

XIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS

VII INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS



15 a 19 de maio de 2011 | Campinas - SP

ANAIS



Núcleo
São Paulo



Apresentação

O **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)** foi organizado pela primeira vez em 1987 e desde então, passou a ocorrer bianualmente por 12 edições: Salvador (1987), Fortaleza (1989), Rio Claro (1991), Belo Horizonte (1993), Gramado (1995), Pirenópolis (1997), Lençóis (1999), Recife (2001), Búzios (2003), Curitiba (2005), Natal (2007) e Ouro Preto (2009).

Consolidado como tradicional fórum de divulgação e discussão de temas da **Geologia Estrutural e Tectônica** no Brasil, o SNET tem atraído atenção de um número crescente de pesquisadores de países da América do Sul. O temário do SNET abrange praticamente todos os sub-temas das áreas de Geologia Estrutural e Tectônica, proporcionando o avanço da pesquisa no conhecimento dos eventos tectônicos atuantes na Placa Sul-Americana e permitindo um melhor direcionamento na busca de bens minerais metálicos e energéticos, nas políticas de ocupação territorial em áreas de riscos condicionadas por estruturas geológicas e nas grandes obras públicas de infra estrutura.

XIII SNET

Em nome da **Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo**, a Comissão Organizadora convida a todos os interessados em **Geologia Estrutural e Geotectônica** a participar da 13ª edição do **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos** e do **VII International Symposium on Tectonics**, a ser realizado em Campinas, SP.

No **XIII SNET**, além das **Sessões Temáticas, Conferências, Cursos e Excursões** será realizada a **Sessão Didática: Para entender grandes temas da Geologia Estrutural e Tectônica** direcionada a estudantes de Graduação, Pós-Graduação e demais interessados com palestras proferidas por importantes especialistas brasileiros.

Esperamos que essa seja uma excelente oportunidade de intercâmbio entre gerações e entre esferas acadêmicas, profissionais e estudantis para as quais os temas desse simpósio são de interesse.



Sessões Temáticas

ST1 - Análise estrutural e microtectônica

Esta sessão será dedicada à análise estrutural em todas as escalas. Serão bem-vindas as contribuições que, empregando mais de uma ferramenta, tenham como tema investigações estruturais em sistemas distensionais, compressionais ou transcorrentes que ofereçam soluções para questões em aberto relativas a processos tectônicos.

ST2 - Tectônica de cinturões orogênicos e áreas cratônicas

A constituição, a arquitetura, a evolução tectônica da Plataforma Sul-americana, incluindo terrenos cratônicos e cinturões orogênicos brasileiros/panafricanos e andinos e sua relação com a Tectônica Global são temas dessa sessão. São esperadas contribuições relativas a estudo de processos metamórfico-deformacionais, evolução crustal e magmatismo, além do comportamento tectônico e estrutural de terrenos pré-cambrianos.

ST3 - Neotectônica

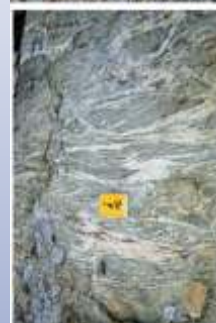
A caracterização de estruturas deformacionais recentes, enfocando sua arquitetura, cinemática e dinâmica, bem como aspectos sismológicos e geomorfológicos associados, constitui-se no objetivo central dessa sessão.

ST4 - Tectônica de Bacias

O estudo da evolução e estruturação das bacias sedimentares, costeiras e interiores do Brasil, é de mostrado de grande importância para o desenvolvimento do país e um grande desafio há anos enfrentado pelos geólogos. Espera-se nesta sessão uma abordagem com estudos de campo, bem como a utilização de avançadas técnicas e ferramentas.

ST5 Modelagem Tectônica e Geologia Estrutural Aplicada

Esta sessão temática espera receber contribuições que versem sobre aplicação de conceitos e técnicas estruturais em obras de engenharia, mineração, reservatório de hidrocarbonetos e no planejamento territorial, bem como sobre aplicação de métodos quantitativos, de simulações numéricas e analógicas no entendimento mecânico das estruturas geológicas.



Workshop da Rede Geotectônica da Petrobras

Apresentações de projetos dos grupos de P & D e Infra-estrutura que compõem a Rede de Geotectônica da Petrobras

Conferências Já Confirmadas

Talat Ahmad	Zonas de suturas no Himalaia
Cees Passchier	Indicadores cinemáticos em diferentes escalas e grau metamórfico
João Marinho Morais Neto (Petrobras)	Termocronologia aplicada a estudos de exumação regional: ferramentas, limitações e aplicação na Borborema Oriental.
Pedro Victor Zalán (Petrobras)	Deformação contraccional e sedimentação em algumas das mais espetaculares faixas de dobramento e cavalgamento da Terra: Montanhas Rochosas Canadenses, Montanhas Zagros do Irã, Montanhas Tian Shan da China, Alpes Suíços e Cinturões Sub-Andino e Andino da Argentina.
Ricardo Trindade (IAG-USP)	Paleomagnetismo e reconstituição paleogeográfica
Elton Dantas (UnB)	Evolução do Arqueano na Província Borborema
Edison Milani (Petrobras)	Cinco anos das Redes Temáticas em Geociências: situação atual e perspectivas

Sessão Didática: Para entender grandes temas de Geologia Estrutural & Tectônica

Tema	PALESTRANTE
<i>Anatomia de um Continente (Sul-Americano)</i>	Benjamin Bley (USP)
<i>Reologia da litosfera: Porque e como os continentes se deformam</i>	Sergio Pacheco Neves (UFPE)
<i>Faixas de dobramentos e empurrões: arcabouço estrutural e gênese</i>	Fernando Alkmim (UFOP)
<i>Tectônica e Metamorfismo</i>	Caetano Juliani (USP)
<i>A confirmar</i>	Emanuel Jardim de Sá (UFRN)
<i>O papel da atividade ígnea na evolução geodinâmica de bacias sedimentares</i>	Diógenes C. Oliveira (Petrobras)
<i>Mecânica do Fraturamento e Pressão de Fluidos</i>	Alberto Pio Fiori (UFPR)
<i>Balanceamento e Reconstituição Estrutural de Interpretações Sísmicas</i>	Mário Neto Cavalcante de Araújo (Petrobras)
<i>Aplicação da geologia estrutural em obras de engenharia</i>	Celso dal Ré Carneiro (UNICAMP)



XIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS VII INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS

Campinas, 15 a 19 de maio de 2011
Hotel Solar das Andorinhas

Excursão Pré-Simpósio



A excursão à **Cordilheira dos Andes** (Pré Simpósio) será realizada novamente após 15 anos com a participação de pesquisadores da Universidade de Buenos Aires e da Universidade Nacional do Chile.

Informações em breve no site do evento!

Excursão Pós-Simpósio

O Limite Tectônico Central da Faixa Ribeira entre São Paulo e Rio de Janeiro

Organizadores: Julio Almeida¹; Anderson Neves²; Miguel Tupinambá¹; Monica Heilbron¹

¹ Tektos-UERJ; Faculdade de Geologia

² DNPM RJ

Objetivos: Observar uma zona de cisalhamento de alta temperatura que coloca lado a lado dois diferentes terrenos da Faixa Ribeira: o terreno ocidental, paleomargem passiva do continente São Francisco (Craton de São Francisco) e o terreno oriental, lócus de implantação do Arco Magmático Rio Negro (AMRN). Os afloramentos, tanto de rochas ortoderivadas do AMRN, como dos metassedimentos da Unidade Arcádia-Areal, mostram feições miloníticas de alto grau, onde podem ser observadas as foliações miloníticas, lineação de estiramento, indicadores cinemáticos, ultramilonitos, dobras e intrusões graníticas de várias gerações. Estruturas rúpteis também poderão ser observadas.

Trajetos: Rod. Dom Pedro II, Dutra, Tamoios, Taubaté-Ubatuba, Rio-Santos, RJ-155 (Japeri-Arcádia-Governador Portela), Javary-Bela Cruz- Secretário, BR-040 (Areal-Rio de Janeiro).

Início: Campinas e **Término:** Rio de Janeiro

Data: 20 e 21 de Maio de 2011.

No de Participantes (máximo): 15

Inscrições no site do evento a partir de 30/03/2011.

Curso Pré-Simpósio

Curso de Microtectônica

Luiz Simões e Rudolph A. J. Trouw

Data: 14 e 15/05/2011

Local: UNICAMP

No de Participantes (máximo): 20

Inscrições no site do evento a partir de 30/03/2011





XIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS VII INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS

Campinas, 15 a 19 de maio de 2011
Hotel Solar das Andorinhas

Comissão Organizadora

Elson Paiva de Oliveira (UNICAMP)
Ticiano José Saraiva dos Santos (UNICAMP)
Lena Virgínia S. Monteiro (UNICAMP)
Maria da Glória Motta Garcia (USP)
Ginaldo A. da C. Campanha (USP)
Luiz A. Simões (UNESP Rio Claro)
Iata Anderson de Souza (UNESP Rio Claro - SBG)
Sérgio Williams de O. Rodrigues (CPRM)
Frederico M. Faleiros (CPRM)
Fábio Braz Machado (UNIFESP)
Adilson Viana Soares Junior (UNIFESP)

Promoção



Comitê Científico

Benjamin Bley de Brito Neves
Caetano Juliani
Elson Paiva de Oliveira
Elton Dantas
Fernando F. Alkmim
João Marinho Morais Neto
Peter Hackspacher
Ginaldo A. da C. Campanha
Lena Virgínia S. Monteiro
Luiz A. Simões
Maria da Glória Motta Garcia
Ticiano José Saraiva dos Santos

Apoio



TERMOCRONOLOGIA APLICADA A ESTUDOS DE EXUMAÇÃO REGIONAL: FERRAMENTAS, LIMITAÇÕES E APLICAÇÃO NA BORBOREMA ORIENTAL

João Marinho de Moraes Neto¹

¹PETROBRAS/E&P-EXP, Rio de Janeiro, marinho@petrobras.com.br

Termocronologia é o uso de datações radiométricas, as quais baseiam-se no conceito de “temperatura de fechamento” de um determinado mineral ou sistema isotópico, para reconstruir a história térmica de minerais e rochas (Reiners & Ellers, 2005). Além da “temperatura de fechamento”, os métodos termocronológicos utilizam os conceitos de “zona de retenção parcial”, que é a faixa de temperatura ou profundidade na qual os produtos do decaimento radioativo (p.ex., ⁴⁰Ar, os traços de fissão, ou ⁴He) são parcialmente retidos na estrutura cristalina dos minerais, seja por difusão termicamente ativada, seja por *annealing* (o apagamento gradual dos traços de fissão pelo aumento da temperatura); e “zona de apagamento parcial”, que corresponde à zona da crosta onde os traços de fissão são parcialmente retidos.

Os métodos termocronológicos mais difundidos na atualidade são: (1) ⁴⁰Ar/³⁹Ar, o qual baseia-se no decaimento de isótopos radioativos de ⁴⁰K, produzindo ⁴⁰Ar como isótopo-filho. A aplicação desse método a determinados minerais e rochas fornece idades precisas e acuradas, no caso de rochas ígneas de resfriamento rápido. Para rochas ou terrenos que resfriaram lentamente, as idades obtidas geralmente refletem o tempo gasto desde o início do resfriamento abaixo da temperatura de fechamento do argônio para o mineral analisado. (2) **Traços de fissão**, que baseia-se na presença de defeitos lineares na estrutura cristalina de determinados minerais, como zircão e apatita, produzidos por fissão espontânea do decaimento nuclear do ²³⁸U; cada traço corresponde a um único evento de decaimento e guarda a máxima temperatura à qual a amostra esteve submetida durante a sua história térmica. A termocronologia por traços

de fissão em apatita é um método que fornece a idade de quando uma rocha passou entre 2 e 5 quilômetros de profundidade durante um processo de exumação (equivalente a temperaturas entre ~60°-110°C), como resultado de processos da crosta superior, e por isso essa técnica é amplamente aplicada à determinação da história de resfriamento e estimativas de exumação de terrenos cristalinos. (3) **(U-Th)/He**, que baseia-se na acumulação de hélio radiogênico a partir do decaimento do urânio e do tório. Geralmente usado em apatita, este método fornece informações sobre o resfriamento através de temperaturas mais baixas do que aquela comumente dada pelas demais ferramentas, sendo usado em estudos sobre exumação de cadeias de montanhas, datação de mineralizações, determinação da idade de formação de geleiras, vales glaciais e processos de incisão fluvial.

A partir da determinação das trajetórias tempo-temperatura obtidos por aqueles métodos, podem ser empregadas modelagens numéricas ou analíticas para se interpretar os processos responsáveis pela evolução termo-tectônica de uma determinada região. Desse modo, os modelos térmicos resultantes são aplicados para simular exumação (ou soterramento) em função do registro termocronológico. No entanto, a variedade de processos geológicos responsáveis pelos resultados obtidos nesse tipo de abordagem é muito abrangente e engloba processos geomórficos, tectônicos e magmáticos em escudos cristalinos (Braun *et al.*, 2006), além de diversos mecanismos ligados à evolução de bacias sedimentares, e por esse motivo é recomendável a aplicação conjunta de várias ferramentas.

A Província Borborema, no nordeste do Brasil, constitui um escudo Pré-cambriano composto por diversos blocos tectônicos justapostos pela Orogênese Brasileira (600-580 Ma) durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. A integração de diversos métodos geocronológicos, como datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólio, biotita, moscovita e K-feldspato, forneceu importantes informações sobre a evolução termocronológica da região. Por sua vez, a análise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de K-feldspatos em forno de resistência possibilitou a determinação de parâmetros de difusão, os quais foram utilizados para modelar histórias térmicas compatíveis com as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculadas experimentalmente para as mesmas amostras e calibradas por dados termocronológicos de baixa-temperatura, como traços de fissão em apatita e (U-Th)/He. A combinação dessas ferramentas na Borborema Oriental possibilitou reconstruir a história de resfriamento regional, desde os últimos estágios da Orogênese Brasileira até o Mesozóico, revelando importantes aspectos sobre o soerguimento e exposição dos terrenos ora aflorantes, além da denudação e evolução do relevo (Morais Neto & Vasconcelos, 2008; 2009; 2010).

Os resultados termocronológicos indicam que os terrenos cristalinos expostos no Planalto da Borborema e depressões adjacentes começaram a esfriar a partir do Eocambriano-Ordoviciano, como resultado da exumação regional que se seguiu à Orogênese Brasileira. Os padrões de resfriamento resultantes registram rápida exumação pós-orogênica, indicando que o embasamento cristalino foi alçado de níveis crustais profundos (> 12km) para posições mais rasas (equivalentes a profundidades < 5km) em menos de 130 Ma.

A modelagem térmica baseada na difusão do argônio em K-feldspatos revela baixa taxa de resfriamento durante a maior parte do Paleozóico, sugerindo que a região manteve-se estável, sob temperaturas < 200°C, entre 460±10 Ma e 200±10 Ma. No início do Jurássico o resfriamento acentuou-se, o que é interpretado como o efeito de soerguimento regional precedendo a fragmentação do supercontinente Pangea.

Os dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis para a Província Borborema revelam idades e taxas de resfriamento

aproximadamente similares, sugerindo que a região esfriou como um único bloco, pelo menos durante o período de resfriamento pós-Brasiliense e durante o período de estabilidade térmica subsequente, sugerindo que os lineamentos intracontinentais E-W não exerceram controle significativo sobre a exumação ou movimentação diferencial entre os três grandes domínios tectonoestratigráficos separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco.

A integração de dados termocronológicos com informações geológicas independentes sugere que a topografia de Borborema Oriental experimentou evolução policíclica (Jardim de Sá *et al.*, 2005). Uma topografia de *plateau* provavelmente existia naquela região antes do Eocretáceo, como consequência de soerguimento térmico pré-rifte relacionado à presença de plumas mantélicas durante o estágio inicial da fragmentação do supercontinente Pangea.

Diversas evidências geológicas indicam que as zonas de cisalhamento brasilienses foram reativadas durante o Fanerozóico, controlando a formação de bacias intracratônicas paleozóicas e riftes mesozóicos. No entanto, dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em amostras de milonitos coletadas ao longo dessas zonas de cisalhamento também indicam que a reativação daquelas estruturas durante o rifteamento cretáceo ocorreu em níveis crustais rasos, equivalentes a temperaturas mais baixas do que a temperatura de fechamento do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o mineral K-feldspato (250 ± 50°C).

A termocronologia por traços de fissão em apatita indica que a exumação pós-rifte, para níveis crustais mais rasos (<3 km), ocorreu no Mesocretáceo, conforme indicado por um evento de resfriamento regional amplamente registrado na região. Tal resfriamento é interpretado como um evento de denudação pós-*breakup*, possivelmente em consequência de soerguimento regional iniciado por volta de 100-90 Ma, e suportado por relações geológicas (tais como superfícies soerguidas e discordâncias regionais) nas bacias Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Araripe (Morais Neto *et al.*, 2009).

Um novo estágio de resfriamento é registrado por idades por traços de fissão mais jovens (~75-50 Ma), sugerindo um aumento na denudação durante o intervalo Neocretáceo-Eopaleoceno; esse evento é interpretado como responsável por fornecer os sedimentos siliciclásticos da Fm. Serra do Martins que hoje capeia altas elevações do Planalto da Borborema (Morais Neto et al, 2008). Uma reativação do soerguimento regional, possivelmente amplificada por influência de domeamento térmico ou contínuo basculamento flexural isostático (Jardim de Sá et al., 1995), alçou aquele setor da Província Borborema aos níveis topográficos atuais durante o Eoceno.

Desde então, a evolução da Província Borborema tem sido controlada essencialmente por erosão diferencial e recuo de escarpas (Morais Neto et al., 2010), com possíveis episódios secundários de soerguimento e reativação tectônica localizados, associados ao intenso magmatismo oligo-miocênico e não detectados pela termocronologia por traços de fissão e (U-Th)/He em apatita.

Referências

- Braun, J., Van Der Beek, P. & Batt, G. 2006. Quantitative thermochronology - Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Cambridge University Press, 258 p.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Pessoa Neto, O.C. & Saadi, A. 1999. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG-BA/ABGP, VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, *Anais*, S4:58-61.
- Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S., Vasconcelos P.M., Saadi, A., Galindo, A.C., Lima, M.G. & Oliveira, M.J.R. 2005. Marcos Temporais para a Evolução Cenozóica do Planalto da Borborema. In: SBG, X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 160-162.
- Morais Neto, J.M. 2009. *Thermochronology, landscape evolution and denudational history of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil*. The University of Queensland, Australia, PhD Thesis, 238 p.
- Morais Neto, J.M., Green, P.F., Karner, G.D. & Alkmim, F.F. 2008. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1): 23-52.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D. & Alkmim, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7):1070-1086.
- Morais Neto, J.M. & Vasconcelos P.M. 2008. Thermochronological constraints on the Neoproterozoic to Mesozoic exhumation of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil. In: AAPG, AAPG International Conference and Exhibition, Cape Town, *Abstracts CD*.
- Morais Neto, J.M. & Vasconcelos P.M. 2009. Exumação da Borborema Oriental do Neoproterozóico ao Mesozóico: uma história de resfriamento baseada em diferentes geocronômetros. In: SBG, Simp. Geologia do Nordeste, XXIII, Fortaleza, *Boletim de Resumos (CD)*, AT01-09.
- Morais Neto, J.M. & Vasconcelos P.M. 2010. Thermochronological Controls on the Exhumation of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil. EOS Trans. AGU, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract T12A-03.
- Morais Neto, J.M. Vasconcelos, P.M. & Stone, J. 2010. Tuning the landscape evolution in the Borborema Province, northeastern Brazil, by reconciling low-temperature thermochronology and ¹⁰Be isotope analysis. In: SBG, VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, *Abstracts (CD)*.
- Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. 2005. Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 622 p.

DEFORMAÇÃO CONTRACIONAL E SEDIMENTAÇÃO EM ALGUMAS DAS MAIS ESPETACULARES FAIXAS DE DOBRAMENTO E CAVALGAMENTO DA TERRA: MONTANHAS ROCHOSAS CANADENSES, MONTANHAS ZAGROS DO IRÃ, MONTANHAS TIAN SHAN DA CHINA, CINTURÕES SUB-ANDINO E ANDINO DA ARGENTINA E ALPES SUÍÇOS

Pedro Victor Zalán

Petrobras/E&P/EXP/GPE, Rio de Janeiro, Brasil, zalan@petrobras.com.br

A tectônica compressional derivada das colisões de placas litosféricas cria algumas das mais espetaculares estruturas deformacionais e as mais altas topografias do Planeta Terra. Cadeias de montanhas orogênicas são as únicas entidades naturais capazes de apresentar afloramentos de estruturas geológicas em escalas semelhantes às estruturas ilustradas em linhas sísmicas adquiridas em bacias sedimentares na busca por petróleo.

As Faixas ou Cinturões de Dobramentos e Cavalgamentos (*fold-and-thrust belts, overthrust belts, folded belts*) originadas pela compressão de pacotes sedimentares situados entre placas convergentes são exemplos de inversão estrutural e topográfica extremas. Nelas, bacias sedimentares desenvolvidas sobre depressões profundas da crosta terrestre (de 6 a 15 km de profundidade) são amarrotadas por esforços contracionais, através de dobras e falhas de encurtamento, são soerguidas, expostas em grandes altitudes acima da superfície terrestre circundante (entre 3 e 9 km acima do nível do mar); sendo, eventualmente, decapitadas e transportadas por grandes distâncias horizontais como pacotes de rochas alóctones intensamente deformadas que viajam e são jogadas sobre rochas autóctones. Faixas orogênicas apresentam três domínios principais: a Cordilheira, o Piemonte e o Antepaís.

As Cordilheiras localizam-se mais próximas do choque das placas (zona interna da orogênese) e são geralmente formadas por um

núcleo muito mais deformado e complexo do que os outros dois domínios. Quanto mais próxima da zona de subducção mais a Cordilheira mostra-se intrudida por rochas ígneas e afetada por metamorfismo. A passagem desta para o domínio do Arco Magmático é transicional e muitas vezes os dois não podem ser dissociados. A Cordilheira apresenta sempre as maiores altitudes, podendo ser rica em mineralizações diversas associadas ao magmatismo e metamorfismo nele presentes. O domínio do Piemonte (*Foothills*) ou Sopé da Cordilheira é uma continuação da estruturação contracional da Cordilheira onde o magmatismo e o metamorfismo são geralmente ausentes, a deformação mais simples e ordenada (preditiva) e a topografia intermediária entre as grandes altitudes da Cordilheira e as planícies do Antepaís. O Piemonte é o domínio clássico da ocorrência de campos de petróleo em faixas de dobramentos e cavalgamentos. O estilo estrutural dos domínios compressionais da Cordilheira e do Piemonte pode variar entre o *thin-skinned* (mais comum) e o *thick-skinned*. Nelas, dobras das mais diversas geometrias estão intimamente relacionadas a falhas de empurrão com geometrias igualmente diversas. O domínio do Antepaís (*Foreland*) ocorre na zona mais externa da orogênese, marcando a transição entre a faixa dobrada e o cráton estável. Sua topografia desenvolve-se para baixo, sendo basicamente uma depressão flexural assimétrica originada pela carga das placas de cavalgamento da Cordilheira e do

Piemonte. Apresenta duas sub-divisões: na parte próxima da faixa dobrada predomina a deformação compressional; enquanto que na parte próxima do cráton predomina a deformação distensional. O domínio do Antepaís contém as maiores e mais ricas províncias petrolíferas do planeta (Irã, Iraque, China, Canadá, Estados Unidos e a zona subandina da América do Sul).

Sedimentação sin-tectônica é um fenômeno muito comum nos domínios do Piemonte e do Antepaís. As depressões topográficas entre as culminações de sucessivas placas de cavalgamento imbricadas são preenchidas por depósitos molássicos grosseiros e imaturos oriundos da erosão das altas e renovadas topografias, dando origem às bacias de *piggyback*, que acabam sendo transportadas nos flancos dorsais das placas de cavalgamento. No Antepaís, a depressão assimétrica (mais profunda próximo das faixas dobradas) é igualmente preenchida por

depósitos molássicos depositados transversalmente à parte mais profunda do Antepaís (o *foredeep*) e por ingressões marinhas longitudinais que transgridem ao longo do *foredeep*. Depósitos sin-tectônicos ocorrem como cunhas de crescimento (*growth wedges*) apresentando mergulhos internos dos estratos marcadamente divergentes.

Muito embora a exploração de petróleo em Cinturões de Dobramento e Cavalgamento tenha decaído significativamente nas últimas décadas, seu estudo e compreensão sofrem no presente um interesse renovado. Seus estilos estruturais são análogos perfeitos para os cinturões de dobramentos e cavalgamentos de natureza gravitacional que ocorrem nas águas profundas e ultra-profundas de margens continentais ricas em petróleo. Os exemplos a serem mostrados na apresentação ilustram um número discreto e repetitivo de variações de estilos estruturais em faixas dobradas orogênicas de diversas partes do mundo.

CLOSURE OF THE NEO-TETHYAN OCEAN: CONTRASTING TECTONIC SCENARIO IN THE INDUS AND SHYOK SUTURE ZONE, TRANS-HIMALAYA, INDIA

Talat Ahmad

Department of Geology, Centre of Advance Studies, University of Delhi, Delhi, India,
tahmad001@yahoo.co.in

Himalayan mountain range is sandwiched between Indian shield in the south and Eurasia in the north. The two continents were separated by the Tethyan Ocean before the Himalayan orogenic belt came into being. The Himalayan orogenic belt is sub-divided into four major tectonic-lithological units viz. the Sub-Himalaya, the Lesser Himalaya, the Higher Himalayan crystallines and the Tethyan Himalaya, from south to north.

The Indus and Shyok suture zones belong to the Tethyan Himalaya. These suture zones represent remnants of the Neo-Tethyan ocean that closed via subduction as the Indian plate moved northwards with respect to the Eurasian plate. Geochemical and isotopic (Sr and Nd) data for the magmatic rocks of the Indus and Shyok sutures reveal important contrasts. The volcanic rocks of the Indus and Shyok suture zones are sub-alkaline basalt, basaltic-andesite, andesite and rhyolite.

Rocks of the Indus suture zone depict nearly flat to slightly depleted light rare earth and large ion lithophile element (LREE-LILE) characteristics, with strong negative anomalies for the high field strength element (Nb, P and Ti). These incompatible elemental characteristics indicate that they probably represent intra-oceanic island arc setting. Shyok suture rocks, on the other hand, have enriched LREE and LILE respectively and depleted high field strength element trace element characteristics. They probably represent ocean-continent island arc system.

The Indus suture zone also comprise the Zildat ophiolitic *mélange* sequence with dominant OIB characteristics as evidenced by

highly enriched Nb (60 to 130 ppm) and strongly negative values for fSm/Nd (-0.4147 to -0.4676) relative to CHUR. These rocks have positive epsilon Ndt=110 Ma of about +3 and +4, like many OIBs, indicating their derivation from isotopically depleted sources that got elementally enriched prior to melting. A minor component of this *mélange* has N-MORB characteristics with depleted LILE-LREE, highly positive epsilon Ndt=110 Ma of about +9 and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.70466 to 0.70666.

The arc component of the Indus suture zone, represented by the Nidar ophiolitic complex, have higher abundances of the LREE-LILE with respect to N-MORB and positive epsilon Ndt=110 Ma of about +8 and +9, similar to Zildat *mélange*. Initial Sr values for Nidar gabbros vary between 0.70422 and 0.70546 indicating absence of continental crustal component.

Shyok volcanics and Nubra ophiolitic volcanics of the Shyok suture zone have epsilon Ndt=110 Ma of about +5 to -2, fSm/Nd of -0.2553 to -0.2921 and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of 0.70376 to 0.70471. Elemental and isotopic characteristics for the rocks of the Shyok suture zone indicate involvement of juvenile crustal component in their genesis.

Thus, the geochemical and isotopic data from Indus and Shyok suture indicate that the Neo-Tethyan ocean in this region was represented by contrasting tectonic scenarios ranging from dominantly OIB to minor MORB on the one hand and these rocks were subducted at contrasting arc system represented by ocean-ocean to ocean-continent interaction.

BALANCEAMENTO E RECONSTITUIÇÃO ESTRUTURAL DE INTERPRETAÇÕES SÍSMICA

Mário Neto Cavalcanti de Araújo

CENPES, PETROBRAS, mario_araujo@petrobras.com.br

Decisões importantes que vão desde a locação de um prospecto até a volumetria de uma descoberta de hidrocarbonetos em subsuperfície provêm de interpretações de seções e volumes sísmicos. Uma ferramenta poderosa para validação de interpretações estruturais é a restauração de uma estrutura para sua geometria não-deformada. Este processo consiste na remoção de basculamentos, diápiros, dobras e rejeitos de falhas com auxílio de algoritmos geométricos que descrevem o caminho do estado deformado para o não-deformado (Fig.1).

Reconstituições estruturais podem ser feitas em seções geológicas, horizontes sísmicos, mapas e modelos tridimensionais convertidos para profundidade. Contudo, algumas condições devem ser satisfeitas: (i) não deve haver mudanças de área, comprimento ou volume; (ii) as estruturas têm de ser restauradas segundo a direção do movimento tectônico e (iii) a escolha do algoritmo de restauração deve se adequar aos modelos conceituais admitidos para sua formação. No caso de seções geológicas, não são aceitos movimentos através do plano, de modo que estruturas oblíquas, comuns em regiões dominadas por falhas transcorrentes, não podem ser validadas com esse tipo de reconstituição. Movimentos transcorrentes podem ser restaurados em mapas ou em modelos tridimensionais. Uma interpretação é considerada restaurada se as principais estruturas forem removidas. Pequenas

distorções que persistem após a reconstituição são aceitáveis. Elas podem ser provenientes de obliquidades, de processos não contemplados pelos algoritmos ou de pequenas inconsistências na interpretação.

O resultado de uma reconstituição exerce impacto direto na melhoria das interpretações e do conhecimento evolutivo das bacias sedimentares. Informações importantes sobre evolução de altos e baixos estruturais, migração de depocentros, rotas de migração e época de fechamento estrutural provêm de reconstituições estruturais. Uma geometria validada por reconstituição também pode ser usada na melhoria dos processamentos sísmicos, pois modelos estruturais coerentes permitem refinamentos consideráveis nos modelos de velocidade utilizados nas conversões tempo/profundidade. Por fim, a restauração é um exercício de autocrítica, se todas as premissas foram satisfeitas e, ainda assim a interpretação não é restaurável, talvez seja hora de considerar interpretações alternativas ou realizar melhorias.

Referências

Shaw, J.P.; Hook, S.C. & Sitohang, E.P. Extensional Fault-Bend Folding and Synrift Deposition: An Example from the Central Sumatra Basin, Indonesia. 1997. Geological Society of America. Bulletin, v. 81, n.3, p. 367-379.

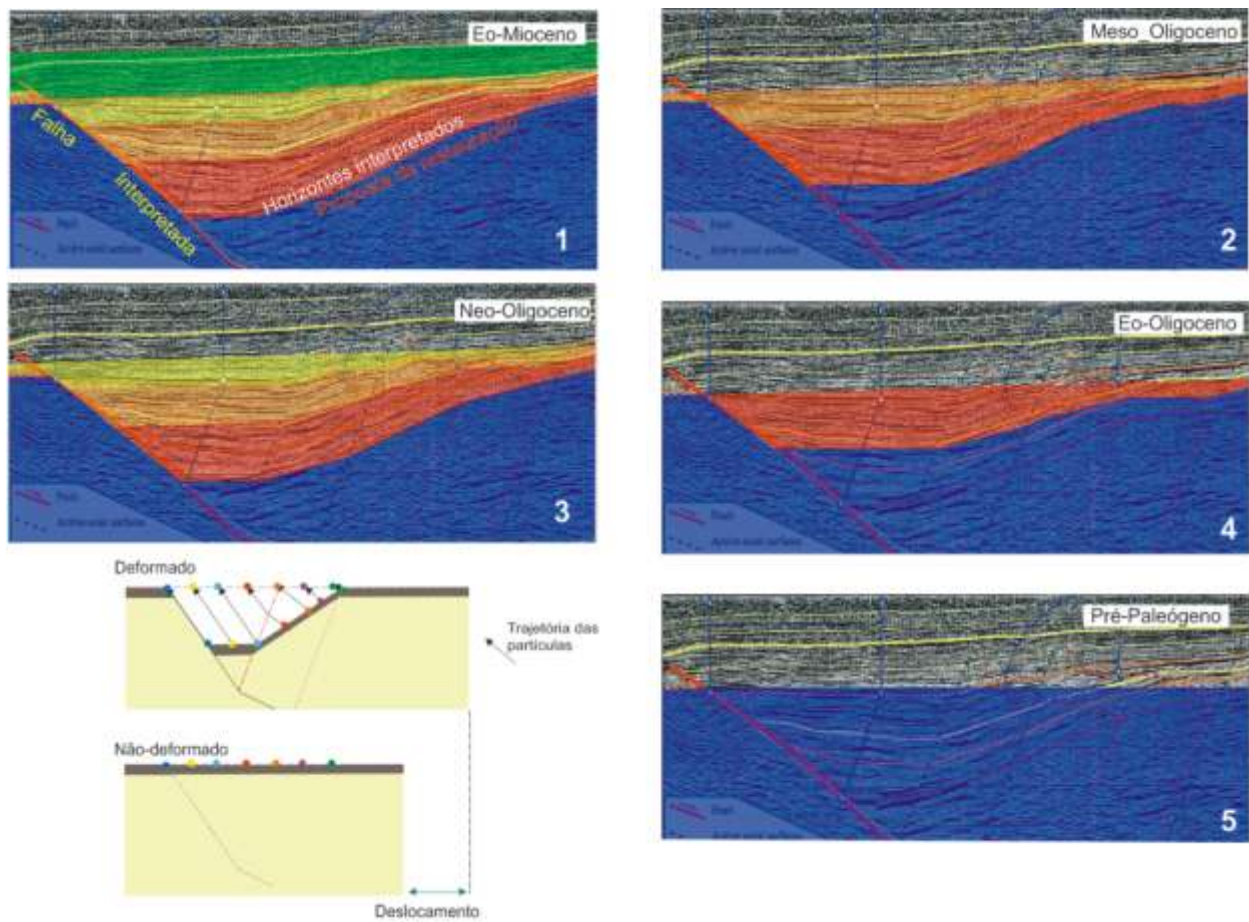


Figura 1. Exemplo de seção reconstituída da Bacia de Sumatra. A reconstituição se dá em cinco passos que ilustram bem o caráter sintectônico da cunha de crescimento definida pelas camadas coloridas (vermelho, laranja, amarelo e verde). No canto inferior esquerdo tem-se a trajetória dos pontos materiais durante a restauração. Fonte da Seção Sísmica: Shaw *et al.* 1997.

FAIXAS DE DOBRAMENTOS E EMPURRÕES: ANATOMIA E GÊNESE

Fernando F. Alkmim

Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto,
alkmim@degeo.ufop.br

Introdução

Denominam-se faixas de dobramentos e empurrões os setores dos sistemas tectônicos convergentes nos quais a deformação é acomodada por uma associação entre dobras e falhas de empurrão. O nome faixa dado a estes proeminentes elementos morfo-tectônicos advém da sua expressão em mapas e imagens de sensores remotos, nos quais se apresentam como longas feições curvilineares, semelhantes a faixas ou cinturões. Geradas em regimes compressionais, elas são parte integrante dos prismas acrescionários, das zonas de retro-arco de certas margens continentais ativas, de riftes continentais invertidos, das porções distais de zonas de deslizamento gravitacional de margens passivas, de sistemas transpressionais e, principalmente, dos orógenos. As faixas ditas clássicas, amplamente descritas na literatura, correspondem às zonas externas dos orógenos acrescionários e colisionais. Em função de suas grandes exposições em domínios continentais, as zonas externas dos orógenos vêm servindo como laboratórios naturais desde o início do século XIX. Grandes incrementos na sua investigação foram dados nos anos 80, quando campanhas de exploração de hidrocarbonetos possibilitaram o seu imageamento sísmico. Remonta a esta época o artigo clássico de Boyer & Elliot (1982) sobre a geometria dos sistemas de dobras e empurrões. Nos anos subsequentes, novos e importantes progressos foram conseguidos com o emprego de simulação física analógica e computacional (vide McClay 1992, 2004).

Anatomia das faixas de dobramentos e empurrões

Examinadas em 3D, a maioria das faixas revela-se constituída por segmentos cuja geometria geral é de um prisma ou cunha. Muito freqüentes nos prismas acrescionários e

mais raras nos orógenos, são as cunhas duplas ou bivergentes. Nestes casos, as faixas correspondem à associação entre uma cunha menor, voltada para pós-país (retro-cunha, *retrowedge*) e uma cunha maior ou de avanço (*pro wedge*), voltada para o antepaís. No interior das cunhas, falhas e dobras formam uma grande variedade de arranjos geométricos, para os quais a literatura oferece vastíssima nomenclatura (vide McClay 1992, Van der Pluijm & Marshak 2004). As cunhas clássicas são, em geral, constituídas por um grande número de elementos lítricos que, na sua quase totalidade, promovem o transporte de material em um mesmo sentido. Alguns elementos desses sistemas podem exibir mergulhos e sentidos de transporte contrários à tendência geral; são os retro-empurrões (*backthrusts*). Empurrões de vante (*forethrusts*) (os dominantes) e retro-empurrões (os subordinados) podem estar conectados a falhas relativamente longas, sub-horizontais, denominadas descolamentos (*detachments, décollements*). Dá-se o nome de descolamento basal ao mais profundo e extenso dentre os descolamentos de um sistema, o qual separa um substrato indeformado de um superstrato deformado. Em função da presença ou ausência de um descolamento basal, caracterizam-se os estilos epidérmico (*thin-skinned*), quando toda a cunha é articulada a um descolamento basal, e endodérmico (*thick-skinned*), quando a cunha é destituída de um descolamento basal. Em função da captura ou não do embasamento reológico (que não necessariamente corresponde ao embasamento estratigráfico) pelos empurrões, distinguem-se os sistemas de embasamento envolvido (*basement-involved*) e não envolvido. Numa mesma cunha de empurrões, podem conviver os estilos epidérmico, sem envolvimento do embasamento (em geral, nas porções distais), e

endodérmico, com envolvimento do embasamento (comum nas porções proximais).

Entre as falhas componentes das faixas, os estratos envolvidos descrevem dobras integras e rompidas de variados estilos e dimensões. Dentre os arranjos notáveis de falhas e dobras, destacam-se os leques imbricados e os duplexes. Os primeiros são constituídos por uma série de falhas de empurrão, todas elas articuladas, na base, a um descolamento. Os duplexes diferem dos leques imbricados por terem os seus elementos articulados a dois descolamentos, posicionados na base e outro no topo do conjunto. No que tange às dobras associadas a empurrões, quatro categorias básicas são discriminadas: dobras rompidas por falhas, dobras de propagação de falhas ou de cobertura, dobras de deflexão de falha e dobras de descolamento. As primeiras correspondem a anticlinais cujo limbo frontal é truncado por um empurrão. As dobras de cobertura acomodam a deformação em frente à zona de terminação de um empurrão dito cego, isto é, não emergente. As dobras de deflexão da superfície de falha são formadas como consequência da rotação dos estratos do bloco de capa na região acima de uma rampa. As dobras de descolamento são aquelas desenvolvidas no bloco de capa de um descolamento, de forma a acomodar encurtamento a ele associado.

Quando analisados em planta, os componentes das faixas e elas como um todo exibem traços regulares, em geral sinuosos. Alvo da atenção já mesmo dos pesquisadores pioneiros do tema, o estudo das curvas descritas pelas faixas deixou importantes legados para a Tectônica. Nas tentativas de desvendá-las, muito se contribuiu para entendimento da dinâmica dos sistemas de dobras e empurrões (vide Marshak 2004). São chamadas de curvas antitaxiais ou saliências aquelas cuja convexidade está voltada no sentido do transporte tectônico. Por outro lado, curvas sintaxiais ou recessos são aquelas cuja concavidade está voltada no sentido de transporte. Do ponto de vista genético, têm-se dois tipos básicos de curvas, as irrotacionais e as rotacionais, também chamadas de oroclinais (*oroclines*). As curvas irrotacionais são formadas por uma associação de estruturas originalmente não planas, ao

passo que os oroclinais se desenvolvem por uma deformação de estruturas pré-existentes, planares ou não

Como se formam as faixas de dobramentos e empurrões?

Pilhas de rochas que jazem sobre um substrato rígido, quando submetidas à ação de uma força externa capaz de deformá-las, se comportam de maneira análoga a de uma camada de terra que, depositada sobre um piso compactado, é capturada pela lâmina de um trator (Fig.1). Se observarmos uma operação com esta, veremos que, à frente da lâmina do trator, a camada de terra de deformará dando origem uma acumulação em forma de cunha. Com o passar do tempo, a cunha cresce progressivamente com a incorporação de mais e mais terra, guardando, porém, a mesma forma externa. Se pudéssemos individualizar leitões no interior da camada de terra, veríamos que, ao final do processo, a cunha formada teria no seu interior uma série de dobras e falhas de empurrão ancoradas a uma superfície de descolamento posicionada no contato entre a camada de terra e o piso compactado. A dinâmica do desenvolvimento de um sistema de dobras e empurrões nas condições anteriormente mencionadas é sintetizada pela teoria do acunhamento crítico (*critical taper theory*) (Davis *et al.* 1983). Ela prevê que, para cada deslocamento do anteparo rígido que transmite a força motora (Fig.2), o pacote de rochas se deforma segundo dois passos distintos e alternados. Primeiramente, ele adquire a forma de cunha, passa a se deformar e, simultaneamente, a deslizar sobre o substrato rígido. Este processo tem como consequência mais evidente um aumento progressivo da inclinação da superfície da cunha. Assim que a inclinação da superfície atinge um valor crítico, o processo de deformação modifica-se. Um novo volume de material é incorporado à porção distal da cunha; a sua superfície imediatamente avança no sentido de transporte e gira no sentido anti-horário. O volume material que é incorporado à frente da cunha é, na realidade, capturado por uma falha de empurrão que ali se forma. Volta-se, desta forma, à situação de partida e assim sucessivamente. De acordo com a teoria do acunhamento crítico, os fatores que, em

primeira linha, controlam o desenvolvimento de um sistema de dobras e empurrões são: a resistência ao cisalhamento e a espessura do pacote de rochas envolvidas, a inclinação do substrato rígido sobre o qual se desenvolverá a superfície de descolamento, o coeficiente de fricção da superfície de descolamento e a pressão de fluidos, tanto no pacote de rochas, como na superfície de descolamento.

O estudo de faixas de dobramentos e empurrões à luz da teoria do acunhamento crítico levou a conclusão de que as geometrias que exibem em mapa são muito reveladoras dos processos envolvidos na sua geração. Além disso, permitiram também concluir que, em se tratando de faixas epidérmicas e sem a ação de blocos rígidos muito irregulares como indutores da deformação, a sua geometria em planta é controlada pela morfologia e propriedades mecânicas da superfície do descolamento basal (Ribeiro 2001, Rolim & Alkmim 2004).

Referências

Boyer, S.E. & Elliot, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.

Davis, G.A., Suppe, J., Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold and thrust belts and

accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1153-1172.

Marshak, S. 2004. Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes – A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-Thrust Belts. In: McClay, K.R. Thrust tectonics and hydrocarbon systems. AAPG Memoir 82, p.131-156.

McClay, K.R. (ed.) 1991. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London.

McClay, K.R.(ed) 2004 *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir 82, p.131-156.

Ribeiro, F.M. 2001. *A Geometria tridimensional de falhas de empurrão investigada através de modelagem física analógica*. Departamento de Geologia, Escola de Minas Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Tese de doutoramento, 191p.

Rolim, V.K.; Alkmim, F.F. 2004. Geometria 3D de falhas de empurrão e dobras associadas como expressões da morfologia do descolamento basal: Resultados de uma simulação computacional. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 295-302.

Van der Pluijm, B.; Marshak, S. 2004 *Earth Structure*. 2nd edition, W.W. Norton & Co., New York, 656p.

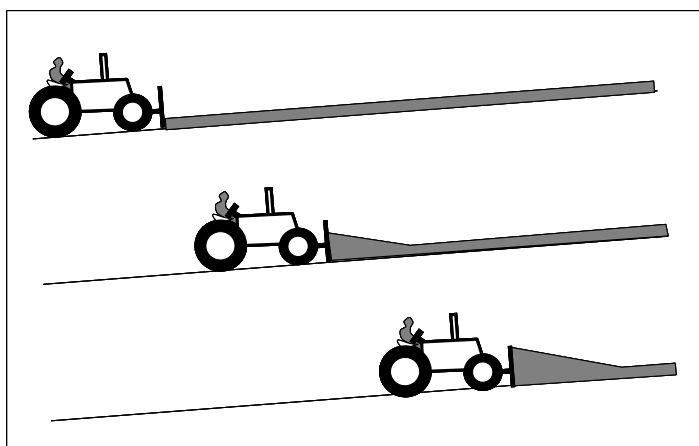


Fig.1. Desenvolvimento de uma cunha de material à frente da lâmina de um trator, como modelo para a formação de um sistema de dobras e falhas de empurrão.

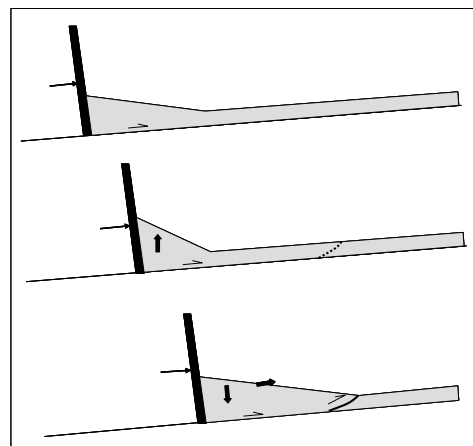


Fig 2. Passos previstos pela teoria do acunhamento crítico.



REOLOGIA DA LITOSFERA: COMO E PORQUE OS CONTINENTES SE DEFORMAM

Sérgio Pacheco Neves

Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, serpane@hotmail.com.br

Reologia é a disciplina que estuda o comportamento dos materiais quando submetidos a um esforço. Do ponto de vista reológico, a divisão do interior da Terra silicática em litosfera e astenosfera é mais fundamental que sua divisão em crosta e manto. A litosfera compreende a crosta e a parte mais superior do manto e é subdividida lateralmente em segmentos, denominados placas tectônicas ou placas litosféricas, que se movem sobre a astenosfera. A litosfera é relativamente rígida, enquanto a astenosfera, embora sólida, se comporta como um fluido em escalas de tempo geológico. A litosfera oceânica é relativamente homogênea, aumentando de resistência com a distância de uma dorsal oceânica. Em contraste, a litosfera continental apresenta pronunciadas variações laterais em suas propriedades mecânicas. Crátons arqueanos apresentam uma raiz

litosférica profunda (até 300 km) e têm resistência igual ou superior à da litosfera oceânica. De maneira geral, no entanto, a resistência da litosfera continental é inferior à da litosfera oceânica. Isto explica porque os continentes são mais susceptíveis à deformação e guardam uma “memória” de eventos deformacionais prévios. Regiões que sofreram afinamento em consequência de um episódio extensional podem subsequentemente apresentar uma resistência maior que a litosfera adjacente. Orógenos proterozóicos tendem a apresentar uma maior resistência que a de orógenos fanerozóicos. Devido a estas heterogeneidades, deformação continental em resposta a interações entre placas tectônicas pode se localizar na região limítrofe entre as placas ou afetar uma grande área, às vezes estendendo-se vários milhares de quilômetros no interior do continente.

O PAPEL DA ATIVIDADE MAGMÁTICA NA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DE BACIAS SEDIMENTARES

Diógenes Custódio de Oliveira

PETROBRAS, UO-RNCE, dcoliveira@petrobras.com.br

Discutir o papel da atividade ígnea no desenvolvimento de bacias sedimentares talvez seja um dos principais temas abordados atualmente na análise de bacias. Embora o “componente magmático” seja reconhecido desde o início do estudo de bacias sedimentares, só nos últimos anos, a partir da identificação dos mecanismos cogenéticos que governam tanto a nucleação e o desenvolvimento de uma bacia quanto à formação de magmas, o estudo do magmatismo nesse contexto teve considerável impulso. Na prática, esse avanço foi devido, acima de tudo, à demonstração de que a “vida magmática” de uma bacia é um importante fator na evolução dos sistemas petrolíferos da mesma. Com efeito, o magmatismo, quando vinculado ao regime geodinâmico das bacias, é fundamental na tomada de decisões que envolvem: geração de hidrocarbonetos, formação de depósitos minerais, avaliação de energia geotérmica, interpretação de dados petrológicos, estruturais e geofísicos, além do potencial radioativo de uma área. Busca-se então uma abordagem multidisciplinar que convirja para se estabelecer a interação entre a nucleação, preenchimento e modificação da bacia e a atividade magmática. Os modelos petrogenéticos das rochas ígneas em bacias também envolvem caracterização da área fonte dos magmas e das condições físico-químicas da fusão parcial (crustal ou mantélica), bem como da deformação associada ao alojamento dos corpos magmáticos no pacote sedimentar.

Considerado como o principal mecanismo pelo qual as crostas oceânica e continental são formadas, e a terra se diferencia quimicamente (Geen, 1972; Sparks, 1992; Hawkesworth et al., 2010), o magmatismo é a principal expressão, na superfície da Terra, das heterogeneidades térmicas profundas. Por isso,

os eventos ígneos, sobretudo aqueles gerados na base da litosfera e/ou topo da astenosfera, tornam-se excelente instrumento de acesso aos fenômenos termo-químicos que, em última análise, respondem pela movimentação das placas e, por conseguinte, gerando termo-isotasia cujos principais produtos são soerguimento e desenvolvimento das bacias (Wilson, 1993; O’Reilly & Griffin, 1996). A propósito, a imensa variedade de estilos de distensão continental deve refletir diferentes comportamentos mecânicos e variados estados térmicos da litosfera e, por conseguinte, movimentos verticais da litosfera no sentido de manter o balanceamento termo-isostático (Ruppel, 1995; Cloetingh et al., 1994 e 1998).

Até pouco tempo, as bacias sedimentares, devido ao ajuste termo-isostático provocado pelo peso dos sedimentos somado ao resfriamento da litosfera, eram fontes de dados para a investigação do comportamento termo-mecânico da litosfera continental (ex. Steckler, 1989; Lerche, 1990; Hermanrud, 1993; Stephenson, 1996). Os parâmetros térmicos do sistema crosta continental/manto litosférico eram estimados com base em estudos teóricos ou de laboratórios. O reconhecimento de que as geração e acumulação de hidrocarbonetos nas bacias são principalmente controladas por fatores físico-químicos, tem levado a um grande esforço para a quantificação dos processos a fim de predizê-los nos ambientes geológicos pretéritos e, com isso, parametrizar as características principais de um sistema petrolífero (Lerche, 1993). Com a evolução dos conhecimentos sobre a modelagem numérica de bacias, verificou-se que, muitas vezes, apenas a arquitetura interna e o preenchimento sedimentar eram pouco sensíveis às paleoperturbações na evolução termo-mecânica do manto litosférico, cuja

estruturação interna é fundamental nas nucleação e desenvolvimento de uma bacia (Ruppel, 1995; Stephenson, 1996). Um caso emblemático são as bacias cujas profundidades rasas de seus embasamentos e a alta maturação térmica dos seus sedimentos estão claramente incompatíveis (ex. Joy, 1992). Essa simples constatação indica que as condições de contorno e os parâmetros termo-mecânicos tradicionalmente utilizados na modelagem de bacias podem estar descalibrados ou são inadequados para explicar e/ou prever o estado térmico das mesmas. Assim, frequentemente negligenciada, entre em cena a atividade ígnea como provedora do calor adicional para elevar a maturação térmica desses sedimentos. Na maioria das vezes, é a explicação mais plausível, face às evidências claras da interação da atividade magmática com o preenchimento sedimentar (ex. White et al., 1987, Pedersen & Skogseid, 1989; White & McKenzie, 1989, Latin et al., 1990; Latin & Waters, 1991).

Em teoria, o que ocorre é que os mecanismos que geram soerguimento e subsidência, são acompanhados por decompressão adiabática do limite litosfera-astenosfera, formando magmas que, muitas vezes, não atingem a superfície. A medida que a litosfera se estira, a astenosfera sobe de modo a ocupar o espaço outrora preenchido pela primeira. Como o limite entre as duas entidades pode ser fisicamente considerado como uma isoterma, o gradiente geotérmico se eleva enquanto a pressão litoestática diminui, provocando decompressão adiabática e, com isso, funde-se parcialmente. Quanto maior for esse estiramento, maior é a transferência de calor da astenosfera para a litosfera, e maior, pois, a geração de magma. Seguindo a mesma tendência, quanto mais estirada estiver a litosfera, mais rasa é a decompressão e mais ácido é o magma gerado (Pedersen & Ro, 1992, Pedersen, 1994).

São principalmente três os processos geradores de magma em termos de deformação da litosfera (McKenzie, 2000): a) através da redução da pressão litoestática com pouca mudança da entropia, isto é, o material quente se move de zonas de altas para baixas pressões, transpassando a curva do *solidus*; b) através do aumento da temperatura enquanto a pressão

litoestática permanece constante, sendo resultado da condução diferenciada de calor; e, c) ou através da adição de voláteis, causando a diminuição da temperatura do *solidus*. O primeiro caso é típico de ambientes de riftes e plumas mantélicas, sendo o principal processo formador de magma na Terra. Já o segundo tipo é importante em ambientes intraplacas, sobretudo em áreas continentais, incluindo as bacias, enquanto o terceiro processo está relacionado a arcos de ilhas. Já, o volume e a natureza da atividade magmática em áreas bacinais dependem de sete parâmetros básicos, nem sempre fáceis de serem obtidos e reconhecidos (ex. Foucher et al., 1982; White et al., 1987, McKenzie & Bickle, 1988, White & McKenzie, 1989; entre outros): a) Variação positiva da temperatura potencial no limite litosfera-astenosfera; b) A quantidade da distensão litosférica; c) Variação negativa das condições P-T's do *solidus*; d) Composição dos protólitos; e) Taxas de distensão e/ou de *strain* distensionais; f) Espessura inicial da litosfera; e, g) Natureza físico-química dos processos de extração do magma na rocha fonte.

Quanto maior for o conhecimento sobre esses parâmetros físico-químicos da atividade ígnea em uma área bacinal mais bem fundamentadas são as inferências sobre os mecanismos de formação, desenvolvimento e modificação das áreas sedimentares (ver os resultados obtidos no processo de rifteamento no Rifte Potiguar, Fig. 1). A despeito do enorme progresso, durante as duas últimas décadas, nos estudos das premissas teóricas que unem a formação de magma aos modelos termo-mecânicos de formação de bacias, existe ainda uma interessante falta de consenso sobre algumas questões fundamentais, sobretudo aquelas que tratam da previsibilidade em relação natureza físico-química da atividade magmática atrelada ao regime tectônico das bacias. A falta de elementos de observação direta 3D de como se instalam os processos de deformação litosféricos e de como que evoluem interagindo entre si, torna esse estudo bastante complicado e especulativo, permitindo flexibilizações das hipóteses de formação de magma junto às bacias. Ainda assim, percebe-se que o caminho de futuros estudos deve ser no sentido de simular mais precisamente a perturbação termo-mecânica do sistema crosta-

manto litosférico, principal motor da formação de bacias, tendo como base a natureza físico-química da atividade ígnea.

Referências

- Cloetingh, S., Sassi, W. & Task Force Team, 1994. The origin of sedimentary basins: a status report from task force of the International Lithosphere Program. *Marine and Petroleum Geology*, 11(6): 659-683.
- Cloetingh, S., Boldreel, L.O., Larsen, B.T., Heinesen, M. & Mortensen, L., 1998. Tectonics of sedimentary basin formation: models and constraints. *Tectonophysics*, 300(1/4): 1-11.
- Foucher, J.P., Pichon, X. & Sibuet, J.C., 1982. The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching in the mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A305: 27-43.
- Green, D.H., 1972. Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and mantle. *Tectonophysics*, 13: 47-71.
- Hawesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, I.S., Storey, C.D., 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society, London*, 167: 229-248.
- Hermanrud, C., 1993. Basin modelling techniques – an overview. In: Doré, A.G. et al. (eds.), *Basin modelling: advances and applications*. Nowegian Petroleum Society Special Publication 3: 1-34.
- Joy, A.M., 1992. Right place, wrong time: anomalous post-rift subsidence in sedimentary basins around the North Atlantic Ocean. In: Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication, London, 68: 387-393.
- Latin, D.M. & Waters, F.G., 1991. Melt generation during rifting in the North Sea. *Nature*, 351: 559-562.
- Lerche, I., 1990. Basin analysis, quantitative methods, vol. 2. Academic Press, San Diego. 540 p.
- Lerche, I., 1993. Theoretical aspects of problems in basin modelling. In: Doré, A.G. et al. (eds.), *Basin modelling: advances and applications*. Nowegian Petroleum Society Special Publication 3: 35-65.
- McKenzie, D., 2000. Constraints on melt generation and transport from U-series activity ratios. *Chemical Geology*, 162: 81-94.
- McKenzie, D.P. & Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625-679.
- Oliveira, D.C. & Chang, H.K. 1993. Petrogênese do Magmatismo Rio Ceará Mirim (Nordeste Oriental do Brasil): Um exemplo da utilização de um enxame de diques no estudo dos processos termo-mecânicos da litosfera. In: 3º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica., 2: 1122-1127.
- O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.L., 1996. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, 262(1/4): 3-18.
- Pedersen, T., 1994. Some remarks on the lithospheric forces and decompression magmatism. *Tectonophysics*, 240(1/4): 11-19.
- Pedersen, T. & Ro, H.E., 1992. Finite duration extension and decompression melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 15-22.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12): 24187-24215.
- Sparks, S.J., 1992. Magma generation in the Earth. In: Brown, C.C., Hawkesworth, C.J. & Wilson, R.C.L. (eds.), *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press. Cambridge. p. 91-114.
- Steckler, M.S., 1989. The role of the thermal-mechanical structure of the lithosphere in the formation of sedimentary basins. In: Cross, T.A. (ed.), *Quantitative dynamic stratigraphy*. Prentice Hall, p. 89-112.
- Stephenson, R., 1996. Assumptions and observations in tectonic modelling of rift basins: some implications of thermo-isostasy, stress and rheology for intrabasinal structure. *Marine and Petroleum Geology*, 13: 437-445.
- White, R.S. & McKenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of

volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7729. **L41**

White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K. & Bowen,

A.N., 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330: 439-444.

Wilson, M., 1993. Magmatism and the geodynamics of basin formation. *Sedimentary Geology*, 86: 5-29.

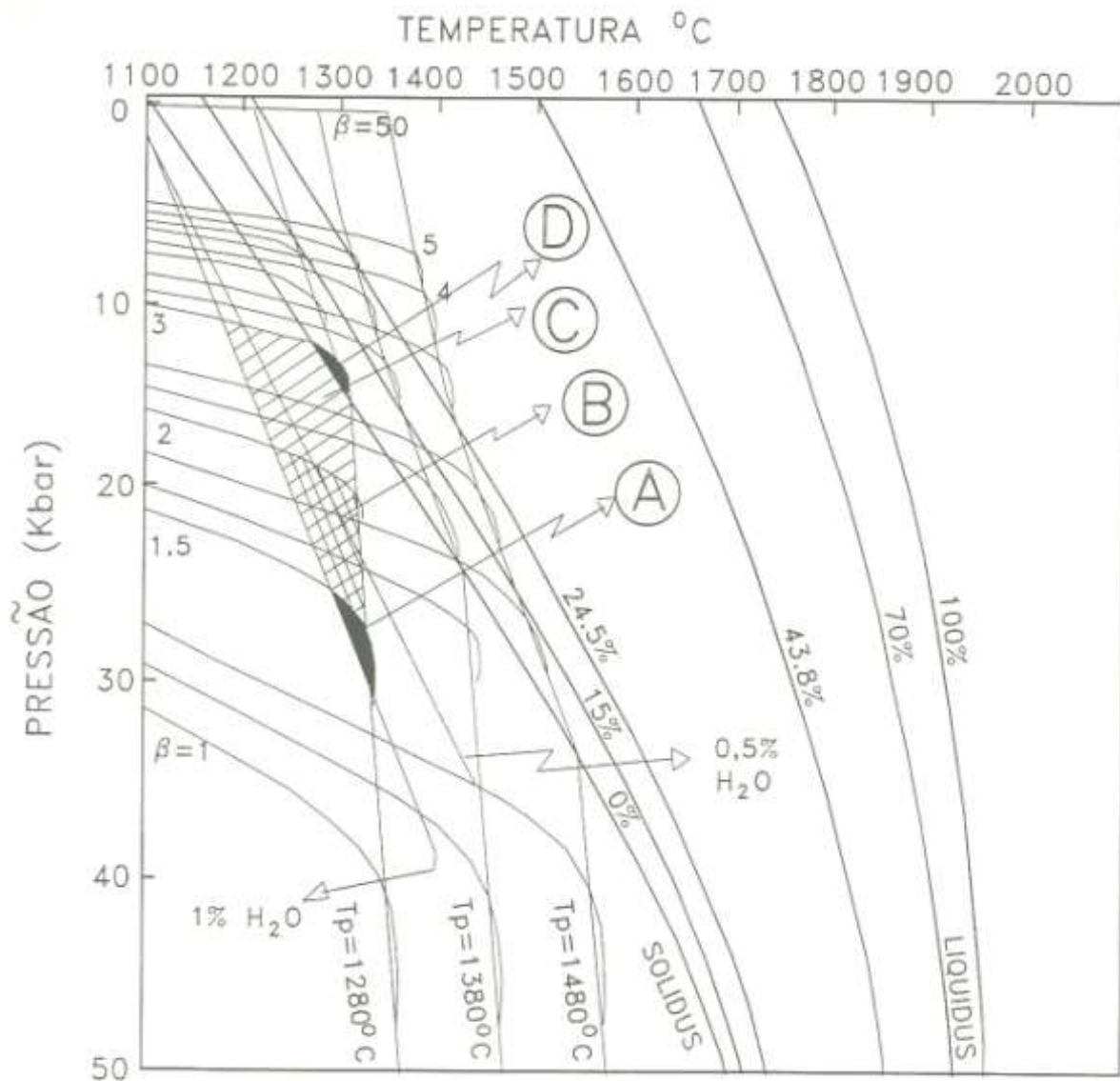


Figura 1. Modelagem do efeito termo-mecânico do Enxame de Diques Rio Ceara Mirim na evolução do Rife Potiguar (Oliveira & Chang, 1993).

ANATOMIA DE UM CONTINENTE

Benjamim Bley de Brito Neves

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, bbleybn@usp.br

Na definição das plataformas pela Comissão da Carta Tectônica do Mundo, estas incluem vários núcleos sementes arqueanos, contornados de forma quelogênica pelas faixas móveis das Eras Proterozóicas e de seus diferentes e respectivos períodos (sistemas). Os continentes atuais são formados por estas plataformas somadas aos anéis de cadeias dobradas do Fanerozóico, mais as respectivas margens continentais.

Na distribuição das massas continentais após a fissão de Pangea (pós 235 Ma), houve uma redistribuição não equânime delas, em termos dos hemisférios norte e sul, cada um com seus diferentes ganhos e ausências.

O continente sul-americano, considerado fração da parte ocidental de Gondwana tem uma excelente representação/registro litoestrutural destas fases evolutivas da litosfera continental como um todo. A anatomia pretendida visa a dissecação deste conjunto em suas diferentes partes em seus diferentes tempos. Sem pretensões ufanistas indevidas, podemos dizer que nosso continente traz um registro de muito boa qualidade e completude.

Os núcleos arqueanos são encontrados nos crátons Amazônico e São Francisco, e em alguns “maciços” ou “basement inliers” das províncias estruturais (faixas móveis em mosaico) do Brasileiro.

O Paleoproterozóico apresenta um registro notório, de todos os seus períodos: do Sideriano (o que é inusitado), do Riaciano, do Orosiriano e do Estateriano. Estes registros também estão, maiormente consignados nos crátons (praticamente, com alguma ou outra

exceção) e nos “maciços”, e em parte no embasamento das províncias brasileiras. Mas, há muito para ser feito, e muito para ser encontrado ainda.

A representação do Mesoproterozóico em nosso continente (especialmente nos crátons Amazônico e São Francisco) é notável, uma das mais ricas de todo o mundo. Em parte, algumas faixas móveis (em fase de discriminação ainda), mas por um contingente exuberante de coberturas dobradas, muitos delas iniciadas já na Era anterior. No tocante às faixas móveis do Mesoproterozóico Superior (ditas “grenvillianas”), a representação conhecida é modesta e se restringe (até o presente momento do cohecimento) ao ocidente da Amazônia.

O panorama do Neoproterozóico, em todas as feições (paleogeográfica, assembléias litológicas, ambiências tectônicas etc.) tem registro excepcional. Da história preliminar da fissão de Rodinia, com a formação de sistemas de riftes, aulacógenos e alguns oceanos, até a história final de fusão de Gondwana, os registros são conspícuos (ainda que em fase de complementação). Em todas as províncias estruturais brasileiras (Borborema, Mantiqueira, Tocantins e Pampeana) estão a marca desta saga, com os produtos da subducção e fechamento dos oceanos, dos processos colisionais e pós-colisionais (“escape tectonics”, impactogênese), do retrabalhamento vigoroso do embasamento e coberturas pré-Neoproterozóico etc.

Uma dissecação (anatomia) deste contexto é a meta pretendida nesta palestra.

DOBRAS SUPERPOSTAS NA ANTIFORMA AIMBÉ, PORÇÃO SUL DO GREENSTONE BELT DE GUARINOS, GO

Alex Joaquim Choupina Andrade Silva¹, Luiz Sérgio Amarante Simões²

¹Pós-Graduação, UNESP, ²Depto de Petrologia e Metalogenia, UNESP, jqchoupina@hotmail.com

Introdução

Os *greenstone belts* arqueano/paleoproterozóicos de Crixás são representados por três faixas principais de sequências vulcanossedimentares, conhecidas como *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. Situam-se na porção norte do estado de Goiás no contexto da Província Tocantins.

Os dados aqui apresentados, que fazem parte de uma dissertação de mestrado em andamento, referem-se ao mapeamento geológico da Antiforma Aimbé, localizada na porção sul do *Greenstone belt* de Guarinos. Trabalhos anteriores (Jost et al., 1995; Queiroz, 2000) consideram esta estrutura como de origem pós foliação principal (gerada na fase Dn), no entanto o levantamento de detalhe com a utilização dos critérios de superposição, indicam que sua geração está ligada a uma fase mais antiga (Dn-1). O presente trabalho visa discutir a evolução estrutural da Antiforma Aimbé.

Contexto Geológico

O *Greenstone Belt* de Guarinos, corresponde uma faixa de direção NNW, bordejada por rochas gnáissicas com idades em torno de 2,9 Ga e 2,7 Ga, sendo coberto a leste e sudeste por rochas do Grupo Araxá (Fig. 1).

A sequência estratigráfica definida por Jost & Oliveira (1991) para o *Greenstone Belt* de Guarinos, da base para o topo é constituída pelas formações Serra Cotovelo e Serra Azul com protólitos predominantemente vulcânicos de composições ultrabásica e básica, respectivamente, seguidas das formações São Patricinho, Aimbé e Cabaçal, consistindo de rochas metassedimentares detríticas e formações ferríferas.

Jost et al (1995) descrevem que todo o empilhamento estratigráfico está em posição invertida devido às relações observadas de topo e base em estruturas primárias reliquias da Formação Cabaçal. Entretanto, durante o trabalho de mapeamento não foram identificadas estruturas geopetálicas que pudessem mostrar tal inversão. Desta forma, consideramos o empilhamento em posição normal com as formações Serra do Cotovelo e Serra Azul na base, separadas da sequência sedimentar por uma provável discordância. Esta porção sedimentar tem início com a Formação Cabaçal, seguida pelas Formações Aimbé e São Patricinho.

O delineamento da Antiforma é mais bem definido pelas rochas da Formação Aimbé e São Patricinho, enquanto que o núcleo é formado por litotipos da unidade Cabaçal. As camadas da Formação Cabaçal são truncadas pela Formação Aimbé (Fig. 1) indicando uma descontinuidade tectônica ou discordância.

Geologia Estrutural

O estudo da geometria das estruturas observadas na Antiforma Aimbé permitiu a individualização de cinco fases de deformação essencialmente dúcteis: Dn-2, Dn-1, Dn, Dn+1 e Dn+2 sendo que estas duas últimas apresentam comportamento dúctil/rúptil. Estas fases foram caracterizadas através da análise geométrica das estruturas em escalas macro a, microscópicas e na utilização de critérios de superposição.

A fase Dn é considerada como principal, pois gera uma xistosidade (Sn) de intensa penetrabilidade nas rochas do *greenstone belt* e nas do Grupo Araxá. Está presente e é facilmente identificada em praticamente todos os afloramentos da área,

sendo utilizada como marcador para identificação das estruturas pré e pós Dn. A geração de Sn foi acompanhada por formação de dobras isoclinais a apertadas, com eixos na direção E-W e planos axiais, em geral, de baixo ângulo.

A fase Dn-2 é caracterizada por uma foliação metamórfica (Sn-2), paralela ao bandamento composicional (So). A identificação no campo se restringe a alguns afloramentos nos flancos da antiforma, onde Sn-2 é fortemente crenulada por Dn. Entretanto, em seções delgadas esta foliação pode ser reconhecida na maioria das amostras estudadas, apesar de geralmente estar parcialmente mascarada pela superposição de estruturas mais novas.

A deformação Dn-1 é responsável pelo delineamento de So//Sn-2 gerando a estrutura Antiformal com superfície axial NS vertical e caimento suave para sul. Esta fase também gera dobras parasíticas na porção norte do flanco E, onde ocorre um par antiformal/sinfomal de escala hectométrica (Fig.1). Neste local é evidente a sobreposição de Sn, que apresenta atitude praticamente constante (230/30), cortando os dois flancos e o planos axiais destas dobras.

A fase Dn+1 é caracterizada por afetar a foliação Sn, relacionadas a esta deformação são reconhecidas, na porção E da área, dobras normais com caimento suave para sul, abertas, que gradam para dobras mais apertadas a W e, em geral, passam a exibir clivagem de crenulação plano axial (Sn+1). Associa-se a este gradiente deformacional uma falha que marca a separação da sequência metavulcânica (Fm. Serra do Cotovelo e Serra Azul) das demais unidades do *Greenstone belt*.

A deformação Dn+2 é representada na área por crenulações suaves afetando Sn, com plano axial íngreme e eixos com baixo mergulho para SW.

Análise da Estrutura Antiformal Aimbé

A Antiforma Aimbé é delimitada pelas Formações Aimbé e São Patricinho, com flancos W e E caracterizados pelas atitudes de So//Sn-2 que mostram alto ângulo para oeste e leste, respectivamente de 268/79 e 92/70. A atitude íngreme destes planos identificada nos afloramentos é confirmada pela regra dos Vs,

onde os contatos cortam os vales em traços retilíneos. A guirlanda gerada através das medidas dos flancos identificou o eixo da dobra Aimbé de fase Dn-1, com atitude de 181/23 (Fig. 2).

No flanco E a foliação Sn mostra orientação preferencial de 112/26, enquanto que na porção oeste são identificadas duas atitudes 254/37 e 260/79 (Fig. 2). Com as medidas nos dois flancos da grande estrutura é possível identificar que a superfície Sn define uma antiforma com eixo de 178/13 (Fig. 2).

Conclui-se então que Sn desenha uma estrutura antiformal, configurando uma dobra pós Dn. Entretanto a observação detalhada mostra que nos dois flancos Sn mergulha menos do que So//Sn-2, indicando que já havia uma estrutura antiformal normal, desenhada por So//Sn-2, que foi cortada por Sn. Esta estrutura então tem que ter se formado na fase Dn-1.

Conclusões

A análise detalhada da estrutura Antiformal Aimbé permitiu individualizar cinco fases de deformação atuantes em regime dúctil: fases Dn-2, Dn-1 Dn e Dn+1. Estrutura de caráter rúptil é reconhecida na fase Dn+1, representada por uma falha subvertical que separa as rochas maficas/ultramáficas das outras unidades.

A Antiforma Aimbé foi gerada na fase Dn-1, que dobrou So//Sn-2. Esta estrutura foi cortada pela foliação Sn, com uma atitude original próxima de 234/23. Em seguida este conjunto foi afetado pela fase Dn+1 que deformou Sn gerando uma grande estrutura antiformal, e apertando mais a antiforma Dn-1. O flanco W da dobra Dn+1 é truncado no por uma falha contemporânea ao dobramento.

Referências

- Jost, H.; Oliveira, A. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Jour. Sout. Amer. Ear. Sci.* 4, 201-214.
- Jost, H; *et al.* 1995. Geologia da porção norte do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 51-60.
- Queiroz, C.L. 2000. *Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central*. Tese de Doutorado,

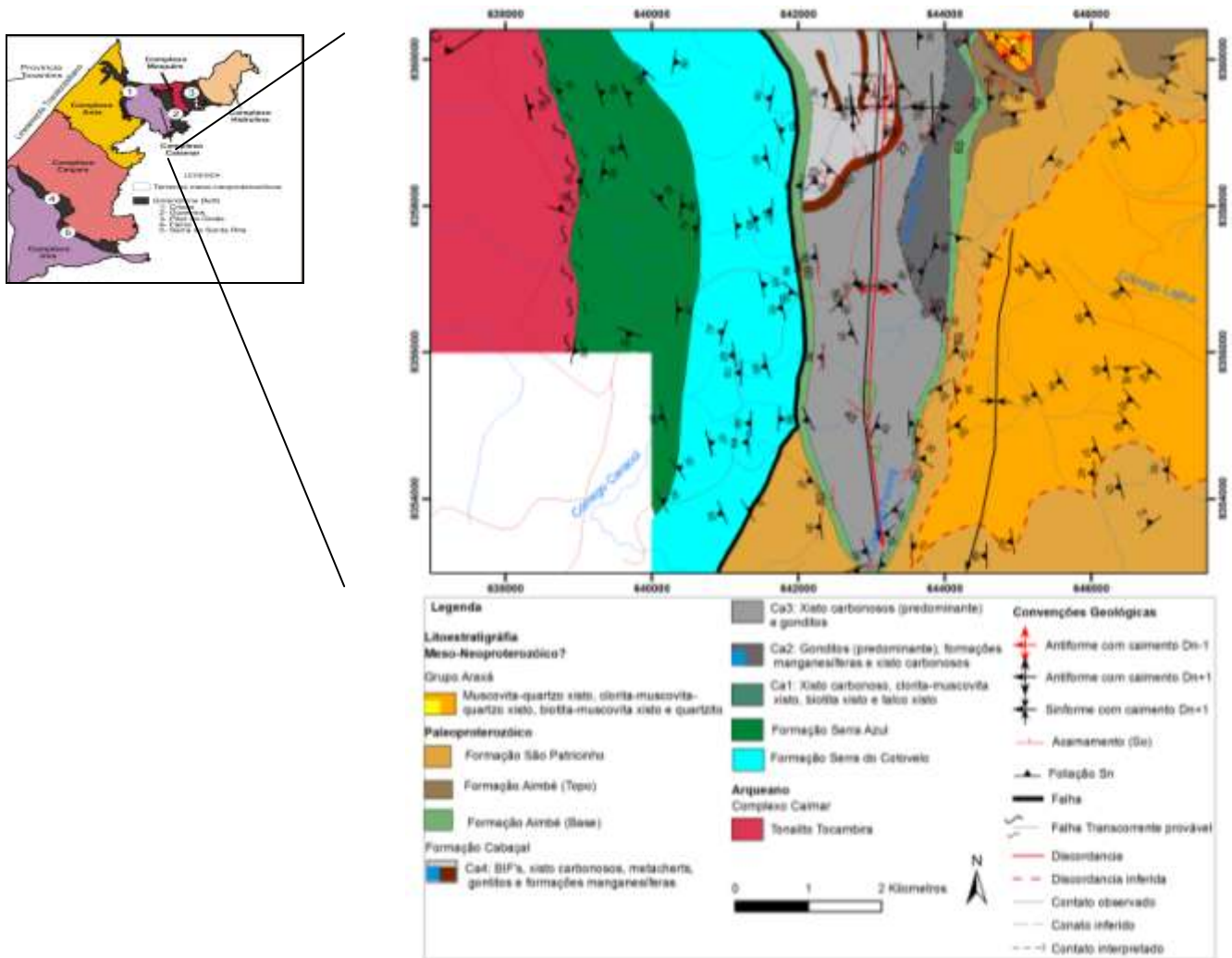


Figura 1. Mapa geológico da Antiforme Aimbé, porção sul do *greenstone* de Guarinos, Go.

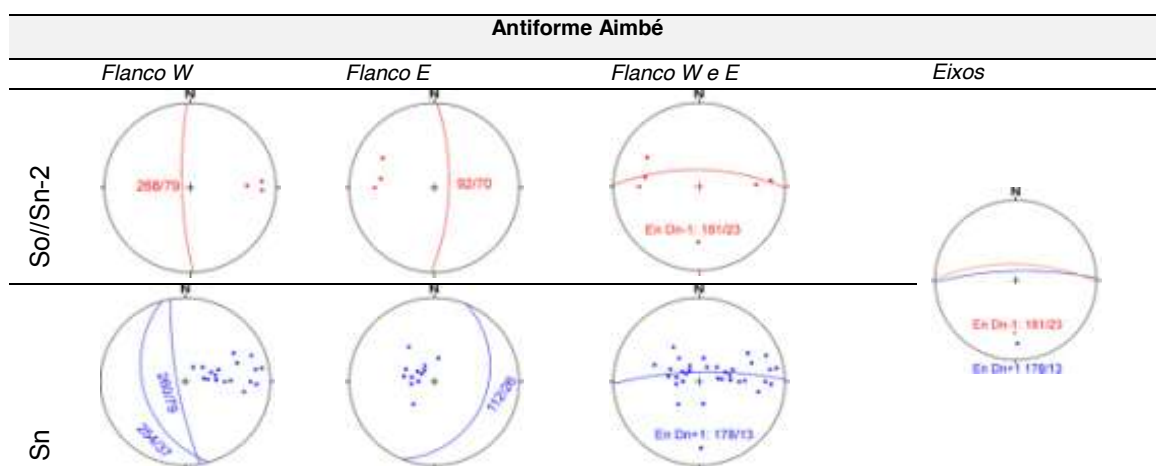


Figura 2. Estereogramas de pólo de plano mostram as estruturas planares (So//Sn-2) e (Sn) inseridas na Antiforma Aimbé. Com os pólos da guirlanda gerou-se as orientações preferenciais dos eixos Dn-1 e Dn+1.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E SUA RELAÇÃO COM AS DEFORMAÇÕES NA SEQUENCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR URANDI, BLOCO GAVIÃO, BAHIA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Silvandira dos Santos G. P. de Jesus¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz¹, Bruno Santos Figueiredo², Johildo Salomão Figueiredo Barbosa¹, Eder Luis Mathias Medeiros¹, Paulo Alexandre Ribeiro³

¹UFBA/IGEO/PPPG, dira.goes@hotmail.com, ²UNB/IGEO, ³BAMIN–Bahia Mineração LTDA

Introdução

A seqüência Metavulcanossedimentar Urandi - SMVU (Figueiredo, 2009) localiza-se na porção oeste no Bloco Gavião, no domínio setentrional do Cráton do São Francisco. A leste, encontra-se cavalgada pelas rochas do Complexo Santa Isabel, de idade arqueana (Rosa 1999) e suas rochas foram intrudida por granitos de idade riaciana-orosiriana. Essa seqüência compreende metamáficas xistificadas, formações ferríferas, calcissilicáticas, metapelitos, quartzitos (Figueiredo, 2009) e queluzitos (Borges, 2008). O estudo petrológico das rochas máficas e das formações ferríferas dessa seqüência revelou a presença de zonas de alteração hidrotermal, cuja composição e relação com as deformações serão apresentadas nesse trabalho.

Geologia Regional

O Bloco Gavião hospeda gnaisses de composição TTGs, migmatitos, anfíbolitos, granulitos, de idade arqueana-paleoproterozóica e seqüências metavulcanossedimentares Licínio de Almeida, Umburanas, Urandi, Boquira, Contendas Mirante, Brumado, Ibitira-Ibiraçaba, Brumado, Guajeru, Riacho de Santana. (Fróes & Cunha 1994, Silva & Cunha 1999, Arcanjo *et al.* 2000, Cruz *et al.* 2009, dentre outros). Granitóides de idades riaciana-orosiriana e estateriana intrudem as seqüências metavulcanossedimentares e as suas

encaixantes. Coberturas proterozóicas integram o cenário regional, estando hospedadas nos supergrupos Espinhaço e São Francisco. O Supergrupo Espinhaço, de idade paleomesoproterozóica, em sua maior parte compreende rochas siliciclásticas, porém vulcanitos ácidos também são encontrados. Diques máficos meso e neoproterozóicos truncam as unidades desse supergrupo. O Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozóica, hospeda diamictitos, carbonatos e metapelitos.

Deformação e Alteração Hidrotermal na Seqüência Metavulcanossedimentar Urandi

A Seqüência Metavulcanossedimentar Urandi (Figueiredo, 2009) encontra-se posicionada no lineamento Urandi-Paratinga (Rosa, 1999), que compreende, além dessa unidade, o Complexo Santa Isabel (Portela *et al.*, 1976), a seqüência vulcanossedimentar Riacho de Santana, o Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Rosa *et al.*, 1996, 1999) e o Maciço do Estreito (Santos, 1999).

A análise do arcabouço estrutural realizada por Figueiredo (2009) revelou a presença de uma foliação milonítica (Sn) que se desenvolveu paralelamente aos contatos entre as unidades vulcânicas e sedimentares levando ao desenvolvimento de um bandamento composicional. Internamente à Sn, dobras intrafoliais são observadas e desenvolvidas sobre uma foliação anterior (Sn-

1). A foliação Sn encontra-se dobrada e uma sinforme assimétrica e vergente para oeste reflete a geometria dominante.

O contato entre as rochas máficas e formações ferríferas varia entre abrupto e gradacional. As rochas máficas estudadas são constituídas por plagioclásios (20-40%), actinolita-tremolita (65-75%), diopsídio (5-7%), quartzo (1-10%), titanita (1-3%), além de granada (0-3%), calcita (0-5%), epidoto (0-30%), biotita (0-5%), apatita (0-5%) e porfiroblastos de magnetita (1-15%). Elas apresentam microestruturas: (i) nematoblástica, assinalada pela orientação do anfibólio; (ii) granoblástica, revelada por agregados de plagioclásio; (iii) pseudopoiquiloblástica, representada pelas inclusões de epidoto e calcita nos plagioclásios e, (iv) porfiroclástica/milonítica/núcleo-manto, identificada pela presença de plagioclásio e quartzo recristalizado nas bordas de grãos reliquitos.

Nas formações ferríferas ocorre magnetita (10-30%), hematita (10-30%), quartzo (25-40%) e grunerita (2-20%). Essas rochas, bem como os domínios de alteração hidrotermal bandados ricos em hematita, magnetita e quartzo, apresentam uma mineralogia exótica constituída por granada, tremolita-actinolita, microclina, labradorita, que crescem sintectonicamente à foliação Sn. Além disso, porfiroblastos de actinolita (5-20%), biotita (7-30%), calcita (2-10%), hematita-magnetita (5-25%), apatita (1-3%), epidoto (1-7%), magnetita (porfiroblastos) (2-5%), calcopirita (0-3%) e turmalina (1-4%) são, também, tarditectônicos àquela foliação, bem como às dobras regionais que estruturam a SMVU. Nessas rochas a magnetita e a hematita podem ocorrer em aglomerados constituindo o bandamento composicional, juntamente com o quartzo. Nesse caso, a hematita e a magnetita ocorrem granulares ou alongadas segundo a foliação deformacional (crescimento sintectônico à Sn). Além disso, fazem contatos amebóides a esqueletiformes com a tremolita/actinolita da matriz, assim como com o porfiroblasto de actinolita sugerindo condições de desequilíbrio textural. A hematita e a magnetita também ocorrem como porfiroblastos, em veios ou como pseudomorfos

de anfibólios (crescimento tarditectônico à Sn). Quando constituindo veios, a hematita e a magnetita alojam-se em fraturas desenvolvidas na tremolita-actinolita. Quando formam porfiroblastos, grãos relictos da tremolita-actinolita ocorrem inclusos nesses minerais. A calcopirita ocorre em venulações que truncam a foliação Sn. A turmalina ocorre ora orientada segundo a foliação deformacional, ora decussada. Em campo, observam-se veios de quartzo e granada que truncam a foliação Sn.

As descrições realizadas permitiram identificar dois tipos de minério. O primeiro (Tipo I) possivelmente representa um itabirito anfibolítico, produto do metamorfismo de uma formação ferrífera bandada. O minério II, hidrotermal e tectono-controlado, possivelmente é o produto da alteração férrica de rochas máficas e foi interpretado devido à presença de minerais como a labradorita e a tremolita-actinolita na matriz dessas rochas e em desequilíbrio com a hematita-magnetita. Além disso, é possível verificar uma passagem gradativa entre o minério de baixo (zona de menor alteração férrica) e alto teor (zona de maior alteração férrica). A mineralogia hidrotermal é encontrada em ambos os tipos de minério, mas predomina no minério tipo II. A partir das relações texturais no minério hidrotermal sugere-se a seguinte ordem de crescimento da mineralogia hidrotermal: (i) hematita-magnetita, microclina e granada (crescimento sintectônico à Sn); (ii) calcita, apatita, carbonato, epidoto, hematita-magnetita (crescimento tarditectônico à Sn e às dobras).

Com relação à origem do fluido, podem-se sugerir duas hipóteses para a sua fonte: (i) fluido metamórfico, responsável pelo retrabalhamento do ferro das formações ferríferas típicas; (ii) fluidos hidrotermais magmáticos, provenientes dos granitóides paleoproterozóicos, que intrudem a SMVU.

As relações de campo, principalmente relacionadas com os grandes lineamentos regionais no qual a Sequencia Metavulcanossedimentar está inserida e a presença de corpos ígneos riacianos-orosirianos, bem como as feições de alteração hidrotermal em rochas máficas sugerem que o minério tipo II (hidrotermal) formou-se em

condições semelhantes aos depósitos do tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) de Kiruna, Suécia (Hitzman et. al., 1992) e aos depósitos de Raajaärvi e de Puro, Finlândia (Niiranen et al., 2003).

Referências

- Arcanjo, J.B., Marques-Martins, A.A., Loureiro, H.S.C., Varela, P. H.L. 2000. *Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROOM.
- Borges, J.O. 2008. *Geologia do Distrito Manganesífero de Urandi-Licinio de Almeida: Resultados Preliminares*. Trabalho Final de Graduação, curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 118 p.
- Cunha, J.C. & Fróes, R.J.B. 1994. *Komatíitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia*. CBPM, Salvador, 29p.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Alves, J.E., Damasceno, G.C., Machado, G.S., Borges, J. O., Gomes, A.M., Mesquita, L., Pimentel, I., Leal, A.B.M., Palmeiras, D. 2009. Salvador, UFBA-FAPEX-CPRM, Folha Caetité, 1:100.000: mapeamento geológico e cadastramento de ocorrências minerais, 180p.
- Figueiredo, B.S. 2009. Mapeamento Geológico e Análise Estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Urandi, Bahia. Trabalho Final de Graduação, curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 135 p.
- Guimarães, J.T.; Martins, A.A.M.; Andrade Filho, E.L.; Loureiro, H.S.C.; Arcanjo, J.B.A.; Neves, J.P. Das; Abram, M.B.; Silva, M.G., Melo, R.C. ; Bento, R.V. 2005. *Projeto Ibitiara-Rio De Contas*. CPRM, Salvador, 157p.
- Hitzman, M.W.; Oreskes, N.; Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241-287.
- Niiranen, T.; Hanski, E.; Eilu, P. 2003. General geology, alteration, and iron deposits in Palaeoproterozoic Misi region, northern Finland. *Finland: Geological Society* 75, 69-92.
- Portela, H.C.P., Marchetto, C.M.L., Santos, E. L., Menguissom G., Stein, J.H., Moutinho da Costa, L.A., Batista, M.B., Messmann, R., Silva, W.G. 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco*. Relatório Final, Fase V, Texto, volume 1a, 300p.
- Rosa, A.M.L.S., Conceição, H., Paim, M.M., Santos, E.B., Alves, F.C. Leahy, G.S., Leal, L.R. 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico Pós a tardi orogênico associado à subducção no oeste da Bahia: Batólito Monsoenítico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis* 1, 27-42.
- Rosa, M.L.S. 1999. *Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 186p.
- Santos E.B. *Petrologia dos Sienitos e Monzonitos Potássicos do Maciço do Estreito (Sw-Bahia e Ne-Minas Gerais)*. 1999. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, p.140.
- Silva, M.G. & Cunha, J.C. 1999. Greenstone Belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil – Geology and Mineral Potential. In: Silva, M. G. & Misi, A. Base metal deposits of Brazil. MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p. 92-99.

OPENSTEREO: UM PROGRAMA LIVRE E MULTIPLATAFORMA PARA ANÁLISE DE DADOS ESTRUTURAIS

Carlos H. Grohmann¹, Ginaldo A.C. Campanha¹, Adilson V. Soares Junior²

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, guano@usp.br; ²Departamento de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de São Paulo

Hoje em dia, programas livres e de código aberto (*Free and Open Source Software* – FOSS) tornaram-se sinônimos de inovação e progresso. A liberdade de uso, distribuição e modificação dos programas e de seus códigos-fonte asseguram o intercâmbio de idéias entre usuários e desenvolvedores, o que reflete em um sistema estável, com atualizações constantes e orientadas à demanda dos usuários.

A definição de Software Livre, ao contrário do que muitos podem pensar, não necessariamente implica em “software grátis”. Apesar de muitos programas livres serem gratuitos, “Livre” (*Free*) está ligado ao conceito de Liberdade. O conceito diz respeito à liberdade dos usuários de *executar, distribuir, estudar, modificar e melhorar* o programa. Para que um programa satisfaça essas condições, é necessário que o código-fonte esteja disponível ao usuário, independente do programa ser distribuído gratuitamente via Internet ou vendido comercialmente (Free Software Foundation, 2000).

Existem diversos programas para o tratamento de dados estruturais em computador. Alguns possuem licenças comerciais e outros podem ser baixados gratuitamente pela Internet. A gama de ferramentas oferecida pelos programas é variada, desde operações básicas em estereogramas como plotagem de polos, círculos máximos, cálculo de densidade e contorno de dados, rotação de medidas e análise de autovetores, até operações mais específicas como análise de paleotensão e de estabilidade de taludes. Tal diversidade resulta em diferenças consideráveis com relação ao formato dos arquivos para entrada de dados, ao

desenho e facilidade de uso da interface gráfica, e à capacidade de exportar os resultados e diagramas. A maioria dos programas é construída para o sistema Microsoft Windows, e apesar de existirem programas para o sistema Mac OS, que é baseado em UNIX, apenas um programa possui versão para Linux (Vollmer, 2010), o que força os usuários de sistemas *nix (UNIX, Linux, BSD etc) a utilizar emuladores ou máquinas virtuais para executar os programas. Além disso, nenhum desses programas possui licença compatível com a definição de Software Livre.

Essas limitações nos levaram a desenvolver o **OpenStereo**, um programa Livre e multiplataforma para operações de projeção estereográfica e análise de dados estruturais.

O programa é escrito em Python (Python Software Foundation, 2010), uma linguagem de programação de alto nível e multiplataforma. A interface gráfica é programada em wxPython (Smart *et al.*, 2010), o que resulta em visual consistente e com aparência nativa do sistema em que estiver sendo executada. Operações numéricas (como álgebra linear e de matrizes) são realizadas pelo módulo Numpy (Oliphant, 2006) e todas as funções gráficas ficam a cargo da biblioteca Matplotlib (Hunter, 2007), incluindo plotagem dos elementos na tela e a possibilidade de exportar os diagramas em diversos formatos de arquivo (emf, eps, ps, pdf, png, svg).

A entrada dos dados é feita por arquivos de texto simples sem formatação, com valores de rumo do mergulho e mergulho/caimento separados por espaços, tabulações ou vírgulas. O usuário pode abrir mais de um arquivo ao mesmo tempo (ou várias vezes o mesmo arquivo) e sobrepor elementos diferentes de

cada conjunto de dados (polos, círculos máximos, contornos etc). A interface gráfica exibe os arquivos abertos em uma estrutura de árvore, similar à de gerenciadores de arquivos ou às “camadas” de programas de ilustração, onde a ordem vertical dos arquivos na árvores reflete a ordem em que os elementos selecionados serão desenhados.

O programa está em estágio de desenvolvimento e implementação de novas funções e até o momento realiza as operações básicas de plotagem de polos de planos e linhas, círculos máximos, círculos mínimos, contornos de densidade (Fig.1) e diagramas de roseta (Fig.2). Pode-se alternar entre projeção de igual-área (Schmidt-Lambert) ou igual-ângulo (Wulff) a qualquer momento. Um conjunto de estatísticas é calculado para cada arquivo e as grandezas dos autovalores e autovetores são utilizadas para sugerir se os dados estão concentrados ao redor de um valor médio (*cluster*) ou se estão distribuídos ao longo de uma guirlanda de círculo máximo. A análise estatística também pode ser realizada com diagramas de forma (diagrama modificado de Flinn e diagrama triangular de Vollmer) e histogramas. Todos os elementos (pontos, linhas, áreas) podem ter suas propriedades gráficas (cor, espessura de linha etc) ajustadas.

A próxima etapa de desenvolvimento do programa deverá focar em ferramentas como conversão e rotação de dados, a possibilidade de salvar “projetos” e análise de paleotensão. Atualmente, pode-se baixar o programa em www.igc.usp.br/openstereo. O usuário pode escolher por baixar arquivos binários para Microsoft Windows (32 bits), ou o código-fonte.

No caso dos binários, o programa pode ser executado diretamente da pasta em que se encontra, não necessitando de instalação ou de programas adicionais. No caso do código-fonte, é necessário ter Python, wxPython, Numpy e Matplotlib instalados no sistema. Para usuários de Microsoft Windows ou Mac OS, recomenda-se a instalação do *PythonXY* (Raybaut, 2008.) ou da *Enthought Python Distribution* (Enthought Inc., 2010), que irão suprir todas as dependências necessárias. No

caso de usuários de Linux, as distribuições atuais possibilitam a instalação das dependências facilmente através dos repositórios de programas. Arquivos binários para Mac OS estarão disponíveis em breve.

O programa OpenStereo é distribuído sob a *GNU General Public License* (Free Software Foundation, 1999). Programadores com interesse em contribuir para o projeto são encorajados a contatar os autores diretamente. Apoio FAPESP processo 09/17675-5.

Referências

Enthought, Inc. 2010. *Enthought Python Distribution 6.3*. <http://www.enthought.com/products/epd.php> (acesso em 07/02/2011).

Free Software Foundation, 1999. *Licenças de Software Livre*. <http://www.gnu.org/licenses/licenses.pt-br.html> (acesso em 07/02/2011).

Free Software Foundation, 2000. *O que é o Software Livre?* <http://www.gnu.org/philosophy/free-sw.pt-br.html> (acesso em 07/02/2011).

Hunter, J. D., 2007. Matplotlib: A 2D Graphics Environment. *Computing in Science & Engineering*, 9:90-95. <http://matplotlib.sourceforge.net/> (acesso em 07/02/2011).

Oliphant, T. E., 2006. *Guide to NumPy*. Brigham Young University. <http://www.tramy.us/>, <http://numpy.scipy.org/> (acesso em 07/02/2011).

Python Software Foundation, 2010. *Python Programming Language*. <http://www.python.org/> (acesso em 07/02/2011)

Raybaut, P, 2008. *pythonxy - Scientific-oriented Python Distribution based on Qt and Eclipse*. <http://www.pythonxy.com/> (acesso em 07/02/2011).

Smart, J., Roebling, R., Zeitlin, V., Dunn, R., 2010. *wxWidgets 2.8.11: a portable C++ and Python GUI toolkit* <http://docs.wxwidgets.org/stable> (acesso em 07/02/2011).

Vollmer, F. 2010. *Orient 2.1.1 Linux*. <http://www.frederickvollmer.com/orient/> (acesso em 07/02/2011).

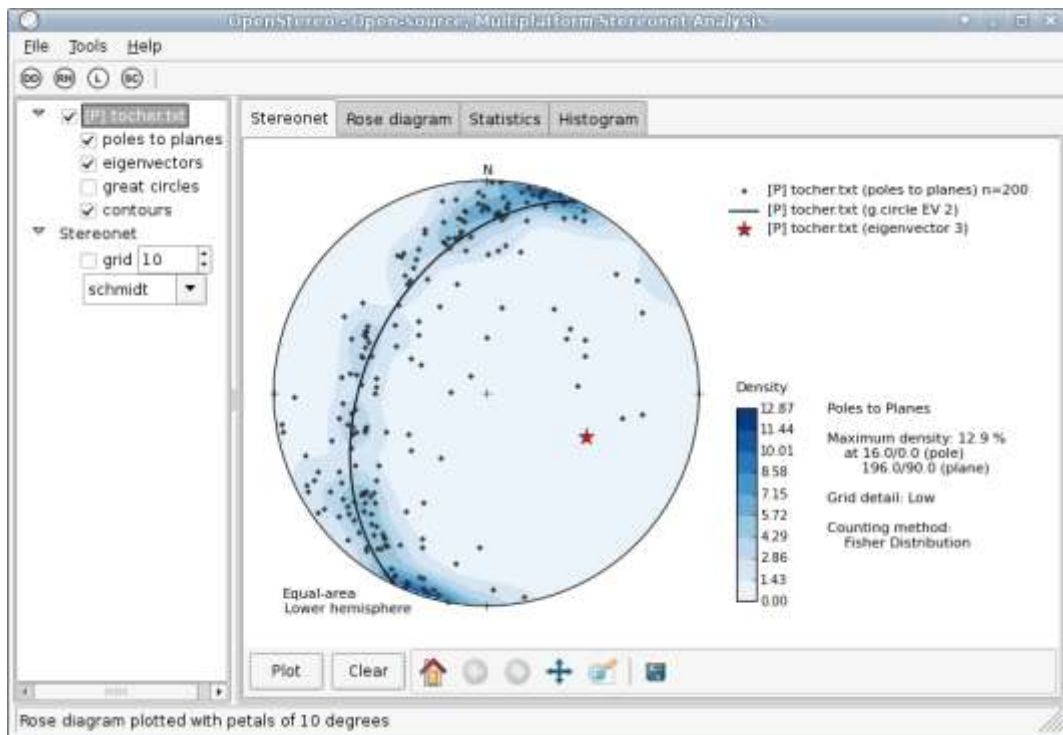


Figura 1. Interface gráfica do OpenStereo. À esquerda, árvore de arquivos abertos. À direita, estereograma com polos de planos, contornos de densidade de polos, círculo máximo (guirlanda) e polo da guirlanda.

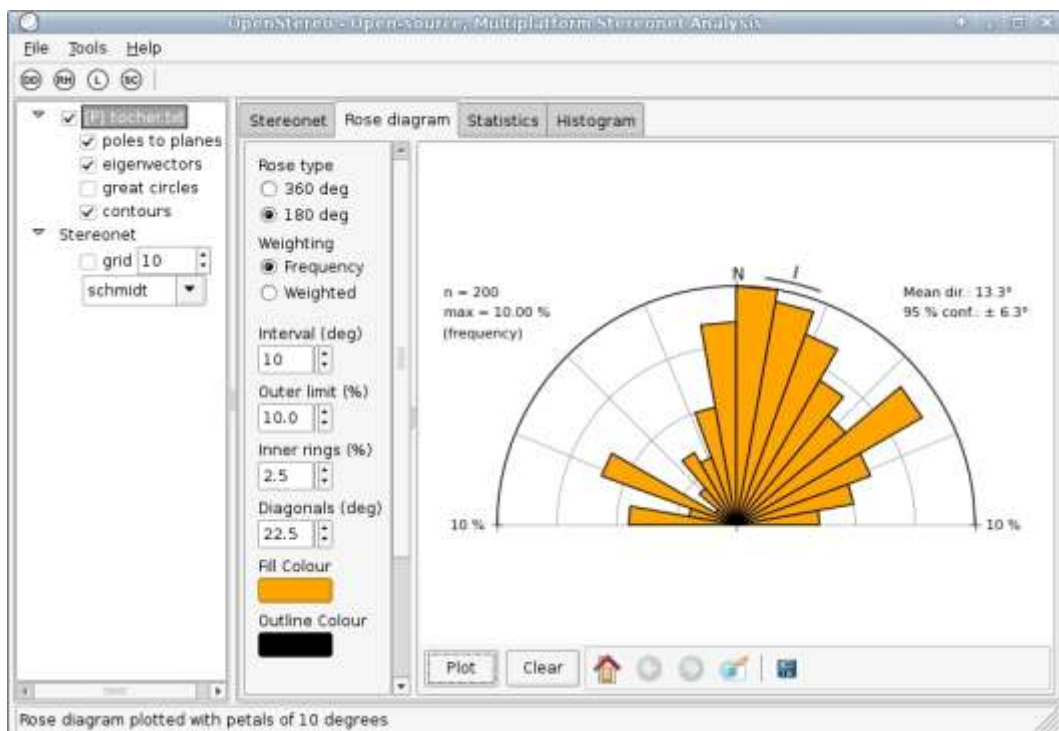


Figura 2. Diagrama de roseta.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DO GRUPO ITAIACOCA NA FOLHA ITARARÉ (SG-22-B-X-I)

Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues, Fabrizio Prior Caltabeloti, Vidyã Vieira de Almeida

CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo,
sergio.rodrigues@cprm.gov.br

A Folha Itararé (SG.22-X-B-I) abrange parte da porção sul do Estado de São Paulo e leste do Estado do Paraná. É limitada pelos meridianos 49°00'W e 49°30'W e paralelos 24°00'S e 24°30'S. Em termos geológicos regionais as unidades litoestratigráficas mapeadas na referida folha se relacionam a Bacia do Paraná e ao Terreno (ou Domínio tectônico) Apiaí (segmento do Cinturão Ribeira Meridional da Província Mantiqueira).

O mapeamento geológico na escala 1: 100.000 cartografou na Folha Itararé (Figura 1) uma ampla faixa com direção NE-SW de rochas associadas ao Grupo Itaiacoca que corresponde a uma sequência de rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico. Estas rochas são afetadas por zonas de cisalhamento, falhas dúcteis e rúpteis, além de intrusões graníticas associadas aos plútons da Suíte Granítica Cunhaporanga e stocks graníticos tardios.

Nos últimos anos, a partir de dados geocronológicos U-Pb da região paranaense de Abapã e Socavão, Siga Jr et al. (2009 e 2003) definiram o empilhamento estratigráfico deste grupo, em duas grandes unidades litoestratigráficas, a saber: uma sequência basal de rochas metacarbonáticas e metapelitos, de idades associadas ao final do Mesoproterozoico e início do Neoproterozoico (1030–908 Ma: U–Pb em zircões de rochas metabásicas, Siga Jr et al., 2009); e uma sequência superior de rochas metavulcanoclásticas, metarenitos arcoseanos e metapelitos, do final do Neoproterozoico (645–628 Ma: U–Pb, em zircões de rochas metavulcânicas, Siga Jr et al., 2003).

Neste trabalho são adotadas cinco unidades/formações litoestratigráficas, sendo

utilizadas as denominações estratigráficas apresentadas nos trabalhos de Souza (1990) e Reis Neto (1994) e considerado o empilhamento estratigráfico proposto por Siga Júnior et al. (2003 e 2009). São elas, a saber, da base para o topo: Formação Água Nova (NP1it), Formação Serra dos Macacos (NP1iq), Formação Bairro dos Campos (NP1ic), Unidade Metabásica (NP1ib) e Formação Abapã (Unidade de metarenito/metarcóseos – NP3aba; Unidade Terrígena - NP3abt; e Unidade de xistos –NP3abx).

Embora as formações associadas ao Grupo Itaiacoca (Água Nova, Unidade Metabásica, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos e Abapã) apresentem idades distintas, o padrão estrutural observado entre as mesmas é muito parecido. Destaca-se o baixo grau metamórfico (fácies xisto verde), a preservação de estruturas primárias, o desenvolvimento de amplas dobras observáveis em megascale (mapa, foto aérea etc) e forte controle estrutural associado às intrusões graníticas e as zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis.

O Grupo Itaiacoca apresenta um padrão estrutural relativamente simples, conforme já descrito em trabalhos prévios (Souza, 1990; Siga Jr et al., 2003 etc). No geral, há um consenso em relação de que a estrutura principal observada é o acamamento sedimentar reliquiar (S_0) paralelo a uma xistosidade/clivagem ardosiana penetrativa (S_1) associados a uma primeira fase de dobramentos (D_1) com desenvolvimento de dobras isoclinais e fechadas. A superfície principal ($S_0//S_1$) é afetada por fases posteriores de dobramentos e pelas zonas de cisalhamento rúpteis/dúcteis.

No mapa da Folha Itararé são distinguíveis dois grandes domínios estruturais no Grupo Itaiacoca (Figura 2). O primeiro situa-se na porção leste e apresenta direção geral NE-SW, e o segundo na porção oeste com direção geral NNE-SSW e forte controle estrutural associado aos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Cunhaporanga. A seguir serão detalhados estes dois grandes domínios estruturais.

O Domínio Estrutural Leste do Grupo Itaiacoca na Folha Itararé caracteriza uma faixa alongada de direção NE-SW, situada entre os sedimentos da Bacia do Paraná e as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Três Córregos, no qual é limitada pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã. Seu limite com o Domínio Estrutural Oeste é balizado pela Zona de Cisalhamento da Estiva. Agrega as unidades litoestratigráficas mais antigas do Grupo Itaiacoca (tonianas): formações Água Nova, Serra dos Macacos e Bairro dos Campos. São observados no mapa uma série de anticlinais e sinclinais com traços axiais de direção NE-SW, além de zonas de cisalhamento rúpteis/dúcteis de direção NE-SW e NNE-SSW e diques básicos NW-SE. Este domínio foi subdividido em 5 subdomínios caracterizado por diferentes aspectos litoestratigráficos e estruturais, conforme observado na Figura 1.

Os subdomínios delimitados apresentam como característica comum observada em estereogramas à distribuição dos polos da foliação principal ($S_0//S_1$) ao longo de guirlandas de círculo máximo (plano AC) com orientação aproximada NW-SE, e mergulhos de alto ângulo para NE ou SW, indicando dobramento cilíndrico com eixos distribuídos na direção NE-SW. Este dobramento compõe no mapa a série de anticlinais e sinclinais com traços axiais de direção NE-SE, já descrito anteriormente. Diversos autores (Souza, 1990 etc) associam este conjunto de dobras a uma fase D_2 de dobramentos associada com estruturas de cavalgamento e geração de uma foliação S_2 (clivagem de crenulação).

O Domínio Estrutural Oeste do Grupo Itaiacoca na Folha Itararé caracteriza uma faixa alongada de direção NNE-SSW, onde ocorrem os corpos da Suíte Cunhaporanga (Granitos Patrimônio de Santo Antônio, Ouro Verde, São Domingos e Santa Rita). Agrega as mesmas

unidades tonianas do Grupo Itaiacoca do Domínio Estrutural Leste, assim como as mais jovens associadas à Formação Abapã. Neste domínio são observados no mapa uma série de anticlinais e sinclinais com traços axiais de direção N-S a NNE-SSW, além de zonas de cilhamento rúpteis/dúcteis de direção ENE-WSW e NNE-SSW. Destaca-se também o controle das intrusões graníticas afetando as foliações nas rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca, sendo que localmente, há a presença de hornfels (escarnitos). Este domínio foi subdividido em 5 subdomínios caracterizado por diferentes aspectos litoestratigráficos e estruturais, conforme observado na Figura 3. Estes subdomínios apresentam forte contraste nos estereogramas em relação à distribuição dos polos da foliação principal ($S_0//S_1$) e das lineações.

