas principais (Czajka 1959, Bigarella & Andrade 1964, Beurlen 1967, Andrade 1968);

- escalonamento de compartimentos aplainados em estreita relação com os altos estruturais e a "flexura continental" paraibana (Ruellan 1952, Feio 1954, King 1956, Dresch 1957, Tricart 1959);

- espriamentos em direção ao litoral, dos sedimentos do Gr. Barreiras, enquanto depósitos correlativos aos soerguimentos continentais (Dresch 1957, Demangeot 1960, Mabeoone *et al.* 1972, Castro 1979) e posterior emersão, permitindo a formação de falésias litorâneas (Freitas 1951, Ghignone 1979).

Vários outros trabalhos, enfocando áreas menores, forneceram argumentos sobre feições ou efeitos localizados e/ou específicos da atividade neotectônica, tais como Branner (1920) sobre a sismicidade; King (1956), Howard (1962) e Tricart & Cardoso da Silva (1968) sobre a causa tectônica do afogamento plio-pleistocênico da Bahia de Todos os Santos; Hartt (1870), Ghignone (1979) sobre o levantamento pleistocênico-holocênico do litoral; Grabert (1960) sobre deslocamentos de terraços fluviais baianos na passagem do Plioceno para o Pleistoceno; Suguio & Martin (1976) e Martin *et al.* (1986) sobre a deformação de níveis marinhos holocênicos do litoral baiano.

No Rio Grande do Norte, Salim *et al.* (1979) interpretam as desembocaduras fluviais do litoral oriental como *grabens* cenozóicos, fato este confirmado por sondagens elétricas no litoral sul (Queiroz *et al.* 1985) e por associação de critérios geomorfológicos, geológicos e gravimétricos no litoral de Natal (Bezerra *et al.* 1993). Miranda & Srivastava (1984) e Lima *et al.* (1990) contribuíram com evidências da atividade neotectônica no litoral norte da Bacia Potiguar.

No entanto, apesar de constituírem importantes contribuições, esses trabalhos não resultaram em modelos de interpretação global, objetivo este que tem sido perseguido por investigações recentes, baseadas na integração de dados geomorfológicos, geológicos e geofísicos (Torres *et al.* 1990, Saadi & Torquato 1992, 1993).

No Rio Grande do Norte, o "Projeto João Câmara" (Torres *et al.* 1990), concluiu, com base na análise de planos de falhas (análise microtectônica), nas relações sismo-tectônicas e na interpretação das anomalias hipsométricas e curvas de suavização topográfica, que a área da Bacia Potiguar foi desde o Terciário Sup. submetida a falhamentos transcorrentes gerados a partir de sistemas de *Riedel* e controlados por um binário E-W. Durante o Quaternário, o mesmo passou de uma movimentação sinistral à dextral, que corresponde ao campo atual. As falhas E-W, representadas principalmente pelo Lineamento de Lajes, podem corresponder aos prolongamentos continentais das zonas de fraturas oceânicas, como o Lineamento Fernando de Noronha.

Durante levantamentos de campo preparatórios para a elaboração de projeto de pesquisa conjunto com geólogos da UFRN (V. Fonseca, F.H. Bezerra e J.W.P. Macedo), pudemos observar várias evidências da atividade neotectônica, ainda não conhecidas. O litoral oriental apresenta comportamento diferenciado de um lado a outro do Lineamento de Lajes: a norte, os sedimentos do Gr. Barreiras foram intensamente cisalhados e dobrados enquanto que, ao sul, predominam duas direções de falhamentos. A direção N40-60E, transcorrente, delimita meio-*grabens* ocupados pelos baixos vales, desloca a costa em sentido sinistral e bascula os blocos para SW. Suas falhas foram observadas nas falésias da costa sul e em uma pedreira a SW de Natal, onde controlou o encaixe de uma lasca de sedimentos do Gr. Barreiras nos granitos do embasamento. A segunda, NW-SE, controla uma estrutura de *horst* e *graben* menos acentuada. Por outro lado, a formação dos *beach-rocks* do Pleistoceno Sup. apresenta-se controlada pelas ondulações sinclinais do Gr. Barreiras. A migração das dunas pleistocênicas é controlada pelo adernamento dos blocos litorâneos, o que comprova a idade recente para essas deformações.

No vale do rio Açu, na região de Macau, observamos inúmeros falhamentos afetando os sistemas de terraços quaternários e controlando a geometria das desembocaduras fluviais. No litoral de Areia Branca, a NE do estado, os sedimentos do Gr. Barreiras são basculados em direção ao continente e apresentam suaves dobras com eixo NE-SW.

No Ceará, Saadi & Torquato (1992, 1993) estabeleceram um modelo preliminar de interpretação da evolução morfo-tectônica, baseado na análise de deslocamentos e dobramentos afetando sedimentos miocênicos (Fm. Camocim) e pleistocênicos (terraços fluviais) e na interpretação

conjunta de dados geomorfológicos, geológicos e sismológicos. Observou-se que, após a sedimentação Barreiras, os blocos tectônicos do Ceará Central (Santa Quitéria e Itapagé) foram soerguidos por esforços transpressivos gerados por transcorrências dextrais de direção SW-NE, comportando-se, portanto, como altos estruturais (*pop-up*) e principais divisores da rede de drenagem cearense. O rebaixamento de suas margens norte e sul acentuou as subsidências dos *grabens* mesozóicos. O arqueamento dos blocos centrais induziu o escalonamento das superfícies de erosão e controlou o confinamento da sedimentação pleistocênica às margens rebaixadas. Estes fenômenos são também atribuídos à reativação dos lineamentos E-W, que representam prolongamentos continentais das zonas de fraturas oceânicas (Paraíba, Fernando de Noronha, Romanche). Este modelo encontra ressonância no estudo da tectônica linear do Ceará, realizado por Mello *et al.* (1978), do qual resultou a determinação de um eixo de compressão principal de direção NW-SE.