A evolução estrutural das unidades litoestratigráficas do Grupo Itaiacoca é associada à Orogenia Brasileiro-Pan Africana (Neoproterozoico ao início do Paleozoico), que consiste em um complexo orógeno colisional relacionado às colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental.

Referências

- Siga Jr, O. et al., 2003. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks From the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. *Geologia USP-Série Científica* 3, 39-49.
- Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I., 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research* 15, 197-208.
- Souza, A.P. 1990. *Mapa Geológico na escala 1:50.000 e esboço de evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde (SP-PR)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 200p.
- Reis Neto, J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico..* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296p.

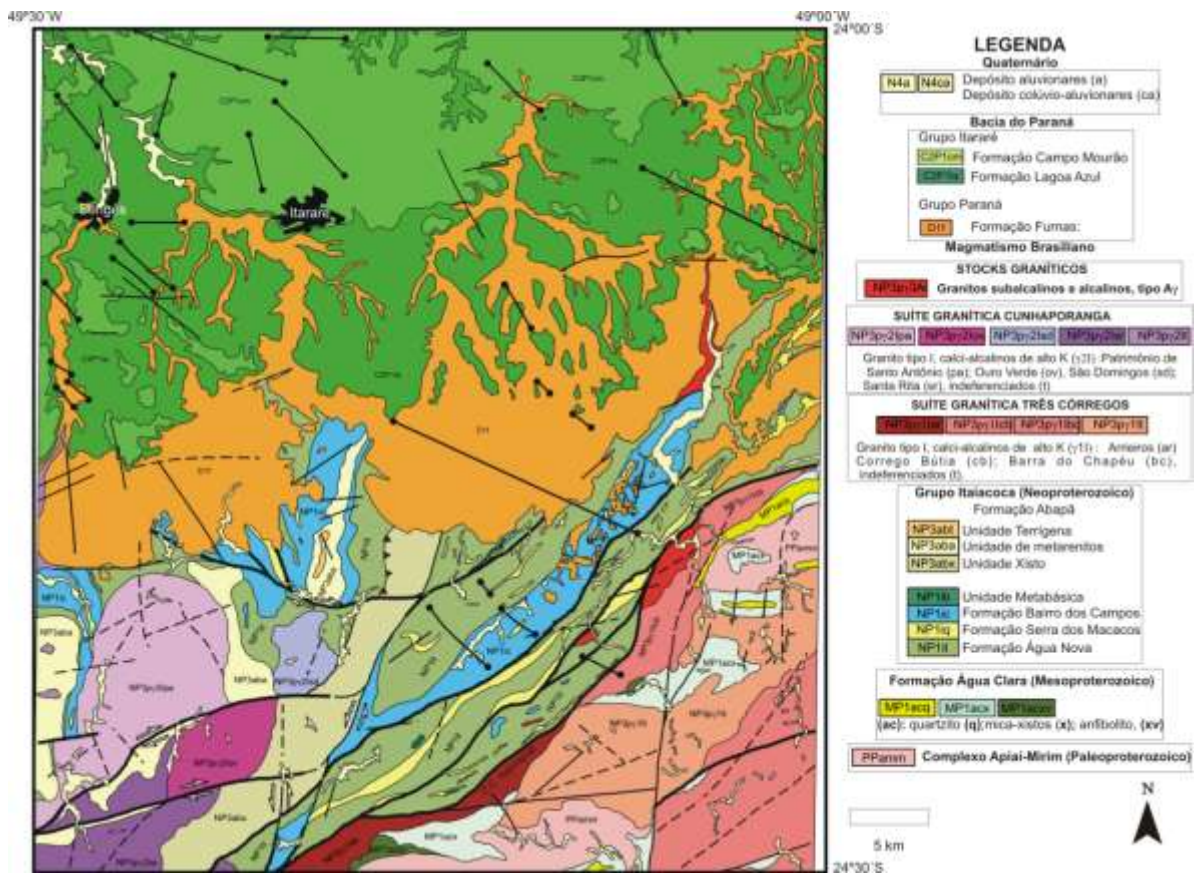


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Folha Itararé (SG.22-X-B-I).

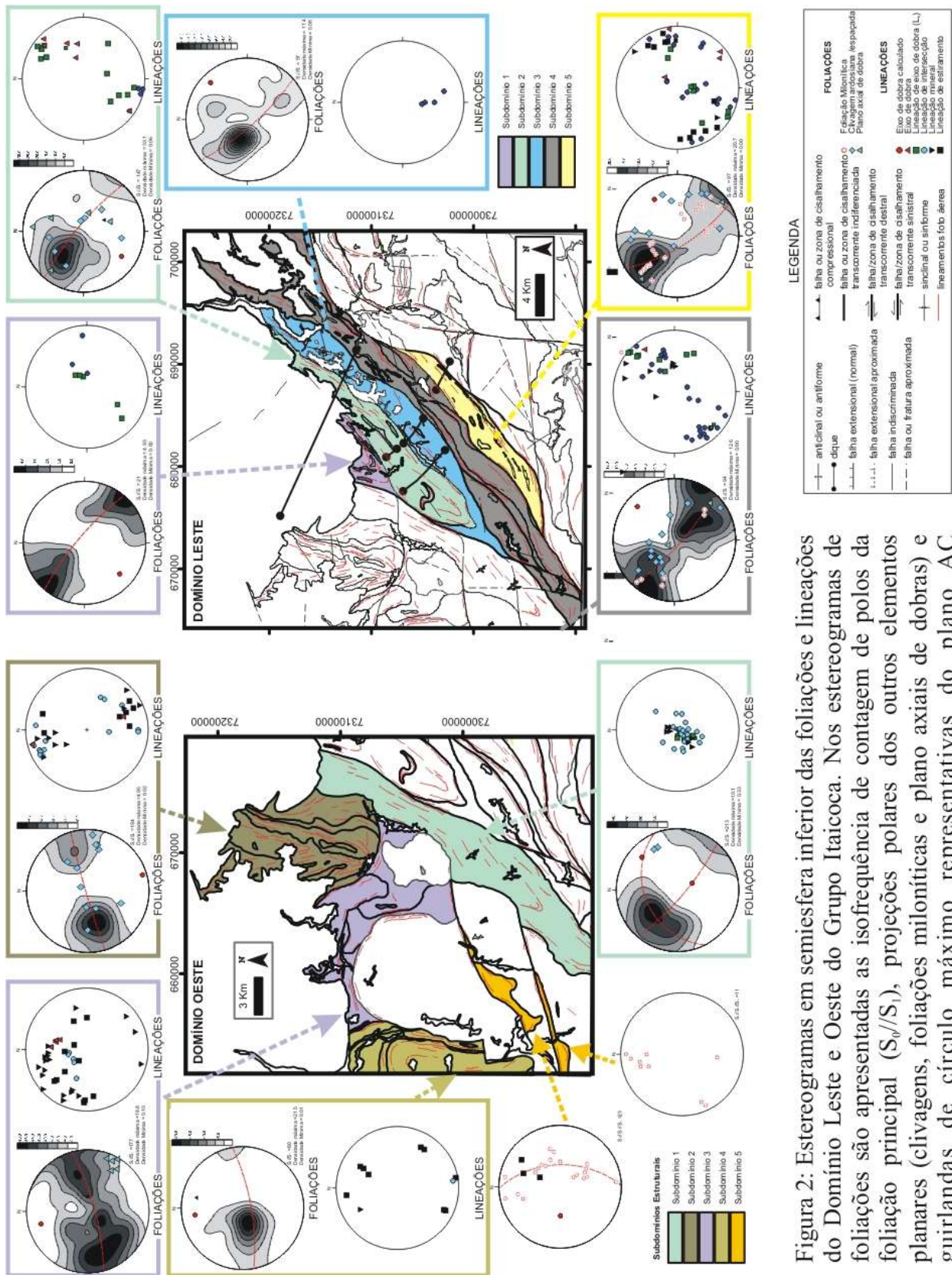


Figura 2: Estereogramas em semiesfera inferior das foliações e lineações do Domínio Leste e Oeste do Grupo Itaicoa. Nos estereogramas de foliações são apresentadas as isofreqüência de contagem de polos da foliação principal ($S_{0\theta}/S_1$), projeções polares dos outros elementos planares (clivagens, foliações miloníticas e plano axiais de dobras) e guirlandas de círculo máximo representativas do plano AC

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA E DO GRANITO CARANDÁ – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – PORTO MURTINHO (MS)

Ana Flávia Nunes Brittes¹, Dalila Peixe Plens¹, Amarildo Salina Ruiz^{1,3}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,2}, Maria Elisa Fróes Batata⁴

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFMT, afbrittes@gmail.com; ²Departamento de Recursos Minerais-UFMT; ³Departamento de Geologia Geral - UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia - UnB.

Introdução

A Formação Serra da Bocaina é pouco estudada sob o ponto de vista geológico, sendo sua caracterização litoestrutural e metamórfica e a do Granito Carandá o objetivo deste trabalho, utilizando-se escala 1:50.000. Pretende-se com isso contribuir para o entendimento da evolução geológica do magmatismo ácido do Arco Magmático Amoguijá.

Contexto Geológico Regional

O Cráton Amazônico ocupa uma área de aproximadamente 430 mil km², o que o coloca entre uma das maiores áreas cratônicas do mundo. Tem como limite oriental os cinturões neoproterozóicos Paraguai e Araguaia a sudeste e leste, respectivamente.

O Terreno Rio Apa compreende um segmento crustal paleoproterozóico exposto em área restrita do sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul na divisa com o Paraguai, constituindo o embasamento da faixa Paraguai. É limitado a leste por rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Corumbá (Serra da Bodoquena), sendo que a oeste está coberto por sedimentos cenozóicos da bacia do Pantanal. Ruiz (2005), considerando o Terreno Rio Apa como parte integrante do Cráton Amazônico, apresenta uma compartimentação tectônica-geocronológica. Com base em características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, Lacerda Filho *et al.* (2006) propõe uma compartimentação geotectônica para o Terreno Rio Apa e o subdividem em três segmentos

distintos denominados: Remanescente de Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga.), Arco Magmático Rio Apa (1.95 a 1.87 Ga) e Arco Magmático Amoguijá (1.87 a 1.75 Ga).

O Arco Magmático Amoguijá é composto pelo Granito Alumiador e pelas Vulcânicas Serra da Bocaina, enfoque deste trabalho, descrita inicialmente por Correia *et al.* (1981) como constituída por riolitos porfíricos, riodacitos e dacitos, com intercalações de rochas piroclásticas e brechas vulcânicas. Datações U-Pb SHRIMP em zircão forneceram idade de 1.794 Ma para estas rochas (Lacerda Filho *et al.* 2006). Brittes & Plens (2010) substituíram o termo Vulcânicas Serra da Bocaina por Formação Serra da Bocaina e identificam rochas vulcanoclásticas e efusivas.

Aspectos Geológicos e Petrográficos

Com base nos aspectos de campo e petrográficos, foi possível estabelecer e diferenciar duas unidades geológicas na região: a Formação Serra da Bocaina e o Granito Carandá.

A Formação Serra da Bocaina é constituída por rochas paleoproterozóicas efusivas identificadas como Lavas Dacíticas (fácies 5) e, predominantemente, por vulcanoclásticas representadas por quatro fácies ignimbríticas: Ignimbrito Rico em Fragmentos Líticos (fácies 1), Ignimbrito Rico em Cristais (fácies 2), Co-ignimbrito (fácies 3) e Reoignimbrito (fácies 4). Estas fácies arranjam-se em uma estrutura homoclinal com

mergulho para SE, tendo contatos abruptos entre elas. Dessa formação, apenas a fácies 1 mantém contato tectônico em zona de cisalhamento dúctil com o Granito Carandá. As duas unidades encontram-se parcialmente recobertas, em discordância, pelos sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal e pelas Aluviões Atuais.

As rochas da fácies 1 são caracterizadas pela grande quantidade de fragmentos líticos (Fig.1A) e púmicos, cristaloclastos, púmices, *fiammes*, *shards* e cristalites de variadas dimensões e composições, que se encontram imersos em uma matriz cinerítica fina de natureza felsítica; foram identificados fenocristais de plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino; os fragmentos líticos são compostos por uma mesóstase felsítica, fenocristais, biotita, opacos, vidro e produtos de devitrificação, como esferulito, axiolito, cristalites e feldspatos gráficos. A fácies 2 diferencia-se, opticamente, pela grande proporção de fenocristais e cristaloclastos atingindo até 50% da rocha e menor percentual dos demais produtos piroclásticos da fácies 1. A fácies 3 caracteriza-se pela menor quantidade e tamanho dos fenocristais/cristaloclastos, produtos piroclásticos ($\ll 0,1$ mm) e mesóstase mais homogênea e ainda mais fina. As rochas da fácies 4 apresentam uma diferença marcante entre as demais dada pela presença de textura eutaxítica, púmice-tubo e púmices de formas elipsoidais e sigmoidais; os litoclastos e púmices têm composição semelhante à encontrada na fácies 1 com proporções e dimensões inferiores (entre 0,3 e 2,0 mm). A fácies 5, correspondente às Lavas Dacíticas, caracteriza-se por textura porfírica a glomeroporfírica e intensa alteração hidrotermal. O Granito Carandá, classificado como Biotita Sienogranito, apresenta-se discretamente foliado, leucocrático, tendo biotita como único máfico essencial primário. Exibe cor cinza-esverdeado e textura essencialmente inequigranular média constituída de microclina, plagioclásio, quartzo e concentrações de máficos.

Aspectos Estruturais

A análise estrutural na região da serra da Bocaina possibilitou a identificação de duas

fases deformacionais designadas F_1 e F_2 , e seus elementos estruturais – dobras (D), foliações (S) e lineações (L).

As estruturas primárias reliquias (S_0) são representadas pelas intercalações de lentes/camadas centimétricas a métricas da fácies 3 (Fig.1B) em contato abrupto com as rochas da fácies 2, exibindo mergulhos entre 20° e 50° para o quadrante SE e SEE. As medidas de S_0 apresentam uma máxima concentração em $100^\circ/30^\circ$, sugerindo um arranjo do tipo homoclinal, com discretas ondulações, provavelmente produzidas por F_2 .

A primeira fase de deformação (F_1) é o evento mais antigo e responsável pelo desenvolvimento de foliação penetrativa S_1 . Na Formação Serra da Bocaina, é representada por xistosidade nas rochas das fácies 1 (Fig.1D), 2 e 4 (Fig.1C e F) e por clivagem ardósiana na fácies 3 (Fig.1E), sendo definida pela orientação preferencial dos fenocristais e fragmentos, bem como pelos minerais placóides que constituem a matriz. No Granito Carandá é observada uma xistosidade (S_1) tênue a penetrativa, identificada pela reorientação preferencial dos minerais félsicos e pela trama definida pelos agregados de palhetas de biotita. O estereograma para pólos da foliação S_1 aponta para um máximo em torno de $120^\circ/40^\circ$ e uma dispersão de medidas entre $30^\circ/35^\circ$ ou $150^\circ/70^\circ$, provavelmente um reflexo dos dobramentos da segunda fase de deformação (F_2). A estrutura (L_1), gerada durante a F_1 , refere-se às lineações mineral e de estiramento, definidas pelo alongamento dos fenocristais e dos fragmentos, respectivamente. As medidas de L_1 obtidas mostram orientação segundo atitudes que variam de $80^\circ/10^\circ$ e $150^\circ/20^\circ$, compatíveis com as medidas de foliação S_1 .

Na área em questão é observada uma estrutura de aproximadamente de 16 km com uma orientação geral N-S, denominada Zona de Cisalhamento Santa Rosa (Brittes & Plens, 2010), localizada nas porções nordeste, leste e sudeste da serra da Bocaina, refletindo deformação mais intensa na fácies 2 que se apresenta de forma anastomosada. A zona de cisalhamento representa o limite entre as rochas da fácies 1 da Formação Serra da Bocaina e o Granito Carandá (Fig. 2). Os elementos estruturais resultantes desta

tectônica dúctil compreendem orientação, achatamento, alongamento e rotação de fenocristais e fragmentos. Associadas à zona de cisalhamento também se observa lineação mineral e de estiramento. A foliação milonítica exibe atitude média de 85°/80°, semelhantemente à lineação de estiramento (88°/80°). Os indicadores cinemáticos mostram que a Zona de Cisalhamento Santa Rosa caracteriza um movimento transpressivo, com transporte de topo para o quadrante NWW.

A fase deformacional F_1 é acompanhada pelo evento de metamorfismo regional, o qual se processa nas condições de baixo grau representado pela paragênese clorita + epidoto + quartzo, que aponta para um metamorfismo da fácies xisto-verde.

O segundo evento deformacional (F_2), de menor intensidade, foi observado apenas nas rochas da Formação Serra da Bocaina, desenvolvendo estruturas tectônicas apenas localmente, na porção noroeste da área. As dobras D_2 são observadas em escala regional, em imagem de satélite ou radar e em raros afloramentos onde se apresentam como microcorrugações. As micro-dobras ocorrem na fácies 1, apresentando-se como dobras abertas, assimétricas a simétricas, orientadas na direção NNW/SSE, com vergência para NW. A foliação S_2 é representada principalmente por uma clivagem de crenulação discreta ou por uma clivagem disjuntiva. A clivagem de crenulação desenvolve-se a partir das micro-dobras, onde os planos de charneira correspondem aos planos axiais das clivagens, mostrando orientações segundo a atitude 220°/90°. Assim como a clivagem de crenulação, as disjuntivas estão intimamente ligadas às micro-dobras D_2 , com a mesma atitude predominante. A lineação de intersecção L_2 definida entre a xistosidade e a clivagem de crenulação apresenta atitude 110°/45°. Estas estruturas são observadas apenas na fácies 1. A interpretação da segunda fase de deformação (F_2) aponta para um regime compressivo, onde o eixo principal de esforço compressivo NWW tem direção preferencial de tensão aproximadamente NNW.

Conclusões

Na Formação Serra da Bocaina e Granito Carandá estruturas tectônicas são

formadas em duas fases deformacionais compressivas de natureza dúctil e dúctil-rúptil, respectivamente. A fase F_1 é a mais intensa e se caracteriza pelo desenvolvimento de foliações penetrativas, lineações de estiramento/mineral e zonas de cisalhamento dúctil, por exemplo, a Santa Rosa, que indicam transporte tectônico tangencial, de baixo a médio ângulo, de topo para NWW. A outra fase (F_2), mais discreta e localizada, é caracterizada pelas clivagens de crenulação e disjuntiva (S_2), por suaves ondulações de S_1 , e diáclases plano-axiais, com direção dominante NNW-NW. Este conjunto vulcânico-vulcanoclástico exibe metamorfismo de baixo grau, coincidente com a fácies xisto-verde, caracterizada pela paragênese albita + epidoto + clorita, com evidências de retrometamorfismo.

No contexto tectônico regional o padrão deformacional e metamórfico observado indica que este setor do Terreno Rio Apa foi transportado de SEE para NWW em um regime tectônico convergente, dominado por rampas frontais de baixa a média inclinação, em um nível crustal de fácies xisto-verde. Os resultados Ar-Ar em torno de 1.3 Ga (Cordani *et al.* 2010) para as rochas do Terreno Rio Apa, indicam que o evento deformacional-metamórfico estudado ocorreu durante a Orogenia San Ignácio, descrita na porção SW do Cráton Amazônico.

Agradecimentos

Os autores agradecem à CAPES (PROCAD 096/97) e FAPEMAT (Projeto de N° 004/2009 – Processo N°. 448287/2009) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa, ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio à pesquisa e concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

Referências

Brittes, A. F. N.; Plens, D. P. 2010. *Caracterização Geológica da Serra da Bocaina, com Ênfase na Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico – Porto Murtinho – MS*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências

Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, p. 20-73.

Cordani, U. G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; and Ruiz, A. S., 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*. 310, 1–43.

Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C., Moreton, L.C.; Martins, E.G.; Lopes, R.C.; Lima, T.M.; Larizzatti, J.H.;

Valente, C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 27p.

Ruiz, A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – São Paulo, 14-22p.

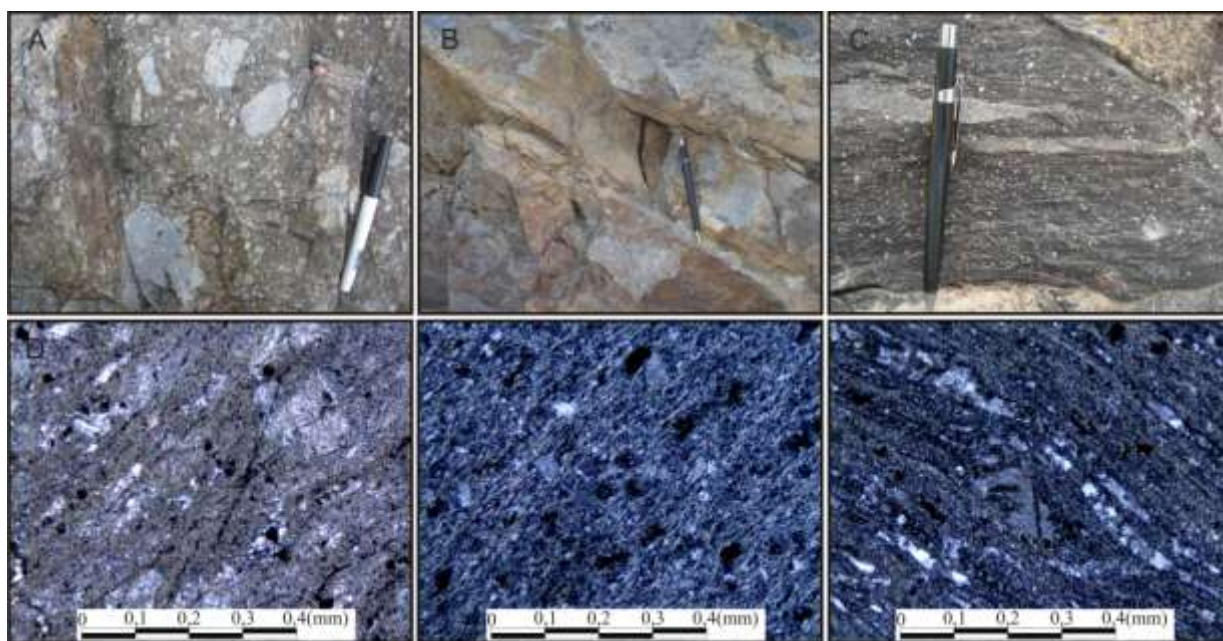


Figura 1. Fotografias de amostras e de seções delgadas de rochas da Formação Serra da Bocaina ilustrando: A) aspecto macroscópico da fácies Ignimbrito Rico em Fragmentos Líticos, B) fácies Co-ignimbrito, C) fácies Reoignimbrito com fenocristais orientados, D) fragmentos orientados segundo a foliação S_1 da fácies Ignimbrito Rico em Fragmentos Líticos, E) clivagem ardoseana da fácies Co-ignimbrito com orientação paralela dos minerais e fragmentos milimétricos e, em F) cristais de Qz, Pl e K-F preferencialmente orientados da fácies Reoignimbrito.

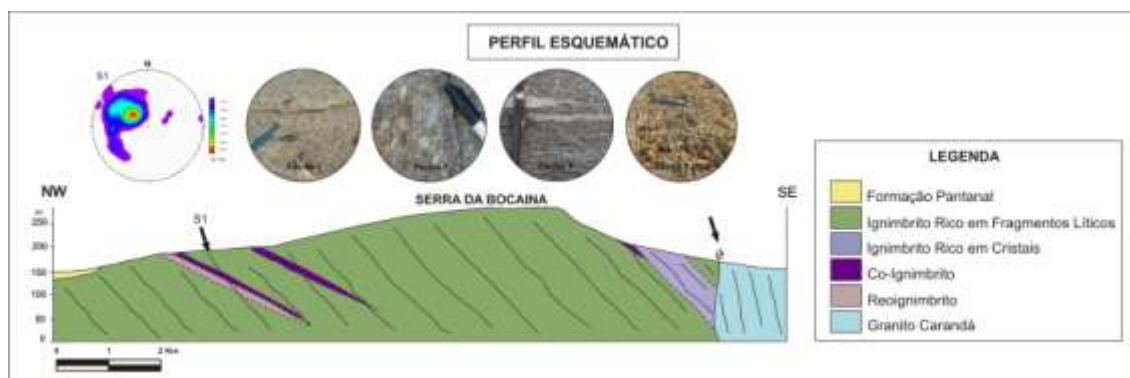


Figura 2. Perfil esquemático da Serra da Bocaina.

VARIAÇÃO DAS TEXTURAS CRISTALOGRÁFICAS EM POLICRISTAIS DE HEMATITA COMO INDICADOR DA MAGNITUDE DE DEFORMAÇÃO NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

Mônica Mendes¹, Leonardo Lagoeiro²

¹ PPGECRN, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, monimendesgeo@yahoo.com.br, ² Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma região localizada ao sul do Cráton São Francisco (Almeida, 1977) (Figura 1) e compreende embasamento granítico-gnáissico, coberto por greenstone belts de idade arqueana pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas e metassedimentos plataformais de idade paleoproterozóica pertencentes ao Supergrupo Minas (Dorr, 1969). As formações ferríferas analisadas pertencem à Formação Cauê (Grupo Itabira, Supergrupo Minas, Dorr, 1969), hospedeira dos grandes corpos de minério da região. As formações ferríferas apresentam ampla distribuição regional (Figura 1), moldando a estruturação regional do QF e, portanto, sendo utilizada com uma unidade-guia. O QF caracteriza-se por uma complexa história tectônica, envolvendo duas orogenias principais: a Transamazônica e a Brasileira (Alkmim & Marshak, 1998). Essa superposição de diferentes eventos orogênicos resultou na formação de um gradiente deformacional, com intensidade crescente de oeste para leste (Rosière *et al.*, 2001) e de um gradiente metamórfico (Herz, 1978; Pires, 1995), variando de fácies xisto verde baixa na porção oeste a fácies anfibolito baixa, na porção extremo leste.

De acordo com a polaridade metamórfica (Herz, 1978; Pires, 1995) e deformacional observadas nas formações ferríferas do QF, Rosière *et al.* (2001) distinguiram dois subdomínios estruturais. O domínio oeste de baixa deformação estende de sua porção extremo-oeste até, aproximadamente, o flanco leste do Sinclinal Moeda e apresenta estruturas preservadas da primeira fase de deformação. O domínio leste de alta deformação foi o que sofreu a maior

influência da tectônica brasileira, apresentando estruturas mais penetrativas. Baseando-se nessas informações, e nas observações microestruturais realizadas nas amostras estudadas, essas foram subdivididas em três domínios de diferentes intensidades de deformação: domínio oeste de baixa intensidade de deformação, domínio leste de alta intensidade de deformação e domínio de deformação intermediária, que apresenta características contrastantes.

Com o objetivo de realizar uma análise da variação das orientações cristalográficas preferenciais (OCP) nos corpos enriquecidos hospedados nas formações ferríferas de acordo com o contexto tectonometamórfico e realizar uma interpretação em nível regional dessas variações e dos mecanismos de deformação associados, foram realizadas análises dos diferentes agregados hemáticos/magnéticos amostrados (Figura 1) com a utilização da técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (*Electron Backscatter Diffraction – EBSD*). Foram analisadas seções X-Z de cada amostra, direções essas paralelas à lineação e à normal ao plano da foliação, respectivamente. Através dos resultados obtidos, procura-se ter uma perspectiva da variação da OCP de acordo com o posicionamento das amostras analisadas, e das implicações em termos dos mecanismos de deformação relacionados à acomodação da deformação nos diferentes domínios tectonometamórficos caracterizados no QF. Os dados de orientação cristalográfica preferencial (OCP) estão representados na forma de mapas de figura de pólo inversa (*inverse pole figure – IPF*) e figuras de pólo. Nos mapas de IPF, a cor de cada cristal representa uma determinada direção do sistema de referência utilizado

orientada segundo a um dos pólos dos planos cristalográficos considerados. No caso da hematita, fixa-se a direção Z. A legenda presente na figura 2 indica as cores referentes aos pólos dos planos cristalográficos segundo os quais a direção Z se paraleliza. Já as figuras de pólo consistem na representação da distribuição dos pólos aos planos cristalográficos principais da hematita em relação ao sistema X-Z de referência em projeção estereográfica, hemisfério inferior.

Os agregados do **domínio oeste de baixa deformação** apresentam um fraco desenvolvimento de OCP (Figura 2a), devido à sua menor intensidade deformacional e metamórfica. Esses apresentam ainda uma considerável proporção de magnetita, em relação à hematita. A deformação nesses agregados é acomodada, predominantemente, por microfraturamento dos cristais de magnetita e por dissolução e precipitação de hematita. No **domínio de deformação intermediária**, região central do QF, as OCPs dos cristais constituintes dos agregados se tornam mais expressivas (Figura 2b). Os mapas de IPF e as figuras de pólo mostram uma concentração maior das orientações do eixo [c] da hematita segundo a direção Z da amostra. É possível inferir que a acomodação da deformação por deslizamento ao longo do plano basal nas plaquetas de hematita é o mecanismo mais eficiente, apesar de ainda ocorrer mecanismos de dissolução e precipitação e microfraturamento da magnetita remanescente, em menor extensão comparando-se ao domínio oeste. No **domínio leste de alta deformação**, os pólos aos planos basais da hematita formam um único máximo paralelo à normal ao plano de foliação (Figura 2c), o que é interpretado como sendo resultante da acomodação da deformação por deslizamento ao longo do plano basal da hematita. Entretanto, não existe um máximo correspondente que seja paralelo à direção X da

amostra para os pólos ao plano {m} e para os eixos <a>. A dispersão dos eixos <a> no plano da foliação, assim como dos pólos aos planos {m} sugerem que, adicionalmente ao mecanismo de deslizamento, alguma rotação em torno do eixo-c da hematita pode ter ocorrido.

Através dos dados obtidos e das análises realizadas, conclui-se que as variações texturais observadas nos agregados hematíticos em toda a região e os mecanismos deformacionais associados são resultantes da variação da intensidade deformacional e metamórfica descritas para a região. Dessa forma, pode se dizer que tais variações podem ser utilizadas para prever a magnitude de deformação e o gradiente de temperatura em escala regional.

Referências

- Alkmim F. & Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, 29–58.
- Dorr J.N. 2nd. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap* 641-A, 1-110.
- Herz N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 641-C, 1-81.
- Pires F.R.M. 1995. Textural and mineralogical variations during the metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 77-105.
- Rosière C.A., Quade H., Brokmeier H. G., Jansen E. M., 2001. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology* 23, 1429-1440.

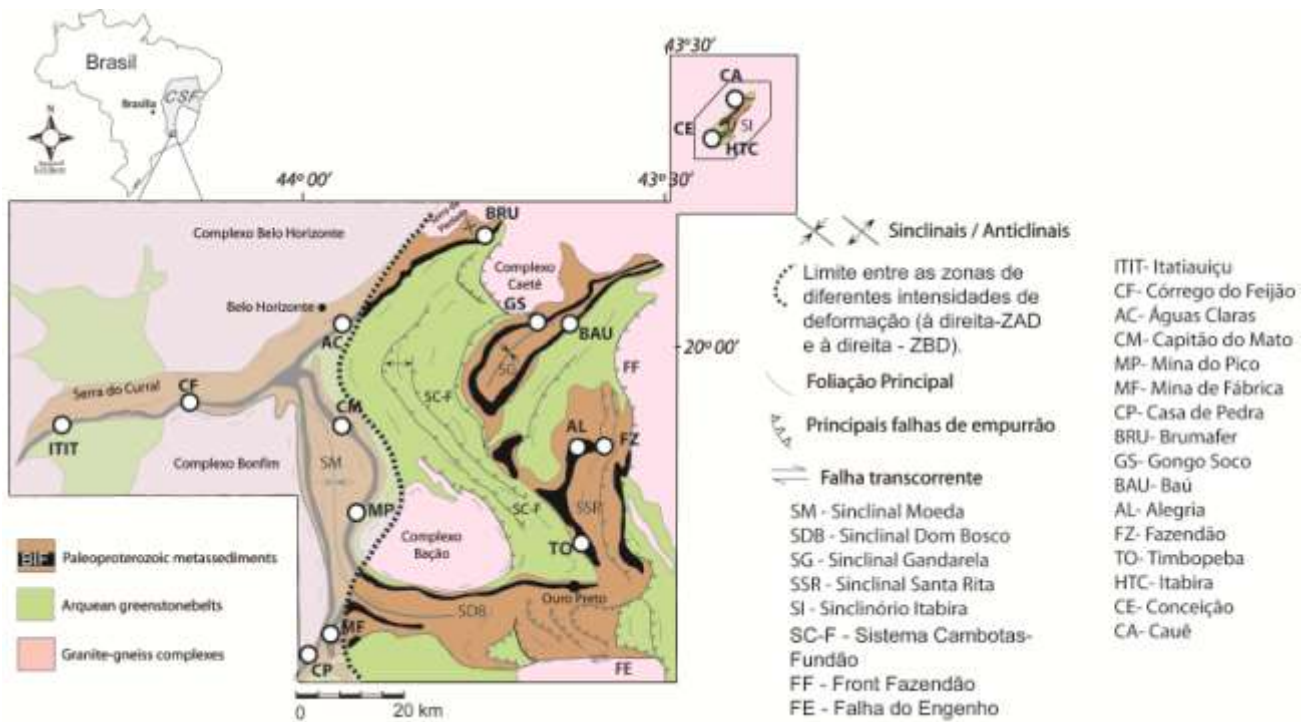
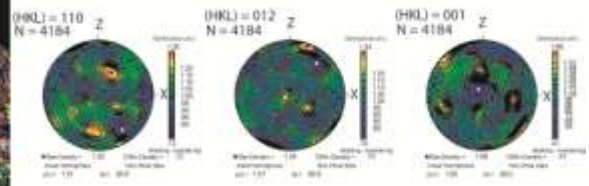
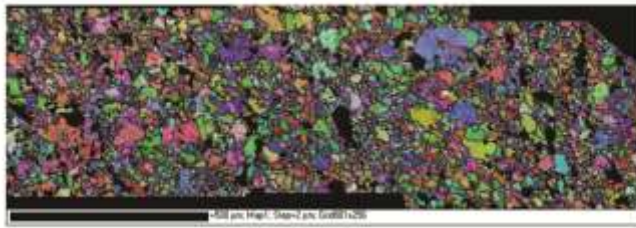
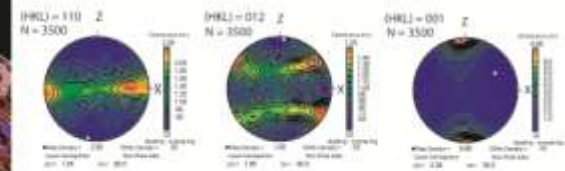
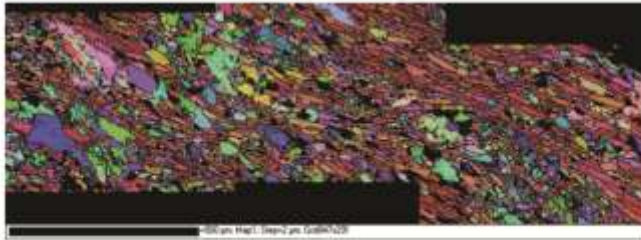


Figura 1. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (Dorr, 1969). O limite entre os domínios de diferentes intensidades deformacionais é definido de acordo com Rosière *et al.* (2001). Em destaque, as regiões e minas amostradas.

a) CÓRREGO DO FEIJÃO



b) MINA DO PICO



c) CONCEIÇÃO

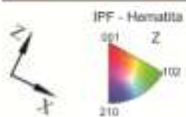
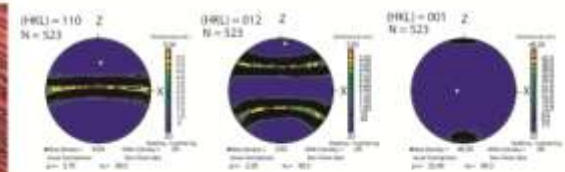
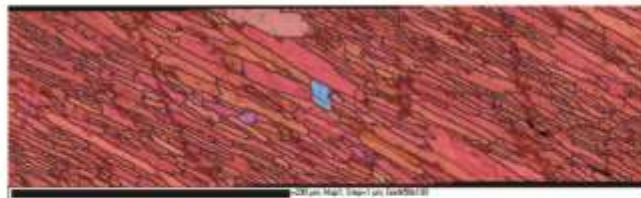


Figura 2. Mapas IPF e figuras de pólo para planos prismático, romboédrico e basal da hematita, respectivamente, obtidos através da técnica EBSD para os agregados analisados. a) Agregado proveniente do domínio de baixa intensidade de deformacional. b) Agregado proveniente do domínio de intensidade de deformação intermediária. c) Agregado proveniente do domínio de alta intensidade de deformacional.

ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMORFISMO ASSOCIADO À ZONA DE CISALHAMENTO DO CARMO NAS PROXIMIDADES DE SUCURU-PB, TERRENO ALTO MOXOTÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Lauro César M. de Lira Santos¹, Elton Luiz Dantas¹, Edilton José dos Santos²

¹Universidade de Brasília, ²Universidade Federal de Pernambuco, lmontefalco@unb.br

Introdução e Contexto Geológico

A Província Borborema, localiza-se no NE do Brasil e corresponde a uma faixa móvel formada durante o ciclo Brasileiro-Pan-Africano (Almeida et al. 1977, Brito Neves, 1983). Segundo Van schmus et al. (1995), a Província seria estruturada em três grandes domínios principais, denominados de Setentrional, Transversal e Meridional, separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco. O terreno Alto Moxotó (TAM) de idade paleoproterozóica (Santos 1996, Santos & Medeiros 1999), constitui uma das subdivisões do domínio Transversal (DT). O estudo detalhado deste subdomínio tem revelado uma grande complexidade litoestratigráfica e estrutural. Segundo Santos & Brito Neves (2001), o TAM constitui um bloco paleoproterozóico contendo raros klipfes de rochas supracrustais ediacaranas e restritas intrusões de granitos do tipo-A e seu contexto geológico é predominantemente constituído por ortognaisses e outras rochas metaplutônicas que foram retrabalhadas no Ediacarno.

Investigações recentes mostraram que na região de Sumé e Sucuru ocorrem dois importantes domínios: 1) um de caráter essencialmente metaplutônico formado pelo complexo Floresta (ortognaisses e migmatitos), o qual é penetrado por duas suites metaplutônicas: Olho D'água do Cunha (metassienitos e metapiroxenitos) e Malhada Vermelha (metagabros, metawebsteritos e serpentinitos) e 2) outro metassedimentar formada por uma sequência metassedimentar, referente ao Complexo Sertânia (xistos, e

paragnaisses com granada e sillimanita), o qual é cortado pela suite granítica Camalaú. Limitando estes dois domínios principais, ocorre uma importante zona de cisalhamento de caráter tangencial com transporte para NW, denominada de Zona de Cisalhamento do Carmo (ZCC) (Santos 2010). A evolução estrutural e a análise cinemática dessa ZC é o principal objetivo do trabalho, bem como algumas inferências do ponto de vista do metamorfismo associado.

Análise Cinemática da ZC do Carmo

A ZCC na área estudada possui uma extensão em torno de 11 km e uma direção geral NE-SW, acompanhando o *trend* estrutural do TAM. Corresponde a faixas de rochas miloníticas à ultramiloníticas, referentes principalmente à rochas metaplutônicas. Esta zona de cisalhamento aparentemente é responsável por uma foliação (S_1) de baixo ângulo (aproximadamente 10°), cujas principais estruturas observadas associadas a deformação D_1 , correspondem a superfícies S-C e S-C-C' (estes observados em parte dos afloramentos em cortes subparalelos ao plano XZ do elipsóide de deformação), sombras de pressão e porfiroclastos do tipo sigma, principalmente em cristais de feldspato. Algumas dessas estruturas foram também observadas em fotomicrografias, além de intensa extinção ondulante na maioria dos minerais das rochas associadas a este contexto. A foliação de baixo ângulo (S_1) possui um mergulho geral para SSE, indicando uma

tectônica tangencial (empurrão) com transporte *up-dip* geral para NNW. Esta primeira foliação tectônica, guarda resquícios de uma foliação S_0 , que corresponde a um bandamento composicional máfico-ultramáfico ou máfico-félsico que está presente em alguns afloramentos, principalmente do Complexo Malhada Vermelha, representando uma foliação de fluxo ou estruturas cumuláticas. A partir deste estágio, as estruturas magmáticas são totalmente transpostas para a foliação S_1 bandada, marcada pela alternâncias de milonitos anfibolíticos e plagioclásicos, sendo notável ainda a presença de dobras apertadas e isoclinais associados ao dobramento do bandamento S_0 provocado pela deformação D_1 . Em alguns afloramentos ocorrem foliações de alto ângulo nas proximidades da ZCC, principalmente na porção sul da área. Este comportamento vertical da foliação S_1 está, aparentemente, associado a uma tectônica posterior, de caráter transcorrente. A lineação de estiramento é preferencialmente de alto *rake* com inclinação sempre maior que 80° e mergulho para SSE embora esta apresente-se em raros afloramentos com caimentos suaves.

Metamorfismo Associado

Na região de Jurema, nas proximidades da porção oeste da ZCC, há resquícios de metagabros com granada, que aparentemente tratam-se de retroeclogitos, no interior de ortognaisses e metassienitos do Complexo Olho d'água do Cunha. Isto sugere que a foliação S_1 pode estar associada ao evento D_1 descrito por Medeiros & Torres (2000), que seria o evento tangencial com transporte para NW. Em seção delgada essas rochas, apresentam-se como grandes massas de clinopiroxênio e granada, com alguns poucos cristais de plagioclásio e eventuais anfibólios. Esta paragênese parece mineral indica que o metamorfismo M_1 associado a ZCC é de fácies eclogito, Isto é, um tipo bórico de alta pressão, que podem ser atribuídos a uma sutura paleoproterozóica, como defendida por Almeida et al. 1997; 2009). A presença de uralitização (transformação de piroxênio em anfibólio através de hidratação e a preservação das simplectitas de clinopiroxênio e

plagioclásio evidencia o metamorfismo retrógrado do fácies eclogito para provavelmente anfibolito, este estaria associado a uma fase deformacional posterior.

Conclusões

A análise preliminar da ZCC, com base em dados obtidos no campo, associados a seções delgadas, permitiram a obtenção dos seguintes resultados:

1) A ZCC corresponde a um importante limite entre duas importantes unidades do pré-cambriano da região de Sucuru, separando assim um bloco essencialmente metaplutônico, formado pelos Complexos Floresta, Malhada Vermelha e Olho d'água do Cunha de um bloco metassedimentar correspondente ao Complexo Sertânia;

2) A análise da foliação S_1 e da lineação de estiramento L_1 , com base em critérios cinemáticos observados em campo e em seções delgadas, indicam que a ZCC representa uma zona de cisalhamento tangencial de empurrão com mergulho geral para SSE e transporte tectônico para NNW;

3) O metamorfismo M_1 associado à tectônica compressional é predominantemente de fácies eclogito, ou com metamorfismo retrógrado para o fácies anfibolito, evidenciando que possivelmente a ZCC seja parte integrante da sutura colisional defendida por Almeida et al 1997; 2009.

Referências

- Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simp. Geol. NE, 8, *Atas*, p. 363-391.
- Almeida, C.N.; Beurlen, H.; Guimarães, I.P.; Fonseca, A.S.S. 1997. High Pressure Metamorphosed Fe-Ti Ore Hosting Island Arc Tholeiites At Itatuba (Paraíba) As An Indication Of a Proterozoic Suture In The Pajeú-Paraíba Fold Belt, Borborema Province, Northeastern

Brazil. *International Geology Review*, Columbia v. 39, n. 7, p. 589-608.

Almeida, C. N. ; Guimarães, I. P. ; Beurlen H. ; Topitsch, W., 2009 . Caracterização Geoquímica de Rochas Metamáficas e Metaultramáficas da Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema-NE do Brasil. Anuário do Instituto de Geociências (UFRJ. Impreso), v. 32, p. 46-61.

Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 171p.

Medeiros, V.C. & Torres, H.H.F. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1:100.000. Falcão Torres. – Brasília: CPRM.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39o, Salvador, *Anais*, 6:47-50.

Santos, E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:73-84.

Santos, E. J. ; Brito Neves, B.B. 2001. Deformação, trajetórias metamórficas e justaposição de terrenos na subprovíncia Transversal. *In*: XLI Simpósio de Geologia do Nordeste, 2001, Natal RN. Resumos Boletim No 17. Natal RN : SBG Núcleo Nordeste, v. 1. p. 300-301.

Santos, L.C.M.L. 2010. Mapeamento geológico e análise litoestratigráfica do precambriano da região de Sucuru (Paraíba), terreno Alto Moxotó, Província Borborema. UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Relatório de Graduação, 146p.

Van Schmus, W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288.

RESULTADOS PRELIMINARES DA ANÁLISE ESTRUTURAL EM MULTI ESCALA DA FAIXA ARAGUAIA NA REGIÃO GUARAI-TO

Renato Leandro^{1,2}; André Ramiro Hillani Pierin^{1,2}; Leonardo Fadel Cury^{1,2}; Fernando Mancini^{1,2}

¹Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, renatole@hotmail.com; ²Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica – LABAP

Resumo

O presente trabalho tem por objetivo a caracterização litoestrutural da Faixa Araguaia na região de Guaraí-TO, situada no contexto da borda oeste da Bacia do Parnaíba, onde afloram as unidades basais da bacia, em contato com rochas pré-cambrianas da Faixa Araguaia. Nesta pesquisa foram feitas análises de lineamentos, utilizando imagens GDEM-ASTER, com resolução espacial de 15 m, processadas com iluminação nas direções 0°, 45°, 90° e 315°, altitude de iluminação de 45° e traçado nas escala 1:100.000 e 1:300.00, em uma área de aproximadamente 29.500 Km², analisados com auxílio de diagramas de rosetas de frequência e comprimento. Os dados levantados em campo sugerem que o padrão estrutural observado nas imagens é produto dos processos tectônicos pré-cambrianos. As deformações mais recentes representam lineamentos secundários, provavelmente devido às características de penetrabilidade e espaçamento dessas estruturas.

Introdução

As imagens de sensores remotos são utilizadas com uma das ferramentas para entendimento e evolução do relevo e controle estrutural, pois a análise do traçados lineamentos ajuda na identificação de estruturas tanto em escalas regionais, quanto em escalas de detalhe. Neste trabalho foram feitas as análises dos lineamentos na região de Guaraí-TO, utilizando imagens GDEM-ASTER com resolução espacial de 15 m, processadas com iluminação nas direções 0°, 45°, 90° e 315°, altitude de iluminação de 45° e traçado na escala 1:100.000 e 1:3000.00, em uma área de aproximadamente 29.500 Km². A

área de estudo localiza-se no estado de Tocantins, na porção central (FIGURA 1). Esta inserida no contexto da borda oeste da Bacia do Parnaíba, onde afloram as unidades basais da bacia, em contato com rochas pré-cambrianas da Faixa Araguaia. As unidades pré-cambrianas com compartimentação rúptil, que apresentam falhas NS, NW-SE e NE-SE, provavelmente reativadas durante a sedimentação paleomesozóica da Bacia do Parnaíba.

O presente trabalho tem por objetivo a caracterização litoestrutural da Faixa Araguaia na região de Guaraí – TO, através da análise multiescala, com ênfase na caracterização das estruturas definidas pelo estudo do arcabouço morfotectônico em imagens orbitais e levantamento de campo.

Metodologia de Trabalho

Para iniciar essa pesquisa realizou-se uma pesquisa bibliográfica, foram adquiridas cartas geológicas, mapas rodoviários e imagens de sensores remotos. As imagens de sensores remotos foram obtidas nos sítios da NASA (*National Aeronautics and Space Administration* – www.wist.echo.nasa.gov), disponibilizadas gratuitamente. Posteriormente essas informações foram armazenadas em um banco de dados junto a um sistema de informações geográficas (SIG). Com auxílio do software ESRI® ArcMapTM, as cartas geológicas e topográficas foram georreferenciadas dentro do sistema de coordenadas geográficas SAD-69, e posteriormente digitalizadas e editadas. Dentro desta etapa, foram levantados os principais aspectos geológicos disponíveis em publicações e projetos de domínio público, e

incluídos no bando de dados deste trabalho. Posteriormente foi feita coleta de dados em campo, tratamento e análise dos dados obtidos.

Resultados e Discussão

Utilizando as imagens GDEM - ASTER, nas quatro iluminações foram traçados 26.949 lineamentos na escala 1:100.000. Foram observadas algumas sugestões de estruturas com padrão em feixe nas direções E-W, NE e NS, porém, freqüentemente interrompidas e mascaradas por lineamentos de outras direções. A transição entre as porções com diferentes densidades de lineamentos é progressiva, caracterizada por contatos indefinidos. Os diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos traçados em na área com 29.500 Km² mostram grande semelhança (FIGURA 2). Ambos revelam valores distribuídos em todos os quadrantes, com padrão caracterizado pela maior evidência das direções N0-10E, N80-90W e N40-60E.

Observa-se predominância de valores no quadrante NE, que abrange aproximadamente 60% dos lineamentos traçados. Porém, apresentam grande dispersão, com pétalas secundárias em praticamente todos os intervalos. Já as direções N-S e E-W são caracterizadas por tendências bem pronunciadas, em intervalos bem definidos (entre 10° e 20°). Notadamente, o quadrante NW é caracterizado pelo menor volume de valores (FIGURA2).

Na escala 1:300.000 foram traçados 2.243 lineamentos, com padrões predominantes nas direções NW e NE (Figura 3). É perceptível diferença dos lineamentos traçados na escala 1:300.000 com os da escala 1:100.000.

O levantamento de campo realizado estrutural realizado na Região de Guaraí foram obtidos dados de foliações, falhas e juntas distribuídos por toda extensão da área de estudo. Adquiridas 323 atitudes de foliações dúcteis e dúcteis - rúpteis (Sn, Sn+1 e Sn+2), desenvolvidas durante eventos metamórficos relacionados às diferentes fases de deformação da Faixa Araguaia, admitidas como do Neoproterozóico (FIGURA 4). Seus registros se concentram nos quadrantes NNE e NNW, preferencialmente. Foram adquiridas 601 atitudes de fraturas e falhas observadas tanto

nas rochas Pré-cambrianas da Faixa Araguaia, quanto nas rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba. Os registros da faixa apresentam duas direções mais proeminentes, N-S e E-W, com pétalas secundárias nos quadrantes NNW e ENE (FIGURA 5 A). Os registros da bacia apresentam maior dispersão, com direção principal N30-40W e pétalas secundárias nas direções N-S e ENE (FIGURA 5 B).

Conclusão

O resultado do traçado dos lineamentos obtido na escala fixa 1:100.000, comparando com os lineamentos traçados na escala 1:300.000 observa-se um padrão diferenciado, mostrando influência da escala na análise dos lineamentos. O padrão dos lineamentos analisados na região de Guaraí é caracterizado pelo predomínio das direções NE, porém, com grande dispersão em praticamente todo o quadrante. Os lineamentos de direções N-S e E-W representam tendências bem pronunciadas, em intervalos entre 10° e 20°. Relacionando as direções dos lineamentos com os dados de campo, são observadas correlações em alguns contextos. No âmbito da Faixa Araguaia, as direções N-S e NNW sugerem correlação com as foliações pré-cambrianas, desenvolvidas durante os eventos de deformação do Neoproterozóico (semelhante ao observado por Hasui e Costa, 1990; Hertz, 1989). As direções E-W podem estar correlacionadas a fraturas e falhas, que afetaram as rochas da faixa em um período relativamente mais recente. Porém, não foi observada correlação para os lineamentos com direção NE, tendência pouco observada em campo.

Agradecimentos

Os autores agradecem Petrobrás pelo apoio financeiro e UFPR pelo apoio institucional e a todos os colaboradores do Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica (LABAP).

Referências

Almeida, F.F. M de, Neves, B. B. B. de, 1976, The Upper Precambrian of South America.

Boleim IG. Instituto de Geociências, USP.
V7:45, 80.

Almeida, F.F. M. de, Hasuy, Y. et al. Província Tocantins; setor setentrional. In: O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Ed gard Blucher, 1984. p. 187- 203.

Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S.; Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts, In: Cordani U., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos Neto M. C., Eds./ Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro -RJ, 183-193p.

Cordani, U.G.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A.; Thomaz, A. & Cunha, F.M.B. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás, 70 pag. (Ciência-Técnica-Petróleo, 15).

Costa, J.B.S.; Borges, M.S.; Igreja, H.L.S.; Hasui, Y. 1991. Aspectos da evolução da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-Cambriano. Boletim. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro-SP. 96-98.

Hasui, Y. and Costa, J.B.S., 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, Natal, 6: 2535-2549.

Herz, N.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Matta, M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: a

reactivated Brasiliano-Pan-Africano Cycle (550 Ma) Geosuture. Precambrian Research, 42: 371-386.

Kegel, W. 1965. A estrutura Geológica do Nordeste do Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineração, DNPM. n.227. Rio de Janeiro-RJ. 43p.

Kotschoubey, Basile; Hieronymus, Bernard; Albuquerque, Carlos Alberto R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? Journal Of South American Earth Sciences, Ddd, p. 211-230.

Lillesand, T. M.; Kiefer, R. W. 1994. Remote sensing and image interpretation. 3. ed. New York: John Wiley & Sons. 750p.

Oliveira, D. C. de, Mohriak W. U., 2003, Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. Marine and Petroleum Geology, 20, 351–383

Santos, M.E.deC.M.; Carvalho, M.S.S.de. 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro-RJ. 211p.

Strieder, A.J. e Suita, M.T.d.F. 1999. Neoproterozoic geotectonic Evolution of Tocantins Structural province, Central Brazil. Geodynamics 28 (1999). P: 267-289.

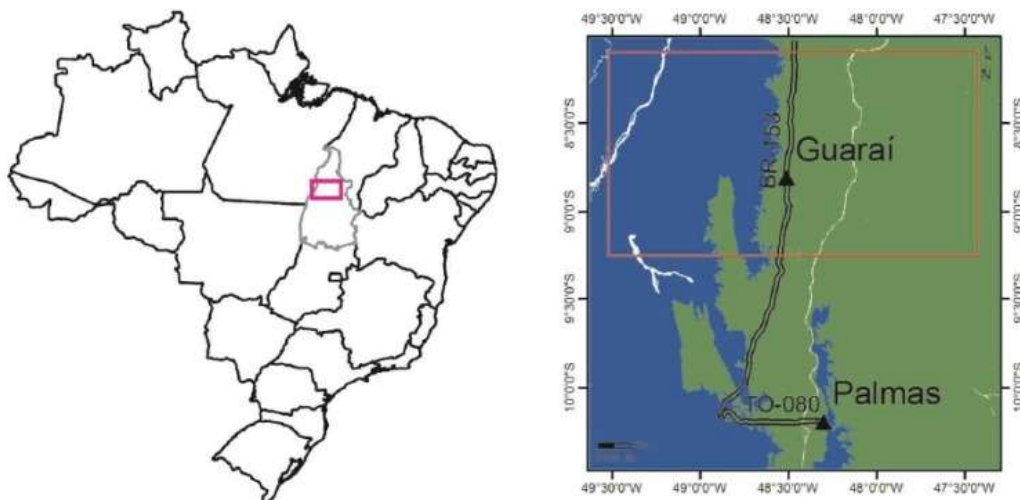


Figura 1. Localização da área de estudo (polígono vermelho) sobre mapa do Brasil e o mapa Geológico com a Faixa Araguaia em azul e a Bacia do Parnaíba em verde, com a principal via de acesso.

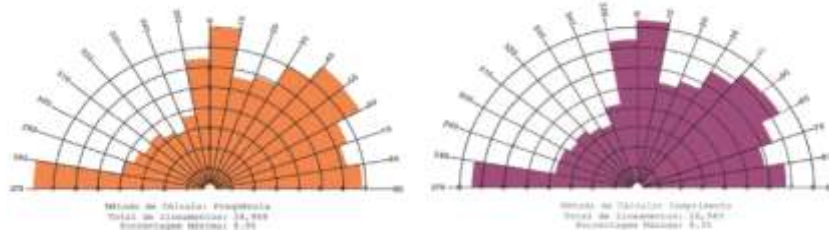


Figura 2. Diagramas de comprimento e frequência acumulados dos lineamentos traçados em escala 1:100.000.

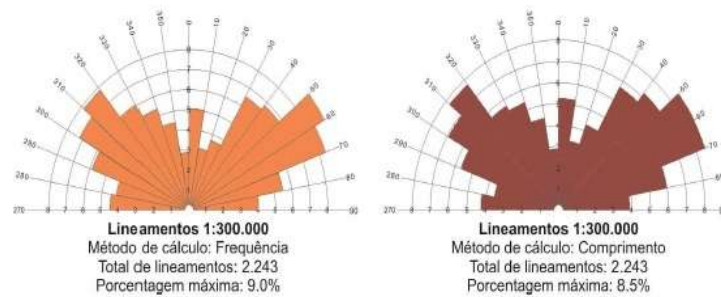


Figura 3. Diagramas de comprimento e frequência acumulados dos lineamentos traçados em escala 1:300.000.

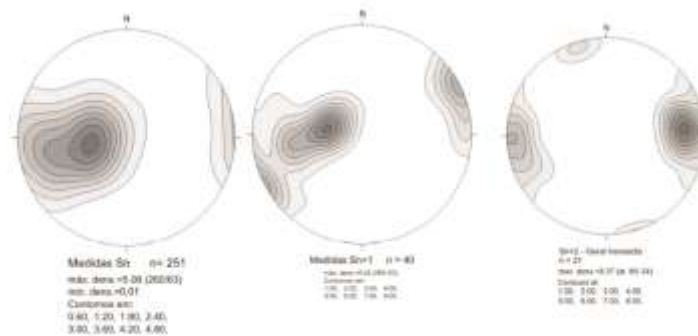


Figura 4. Esterogramas das foliações metamórficas S_n , S_{n+1} e S_{n+2} da Faixa Araguaia.

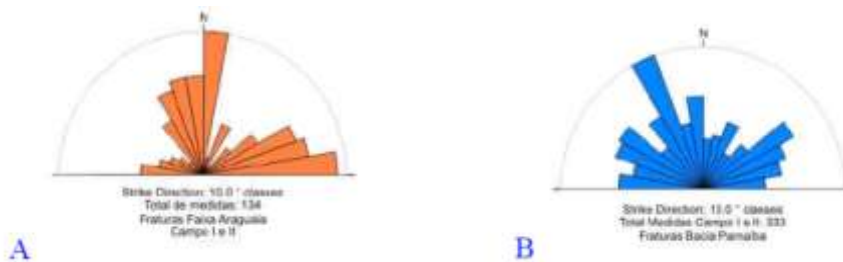


Figura 5. Diagrama de rosetas para fraturas observadas na Faixa Araguaia (A) e na Bacia do Parnaíba (B).

ROCHAS CATACLÁSTICAS DA ZONA DE CISALHAMENTO CAMBURU – SÃO SEBASTIÃO (SP)

Claudio Alejandro Salazar Mora¹, Ginaldo Ademar da Cruz Campanha¹, Frederico Meira Faleiros²

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), claudio.mora@usp.br; ²CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Níveis expostos de rochas cataclásticas *stricto sensu* são bastante raros na região sudeste do Brasil devido ao forte intemperismo. A falha do Camburu é um dos poucos locais nessa região onde esse tipo de material pode ser encontrado. Os processos ao nível microscópico associados à formação desses materiais também são pouco estudados. Através de petrografia, difração de raios-X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV), buscou-se entender os processos responsáveis pela coesão dessas rochas, focando, principalmente, em sua matriz de granulação muito fina.

A Zona de Cisalhamento Camburu (ZCC) está associada à evolução tardia da Faixa Ribeira e é reconhecida como uma falha transcorrente dextral com direção NE-SW. A estrutura inclui-se no embasamento cristalino da região de São Sebastião (Figura 1), litoral norte do Estado de São Paulo, e separa dois blocos distintos de rocha, o Granito Pico do Papagaio a norte, e o Augén Gnaisse Juqueí a sul, pertencente ao Complexo Costeiro (Campanha & Ens 1996; Mafra 2000; Dias Neto 2001). A ZCC é composta por uma faixa de dezenas a centenas de metros de espessura de rochas miloníticas predominantemente quartzo-feldspáticas. Campanha *et al.* (1994) sugerem que uma reativação, possivelmente terciária, da ZCC teria abatido o Planalto do Juqueriquerê em relação aos planaltos mais elevados a norte da falha, gerando rochas cataclásticas.

Amostras de cataclastos foram coletadas ao longo do rio Camburu, o qual se alinha à ZCC. A textura é tipicamente cataclástica, com grãos e/ou fragmentos angulosos a subarredondados dispostos de forma aleatória em uma matriz mais fina. A mistura de fragmentos de granulação muito heterogênea é muito evidente em todas as escalas, denotando o caráter fractal típico desse tipo de tectonito (Blenkinsop 2000). A amostra mais estudada apresentou três níveis cataclásticos distintos (Nc1, Nc2 e Nc3), ocorrendo em bandas paralelas à foliação milonítica local (Figura 2). O nível cataclástico (Nc1) tem espessura de cerca de 6 cm e apresenta cor cinza e rosada, sem qualquer foliação ou bandamento visíveis.

Trata-se de uma rocha matriz suportada com porfiroclastos rosados com terminações angulosas e dimensões que chegam a 1,2 cm. Esses porfiroclastos são quartzo-feldspáticos e apresentam textura interna granoblástica e granulação fina a média. Estão dispostos de forma aleatória em uma matriz muito fina, sem um encaixe evidente entre si. O Nc2 apresenta cor branca e aspecto porcelânico (com matriz isotrópica, Figura 2F), com espessura variando desde milimétrica até cerca de 1-2 cm. Por fim, o Nc3 tem cor castanha (provavelmente devido à oxidação) e espessuras com cerca de 4-5 cm. Diferentemente dos outros níveis cataclásticos, o Nc3 apresenta dominância de fragmentos policristalinos centimétricos que parecem apresentar certo encaixe entre si. Além disso,

apresenta fragmentos centimétricos e angulosos do Nc1, evidenciando sua geração como posterior.

O protólito (biotita gnaise) é empobrecido em quartzo e enriquecido em feldspato alcalino em relação aos cataclasitos. Muscovita e/ou fengita são ausentes. Além disso, é possível observar, em imagens de elétrons retroespalhados dos cataclasitos, cristais de feldspato manteados por micas, indicando sua formação a partir do feldspato.

É possível inferir que ocorreu o consumo de feldspato alcalino para a geração de sílica e minerais micáceos. Evans (1990) e Wibberley (1999) sugerem que reações de transformação de feldspatos para micas em cataclasitos ocorrem em presença de fluidos hidrotermais ricos em H⁺ e K⁺ em condições de temperatura entre 250°C e 400°C. É plausível inferir-se que a sílica em solução possa ter migrado localmente nos domínios mais dilatantes, gerando assim uma cimentação sintectônica e, conseqüentemente, um cataclasito bem cimentado, pouco poroso, e mais rico em sílica do que o protólito. A não observação de deformação intracristalina do quartzo neoformado e a fragmentação mecânica indicam que esses cataclasitos se formaram em condições de temperatura inferiores a 300°C. Por outro lado, a sericitização coloca um limite de temperatura mínima em cerca de 250°C, em condições do fácies sub-xisto verde. O mais provável, portanto, é que esses cataclasitos estejam associados a eventos tardi-brasilianos da ZCC, quando a falha ainda estava em condições dúcteis-rúpteis. Estas questões poderiam ser melhor esclarecidas através da datação das micas ultrafinas presentes na matriz desses cataclasitos, por métodos radiométricos tais como K/Ar ou Ar/Ar.

Agradecemos ao Projeto Falhas – Falhas, Campos de Esforços e Fluxo de Fluidos (financiado pela Petrobrás e coordenado pelo Prof. Dr. Alberto Pio Fiori da UFPR) pelo apoio financeiro.

Referências

- Blenkinsop T. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Klumwer Academic Publishers, United States of America, 150 pp.
- Campanha G.A.C., Ens H.H., Poçano W.L. 1994. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Rev. Geoc.*, **24**: 32-42.
- Campanha G.A.C., Ens H.H. 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. In: Série Científica, *Boletim IGC-USP*, **27**: 41-49.
- Dias Neto C. M. 2001. *Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 160 p.
- Evans J. P. 1990. Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks. In: R.J. KNIPE, E.H. RUTTER (eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society **54**: 29-39.
- Maffra C.Q.T. 2000. *Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 113 p.
- Morais S.M. 1999. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil: Integração Geológica da Folha Santos SF.23-Y-D. São Paulo, CPRM, escala 1:250.000.
- Wibberley C, 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening in fault zones? *Journal of structural Geology* **21**: 1219-1227.

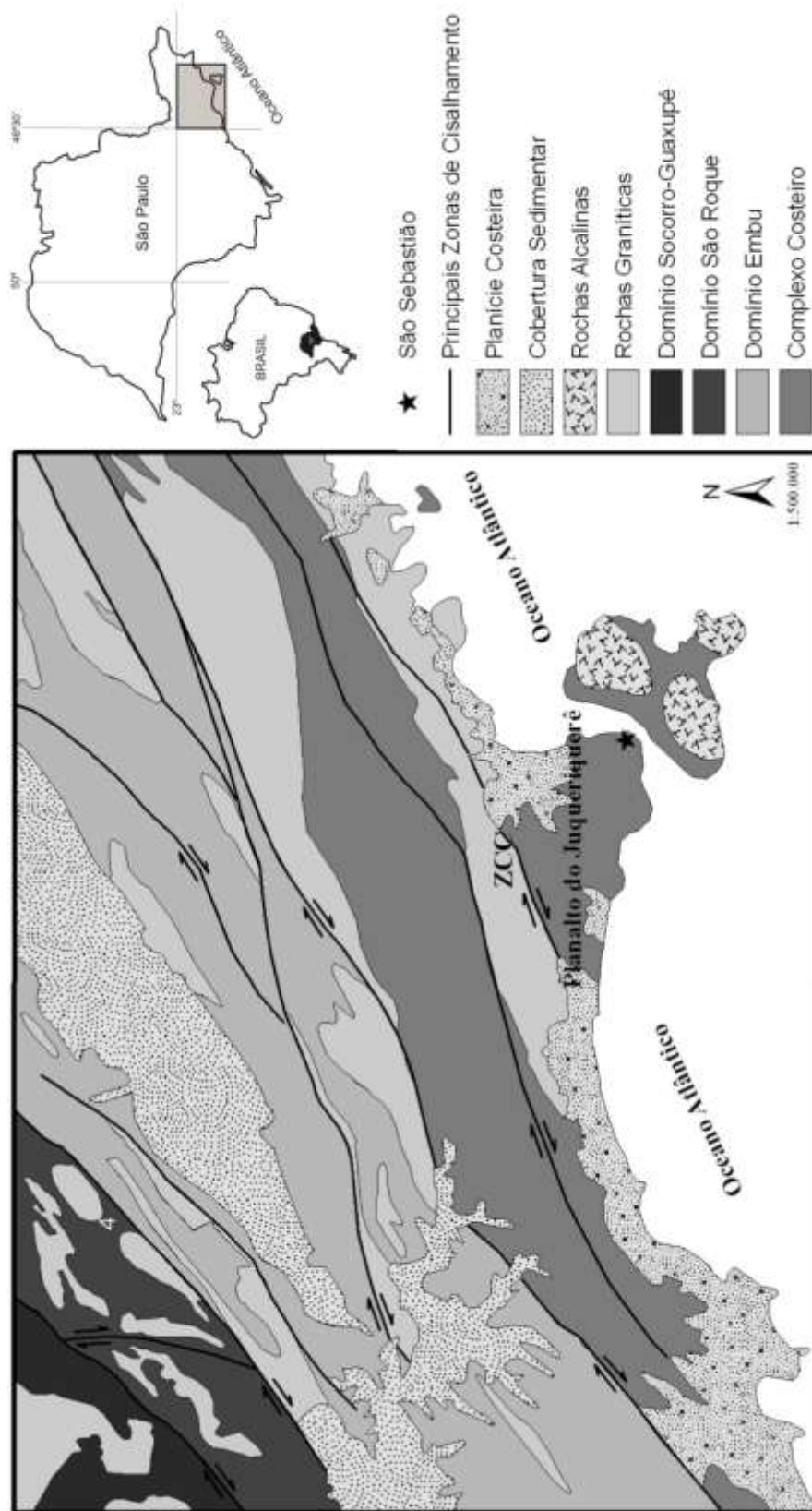


Figura 1. Mapa geológico do litoral norte do Estado de São Paulo, localizando a Zona de Cisalhamento Camburu (ZCC). Adaptado de Morais (1999).

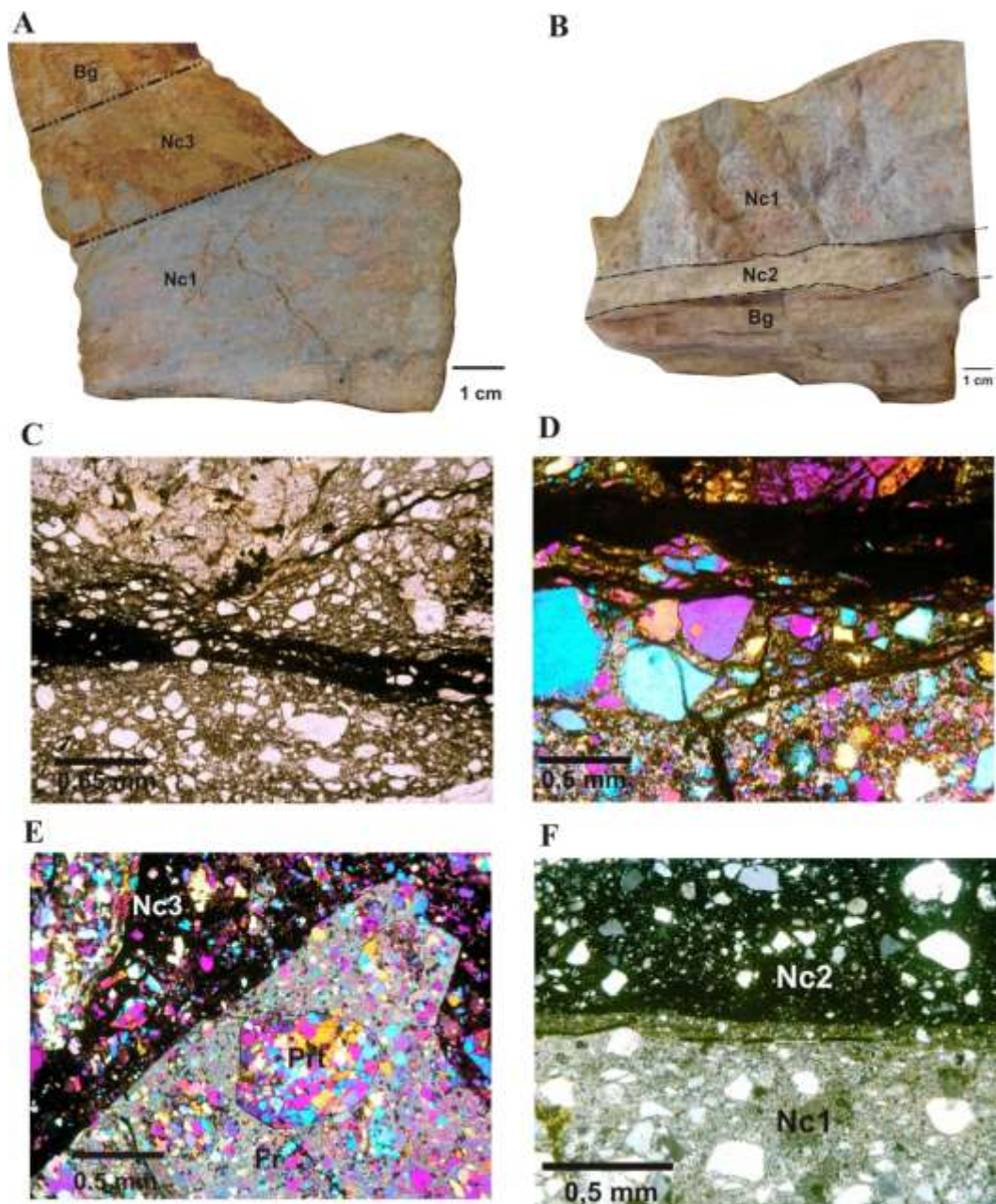


Figura 2. (A) Amostra CB-9A2 com o biotita gnaiss foliado no topo e os níveis cataclásticos 3 e 1. Observar a falta de foliação dos Nc1 e 3 e a presença de fragmentos angulosos cinza do Nc1 dentro do Nc3. Este apresenta matriz castanha e bem alterada, sendo mais friável do que as matrizes 1 e 2. (B) Biotita gnaiss (Bg) e os níveis cataclásticos 1 e 2. Observar a clara foliação – horizontal, na foto – do gnaiss e a ausência da mesma nos dois níveis superiores. O Nc2 tem cor branca e caráter porcelânico, enquanto que o Nc1 tem cor cinza e porfiroclastos angulosos rosados. (C) Camada escura no centro da foto é detalhe de microfalha. Observa-se foliação cataclástica formada ao redor de fragmento policristalino mais resistente. (D) Detalhe para microfratura transgranular crítica aproximadamente N-S que quebra grão de quartzo o qual mantém a sua continuidade óptica. (E) Detalhe de fragmentos policristalino (Fr) cinza (Nc1) grande e bem facetado envolto por material opaco do Nc3. Observar que dentro desse fragmentos, há um fragmentos subarredondado com cristais de quartzo e feldspato recristalizados e que pertencem ao protolito (Prt). (F) Contato abrupto entre o Nc2 e o Nc1. Observa-se que os grãos do Nc2 são menores perto do contato com o Nc1. (C) Composição de microfotografias mostrando as terminações em ramos triangulares do Nc2 indicado com linhas verdes. Observa-se também a variação lateral entre o Nc1 e o Nc2.

MICROESTRUTURAS E TRAMAS DE EIXO-C DE QUARTZO DE TECTONITOS DO COMPLEXO SERRA NEGRA (CRATON LUÍS ALVES), SP

Frederico Meira Faleiros¹, Ginaldo Ademar da Cruz Campanha²

¹CPRM-Serviço Geológico do Brasil, frederico.faleiros@cprm.gov.br; ²Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

O Complexo Serra Negra (Craton Luís Alves) no sul do estado de São Paulo (Fig. 1) consiste de uma associação gabro-granodiorítica de idade arqueana a paleoproterozóica, metamorfozada em condições variando de fácies granulito a xisto verde. Ocorre uma variação espacial sistemática entre as rochas de diferentes graus metamórficos: (1) gnaisses granulíticos afloram nos núcleos da unidade, (2) rochas de fácies anfíbolito a xisto verde superior ocorrem em porções marginais, e (3) rochas de fácies xisto verde inferior ocorrem nas zonas de contato com o Terreno Curitiba e ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção ENE.

Os gnaisses granulíticos são compostos por Pl + Cpx + Opx + Hbl + Mag ± Qtz ± Kfs ± Ttn ± Ap ± Zrn e exibem textura poligonal seriada, refletindo alto equilíbrio metamórfico. Apresentam evidências macro e microscópicas de migmatização. Feições de campo incluem bandas irregulares e bolsões leucossomáticos de composição tonalítica a granítica, com geometria paralela ou discordante do bandamento (Fig. 2a). Feições microscópicas compreendem monocristais de Kfs ou Qtz com baixos ângulos diedrais preenchendo interstícios (mimetizando líquido magmático) entre grãos parcialmente corroídos de Pl, Cpx e Opx (Fig. 2b).

As rochas de fácies anfíbolito a xisto verde superior são macroscopicamente semelhantes aos gnaisses granulíticos. Entretanto, os minerais máficos da fase granulítica foram substituídos por Hbl + Act ±

Chl. Agregados de Pl muitas vezes ainda preservam a textura poligonal da fase granulítica, embora tenha ocorrido uma transformação parcial (moderada a forte), principalmente nos contatos entre grãos e microfaturas, em agregados de Ep + Se + Bt ± Chl.

As rochas de fácies xisto verde inferior incluem essencialmente milonitos de baixa temperatura, como clorita xisto milonítico e milonitos derivados de granitóide.

Ocorrem microestruturas e tramas de eixos-c de quartzo características associadas aos tectonitos de diferentes graus metamórficos. Nos gnaisses granulíticos o quartzo é grosso, intersticial e livre de deformação intracristalina e evidências de recristalização dinâmica. Essas rochas apresentam tramas de eixos-c aleatórias (Fig. 3a), o que, associado aos padrões microestruturais, sugere que a deformação do quartzo foi acomodada por *diffusion creep*. O quartzo presente nos gnaisses de fácies anfíbolito a xisto verde superior apresenta feições microestruturais semelhantes àquelas encontradas nos gnaisses granulíticos, com exceção da presença de extinção ondulante. Os agregados de quartzo dessas rochas apresentam orientação cristalográfica fraca a moderada, com tendências de distribuições pontuais (1) em torno do eixo Z do elipsóide de deformação, (2) ao redor do eixo Y ou (3) intermediárias entre os eixos X e Z e ao redor do eixo Y do elipsóide de deformação (Fig. 3b-h). Os agregados de quartzo dos milonitos de

baixo grau apresentam domínios formados por grãos de granulação média a grossa com contatos interlobados, indicativos de recristalização por migração de bordas de grãos; e domínios com grãos de poucos micrômetros de diâmetro isolados ou formando pequenos agregados desenvolvidos ao longo de bordas de grãos maiores, indicando sobreposição de *bulging recrystallization*. Os agregados de quartzo dos milonitos de baixo grau apresentam vários tipos de tramas de eixos-c: (1) guirlandas simples assimétricas (Fig. 3i, m), (2) guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas (Fig. 3k, n), (3) padrões transicionais entre guirlandas simples e cruzadas do tipo I (Fig. 3j), (4) guirlandas cruzadas do tipo II incompletas (Fig. 3l), (5) concentrações pontuais máximas ao redor do eixo Z do elipsóide de deformação, com forte assimetria, com concentração subsidiária em torno do eixo Y (Fig. 3o). As tramas em guirlandas indicam ativações combinadas dos sistemas de deslizamento basal, romboédrico e prismático do quartzo, sugerindo temperatura média de deformação (ca. 400-450°C), enquanto as tramas com concentrações ao redor de Z sugerem ativação principal do sistema basal, geralmente associada a temperaturas inferiores a 400°C.

Os padrões metamórficos e microestruturais dos tectonitos do Complexo Serra Negra apontam para três “fases” correspondentes a ao menos dois “ciclos” metamórficos distintos. O evento mais antigo, em condições de fácies granulito, foi datado em 2198 ± 14 Ma (U-Pb *SHRIMP* em zircão;

Campanha et al., 2009). O evento de fácies xisto verde inferior está relacionado às zonas de cisalhamento brasileiras associadas aos últimos estágios de evolução do Cinturão Ribeira Meridional. O metamorfismo de fácies anfíbolito a xisto verde superior ainda não foi datado. Entretanto, considerando a evolução das tramas cristalográficas, com transições contínuas de rochas com orientação cristalográfica aleatória no núcleo da unidade para orientações muito fortes nas bordas, é possível especular que este metamorfismo esteja associado à superposição da deformação brasileira. As tramas de eixos-c de agregados de quartzo e microestruturas associadas mostraram-se muito eficientes na identificação e separação das três fases metamórficas.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela FAPESP (processos 02/13654-4 e 06/01327-0) e pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Projeto Alto Ribeira).

Referências

Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Faleiros, F.M., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Vasconcelos, P.M., Dantas, E.L., 2009. Geocronologia do Terreno Apiaí no Sul do Estado de São Paulo. *In*: 45 Anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: IGc-USP, p. 220-221.

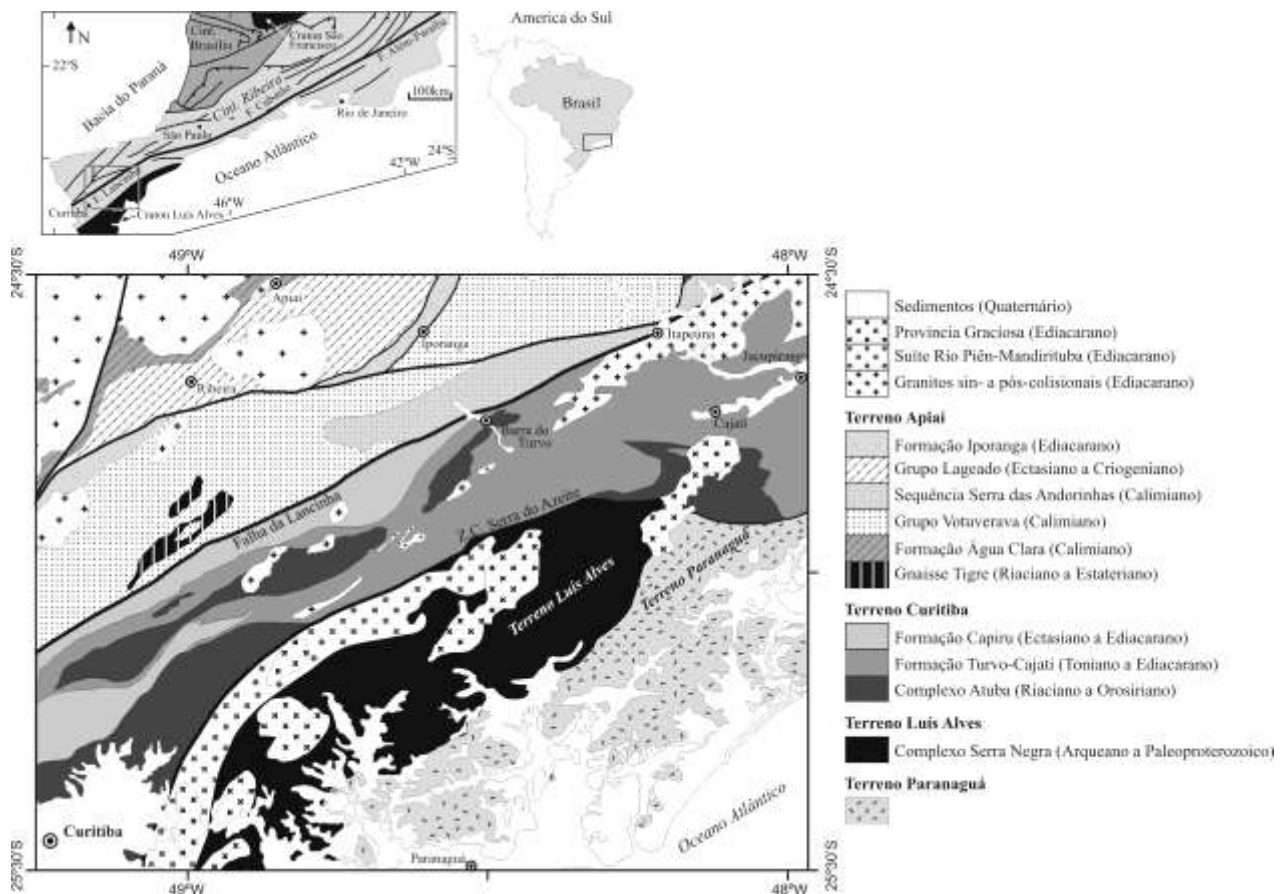


Figura 1. Mapa geológico regional simplificado mostrando os terrenos Luís Alves, Curitiba e Apiaí.

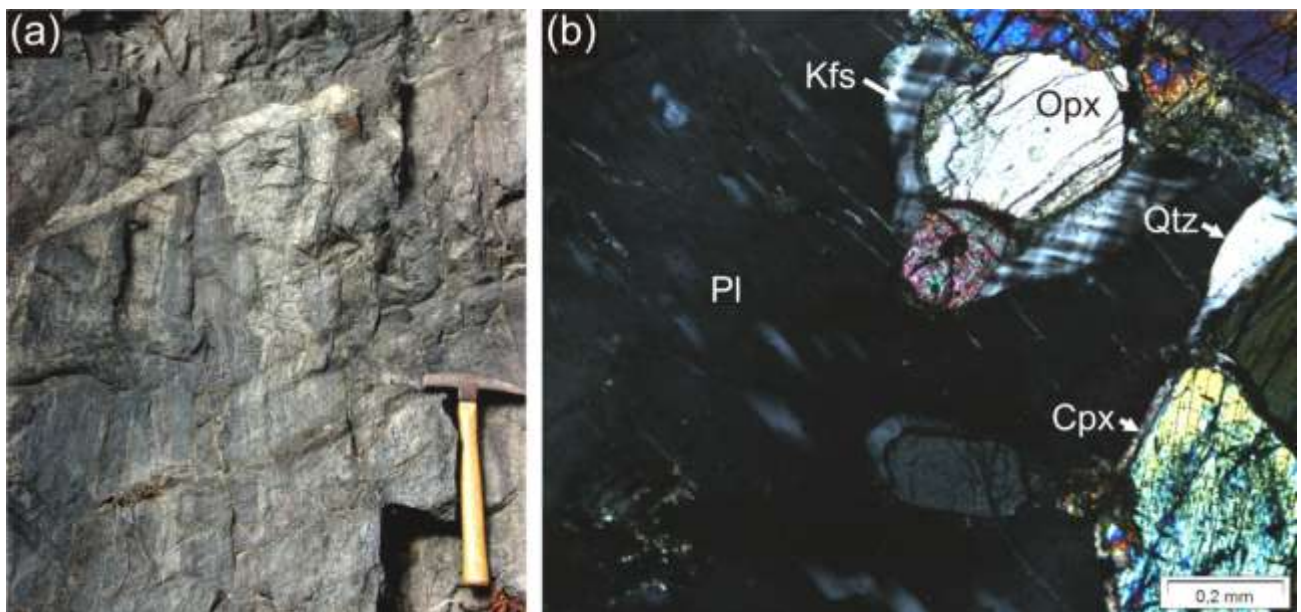


Figura 2. (a) Gnaiss gábrico com leucossomas paralelos e truncando a foliação gnáissica. (b) Kfs e Qtz intersticiais (mimetizando líquido magmático) em bordas corroídas de Pl, Opx e Cpx.

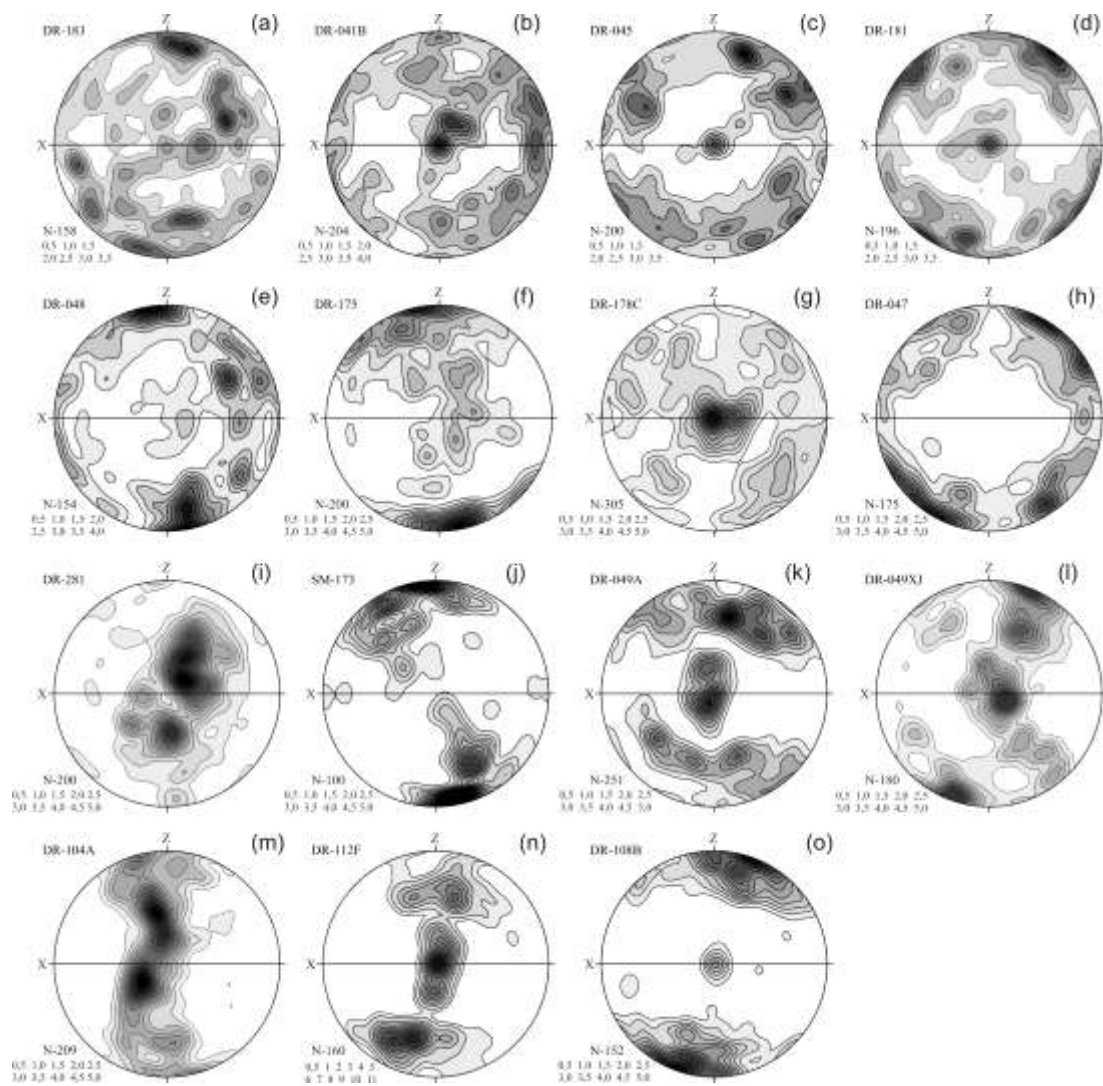


Figura 3. Tramas de eixos-c de quartzo: (a) gnaiss granulítico, (b)-(h) rochas de fácies anfibolito a xisto verde superior, (i)-(o) milonitos de fácies xisto verde inferior.

REGISTRO DE TECTÔNICA TANGENCIAL E TRANSCORRENTE NA PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL.

Iramaia Furtado Braga, Felipe Grandjean da Costa, Maria Dulcinéa M. Rolim Bessa, Antônio Maurílio Vasconcelos

CPRM–Serviço Geológico do Brasil, REFO-CE, iramaia.braga@cprm.gov.br

Introdução

O Mapeamento da Folha Ipueiras-Ceará (SB.24-V-A-VI) faz parte do Programa de Levantamento Geológico Básico - CPRM, financiado pelo Programa de Aceleração de Crescimento do Governo Federal (PAC).

A área mapeada está incluída na porção setentrional da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), no Domínio Ceará Central. Em termos de unidades litológicas abrange rochas dos complexos Canindé do Ceará, Tamboril-St. Quitéria e do Grupo Serra Grande. A estruturação da área é assinalada por dois *trends* principais: um alinhamento retilinizado, com orientação geral NNW-SSE, reconhecido como Zona de Cisalhamento Transcorrente de Tauá (ZCT), de movimentação sinistral, já detalhada entre outros por Arthaud (1986) e Neves (1989; 1991). Esta estrutura marca com nitidez o limite tectônico entre o Granitóide Nova Russas e as rochas do Comp. Canindé do Ceará, afeta, ainda, com menos intensidade, as rochas do Comp. Tamboril-Santa Quitéria. A segunda direção é mais sutil e equivale a uma foliação de baixo mergulho, de direção WSW-ENE, identificada principalmente nas rochas do Comp. Tamboril-Sta. Quitéria.

Aspectos Geométricos e Cinemáticos das Estruturas Dúcteis

Em diagrama, a análise dos dados evidencia o predomínio de foliação com direção E-W, com mergulho sub-horizontal para N. O espalhamento das isolinhas para as bordas indica, secundariamente, a presença de

foliação de médio a alto ângulo de mergulho, com orientação em torno de NNE-SSW. A lineação apresenta caimento suave ($<10^\circ$), com variação em torno da direção N-S.

A análise dos dados por grandes unidades aflorantes na área objetivou identificar domínios com padrões estruturais homogêneos. Desta forma, reconhece-se que:

O Comp. Canindé do Ceará, paleoproterozóico, constituído por bt gnaisses migmatizados (metatexitos estromáticos), geralmente paraderivados, aflora em duas porções com comportamentos distintos. A oeste da ZCT forma um corredor afunilado para norte, no qual destacam-se cristas alongadas de quartzitos, estruturadas segundo *trend* predominante. A foliação milonitizada indicada pela deformação de quartzo e de feldspatos, com direção NE-SW com mergulhos médios entre ($60-80^\circ$), preferencialmente para NW. A lineação de estiramento (Lx) é marcada pela deformação do quartzo, e usualmente exhibe paralelismo com a lineação mineral (Lm), frequentemente biotita. A lineação (Lx/Lm) apresenta caráter direcional, com caimento de 5° para 21Az. Na porção centro sul, as rochas do Comp. Canindé do Ceará exibem foliação gnáissica com mergulhos médios de 31° para N. A lineação, indicada pelo alinhamento de biotita e de sillimanita, é oblíqua, com caimento baixo para NW.

As rochas neoproterozóicas do Comp. Tamboril-Sta. Quitéria, foram individualizadas em dois fácies, um com predomínio de ortognaisses porfíricos (Granitóides Sta.

Quitéria) e um domínio granítico-migmatítico (Diatexitos). Em ambos a foliação pode ser ou não milonítica, é sub-horizontal ($< 10^\circ$), com mergulho para NNW. Nos ortognaisses a lineação é marcada pela forte deformação do quartzo, por pórfiros de feldspato deformados e ainda pelo alinhamento de biotitas.

Com base nesta análise é proposta para a área a divisão em domínios (Fig. 1):

Domínio I – engloba as rochas do Comp. Tamboril-St. Quitéria, incluindo os metadioritos da Unidade Xavier, e a porção centro-sul do Comp. Canindé do Ceará, no geral, metamorfizadas em fácies anfíbolito. Representa o evento deformacional Dn, caracterizado por foliação (Sn) de baixo ângulo com mergulho para N (Fig. 1a). A lineação é frontal a levemente oblíqua, sub-horizontal (8°), com caimento para NNW (Fig. 1b). No fácies Santa Quitéria, porfiroclastos sigmoidais indicam movimentação de topo para SSW a SSE.

Domínio II – constituído por unidades afetadas pela ZC de Tauá. Inclui os metexitos do Comp. Canindé do Ceará, metamorfizados em fácies anfíbolito alto, e do granitóide Nova Russas. Em grande escala, o granito Nova Russas, delimita um corpo com eixo maior N-S em forma de gota invertida, que aflora na porção leste da Folha Ipueiras. Regionalmente, são reconhecidos outros corpos sin-tectônicos associados a ZC de Tauá (p.ex. Pedra Lisa, na Região de Independência). Em Ipueiras o granitóide Nova Russas, predominantemente exibe textura isotrópica, entretanto nas bordas do corpo são descritas rochas proto a milonitizadas. Esta heterogeneidade da deformação se reflete também nos enclaves magmáticos, com formas arredondadas a alongadas. A estruturação do Domínio II é atribuída ao evento Dn+1, caracterizado pela foliação sub-verticalizada (Sn+1), de direção NE-SW (Fig. 1c), que afetou as estruturas Sn, de baixo ângulo. A Lineação é direcional de baixo ângulo preferencialmente para NE (Fig. 1d). Como critérios rotacionais ao longo da

Zona de Tauá foram utilizados pórfiros rotacionados e foliações S/C, indicativos de movimentação sinistral. Para a ZC de Segredo, as feições indicativas de movimentação, são menos elucidativas, entretanto, assimetrias em *boundins* e agregados qz-feldspáticos apontam para uma movimentação também sinistral.

Conclusões

O arranjo estrutural da área é atribuído a dois eventos deformacionais. O Domínio I preservou registro da fase tangencial (Dn), nas rochas do Comp. Tamboril-St. Quitéria, materializado como foliação sub horizontal com mergulho para N, associado a lineação frontal, e com sentido de movimentação de massa em torno de SSE a SSW. Em contraste, ocorre domínio caracterizado por foliação sub a verticalizada com lineação direcional, de baixo caimento para NE (Domínio II). Associado a alto ângulo, a de Tauá principalmente, sendo sua estruturação produto de Dn+1.

Referências

- Almeida, F.F., Hasui Y., Brito Neves, B.B. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande, *Atas*, 363-391.
- Arthaud, M.H. 1986. A Falha de Tauá (CE): zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo de rejeito múltiplo. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986, *Anais...Goiânia*, SBG. V.2, p. 766-792.
- Neves, S.P. 1989. Diferenciação de magmas graníticos em zonas de cisalhamento: caso de Tauá, Ceará. *Revista Brasileira de Geociências* 19, 303-309.
- Neves, S.P. 1991. A Zona de Cisalhamento de Tauá, Ceará: sentido e estimativa do deslocamento, evolução estrutural e granitogênese associada. *Revista Brasileira de Geociências*, 21, 161-173.

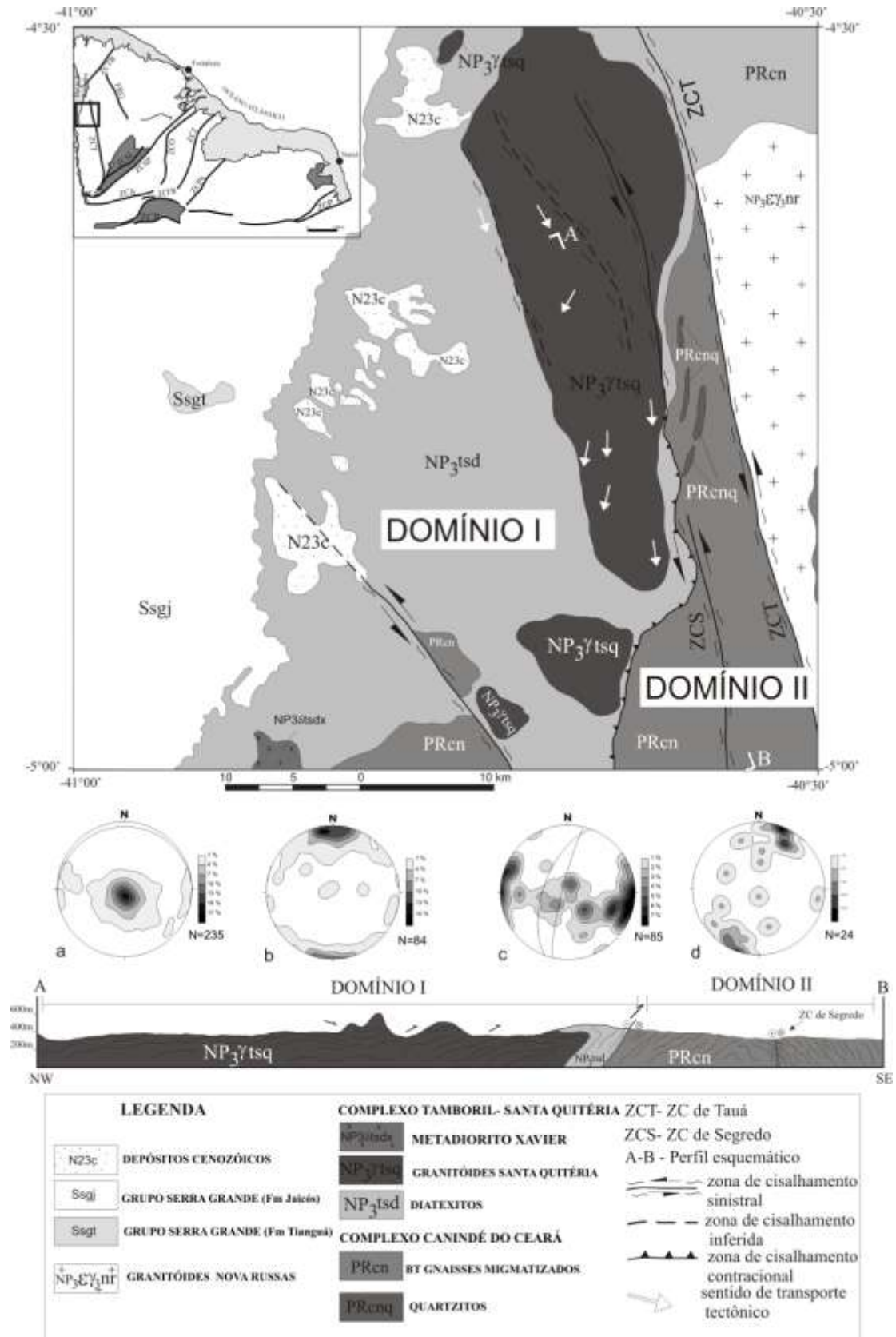


Figura 1. Mapa geológico simplificado e domínios estruturais na área da Folha Ipueiras-CE. No detalhe posição da área em relação a porção setentrional da Província Borborema.

USING AMS COMBINED WITH MINERAL SHAPE PREFERRED ORIENTATION ANALYSIS TO UNDERSTAND THE EMPLACEMENT FABRICS OF THE APIAÍ GABBRO-NORITE (RIBEIRA BELT, SE BRAZIL)

Carlos J. Archanjo¹, Ginaldo A. da C. Campanha¹, Carlos A. Salazar¹, Patrick Launeau²

¹Instituto de Geociências, USP, archan@usp.br; ²Université de Nantes, Faculté des Sciences, Nantes, France

The Apiaí gabbro-norite is a massive fine-grained Neoproterozoic intrusion emplaced in a core of synformal structure (Figures 1 and 2) that deforms low-grade marine metasedimentary rocks of the Ribeira Belt of southeastern Brazil (Campanha and Sadowski, 1999). The lack of visible magmatic layering or any internal fabric has been a major limitation in deciding whether the emplacement occurred before or after the regional folding. To assist in the tectonic interpretations, we combine low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and silicate shape preferred orientation (SPO) to reveal the internal structure of the mafic intrusion. Magnetic data indicates a mean susceptibility of about 10^{-2} SI and a mean anisotropy degree (P) of about 1.08 (Figura 3), essentially yielded by titanomagnetite. The magnetic and silicate foliations for $P \geq 1.10$ are parallel to each other, while the lineations tend to scatter on the foliation plane, in agreement with the dominant oblate symmetry of the AMS and SPO ellipsoids. For lower P values, the magnetic and silicate fabrics vary from coaxial to oblique, and for $P \leq 1.05$, their shapes and orientations can be quite distinct (Figure 4). The crystal size distribution (CSD) of plagioclase for $P > 1.05$ is log-linear, in

agreement with a bulk simple crystallization history. These results combined show that for a strong SPO, corresponding to a magnetic anisotropy above 1.10, AMS is a reliable indicator of the magmatic fabric. They indicate that the Apiaí gabbro-norite consists of sill-like body that was inclined gently to the north by the regional folding.

Acknowledgements

This study was supported by FAPESP (grant 01/10626-7). Carlos Archanjo thanks CNPq (303369/2008-6) and Faculté des Sciences et des Techniques for his invitations as a professor at the University of Nantes in 2001 and 2005, and Jacques Girardeau for making his research in Nantes possible.

References

Campanha, G.A.C., Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98, 31-51.

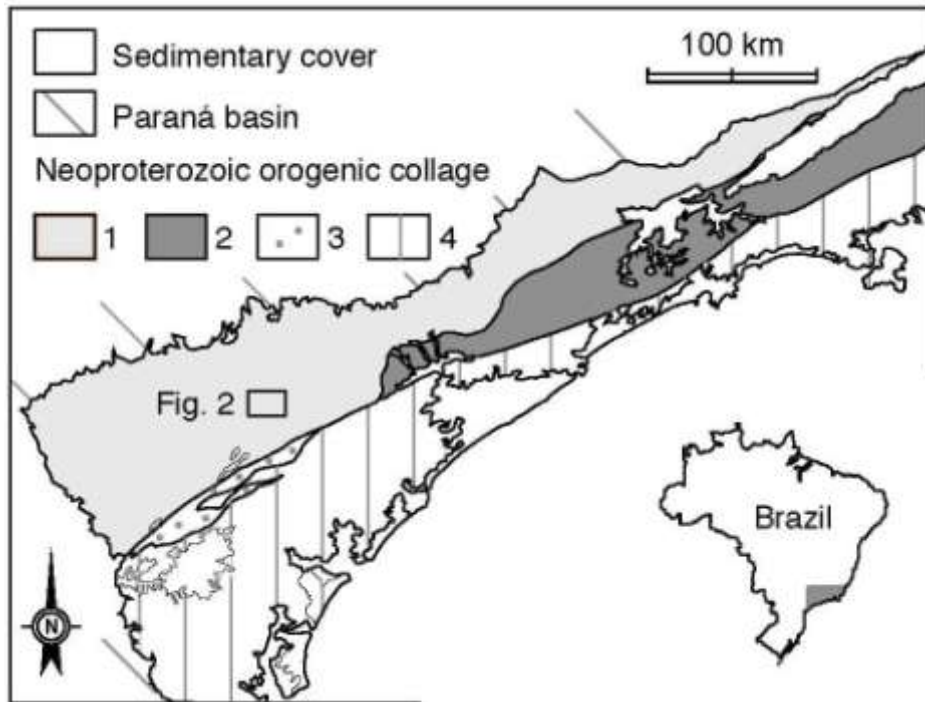


Figure 1. Geological units of the Neoproterozoic Ribeira belt, southeastern Brazil. 1, Metasedimentary and metavolcanic rocks of the Apiaí Domain; 2, High grade gneiss and migmatite of the Embu Domain; 3, Medium- to low-grade metamorphics of the Capiru sequence; 4, Undivided Pre-Brasiliano Atuba Complex, including Neoproterozoic arc sequences to the northeast (modified from Basei et al. 2008).

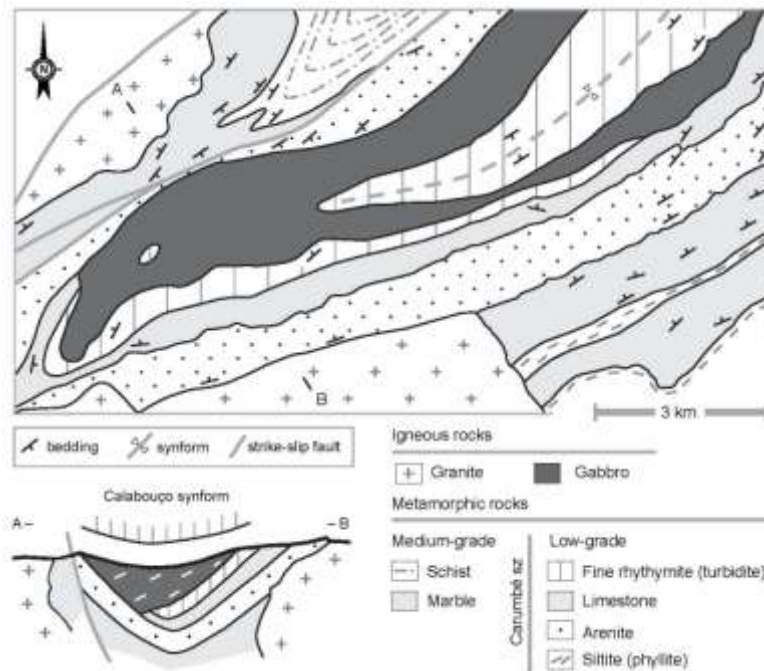


Figure 2. Geological map of the Apiaí gabbro-norite and its regional host rocks. The magmatic foliation determined by image analysis of a cross-section (AB) of the gabbro-norite is sketched by dashed lines.