Numa visão de conjunto do Nordeste Brasileiro, a expressão geomorfológica da neotectônica é representada por um domeamento crustal de escala regional, composto por vários eixos menores de direção NE-SW. O soerguimento foi, provavelmente, iniciado no Eoceno-Oligoceno com o Vulcanismo Cabuji-Mecejana (Sial 1976), visto que o *neck* denominado "Cabeça de Negro" afeta, na Serra de Santana-RN, a Fm. Serra do Martins (Gr. Barreiras) de idade oligocênica. A sua acentuação, no Plioceno e durante o Pleistoceno, é demonstrada, respectivamente, pela deposição correlativa das formações Guararapes (Plioceno) e Macaíba (Pleistoceno), do Gr. Barreiras, e suas posteriores remoções das áreas interioranas com conseqüente confinamento ao longo do litoral. A origem das ondulações morfológicas e estruturais observadas deve ser relacionada com as transcorrências NE-SW e esforços transpressivos associados à movimentação de binários dextrais E-W. Estes, correspondendo aos grandes lineamentos nordestinos, como prolongamentos das zonas de fraturas oceânicas, são ativados por uma compressão horizontal de direção NW-SE. As falhas SW-NE podem ser interrompidas pelas de direção E-W ou estender-se do litoral cearense ao Pantanal Matogrossense, como é o caso da Descontinuidade Crustal dos Dois "Brasís" (DCDB, Fig.1). A movimentação recente desta, em associação com a Falha de Jaguaribe, é ainda comprovada no sul da Bacia do Parnaíba, pelas torções impostas à cobertura cretácica. Resultaram disso, unidades morfológicas romboédricas definidas pelo encaixamento da rede de drenagem ao longo das principais direções tectônicas.

Por outro lado, deve-se ressaltar o comportamento morfotectônico original da porção setentrional do Bloco Nordestino, inserida entre a DCDB e a Descontinuidade Crustal do Lineamento Pernambuco (DCLP, Fig.1). A sua localização fora

do Cráton do São Francisco facilitou a reativação das estruturas herdadas e conseqüente acentuação dos movimentos verticais (soerguimentos e subsidências), ao longo de eixos NE-SW.

Região Centro-Oeste

Sobre a Região Centro-Oeste, existem muito poucos trabalhos que permitam analisar a evolução tectônica cenozóica. Com base nas informações existentes, o que se pode elaborar são interpretações sobre feições específicas.

A expressão maior da atividade neotectônica da região é sem dúvida representada pela Bacia do Pantanal Mato-Grossense - uma fossa tectônica de direção N-S, com 400km de comprimento e 250km de largura - onde sondagens da PETROBRÁS (Brasil.DNOS 1974) revelaram espessuras de sedimentos fluviais e lacustrinos quaternários superiores a 412,5m (Weyler 1964). No entanto, a grande variabilidade espacial dessas espessuras (entre 37 e 302,4m, Weyler 1962) indica importante fragmentação da bacia, em sistema de *horst* e *graben*. Além disso, Davino (1968), com base em resultados de sondagens elétricas, determinou uma estrutura geral de meio-*graben* mergulhando para oeste, em direção à calha do rio Paraguai, onde o embasamento se encontra 100m abaixo do nível do mar. De fato, a geometria da estrutura é condizente com o que se observa em superfície: extrema assimetria da bacia fluvial com concentração dos afluentes na margem leste, escoando de E para W, e empilhamento/coalescência de leques aluviais vindo de leste. A continuação da subsidência durante o Holoceno foi argumentada por Almeida (1959), a partir de dados hidro-morfológicos e encontra confirmação no comportamento das cheias e do aluvionamento atuais.

A estruturação em *horst* e *graben*, confirmada pelas anomalias magnéticas (Hales 1981), é comparável àquela detectada, pelos levantamentos magnetométricos do Projeto Geofísico Brasil-Canadá, na Fossa do Araguaia - depressão da Ilha do Bananal, também de direção N-S e idade pleistocênica.

Para a origem da Fossa do Pantanal, há consenso entre os autores de que ela resulta de uma distensão associada ao encurtamento gerado, a oeste, pela Orogênese Andina. No entanto, as relações que a mesma mantém com a Fossa do Araguaia - ambas são delimitadas a sul pela zona de cisalhamento que liga o Ceará ao Mato Grosso do Sul, ou seja a Descontinuidade Crustal dos Dois Brasis (DCDB, Fig.1) - e suas semelhanças em termos de orientação e estruturação permitem propor mecanismos de gênese diferentes.

Parece mais lógico conceber ambas as fossas como resultado de esforços transtrativos ligados a:

- movimentação da DCDB, em associação com a Descontinuidade Crustal Tocantins-Araguaia (DCTA, Fig.1), para a Fossa do Araguaia

- movimentação da DCDB em associação com o lineamento que controla o trecho ENE da Faixa Paraguai, para a Fossa do Pantanal.

Neste trecho, a Faixa Paraguai constitui as serras Azul e das Araras, isolando a Bacia dos Parecís da Bacia do Paraná. A primeira, inclinada para norte e delimitada a sul pelas *cuestas* da Chapada dos Parecís, tem sua cobertura cretácica coberta por camadas terciárias ligeiramente dissecadas pela drenagem do Alto Juruema que escoam em direção NNE. A leste desta chapada, a drenagem do Alto Xingú, rumando também para NNE, diseca profundamente coberturas terciárias e quaternárias. Ainda mais para leste, a fossa quaternária do Araguaia, ainda subsidente, é alojada no vale do rio homônimo. Observa-se, portanto, a existência de um gradiente estrutural decrescente de W para E, sucessivamente do Alto Juruema, passando pelo Alto Xingú e findo no Médio Araguaia. Este gradiente demonstra a existência de um alto estrutural de direção SW-NE gerado por um soerguimento cenozóico mais pronunciado a oeste (Chapada dos Parecís), do que a leste. O caráter recente deste soerguimento e sua contemporaneidade com o levantamento das bordas N e NW da Bacia do Paraná, foi ainda demonstrado por Almeida (1948), através das anomalias hidromorfológicas ocorrendo nos planaltos divisores do conjunto rio das Mortes- rio Araguaia com os afluentes de margem direita do Alto Paraná: drenagem indecisa caracterizada por "águas emendadas".

As evidências de pronunciados movimentos verticais quaternários se encontram ainda, além das escarpas tectônicas que delimitam o lado oriental da Fossa do Pantanal, no levantamento dos blocos litológicos pré-cambrianos que formam as "morrarias" do Maciço do Urucum, na região de Corumbá. Estes, caracterizados por escarpas sub-verticais e topos planos, apresentam vales bem evoluídos, no entanto, absolutamente secos, por terem sido desconectados da nova rede de drenagem que, após o alçamento das morrarias, submeteu-se ao controle de níveis de base diferentes.

Regiões Sudeste e Sul

As publicações tratando direta ou indiretamente da atividade tectônica cenozóica nas regiões meridionais do Brasil, são as mais numerosas. No entanto, não permitem ainda a elaboração de uma síntese definitiva, pois tratam de áreas espalhadas em regiões caracterizadas por contextos geo-estruturais muitos diversificados.

Em compensação, pode-se construir um painel preliminar, através de sínteses regionais dos dados existentes sobre domínios geoestruturais específicos.

A primeira região a ser estudada foi a dos maciços litorâneos (serras do Mar e da Mantiqueira) que dominam, a sul e norte, a bacia do rio Paraíba do Sul, onde se instalou, a partir do Oligoceno, o "Sistema de *Rifts* da Serra do Mar" (Almeida 1976).

As bacias que compõem este *rift* (Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo) são do tipo "meio-graben" mergulhando para NW. O autor propôs uma gênese ligada a um abatimento, consecutivo ao arqueamento causado pelo levantamento da Serra do Mar e basculamento da Bacia de Santos. Melo *et al.* (1985) advogaram uma distensão crustal, relacionada com o processo de ruptura continental. Riccomini (1990), utilizando a denominação "O Rift Continental do Sudeste Brasileiro", concluiu que a origem residuiu numa distensão NNW-SSE imposta pelo basculamento termomecânico da Bacia de Santos.

Do conjunto dos trabalhos, pode-se resumir que se trata de um *rift* continental gerado a partir do Oligoceno, por reativação da zona de cisalhamento do Paraíba do Sul (ENE-WSW), gerando uma série de meio-grabens isolados por falhas NNE-SSW. O rejeito total atual da falha principal é próximo dos 3000m, considerando os 2000m da escarpa que bordeja o Maciço do Itatiaia, somados aos 700m de sedimentos cenozóicos avaliados por sondagens sísmicas da PETROBRÁS (Mohriak & Barros 1990). Parte deste rejeito deve ser atribuída ao Pleistoceno, visto que em toda a Serra da Mantiqueira mineira são comuns os vales quaternários suspensos e as deformações tectônicas em terraços fluviais. No vale do Paraíba do Sul, também, Riccomini *et al.* (1989) descreveram importantes deformações em sedimentos quaternários, incluindo *stone-lines* e colúvios.

Ao lado desse *rift*, existem outras bacias tectônicas neocenozóicas, tais como a Bacia de Curitiba, o Graben de Sete Barras no vale do Ribeira (Melo *et al.* 1989), o Graben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio (Mohriak & Barros 1990), além de inúmeras bacias menores nos arredores do Rio de Janeiro, tal como a Bacia de Itaboraí.

Não há portanto dúvidas que a zona de cisalhamento do Paraíba do Sul constitui uma zona de fraqueza fundamental, à qual denomina-se Descontinuidade Crustal do Paraíba do Sul (DCPS, Fig. 1), com referência a sua atividade cenozóica.

A continuidade da atividade tectônica na região, durante todo o Quaternário, foi marcada por deformações de terraços no vale do Ribeira de Iguape (Melo *et al.* 1990), adernamentos de depósitos holocênicos no vale do rio Paraíba do Sul (Verdade & Hungria 1966) e de sedimentos praias do Pleistoceno Sup. (Suguio & Martin 1976). Outra evidência marcante é representada pela continuação da subsidência do litoral sulriograndense (Asmus & Guazelli 1981) controlada por falhas normais de direção NE-SW (Fig. 1).

Na parte norte da faixa oriental da Região Sudeste, evidências de tectônica compressiva quaternária foram descritas, próximo a Nova Venécia-ES, por Gallardo *et al.* (1987). Trata-se principalmente de falhas transcorrentes e reversas deslocando coberturas de encostas e calhas fluviais.

Ellert (1974) determinou uma estrutura de *horst* e *graben* afetando os sedimentos Barreiras e controlando as lagoas da região de Linhares, no baixo rio Doce. Alguns quilômetros a oeste, no contato tabuleiros-colinas, observamos forte flexuramento nos sedimentos Barreiras, confirmando o abatimento neotectônico do delta do rio Doce.

Na Bacia do Paraná, Bjornberg (1969), Bjornberg *et al.* (1971), Bjornberg & Gandolfi (1974) têm apontado a ocorrência de basculamentos para NW, de blocos com dimensões variando de km² a milhares de km², bem como predominância de falhas transcorrentes, além de falhas normais e reversas. Porém, alguns autores emitiram opiniões contrárias, sem, no entanto, apresentar argumentos mais convincentes.

De qualquer modo, não se pode ocultar a probabilidade da continuação da subsidência do centro da bacia e o correspondente levantamento de suas bordas, fato para o qual não faltam argumentos de ordens geológica, geomorfológica e hidrográfica (Almeida 1964, Soares & Landim 1976). Acredita-se que os problemas enfrentados para o estudo neotectônico desta região, devem ser ligados às dificuldades de observação, frente à complexidade das estruturas sedimentares da cobertura cretácica e ao amortecimento dos deslocamentos tectônicos em meio à coluna sedimentar meso-cenozóica. A existência, no Triângulo Mineiro (região de Nova Ponte), de uma bacia tectônica cenozóica preenchida por 40m de conglomerados, no entanto sem nenhuma expressão morfológica, reforça esta interpretação.

Além disso, a fragmentação da Bacia do Paraná pelas falhas de direção NW-SE, representando claramente prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos correspondentes, é nitidamente evidenciada pela compartimentação geomorfológica, em associação com a segmentação da rede de drenagem. Em especial, o papel do lineamento do rio Paranapanema é tão marcante que se deve atribuir-lhe a devida importância morfotectônica, denominando-o Descontinuidade Crustal do Médio-Alto Paraná (DCMAP, Fig. 1).

A oeste da Serra da Mantiqueira, no Estado de Minas Gerais, vários trabalhos foram desenvolvidos, a partir de 1987, resultando numa síntese morfotectônica (Saadi 1991, Saadi *et al.* 1991). Em resumo, demonstrou-se que as bordas leste, sul e oeste do Cráton do São Francisco foram reativadas durante o Cenozóico, com maior intensidade no Plioceno, continuando ativas durante o Quaternário.

Na borda leste, no Médio Jequitinhonha, paralelamente ao soerguimento e basculamento para leste do Planalto do Espinhaço, foi gerado o Graben de Virgem da Lapa, preenchido por 100m de sedimentos fluviais da Fm. São Domingos (Pedrosa Soares & Saadi 1989, Saadi & Pedrosa Soares 1990). A falha principal integra um lineamento regional, de direção NE-SW, que se inicia com o

controle do rio Araçuaí e ruma em direção ao Estado da Bahia. Passando a oeste da Baía de Todos os Santos, deforma intensamente os sedimentos do Gr. Barreiras e termina controlando a borda oeste da Bacia Sergipe-Alagoas. Este lineamento, marcado por anomalias magnéticas e atividade sísmica em todo seu comprimento, foi denominado Descontinuidade Crustal Minas-Alagoas (DCMA, Fig.1). No Médio rio Doce, transcorrências sinistrais SE-NW cortam terraços quaternários e adentram-se à Serra do Espinhaço, na região de Couto de Magalhães. Esta serra é também afetada por transcorrências dextrais E-W, na latitude de Diamantina e Serro. Concomitantemente, falhas normais NE-SW controlam um escalonamento de blocos entre a Serra do Espinhaço e a calha do rio Doce. Por outro lado, deslocamentos tectônicos em terraços fluviais e rampas coluviais são comuns em toda a bacia (A. Saadi, em preparação).