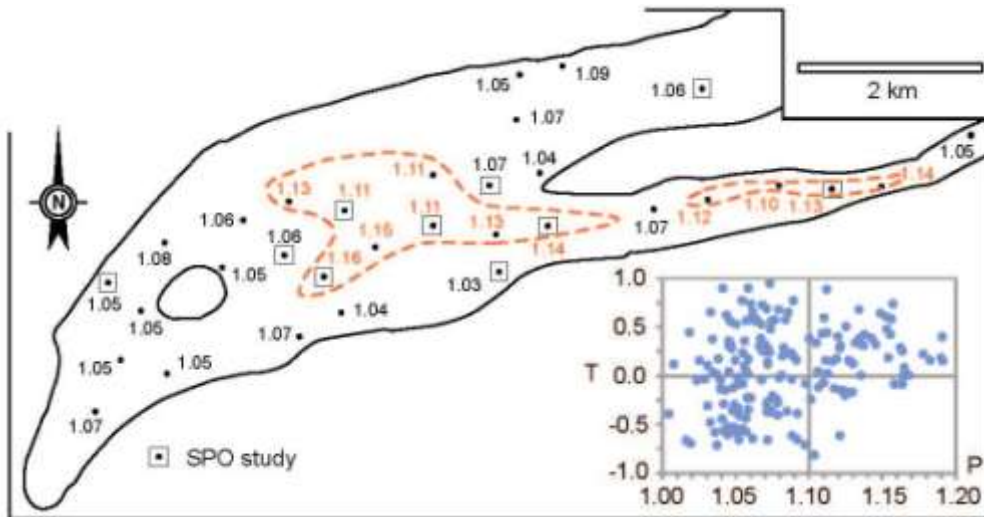


Figure 3. Distribution of the magnetic anisotropy (P). The dashed line includes the domain of highest anisotropy ($P \geq 1.10$), in which the AMS ellipsoids are dominantly oblate ($T > 0$, inset).

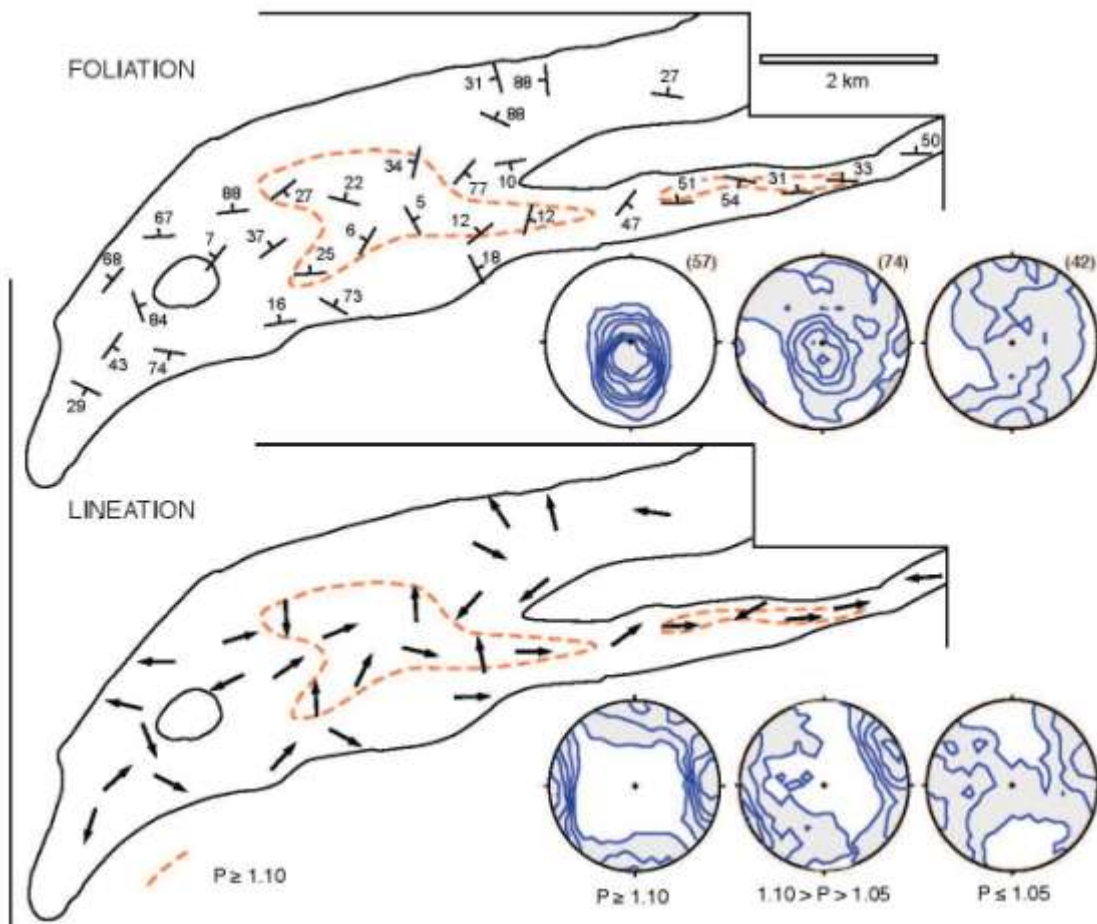


Figure 4. Magnetic fabric and orientations of the domains with high (dashed line), moderate and low anisotropy. Kamb density contours, lower hemisphere. n, number of specimens.

MICROESTRUTURAS E INCLUSÕES FLUIDAS EM VEIOS DE QUARTZO AURÍFEROS DA MINA MORRO DO OURO (APIAÍ, SP).

Angela Meira Faleiros¹, Ginaldo Ademar da Cruz Campanha², Rosa Maria da Silveira Bello², Frederico Meira Faleiros³

¹Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, amfaleiros@usp.br; ²Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica; ³CPRM Serviço Geológico do Brasil

A jazida Morro do Ouro posiciona-se regionalmente no Terreno Apiaí (*Fig. 1*), porção meridional do Cinturão Ribeira, que compreende sequências de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico com orientação geral NE. A mineralização da mina Morro do Ouro ocorre principalmente em veios de quartzo hospedados em rochas metassedimentares de baixo grau da Sequência Morro do Ouro, atualmente considerada como integrante da Formação Água Clara de idade calimiana (ca. 1450-1500 Ma).

O atual estágio de conhecimento acerca dos diversos aspectos metalogenéticos relacionados à jazida do Morro do Ouro ainda é insuficiente para caracterizar os processos geológicos responsáveis pela formação de seus corpos de minério. Desta forma, a caracterização estrutural dos veios auríferos juntamente com a caracterização da natureza dos fluidos por meio do estudo de inclusões fluidas proporciona uma oportunidade de avaliação sobre a formação destes veios e a gênese da mineralização aurífera.

Ocorrem duas famílias de veios mineralizados em ouro: (i) veios extensionais com atitude média de N40W/75NE e (ii) veios paralelos à xistosidade principal (S_1) com atitude média de N30E/75NW. Macroscopicamente os veios apresentam-se indeformados ou localmente com feições de boudinagem. Microscopicamente os veios são pouco deformados, apresentando extinção ondulante e recristalização dinâmica incipiente

pelo processo de *bulging recrystallization*. Este processo é evidenciado pela formação de grãos neocristalizados muito finos preferencialmente ao longo dos contatos ou junções triplíceis entre grãos maiores ou ao longo de microfraturas ou bandas de cisalhamento. Além de quartzo, que representa aproximadamente 99% em volume dos veios, ocorrem pequenos conteúdos de sulfetos como pirita, calcopirita e pirrotita, e também ouro livre.

Nos cristais de quartzo foram observados três tipos composicionais de inclusões fluidas: (I) inclusões monofásicas ricas em CO_2 e outros componentes voláteis, apresentando densidades entre 0,65 e 0,97 g/cm³; (II) inclusões aquocarbônicas bifásicas a trifásicas com salinidades baixas a altas (1,1 a 29 % em peso do NaCl eq.) e densidade da fase volátil entre 0,61 e 0,92 g/cm³; e (III) inclusões aquosas multifásicas com sólidos de saturação (sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$) e salinidades muito altas (31 a 50 % em peso do NaCl eq.).

A integração dos dados microtermométricos indica três processos dominantes: (i) flutuação de pressão, (ii) imiscibilidade de fluidos e (iii) mistura de fluidos.

Nos diagramas $TfCO_2$ X $ThCO_2$ para as amostras de veios extensionais, os dados microtermométricos indicam uma tendência à correlação positiva para um número considerável de inclusões sugerindo, desta forma, que a variação na $ThCO_2$, em muitos casos, está condicionada à variação da

composição da fase volátil (Fig. 2e). No entanto, outras inclusões apresentam TfCO₂ relativamente constantes e variações em ThCO₂. Os veios paralelos apresentam certa dispersão (Fig. 2a e b), entretanto observa-se que para uma pequena faixa de variação de TfCO₂, ocorrem grandes variações em ThCO₂. Dugdale e Hagemann (2001) discutem relações semelhantes como sendo decorrentes de flutuações de pressão. O diagrama dCO₂ x VCO₂/Vt (Fig. 2g) mostra inclusões com densidades bastante variáveis para volumes constantes de CO₂ (e.g., inclusões com VCO₂/Vt de 10 e 100% da amostra MO03). Como não existem evidências de que estas variações de densidade estão associadas a modificações pós-aprisionamento, interpretamos que são decorrentes de flutuação de pressão durante o aprisionamento.

Foram observadas IFs com grandes variações na proporção volumétrica entre as fases, inclusive as referentes aos termos extremos do sistema, sugerindo o processo de imiscibilidade. Este processo pode ser confirmado pelos diagramas Th_{l-v} x Vco₂/Vt (Fig. 2d e h), nos quais observa-se que os termos extremos do sistema apresentam tipos distintos de homogeneização, embora numa mesma faixa de temperatura. Tais características estão de acordo com os critérios sugeridos por Ramboz et al., (1982) para testar a possível ocorrência de imiscibilidade de fluidos. Nesses casos, valores próximos aos das Th mínimas referentes a esses termos extremos são os mais representativos das temperaturas reais de formação das inclusões (Roedder 1984). Desse modo, a temperatura de aprisionamento das inclusões primárias e, por conseguinte, para a formação das mineralizações auríferas está situada entre 250 a 350°C (Fig. 2d e h).

Os processos de misturas de fluidos, associados à imiscibilidade, são sugeridos pelas dispersões dos pontos observadas em vários diagramas, sendo também caracterizados pelas grandes variações nas salinidades.

Diversos modelos de desenvolvimento de veios associados a zonas de cisalhamento são discutidos na literatura. Dentre estes destacam-se os modelos de bombeamento

sísmico (Sibson *et al.*, 1975), e o de comportamento falha-válvula (Sibson *et al.*, 1988, Robert *et al.*, 1995). Ambos os modelos relacionam a geração de veios ao longo de uma zona de cisalhamento com uma ciclicidade na variação da pressão de fluidos (flutuação de pressão) acoplada à variação no esforço tectônico correlacionada a eventos sísmicos.

A ausência de evidências de modificações posteriores ao aprisionamento das inclusões, aliado às grandes variações de densidades em todos os grupos identificados, indicam grandes variações de pressão que são compatíveis com a interpretação de processos de desenvolvimento cíclico de veios como mecanismo responsável pelo transporte e redistribuição de fluidos durante a ativação sísmica de zonas de cisalhamento.

Agradecimentos

À CPRM–Serviço Geológico do Brasil pelo apoio financeiro e ao Prof. Dr. Elias Carneiro Daitx (*in memoriam*) pelo incentivo e apoio.

Referências

- Dugdale, A.L., Hagemann, S.G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Austrália: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology* 173, 59-90.
- Faleiros, F.M. (org.) & Costa, V.C. (org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí, Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil. CPRM–Serviço Geológico do Brasil, 2009.
- Ramboz, C.; Pichavant, M., Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology* 37, 29-48.
- Robert, F., Boullier, A.M., Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100/n.º B7, 12861-12879.

Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. In: Ribbe, P.H. (ed). Review in Mineralogy, 12, *Mineralogical Society of America*, p.646

Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16, 551-555.

Sibson, R.H., Moore, J., Rankin, A. H. 1975, Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism, *Journal Geol. Soc. London* 131, 653-659.

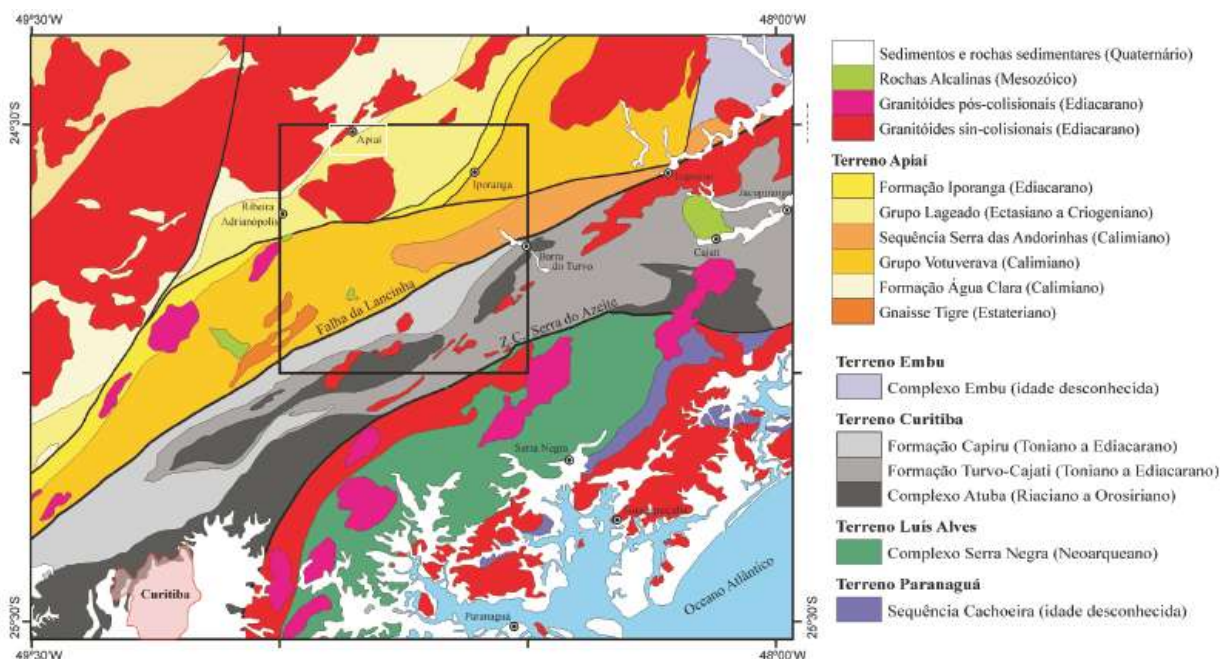


Figura 1. Mapa tectônico simplificado mostrando as relações entre o fragmento cratônico Luís Alves (Terreno Luís Alves) e os terrenos Apiaí, Curitiba e Paranaguá integrantes do Caturão Ribeira.

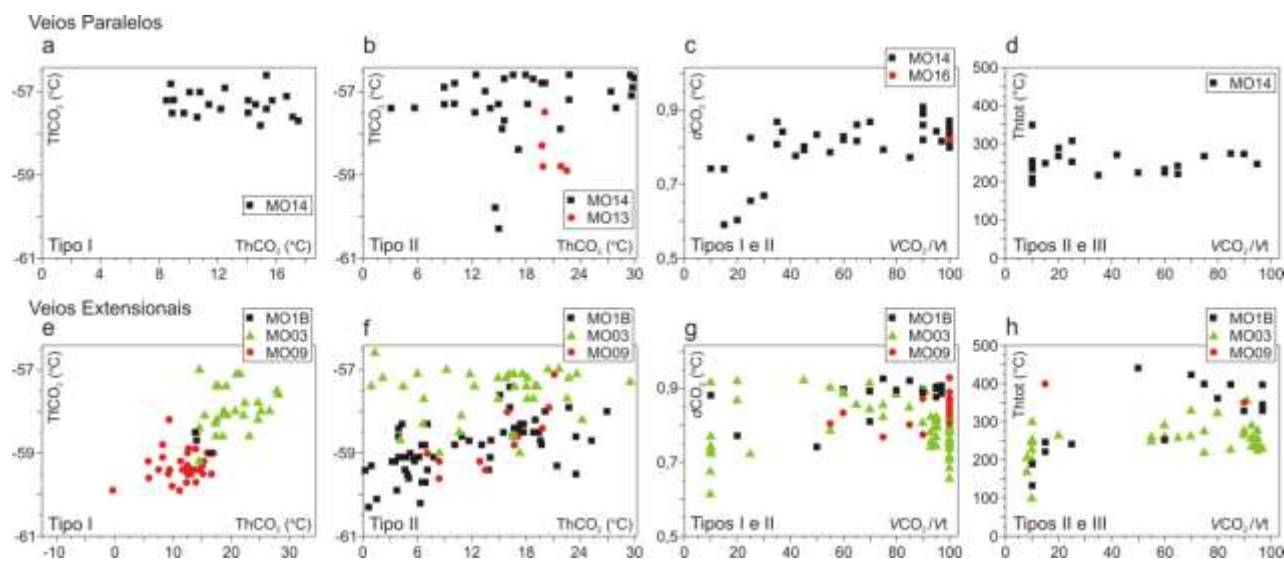


Figura 2. Diagramas. a), b), e) e f) Temperatura de fusão de CO₂ versus temperatura de homogeneização de CO₂, c) e g) Densidade de CO₂ versus V_{co₂/V_t; d) e h) Temperatura de homogeneização total versus V_{co₂/V_t.}}

RELOCATION OF HYPOCENTERS OF THE INDUCED ACTIVITY IN BEBEDOURO, PARANÁ BASIN, BRAZIL

Gabriel E. Dicelis Salamanca, Marcelo Assumpção, José Roberto Barbosa, Renato Luis Prado.

Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo,
gabriel@iag.usp.br

Abstract

Shallow seismic activity with magnitudes up to 2.9 and intensities V MM has been observed in the Bebedouro rural area, Northeast of São Paulo State, Brazil, since 2004, near deep wells (120–200 m) that were drilled in early 2003. The wells were drilled for irrigation purposes, cross a sandstone layer about 60–80 m thick and extract water from a confined aquifer in fractured zones between basalt flow layers (Cretaceous Serra Geral Formation of the intracratonic Paraná Basin); the basalt pack in this region is about ~500m thick. The activity occurs as swarms of events mostly during the rainy season when the wells are not pumped. The spatio-temporal evolution of the seismicity shows it was triggered by the drilling and operation of the water wells.

We used results of other geophysical surveys (shallow seismic refraction and high-frequency receiver functions) to define more accurate velocity models for the hypocentral location.

Introduction

The main purpose of this investigation is to improve the location of the micro earthquakes, using both P and S arrival time data and S-P differences, as part of a detailed study of the induced seismicity caused by the drilling of water wells. In this study, we use more than 3000 micro earthquakes collected since March 2005 by a seismographic network (Assumpcao et al., 2010) operated by IAG/USP.

We tested different absolute locations algorithms as well as joint and relative location techniques for the relocation of hypocenters of earthquakes recorded by different station distributions. A comparison between different methods will be shown and the resulting implications for the interpretation of the induced mechanism will be discussed.

Methodology

The accuracy of earthquake locations is strictly linked to the velocity model used. A 1D velocity model and station corrections that mitigate the effects of the structure close to the receivers would improve the accuracy greatly, and account for deviations from the laterally homogeneous velocity model (Kissling, 1988; Eberhart-Phillips, 1990; Kissling et al., 1994).

The initial P-wave velocity structure was modeled on the basis of a refraction profiling survey carried out between January and February of 2008, using the smooth inversion tomographic method (Fig. 2) and reciprocal method of the Rayfract software. These tools are based on physically meaningful modeling of first break energy of the seismic refraction, transmission and diffraction.

With the refraction profiling survey three main refractor layers were identified: Soil about 10 m thick, a surface sandstone layer about 50 to 120 m thick, and the top of the Basalt. Using initial P-wave velocity structure obtained with the refraction profiling and analyzing the shallow travel time residuals in a trial and error

process (for different models), we adopted an initial 1D velocity structure (priori 1D model) for the S-wave for the soil, sand and basalt layers. The procedure is repeated through an iterative process until an acceptable error criterion is met. The final adjusted parameters are then accepted as the best possible estimate of the source location. Different subsets of micro earthquakes well registered (Hypocenters are determined using at least four stations with a minimum of eight P and S readings) and the initial velocity structure, were employed to accurately calculate a minimum 1-D velocity model (Reasenberget al. 1982; Kissling et al. 1991 and Maurer, 1993) using the program VELEST (Ellsworth, 1997; Roecker, 1981 and Kradolfer, 1989).

Results

Hypocenter determination of almost 3000 micro-earthquakes was achieved by fitting the arrival time readings to the calculated ones based on a local 1-D velocity model that depicted its improvement on absolute locations. The final 1D model was constrained by shallow seismics for the shallow basalt layer. This model shows that most well located hypocenter are in the top part at the basalt layer, more consistent with the induced nature of the seismicity.

The adopted model has a velocity profile changing with depth. The epicentral distribution of the relocated deeper events (mostly in the 0.3 – 0.6 km depth range) shows scattered distribution in the NW direction covering an area roughly 1.5 km x 5 km across (Fig. 2).

Discussion and Conclusions

The seismicity in the study area occurs as clusters varying in space and time in a relatively small region associated with drilling of water wells exploiting a confined fractured aquifer. The events are less than 1 km deep (mostly within the 0.5 km thick basalt layer) and cover an area roughly 1.5 km x 5 km across. More accurate depths are necessary to better understand the process of migration of epicenters away from the wells, clearly

observed every year since 2005 with a “seismic diffusivity” of about 0.3 to 0.6 m²/s.

References

Assumpção, M., T. H. Yamabe, J. R. Barbosa, V. Hamza, A. E. V. Lopes, L. Balancin, and M. B. Bianchi, 2010. Seismic activity triggered by water wells in the Paraná Basin, Brazil, *Water Resour. Res.*, 46, W07527, doi:10.1029/2009WR008048.

Assumpção, M., T. H. Yamabe, and J. R. Barbosa., Lopes, A. & Balancin, L., 2007. Seismic Activity Induced by Water Wells, Paraná Basin, Brazil, 10th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 19-22 November, Extended Abstract.

Bulut, F., Bohnhoff, M., Aktar, M., Dresen, G. 2007. Characterization of aftershock-fault plane orientations of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake using high-resolution aftershock locations. - *Geophysical Research Letters*, 34, L20306.

Hirata, N. & Matsu'ura, M., 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Tokyo 113 (Japan). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 47

Kissling, E., 1988: Geotomography with local Earthquake data, *Reviews of Geophysics*, vol 26 No 4.

Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., 1994: initial reference model in local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research*, vol 99 No, B10.

Kissling, E., Kradolfer, U., Maurer, H., 1995: *Velest User Guide*, second draft version

Lee, W. & Stewart S., 1981, *Principles and applications of microearthquake networks*, Office of earthquakes studies USGS, USA, Academic Press.

Lee, W., Bennett, R., & Meagher, K., 1972: A method of estimating magnitude of local Earthquakes from signal duration, USA. printed edition, USGS.

Lienert, B., 1994: Hypocenter3.2 manual a computer program for locating earthquakes locally, regionally and Globally, 74

Ratchkovsky, N., Pujol, J., & Biswas, N, 1998 Relocation of shallow earthquakes in southern Alaska using Joint Hypocenter Determination method, USA. Journal of Seismology 2: 87–102, Kluwer Academic Publishers

Yamabe, T.H. & Hamza, V.M., 1996.

Geothermal Investigation in an area of induced seismic activity, Northern São Paulo State, Brazil. Tectonophysics, 253, 209-225.

Waldhauser, F., Ellsworth, W., 2000: A double difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, Bulletin of seismological society of America, pp 1353-1368.

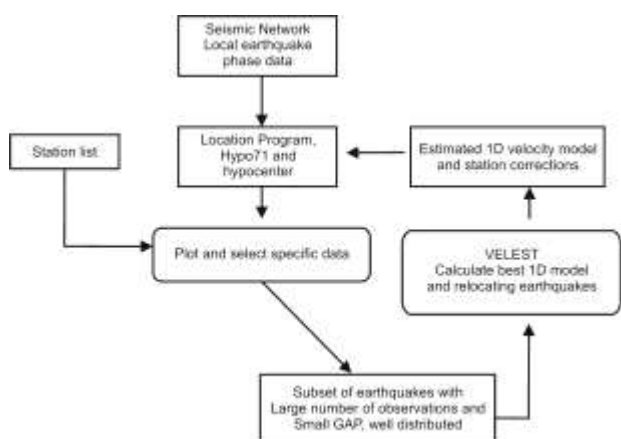


Figure 1. Minimum 1D model process (Kissling, 1988).

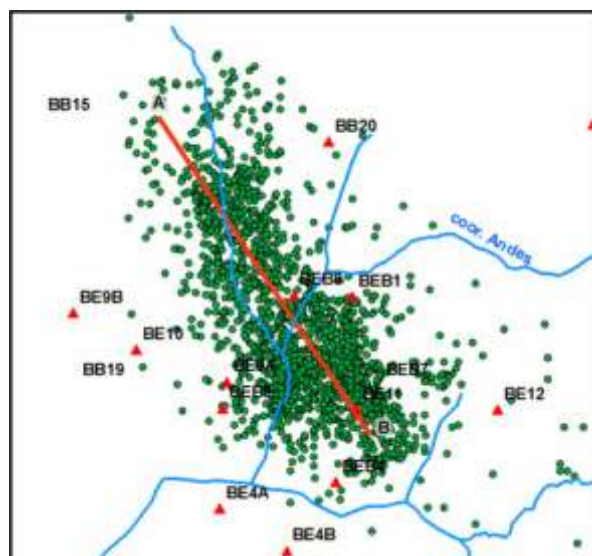


Figure 2. Earthquake epicenters distribution and profile A-B for the figures 6.1, 6.2 and 6.3.

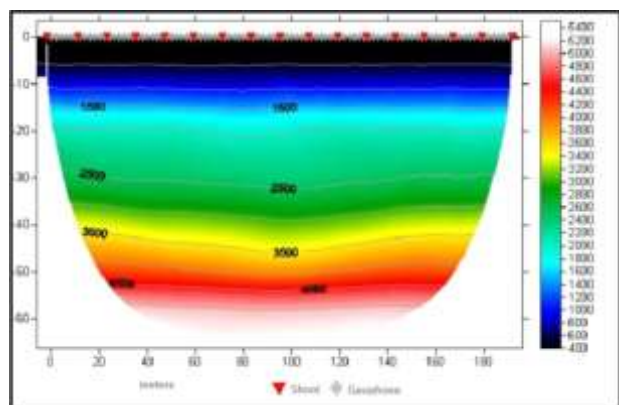


Figure 3. Seismic tomographic, Station-BEB4A Three layers are identified soil, sand and basalt.

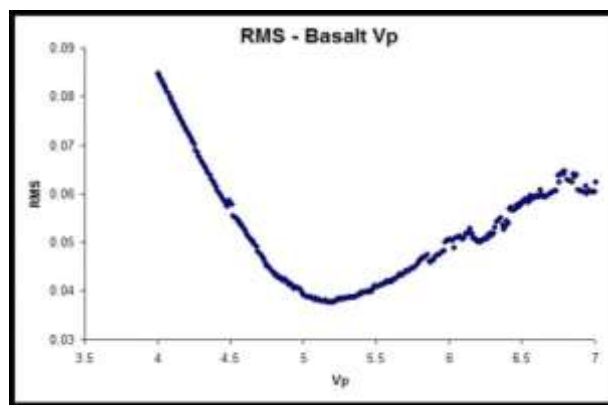


Figure 4. Vp determination in the basalt layer by residual analysis (RMS).

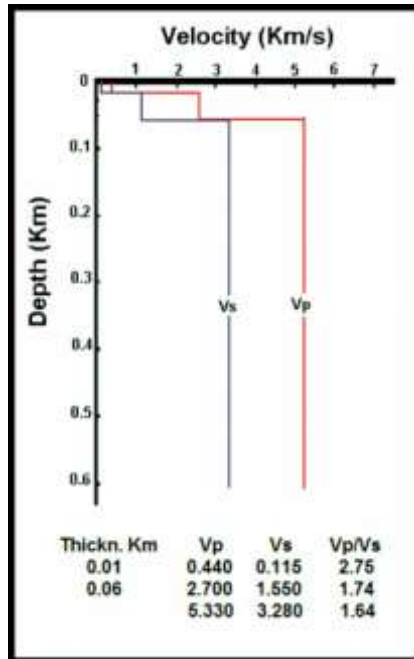
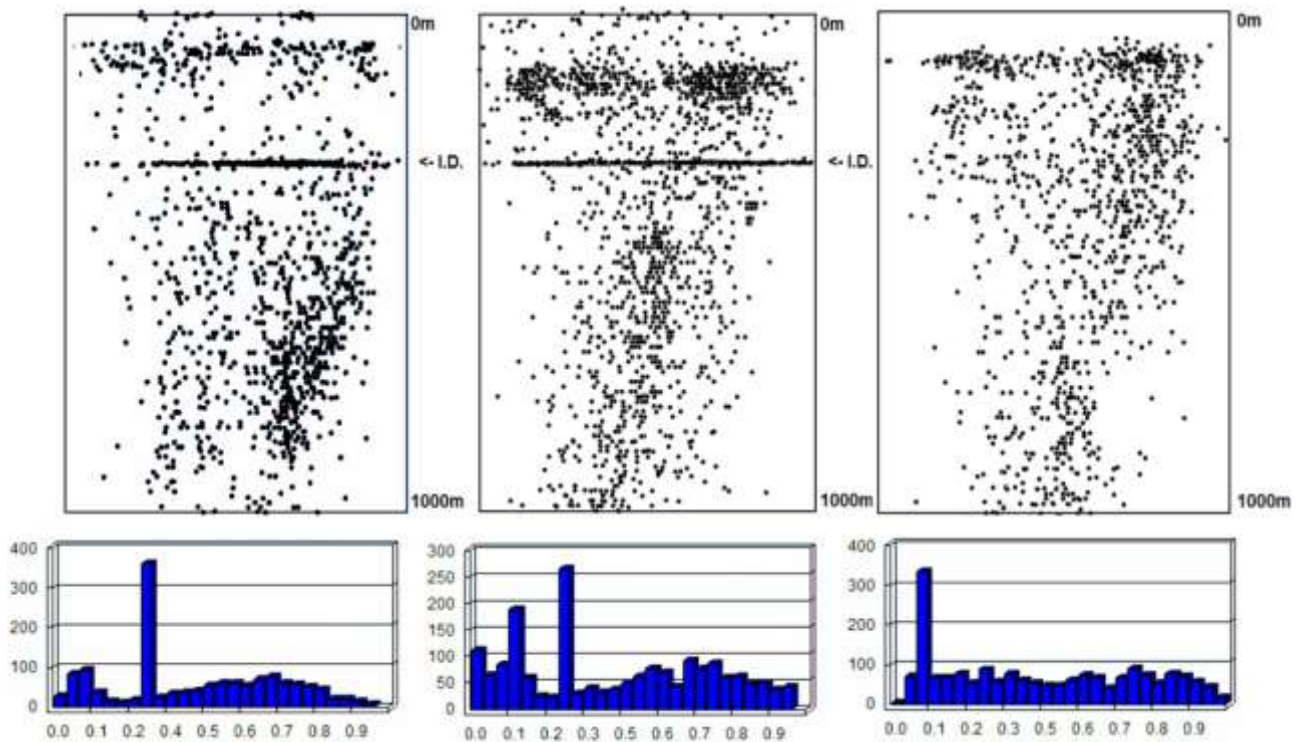


Figure 5. Minimum 1D velocity structure adopted for the present analysis, the model is derived on the basis of a priori information and inversion with VELEST.



Hypocenter distributions and depth histograms

Figure 6.1: determined initially with Hypo71 (1448 events), Figure 6.2: determined with a priori 1D model with Hypocenter (1675 events), Figure 6.3 determined with minimum 1D model with Velest (1986 events). All events processed (2970 events) were plotted with rms ≤ 0.03 , Note the ID-level error (Initial Depth) used in Hypo71 and hypocenter and correct in Velest.

FORMAÇÃO DOS PLANOS DE XISTOSIDADE, DO BANDAMENTO METAMÓRFICO E DO ALINHAMENTO MINERAL POR DISSOLUÇÃO, DIFUSÃO E PRECIPITAÇÃO MINERAL – CASO DOS MICAXISTOS DA FORMAÇÃO SERIDÓ

Jean M. Legrand¹, Wanilson L. Silva², Laécio Cunha de Souza¹

¹DG/Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ²DGRN/Universidade Estadual de Campinas
legrand@geologia.ufrn.br

Introdução

Uma análise bastante exaustiva dos diferentes mecanismos responsáveis pela orientação mineral é repertoriada no livro “Microtectonics” de C. W. Passchier and R. A. J. Trouw (2005). O conceito de um metamorfismo em sistema aberto, baseado em reações de dissolução - precipitação pode levar a interpretar diferentemente certas microestruturas.

Mecanismo do desenvolvimento da xistosidade e do bandamento metamórfico

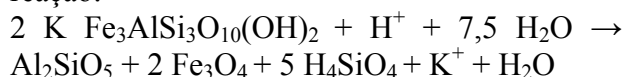
Na parte oeste da Faixa Seridó entre as cidades de Caicó e Jardim do Seridó se localiza a zona de baixo grau metamórfico e de menor penetrabilidade da tectônica. As estruturas primárias, tal como estratificação gradacional, são bem conservadas em S_0 . O metamorfismo é do tipo soterramento, atingindo a isógrada da biotita (fig. 1). Esta biotita não apresenta direção preferencial embora já haja a presença de uma xistosidade de fratura sem reorientação mineral (S_1). Poderia se tratar de um deslizamento de camadas sem participação fluida. No estágio seguinte, a maioria das biotitas do metamorfismo de soterramento são reorientadas segundo o plano tectônico S_1 . O fato da foliação definida pela biotita se limitar às camadas originalmente ricas em biotita significa que o processo de transferência de matéria é ainda incipiente (fig.2). O passo seguinte é o desenvolvimento de um acamamento marcado por camadas altamente ricas em biotita alternadas com níveis que conservam o acamamento primário S_0 (fig.3). Esta estrutura só pode ser entendida pela

solubilização das fases minerais que acompanhavam a biotita. A rotação deste mineral tornou-se possível pela transferência da matéria dissolvida, levada pelo gradiente de pressão fluida. O plagioclásio reage com a biotita, tornando-a mais aluminosa e deixa H_4SiO_4 e Na^+ na fase fluida. Esta reação hidrotermal corresponde a uma diminuição de volume de pelo menos 35%. No estágio mais avançado a rocha apresenta um bandamento metamórfico onde as estruturas primárias foram totalmente apagadas (fig.4). A reação mineral e as dissoluções deixaram espaço para a rotação das micas, que se encontram paralelas ao plano da foliação.

Relação entre orientação mineral e direção do fluxo dos fluidos.

Os minerais metamórficos cristalizam-se em vários momentos da deformação em função da modificação das condições termodinâmicas do sistema. Dois tipos de reação podem ser considerados; as reações entre fases sólidas, em sistema praticamente fechado e as reações ligadas a uma interação entre fluidos e minerais em sistema aberto (Legrand, 1992, 1996; Bell and Cuff, 1989; Ague, 1991; Andreani, 2010; Silva, 1993). No primeiro caso, a posição do elipsóide de deformação será responsável pela orientação mineral. Na segunda opção, a direção e o sentido da infiltração dirigirá a orientação da cristalização mineral. Também no caso do sistema aberto, a temperatura do fluido circulante dentro de um gradiente de pressão deve ser tomada em conta. Analisando o crescimento tardi-tectônico das andaluzitas dos

micaxistos do Serido, percebe-se o claro crescimento da andaluzita sobre a foliação marcada por biotitas sin-tectônicas, a partir da desestabilização delas. A andaluzita ocupa o espaço físico anteriormente ocupado pelas biotitas respeitando os quartzos e plagioclásios associados (fig.2a). A presença de inclusões ativas de biotitas nessa andaluzita não deixa dúvida sobre a natureza do reagente responsável pela sua cristalização (fig.2b), comprovando que o processo de formação da andaluzita é regido pelos processos de dissolução-difusão-precipitação. Podemos observar o crescimento por tentáculos da direita para esquerda da andaluzita, bem como a presença de inclusões ativas de biotitas no silicato de alumínio (fig.2b). Tanto na matriz e na andaluzita temos a presença de uma biotita 2 marcando a foliação, como também, de uma biotita 1 transversa. A biotita 1 é relativamente mais abundante em relação a biotita 2 quando inclusa no silicato de alumínio em comparação com sua abundância na matriz. A transferência do fluido pelo plano de foliação (na foto, da direita para esquerda) faz com que o fluido se infiltre na biotita 2 pelos planos de clivagem do mineral. Esta coincidência da orientação com o plano do fluxo dos fluidos dá um poder maior de corrosão ao fluido. No caso das biotitas transversas, o fluido atinge ortogonalmente o plano de clivagem do mineral, contornando o grão e possuindo assim, menos ação de dissolução sobre esta biotita. Considerando a presença de magnetita na andaluzita, a transformação da biotita em andaluzita ocorreria em ambiente oxidante, segundo a reação:



Considerando todo o silício solubilizado, a reação corresponde a uma diminuição de volume de 54%. Este fato aumentaria o achatamento da rocha, facilitaria a progressão dos fluidos e o quartzo cristalaria no espaço aberto, configurando a segregação do quartzo.

Os canais térmicos

A relação da intensidade do fluxo de fluido com a cristalização dos minerais de mais alta temperatura é bem definido nos canais térmicos (Legrand, 1992) Em uma região de metamorfismo de grau xisto verde superior

caracterizado pela associação biotita-granada com a relação S_2/S_3 bem visível (fig. 3a) percebe-se uma faixa estreita de 5 a 10 m de largura apresentando minerais de mais alta temperatura (cordierita, estauroлита, sillimanita, andaluzita) acompanhados de intensa exsudação de quartzo e com unicamente a foliação S_3 visível. Evidentemente a temperatura regional não poderia ser diferente neste corredor, que deve sua elevação térmica aos fluidos quentes abundantes que circularam nesta zona mais permeável, em consequência da maior intensidade da deformação S_3 .

Conclusões

A reorientação dos minerais metamórficos durante o desenvolvimento dos processos tectonometamórficos se deve à dissolução mineral, que deixa espaço para a rotação dos outros minerais, que por sua vez se paralelizam à foliação. A transferência de matéria pela difusão dos fluidos leva à formação do bandamento metamórfico. As reações metamórficas são controladas pelo processo de dissolução-difusão-precipitação em sistema aberto. A intensidade da deformação controla o fluxo dos fluidos que provocam as reações metamórficas, enquanto a temperatura do fluido controla as associações minerais que serão formadas.

Referências

- Ague, J.J. 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology* 19, 855-858
- Andreani, M., Boullier, A.M., Gratier, J.P. 2005. Development of schistosity in a Californian serpentinite gouge. *Journal of Structural Geology* 27, 2256-2267.
- Legrand, J.M., Almeida, H.L., Cunha de Souza, L. 1992. Metamorfismo aloquímico: caso dos canais térmicos dos micaxistos Serido (RN). Boletim de resumos expandidos do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia v.37 p. 429-430
- Legrand, J. M. da Silva, S. G. 1996. As texturas e composições minerais testemunhas de reações metamórficas em sistema aberto. Boletim de resumos expandidos do XXXIX Congresso Brasileiro de geologia. P.59-62

Luiz-Silva, W. 1993. Evidências microtexturais da influência hidrotermal na cristalização de tipomórficos nos micaxistos Serido (RN) Bul. N° 13 do XV Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal. p. 120-123

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. 2005. Microtectonics. 2° edit. Springer

Bell, T.H., Cuff, C. 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. J. Metamorphic Geol., 7, 425-447.

Figura 1

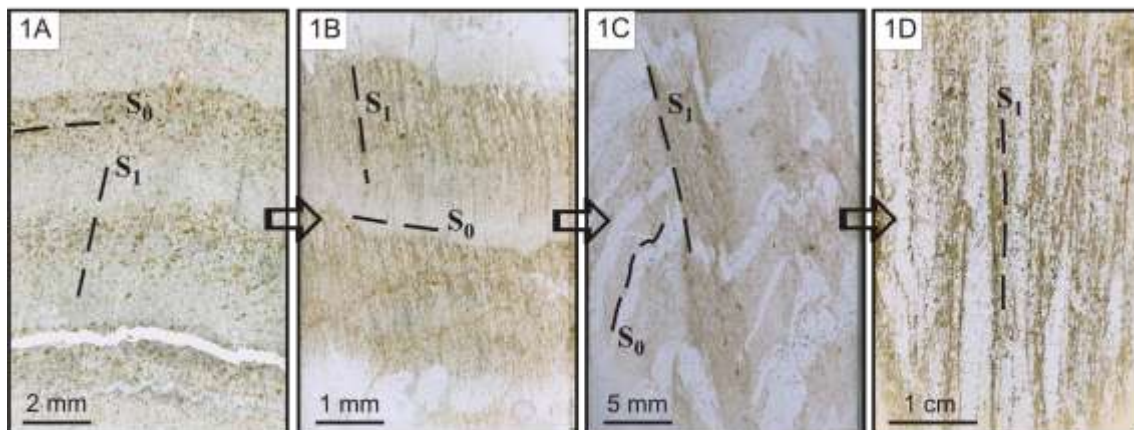


Figura 2

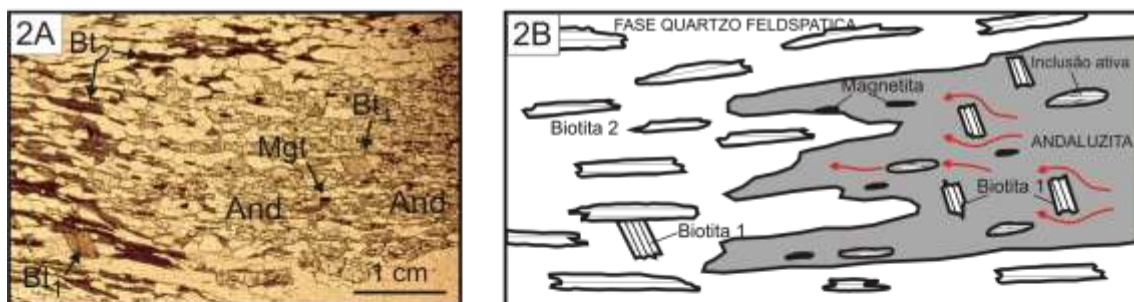


Figura 3



Fig. 1. Evolução da xistosidade: A) Relação de S_0 com a xistosidade de fratura; B) Alinhamento das biotitas com S_1 ; C) Xistosidade de fluxo com início do acamamento metamórfico; D) S_1 é o acamamento metamórfico da rocha. Fig. 2. A orientação da andaluzita deve-se à direção do fluxo dos fluidos, enquanto a cristalização está relacionada ao processo dissolução-dispersão-precipitação. A) lâmina delgada; B) esquema da lâmina. Fig. 3. Canais térmicos desenvolvidos no espaço mais aberto pela tectônica. A) Fácies de baixa penetratividade de S_2 com baixo grau metamórfico; B) Contato do canal térmico (à direita na foto) com sua encaixante de baixo grau; C) Vista geral do afloramento mostrando o canal térmico e sua encaixante.

SENSIBILIDADE TL DO QUARTZO COMO POTENCIAL GEOTERMÔMETRO

André Oliveira Sawakuchi¹, Regina DeWitt², Frederico Meira Faleiros³

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, andreas@usp.br; ²Radiation Dosimetry Laboratory (Oklahoma State University), USA; ³CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Introdução

O quartzo (SiO₂) é mineral comum de rochas ígneas e metamórficas crustais e se cristaliza em um amplo intervalo de temperatura e pressão (até 2400°C e 40 kbar). A termoluminescência (TL) do quartzo tem sido intensamente estudada nas últimas décadas (Krbetschek et al., 1997). A TL corresponde à emissão de luz por materiais previamente expostos à radiação ionizante e estimulados por calor. A TL relaciona-se à impurezas e defeitos no retículo cristalino do quartzo. A incorporação de impurezas (ex. Al³⁺ e Ti⁴⁺) e formação de defeitos no quartzo é controlada pela sua temperatura de cristalização (Wark and Watson, 2006; Preusser et al., 2009). Esta relação permitiria o uso da TL para estimativas de temperaturas de cristalização do quartzo. Este estudo avalia a correlação entre a sensibilidade TL (intensidade de luz emitida para determinada dose de radiação ionizante) de amostras de quartzo e suas temperaturas de cristalização estimadas por métodos independentes. Foram utilizadas amostras de quartzo extraído de veios hidrotermais e xisto da Zona de Cisalhamento Ribeira. As temperaturas de cristalização destas amostras foram estimadas por microtermometria de inclusões fluidas e química mineral (Faleiros et al., 2007; Faleiros et al., 2010). A descrição mais detalhada dos resultados obtidos neste estudo foram apresentadas em Sawakuchi et al. (2011).

Materiais e métodos

As temperaturas e pressões de cristalização das amostras de quartzo utilizadas neste estudo são apresentadas na Tabela 1.

O sinal TL natural das amostras de quartzo foi eliminado por meio de exposição à luz solar por 3 a 5 hs. Posteriormente, as amostras foram irradiadas com dose de 0,5 Gy de radiação beta. Curvas TL foram obtidas com estímulo a temperaturas de até 500°C, sob taxa de 5°C/s. A irradiação e medidas TL foram executadas em sistema Risø DA-15 TL/OSL equipado com filtro U-340 (290-370 nm) e fonte de radiação beta ⁹⁰Sr/⁹⁰Y (taxa de dose = 104mGy/s). Foram utilizadas 3 alíquotas de mesmo volume por amostra. A sensibilidade TL foi calculada a partir da integral da curva TL no intervalo entre 200 e 400°C (temperatura de estimulação).

Temperaturas de cristalização vs. sensibilidade TL

As curvas TL de cada amostra apresentam formas variáveis. Isto se deve à presença de impurezas ou defeitos distintos nos cristais de quartzo. Apesar das curvas TL serem caracterizadas por diversos componentes gerados pela sobreposição de picos em temperaturas distintas, destacam-se os componentes nos intervalos de temperatura de estimulação 90-110°C e 200-400°C (Figura 1).

Os componentes TL dos intervalos 90-110°C e 200-400°C apresentam aumento de intensidade com o incremento da temperatura

de cristalização do quartzo. No entanto, o componente 90-110°C é instável e apresenta decaimento espontâneo (David & Sunta, 1985). Por este motivo, avaliou-se a sensibilidade do componente TL no intervalo 200-400°C. O aumento da sensibilidade TL na região 200-400°C com o incremento da temperatura de cristalização do quartzo é aproximadamente linear (Figura 2). Destaca-se que esta relação linear é restrita às temperaturas de cristalização das amostras estudadas, ou seja, entre 209°C e 633°C.

Sensibilidade TL como geotermômetro

Apesar do caráter exploratório deste estudo, os resultados obtidos indicam influência significativa da temperatura de cristalização sobre a sensibilidade TL do quartzo. Supõe-se que a sensibilidade TL seja controlada pela quantidade e tipos de defeitos intrínsecos (vacâncias de Si e O) e extrínsecos (substituição de Si⁴⁺ por Al³⁺, Ti⁴⁺, Ge⁴⁺, etc.), cuja formação é dependente da temperatura de cristalização do quartzo. No entanto, estudos adicionais são necessários para avaliar esta relação.

A relação linear entre a temperatura de cristalização e a sensibilidade TL apresenta uso potencial como geotermômetro. Geotermômetro baseado na TL do quartzo seria vantajoso pelo amplo espectro de ocorrência do quartzo nas rochas ígneas e metamórficas e pela facilidade, rapidez e baixo custo instrumental para realização das medidas TL. Geotermômetro baseado em quartzo pode ainda ser vantajoso para materiais como quartzitos, cuja homogeneidade mineralógica pode dificultar a aplicação de outros métodos de geotermometria.

Agradecimentos

Este trabalho teve o apoio financeiro da FAPESP (processos: 2006/54649-4, 2007/54889-8 e 2009/52270-6).

Referências

- David, M., Sunta, C.M. 1985. Quartz dosimeter for archaeological dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 10, 625-629.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438, 1-32.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214.
- Krbetschek, M.R., Göetze, J., Dietrich, A., Trautmann, T. 1997. Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. *Radiation Measurements* 27 (5/6), 695-748.
- Preusser, F., Chitambo, M.L., Götte, T., Martini, M., Ramseyer, K., Sendezera, E.J., Susino, G.J., Wintle, A.G. 2009. Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews* 97, 184-214.
- Sawakuchi, A.O., DeWitt, R., Faleiros, F.M. 2011. Correlation between thermoluminescence sensitivity and crystallization temperatures of quartz: potential application in geothermometry. *Radiation Measurements* 46, 51-58.
- Wark, D.A., Watson, E.B. 2006. TitanQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 743-754.

Tabela 1. Temperaturas e pressões de cristalização das amostras estudadas.

Amostra	Temperatura (°C)	Pressão (kbar)
F-5	209 ± 15	0,5-2,0
F-200	218,0 ± 1,6	0,3-0,7
F-49	318,7 ± 1,2	0,5-1,7
F-254	360,1 ± 1,3	0,5-1,3
F-45	397,6 ± 1,4	1,3-2,2
M-214C	633 ± 27	5,2-7,4

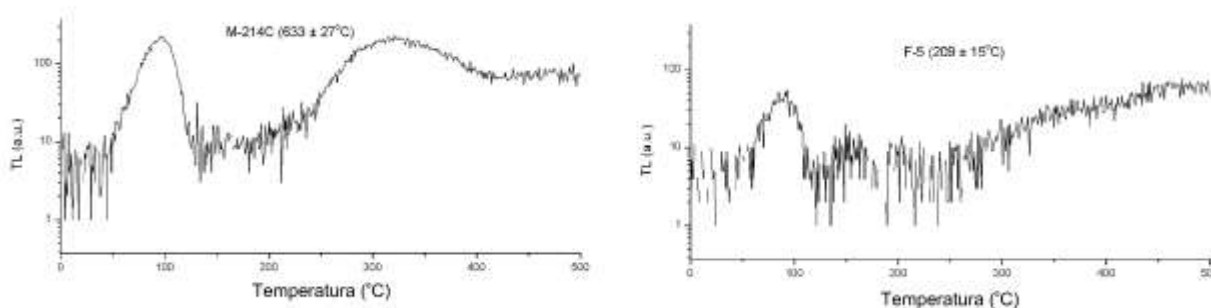


Figura 1. Curvas TL obtidas para as amostras F-5 e M-214C. Notar o aumento da intensidade TL da amostra F-5 ($T_c = 209 \pm 15^\circ\text{C}$) para a amostra M-214C ($T_c = 633 \pm 27^\circ\text{C}$). T_c = Temperatura de cristalização. TL em unidades arbitrárias (a.u.).

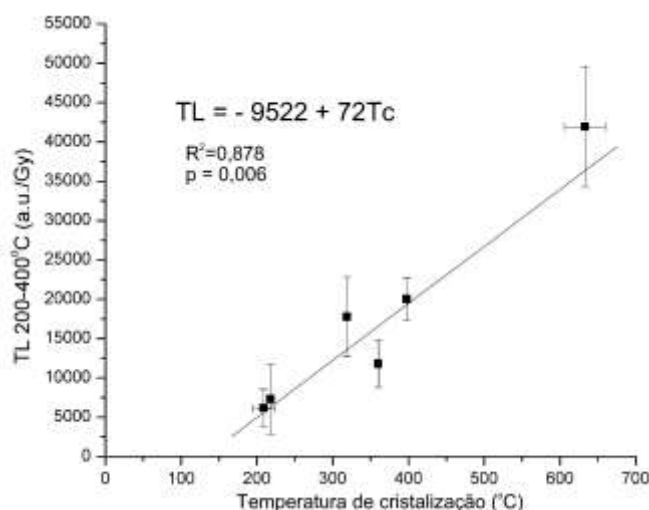


Figura 2. Correlação entre a sensibilidade TL da região 200-400°C e temperaturas de cristalização do quartzo. As barras de erro da sensibilidade TL correspondem ao desvio padrão das medidas de 3 alíquotas. $TL = -9522(\pm 4376) + 72(\pm 13) T_c$ ($R^2 = 0,878$, $p = 0,006$). A sensibilidade TL é apresentada em unidades arbitrárias (a.u.) normalizadas pela dose de radiação beta administrada (0,5 Gy).

GEOLOGIA ESTRUTURAL DO COMPLEXO CRUZETA NA FOLHA MOMBAÇA (SB.24-V-D-V) - CEARÁ

**João Luís Carneiro Naletto, Felipe Grandjean da Costa, Carlos Eduardo Ganade de Araújo,
Antonio Maurílio Vasconcelos**

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, joao.naletto@cprm.gov.br

Introdução

Este trabalho contém os dados preliminares referentes à Geologia Estrutural do Complexo Cruzeta (região central do Estado do Ceará) oriundos do mapeamento geológico em escala 1:100.000 da Folha Mombaça (SB.24-V-D-V), que se encontra em execução pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Residência de Fortaleza.

Contexto Geológico

O Complexo Cruzeta, amplamente exposto no designado “Maciço de Tróia” (Brito Neves, 1975), situa-se no Domínio Ceará Central, na porção setentrional da Província Borborema e, segundo Vasconcelos et al. (1998), é compreendido por três unidades arqueanas retrabalhadas no Proterozóico: Mombaça, Pedra Branca e Tróia.

A Unidade Mombaça é composta por uma associação gnáissico-migmatítica homogênea com predomínio de biotita gnaisses e biotita gnaisses metatexíticos estromáticos, cinzentos, ortoderivados, de composição predominantemente granodiorítica a localmente tonalítica e granítica, com abundantes lentes de anfíbolitos de espessura variável, concordantes com a foliação regional. A Unidade Pedra Branca é compreendida por uma associação gnáissico-migmatítica heterogênea composta, majoritariamente, por ortognaisses cinzentos, em parte migmatíticos, de composição variando de tonalítica a granodiorítica, com subordinada presença de trondhjemitos, que

servem de encaixantes para os litotipos da Unidade Tróia, diques e sills máficos e sheets de leucogranitos de textura pegmatítica. A Unidade Tróia é composta por uma associação plutônica máfica-ultramáfica constituída por metagabros, metadioritos e tonalitos, metaultramáficas representadas por hornblenditos, serpentinitos, cromititos e cumulatos ultramáficos; uma associação intermediária composta por metatonalitos e metagranodioritos com enclaves máficos; e, ainda, por restos de uma sequência metavulcanossedimentar constituída por metabasaltos, metaultramáficas serpentinizadas, metatufos máficos, xistos máficos, paragnaisses, gnaisses feldspáticos, rochas calcio-silicáticas, metacalcários e quartzitos.

Geologia Estrutural

O tratamento estatístico dos dados estruturais envolvendo as três unidades do Complexo Cruzeta (Fig. 1) mostra que as unidades Pedra Branca e Tróia apresentam um padrão de foliação de baixo ângulo, com direção principal NNE-SSW, cujas atitudes preferenciais são N130/20 e N100/30, respectivamente para cada unidade. Já a Unidade Mombaça apresenta um padrão de foliação com direção preferencial NE-SW e mergulhos essencialmente de alto ângulo tanto para SE como para NW, com planos preferenciais N140/70 e N335/68. Os dados relativos à lineação mineral mostram para as três unidades uma maior concentração das direções no quadrante NE, com atitudes

preferenciais N60/15 para a Unidade Mombaça, N50/20 para a Unidade Pedra Branca e N40/15 para a Unidade Tróia. Porém, para as duas últimas, observa-se também uma dispersão das direções nos quadrantes SE e SW, mantendo-se ainda assim o caráter sub-horizontal.

Considerações Finais

Estruturalmente, as unidades Tróia e Pedra Branca são afetadas por uma deformação tangencial associada à tectônica de nappes (Pessoa & Archanjo, 1984; Caby & Arthaud, 1986), enquanto que a Unidade Mombaça é marcada por foliações de alto ângulo, associadas às zonas de cisalhamento transcorrente Senador Pompeu e Sabonete-Inharé (Fig. 1). No que se relaciona às lineações de estiramento, o Complexo Cruzeta, como um todo, exibe um padrão compatível com uma tectônica transcorrente, com mergulhos suaves e direção preferencial NE. Enquanto que, no âmbito da área de exposição das unidades Pedra Branca e Tróia, as lineações mostram também, subordinadamente, direções SE, perpendiculares à direção principal das foliações, concordantes com uma tectônica tangencial. Assim, duas fases de deformação são atribuídas para área: D_n , relativa à tectônica tangencial evidenciada pelas foliações de baixo ângulo e lineações de direção SE, registradas nas unidades Pedra Branca e Tróia; e D_{n+1} , relativa à tectônica

transcorrente associada às zonas de cisalhamento que bordejam a Unidade Mombaça. Este último evento deformacional (D_{n+1}) imprimiu as lineações de direção NE nas três unidades do Complexo Cruzeta e a foliação de alto ângulo na Unidade Mombaça.

Referências

- Brito Neves, B.B. de 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP. 198 p.
- Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian Nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, v. 14, p: 871-874.
- Oliveira, J.F. & Cavalcante, J.C. 1993. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mombaça (SB-24-V-D-V). Escala 1:100.000. 195p.
- Pessoa, R. R.; Archanjo, C. J. 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro: SGB, 1721-1728.
- Vasconcelos, A.M. et al. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Iguatu. Folha SB.24-Y-B. Estado do Ceará. Organizado por Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1998.

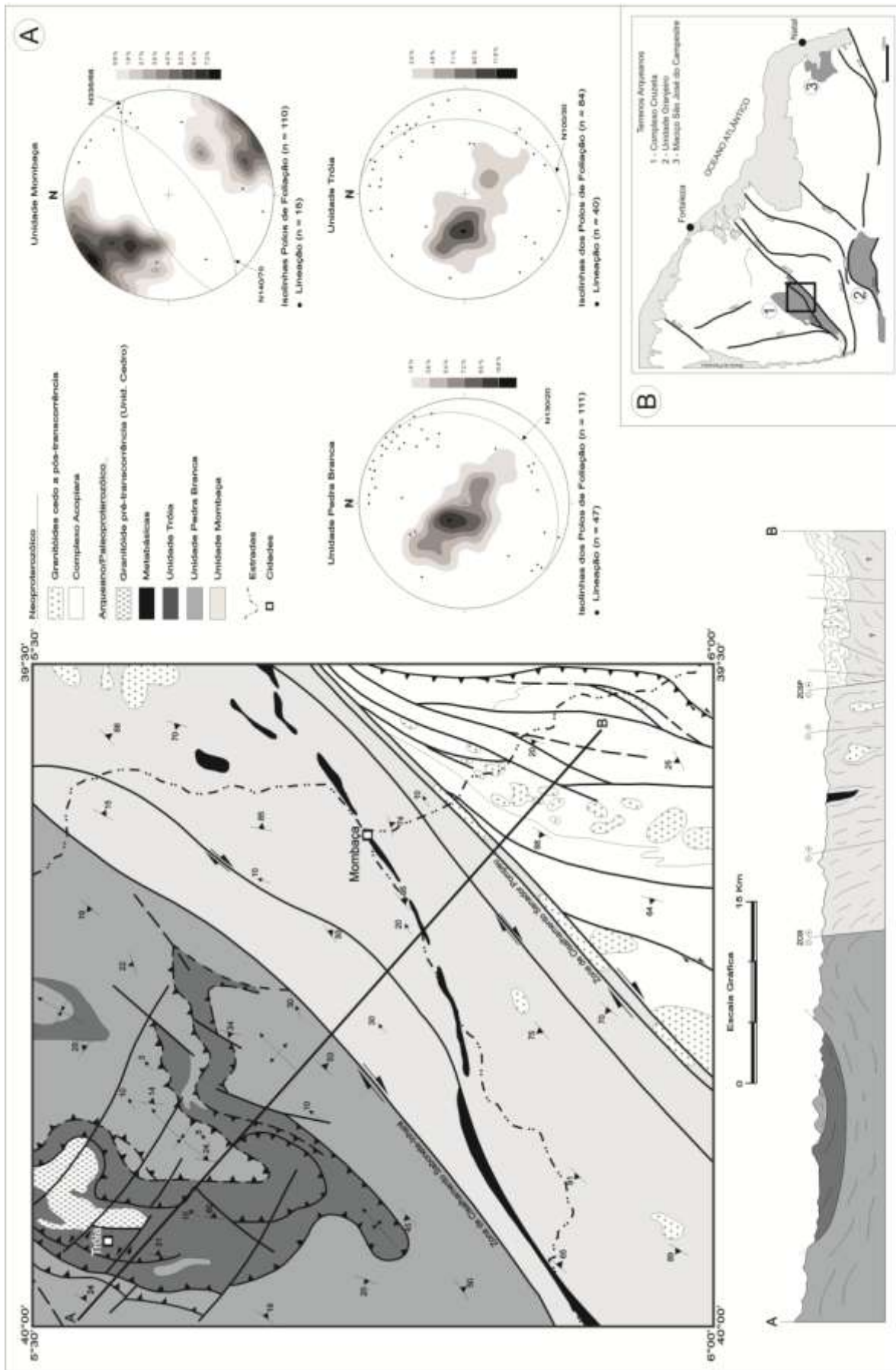


Figura 1: A – Esboço geológico da Folha Mombaca, modificado de Oliveira & Cavalcante (1993) mais dados de levantamento recente; perfil geológico e estereogramas. B – Localização da Folha Mombaca no setor norte da Província Borborema

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GNAISSE RIO FORTUNA- TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRATÓN AMAZÔNICO - BRASIL

Débora Almeida Faria^{1,4}, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,4}, João Batista Matos^{1,3,4}, Newton Diego Couto do Nascimento^{4,5} e Camilo José de Freitas Neto⁵

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET, UFMT, defaal.debora@gmail.com;
²Departamento de Geologia Geral; ³Departamento de Recursos Minerais, ICET, UFMT; ⁴Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; ⁵Graduação em Geologia – UFMT

Introdução

A porção SW do Craton Amazônico exposto em MT possui registros geológicos e tectônicos e inserido nesse contexto está à área em estudo: situada próxima à fronteira entre Brasil e Bolívia. Neste trabalho serão apresentados dados de cunho geológico e análise estrutural do Gnaisse Rio Fortuna, que faz parte da Suíte Intrusiva Serra do Baú e, segundo Ruiz (2009), insere-se no Terreno Paraguá, no SW do Craton Amazônicos. Inicialmente denominado como Gnaisse Água Branca Jesus & Assis (2006), o fato deste corpo corresponder a um prolongamento, em território brasileiro, do Gnaisse Rio Fortuna descrito na Bolívia por Litherland *et al.* 1986, optou-se por utilizar essa denominação original. O objetivo deste estudo é contribuir para o entendimento da evolução geológica do embasamento gnáissico, desenvolvido previamente à implantação das Orogenias San Ignácio e Sunsás, e por consequência a evolução crustal do Terreno Paraguá.

Contexto Tectônico Geológico Regional

Em território brasileiro, na região do Destacamento Fortuna, Ruiz (2005) agrupou algumas ocorrências de ortognaisses bandados, intrudidos pelos granitos Tarumã e Lajes, como pertencentes à Suíte Intrusiva Serra do Baú, correlatos aos Gnaisses B de Litherland *et al.*(1986) reconhecem, como parte do embasamento metamórfico do pré-cambriano

boliviano três principais unidades litoestratigráficas-metamórficas: o Complexo Granulítico Lomas Manechis, composto por granulitos charnockíticos, enderbíticos, básicos e gnaisses bandados quartzo feldspáticos; o Complexo Gnáissico Chiquitania, constituído principalmente por ortognaisses (Divisão B) e paragnaisses (Divisão A) e o Grupo Xistos San Ignácio, de fácies xistos verdes a anfibolito, constituído por uma associação metavulcano-sedimentar. No Terreno Paraguá estão localizados os gnaisses da Suíte Intrusiva Serra do Baú, neste Terreno são reconhecidas três orogenias: Lomas Manechis (1.74 a 1.69 Ga), San Ignácio (1.35 a 1.3 Ga) e Sunsás/ Aguapei (1.30-1.00 Ga.) (Figura 1; Ruiz., 2005 e Ruiz *et al.*, 2010). Através de dados geológicos pretende-se caracterizar estruturalmente os Gnaisses Rio visando contribuir com a identificação de eventos magmáticos e metamórficos-deformacionais que os afetaram.

Descrição da Deformação do Gnaisse Rio Fortuna

Estudos realizados no Terreno Paraguá possibilitaram a definição de uma história deformacional complexa para as unidades gnáissicas e granulíticas na Bolívia Litherland *et al.* (1986) e Brasil (Matos & Ruiz 1991, Ruiz 2005). De acordo com Faria (2011) a Suíte Intrusiva Serra do Baú, evidencia processos de deformação dúctil, com variações na intensidade do *strain*, apresentando regiões de baixa deformação, intercaladas a zonas

altamente deformadas, gerando foliações miloníticas com direção preferencial NW. A análise estrutural em escala de semi-detalhe do Gnaiss Rio Fortuna permitiu identificação de três fases deformacionais, que serão designadas como F₁, F₂ e F₃, e seus elementos estruturais - dobras, foliações e lineações - serão referidos respectivamente como D, S e L, seguidos do número da fase de deformação em que foi gerado, por exemplo, a foliação S₁, refere-se à foliação gerada na primeira fase de deformação F₁. A fase de deformação F₁ é caracterizada pelo bandamento gnáissico (S₁) com atitude média de 254/70, principalmente nos flancos das dobras D₂, transpostos pela deformação D₂. A fase de deformação F₂ é marcada pela geração de dobras na foliação S₁, que frequentemente se mostram transpostas segundo a direção de S₂; são dobras comumente simétricas, fechadas, do tipo similar. Paralelas ao plano-axial das dobras D₂ se desenvolve uma foliação penetrativa, do tipo xistosidade (S₂), com atitude média de 290/80, enquanto uma lineação mineral/de estiramento (L₂) com atitude em torno 35/60, completa o acervo de estruturas F₂. A fase de deformação F₃ é marcada pela geração de uma superfície de foliação S₃, que se caracteriza por transpor localmente as foliações S₁ e S₂ segundo uma direção média de 150/80, não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D₃), com plano axial sub-vertical. A figura 2 ilustra esquematicamente o padrão de deformação dos gnaisses.

Conclusões

Os dados de campo juntamente com a geocronologia (U-Pb) mostram que o Gnaiss Rio Fortuna teve o magmatismo responsável pela formação de seu protólito formado durante a Orogenia Lomas Manechis. A transposição do bandamento gnáissico (S₁) para a direção preferencial NNW, a geração de nova foliação penetrativa NW e dobras fechadas sugerem o retrabalhamento tectono-metamórfico dos ortognaisses Rio Fortuna durante a Orogenia San Ignacio.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES (PROCAD 096/97) e FAPEMAT (Procs. 002.0141/2007 e 444.8287/2009) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa, ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé, ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio prestado. A primeira autora agradece a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado.

Referências

- Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. *The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Faria, D.A. 2011. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaiss Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico-Brasil*. UFMT, dissertação, 92p.
- Jesus, C.G. & Assis, M.M.C. 2006. *Petrografia, Geoquímica e Deformação do Ortognaiss Tarumã - SW do Estado de Mato Grosso - Fronteira Brasil/ Bolívia*. Instituto de Ciências Exatas e da Terra - UFMT, Monografia de Graduação p .15-19.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Matos J.B. e Ruiz A.S. 1991. *Contribuição à geologia da Folha Santa Rita – Mato Grosso*. In: III Simp. Geol. Centro Oeste, Anais, Cuiabá, p. 122 – 130.
- Ruiz A.S., Matos J.B., Aguiar M.Z.S., Lima G.A., Batata E.F. 2010. Relatório, primeira fase PRONAGEO, CPRM.

Ruiz A. S. 2009. *Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Craton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil*. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais.

Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Craton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

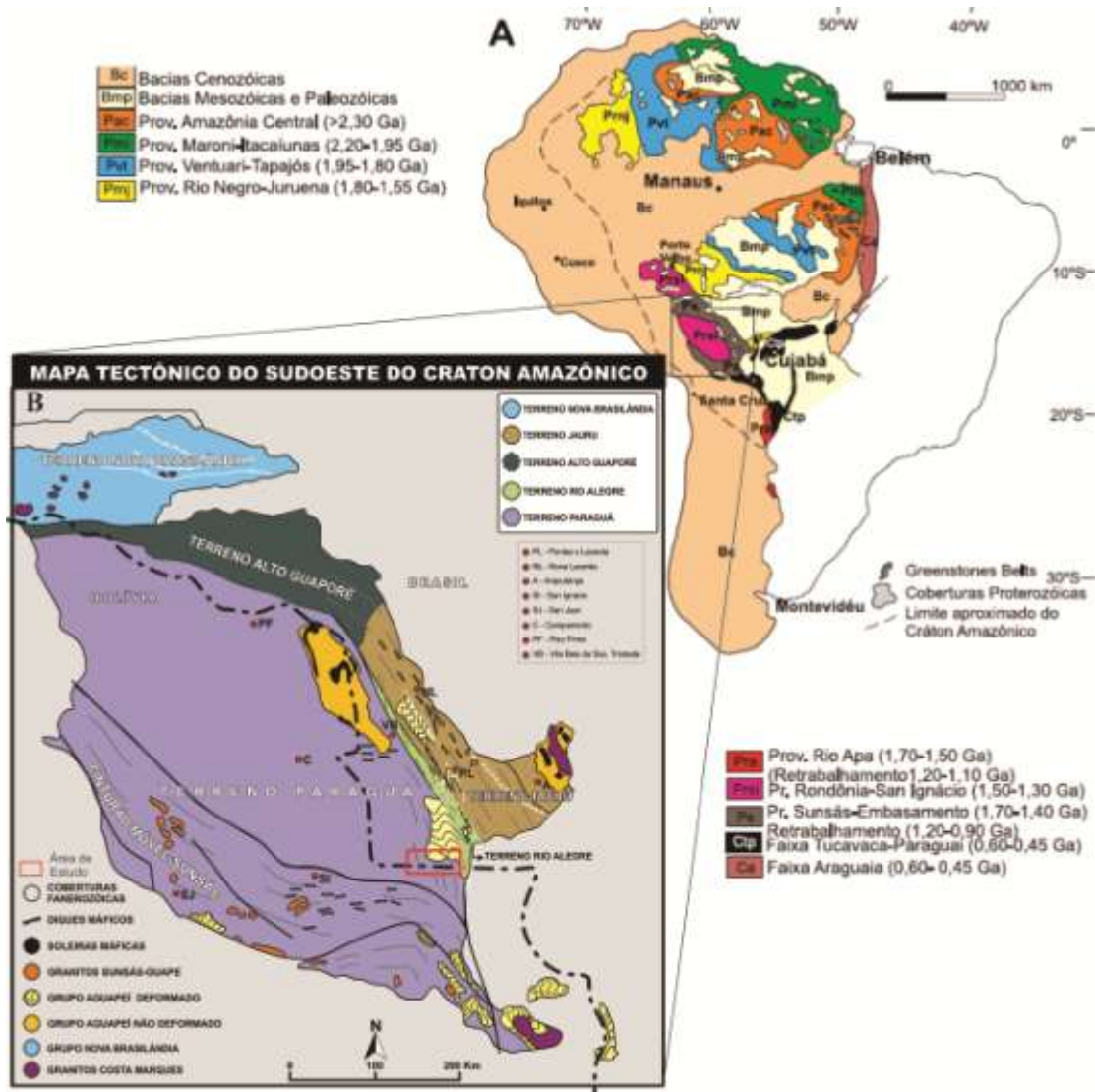


Figura 1. Em A Mapa com a compartimentação geocronológica do Craton Amazônico de Ruiz (2005), e B mapa de compartimentação em Terrenos do SW do Craton Amazônico de Ruiz *et al.*(2010).

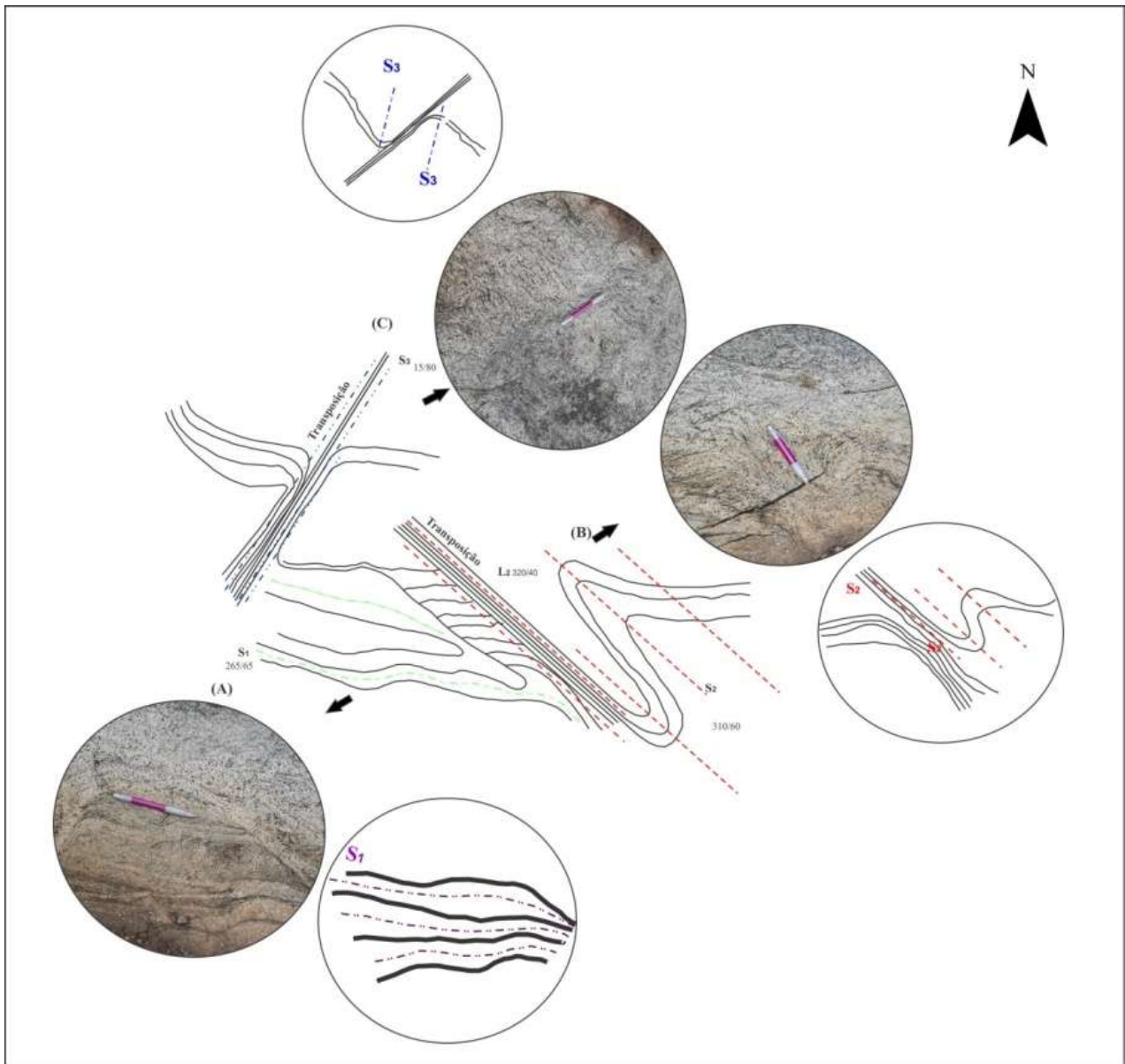


Figura 2. Esquema ilustrativo das fases de deformação que afetam o Gnaisse Rio Fortuna. (A) Bandamento gnáissico marcando a primeira foliação (S1) não transporta; (B) Bandamento gnáissico S1 dobrado e parcialmente transposto segundo a direção da foliação (S2) e (C) transposição das foliações S₁ e S₂ ao longo de zonas de cisalhamento estreitas paralelas a foliação S₃.

ESTÁGIOS DE CRESCIMENTO DE PORFIROBLASTOS DURANTE O METAMORFISMO PROGRESSIVO DAS ROCHAS DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR CABAÇAL, MATO GROSSO

Carlos Humberto da Silva¹; Ricardo Loose Timm²; Ana Cláudia Dantas da Costa¹

¹Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT, chsilva@ufmt.br; ²Bolsista de Iniciação Científica - FAPEMAT; Aluno do Curso de Graduação de Geologia ICET/UFMT

Introdução

A determinação da relação entre crescimento de porfiroblastos e o desenvolvimento de foliação é um requisito fundamental para a compreensão das trajetórias de pressão-temperatura-deformação-tempo (PTDt) experimentados por rochas metamórficas e, portanto, para inferir as relações espaciais e temporais entre deformação e metamorfismo (Johnson 1999). Na região da Fazenda Aliança, município de Araputanga, SW de Mato Grosso, ocorrem rochas metassedimentares tais como: estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita-granada gnaisse e, mais raramente, clorita-sericita-quartzo xisto, pertencentes a Sequência Metavulcanosedimentar Cabaçal (Ruiz 2005). O presente trabalho tem por objetivo contribuir para a compreensão das relações existentes entre metamorfismo e deformação nas rochas metassedimentares da Sequência Metavulcanosedimentar Cabaçal, utilizando para isso informações de campo aliadas a petrografia, com ênfase No estudo microestrutural.

Padrão Estrutural

As rochas estudadas apresentam um bandamento composicional paralelo ao qual observa-se uma xistosidade (Sn), esta foliação orienta-se N60-80E/10-30NW. Este bandamento encontra-se parcial ou totalmente transposto por uma clivagem de crenulação íngreme (N0-30W/60-85NE) (Figura 1a). Ao

microscópio observa-se um bandamento composicional definido pela alternância de bandas ricas em muscovita e biotita e outras compostas essencialmente por quartzo e plagioclásio. Paralelo ao bandamento observa-se a foliação Sn, marcada por uma xistosidade definida por biotita e muscovita (Figura 1b). Sobre Sn ocorre uma clivagem de crenulação (Sn+1), que é definida pela reorientação e crescimento de muscovita e biotita em planos paralelos a superfície axial das microdobras geradas durante Dn+1 (Figura 1b).

Relação Deformação–Metamorfismo

A relação entre deformação e metamorfismo pode ser observada tomando como base os minerais índices do metamorfismo principal, que ocorram como porfiroblastos com trilhas de inclusão internas que representam a foliação “congelada” no interior desses cristais. Para correta interpretação estas trilhas devem estar em continuidade com a(s) foliação(ões) externas. Alguns dos minerais observados nas lâminas do ponto TK-24 são passíveis dessa análise conforme se segue. A rocha apresenta uma textura granolepidoblástica com porfiroblastos de granada imersas em uma matriz composta por quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, estaurolita, clorita e cianita (Figura 2).

A *granada* ocorre como porfiroblastos com trilhas de inclusão de quartzo e opacos, que são retas no centro e curvas na borda, mimetizando o padrão de dobramento definido

pela foliação S_n , em um estágio precoce do dobramento da fase D_{n+1} (Figuras 2 e 3a). Esta interpretação é corroborada pelo fato da clivagem de crenulação S_{n+1} amoldar-se sobre o porfiroblasto de granada. A *estaurolita* ocorre como porfiroblastos subédricos a anédricos, por vezes esqueletais, apresenta trilhas de inclusão retas, definida por quartzo, contínuas em relação a foliação S_n , dessa forma, anterior ao desenvolvimento de S_{n+1} (Figuras 2 e 3b). Esta interpretação é corroborada pela presença de cristais de estaurolita inclusos na Granada.

O *quartzo* e o *plagioclásio* ocorrem como agregados poligonizados, deformados pela deformação D_{n+1} (Figura 3c). A *biotita* ocorre como palhetas reorientadas paralelas a S_{n+1} . Alguns grãos preservam orientação paralela a foliação S_n , sendo uma feição comum a ocorrência de arcos poligonais, onde o plano axial é paralelo a S_n (Figura 2 e 3d). A *muscovita* ocorre como palhetas nos domínios micáceos, paralelas a foliação S_{n+1} , também ocorre como porfiroblastos com trilhas de inclusão retas de quartzo e opacos contínuas em relação a foliação S_n (Figura 3e). A *clorita* ocorre de duas formas, como mineral de alteração da biotita ou como porfiroblastos com trilhas de inclusão retas, paralelas a foliação S_n (Figura 3f). Os porfiroblastos de cianita não apresentam trilhas de inclusão, por isso, a sua relação com as foliações observadas não pode ser realizada (Figura 3g).

Considerações Finais

Com base nas relações observadas na amostra TK-24 são suficientes para afirmar que o metamorfismo principal de fácies anfibolito ocorreu durante o início da fase D_{n+1} .

Agradecimentos

Os autores do presente trabalho agradecem a FAPEMAT (processos nº 448287/2009e . 449483/2009) pelo auxílio financeiro e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelo apoio.

Referências

- Johnson, S.E. 1999. Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. *American Mineralogist* 84, 1711-1726.
- Ruiz, A.S. 2005. *Evolução Geológica do sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso*. Tese de Doutorado, IGCE/UNESP 299p.

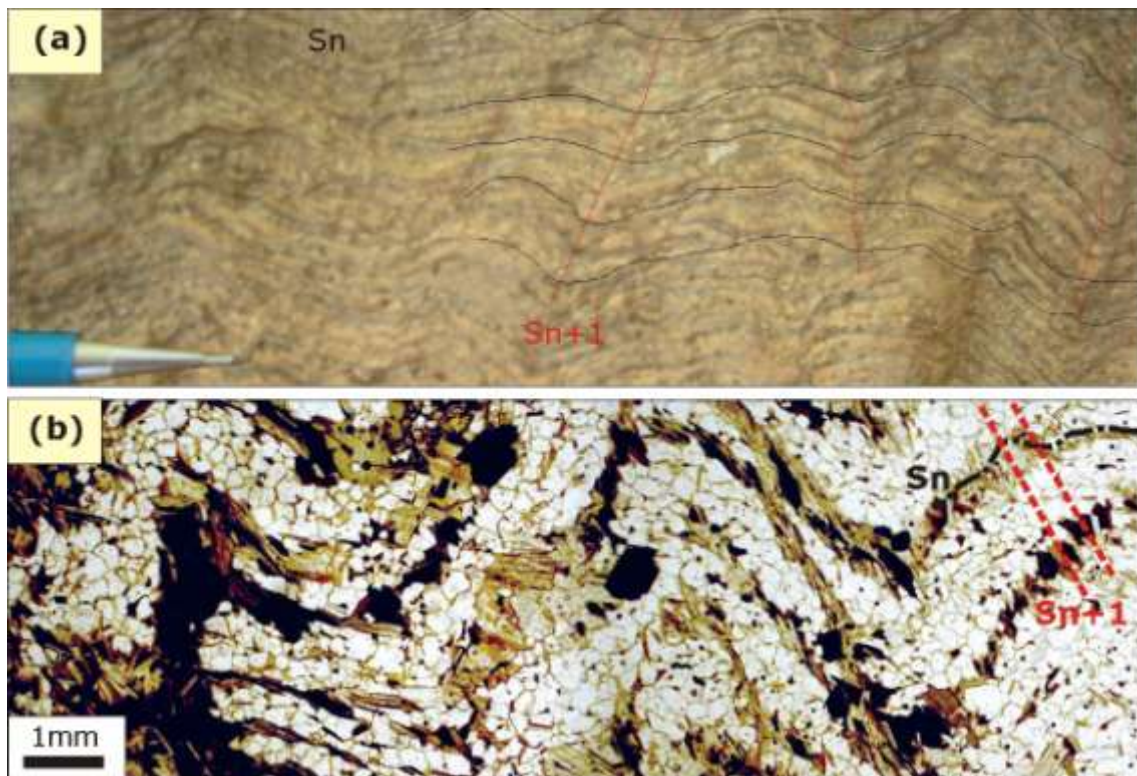


Figura 1. Relações de campo e microestruturais das foliações Sn e Sn+1. Em (a) imagem de afloramento onde ocorre bandamento composicional suavemente ondulado. Em (b) detalhe de lâmina delgada apresentando bandamento composicional crenulado.

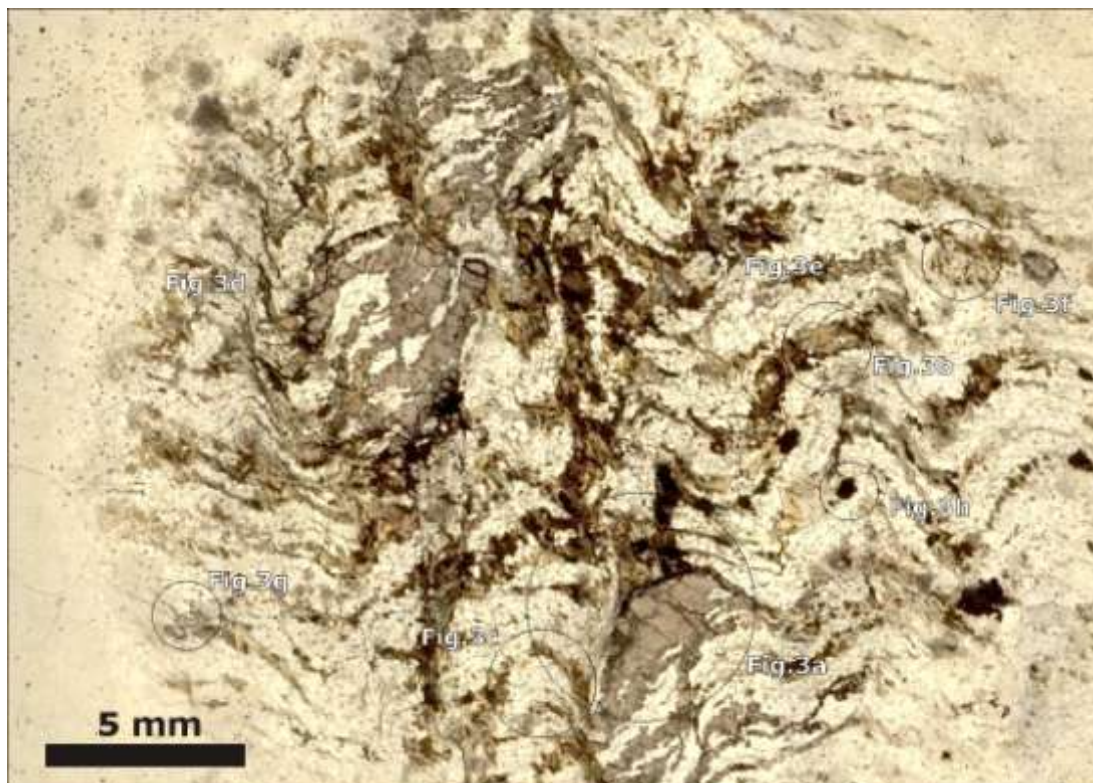


Figura 2. Fotomicrografia da lâmina TK-24 apresentando a relação entre porfiroblastos e foliações. Polarizador paralelo.

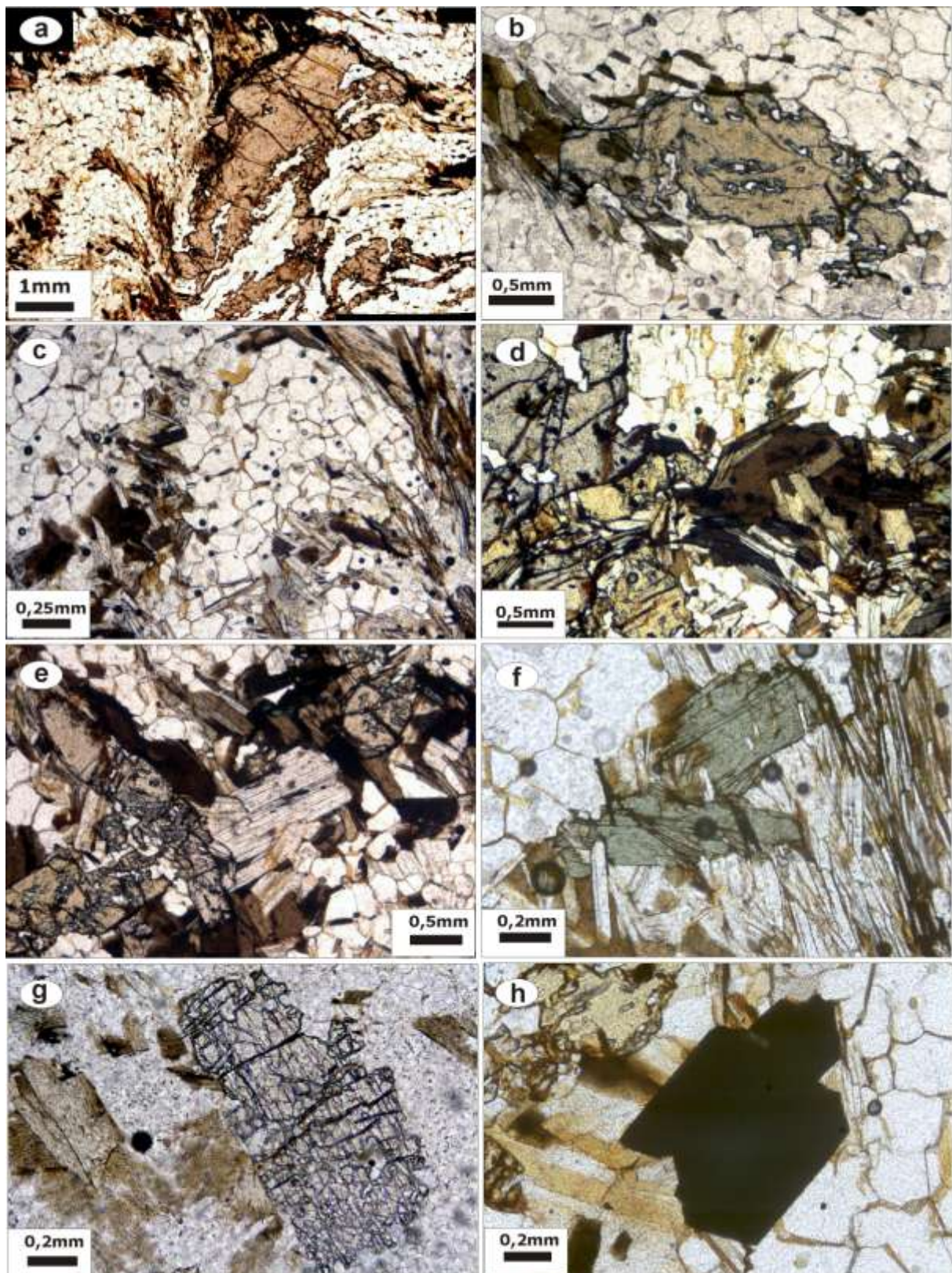


Figura 3. Fotomicrografias dos porfiroblastos e demais minerais presentes nas rochas da Sequência Metavolcanosedimentar Cabaçal, para maiores detalhes ver o texto. Todas as fotos em polarizadores paralelos.

PORFIROBLASTOS PÓS-TECTÔNICOS, EXEMPLOS DAS ROCHAS DO GRUPO CUIABÁ, NA REGIÃO DA MINERAÇÃO CASA DE PEDRA, CUIABÁ - MT

Tayla Monic Leite da Cunha^{1,2}; Anna Lorena Gomes da Costa^{2,3}; Carlos Humberto da Silva⁴; Ana Cláudia Dantas da Costa⁴

¹Bolsista de Iniciação Científica PIBIC/CNPq/UFMT; ²Graduando do Curso de Geologia, UFMT;

³Bolsista de Iniciação Científica UNISELVA/UFMT; ⁴Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; ⁵Grupo de Pesquisas Guaporé

Introdução

Porfiroblastos com trilhas de inclusão podem fornecer importantes informações a respeito dos eventos deformacionais e metamórficos progressivos, bem como idade relativa do crescimento mineral e da deformação (Passchier & Trouw 2005). Estas informações podem ser obtidas com base em esquema proposto por Zwart (1962) e aperfeiçoado por Passchier & Trouw (2005) que fundamenta-se na observação da trilha de inclusão dos porfiroblastos, bem como na presença de sombras de pressão, na deflexão da foliação externa, além de outros fatores. A partir deste esquema, os porfiroblastos podem ser classificados em pré-, inter-, sin-, ou pós-tectônicos, e entre estes destacamos os porfiroblastos pós-tectônicos caracterizados pela ausência de deflexão da foliação externa, extinção ondulante ou outra evidência de deformação (Passchier & Trouw 2005). Estas características são comuns a porfiroblastos de carbonato observados nas rochas do Grupo Cuiabá, na região da mineração Casa de Pedra, situada a 35km a nordeste de Cuiabá, estado do Mato Grosso, Brasil. O presente trabalho tem por objetivo apresentar caracterização microestrutural das rochas do Grupo Cuiabá da região da Mineração Casa de Pedra, com ênfase nos porfiroblastos pós-tectônicos.

Contexto Geológico

A área estudada situa-se na Zona Interna da Faixa de Dobramentos Paraguai, parte da Província Tocantins, desenvolvida durante o evento Brasileiro no Neoproterozóico. As rochas estudadas são relacionadas a Unidade Indivisa do Grupo Cuiabá, na mineração Casa de Pedra afloram clorita filito, metasiltito e metadiamicrito (Silva 1999; Barboza 2008). O clorita filito tem coloração cinza a cinza escura, granulação muito fina, composto por clorita, mica branca e em menor quantidade quartzo, sendo que predomina clorita em relação a mica branca. O metassiltito apresenta coloração esbranquiçada a amarelada, granulação fina, composto por porfiroclastos de quartzo e albita, e porfiroblastos de clorita, e uma matriz formada por mica branca, clorita e quartzo. O metadiamicrito é cinza a cinza-esverdeado composto por fragmentos finos a médios de filito, quartzito, e quartzo, imersos em uma matriz composta por muscovita, quartzo, clorita e albita. Todos os litotipos apresentam porfiroblastos de carbonato e clorita, dependendo da proximidade dos veios de quartzo auríferos.

Caracterização Estrutural

A principal estrutura primária visível nas rochas do Grupo Cuiabá na área da Mineração Casa de Pedra é o bandamento

composicional (S0) que manifesta-se através de uma laminação centimétrica a decamétrica, que forma dobras fechadas a isoclinais e invertidas. Ao microscópio observa-se que S0 é definido pela alternância de bandas ricas em muscovita, clorita e minerais opacos, e outras compostas essencialmente por quartzo e plagioclásio (Figura 1a). Nos níveis micáceos é comum serem observados porfiroblastos de clorita, que por apresentar a foliação que os molda e sombras de pressão, foram considerados como porfiroblastos pré-tectônicos (Figura 1b).

Paralelo ao plano axial das dobras definidas pelo bandamento composicional ocorre uma clivagem ardosiana (Sn) definida por arranjo orientado de muscovita e clorita (Figura 1c); e pelo alongamento de porfiroclastos de quartzo (Figura 1d). Frequentemente é observado a transposição do bandamento composicional pela foliação Sn. Paralelos a clivagem ardosiana são observados veios, formados por arranjos de quartzo poligonizado e por muscovita com orientação similar a observada na matriz.

Adicionalmente, foram observados veios discordantes ortogonais a Sn e S0. Estes veios são compostos por quartzo, carbonato, clorita e minerais opacos. O quartzo apresenta granulação grossa, em geral, marcado por intensa extinção ondulante; em algumas situações ocorrem também relictos de grandes cristais com extinção ondulante passando lateralmente a domínios com pequenos grãos. Ademais, o quartzo ocorre em veios antitaxiais na forma de cristais fibrosos. O carbonato ocorre principalmente nos interstícios dos grãos de quartzo, ou menos frequentemente como grandes cristais sem indício de deformação interna. A clorita ocorre na forma de agregados anédricos a subédricos desenvolvidos nas bordas ou no interior dos veios. Os minerais opacos ocorrem na forma de cristais anédricos a subédricos sobrecrescendo os grãos de quartzo, clorita e muscovita nos veios ou em suas proximidades.

Os porfiroblastos de carbonato ocorrem em todas as amostras estudadas, sejam elas filitos, metasiltitos, ou diamictitos. Sobrecrescem o bandamento composicional independente da composição da banda (Figura

1a). Apresentam formas euédricas a anédricas, e o seu crescimento incorpora parte da matriz, incluindo sombras de pressão de clorita, minerais opacos e quartzo. Apresenta uma foliação interna marcada pela presença de minerais opacos e de quartzo, que é reta em toda a extensão do porfiroblasto, e está em continuidade com a foliação externa (Sn, Figura 1e-f). Os porfiroblastos não apresentam sombra de pressão e a foliação externa não deflete sobre eles, ademais não apresentam qualquer indício de deformação interna.

Interpretação e Conclusões

Análise das estruturas e minerais presentes nas rochas do Grupo Cuiabá na Mineração Casa de Pedra sugere que a evolução geológica processou-se em três estágios (1) deposição do protólito sedimentar; (2) Deformação e metamorfismo; e (3) Hidrotermalismo e geração dos veios. No primeiro estágio foram depositadas sedimentos em um ambiente sedimentar pelágico, com influência de geleiras. Estes sedimentos sofreram diagênese transformando-se em rochas sedimentares, durante este processo foi desenvolvida uma foliação diagenética, comum em rochas sedimentares de baixo grau metamórfico, conforme denota a orientação dos porfiroblastos de clorita. Estes porfiroblastos são interpretados como pilhas de clorita (*chlorite – mica stacks*, Passchier & Trouw 2005) por apresentar forma lenticular ou em pilhas atuando como uma barreira durante o desenvolvimento da foliação Sn. No segundo estágio as rochas estudadas sofreram deformação e metamorfismo, conforme denota a presença de dobras e da clivagem ardosiana presentes nessa rocha. Para o desenvolvimento da clivagem ardosiana os porfiroclastos de quartzo sofreram rearranjo da rede cristalina interna (deformação cristalplástica) passando a ter forma alongada; o quartzo também cresce em sítios de baixo *strain*, principalmente sombras de pressão; as palhetas de muscovita e clorita crescem orientadas ortogonais ao maior campo de tensão, definindo a foliação. Em estágio posterior a deformação e ao metamorfismo atuou sobre as rochas estudadas um evento hidrotermal, responsável pelo

desenvolvimento dos veios com quartzo, com carbonato e clorita. As encaixantes desses veios sofreram o efeito hidrotermal conforme denota a presença dos porfiroblastos de carbonato pós-tectônicos.

Referências

Barboza E. S., 2008. *Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na província Cuiabá-Poconé, Centro Sul do Estado de Mato Grosso*. FGEL-UERJ.

Passchier, C. W. & Trouw R.A., J. 2005. *Microtectonics*. Springer. NewYork..

Silva C. H., 1999. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. IGCE-UNESP Rio Claro.

Zwart H.J., 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geol Rdsch* 52: 38-65.

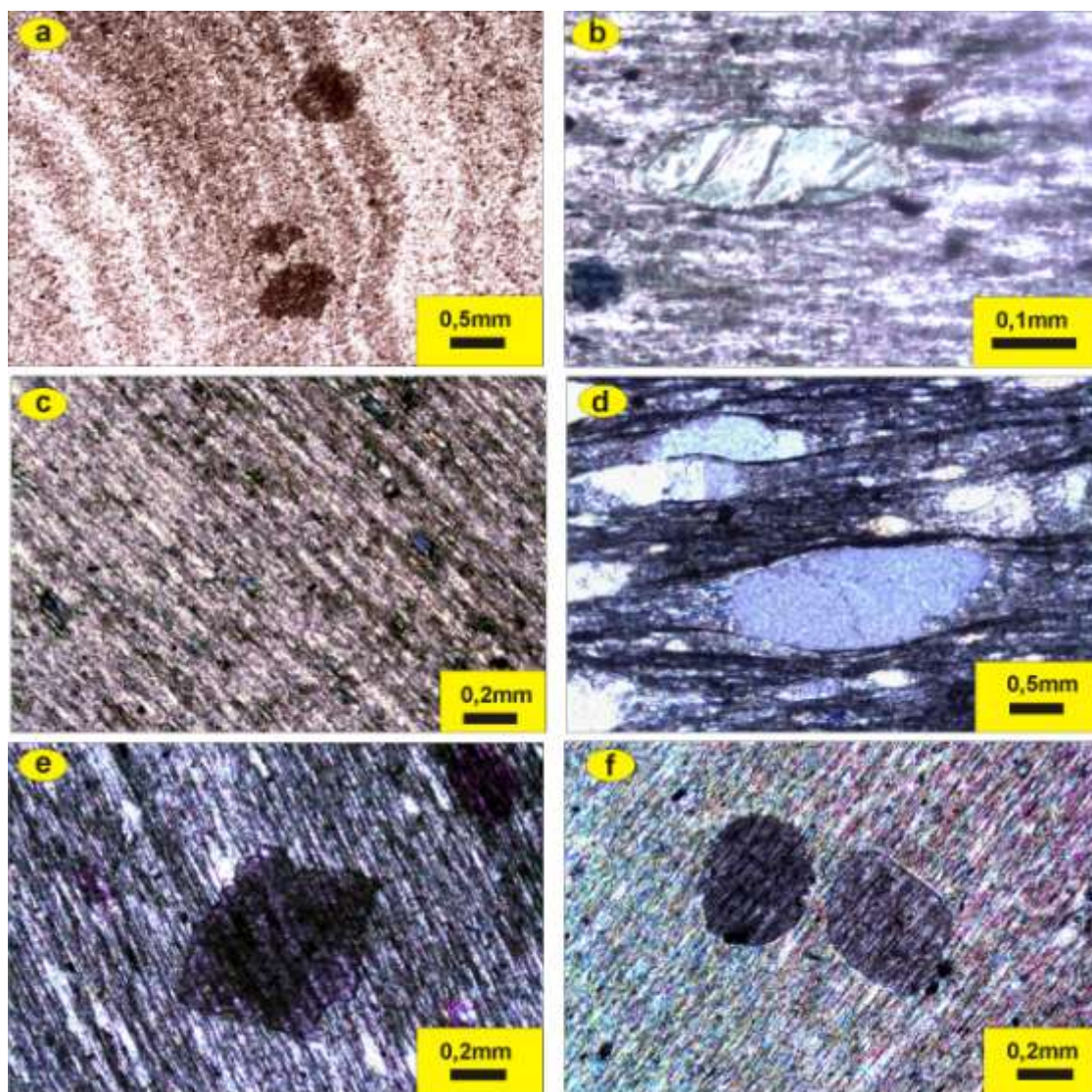


Figura 1. Fotomicrografias das rochas do Grupo Cuiabá, na Mineração Casa de Pedra, para maiores detalhes ver o texto. Fotos (a), (b), e (c) em polarizadores paralelos. Fotos (d) e (f) em polarizadores cruzados. Foto (e) polarizador a 45°.

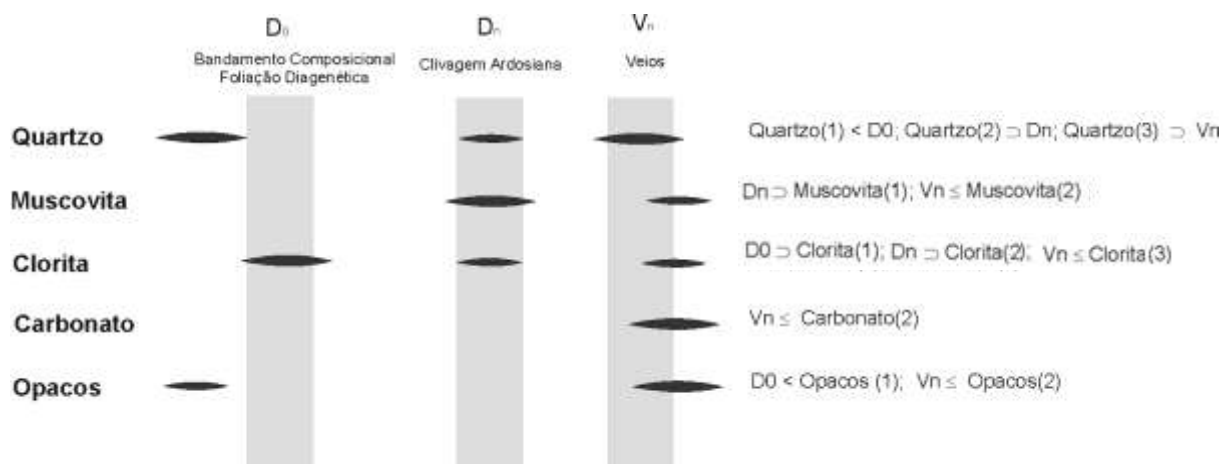


Figura 2. Esquema de idades relativas dos minerais presentes nas rochas do Grupo Cuiabá, na Mineração Casa de Pedra.

ROCHAS MILONÍTIAS ASSOCIADAS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO PARAÍBA DO SUL E ARCADIA-AREAL NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Julio Cesar Horta de Almeida¹

¹Tektos-FGEL-UERJ, jcha@uerj.br

Zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil ocorrem em feixes longitudinais ao orógeno Ribeira. São zonas de intensa deformação por achatamento e cisalhante. Neste trabalho são abordados dois feixes de zonas de cisalhamento dúctil, cujo desenvolvimento se deu no final do Neoproterozóico e início do Eopaleozóico, durante o evento Brasileiro. A Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul (ZCPS) coincide localmente com o Lineamento Além Paraíba, e se caracteriza por um feixe de duas a quatro zonas miloníticas que acompanham a zona central do vale do Rio Paraíba do Sul (Campanha & Ferrari 1984, Dayan & Keller 1989). A ZCPS tem continuidade com a Falha de Taxaquara (Hennies *et al.*, 1967). A Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal (ZCAA) corre paralela e a sul da ZCPS e se posiciona na vertente norte da Serra do Mar, no setor centro-norte do Estado do Rio de Janeiro e nordeste de São Paulo, e coincide com a linha de costa no sul do Rio de Janeiro (Almeida 2000). A ZCAA tem continuidade com a Falha de Cubatão. As duas zonas de cisalhamento se desenvolveram em condições de alta-T e passaram por mais de um evento deformacional. O objetivo deste trabalho é delimitar a ocorrência e caracterizar os tipos de rochas miloníticas nesses dois feixes, no trecho do Estado do Rio de Janeiro.

A ZCPS mostra zonas de intensa milonitização (ultramilonitos), discretas, com espessuras variando de poucos metros a poucas dezenas de metros, separadas por regiões menos deformadas. Todos os litotipos envolvidos na ZCPS mostram tramas não miloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Pelo menos duas fases de milonitização afetaram esses litotipos, evidenciadas por dobras com

eixos de baixo caimento e superfícies axiais de alto ângulo. As rochas miloníticas mais antigas estão dobradas e milonitos mais novos truncam os flancos e charneiras dessas dobras em posição paralela à superfície axial. Em alguns afloramentos se observam duas lineações, com caimentos de baixo ângulos para quadrantes opostos (NE e SW), interpretadas como sendo resultado de duas fases de deformação (Dn e Dn+1 ou D1+D2 e D3). Os milonitos mais novos tendem a apresentar granulação mais fina e feições típicas de milonitos (recristalização dinâmica – Neves *et al.* neste volume), estão geralmente associados a zonas de intenso dobramento isoclinal (D3). Essas faixas ultramiloníticas discretas se dispõem em feixes paralelos entre si ou anastomosados (Coelho *et al.*, neste volume), e podem ser seguidas continuamente desde o Estado de São Paulo (Arapeí) até o extremo norte fluminense (Varre-Sai) e além, para ambos os lados.