Na borda sul, a reativação pliocênica da zona de transcorrência SW-NE, denominada Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (DCARG; Saadi 1991, Fig.1), gerou o *rift* de São João del Rei (Saadi 1990) onde se alinham duas bacias transtensionais bem preservadas e uma terceira, Bacia de São Sebastião da Vitória, posteriormente invertida por esforços transpressivos (Saadi 1992a).

Na borda sudoeste, após a elaboração da superfície Sulamericana, o Planalto do Alto Paranaíba foi levantado de no mínimo 200m e basculado para WNW. No topo da escarpa da Serra da Saudade, encontramos recentemente uma estrutura de *horst* e *graben*, controlada por falhas E-W e envolvendo perfis de solos e coberturas coluviais.

A porção sul do cráton é recortada por uma zona de cisalhamento de direção N50W, com largura de 50km, denominada Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (DCASF; Saadi 1991, Fig.1). Marcada por fortes lineamentos magnéticos, ela demonstrou atividade recorrente desde o Pré-cambriano até o Quaternário (Saadi 1993). No início deste último período, dentro dela, foram gerados os *grabens* de Arcos-Doresópolis, com direção N30-40W. A evolução posterior, pelo menos até o Pleistoceno Inf., da rede de drenagem, da carstificação e da sedimentação fluvial demonstra ter sido realizada sob controle tectônico, em estreita relação com o soerguimento e basculamento, para NNW, da borda sul do Cráton do São Francisco. Mais ao norte, existe um eixo de arqueamento N-S, passando por Arcos e Bom Despacho. A leste e oeste deste eixo, a reativação dos empurrões associados a planos de descolamento (*detachment*), que estruturam a cobertura proterozóica do Gr. Bambuí, imprimiu uma morfologia de blocos basculados em direções divergentes (Saadi 1993). As evidências deste tipo de deformações encontram-se, ainda, nas falhas reversas, vergentes para E, que deslocam o Cretáceo no Alto Paranaíba como, também, na relação dos sismos de Manga (norte do

estado) com falha reversa vergente para W (Veloso *et al.* 1990).

No Quadrilátero Ferrífero, os testemunhos de superfícies de erosão apresentam estreitas relações com os domínios litoestruturais (Varajão 1991). Os posicionamentos altimétricos atuais resultam de deslocamentos verticais, por reativações de falhamentos antigos (Brajnikov 1947; Freitas 1951; King 1956; Barbosa 1966, 1980; Braun 1971). Isto inclui a reativação de falhas de empurrão como falhas normais (F.F. Alkmin, in: Varajão 1991).

A ocorrência de manifestações tectônicas cenozóicas nesta região, foi demonstrada, pela primeira vez, por Gorceix (1884) através da descrição das bacias de Gandarela e Fonseca, de idade eocênica-miocênica (Lima & Salard-Chebodaeff 1981). Posteriormente, Brajnikov (1947) e Barbosa (1966) sugeriram uma extensão maior das deformações sofridas pela região. A recente descoberta de uma nova bacia fluvio-lacustre de origem tectônica (Bacia do Gongo Soco; Saadi *et al.* 1992), com espessura sedimentar mínima observada de 260m e importantes deformações (mergulho de 70°, falhas normais e inversas) vem confirmar a mobilidade tectônica da região, durante o Cenozóico.

Em resumo, o Estado de Minas Gerais foi, durante o Cenozóico, compartimentado em domínios morfotectônicos com comportamentos individuais específicos, domínios estes separados por "descontinuidades crustais" correspondendo a importantes geossuturas pré-cambrianas, episodicamente reativadas (Saadi 1991). As principais deformações são relacionadas a falhas transcorrentes e à reativação de planos de descolamento e empurrões sub-horizontais. O campo de tensões médio, determinado pelo método de Arthaud (1969), posteriormente confirmado pelo método de Angelier (Angelier & Mechler 1977), é caracterizado por um vetor compressivo horizontal SE-NW e um vetor distensivo SW-NE.

DISCUSSÃO

Resultados globais

O mapa da Fig.1 mostra um primeiro esboço da estrutura que resultou das manifestações neotectônicas que afetaram a plataforma Brasileira. É evidente que, em se tratando de assunto no qual há ainda carência de dados, esta proposta ficará passível de uma série de críticas, que serão bem-vindas e só servirão a melhorá-la na ocasião de próximos trabalhos.

Do conjunto de dados referentes às diversas regiões brasileiras, deduz-se que:

- a Plataforma Brasileira foi, em toda sua extensão, afetada por deformações tectônicas cenozóicas que aproveitaram preferencialmente as linhas de fraqueza crustal herdadas das éras geológicas anteriores (conforme SYKES 1978), sem

prejuízo de terem, concomitantemente e/ou em seguida, nucleado estruturas novas, conforme demonstrado em outras regiões do planeta por Angelier (1989);

- o resultado final é expresso por uma compartimentação em unidades neotectônicas (micro-placas?), delimitadas por Descontinuidades Crustais resultando da reativação, geralmente em regime transcorrente, dos mais expressivos lineamentos pré-cambrianos brasileiros;

- a Descontinuidade Crustal dos Dois "Brasis" (DCDB) constitui um rasgo fundamental na Plataforma Brasileira, a partir do qual se organizou a hidrografia moderna e, conseqüentemente, a evolução geomorfológica cenozóica;

- a participação dos prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos (Beurlen 1967, Guazelli & Carvalho 1978, Asmus & Guazelli 1981, Sadowski & Dias Neto 1981) a este arcabouço, é mais evidente nas regiões Norte e Nordeste, o que não significa que não possam ter papel relevante nas regiões Sul e Sudeste;

- os eixos dos arqueamentos e das subsidências, localizados em meio aos blocos neotectônicos ou em suas margens, possuem direção predominante NE-SW a N-S, a sul da DCDB, sofrendo algumas variações a norte desta;

- os movimentos verticais da faixa litorânea não possuem ainda explicação satisfatória, apesar das interpretações que convergem em direção a efeitos de fenômenos tectônicos do tipo "plumas do manto" (Dresch 1966, Asmus & Ferrari 1978, Potter 1978, Smith 1982, Pigeon 1985);

- a relação da sismicidade com a estruturação e a dinâmica neotectônica, é relativamente bem estabelecida (Sternberg 1953; Berrocal *et al.* 1971; Haberlechner 1978; Hasui & Ponçano 1978; Mendiguren & Richter 1978; Sadowski *et al.* 1978; Berrocal *et al.* 1984, 1985; Mito 1984; Haralyi *et al.* 1985; Ferreira *et al.* 1987; Carneiro *et al.* 1989; Torres *et al.* 1990, Veloso *et al.* 1990), inclusive no que diz respeito à sismicidade de origem mais profunda, que ocorre no extremo oeste da Amazônia Brasileira;

- as outras informações geofísicas; geotérmicas (Hamza 1982, Haralyi *et al.* 1985, Carneiro *et al.* 1989), magnetométricas (Hales 1981) e gravimétricas (Lesquer *et al.* 1981, Haralyi *et al.* 1985, Bezerra *et al.* 1993) apresentam boas correlações com as feições neotectônicas de escala regional, passando, portanto a constituir ótimas ferramentas de trabalho para este tipo de estudos;

- a predominância de esforços compressivos de direção NW-SE é confirmada na maior parte dos casos, tanto pelos dados geológicos, quanto pelos sismológicos;

- do ponto de vista geocronológico, considerando a relação entre as idades admitidas para os eventos sedimentares, seus eventuais controles tectônicos e as datações relativas das deformações posteriores, pode-se propor, em caráter preliminar, uma correspondência dos pulsos neotectônicos da

Plataforma Brasileira com os eventos orogênicos andinos. Para isto, utilizar-se-á a cronologia de Frutos (1981), que apresenta uma boa correlação entre estes e os valores altos das taxas de afastamento, na Cadeia Meso-Atlântica.

Ao evento andino *Incaic II* (Eoceno-Oligoceno) deve corresponder o início do período neotectônico, com a instalação do "Sistema de *rift* da Serra do Mar", das bacias do Quadrilátero Ferrífero e com o começo da Sedimentação Barreiras (Fm. Serra do Martins);

No Plioceno, um segundo pulso neotectônico (evento andino *Quetchuan II*), registrado em todo o Planeta, seria responsável pela instalação do "*rift* de São João del Rei", da Fm. Guararapes (formação intermediária do Gr. Barreiras) e da Fm. Solimões, além do soerguimento várias áreas e da formação de inúmeras bacias lacustres isoladas;

Um terceiro pulso no Pleistoceno Médio a Inferior (evento andino *Yarmouthian*) seria responsável por: emersão da maior parte do litoral e basculamento das camadas do Gr. Barreiras, deslocamento das falésias nas regiões Norte e Nordeste, deformação e/ou inversão de bacias sedimentares anteriormente formadas (Bacia de São Sebastião da Vitória) e soerguimento generalizado da plataforma Brasileira.

Contexto geotectônico

O controle do comportamento neotectônico da Plataforma Sulamericana, em especial de sua porção brasileira, pode ser esquematizado com base no arranjo das placas litosféricas, no caráter das tensões originadas pelos tipos de contatos que as interligam e das conseqüentes tensões intra-placa (Mendiguren & Richter 1978). O controle mais importante deve relacionar-se com a inserção da plataforma entre a margem continental pacífica ativa e a margem continental atlântica passiva. Os efeitos da subducção da Placa Sulamericana sob a Placa dos Caribes (Scheidegger & Schubert 1989), devem restringir-se, em grande parte, ao Território Venezuelano.

No caso da margem pacífica, os efeitos resultantes da subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sulamericana são suficientemente expressivos através das manifestações tectônicas e orográficas ligadas à Orogênese Andina. As tensões atuantes ao longo da Cordilheira Andina são comandadas, e isso desde o Plioceno, por um vetor compressivo horizontal de direção E-W (Frutos, 1981).

No caso da margem atlântica, o problema é bem mais complexo. Em primeiro lugar, há de lembrar que o comportamento das margens continentais passivas é ainda pouco conhecido, prestando-se a variadas interpretações. Em segundo lugar, no caso específico da Margem Atlântica Brasileira, deve-se considerar as inevitáveis diferenças entre as porções meridional e setentrional, diferenças estas ligadas ao afastamento desigual com relação à Dorsal Meso-Atlântica. As tensões atuais, determinadas

por vários pesquisadores e métodos, convergem em torno de um vetor compressivo horizontal de direção média NW-SE, com algumas variações locais para E-W e N-S, provavelmente relacionadas a tensões residuais locais.

O caráter das tensões que ocorrem no interior das placas litosféricas é definido pelo contexto geotectônico global em que se insere a placa considerada (Park, 1988). No caso do Continente Sulamericano, o caráter das tensões intraplaca varia de W para E.

Do lado ocidental, a leste da Cordilheira Andina, devem ocorrer tensões distensivas, responsáveis pela geração das fossas tectônicas, que bordejam a cordilheira, acumulando centenas de metros de sedimentos fluviais e lacustres.

Do lado oriental, a oeste do campo distensivo que controla a subsidência das bacias *off-shore*, predominam tensões compressivas, documentadas pela reativação de importantes geossuturas, em zonas de transcorrências, e por atividade sísmica concentrada em duas áreas principais da margem continental brasileira (SE e NE).

Variações temporais e espaciais no caráter dos campos de tensões intraplaca, foram detectadas por vários trabalhos, sem que tenha sido ainda encontrado um modelo explicativo global. No entanto, vários fatores podem ser considerados, enquanto elementos de explicação parcial, tais como:

- rotação da Placa Sulamericana em direção a NW, com relação à Placa Africana, bem como variação da velocidade da rotação e migração de seu polo;
- variações temporais nas relações entre taxa de produção de crosta oceânica na Cadeia Meso-Atlântica e taxa de absorção ao longo da zona de subducção andina;
- efeitos das irregularidades no contato entre litosfera e astenosfera, durante a movimentação da primeira;
- efeitos da estratificação da crosta, que permite comportamentos tectônicos diferenciados, para os vários estratos crustais;
- efeitos das compensações isostáticas devidas a fatores endógenos e exógenos, estes últimos representados pelos processos de erosão-sedimentação;
- efeitos de gradientes térmicos residuais;
- diferenças de métodos utilizados para determinar os campos de tensões: análise microtectônica com dados medidos em planos de falhas, soluções de mecanismos focais de sismos, medições *in-situ*, interpretações a partir de feições regionais;
- mistura involuntária de dados referentes a vários eventos neotectônicos superpostos;