A ZCAA compreende uma faixa de rochas miloníticas que acompanha o contato entre rochas ortoderivadas e metassedimentos (CTB-Limite Tectônico Central). Os milonitos de alta-T se desenvolvem preferencialmente no lado NW do contato, sobre os metassedimentos, embora ocorram também sobre as rochas ortoderivadas do Domínio Costeiro. A espessura dos milonitos pode chegar a centenas de metros ou mesmo a milhar de metros e mostram diferentes tramas dependendo do litotipo. Uma foliação milonítica grossa, recristalizada, é dobrada por dobras assimétricas em forma de Z e reativada por zonas localizadas de alta deformação. Ao longo da ZCAA ocorrem intervalos de concentração de deformação formando texturas miloníticas e outros mais preservados da

deformação cisalhante onde predominam dobras.

A discriminação das rochas miloníticas em ultramilonitos e milonitos se deu utilizando os critérios de tamanho de grão, relação entre porfiroclastos e matriz e a relação com estruturas prévias, considerando-se os litotipos envolvidos. Nas rochas ortogranulíticas da ZCPS a acentuada diminuição do tamanho do grão e a presença de porfiroclastos de ortopiroxênio e feldspato (pertitas) com mantos de recristalização dinâmica e a presença maciça de fitas quartzo-feldspáticas foram determinantes para a classificação (Figura 1). As zonas de maior deformação podem ocorrer como pequenas faixas milimétricas num mesmo afloramento ou em faixas métricas a decamétricas na ZCPS. Nos ortognaisses e paragnaisses a deformação é igualmente particionada, porém seus efeitos são menos visíveis. Nestes casos a diminuição do tamanho do grão é o critério mais utilizado. Na ZCAA os ortognaisses registram as maiores variações deformacionais, porém não são tão marcantes como na ZCPS (Figura 2). Os metassedimentos (paragnaisses, quartzitos e calcissicáticas) não mostram uma marcante variação deformacional em escala de afloramento, provavelmente devido a melhor distribuição da deformação em presença de grande quantidade de biotita em relação a feldspatos, piroxênios e anfibólios.

Os resultados mostraram que esta variação de deformação registrada, especialmente nos granulitos da ZCPS, se deve a partição da deformação em um mesmo evento deformacional ou à superposição de eventos em condições metamórficas ligeiramente diferentes. Nas duas zonas foi observada a partição espacial da deformação e a superposição de eventos. Na ZCPS, provavelmente devido à sua orientação prévia, o evento tardio gerou novos milonitos paralelos aos primeiros. O dobramento isoclinal da foliação milonítica Sn favoreceu a transposição

desta gerando novas faixas miloníticas. Na ZCAA, a posição inicial da foliação milonítica com relação à superfície axial das dobras tardias causou um padrão de redobramento, como observado nas figuras 2c e 2d.

Referências Bibliográficas

- Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Trouw, R. 1998. Geometric and Kinematic Analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONG. BRAS. GEOL., 40. Anais..., Belo Horizonte. SBG, p. 32.
- Almeida, J.C.H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado (inédita), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP-Rio Claro, 190 p.
- Campanha G.A.C. & Ferrari, A.L. 1984. Lineamento Além Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. IN: Congr. Bras. Geol, XXXIII, Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, RJ, SBG. v. 12: 5425-5432.
- Coelho, P.H.G.R.; Almeida, R.V.; Mota, G.S.; Almeida, J.C.H. 2011. Mapa das zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e Arcádia-Areal, no Estado do Rio de Janeiro. Neste Simpósio
- Dayan, H. & Keller, J.V.A. 1989. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): Uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.* 19(4):494-506.
- Hennies, W.T.; Hasui, Y.; Penalva, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONG. BRAS. GEOL., 21. Anais... p. 159-168.
- Neves, S.B.; Costa, M.; Constantino, E.; Almeida, J.C.H. 2011. Estudo microestrutural dos milonitos de alto grau da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, RJ. Neste Simpósio.



Figura 1. Tramas não miloníticas, miloníticas e ultramiloníticas na zona de cisalhamento Paraíba do Sul.

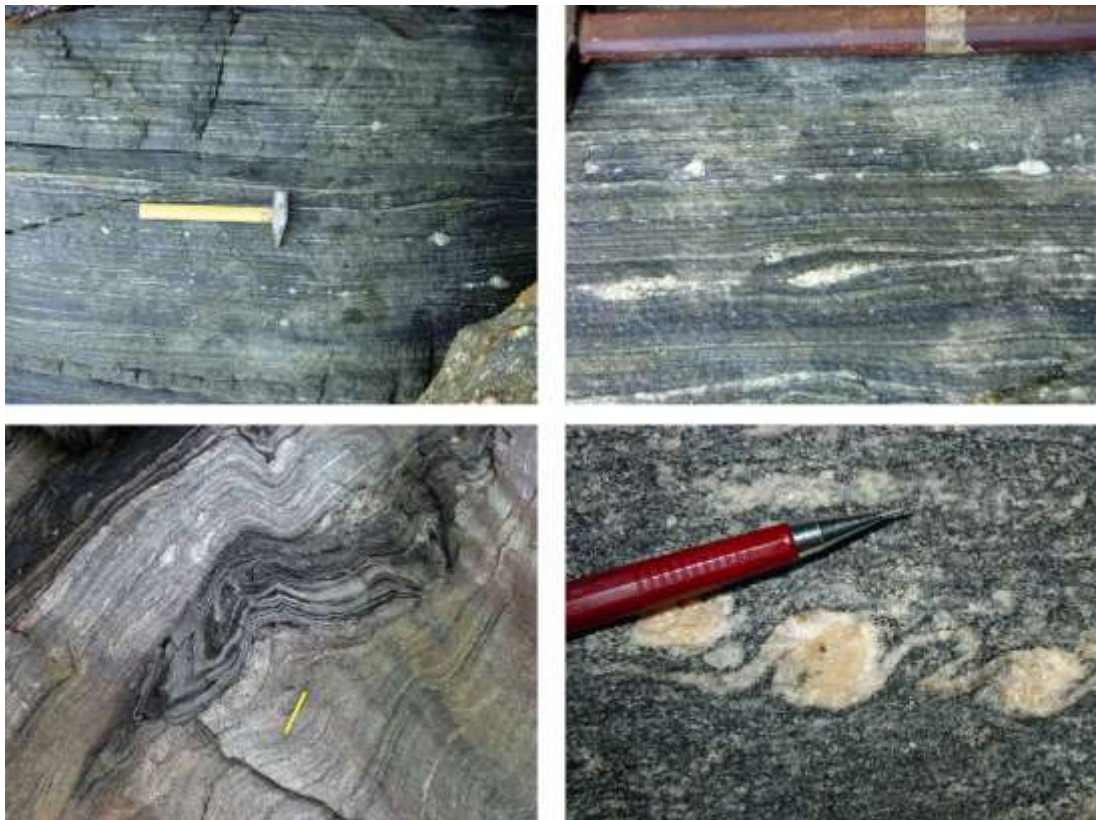


Figura 2. Feições miloníticas da zona de cisalhamento Arcádia-Areal. Padrão de superposição de eventos deformacionais.

ESTUDO MICROESTRUTURAL DOS MILONITOS DE ALTO GRAU DA ZONA DE CISALHAMENTO PARAÍBA DO SUL, RJ.

Suellen Braga Neves¹, Mariana Costa², Elizabeth Constantino¹, Julio Cesar Horta de Almeida³.

¹Graduação da Faculdade de Geologia, UERJ, suhistoria@hotmail.com; ²Programa de Pós-Graduação, FGEL, UERJ; ³TEKTOS / FGEL; UERJ

Este trabalho apresenta um estudo das estruturas presentes em milonitos desenvolvidos em condições de alta temperatura na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS), no Estado do Rio de Janeiro. Durante os trabalhos de campo realizados na ZCPS, foi feita a amostragem focando as faixas de maior deformação. O objetivo do trabalho foi a identificação das microestruturas e a interpretação dos mecanismos de deformação atuantes durante pelo menos duas fases de deformação, ambas em condições de alta temperatura, em três tipos diferentes de rochas: um paragnaisse, um ortognaisse e um ortogranulito.

As lâminas selecionadas provêm de três afloramentos clássicos da ZCPS: Ilha dos Pombos (Paragnaisse) e Três Rios (Ortognaisse e Ortogranulito). O paragnaisse apresenta a seguinte composição mineralógica: Quartzo (20%), K-feldspato (20%), Plagioclásio (8%), Biotita (30%), Granada (15%), Opacos (2%) e Sericita (5%). Apresenta uma textura granolepidoblástica, inequigranular, com porfiroclastos de plagioclásio e feldspato alcalino alguns deles ocorrem como indicadores cinemáticos indicando sentido dextral. Ao redor dos porfiroclastos ocorrem ripas de biotita orientadas na sombra de pressão nos grãos de feldspato (figura 1). O quartzo ocorre na matriz e em fitas, em forma subédrica.

O ortognaisse é composto pelos seguintes minerais: K-feldspato (30%), Quartzo (35%), Plagioclásio (20%), Biotita (10%), Anfibólio (5%). A matriz é granoblástica e equigranular poligonizada. Ocorrem porfiroclastos de feldspato alcalino com bordas recristalizadas. Esse tipo de trama é

consequente de um processo de recristalização dinâmica seguida de recristalização estática, formando trama poligonal.

O Ortogranulito é composto por K-feldspato (30%), Plagioclásio (20%), Ortopiroxênio (20%), Hornblenda (15%), Opacos (10%) e Biotita (5%). Apresenta matriz com textura granoblástica seriada. Os Cristais de Opx e Hornblenda ocorrem como porfiroclastos e em suas respectivas bordas há a presença de pequenos grãos recristalizados do mesmo mineral, alguns destes pequenos se estendem ao longo das extremidades dos porfiroclastos. É comum a presença de extinção ondulante no feldspato alcalino e no plagioclásio que compõem a matriz da rocha junto com o quartzo.

Os três litotipos apresentam tramas distintas, embora tenham passado por condições metamórficas e deformacionais semelhantes. A relativa maior quantidade de biotita no paragnaisse (Figuras 1 e 2) parece influenciar no desenvolvimento dos cristais de quartzo e feldspato durante a recristalização dinâmica e, principalmente, durante a recristalização estática. O tamanho médio do grão muda consideravelmente, de 0,02mm-1,2mm no paragnaisse (matriz inequigranular) para 0,4mm (maioria dos grãos de quartzo, feldspato e plagioclásio) no ortognaisse. No granulito o tamanho dos grãos varia de 0,04mm-0,8mm. Outras feições microestruturais distintas dos três litotipos são:

- Ocorrência de fitas de quartzo por migração de bordos dos grãos no paragnaisse, já no ortognaisse os grãos de quartzo ocorrem de forma poligonal

devido ao processo de redução de área nas bordas dos grãos.

- A forma e o arranjo das ripas de biotita no paragnaisse é bem distinto em relação ao ortognaisse, pois na primeira rocha citada a biotita ocorre aglutinada em bandas, ripas submilimétricas e algumas anedrais, já na rocha de origem ígnea a biotita ocorre ortogonal aos tectossilicatos, com forma eudral a subedral e com tamanho variando de 0,5mm-5mm.
- No ortogranulito os feldspatos e plagioclásios são submilimétricos a milimétricos, ocorrem de forma

variada; eudral, subedral e anedral, alguns grãos ocorrem em formas poligonais, pode-se supor que o mesmo tenha passado pelo processo de redução de área das bordas dos grãos, já outros cristais aparentam terem passado pelo processo de migração de bordas. Em certos grãos de plagioclásio percebe-se a presença de extinção ondulante e geminação em forma de cunha, provavelmente ocasionada pela deformação.

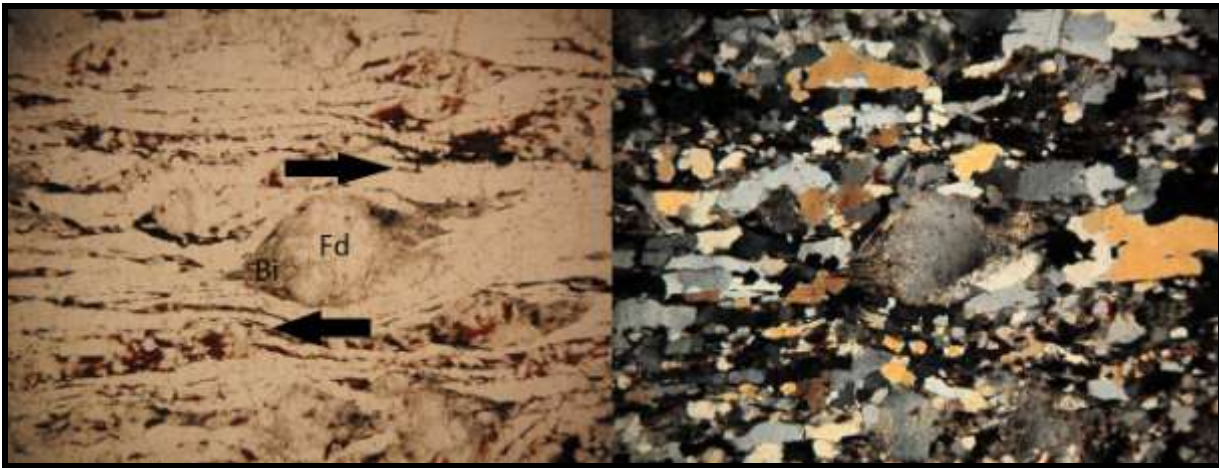


Figura 1. Trama típica do paragnaisse milonítico. Indicador Cinemático (porfiroclasto de feldspato alcalino sericitizado e suas bordas com biotita) indica movimento destal (corte paralelo à lineação de estiramento; fotografias com nicois cruzados e não cruzados, objetiva 2,5x). Ponto AP-JAPF-103 – Ilha dos Pombos.

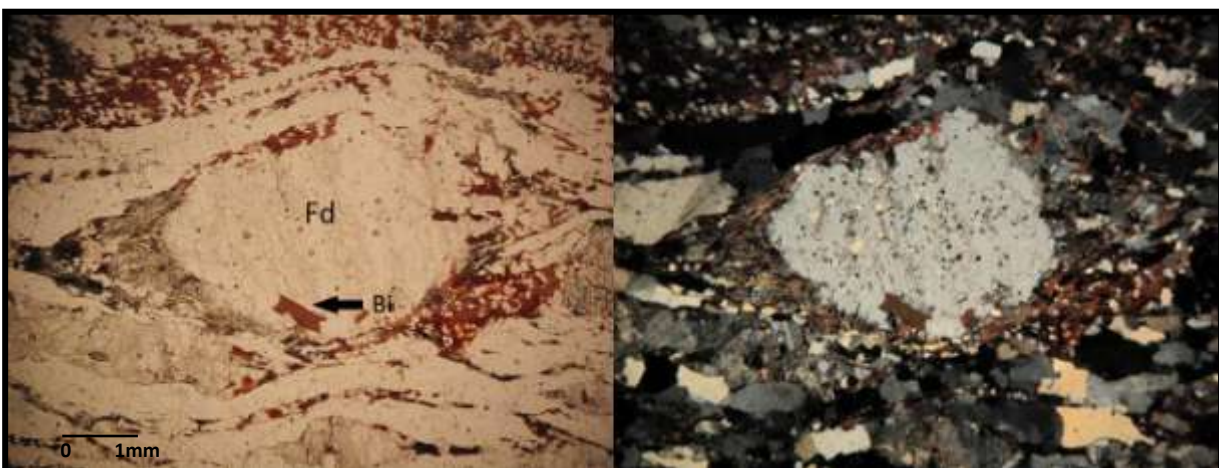


Figura 2. Detalhe do grão de feldspato alcalino com forma sigmoidal (objeto tipo σ). Na matriz há evidências de Migração da Borda do Grão (MBG). Ponto AP-JAPF103-Ilha dos Pombos.

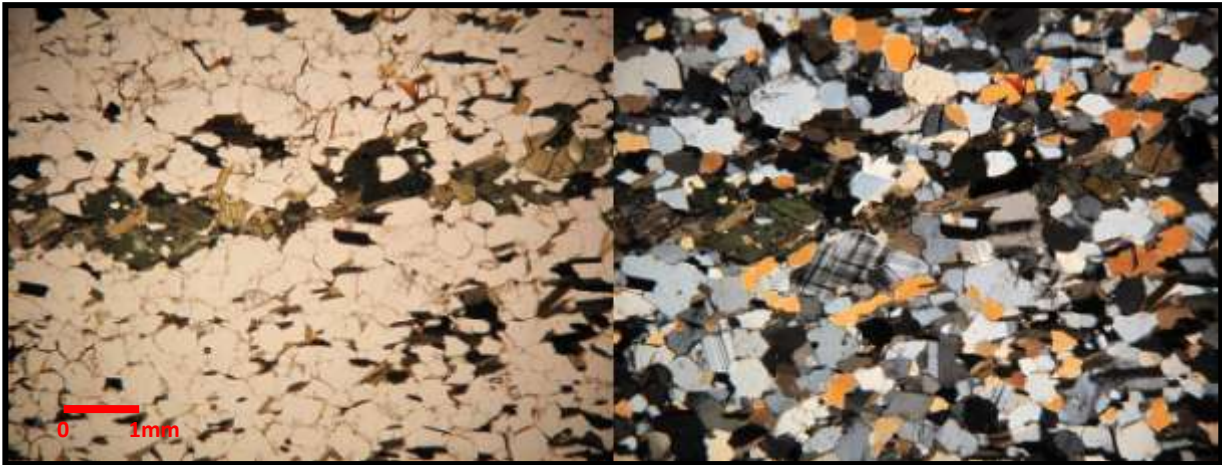


Figura 3. Trama no Ortognaisse milonítico. Indícios de recristalização estática, matriz poligonizada e ripas de biotita orientadas. Presença de subgrãos indica deformação mais fria posterior. Ponto JA-01C, Três Rios.

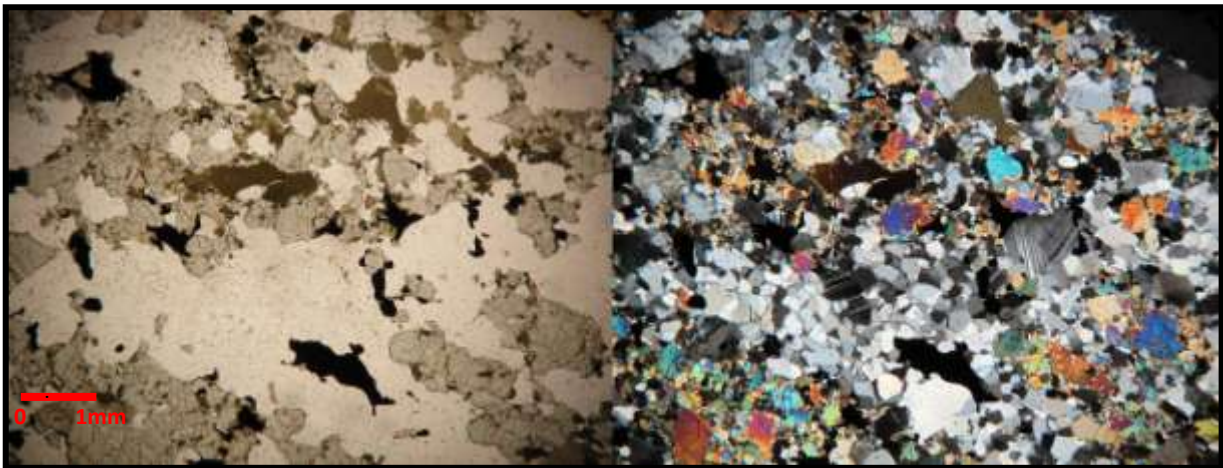


Figura 4. Trama milonítica do Ortogranulito. Indícios de recristalização dinâmica (MBG, geminação por deformação) nos grãos maiores (porfiroclastos) e de recristalização estática nos grão menores. Ponto TR-JA-03, Três Rios.

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DO GRANITO CERRO PORÃ E DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – PORTO MURTINHO - MS

Dalila Peixe Plens^{1,4}, Amarildo Salina Ruiz^{1,3,4}, Maria Zélia Aguiar Souza^{1,2,4}, Ana Flávia Nunes Brittes^{1,4}, Marcus Vinícius Ferreira Marques^{1,4}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; ²Departamento de Recursos Minerais/UFMT; ³Departamento de Geologia Geral/UFMT; ⁴Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé).

Introdução

A área enfocada compreende a Serra da Esperança localizada na porção sul do Cráton Amazônico, Terreno Rio Apa, nas proximidades do município de Porto Murtinho, SW do estado de Mato Grosso do Sul.

A literatura geológica da região do Rio Apa é escassa e a maioria dos trabalhos referem-se a mapeamentos geológicos apenas de reconhecimento. Levantamentos geológicos em escala de semi-detalle abrangem áreas restritas e são raríssimos.

Este trabalho tem como objetivo caracterizar de forma preliminar, com base no mapeamento geológico de semi-detalle (1:50.000) e na análise estrutural-metamórfica de detalhe (1:10.000) de áreas chaves, a evolução geológica-tectônica da Formação Serra da Bocaina e Granito Cerro Porã na Serra da Esperança.

Contexto Tectônico Regional

O Cráton Amazônico, localizado na parte norte da América do Sul, corresponde a uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas. Abrange, aproximadamente, uma área de $4,3 \times 10^5$ km² e está dividido pela Sinéclise do Amazonas em dois escudos: o Brasil Central e o das Guianas.

O Terreno Rio Apa, que corresponde à porção meridional do Cráton Amazônico, é composto por um conjunto de unidades litoestratigráficas que compreendem segmentos infra e supracrustais cuja evolução tectônica prolonga-se do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico e, certamente, representa

importante papel na consolidação do Supercontinente Rodínia. Ruiz (2005) apresenta a compartimentação tectônica-geocronológica, considerando o Maciço/Bloco Rio Apa, como parte integrante do Cráton Amazônico.

Baseado nas características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, Lacerda Filho *et al.* (2006) apresentaram uma compartimentação tectônica para o Terreno Rio Apa onde são reconhecidos os seguintes elementos crustais: Remanescente da Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga.), Arco Magmático Rio Apa (1.95 a 1.87 Ga) e Arco Magmático Amoguijá (1.87 a 1.75 Ga).

O Arco Magmático Amoguijá é constituído pelo Granito Alumiador e pelas Vulcânicas Serra da Bocaina. Brittes & Plens (2010) substituíram este último termo por Formação Serra da Bocaina e mapearam uma fácies formada por lavas e quatro fácies vulcanoclásticas: Ignimbrito rico em fragmentos, Ignimbrito rico em cristais, Co-ignimbrito e Reoignimbrito. Esses ignimbritos são caracterizados pela presença e quantidade de diferentes produtos piroclásticos tais como: fragmentos líticos e pumíceos, cristaloclastos, púmices, *fiammes*, *shards* e cristalites. Datações U-Pb SHRIMP em zircão, realizadas por Lacerda Filho *et al.* (2006), forneceram idade de 1.794 Ma para estas rochas

A Suíte Intrusiva Alumiador é considerada por Godoi *et al.* (2001) como contemporânea às rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e datações pelo método U-Pb SHIRIMP, em zircões, indicaram idade de 1839 ± 33 Ma para essas rochas

(Cordani *et al.* 2010). Esta unidade intrusiva, alongada segundo a direção NS, corresponde a um batólito que aflora desde as imediações da cidade de Caracol até o médio curso do Rio Alto Terere. Também ocorre como corpos menores intrusivos nas rochas do Complexo do Rio Apa e da Associação Metamórfica Alto Tererê.

Aspectos Geológicos

Na Serra da Esperança, a Formação Serra da Bocaina é representada por rochas vulcanoclásticas da Fácies Ignimbrito Rico em Cristais que afloram na porção SW da área enfocada. Esses litotipos caracterizam-se por apresentar cor cinza-escuro, matriz de granulação fina a vítrea onde se destacam fenocristais e cristaloclastos de quartzo, plagioclásio e subordinadamente feldspato alcalino, que atingem porcentagem modal de até 50 %. Observam-se estruturas primárias reliquias representadas por fluxo laminar e acamamento de dobras.

A porção sul da Suíte Intrusiva Alumiador configura a Serra da Esperança e corresponde a um corpo individualizado neste trabalho e denominado Granito Cerro Porã. Essa nova unidade, pertencente à Suíte Intrusiva Alumiador, ocorre na porção centro leste da área, como um corpo alongado segundo direção N-S, cuja porção noroeste mostra-se rotacionada para o sentido leste, provocando uma forma encurvada à Serra da Esperança.

O Granito Cerro Porã é constituído por rochas predominantemente sieno a monzograníticas orientadas, faneríticas a localmente porfiríticas, leucocráticas, de coloração cinza a predominantemente rosa e granulação média. Consiste de uma paragênese formada por microclina pertítica, quartzo e plagioclásio, tendo biotita e anfibólio como minerais máficos primários e clorita verde, epidoto/clinozoizita e argilo-minerais como fases de alteração pós-magmática.

Caracterização Estrutural

O evento mais antigo (F1), de natureza dúctil, representa a deformação mais intensa e dominante, sendo observado ao longo de toda a área estudada. É acompanhado pelo evento de

metamorfismo regional M1, em condições de fácies xisto-verde.

A foliação S1 é representada por xistosidade, lineação de estiramento mineral e pelo dobramento gerador das Dobras D1. A primeira ocorre bem marcada nas rochas graníticas e vulcânicas, sendo definida pela orientação planar preferencial dos cristais constituintes (Fig. 1 A e B).

As medidas de campo, lançadas nos estereogramas (Fig. 2), mostram um máximo em torno de 90/50 e dispersão de 80 – 130 para direção e 30 – 70 para mergulho, provavelmente um reflexo dos dobramentos da segunda fase de deformação F₂. A lineação de estiramento mineral (L₁) é definida pelos cristais alongados e estirados de quartzo, plagioclásio e feldspato. As medidas de L₁ mostram valores de 90/50 (Fig. 1C).

As *dobras D1* foram encontradas na porção SSE da área e apresentam-se fechadas, assimétricas, isoclinais, similares e inclinadas com caimentos. A foliação S1 apresenta-se paralela ao plano axial da dobra mais representativa (Fig. 1 D).

A Zona de Cisalhamento Serra da Esperança, identificada nesse mapeamento, localiza-se nas porções nordeste e sudeste da área enfocada e tem indicadores cinemáticos apontando para um movimento convergente reverso, com transporte de topo para o quadrante NW. Afeta as rochas do Grupo Amolar e do Granito Cerro Porã formando, neste último, milonitos com porfiroclastos orientados, achatados, alongados e rotacionados. O corpo granítico apresenta toda a sua porção leste contornada por esta zona de cisalhamento, o que aparentemente, forma um feixe de cisalhamento anastomosado.

A segunda fase (F2), rúptil dúctil, mostra-se com uma intensidade menor, tendo sido observada apenas localmente. É representada principalmente por uma foliação S2 do tipo clivagem de crenulação ou disjuntiva. Dobras D2 ocorrem nas rochas da Fácies Ignimbrito rico em cristais, como dobras abertas, suaves, normais com caimento e assimétricas. (Fig. 2. E).

As foliações S2 (Fig. 2. E e F) correspondem aos planos axiais das clivagens e mostram atitude predominante 125°/70°, com dispersão entre os valores de direção entre 130

e 304 (Fig. 3). Essas estruturas mostram-se com direções correlacionáveis às fraturas/falhas afetando principalmente as rochas do Granito Cerro Porã impondo a esse corpo um formato curvo. A lineação de intersecção L_2 é definida pela intersecção entre a xistosidade S1 e a clivagem de crenulação S2.

Considerações Finais

Do ponto de vista da evolução tectônica, admite-se que a sequência de rochas vulcanoclásticas e efusivas da Formação Serra da Bocaina, bem como as rochas do Granito Cerro Porã, correspondam a um magmatismo associado a um arco magmático desenvolvido no Paleoproterozóico, de idade de 1794 Ma para as rochas da Serra da Bocaina e 1839 ± 33 Ma para as rochas do Granito Cerro Porã.

As deformações observadas indicam que tanto as rochas intrusivas e efusivas, bem como o Grupo Amolar, sofreu um esforço compressivo principal, associado a metamorfismo de fácies xisto verde, que provocou o transporte tectônico, em rampas de cavalgamentos e de dobras assimétricas, com vergência de SSE para NWW.

Agradecimentos

Os autores agradecem à CAPES (PROCAD 096/97) e FAPEMAT (Projeto de N° 004/2009 – Processo N° 448287/2009) pelo

suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa, ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio à pesquisa e concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

Referências

- Brittes, A.F.N. & Plens, D.P. 2010. “Caracterização Geológica da Serra da Bocaina, Com Ênfase na Formação Serra da Bocaina - Terreno Rio Apa - Sul do Cráton Amazônico - Porto Murtinho – MS.”
- Godoi, H.O. Martins, E.G.; Mello, J.C.R. 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB: *Folha SE.21-Y-D - Corumbá; Folha SF.21-V-B - Aldeia Tomázia; Folha SF.21-V-D - Porto Murtinho: escala 1:250 000*. Brasília: CPRM.
- Lacerda Filho, J.V.; Correia De Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira, C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J. H.; Valente, C. R.; 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*, CPRM/SICME.
- Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Brito Neves, B.B. 2005. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. *In: SBG: Simp. Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, *Anais*, p. 301 – 304.

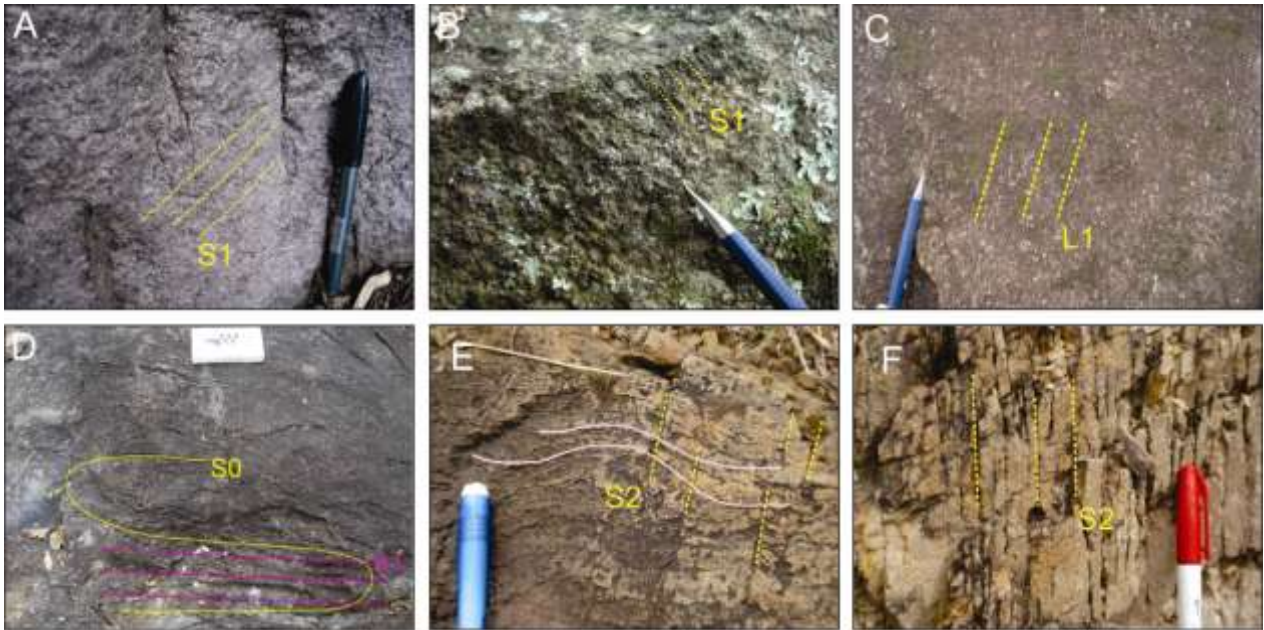


Figura 1. Ilustrações referentes às estruturas geológicas observadas nas unidades geológicas que constituem a Serra da Esperança: A e B) xistosidade penetrativa S_1 , identificada pela reorientação preferencial dos minerais félsicos observada nas rochas do Granito Cerro Porã; C) lineação de estiramento mineral L_1 do Granito Cerro Porã; D) dobra D_1 mostrando a foliação S_1 paralela ao seu plano axial; E) microdobras, clivagens de crenulação e disjuntiva referentes à fase F_2 das rochas da Formação Serra da Bocaina; F) Clivagens disjuntivas desenvolvidas nos planos axiais das microdobras, gerando fraturas com afastamento milimétrico.

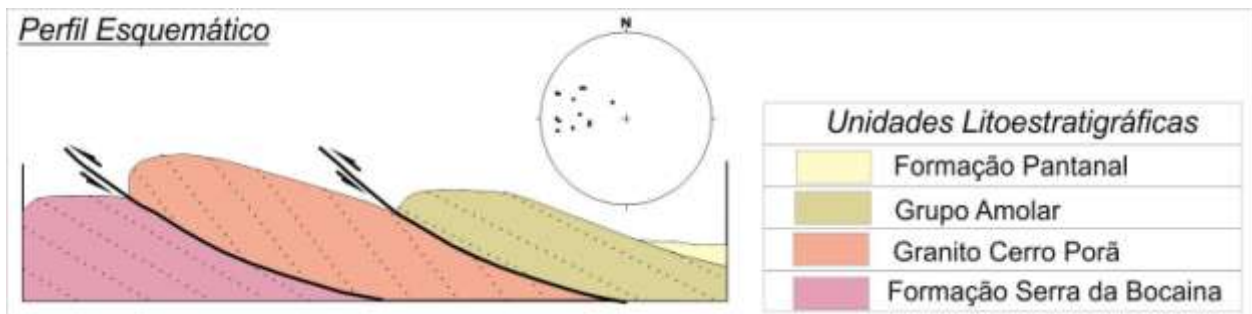


Figura 2. Perfil Esquemático da Serra da Esperança com o Estereograma de pólos para as foliações S_1 .

ARRASTO REVERSO: O CASO DA FALHA DE SANTA MARIA, REGIÃO DE PASSOS, MG

Luiz Sérgio Amarante Simões¹; Alex Joaquim Choupina Andrade Silva²

¹Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE/UNESP, lsimoes@rc.unesp.br; ²Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional – IGCE/UNESP

Introdução

Dobras de arrasto evidenciam componente de deformação dúctil registrada em marcadores planares nas adjacências de falhas, podendo ocorrer em diversas escalas, em geral proporcional ao tamanho da descontinuidade tectônica. A grande maioria das falhas exibe arrasto normal, onde a curvatura dos marcadores desenha forma convexa na direção do movimento do bloco de falha em que ocorre. Esta geometria é utilizada para a determinação do sentido de cisalhamento da falha. Entretanto, não é incomum a ocorrência de arrasto reverso, definido por uma curvatura de marcadores com forma côncava na direção do movimento da falha (Reches & Eidelman, 1995). Nestes casos as dobras de arrasto não podem ser utilizadas como indicadoras diretas do sentido de cisalhamento.

O presente trabalho visa descrever um exemplo de falha, de escala quilométrica, com arrasto reverso e discutir as possibilidades para sua formação.

Contexto Geológico

A Falha de Santa Maria (FSM) ocorre no contexto da Nappe de Passos, porção sul da Faixa Brasília. A Nappe de Passos é caracterizada por um pacote, com cerca de 6 km de espessura, essencialmente metassedimentar com pequena contribuição de metavulcânicas básicas toleíticas. Dados

geocronológicos em zircões detríticos indicam idade de sedimentação em torno de 900 Ma e datações em monazitas fornecem idade do metamorfismo principal em torno de 630 Ma. Representa o domínio interno da Faixa Brasília, empurrado sobre as porções externas do orógeno, com condições do metamorfismo principal variando de xisto verde superior ao início da fácies granulito, sendo retrometamorfizado para fácies xisto verde inferior durante o alojamento final a nappe (Valeriano et al. 2004).

A evolução estrutural desta Nappe pode ser descrita através de cinco fases deformacionais, sendo as três primeiras essencialmente dúcteis (Dn-2, Dn-1 e Dn) e as duas últimas (Dn+1 e Dn+2), posteriores ao alojamento final da Nappe, com caráter dúctil-rúptil.

Geologia da Região da Serra de Santa Maria

A Serra de Santa Maria é uma feição geomorfológica de direção aproximadamente NS que se destaca na paisagem por contrastar com a estruturação geológica regional que define alinhamentos WNW. Esta anomalia de relevo foi causada pela presença da Falha de Santa Maria (FSM), uma estrutura com atitude N10E/85W.

Na região em questão encontra-se a Nappe de Passos tectonicamente sobreposta a um pacote de metassedimentos de baixo grau pertencentes ao Domínio Externo (DE) (Fig. 1). As rochas do DE afloram na porção norte

da área sendo representadas por unidades de quartzitos e filitos muscovíticos. Na Nappe de Passos são identificadas nove unidades litoestratigráficas, denominadas da base para o topo de A a I (Simões, 2005). No mapa apresentado foram individualizadas algumas subunidades designadas por um índice numérico (ex. A1, A2, A3). As unidades de A a C correspondem predominantemente a metassedimentos psamíticos e pelíticos, típicos de ambiente plataformal. As unidades D a I, são constituídas por predomínio de xistos e gnaisses, sendo interpretadas como representantes de sedimentação mais profunda. Separando os dois domínios (Nappe de Passos e DE) ocorre uma faixa de rochas miloníticas que inclui filitos, gnaisses do embasamento com metaltramáticas associadas, xistos e quartzitos, interpretada como uma *mélange* tectônica.

A FSM é identificada na região pelo truncamento dos contatos de diversas unidades, entretanto constata-se a continuidade dos contatos das unidades A1 e A3 (bem como das unidades do DE), na porção norte da falha, e dos contatos entre as unidades D, E, F e G na porção sul, indicando que a falha restringe-se a um segmento de 13 km.

A falha está relacionada à última fase e deformação (Dn+2) da história tectônica da Faixa Brasília, nesta região. Tanto em afloramento quanto em mapa (Fig. 1), observa-se que a falha afeta a foliação principal da área (Sn) atribuída à fase Dn. Boa parte do traço da falha ocorre em xistos, que se alteram com facilidade, sendo por isso muito raro encontrar afloramentos de brechas. Mesmo os quartzitos não são preservados na falha. Porém, nos afloramentos adjacentes foram observados alguns planos de falhas locais com atitude em torno de 280/75. O traço da falha em mapa sugere mergulhos mais íngremes, superiores a 80°. Não foram identificados afloramentos com estrias, mas estruturas locais como *kink bands* conjugados e o deslocamento de linhas de charneira de dobras quilométricas da fase Dn-1, evidenciam rejeito essencialmente de mergulho. No bloco W, na porção central da falha, rochas da porção basal da Nappe de Passos (Unidade B) encontram-se justapostas a unidades mais do topo (Unidade D) no bloco E,

indicando soerguimento do bloco W. O conjunto de feições associadas aponta para uma falha inversa de alto ângulo de mergulho, resultante de compressão aproximadamente EW.

Os planos de acamamento sofrem expressiva inflexão tendendo a se paralelizar com o plano da falha, definindo dobra de arrasto nos dois blocos da falha. A atitude regional do acamamento é 210/30-40, nas proximidades da falha passa progressivamente para atitudes de 250/50 e junto à falha, no bloco W, apresenta valores em torno de 270/75, já no bloco E, passa para 220/30 até alcançar 240/50 nas proximidades da falha. Esta geometria caracteriza um padrão de arrasto reverso, como pode ser observado na seção geológica AA' (Fig. 2), uma vez que se trata de uma falha com rejeito de mergulho com soerguimento do bloco W.

Vários modelos têm sido apresentados na literatura na tentativa de explicar arrasto reverso: repercussão elástica ou isostática; diapirismo, afundamento (*sagging*); compactação diferencial; irregularidades topológicas representadas por zonas de sobreposição da falha, estruturas de volteio associadas a falhas lítricas. Entretanto, experimentos em laboratório e estudos de modelos numéricos e analíticos, têm mostrado que os arrastos reversos em geral estão associados com falhas curtas, dependem do ângulo entre o marcador e o plano de falha e são causados pelo efeito de deslocamento diferencial nas adjacências da falha, caracterizado pelo aumento do deslocamento em direção à falha (Reches & Eidelman, 1995; Grasemann *et al.* 2003, 2005).

A Falha de Santa Maria registra um padrão de arrasto reverso bem definido, é uma falha curta, com deslocamento dos marcadores junto à falha maior do que o observado nos mesmos marcadores distante da falha. Por estas características, interpretamos que o arrasto reverso da FSM foi produzido por um gradiente de deslocamento heterogêneo, crescente em direção ao plano de falha e contemporâneo ao falhamento.

Referências

- Grasemann, B., Stüwe, K., Vannay, J-C., 2003. Sense and non-sense of shear in flanking structures. *Journal of Structural Geology* 25: 19–34.
- Grasemann, B; Martel, S.; Passchier, C. 2005. Reverse and normal drag along a fault. *Journal of Structural Geology*, 27: 999-1010.
- Reches, Z.; Eidelman, A., 1995. Drag along faults. *Tectonophysics* 247: 145–156.
- Simões, L. S. A. 1995. Evolução tectono-metamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. 1995. 149p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Simões, L. S. A., Zanardo, A., Leite, W. B., Morales, N., Silva, C. H., Santos, T. E. S., Pocay, W. R. H., Choupina, A. J., Valeriano, C. M.. 2008. Geologia e Recursos Minerais da Folha Delfinópolis (MG), escala 1:100.000. In 44° Congresso Brasileiro de Geologia 44° Congresso Brasileiro de Geologia Curitiba 2008 642 Curitiba: SBG
- Valeriano, C. M., Dardenne, M. A., Fonseca, M., Simões, L. S. A., Seer, H. J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, edited by Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A. ; Carneiro, C.; Brito Neves, B. B. ed 1, 575-593. São Paulo: Beca.
- Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Trouw, R. A. J., Ribeiro, A., Paciullo, F., Simões, L. S. A., Heilbron, M., Duarte, B., Tupinamba, M., Szabo, G. A. J., Nogueira, J. R., Roig, H., Rangel, C. V., Rossi, A.. 2007. Geologia e Recursos Minerais da Folha Alpinópolis (MG), escala 1:100.000. In Livro de Resumos do X Simpósio de Geologia do Sudeste X Simpósio de Geologia do Sudeste Diamantina 2007 1 37-37.
- Zanardo, A., Simões, L. S. A., Leite, W. B., Morales, N.. 2008. Mapa Geológico-Estrutural Preliminar da Folha São Sebastião do Paraíso (MG), escala 1:100.000. In 44° Congresso Brasileiro de Geologia 44° Congresso Brasileiro de Geologia Curitiba 2008 649-649.

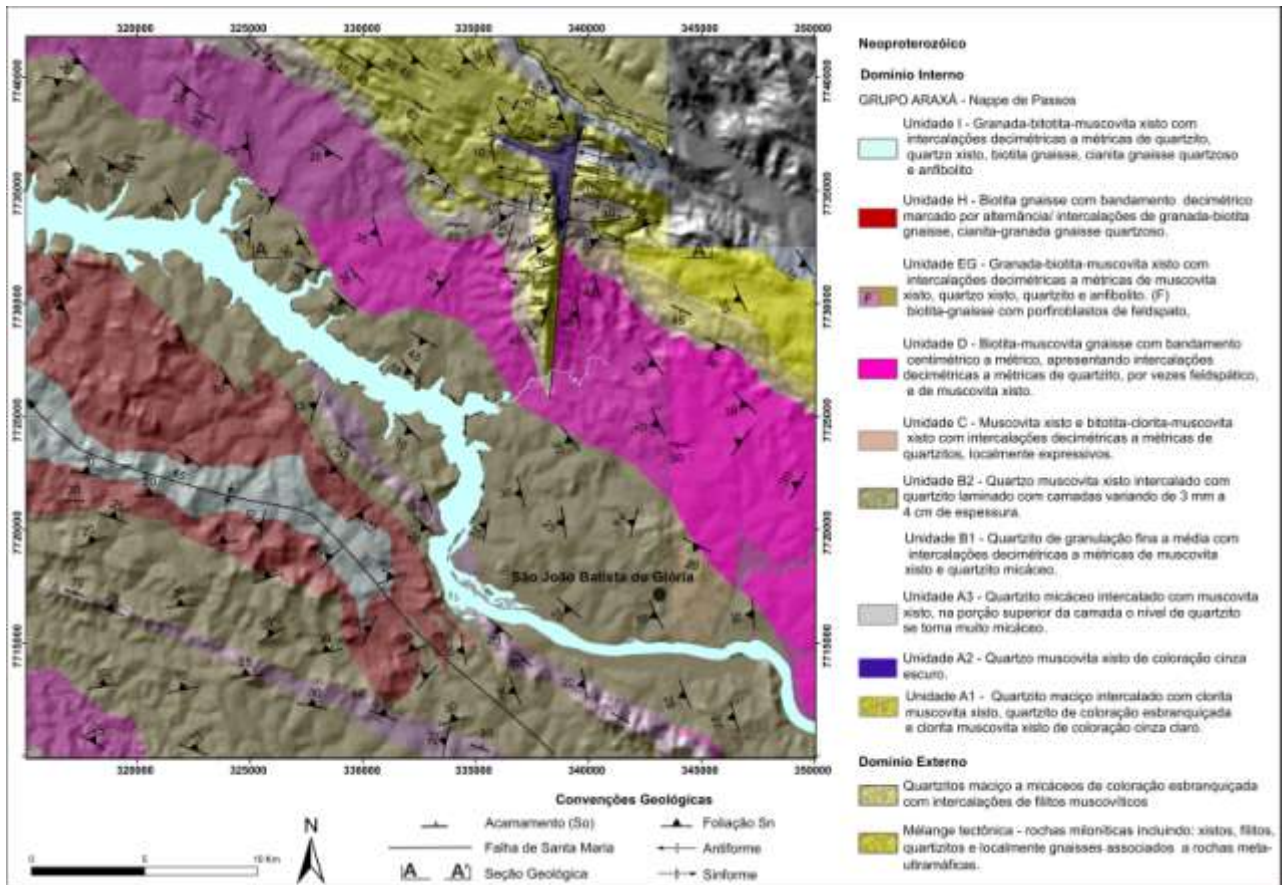


Figura 1. Mapa geológico da região de São João Batista do Glória, Sudoeste de Minas Gerais, sobreposto ao modelo digital de terreno. Adaptado das Folhas Geológicas (1:100.000) Delfinópolis (Simões *et al.* 2008), São Sebastião do Paraíso (Zanardo *et al.* 2008) e Alpinópolis (Valeriano *et al.* 2007). O canto NE do mapa corresponde à Folha Vargem Bonita, ainda não cartografada.

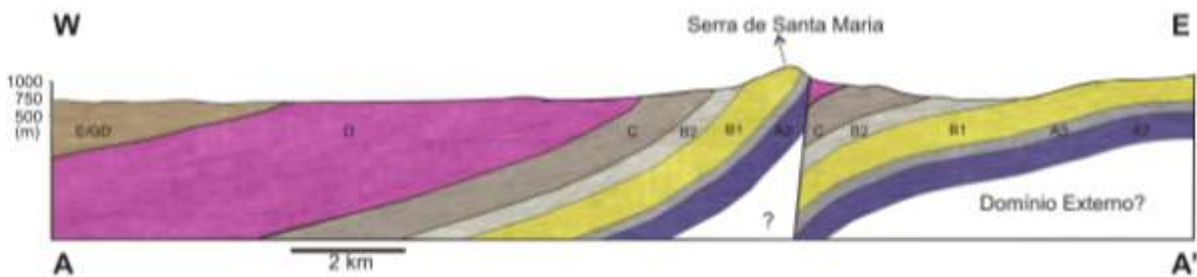


Figura 2. Seção geológica ilustrando o arrasto reverso da Falha de Santa Maria. Código das unidades conforme figura 1.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA PORÇÃO NOROESTE DA FOLHA TAPERUABA (SB.24-V-B-II), REGIÃO DE TAPERUABA, SOBRAL – CEARÁ

Valber do Carmo de Souza Gaia¹, James Ratis Terra da Trindade¹, Adriel Quésede de Oliveira Pereira¹, Camila Marques dos Santos¹, Sulsiene Machado de Souza¹, Nayan Cezar dos Santos Pereira¹, Nathan Abner Diniz Ramires¹, Igor Henrique Coêlho Alves¹, Davi Ferreira de Carvalho¹

¹Aluno de graduação, Universidade Federal do Pará, valbergaia@ufpa.br.

Arcabouço estrutural

A campanha de campo da disciplina Estágio de Campo II, ano de 2010, do curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, foi realizada na região noroeste do estado do Ceará, mais especificamente nas redondezas do distrito de Taparuaba, município de Sobral, porção NW da folha Taparuaba. A área está incluída no Domínio Estrutural Ceará Central da Província Borborema. A trama estrutural da região segue o padrão complexo e emaranhado da província. A partir do mapeamento geológico e tratamento dos dados obtidos nos levantamentos de campo foram identificadas estruturas tectógenas originadas em regimes deformacionais dúcteis e rúpteis.

A deformação sob regime dúctil registrado nas rochas desta área é caracterizado principalmente por zona de cisalhamento, banda de cisalhamento, bandamento gnáissico, foliação milonítica, dobras e lineações de estiramento mineral - contidas nos planos das foliações. O regime rúptil está marcado pela existência de fraturas predominantemente do tipo de tensão, também de par cisalhante e a existência de falhas.

As zonas de cisalhamento são dúcteis com orientação NW-SE, marcadas pela presença de gnaiesses com foliação milonítica e apresentam cinemática sinistral relacionadas às principais zonas de cisalhamento regional - Tróia e Groaíras -, sugerindo este padrão para as zonas em que não se conhece a cinemática.

Foram identificadas foliações do tipo bandamento gnáissico e foliação milonítica que, de modo geral, são as feições planares

mais expressivas na área. A direção preferencial destas estruturas é NE-SW e mais raramente NW-SE, com mergulhos baixos a moderados para o quadrante NW (fig. 1).

Inseridas nas foliações encontram-se estruturas lineares do tipo lineação de estiramento mineral, que constituem um tipo de elemento de trama. Estas ocorrem de forma penetrativa em massas rochosas e são definidas por cristais ou agregados de quartzo, feldspato e sillimanita estirados e alongados durante a deformação cisalhante. As lineações estão contidas no plano da foliação milonítica e do bandamento gnáissico e, em geral, apresentam caimentos suaves a moderados (13°-24°) para NW.

A relação entre a foliação (com mergulho de 25 a 30° para NW) e a lineação de estiramento contida nesses planos, com média na posição 300° Az e mergulho em torno de 21°, mostra uma tendência de alta angularidade expressa no valor do “rake”, em torno de 90° (fig. 2A). Este arranjo indica cinemática frontal de blocos indicando, portanto cavalgamento com movimento de massa de WNW para ESE (fig. 2B).

São observadas dobras em escala de afloramento de dimensões centimétricas a decimétricas e foram classificadas quanto ao seu estilo, em dobras de arrasto - formadas pela inflexão da foliação milonítica e/ou do bandamento gnáissico - e mesodobras intrafoliais em S e Z, observadas em níveis de composição quartzo-feldspáticas dobradas nos gnaiesses.

Nas estruturas rúpteis ocorrem principalmente fraturas tanto dos tipos par cisalhante quanto famílias de juntas paralelas. Sua orientação principal é NNW-SSE e subordinadamente NE-SW (fig. 4).

Em escala microscópica os efeitos da deformação também são evidenciados nas diversas rochas através das feições microestruturais (fig. 5). Dentre estas são observadas: feições de recuperação e recristalização nos cristais de quartzo; maclas distorcidas em cristais de plagioclásio; *mica fish*, cristais de micas orientadas, com clivagem dobrada e fraturados.

História Da Deformação

O primeiro estágio deformacional atuante na área é caracterizado por uma etapa de deformação dúctil. Esta etapa é marcada por um cavalgamento de baixo ângulo num esquema de *nappes*, evidenciado pelo baixo ângulo de foliação e pelo forte valor de *rake* na relação entre lineação de estiramento mineral e a direção da foliação. A análise destas evidências permite concluir que ocorreu transporte de massa de NW para SE. A foliação

representa geometricamente o plano XY que equivale ao plano de movimentação de massas. Provavelmente estes processos de deformação estão atribuídos a aos eventos do Ciclo Brasileiro (0,7 – 0,5 Ga) que provavelmente atuaram nas rochas neoproterozóicas e também sobrepuseram o Ciclo Transamazônico (2,2 – 1,8 Ga) que atuaram sobre as rochas paleoproterozóicas do Complexo Ceará. O processo de deformação do Ciclo Brasileiro foi responsável pela homogeneização das rochas metamórficas da área.

Ao final do evento deformacional dúctil ocorreram fraturamentos tardios do tipo cisalhamento, relacionados ao regime não coaxial dúctil, resultando na geração dos pares cisalhantes encontrados próximos às zonas de cisalhamento.

Representando o segundo evento, encontram-se todas as estruturas rúpteis marcadas pelas falhas e fraturas de tensão relacionadas a vários momentos de deformação.

De modo geral, pode-se afirmar que esta área possui estruturas formadas em dois grandes eventos deformacionais distintos, ocorridos sem momentos diferentes, durante a evolução geológica do noroeste do Ceará.

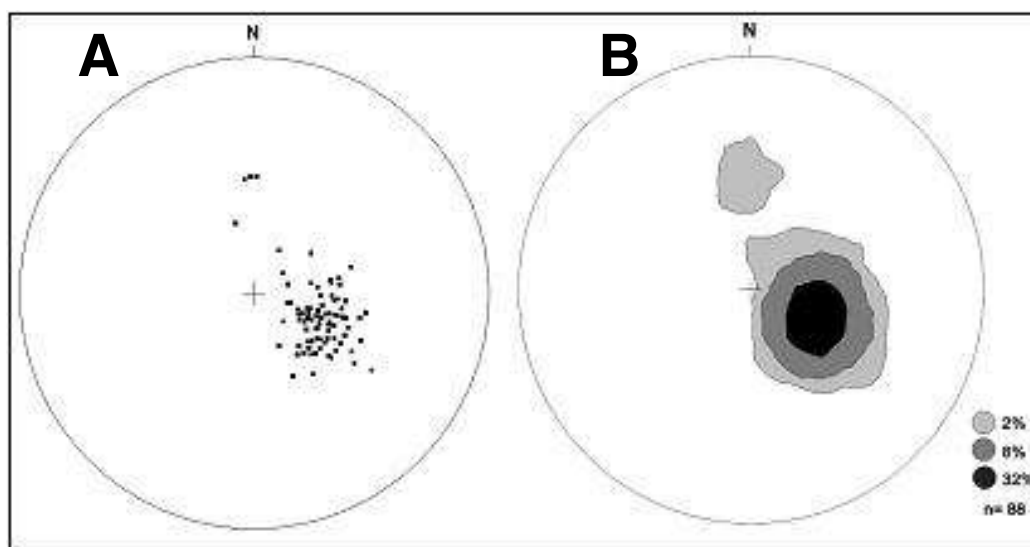


Figura 1. Estereograma de pólos (A) e de contorno dos pólos (B) de foliações (de bandamento gnáissico e milonítico).

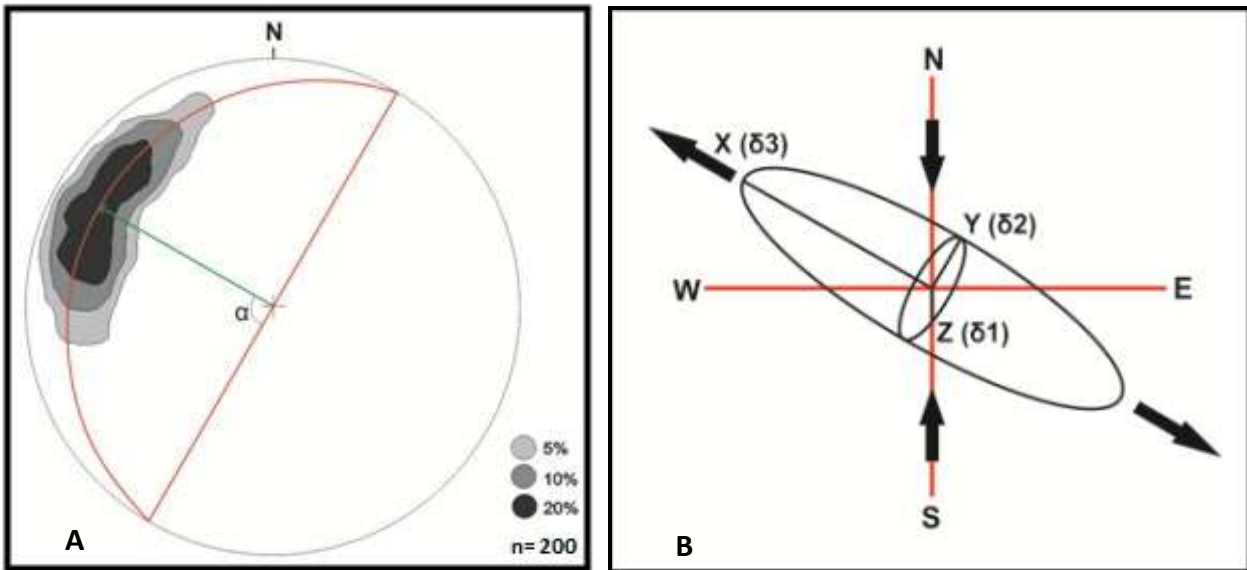


Figura 2. A) concentração das lineações e a relação foliação x lineação. O plano médio (vermelho) da foliação e a lineação média (seta verde) em posição (21/300°). B) elipsóide de deformação proposto, onde: XY é o plano da foliação, X é o eixo de maior estiramento e Z o de maior encurtamento.

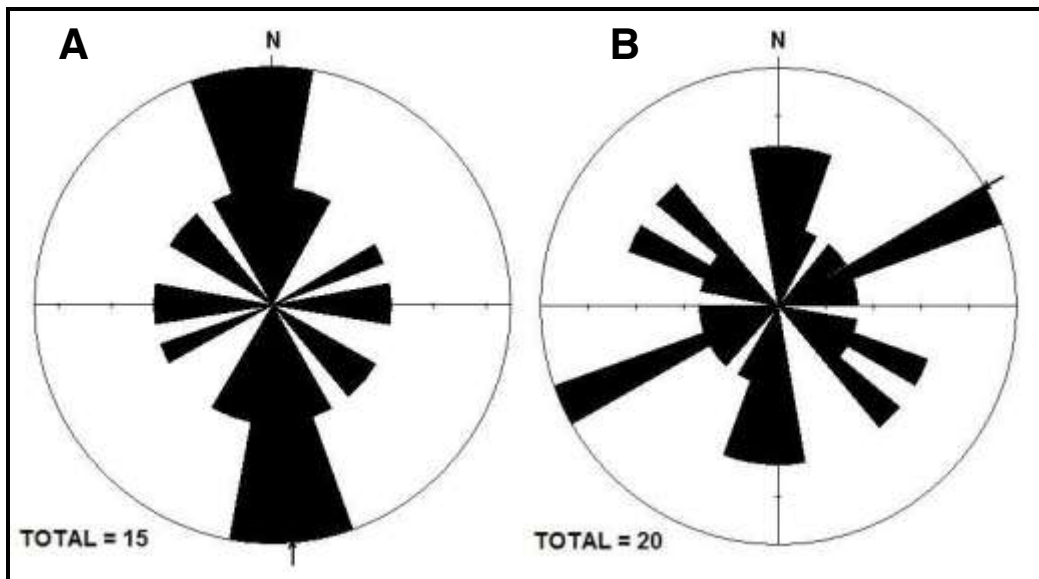


Figura 4. Diagrama de roseta mostrando as direções principais de fraturas para as duas unidades litoestruturais da região: em A para a Complexo Ceará (NNW-SSE) e em B, o Complexo Tamboril-Santa Quitéria (NE-SW).

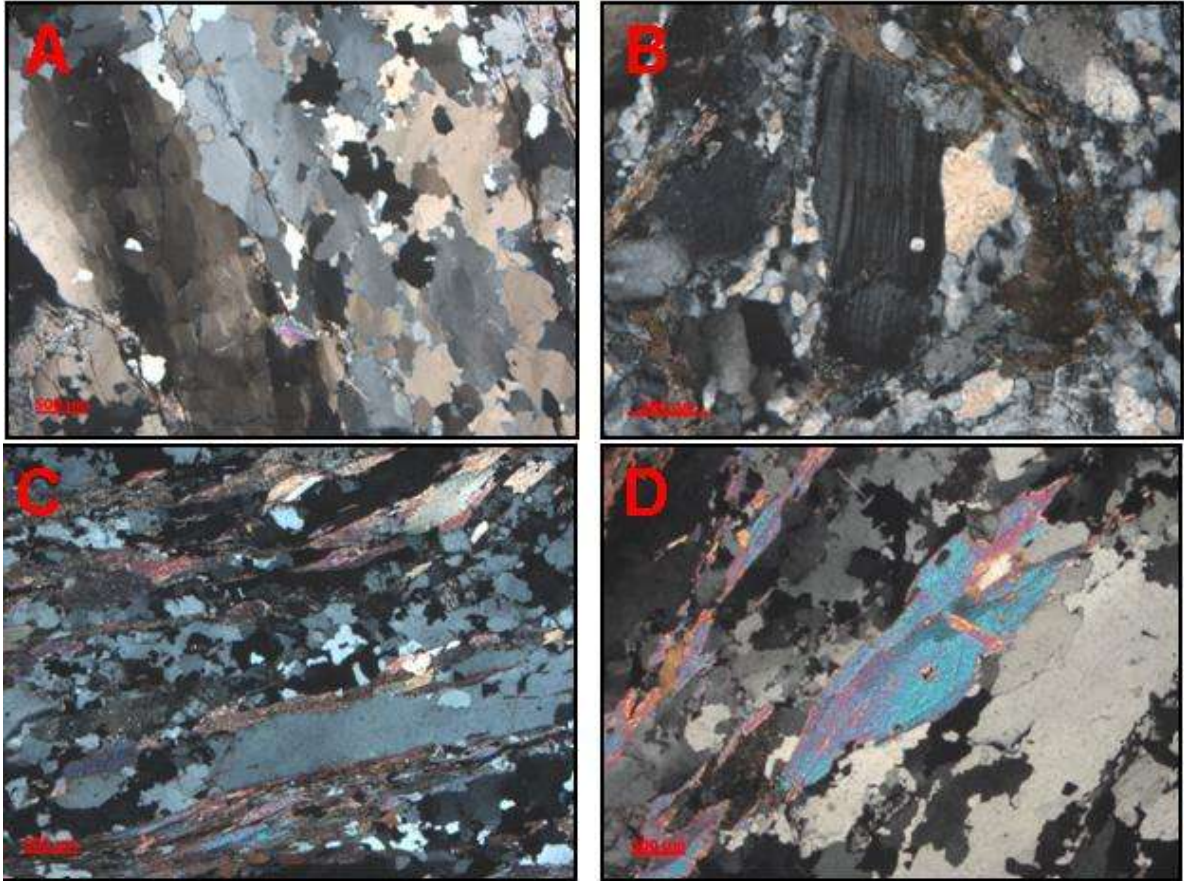


Figura 5. principais microestruturas presentes: A) Quartzo com feições de recuperação e recristalização; B) maclas de plagiocásio contorcidas; C) micas orientadas; D) feição *mica fish*.

A CONTROVÉRSIA DO FILONITO

Maria José Mesquita¹, Márcia Boscato Gomes², Jefferson Picanço¹

¹Instituto Geociências, UNICAMP, mariamesquita@ige.unicamp.br; ²Instituto de Geociências, UFRGS.

Introdução

Classificar rochas como filonitos tem importância seminal na definição de zonas de cisalhamento “hidratadas”, onde a pressão de fluidos supera a tensão cisalhante. Pela importância destes sítios em alojar veios de quartzo mineralizados é que os filonitos se tornam importantes guias prospectivos.

Zonas de cisalhamento são reconhecidamente importantes em alojar depósitos minerais economicamente viáveis como ouro, prata, platina, chumbo, cobre, zinco, urânio, estanho e fluorita (Mckinstry, 1948). Os primeiros estudos já demonstravam que (a) muitas dessas estruturas atuavam como condutos de fluidos mineralizantes, ou (b) eram responsáveis pela remobilização tectônica de depósitos minerais preexistentes. Entretanto somente nos últimos quarenta anos é que se teve uma compreensão melhor das relações genéticas entre o desenvolvimento concomitante do cisalhamento e da migração de fluidos (Sibson, 1975; Kerrich et al. 1987). Sibson *et al.* (1987) têm demonstrado que as relações entre migração de fluidos e atividade sísmica episódica são de vital importância no desenvolvimento de zonas de cisalhamento mineralizadas, processo cíclico chamado de *seismic pumping* (Sibson *et al.* 1975).

O grande avanço no entendimento das relações genéticas entre deformação e mineralização deve-se, em parte, pela importância dos fluidos como controladores do comportamento reológico, facilitando o fraturamento de um lado e aumentando a ductibilidade da rocha de outro, pelas quebras químicas dos silicatos por água nos processos

chamados de *hydrolitic weakening* (Fyfe et al. 1978; Rutter, 1972; Cox et al. 1987; Watson & Brenam 1987).

A grande diferença entre milonitos e filonitos, os dois tipos de rochas de falha dúcteis, é a quantidade de fluido atuante durante a atividade das zonas de cisalhamento. Zonas de cisalhamento “secas” geram milonitos e ultramilonitos por mecanismos viscosos de deformação (no sentido de Schmid & Handy 1993), enquanto zonas de cisalhamento “hidratadas” geram filonitos por mecanismos de solução por pressão, metassomatismo, alteração hidrotermal, gerando quebra química de minerais como feldspatos.

Controvérsia

O maior problema posto é a dificuldade em definir rochas à base de micas como filonitos e não como xistos e filitos. Por outro lado, os filonitos são muito mal definidos, mesmo subestimados, nas classificações de rochas de falha mais comumente utilizadas como Sibson, (1977); Wise et al. (1984), o que gera interpretações errôneas. Contudo, a não identificação destas rochas micáceas como filonitos leva a erros de interpretação importantes nos mapas, pois deixa-se de identificar zonas de cisalhamento onde a alteração hidrotermal é um processo fundamental. Muitas faixas de extensão kilométrica e poucos metros de espessura de sequencias metamórficas paraderivadas têm sido reinterpretadas como zonas de filonitos (Mesquita *et al.* 2006; Mesquita & Fernandes 1991; Mesquita *et al.* no prelo).

Dois contextos geotectônicos parecem importantes na geração de fluidos em zonas de cisalhamento e formação de expressivas faixas de filonitos: (a) zonas de cisalhamento, que delimitam corpos de granitóides de seqüências metamórficas paraderivadas, com os exemplos da Antiforme Setuva no Paraná (Petersohn *et al.* 2006; Mesquita *et al.* no prelo) e zonas de cisalhamento de baixo grau metamórfico do Quadrilátero Ferrífero (Hippert 1998; Jordt-Evangelista *et al.* 1993); (b) faixas de cisalhamento em granitos a duas micas como no Granito Arroio Francisquinho, região de Quitéria (Mesquita & Fernandes 1991). No primeiro caso os fluidos são gerados pelos metassedimentos, enquanto no segundo caso parece ter sido gerado pelos minerais hidratados como muscovita.

Filonitos

Os filonitos são rochas geradas em zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis-dúcteis predominantemente por mecanismos de solução por pressão, metassomatismo e hidrotermalismo. Estão incluídos na classificação de Sibson (1977) como milonitos hidratados (ricos em mica). O conteúdo de água dos filonitos, de 2% em peso, é duas vezes maior que o das rochas encaixantes, demonstrando a hidratação considerável das zonas de cisalhamento nesses locais e o papel dessas como condutos para circulação de fluidos (Sibson *op. cit.*). Robert (1990) estudando depósitos de ouro mesotermiais no *Abitibi Belt* aponta que, quando a deformação é acompanhada por efeitos metassomáticos, filonitos podem ser produzidos em zonas de cisalhamento.

Os filonitos são rochas foliadas ou xistosas, e é provável que ocorram em locais preferenciais da zona de cisalhamento onde a pressão de fluidos é igual ou maior que a pressão litostática. Nessas condições, onde o fluido governa a reologia da rocha, é possível ocorrer segregações hidrotermais, induzidas por solução por pressão, gerando os filonitos e rochas ricas em sílica, como quartzo milonitos e veios de quartzo.

Transformações químicas na formação dos filonitos

A circulação de fluidos em zonas de cisalhamento altera as taxas dos processos químicos e mecânicos, o que influencia os mecanismos de deformação dominantes e reologia da rocha (Hippert 1998). A característica hidrotermal das transformações mineralógicas na formação dos filonitos está na formação de paragêneses cada vez mais simples, culminando com quartzo e micas. A solubilidade da sílica pode ser evidenciada pela formação de quartzo globular, bandamento hidrotermal e formação de veios de quartzo heterogeneamente deformados. O consumo total dos reagentes, feldspatos, em detrimento dos produtos, micas, pode indicar que estas reações ocorreram em desequilíbrio, não tamponadas.

Os fluidos levam a um aumento do *strain softening* da rocha. No caso tanto da Zonas de Cisalhamento Moeda-Bomfim, Quadrilátero Ferrífero (Hippert 1998) como no caso da Antiforme Setuva, Paraná (Mesquita *et al.* no prelo), dois processos principais parecem ter contribuído para o aumento de *strain softening* (White *et al.* 1980): o *softening* de reação (“amolecimento” por mudanças químicas), que ocorre com os feldspatos; e o enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*) principalmente em quartzo (Kirby & McCormick 1979).

Na zona de cisalhamento Moeda-Bomfim, Hippert (1998) descreve que a formação dos filonitos se dá pela alteração do plagioclásio, em mica branca, epidoto e quartzo, simultaneamente à formação da pertita em chama nos porfiroclastos de feldspato alcalino nos estágios iniciais de milonitização. O controle mais provável na formação da pertita em chama é a demanda de K para formar mica branca durante a destruição do plagioclásio, uma vez que a biotita continua estável durante todos os estágios deformacionais. Este processo envolve trocas catiônicas entre os álcalis, pois o Na, liberado do plagioclásio, substitui o K para formar albita, na forma de pertita em chama, no feldspato alcalino, enquanto o K do feldspato

alcalino é usado para formar mica branca na matriz (Bryant 1966, O'Hara 1988).

Feições como estas são igualmente observadas nos filonitos da Antiforme Setuva (Mesquita et al. no prelo) e abrem campos de estudos importantes nestas zonas de cisalhamento com grande potencial de ocorrências minerais.

Referências

Bryant, B. 1966. Formation of phyllonites in the Granfather mountain area, northeast North Carolina. *U.S. Geological Survey Research* 550, 144-150.

Cox, S.F.; Etheridge, M.A. & Wall, V.J. 1987. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 2, 65-86.

Fyfe, W.S.; Price, N.J. & Thompson, A.B. 1978. *Fluids in the earth's crust*. Elsevier, Amsterdam, 383 p.

Hippertt, J. F. 1998. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic shear zone. *Journal of Structural Geology* 20,175-193.

Jordt-Evangelista, H., Alkmim, F.F., Marshak, S. 1993. Transformações mineralógicas e microestruturais do Granito Mamona (Complexo Metamórfico do Bonfim), na zona de cisalhamento do contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, MG. IV Simpósio nacional de Estudos Tectônicos, SNET, Belo Horizonte. SBG/Núcleo MG, Bol.12, p. 106-111.

Kerrick, R.; Fryer, B.J.; King, R.W.; Willmore, L.M. & Vanhesse, E. 1987. Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi Greenstone Belts: evidence on the source reservoir from the strontion and carbon isotopic tracers. *Contributions on Mineralogy and Petrology* 97, 156-178.

Kirby, S. H. & McCormick, J. H. 1979. Creep hydrolytically weakened synthetic quartz oriented to promote [2110] <0001> slip, a brief summary of work to date. *Bulletin de mineralogie* 102, 124-137.

O'Hara, K. 1988. Fluid flow and volume loss during phyllonitization – and origin for phyllonite in an overthrust setting, North Caroline, USA. *Tectonophysics* 156, 21-36.

Mckinistry, H.E. 1948. *Mining Geology*. Prentice-Hall Inc., New York, 680 p.

Mesquita, M. J., Vasconcellos, E., Bitencourt, M. F., Picanço, J., Moreto, A. L. Evolução microestrutural do Granito Água Comprida, Antiforme Setuva, Paraná. *Boletim Paranaense de Geologia* (aceito para publicação).

Mesquita, M. J., Hartmann, L. A., Fyfe, W. S., Picanço, J. L., Castro, A. B. 2006. Alteração metamórfico-hidrotermal nos depósitos de ouro tipo-veio da Província de Porto Nacional, TO, Brasil: evidências de química mineral e microestruturas. *Revista Brasileira de Geociências* 36, 34–50.

Mesquita, M. J.; Fernandes, L. A. 1991. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Cangucu, Região Quitéria/Capivarita, RS.. *Acta Geológica Leopoldensia*, UNISINOS, 30, 55-74.

Petersohn, E.; Mesquita, M. J.; Vasconcellos E. 2005. Geologia do Granito Água Comprida, Antiforme Setuva, Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geologia* 58, 1–20.

Robert, F. 1990. Greenstone Gold and Crustal Evolution, NUNA Conference Volume, 150p.

Rutter, E.H. 1983. Pressure solution in nature experiment. *Geology Society of London Journal* 140, 725-740.

Schmid, S.M. & Handy, M.R. 1991. Towards a genetic classification of Fault Rocks: Geological usage and tectonophysical implications. In: MÜLER, D.W.; MacKENZIE, J.A. & WEISSIRT, H., eds. Controversies in modern geology. Ed. *Academic press*, London, 1991, 490 p.

- Sibson, R.H. 1987. Earthquakes rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15, 701-704.
- Sibson, R. H. 1977. Faults and fault rock mechanism. *Geological Society of London* 133, 191-213.
- Sibson, R.H. 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geoph. J. R Astr. Soc.* 43, 775-,794.
- Watson, E.B.; Brenan, J.M. 1987. Fluid in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters* 85, 497-515.
- White, S.H.; Burrows, S.E.; Carreras, J. Shaw, N.D. & Humphreys, F. J. 1980. On a mylonites in ductile shear zones. *Journal. of Structural Geology* 2, 175-187.
- Wise, D.U.; Dunn, D.E.; Engelder, J.T.; Geiser, P.A.; Hatcher, R.D.; Kish, S.A.; Odom, A.L. & Schamel, S. 1984. Fault- related rocks: suggestions for terminology. *Geology* 12, 391-394.

STUDY OF BASALT LAYER IN BEBEDOURO, PARANÁ BASIN WITH RECEIVER FUNCTION – IMPLICATIONS FOR THE SEISMIC ACTIVITY INDUCED BY DEEP WELLS

Fabio Dias, Marcelo Assumpção, Renato Prado, José Roberto Barbosa

IAG-USP, fdias@iag.usp.br

Abstract

A study of the seismic structure of the Paraná Basin in Bebedouro, SP, was carried out with Receiver Functions (RF). Both low frequency (with ~0.5 Hz low pass filter) and high-frequency (~10Hz) RFs were jointly inverted with surface wave dispersion curves.

The results indicate that the basalt layer is 200 to 400m thick, beneath sandstones of about 50 – 100m thick. The Basin basement was detected between 2.5 – 3.0 km depth, consistent with expected values from regional bore-hole data in the Paraná Basin.

Beneath several stations a low-velocity zone was detected in the middle of the basalt pack which is interpreted as a zone of fractured or altered basalt. This anomalous low-velocity layer was detected near the most seismically active zone in the Andes district. It is also relatively close to the deep wells with larger outflow. The existence of this low-velocity zone in the middle of the basalt layer is consistent with the model proposed for the water-well induced seismicity.

Introduction

Since 2004, the population of the Andes district, Bebedouro-SP, started to feel small earthquakes. A seismographic network installed in 2005 showed that the earthquakes are induced by local deep wells used for irrigation (Assumpção et al., 2010). Bebedouro is located in NW of São Paulo state in the Paraná Basin, where a thin layer of Adamantina sandstones

(50 a 100 m) overlies basalts of Serra Geral formation (300 a 500 m), Botucatu sandstones (Guarani aquifer) and other formations (Milani et al., 2007).

The thickness of the basalt and the sedimentary layer below are not good estimated since the local wells reach do not reach the basement. Difficulties in mapping the structures under the basalt and basement depth using conventional seismic are reported by Rosa et al. (1982) because great part of energy are reflect in the basalt layer.

A better knowledge of the thickness of the basalt, and its variations in the area, is important to study the local seismic activity triggered by wells. A better determination of the basalt thickness and other features of the sedimentary layer under the basalt may help in the planning and exploration of underground hydro resources, since this exploration increases every year. The stations used in this study are shown in figure 1.

Methodology and Results

The first part of the ambient noise processing consists in merging the records of a day in a unique file. We applied a whitening filter and bit-normalization to remove the effects of local events in the record. We used time-frequency domain phase-weighted stack (Schimmel & Gallart, 2005) to stack the days of cross-correlation. After the stacking it is possible measure the surface wave dispersion.

The Receiver Functions (RFs) basic aspect is that the P-wave incidence in a

discontinuity will produce refracted P and S (Ps) waves. The phase Ps is slower so the time difference between these refracted phases will measure the depth of the discontinuity. The teleseismic records have information about the source of event, the path between the source and seismograph station and the instrument response. A deconvolution of seismic records will isolate the response of the structure under the station. The inversion was made with linearized method of Ammon et al. (1990) using RFs and surface waves.

We show in figure 3 the best 16 models for the stations used in this study. Each one was obtained with a different initial model. Red colors indicate better fit and purple indicates the worst fit. The black line is the mean model.

Discussion and Conclusions

In all stations we note an increase of velocity associated to the basalt layer around 100 m. The basalt thickness varies between 200 to 400 m. A low velocity zone (Figure 3) inside the basalt layer was identified in BEB4A, BEB4B, BEB22, BEB11, BEB7, BEB19 e BEB1 (blue triangles in Figure 1). This low velocity zone indicates the presence of fractures or alteration in the basalt layer. The existence of this low-velocity zone in the middle of the basalt layer is consistent with the model proposed for the water-well induced seismicity proposed by Assumpção et al., 2010.

The Basin basement (Figure 2) was estimated between 2.5 – 3.0 km depth ($V_s = 3.0 - 3.2$ km/s), consistent with expected values from regional bore-hole data in the Paraná Basin. This results show that RFs are powerful tools to study the structure of sedimentary basins.

References

- Ammon, C., Randall, G, Zandt, G., 1990. On the non-uniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.* 95, 15303-15318.
- Assumpção, M., Yamabe, T. H., Barbosa, J. R., Hamza, V., Lopes, A. E. V., Balancin, L., Bianchi, M. B, 2010. Seismic activity triggered by water wells in the Paraná Basin, Brazil. *Water Resources Research* 46, W07527.
- Milani, E.J.; Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A. e França, A. B., 2007 Bacia do Paraná. In *Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobrás v.15. n.2.*
- Schimmel M., and J. Gallart., 2005. The inverse S Transform in filters with time-frequency localization, *IEEE Transactions on Signal Processing* 53, 4417 – 4422.
- Rosa, A., Tassini, J., Backus M., 1892. Seismic Data Quality in a Basalt Covered Basin. In: *SEG MEETING*, 62. SEG Expanded Abstracts 1.

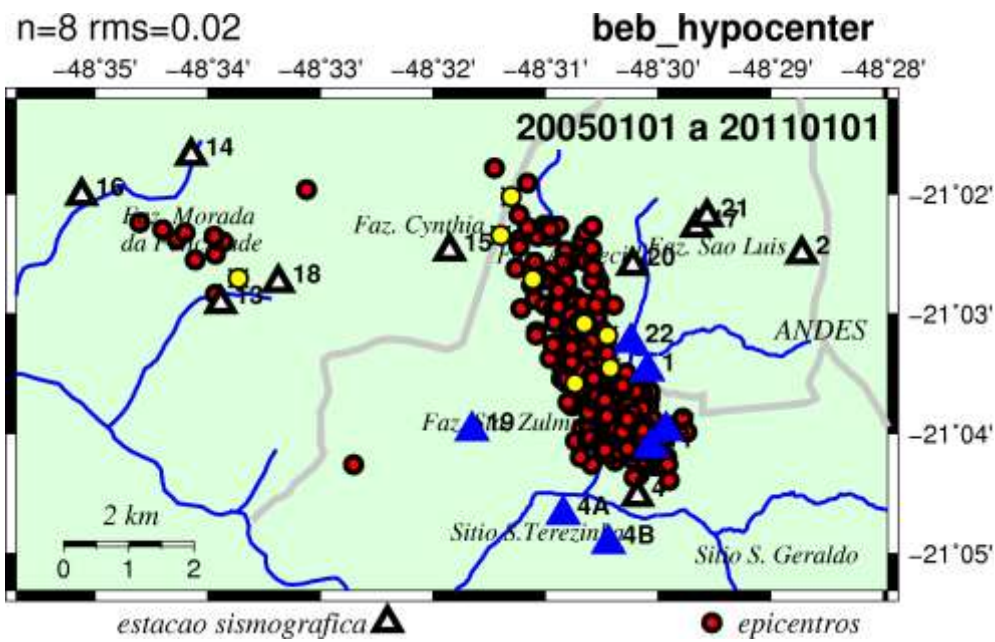


Figure 1. The triangles are the stations used in this study. The blue ones presented a low-velocity zone in the middle of the basalt layer. The circles are the epicenters of the earthquakes in Andes district. The yellow circles are outflow wells

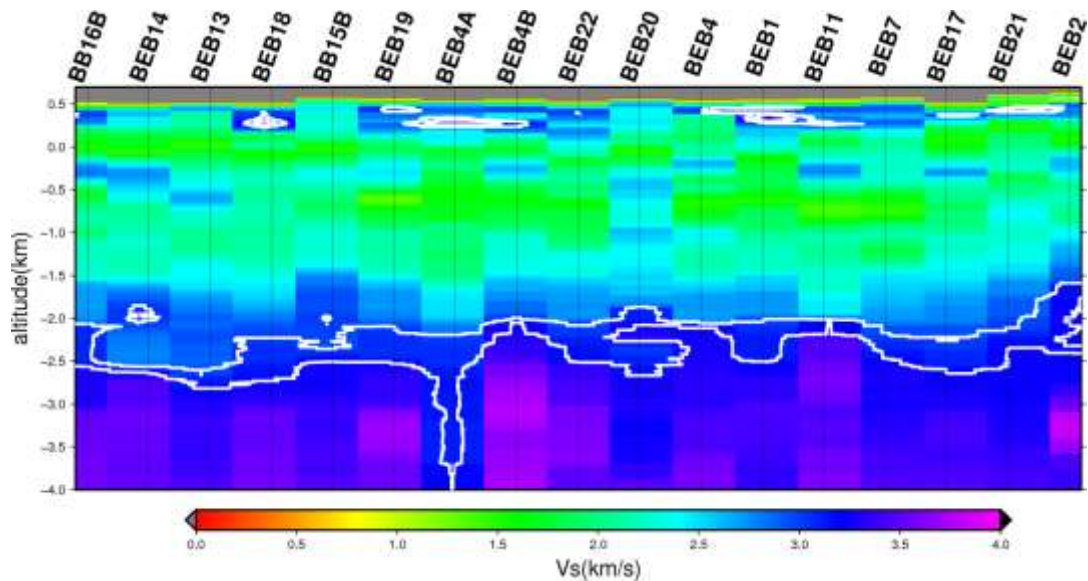


Figure 2. S wave velocity profiles obtained using RF and surface wave joint inversion. The white line represents the velocity of 3.0 km/s and 3.2 km/s.

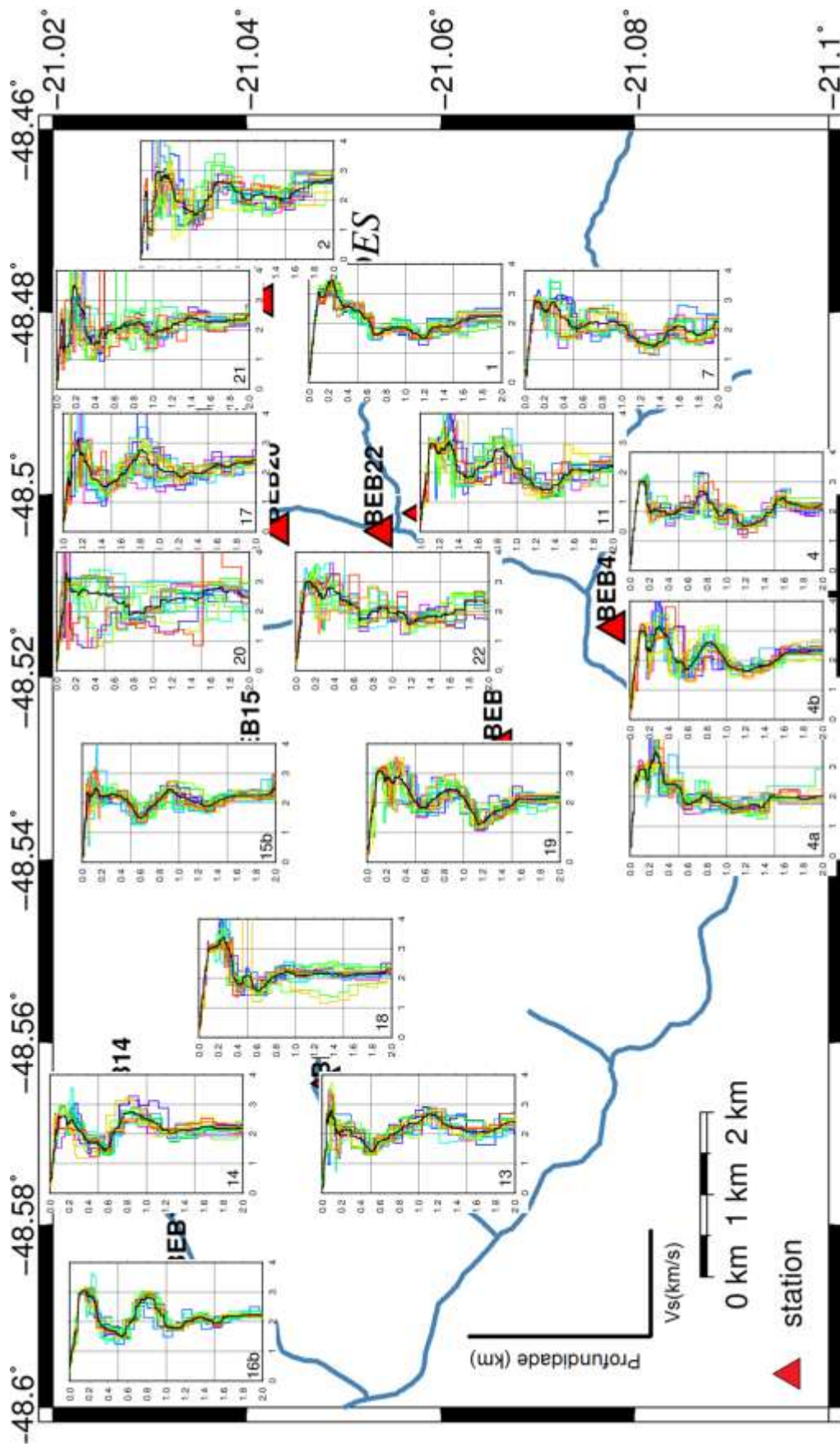


Figure 3. S wave velocity profiles obtained using RF and surface wave joint inversion.

BANDAS DE DEFORMAÇÃO CISALHANTES PARALELAS AO ACAMAMENTO SEDIMENTAR: O EXEMPLO NA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL.

João Marculino de Araújo Netto^{1,2}; Fernando César ALVES DA SILVA^{1,3}

¹Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, jota_ex2@hotmail.com;

²Bolsista Capes; ³Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN.

Introdução

As bandas de deformação são estruturas tabulares produzidas em arenitos porosos (quase que exclusivamente) por tensão localizada. O arranjo geométrico-espacial das bandas de deformação é correlacionado por muitos autores (Hesthammer et al., 2000; Katz et al., 2004), ao padrão de estruturas de Riedel, tais como pares conjugados sintéticos-antitéticos. Essas bandas ocorrem principalmente em ângulo médio a alto com o acamamento sedimentar. Entretanto, Aydin & Ahmadov (2009) reconheceram, recentemente, bandas de deformação paralelas ao acamamento no Arenito Aztec (Nevada, USA), e as interpretaram como resposta das rochas à tensão vertical possivelmente relacionada à pressão de sobrecarga das camadas sobrepostas, sendo classificadas cinematicamente como bandas de contração (*compaction bands*, Fossen et al., 2007). O presente trabalho enfoca a ocorrência de bandas de deformação paralelas (ou subparalelas) ao acamamento, em arenitos porosos da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil), mas ao contrário daquelas descritas por Aydin & Ahmadov (2009), são interpretadas como bandas cisalhantes (*shear bands*).

Contextualização

A Bacia do Araripe (figura 1) representa uma das maiores e mais completas bacias interiores do nordeste brasileiro, onde as tectonossequências Paleozóica, Pré, Sin e Pós-rifte são razoavelmente bem expostas, e vem sendo palco de diversos estudos da equipe da UFRN enfocando aspectos tectono-

estratigráficos e estruturais (Cardoso et al., 2009; Almeida et al., 2009; Aquino 2009; Araújo Netto, 2009, entre outros). As sequências areníticas exibem, com certa frequência, bandas de deformações relacionadas a zonas de danos de falhas normais, inversas (raras) e transcorrentes que, nesse caso, geralmente são dispostas em pares conjugados dextrais e sinistrais.

As bandas de deformação

Essas estruturas foram separadas em três conjuntos, com base na relação angular entre acamamento e bandas de deformação. Os dois primeiros conjuntos são bastante representativos na área de estudo, enquanto o terceiro tem caráter secundário. O primeiro conjunto corta o acamamento em ângulos altos (>65°) e apresentam movimentos transcorrentes. O segundo intersecta o acamamento em ângulos moderados (~45°) e exibem movimentos normais. O terceiro conjunto, objeto central desse estudo, corta o acamamento em ângulos baixos (<15°), tendo sido reconhecido nos arenitos da formação Mauriti e Abaiara (incluídas respectivamente nas tectonossequências paleozóica e sin-rifte da Bacia do Araripe). A observação de feições indicativas de cinemática, tais como pares conjugados sintéticos-antitéticos, estruturas em olho, escalonamentos e estrias, permitem classificar as bandas de deformação estudadas como cisalhantes. Além disso, verificou-se a presença de grãos intensamente fragmentos e matriz cataclástica, indicando o domínio do mecanismo de cataclase granular durante o desenvolvimento dessas estruturas.

As bandas paralelas ao acamamento

Em escala mesoscópica, essas bandas ocorrem sob a forma de estreitas faixas com coloração clara, podendo apresentar 1,5 a 2,5 cm de espessura e ultrapassar 1,5 m de comprimento. Também podem se apresentar sob a forma de superfícies planas (a curviplanas) exibindo estrias de deslizamento, as quais indicam cisalhamento ao longo dos planos. Observações em afloramentos permitiu verificar que não há uma relação de corte bem definida entre essas bandas de deformação e aquelas que cortam o acamamento em ângulos diferentes, pois as primeiras podem deslocar as segundas e vice-versa. Estudos microscópicos também possibilitou observar, além da atuação do mecanismo de cataclase, “microfoliações” sigmoidais, grãos rotacionados, fragmentos de grãos deslocados, as quais são microfieções diagnósticas de deformação cisalhante. A integração dos dados meso e microscópicos, tais como estrias de deslizamento e “microfoliações” sigmoidais, admitem caracterizar essas bandas de deformação com do tipo cisalhante.

Conclusões

Através das análises meso e microscópicas foram verificadas diversas semelhanças entre os conjuntos de bandas de deformação estudadas, por exemplo, espessura, comprimento, (micro)feições indicativas de cisalhamento, atuação do mecanismo de cataclase e relações de corte. Essas similaridades permitem interpretar que as bandas paralelas ao acamamento podem estar geneticamente relacionadas a bandas e falhas mais importantes na área estudada.

O desenvolvimento das bandas cisalhantes paralelas ao acamamento é interpretado como sendo um produto da interação entre a deformação cisalhante de estruturas de maior porte (falhas e zonas de bandas de deformação) e o acamamento. Essa interação pode ser estabelecida da seguinte forma: um determinado pacote sedimentar pode apresentar acamamento com heterogeneidades (texturais, petrofísicas e/ou reológicas, figura 2a) que favorecem a formação de bandas de deformação. A deformação cisalhante

proveniente de estruturas maiores pode, nessas heterogeneidades, induzir e concentrar tensão cisalhante suficiente para nuclear (e desenvolver) bandas cisalhantes paralelas ao acamamento (figura 2b). Isso implica que as bandas de deformação paralelas ao acamamento podem ser formadas por tensão cisalhante induzida (localmente) pela presença de estruturas de maior porte.

Dessa forma, o presente trabalho mostra que bandas de deformação paralelas ao acamamento sedimentar podem ser produzidas por deformação cisalhante e nesse caso, classificadas como bandas cisalhantes, segundo a determinação, em meso e microescala, de seus critérios cinemáticos.

Referências

- Almeida, C., Antunes, A.F., Alves da Silva, F.C. 2009. Estilos deformacionais nas minas de gesso na bacia do Araripe (NE do Brasil). *In: XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Ouro Preto (MG)*, v.1. p. 81-81.
- Aquino, M.M., 2009. A formação Abaiara e o arcabouço tectonoestratigráfico da região de Abaiara-Brejo Santo, Bacia do Araripe, NE do Brasil. *Monografia (Relatório de Graduação)*, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 103p.
- Araújo Netto, J.M., 2009. Análise meso e microscópica de bandas de deformação na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Monografia (Relatório de Graduação)*, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 120p.
- Aydin, A. & Ahmadov, R., 2009. Bed-parallel compaction bands in aeolian sandstone: Their identification, characterization and implications. *Tectonophysics* 479, 277-284.
- Cardoso F.M.C., Jardim de Sá E.F., Alves da Silva, F.C. Scherer C.M.S, 2009. O graben Serrote das Cacimbas-Palestina (Sub-bacia Cariri – Bacia do Araripe, NE do Brasil): Geometria e estilo estrutural. *In: Simpósio Geologia do Nordeste, Fortaleza, CD-ROM*.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstones: a review. *Journal of the Geological Society* 164, 755-769.

Hesthammer, J., Johansen, T.E.S., Watts, L., 2000. Spatial relationships within fault damage zones in 321 sandstone. *Marine and Petroleum Geology* 17, 873–893.

Katz, Y., Ram, W., Aydin, A., 2004. Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, 325 Capitol Reef National Park,

Utah. *Journal of Structural Geology* 26, 491-501.

Ponte, F.C. & Appi, C.J., 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 – Análise de seqüências. *In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Rio Grande do Norte: Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, v. 1, p. 211-226.*

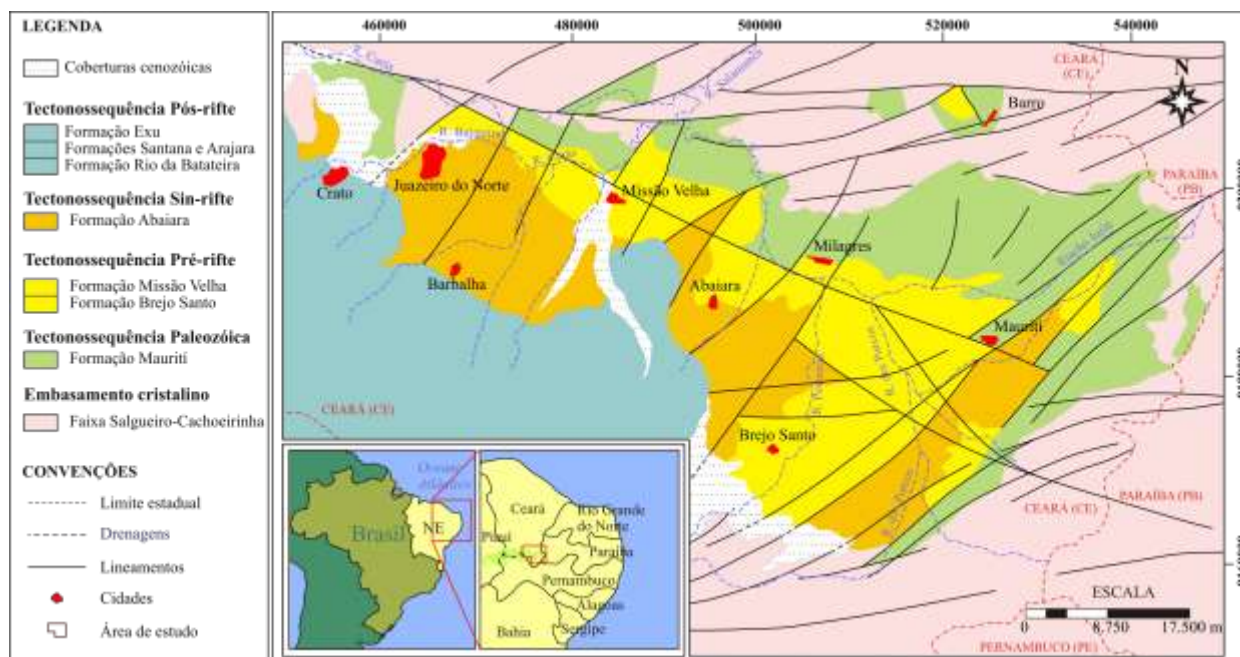


Figura 1. Mapa geológico simplificado da porção leste da Bacia do Araripe. Estão representadas no mapa as tectonoseqüências Paleozóica, Pré-rifte, Sin-rifte e Pós-rifte. Baseado em Ponte & Appi (1990) e Projeto Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro (UFRN/PETROBRAS/FUNPEC).

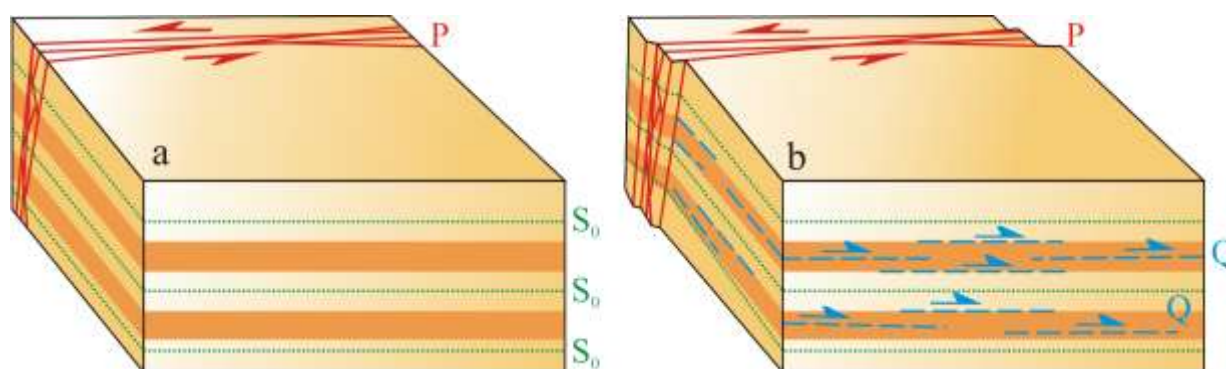


Figura 2. Esquematisação do desenvolvimento de bandas de deformação cisalhantes paralelas ao acamamento sedimentar (S_0 , linha pontilhada verde): a) Pacote sedimentar com heterogeneidades (faixa alaranjada) favoráveis à geração de bandas de deformação e estrutura principal cisalhante (P, linha contínua vermelha). b) Cinemática da estrutura principal P induz tensão cisalhante suficiente para nuclear bandas de deformação cisalhantes paralelas ao acamamento (Q, linha tracejada azul). Notar a concordância cinemática entre P e Q.

CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS E ALOJAMENTO DOS DIQUES ALCALINOS ENTRE SÃO SEBASTIÃO E UBATUBA, SP

Joana Tiago Reis Magalhães¹; Sérgio de Castro Valente²

¹ Programa de Pós-graduação em Análises de Bacias e Faixas Móveis, FGEL/UERJ, jomagalhaes@gmail.com; ² Departamento de Geociências, IA/UFRuralRJ

Abstract - The lamprophyres and alkaline diabases dykes of the coastal region between São Sebastião and Ubatuba in the state of São Paulo, Brazil, consist predominantly of NE-SW (N50E) subvertical bodies, following the main trend of fractures in the area. The dykes are characteristically regular and the great majority is emplaced within zigzag fractures. Structural analysis characterizes the dykes as a linear distensive swarm and suggests a regime of extensive paleostress during dyke emplacement with σ_3 aligned approximately NW-SE.

1. Introdução

A Plataforma Sul-Americana, durante a fragmentação do Gondwana e posterior abertura do oceano Atlântico Sul, foi afetada por intensa atividade magmática (Almeida, 1983; Guedes *et al.*, 2005). Este episódio tectônico causou a reativação das estruturas do embasamento, que serviram de conduto para o magmatismo.

As províncias máficas do Cretáceo Superior e Paleógeno do sudeste do Brasil são tipicamente alcalinas (Almeida & Carneiro, 1989). Os diques de lamprófiros e diabásios alcalinos na região litorânea entre São Sebastião e Ubatuba comumente são porfiríticos, com fenocristais de clinopiroxênio, olivina, anfibólio e/ou biotita nos lamprófiros e clinopiroxênio, olivina e/ou feldspato nos diabásios alcalinos. Os diques são subverticais, com espessuras variando entre 3 cm e 4 m. As rochas encaixantes dessas estruturas são

constituídas pelos ortognaisses do Complexo Rio Negro, que corresponde ao arco magmático do Orógeno Ribeira, e por diversas rochas granitóides das etapas sin- e pós-colisional (Heilbron *et al.*, 2004).

2. Dados Estruturais

Os diques alcalinos da região litorânea entre São Sebastião e Ubatuba, tanto os lamprófiros quanto os diabásios alcalinos, afloram com orientação preferencial NE-SW (Figura 1) e refletem o traçado aproximado da linha da costa nesta região. Este padrão também é observado como direção da foliação principal das rochas encaixantes Neoproterozóicas e como direção predominante no sistema de fraturas dos corpos magmáticos e dos ortognaisses encaixantes. Os diques apresentam mergulho de alto ângulo para NW e ambos litotipos apontam um máximo de medidas em N50E/84NW. Subordinadamente, ocorrem também corpos magmáticos com direção NW-SE, coincidente com as orientações de algumas fraturas.

Os diques seguem a estruturação das rochas encaixantes, de direção aproximada NE-SW (Heilbron *et al.*, 2004), e aproveitam, em alguns locais, a atitude da foliação principal (Figura 1). Os planos de foliação medidos nos ortognaisses encaixantes apontam um máximo em torno de N30E/30NW.

Os sistemas de fraturas desenvolvidos nos lamprófiros e nos diabásios alcalinos incluem principalmente fraturas de

resfriamento longitudinais e transversais, enquanto que, fraturas basais são raras. As fraturas de resfriamento também ocorrem dispostas de forma diagonal em relação à orientação do dique, o que pode ser indicativo de um campo externo de tensão, não paralelo ao conduto, segundo Corrêa-Gomes *et al.*, (1996).

A análise geométrica dos planos de fraturas nos corpos magmáticos mostra que estes apresentam relativa dispersão, com duas direções principais, sendo NE-SW a predominante, e NW-SE a subordinada. Em menor quantidade, há também a ocorrência de planos de fraturas com alguma concentração de medidas segundo as direções aproximadas N-S e E-W (Figura 1). Os diques de lamprófiros apontam um máximo de fraturamento em N65E/84NW, enquanto que, os diques de diabásios alcalinos exibem um máximo em torno de N27E/80SE.

A disposição de fraturas nos diques e nas rochas encaixantes são similares. As fraturas paralelas aos diques também são muito comuns nos ortognaisses encaixantes. Estes também apresentam planos de fraturas com relativa dispersão, com orientações preferenciais em torno de NE-SW e um máximo de medidas em N67E/84NW, semelhante aos diques lamprofiricos. Outros conjuntos de fraturas ocorrem segundo as direções aproximadas NW-SE, N-S e E-W.

Os diques de lamprófiros e de diabásios alcalinos exibem fraturas-conduto preferencialmente na forma em zig-zag, com contatos bruscos e orientações paralelas às fraturas da encaixante. Em alguns diques, as fraturas longitudinais de resfriamento permanecem na mesma direção, enquanto o dique muda sua orientação com o zig-zag. Fraturas-conduto com formas retilíneas, ramificadas e escalonadas também são comuns.

Os corpos magmáticos apresentam indicadores cinemáticos como degraus, pontes e tocos. Estas feições ora apontam para um mecanismo de intrusão sob campo de tensões com componente sinistral de deslocamento direcional e ora com componente dextral. Vesículas, amígdalas, cristais, enclaves e tocos

também mostram o fluxo ascendente do magma.

3. Conclusões

A análise e interpretação do padrão estrutural predominante, NE-SW, apontam que estes diques estão encaixados segundo a orientação de fraturas e estruturas Neoproterozóicas e Cambrianas do Orógeno Ribeira, que foram possivelmente reativadas no Cretáceo, relacionadas aos processos geodinâmicos de fragmentação do Gondwana.

A regularidade nas orientações dos diques caracteriza um enxame distensivo linear e os altos ângulos de mergulho encontrados nos planos de fraturas sugerem a atuação de um regime de paleotensões extensivo durante a intrusão do dique, com σ_3 alinhado aproximadamente NW-SE, perpendicular à direção principal de fraturamento.

Em virtude das formas das fraturas-conduto e dos sistemas de fraturas internos aos diques, um campo de tensão externo pode ter atuado concomitante a consolidação do magma, forçando a reorientação das fraturas recém nucleadas.

4. Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. 1983. Relações Tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3):139-158.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1989. Magmatic Occurrences of post-permian age of the South American Platform. *Boletim do IG-USP - Série Científica*, 20, 71-85.
- Correa-Gomes, L.C.; Tanner de Oliveira, M.A.F., Motta, A.C., Cruz, M.J.M. 1996. Província de diques máficos do Estado da Bahia. *Convênio SICM-UFBA-SGMPPPG-Fapex*, 144 p.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Teixeira, W., Thomáz Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

ages of dykes emplaced in the on-shore basement of the Santos Basin, Resende area, SE. Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 371-182.

Mantesso Neto, Bartorelli; Carneiro, C.D.R. e Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, 203-234.