AGRADECIMENTOS

Aos órgãos de fomento (CNPq, PrPq/UFGM e FAPEMIG) que em várias ocasiões contribuíram com suporte financeiro ao desenvolvimento dos diversos projetos cujos resultados sustentam grande parte das interpretações e conclusões deste trabalho; aos colegas J.B. Sena Costa, J.R. Torquato e E.J. de Sá, por terem possibilitado o reconhecimento das regiões Norte e Nordeste; aos colegas Y.Hasui e H.Vogt (Projeto CAPES/COFECUB, nº 125/91), pelas discussões frutíferas; ao colega A.W. Romano pela revisão deste trabalho e a V.J.M. Couto pelos cuidados na elaboração dos desenhos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. 1956. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste oriental brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, 2:35-40.
- ALMEIDA, L.G.F. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v.7, p.175-197.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1948. Reconhecimento geomórfico nos planaltos divisores das bacias Amazônica e da Prata entre os meridianos 51° e 56WGr. *Rev. Bras. Geogr.*, 10(3):397-440.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1959. Traços gerais da geomorfologia do Centro-Oeste Brasileiro. In: CONGR. INTER. GEOG., Rio de Janeiro, 1959. *Guia da excursão nº 1...* CNG. p.7-65.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1964. Fundamentos geológicos do Relevo Paulista. In: *Geologia do Estado de São Paulo*, Bol.IGG, 41:167-262.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 48(Supl.):15-26.
- ANDRADE, G.O. de 1968. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. *Estud. Univ.*, Recife, (2/3):1-13.
- ANDRADE, G.O. de & CALDAS LINS, R. 1963. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. *Arqu. Inst. Ciênc. da Terra*, Recife. 3/4:17-27.
- ANGELIER, J. 1989. Tectonique cassante et néotectonique. *Bull. Soc. Geol. Belgique*, 31:111-160.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 19(6):1309-1318.
- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7:729-739.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PETROBRÁS. *Aspectos estruturais da margem continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro. p.75-88.(Projeto Remac 4).
- ASMUS, H.E. & GUAZZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRÁS. *Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, Cenpes/Dintep. p.187-269. (Projeto Remac 9).
- ASSUMPÇÃO, M.; SUAREZ, G. & VELOSO, J.A. 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics*, (113):283-293.
- BARBOSA, G.V. 1966. O significado da estrutura geológica para o mapeamento geomorfológico de Minas Gerais. *Bol. Mineiro de Geog.*, Belo Horizonte-MG, 12:37-58.
- BARBOSA, G.V. 1980. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Rev. Bras. Geoc.*, 10(1):89-101.
- BARROS, A.M.; OLIVEIRA ALVES, E.D.de; ARAÚJO, F.F.V.; LIMA, M.I.C.de & FERNANDES, C.A.C. 1978. Geologia das