Heilbron, M.; PedrosaSoares, AC.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A J.; Janasi, V. 2004. A Província Mantiqueira. In:

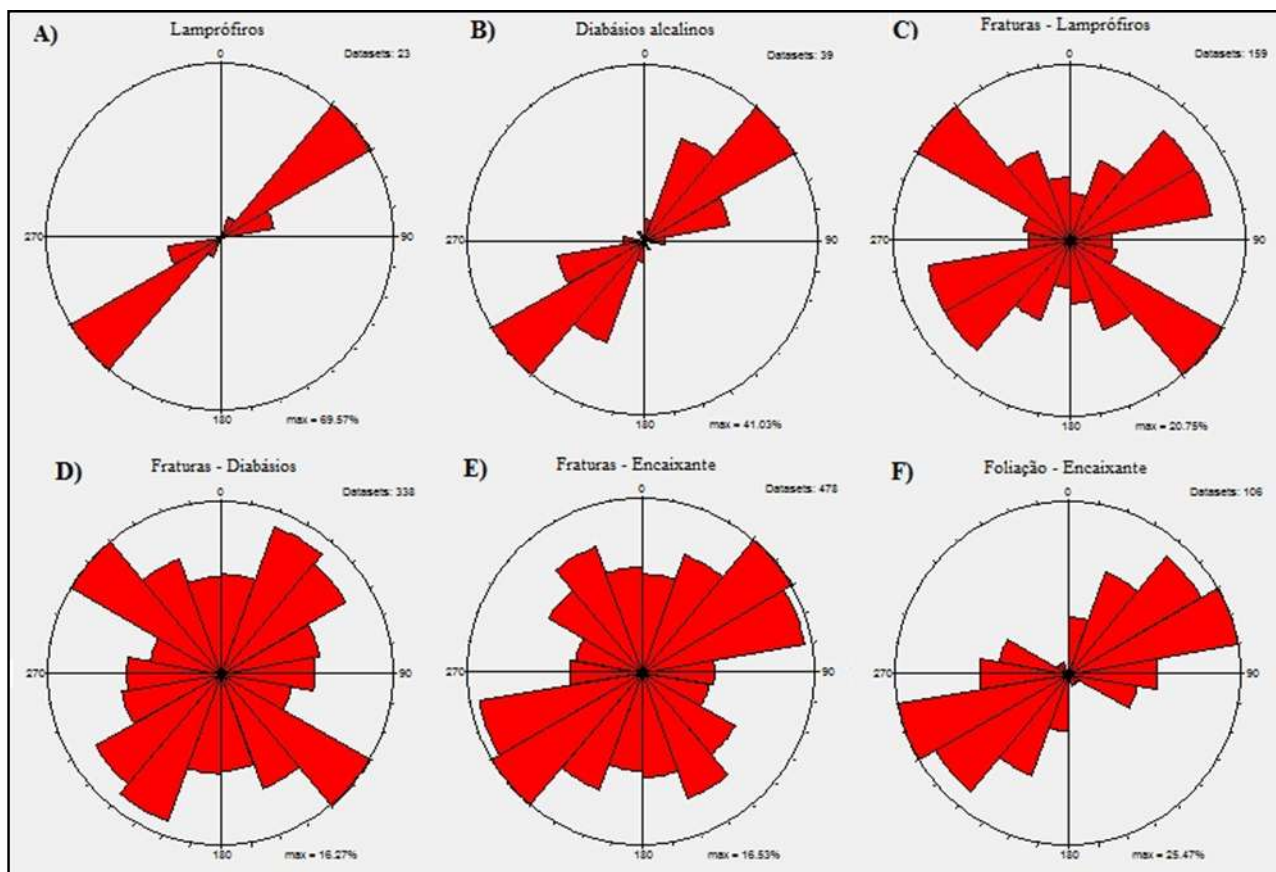


Figura 1. Diagramas de rosetas de orientação dos elementos estruturais da região litorânea entre São Sebastião e Ubatuba (SP): A) direção dos diques de lamprófiros; B) direção dos diques de diabásios alcalinos; C) direção de fraturas dos diques de lamprófiros; D) direção de fraturas dos diques de diabásios alcalinos; E) direção de fraturas das rochas encaixantes; F) direção da foliação das rochas encaixantes.

AEROMAGNETOMETRIA GRADIOMÉTRICA, RADAR IMAGEADOR EM BANDA L E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO APLICADOS À IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM PROSPECTOS DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES À EXPLORAÇÃO AURÍFERA

Thais Andressa Carrino¹, Adalene Moreira Silva¹, Nilson Francisquini Botelho¹, Marcelo Pinto², Luiz Carlos Pinheiro Clerot², Sérgio Sacani Sancevero³

¹ Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, thais.carrino@gmail.com, ² Mapex Mineração, ³ ROXAR. Rua Costa, 31, ap. 20, 01304-010, São Paulo-SP.

Os prospectos auríferos Rosa de Maio, Bandeirante, Maués e 12 de Outubro, localizados no setor oeste da Província Mineral do Tapajós (AM/PA), Cráton Amazônico, foram investigados a partir do uso integrado de imagens aeromagnetométricas gradiométricas, de radar de abertura sintética em banda L e polarização HH da plataforma R99B cedidas pelo CENSIPAM (Belém) e de modelo digital de elevação (MDE) derivado das medições de altimetria durante a aquisição do dado aerogeofísico supracitado, para identificação de feições geológicas e geofísicas, algumas das quais podem ter importância à metalogênese do ouro. Os prospectos Rosa de Maio e Bandeirante são caracterizados predominantemente por rochas hospedeiras de mineralizações como biotita monzogranitos da Suíte Parauari (~1,8 Ga), já sendo constatada alteração hidrotermal sericítica e K-feldspática. O Prospecto Maués é marcado por ocorrências de ouro associadas aos metassedimentos do Grupo Jacareacanga (~2,1 Ga), em veios de quartzo, havendo sulfetação com predomínio de pirita. O Prospecto 12 de Outubro caracteriza-se por rochas vulcânicas ácidas pertencentes ao Grupo Iriri (~1,8 Ga), como riolitos, riodacitos e brechas hidrotermais relacionadas com a mineralização do ouro, além de intensa silicificação, retratada pela presença, por exemplo, de *stockworks* (cf., Fig. 1).

Os dados magnetométricos gradiométricos, coletados em 2006, são caracterizados por linhas de vôo e de controle espaçadas em 75 m e 750 m (Rosa de Maio), 400 m e 4000 m (Bandeirante), 400 m e 4500 m (Maués) e 100 m e 2300 m (12 de Outubro). Os dados dos gradientes medidos nas direções x e y (Gx e Gy), do campo magnético anômalo (CMA) e de altimetria foram micronivelados e interpolados usando-se o método bi-direcional. O tamanho de célula selecionado consistiu em 15 m (Rosa de Maio), 80 m (Bandeirante), 100 m (Maués) e 25 m (12 de Outubro). A partir do CMA, calcularam-se as derivadas horizontais de primeira ordem (Dx, Dy e Dz) visando a obtenção da imagem da amplitude do sinal analítico (ASA). Duas faixas de vôo do radar imageador coletadas em abril de 2006 foram corrigidas quanto ao padrão da antena e geometricamente aplicando-se a correção polinomial (82 pontos de controle usando carta topográfica em escala 1:250.000). Estas imagens são caracterizadas por 8 *looks*, ângulo de incidência variando de 45° a 81,10° (visada para oeste), resolução espacial em alcance e azimute de 18 m e tamanho de pixel de 15 m. Também foram empregados dados geoquímicos que, assim como os aerogeofísicos, foram gentilmente cedidos pela empresa Mapex Mineração e são referentes às áreas dos prospectos Maués (594 amostragens para ouro em solo), Rosa de Maio (560 e 7323 amostragens, respectivamente, para ouro em rocha e solo) e 12 de Outubro (680

amostragens para ouro em solo). Os dados de ouro em solo (Rosa de Maio e 12 de Outubro) foram processados através da simulação indicatriz seqüencial para a geração de mapa da média de 500 simulações equiprováveis, utilizando-se a variável indicatriz ouro caracterizada por corte de ≥ 50 ppb. A partir desta imagem da média, foi produzido o mapa de corte de probabilidade da variável indicatriz ouro em solo $\geq 25\%$.

Conforme sintetizado na Fig. 1, os dados multifonte supracitados foram integrados, possibilitando a interpretação de diversas feições estruturais, destacando-se: **(a)** presença de anomalias de ouro em solo dispostas na direção E-W no Prospecto Rosa de Maio, assim como forte estruturação observada na imagem do MDE com esta mesma direção. Também é marcante a estruturação de drenagens condicionadas nas direções NE-SW e N-S, nas quais inclusive, alguns diques máficos estão encaixados. Estas estruturações com direções aproximadas N-S e E-W são bem marcadas ao longo do rio Parauari e refletem uma fase tectono-evolutiva mais recente (sexta fase, de acordo com o PROMIN-Tapajós) que condicionou a sedimentação mesozóica e cenozóica (Klein et al., 2001). Na imagem do Gy, observa-se a segmentação de diques máficos, principalmente por conta de falhas sinistrais E-W (Prospecto Rosa de Maio), como aquela visualizada na linha de vôo L10240, caracterizada pelo encaixe do atual curso do Igarapé Anta, além de falhas NW-SE (caso do Prospecto Bandeirante). Este padrão de deformação permite questionar, caso estes diques possuam a idade de 510 Ma (em analogia ao dique datado por Santos et al. (2002) pelo método U-Pb em badeleíta, numa localidade próxima ao rio Tapajós), a ocorrência de evento tectônico posterior a esta idade cambriana e que estaria relacionada, de forma genérica, à sexta fase tectono-evolutiva apresentada no PROMIN-Tapajós (Klein et al., 2001). Neste caso, as estruturas E-W, que são bem marcadas na região do Prospecto Rosa de Maio e que podem ter um papel relevante na gênese do ouro, podem ter sido reativadas num período pós 510 Ma. Se confirmada tal idade, estes diques podem ter tido um papel importante como fonte de calor responsável pela remobilização do ouro, visto a intrínseca

relação da disposição espacial de anomalias auríferas em solo e em rocha dos prospectos Rosa de Maio, Maués e Bandeirante com a proximidade desta unidade máfica. Entretanto, um extenso trabalho de geocronologia deve ser realizado para obter idades concretas de tais diques máficos, incluindo-se a averiguação da existência de diferentes enxames nesta região do Tapajós (e.g., diques E-W, N-S e NNE-SSW). Assim, é preciso constatar se todos os diques máficos relacionam-se a uma mesma época de formação, e se talvez não possam ser contemporâneos à formação do ouro paleoproterozóico, apesar das relações de campo até o momento não mostrarem tal co-geneticidade; **(b)** diferentemente dos prospectos acima citados, no Prospecto 12 de Outubro, a principal feição magnética observada compreende a associação de baixos gradientes com ocorrências auríferas, e devem representar um sistema de fraturas ou falhas rúpteis (*cf.*, Klein et al., 2001) associado com o contexto das mineralizações de ouro. Por tal, constituem uma importante zona de influência metalogenética para a prospecção aurífera nesta região; **(c)** a região do Prospecto Maués é caracterizada pelas rochas típicas do Grupo Jacareacanga, como os quartzo-muscovita xistos, com foliação subvertical a vertical e orientada na direção N20W (Fig. 1). *Boudins* de quartzo com espessura de 1 a 2 cm são paralelos a esta foliação. Entretanto, não foram observados afloramentos de veios de quartzo mineralizados na rápida campanha de campo realizada em setembro de 2008. Apenas em uma locação, blocos centimétricos de veios de quartzo sulfetados (pirita) foram encontrados. Na imagem SAR-R99B (Lhh), é visível o registro de estruturas relacionadas a uma primeira fase de deformação de direção NE-SW. Posteriormente, as estruturas NE-SW foram transpostas pelas de direção NW-SE (*trend* aurífero Patrocínio-Espírito Santo, que também afeta o Prospecto Bandeirante), numa segunda fase de deformação paleoproterozóica que afetou a região, marcada também por movimentação sinistral. Confrontando estas interpretações com dados provenientes do PROMIN-Tapajós (Klein et al., 2001), considera-se que a estruturação NE-SW esteja associada com o período de $\sim 2,00$ Ga, enquanto a estruturação de direção NW-SE está

relacionada ao período de 1,99 a 1,60 Ga, e que está bem registrada, por exemplo, no xistos do Grupo Jacareacanga (cf., Fig. 1). Esta região também é caracterizada por intrusão de dique máfico quilométrico que afeta também os prospectos Bandeirante e Rosa de Maio. Na região do Prospecto Maués, tal dique (marcado por altas amplitudes do sinal analítico, cf. Fig. 1) apresenta-se orientado na direção aproximada N-S. O domínio a leste do aerolevante é caracterizado por relevo magnético suave (Fig. 1), relacionado ao pacote de sedimentos metamorfizados do Grupo Jacareacanga, enquanto a parte oeste apresenta relevo magnético rugoso (interface Grupo Jacareacanga/Suíte Parauari/dique máfico) e é a área prioritária à exploração, marcada por valores de ouro em solo ≥ 50 ppb.

Referências

Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Santos M.L.E., Ferreira A.L. 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Folhas Vila Mamães Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-X), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 81 p.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 409-429.

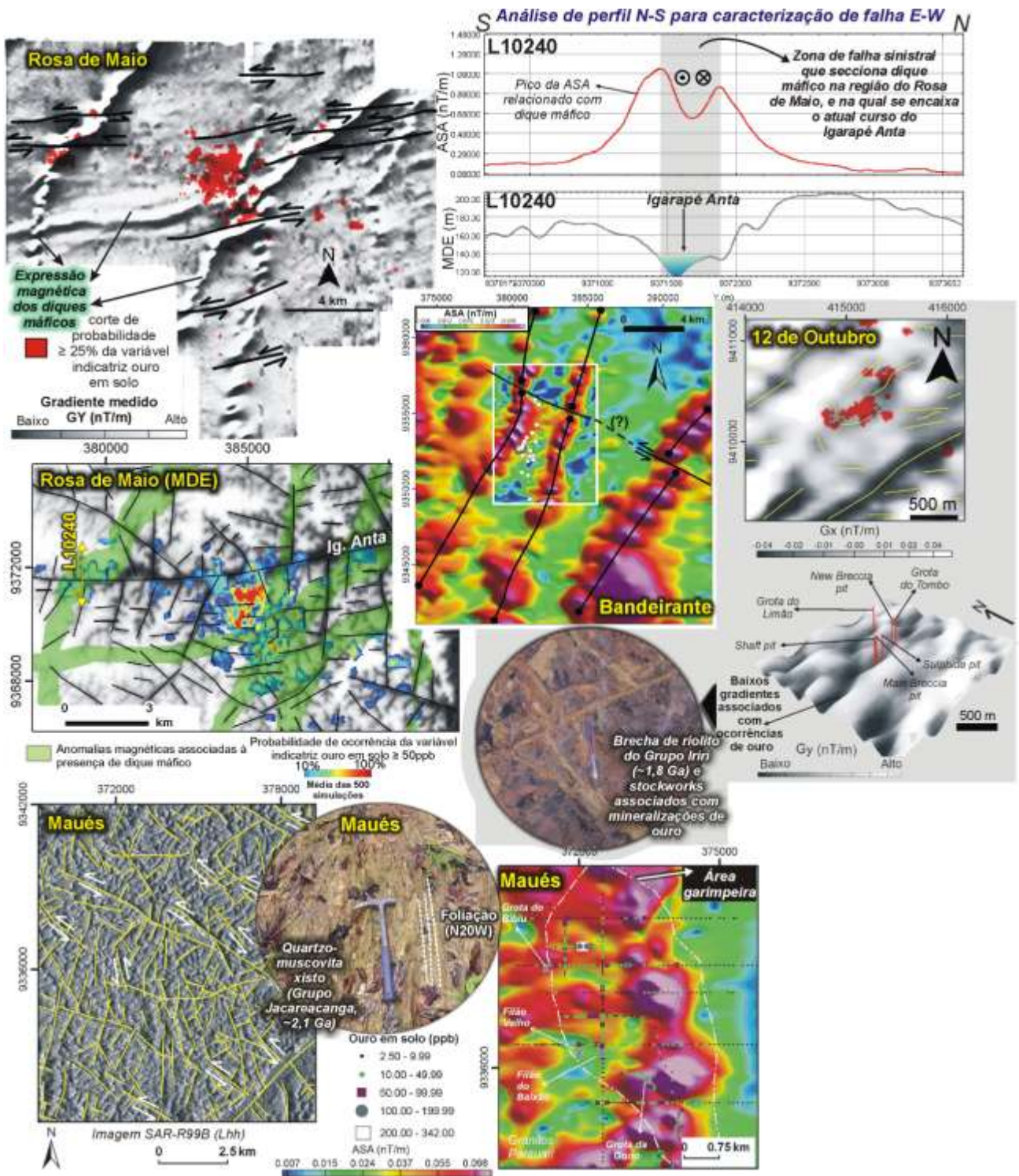


Figura 1. Principais resultados da integração de dados multifonte nas ambiências dos prospectos abordados neste artigo.

IDADES U-PB (SHRIMP) DO MAGMATISMO DA FAIXA CENTRAL DO SERIDÓ (RN-PB): IMPLICAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA REGIONAL

Carlos J. Archanjo¹, Luiz Gustavo Viegas¹, Maria Helena Hollanda¹,

Laécio Cunha de Souza², Dunyi Liu³

¹Instituto de Geociências, USP, São Paulo – SP, archan@usp.br, ²Departamento de Geologia, CCET/UFRN, Natal – RN, ³Laboratório de Geocronologia, Beijing, China

Introdução

A Faixa Seridó, situada no setor nordeste da Província Borborema, é uma região clássica do Precambriano do Nordeste do Brasil. Ela é limitada por milonitos do Lineamento Patos na sua borda sul e, a norte, recoberta por sedimentos da Bacia Potiguar. A faixa de rochas metassedimentares predominantemente pelítica depositada no Neoproterozóico é ladeada, a leste e oeste, por rochas do embasamento de idades paleoproterozóica e arqueana. A faixa central de micaxistos registra um marcante evento metamórfico de alta temperatura e baixa pressão (AT/BT; pico térmico de 550-600 °C a 3-4 Kbar, Lima, 1987) sincrônico à injeção de granitos, dioritos e gabros (Acari, Totoró) e formação de uma extensa zona de fusão parcial tipificada pelo domo anatético de Santa Luzia. A deformação nos micaxistos encaixantes e no batólito de Acari, este último determinado com a ASM, é marcada por um cisalhamento sin-metamórfico transpressivo dextral (Archanjo *et al.* 2002). No quadro tectônico regional a deformação transpressiva de direção NE-SW do Seridó tem sido conectada a intensa milonitização E-W que define o Lineamento Patos (Corsini *et al.* 1991).

A estreita relação entre o magmatismo granítico e o metamorfismo de AT/BT é evidente nos micaxistos encaixantes da borda oeste do batólito. No núcleo do sinforme de Cruzeta, situado a 30 km a oeste do Acari,

filitos com biotita-clorita-muscovita evoluem para xistos com granada-biotita, cordierita-andaluzita (\pm estauroлита) e, próximo ao contato com o granito, para xistos com cordierita-sillimanita. Além das paragêneses metamórficas, o aumento de temperatura também se reflete no crescente teor de Ti nas biotitas e na substituição do Mn pelo Fe nas granadas em direção ao maciço (Cunha de Souza, 1996). Também neste contexto, as turmalinas e ilmenitas tornam-se respectivamente mais aluminosas e empobrecidas em Mn (Cunha de Souza *et al.*, 2007). O estudo geocronológico do batólito, que indiretamente dataria o metamorfismo de AT/BP, não apresentou resultados conclusivos. Embora, os dioritos e granitos porfíricos apresentem evidência de mistura de magmas (Jardim de Sá *et al.* 1986), os zircões dessas rochas forneceram idades U-Pb (TIMs) de 579 ± 3 Ma (Leterrier *et al.* 1994) e 555 ± 5 Ma (Legrand *et al.* 1991). Além disso, o plúton de Totoró não dispõe de dados geocronológicos enquanto o domo anatético de Santa Luzia tem sido incluído nos mapeamentos geológicos regionais como uma unidade do embasamento Paleoproterozóico. Consequentemente, a idade precisa da transpressão e do metamorfismo de AT/BP da faixa central do Seridó ainda não estava satisfatoriamente estabelecida. Nessa comunicação apresentamos novos dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos em microsonda de alta resolução (SHRIMP) nos plútons de Totoró e Acari e no domo anatético de Santa Luzia. Nesse último, determinamos a

ASM do migmatito e a comparamos com a deformação das rochas encaixantes regionais.

Resultados

O domo de Santa Luzia é parte de uma extensa zona migmatizada que se prolonga por aproximadamente 100 km na direção sudoeste a partir do maciço de Acari. Os migmatitos possuem uma forma dômica alongada (25 km x 8 km) paralelamente à faixa entre Santa Luzia e São José do Sabugi (PB). A borda oeste do domo é delineada por camadas de quartzitos localmente conglomeráticos que mergulham para NW, enquanto a borda leste é delineada pela foliação gnáissica do embasamento que mergulha para SE. O domo é caracterizado por uma elevada taxa de fusão parcial (diatexitos), predominando nebulitos e leucogranitos contendo localmente *schlieren* máficos variavelmente assimilados pelo magma granítico. Enclaves elípticos e angulosos de rochas do embasamento (*augen* gnaiss, gnaiss bandado, anfíbolito e hornblendito) são relativamente frequentes. A ASM foi determinada em 42 estações distribuídas por todo o diatexito. A trama é muito bem definida com a lineação levemente oblíqua (NNE) com respeito ao alongamento (NE) do domo. A foliação possui mergulho suave ($< 30^\circ$) no centro enquanto nas bordas ela tende a acompanhar o contato do domo com as encaixantes. O arranjo da trama é consistente com a ascensão do magma sob um regime geral de deformação cisalhante dextral, com a ASM registrando os estágios finais em alta temperatura da deformação finita. O arranjo da trama magnética é semelhante a do maciço de Acari (cf. Archanjo *et al.* 2002) indicando que ambas foram formadas por processos semelhantes.

A catodoluminescência (CL) de zircões do diatexito mostrou a presença sistemática de núcleos herdados margeados por uma borda escurecida (rica em urânio). As idades dos setores zonados do núcleo forneceram um intercepto superior em 2.203 ± 17 Ma enquanto a borda rica em U forneceu uma idade média de 572 ± 3.4 Ma. No Acari foram estudados a fácies porfírica grossa e a fácies equigranular

leucocrática. A CL mostrou zircões tipicamente zonados nas duas fácies, porém diferentemente do diatexito de Santa Luzia, sem enriquecimento de U na borda dos grãos. As análises foram feitas nos setores zonados dos cristais. Zircões do granito porfírico grosso forneceram uma idade concórdia de 578 ± 4.5 Ma, enquanto o leucogranito equigranular forneceu uma idade concórdia de 572 ± 4.6 Ma.

O stock de Totoró apresenta trama magnética e idade que contrastam com aquelas do granito de Acari e do domo anatético de Santa Luzia. A ASM é marcada por lineações predominantemente subverticais e foliações magnéticas de direção E-W mergulhando para o interior do stock (cf. Archanjo *et al.* 2002). A trama magnética, portanto, é discordante com respeito à trama metamórfica dos micaxistos encaixantes. A CL de zircões do gabro-norito e do diorito situados na borda sul-sudeste da intrusão mostrou a presença de grãos claros, sem núcleos herdados, com zircões apresentando zoneamento contínuo, uniforme, típico de rochas máficas. Zircões do gabro-norito e do diorito fornecem idades concórdia de 595 ± 3 Ma e 597 ± 6 Ma, respectivamente. Esses resultados indicam que o magmatismo máfico tipo Totoró precede a colocação do batólito de Acari e a migmatização da região de Santa Luzia.

Discussão

Intrusões máficas datadas entre 590 e 600 Ma na Faixa Seridó ocorrem na forma de *stocks* máficos, como em Poço Verde (Dantas 1997), Riachão (Guimarães *et al.* 2010), Cardoso (Hackspacher *et al.* 1987) e Totoró (esse estudo). A trama magnética discordante do Totoró combinado às idades U-Pb em zircão sugerem que os corpos máficos são intrusões precoces à deformação transpressiva regional. A idade do metamorfismo de AT/BP, cujo domínio de maior temperatura está associado ao batólito de Acari e aos migmatitos de Santa Luzia, torna-se agora muito bem definida em *c.* 575 Ma conforme as idades U-Pb da fácies porfírica grossa e equigranular do Acari e da borda recristalizada dos zircões no diatexito. A

trama magnética no domo de Santa Luzia exibe padrão equivalente a do batólito de Acari, indicando que a deformação transpressiva é sincrônica a um importante evento de fusão crustal que afeta praticamente toda a porção central do Seridó. As novas idades do Acari são consistentes com a idade U-Pb (TIMs) obtida com uma fração de zircão da fácies diorito (Leterrier *et al.*, 1994). A idade de 555 ± 5 Ma (Legrand *et al.* 1991), provavelmente registra a reabertura isotópica do zircão por um evento térmico mais jovem possivelmente relacionado à intrusão de pegmatitos (Baumgartner *et al.* 2006).

Esses resultados são consistentes com os dados de ASM e geocronologia do batólito de Teixeira situado a sul do Lineamento Patos, cuja estrutura geral é discordante com respeito à trama dos milonitos do Patos (Archanjo *et al.* 2008). Esses dados, combinados aos do Seridó, confirmam as conclusões iniciais de que a deformação transcorrente-compressiva do sistema Patos-Seridó é posterior a *c.* 590 Ma.

Referências

- Archanjo C.J., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Ernesto, M. 2002. *Tectonics* 21, 10.1029/2000TC001269
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M, Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R. 2008. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.
- Baumgartner, R., Romer, R.L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M., 2006. *Canadian Mineralogist* 44, 69-86.
- Cunha de Souza, L., 1996. Tese de Doutorado, Laboratório de Geologia e Mineralogia, Universidade Católica de Louvain-la-Neuve, Bélgica, 345p.
- Cunha de Souza, L., Legrand, J. Verkaeren, J. 2007. *Rev. Estudos Geológicos, UFPE*, 17, 71-84.
- Dantas, E.L., 1997. Tese de Doutorado, UNESP - Rio Claro, SP. 208p.
- Guimarães, I.P., *et al.* 2010. Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza. CD-ROM.
- Hackspacher, P.C., Macambira, M., McReath, I., Scheller, T., 1987. ISGAM, Salvador, p.91-95.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M., Galindo, A.C., Sá, J.M., Hackspacher, P.C., 1986. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 95-105.
- Legrand, J.M., Deutsh, S., Cunha de Souza, L., 1991. XIV Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 276-279.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., Pin, C., 1994. *Comptes Rendus Acad. Sci.* 318, 1505-1511
- Lima, E.S., 1987. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 315-323.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA ESTRUTURAL AMAZÔNIA

Mário Ivan Cardoso de Lima*

*IBGE/Gerência de Recursos Naturais /UE/PA, mario.lima@ibge.gov.br

A Província Estrutural Amazônia (PEA), Lima (1994), dispõe-se na região norte brasileira com cerca de 1.700.000 km², envolvendo essencialmente terrenos proterozoicos e arqueanos. Representa uma entidade geotectônica não afetada pelo Ciclo Brasileiro (0,54 – 1,0 Ga). Limita-se a leste com o Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins e a sul com o Cinturão Móvel Alto Paraguai. Mostra sua porção central encoberta pelos sedimentos fanerozoicos da Província Estrutural Amazonas-Solimões (Lima, op. cit.). Subdivide-se em nove subprovíncias estruturais, com base em (CPRM 2003) e IBGE (2003): Amazônia Norte-Oriental (SANOR), Amazônia Sul-Oriental (SASOR), Amazônia Centro-Oriental (SACOR), Amazônia Central (SAC), Amazônia Centro-Ocidental (SACOC), Amazônia Norte-Ocidental (SANOC), Amazônia Sul-Ocidental (SASOC), Guiana Central (SGC) e Guiana Oriental (SGO). Vide Figura 1.

A SACOR constitui um típico terreno *granite-greenstone*, TTG e *greenstone belts* (*Núcleo Pau D'Arco*), de idade mesoarqueana com adição de crosta juvenil, sob a forma de arcos de ilhas, com lavas ultramáficas komatiíticas e toleíticas. Na verdade, representa um cráton neoarqueano (Cráton Sul do Pará).

A SASOR, região da serra dos Carajás, reflete uma derivação de protólitos mesoarqueanos a neoarqueanos, contudo retrabalhados no neoarqueano sendo tipificado por orto e paragnaisse em fácies anfíbolito e granulito, granitóides, seqüências metavulcanossedimentares e metamáficas, em fácies anfíbolito e xisto-verde, e coberturas

sedimentares neoarqueanas. Granitóides, vulcano-plutonismo félsico a máfico e coberturas sedimentares do paleoproterozoico completam o quadro geológico. Mostra um *trend* estrutural segundo E-O a ONO-ESE com vergência direcionada para o Cráton Sul do Pará. Constitui um cráton do paleoproterozoico, denominado de Cráton Pará Central.

A SANOR reflete a continuidade para norte de tais terrenos, contudo com forte ação geodinâmica do paleoproterozoico (2,25 Ga). Destaques para a presença de granulitos, granitóides e seqüências metavulcanossedimentares compoem o *Cinturão Móvel Bacajá-Tumucumaque*. A SANOR apresenta-se com estruturação ONO-ESSE a NO-SE, marcando uma discordância estrutural com a SASOR, embora de baixo *rake*. Por sua vez, dominam os ortognaisse, granitóides sin a tarditectônicos, anfíbolitos e granulitos, seqüências metavulcanossedimentares e granitóides tardi a pós-tectônicos. Os seus protólitos devem ser neoarqueanos, porém intensamente retrabalhados no Paleoproterozoico (~2,25 Ga). Em razão da presença de núcleos arqueanos admite-se para esta subprovíncia uma idade Neoarqueana a Paleoproterozoica. A mesma está bem exemplificada na região do Médio rio Xingu (PA), porém com prolongamento para a zona limdeira Pará/Amapá, norte do rio Amazonas, com maior expressão espacial, onde mostra-se deslocada devido a uma transcorrência dextral e rotacional horária, responsável pela formação do rifte que deu origem a Bacia do Amazonas. A zona limítrofe entre as províncias SASOR e SANOR pode

tratar-se de uma zona de convergência de crostas oceânicas, seguida de colisão continental com pouco desenvolvimento de material juvenil. Constitui, em verdade, uma zona de transição, uma vez que os terrenos neoarqueanos estendiam-se até ao norte da zona lindeira Pará/Amapá, contudo com retrabalhamento paleoproterozoico, atestado por seqüências metavulcanossedimentares em fácies xisto-verde a anfíbolito, serras do Ipitinga (PA) e do Navio (AP), e região de Altamira (PA), como também rochas de fácies granulito, tanto ao norte como a sul do rio Amazonas no âmbito dessa subprovincia. A propósito, o referido cinturão granulítico deve ser um dos mais extensos do globo, embora de forma descontínua. Por sua vez, dados litoquímicos de vários autores atestam a geração de crosta juvenil tipo arco de ilha nas seqüências máficas e ultramáficas supracrustais..

Ao norte da SANOR expõe-se a SGO, principalmente centro-norte do Amapá, com dominância de protólitos do Paleoproterozoico, cujo embasamento é dominado por arco magmático, granitoides sin a tarditectônicos, alguns gnaissificados, ausência de rochas da fácies granulito e continuidade para norte das seqüências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas da SANOR. Parece representar uma zona de arco magmático continental relativo a subducção de crosta oceânica em crosta continental, com bacias tipo *forearc* ou *back arc*.

A SAC tem sua principal área de exposição na região do Tapajós (PA) e Estado de Roraima, com direção estrutural segundo NNO-SSE a NO-SE com vergência para NE e SE. Esta subprovincia apresenta seqüências metavulcanossedimentares e granitoides sin, tarditectônicos e pós-tectônicos, constituindo arcos magmáticos de grande expressão.

De outro modo, a subprovincia SGC mostra marcante orientação estrutural segundo NE-SO, a qual trunca a SAC e é delimitada por cinturão de rochas granulíticas extremamente cisalhadas com centenas de quilômetros de extensão e dezenas de largura em regime transpressional sinistral, com marcante ressalto estrutural. Representa uma descontinuidade com extensão de centenas de km (ca 1.500 km)

desde o Atlântico até o Médio rio Negro (AM), envolvendo terrenos granulíticos, bem expostos nas montanhas Bakhuis no Suriname e Kanuku na República das Guianas e representação em território brasileiro, constituindo importante acidente tectônico do Proterozoico, com reativações em diferentes épocas, tanto que a bacia mesozóica do Takutu encontra-se embutida neste lineamento.

As SAC, SGO e SGC representam de forma incontestada a ação do paleoproterozoico (1,90 – 2,5 Ga) na formação de rochas e tipificam-se por um embasamento rico em granitoides e seqüências metavulcanossedimentares, e como coberturas de plataforma intenso e extenso vulcano-plutonismo (ca 2,0 Ga). Embora coevos às direções estruturais são distintas. Essas subprovincias atestam à atuação do paleoproterozoico no âmbito do PEA.

O Mesoproterozoico (1,6 – 1,0 Ga) é composto pelas subprovincias SACO, SANOC e SASOC. O limite entre a SACO e a SANOC na porção sul da PEA é alcançado por marcante discordância estrutural (Cunha de Ariquemés), tipificado pela presença de terrenos granulíticos extremamente cisalhados. Por outro lado, a SASOC mostra orientação meridiana em franca discordância estrutural com a SANOC. Esta é exemplificada por granulitos e seqüência metavulcanossedimentares de orientação cerca de E-O e vergência para sul.

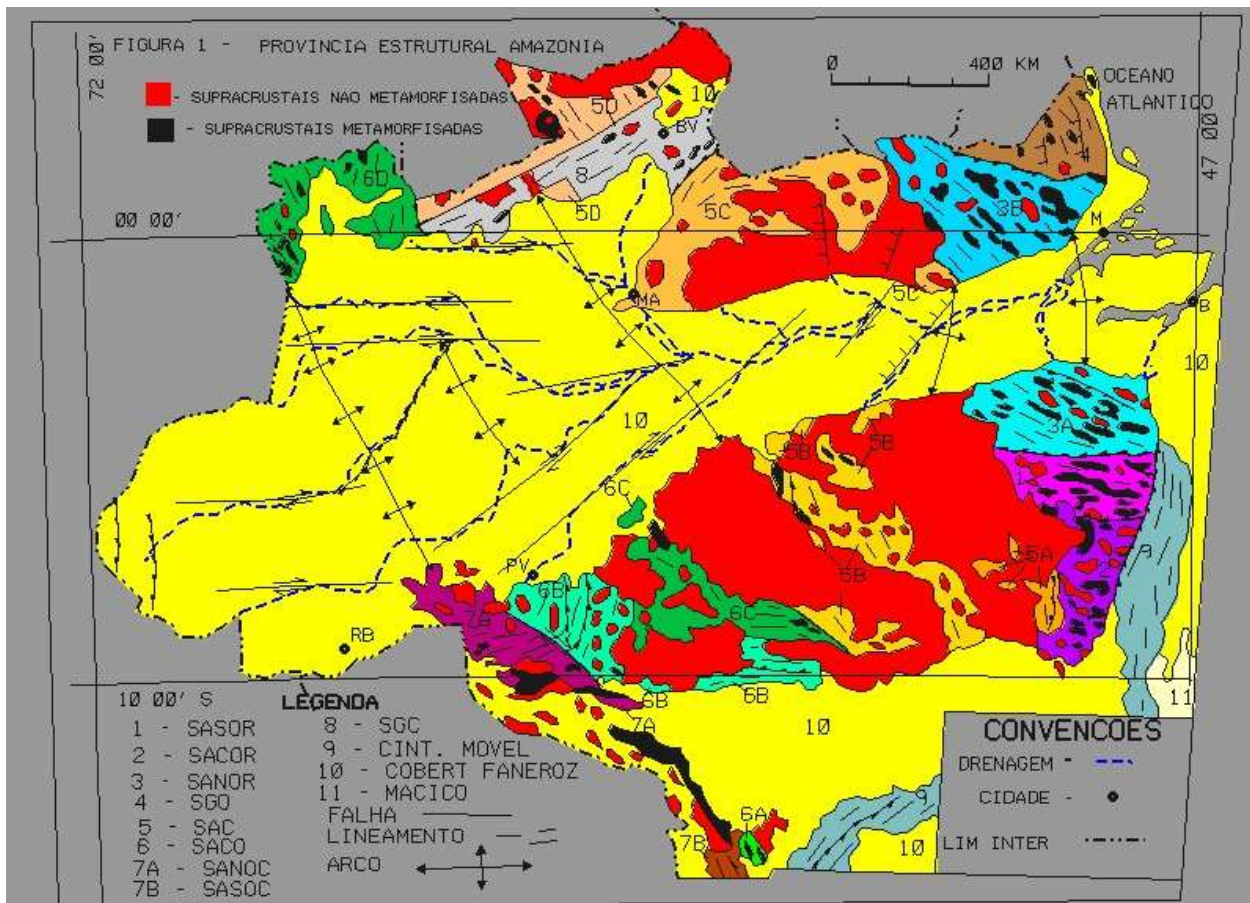
Como reflexo da atuação desses cinturões móveis assomam três importantes arcos magmáticos relacionados à ação de modelos de placas tipo acrecionário. O vulcanismo félsico-intermediário e secundariamente máfico, de idade proterozoica, apresenta vasta extensão espacial na PEA distribuindo-se de leste para oeste, em que determinadas associações mostram consangüineidade litoquímica e sincronismo em determinados períodos, em consonância com dados geocronológicos U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd, recentemente obtidos. Deste modo, pode-se associá-las a três ciclos magmáticos já definidos: Akawaian (1,78- 2,0 Ma), Parguazan (1,6 – 1,4 Ma) e Costa Marques (1,3 – 0,9 Ma). Tal vulcano-plutonismo faria parte de três importantes arcos magmáticos

muito bem delineados no âmbito da PEA de disposição aproximadamente NO-SE, em sua porção centro-oriental (AMCOR), centro-ocidental (AMCOC) e ocidental (AMO). São produtos de movimentação de placas litosféricas de oeste para leste, devido a eventos geodinâmicos com modelos de placas tectônicas tipo arco acrecionário e colisão continental. Tais arcos são caracterizados por amplo vulcano-plutonismo de caráter sin, tardi e pós-tectônico, bem como anorogênico. O Arco Magmático Centro-Oriental (AMCOR) envolve as bacias dos rios Juruena, Tapajós, Xingu, Trombetas e Branco com uma extensão de centenas de quilômetros com dominância de vulcanismo félsico e, secundariamente, intermediário e máfico, com piroclásticas associadas.. O Arco Magmático Centro-Ocidental (AMCOC) estende-se desde as bacias dos rios Aripuanã e Roosevelt, margem direita do Amazonas- Solimões, até a região noroeste dos estados de Roraima e Amazonas. O principal representante vulcânico deste arco é a Formação Roosevelt, com idades que variam de 1 500 a 1600 Ma, de caráter vulcanossedimentar e com deformação dúctil-rúptil. Relaciona-se a modelos de arco acrecionário e colisão continental e liga-se ao Ciclo Orogênico Rio Negro–Juruena..

Formações Nova Floresta e Arinos retratam vulcanismo máfico em zonas de riftes, com idades de 1 100 a 1200 Ma. O Arco Magmático Ocidental (AMO), por sua vez, relacionam-se aos Ciclos Orogênicos Rondoniano-San Ignácio (1.500 a 1.300 Ma) e Sunsás (1.290 a 900 Ma), resultado de subducção em ambiente de arco acrecionário e colisão continental.

Referências

- CPRM -. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. et al. (Coord.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil – Sistema de Informações Geográficas - SIG e mapas na escala:2.500.000*. Brasília, DF: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2003. 4 CD-ROM
- IBGE – Banco de Dados de Informações Ambientais . 2003. Rio de Janeiro – RJ.
- LIMA, M. I. C.- Província Estrutural Amazônia. IN: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos.Vol.2. p.410-411. 1994. Camboriú-SC.



DIATEXITES, SHOSHONITIC PLUTONS AND LOW-K QUARTZ-DIORITES AT THE SOUTHERN PART OF THE TAMBORIL-SANTA QUITÉRIA COMPLEX, NE BRAZIL: INSIGHTS INTO MAGMA SOURCES AND TECTONICS

Felipe Grandjean da Costa¹, Carlos Eduardo Ganade de Araújo¹, Edney Smith de Moraes Palheta¹, Antonio Maurilio Vasconcelos¹, Joseusea Brilhante Rodrigues²

¹Geological Survey of Brazil, Fortaleza-CE (Felipe.Costa@cprm.gov.br), ²Geological Survey of Brazil, Brasília-DF.

Introduction and Geological Setting

The Tamboril Santa Quitéria Complex (TSQC) is one of the largest Neoproterozoic plutonism in the north Borborema Province. Recent geological mapping, geochemical and geochronological data obtained by the Geological Survey of Brazil at the west Ceará Central Domain (CCD) revealed a southwest continuity of this magmatism, which extends more than 300 km on its NE-SW trend. This complex is an anatectic/igneous association characterized by a number of magmatic pulses emplaced between 650-610 Ma, (e.g., Fetter et al., 2003; Castro, 2004; Teixeira et al., 2005; Santos et al., 2007). The plutonic rocks display an ubiquitous syn- to late-magmatic low-angle deformation, and was in part coeval with the regional metamorphism (Arthaud et al., 2008; Amaral, 2010). In general, the compositional predominance is represented by granitic/granodioritic pink granitoids and diatexites, with some local participation of less evolved dioritic to tonalitic rocks, and tholeiitic gabbros (e.g., Fetter et al., 2003; Santos et al., 2007). In this short communication we present U-Pb zircon ages and geochemical information for a diatexite/shoshonite/quartz-diorite association recently mapped at the southern part of the TSQC.

Results

During geological mapping program in the scale 1:100.000 (Crateús Sheet) that partly covered the southern portion of TSQC, three main plutonic associations were separated according to their field, petrographic and geochemical characteristics: (i) diatexites, (ii) shoshonitic plutons and (iii) low-K quartz-diorites.

(i) Pink diatexites (anatectic granites) are the predominant rock type of the area (up to 90%), they range from granodioritic to granitic compositions, and biotite is the main mafic mineral phase observed. In the outcrops, these rocks usually show mafic to intermediate partly molten enclaves (schollens) that may represent country-rocks or infracrustal xenoliths. The high silica contents (SiO₂ ~70 to 75 wt.%) and the slightly peraluminous characteristic suggests melting of crustal sources, with similar composition of their dioritic/tonalitic xenoliths. Therefore we speculate that this large volume of anatectic magma probably derived from partial melting of a lower/middle crust with a broadly dioritic/tonalitic composition. This anatectic granitic magmatism has been widely dated in literature with an age interval of ~650-610 Ma (e.g., Fetter et al., 2003; Castro, 2004; Teixeira, 2005; Santos et al., 2007).

(ii) The Shoshonitic association is represented by monzonites, quartz-monzonites and syenites that emplaced coevally with the anatectic granites. The common feature in these syn-anatectic intrusions is the occurrence of mafic magmatic enclaves ranging from monzogabbro to monzo-diorite in composition. These mafic magmatic enclaves are potassium-rich rocks that are classified as shoshonites and ultrapotassic at the discrimination diagrams. The plutonic rocks (monzonites/quartz-monzonites/syenites) show SiO₂ variations between ~56 and 68 wt.%, hornblende is the main mafic mineral, and they all have metaluminous characteristic. For the mafic magmatic enclaves, silica contents ranges from ~47 to 55 wt.% and they also have a metaluminous signature. At least for the most primitive terms (i.e. SiO₂ ~ 47 wt.% and MgO ~ 6,0 wt.%) of these mafic magmatic enclaves, the magma source may be related to a mantle origin, and probably an enriched lithospheric mantle to account for their high potassium contents. For a quartz-monzonite example from this shoshonitic association we obtained a U-Pb zircon age of 634 +/- 10 Ma (FC-162, 315160mE; 9416336mN). For these granitoids (monzonites/quartz-monzonites/syenites), it is quite suggestive they origin from the mixing between anatectic granites (diatexites) and mantle derived K-rich mafic magmas.

(iii) The quartz-diorites are low-K calc-alkaline rocks and represent the less evolved plutonic rocks in the area, with silica variation between 53 to 63 wt.% and MgO contents around 3,0 and 5,0 wt.%. These rocks are dominantly composed by plagioclase (~50%), hornblende (~30%) and clinopyroxene (~15%), with minor amounts of quartz, biotite and titanite. They occur as small intrusions within the granite/diatexite domain, and one of these quartz-dioritic plutons yielded a U-Pb zircon age of 618 +/- 23 Ma (CR-011, 294594mE; 9437217mN). This age makes it slightly younger, but closely related in time to the anatectic granites and hybrid shoshonitic magmatism. The geochemistry of the quartz-diorites is unusual compared to the diatexites and shoshonites. Its dominant mafic composition precludes partial melting of felsic

meta-igneous rocks and partial melting of mafic sources seems necessary in order to explain their relatively low-SiO₂ and high-MgO contents. In general, there are two main possibilities for the origin of these low-K calc-alkaline quartz-diorites: (1) melting of mafic lower crust, or (2) melting of less enriched or even depleted mantle.

Tectonic Discussion

The linear occurrence of this plutonism, the parallelism with the Transbrasiliano Lineament, and the close relationship with high-grade metamorphic rocks has drawn attention of many researchers for interpreting its tectonic setting. The evolution of this plutonic activity has been interpreted as the record of a continental magmatic arc around 650-610 Ma (Fetter et al., 2003), and recently, some authors have proposed a syn- to late-collisional setting to this magmatism (Costa et al., 2010; de Araújo et al., 2010). Geochronological constraints on regional metamorphism (Castro, 2004; Arthaud, 2007; Amaral, 2010) match with the same interval (~650 to 610 Ma) of the plutonism at the TSQC and suggest that metamorphism and magmatism essentially result from the same thermal anomalies. Mafic plutonism is rare in the TSQC but can probably account for elevated temperatures close to the peak of metamorphism because some tholeiitic gabbros, diorites and quartz-diorites are broadly coeval to the high-grade metamorphism (e.g., dioritic gneiss 637 +/- 6 Ma, Fetter et al., 2003; metagabbro 623 +/- 5 Ma, Santos et al., 2007; metagabbro 628 +/- 1 Ma, Teixeira, 2005). The large amount of anatectic granites (diatexites) in the TSQC, coeval with minor intrusions of gabbros, diorites, quartz-diorites, syenites and quartz-monzonites, may be the melting results of distinct crustal and mantle sources during an special thermal circumstances in orogenesis. For this geodynamical scenery, Costa et al. (2010) proposed the model of Slab Breakoff for the magmatic evolution of the TSQC, arguing that the delamination of a subducted oceanic crust during Neoproterozoic continental collision allows good explanation

for combined high-grade metamorphism with diverse crustal and mantle derived magmatism.

References

- Amaral, W.S., 2010. *Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema*. PhD. Thesis, University of Campinas (UNICAMP), 234 p. (in Portuguese with attached English article)
- Arthaud, M.H. 2007. *Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD. Thesis, University of Brasília (Unb), 170p. (in Portuguese with attached English article)
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J., (eds). Geological Society of London, Special Publications, 294, 49-67.
- Castro, N.A. 2004. *Evolução Geológica Proterozóica da Região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. PhD. Thesis, University of São Paulo (USP), 221 p. (in Portuguese with english abstract)
- Costa, F.G., de Araújo, C.E.G., Vasconcelos, A.M., Palheta, E.S.M., Justo, A.P. 2010. O Complexo Tamboril-Santa Quitéria: Evidências de Slab Breakoff durante colisão continental neoproterozóica, Norte da Província Borborema. 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA. (in Portuguese)
- de Araújo, C.E.G., Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Moura, C.A.V. 2010. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon ages of pré- and syn-collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic Complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): Geodynamic Implications. VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília-Brasil.
- Fetter, A. H., Santos, T.J.S., Van Schumus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265-273.
- Santos, T.J.S., Dantas, E.L., Fuck, R.A., de Araújo, C.E.G., Rosa, F.F. 2007. The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the north portion of the Santa Quitéria batholith, NE Brazil. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V International Symposium on Tectonics of SBG, Natal-RN, p. 142-144.
- Teixeira, M.L.A. 2005. *Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos no limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, CE (Província Borborema)*. Master Dissertation, University of Brasília (Unb), 197 p. (in Portuguese with English abstract).

CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR DOS DOMÍNIOS LITOSTRUTURAIS DA FOLHA ARRAIAS: UMA EXPOSIÇÃO DA BORDA OESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Said Abdallah, Paulo Fernando Villas-Boas Meneghini

CPRM-SUREG-GO, said.abdallah@cprm.gov.br

A folha Arraias (SD.23-V-A) localiza-se no sudeste do estado do Tocantins (fig.1) e abrange a sede dos municípios de Arraias, Paranã, Conceição do TO, Taipas, Aurora, Combinado, Lavandeira e Novo Alegre. Conjuntamente com as folhas Gurupi, Alvorada e Dianópolis, integra o Projeto Sudeste do Tocantins e está inserida no Programa Geologia do Brasil-PGB, desenvolvido pela CPRM-SGB, Superintendência de Goiânia.

Apresentamos neste trabalho dados preliminares, onde destaca-se aspectos estruturais, tectônicos e litoquímicos das principais unidades litoestratigráficas cartografadas, enfocando o estado de deformação, sugerindo os prováveis ambientes geotectônicos, e tecendo uma análise sucinta do comportamento litoquímico dos granitóides paleoproterozóicos. Estes dados permitiram alavancar diversos parâmetros para o conhecimento da evolução deste orógeno paleoproterozóico e suas implicações na evolução do bloco Arraias–Natividade. As principais ferramentas utilizadas neste trabalho consistiram no mapeamento geológico 1:250.000, interpretação de imagens geocover e MDT relevo sombreado, gamaespectrometria (canais de K,U,Th,ternários) e magnetometria (1DV,ASA,CMA) e análises litoquímica completa de 56 amostras.

Na porção oeste da folha dominam extensas faixas de direção NS constituindo alinhamentos de serras sustentadas por filonitos e milonitos. Caracterizam um domínio dúctil extensivo para folha Dianópolis e representam

um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática predominantemente dextral. Esta deformação do regime dúctil é sin-tectônica a F1(transamazônica) e com cinemática diferenciada em relação à faixa móvel Neoproterozóica. Está impressa nos diversos litotipos; como granitóides peraluminosos da Suíte Aurumina, na SVC tipo greenstone (Grupo Riachão do Ouro) e nos granitóides TTG do Complexo Almas-Cavalcante(CAC), representados por protomilonitos a ultramilonitos de composição tonalítica e metagranitos em condições de fácies xisto verde, exibindo porfiroclastos de feldspatos e quartzo estirados, bandamento milonítico composicional e penetrativo com foliação NE e NW (fotos 1a,b).

Os metagranitóides paleoproterozóicos dos terrenos TTG apresentam trend NS com leve inflexão para nordeste e afinidade calcioalcalina metaluminosa. Estes litótipos perfazem dois conjuntos distintos, mostrando termos isótopos a fortemente foliados e bandados por uma tectônica de cisalhamento. A textura protomilonítica apresenta porfiroclastos de feldspatos imersos em uma matriz fina de plagioclásio, quartzo e microclina, com biotita e hornblenda. Tonalito, trondhjemitito e granodiorito são as rochas dominantes e foram agrupadas por (Cruz, 1993), em suíte 1 a anfibólio e suíte 2 (biotita granitóides) e constituem arco magmático (granitos tipo I); além de granitóides indiferenciados (arqueanos?). Investigações geoquímicas identificaram outra série magmática, a Suíte Aurumina paleoproterozóica, granitogênese peraluminosa (média a alta) com mineralogia a

duas micas (biotita + muscovita) e características de granito tipo S sin-colisionais (figuras 02a e b).

Neste trabalho considera-se este magmatismo do bloco Arraias-Natividade síncrono a granitogenese do cinturão paleoproterozóico da faixa Contendas-Jacobina (Leal, A.B.M. *et al*; e cuja evolução e gênese está associado à colisão continental ocorrida entre os blocos Amazônico (Província Amazônia Central) e bloco Gavião-Jequié.

A sedimentação Paleo a Mesoproterozóica do Grupo Araí encontra-se submetida à intensa deformação brasileira com expressiva tectônica rúptil-ductil, onde são registrados falhamentos inversos de baixo ângulo N40E/SE (foto 2a), com interpetos transcorrentes de direção N80W-N70E (2b). Constituem litotipos predominantemente psamíticos e conglomeráticos com acamadamento (So) e estruturas sedimentares primárias preservadas de ambiente continental fluvial. Predominam processos metamórficos de baixa temperatura com inexpressivo e localizado desenvolvimento de estruturas dúcteis (dobras regionais).

Os metaconglomerados basais polimíticos exibem clastos estirados constituindo-se em importantes marcadores do estágio deformacional. Nos níveis de metapelitos, intercalados em quartzitos, fica evidente a maior intensidade metamórfica nessas rochas. O contato com as unidades graníticas da Suíte Aurumina e TTG é definido por milonitos de falhas com metaconglomerados distribuídos discordantemente sobre os granitóides paleoproterozóicos.

Na porção leste da folha a deformação rúptil é observada em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí(calcários,dolomitos). Constitui uma seqüência de Ante-país, interpretada como cobertura cratônica pouco deformada, a semelhança com outras porções de borda do CSF, onde as litofácies exibem baixo mergulho em direção ao depocentro da bacia e intenso fraturamento e falhas inversas com pequeno rejeito, (foto 4). Estruturas primárias preservadas como (Estromatólitos), ocorrem

nas unidades basais, discordantemente sobre granitóides paleoproterozóicos do embasamento e quartzitos da Formação Arraias (foto 3).

O Grupo Bambuí apresenta, também, deformações plásticas tardi-deposicionais decorrentes da movimentação/acomodação da bacia e à diferença de competência entre sedimentos argilosos e calcários/dolomíticos, que, por apresentarem maior competência tendem a sofrer maior fraturamento.

Diversos aspectos caracterizam a região como área cratônica: a) presença de unidades pelito-carbonáticas com So apresentando mergulho suave, semelhante a região de São Domingos-Divinópolis (GO); b) tectônica rúptil dominante representada por fraturamentos/ falhas, e a presença de paraconglomerados polimíticos da Formação Jequitaí em discordância litológica com os metaconglomerados Araí; c) granitogênese peraluminosa (sin-colisional) e calcio-alcalina com assinatura de arco magmático paleoproterozóico de terrenos acrescionários, correlato ao bloco Gavião, norte do CSF (Cráton São Francisco) e no arco magmático paleoproterozóico de Domingos-Divinópolis (GO); d) supracrustais vulcano-sedimentares tipo greenstones com metaultramafitos komatiíticos; e)cobertura sedimentar com registro de litofácies arenosa (Formação Urucuia); f) tectônica dúctil NS apresentando cinemática transcorrente dextral, com rotação similar à tectônica NS paleoproterozóica do Bloco Gavião. Regionalmente, as unidades graníticas (TTG e Suíte Aurumina), apresentam progressivamente maior intensidade deformacional (migmatização e bandamento gnáissico) para oeste; portanto, considera-se que esta região fazia parte do CAC, atualmente, compondo a faixa móvel paleoproterozóica Dianópolis-Silvânia; construída por eventos de acreção crustal de caráter juvenil e possivelmente retrabalhamento de crosta arqueana. A porção oeste do CSF foi alvo de intenso plutonismo peraluminoso e metaluminoso, com afinidade cálcio-alcalina, que está posicionado submeridianamente ao longo do lineamento transamazônico Contendas-Jacobina.

Referências:

Cruz, E.L.C.C. da; Kuyumjian, R.M. Geologia e Evolução Tectônica dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Tocantins: região de Almas-Dianópolis, Estado do Tocantins, Brasil Central. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.28, n.2, p.173-182, 1998

Delgado I.M, et. al; 2003 Província Tocantins. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.;

VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p.281-292.

Leal, A.B.M.; Leal, L.B.M; Cunha, J.C; Teixeira, W. Geochim. Brasil., 19(1)008-021, 2005.

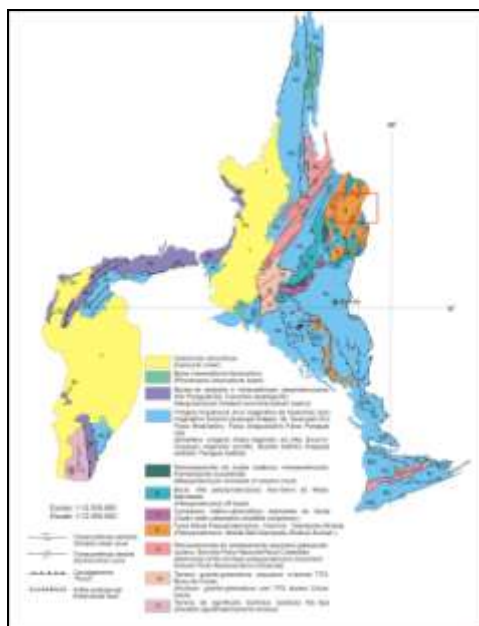
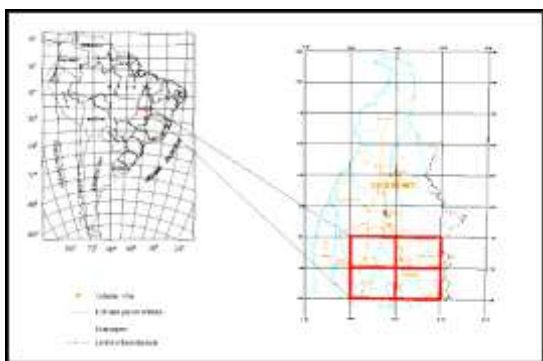
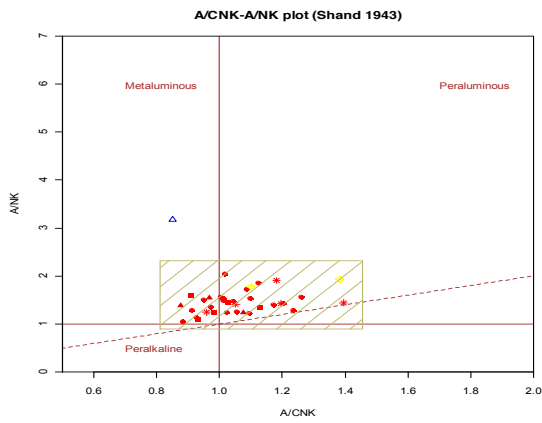


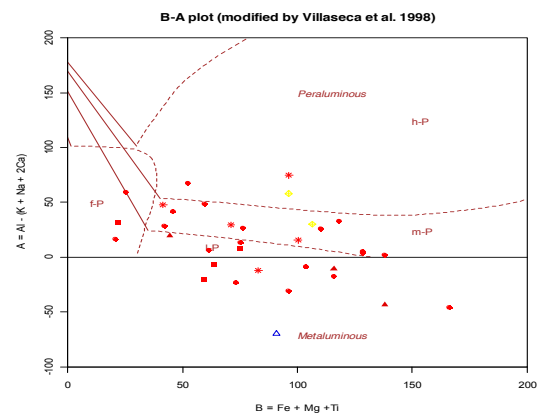
Figura 1. Mapa de localização e posicionamento geotectônico da Folha Arraias.



Foto 1. (a) Porfiroclastos rotacionados exibindo movimentação dextral em TTG. (b) Granitóide milonítico estirado e bandado.



(a)



(b)

Figura 2. Quimismo dos granitóides a duas micas da Suite Aurumina (peraluminosa) e granitóides TTG metaluminosos; (a) índice de shand e (b) aluminosidade segundo Villaseca;



Foto 2a,2b. Tectônica de empurrão em quartzito Gr. Araí (Fm Arraias), pedreira da Egesa, rio Arraias.



Foto 3. Pacote de metaconglomerado polimítico sotoposto a argilitos da Fm. Sete Lagoas.



Foto 4. Deformação rúptil (falhas) em calcários

A NEW INTERPRETATION FOR THE INTERFERENCE ZONE BETWEEN THE SOUTHERN BRASÍLIA BELT AND THE CENTRAL RIBEIRA BELT, SE BRAZIL

Rudolph A.J. Trouw¹, Mônica Heilbron², Rodrigo Peternel¹, Andre Ribeiro¹, Rodrigo Vinagre¹, Patrícia Duffles¹, Camilo Trouw³

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro, Depto. de Geologia, I.Geo. rajtrouw@hotmail.com;

²Universidade Estadual do Rio de Janeiro, TEKTOS, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro; ³BHP Billiton, Av. Américo Vespucio Sur 100, 8th floor, Las Condes, Santiago, Chile

An interference zone was described in the region where the southern Brasília belt is apparently truncated by the central Ribeira belt (Fig. 1; Trouw et al., 2000; Peternel et al., 2005; Heilbron et al., 2008). This zone is characterized by the superposition of structures and metamorphism related to both belts. Published ages of peak metamorphism in both belts, interpreted to be approximately coincident with collision, support the idea of superposition. These ages for the southern Brasília belt, in the range 640-610 Ma (Campos Neto and Caby, 1999, 2000, Campos Neto et al., 2004, 2007, 2010; Valeriano et al., 2004, 2008) are consistently older than comparable ages for the central Ribeira belt, 590-560 Ma (Heilbron et al., 2004, 2008).

A major question related to this interference zone remains open. How does the southern Brasília belt terminate? This belt was formed by the collision between the southern São Francisco paleocontinent, with its passive margin, that subducted below the active margin of the Paranapanema paleocontinent, now preserved as the Socorro-Guaxupé nappe (Fig. 1; Campos Neto and Caby, 1999, 2000; Trouw et al., 2000). The suture of this collision is located directly below the Socorro Guaxupé nappe (Trouw et al., 2000) or further down in the flat lying nappe pile, below the Andrelândia Nappe System (Campos Neto et al., 2007, 2010). On several published maps (Campos Neto et al., 2004, 2007, 2010) a large dextral shear zone cuts off the southern Brasília belt, including its suture, along the contact with the central Ribeira belt. Since no continuation of

the dislocated southern Brasília belt, south of the shear zone, is shown, from a geotectonic point of view the shear zone has to represent a paleotransform fault and the region south of it should represent another plate.

The central Ribeira belt resulted from the collision between the southern São Francisco paleocontinent with its passive margin being the lower plate, and the Rio Negro Magmatic Arc, towards the southeast, being the upper plate (Heilbron et al., 2004, 2008; Tupinambá et al., 2000). The suture is the Central Tectonic Boundary (Fig. 1), and is situated further south, not intercepting the suture of the southern Brasília belt (Fig. 1). This leaves a considerable elongated body of crustal rocks between the shear zone in the north and the suture in the south without clear paleocontinental affinity. Looking at this body from the northeast, it seems to be an extension of the São Francisco paleocontinent because here it grades into the Juiz de Fora domain, defined by Heilbron et al. (2004) as basement interleaved with passive margin metasediments belonging to the São Francisco paleocontinent. However, looking at the same body from the southwest, it seems either to be part of the Paranapanema paleocontinent, or to be an isolated suspect terrane, separated from the Socorro-Guaxupé nappe by yet another suture, now the shear zone. This unresolved question motivated us to extend the detailed mapping practised by our group for many years in the region further to the northeast into the region considered here. The results of this mapping led to the surprising new interpretation presented below,

that was tested with the help of U-Pb geochronology in zircon.

Detailed mapping in the region between Itajubá, Campos de Jordão, Pindamonhangaba and Lorena showed a gradual transition between the Socorro nappe and the Embu terrane (Fig. 2). Both contain orthogneisses and/or metagranitoid bodies with ages in the range 670-600 Ma and chemistry consistent with an arc setting, surrounded by metasediments, mainly biotite schists and gneisses. In both the nappe and the terrane fragments of paleoproterozoic basement are also present. The “contact” is in our opinion the transition from the predominance of metagranitoids (Socorro nappe) to the predominance of metasediments (Embu terrane). Important shear zones are present close to and locally along the contact, but the rock units on both sides are equal and comparison with similar shear zones further to the NE (e.g. Trouw et al., 2008) led us to the interpretation that the offset along them is probably not more than several tens of kilometres. The new interpretation is that the Socorro-Guaxupé nappe grades into the Embú terrane and continues into the Paraíba do Sul terrane. This last equivalence was also proposed by Heilbron et al. (2008). In this conception the central Ribeira belt would have two sutures: 1) the continuation of the suture of the Brasília belt, along the base of the Socorro-Guaxupé nappe (sutured in this area between 620 and 600 Ma; Campos Neto et al., 2007, 2010), that would catch up with the base of the Paraíba do Sul terrane, and 2), the Central Tectonic Boundary, separating the Rio Negro Arc to the south (sutured between 590 and 560 Ma, Heilbron et al., 2004, 2008; Figs. 1 and 2). The distribution of metamorphic zones over the whole region considered reinforces the idea of the continuation of the southern Brasília belt into the central Ribeira belt, because the medium pressure upper amphibolite to granulite facies is continuous from the Socorro-Guaxupé nappe into the Embú-Paraíba do Sul terranes, representing the upper plate with a magmatic arc in the age interval 670-600 Ma. To the north, separating this active margin from the São Francisco Craton is a belt of kyanite bearing relatively high pressure metasediments, including the Andrelândia

Nappe System. On the other side, to the southwest, the Ribeira belt grades to greenschist facies and different rock types in the state of São Paulo, because this part is progressively more distant from both sutures.

References

- Campos Neto, M.C., Caby, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C., Caby, R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics* 19, 669-687.
- Campos Neto, M. C. , Basei, M. A. S. , Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A J., & Vasconcelos, P. 2004. Migração de Orogênes e Superposição de Orogêneses: Um esboço da Colagem Brasileira no Sul do craton do São Francisco, SE -Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências/USP* 4, 13-40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4-suplemento), 47-60.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr, O., Basei, M.A.S. 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125-142.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.Aj. & Janasi, Vc. 2004a. A Província Mantiqueira: IN *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B., eds), XIII, 203-234.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Siga, O. & Trouw, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open

questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. *Special Publications* 294, 211-238.

Peternel, R., Trouw, R.A.J. & Schmitt, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis Neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 297-310.

Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. & Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U.G, Milani, E.J. and Thomaz Filho, A. (eds), 287-310.

Trouw, C.C., Medeiros, F.F.F. and Trouw, R.A.J. 2007. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 767-777.

Tupinambá, M., Teixeira W. & Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 7-11.

Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J. & Simões, L.S. 2004. U–Pb Geochronology of the Southern Brasília belt (SE Brazil): Sedimentary Provenance, Neoproterozoic Orogeny and Assembly of Western Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27-55

Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. & Trouw, R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. *Special Publications*, 294, 197-210.

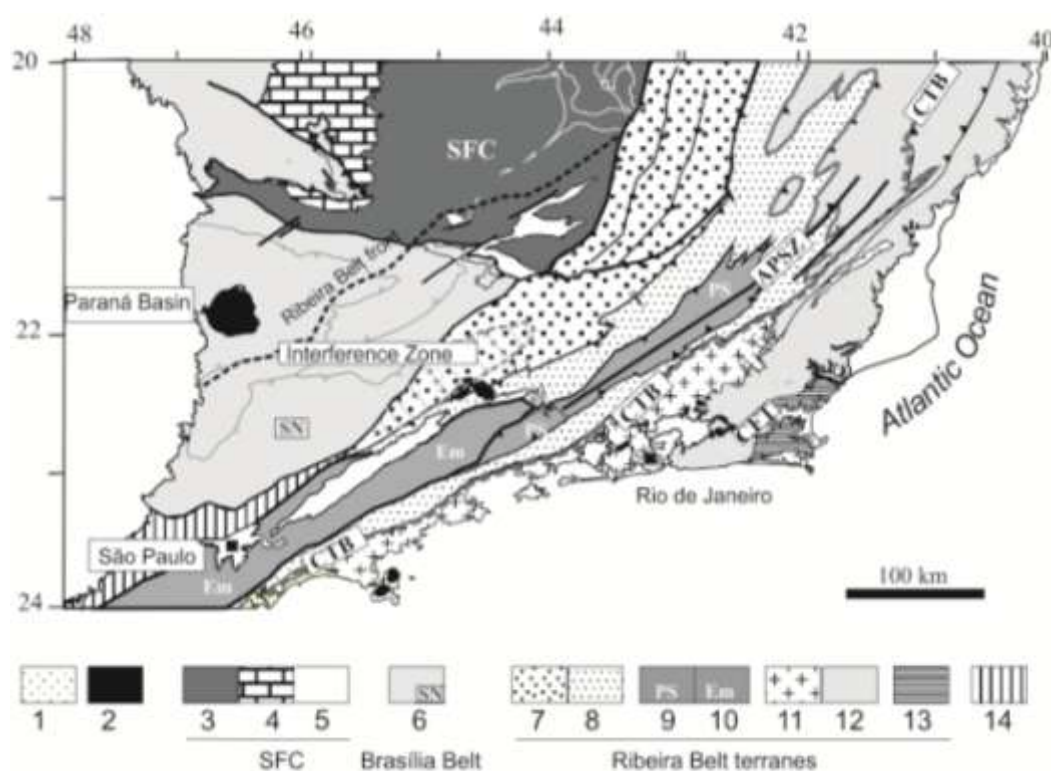


Figure 1. Tectonic map of central Ribeira Belt and interference zone with the Brasília Belt after Heilbron et al. (2008), 1, Phanerozoic cover; 2, Upper Cretaceous alkaline plutons; 3-5, São Francisco Craton; 3, Paleoproterozoic to Archean basement; 4, cratonic cover; 5, Mesoproterozoic to Neoproterozoic metasediments of the autochthonous domain; 6, c. 640-610Ma east-verging Brasília Belt, including Socorro nappe (SN); 7-13, terranes of Ribeira Belt; 7, Andrelândia and 8, Juiz de Fora domains of Occidental terrane; 9, Paraíba do Sul terrane; 10, Embú terrane; 11, Neoproterozoic magmatic arc and 12, Neoproterozoic metasedimentary successions of the Oriental terrane; 13, Cabo Frio terrane; 14, Apiaí terrane. CTB, Central Tectonic Boundary; CFT, Cabo Frio Thrust; APSZ, Além Paraíba Shear Zone. Dotted line indicates the thermal and deformational front of the Ribeira Belt at the interference zone with the Brasília Belt. Light-grey shaded area indicates approximately relicts of high pressure rocks related to the evolution of the Brasília Belt.

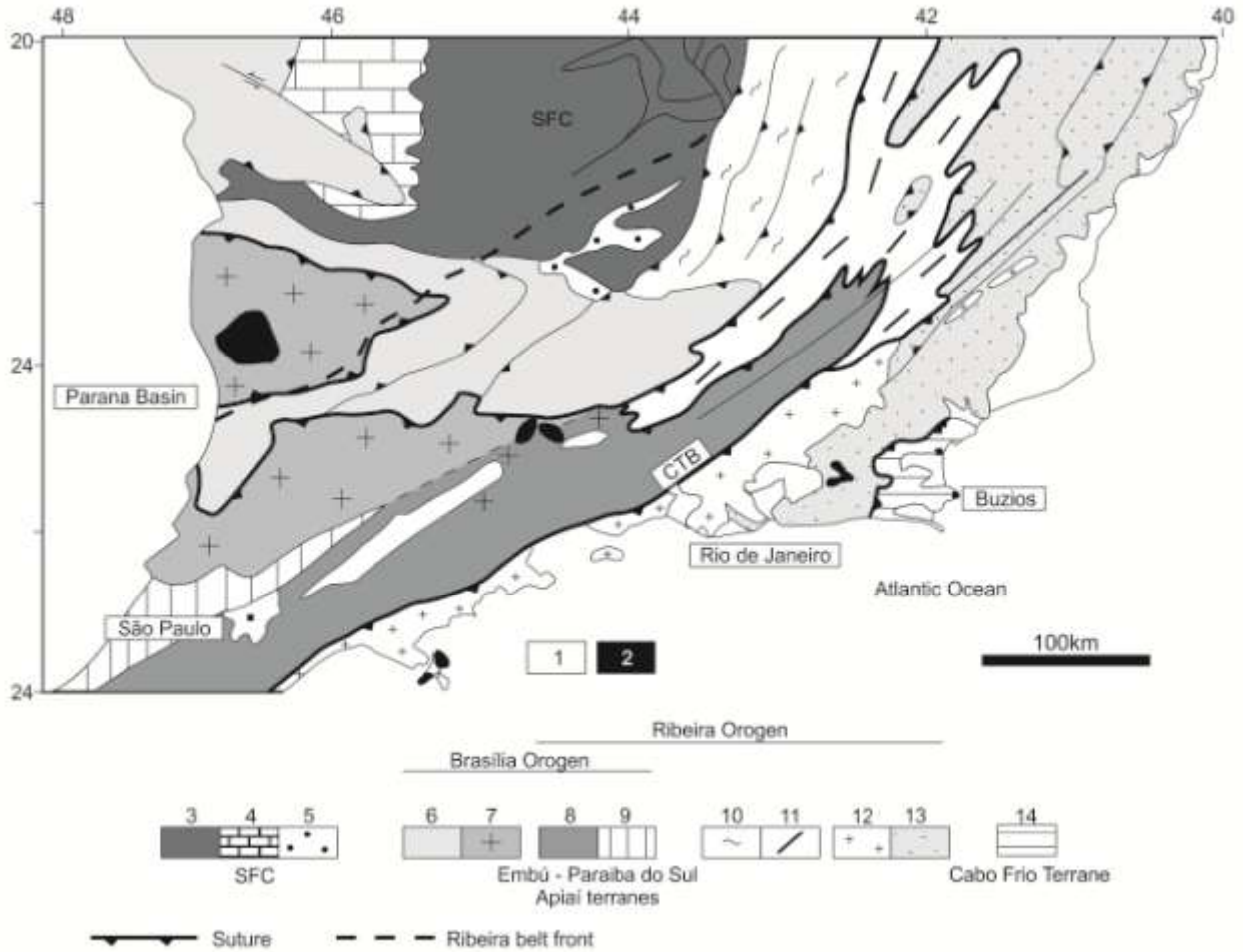


Figure 2. Tectonic map of the transition zone between the southern Brasília Belt and the central Ribeira Belt: 1- Phanerozoic sedimentary basins; 2- K-T alkaline rocks. 3- Basement of São Francisco Craton; 4- Sedimentary cover of São Francisco Craton; 5- Metasediments of autochthonous domain. Brasília Orogen: 6- Lower Nappes; 7- Socorro-Guaxupé Nappe; 8- Embú-Paraíba do Sul terranes; 9- Apiaí Terrane. Ribeira Orogen: 10- external domain and 11- Juiz de Fora Domain of the Occidental Terrane. Oriental Terrane: 12- Rio Negro Arc; 13- Neoproterozoic metasedimentary successions; 14- Cabo Frio Terrane.

ALOJAMENTO E DEFORMAÇÃO DOS PLÚTONS GRANÍTICOS DA EXTREMIDADE NORDESTE DA SUÍTE INTRUSIVA CUNHAPORANGA (DOMÍNIO APIAÍ – FAIXA RIBEIRA, PR)

Fabrizio Prior Caltabeloti¹; Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues¹; Carlos José Archanjo²

¹CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de São Paulo, fabrizio.caltabeloti@cprm.gov.br, ²IGc./USP - Instituto de Geociências – USP, São Paulo, SP

Plútons graníticos (Patrimônio Santo Antônio, São Domingos, Ouro Verde e Santa Rita) alojados na porção nordeste da Suíte Intrusiva Cunhaporanga (c. 620-590 Ma) intrudiram metassedimentos pelíticos e carbonáticos de baixo grau metamórfico do Grupo Itaiacoca. Os plútons são isotropos, de coloração cinza a rósea e composição monzo-sienogranítica, predominando granitóides porfiríticos grossos e, secundariamente, tipos inequigranulares a equigranulares. Na região próxima dos granitos, também denominada como Domínio Estrutural Oeste (*fig.1*), a cartografia regional mostrou que a foliação das rochas metassedimentares encaixantes apresenta mergulhos predominantemente para NE e contém uma lineação (interseção, mineral) de direção NNW-SSE. Por outro lado em direção à zona de cisalhamento transcorrente de Itaipapuã, a trama metamórfica das encaixantes assume progressivamente a direção NE-SW, onde quartzo-milonitos verticalizados exibem uma cinemática sinistral.

A trama dos plútons foi estudada pela técnica da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM). Foram amostradas 40 estações (300 espécimes) no granito porfirítico Patrimônio Santo Antônio, 7 estações (48 espécimes) no granito equigranular fino de São Domingos, 9 estações (67 espécimes) no granito inequigranular de Ouro Verde e 14 estações (92 espécimes) no granito porfirítico foliado de Santa Rita. A suscetibilidade magnética média (k) do granito Patrimônio Santo Antônio é da ordem de $23,29 \times 10^{-3}$ SI, enquanto nos granitos Santa Rita ($k = 11,85$ mSI), São Domingos ($k = 7,43$ mSI) e Ouro

Verde ($k = 7,46$ mSI) são menores. Por outro lado, a anisotropia magnética ($P = k_{\max}/k_{\min}$, onde $k_{\max} > k_{\text{int}} > k_{\min}$) é menor em Patrimônio Santo Antônio ($P = 1,09 \pm 0,04$) do que no São Domingos ($P = 1,21 \pm 0,09$), Ouro Verde ($P = 1,19 \pm 0,07$) e Santa Rita ($P = 1,23 \pm 0,11$). Estudos termomagnéticos e de magnetização remanente isothermal mostraram que as propriedades magnéticas dos granitoides são dominadas pela magnetita (pobre em Ti) e, secundariamente, Ti-hematita. Sulfetos de Fe (pirita, calcopirita) ocorrem como acessórios. Os óxidos de Fe estão frequentemente associados à titanita, biotita e anfíbólio e suas microestruturas são tipicamente magmáticas, exceto no granito Santa Rita onde a microestrutura apresenta evidência de recristalização pós-magmática.

A foliação magnética (*fig.2*) dos maciços graníticos mergulha suave a moderadamente e, no plúton Patrimônio Santo Antônio, exhibe um padrão tipicamente dômico. A lineação magnética subhorizontal orienta-se na direção NNW-SSE paralelamente ao eixo do dobramento regional das rochas metassedimentares encaixantes. Esta característica indica que os granitos são sintectônicos a um evento deformacional cujo controle está aparentemente relacionado ao funcionamento das grandes transcorrências regionais de direção NE-SW. A ocorrência de domos graníticos (Patrimônio Santo Antônio) e elipsóides magnéticos predominantemente prolatos (São Domingos) sugerem que a trama NNW teria sido formada por uma tectônica que combina transcorrência e extensão.

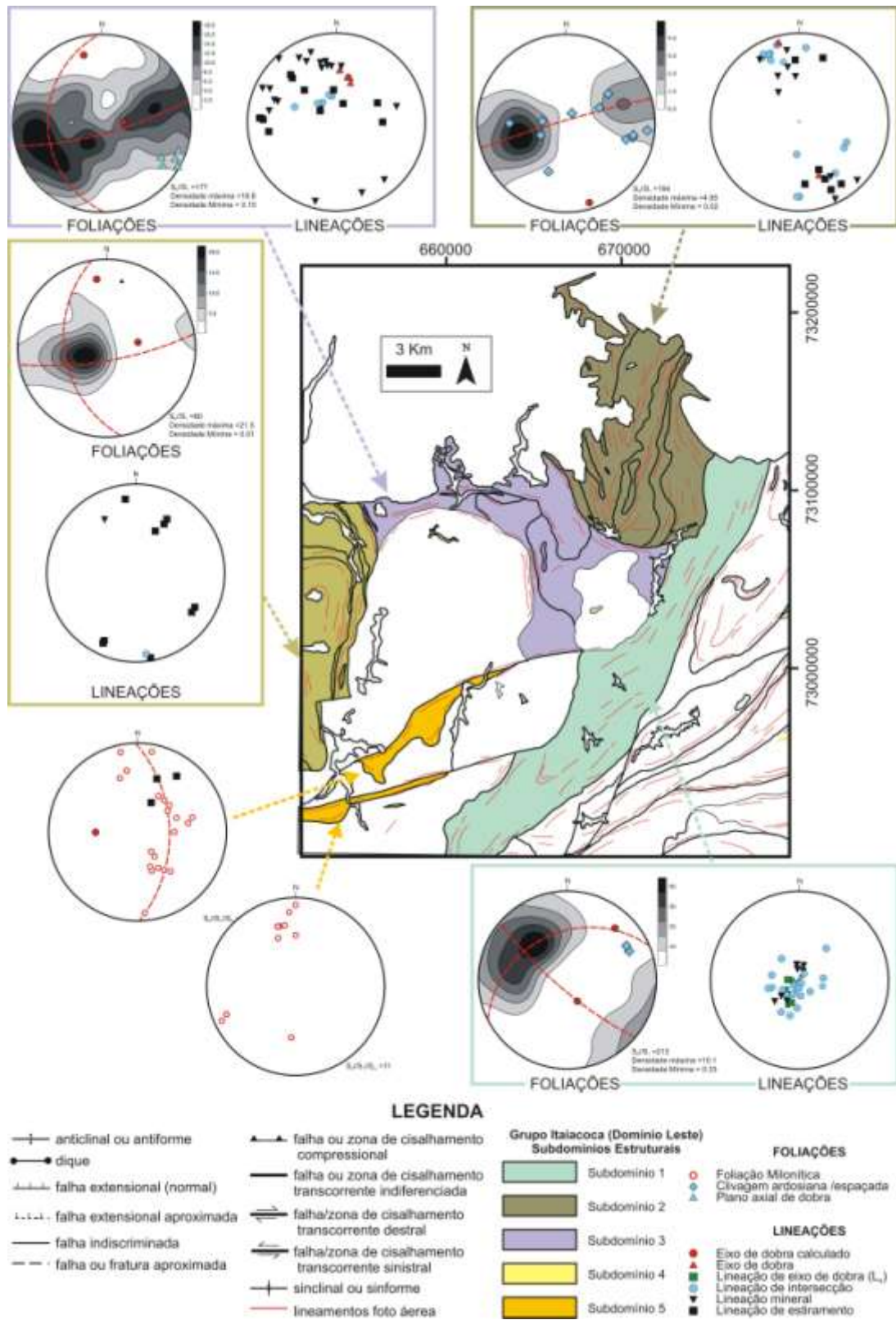


Figura 6. Domínio Estrutural Oeste.

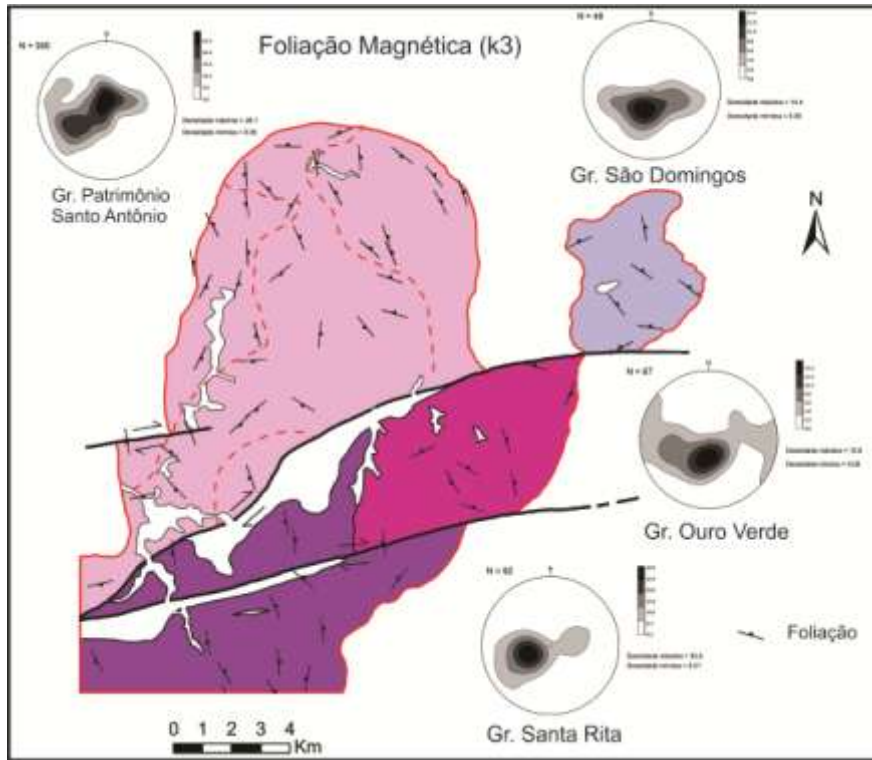


Figura 7. Mapa da foliação magnética (k3) e sua distribuição para cada plúton.

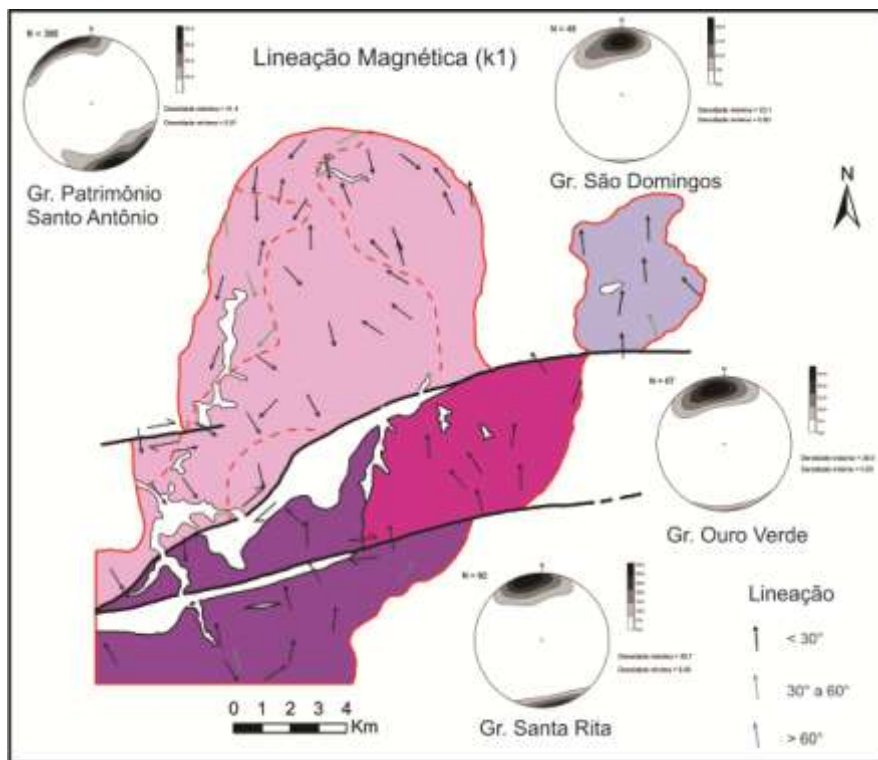


Figura 8. Mapa da lineação Magnética (k1) e sua distribuição para cada plúton.

O MAGMATISMO PÓS-CARIRIS VELHOS, PRÉ-BRASILIANO NA PORÇÃO ORIENTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Sérgio P. Neves¹, Olivier Bruguier², Gorki Mariano¹, José Maurício Rangel da Silva¹

¹Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, serpane@hotmail.com.br;

²Géosciences Montpellier, Université de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095, cedex 5, Montpellier, França

Introdução

Estudos geocronológicos de sequências metassedimentares na porção oriental da Província Borborema revelaram a presença em várias amostras de populações de zircões com idades neoproterozóicas. Exemplos incluem o Grupo Seridó, no Domínio Norte (Van Schmus et al., 2003), o Complexo Surubim, no Domínio Central (Neves et al., 2006, 2009), o Complexo Rio Una, no Domínio Pernambuco-Alagoas (Neves et al., 2009), e o Grupo Macururé, na Faixa Sergipana (Oliveira et al., 2006, 2010; Silva et al., 2010). Zircões detríticos com idades compreendidas entre 1000 e 900 Ma podem ser facilmente explicados pela erosão de rochas relacionadas ao evento Cariris Velhos. O magmatismo Cariris Velhos é representado por ortognaisses graníticos e rochas metavulcânicas bimodais que ocorrem na porção mediana do Domínio Central (Brito Neves et al., 1995; Santos et al., 2010) e pelos ortognaisses Serra das Flores, na porção sul do Domínio Pernambuco-Alagoas (Brito et al., 2008), e Poço Redondo e Serra Negra, na porção norte da Faixa Sergipana (Carvalho et al., 2005; Oliveira et al., 2010). Complexos graníticos e gabróticos deformados, de afinidade intraplaca, com idades entre 715 e 641 Ma encontrados na porção norte da Faixa Sergipana (Oliveira et al., 2010) constituem possíveis fontes para os zircões detríticos mais jovens. A proveniência dos zircões com idades compreendidas entre 900 e 715 Ma ainda é incerta devido à falta de documentação de eventos magmáticos com idades equivalentes. Nesta contribuição são apresentados os resultados da datação por LA-ICP-MS de dois ortognaisses que constituem o primeiro registro

de rochas com idades de cristalização posteriores ao evento Cariris Velhos. Os protólitos dessas rochas, ou seus equivalentes vulcânicos, podem ter sido fonte para os zircões detríticos com idades no limite Toniano/Criogeniano.

Resultados

Ortognaisse Pinhões

O ortognaisse Pinhões aflora na porção norte da Folha Surubim (SB-25-Y-C-IV), no Domínio Central, constituindo um corpo alongado intercalado com ortognaisses paleoproterozóicos. Trata-se de um ortognaisse granítico/granodiorítico equigranular de granulação média e coloração cinza, localmente com bandas leucocráticas conferindo um bandamento irregular. A lineação de estiramento pode ser mais bem desenvolvida que a foliação. Todos os vinte e sete grãos da amostra analisada forneceram idades concordantes, com uma idade média de 870 ± 8 Ma (Fig. 1).

Ortognaisse Altinho

O ortognaisse Altinho ocorre no limite entre as folhas Belo Jardim (SC.24-X-B-III) e Caruaru (SB-25-V-A-I), na porção norte do domínio Pernambuco-Alagoas. Apresenta um bandamento definido pela alternância regular de níveis milimétricos ricos em biotita e em quartzo e feldspatos. Dezesesseis grãos concordantes da amostra datada forneceram uma idade média de 851 ± 8 Ma (Fig. 1), interpretada como a idade de cristalização do protólito. Dois grãos forneceram uma idade

média bem mais jovem de 642 ± 16 Ma, cujo significado ainda não é bem compreendido. Estes grãos têm razão Th/U elevada, possivelmente tratando-se de zircões ígneos. Se esta idade for considerada como a idade da cristalização, a grande maioria dos zircões presentes no ortognaisse seriam grãos herdados, o que é pouco provável. Mesmo admitindo-se esta hipótese como verdadeira, isto implicaria na existência de uma fonte com idade de 850 Ma.

Implicações

Estudos adicionais são requeridos para caracterizar a extensão e a natureza geoquímica do magmatismo tardi-Toniano documentado neste estudo. No entanto, o fato de rochas com idades similares ocorrerem no Domínio Central e no Domínio Pernambuco-Alagoas reforça a proposição de Neves e Mariano (1999) que eles não são terrenos distintos. Estes autores, com base em mapeamento geológico detalhado da zona de cisalhamento Pernambuco Leste, convencionalmente utilizada como limite entre estes domínios, demonstraram que ela é descontínua e relativamente tardia na evolução brasileira. Estudos geocronológicos posteriores mostraram que o início do evento brasileiro, em torno de 630 Ma, foi contemporâneo nos dois domínios (Neves et al., 2006, 2008, 2009). Rochas de idades equivalentes às encontradas neste estudo ocorrem no Cráton do São Francisco (Silva et al., 2008). Também são encontrados nesse cráton rochas com idades correspondentes aos ortognaisses criogenianos presentes na Faixa Sergipana (Rosa et al., 2007) e às rochas formadas no evento Cariris Velhos (Evans et al., 2010). Estas similaridades sugerem que a Província Borborema e o Cráton do São Francisco faziam parte da mesma placa, a qual foi sujeita a vários episódios extensionais antes da convergência que deu início à Orogênese Brasileira.

Referências

Brito, M.F.L., Mendes, V.A., Paica, I.P., 2008. Metagranitóide Serra das Flores: Magmatismo Toniano (tipo-A) no Domínio Pernambuco-Alagoas, Nordeste do Brasil. 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. CD-ROM.
Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C. and Kozuch, M.,

1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 279-296.

Carvalho, M.J., 2005. Tectonic Evolution of the Marancó-Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasileiro Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil. Tese de doutorado. Universidade de Campinas
Evans, D.A., Heaman, L.M., Trindade, R.I., D'Agrella-Filho, M.S., Smimov, A.V., Catelani, E.L., 2010. Precise U-Pb baddeleyite ages from Neoproterozoic mafic dykes in Bahia, Brazil, and their paleomagnetic/paleogeographic implications. AGU The Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu. CD-ROM

Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* 21, 1369-1383.

Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasileiro metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197-216.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasileiro deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 285-297.

Neves, S.P. et al., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research* 175, 187-205.

Oliveira, E.P. et al., 2006. Geologic correlação between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 470-478.

Oliveira, D.C., Windley, B.F., Araújo, D.B., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic

cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, 64-84.

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., Cunha, M.P., Menezes, R.C.L., Marinho, M.M., Cruz Filho, B.E., Rios, D.C., 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U-Pb and Pb-Pb ages of the blue sodalite syenites. *Lithos* 97, 88-97.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M. and Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos Tectonic Event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61-76.

Silva, J.M.R., Neves, S.P., Bruguier, O., 2010. Geologia e geocronologia U-Pb do Complexo Macururé (Faixa Sergipana) na parte NW da

Folha Propriá. 45° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. CD-ROM.

Silva, L.C., Pedrosa-soares, A.C., Teixeira, L.R. and Armstrong, R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research* 13, 527-537.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research* 127, 287-327.

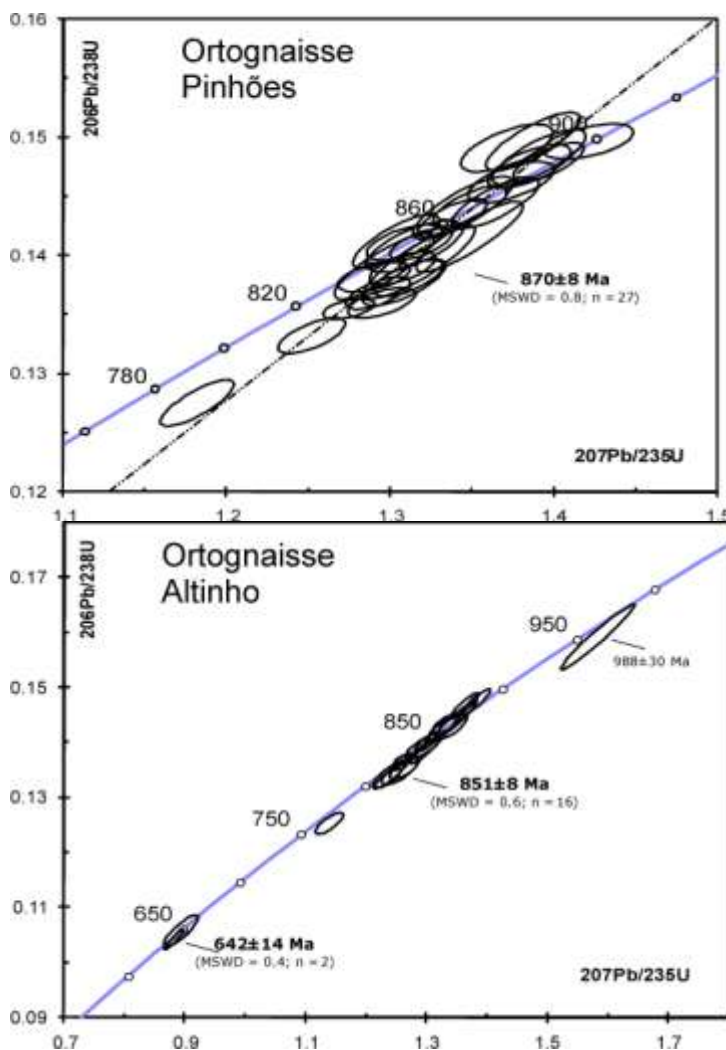


Figura 1. Diagramas concórdia ilustrando a distribuição das populações de zircões analisados dos ortognaises Pinhões e altinho.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SEQUÊNCIA DAMARA EM VREDE FARM, DAMARALAND, NAMÍBIA

Débora Nascimento¹, André Ribeiro¹, Rudolph Trouw¹, Renata Schmitt¹, Cees Passchier²

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia, Cidade Universitária – Ilha do Fundão, Rio de Janeiro; ²Universidade de Mainz, Alemanha, debinhabn@hotmail.com

A Sequência Damara na área de Vrede Farm, noroeste da Namíbia (Fig. 1), é constituída por uma sucessão sedimentar neoproterozóica deformada em fácies xisto verde, zona da biotita. A sucessão está inserida na Faixa Outjo, na confluência com a Faixa Kaoko. As principais litofácies são debritos, turbiditos clássicos e pelitos distribuídos em cinco unidades de mapeamento, duas siliciclásticas e três carbonáticas (Fig. 2), que registram depósitos de talude e leque submarino proximal. Uma delas contém fácies de águas rasas com estromatólitos e oólitos, interpretadas como olistostromas gerados por deslizamentos desde uma plataforma carbonática. A alternância de unidades siliciclásticas e carbonáticas de mar fundo deve refletir períodos de abatimento de blocos e consequente mar alto relativo com formação de plataformas carbonáticas. Empurradas sobre estas ocorrem outras duas unidades siliciclásticas interpretadas como depósitos de leque médio a distal.

O mapeamento geológico detalhado mostrou um padrão de redobramento gerado por dobras de escala quilométrica de duas fases de deformação. Esta estrutura, aqui denominada Domos Donuts, é aproximadamente similar ao padrão de domos e bacias de Ramsay (1967), porém com uma forma mais elíptica e um dos eixos maior (Fig. 2).

A primeira fase de deformação, D1, gerou dobras assimétricas apertadas com vergência para norte e amplitudes métricas a quilométricas (Fig. 2). A clivagem S1,

ardosiana reta ou em domínios, é bem desenvolvida em siltitos e argilitos. Em debritos e arenitos grossos, S1, com raras exceções, não se desenvolveu ou é uma clivagem espaçada. Em geral, S1 é paralela ou subparalela ao acamamento sedimentar (S0). A atitude de S0//S1 e de S1 é muito variada e, como mostram os estereogramas, seus pólos formam uma guirlanda e os eixos D1 mostram desde baixo caimento para sul até posições verticais. As variações nas atitudes de D1 resultam do redobramento por D2. Provavelmente, antes de D2, os eixos D1 devem ter sido aproximadamente leste-oeste com baixo caimento para E ou W, e os planos axiais de baixo caimento para sul.

A segunda fase de deformação, D2, gerou dobras simétricas ou com discreta assimetria e vergência para leste (Fig. 2). Dobras D2 são frequentes desde a escala microscópica até megascópica. Nas rochas finas S2 geralmente é uma clivagem plano axial ardosiana ou de crenulação resultando uma lineação de interseção S0//S1 x S2. Assim como S1, nas rochas grossas S2 é mal desenvolvida ou uma clivagem espaçada. A clivagem S2 tem caimento íngreme para oeste ou para leste e faz um ângulo grande com S0 nas zonas de charneira D2. S2 é subparalela ou até mesmo paralela a S0 e S1 nos flancos das dobras D2. Os eixos D2 mostram baixo caimento para sul nos flancos deitados da dobra D1 e chegam a ser verticais nos flancos íngremes D1.

Uma terceira fase de deformação, muito local no domo sul, gerou dobras abertas na

clivagem S2. Os planos axiais das dobras D3 mostram mergulhos íngremes para sudeste e os eixos variam conforme sua posição na dobra D2.

As unidades 6 e 7 (Fig. 2) truncam a sucessão dos domos formando um contato ao longo do qual foram observados pontos tríplices e lineações de estiramento com caimento entre 30° e 40° para sul. Provavelmente trata-se de empurrão sin-D1.

A vergência das dobras D1 indica encurtamento norte-sul e a das dobras D2, encurtamento leste-oeste. D1, possivelmente relaciona-se ao fechamento da bacia alongada na direção NEE-SWW que abrigou a Sequência Damara. Esta bacia é conhecida na literatura da Namíbia como Calha ou Mar de Khomas (Miller, 1983). Este episódio tectônico provavelmente foi associado à convergência das margens continentais dos paleocontinentes Congo e Kalahari. As estruturas da fase D2 sugerem um encurtamento crustal leste-oeste que pode estar relacionado com a evolução da Faixa Kaoko durante o fechamento do Oceano Adamastor (Maloof, 2000). A terceira fase, D3, registra um outro episódio de encurtamento

norte-sul que talvez esteja relacionado a um evento tardio na evolução da Faixa Damara.

Referências

- Hoffman, P.F., Halverson, G.P., 2008. *Otavi Group of the western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the western Northern Margin Zone*. In: Miller, R. McG. Ed. *The Geology of Namibia V2-13, Neoproterozoic to Lower Paleozoic*, Geological Survey of Namibia, 69-136.
- Maloof, A.C. 2000. Superposed folding at the junction of the inland and coastal belts, Damara Orogen, NW Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia* 12, 89-98.
- Miller, R.McG., 1983. The Pan-African Damara Orogen of South Africa/Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.), *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia, Special Publication of the Geological Society of South Africa* 11, 431-515.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 560p.

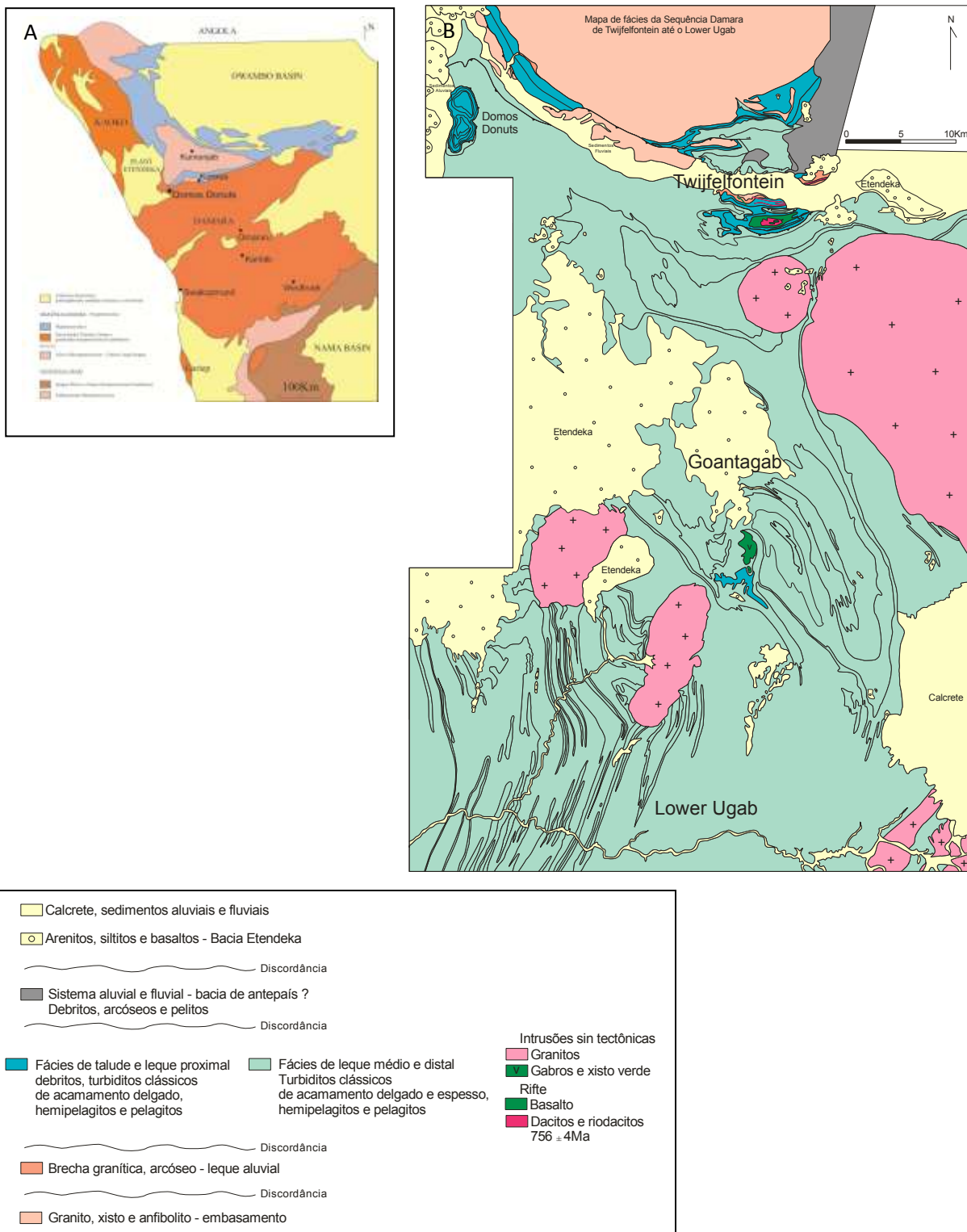


Figura 1. Localização da área estudada no: A) mapa tectônico da Namíbia, simplificado de Hoffman e Halverson (2008) e B) mapa de fácies da região de Damaraland.

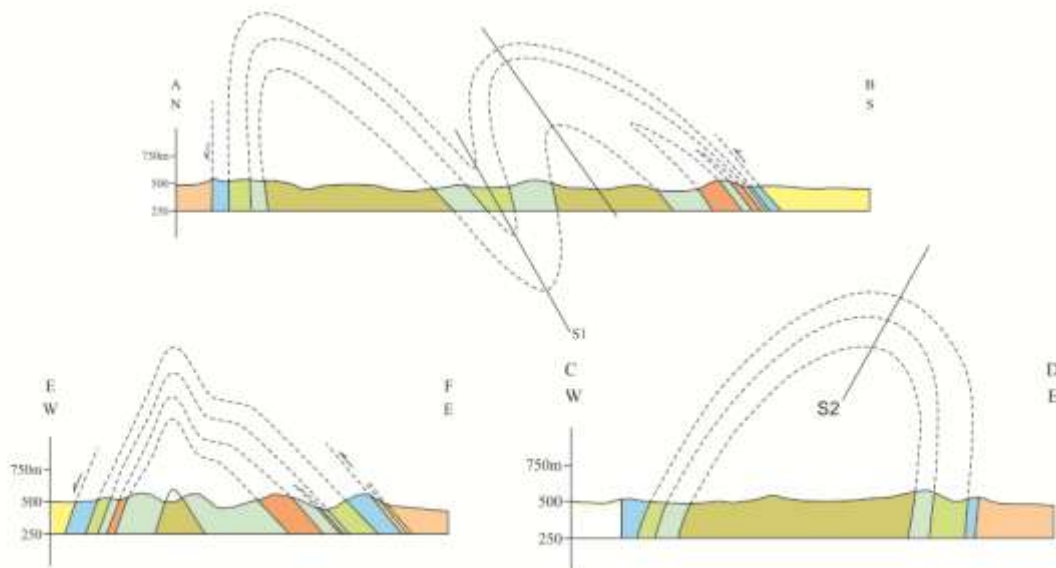
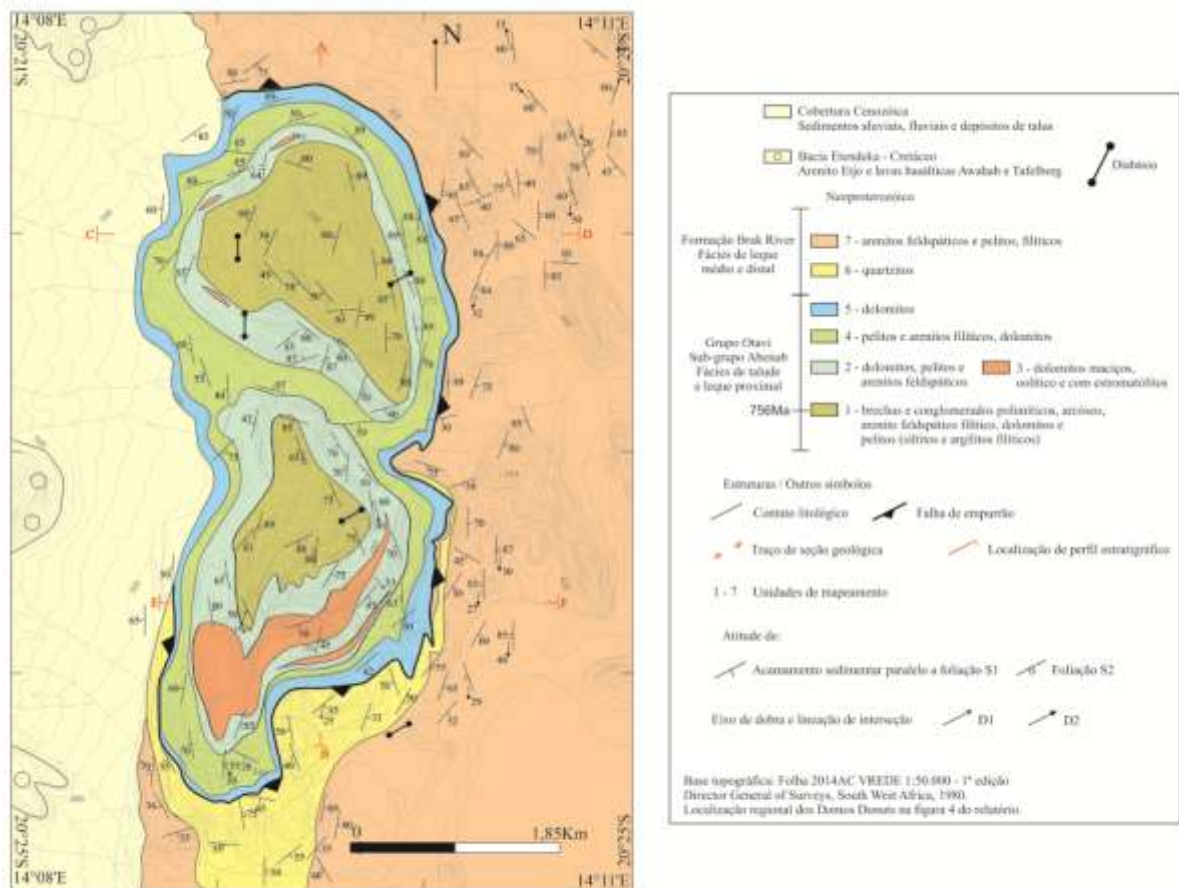


Figura 2. Mapa e seções geológicas dos Domos Donuts, área de Vrede Farm, Damaraland. Localização da área nos mapas da figura 1.

EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DO PRÉ CAMBRIANO DA REGIÃO DE SUCURU-PB, TERRENO ALTO MOXOTÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Lauro César M. de Lira Santos¹, Edilton José dos Santos², Elton Luiz Dantas¹, Haroldo Monteiro Lima²

¹Universidade de Brasília, ²Universidade Federal de Pernambuco, lmontefalco@unb.br

Introdução e Contexto Geológico

A Província Borborema, localiza-se no NE do Brasil e corresponde a uma faixa móvel formada durante o ciclo Brasileiro-Pan-Africano (Almeida et al. 1977, Brito Neves, 1983). Segundo Van schmus et al. (1995), a Província seria estruturada em três grandes domínios principais, denominados de Setentrional, Transversal e Meridional, separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco. O terreno Alto Moxotó (TAM) de idade paleoproterozóica (Santos 1996, Santos & Medeiros 1999), constitui uma das subdivisões do domínio Transversal (DT). O estudo detalhado deste subdomínio tem revelado uma grande complexidade litoestratigráfica e estrutural. Segundo Santos & Brito Neves (2001), o TAM constitui um bloco paleoproterozóico contendo raros klippees de rochas supracrustais ediacaranas e restritas intrusões de granitos do tipo-A e seu contexto geológico é predominantemente constituído por ortognaisses e outras rochas metaplutônicas que foram retrabalhadas no Ediacarno.

Estudos recentes de análise estrutural (meso e micro) e cinemática, bem como o mapeamento geológico demonstraram a existência de pelo menos 4 fases deformacionais que afetaram a região próxima a Sucuru-PB, sendo a primeira e a segunda de caráter tangencial com, a terceira fase referente a transcorrência brasileira e uma quarta fase que culminou com o alojamento dos diques da suíte Sucuru (Tabela 1).

Evolução deformacional

A primeira foliação observada (S_0) representa um bandamento composicional máfico-ultramáfico e está presente principalmente em afloramentos do Complexo Malhada Vermelha representando uma foliação de fluxo ou estruturas cumuláticas. A partir de certo estágio, essas estruturas magmáticas são totalmente transpostas por uma foliação de baixo ângulo (S_1). Os critérios cinemáticos observados no campo associados a lineação de alto *rake*, sugerem que o evento D_1 representa uma tectônica contracional com transporte para NW, sendo representada principalmente pela Zona de Cisalhamento do Carmo. Grande parte desta tectônica está envolvida por migmatitos, principalmente diatexiticos. Na região sudoeste da área no interior de ortognaisses e metassienitos, há resquícios de metagabros com muita granada e cpx, inclusive com texturas simplectíticas, o que sugere que o metamorfismo M_1 associado a fase D_1 é um tipo bórico de alta pressão (fácies eclogito). Uma nova foliação de baixo ângulo com lineação de alto *rake*, sugere a existência de uma nova fase tangencial (D_2) porém esta com transporte para SSE, para esta tectônica não foi possível definir alguma zona de cisalhamento que expresse com clareza o efeito desta tectônica. O metamorfismo M_2 associado a esta tectônica é de fácies anfíbolito alto.

A fase seguinte D_3 é de caráter dúctil transcorrente, reslacionada com a movimentação das zonas de cisalhamento de Coxixola (localizada ao sul da área), de direção

leste-oeste e rejeito dextral, e do Congo de direção nordeste-sudoeste de rejeito sinistral. Os critérios cinemáticos (S-C, S-C-C', porfiroblastos do tipo sigma) são bem observados na superfície horizontal de vários afloramentos onde ocorrem milonitos com proeminente foliação vertical, na qual acha-se impressa uma lineação de estiramento mineral sub-horizontal. A largura de influência desses milonitos atinge até poucas dezenas de metros. O metamorfismo associado M₃ ainda é de fácies anfíbolito, onde biotita, plagioclásio e quartzo ainda são fases estáveis, podendo ocorrer fortemente cominuídos em seções delgadas. Os critérios cinemáticos são bem observados na superfície horizontal, onde ocorrem milonitos com proeminente foliação vertical, na qual acha-se impressa uma lineação de estiramento sub-horizontal. A largura de influência desses milonitos atinge até poucas dezenas de metros. O metamorfismo M₃ associado é de ainda de fácies anfíbolito, onde biotita, plagioclásio e quartzo ainda são fases estáveis, que ocorrem fortemente cominuídos nas seções delgadas, além da presença de anfíbólio, sillimanita e os migmatitos associados. A zona de cisalhamento Riacho do Urubu é a estrutura mais característica na área, caracterizada por milonitos a ultramilonitos verticais. Vários segmentos de zonas de cisalhamento transcorrente, transpondo ou não os milonitos tangenciais ocorrem por toda área e são responsáveis por dobramentos com eixos de direção NE-SW e caimento ora pra NW e ora pra SE.

A fase final é, possivelmente, de caráter transpressional dúctil-rúptil, sendo responsável pela geração do enxame de diques da suíte Sucuru, contrastando com a idéia de que a colocação de enxames de diques na Província Borborema, sempre foi considerada em decorrência de processos extensionais, pós-orogênicos. A estrutura mais importante desta fase é a zona de cisalhamento do Riacho da Onça, de direção NNE-SSW. O metamorfismo M₄ associado atingiu o fácies xisto verde, sendo bem caracterizado pela recristalização de sericita e clorita e pela formação de espelhos de falha milimétricos. Os dados de campo ainda são preliminares, mas a definição de um par conjugado de zonas de cisalhamento, com bandas centimétricas, orientadas nas direções

N10E com rejeito sinistral e N10-20W com rejeito dextral (prováveis *shears* de Riedel R' e R, respectivamente), além de foliações afetando os diques da suíte Sucuru na direção NE-SW, sugerem a existência de um σ_1 compressivo, aproximadamente na direção N-S. Este padrão indica um regime transpressional associado a um sistema E-W de rejeito dextral (Woodcock & Schubert 1994).

Conclusões

A análise estrutural da região de Sucuru-PB demonstrou uma complexa evolução estrutural e metamórfica com a presença de pelo menos 3 fases deformacionais de caráter dúctil, tangencial D₁, D₂ (com suas respectivas foliações de baixo ângulo S₁ e S₂) e transcorrente (D₃) com sua foliação de alto ângulo S₃. Estas observações corroboram com os dados de Medeiros & Torres 2000. e uma fase final D₄ de caráter dúctil-rúptil transpressional descritas acima. As rochas mais antigas possuem um *trend* geral NE-SW sendo divididas em dois domínios distintos pela ZCC de caráter tangencial com transporte para NW. O domínio à norte da ZCC é representado principalmente por ortognaisses sieníticos, graníticos e tonalíticos, além de rochas metamáficas e metaultramáficas. O domínio ao sul da ZCC é constituído por rochas metassedimentares do Complexo Sertânia. Dados petrográficos de paragênese mineral, sugerem que a área de Sucuru foi afetada por metamorfismo regional de alto grau, principalmente relacionadas à tectônica tangencial (fases D₁ e D₂) e a fase D₃ transcorrente, correspondendo à condições de fácies eclogito (metamorfismo M₁ e M₂) e anfíbolito alto (metamorfismo M₃).

Referências

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Atas, p. 363-391.
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala*

1:1.000.000. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 171p.

Medeiros, V.C. & Torres, H.H.F. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1:100.000. Falcão Torres. – Brasília: CPRM.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39o, Salvador, *Anais*, 6:47-50.

Santos, E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:73-84.

Santos, E. J. ; Brito Neves, B.B. 2001. Deformação, trajetórias metamórficas e

justaposição de terrenos na subprovíncia Transversal. In: XLI Simpósio de Geologia do Nordeste, 2001, Natal RN. Resumos Boletim No 17. Natal RN : SBG Núcleo Nordeste, v. 1. p. 300-301.

Santos, L.C.M.L. 2010. Mapeamento geológico e análise litoestratigráfica do precambriano da região de Sucuru (Paraíba), terreno Alto Moxotó, Província Borborema. UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Relatório de Graduação, 146p.

Van Schmus, W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288.

Tabela 1 – Quadro de evolução estrutural e metamórfica da região de Sucuru-PB, segundo Santos et al. 2010.

EVENTO	TECTÔNICA	PADRÕES ESTRUTURAIIS	METAMORFISMO
D1/M1	Contracional	Dobras reviradas, bandas miloníticas de baixo ângulo mergulhando para sudeste, indicadores cinemáticos sugestivos de transporte para noroeste, intrusões sintectônicas de metassienitos, incluindo piroxenitos	Facies eclogito
D2/M2	Contracional	Superfícies miloníticas de baixo ângulo com centenas de metros de largura, associadas a migmatitos, penetradas por granitos de fusão crustal, com indicadores cinemáticos de transporte para sudeste	Facies anfibolito alto
D3/M3	Transcorrente	Superfícies miloníticas de alto ângulo, com dezenas de metros de área deformada, com ZC's E-W com rejeito dextral e NE-SW, com rejeito sinistral	Facies anfibolito alto
D4/M4	Transpressional	Discretas superfícies miloníticas verticais na escala de metros, distribuídas em 2 direções principais, N20W e N10E, com rejeitos dextral e sinistral, respectivamente, sugerindo shears de Riedel em um regime transpressivo, associado a uma transcorrência dextral (zona de cisalhamento de Coxixola)	Facies xisto verde

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA PARTE CENTRAL DA FAIXA FEIRA NOVA, TERRENO RIO CAPIBARIBE, PROVÍNCIA BORBOREMA

Haroldo Monteiro Lima¹, Edilton José dos Santos¹, Lauro César Montefalco de Lira Santos², Roberto Max de Argollo³

¹Universidade Federal de Pernambuco, ²Universidade de Brasília, ³Universidade Federal da Bahia, haroldo.lima@ufpe.br

Introdução

A Província Borborema, situada no Nordeste do Brasil, compreende uma complexa faixa colisional envolvendo possíveis processos de amalgamação por acreção e colisão orogênica, retrabalhados no evento Brasileiro (Santos *et.al* 2000). Com o decorrer do tempo, vários modelos, baseados em dados geocronológicos, cartográficos e litogeoquímicos, foram propostos para sua divisão tectônica e estrutural. Independentemente da evolução da Província Borborema, a maioria dos pesquisadores, aceita a sua divisão em cinco grandes domínios tectônicos: Domínio Médio Coreau, Domínio Ceará, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal ou Central e Domínio Sul ou Externo, separados por grandes zonas de cisalhamento. O Terreno Rio Capibaribe, situa-se no Domínio da Zona Transversal, segundo (Santos e Medeiros 1999; Medeiros, 2004) faz limite ao norte com o Terreno Alto Moxotó, separado pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste, e ao sul com o Terreno Pernambuco-Alagoas, através do Lineamento Pernambuco. O Terreno Rio Capibaribe é constituído predominantemente pelos Complexos Vertentes e Surubim. Estudos recentes deste terreno demonstraram que o embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico, exhibe pelo menos duas fases de deformação, sendo a mais antiga um bandamento gnáissico Sn, provavelmente composto, e a mais recente um sistema de fraturas relacionadas com um episódio extensional (Dn+1), que permitiu a intrusão de um complexo anorogênico gabro-anortosítico e

granítico estateriano, o Complexo de Passira. Todo esse conjunto foi deformado juntamente com a Faixa Feira Nova, segmento do Complexo Vertentes, por duas fases posteriores: uma fase mais antiga, D₁, de caráter contracional, e outra mais nova, D₂, de caráter transcorrente. A principal estrutura do episódio contracional D₁ é a Zona de Cisalhamento de Paudalho, que possui transporte para WNW, e está bem marcada pelas intrusões tabulares dos ortognaisses Açudinho e Terra Nova. A idade desse evento contracional situa-se entre 1,7 Ga (idade do Complexo de Passira) e 600 Ma (idade do evento transcorrente ediacarano-brasileiro). A estrutura representativa do evento D₂ é a zona de cisalhamento de Glória de Goitá, que faz parte do sistema de zonas de cisalhamento da subprovíncia ou domínio da Zona Transversal, de idade ediacarana. Um episódio rúptil final D₃ é marcado por faixas métricas a submétricas de rochas cataclásticas verticais.

Evolução Estrutural

A faixa metavulcanossedimentar central do Complexo Vertentes, denominada de Faixa Feira Nova, é ladeada por blocos de rochas ortoderivadas-migmatíticas, os Blocos de Carpina, a oeste, e São Lourenço da Mata, a leste. Esses compartimentos tectônicos são limitados entre si por zonas de cisalhamento: o Bloco de Carpina é separado da Faixa Feira Nova pela Zona de Cisalhamento contracional de Paudalho, e o Bloco de São Lourenço da Mata é separado pela Zona de Cisalhamento transcorrente sinistral de Glória do Goitá

(Figura 01). No Bloco de Carpina, distingue-se um complexo gnáissico-migmatítico orosiriano e um complexo intrusivo metamáfico-ultramáfico, metagabro-anortosítico e álcali-granítico de Passira de idade estateriana, enquanto que no bloco leste, encontra-se apenas o Complexo gnáissico-migmatítico.

Nos blocos paleoproterozóicos, as estruturas são representadas por: um bandamento gnáissico antigo Sn, resultante de um ou mais episódios tectônicos pré-1,7 Ga; e uma trama de fraturas, que trunca a foliação Sn através de diques máficos (episódio extensional Dn+1), correspondente ao enxame de diques dioríticos e o Complexo de Passira, datado em 1,7 Ga (Accioly, 2000). Esse episódio anorogênico foi redefinido posteriormente, paralelizando parcialmente as estruturas anteriores.

As fases posteriores estão relacionadas à evolução do Complexo Vertentes e afeta tanto as rochas supracrustais e intrusivas do Complexo Vertentes quanto o embasamento gnáissico-migmatítico. Nessa faixa, distingue-se uma fase contracional (fase D₁), cuja principal estrutura é a zona de cisalhamento contracional de Paudalho com transporte para NW, que coloca a Faixa Feira Nova sobre o complexo gnáissico-migmatítico paleoproterozóico do Bloco de Carpina. Este evento é responsável pela formação de estruturas de baixo ângulo presentes nas rochas supracrustais e no embasamento gnáissico-migmatítico. Durante este evento ocorreu a fusão parcial das rochas supracrustais ao longo das zonas de cisalhamento contracionais, com formação de fundidos anatóxicos dos ortognaisses Açudinho, sendo indicativo do facies anfíbolito alto em algumas porções dessa faixa, além da penetração das folhas dos ortognaisses sieníticos peralcalinos de Terra Nova. A fase subsequente (D₂) é de caráter transcorrente e desenvolveu zonas de cisalhamento subverticais, bandas miloníticas de dimensões centimétricas a até métricas, sendo a principal estrutura a Zona de Cisalhamento de Glória do Goitá, de direção NNE-SSW e rejeito sinistral. Apresentam foliação de alto ângulo e direção ENE e NE, com caimentos variando entre 50° e 90° para NW ou SE, lineação tanto mineral como de estiramento de baixa obliquidade e sigmoides de feldspato potássico indicando movimento

sinistral relacionados à tectônica transcorrente. Faz parte do sistema de cisalhamento do lineamento Pernambuco, sendo uma ramificação da estrutura principal, que tem direção E-W e rejeito dextral. Jardim de Sá (1994) descreve o conjunto dessas estruturas NE-SW (e suas variações) e E-W como uma megaestrutura em domínio. Uma última geração de estruturas relacionada é representada por raras brechas tectônicas que pode estar relacionada a uma tectônica bem mais jovem, talvez até a extensional de formação das bacias costeiras

Conclusões

Os dados estruturais revelaram que a parte central da Faixa Feira Nova, segmento de rochas metasupracrustais do Complexo Vertentes, possui uma direção NNE-SSW, situada entre dois blocos paleoproterozóicos, dos quais é separada por zonas de cisalhamento, provavelmente, de idades distintas. A Faixa Feira Nova foi afetada por duas fases de deformação: a mais antiga de natureza contracional, relacionada às intrusões graníticas tabulares tipo Açudinho e sieníticas tipo Terra Nova colocadas na crosta durante este episódio contracional, a mais recente é de natureza transcorrente, sendo marcada por faixas miloníticas verticais, representada pela Zona de Cisalhamento transcorrente sinistral de Glória do Goitá; dentre essas, destacam-se a antiforme e sinforme marcadas pelos ortognaisses Açudino e Terra Nova.

Referências

Santos, E.J.; Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G.; Medeiros, V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, *Tectonic Evolution of South American Platform*, 9-5, 1 cd-rom.

Santos, E.J; Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema

Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 73-84.

Medeiros, V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.

Accioly, A.C.A. 2000. *Geologia, Geoquímica e significado Tectônico do Complexo*

Metanortosítico de Passira - Província Borborema - Nordeste Brasileiro. 168 p. Tese Doutorado- Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, São Paulo.

Jardin de Sá, E. F. A 1994. *Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.

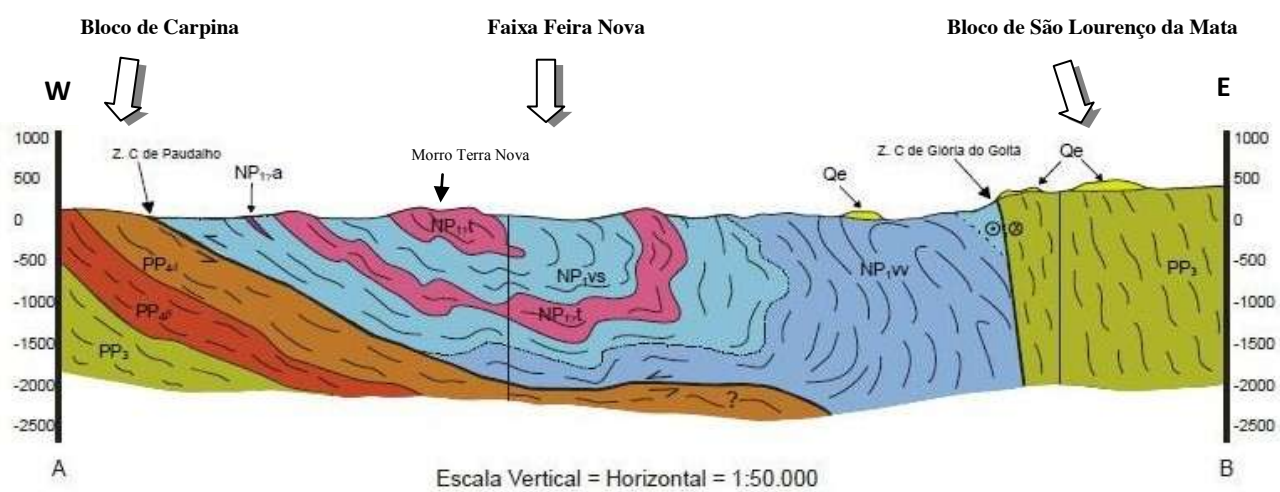


Figura 1. Seção Geológica esquemática mostrando os blocos de Carpina e São Lourenço da Mata separados da Faixa Feira Nova por zonas de Cisalhamento.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA O DOMÍNIO OESTE E SUDOESTE DO BLOCO GAVIÃO, BAHIA

Johildo S. F. Barbosa¹ & Simone C. P. Cruz¹

¹UFBA/IGEO/Programa de Pós-Graduação em Geologia, johildo@cpgg.ufba.br

Na Bahia o Bloco Gavião é o mais extenso segmento crustal arqueano do Cráton do São Francisco sendo limitado a leste pelo Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Paleoproterozóico), a norte pelas Faixas de Dobramentos Rio Preto-Riacho do Pontal (Neoproterozóico), a sul pela Faixa de Dobramentos Araçuaí (Neoproterozóico) e a oeste pela parte setentrional da Bacia do São Francisco (domínios paleo/meso-Neoproterozóicos). Sua porção central está parcialmente encoberta pelas rochas metassedimentares dos supergrupos Espinhaço (Paleo-Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), o que faz com que a área de exposição de suas rochas seja relativamente pequena quando comparada com aquelas dos Blocos Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, todos também arqueanos.

No caso dos três últimos blocos, modelos geotectônicos foram propostos para suas rochas arqueanas e paleoproterozóicas (Silva 1992, Barbosa & Sabaté 2004, Oliveira et al. 2010) uma vez que eles foram mais bem estudados do ponto de vista da petrologia, da geologia estrutural, da litogeoquímica e da geologia isotópica. Nesses blocos a variação dos dados geocronológicos não é muito grande, ou seja, situa-se entre as idades arqueanas dos protólitos (~2.7Ga) e a idade paleoproterozóica das últimas intrusões e do metamorfismo situando-se numa faixa de 2,2 até 2,06 Ga, o que facilitou as interpretações e a proposição de modelos geotectônicos.

No caso do Bloco Gavião praticamente não existem trabalhos geológicos de cunho científico na sua parte norte e as datações são

quase inexistentes. Nas partes central, leste e nordeste desse bloco, por outro lado, diversos trabalhos geológicos, principalmente voltados para a prospecção mineral, foram realizados nos *greenstone belts* (Bastos-Leal 1998, Bastos-Leal et al. 1998, Cunha & Fróes 1994, Lopes 2000, Prazeres-Santos 2010) e em seqüências metavulcanossedimentares (Marinho 1991, Cruz et al. 2009). Nessas rochas supracrustais, apesar das datações geocronológicas serem ainda insuficientes, alguns modelos de evolução geotectônica foram propostos, como por exemplo, aquele de Marinho (1991).

Nas partes oeste e sudoeste desse Bloco, motivo desse trabalho podem ser citados os trabalhos de Moraes et al. (1980) e Arcanjo et al. (2000). Entretanto, recentemente pesquisas geológicas com suporte científico estão sendo realizadas através Convênio UFBA/NGB-Núcleo de Geologia Básica e CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Esses trabalhos estão em fase de conclusão nas folhas de Caetitê (SD-23-Z-B-III), Espinosa (SD-23-Z-B-V) e Guanambi (SD-23-Z-B-II), utilizando técnicas modernas da geologia, envolvendo mapeamento geológico e geologia estrutural na escala 1:100.000, geofísica, petrografia e litogeoquímica das unidades identificadas, além da química mineral voltada para a identificação do(s) metamorfismo(s) e sobretudo com a utilização da geologia isotópica e geocronologia U-Pb de áreas chaves.

Diferentemente das partes central, leste e nordeste, nas partes oeste e sudoeste nota-se

uma grande variedade de idades geocronológicas a qual está certamente ligada à superposição de eventos tectônicos arqueanos, paleoproterozóicos e neoproterozóicos, tornando difícil o estabelecimento de modelos de evolução tectônica. Entretanto, a luz das informações disponíveis até o momento, será colocada a seguir uma tentativa de organização das idades e dos fenômenos geológicos que atingiram essas duas partes do Gavião.

No Paleoarqueano, a exemplo do Granitóide Lagoa da Macambira, com magma original de 3406 ± 65 Ma, TTG's penetraram em uma crosta composta de migmatitos e de seqüências metavulcanosedimentares como Ibitira-Ubiraçaba, Caetitê-Licínio de Almeida e Urandi. No caso do Granitóide Lagoa da Macambira a sua colocação levou ao arqueamento das rochas do *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiraçaba que se situa atualmente nas suas bordas oeste e norte. Uma das evidências é a presença de enclaves de paragneisses migmatizados nesse corpo ígneo. A tectônica dessa época parece ter sido vertical com subida de magmas e sagduções, semelhantemente a que predominou nos tempos arqueanos de outras partes do mundo (Chardon et al. 1998).

No Neoarqueano houve intrusões de corpos plutônicos cálcio-alcálicos, a exemplo dos ortogneisses Riacho da Faca (2726 ± 30 Ma) e Jurema (2627 ± 9).

No paleoproterozóico, duas evidências importantes levam a interpretar a existência de um metamorfismo paleoproterozóico na área: (i) fusões parciais em metapelitos do *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiraçaba evoluindo para granitos do tipo "S" (Granito Broco) com idade de 2038 ± 8 Ma e, (ii) migmatitos charnockíticos no lado oeste da Serra do Espinhaço Setentrional com idade de 2032 ± 14 Ma. Associado a esse evento tectônico houve a colocação de corpos granitóides de pequenas dimensões como o denominado Rio do Paulo (1959 ± 50 Ma) e Caculé (2019 ± 32 Ma). O plutonismo alcalino de grandes dimensões que ocorrem a oeste da Serra do Espinhaço Setentrional, formando intrusões múltiplas monzo-sieníticas, a exemplo do extenso corpo de Guanambi-Urandi (2054 ± 8) e corpos menores como aquele do Estreito (2041 ± 2 Ma),

embora um pouco mais velhas que o Rio do Paulo e Caculé, podem ser considerados como contemporâneos a esse metamorfismo.

A instalação do Aulacógeno do Paramirim foi interpretada por vários autores como sendo em torno de 1,7 Ga (U-Pb em zircão, Pb-Pb em titanitas) uma vez que essa é a idade do plutonismo da Suíte Lagoa Real, que compreende sienitos, sienogranitos e alcali-granitos, e das vulcânicas félsicas do Grupo Rio dos Remédios. No paleo e mesoproterozóico ocorreu a deposição de sedimentos do Supergrupo Espinhaço, que no caso da região estudada se distribui na feição conhecida como Serra do Espinhaço Setentrional. No Neoproterozóico houve a deposição das unidades do Supergrupo São Francisco. Diques máficos meso e neoproterozóicos truncam as unidades do Supergrupo Espinhaço.

As deformações neoproterozóicas se exprimem nas partes oeste e sudoeste do Bloco Gavião, tanto em seu embasamento quanto nas unidades de cobertura. No embasamento idades U-Pb (monazitas) entre 540-560 Ma foram obtidas para o metamorfismo neoproterozóico que atingiu o *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiraçaba e a Seqüência Metavulcanosedimentar Licínio de Almeida. Nas unidades metapelíticas dessas seqüências o metamorfismo é revelado pela presença de estauroлита, almandina, monazita e cianita (fácies anfíbolito). Esse foi provocado pela superposição tectônica de rochas migmatíticas do embasamento e da Suíte Lagoa Real sobre rochas do Supergrupo Espinhaço. Nessas rochas metapelíticas uma paragênese retrograda é marcada por epidoto, biotita, mica branca e clorita que deve estar relacionada ao final do neoproterozóico. Com efeito, idades Ar-Ar e K-Sr em conjunto variam entre 492 ± 25 Ma e 551 ± 6 Ma (Guimarães et al. 2005, Bastos Leal 1998).

Na Suíte Lagoa Real a instalação de zonas de cisalhamento levou à formação de ortogneisses. Zonas albitizadas dessa rocha portam mineralogia metamórfica neoproterozóica constituída por andradita-grossularita e hedembergita. A paragênese retrometamórfica nessas rochas é exemplificada pelos minerais: calcita, epidoto, clorita e por extensos níveis de moscovita

filoníticos. Até o momento as pesquisas levam a admitir que manifestações distensionais tardias na área sejam identificadas pela presença de zonas de cisalhamentos rúptil-dúcteis normais que afetam o Supergrupo Espinhaço, a Suíte Lagoa Real e seu embasamento, reativando as estruturas neoproterozóicas compressionais.

Referências

- Arcanjo, J. B., Marques-Martins, A. A., Loureiro, H. S. C., Varela, P. H. L. 2000. *Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROOM.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2004. Archaean and Paeoproterozoic crust of the São Francisco Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1-27.
- Bastos-Leal, L. R., Teixeira, W., Cunha, J. C., Macambira, M.J.B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical and geochronology characteristics. *Revista Brasileira de Geociências* 2, 209-220.
- Bastos-Leal, L.R. 1998. *Geocronologia U/Pb (Shrimp), ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para Evolução arquena e proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estado de São Paulo, 178p.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M. 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Research* 91, 15-39.
- Cruz, S. C. P., Barbosa, J. S. F., Barbosa, Alves, J. E., Damasceno, G. C., Machado, G. S., Borges, J. O., Gomes, A. M., Mesquita, L., Pimentel, I., Leal, A. B. M., Palmeiras, D. 2009. Salvador, UFBA-FAPEX-CPRM, *Folha Caetité, 1:100.000: mapeamento geológico e cadastramento de ocorrências minerais*, 180p.
- Cunha, J. C. & Fróes, R. J. B. 1994. *Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia*. CBPM, Salvador, 29p. Relatório interno.
- Guimarães, J. T. ; Martins, A. A. M.; Andrade Filho, E. L.; Loureiro, H. S. C.; Arcanjo, J. B. A.; Neves, J. P. Das; Abram, M. B.; Silva, M. G., Melo, R. C. ; Bento, R. V. 2005. *Projeto Ibitiara-Rio de Contas*. CPRM, Salvador, 157p.
- Lopes, G. A. C. 2002. *Projeto Guajeru*. CBPM, Salvador, v. 1, 408p. Relatório interno.
- Marinho, M. M. 1991. *La sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archeen-Proterozoic*. Doctor of Philosophy Thesis, Universidade de Clermont-Ferrand, 257p
- Moraes, A. C., Martins, A. A. M., Sampaio, A. R. 1980. *Projeto Brumado-Caetité*, Relatório Final, 1ª fase. CPRM/DNPM, Salvador, v.1, 463p.
- Oliveira, E. P.; McNaughton, N. J; Armstrong, R. 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaça orogen, Sao Francisco craton, Brazil. *Geological Society Special Publication* 338, 263-286.
- Prazeres-Santos, J. 2010. *Rochas Metavulcânicas Máficas da Unidade Intermediária do Greenstone Belt de Riacho de Santana, Estado da Bahia: Estudo petrográfico e geoquímico*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 113p.
- Silva, M. G. 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 157-166.

O MAGMATISMO RIACIANO-OROSIRIANO NO BLOCO GAVIÃO, CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, BAHIA: ESTÁGIO ATUAL DE CONHECIMENTO E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.

Simone Cerqueira Pereira Cruz¹, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa¹, Marilda Santos
Pinto², Jailma Santos de Souza¹.

¹UFBA/IGEO/Programa de Pós-Graduação em Geologia, simoneufba@gmail.com; ²UEFS, Dep.
Ciências Exatas, Área de Geociências

1. Introdução

Na porção setentrional do Cráton do São Francisco podem ser reconhecidos quatro compartimentos geocronológicos denominados de blocos Gavião, Jequié, Itabuna Salvador Curaçá e Serrinha (Barbosa & Sabaté 2004). Esses segmentos foram retrabalhados pelas colisões riacianas/orosirianas que levaram à formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, cujo pico metamórfico situa-se entre 2.08 e 2.06 Ga (Silva et al. 1997, Oliveira et al 2010). No Bloco Gavião predomina ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares, que são intrudidas por granitóides de idade riaciana-orosiriana. Esse magmatismo se estende por todo o Bloco Gavião com corpos de composições variadas (granodioritos, granitos, monzonitos e sienitos), na forma de batólitos, stocks e diques. Apesar dos estudos já realizados nesses corpos pouco se conhece sobre o seu significado tectônico. Esse trabalho apresenta uma síntese dos dados petrológicos, geocronológicos e geoquímicos relacionados à granitogênese paleoproterozóica do Bloco Gavião e pretende levantar as principais questões relacionadas com o tema.

2. Geologia Regional

O Bloco Gavião é constituído por gnaisses de composição tonalítica-

granodiorítica-granítica, migmatitos, anfibolitos, granulitos, de idade arqueana-paleoproterozóica (Martin et al. 1991, Martin et al. 1997, Santos-Pinto et al. 1998, Bastos Leal et al. 2000) e remanescentes de seqüências meta-vulcanossedimentares arqueanas denominadas de Contendas Mirantes, Mundo Novo, Ibitira-Ubiraçaba, Brumado, Guajeru, Riacho de Santana, Urandi, Boquira e Licínio de Almeida (Cunha & Fróes 1994, Arcanjo *et al.* 2000, dentre outros). A granitogênese riaciana-orosiriana no Bloco Gavião é representada por corpos intrusivos nas seqüências metavulcanossedimentares e nos terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos. Os granitóides apresentam formas diversas e dimensões variadas (Rosa et al. 1996, Santos-Pinto et al. 1998, Bastos Leal et al. 2000, dentre outros). Em geral, predominam granitos cálcio-alcálicos de alto potássio. As idades U-Pb e Pb-Pb disponíveis por diversos autores variam entre 1944 ± 7 e 2091 ± 7 Ma. Granitóides estaterianos foram agrupados na Suíte Lagoa Real. As coberturas proterozóicas ocorrem distribuídas nos supergrupos Espinhaço e São Francisco. As rochas do Supergrupo Espinhaço estão truncadas por diques máficos gabróicos e toleíticos de idades meso e neoproterozóicas.

O arcabouço estrutural do Bloco Gavião é marcado por estruturas dômicas, arqueanas (região entre Brumado e Aracatu) que são truncadas por zonas de cisalhamento dúcteis. O

levantamento estrutural realizado permitiu reconhecer pelo menos a existência de quatro fases deformacionais mais importantes associadas com essas estruturas. A primeira, com cinemática reversa sinistral a sinistral, de idade possivelmente riaciana-orosiriana, foi observada no Complexo Santa Isabel e no *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiraçaba. As estruturas dessa fase são parcialmente reativadas pela fase seguinte, com movimentação normal. Essas estruturas estão relacionadas com a geração de riftes estaterianos (Aulacógeno do Paramirim) que abrigaram os supergrupos Espinhaço e São Francisco. No terceiro conjunto, de idade ediacariana-cambriana, tem-se a movimentação dextral reversa a reversa. Reativando o último conjunto verificam-se novamente movimentos normais.

3. A granitogênese paleoproterozóica do Bloco Gavião

Atualmente podem ser descritos 22 corpos de granitóides riacianos-orosirianos no Bloco Gavião, destacando-se os trabalhos realizados por Rosa (1996), Santos-Pinto et al. (1998), Bastos Leal et al. 2000 e Leal et al. (2005). Em geral, esses granitóides são anisotrópicos, mas domínios anisotrópicos podem ser encontrados e revelados pela foliação de fluxo magmático. Uma forte correlação espacial existe entre a posição dos granitóides e das zonas de cisalhamento sinistrais a sinistral-reversas, de expressão regional. Essas zonas foram posteriormente reativadas por um sistema transpressional dextral que trunca os granitóides. Petrograficamente, dominam os granitos, mas também podem ser encontrados sienitos, monzonitos e granodioritos. Quimicamente, predominam rochas cálcio-alcálicas de alto potássio e, subordinadamente, rochas shoshoníticas. Rochas alcalinas são encontradas na região de Urandi-Guanambi constituindo o maior de todos os corpos, denominado de Batólito Monzosienítico

Urandi-Guanambi (BMSGU). As rochas peralcalinas predominam sobre as metaluminosas e as razões iniciais (Sri) em geral são elevadas. A intensa reciclagem da crosta continental na formação dessas rochas pode ser também sugerida pelos valores fortemente negativos do ϵ_{Nd} disponíveis para essas rochas.

Os dados U-Pb (TIMS, SHRIMP), Pb-Pb (zircão e monazita) e Rb/Sr apresentados pelos diversos autores que estudaram a granitogênese em questão permitem verificar a existência de cinco grupos distintos de granitóides: grupo I: > 2.09 Ga, representado pelos granitos Veredinha, Queimada Nova, Jussiape e Ibitiara; grupo II: 2.07-2.06 Ga, representado pelo granitóide Aracatu; grupo III: 2.06-2.05 Ga, representado pelo BMSGU e pelos corpos Estreito, Cara Suja e Ceraíma; grupo IV: 2.05-2.0 Ga, constituído pelos granitóides Serra da Franga, Caculé, Iguatemi, Espírito Santo, Gameleira, Riacho das Pedras, Rio do Paulo, Lagoa Grande, Lagoinha e Boquira; e o grupo V: < 2.0 Ga, representado pelo Granitóide Mariana. Com relação aos granitóides dos grupos I a III pode ser verificado que existe uma tendência à diminuição da idade de cristalização em direção a oeste e um aumento da alcalinidade nesse mesmo sentido. Os granitóides do grupo IV, por sua vez, ocorrem de forma dispersa, embora possuam a maior distribuição em área. As idades modelos para os granitóides revelam participação de crosta arqueana na formação dessas rochas. Por sua vez, dados Ar-Ar entre 483 ± 5 e 507 ± 6 Ma sugere aquecimento ediacariano-cambriano.

4. Discussão

Comparando-se os dados geocronológicos disponíveis para os granitóides riacianos-orosirianos dos compartimentos Itabuna-Salvador-Curaçá (parte norte e sul) e Serrinha com aqueles do Bloco Gavião verifica-se que os granitóides desse

último são os mais jovens com idades U-Pb e Pb-Pb (zircão, monazita) variando entre 1944 ± 7 e 2057 ± 4 Ma, embora o corpo de Jussiape apresente isoladamente idade em 2121 ± 2 Ma (Guimarães et al. 2005). As idades desses granitóides no compartimento Serrinha são as mais velhas (2059 ± 8 e 2155 ± 9 Ma). No compartimento Itabuna-Salvador-Curaçá (porção norte) as idades chegaram a 2098 ± 1 Ma, ao passo que na parte sul elas variaram entre 2060 ± 6 a 2095 ± 5 Ma. Os valores negativos de ϵ_{Nd} e as razões iniciais (Sri) elevadas desses granitóides sugerem participação crustal nas suas gêneses. Essa granitogênese e a sua relação com as zonas de cisalhamento regionais conduzem a importantes questões a cerca do seu significado tectônico, permitindo sugerir duas possibilidades: (i) a existência de um arco magmático sin-colisional de idade riaciana/orosiriana e polaridade ainda indeterminada, que evoluiu para um sistema transpressional sinistral; (ii) a presença de um magmatismo relacionado com extensões tardias do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que se propagam para as suas laterais através de domínios transtensionais associados com estruturas transcorrentes sinistrais.

Referências

Arcanjo, J. B., Marques-Martins, A. A., Loureiro, H. S. C., Varela, P. H. L. 2000. Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000. CPRM, Salvador, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROOM.

Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of four archaean crustal segments of the São Francisco cráton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2: 343-359.

Bastos Leal, L. R. B., Teixeira, W., Cunha, J. C., Leal, A. B. M., Macambira, M. J. B., Rosa, M. L. S. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São

Francisco craton, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 66-69.

Cunha, J. C. & Fróes, R. J. B. 1994. Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia. CBPM, Salvador, 29p. Relatório interno.

Guimarães, J. T.; Martins, A. A. M.; Andrade Filho, E. L.; Loureiro, H. S. C.; Arcanjo, J. B. A.; Neves, J. P. Das; Abram, M. B.; Silva, M. G., Melo, R. C.; Bento, R. V. 2005. Projeto Ibitiara-Rio de Contas. CPRM, Salvador, 157p.

Leal, A. B. M.; Leal, L. R. B; Cunha, J. C.; Teixeira, W. 2005. Características geoquímicas dos granitóides transamazônicos no Bloco Gavião, Cráton São Francisco, Bahia, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 19: 08-21.

Martin, H., Peucat, J. J., Sabaté, P., Cunha, J. C. 1991. Um segment de croûte continentale d'Age archéean ancien (3.5 milliards d'années): lê massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Phis.*, 313: 531-538.

Martin, H., Peucat, J. J., Sabaté, P., Cunha, J. C. 1997. Crustal evolution in early archaean of south América: Exemple of Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, 82: 35-62.

Cunha, J. C. & Fróes, R. J. B. 1994. Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia. CBPM, Salvador, 29p.

Rosa, A. M. L. S., Conceição, H., Paim, M. M., Santos, E. B., Alves, F. C. Leahy, G. S., Leal, L. R. 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico Pós a tardi orogênico associado à subducção no oeste da Bahia: Batólito Monso-sienitico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, 1: 027-042.

Santos-Pinto, M.A, S., Peucat, J.J., Martin, H., Sabaté, P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11: 487-498.

Silva L.C. da, McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex:

the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In*: SBG, I International Symposium of

Granites and Associated Mineralisations, Salvador, Abstracts, 1: 282-283.

EVIDÊNCIAS DE FUSÃO CRUSTAL NEOPROTEROZÓICA NA JUNÇÃO ENTRE A ZONA DE CISALHAMENTO PATOS E A FAIXA SERIDÓ (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL)

Luís Gustavo Ferreira Viegas & Carlos José Archanjo

Instituto de Geociências, USP, Rua do Lago 562, 05508-080, São Paulo, Brasil. lgviegas@usp.br

Introdução

A zona de cisalhamento Patos consiste em uma megaestrutura de direção E-W que divide dois terrenos com evoluções geológicas distintas: o domínio Jaguaribe-Seridó a norte, e o domínio da zona transversal, a sul (Van Schmus et al. 2008). O interior desta zona é marcado pela presença de ortognaisses graníticos e granodioríticos milonitizados em alto grau, os quais exibem influência de processos de fusão parcial e deformação na presença de magma. O domínio onde a taxa de fusão parcial é mais elevada, e notadamente onde a continuidade estrutural dos ortognaisses encaixantes é parcial- a totalmente rompida pelo neossoma, é aqui denominado "migmatito Patos". Trabalhos de mapeamento regional tem agrupado os ortognaisses e os migmatitos no embasamento paleoproterozóico com base em idades obtidas no "paleossoma" (Costa 2002). A idade da migmatização é, contudo, um problema em aberto. Nesse trabalho apresentamos as principais características do migmatito Patos, incluindo a relação entre os produtos de fusão e a deformação, além de discutir o seu significado na deformação do sistema de cisalhamento Patos-Seridó.

O migmatito Patos

A região dominada por migmatitos possui uma forma elíptica alongada ligeiramente oblíqua à orientação E-W da zona de cisalhamento. Possui cerca de 20 km de comprimento e aproximadamente 5 km de largura, situando-se na conexão entre a zona de

cisalhamento e a Faixa Seridó. Compreende principalmente metatexitos estromáticos, diatexitos e leucogranitos, em geral exibindo relações de contato discordantes com a orientação dos "estromas". Os leucossomas possuem espessuras que variam de centímetros até alguns poucos metros e exibem composição predominantemente monzogranítica, com sienogranitos e granodioritos ocorrendo de forma subordinada. A mineralogia principal é composta de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, com a biotita representando o principal silicato ferromagnésiano, a qual pode ser vista como produto da alteração do anfibólio. São observados, ainda, muscovita, titanita, epidoto, zircão e minerais opacos. Os estromas graníticos não exibem evidências de deformação mesoscópica aparente, possuindo um aspecto homogêneo e isotrópico em escala de afloramento. Em geral são paralelos à orientação da foliação milonítica podendo, por vezes, exibir estruturas em continuidade com a deformação dos ortognaisses encaixantes, tais como dobras de diferentes estilos e *boudinage* em diferentes escalas. As assimetrias observadas na geometria dos leucossomas apontam sistematicamente para uma cinemática dextral, evidenciada em sigmóides e dobras assimétricas, incluindo porfiroclastos rotacionados e caudas de recristalização assimétricas compostas de material quartzo-feldspático presentes nos ortognaisses encaixantes.

As microestruturas dos leucossomas incluem tipos formados no estado magmático, fluxo submagmático e deformação em estado sólido (Vernon 2004). Os monzogranitos e

sienogranitos componentes dos metatexitos e diatexitos exibem textura magmática a submagmática caracterizada por cristais eudíricos a subédricos, contatos comumente retilíneos e intercrescimentos mirmequíticos em cristais de feldspato alcalino. Em escala local podem ser observadas feições de deformação cristalplástica incipiente nas bordas de quartzo, a exemplo de microestruturas do tipo *bulging*, correspondentes ao regime 1 de Hirth & Tullis (1992). As microestruturas formadas no estado sólido são encontradas preferencialmente nos leucogranitos. Elas são caracterizadas pela textura em mosaico de cristais de quartzo apresentando contatos retilíneos a curvos, sugerindo atuação da recristalização dinâmica a partir da redução do tamanho dos cristais. Além dessas, podem ser observados no quartzo microestruturas tipo subgrãos, *ribbons* e bordas reentrantes, além de geminações polissintéticas deformadas em cristais de plagioclásio e desestabilização do anfibólio e geração de biotita.

Discussão

A presença de rochas parcialmente fundidas associada à milonitos de alta temperatura indica que a deformação cisalhante é contemporânea aos processos de fusão crustal e intrusão de magmas. A geometria dos leucossomas, concordantes com a estrutura geral e, por vezes, sendo deformados em continuidade com a cinemática dextral, sugere uma estreita relação entre a fusão parcial dos ortognaisses e a deformação por cisalhamento simples. Como a deformação de alta temperatura dos milonitos prossegue em continuidade estrutural do Patos para a Faixa Seridó (Corsini et al. 1991), a migmatização verificada no Patos deve ser sincrônica ao metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão na Faixa Seridó (Lima 1987). Evidências adicionais podem ser encontradas no domo anatético de Santa Luzia situado na interface do embasamento com a sequência supracrustal da faixa. A trama magnética do domo é consistente com a cinemática dextral, enquanto zircões extraídos de um diatextito indicam que o metamorfismo de alto grau

ocorreu em 572 ± 3.4 Ma (Viegas et al. 2010; Archanjo et al. 2011). Além disso, a concordância das tramas miloníticas e o prolongamento da área de ocorrência de rochas migmatíticas do Patos ao domo anatético de Santa Luzia, sugere ainda que o atual nível de erosão expõe rochas fundidas de diferentes níveis crustais, com o migmatito Patos situado em um nível crustal mais profundo.

Referências

- Archanjo C.J., Viegas L.G., Hollanda, M.H.B.M, Souza, L.C., Liu, D., 2011. Idades U-Pb (SHRIMP) em zircão do magmatismo da Faixa Central do Seridó (Província Borborema) e implicações para a evolução tectono-metamórfica regional. SNET, Campinas.
- Costa, A.C.D., 2002. *Geologia e geocronologia Sm-Nd e U-Pb na região do Lineamento Patos: limite entre os blocos crustais do domínio Rio Grande do Norte e da Zona Transversal, Província Borborema*. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista (UNESP), 114 p.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J., Jardim de Sá, E.F., 1991. Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a tranpressional fold belt: the Patos-Seridó belt system, northeastern Brazil. *Geology* 19, 586-589.
- Hirth, G. & Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journ. Struct. Geol.* 14, 145-149.
- Lima, E.S., 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó. Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 315-323.
- Van Schmus, W.R.; Oliveira, E.P.; Silva Filho, A.F.; Toteu, S. F.; Penaye, J.; Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. *Geological Society of London, Special Publications* 294, 69-99.

Vernon, R., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Springer-Verlag.

Viegas, L.G. F, Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B. M., Liu, D., 2010. Domos migmatíticas

da junção do sistema de cisalhamento Patos-Seridó (Província Borborema): Primeiros resultados. *In: Anais do 45 Congresso Brasileiro de Geologia*, Belem-PA, Brasil. CD-ROM.

GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PORÇÃO NORDESTE DO MATO GROSSO – CRÁTON AMAZONAS.

Stropper, J. L., Frasca, A. A. S., Sabóia, A. M., Alves, C. L., Martins, E. G.

CPRM – Superintendência de Goiânia; jose.stropper@cprm.gov.br

Os primeiros estudos estruturais, em escala regional, realizados no norte e NE do Estado de Mato Grosso foram realizados por Cunha *et al.* (1981) quando foram descritas as principais feições de orientação geral NW-SE e NE-SW, denominadas de Lineamentos Tapirapé-Iriri e Juruna-Gradaús, respectivamente. O segmento a sudeste do lineamento Tapirapé-Iriri recebeu denominação de falha Palestina-São Marcos, sendo caracterizada por extensas faixas de cataclasitos que edificam as Serras da Cobrinha e São Marcos nas proximidades da cidade de Vila Rica-MT. O lineamento Juruna-Gradaús transecta ortogonalmente o lineamento Tapirapé-Iriri e afeta a Formação Cubencranquém na Serra dos Jurunas. Vários autores sugerem a existência de eventos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento de cinturões móveis (*mobile belts*) bordejando um pequeno núcleo arqueano denominado Província Amazônia Central. Fonseca *et al.* (2010) identificaram na região três eventos deformacionais em rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica: o primeiro, de caráter dúctil, sob a forma de foliação com direção NW-SE; o segundo, igualmente dúctil, marcado por zonas de cisalhamento E-W com foliação milonítica e o último, rúptil-dúctil, constituído por falhas subverticais de direção N-S.

Neste trabalho, foram reconhecidas três fases de deformação (D1, D2, D3) e episódios de tectônica recorrente, individualizadas em função dos *trends* da foliação e suas cronologias, estruturas maiores e natureza da deformação-reologia no extremo NE do Estado do Mato Grosso:

Domínio I – Domínio Dúctil: Corresponde ao embasamento nordeste onde afloram rochas gnáissicas do Complexo Santana do Araguaia,

interpretadas como rochas de arco magmático e submetidas a metamorfismo fácies anfibolito, durante a fase D1. Os gnaisses, por vezes migmatizados, atestam deformação em níveis crustais profundos e condições de média/alta pressão e temperatura. O bandamento apresenta-se sem padrão definido, intensamente deformado por evento transcorrente e dúctil subsequente (fase D2), o qual transpõe de forma paralela o bandamento composicional a esta foliação. A fase D3 no domínio I foi reconhecida por falhas e foliação que cortam a estruturação NW mais antiga.

Domínio II – Dúctil-Rúptil Transcorrente/ Fase Dúctil: É caracterizado por estruturas de natureza dúctil-rúptil em regime transcorrente e de caráter rúptil-dúctil, representando diferentes níveis crustais. As estruturas de infracrosta caracterizam-se como foliação milonítica penetrativa de direção NW, resultante de zonas de cisalhamento transcorrentes denominadas por Cunha *et al.* (1981), de lineamento Tapirapé-Iriri e Falha Palestina-São Marcos (fase D2). Esta deformação produz a transposição do bandamento das rochas do Complexo Santana do Araguaia no Domínio I notadamente nas serras da Cobrinha e São Marcos, sendo clara nas rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica. Nas rochas mais jovens (Suíte Intrusiva Rio Dourado, Gabro Santa Inês e Grupo Iriri) formam megalineamentos de caráter rúptil-dúctil e geometria anastomosada controlando a disposição de alguns corpos. A fase D2 dúctil deste domínio caracteriza-se por uma foliação milonítica de mergulho moderado a alto geralmente para SW, sendo que as rochas miloníticas silicificadas sustentam as cristas das referidas serras.

Domínio III – Rúptil-Dúctil Transcorrente/

Fase Rúptil: É marcado por um sistema de falhas e fraturas com duas orientações principais: uma de direção NNW (fase D2) mais restrita e outra, mais marcante, de direção NW-SE (fase D3). Estas direções são evidenciadas por zonas de falhas além de um sistema de fraturas que afetam principalmente os granitóides e rochas vulcânicas da Suíte Vila Rica e Formação Jarinã (Alves, *et al.*, 2010). São afetados também os terrenos dos domínios Iriri-Xingu e Tapajós, com continuidade na região NE do Mato Grosso, porém já bastante obliterada pela estruturação NE-SW. A estruturação NE-SW como Lineamento Juruna-Gradaús, foi identificada através de imagens aeromagnetométricas, e interpretada como uma mega-estruturação NE-SW definida por lineamentos magnéticos de 1ª e 2ª ordens marcada essencialmente por uma deformação essencialmente rúptil que em alguns locais obliteraram estruturas da fase D2, NNW, mais antigas. Veios de quartzo de espessura centimétrica a métrica com direções preferenciais entre N30-50E e fraturas extensionais (tipo T de Riedel) ocorrem neste domínio. Nas imagens aeromagnetométricas, estas estruturas são mais contínuas e expressivas indicando nível crustal mais profundo, mesmo nas porções sobrepostas pelas rochas da Bacia dos Parecis, formando mega-estruturas sigmoidais limitadas por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil.

Domínio IV – Estruturas Recorrentes

Rúpteis: Produto de movimentos Neotectônicos de estruturas pretéritas recorrentes desde o Mioceno. Relaciona-se aos deslocamentos falhas que controlam depósitos sedimentares, padrões de drenagem e sistemas de relevo (Costa *et al.*, 1996). Segundo Costa *op. cit* as principais estruturas neotectônicas da região sudeste do Pará e oeste de Tocantins são representadas por falhas transcorrentes EW; falhas normais NS; falhas inversas NE-SW e falhas normais NW-SE. Os cursos dos Rios Xingu e Comandante Fontoura estão condicionados principalmente a estruturação NS.

Evolução Geotectônica

Na área estudada observou-se a presença de quatro províncias geocronológicas, de acordo com a divisão do Cráton Amazonas de Santos (2003) e Vasquez & Rosa-Costa, (2008). Transamazonas (2260-1990 Ma), Tapajós-Parima (2030-1860 Ma), Amazônia-Central (1900-1869 Ma) e Rondônia-Juruena (1850-1540 Ma). O terreno mais antigo representado pelo **Domínio I** tem idade arqueana (2,83 Ga) com indícios de retrabalhamento no transamazônico representado pelo Complexo Santana do Araguaia. Dados de litoquímica apontam para uma associação de arco magmático primitivo. Sua estruturação dúctil com direção principal NW-SE e metamorfismo de fácies anfíbolito, é atribuída a eventos termo-tectônicos ocorridos tanto no Arqueano (Evento Carajás), quanto no Paleoproterozóico (Evento Transamazônico). Na borda oeste deste segmento crustal arqueano, desenvolveu-se no Paleoproterozóico (orosiriano) arco magmático de margem continental atribuído a Província Tapajós-Parima. São rochas plutono-vulcânicas, comagmáticas da Formação Jarinã e Suíte Intrusiva Vila Rica, cujas idades indicam o intervalo de 1990 a 1960 Ma. Os dados Sm-Nd nestas rochas plutono-vulcânicas de arco, indicam T_{DM} 2,74 Ga e $\epsilon_{Nd(1,97)}$ de -7, sugerindo retrabalhamento de crosta Arqueana na geração destas rochas. Após este evento estabeleceu-se na região uma fase extensional pós-orogênica, no intervalo entre 1960 e 1910 Ma, ainda sem registros magmáticos no Cráton Amazonas, mas com abatimentos de blocos crustais, geração de depressões e grábens e deposição dos sedimentos da Formação Cubencranquém. A fase transicional entre o final do magmatismo pós-orogênico da Província Tapajós-Parima, e início de um magmatismo anorogênico, relacionado à Província Amazônia Central, ocorreu novo evento plutono-vulcânico, com intervalo de ocorrência entre 1880 e 1840 Ma representado pelas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Rio Dourado e vulcânicas/vulcanocásticas do Grupo Iriri, que possuem características químicas transicionais de subalcalino a alcalino de ambiente intra-placa ou pós-orogênico. Associadas as rochas do par plutono-vulcânico Iriri-Rio Dourado e originadas sob o mesmo

contexto geotectônico, ocorrem rochas máficas pertencentes à unidade Gabro Santa Inês e Suíte Intrusiva Flor da Serra. Na seqüência dos eventos e inserido no contexto da Província Rondônia-Juruena tem-se o desenvolvimento de um novo arco de margem continental, denominado por Souza *et al.* (2005) de Arco Magmático Juruena (1850-1750 Ma). Este arco magmático é representado pelas rochas vulcânicas do Grupo Colíder, e pelos granitos Pium e Teles Pires, tendo se desenvolvido em margem continental constituída pelas rochas plutono-vulcânicas da Província Tapajós-Parima. A Suíte Colíder e o Granito Pium, de idades 1792 e 1775 Ma (Alves, *op. cit.*), respectivamente, marcam a fase pós-orogênica/pós-colisional na evolução deste arco, cujos pulsos magmáticos mais tardios correspondem às rochas do Granito Teles Pires, assinalado pelas idades mais novas, em torno de 1757 Ma, e assinatura química de granitos tipo-A. No Paleozóico, mas precisamente no Neo-ordoviciano, o Cráton Amazonas foi afetado por um evento extensional reativando zonas de fraquezas antigas e gerando um sistema de *rifts* intracontinentais, com início da sedimentação da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.*, 2007), cujos registros finais de sedimentação estendem-se até o Cretáceo. Nesta região tem-se o registro da sedimentação cretácica (Formação Salto das Nuvens) e no limite Neogeno-Quaternário, ocorrem os depósitos sedimentares recobrendo vastas áreas da Bacia dos Parecis e embasamento (Formação Ronuro e Formação Araguaia). Sobre estes depósitos, incluindo o topo da Bacia dos Parecis, desenvolvem-se crostas lateríticas e os depósitos holocênicos (Alves, *op cit.*).

Referências

Alves, C.L.; Sabóia, A.M.; Martins, E.G.; Stropper, J.L. 2010. *Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Escala 1:250.000*. Goiânia: CPRM, 2010. il.+mapas (Convênio CPRM/SICME-MT).

Bahia, R.B.C. 2007. *Evolução tectonossedimentar da bacia dos Parecis - Amazônia*. 2007. 115 f. (Contribuições às

Ciências da Terra. Série D, v. 18, n. 26). Tese (Doutorado em Ciências Naturais) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Costa, J.B.S. *et al.* 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos estruturais, tectônicos, geomorfológicos e estratigráficos. *Geonomos* 4, 23-44.

Fonseca, J.; Moura, E. ; Barros, M.A.S.; Barboza, E.S. 2010. Dados preliminares de comportamento estrutural da Suíte Intrusiva Vila Rica, Província Amazônia Central - Bloco Xingu Iricoumé - Cráton Amazônico, nordeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45. 2010, Belém/PA. Anais... Belém:SBG, 2010. CD ROM

Cunha, B.C.C. et al. 1981. In.: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. Folha SC.22-Tocantins. Rio de Janeiro: Radam Brasil, 1981.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., Schobbenhaus C, Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. il. p.169-226.

Souza, J.O.; Frasca, A.A.S.; Oliveira, C.C. (Org.). *Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará*. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).

Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. da (Org.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB).

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR DOS DIQUES MÁFICOS DA PORÇÃO LESTA DA FOLHA CAETITÉ (SD.23-Z-B-III)

Giselle Chagas Damasceno; Angela Beatriz de Menezes Leal, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

Universidade Federal da Bahia, giselledamasceno@yahoo.com.br

Os diques máficos localizados na porção leste da folha Caetité, sudeste do Estado da Bahia, encontram-se inseridos no Cráton do São Francisco, mais precisamente no embasamento granítico-gnaissico-migmatítico, de idades Arqueana do Bloco Gavião. De acordo com Barbosa *et al.* (2009, no prelo), os diques máficos estudados apresentam posicionamento cronológico duvidoso, mas podem ser relacionados e associados aos diques máficos da Chapada Diamantina de idade Mesoproterozóica (BRITO, 2005, 2008). Esses diques máficos encontram-se localizados tanto na porção interna quanto na porção externa do “Domo Lagoa da Macambira” onde foram cartografadas rochas do Complexo Gavião, tonalito a granodiorito Lagoa da Macambira e Santa Rita e rochas vulcanossedimentares do Complexo Ibitira-Ubiraçaba, respectivamente. De modo geral, os diques máficos se apresentam sob forma de lajedos, localizados em sua maioria em margens e leitos de rios, apresentam granulometria entre fina a média, são maciços, isotrópicos, possuem morfologia retilínea com pequenas sinuosidades, preenchendo fraturas distensivas segundo orientação preferencial WNW-ESE, espessuras que variam de poucos centímetros a dezenas de metros e extensões variáveis de até 3 km. Nos locais onde os diques máficos fazem contato com a rocha encaixante é comum a presença de

fragmentos que variam de pequenos seixos a blocos com capas concêntricas em torno do núcleo mais duro da rocha. Petrograficamente são equigranulares, possuem granulação que varia de fina a média e texturas como ofítica, subofítica, intergranular e poiquilítica. Apresentam ainda texturas como zoneamento, saussuritização, sericitização, cloritização, uralitização e biotitização. A partir do estudo petrográfico detalhado foi possível agrupá-los em dois grupos com características texturais distintas reflexo do posicionamento dos diques máficos em relação ao “Domo Lagoa da Macambira”. Os diques máficos foram classificados como gabros com afinidade toleítica. A partir do estudo geoquímico utilizando diagrama Harker e MgO como índice de variação notou-se que a evolução magmática gerou empobrecimento de CaO e Al₂O₃ e enriquecimento de SiO₂, TiO₂, FeO_t, K₂O, Na₂O e elementos incompatíveis. O comportamento geoquímico dos elementos maiores sugere um forte controle dos minerais plagioclásio e piroxênio no processo de cristalização fracionada sofrido pelo magma. Fazendo uma comparação dos diques máficos estudados com os diques máficos da região de Brumado é possível perceber as similaridades a partir do comportamento geoquímico dos elementos maiores, traços e terras raras.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTRUTURAL DA SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA – EVENTO MAGMÁTICO RELACIONADO À OROGENIA RIO ALEGRE – SW DO CRATON AMAZÔNICO

Newton Diego Couto do Nascimento^{1,6}, Luiz Ricardo da Silveira^{1,6}, Amarildo Salina Ruiz^{2,6}, João Batista de Matos^{3,6}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{3,6} e Gabrielle A. de Lima^{4,6} Maria Elisa Fróes Batata^{5,6}

¹Curso de Graduação em Geologia/UFMT, newtongeologia@hotmail.com; ²Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; ³Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; ⁵Programa de Pós-Graduação em Geologia/UnB; ⁶Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé.

Introdução

O Terreno Rio Alegre, na concepção de Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010), corresponde a um fragmento de litosfera oceânica situada entre dois fragmentos continentais paleo-mesoproterozóicos denominados terrenos Jauru e Paraguá. Apesar do interesse econômico e da importância tectônica na compreensão da evolução do Craton Amazônico, raros trabalhos que abordem a história deformacional e magmática do mesmo tem sido feitos. Com o propósito de ampliar o acervo de dados e contribuir com o conhecimento desse segmento da Plataforma Sul-Americana, serão apresentadas e discutidas novas informações petrográficas e estruturais da Suíte Intrusiva Santa Rita, importante evento ígneo de composição intermediária a ácida, restrita aos domínios deste terreno.

Geologia Regional

A Província Rondoniana-San Ignacio (1,56-1,30 Ga) segundo Bettencourt *et al.* (2010) é constituída por diversos terrenos alóctones que foram sendo continuamente amalgamados desde 1.56 Ga até 1.3 Ga, durante a Orogenia San Ignácio. Tais autores sugerem que o SW do Craton Amazônico, a sul do Cinturão Móvel Nova Brasilândia, pode ser compartimentado em quatro terrenos: Jauru, Paraguá, Rio Alegre e Alto Guaporé.

O Terreno Rio Alegre é composto pelas seguintes unidades litoestratigráficas:

Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre, Suíte Intrusiva Máfica-ultramáfica e Suíte Intrusiva Santa Rita (Matos *et al.* 2004). A Suíte Santa Rita, conforme sugerido por Ruiz (2005) agrupa as intrusões de corpos plutônicos, intermediários a ácidos, com uma foliação penetrativa tipo xistosidade. Idades U-Pb em zircão obtidas nestas rochas (1.44 ± 15 a 1.38 ± 40 Ga) indicam o período de cristalização da suíte, com T_{DM} evidenciando um fracionamento de manto em torno de 1.5 Ga, sendo que os valores positivos de $\epsilon Nd(t)$ +3,6 apresentam uma assinatura isotópica de materiais derivados do manto (Ruiz 2005).

Aspectos de Campo e Petrográficos da Suíte

Intrusiva Santa Rita

As rochas predominantes dessa suíte, são leucocráticas a mesocráticas, cinza a rosa-acinzentadas, equigranulares a porfiríticas, foliadas e por vezes bandadas, apresentando zonas de cisalhamento subverticais. As intrusões têm forma alongada segunda a direção NW, concordante com a foliação impressa em suas rochas (Fig. 1). A análise petrográfica de amostras desta suíte indicou os seguintes tipos litológicos: quartzo monzodioritos, tonalitos, granodioritos, quartzo monzonitos e sienogranitos.

Os representantes de composição intermediária apresentam granulação fina a média e texturas variadas formadas pela orientação, por vezes simultânea, de

plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita e anfibólio, tendo como minerais acessórios apatita, titanita, zircão, epidoto, granada e opacos. Essas rochas exibem evidências de alteração hidrotermal, sendo observada saussuritização, argilização, sericitização e cloritização. No geral, apresentam plasticidade intracristalina e recristalização dinâmica dos minerais, deixando-os estirados e com formação de subgrãos, indicando metamorfismo de baixo grau, da fácies xisto-verde, que varia da zona da clorita até a da granada.

A porção mais ácida, representada pelo sienogranito, evidencia granulação fina a média, textura granolepidoblástica constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita, orientados, sendo possível identificar alteração subordinada, tais como, sericitização, argilização e cloritização. Por vezes, observam-se maclas deformadas dos feldspatos indicando um mecanismo de plasticidade intracristalina, enquanto o quartzo apresenta-se recristalizado por mecanismo dinâmico sugerindo metamorfismo de baixo grau com paragênese típica da fácies xisto-verde na zona da clorita.

Caracterização Estrutural Preliminar

Os granitóides da Suíte Santa Rita exibem uma foliação penetrativa (S_1), caracterizada como uma xistosidade, bem definida pela orientação preferencial dos minerais máficos (hornblenda e biotita) e félsicos (plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo). Apesar de poucas medidas da foliação S_1 , verifica-se o predomínio de mergulhos altos, entre 60° e 70° , principalmente no sentido dos azimutes 230° e 260° , o que enfatiza sua correlação com a foliação S_2 identificada em suas encaixantes, o Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre. A Suíte Intrusiva Santa Rita apresenta registro de uma única fase de deformação (F_1) ocorrida em condições metamórficas de baixo grau, fácies xisto-verde, na zona da clorita até a zona da granada.

Conclusões

Os resultados obtidos neste trabalho possibilitaram a identificação da grande variedade composicional das rochas que

constituem a Suíte Intrusiva Santa Rita, sugerindo uma suíte ígnea expandida formada por quartzo monzodioritos, tonalitos, granodioritos, quartzo monzonitos e sienogranitos. Do ponto de vista termo-tectônico, constatou-se que esforços compressivos, em condições metamórficas de baixo grau, fácies xisto-verde, provocaram intenso achatamento dos corpos intrusivos, bem como, foliação com direção NW. A geração destes granitóides, considerando os dados petrográficos e isotópicos, provavelmente ocorreu em um ambiente de arco magmático, resultante da convergência entre os Terrenos Jauru e Paraguá, em um campo de esforços compressivos de direção NE-SW, durante a Orogenia Rio Alegre.

Agradecimentos

Os autores agradecem à CPRM/PRONAGEO e ao Instituto de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. O primeiro e segundo autores agradecem a concessão de bolsa BIC/FAPEMAT UNIVERSAL N° 448287/2009 e PRONAGEO, respectivamente.

Referências

- Bettencourt, J.S.; Leite JR., W.B., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L., Tosdal, R.. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An Overview. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 28-46.
- Matos, J.B., Schorscher, J.H.D., Gerales, M.C., Sousa, M.Z.A., Ruiz, A.S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP-Série Científica* 4, 75-90.
- Ruiz, A.S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.
- Ruiz, A.S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do Sudoeste do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso - Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano,

Potosi. Memorias del XVIII Congreso Geológico Boliviano. Potosi : Comision Cientifica Nacional - Ing. Daniel Howard, 2009. v. único. p. 159-163.

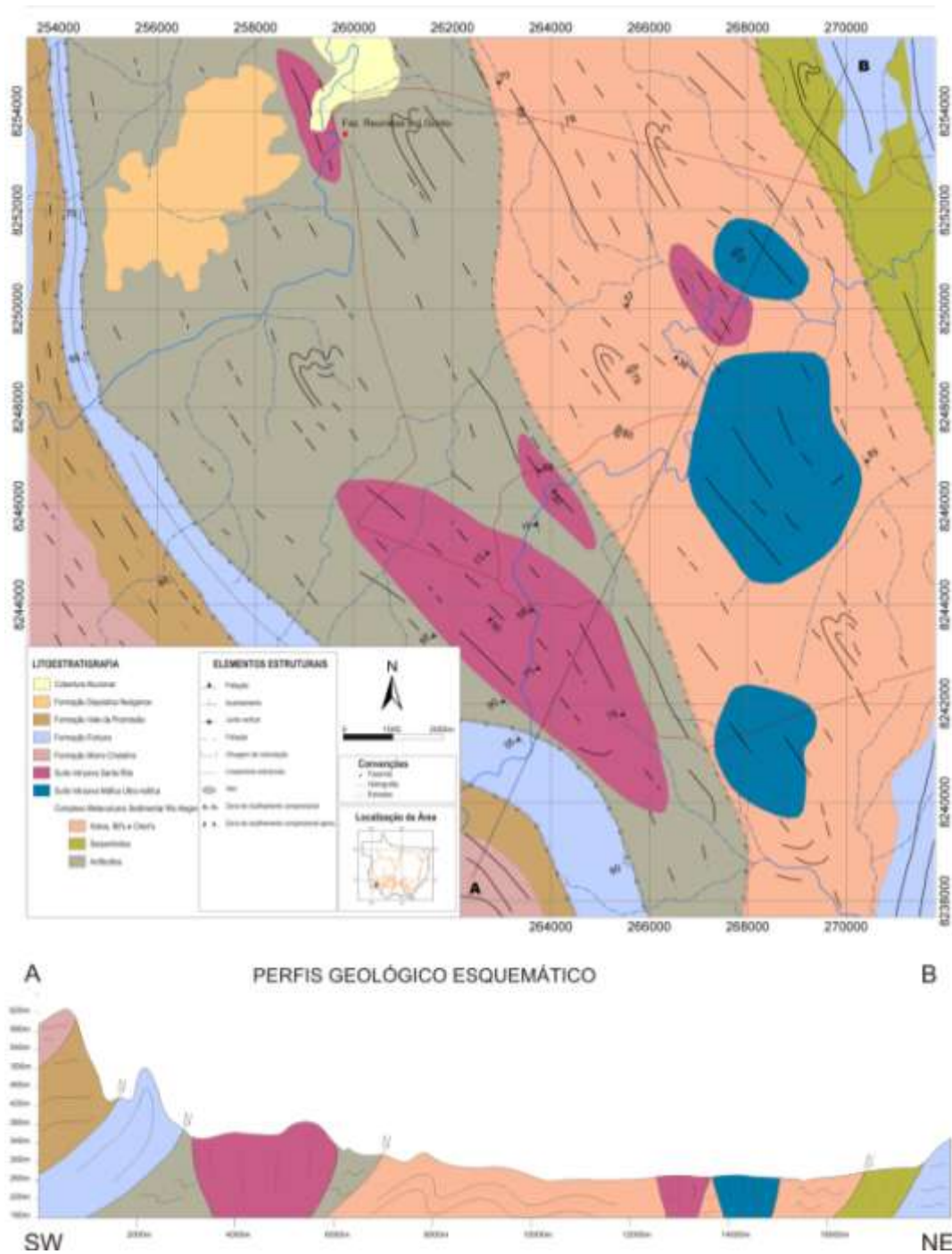


Figura 1. Mapa geológico da Suíte Intrusiva Santa Rita, região do Rio Alegre na Fazenda Reunidas Boi Gordo.

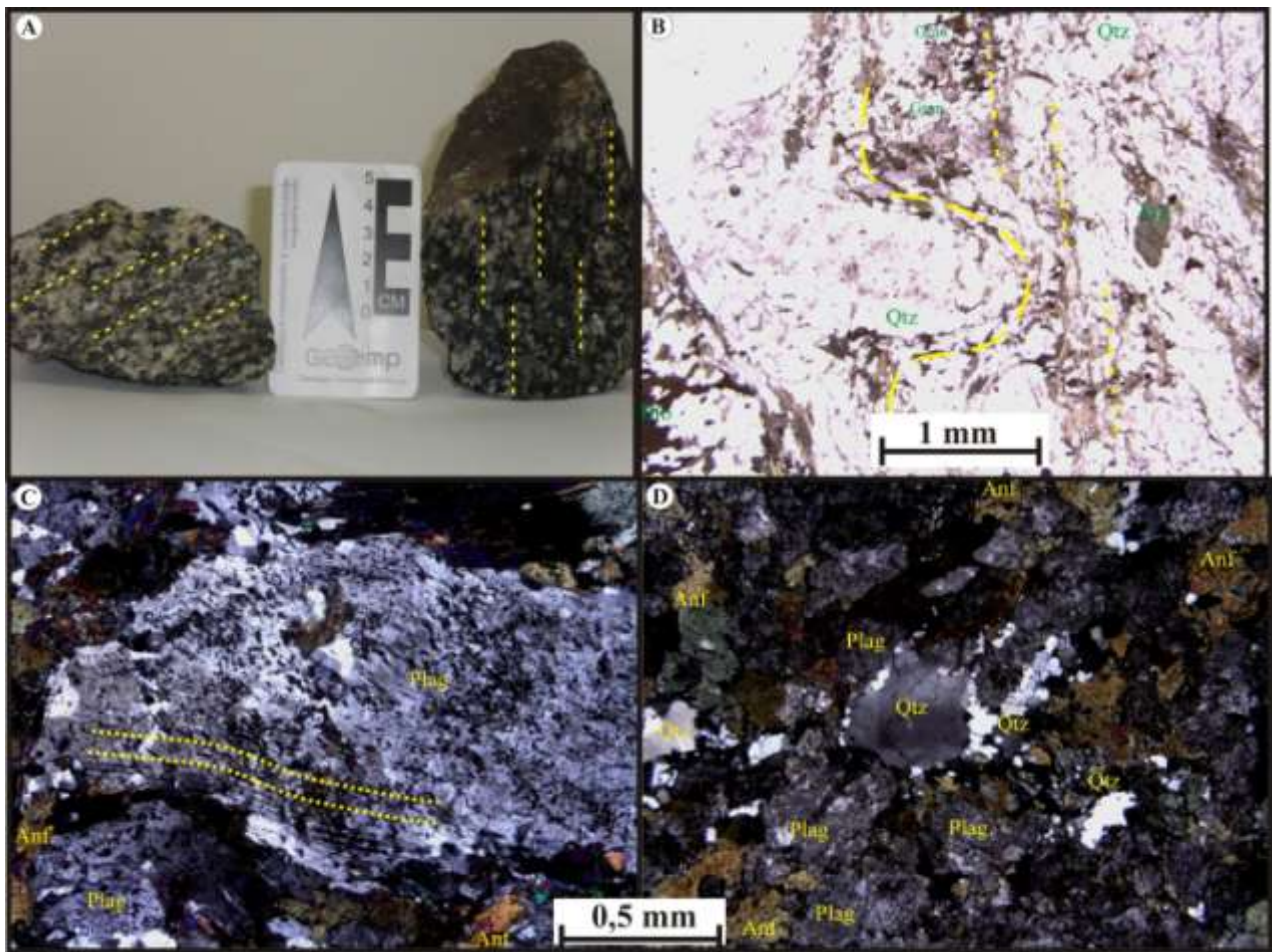


Figura 2. Fotografias de amostras e seções delgadas da Suíte Intrusiva Santa Rita ilustrando: A) detalhe da foliação penetrativa no Quartzo Monzonito. B) textura orientada formada por quartzo, feldspatos, biotita, anfibólio e granada do Quartzo Monzonito; C) plagioclásio com lamelas de geminação deformadas do Quartzo Monzodiorito; D) detalhe de recristalização dinâmica em quartzo com formação de subgrãos do Quartzo Monzodiorito. Polarizadores paralelos em B e cruzados em C e D.

DOMÍNIOS E SUBDOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA FOLHA RIO MACHADINHO, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, RONDÔNIA

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros; Luis Carlos Melo Palmeira

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho, marcos.quadros@cprm.gov.br

A Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), mapeada pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Residência de Porto Velho, abrange uma pequena porção do sudoeste do Cráton Amazônico e encontra-se inserida na Província Geocronológica Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga) ou na Província Geocronológica Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga). Com base nos elementos estruturais dúcteis a folha foi dividida em dois domínios estruturais: Domínio Roosevelt-Juruena e Domínio Jamari, os quais serão descritos a seguir (fig. 1).

O **Domínio Roosevelt-Juruena (DRJ)** ocupa a porção leste e sudeste da folha e está representado por gnaisses tonalíticos/dioríticos e por granito-gnáissicos de composição sieno/monzogranítica, metamorfizados em médio a alto grau. Estes litótipos são correlacionados à parte do Complexo Juruena (Tonalito Vitória e Granito São Romão), com idades de cristalização entre 1780-1770 Ma. Esta porção do *DRJ* apresenta um *trend* estrutural regional NE-SW a E-W, com valores altos de mergulho (~75°) para NW, SE e subordinadamente para N, apresentando zonas de cisalhamento dúcteis, foliação milonítica com alto ângulo de mergulho e bandamento gnáissico.

O **Domínio Jamari (DJ)** abrange a porção oeste, central, norte e nordeste da área mapeada. Seu embasamento é constituído por um conjunto de rochas ortoderivadas com idades de cristalização dos protólitos ígneos entre 1,75-1,76 Ga, representada por ortognaisses cálcio-alcalinos, de composição tonalítica, enderbítica e diorítica, e por anfibolitos (Complexo Jamari); e por uma

associação de rochas paraderivadas (sillimanita-granada-cordierita-biotita gnaisses, gnaisses kinzigíticos, granada-sillimanita-cordierita granulitos, migmatitos pelíticos e calciossilicáticas) com idades de sedimentação dos protólitos entre 1,67-1,63 Ga (Complexo Quatro Cachoeiras), sendo os dois conjuntos metamorfizados em alto grau. Ocorrem também no contexto do *DJ*, granitóides isotrópicos a deformados pertencentes à Suíte intrusiva Serra da Providência (~1,55 Ga), rochas graníticas pós-orogênicas a anorogênicas, incluídas nas suítes intrusivas Santa Clara (~1,08 Ga) e Rondônia (*Younger Granites of Rondônia*) (~0,99 Ga), além de sedimentares da Formação Palmeiral (~1,03 Ga). Na área da Folha Rio Machadinho o Domínio Jamari foi subdividido em cinco subdomínios estruturais (fig. 1):

O **Subdomínio Núcleos Preservados (NP)** correspondem às regiões parcialmente preservadas das deformações/metamorfismo mais jovens que 1,50 Ga. São constituídos por porções do embasamento orto e paraderivado que compõem os complexos Jamari e Quatro Cachoeiras, respectivamente, que ainda preservam vestígios de eventos tectono-metamórficos e magmáticos mais antigos que 1,60 Ga e por porções dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (maciços União/5° BEC e Machadinho), não afetadas pelos eventos tectono-metamórficos mais jovens que 1,50 Ga. Nestes núcleos é possível observar evidências litológicas, estruturais, texturais e mineralógicas que permitem associá-las como produtos de um evento tectono-metamórfico em alto grau

metamórfico, ocorrido após a deposição dos protólitos sedimentares do Complexo Quatro-Cachoeiras e anterior ao *emplacement* dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

O **Subdomínio Dúctil Compressivo-Oblíquo Ariquemes (SDCOA)** ocupa as porções sudoeste e noroeste da Folha Rio Machadinho e corresponde à parte do Domínio Central de Rondônia e parte do Domínio Estrutural II, descritos por Scandolaro (2006). Este subdomínio corresponde à parte de um sistema compressional/oblíquo com *trend* regional NE-SW (N05°-20°E), com valores de mergulho em tona de 70° para SE e NW, por vezes subvertical, o qual se estende na direção SW, até fora dos limites da área mapeada. É uma importante faixa de deformação e metamorfismo em alto grau, com migmatização variada, a qual afetou as rochas do Complexo Jamari, Complexo Quatro Cachoeiras e, também, os granitóides mesoproterozóicos do Calymmiano e pertencentes à Suíte Intrusiva Serra da Providência (maciço Rio Crespo), desenvolvendo tramas miloníticas e gnáissicas.

O **Subdomínio Dúctil Compressivo-Oblíquo Igarapé do Inferno (SDCOII)** corresponde a uma faixa com aproximadamente 4 km de largura por 55 km de extensão, situada a norte/noroeste da cidade de Machadinho d'Oeste. Esta faixa é composta por um sistema de zonas de cisalhamento compressivas e oblíquas de direção NE-SW, com inflexão para E-W no quadrante norte/nordeste da folha. Este sistema foi desenvolvido sobre os granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência (maciço Machadinho), desenvolvendo uma trama protomilonítica a milonítica e localmente gnáissica. Ao longo deste sistema as foliações miloníticas apresentam direção geral em torno de N50°E, com mergulhos variando de 70°-75° para NW, por vezes subverticais, e com lineação de estiramento mineral com caimento de 55° até 75° para NW (na direção entre 290°-310° Az).

O **Subdomínio Dúctil Compressivo Vale do Anari (SDCVA)** ocorre na forma de uma faixa com 20 km de largura por

aproximadamente 50 km de comprimento, ocorrendo entre a cidade do Vale do Anari e o rio Machado. Corresponde a um sistema compressivo composto por zonas de cavalgamento de direção NE-SW a NNE-SSW (N05°-15°E), com mergulhos em alto ângulo (~70°) e predominantemente para NW, por vezes subverticalizados, apresentando um caráter frontal a levemente oblíquo da lineação em relação à foliação. Este sistema foi desenvolvido sobre as rochas do Complexo Quatro Cachoeiras e da Suíte Intrusiva Serra da Providência (maciço Aquariquara), desenvolvendo trama protomilonítica a milonítica, nas zonas mais deformadas, e formando localmente microbandamentos sob condições metamórficas condizentes com as fácies anfíbolito médio a superior. Neste subdomínio, a trama milonítica se superpôs às estruturas gnáissicas pretéritas das rochas paraderivadas e às texturas ígneas dos granitóides. A parte sudeste do SDCVA se destaca como um importante “*front*” (ou limite) de deformação/metamorfismo com idade estimada em ~1,33 Ga (orogenia Rondoniana-San Ignácio), estabelecido sobre as rochas do DRJ.

O **Subdomínio Dúctil Transpressivo Sinistral Ji-Paraná – Cujubim (SDTSJC)** consiste no prolongamento da Zona de Cisalhamento Ji-Paraná, mapeada por Scandolaro *et al.* (1999), e do Sistema Transpressivo Sinistral Ji-Paraná e do Domínio III, descritos por Scandolaro (2006), para a região norte/noroeste de Rondônia. Na Folha Rio Machadinho o SDTSJC corresponde a um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais que formam uma faixa alongada na direção geral N40°W, com aproximadamente 35 km de largura e que trunca o SDCOA. Ao longo do SDTSJC afloram rochas metassedimentares intensamente intemperizadas e saprolitizadas o que impedem a caracterização mais precisa dos protólitos e a natureza das rochas envolvidas nos processos deformacionais. Neste contexto, as relações dos principais elementos estruturais dúcteis dos paragnaisses, metaturbiditos e xistos (Formação Igarapé Quinze), mostram uma estruturação geral representada por foliação (xistosidade e foliação milonítica) penetrativa e bandamento gnáissico dobrado,

com mergulhos dos flancos das dobras paralelizadas e variando entre 65°-75° para SW, com viradas de mergulhos para 60°-70° para NE, NW e SW, sugerindo tratar-se de um arranjo de dobras com flancos paralelizados e transpostos por zonas de cisalhamento sinistrais de direção geral NW-SE, com valores de mergulho em torno de 75° para SW ou NE, por vezes subvertical, e com lineação de estiramento mineral subhorizontal.

Na área da Folha Rio Machadinho o arcabouço tectônico do *DRJ* e do *DJ* foi estabelecido em função da atuação de três eventos tectono-metamórficos que promoveram o retrabalhamento dos protólitos dos complexos Juruena, Jamari e Quatro Cachoeiras e também deformaram/metamorfisaram grande parte dos granitóides da Suíte Intrusiva Serra Providência. Os produtos litológicos e estruturais do primeiro evento podem ser observados no *DRJ* e no Subdomínio NP, sendo estes produtos relacionados ao evento tectono-metamórfico (ou orogênese?) Quatro Cachoeiras de idade estateriana (~1670-1630 Ma). O segundo evento foi responsável pela formação do *SDCOA*, *SDCVA* e *SDCOII*,

sendo relacionado à fase colisional da orogênese Rondoniana-San Ignácio (ou orogênese Candeias) de idade ectasiana (~1371-1319 Ma). O terceiro evento foi do tipo transpressional sinistral e está relacionado à evolução do Ciclo Sunsás, mais especificamente como reflexo das movimentações finais da orogênese Nova Brasilândia de idade esteniana (~1180-1100 Ma) e que foi responsável pelo desenvolvimento do *SDTSJC*.

Referências

- Scandolaro, J.E.; Rizzotto, G.J.; Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L.E.S.; Silva, C.R. da; Amorim, J.L. *Mapa geológico do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000*. Porto Velho: CPRM, 1999.
- Scandolaro, J.E. *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. 2006. 383p. Tese (Doutorado em Geologia Regional)- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

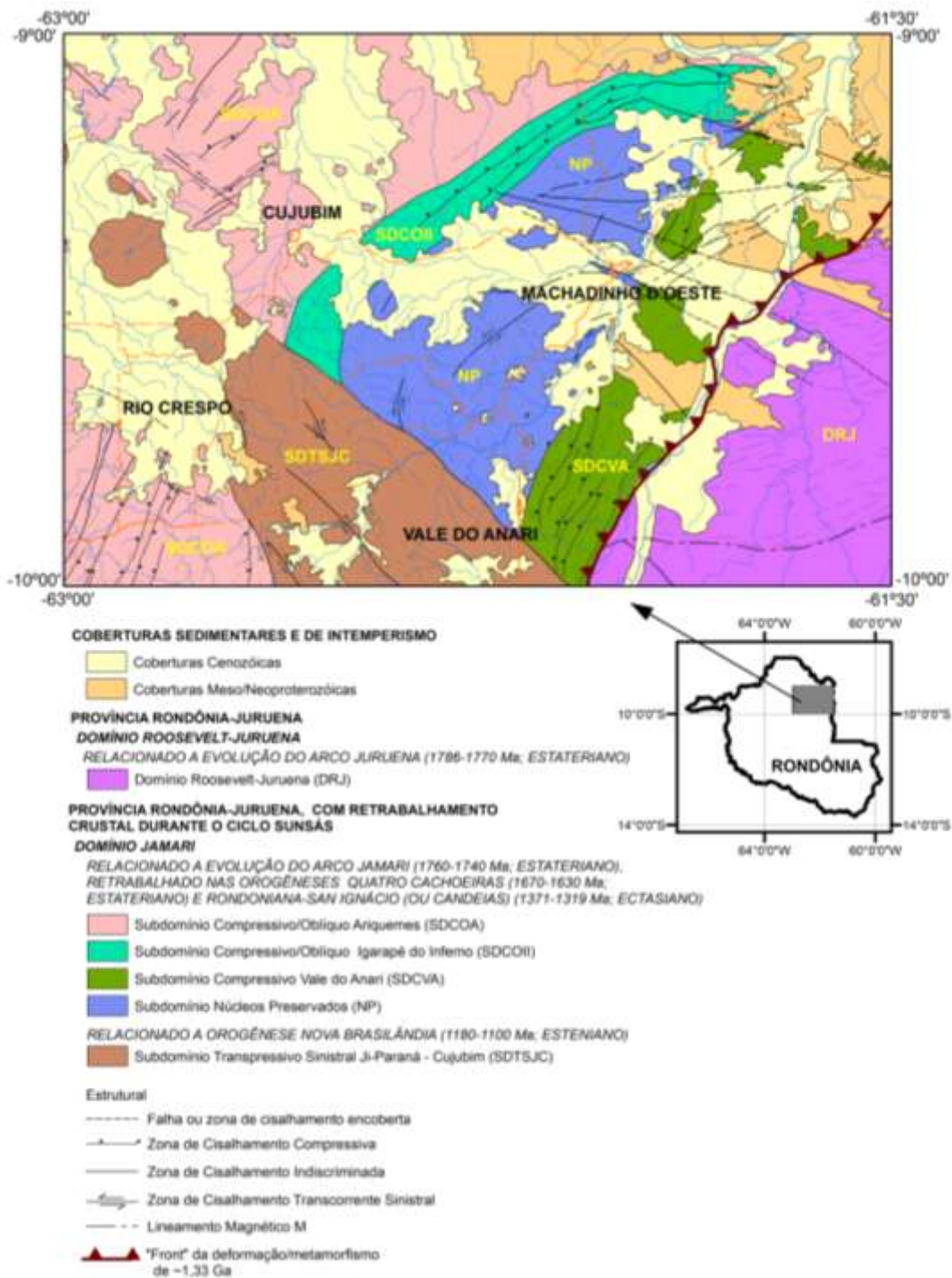


Figura 1. Domínios e Subdomínios Estruturais da Folha Rio Machado (SC.20-X-C).

OS LITOTIPOS DA CIDADE DE SALVADOR, BAHIA: ESTÁGIO ATUAL DO CONHECIMENTO

Jailma Santos de Souza^{1,2}, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa²

¹Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, ²Universidade Federal da Bahia, jailmasouza@gmail.com; Núcleo de Geologia Básica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Introdução e Contexto Geológico Regional

A região que compreende a cidade de Salvador, Estado da Bahia, está inserida nas proximidades da confluência de duas macro-unidades tectônicas importantes do Cráton do São Francisco (Almeida 1977): a primeira, denominada de Faixa Salvador-Esplanada, é alongada na direção N45° e constituída por ortognaisses migmatíticos de afinidade alcalina a subalcalina e por ortognaisses com afinidade cálcio–alcalina. Também são encontrados ortognaisses com termos félsicos, gabros anfibolitizados, com filiação toleítica e granitos com tendência alcalina (Oliveira Junior 1990). A segunda, orientada segundo a direção N10°, corresponde ao Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá que, em sua porção norte, é constituído por ortognaisses de composição TTG, de idade arqueana (Figueiredo 1989, Silva *et al.* 1997), com intercalações de rochas supracrustais, além de ocorrência de rochas máficas–ultramáficas arqueanas (Melo *et al.* 1995, Silva *et al.* 1997). Estes segmentos crustais foram fortemente afetados pela tectônica paleoproterozoica e re-equilibrados no fácies granulito (Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

Este trabalho tem por objetivo contextualizar os litotipos de Salvador na evolução geológica do Cráton do São Francisco e apresenta os principais dados petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos.

Contexto Geológico Local

Estudos realizados por Barbosa *et al.* (2005), Souza (2008, 2009) e Souza *et al.* (2010) na porção urbanizada da capital baiana mostraram uma grande diversidade de litotipos metamórficos de alto a médio grau, deformados de modo polifásico e, freqüentemente, cortados por corpos e veios monzo–sienograníticos e diques máficos.

Quanto às deformações nos litotipos granulíticos foram registradas, no mínimo, três fases de deformação dúctil contínuas. As principais estruturas, da primeira fase, compreendem dobras recumbentes com eixos subhorizontais, que foram redobradas isoclinalmente na segunda fase. Essas dobras isoclinais têm planos axiais subverticais e eixos horizontais. Zonas de cisalhamento transcorrentes representam a terceira fase e são subparalelas às superfícies axiais das dobras isoclinais, imprimindo lineações de estiramento mineral que são paralelas aos eixos dessas dobras. Inúmeras falhas e fraturas cortam o conjunto litotípico de Salvador, sendo mais significativas as que apresentam orientação N060°-N090°, associada à intrusão de diques máficos, as de direção N120°-N160°, onde se colocaram os corpos tabulares e veios monzo-sienograníticos e o sistema de falhas de Salvador, a Falha do Iguatemi e do Jardim de Alah com orientação N030° e N040° (Barbosa *et al.* 2005, Barbosa & Souza 2007).

Caracterização Petrográfica e Litogeoquímica

Através de estudos petrográficos e litogeoquímicos eles agruparam as rochas em cinco unidades: (i) encraves ultramáficos e máficos granulitizados, (ii) granulitos paraderivados, (iii) granulitos ortoderivados, (iv) diques máficos e (v) corpos e veios monzo-sienograníticos.

Os encraves granulitizados ocorrem sob a forma de *boudins* nos granulitos ortoderivados. Sua composição modal encontra-se na tabela 1. A petroquímica tem mostrado que os encraves ultramáficos foram provenientes de magmas toleíticos ricos em magnésio e, máficos, provenientes de magmas transicionais toleítico/cálcio-alcálico e exibe, em geral, uma disposição espacial nos padrões de ETR relativamente subhorizontal e sem anomalias de Eu.

Os granulitos paraderivados ocorrem na forma de faixas métricas, boudinadas, intercaladas em rochas ortoderivadas e subdivididos em granulitos alumino-magnesianos, granulitos básicos e quartzitos com granada e ortopiroxênio (Tab.1). Admite-se que os granulitos alumino-magnesianos, são restitos de fusão de rochas pelíticas, visto que estão associados à granitos claros contendo granada, os quais são considerados os líquidos provenientes daquela fusão, enquanto que as bandas de granulitos básicos e quartzitos, associados aos granulitos alumino-magnesianos, são produtos do metamorfismo de rochas basálticas e *cherts* impuros, respectivamente (Barbosa & Fonteilles 1989).

Os litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador apresentam características macroscópicas e mineralógicas semelhantes, mas os estudos petrográficos e geoquímicos permitiram subdividir os litotipos ortoderivados em granulitos tonalíticos, granulitos charnoenderbíticos, granulitos charnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos (Tab.1). A litogeoquímica sugere que estas rochas se originaram a partir de magmas cálcio-alcálicos, sendo os granulitos tonalíticos pobres em potássio e os outros ricos nesse elemento, apresentando

padrões de ETR relativamente distintos, com forte fracionamento entre os ETRL em relação aos ETRP.

Os corpos e veios félsicos são classificados como monzo-sienogranitos, subalcálicos e peraluminosos, com enriquecimento em ETR Leves e forte anomalia negativa de Eu. Os diques máficos são predominantemente tabulares, verticais. Os diques máficos podem ser cálcio-alcálicos (mais antigos e deformados) ou toleíticos (mais recentes e indeformados).

Geocronologia e Metamorfismo

Os granulitos ortoderivados do tipo tonalítico foram datadas por Silva *et al.* (1997), pelo método U/Pb SHRIMP, onde se obteve uma idade de 2.561 ± 7 Ma no centro dos cristais, considerada como idade de cristalização magmática e a outra, na borda, uma idade de 2089 ± 11 Ma, admitida como próxima àquela do metamorfismo regional. Os corpos monzo-sienograníticos foram datados por Souza *et al.* (em preparação) obtendo-se uma idade (Pb/Pb TIMS evaporação) em zircões prismáticos, não metamórfico, em torno de 2064 ± 6 Ma. Quanto aos diques máficos indeformados D'Agrella Filho *et al.* (1989) (Ar^{40}/Ar^{39}), Renne *et al.* (1990) (Ar^{40}/Ar^{39}) e Heaman (1991) (Pb^{207}/Pb^{206}), obtiveram idades dos diques entre 0,92 Ga e 1,1 Ga.

Estudos realizados por Fujimori (1988) indicam que a granulitização atingiu a etapa de pico nas condições de 7,5 – 9 kbar e 840 – 900°C e que o re-equilíbrio metamórfico dessas rochas na fácies granulito, ocorreu concomitantemente às deformações dúcteis.

Considerações Finais

Diante do exposto podemos sugerir que os granulitos ortoderivados de Salvador se cristalizaram a partir de magmas cálcio-alcálicos, em ambiente de arco magmático no Arqueano e, sofreram um evento metamórfico coetaneamente com os protólitos dos granulitos paraderivados, sob condições do fácies

granulito, síncrono a orogenia paleoproterozoica, cujo colapso pode ser marcado pela geração do magma subalcalino e peraluminoso caracterizado nos corpos monzonograníticos.

Referências

- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7, 349–364.
- Barbosa, J. S. F. & Dominguez J. M. L. (Eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. SICM/ SGM, Salvador, (Edição Especial), 400 p.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 74(2):343–359.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.* 133,1–27.
- Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez, J. M. L., Cruz S. A S., Souza, J. S. de 2005. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas da Parte Oeste de Salvador, Bahia, *Rev. Bras. Geoc.*, 35(4-Suplemento), 9-22.
- D’Agrella Filho M. S., Pacca I. G., Onstot T. C., Renne P. R., Teixeira W. 1989. O estado atual da cooperação USP/Princeton University. Resultados paleomagnéticos e geocronológicos em diques máficos das regiões de Salvador, Olivença e Uauá, Cráton do São Francisco. *In: Workshop Diques Máficos Precambrianos do Brasil*, São Paulo, *Bol. Esp.*, p. 22-28.
- Figueiredo M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Amer. Earth Science*. 2, 131–145.
- Fujimori, S. 1988. Condições de P–T de formação dos granulitos do Farol da Barra, Salvador, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 18, 339–344.
- Heaman L. 1991. U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlations of mafic events. *In: Intern. Symp. On Mafic Dykes*, São Paulo, Brasil, *Ext. Abst.*, p. 7-9.
- Melo R.C., Loureiro H. S. C., Pereira L.H. M. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Serrinha. Folha SC-24-Y-D*. Escala 1: 250.000. MME/CPRM/SUREG-SA. 80 p.
- Oliveira Junior, T. R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFBA, 126p.
- Renne P. R., Onstott, T.C., D’Agrella Filho M. S., Pacca I.G., Teixeira W. 1990. Ar40/Ar39 dating of 1.0-1.1 Ga Magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: Tectonic Implications for Pan-African and Brazilian Mobile Belts. *Earth and Plan. Scien. Letters* 101, 349- 366.
- Silva L.C. da, McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In: SBG, I ISGAM - Intern. Symp. Granites and Associated Mineralisations*, Salvador, *Abstracts*, 1: p. 282-283.
- Souza J. S. de, 2009. *Petrografia e litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador – Bahia*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 69p.
- Souza J. S. de, 2008. *Mapeamento Geológico da Área do Farol da Barra, Salvador-Bahia, Brasil*. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA. 69p
- Souza J. S. de, Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., 2010. Litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* 40, 339-354.

Tabela 1. Composição modal dos litotipos granulíticos de Salvador.

LITOTIPOS		MINERAIS METAMÓRFICOS (Composição Modal)	MINERAIS ACESSÓRIOS	MINERAIS RETROMETAMÓRFICOS
Encraves Granulitizados	Ultramáficos	Opx (40-55%); Cpx (5-15%); Pl(2-5%)	Op	Hbl (25%)
	Máficos	Pl (45-55%); Hbl (25-30%); Opx(10-30%); Cpx(5-15%)	Qtz;Op (2%); Ap	Bt; Hbl (5%)
Paraderivadas	Granulitos alumino- magnesianos	Mp (30%);Qtz (10-20 %);Grt (10%);Sill (7%);Pl (5%); Cdr (5%);Opx (4%);Bt (3%)	Sp; Cr; Zm; Op; Ru; Mo; Sf	Bt
	Granulitos básicos	Pl (25-35%);Opx (20-30%);Cpx (15-20%);Hbl (10-15%)	Op; Ap	Bt; Hbl
	Quartzitos com granada/ ortopiroxênio	Qtz (95-90%); Grt(0-2%); Opx (0-1%)	Op	Bt
Ortoderivadas	Granulitos tonalíticos	Pl (39-58%); Qtz (20-30%); Opx (8-18%); Cpx (6-17%); Mp (0-5%)	Op; Zm; Ap	Bt (5-10%); Ser
	Granulitos chamo- enderbíticos	Pl (35-48%); Qtz (20-30%); Mp (8-15%); Opx (8-15%); Cpx (1-8%)	Op; Zm; Ap; ± Grt	Bt; Hbl
	Granulitos chamockíticos	Pl (38-48%); Qtz (20-30%); Mp (9-15%); Cpx (1-6%); Opx (1-2%)	Op (4%); Ap	Bt (8-12%); Hbl (1-6%)
	Granulitos quartzo- monzodioríticos	Pl (32-58%); Opx (8-18%); Mc (8-12%); Qtz (7-16%); Cpx (3-6%)	Op (5%); Zm; Ap	Bt (3-5%); Hbl (12-21%)

ABREVIACÕES DE MINERAIS: Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Pl - plagioclásio; Mp - mesopertita; Hbl - hornblenda; Bt - biotita; Cdr - cordierita; Ol - olivina; Ti - titanita; Zm - zircão; Ap - apatita; Clr - clorita; Mu - muscovita; Se - sericita; Sp - espinélio; Cr - córidon; Ru - rutilo; Sill - silimanita; Mo - monazita; Sf - safirina; Qtz - quartzo; Grt - granada; Mc - microclínio; Op - minerais opacos; Ser - sericita; Ap - apatita. Abreviaturas dos minerais segundo recomendação da IUGS - International Union of Geological Sciences - SCMR - Systematics of Metamorphic Rocks (Fettes & Desmons. 2007)

GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA FOLIAÇÃO MILONÍTICA NA SUÍTE INTRUSIVA SINCOLISIONAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ – REGIÃO DO PARQUE DOS PONTÕES CAPIXABAS, ES

Jefter N. M. Caldeira, Issamu Endo

Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas,
jefter.caldeira@gmail.com

Introdução

Conhecida por uma geomorfologia singular no território brasileiro, a região do Parque Nacional dos Pontões Capixabas (PNPC) localiza-se na porção centro-oeste do estado do Espírito Santo, próximo da divisa com o estado de Minas Gerais.

A área deste estudo, é servida de mapas geológicos na escala 1:100.000 das folhas Mantena a norte do paralelo -19° e São Gabriel da Palha a sul do mesmo, além de outros levantamentos de cunho regional (Silva *et al.* 1987, Tuller 1993, Castañeda *et al.* 2006). Pedrosa-Soares *et al.* (2006) caracterizam os eventos magmáticos da região e propõem uma relação com a deformação regional no que seria o retroarco do Orógeno Araçuaí. No entanto, a escassez de informações sobre a cinemática da deformação na área não nos permite discutir sobre quais são os mecanismos e a cinemática do fluxo tectônico em zona de crosta intermediária, enquanto as rochas supracrustais exibem um transporte de leste para oeste.

O objetivo deste trabalho é apresentar a geometria e cinemática da deformação cisalhante impressa no Complexo Nova Venécia e nas suítes Carlos Chagas e Ataléia que ocorrem na região de Pancas e apresentar um modelo geométrico de dispersão da foliação milonítica e dos indicadores cinemáticos.

O levantamento dos dados estruturais seguiu basicamente a metodologia clássica de levantamentos em escala 1:100.000 (*e.g.* McClay 1987). O resultado da análise cinemática aqui apresentada advém do estudo e análise de 175 afloramentos distribuídos em uma área de 1922 Km² (Fig. 2). Para a

visualização espacial mais consistente sobre o comportamento geométrico da foliação milonítica, foram incorporados os dados estruturais dos mapeamentos geológicos realizados pela CPRM (Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Baltazar *et al.* 2009). Os dados obtidos foram tratados em diagramas de projeção esterográfica polar Schmidt, utilizado o *software* Stereonet v 3.1.

Geologia, Acervo Estrutural e Modelo Tectônico

Na região do PNPC distribuem-se cinco unidades litodêmicas principais (Fig. 2): (i) o Complexo Paragnáissico Nova Venécia com idade do protólito de 630-585 Ma (Noce *et al.* 2004); (ii) a Supersuíte Intrusiva Sincolisional G2 gerada no intervalo entre 585 e 560 Ma (*e.g.* Noce *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001 e 2005, Silva *et al.* 2002 e 2005) caracterizadas por granitóides tipo S das suítes Carlos Chagas e Ataléia; e (iii) a Supersuíte G5 de idade entre 520 e 490 Ma (Wiedemann *et al.* 2002) representada na área pela Suíte Aimorés. Pela riqueza de registros de processos de fusão parcial entre o complexo paragnáissico e o plutonismo da Suíte G2 e G5 (*e.g.* Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005, 2006) caracteriza a região como um “mar de anatexia”.

A foliação milonítica (S_m) encontra-se impressa nas rochas da suíte intrusiva sincolisional (G2) que afloram na área, isto é, a Suíte Carlos Chagas e a Suíte Ataléia e totalmente ausente nos litotipos da suíte G5, prevalecendo nestes a foliação de fluxo magmático. Esta foliação também pode ser

encontrada em leucossomas na forma de bolsões nos paragneisses do Complexo Nova Venécia.

É uma foliação penetrativa nestes litodemas mascarando quase integralmente a foliação de fluxo magmático das suites Carlos Chagas e Ataléia. Possui caráter milonítico a protomilonítico e apresenta um padrão anastomosado fortemente marcado em granitóides megaporfíricos da Suite Carlos Chagas. A deformação cisalhante imposta à suite G2 conduziu a formação das típicas estruturas do tipo augen-gnaiss com fitas de quartzo anastomóticas em torno dos porfiroclastos de feldspato ductilmente deformados e estirados. Trilhas milimétricas de biotita marcam também a trajetória da foliação milonítica. Agregados de quartzo em geral ocupam zona de baixa pressão em torno dos grãos de feldspato. Esta foliação milonítica é aqui interpretada como o plano XY do elipsóide de deformação e a lineação de estiramento a direção X.

A orientação da foliação milonítica varia significativamente em toda a região estudada com os planos miloníticos mergulhando para todos os quadrantes geográficos e com valores de inclinação distribuído no espectro de 10° a 85° (Fig. 3).

O sentido de rotação da componente do fluxo de deformação, determinado a partir da análise de indicadores assimétricos no perfil da vorticidade (VPP) (e.g Passchier & Trouw, 2005) correspondente ao plano XZ do elipsóide de deformação, varia igualmente com a orientação foliação milonítica. A retrodeformação da foliação milonítica Sm na suite G2 em estágio pré-intrusão da suite G5 acarretaria em uma atitude média de Sm em torno de 002/31 com cinemática reversa e transporte tectônico para sul (Fig. 4).

Referências bibliográficas

Baltazar O. F., Zucchetti M., Oliveira S. A. M., Scandola J., Silva L. C. 2009. Programa Geologia do Brasil. *Projeto São Gabriel da Palha e Linhares. Folhas São Gabriel da Palha e Linhares (SE.24-Y-C-III/SE.24-Y-D-I), escala 1:100.000.* CPRM.
Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2006. *Mapa Geológico e Nota*

Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000. In: *Folha Ecoporanga.* Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM.

McClay K. 1987. *The Mapping of Geological Structures (Geological Society of London handbook).* John Wiley & Sons Tdt, Chichester, England, 161 p.

Noce C.M., Macambira, M.B. & Pedrosa-Soares, A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Rev. Bras. de Geoc.* 30, 25-29.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J.H. Campos C.M. & Medeiros S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Rev. Bras. de Geoc.* 349, 587-592.

Passchier C. W. & Trouw R.A.J. 1994.

Microtectonics. Springer-Verlag, Berlim, 289p
Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 265-286.

Pedrosa-Soares A.C., Queiroga G.N., Gradim C.T., Roncato J.G., Novo T.A., Jacobsohn T., Silva K.L. 2006a. *Mapeamento geológico e nota explicativa da Folha Mantena (SE.24-Y-A-VI), escala 1:100.000.* In: *Folha Mantena.* Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM.

Pedrosa-Soares A. C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobson T., Babinski M. & Vieira V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos* 14, 97-111

Silva L.C., Armstrong R, Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V. & Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. de Geoc.* 32, 513-528.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L. & Fletcher I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research* 136, 203-240.

Silva J.M.R, Lima M.I.C., Veronese V.F., Ribeiro Junior R.N.& Siga-Júnior O. 1987. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 1987 (Levantamento de Recursos Naturais, 34).w,

Tuller M. P., 2003. *Folha Colatina, SE.24-Y-C-VI, escala 1:100.000*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM-DNPM, 2 mapas, 173 p.

Wiedemann C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C., Ludka I.P., Moura J.C. 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Aracuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5, 381-399.

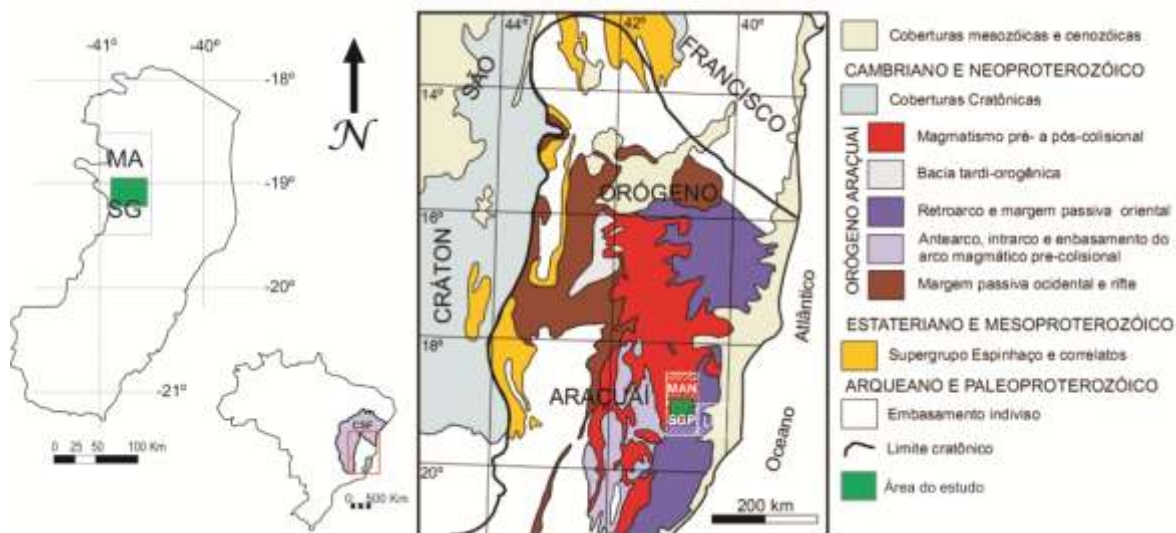


Figura 1. Localização e contexto geológico da área estudada. (mod. Pedrosa-Soares *et al.*, 2006)

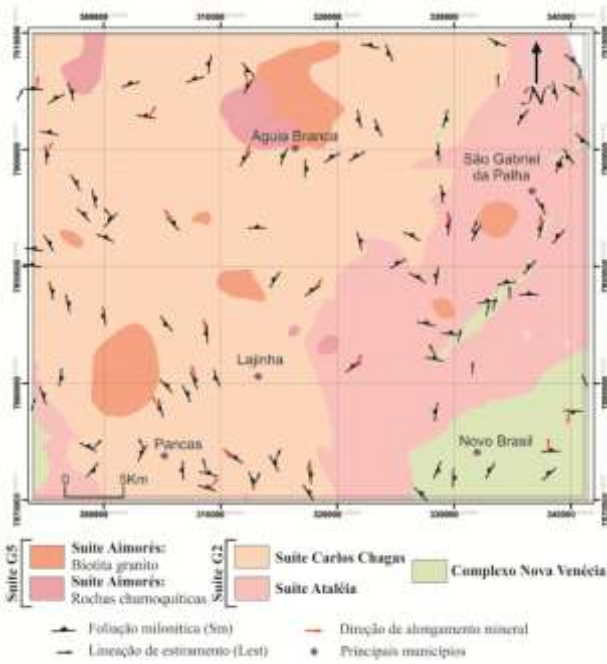


Figura 2. Mapa geológico simplificado ressaltando as feições estruturais da área (Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Baltazar *et al.* 2009).

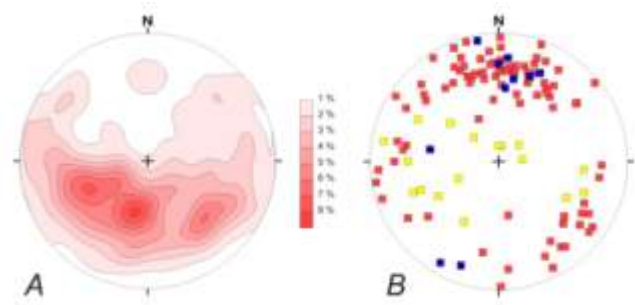


Figura 3. Acervo estrutural da região de Pancas. **A**- Estereograma polar da foliação milonítica nas suítes Carlos Chagas e Ataléia. N=250 medidas, Máx. 002/31 (7,5%). **B**- Estruturas lineares: Verm.: Lineação de estiramento mineral; Azul: lineação mineral; Am. Eixos de dobras mesoscópicas.

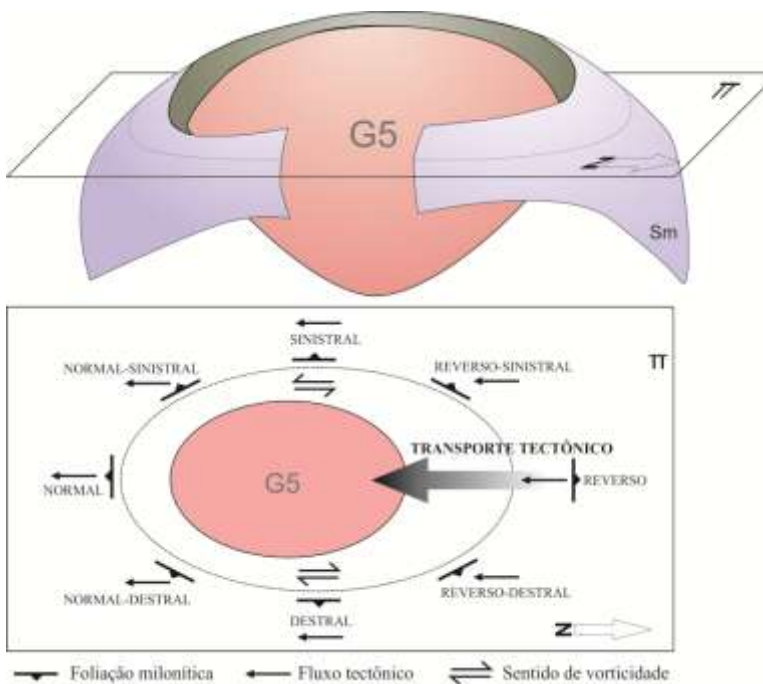


Figura 4. Modelo sinóptico da geometria e cinemática da foliação milonítica e lineação de fluxo tectônico perturbada pela intrusão da suite G5. A foliação Sm corresponde a foliação cisalhante desenvolvida sobre os granitóides da fase sincolisional G2. A orientação pré-G5 é E-W, mergulhos para norte e fluxo tectônico dirigido para sul.

A FAIXA DE DOBRAMENTO PARAGUAI NA SERRA DA BODOQUENA E DEPRESSÃO DO RIO MIRANDA, MATO GROSSO DO SUL

Ginaldo A. da C. Campanha¹, Paulo César Boggiani¹, William Sallun Filho², Fernanda Rostirola de Sá³, Mariana P. S. Zuquim¹, Thiago Piacentini⁴

¹Instituto de Geociências da USP, ginaldo@usp.br, ²Instituto Geológico, ³Petróleo Brasileiro S.A., ⁴School of Earth Sciences, University of Queensland.

Com base em levantamentos de campo, análise estrutural e petrográfica, e na integração de um conjunto de dados inéditos em projetos, teses, dissertações e monografias buscou-se no presente trabalho compor um quadro geológico-estrutural da Faixa Paraguai meridional em uma ampla região em Mato Grosso do Sul, balizada aproximadamente a oeste pelas escarpas da Serra da Bodoquena e a leste pela serra de Maracaju (Figuras 1 e 3).

A Faixa Paraguai meridional evoluiu como um típico *fold-and-thrust belt*. Sua evolução principia por rifteamento, provavelmente no final do Criogeniano, evoluindo para mar restrito e transgressão marinha extensiva até o final do Ediacarano. O final do processo colisional ocorreu no início do Cambriano, com magmatismo pós-colisional no Cambriano Superior. O Grupo Corumbá é subdividido em cinco formações (Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus), estratigrafia esta observada até nas porções mais deformadas no centro-leste da área. A Formação Puga é colocada como correlata às suas formações basais, Cerradinho e Cadiueus (Figura 2). No extremo oeste da área, o Grupo Corumbá está depositado em inconformidade sobre o bloco cratônico Rio Apa (Figuras 3 e 4). Para os xistos do extremo leste da área, é proposto o nome local Xistos Agachi. Durante o Ediacarano,

sincronicamente com a deformação, granitogênese de arco e metamorfismo do Grupo Cuiabá a leste, ter-se-ia a deposição das formações Tamengo e Guaicurus a oeste, provavelmente num contexto de bacia de antepaís (foreland). São observadas até três fases de dobramento sobrepostas coaxiais, associadas a metamorfismo de fácies xisto-verde e sistemas de falhas de empurrão, com vergência tectônica para oeste (Figura 4). A convergência colisional em direção ao bloco Rio Apa não foi completamente frontal, existindo algum grau de obliquidade, com vetores de convergência em torno de WNW – ESE. A variação do estilo estrutural e metamórfico pode ser explicada pela migração do front deformacional de leste para oeste (Figura 5). As principais falhas de empurrão coincidem com limites bacinais importantes, sugerindo que estes empurrões reativaram falhas lítricas do estágio rift.

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com Auxílio à Pesquisa da FAPESP-Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 04/012330) e é uma contribuição ao IGCP 478 (Neoproterozoic- Early Palaeozoic Events in southwestern Gondwana).

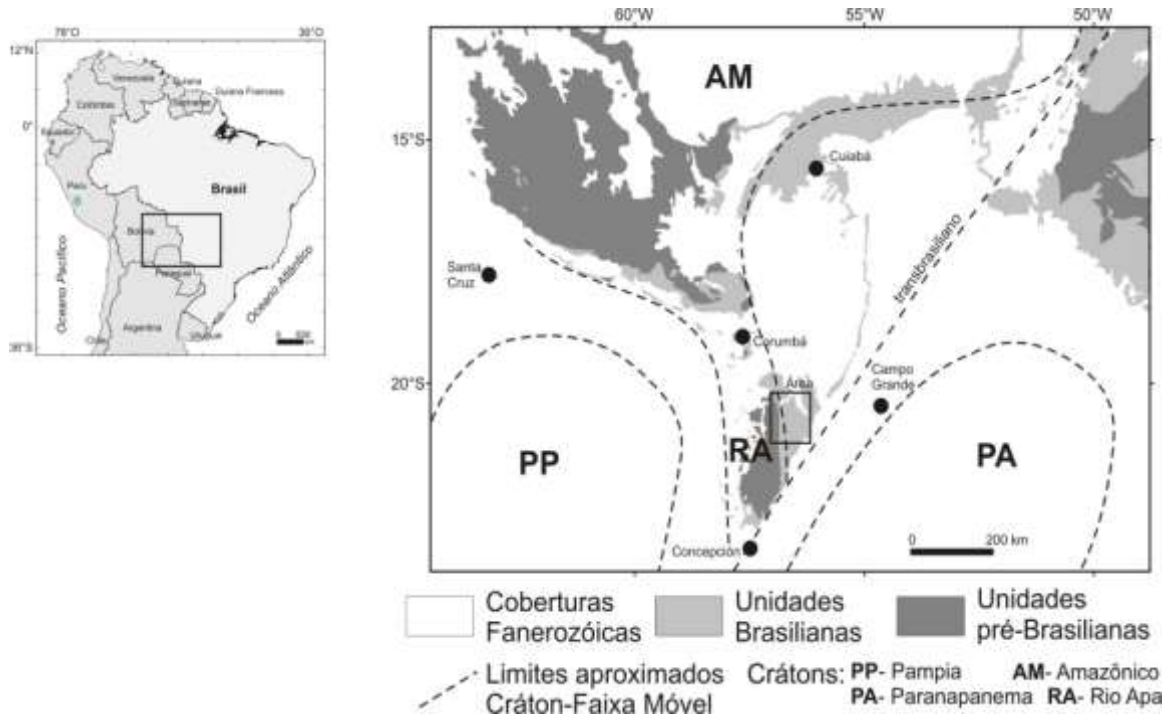


Figura 1. Contexto tectônico da Faixa Paraguai e localização da área estudada.

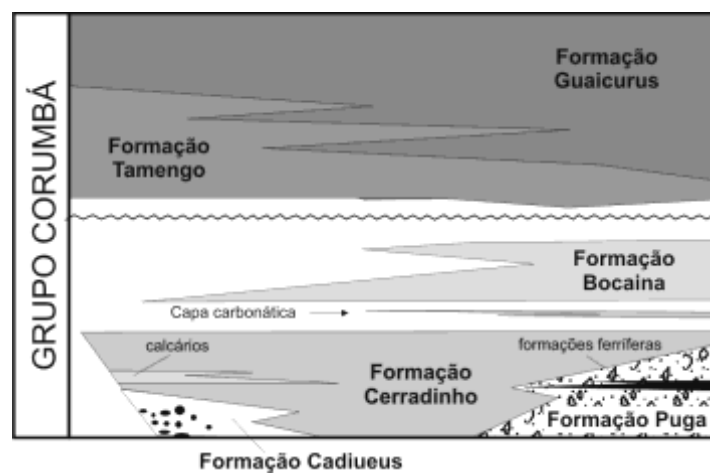
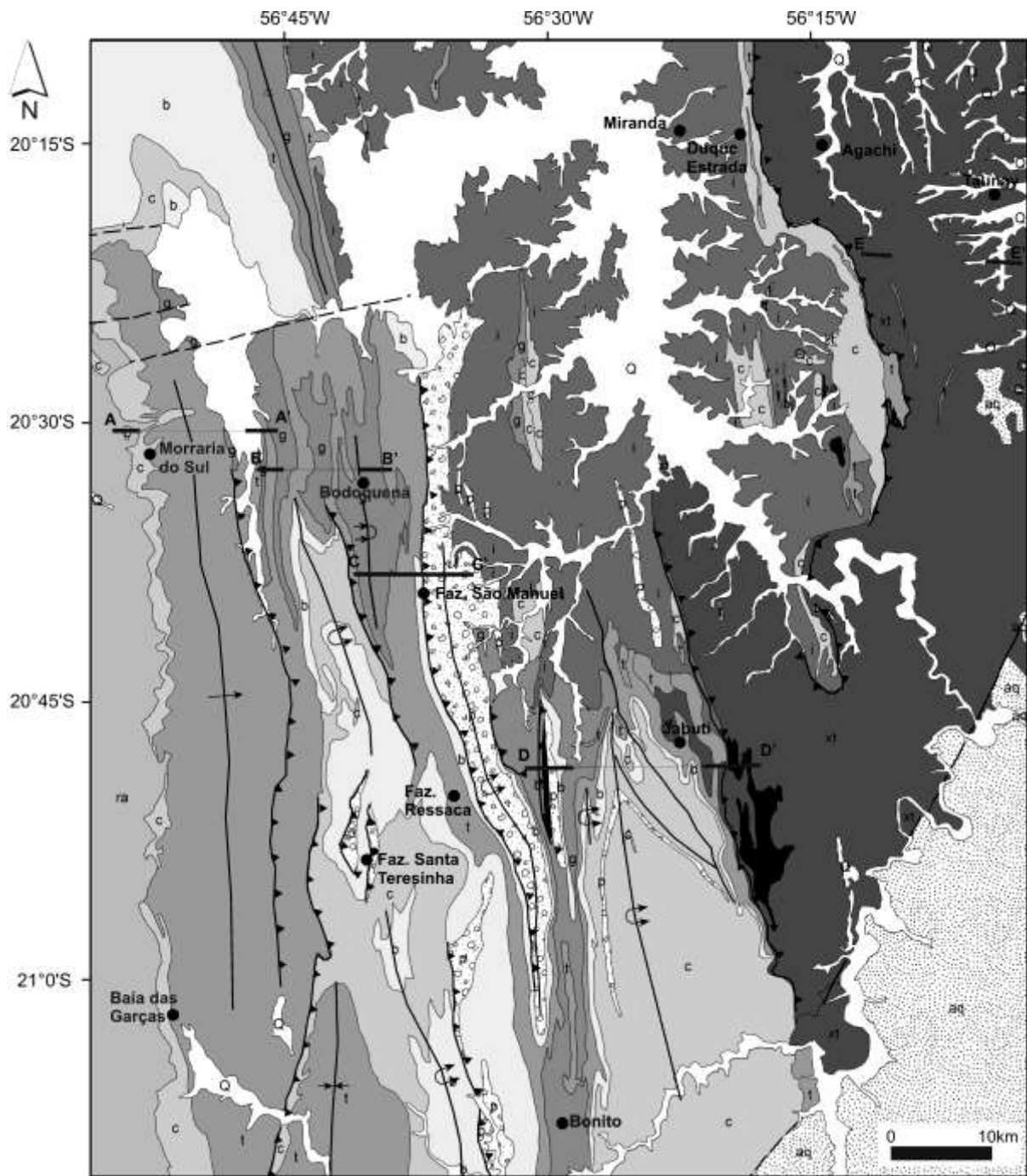


Figura 2. Carta Estratigráfica do Grupo Corumbá e Formação Puga.



Legenda

● Localidade

A—A' Perfil geológico

Cenozóico

Q Coberturas cenozóicas

Permiano - Carbonífero

aq Formação Aquidauana

Neoproterozóico

Grupo Corumbá

g Formação Guaicurus

t Formação Tamengo

b Formação Bocaina

c Formação Cerradinho

p Formação Puga

l Filitos e xistos indivisos

Grupo Cuiabá

xi Xistos Agachi

Metabásicas

Paleoproterozóico

ra Complexos Rio Apa e Alto Tererê

↑ Monoclinal

↕ Anticlinal de flanco invertido

↗ Falha de empurrão

--- Falha inferida

↘ Sinclinal

↕ Sinclinal de flanco invertido

↖ Falha sinistral

Figura 3. Mapa geológico de parte da Faixa Paraguaí meridional, nas regiões da Serra da Bodoquena e depressão do rio Miranda.

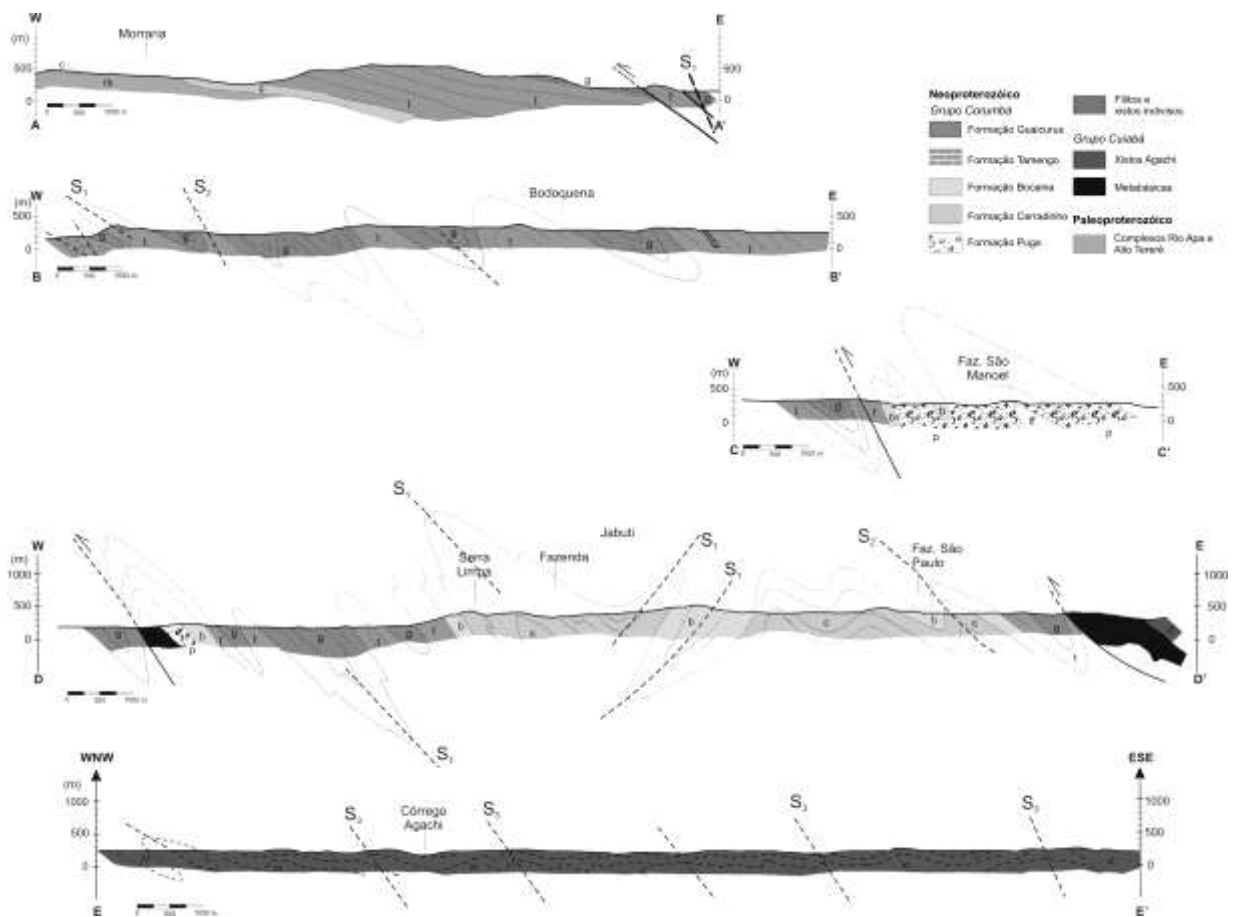


Figura 4. Perfis geológicos da Faixa Paraguaí meridional através da Serra da Bodoquena e depressão do rio Miranda.

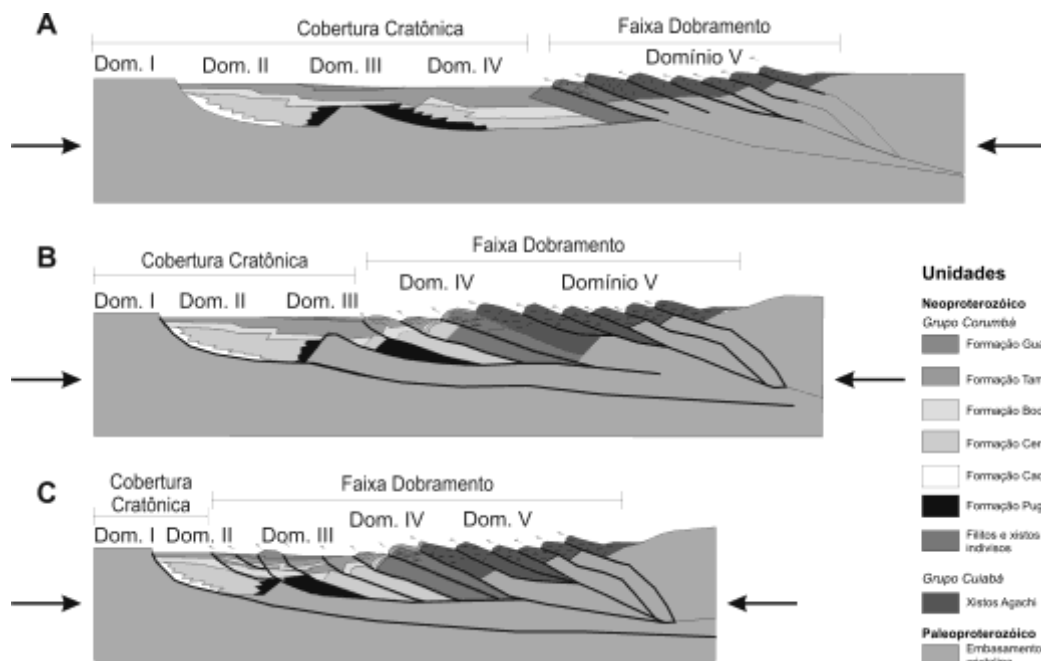


Figura 5. Modelo de evolução estrutural para a Faixa Paraguaí na área estudada, mostrando a migração do *front* deformacional de leste para oeste, em três momentos distintos.

DADOS ESTRUTURAIS DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA, FOLHA RIO MACHADINHO, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, RONDÔNIA.

Luis Carlos Melo Palmeira; Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho, luis.palmeira@cprm.gov.br

O mapeamento em escala 1:250.000 da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), na região nordeste de Rondônia, realizado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Residência de Porto Velho, possibilitou cartografar e detalhar o padrão estrutural das rochas granitóides, charnokitóides e gabróides pertencentes à Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,52-1,57 Ga). Foram individualizados quatro maciços graníticos (fig. 1), formados por litótipos que variam de isotrópicos a deformados/metamorfisados, englobando diversas faciologias, tendo suas formas originais obliteradas por evento deformacional posterior ao *emplacement* dos granitos. Nas porções mais deformadas dos maciços ocorrem granitos miloníticos, gnaisses quartzo-feldspáticos finos com hornblenda e/ou biotita, biotita-hornblenda gnaisses monzograníticos (migmatizados), *augen* gnaisses, charnockitos granulitizados, metagabros, granitos porfiroclásticos milonitizados, metagranitos e anfibolitos/metamáficas (fig. 2).

O maciço Rio Crespo, situado na região sudoeste da folha, apresenta deformação e metamorfismo gerados ao longo de um sistema compressional/obliquo com *trend* regional NE-SW e valores de mergulho entre 70° e subvertical para SE e NW. Esse domínio é marcado por uma foliação penetrativa em escala de afloramento, representada por uma trama gnáissica e milonítica gerada em alto grau metamórfico, fácies anfibolito médio a granulito, alcançando condições de anatexia, sendo o alto grau ratificado pela gnaissificação dos corpos, pela presença de veios e lentes de anfibolito e metagabros, feições de

migmatização e textura subofítica em metagabro granulitizado, coexistindo com textura grano-nematoblástica, típica de granulitos máficos. Predominam nessas rochas foliação gnáissica, gradando para um bandamento gnáissico bastante contínuo (fig. 2A) e foliação milonítica (fig. 2B). Os dados estruturais desse domínio, quando plotados nos estereogramas de pólo da foliação, confirmam o *trend* estrutural, com predomínio de planos de foliação entre os azimutes 010° e 020°, com valores de mergulho \geq a 70° para SE e NW. O estereograma de lineação de estiramento mineral mostra duas concentrações de caimentos da lineação, sendo a primeira de caráter frontal em relação ao plano de foliação, característica de um sistema compressivo, com componente oblíquo. A segunda, com concentrações de atitudes de lineações de baixo ângulo de caimento na direção dos quadrantes NNE e SSW com direções próximas da direção dos planos de foliação, indica uma relação característica de sistemas transcorrentes, provavelmente relacionada à acomodação tardia do esforço tectônico em relação ao sistema compressivo principal.

Os maciços União (5° BEC) e Aquariquara, situados na região centro-sul da folha, apresentam faixas de deformação/metamorfismo associadas a um sistema compressivo formado por um sistema de zonas de cavalgamento de direção NE-SW e NNE-SSW, desenvolvendo uma trama protomilonítica a milonítica nas zonas mais deformadas, localmente com microbandamentos. Neste segmento compressivo o desenvolvimento da trama estrutural ocorreu, pelo menos, sob condições

metamórficas em fácies anfibolito médio a superior, evidenciadas, sobre tudo, pela forte textura milonítica (fig. 2C), migmatização localizada e pela geração de anfibolitos e metamáficas. As medidas de atitude de foliação mostram com clareza o *trend* regional NE-SW (N05°-15°E), com mergulhos em alto ângulo, predominantemente para NW, com um conjunto de medidas subverticalizadas. As lineações de estiramento mineral apresentam caimentos de médio a alto ângulo para o quadrante NW e subordinadamente SW, que quando confrontados com as medidas da foliação regional, mostram um caráter frontal a levemente oblíquo da lineação em relação à foliação, como pode ser visto nos estereogramas de pólo da foliação e de lineação de estiramento mineral (fig.01).

O maciço Machadinho se encontra localizado na região centro-norte e nordeste da área estudada, apresenta-se deformado ao longo de uma faixa de cavalgamento de direção NE-SW, com inflexão para E-W, composta por um sistema de zonas de cisalhamentos compressivas a oblíquas, com uma componente direcional dextral tardia. Desse modo, tem-se uma trama que varia de protomilonítica a milonítica (fig. 2D) e localmente gnáissica, com desenvolvimento de foliação S/C, bandas de cisalhamento C' e bandamento gnáissico milimétrico, além de feições de estiramento, como lineação de estiramento mineral, enclaves e autólitos máficos estirados. Ao longo desta faixa de deformação, as foliações apresentam direção geral em torno de N50E, com inflexões para E-W, no prosseguimento norte/nordeste da faixa, apresentando mergulhos que variam de 70°-75° para NW a subverticais e lineação de estiramento mineral caindo 55° a 75°, principalmente para NW (em torno de 390-310 Az), com componente transcorrente dextral.

De modo geral, a estruturação planar predominante nos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência é a foliação milonítica, definida pela orientação preferencial de porfiroclastos e pela orientação de agregados quartzo-feldspáticos e máficos, estirados e recristalizados, que muitas vezes dão um aspecto anastomosado a foliação, quando contornam porfiroclastos. A presença de enclaves e autólitos máficos e estirados com orientação paralela a foliação da rocha é bastante comum. Outras estruturas freqüentes são a foliação gnáissica e o bandamento gnáissico. A primeira se mostra por meio da orientação preferencial de porfiroclastos de feldspatos, agregados quartzo-feldspáticos, minerais e agregados máficos. O bandamento gnáissico é definido pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos de composição quartzo-feldspática com níveis de minerais máficos.

Microscopicamente, os granitos deformados/metamorfisados dessa suíte mostram o predomínio da textura porfiroclástica (fig. 2E), onde os minerais resistados podem mostrar extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, subgrãos e novos grãos, podendo formar sombra de pressão, calda de recristalização (fig.02C) e textura manto-núcleo, sobretudo nas zonas mais miloníticas, que apresentam forte cominuição dos cristais em várias fases minerais e formação de *ribbons* de quartzo. Em adição, ocorrem texturas granoblásticas (fig. 2F) e lépido-nematoblásticas. Esta deformação tem sido relacionada ao evento orogenético que ocorreu entre 1371-1319 Ma (Ectasiano), relacionado à Orogênese Rondoniano-San Ignácio (ou Orogênese Candeias).

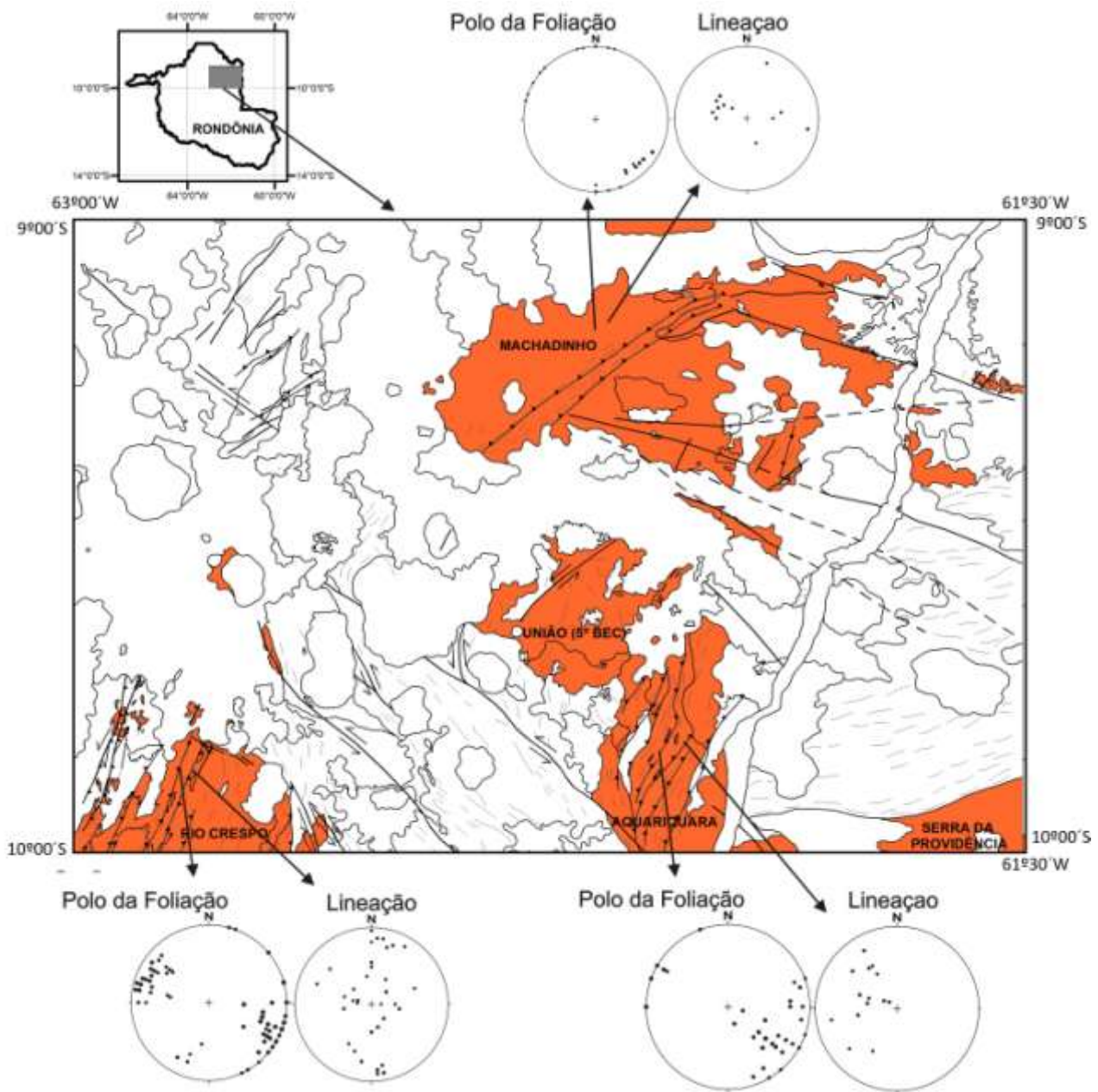


Figura 1. Mapa com os maciços da Suíte Intrusiva Serra da Providência, mostrando os dados estruturais das porções deformadas dos maciços, representados pelos estereogramas de pólo de plano da foliação e de lineação de estiramento mineral.



Figura 2. Aspecto geral das rochas deformadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Em A, gnaiss quartzo-feldspático com bandamento composicional muito bem definido. Em B, granito protomilonítico de textura porfiroclástica. Notar a foliação verticalizada. Em C, granito milonítico com calda de recristalização nos porfiroclastos. Em D, metagranito, mostrando a aglutinação de dois porfiroclastos de feldspato alcalino. Em E, fotomicrografia (nicóis X) mostrando porfiroclasto de plagioclásio em granito milonítico. Em F, fotomicrografia (nicóis X) mostrando textura granoblástica poligonal em metagabro granulitizado.

EVOLUÇÃO DOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS DA FAIXA DE DOBRAMENTOS PARAGUAI, MS e MT.

Antonio Misson Godoy¹, Jefferson Cassu Manzano², Francisco Egidio C. Pinho³, Laís Paciência Godoy², Larissa M. Barbosa de Araújo⁴, Jesué Antonio da Silva⁵

¹DPM/IGCE/UNESP, mgodoy@rc.unesp.br; ²Pós-Graduação; ³DRM/ ICET/UFMT, ⁴ICADS/UFBA; ⁵METAMAT-MT

A província granitóide neoproterozóica é constituída por sete corpos magmáticos intrusivos em rochas epimetamórficas do Grupo Cuiabá (Fig. 1A) e que apresentam feições geológicas, mineralógicas, geoquímicas e geocronológicas que permitem a sua distinção em dois eventos magmáticos (Godoy et al., 2007, 2010; Manzano et al., 2008; Manzano, 2009).

O evento magmático do sul ocorre no estado do Mato Grosso do Sul e é constituído de sul para norte pelos maciços Taboco, Rio Negro, Coxim e Sonora que afloram nos contrafortes erosivos da Serra de Maracajú, na forma de intrusões fissurais alongadas e alinhadas na direção NNE-SSW, orientação imposta pela “Zona de Cisalhamento Sul Matogrossense” e são parcialmente encobertos por rochas das bacias do Paraná e do Pantanal.

O evento magmático norte ocorre no estado de Mato Grosso e aflora na forma de intrusões batolíticas *rapakivis*, sendo o que corpo São Vicente encontra-se intrudido na região da inflexão das rochas do Grupo Cuiabá com direção oriunda da parte sul de (NNE-SSW) e que infletem para ENE-WSW pela imposição do “Lineamento Rondonópolis”, o que sugere uma continuidade ao Lineamento Transbrasiliano, oriundo de Goiás.

Os batólitos Lajinha e Araguaiana ocorrem no extremo leste da Faixa Paraguai, controlados parcialmente pelo extremo sul da Zona de Cisalhamento Araguaia que impõe as

estruturas metamórficas (ENE-WSW), direção aproximadamente (N-S) nos metassedimentos da faixa. Nesta área as rochas ígneas encontram-se parcialmente recobertas por rochas sedimentares das bacias do Paraná e do Araguaia. Estes corpos, também são denominados de Granito Serra Negra constituindo parte do Arco Magmático de Goiás (Pimentel et al., 1996).

As rochas granitóides encontram-se associadas à evolução das rochas da Faixa de Dobramento Paraguai no sudeste do Cráton Amazônico, sendo que as rochas do Grupo Cuiabá constituem regionalmente segundo Almeida (1968), o Estágio Antigo, segundo Alvarenga & Trompette (1993) e Trompette & Alvarenga (1998), a Zona Interna “Oriental” e segundo Ruiz et al. (1999), o Domínio Tectônico Interno da faixa (Fig. 1B).

Este domínio é constituído por filitos, metarritmitos e secundariamente metarenitos, metarcóseos e metaconglomerados em fácies xisto-verde, zona da biotita, sendo que lateralmente aos corpos magmáticos superpõem-se paragêneses de metamorfismo de contato nas fácies albita e hornblenda hornfels, além de feições miloníticas retrometamórficas.

O arranjo estrutural e metamórfico do Grupo Cuiabá é evidenciado pelo registro de três fases deformacionais principais (Fig. 2A₁). A deformação D₁ encontra-se associada ao início do processo colisional, com formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação

plano-axial S_1 paralela a subparalela a S_0 , de atitude $N60/70NW$ e transporte provável para SE e metamorfismo regional em fácies xisto verde alcançando a zona da biotita (Fig. 2A₂).

A fase D_2 é definida por redobramentos assimétricos gerando uma clivagem ardosiana ou de crenulação S_2 , com atitude média de $N350/30SW$, com mergulhos podendo variar de baixo a médio no segmento sul da Faixa Paraguai (MS) (Fig. 2A₃). Constitui a fase tectônica mais importante, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos regionais, que invariavelmente são inversos ou recumbentes e associam-se às zonas de cavalgamento. O transporte tectônico da fase D_2 é para SE ou S, em direção oposta ao Cráton Amazônico. Localmente ocorrem as duas foliações $S_{1/2}$ e quando paralelizadas apenas a foliação S_2 é preservada. A granitogênese associa-se à tectônica dúctil tardi S_2 com *emplacement* dos granitóides apresentando nos hornfels a ocorrência de porfiroblastos controlado pela clivagem de crenulação S_2 (Fig. 2A₅).

A fase D_3 de caráter dúctil-rúptil e retrometamórfica é definida pela formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, com uma tênue clivagem sub-vertical, com plano axial de atitude $N10/80NW$, que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, ambas paralelas ao “*trend*” da Faixa Paraguai definindo a Zona de Cisalhamento Sul Matogrossense (Fig. 2A₄). A foliação S_3 é penetrativa nas zonas de cisalhamento caracterizando-se como uma foliação milonítica, com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera as estruturas reliquias. Esta foliação mostra direções que variam conforme o traçado curvilíneo do cinturão, de N para NNE e indicativo de movimentos basicamente horários no conjunto.

Na compreensão do arranjo geotectônico do magmatismo da Faixa Paraguai, sugere-se a sua construção a partir inicialmente de uma massa continental paleo a mesoproterozóica contínua que formaria o substrato e área fonte desta margem passiva continental. A separação inicial do

paleocontinente, instalação e evolução no limite sudeste do Cráton Amazônico de uma bacia marginal do tipo *rift* e a instalação do evento colisional (Fig. 2B).

As idades modelo T_{Dm} e idades de cristalizações U-Pb obtidas por Manzano (2009) e Godoy et al. (2010) para : Taboco 1,97 Ga - (540±4.7 Ma), Rio Negro 1,59 Ga - (547±4.9 Ma), Coxim 1,74 Ga - (540±3.6 Ma) e Sonora (548±5.9 Ma), com valores de $\epsilon_{Nd}^{(0)}$ negativos (-13,4 a -10,3), e São Vicente 1,165 Ga - (504±8.9 Ma), Lajinha 1,508 Ga - (505,4±4.1 Ma) e Araguaiana 1,375 Ga - (509,4±2.2 Ma), com valores de $\epsilon_{Nd}^{(0)}$ negativos (-11,7 a -9,03).

As isócronas Rb/Sr de referência com idade para o Coxim por Schobbenhaus Filho & Oliva (1979) de 552±31 Ma e por Del’Arco et al. (1982) de 570±20 Ma e para o Taboco por Del’Arco et al. (1982) de 636 ± 38 Ma, devem ser interpretadas como início do processo de cristalização. As idades Rb-Sr obtidas para o Taboco por Araujo et al. (1982) de 490±8 Ma e Del’Arco et al. (1982) para o Rio Negro de 490±8 Ma, e as idades K-Ar para o São Vicente por Amaral et al. (1966) de 490±8 Ma e Araguaiana por Hasui & Almeida (1970) de 488±15 Ma, além das isócronas Rb-Sr de referência para o São Vicente por Almeida & Mantovani (1975) de 483±8 Ma e Lajinha por Pimentel & Fuck (1987) de 476±14 Ma, devem representar o registro final superimposto do último período de resfriamento metamórfico regional.

Os maciços do agrupamento sul são mais antigos e gerados em ambientes sin-colisional de arco continental, e atingem a sua consolidação aproximadamente no mesmo período, com idade em torno de ± 540 Ma, e certamente envolveram o retrabalhamento de fragmentos crustais formados predominantemente no paleoproterozóico.

Durante o intervalo de ± 30 Ma entre o alojamento dos corpos graníticos do sul e do norte, intensificou-se o espessamento crustal conduzindo ao evento final deste estágio orogênico, caracterizado pela geração e colocação destas grandes massas batolíticas *rapakivis* da suíte norte. Esta suíte é gerada em

ambientes tardi a pós-colisional ou de descompressão e atingem a sua consolidação aproximadamente no mesmo período, em torno de ± 510 Ma, envolvendo o retrabalhamento de fragmentos crustais Meso a Neoproterozóicos e constituindo o último evento orogênético acrescionário da Faixa Paraguai e a da construção do Arco Magmático “Paraguai”.

Agradecimento

FAPESP 05/60371-6 e CNPq 301302/2006-5

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. de. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior. *Anais da Acad. Bras. Ciên.* 40, 285-296, 1968.
- Alvarenga, C.J.S. de & Trompette, R. Evolução Tectônica brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geoc.* 32, 18-30, 1993.
- Godoy, A.M.; Manzano, J.C.; Ruiz, A.S.; Araújo, L.M.B. Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. *Geologia USP. Série Científica* 7, 29-44, 2007.
- Godoy, A.M.; Pinho, F.E.C.; Manzano, J.C.; Araújo, L.M.B.de; Silva, J.A.; Figueiredo, M. Estudos Isotópicos das Rochas Granitóides Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Rev. Bras. Geoc.* 40, 380–391, 2010.
- Lacerda Filho, J.W.; Abreu Filho, W.; Valente, C.R.; Oliveira, C.C.; Albuquerque, M.C. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Geologia do Brasil. 235 p., 2004.
- Lacerda Filho, J.W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. DE, Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. *Geologia do Brasil*. Convênio CPRM/SICME-MS, MME. 121 p. 2006.
- Manzano, J.C. *Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramento Paraguai, MT e MS*. Rio Claro, 99 p. (Dissertação de Mestrado)–IGCE/UNEP, 2009.
- Manzano, J.C., Godoy, A.M., Araújo, L.M.B. de. Contexto Tectônico dos Granitóides Neoproterozóicos da Faixa de Dobramento Paraguai, MS e MT. *Geoc.*, 27(4): 493-507, 2008.
- Ruiz, A.S.; Sousa, M.Z.A.; Ruiz, L.M.B.A. A faixa de dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos granitóides Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense. *In: Simp. Geol. Amazônia*, 6, 1999. Manaus. Anais... Manaus: SBG, 1999, p. 307-10.

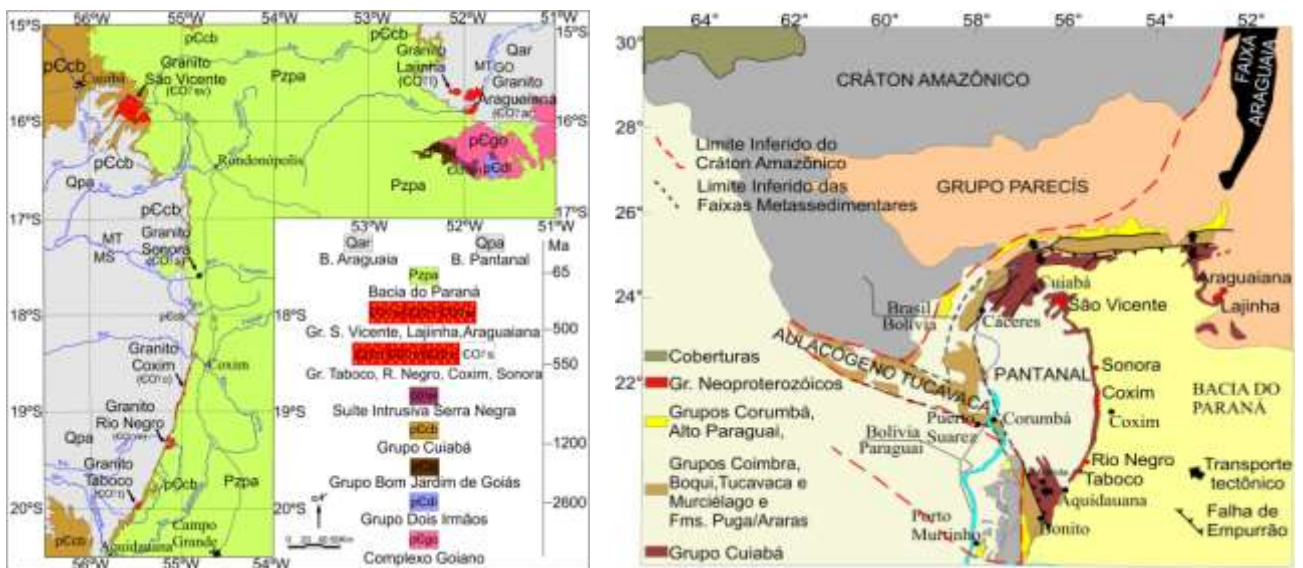


Figura 1. A- Mapa geológico simplificado. B- Mapa geológico esquemático do Crátom Amazônico e a Faixa Paraguai.

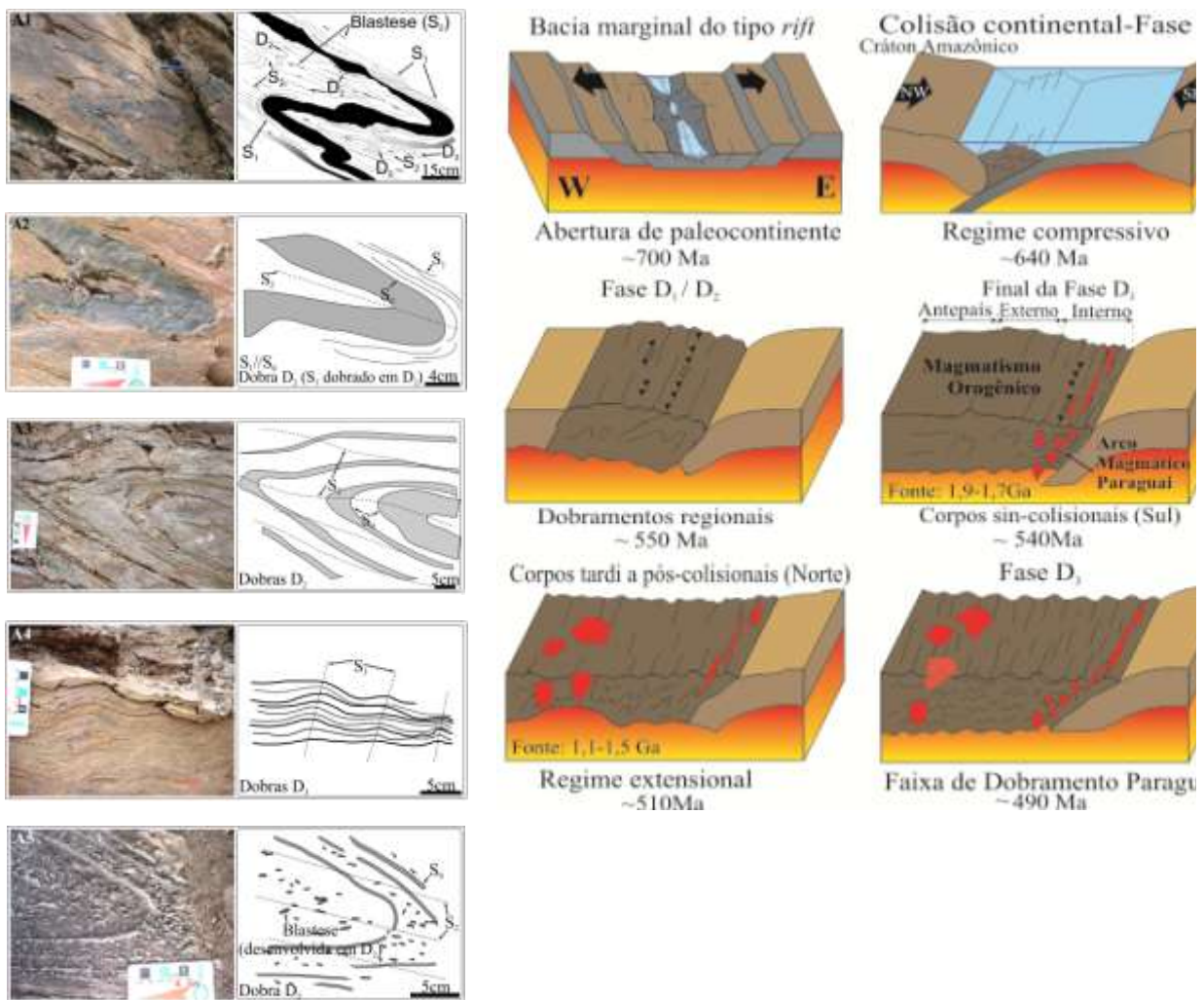


Figura 2. A- Padrão de deformação. B- Evolução da Faixa Paraguai e dos granitóides neoproterozóicos.

BRECHA TECTÔNICA SILICIFICADA DA ÁREA DE CABO FRIO E ARRAIAL DO CABO, RJ: PRODUTO DE REPETIDOS TERREMOTOS NO FINAL DO EVENTO PAN-AFRICANO

Akihisa Motoki¹, Thais Vargas¹, Woldemar Iwanuch¹, Susanna Eleonora Sichel², Alex Balmant¹, José Ribeiro Aires³

¹DMPI, UERJ, rochasornamentais@yahoo.com.br; ²LAGEMAR, UFF; ³ABAST, PETROBRAS

Abstract

This paper presents the field descriptions and microscopic observations of a tectonic breccia of the Cabo Frio and Arraial do Cabo areas, State of Rio de Janeiro, Brazil. The tectonic breccia zones are 10 to 20 m wide with general orientation of NE-SW. The clasts are angular and characterized by auto-brecciation texture. These silicified tectonic breccias are constituted by the fragments of similar silicified cataclastic rocks. The matrix is firmly consolidated by hydrothermalism. There are contact outcrops between the tectonic breccia and early Cretaceous mafic dyke. Along the contact, the chilled margin featured by fine-grained basalt and prismatic joints are clearly observed. These outcrops prove that the tectonic breccias are older than the mafic dykes. The tectonic breccia could have been formed during the brittle-phase tectonism of the last stage of the Pan-African Orogeny. The hydrothermalism is attributed to normal geothermal and no relation to a specific magmatic event, called amagmatic hydrothermalism. The existence of the clasts composed of breccia suggests that the fault movement and breccia formation, that is, earthquake, and the following hydrothermal consolidation occurred repeatedly.

Introdução

No Estado do Rio de Janeiro, ocorrem dezenas de faixas de brecha tectônica

silicificada que se encontram na cidade do Rio de Janeiro, Vila Canaã, Tanguá, Cabo Frio, Arraial do Cabo, Carapebus, Macaé, etc. Essas têm orientação geral de NE-SW e largura de 50 cm a 10 m, até 200 m. Dentre essas, a brecha de Tanguá foi considerada como associada com as atividades hidrotermais do magmatismo de nefelina sienito do Eoceno (Ferrari & Riccomini, 2003). Entretanto, a maioria das brechas tectônicas está distante dos corpos intrusivos de rochas alcalinas. Os autores observaram nas áreas de Cabo Frio e Arraial do Cabo, RJ, os afloramentos da brecha tectônica silicificada intrudida pelos diques máficos do Eocretáceo. Este trabalho apresenta as observações das brechas tectônicas silicificadas e os contatos intrusivos nos afloramentos e ao microscópio e, considera a sua gênese da brecha.

Geologia regional

O embasamento metamórfico das áreas estudadas é composto de ortognaisse félsico e anfibolito. O ortognaisse é o principal componente do Bloco Cabo Frio, chamado localmente de Unidade Região dos Lagos. O strike desta unidade é N15°W, sendo muito diferente das outras áreas, N45°E a N55°E. A idade metamórfica é em torno de 530 Ma, que corresponde à Orogenia Pan-Africana. O embasamento foi cortado pelas faixas de brecha tectônica silicificada, que é o interesse deste trabalho, e esses todos foram intrudidos pelos diques máficos da Província basáltica do

Paraná. No Cretáceo ao Eoceno, ocorreram intrusões de rochas alcalinas, tais como nefelina sienito, álcali sienito, fonolito, traquito e lamprófito.

Textura cataclástica

A brecha tectônica tem feições e texturas cataclásticas altamente desenvolvidas. Os clastos são de 1 cm a 3 cm de comprimento com teor modal de 80%. Esses são angulosos com freqüente ocorrência de textura de auto-brechação. Os grandes clastos são muito angulosos e os pequenos menos angulosos. Tais aspectos são características de brechas tectônicas de falha (Figura 1). A maioria dos clastos é constituída por rocha cataclástica. Isto é, a brecha tectônica é constituída por fragmentos de brecha tectônica.

A alteração hidrotermal é intensa e a matriz é totalmente consolidada pela silicificação. O contato entre a brecha e a rocha encaixante não é brusco. As rochas com textura cataclástica de baixo grau passam gradativamente para a rocha encaixante não cataclástica dentro de uma distância de 10 cm. Os veios de calcedônia de 1 x 20 cm são comumente observados.

Contato com os diques máficos do Eocretáceo

Os diques máficos do Eocretáceo desta região têm largura de 7 a 10 m com orientação geral de N40°E a N50°E e são caracterizados por disjunções colunares horizontais de 50 cm a 1 m de diâmetro. Os diques ramificados apresentam configuração sigmoidal do sentido sinistral. As disjunções oblíquas ao contato indicam o movimento sinistral durante o resfriamento magmático. Essas observações indicam que a intrusão ocorreu por fraturamento hidráulico de cisalhamento (*hydraulic shear fracturing model*; Motoki et al., 2009), e não, preenchimento das fraturas ou zonas de fraqueza pré-existentes (*fracture-fill model*).

Os diques máficos estão em contato intrusivos com a brecha tectônica. Ao longo do contato, as disjunções tornam-se estreitas apresentando aspectos de disjunções prismáticas (Figura 2). A parte central do dique tem granulometria grossa, sendo classificado como gabro. A margem tem textura holocristalina fina, sendo classificada como basalto. As observações comprovam que os diques máficos são intrusivos na brecha tectônica.

Discussões

Os trabalhos anteriores (Ferrari & Riccomini, 2003; Trotta, 2004) interpretaram que a brecha tectônica silicificada no Estado do Rio de Janeiro seriam originadas do hidrotermalismo relacionado ao estágio final do magmatismo de nefelina sienito do Eoceno, que ocorreram em torno de 40 Ma. Esses autores alegaram que as brechas tectônicas ocorrem nas áreas próximas aos corpos alcalinos intrusivos.

Entretanto, a distribuição das brechas tectônicas é aleatória, não havendo relação com os corpos alcalinos félsicos. Além disso, os afloramentos observados comprovam que as brechas tectônicas desta região são mais antigas do que os diques máficos do Eocretáceo.

O gradiente geotérmico das regiões continentais é 25°/km a 30°/km e, as localidades mais profundas do que 7 km estão com temperatura superior a 200°C. Desta forma, a água aí presente está em condição hidrotermal. Este hidrotermalismo não está associado a magmatismo portanto é chamado de hidrotermalismo amagmático (Motoki et al., 2011).

Quando ocorreu um terremoto, aconteceu a mudança do esforço subterrâneo, provocando o movimento dos fluídos amagmáticos. No momento em que os fluídos em movimento cruzaram na faixa de brecha tectônica, esses subiram ao longo da zona de falha. Conforme o resfriamento dos fluídos a faixa da brecha tectônica foi consolidada por hidrotermalismo amagmático e conseqüente

silicificação. Os terremotos repetidos resultaram a formação cíclica da brecha tectônica e sua consolidação hidrotermal. Este modelo justifica a existência predominante dos clastos compostos de rocha cataclástica silicificada e, fornece uma explicação adicional para o movimento em *stick-slip* de falhas (Figura 3).

As brechas silicificadas do Estado do Rio de Janeiro têm uma grande variedade no seu tamanho do corpo, tamanho dos clastos, textura, grau de silicificação, etc. O corpo de Carapebus é comprido e largo e, a silicificação é muito forte. O corpo de Canaã é menor e tem forte silicificação. A brecha da Ilha dos Japoneses é muito menor, de 10 a 20 m de largura. Os corpos do Arraial do Cabo são menores ainda, de 0.5 a 2 m de largura e, o grau de silicificação é baixo. Considerando essas variedades, é impossível que existam mais de uma origem para as brechas tectônicas silicificadas.

Conclusão

1. As brechas silicificadas das áreas estudadas cortam o embasamento metamórfico e têm orientação geral de NE-SW, com largura variando de 50 cm a 10 m.
2. Os clastos são angulosos com textura de auto-brechação e constituído principalmente por rocha cataclástica similar. A matriz é fortemente consolidada por hidrotermalismo.
3. As faixas de brecha tectônica são intrudidas por diques máficos da Província Basáltica do Paraná, do Eocretáceo. Desta foram, considera-se que as brechas foram originadas da fase de

deformação rúptil no estágio final da Orogenia Pan-Africana.

4. Formação repetida de brechas tectônicas por terremotos e sucessiva consolidação por hidrotermalismo amagmático fornecem uma explicação adicional para o movimento em *stick-slip* das falhas que ocorrem na crosta continental.

Referências

- Ferrari, A.L., Riccomini, C. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara - RJ. Boletim de Resumos do 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios-RJ. Rio de Janeiro, SBG, p. 137-139, 2003.
- Motoki, A., Sichel, S.E., Petrakis, G.H. Genesis of the tabular xenoliths along contact plane of the mafic dykes of cabo frio area, state of Rio de Janeiro, Brazil: Thermal delamination or hydraulic shear fracturing? *Geociências*, 28, 15-26, 2009.
- Motoki, A., Vargas, T., Iwanuch, W., Sichel, S.E., Balmant, A., Aires, J.R. Tectonic breccia of the Cabo Frio area, State of Rio de Janeiro, Brazil, intruded by Early Cretaceous mafic dyke: Evidence of the Pan-African brittle tectonism ? *REM-Revista Escola de Minas* 64, 25-36, 2011.
- Trotta, M.C. *Análise estrutural dos diques e brechas tectônicas da região leste do Gráben da Guanabara, Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF), Niterói, Brazil, 62p, 2004. (inédito).

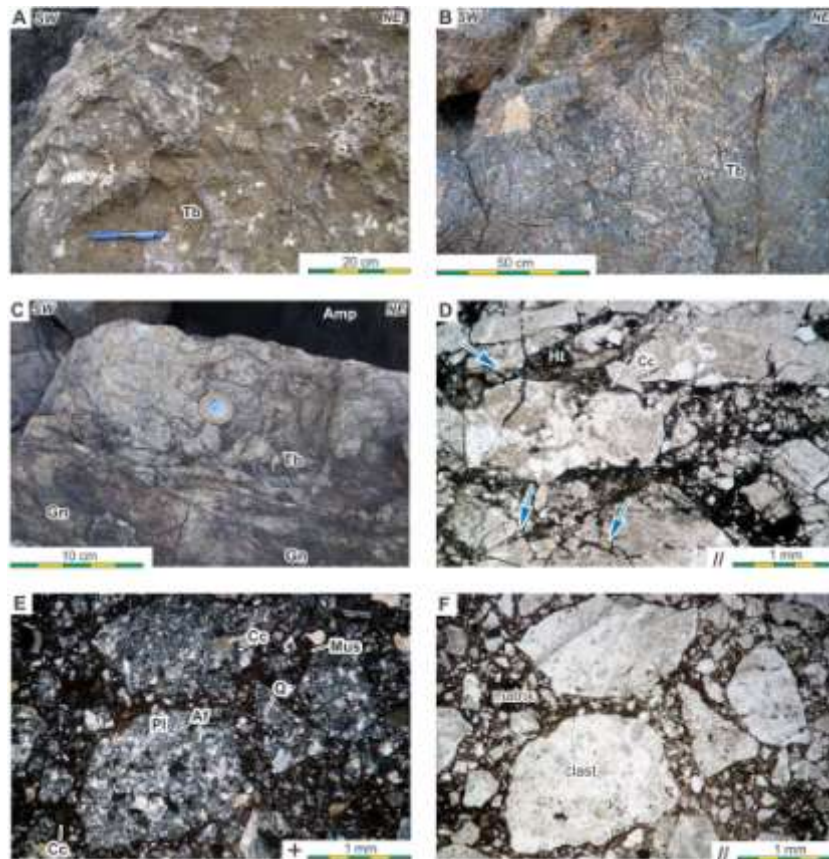


Figura 1. Brechas tectônicas observadas: A) Zona central das faixas com intenso hidrotermalismo; B) Borda com textura cataclástica; C) Zona de contato com a rocha encaixante; D, E, F) Textura cataclástica constituída por clastos de rocha cataclástica. Gn - ortogneisse granítico de composição félsica; Tb - brecha tectônica; Af - feldspato alalcionio; Q - quartzo; Pl - plagioclásio; Mus - moscovita; Cc - carbonatos.

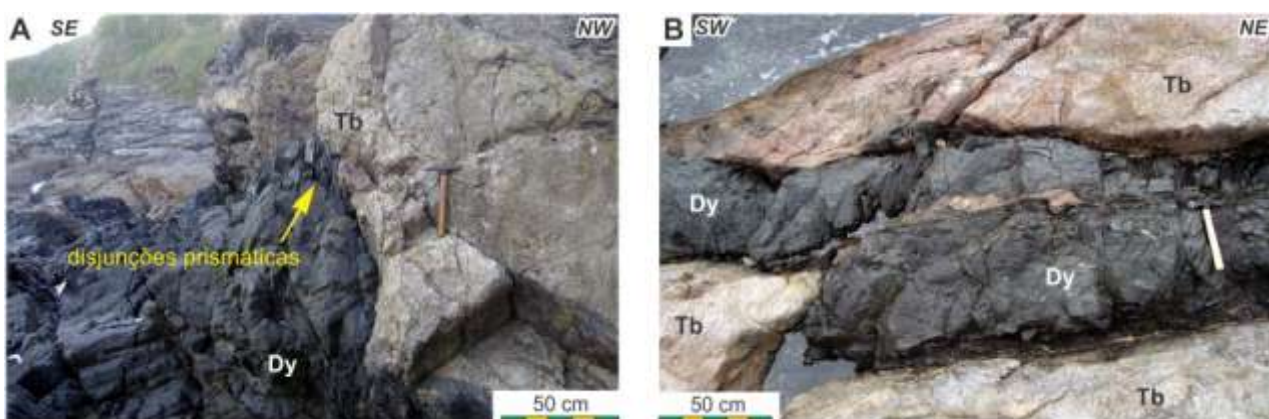


Figura 2. Contatos intrusivos dos diques máficos do Eocretáceo na brecha tectônica silicificada.

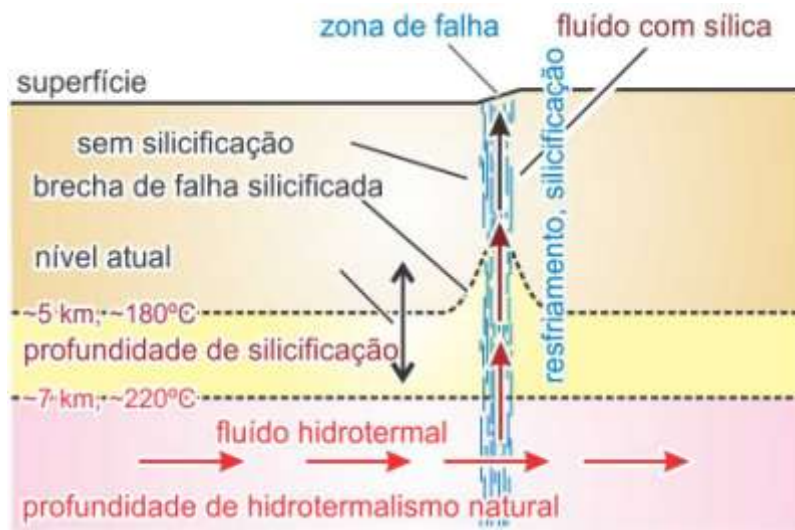


Figura 3. Processo para a silicificação e hidrotermalismo das brechas tectônicas durante terremotos no tempo geológico, proposto por Motoki et al. (2011).

A DISCORDÂNCIA ANGULAR E EROSIVA PÓS-CARIRIS VELHOS-PRÉ-BRASILIANO

Benjamim Bley de Brito Neves¹, Edilton José dos Santos², Vladimir C. Medeiros³

¹Instituto de Geociências – USP, bbleybn@usp.br; ²Departamento de Geologia - UFPE;
³CPRM/SUREG Recife - PE

Introdução

O conhecimento geológico da Província Borborema, em seus quadros geotectônico, estrutural e litoestratigráfico, tem caminhado de forma lenta e gradual. Isto tem sido devido muito mais por falta de respostas e suportes laboratoriais (geoquímicos, isotópicos etc.) do que por investimentos em trabalhos de campos, pois estes tem resistido em várias frentes. A concepção de uma região/província complexa (parte apenas de um contexto hoje situado em dois continentes) e de sua divisão natural em cerca de quatro subprovíncias distintas está cada vez mais assentada e arraigada na comunidade geocientista. Cada destas subprovíncias, circunstancialmente definida por grandes lineamentos (frutos da tectônica de escape tardia a pós-brasiliana) apresenta características geológicas e problemas próprios e intransferíveis. A importância destes grandes lineamentos (Transbrasiliano, Porto Alegre, Patos, Pernambuco etc.) são fatos científicos do nosso cotidiano, e estão hoje sendo estudados do ponto de vista geofísico, do que muito esperamos auferir para o futuro.

Na subprovíncia da Zona Transversal, recentemente, vários trabalhos de sínteses foram realizados (vide Van Schmus et al., 2011 Santos et al., 2010, Medeiros e Jardim de Sá 2009), e agora trazemos novas contribuições que consideramos de interesse. A noção de um amálgama de terrenos distintos (proterozóicos e neoproterozóicos) deve estar em mente, assim como a subordinação dos mesmos ao regime vigoroso da trama da tectônica de translação direcional.

O embasamento desta subprovíncia apresenta rochas do Paleoproterozóico (praticamente de todos os sistemas, com predomínio dos tempos riacianos e orosirianos, rochas de média a alto grau). A delongada história do pós-Orosiriano ao Criogeniano (Brito Neves e Santos, 2006) conta com uma série de eventos anorogênicos do final do Paleoproterozóico à metade do Neoproterozóico: intrusivas alcalinas, corpos máfico-ultramáficos, trapas vulcânicas, enxames de diques, granitos anorogênicos, gabro-anortositos etc. O reconhecimento da inserção de um ciclo orogênico prefaciando o Neoproterozóico (“Cariris Velhos”, de idade eotoniana) tem sido considerada (e debatida) desde a última década do século passado.

Este ciclo orogênico (C. V.) tem sido gradativamente enriquecido em dados, de várias fontes e campos de pesquisa. Seu reconhecimento é hoje postulado para esta subprovíncia da Zona Transversal (Terrenos Riacho Gravatá e Rio Capibaribe), mas também para a subprovíncia meridional (Faixas Sergipana e Riacho do Pontal). Alguns autores contestam este ciclo, reconhecendo suas assembeias litoestruturais como produto apenas de uma tafrogênese, e nestes termos toda a deformação seria tão somente do Brasileiro. Esta contestação é profícua e semeadora de discussões, de forma que servem para levantar as exigências dos trabalhos de campo, e por tal, o nível geral do conhecimento. Ao nosso ver, e do ponto de vista científico, estas contestações são valiosas. Mas, em todas elas, faltam os subsídios de trabalhos efetivos de campo,

faltam demonstrações de conhecimento dos muitos trabalhos já realizados e em andamento, e *last not least*, falta a observação direta das áreas onde os registros concretos tem sido computados e propalados.

Nesta contribuição, três áreas de observação mais detalhadas são revisitadas. E dentro do argumento de que em geologia, a explicação mais simples é a mais provável de conter a verdade, vamos destacar as áreas ao norte de Princesa Izabel-PB (alto curso do Rio Piancó), e duas outras, uma a norte - noroeste de São José do Egito (sopé da Serra do Machado) e a última a 5km leste de São José do Egito, no anticlinal do Sítio de Santa Luzia. (ambas no alto curso do Rio Pajeú). Em todos os casos, as evidências de uma discordância pós-Cariris Velhos e pré-sedimentação do Brasileiro (Grupo Cachoeirinha) nos parece conspícua, irretorquível e convincente. Serão acrescentadas as coordenadas dos pontos discutidos para facilitar a visita dos que concordam com os fatos aqui defendidos e, principalmente, daqueles que discordam.

Leste de São José do Egito (4,8 km leste, coordenadas 917 3572 - 695207)

Numa estrada corroçável, a leste da cidade, afloram diques e massas de composição intermediária (metacacito) cortando diagonalmente o ortognaisse do Morro da Cruz (augen gnaisse Cariris Velhos, datado em 960 Ma). Estr ortognaisse dacítico contém claramente xenólitos do augen gnaisse, e apresenta direções de foliação N-S, que é estruturação absolutamente diagonal em relação às estruturas da encaixante, ENE-WSW). Os gnaisses dacíticos apresentam uma idade Rb-Sr da ordem de 700Ma, e zircões coletados das mesmas se encontram para serem datados por SHRIMP na Austrália. Para nós, o afloramento deixa claro um evento magmático seguido de metamorfismo pós-Cariris Velhos, absolutamente pós-Cariris Velhos, e pré-Brasileiro.

Norte-Nordeste de São José do Egito (Distrito Espírito Santo, coordenadas 917 7796, 678974 - Fazenda Zé do Fogo)

Nesta localidade há uma profusão de diques, soleiras e grandes bolsões de rochas riolíticas (absolutamente não deformadas) cortando de várias maneiras o ortognaisse Cariris Velhos (também datado em ca. 960Ma) Estes leucoriolitos são absolutamente isotropos, não metamórficos e apresentaram uma idade U-Pb de 635 ± 8 Ma. Estas rochas foram alocadas depois que o ortognaisse Cariris Velhos veio para níveis crustais mais rasos (os contatos são abruptos, rupturais). Estas rochas ígneas (surpreendentemente não metamórficas) são da mesma idade dos chamados granitos de arco (I-tipo, VAG) do Brasileiro mais próximos (Brejinho, Tavares, etc.). Associado com estes riolitos há uma série de diques máficos, não metamórficos (“Suite Minador”), presentemente em estudos de detalhes (Sales et al, 2011)

Norte de Princesa Izabel - Poço dos Cachorros e adjacências norte (entre as coordenadas 9157218 - 585325 - área fonte; e 9157847-585208 - depósitos clásticos).

Nesta localidade da estrada que vai para Santana de Mangueiras, afloram várias rochas metavulcânicas e metatrubiditos da Unidade Riacho Gravatá, do Ciclo Cariris Velhos, área fonte acima mencionada (onde o $So//Sp//S_2 = 50/160$). Cerca de 500m ao norte, após a falha de Serra do Caboclo, afloram os conglomerados da Formação Olhos d'Água, do Grupo Cachoeirinha, do Ciclo Brasileiro, área dos depósitos clásticos acima mencionados. Monitoramos as rochas vulcânicas (coleta seletiva) da área fonte e dos clastos do conglomerados, ficando absolutamente claro a semelhanças de ambas, em escala meso e microscópica. Na realidade. Os clastos do metaconglomerado (de 0,3 a 1,0 m) incluem quartzo, quartzitos, filitos, metavulcânicas félsicas e intermediárias, algumas rochas básicas e até mesmo augen-gnaisses comuns no Ciclo Cariris Velhos (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

Fica claro, que houve tempo suficiente, após o metamorfismo do evento Cariris Velhos (ca. 960Ma) da Unidade Riacho Gravatá (as metavulcânicas monitoradas) para o soerguimento regional desta área fonte, sua erosão drástica e a sedimentação dos clastos dela derivados na “bacia Cachoeirinha”, então instalada.

Embora tenhamos monitorado especificamente as leuco-metavulcânicas da área fonte até o seu primeiro aparecimento como clasto (cerca de 500m ao norte), isto não seria necessário. Por toda área ao norte de Poços dos Cachorros e entre esta localidade e Curral Velho, é comum a presença e identificação insuspeita de fragmentos derivados da unidade metamórfica Riacho Gravatá.

Referências

Brito Neves, B. B., Santos, E. J. 2006. Post-Rhyacian/Early Cryogenian of Northeast South América. Contributions for unraveling of a multifarious history. South American

Symposium on Isotopic Geology, 5th, Punta del Leste-Uruguay, *Short Papers*, p. 61-64.

Medeiros, V. C., Jardim de Sá, E. F. 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil): redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia UFC* 22, 124-136.

Sales, A. O., Santos, E. J., Lima, E. S., Lira Santos, L. C. M., Brito Neves, B. B. 2011. Evolução petrogenética e tectônica do Evento Cariris Velhos na região de Afogados de Ingaeira(PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema. *Geologia USP, Série Científica* (no prelo)

Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. 2010. The Cariris Velhos Tectonic Event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61-76.

Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. 2011. Precambrian History of the Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227-252.

A DISCORDÂNCIA ANGULAR E EROSIVA ENTRE OS GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA E BAMBUÍ (UNA) NA FOLHA DE MIRANGABA-BAHIA

Benjamim Bley de Brito Neves¹; Reginaldo Alves dos Santos²; Ginaldo Ademar Campanha¹

¹Instituto de Geociências - USP; ²CPRM/SGB-SUREG Salvador

Introdução

As relações litoestratigráficas entre os grupos Chapada Diamantina (sotoposto) e São Francisco (BambuÍ/Una, sobreposto) foram objetos de muitos debates nos inícios dos anos 60 do século passado, em face às concepções antagônicas expostas por Branner (1910a, 1910b, 1911) versus Kegel (1959) e Kegel e Barroso (1965).

A partir dos trabalhos da SUDENE (pós-anos 60) e da CPRM (pós anos 70), no mapeamento de várias folhas, e de outras contribuições de centros universitários (e. g. Guimarães 1996), estas relações estratigráficas pareciam estar definitivamente assentadas, e livre de quaisquer suspeições. Esta concepção, vamos aqui complementar (com novas áreas de observação, novos elementos estruturais, estratigráficos e metamórficos) e reiterar.

Em Minas Gerais, as direções estruturais do Supergrupo Espinhaço (neste caso imposta tardiamente) e do Supergrupo São Francisco -NNE, NS - são paralelas, e algumas dificuldades existem para a verificação da discordância angular e erosiva. Mas há dados geocronológicos, e outros geológicos (intrusivas fissurais (que cortam o Espinhaço e não cortam o Bambuí), e mais os dados irretorquíveis advindos de amplos levantamentos sísmico (Zalán e Silva 2007). Embora possa haver, aqui e alí, algum grau de dissenção, os dados geológicos e geofísicos são fatos científicos, e não mais hipóteses de trabalho: o supergrupo Espinhaço (paleo-

mesoproterozóico) é recoberto discordantemente pelo Grupo Bambuí, e entre ambos (como na Bahia) há um lapso de tempo que excedeu centenas milhões de anos.

Permanece como um problema aberto, a “basin-deforming tectonics” que atingiu o Espinhaço (e a Chapada Diamantina), ou seja a formação das estruturas submeridianas que precedeu a deformação Brasileira, que é a prevalecente. De fato (em Minas Gerais e Bahia Central), os “frontes deformacionais” brasileiros foram vigorosas e inescapáveis, e impingiram o desenvolvimento de amplos “thrust-and-fold belts”, cráton à dentro.

As observações litoestratigráficas e estruturais aqui introduzidas não têm conotações ousadas nem pretensões revolucionárias. Elas estão simplesmente apostas para ratificar aquilo que já estava estabelecido desde o final dos anos 60. Há algumas observações complementares (novas áreas de estudo e alguns fatos geológicos inusitados) julgadas importante e que justificam a apresentação deste trabalho.

Blocos Morro do Chapéu-Gentio do Ouro - “Thrust-and-fold belt” de Irecê

Nesta parte central da Bahia, Brito Neves (1967), após várias observações de ordem regional, usou também os dados de uma trincheira (especificamente marcada) para

mostrar a discordância angular e erosiva acima discutida.

Além disto, há várias possibilidades outras de observação desta discordância, como no sinclinal de Iguité (alto curso do rio Verde) e no sinclinal do sudoeste de Ibipecta (alto curso do Rio Jacaré), entre as anticlinais da Serra Azul e Gentio do Ouro. Nestes casos, as estruturas N-NW do dobramento prévio das unidades da Chapada Diamantina (“Espinhaço”) são flagrantemente discordantes da deformação sobreposta (estruturas E-W) do Grupo Bambuí. A semelhança das grandes serras quartzíticas regionais (Morro do Chapéu s.l., Gentio do Ouro s.l.), a impressão que se afeere é que estas dobras anticlinais menores também funcionaram como “ilhas” (açoções estrutural e fisiográfica) que foram circundadas pela “inundação” Bambuí.

Domínio nordeste da Folha Jacobina

Na porção nordeste da Folha Jacobina, ao longo da BR-324 (chamada Jacobina - Remanso), ocorre um excelente perfil litoestratigráfico e estrutural dos grupos em epígrafe. Desde a discordância basal com os ortognaisses e migmatitos do embasamento (Unidade Brejo Grande), até os níveis basais da sedimentação da Bacia Bambuí. Este contato embasamento cristalino/Chapada Diamantina forma belas paisagens de escarpa e de cobertura de um substrato irregular, e é a localidade típica da unidade Tombador (basal da Chapada Diamantina).

Neste perfil, de Jacobina para Lages do Batata, a discordância angular (discreta) e erosional (conspícua) entre o Grupo Chapada Diamantina e o Bambuí são notáveis. A Formação Morro do Chapéu - topo do grupo Chapada Diamantina-, foi varrida por erosão. E os diamictitos basais do Bambuí (e seus “cap dolomites”) repousam diretamente sobre a Formação Caboclo. Estes diamictitos tem nesta região das cercanias de Lagoa do Batatas exposições excepcionais, contendo blocos de quartzitos verdes e ultramáficas (Jacobina?), quartzitos róseos (Morro do Chapéu), filitos, calcários (Caboclo?) etc. Imediatamente sobre estes diamictitos, ao norte de Lages do Batata,

ocorre uma série de carbonatos vermelhos, atribuídos como “cap dolomite” pos-glaciação (provavelmente do Sturtiano).

Domínio da Folha Mirangaba (Umburanas e adjacências)

Esta área de estudo (parte dos municípios de Umburanas e Ouroândia) apresenta as duas superfícies de aplainamento clássicas do Brasil central e oriental, a Sul-Americana (cotas ca. 1.100-900m) e Velhas (cotas entre 550 e 650 m), muito dissecadas pelo ciclo erosivo atual. As rochas do Grupo Chapada Diamantina suportam, em geral, a superfície mais elevada e mais antiga (Eo-Paleógena?), e as nas rochas do Grupo Bambuí está esculpida a superfície mais jovem e menos elevada (Neógena?).

As serranias quartzíticas da região (São Lourenço, Batista, Gameleira, Talhados, São Maurício) estão em cotas ≥ 900 m, e são na verdade retalhos de ampla superfície prévia de aplainamento, hoje encimada por vastos areais e com abruptas escarpas.

No platô carbonático, de cotas menores e mais jovem desta área e das regiões vizinhas, estão arranjados estão os depósitos eluvionares e calcretes da Formação Caatinga (nos vales dos rios Salitre e Jacaré), além de muitos depósitos detríticos, de talus (TQd) advindos das escarpas da superfície mais elevadas.

Há algumas elevações no interior o platô carbonático, até 200m acima das cotas usuais da superfície (ca. 650m), e que parecem serem morros testemunhos de uma conformação bem mais elevada anterior.

A superfície e/ou substrato que foi invadida pelas rochas do Grupo Bambuí era bastante irregular, o que é demonstrado pela presença de inúmeras ilhas de quartzitos, de pequenas dimensões, aflorando do interior do platô carbonático. A propósito destas ilhas/testemunhos, é justo reproduzir a observação de Branner (1911), de exatamente um século atrás: “*Within this basin the Salitre limestone overlie the older formations, filling embayments, lapping well up over its eastern margin, and encircling the hills that rose as*

islands from the waters in which they were deposited.”

Em síntese, de forma aproximada, o panorama paleogeográfico esculpido pós-deformação dos quartzitos (no Mesoproterozóico?) foi praticamente repetido: uma superfície mais alta, outra mais baixa, com irregularidades de relevo, quando da elaboração das superfícies cenozóicas, que hoje dominam a cena.

Geologia Estrutural

Nos perfis realizados e apresentados esquematicamente, é possível apontar os seguintes principais aspectos:

a) O Grupo Chapada Diamantina apresenta unidades dobradas e redobradas, com Sp (foliação principal) geralmente paralela ao So, com foliações outras oblíquas e, adicionalmente, fases rúpteis importantes sobrepostas.

Esta foliação principal varia de direção de NW para NNW e NS, na porção mais ocidental da área (serras de Rodoleiros, Gruna e Batista). Predominam mergulhos de baixo a média intensidade para SW, WSW e W. Localmente se verifica mergulhos desta foliação em sentidos opostos, configurando a presença de dobramentos ora mais abertos, ora apertados de foliação (no mínimo uma D_2). Localmente, como no perfil de Rodoleiros, pode ser identificada uma fase tardia de dobramento (D_3) muito conspícua, com dobras deitadas, dobras de flanco longo e flanco curto, com indicadores cinemáticos diversos, indicando transporte tangencial para sul e sudeste.

Mais para o norte e leste (Queimadas, Lagoa do Angico-Meirim), o dobramento da foliação é bastante complexo, com dobramentos mais abertos (redobramento da foliação principal?), de direção geral N-NE. Em algumas ocasiões a foliação é milonítica, com fortes lineações de estiramento, mas sem um número crítico de dados para indicar o movimento. Aparentemente, o comportamento regional é de uma deformação progradante para sul e sudeste, para a qual a sedimentação do Grupo Bambuí estaria situado na posição

esperada de uma bacia de antepaís clássica. Esta é uma possibilidade em aberto para ser estudada em diferentes campos, interdisciplinares. Se a deformação observada for Brasileira (a deformação do Sistema Riacho do Pontal é do final do Ediacarano, a tendência seria o Grupo Bambuí vir a ser (ou adentrar no tempo) no Cambriano. Alternativamente, o bloco de Mimoso teria funcionado como um anteparo importante (absorvendo as deformações advindas do Riacho do Pontal) e caprichosamente “protegendo” esta porção do Grupo Bambuí de deformação.

Na observação das lâminas delgadas, verifica-se uma clara textura metamórfica (granulolepidoblástica), com foliação bem desenvolvida em geral (nos filmes micáceos e nas bandas quartzo-feldspáticas), com várias evidências de processos deformacionais sobrepostos, dobramento intrafolial, estruturas S-C, crenulação, *kink bands* e foliação de 2ª ou 3ª geração, oblíqua à principal. São muito claras as evidências de redobramento. Estimativas iniciais apontam para temperaturas da ordem $>250^\circ$ e pressões acima de 3 kbar. Enquanto isto, por seu turno, o comportamento estrutural pelo Grupo Bambuí é absolutamente único, subhorizontal e sem nenhum evento de metamorfismo a ser registrado, absolutamente protegido das deformações dúcteis.

Grupo Bambuí

Os diversos perfis a serem apresentados são auto-explicativos do comportamento estrutural do Grupo Bambuí e de seu embasamento. A área foi intensamente percorrida, e o predomínio de estratos próximos a horizontalidade, sem nenhuma evidência de deformação compressional (ou dúctil de qualquer ordem) pode ser francamente observada. Localmente, os estratos do Bambuí apresentam dobras abertas idiomórficas, como em Rodoleiros (Fazenda Pé do Morro), na estrada Umburanas- Lagoa 33, e nas proximidades de Gruna. Os dobramentos são locais, absolutamente descontínuos, ligados a movimentações verticais incidentais, sem maior expressão

Na figuras a serem apresentadas aparece à sucessão de ilhas quartzíticas, mostrando a irregularidade sobre os quais o Grupo Bambuí foi depositado, em vários perfis escolhidos. A alternância de poços tubulares no calcário (vários poços cadastrados, com profundidades de até 200m) entre as ilhas quartzíticas, por toda área é uma ferramenta complementar desta observação, de substrato acidentado onde se depositaram os calcários.

Na encosta das serranias (como próximo a Rodoleiros, estas deformações descontínuas foram observada em cotas altas do platô carbonático (bem acima de 750 m), e sugerem que houve algum tipo de ruptura gravitacional ao longo das escarpas. Isto foi observado também próximo a Queimada Nova.

Referências

Branner, J. C. 1910. The Tombador scarpment in the State of Bahia, Brazil. *American Journal of Science* 30 (179), 335-543.

Branner, J. C. 1910b. The Geology of Serra do Mulato, State of Bahia, Brazil. *American Journal of Science* 30, (178), 256-263.

Branner, J. C. 1911. Aggraded Limestone Plains of the interior of Bahia and Climatic Changes Suggested by them. *Geological Society of America Bulletin* 22, 187-206.

Brito Neves, B. B. 1967. *Geologia das Folhas Upamirim e Morro do Chapéu-Bahia*. Recife CONESP/SUDENE, 52 p. (Relatório Técnico n. 17).

Guimarães, J. T. 1996. *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia; faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 155p.

Kegel, W. 1959. Estudos Geológicos na Zona Central da Bahia. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional da Produção Mineral, 198, 1-45.

Kegel, W. , Barroso, J.A. 1965. Contribuição à Geologia do Médio São Francisco, na região de Juazeiro. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional da Produção Mineral, 225, 1-29.

Zalán, P. V., Silva, P. C. R. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15, 561-571.

TECTÔNICA TANGENCIAL, METAMORFISMO E GERAÇÃO DE LEUCOGRANITOS EM TORNO DE 620 Ma, REGIÃO DE SENADOR POMPEU E SOLONÓPOLE, ESTADO DO CEARÁ

Edney Smith de M. Palheta¹; Felipe Grandjean da Costa¹; Ana Paula Justo²; Antônio Maurílio Vasconcelos¹; Joseneusa Brilhante Rodrigues³

¹ Serviço Geológico do Brasil-CPRM-REFO, edney.palheta@cprm.gov.br, ² Serviço Geológico do Brasil – CPRM-SUREG-SP, ³ Serviço Geológico do Brasil – CPRM- SEDE-Brasília

Trabalho realizado recentemente pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na Folha Senador Pompeu (SB. 24-V-D-VI), porção centro-oeste da Província Borborema Setentrional, no estado do Ceará, mapeou diversos corpos, de dimensões variadas, de leucogranitos, geralmente a duas micas com granada, raramente com silimanita, alongados nas direções NE-SW e N-S, situados, estruturalmente, entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Orós (Fig. 1). Estes granitos estão em meio as rochas metassedimentares e migmatíticas do Complexo Acopiara, de idade neoproterozóica (Palheta *et al.* 2010). Observações de campo revelaram diversos xenólitos deste complexo embutidos nesses leucogranitos, principalmente nos corpos de dimensões batolíticas, contendo feição *schlieren* e restos de rochas xistosas aluminosas.

Foram reconhecidas na área três fases deformacionais principais associadas a Orogenia Pan-Africana/Brasiliana na Província Borborema. A primeira corresponde a empurrões na direção WNW-ESE, que atingiram principalmente as rochas do Complexo Acopiara, submetidas a P e T que alcançaram condições anatéticas, gerando os leucogranitos à duas micas (ca. 620 Ma) referido neste trabalho. A segunda representa uma evolução da primeira e é associada a uma tectônica transpressional, caracterizada por significativas movimentações ao longo de zonas de cisalhamento subverticais a verticais, nas direções N-S e NE-SW, com concomitante

colocação de granitóides sin-transcorrentes de idade em torno de 590-560 Ma (ex: Nogueira, 2004). A última fase se caracteriza por uma deformação mais rasa, dúctil-rúptil, de caráter transcorrente de movimentações dextrais e sinistrais, que seccionaram as unidades precambrianas nas direções N-S e NE-SW.

Os leucogranitos são provavelmente oriundos da fusão parcial das rochas supracrustais do Complexo Acopiara. Apresentam química compatível com os granitos peraluminosos (tipo-S). Os teores de Sr e Ba são semelhantes ao Granito *Manaslu* (*High Himalayan*) derivado de fusão de metagrauvaca/metapelito (Guillot & Le Fort, 1995), e os conteúdos de SiO₂, Rb, Ga, Ba, Sr e ETR tem similaridades aos leucogranitos a duas micas hercínios do Maciço Central da França (Williamson *et al.*, 1996).

A idade concordante de 620 ± 6 Ma U-Pb (LA-ICP-MS) foi obtida nas bordas de sobrecrecimento metamórfico de zircões de um dos corpos dos leucogranitos (batólito Nenelândia). Esta idade representa o registro termo-metamórfico responsável pela anatexia das rochas paraderivadas do Complexo Acopiara, e, portanto, pode ser interpretada como idade de cristalização dos leucogranitos. Os núcleos de três zircões ofereceram idades entre 650-690 Ma e outros seis núcleos revelaram idades entre 720-850 Ma.

Van Schums *et al.* (2003, 2011) admitiram pico metamórfico em cerca de 610-

590 Ma para o domínio norte e central da Província Borborema. Amaral (2010) a partir da datação de rocha granulítica, na região de Forquilha e Cariré, sugere registro de metamorfismo de alta temperatura no Domínio Ceará Central entre \approx 613 - 615 Ma. Arthaud (2007) datou, na região de Guia e Lázaro (Ceará), leucogranito com granada e cianita, leucossoma de migmatito paraderivado e paragnaisse com granada e cianita (Complexo Ceará), obtendo idades em monazita, respectivamente de 608 ± 2 Ma, 607 ± 7 Ma, 612 ± 6 Ma. Baseado nas informações sobre metamorfismo regional, conclui-se que, o leucogranito a duas micas datado (ca. 620 Ma) na região de Senador Pompeu é registro do principal evento metamórfico/deformacional relacionado a um encurtamento crustal, que atuou nessa porção da Província Borborema Setentrional.

Referências

- Amaral, W. S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarometria das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. UNICAMP. Tese de Doutorado. 234p.
- Arthaud, M. H. 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação a colisão continental brasileira. UnB. Tese de Doutorado. 170p.
- Guillot, S. & Le Fort P. 1995. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 35: 221-234.
- Nogueira, J.F. 2004. Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123p.
- Palheta, E. S. M.; Justo, A. P.; Costa, F. G.; Vasconcelos, A. M.; Rodrigues, J. B.; Gomes, I. P. 2010. Deposição e migmatização das supracrustais do Complexo Acopiara: uma bacia neoproterozóica pré-colisional, norte da Província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém – PA. CD-ROM.
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana, Pan African - Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A. A. Balkema, Brookfield. 350p.
- Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Williams, L. S.; Hackspacher, P. C.; Fetter, A. H.; Dantas, E. L.; Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287-327.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian History of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb Geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: [10.1016/j.jsames.2011.02.010](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010).
- Williamson, B. J.; Shaw, A.; Downes, H.; Thirlwall, M. F. 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chemical Geology*, 127: 25-42.

THE LA PUNTILLA - LA FALDA SHEAR ZONE, SIERRA DE UMANGO, WESTERN SIERRAS PAMPEANAS, ARGENTINA: AN EXAMPLE OF HIGH-TEMPERATURE LATERAL RAMP

Vinícius Tieppo Meira^{1*}, Mario da Costa Campos Neto¹, Miguel Ângelo Stipp Basei¹, Pablo Diego González² and Ricardo Varela²

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, viniciusgeologia@gmail.com; ²CONICET - Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

Introduction

In the Pampean flat-slab, Central Andes, crops out basement blocks (Sierras Pampeanas) uplifted and rotated in the Cenozoic times (Ramos et al., 2002). The Western Sierras Pampeanas (*sensu* Caminos, 1979) is characterized by Grenvillian Mesoproterozoic meta-igneous aged rocks and metasedimentary units metamorphosed in the Ordovician Famatinian Orogeny (Casquet et al., 2001; Varela et al., 2008 and 2011 and references therein) and it is considered the northern part of the Cuyania Terrane (e.g. Ramos et al., 1998, Porcher et al., 2004 and Vujovich et al., 2004). The Sierra de Umango is the westernmost Western Sierras Pampeanas, limited by Devonian sedimentary rocks of Precordillera on the western side, separated by tertiary rocks from the Sierra de Maz and Sierra del Espinal on the east, and with igneous and sedimentary rocks of Famatina System cropping out on the further east. It is composed of meta-igneous and metasedimentary rocks cropping out around the 29°S latitude and 68°30'W longitude, on the southwestern La Rioja Province, Argentina. Eight geological units were distinguished in the Sierra de Umango: i- the basement unit Juchi Orthogneiss of Mesoproterozoic age; ii- metasedimentary units Tambillo (where the PFSZ is included) and iii- Tambillito; iv- Ordovician syn-collisional El Peñon Granite; v- El Cordobés metamafic rocks Unit; vi- late-collisional Guandacolinos Granite and vii- post-collisional Cerro Veladero Granite; and viii- La Troya Marble (see Meira, 2010 and Varela et al., 2011 for

detailed descriptions). The PFSZ delineates a ~5 km wide stripe in the westernmost Tambillo Unit, determining the western boundary of the Umango basement rocks. A *Nappe* System associated to the Famatinian Collisional Event between the Cuyania Terrane and the proto-Andean margin of Gondwana characterizes the main structure of the Umango basement rocks, including the Juchi Orthogneiss *Klippen*. This report wishes to contribute to the understanding of the PFSZ kinematic and its geotectonic implications related to the collision of Cuyania Terrane against the proto-Andean margin of Gondwana.

Structural Evolution of the Sierra de Umango

The structural evolution of the Sierra de Umango revealed a polyphase tectonic history including an Ordovician collisional event, a Devonian compressional deformation, the Late Paleozoic and Mesozoic extensional faulting and sedimentation (Paganzo and Ischigualasto basins) and the compressional deformation of the Andean foreland during the Cenozoic. Five deformational phases were recognized in the Sierra de Umango (see Meira, 2010 and Meira et al., 2011 for further details), related to three diachronous tectonic events. The first three deformational phases are correlated to the development of a *Nappe* System and the PFSZ, associated to an oblique collisional event. A fourth deformational phase was described as open to close upright folds and discrete protomylonitic shear zones, correlated to the Chanica Tectonics. The fifth deformational

phase corresponds to open high angle plunging folds, associated to the Andean Cycle.

The La Puntilla-La Falda Shear Zone (PFSZ)

The PFSZ strikes NNE-NE and it is ~5 km wide and more than 38 km long. The alternating of kyanite and/or sillimanite-garnet-plagioclase-quartz-biotite mylonites/protomylonites, breccia marbles and amphibolitic boudins are the major lithologies, occurring minor porphyroclastic light gray mylonitic granites and dark gray ultramylonites. The protomylonitic to mylonitic foliation is correlated to the regional main foliation S2, typified essentially by lepidoblastic fine-grained biotite-rich bands, quartz ribbons and feldspar and garnet porphyroclasts. The post-S2 deformational phases modified the mylonitic structures, fundamentally expressed by upright open D4 folds.

An interesting mesoscopic feature in the PFSZ is the breccia-like structures involving the competence behavior of the marble layers and the host metapelitic rocks. The marble sheets seem to flow as a fluid, intruding and collecting fragments of the host metapelitic rocks that behaved as a competent layer.

Several evidences of crystal plastic flow can be observed in the microscopic scale. Deformation-induced twinning in plagioclase porphyroclasts, kink folds in tabular grains as kyanite and sillimanite, deformation lamellae and undulatory extinction in quartz grains are the most common evidences for ductile deformation. The mineralogical assemblages (sillimanite and/or kyanite, biotite, garnet, K feldspar, quartz, plagioclase and rutile in metagraywackes, and clinopyroxene, hornblende, quartz, plagioclase and opaques in metabasic rocks) indicate metamorphic conditions of upper amphibolite to granulite facies of medium- to high-pressure regime. Kinematic indicators (mainly garnet and plagioclase porphyroclasts) suggest top-to S sense-direction, corroborating with the idea of a right lateral shear zone that worked as a lateral ramp, facilitating the exhumation process of the *Nappe* System.

Nevertheless, low-temperature microstructures, such as bulging and subgrain rotation in quartz,

indicate a mylonitization in shallower crustal levels, post-S2 and metamorphic peak.

Discussion and Conclusions

Nappe Systems in the Western Sierras Pampeanas have been described in the Sierra de Pie de Palo by Ramos et al. (1996) and, more recently, detailed by van Staal et al. (2010), Mulcahy et al. (2011). These authors also cite the Ordovician collisional history to explain the *nappen* structures (van Staal et al., 2010) and the composite middle to lower crustal section (Mulcahy et al., 2011). Our observations and structural data lead us to similar interpretations, proposing an Ordovician oblique collision with continental wedge subduction followed by exhumation processes defined by the development of a *Nappe* System associated to a right lateral shear zone (PFSZ) that worked as a lateral ramp.

In the Sierra del Toro Negro area (north of Sierra de Umango) occurs, along the Bonete River section, the Jagüe Shear Zone - JSZ (Martino and Astini, 1998). There is cropping out Mesoproterozoic felsic to mafic orthogneisses and mylonites (Martina et al., 2005), minor calcitic to dolomitic marbles and para-amphibolites of Las Damas Marbles, named Rio Bonete Metamorphic Complex (Martina and Astini, 2009). The JSZ is thought to define the northern limit of Precordillera (or Cuyania) Terrane (Martina and Astini, 2009). Lithologically the JSZ and PFSZ are similar, both represent a very important geotectonic structure and their geographical locations are suggestive of a connection. For these reasons, we propose that these major structures might be connected.

References

- Camino, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. In: Turner, J. (Ed.), II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1, 225-291.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian Mobile

- Belt:U/Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Pie de Palo. *Geology*, 29, 703-706.
- Martina, F., Astini, R.A., 2009. Geología de la región del Río Bonete en el antepaís andino (27°30'LS): extremo norte del terreno de Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64, 312-328.
- Martina, F., Astini R.A., Becker T.P., Thomas W.A., 2005. The Northern boundary of the Precordillera terrane. In: Pankhurst, R.J. & Veiga, G.D. (Eds.) *Gondwana 12*. Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina, 246.
- Martino, R., Astini, R.A., 1998. La faja de deformación de Jagüé: límite septentrional del terreno de la Precordillera. X Congreso Latinoamericano de Geología and VI Congreso Nacional de Geología Económica, 2, 433.
- Meira, V.T., 2010. Evolução estrutural da Sierra de Umango, Sierras Pampeanas Ocidentais, Noroeste da Argentina. Unpublished Master Dissertation, Universidade de São Paulo, 104p.
- Meira V.T., Campos Neto, M. C., González, P. D., Basei, M. A. S., Varela, R., 2011. Contributions to structural evolution of the Sierra de Umango, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Submitted to *Journal of South American Earth Sciences*.
- Mulcahy S.M., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Jourdan F., Iriondo A., Renne P.R., Vervoort, G.D., Vujovich, G.I., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina, *Tectonics*, 30, TC1005, doi:10.1029/2009TC002656.
- Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Vujovich, G.I., Chernicoff, C.J., 2004. Thermobarometry, Sm/Nd ages and geophysical evidence for location of the suture zone between Cuyania and the Western Proto-Andean Margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7, 1057-1076.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., Dallmeyer, R.D., 1996. Los klippes y ventanas tectónicas preándicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad y implicaciones tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5, 377-391.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D., Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., (Eds.). *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Special Publication of the Geological Society of London, 142, 143-158.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* (15) 59-78.
- van Staal C.R., Vujovich, G.I., Currie, K.L., Naipauer, M., 2010. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath Famatina arc, *Journal of Structural Geology*, doi:10.1016/j.jsg.2010.10.011.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., González, P.D., Siga JR., O., Campos Neto, M.C., Cingolani, C.A., 2008. New O-Pb data for Sierra de Umango, Andean Foreland at 29°S and geodynamic implications. VI South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers.
- Varela, R., Basei, M. A. S., González, P. D., Sato, A. M., Naipauer, M., Campos Neto, M. C., Cingolani, C. A., Meira, V. T., 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the west of the Rio de la Plata craton, western Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-010-0614-2.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7, 1041-1056.

O SIGNIFICADO DO COMPLEXO SURUBIM PARA A TECTÔNICA DE EMPURRÃO NA PORÇÃO CENTRO-LESTE DO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Alan Wanderley Albuquerque Miranda; Roberta Galba Brasilino; Roberto Gusmão de Oliveira

Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM, alan.miranda@cprm.gov.br

Abstract

The Surubim Complex is a lithostratigraphic unit composed of Neoproterozoic metasedimentary rocks in the central-eastern Transversal Zone Domain. The rocks of this complex were displaced on Paleoproterozoic basement orthogneiss, as well as the basement rocks are identified overlapping de rocks of Surubim Complex. This stratigraphic inversion is interpreted as the result of a thrust tectonic, associated with the development of D₂ deformational phase described in this work.

Resumo

O Complexo Surubim é uma unidade litoestratigráfica Neoproterozóica formada por rochas metassedimentares distintas, com expressiva ocorrência na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal. As rochas desse complexo foram deslocadas sobre ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico, assim como as rochas do embasamento são identificadas sobrepostas às rochas do Complexo Surubim em algumas regiões. Essa inversão estratigráfica é interpretada como o resultado de uma tectônica de empurrão, associada ao desenvolvimento da fase D₂ descrita neste trabalho.

1. Introdução

O Domínio da Zona Transversal (DZT) da Província Borborema, quando observado em

imagens de satélite e aerofotos, é marcado pela ocorrência de feições estruturais lineares ou curvilíneas de relativa expressão topográfica na região. Em geral, essas feições são zonas de cisalhamento dúcteis de mergulho elevado com cinemática dextral ou sinistral, orientadas na direção E-W e NE-SW, respectivamente.

A análise dos eventos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento do arcabouço estrutural do DZT deve contribuir para o melhor entendimento da evolução tectônica nessa região. O comportamento das diferentes unidades litoestratigráficas durante a deformação é uma ferramenta importante na análise da configuração regional das estruturas observadas no DZT. A relação tectonoestratigráfica entre as rochas do embasamento paleoproterozóico com o conjunto de rochas supracrustais permanece sem uma abordagem geológica e estrutural mais detalhada. Nesse sentido, este trabalho faz uma abordagem sobre os aspectos estruturais observados nas rochas do Complexo Surubim, assim como suas relações tectonoestratigráficas com as rochas do embasamento Paleoproterozóico, representadas pelos Complexos Vertentes e Salgadinho.

2. Arcabouço geológico

2.1. Geologia Regional

A Província Borborema, localizada na região Nordeste do Brasil, é delimitada em três grandes domínios, assim denominados:

domínios Norte, Central ou da Zona Transversal e Sul. A área de estudo está situada na porção centro-leste do DZT. Esse domínio é limitado pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco de cinemática dextral e direção aproximada E-W. O embasamento do DZT é formado por unidades litoestratigráficas compostas de rochas ortoderivadas e/ou paraderivadas migmatíticas de idade Paleoproterozóica. Na área de estudo, o embasamento Paleoproterozóico é caracterizado por ortognaisses do Complexo Vertentes com idade de 2.14Ga (Neves *et al.* 2006) e do Complexo Salgadinho com 2.18Ga. As rochas metassedimentares do Complexo Surubim representam uma cobertura sedimentar Neoproterozóica, uma vez que a idade de deposição para esse complexo deve ser mais jovem do que 665Ma (Neves *et al.* 2006). Apesar das idades desses complexos estarem bem estabelecidas na literatura, a relação tectonoestratigráfica entre eles ainda pode ser aperfeiçoada.

2.2. Geologia local

Visando o melhor conhecimento litológico das rochas do embasamento e suas supracrustais, três unidades litoestratigráficas são analisadas neste trabalho (Figura 1): (i) Complexo Salgadinho, (ii) Complexo Vertentes e (iii) Complexo Surubim. (i) O Complexo Salgadinho é composto por anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos enriquecidos em magnetita. A ocorrência de boudins centimétricos/decimétricos de rochas máficas, por vezes, anfibolitizadas é comum em toda a extensão dessa unidade; (ii) O Complexo Vertentes é formado por anfibólio-granada-biotita ortognaisses bandados de composição granodiorítica e biotita ortognaisses de composição monzodiorítica com intercalações decimétricas de bandas quartzo-feldspáticas de composição granítica; (iii) O Complexo Surubim é caracterizado por sillimanita-granada-biotita gnaisses e/ou xistos, por vezes migmatizados, com intercalações expressivas de camadas de mármore e quartzitos micáceos. Gnaisses quartzo-feldspáticos e rochas calcissilicáticas são observados em menores proporções.