- folhas SB/SC, 18 Javari/Contamana. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.1, p.43-57.
- BERMERGUY, R.L. & SENA COSTA, J.B. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, série Ci. da Terra, 3:75-97.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTENAZA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. & VELOSO, J.A.V. 1984. *Sismicidade do Brasil*. São Paulo, IAG/USP, CNEN, 320p.
- BERROCAL, J.; BARROS, J. e OLIVEIRA, R. 1971. Sismotectônica do Nordeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.2, p.129-137.
- BEURLIN, K. 1967. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba, SBG, p.151-158.
- BEZERRA, F.H.R.; SAADI, A.; MOREIRA, J.A.M.; LINS, F.A.P.L.; NOGUEIRA, A.M.B.; MACEDO, J.W.P.; LUCENA, L.F. & NAZARÉ Jr., D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral da Natal-RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: SIMP. NAC. EST. TECTO., 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais*, Belo Horizonte, SBG-MG.(no prelo).
- BJORNBERG, A.J.S. 1969. Contribuição ao estudo do Cenozóico Paulista: tectônica e sedimentologia. São Paulo. (Tese de Livre Docência, Esc. Eng. São Carlos/USP).
- BJORNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N. & PARAGUASSU, A.B. 1971. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.2, p.159-174.
- BJORNBERG, A.J.S. & GANDOLFI, N. 1974. Falhamentos recentes na região de São Carlos, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.6, p.241-243.
- BRANIKOV, B. 1947. Essai sur la tectonique de la région à l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. *Bull. Soc. Géol. France*, 17:321-335.
- BRANNER, J. C. 1920. Recent earthquakes in Brazil. *Seism. Soc. Am. Bull.*, 10(2):90-104.
- BRASIL.DNOS. 1974. *Estudos hidrologicos da bacia do Alto Paraguai, relatório técnico*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Obras e Saneamento, vol.1.
- BRAUN, O. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. Geog.*, 32(3):3-34.
- CARNEIRO, C.D.R.; HAMZA, V.M. & ALMEIDA, F.F.M. de 1989. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste Oriental Brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(3):310-320.
- CASTRO, C. 1979. Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. *Notícia Geomorfológica*, 19(37/38):3-27.
- CUNHA, F.M.B. da 1988. Controle tectônico-estrutural na hidrografia da região do Alto Amazonas. In: CONGR. BRAS.GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG, v.5, p.2267-2277.
- CZAJKA, W. 1959. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geogr.*, 20(2):135-180.
- DAVINO, A. 1968. Determinação de espessuras dos sedimentos do Pantanal Matogrossense por sondagens elétricas. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40(3):327-330.
- DEMANGEOT, J. 1960. Essai sur le relief du Nord-est Brésilien. *Ann. de Géographie*, Paris, 69(372):157-176.
- DRESCH, J. 1957. Les problèmes morphologiques du Nord-Est Brésilien. *Bull. Ass. Géog. Français*, Paris, (263/264):48-59.
- DRESCH, J. 1966. L' évolution morphologique des bordures orientales des continents en zone tropicale, au Plio-Quaternaire. Observations comparées au Brésil et à Madagascar. *Quaternária*, 8:205-209.
- DUMONT, J.F.; DEZA, E. & GARCIA, F. 1991 - Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *J. of S. Am. Earth Sc.*, 4(4):373-381.
- ELLERT, N. 1974. Contribuição da geofísica no reconhecimento geológico da região de Linhares, ES. In: CONG. BRAS. GEOL., 18, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.2, p.69-73.
- FEIO, M. 1954. Nota acerca do relevo da Paraíba e do Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geogr.*, 1958, 2:9-13.
- FERRERIA, J.; TAVEL, M.K.; COSTA, J.M.; MOREIRA, J.A.V. & PEARCE, R.G. 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, Northeastern Brazil - preliminary results. *Geophys. Res. Letters*, 14(10):1042-1045.
- FREITAS, R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. FFCL/USP, 120 p. (Boletim 130, série Geol. nº6).
- FRUTOS, J. 1981. Andean Tectonics as consequence of sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 72:T21-T32.
- GALLARDO, C.; SERRÃO, M. & MUNIS, M. 1987. O intemperismo dos gnaisses do sistema montanhoso do Litoral Sudeste: um exemplo de atividade tectônica atual no município de Nova Venécia-ES. In: SIMP. GEOL. RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p.210-226.
- GHIGNONE, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozoicos do Estado da Bahia. In: INDA, H.ed. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia-Textos básicos*, Salvador, SME/CPM, v.1, p.24-117.
- GORCEIX, H. 1884. Bacias terciárias d' água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela & Fonseca), Minas Gerais, Brasil. *Anais Esc. Min. Ouro Preto*, 3:75-92.
- GRABERT, H. 1960. Die jungtertiäre und altpleistozäne Küstengestaltung Mittel-Brasiliens. *Die Erde*, 91(3):191-205.
- GUAZELLI, W. & CARVALHO, J.C. de 1978. A extensão da zona de fratura de Vitória-Trindade no oceano e seu possível prolongamento no continente. In: PETROBRÁS. *Aspectos estruturais da margem continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, p.31-38. (Projeto Remac 4).
- GUIMARÃES, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. D.F.P.M./DNPM, 341 p. (Boletim 88).
- HABERLEHNER, H. 1978. Análise sismotectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. In: CONG. BRAS. GEOL. ENG., 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo, ABGE, v.1, p.297-329.
- HALES, F.W. 1981. Anomalias magnéticas de origem profunda na Fossa do Araguaia e no Pantanal: suas implicações geológicas. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 44(425):24-30.
- HAMZA, V.M. 1982. Thermal structure of South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1/3):149-159.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M. & RODRIGUES, C.R.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais, com base na informação geofísica e geológica. In: SBG-MG.ed. *Contribuições à geologia e à petrologia*, Belo Horizonte, p.71-93.
- HARTT, C.F. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Fields Esgood & Co. 620 p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: *WORKSHOP NEOTECTO. SEDIM. CONT. CENO. SE BRAS.*, 1, Belo Horizonte, 1991. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Boletim 11, p.1-31.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. 1978. Geossinuras e sismicidade no Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL. ENG., 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo, ABGE, v.1, p.331-338.
- HOWARD, A.D. 1962. Escarpa de linha de falha de Salvador. *Bol. Téc. PETROBRÁS*, 5(3):59-63.
- IREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; ALVES, R.J.; COSTA Jr., P.S. & SENA COSTA, J.B. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro-NE do Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.5, p.2110-2123.
- IRIONDO, M.H. 1982. Geomorfologia da Planície Amazônica. In: SIMP. DO QUATER. BRASIL., 4, Rio de Janeiro, 1982. *Atas...* Rio de Janeiro, p.323-348.
- IRIONDO, M. H. & SUGUIO, K. 1981. Neotectonics of the Amazon Plain. *Bull. INQUA-Neotecto. Comissão*, 4:72-78.
- JAIN, V.E. 1973. *Geotectônica General. Parte 1*. Versão espanhola, Moscou, Ed. Mir. 357 p.
- KING, L. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geog.*, 18(2):147-266.
- LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M. de; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C. & MAILLARD, P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton du São Francisco (Brésil). *Tectonophysics*, 76:273-293.
- LIMA, C.C.; VIVIERS, M.C.; MOURA, J.R.S.; SANTOS, A.A.M. & CARMO, I.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramento, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.2, p.607-620.

- LIMA, M.R. & SALARD-CHEBOLDAEFF, M. 1981. Palynologie des bassins de Gandarela e Fonseca (Eocène de l'état de Minas Gerais). *Bol. IG-USP*, **12**:33-54.
- MABESOONE, J.M.; CAMPOS E SILVA, A. & BEURLEN, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:173-188.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. *Neotectonics*, **1**:87-103.
- MARTONNE, E. de 1940. Problèmes géomorphologiques du Brésil Tropical Atlantique. *An. Géog.*, Paris. 1ª parte, **49**(277):1-27; 2ª parte, **40**(278/279):106-129.
- MELLO, A.A.de; SOUZA, E.M. de & MENDONÇA, J.C. (1978) A tectônica linear no Estado do Ceará. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.1, p.393-407.
- MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y. & COIMBRA, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**(3):193-201.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. & RAMOS, R.G.N. 1989. O Graben (Terciário ?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(2):260-262.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1990. Influência da neotectônica nos terraços fluviais do Baixo Ribeira do Iguape (SP). In: *WORKSHOP NEOTECTO. SEDIM. CONT. CENOZ.*, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Boletim 11:47-56.
- MENDIGUREN, J.A. & RICHTER, F.M. 1978. On the origin of compressional intraplate stress in South America. *Rev. Bras. Geoc.*, **8**(2):90-102.
- MIOTO, G.J.A. 1984. Mapa de risco sísmico do Sudeste Brasileiro. São Paulo, IPT (Monografia 10, Publicação 1563).
- MIRANDA, F.M. & SRIVASTAVA, N.K. 1984. Evidências de reativações tectônicas quaternárias na área de Macauzinho, estuário do rio Açu no litoral norte do Rio Grande do Norte. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 11, Natal, 1984. *Atas...* Natal, SBG-NNE. p.157-164.
- MOHRIAK, W.U. & BARROS, A.Z.N.de 1990. Novas evidências de tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil: o Graben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio, RJ. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**(1-4):187-196.
- PARK, R. G. 1988. *Geological structures and moving plates*. Glasgow, Blackie. 337 p.
- PAVLIDES, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, **1**(3):233-235.
- PEDROSA SOARES, A.C. & SAADI, A. 1989. O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Bol.10:161-165.
- PIGEON, P. 1985. Les reliefs majeurs de l'Atlantique Sud et des continents bordiers en Angola et au Brésil: vers la notion de reliefs thermiques. *Geociências*, São paulo, **4**:77-86.
- PIMIANTA, J. 1958. Modifications climatiques et subsidence récente affectant le glacis sud du Bassin de l' Amazone. *C.-R. Acad. Scienc.*, Paris, **246**(15):2268-2271.
- POTTER, P.E. 1978. Significance and origin of big rivers. *J. Geology*, **86**:13-33.
- QUEIRÓZ, M.A.; MACEDO, J.W.P.; RODY, C. & ARAÚJO, T.C.M. 1985. Contribuição da geofísica ao mapeamento geológico da área de Canguaretama - RN. Natal, DG/CCE/UFRN (Boletim 10). p.58-67.
- RÄSÄNEN, M.; NELLER, R.; SALO, J. & JUNGNER, H. 1992. Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Geol. Mag.*, **129**(3):293-306.
- RICCOMINI, C. 1990. O rift continental do sudeste do Brasil. São Paulo (Tese de Doutorado, IG/USP).
- RICCOMINI, C.; PELAGGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W. & FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar Rift System (Southeastern Brazil). *J. of South Am. Earth Sc.*, **2**(2):191-192.
- RUELLAN, F. 1952. *O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo*. Rio de Janeiro, Fac. Nac. Filosofia, Un. do Brasil, 63 p.
- SAADI, A. 1990. Um rift neocenozóico na região de São João del Rei-MG, borda sul do Cráton do São Francisco. In: *WORKSHOP NEOTECTO. SEDIM. CONT. CENOZ. SE BRAS.*, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Bol.11:81-99.
- SAADI, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte (Tese para admissão a cargo de Professor Titular, IGC/UFMG).
- SAADI, A. 1992. A zona transpressiva de São Sebastião da Vitória, no "rift cenozóico de São João del Rei-MG" e feições neotectônicas associadas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.1, p.602-603.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica e tectônica recorrente na porção sul do Cráton do São Francisco. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/BA. p.230-232.
- SAADI, A. & PEDROSA-SOARES, A.C. 1990. Um graben cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: *WORKSHOP NEOTECT. SEDIM. CONT. CENOZ. SE BRAS.*, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Bol.11:101-124.
- SAADI, A.; HASUI, Y. & MAGALHÃES, F.S. 1991. Informações sobre a neotectônica e a morfogênese de Minas Gerais. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 3, Rio Claro-SP, 1991. *Anais...* Rio Claro-SP, SBG-IG/UNESP. p.105-107.
- SAADI, A.; SGARBI, G.N.C. & ROSIERE, C.A. 1992. A Bacia do Congo Soco: nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: controle cárstico e/ou tectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.1, p.600-601.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. 1992. Neotectônica do Ceará: uma hipótese de interpretação global. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.1, p.597-598.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. 1993. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, Fortaleza-CE. (no prelo).
- SADOWSKI, G.R.; CSORDAS, S.M. & KANJI, M.A. 1978. Sismicidade da Plataforma Brasileira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.5, p.2347-2361.
- SADOWSKI, G.R.; & DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**(4):209-212.
- SALIM, J.; LIMA, M.S. & MABESOONE, J.M. 1979. Vales estruturais no litoral leste do Rio Grande do Norte. *Bol. Núcl. Geol. Nordeste.*, **4**:41-47.
- SCHEIDEGGER, A.E. & SCHUBERT, C. 1989. Neotectonic provinces and joint orientations of northern South America. *J. of South Am. Earth Sci.*, **2**(4):331-341.
- SIAL, A.N. 1976. The post-Paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48**:299-312.
- SMITH, A.G. 1982. Late Cenozoic uplift of stable continents in a reference frame fixed to South America. *Nature*, **196**:400-404.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48**(Supl.):313-324.
- STERNBERG, H.O. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:4-26.
- STERNBERG, H.O. 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira. *Bol. Geog.*, **11**(117):595-600.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976. Brazilian Coastline Quaternary formations - the states of São Paulo and bahia littoral zone evolutive schemes. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48**(Supl.): 325-334.
- SUMMERFIELD, M.A. 1986. Tectonic geomorphology: macroscale perspectives. *Prog. in Phys. Geog.*, **10**(2): 227-238.
- SYKES, L.R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. *Review of Geophysics and Space Physics*, **6**:621-688.
- TORRES, H.H.F.; BARBOSA, A.G.; BRAGA, A.P.G.; GALLARDO, C.; SATO, E.Y. & MENDONÇA, J.C.S. 1990. *Projeto João Câmara - estudos de neotectônica na Bacia Potiguar e adjacências*. Recife, Convênio DNP/CPRM. (Relatório final) 75p+anexos (No prelo).
- TRICART, J. 1959. As zonas morfoclimáticas do Nordeste Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, **6**:7:17-25.
- TRICART, J. 1977. Types de lits fluviaux en Amazonie Brésilienne. *Ann. Geog.*, Paris, **86**(473):1-54.
- TRICART, J. & CARDOSO DA SILVA, T. 1968. *Estudos de geomorfologia da bahia e Sergipe*. Salvador, Publ. da Fund. para o Desenvol. da Ciênc. na Bahia, 167 p.

- TRIFONOV, V.G. 1989. An overview of neotectonic studies. *Intern Geol. Review*, 31: 111-160.
- VARAJÃO, C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(2):138-145.
- VELOSO, J.A.; ASSUMPTÃO, M.; CARVALHO, J.; BARBOSA, J.R.; FONTENELE, D.; BASSINE, A.; GOMES, I.P.; BLUM, M. & RIBEIRO, R.K. 1990. Sismicidade recente nos estados de Minas Gerais e Bahia. In: *WORKSHOP NEOTEC. SEDIM. CONT. CENOZ. SE BRAS.*, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG. Bol.11:57-61.
- VERDADE, F.C. & HUNGRIA, L.C. 1966. Estudo genético da bacia orgânica do Vale do Paraíba. *Bragantia*, Campinas, 25(16):189-202.
- VITA-FINZI, C. 1986. *Recent earth movements: an introduction to neotectonics*. London, Academic Press. 226 p.
- WEYLER, G. 1962. *Projeto Pantanal; relatório final dos poços perfurados no Pantanal Matogrossense*. Ponta Grossa, PETROBRÁS-DEBSP.
- WEYLER, G. 1964. *Projeto Pantanal; relatório final de abandono dos poços SBst-1 A-MT (São Bento), FPst-1 A-MT (Fazenda Piquiri) e LCst-1 A-MT (Lagoa do Cascavel)*. Ponta Grossa, PETROBRÁS-DEBSP.
- WINSLOW, M.A. 1986. Neotectonics: concepts, definitions and significance. *Neotectonics*, 1:1-5.

FIG. 1 - ESBOÇO DA TECTÔNICA CENOZÓICA DA PLATAFORMA BRASILEIRA.