3. Geologia estrutural

Os dados estruturais obtidos são individualizados de acordo com critérios de superposição em três fases de deformação dúctil, assim designadas: fases D₁, D₂ e D₃. A fase D₁ é identificada pela observação de uma foliação (S₁) flexionada nas charneiras de dobras (F₂) geradas durante a fase D₂. Na escala de afloramento, as dobras F₂ são apertadas a isoclinais, levemente assimétricas com charneiras espessadas e eixo de caimento suave ou próximo da horizontal. Provavelmente, as dobras F₂ observadas em afloramentos são registros de dobras recumbentes de escala maior associadas às terminações de falhas de empurrão do evento D₂. Uma foliação/xistosidade S₂ é paralela à superfície axial das dobras F₂ e transpõem ou obliteram a foliação S₁ em estágios mais avançados de deformação. A direção de transporte tectônico da fase D₂ é materializada como uma lineação de estiramento (Lx₂) penetrativa, sendo observada nos planos de foliação S₂. Nos metassedimentos, a análise de indicadores cinemáticos em cortes paralelos à Lx₂ implica em transporte tectônico para WNW. As diferenças no posicionamento de Lx₂ entre ortognaisses do Complexo Vertentes e metassedimentos do Complexo Surubim foram descritas anteriormente, sugerindo a ocorrência de mecanismos de partição de deformação na vertical durante o evento (Neves *et al.* 2005). Isso implica que a tectônica de empurrão para WNW associada à fase D₂ é mais efetiva no transporte de rochas do Complexo Surubim. Haja vista a identificação reduzida de critérios cinemáticos para WNW nas rochas do embasamento (Complexos Vertentes e Salgadinho). A fase D₃ é responsável pela geração de dobras (F₃) e pelo amplo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis. As dobras F₃ são fechadas a apertadas, levemente assimétricas, com eixos de caimento suave ou horizontal e superfícies axiais de mergulho elevado. Eventualmente, essas dobras podem configurar dobramentos em caixa na escala regional, promovendo superfícies axiais com sentido de mergulho distintos (Figura 1). Uma foliação (S₃) paralela à superfície axial de dobras F₃ é

observada com frequência em vários afloramentos. A foliação S_3 é identificada com caráter milonítico no interior de zonas de cisalhamento dúcteis, juntamente com uma lineação de estiramento (Lx_3) de caimento suave ou horizontal. A interação tectônica entre as fases D_2 e D_3 proporciona o desenvolvimento de padrões de interferência de dobras do tipo III (laço).

4. Dados aerogeofísicos X Dados estruturais

As informações descritas no item anterior sobre a evolução estrutural da área são baseadas em dados estruturais obtidos em afloramentos na superfície. Conseqüentemente, as representações das estruturas nas seções geológicas esquemáticas são interpretações do arcabouço estrutural da área em profundidade. A utilização de dados aerogeofísicos com informações do campo magnético total e/ou total reduzido ao pólo fornece elementos importantes sobre o comportamento do substrato rochoso e magnético de uma determinada região. Nas imagens do campo magnético total da área de estudo, as regiões de fontes magnéticas mais rasas correspondem às áreas de ocorrência de ortognaisses do Complexo Salgadinho. Por outro lado, uma atenuação do sinal de fontes muito magnéticas é identificada nos locais de ocorrência de rochas do Complexo Surubim. A interpretação desses dados magnetométricos permite sugerir que as rochas sem magnetização do Complexo Surubim estão sobrepostas as rochas magnéticas do Complexo Salgadinho, corroborando as interpretações de dados litológicos e estruturais de campo.

5. Conclusões

Os dados estruturais obtidos em campo apontam para uma tectônica de empurrão associada ao evento D_2 descrito nesse trabalho, envolvendo o deslocamento de rochas do Complexo Surubim sobre os ortognaisses paleoproterozóicos dos Complexos Salgadinho e Vertentes. O posicionamento de rochas do Complexo Vertentes sobre as rochas do Complexo Surubim representa uma inversão estrutural e estratigráfica causada pela tectônica de empurrão D_2 . Finalmente, os dados aerogeofísicos de campo magnético total permitem interpretações coerentes com a evolução estrutural proposta para a área de estudo.

6. Referências

- Neves, S.P., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2005. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *J. Struct. Geol.* 27, 1513–1527.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197–216.

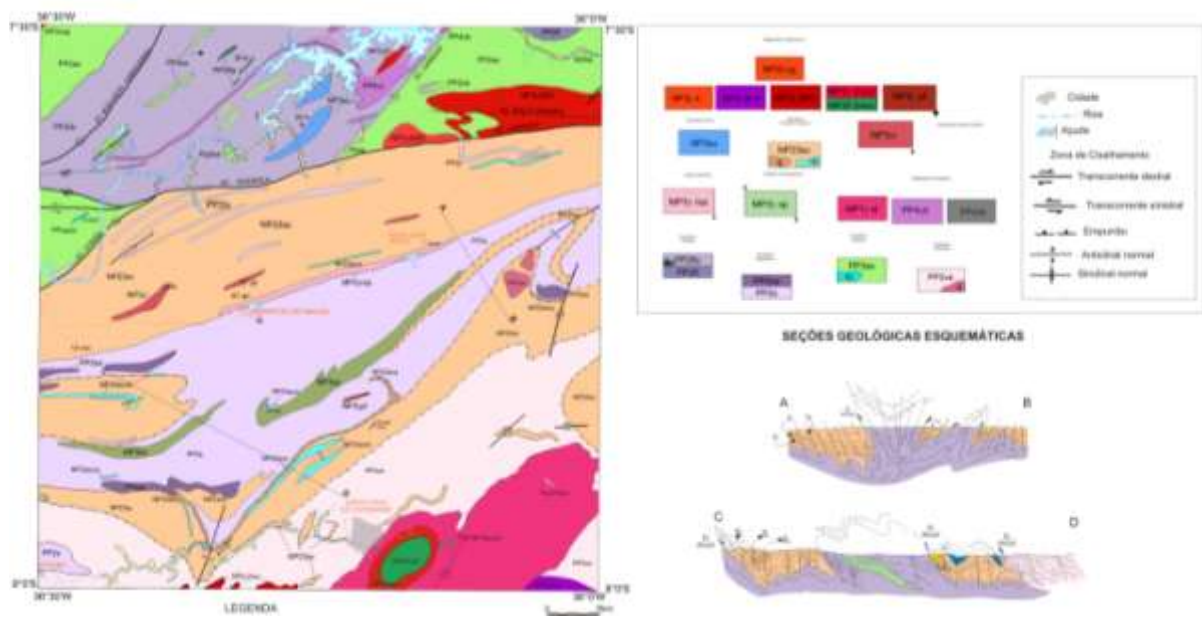


Figura 1. Mapa geológico simplificado da área de estudo com as seções geológicas esquemáticas.

ORTONAISSSES MIGMATÍTICOS DO COMPLEXO SANTA ISABEL NA REGIÃO DE URANDI-GUANAMBI, BAHIA: ANÁLISE ESTRUTURAL, GEOCROLOGIA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Éder Luis Mathias Medeiros¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz¹, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa¹, Mauricio Antônio Carneiro², Silvandira dos Santos G. P. de Jesus¹, Richard Armstrong⁴, Reinaldo Brito³, Inácio Delgado³

¹UFBA/IGEO/PPPG, gemedeiros@hotmail.com; ²UFOP/DEGEO; ³CPRM- Serviço Geológico do Brasil; ⁴Australian National University

1. Introdução

O Complexo Santa Isabel situa-se no setor oeste do Bloco Gavião, Cráton do São Francisco, a leste da serra do Espinhaço Setentrional. Representa uma faixa de metamorfitos com orientação geral N-S, sendo constituído por ortognaisses com níveis tonalíticos, granodioríticos e graníticos intercalados com anfíbolitos e metapiroxenitos, intrusões graníticas e eclogitos (Barbosa & Moutinho da Costa 1973, Portela *et al.* 1976, Moutinho da Costa & Silva 1980, Fernandes *et al.* 1982, Delgado *et al.* 2004, Santos, 1999). A presença de rochas granulíticas levou Mascarenhas (1979) a propor a existência de um cinturão móvel arqueano, que foi denominado de Cinturão Santa Isabel. Por sua vez, Rosa (1996, 1999) sugeriram a existência do Cinturão Móvel Urandi-Paratinga, que compreende as unidades do Complexo Santa Isabel, as seqüências metavulcano-sedimentares de Riacho de Santana e Urandi e as intrusões múltiplas e tardias orosirianas de Guanambi. Este trabalho pretende apresentar os dados estruturais e geocronológicos dos migmatitos do Complexo Santa Isabel na região de Urandi.

2. Geologia Regional

O Bloco Gavião é constituído por ortognaisses cinza de composição tonalítica-granodiorítica-granítica e migmatitos, além de seqüências

metavulcanossedimentares, remanescentes de seqüências meta-vulcanossedimentares arqueanas denominadas de Contendas Mirantes, Mundo Novo, Ibitira-Ubiraçaba, Brumado, Guajeru, Riacho de Santana, Urandi, Boquira e Licínio de Almeida (Cunha & Fróes 1994, Arcanjo *et al.* 2000, dentre outros), granitóides riacianos-orosirianos-estaterianos (Martin *et al.* 1991, Cordani *et al.* 1992, Martin *et al.* 1997, Santos-Pinto *et al.* 1998, Bastos Leal *et al.* 2000, dentre outros) e granitóides estaterianos (Turpin *et al.* 1988, Cordani *et al.* 1992, Cruz *et al.* 2007). Rochas metassedimentares de idade paleo/meso e neoproterozóicas estão agrupadas nos supergrupos Espinhaço e São Francisco e afloram na serra do Espinhaço Setentrional e na Bacia do São Francisco. Diques máficos meso e neoproterozóicos intrudem as rochas do Supergrupo Espinhaço (Loureiro *et al.* 2008, Danderfer *et al.* 2009).

3. Os ortonaisses migmatíticos do Complexo Santa Isabel

Nos ortognaisses do Complexo Santa Isabel estudados podem ser reconhecidos tonalito cinza, granodioritos, enclaves máficos anfíbolíticos e piroxenitos, além de uma variedade de granitos e zonas migmatizadas. Predominantemente, nos domínios migmatizados o neossoma é constituído por granitóides cinza-claros a bege. Em geral a

intensidade da migmatização cresce de sul para norte e feições do tipo *nebulíticas*, *shollen*, *Schilieren*, *Surreitica* ou *Dilatação*.

Nos domínios em que a migmatização é inexpressiva, a análise estrutural permitiu a identificação de seis fases deformacionais compressivas. A primeira, Dn-1, foi responsável pela formação de uma foliação gnáissica que é encontrada como dobras isoclinais internas à foliação milonítica da fase Dn (Sn). Associado a essa estrutura encontra-se o bandamento gnáissico, com orientação geral segundo NW-SE. Na fase Dn+1 houve o desenvolvimento de dobras fechadas a isoclinais, horizontais, com envoltória simétrica. Dobras parasíticas em S, Z, M/W são observadas associadas à envoltórias simétricas, cuja charneira posiciona-se, em geral, segundo 020/05. Na fase Dn+2 as dobras são truncadas por zonas de cisalhamento sinistrais com orientação geral 080/85. Zonas de cisalhamento transpressionais destrais com orientação 030/85 e sinistrais posicionadas em 040/85 integram a última fase deformacional compressional (Fase Dn+3). Os principais indicadores de movimentos são estruturas S/C, sigmóides de foliação e dobras de arrasto. Nessas zonas um novo bandamento Sn+2 gnáissico é gerado. As relações de truncamento observadas em campo sugerem que a migmatização dos ortognaisses ocorreu sin a tardiamente à geração das dobras e anteriormente à nucleação das zonas de cisalhamentos sinistrais. Na fase Dn+4 zonas de cisalhamento destrais com trend geral NNW-SSE e sinistrais com orientação geral WNW-ESSE foram nucleadas. O registro estrutural encontrado assemelha-se ao observado no Figueiredo (2009) na seqüência metavulcano-sedimentar Urandi.

Amostras de mesossoma tonalítico e neossoma dos domínios migmatizados foram datados pelo método U/Pb (zircão, SHRIMP). No mesossoma (OPU-6433) os zircões são marrons, anédricos, alguns opacos e metamíticos. A maioria dos grãos apresentam, em CL, sobrecrecimentos escuros de vários tamanhos e terminações bem desenvolvidas. Os núcleos são zonados e magmáticos. Estes grãos são variavelmente discordantes e mesmo os mais concordantes, ou as análises concordantes, mostram um intervalo de idades

207Pb/206Pb aparentes entre 3200 e 2950 Ma. Isso pode ter resultado da heterogeneidade inicial nas idades do protólito (ou herança de uma fonte heterogênea). Os sobrecrecimentos contêm teores elevados de U e parecem ser discordantes, ou conter alto Pb, ou ambos. Isto dificulta uma datação precisa desses zircões. Uma análise, porém, é quase concordante, fornecendo idade 207Pb/206Pb age de 2095 ± 8.6 Ma, que seria a melhor estimativa da idade da migmatização.

No neossoma (OPU 6432) os zircões são marrons, porém há variações na cor e transparência. As imagens de Catodo Luminescência – CL da população geral são escuras e não se observa zoneamento. Alguns cristais são de cor e forma diferentes - com bordas e faces reabsorvidas – e possuem leve zoneamento em CL. Os cristais escuros observados em CL contêm em geral Th/U mais baixo (0.1 a 0.2) e possivelmente estão relacionados aos migmatitos. Possuem teores muito elevados de U (um grão apresenta teores de U em torno de 5000 ppm). Todos os dados são fortemente discordantes, mas os zircões escuros em CL são concordantes na discordância com intercepto superior em 2122 ± 78 Ma e inferior em 629 ± 34 Ma. Três análises em dois grãos que diferem da população geral fornecem idades mínimas 207Pb/206Pb >3 Ga e provavelmente são ou herdados ou do protólito.

4. Conclusões

Os resultados obtidos sugerem que a migmatização no Complexo Santa Isabel está relacionada com deformações compressivas que evoluíram para um sistema transcorrente sinistral. As idades obtidas são relativamente mais velhas do que as disponíveis na literatura para os sienitos e granitos alcalinos que foram estudados por Rosa (1999) na região de Guanambi-Urandi. Possivelmente, as idades obtidas nesse trabalho e o arcabouço estrutural refletem a existência de um cinturão de deformação de idade riaciana, produto da colisão entre a paleoplaca Gavião e uma outra ainda não identificada. Os limites desse cinturão e a arquitetura regional ainda serão matéria de estudos futuros envolvendo o

mapeamento geológico e a aplicação de técnicas analíticas sofisticadas.

5. Referências

- Arcanjo, J. B., Marques-Martins, A. A., Loureiro, H. S. C., Varela, P. H. L. 2000. Projeto vale do Paramirim, escala 1:100.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CD-ROOM.
- Barbosa, O., Costa, L.A.M. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco; fase IV, II etapa de campo. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM/PROSPEC, 1973. 8 v.
- Bastos Leal, L. R. B., Teixeira, W., Cunha, J. C., Leal, A. B. M., Macambira, M. J. B., Rosa, M. L. S. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 66-69.
- Cordani, U. G., Iyer, S. S., Taylor, P. N., Kawashita, K., Sato, K., McCreath, I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar sistematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal South. American Earth Science*, 1: 33-46.
- Cruz, S.C.P.; Alkmim, F.F.; Martins, M. A., 2007. Reativação Distensional de Estruturas Compressionais da Porção Sul do Corredor do Paramirim, Bahia. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Natal, Anais, p. 103-105.
- Cunha, J. C. & Fróes, R. J. B. 1994. Komatiítos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia. CBPM, Salvador, 29p
- Danderfer A. de Waele B., Pedreira A.A.J., Nalini Jr. H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco craton - Brazil. *Precambrian Research*, 170:116-128.
- Delgado, I. M. et. al. Geotectônica do escudo atlântico. In: BIZZI, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & GIS*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, p. 227-334.
- Fernandes, P. C. E. A., Montes, M. L., Braz, E. R., Montes A. S. L. Silva L. L., Oliveira F. L. L., Ghignone J. I., Siga Jr., Castro, H. E. F. 1982. Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SD23 - Brasília. Rio De Janeiro, MME, p. 25-204.
- Loureiro H. S. C., Bahiense I. C., Neves J. P., Guimarães J. T., Teixeira L. R., Santos R. A., Melo R. C. 2009. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim: (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). Salvador, CBPM, Série Arquivos Abertos 33, 113 p.
- Martin, H., Peucat, J. J., Sabaté, P., Cunha, J. C. 1991. Um segment de croûte continentale d'Age archéean ancien (3.5 milliards d'années): lê massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Phis.*, 313: 531-538.
- Martin, H., Peucat, J. J., Sabaté, P., Cunha, J. C. 1997. Crustal evolution in early archean of south América: Exemple of Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research* 82: 35-62.
- Mascarenhas, J.F. Evolução geotectônica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. 1979. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos*. Salvador, SME/COM, v.2, p. 57-165.
- Moutinho da Costa, L.A. & Silva W.G. 1980. Projeto Santo Onofre. Relatório Final. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/TRISERVICE, 25 v.
- Portela, A.C.P.; Marchetto, C.L.; Meneguesso, G.; Stein, .H.; Moutinho da costa,L.A.; Batista, M.B.; Mossmann, R; Silva, W.G. 1976. Projeto Leste de Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM, 300p.
- Rosa M.L.S. 1999. Geologia, Geocronologia, Mineralogia e Litogeoquímica do Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 186 p.

Rosa M.L.S., Conceição H., Paim M.M., Santos E. B., Alves Da Silva Ec., Leahy G.A.S., Bastos Leal L.R. 1996. Magmatismo potássico-ultrapotássico pos a tardiorogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, 1: 027-042.

Santos-Pinto, M.A, S., Peucat, J.J., Martin, H., Sabaté, P. 1998. Recycling of the Archaean

continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11: 487-498.

Turpin, L., Maruèjol, P., Cuney, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98: 139-147.

ANÁLISE ESTRUTURAL MULTI-ESCALA DA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA ARAGUAIA

André Ramiro Hillani Pierin^{1,2}, Leonardo Fadel Cury², Maria José Maluf de Mesquita³,
Fernando Mancini², Renato Leandro²

¹Vale E&P, andre.ramiro@vale-ep.com; ²Departamento de Geologia, UFPR; ³ Universidade Estadual de Campinas

Resumo

A Faixa de Dobramentos Araguaia possui uma história deformacional polifásica, na qual é possível individualizar fases de deformação de acordo com as estruturas tectógenas planares e lineares presentes. A análise de dados de sensores remotos, campo e petrografia, permitiu a definição de 3 fases em regime dúctil a dúctil-rúptil e de cunho regional, respectivamente D1, D2 e D3. As duas primeiras fases estão associadas a foliações de baixo ângulo, definidas por uma deformação tectônica progressiva em caráter estritamente compressivo, resultado das primeiras etapas da colisão e construção do orógeno. A fase D3 é caracterizada por clivagens planos axiais de dobras métricas, relacionadas a dobramentos tardios, com possível associação das estruturas com uma tectônica transcorrente de caráter transpressivo sin a pós-colisional. São estruturas com mergulhos verticais a subverticais, as quais compõem planos de fraqueza passíveis de reativações, principalmente por tectônica rúptil nas formas de falhas normais e transcorrências. As fases de deformação caracterizadas são acompanhadas por tramas metamórficas características e que também exibem padrões distintos ao longo da Faixa Araguaia. Assim, interpreta-se que, durante a geração das foliações pré-cambrianas, a Faixa Araguaia comportou-se como uma típica *thrust and fold belt*, com áreas características de tectônica endodérmica, na porção em que há lascas de embasamento e de ofiolitos, e áreas de tectônica epidérmica, mais próxima ao Cráton Amazônico, onde as foliações são mais dúcteis-rúpteis e a tendência são estruturas tipo rampa

e piso. Os dados sugerem que a vergência da Faixa é de leste para oeste, com cavalgamentos em direção ao Cráton Amazônico. As deformações de caráter rúptil também são comuns, expressas nas formas de juntas, falhas transcorrentes, normais e inversas, algumas vezes responsáveis pela colocação lado a lado de diferentes unidades, inclusive conformando estruturas dos tipos *horst* e *graben* que definem substancialmente a geomorfologia da região.

Introdução

O trabalho foi realizado nas regiões de Colméia e Colinas, estado do Tocantins (figura 01). O método de estudo concentra-se na análise multi-escala com ênfase na caracterização das estruturas em várias ordens de grandeza: definição do arcabouço morfoestrutural com a utilização de imagens orbitais SRTM e ASTER nas escalas de 1:800.000 e 1:300.000; análise litoestrutural de campo; petrografia com ênfase na microtectônica. Através do reconhecimento das relações geométricas e cronológicas em diferentes escalas, foram definidos os principais eventos de deformação que atuaram durante os estágios de desenvolvimento da Faixa Araguaia no Pré-Cambriano.

Análise Morfoestrutural

Os traçados dos lineamentos foram efetuados em escala 1:800.000, em imagens SRTM 90 e, posteriormente, em escala 1:300.000 com a utilização de cenas ASTER. As imagens foram tratadas e confeccionadas em quatro pseudo-iluminações: 0°, 45°, 90° e 315° e inclinação de 40°. Os traçados em

SRTM (figura 02 – traçados em vermelho) priorizaram o reconhecimento de grandes estruturas de natureza contínua e, freqüentemente, com mais de 10km de comprimento. Ao todo foram analisados 1894 lineamentos com freqüências concentradas nas direções N60-80E e N50-70W, seguido por tendências importantes com direções próximas a N-S e E-W. A análise dos comprimentos evidencia N70E e N50W como tendências principais, acompanhadas pela tendência N-S. Estes resultados mostram que as direções principais supracitadas possuem maior continuidade estrutural do que o *trend* E-W, por exemplo. Não obstante, mesmo ocorrendo de modo mais fragmentado, os lineamentos E-W apresentam-se pervasivos e ao longo de toda a área de estudo. Os traçados em escala 1:300.000 priorizaram inicialmente o correto posicionamento de estruturas observadas em escala 1:800.000, com o objetivo de refinar estas estruturas, além do traçado de lineamentos de mesma ordem de grandeza que não eram visíveis ou contínuos o suficiente no traçado com SRTM. Ao todo foram analisados 17.727 lineamentos (figura 02 – traçados em verde), cujo resultado mostra tendências com maiores freqüências para N55E e N55W, seguido pelo *trend* aproximadamente E-W. A tendência N-S na escala de 1:300.000 não é significativa. A explicação para este menor destaque das estruturas de direção N-S pode ser dada pela ausência de nitidez na escala de análise ou até mesmo por uma limitação das imagens ASTER. O comprimento das estruturas segue o padrão dos dados para freqüência. A moda de maior importância está para a direção N55W e direção N55E, as quais são seguidas pela moda secundária próxima à direção E-W.

Dados Estruturais de Campo e Evolução Estrutural

A análise dos dados de campo permitiu hierarquizar as estruturas dúcteis a dúcteis-rúpteis em no mínimo três fases deformacionais (figura 03). A fase D1 é uma deformação de cunho regional, responsável pela geração de metamorfismo em fácies xisto verde dado por foliações filíticas e xistosidade paralelas ao bandamento composicional, com direção preferencial NNW e baixos ângulos de

mergulho para leste. O paralelismo a sub-paralelismo entre estas foliações e as lineações *down dip*, com indicação de transporte para oeste, permite interpretar sua geração associada ao início dos esforços compressivos entre o Cráton do Amazonas e o Bloco Parnaíba. A fase D2 foi responsável pela crenulação e transposição das superfícies S1 e S0. A deformação ocorreu em ambiente dúctil a dúctil-rúptil e possui caráter progressivo. Zonas miloníticas e filoníticas associadas à D2 são comuns, dadas por zonas de cisalhamento de baixo ângulo. De maneira geral, estas superfícies foram geradas a partir de uma tectônica de baixo ângulo, estritamente relacionadas a cavalgamentos e empurrões, evidenciados por fatiamento e justaposição de unidades do embasamento da faixa e ofiolitos entre as rochas metassedimentares. A D2 segue o padrão espacial da D1, com foliações de direção N-NW e mergulhos de 35-40°, indicando transporte tectônico para W, sentido ao Cráton Amazônico. Estruturas de *back-thrust* são comumente observadas, principalmente na região próxima ao Complexo Colméia, lasca do embasamento inserido na Faixa. Petrograficamente, em rochas associadas às zonas de cisalhamento de baixo ângulo, são observados minerais metamórficos que definem condições de fácies anfíbolito de grau baixo a médio, como estauroлита, cianita e silimanita. Isto demonstra que nessas regiões houve acréscimo de temperatura e pressão durante a fase de instalação do orógeno. Tanto S0, S1 e S2 estão dobradas, com estilos de dobramentos variados e tamanhos distintos, caracterizando uma fase D3. São dobras abertas a suaves, em sua grande maioria, mas que evoluem para dobras fechadas a *kinks*, com planos axiais bem desenvolvidos e estruturação regional aproximadamente N-S. Duas hipóteses são aventadas para a natureza da deformação D3: (1) relacionada a esforços finais da colisão continental na forma de escapes laterais, envolvendo os Crátoms Amazônico e o Bloco Parnaíba; (2) associada a zonas de cisalhamento transcorrentes em evento deformacional distinto das fases supracitadas, indicando assim possíveis dobras *en echelon* oriundas de falhas transcorrentes destrais de cunho transpressional. O fato de ser uma estrutura de caráter rúptil a rúptil-dúctil e de

grande comprimento, pode ter sido um elemento chave para a reativação de estruturas após o colapso do orógeno e implementação de novos sistemas deformacionais. Isso é bem caracterizado através de estruturas do tipo *horst* e *graben* que delimitam grandes blocos ao longo de falhas de direção N-NW/S-SE.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Petrobras – PROFEX pelo financiamento do estudo, UFPR e ao LABAP e seus colaboradores.

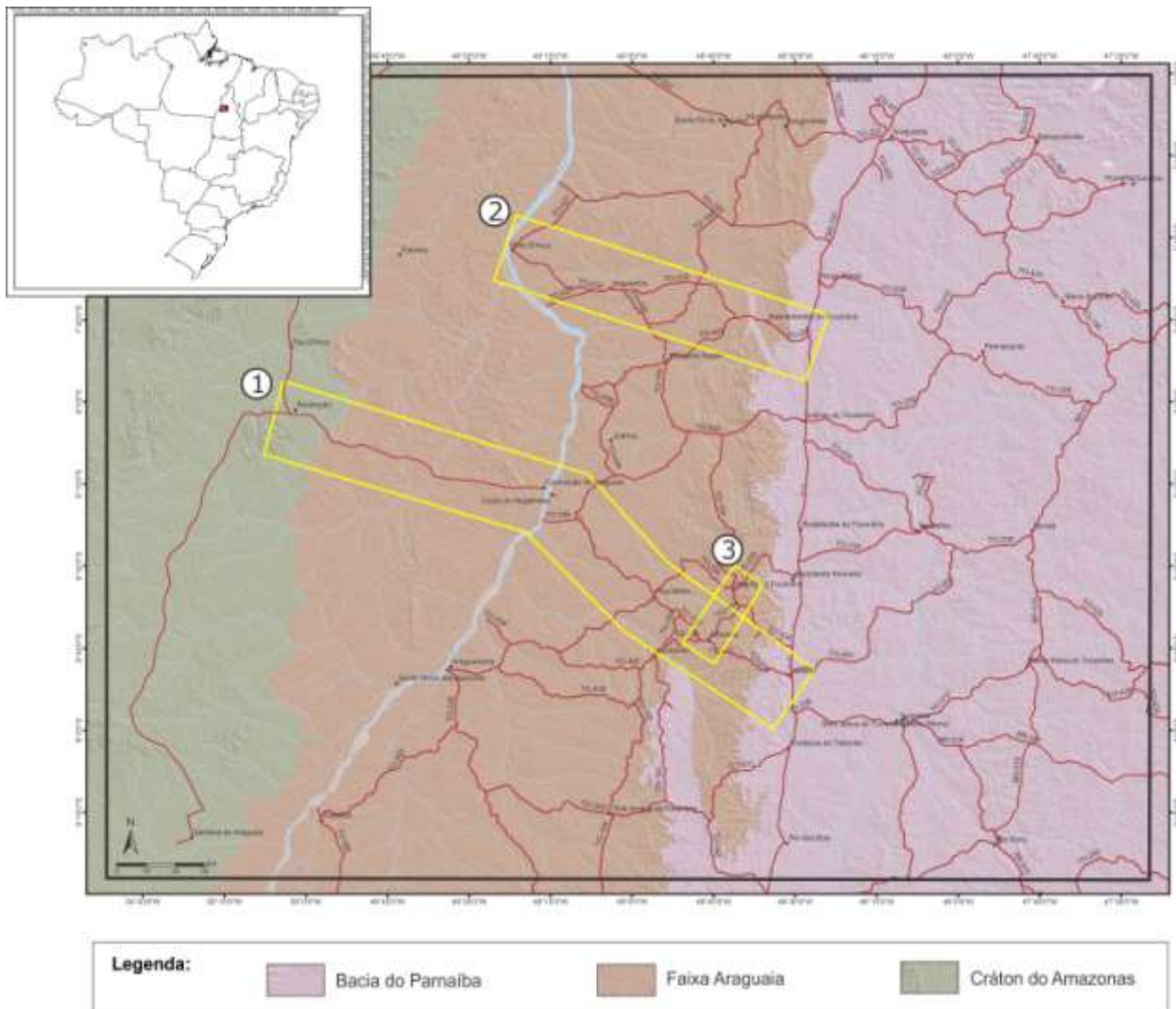


Figura 1. (A) Área dos perfis sobre mapa das Províncias Geológicas do Brasil (CPRM, 2001) e imagem orbital SRTM. Os polígonos em amarelo são relativos à área de estudo para análise de campo. O retângulo preto (maior) é a área de estudo para definição do arcabouço estrutural da área;

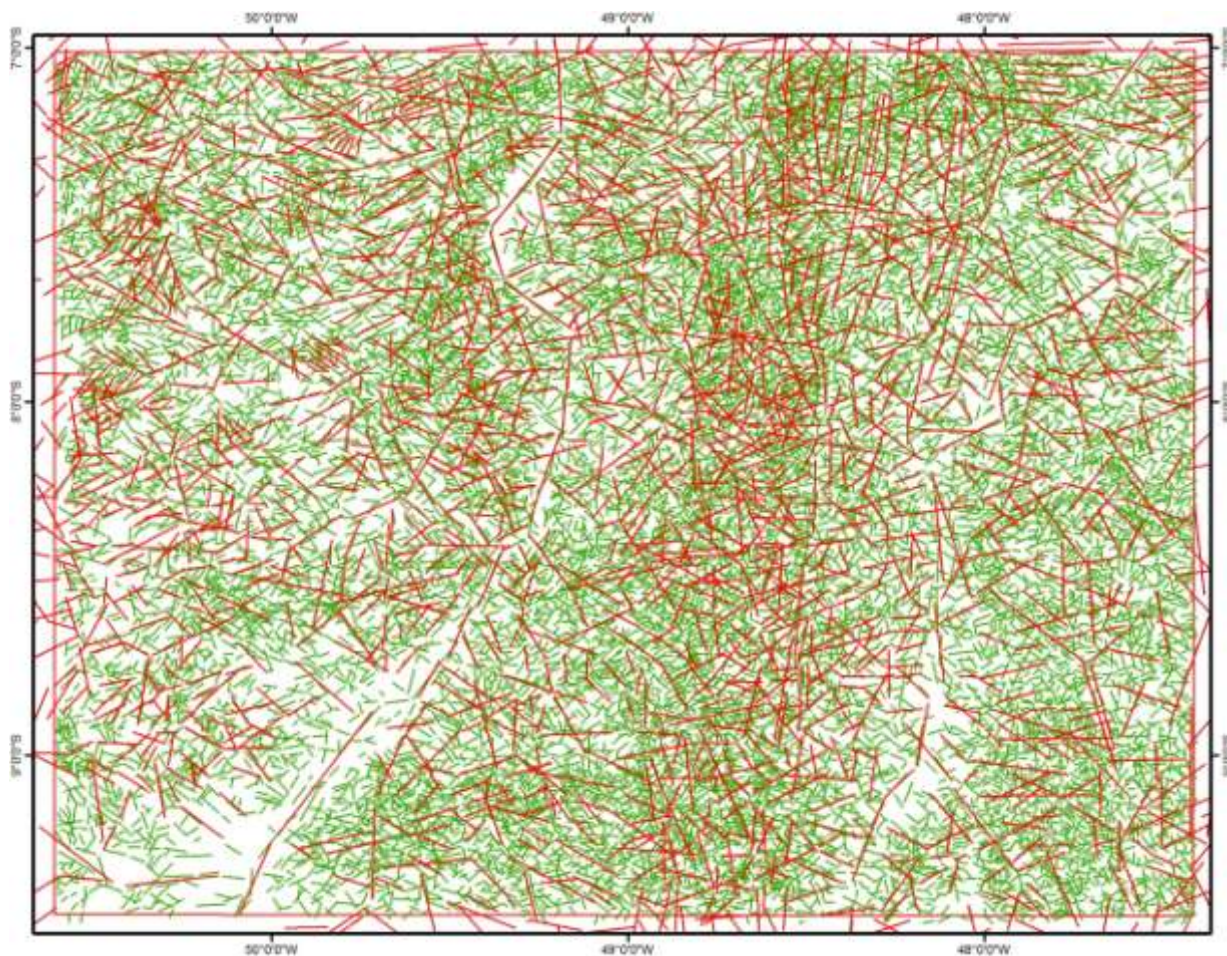


Figura 2. em vermelho, traçados em escala 1:800.000 e, em verde, os traçados 1:300.000. Ao todo foram analisados 1.894 e 17.727 lineamentos, respectivamente.

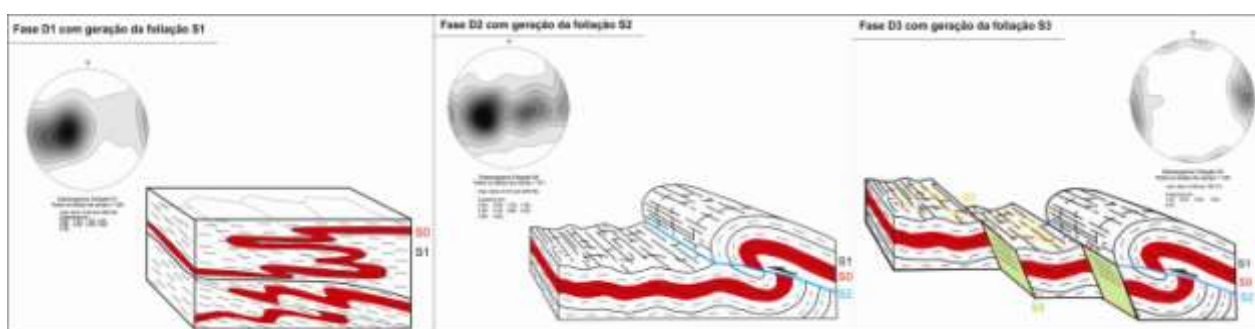


Figura 3. Blocos diagramas e diagramas destacando as principais fases deformacionais de caráter dúctil a dúctil-rúptil.

AEROMAGNETOMETRIA APLICADA À ESTRUTURAÇÃO DE UM SEGMENTO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO A SUL DE TOCANTINS

Aureliano Augusto Vieira da Nóbrega¹; Reinhardt A. Fuck²; Roberta M. Vidotti²; Elton Luiz Dantas²

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia/ IG /UnB, aurelianoaugusto@gmail.com; ²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Introdução

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) (Schobbenhaus *et al.* 1975) representa uma descontinuidade continental situada entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul-Americana. Apresenta um *trend* principal NE-SW e se estende por mais de 3000 km, desempenhando importante papel no controle e estruturação das unidades da Província Tocantins bem como das Bacias do Paraná e do Parnaíba.

Sua origem e evolução têm sido amplamente discutida por diversos autores na última década, dentre eles Costa e Hasui (1988), Hasui *et al.* (1994), Gorayeb (1996), Cordani e Sato (1999), Almeida *et al.* (2000) e Dantas *et al.* (2007). Trabalhos recentes na região (Dantas *et al.* 2006, Chiarini, 2007) reiteram a tese de que o LTB está ligado a fases tardias (pós-colisionais) do Ciclo Brasileiro.

Os métodos aerogeofísicos de alta resolução são uma importante ferramenta na cartografia geológica de grande escala (Blum, 1999; Chiarini, 2007). Este trabalho tem por objetivo realizar estudo baseado em dados aeromagnéticos, visando contribuir para a compreensão do contexto estrutural e disposição de blocos crustais da região sul de Tocantins afetada pelo Lineamento Transbrasiliano.

Contexto Geológico Regional

Hasui *et al.* (1994) e Gorayeb (1996), descrevem a região central do Brasil como o

amálgama de diferentes blocos continentais relacionado a um processo colisional Arqueano. Outros autores como Dantas *et al.* (2006), relacionam este processo ao final do Neoproterozóico culminando com a convergência e colisão de blocos ligada a geração de eventos térmicos e reativações pós-colisionais ao fim da Orogenia Brasileira.

O contexto do Lineamento Transbrasiliano na região está ligado às estruturas das Zonas de Cisalhamento Serra Azul e Serra Grande (ZCSA e ZCSG) (Hasui *et al.* 1994, Dantas *et al.* 2006, Chiarini, 2007). Na região de Porto Nacional Mesquita (1996) cita esta feição como Sistema de Cisalhamento de Porto Nacional e o subdivide em quatro zonas de cisalhamento: (1) Cachimbo (2) Mutum, (3) Conceição e (4) Matança. Estas zonas de cisalhamento deformam e alteram hidrotermalmente os granitóides da região.

Origem e Processamento dos Dados Geofísicos

Os dados utilizados representam uma fração do levantamento aerogeofísico do Tocantins (Figura 2), realizado pelo Ministério de Minas e Energia por meio da Secretária de Geologia, Mineração e Transformação Mineral (SGM) em conjunto com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Sendo executado pela empresa AeroGeoPhysica Latino América (AGP-LA) (CPRM, 2006). Após verificação de qualidade e consistência, os dados foram intepolados com malha regular de 125m, utilizando-se o método de interpolação

bidirecional (BIGRID). O campo magnético anômalo (CMA) representa o resultado do campo magnético total da região subtraído do campo magnético teórico (IGRF). A partir do CMA foram deduzidas as derivadas horizontais e vertical de primeira ordem do campo magnético (dx, dy e dz). Foram gerados também produtos como amplitude e inclinação do sinal analítico (ASA e ISA), bem como a amplitude do gradiente horizontal total (AGHT).

Interpretação e Discussões

Mediante integração dos produtos magnetométricos foi possível realizar a interpretação qualitativa da região.

O mapa de domínios magnéticos (Figura 3A) foi interpretado a partir do CMA e ASA. Os domínios foram separados levando em consideração seu relevo magnético e característica de anomalias. Foi possível compartimentar a área em três domínios magnéticos principais separados por fortes gradientes.

O **Domínio A**, a oeste, apresenta um relevo magnético diversificado alternando regiões de relevo suave associado a baixos magnéticos com anomalias lineares fortemente magnéticas de direção predominante N-S, provavelmente associadas a diques, congrega o Bloco Araguacema que inclui as rochas metassedimentos da Faixa Araguaia) e o Bloco Porto Nacional que compreende ortognaisses e granulitos. O **Domínio B**, central, se estende por cerca de 90 km e representa a região de transição entre os dois domínios adjacentes. Apresenta anomalias lineares de alta frequência, alinhadas na direção NE-SW, indicando feições geológicas de zonas de cisalhamento quilométricas e dobras regionais, este domínio coincide com o Bloco Porangatu. O **Domínio C**, a leste, é representado por anomalias magnéticas fracas e de baixa frequência, caracterizadas por um suave *plateau* magnético perturbado localmente por algumas anomalias positivas de baixa amplitude, corresponde ao Arco Magmático de Goiás na região de Mara Rosa. Os limites tectônicos entre estes blocos são marcados por

fortes gradientes magnéticos com altos contrastes, ligados a sistemas de zonas de cisalhamento com direção preferencial NE-SW e expressão regional, controladas pelo contexto do LTB.

O mapa de lineamentos magnéticos (Figura 3B) foi interpretado a partir da imagem da primeira derivada vertical. Este produto destacou uma série de lineamentos de direção NE-SW principalmente na região do domínio central B onde se encontra a maior densidade de relevo magnético. O contraste com os demais blocos crustais é claramente observado pelos lineamentos maiores, coincidentes com as zonas de cisalhamento de expressão regional.

Referências

- Almeida FFM, Neves BBB, Carneiro CDR, 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50, 77–111;
- Blum M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e prospecção mineral. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 229p,
- Chiarini M.F.N., 2007 Brasília, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 108p.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22 (3), 167–173.
- Costa JBS, Hasui Y 1988 Aspecto do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO. In 35 Congr. Bras. Geologia, Belém. Anais, v.5, pp.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2006. Projeto Aerogeofísico do Tocantins, Relatório Final do Levantamento e Processamento de dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. 72p.
- Dantas,E.L.; Oliveira,C.G.; Fuck,R.A. 2006. Nota explicativa e Mapa Geológico da Folha Porangatu (Folha SD.22-X-D-IV, 1:100.00). Brasília-DF: Editora da CPRM, 2006

Dantas, E.L.; Araújo Filho J.O.; Oliveira, C.G.; Fuck, R.A.; M.M.; Pimentel, M.F.N.; Chiarini.O (2007) O sistema de cisalhamento transcorrente. Porangatu, Província Tocantins. XI SNET, NATAL. Anais P.199-201.

Gorayeb, P.S.S. (1996). A Faixa Granulítica de Porangatu – TO: Caracterização litoestrutural e tectono-metamórfica. 39º Cong. Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, 1996, p. 303-305.

Hasui, Y., Costa J.B.S., Haralyi N.L.E., 1994. Estrutura em Quilhas Brasil Central, Uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins *in* Revista Geociências – UNESP, V. 13(2), P. 463-467.

Mesquita. M.J.M. 1996, Controle Estrutural e Alteração Hidrotermal nos Depósitos de Ouro

da Província de Porto Nacional,TO-Brasil.278p.

Oliveira, I.W.B., Sachs, L.L.B., Silva, V.A., Batista, I.H., 2004. Folha SE.23-Belo Horizonte. In: Schobbenhaus,C., Gonçalves,J.H., Santos,J.O.S., Abram,M.B., Leão Neto,R., Matos,G.M.M., Vidotti,R.M., Ramos,M.A.B., Jesus,J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas - SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 41 CD-ROM's;

Schobbenhaus C et al. 1975 Texto Explicativo. Folha Goiás SD.22. In Schobbenhaus C (coord.) Carta Geológica do Brasil Milionésimo. Brasília, DNPM.

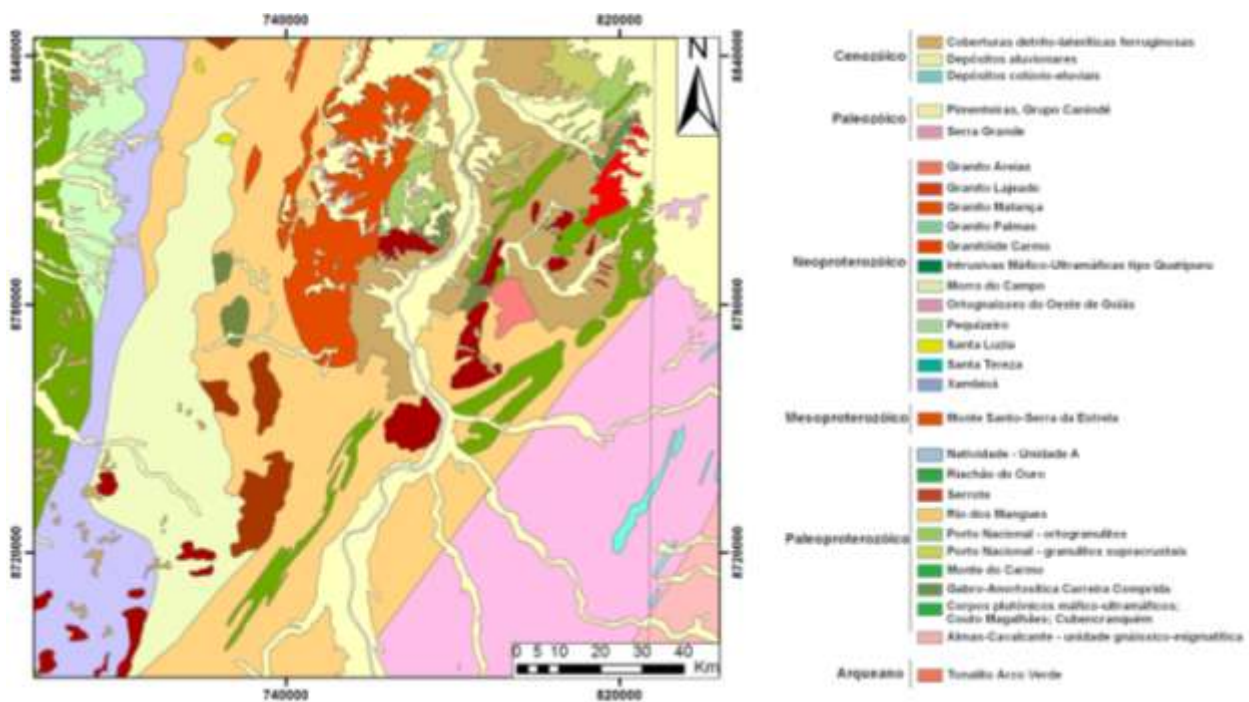


Figura 1. Mapa geológico da área deste estudo. Modificado de Oliveira *et al.* 2004.

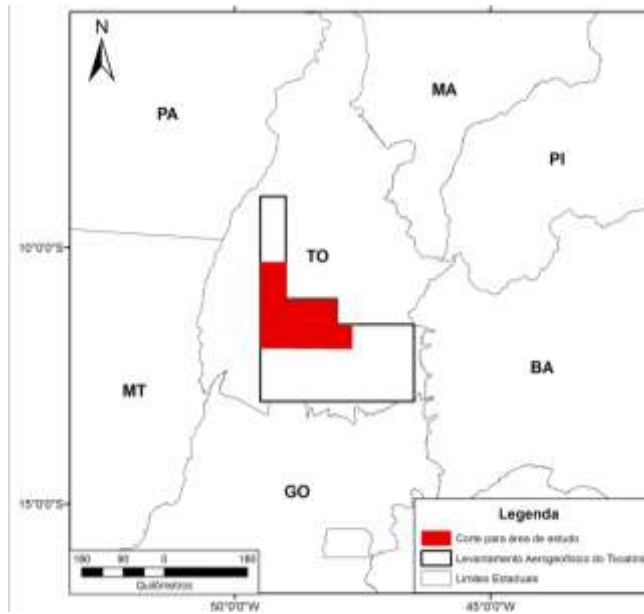


Figura 2. Mapa de localização do levantamento Aerogeofísico do Tocantins.

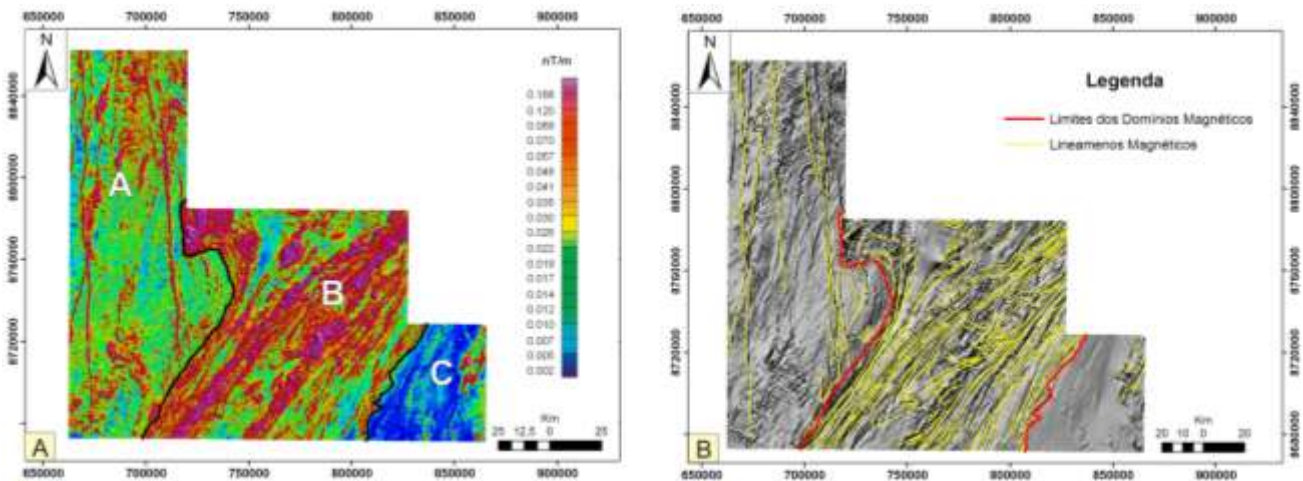


Figura 3. (A) Mapa de domínios magnéticos gerados a partir da ASA; (B) Mapa de Lineamentos Magnéticos gerado a partir da Primeira Derivada Vertical. Produtos gerados utilizando o Oasis Montaj Geosoft.

ENXAMES DE DIQUES E *SILLS* MÁFICOS DA SUÍTE INTRUSIVA HUANCHACA: EVIDÊNCIAS DA RUPTURA DO SUPERCONTINENTE RODINIA NO SW DO CRATON AMAZÔNICO

Gabrielle Aparecida de Lima¹; Maria Zélia Aguiar de Sousa²; Amarildo Salina Ruiz³;
Dinalva Brito Século¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, DRM/UFMT, gabilimagel@gmail.com;

²Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; ³Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT.

Introdução

A porção Sul/Sudoeste do Craton Amazônico, exposta no Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e oriente boliviano é marcada por diversas ocorrências de enxames de diques e *sills* máficos, que são atribuídas ao período toniano. Em território boliviano foram descritos diques e *sills* nas regiões da Serra de Huanchaca e de Marrímia, enquanto no Brasil vários autores relatam idêntico magmatismo em Mato Grosso (Vila Bela da Santíssima Trindade, Salto do Céu e Nova Lacerda) e Mato Grosso do Sul (Porto Murtinho e Caracol).

O estudo petrológico deste tipo de evento ígneo fornece informações sobre a natureza e evolução do manto terrestre ao longo do tempo geológico já que se trata de um importante indicador dos eventos/processos tectônicos relacionados à extensão litosférica e à ruptura continental.

O objetivo deste trabalho é apresentar e discutir o acervo de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos a partir do estudo do enxame de diques e *sills* máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca, que ocorrem na região de Vila Bela da Santíssima Trindade, SW de Mato Grosso, com o propósito de contribuir para a compreensão da evolução deste magmatismo fissural que afeta o sudoeste do Craton Amazônico.

Aspectos Geológicos e Petrográficos

Os diques e *sills* máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca estão inseridos no contexto geológico do Terreno Paraguá, em sua porção não afetada pelos efeitos da Orogenia

Sunsás (1.1 a 0.9 Ga). Os diques têm como encaixantes rochas do embasamento do Grupo Aguapeí representada pelos granitos mesoproterozóicos Guaporeí e Passagem do Complexo Granitóide Pensamiento e ortognaisses paleoproterozóicos Shangri-lá e Turvo do Complexo Metamórfico Chiquitania, já os *sills* encontram-se alojados nos pelitos e arenitos da Formação Vale da Promissão (Grupo Aguapeí).

Foram reconhecidos em torno de vinte diques e dois *sills*. Os diques aforam em pequenas e descontínuas cristas orientadas segundo a direção NEE ou como blocos arredondados a angulosos, isolados no terreno granítico-gnáissico, com espessuras que variam entre 0,5 e 25 m. As intrusões são verticais a subverticais (Fig. 2B), apresentam um arranjo paralelo, cuja direção preferencial varia entre N90-70E e os mergulhos íngremes, situados entre 80° e 90°, pendem ora para NW ora para SE. Os *sills* afloram sob a forma de blocos e lajedos com contatos sempre abruptos (Fig. 2A) e paralelos ao acamadamento, sendo que o maior deles apresenta em torno de 50 m de espessura.

Os diques apresentam cor cinza-escuro a cinza-esverdeado, granulacão variando da margem para a porção central do corpo de muito fina ou vítrea a média, respectivamente. Classificam-se como diabásios e basaltos, constituídos essencialmente por plagioclásios, piroxênios e olivina, tendo como paragênese acessória anfibólios, titanita, opacos, apatita e, por vezes nos diabásios, feldspato alcalino e quartzo em intercrescimento gráfico como possível produto de devitrificação. Ao exame

óptico, os diabásios apresentam texturas inequigranular, sub-ofítica a subordinadamente ofítica, granulação fina a média, enquanto nos basaltos domina a textura porfirítica, glomeroporfirítica, vitrofírica e, de modo secundário, intersertal a hialofítica.

Os *sills* exibem cor cinza-esverdeado a preta, com granulação fina a média, constituídos, essencialmente, por minerais máficos e plagioclásio, classificando-se como Hornblenda Diabásio e Olivina Diabásio. Ópticamente, são rochas holocristalinas, de textura sub-ofítica a ofítica e, mais raramente, intergranular, fina a média, marcada pela trama de ripas de plagioclásio e cristais de piroxênio.

Aspectos Geoquímicos

Geoquimicamente, as rochas dos diques e *sills* classificam-se como basaltos andesíticos (Fig. 3A), de natureza subalcalina do tipo toleítica, com destacado enriquecimento em FeO_t em relação aos álcalis, gerado em ambiente geotectônico correspondente à intraplaca continental (Fig.3B). O índice de diferenciação $mg\#$ varia entre 0,25 e 0,39 sugerindo magma basáltico evoluído. No diagrama multi-elementar observa-se anomalias positivas de Ba e La, e negativas de K, Sr, Ti e Nb, esta última característica de ambiente continental. Os padrões de distribuição dos elementos terras raras apresentam-se fortemente fracionados e enriquecidos em ETR leves em relação aos ETR pesados e uma discreta anomalia de Eu.

Considerações Finais

Do ponto vista geotectônico os enxames de diques máficos das Suítes Intrusivas Huanchaca, Rancho de Prata e Rio Perdido, bem com os *sills* máficos Huanchaca e Salto do

Céu, formaram-se entre 1040 a 850 Ma, e são constituídos por diabásios e gabros de afinidade toleítica, formados em ambiente intraplaca. Este episódio magmático máfico constitui uma *LIP* (*Large Igneous Province*) que retrata um evento magmático fissural relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal que precederam a dispersão do Supercontinente Rodínia.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. nº448287/2009), CAPES (PROCAD nº096/2007), FAPESP (Proc. nº07/59531-4) e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT.

Referências

- Cox, K. G.; BELL, J. D.; PUNKHURST, R. J. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin Publishers, 1979. 450 p.
- Lima, G. A. 2011. Geologia, Geoquímica e Geocronologia dos *Sills* Máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca na porção nordeste da Serra Ricardo Franco (MT) – SW do Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 56p.
- Pearce, J.A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in Volcanic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol*, 69:33-47.

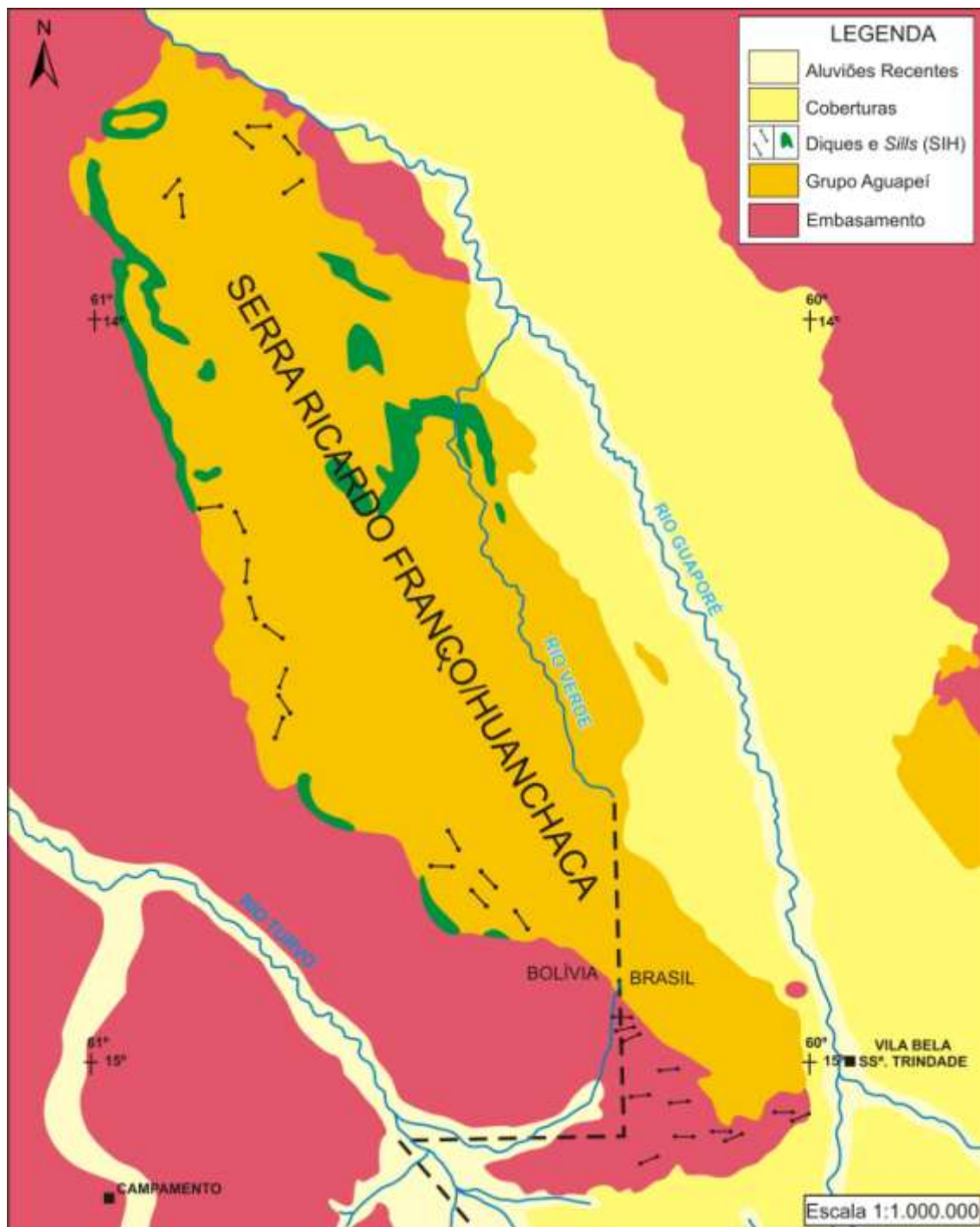


Figura 1. Mapa Geológico da Serra Ricardo Franco/Huanchaca, mostrando a ocorrência de diques e *sills* da Suíte Intrusiva Huanchaca (Extraído de Lima 2011).

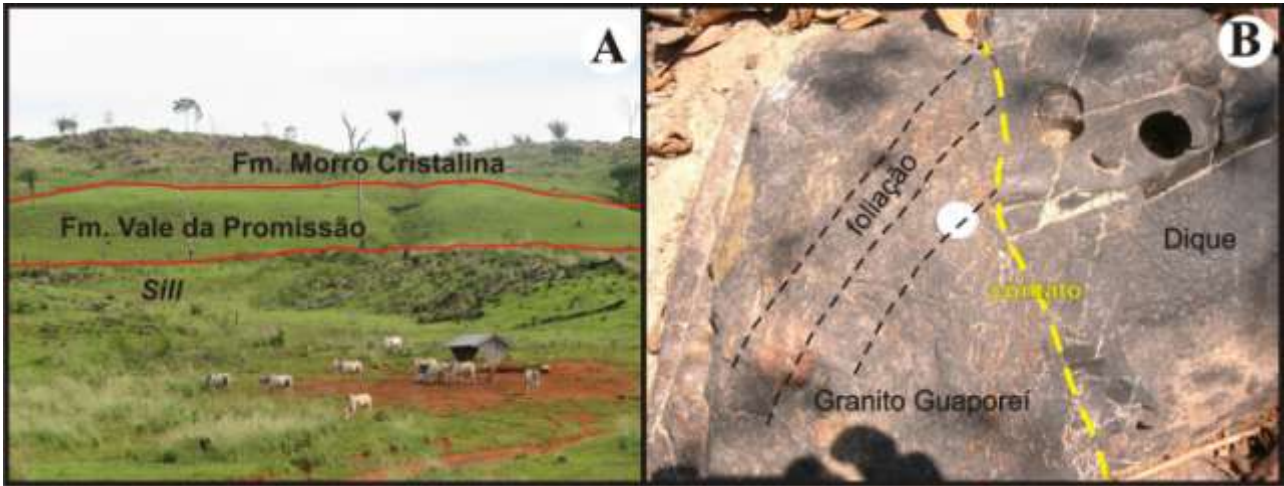


Figura 2. A) Contato do *sill* com a Formação Vale da Promissão. B) Detalhe do contato de um dique de diabásio com o Granito Guaporeí, destacando-se o elevado ângulo entre a parede do dique e a foliação da encaixante.

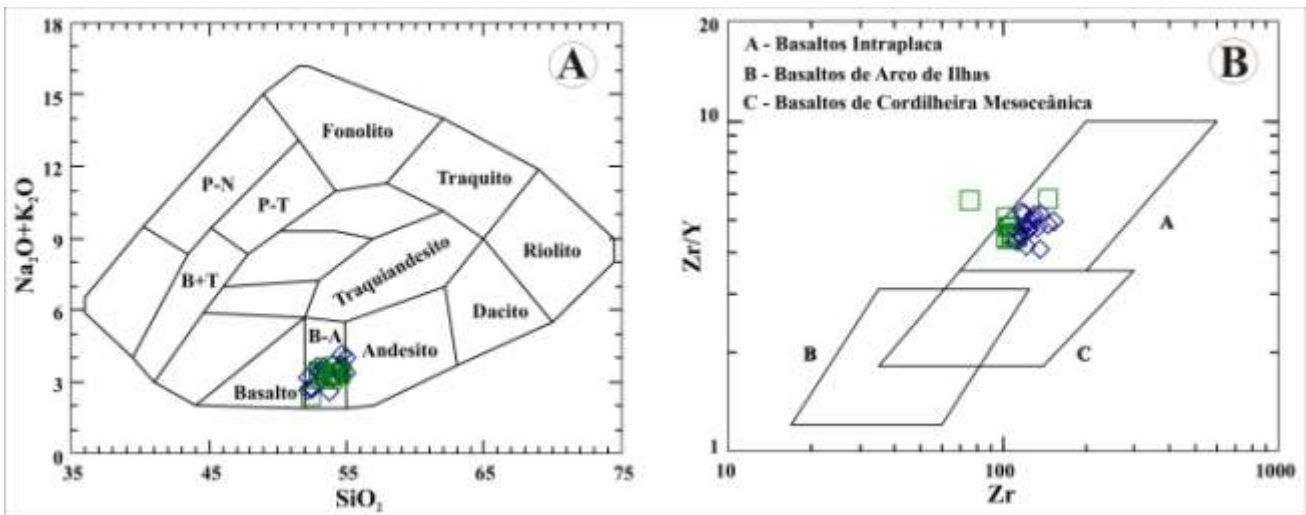


Figura 3. A) Diagramas de classificação. A) Cox *et al.* 1979. B) Pearce & Norry 1979. Quadrado verde = diques, losango azul = *sills*.

CRATON OU TERRENO PARAGUÁ? UMA DISCUSSÃO BASEADA EM NOVOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS DO SW DO CRATON AMAZÔNICO EM TERRITÓRIO BRASILEIRO

Amarildo Salina Ruiz^{1,2,3,5}, Maria Zélia Aguiar Sousa^{1,3,5}, João Batista de Matos^{1,3,5}, Moacir Buenano Macambira^{4,5}, Gabrielle A. de Lima^{1,5} e Débora Almeida Faria^{1,5}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; ²Departamento de Geologia Geral/UFMT; ³Departamento de Recursos Minerais/UFMT; ⁴Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso); ⁵Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé) e GEOCIAM

Introdução

A evolução geológica do SW do Craton Amazônico no Brasil e Bolívia é caracterizada pela aglutinação de fragmentos crustais ao longo de arcos magmáticos continentais Mesoproterozóicos (Orogenias Cachoeirinha, Santa Helena, Rio Alegre e San Ignacio) após uma fase de *soft collision*, em ambiente de arcos intra-oceânicos Paleoproterozóicos (Orogenias Santa Fé, Lomas Manechis e Chiquitania) (Saes 1999, Geraldès *et al.* 2001, Bettencourt *et al.* 2010, Ruiz 2005 e 2009, Cordani & Teixeira 2007, Santos *et al.* 2000, 2008, Matos *et al.* 2009). Considerando a compartimentação em províncias geocronológicas do Craton Amazônico o setor estudado situa-se na Província Rondoniana-San Ignacio (1.55-1.3 Ga) segundo as propostas de Tassinari & Macambira (2000, 2004), Geraldès *et al.* (2001), Ruiz (2005), Cordani & Teixeira (2007) e Bettencourt *et al.* (2010) ou, segundo Santos *et al.* (2000 e 2008), na Província Sunsás (1.42-1.0 Ga).

Recentes trabalhos de revisão sobre a evolução geológica da Província Rondoniana-San Ignacio na região ocidental do Brasil e oriente da Bolívia (Ruiz 2009 e Bettencourt *et al.* 2010) sugerem que durante o Mesoproterozoico pelo menos quatro terrenos - Jauru, Rio Alegre, Alto Guaporé e Paraguá - foram amalgamados para formar o substrato da bacia sedimentar representada pelos Grupos Sunsás-Aguapeí e Vibosi.

O objetivo deste trabalho é contribuir e apresentar uma discussão sobre o emprego do termo Craton Paraguá e, com base nos dados disponíveis tanto na Bolívia, como nas regiões

de Vila Bela da Santíssima Trindade e do Destacamento Fortuna em território brasileiro. Adicionalmente apresenta-se o resultado da integração dos mapeamentos geológicos atuais no Brasil, com o de Litherland *et al.* (1986; Fig. 1).

Terreno Paraguá no Brasil – Definição e Limites

O Terreno Paraguá, no sentido adotado neste trabalho, corresponde a um fragmento crustal limitado a leste com o Terreno Rio Alegre, por meio da Zona de Cisalhamento Santa Rita (Ruiz 2005), a norte e oeste é recoberto por coberturas sedimentares fanerozóicas e a sul é parcialmente encoberto pelos Grupos Tucavaca e Murciélagos depositados no aulacógeno neoproterozóico Tucavaca-Chiquitos. Seguindo a proposição de Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010) o Terreno Paraguá é formado por um embasamento Paleoproterozóico constituído pelo Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo San Ignacio e intrusões Mesoproterozóicas do Complexo Pensamiento.

A Orogenia Sunsás (1.0 a 0.9 Ga) afeta parcialmente o Terreno Paraguá gerando dois domínios de retrabalhamento tectono-metamórfico do embasamento, as Faixas Móveis Sunsás e Aguapeí e uma vasta área preservada da ação deformacional e metamórfica desta orogenia, a qual corresponde ao “Craton Paraguá” segundo a definição original de Klinck & Litherland (1982) e Litherland *et al.* (1986).

Terreno Paraguá (região de Vila Bela da Santíssima Trindade - MT)

Os trabalhos pioneiros sobre o embasamento do Grupo Aguapeí na região de Vila Bela caracterizaram um conjunto de gnaisses, anfibólitos e granitos agrupados como Complexo Xingu (Santos *et al.* 1979). Ruiz *et al.* (2007 e 2009) apresentam, com base nos dados de mapeamento geológico em escala de semi-detalhe e resultados geocronológicos (U-Pb e Pb-Pb) uma proposta de empilhamento cronoestratigráfico para o embasamento do Grupo Aguapeí, distinguindo uma unidade supracrustal mais antiga composta por anfibólitos e paragnaisses denominada Complexo Metamórfico Ricardo Franco, ortognaisses graníticos a tonalíticos (Gnaisses Shangri-lá e Turvo), granitos deformados (Guaporeí, Cascata e Fronteira) e granitos isotrópicos a levemente orientados (Granito Passagem). Jesus *et al.* (2010) obteve idade concordante de 1291 ± 16 Ma (U-Pb em zircão) para o Granito Passagem, tipicamente pós-cinemático, enquanto a idade modelo T_{DM} foi de 1.6 Ga e o valor levemente negativo de $\epsilon_{Nd}(t)$, em torno de -7, assinala uma natureza híbrida do magma parental. Nalon *et al.* (subm.) definem para o Granito Guaporeí idade Pb-Pb de $1314 \pm 2,5$ Ma, interpretada como idade de formação da intrusão, com idade modelo T_{DM} de 1,76 Ga, enquanto o $\epsilon_{Nd}(t=1,3)$ (-14), indica forte contaminação crustal. Figueiredo *et al.* (subm.) apresentam novos dados geocronológicos, geoquímicos e estruturais caracterizando o Gnaiss Turvo.

Terreno Paraguá (Região do Destacamento Fortuna - MT)

Trabalhos de reconhecimento regional distinguiram como embasamento do Grupo Aguapeí, uma associação de gnaisses e granitos atribuídos ao Complexo Xingu (Del'Arco *et al.* 1982). Matos & Ruiz (1991) identificam um batólito, Granito Lajes, alojado em rochas gnáissicas e anfibolíticas do embasamento metamórfico e denominam ocorrências de metarenitos e metabifs como Formação São Fabiano. Geraldés (2000) apresenta resultado U-Pb obtido em zircões do Granito Lajes indicando idade cristalização do batólito em torno de 1310 ± 44 Ma, com T_{DM} de 1.7 Ga.

Ruiz (2005) agrupa os ortognaisses félsicos como Complexo Metamórfico Serra do Baú e individualiza dois batólitos, os Granitos Tarumã e Lajes. Remanescentes de uma seqüência metavulcanossedimentar é denominada como Complexo Metamórfico Ascencion. Matos *et al.* (2006) reconhecem, pela primeira vez, a ocorrência de granulitos félsicos na região do Destacamento Fortuna, e os correlaciona ao Complexo Granulítico Lomas Manechis. Faria (2011; subm.) apresenta novo dado geocronológico U-Pb para os gnaisses ortoderivados da Suíte Intrusiva Serra do Baú, indicando idade de formação do protólito ígneo em torno de 1711 ± 13 Ma, enquanto Matos *et al.* (em prep.) indicam idade U-Pb em zircão para o Granito Tarumã de 1377 ± 5 Ma sendo que o $\epsilon_{Nd}(t=1,3)$ de -4, sugere uma contaminação crustal do magma parental.

Terreno Paragua ou Craton Paraguá

Klinck & Litherland (1982) e Litherland *et al.* (1986), com base nos dados estruturais e idades K-Ar, distinguiram na parte norte dos terrenos pré-cambrianos da Bolívia um segmento crustal não afetado pela Orogenia Sunsás. Esta área estável foi então denominada "Craton Paraguá" e seus limites, com o Cinturão Móvel Sunsás e Aguapeí, foram definidos pelos *fronts* tectônicos Santa Catalina-Rio Negro e Aguapeí, respectivamente.

Ao discutir o arcabouço tectônico do Ciclo Orogênico Sunsás (1.28 – 0.9 Ga), Litherland *et al.* (1986) afirmaram que: "... *the Paragua Craton represents that part of the Bolivian shield which cratonised at c. 1300 Ma and was not affected by the Sunsás Orogeny*". Segundo estes autores não há dúvidas de que os cinturões Sunsás e Aguapeí são ensiálicos e não relacionados aos processos de fechamento de oceano e subducção, em ambos, a antiga crosta continental (estruturas San Ignacio e pretéritas) foi retrabalhada/remobilizada durante a Orogenia Sunsás.

Santos *et al.* (2007) ao discutirem o "Mito Craton Paragua" descartam a sua existência considerando que cerca de 70% da área cratônica é composta por rochas graníticas do Complexo Granitóide Pensamiento, cujas idades mesoproterozóicas seriam muito jovens para constituírem um craton.

Tohver *et al.* (2004) amplia a área e, por conseguinte, a definição do Terreno ou Craton Paraguá, ao admitir que toda a região a sul do Cinturão Móvel Nova Brasilândia ou seja, os terrenos Jauru, Rio Alegre, Paraguá e Alto Guaporé (*sensu* Ruiz 2009 e Bettencourt *et al.* 2010), constituiriam o Bloco Paraguá, aglutinado ao Craton Amazônico, ao longo da Faixa Móvel Nova Brasilândia, com direção EW e idade toniana.

Discussões e Sugestões

Neste trabalho definimos o Terreno Paraguá como um fragmento crustal Estateriano (1.8 a 1.65 Ga) retrabalhado em dois ciclos orogênicos distintos: Orogenia San Ignacio (1.4 a 1.3 Ga) e Sunsás (1.0 a 0.9 Ga). Contrapomos ao conceito original do Craton Paraguá de Litherland *et al.* (1986), uma vez que as áreas afetadas pelos Cinturões Móveis

Sunsás e Aguapeí pertencem ao Terreno Paraguá e não apenas as regiões poupadas por tais faixas orogênicas.

Com base nos dados geológicos e geocronológicos disponíveis, discordamos da concepção de Tohver *et al.* (2004) que definem o Craton Paraguá como toda a porção cratônica situada a sul do Cinturão Nova Brasilândia. Em nossa opinião deve-se limitar o uso do termo Paraguá ao fragmento crustal situado no oriente boliviano e SW de Mato Grosso, que faz contato, por meio de zonas de cisalhamentos dúcteis com o Terreno Rio Alegre, um remanescente de crosta oceânica situado entre os fragmentos continentais Jauru e Paraguá. Adicionalmente, descartamos o emprego do termo craton e sugerimos o termo terreno, mais adequado a fragmentos crustais alóctones que se justapõem ao longo de sucessivas orogêneses.

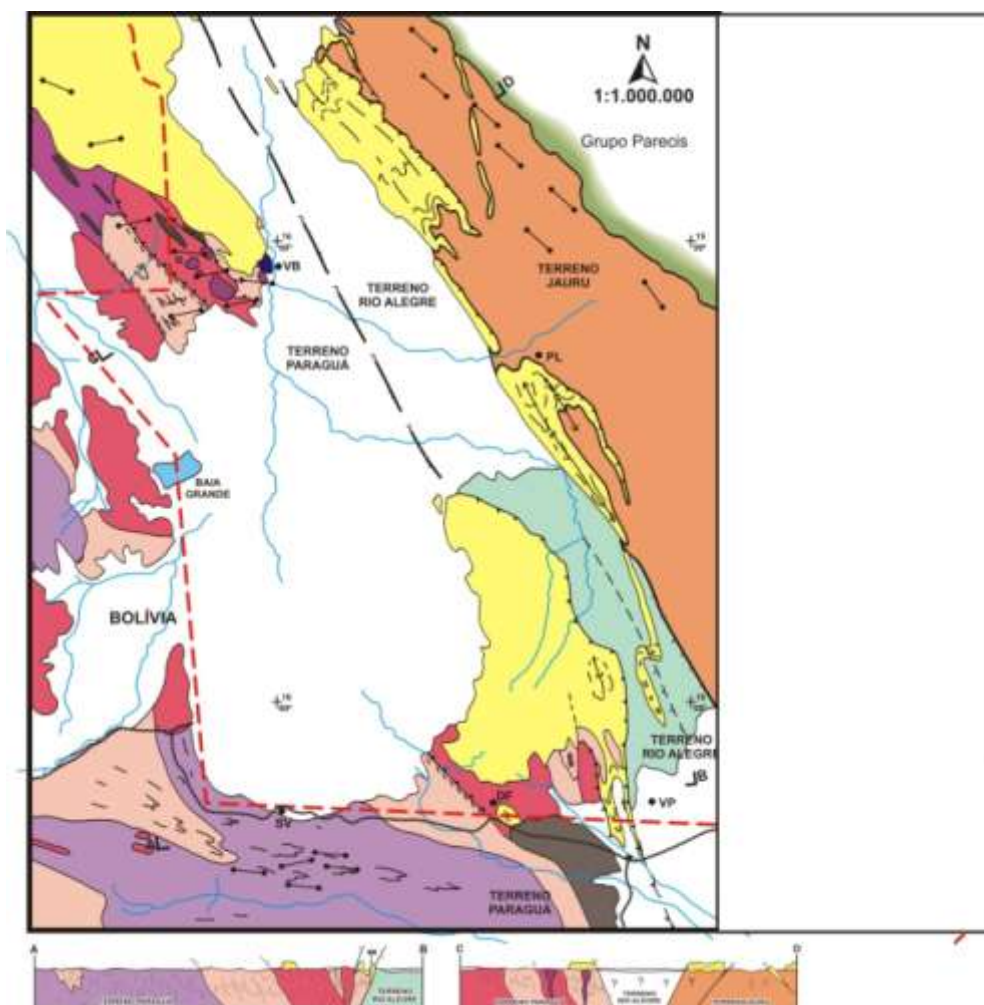


Figura 1. Integração geológica do SW de Mato Grosso e a região de fronteira na Bolívia

ESTUDO PRELIMINAR DE GRANITOS BRASILIANOS EM UM SEGMENTO DA PROVÍNCIA BORBOREMA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE

Loureiro, Gustavo Lopes; Matteini, Massimo; Dantas, Elton Luiz

Universidade de Brasília, gugalou@gmail.com

Introdução

A área de estudos, no Estado do Rio Grande do Norte, situa-se entre as cidades de Lajes e Fernando Pedrosa. Está inserida no contexto da Província Borborema e apresenta uma singularidade em relação aos granitos brasileiros subarredondados intrudidos no embasamento paleoproterozóico/arqueano. O trabalho objetiva o entendimento dos corpos graníticos por meio da reconstrução do ambiente tectônico no qual foram gerados, caracterizá-los geoquimicamente, geocronologicamente e isotopicamente.

Geologia Regional

A Província Borborema, resultado de estudos ao longo dos anos (Almeida *et al.* 1981; Caby, 1989; Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Caby *et al.* 1991; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2003), constitui uma entidade geotectônica de grande expressão regional, fortemente afetada pela Orogênese Brasileira (Almeida *et al.* 1977) (Figura 01).

Esta província é composta por um mosaico de blocos crustais arqueanos a paleoproterozóicos que, em conjunto, compõem o embasamento gnáissico-migmatítico. Faixas de rochas supracrustais paleoproterozóicas a neoproterozóicas repousam discordantemente sobre este embasamento. Toda a província é segmentada por extensas zonas de cisalhamento instaladas durante o Ciclo Brasileiro, as quais atuam como limites para os diferentes blocos crustais ou marcam o contato entre o embasamento e as faixas de rochas supracrustais. Um plutonismo neoproterozóico (em sua maior parte granitóides) aparece associado aos cisalhamentos (Almeida *et al.* (1967). A história Arqueana é caracterizada pela acreção

ciclística de blocos crustais formando um núcleo bem preservado e composicionalmente heterogêneo, caracterizando múltiplas fases de intrusões. Esta variedade litológica pode ser interpretada como uma representação da presença de uma grande variação lateral e vertical da crosta continental Arqueana nesta região. Outra característica da região é a presença de extenso terreno composto de ortognaisses com idades paleoproterozóicas correlacionados ao Complexo Caicó (Meunier, 1964).

Observações De Campo

Foi realizada, no âmbito do Programa da Pós Graduação em Geologia da UnB, uma viagem de campo com objetivo de visualizar *in situ* os principais corpos intrusivos da área de estudos descritos na literatura.

Foi possível, portanto, analisar vários corpos graníticos (Serra de Tupá, Serra do Carrapato, Serra do Tapuio e Serra de Caramuru). Esta campanha teve um caráter regional e buscou realizar perfis e amostragem das principais litologias existentes.

Foi observado por meio de interpretação de imagens de satélites que os granitóides em questão apresentam-se alinhados na direção NW-SE, contrastante ao *trend* regional NE-SW, em forma subarredondada e não deformados (Figura 2).

Por meio de análise macroscópica, três tipos principais de rochas graníticas foram distinguidas: granito rosa grosso, granito cinza fino a intermediário e uma rocha básica.

O granito rosa grosso se apresenta principalmente na parte externa dos corpos, composto essencialmente por quartzo, k-feldspato, biotita e subordinadamente

muscovita. São predominantemente equigranulares, mas por vezes porfiríticos.

O granito cinza fino, apresenta-se equigranular, com mineralogia básica composta por quartzo, plagioclásio e biotita. Alguns granitos cinza apresentam-se mais escuros que outros devido a uma maior presença de biotita.

A rocha básica apresenta-se com uma coloração escura e textura predominantemente afanítica. Ocorre no centro dos granitoides associado ao granito cinza, intrudindo-os, e gerando textura “magma mingling” (Figura 3).

Conclusões e Previsões

A área da dissertação de mestrado apresenta um bom potencial para estudos no âmbito acadêmico.

O levantamento bibliográfico do contexto geológico regional permitiu um melhor entendimento a respeito das relações litológicas da região desde o Arqueano/Paleoproterozóico até o Cambriano. Mostrou-se imprescindível para elucidar as questões a cerca da gênese e do desenvolvimento das feições subcirculares dos granitos brasileiros da área.

As utilizações de imagens de satélite Landsat TM ressaltaram e auxiliaram a percepção da forma subarredondada e o alinhamento dos corpos granitoides no *trend* NW-SE

O mapeamento geológico preliminar *in situ* permitiu a distinção de três litologias principais distribuídas da borda para o centro dos granitoides: granito rosa, granito cinza e rocha básica. A usual presença de textura “magma mingling” no centro dos granitoides é atribuída a intrusão das rochas básicas nos granitos cinza fino e discretamente nos granitos rosa grosso. A feição citada anteriormente juntamente à ausência de deformação imposta nestes granitoides são características marcantes existentes na área.

Futuramente, de modo a auxiliar e esclarecer dadas informações de campo, pretende-se realizar uma caracterização geoquímica (elementos maiores, traços e terras raras) e isotópica (Sm-Nd e U-Pb), a fim de permitir a reconstrução do ambiente tectônico e evolução tectônica dos corpos graníticos da região nordeste da Província Borborema.

Referências

Almeida F.F.M., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SBG, VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande, *Atas* p. 363-391.

Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29.

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit *In*: Dallmeyer, R.D. (ed). *Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens*. Geological Society of America, Special Papers 230, 145-158.

Caby, R.; Sial, A. N.; Arthaud, M. H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. *In*: Dallmeyer, R. D. & Lé corché, J. P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Pacific-Atlantic Correlatives*. Berlin: Springer, pp. 373-397.

Meunier, A. R. 1964. *Sucession stratigraphique et passages lateraux du metamorphisme dans le serie Ceará, Antecambrien du Nord-Est bresilien*. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences* 259-3796-3799.

Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Hackspacher, P. C.; Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.

Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Williams, I. S.; Hackspacher, P. C.; Fetter, A. H.; Dantas, E. L.; Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research* 127, 287-327.

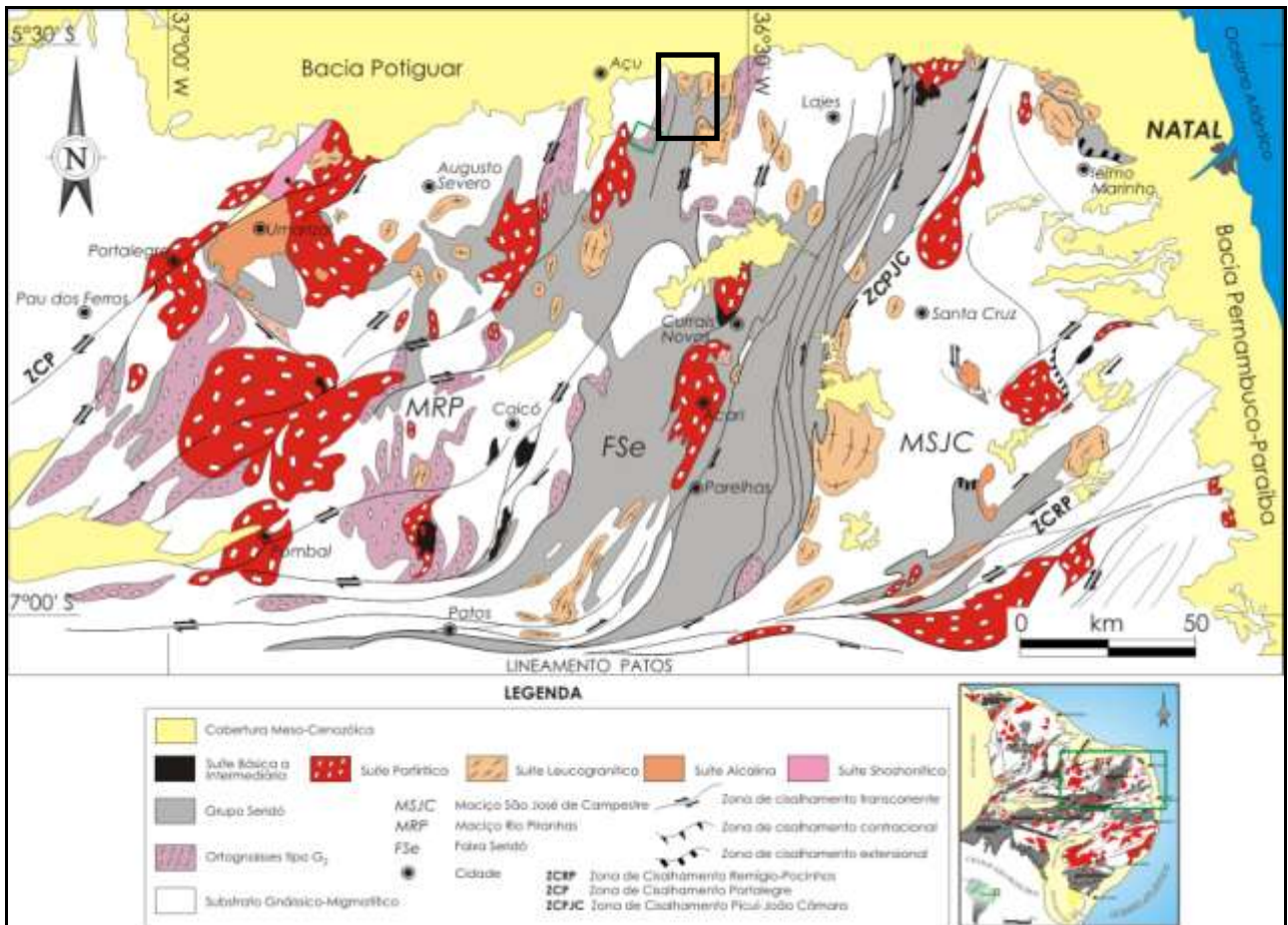


Figura 1. Geologia do Domínio Seridó (modificado de Jardim de Sá, 1994), mostrando a localização da área de estudo.

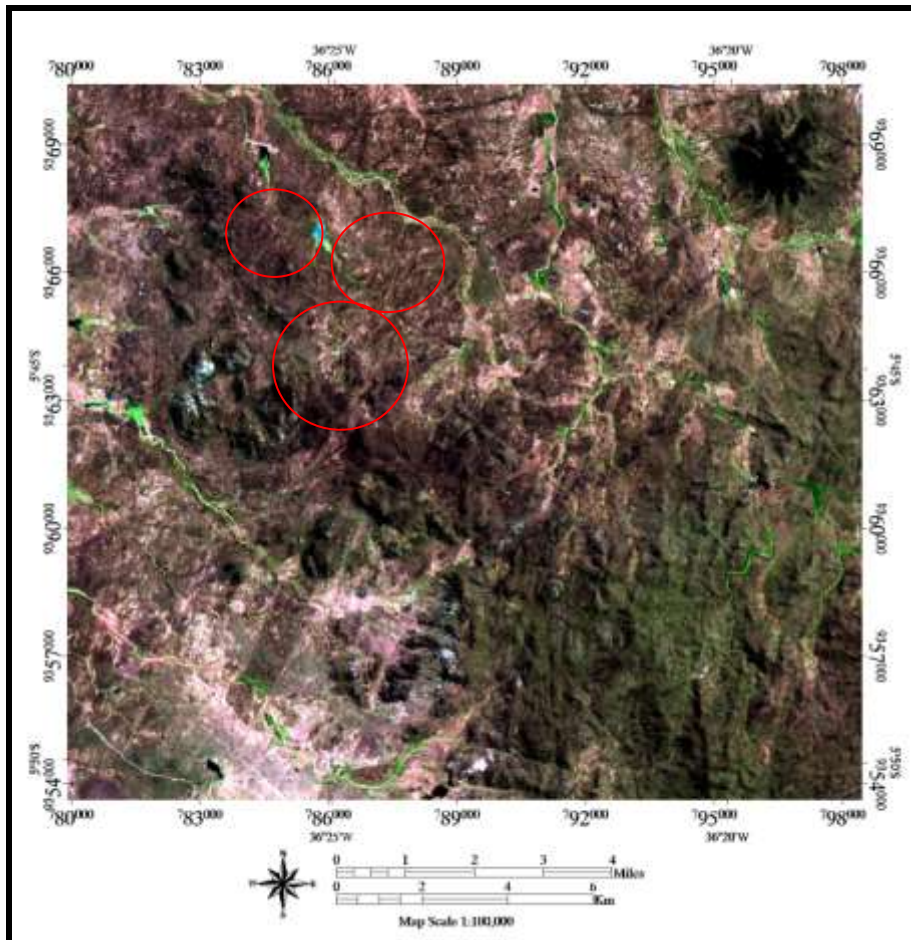


Figura 2. Imagem da área de estudo, mostrando os corpos subarredondados. Satélite Landsat TM, composição de bandas 754.



Figura 3. Corpo granítico apresentando textura “magma mingling”.

REDOBRAMENTO REGIONAL DO TIPO COAXIAL NA FAIXA MÓVEL PARAGUAI: O CASO DO GRUPO CUIABÁ NA REGIÃO DE BARÃO DE MELGAÇO – MT

Francisco Abel Pompeu de Campos^{1,6}, Rafael Ferreira Cabrera^{1,6}, Luiz Ricardo da Silveira^(1,6), Amarildo Salina Ruiz^{2,6}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{3,6}, Maria Elisa Fróes Batata^{4,6}, Gabrielle Aparecida de Lima^{5,6}

¹Curso de Graduação em Geologia/UFMT; ²Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; ³Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia/UnB; ⁵Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT; ⁶Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé

Introdução

Este trabalho traz uma caracterização geológico-estrutural das rochas nas proximidades do município de Barão de Melgaço, situado a 110 km de Cuiabá, na região centro-sul do estado de Mato Grosso. Apesar da importância desta região para o entendimento da evolução sedimentar, deformacional e metamórfica do domínio interno da Faixa Móvel Paraguai, particularmente do Grupo Cuiabá, há uma escassez de trabalhos em escalas de detalhe e semi-detalhe que abordem tais temas.

Os resultados discutidos foram obtidos nos levantamentos geológicos executados no âmbito do Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO), uma parceria entre a CPRM e a UFMT para o mapeamento da Folha Barão do Melgaço.

Com base nos procedimentos rotineiros de mapeamento geológico sistemático, pretende-se contribuir para a compreensão do arranjo lito-estrutural do Grupo Cuiabá na região investigada e, como consequência, compreender a história deformacional e metamórfica do domínio interno deste cinturão orogênico.

Geologia Regional

A Faixa Móvel Paraguai está localizada às margens do Craton Amazônico, e teve a sua evolução ocorrida durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro. Devido a variação composicional e metamórfica-deformacional Almeida (1984) propuseram uma compartimentação tectônica

que, posteriormente, Alvarenga & Trompette (1993) adotaram a seguinte subdivisão em três domínios estruturais: Zona Estrutural Interna, intensamente dobrada e metamorfisada em fácies xisto verde, com intrusões graníticas; Zona Estrutural Externa, dobrada com pouco ou nenhum metamorfismo; e por fim as Coberturas Sedimentares de Plataforma.

Dentro do domínio interno da faixa, zona de intenso metamorfismo e deformação, tem-se as rochas do Grupo Cuiabá que foram cartografadas nos mapas geológicos na escala 1:250.000 de Luz *et al.* (1980), que ainda são considerados referências em termo de cartografia geológica para estudos e pesquisas na Baixada Cuiabana.

Vários autores descreveram o Grupo Cuiabá como um exemplo clássico de terrenos polideformados exibindo registros de pelo menos três fases de deformação. A primeira fase provocou o metamorfismo regional e dobras invertidas e recumbentes marcada por uma clivagem ardosiana ou xistosidade plano-axial S_1 paralela a subparalela a S_0 ; a segunda originou dobras abertas a fechadas, assimétricas definidas por uma clivagem de crenulação S_2 , com atitude dominante entre 330/70 e a terceira caracteriza-se pela formação de dobras abertas e sanfonadas de eixo subhorizontal que gerou uma clivagem de crenulação S_3 .

Estratigrafia e Deformação do Grupo Cuiabá em Barão de Melgaço

A partir do mapeamento geológico sistemático da região de Barão de Melgaço,

constatou-se que o Grupo Cuiabá é constituído por uma sequência siliciclástica dominada por dois níveis ou pacotes de filitos sericíticos intercalados com metadiamicítitos cinza avermelhados, separados, por meio de contatos abruptos, com um pacote decamétrico de metarenitos quartzosos, metassiltitos e metarenitos arcoseanos, sendo que todas as camadas estão arranjadas segundo um padrão de dobra recumbente, redobrada coaxialmente (Figs.1 e 2).

A análise dos registros deformacionais no Grupo Cuiabá na área mapeada indica que pelo menos duas fases de deformação afetaram as rochas que se apresentam com metamorfismo regional de fácies xisto verde. A primeira fase de deformação (F1) é a mais intensa e a ela está relacionada o metamorfismo de baixo grau, a segunda fase (F2) provoca o redobramento regional das estruturas primárias (S_0) e da foliação penetrativa gerada durante F1.

A primeira fase de deformação é caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação regional (S_1), plano-axial às dobras recumbentes (D1). Nos filitos e metadiamicítitos são do tipo clivagem ardosiária, enquanto nos quartzitos são do tipo xistosidade, como ilustra o estereograma (Fig. 3), a foliação S_1 é paralela ao acamamento (S_0) e apresenta-se redobrada regionalmente.

A segunda fase de deformação é caracterizada pelo redobramento regional das dobras recumbentes (D1). As dobras D2, são abertas, normalmente simétricas e apresentam suave caimento

do eixo, em torno de 5° , para NE. A foliação S_2 é do tipo clivagem de crenulação e exibe atitudes constantes em torno de $140/85$ (Fig. 3).

O estilo de superposição de dobras observado sugere um padrão do tipo coaxial. O

perfil geológico (Fig. 2) e os estereogramas (Fig. 3) corroboram esta interpretação.

Conclusões

O mapeamento geológico, assistido pela análise estrutural das rochas do Grupo Cuiabá, trouxe informações inéditas para a região de Barão de Melgaço.

Do ponto de vista litoestratigráfico foi definido um conjunto litológico formado por duas associações de filitos e metadiamicítitos, sendo que entre elas, por meio de um contato transicional a abrupto, encontra-se um pacote com espessura média de 50m, de metarenitos ortoquartzíticos e metarenitos arcoseanos.

A caracterização metamórfica-estrutural reforçou o caráter multideformado do Grupo Cuiabá, sendo que a F1 foi a mais intensa e associada a metamorfismo de baixo grau, enquanto a F2 gera um redobramento do tipo coaxial. Em ambas fases de deformação o transporte tectônico ocorreu de NW para SE, sendo na primeira mais intensa.

Agradecimentos

Os autores agradecem à CPRM/PRONAGEO e a Geociam pelo suporte ao desenvolvimento da pesquisa.

Referências

- Almeida F. F. M. 1984. Província Tocantins - setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.). O Pré Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, p. 265-281.
- Alvarenga, C. J. S. & Trompette, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da região de Cuiabá. Rev. Bras. Geociências, São Paulo, v.23, n.1, p.18- 30, 1993.

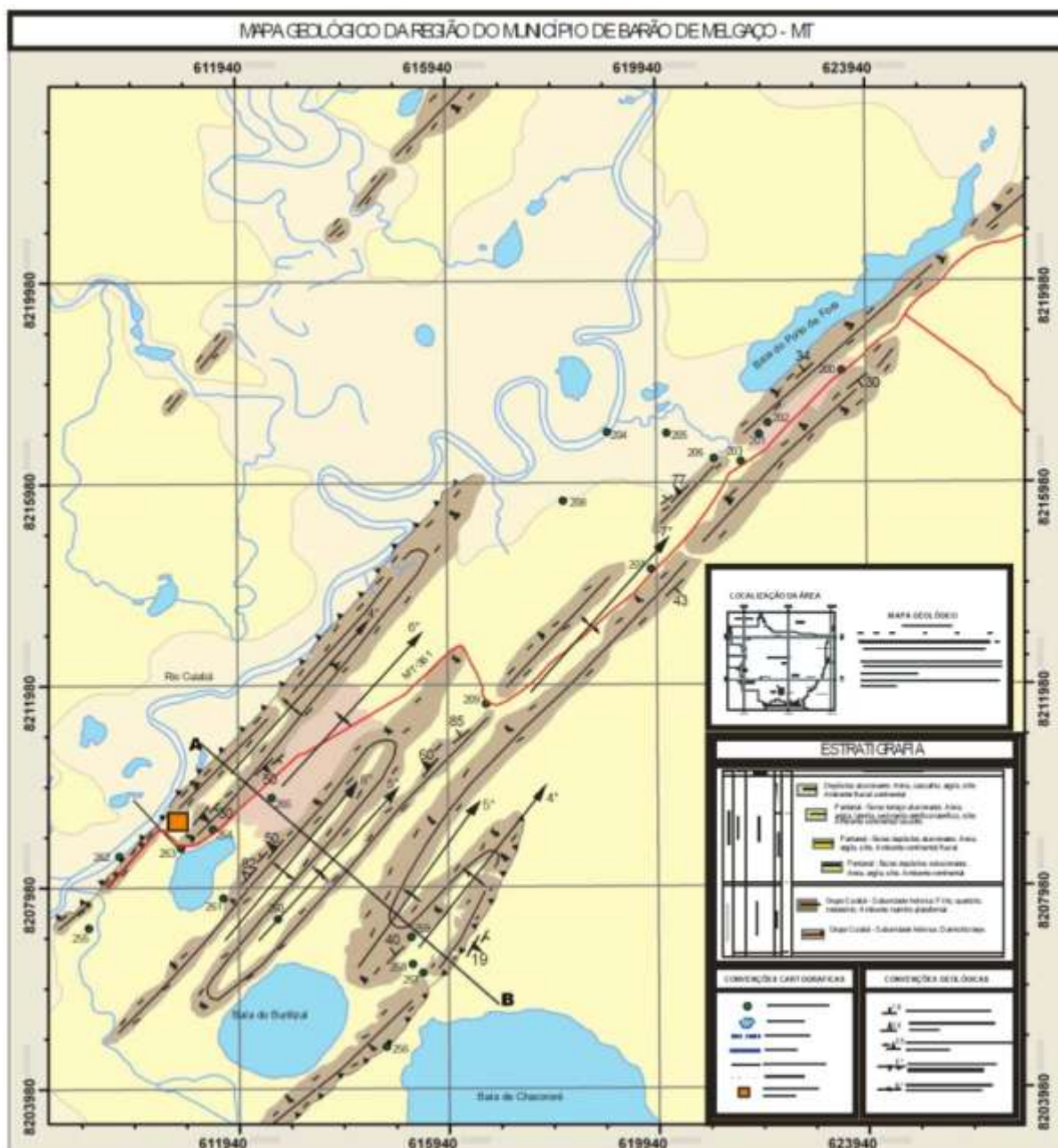


Figura 1. Mapa geológico da região de Barão de Melgaço – MT.

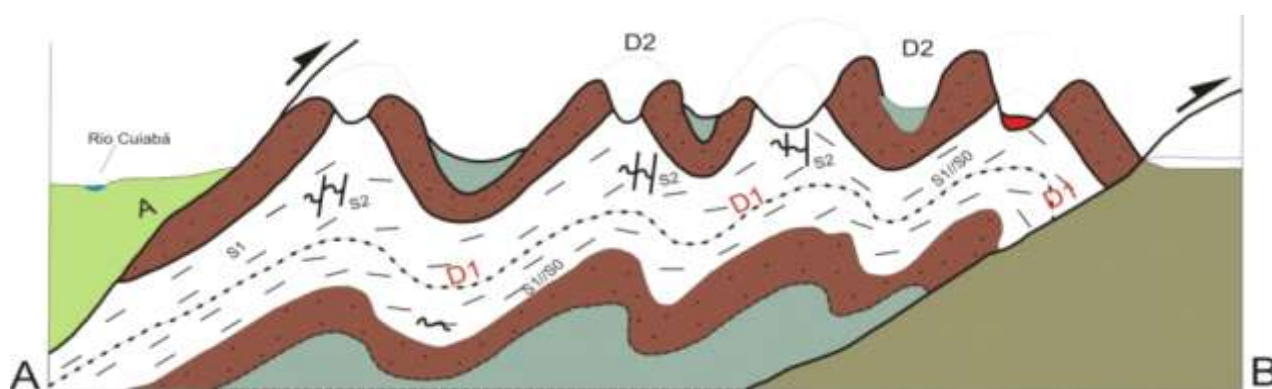


Figura 2. Perfil geológico esquemático ilustrando o padrão de redobramento coaxial no Grupo Cuiabá, região de Barão de Melgaço.

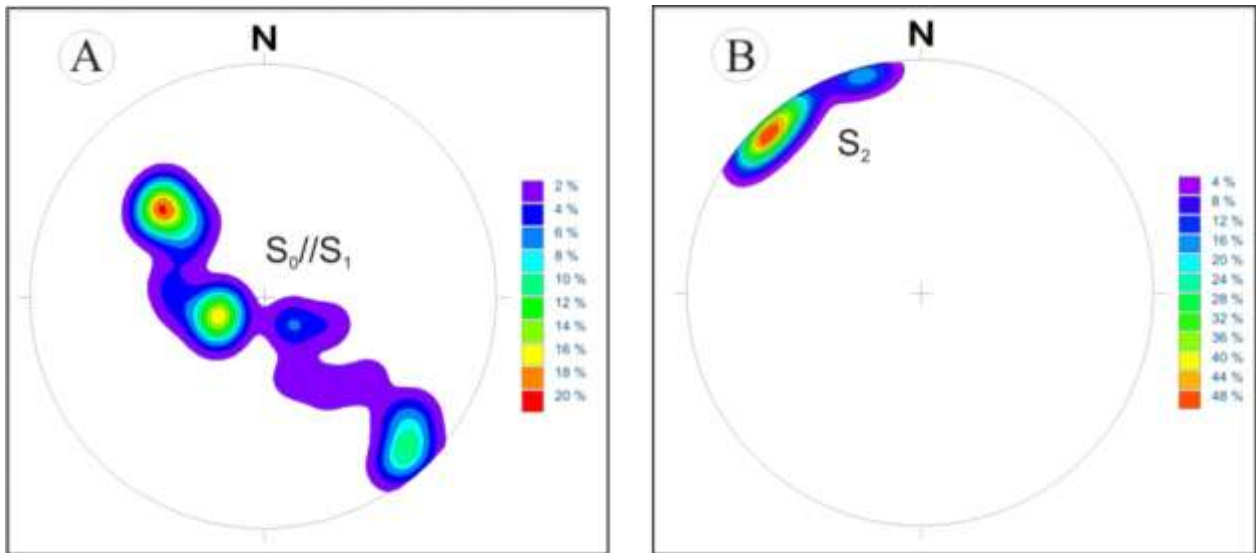


Figura 3. A) Estereograma para pólos de acamamento e foliação S_1/S_0 , apresenta uma distribuição em guirlanda de círculo máximo, provocada pelo redobramento. B) A distribuição dos pólos de S_2 indica valores máximos de 140/80.

O CINTURÃO DE CAVALGAMENTO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL

Eberhard Wernick¹, Stefano Zincone², Wagner da Silva Amaral³, Ticiano José Saraiva dos Santos²

¹Instituto de Geociências- UNESP, wernick@uol.com.br; ² Instituto de Geociências – UNICAMP;
³Departamento de Geologia, Centro de Ciências – UFC, Fortaleza, CE

Entre as principais feições geológicas do Domínio Ceará Central da Província Borborema, destacam-se o batólito Santa Quitéria com área da ordem de 13.000 km² e um cerrado cinturão de cavalgamento retalhado por expressivas zonas de falhas transcorrentes. Este “*thrust belt*” é aqui denominado de Cinturão de Cavalgamento Ceará Central.

O cinturão de empurrão neoproterozóico afeta todo Domínio Ceará Central que reúne unidades arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas, estas incluindo o batólito Santa Quitéria. Como as zonas de empurrão alcançam espessura de até centenas de metros e apresentam foliação tectônica subhorizontal, em áreas topograficamente arrasadas suas exposições persistem por até vários quilômetros. Também nas áreas mais elevadas do batólito Santa Quitéria os planos de empurrão destacam-se nitidamente na morfologia.

Do intenso embricamento tectônico resultam espessas pilhas de pacotes de empurrão onde cada pacote pode apresentar litotipos e/ou idades distintas e na qual a recorrência de pacotes homólogos é feição comum. Feição frequentemente nas frentes de empurrão é a verticalização do plano de transporte que pode atingir mergulhos de até 60°. Exemplo claro desta feição é observado na rodovia BR-226 entre os municípios de Pedra Branca e Cruzeta e na borda W do batólito Santa Quitéria (Caby e Arthaud, 1986; Santos *et al.*, 2006; Arthaud, 2007; Zincone *et al.*, 2009).

Os principais sentidos de transporte ao longo dos planos de cavalgamento são para S-SE e W-NW, mas outros sentidos podem ocorrer localmente. Até o presente momento não foram determinados nem áreas maiores

com vergência única, pois frequentemente falhas de empurrão sucessivas mergulham com sentido opostos, nem estruturas regionais em flor. Parte das falhas tem indicadores cinemáticos de movimentação normal. Em alguns casos a variação na lineação de transporte parece ser mais compatível com movimentos de rotação durante o período de cavalgamento, feição comum em zonas de colisão. Assim, na zona marginal oeste dos segmentos Norte e Central do batólito Santa Quitéria o sentido do transporte sugere mudança progressiva de W (mais a norte) para NW (mais ao sul).

Os pacotes rochosos das zonas de falha representam, no campo, níveis de deformação epi-meso- e catazonais. Nos níveis epizonais as rochas são intensamente moídas e densamente foliadas, frequentemente miloníticas. Ocorrem alternâncias sucessivas de leitos tectônicos, geralmente com espessura centimétrica a decimétrica, mais ou menos deformados e, raras vezes, fracamente recristalizados. Os sucessivos leitos têm cor persistente ou apresentam alternância entre cinza claro, cinza escuro, rosado, cinza rosado, bege, etc. Podem conter pequenas lentes achatadas de quartzo recristalizado. Corpos aplíticos e pegmatíticos discordantes a concordantes são raros e variam, no segundo caso, de boudinados a contínuos. Milonitos resultantes da deformação de rochas graníticas félsicas lembram, principalmente quando incipientemente intemperizadas, derrames de dacitos a riolitos e como tais têm sido descritos ocasionalmente mesmo quando as rochas soto- e sobrepostas são migmatitos ortoderivados ou gnaisses oclares granitóides. Feições petrográficas de deformação em nível crustal raso incluem: *kink bands* intracristalina

- *p. ex.* nas lamelas de exsolução pertítica, clivagem das micas, geminação de deformação no plagioclásio, fraturas orientadas nos fenocristais de plagioclásio e K-feldspato, ao lado de fraturamento e brechagem dos grãos.

Os pacotes de rochas deformadas vinculados a zonas de empurrão mesozonais e gerados a partir de gnaisses bandados metatexíticos e de migmatitos diatexíticos caracterizam-se por rochas com estruturas bandadas claras e escuras, estas ricas em hornblenda e biotita e aquelas tendendo para composições granodioríticas a trondhjemitas. São rochas tipicamente transpostas e recrystalizadas. As bandas, geralmente de grande persistência lateral, têm espessura dominante entre 1 e 5cm. Comum são (1) segregações metamórficas graníticas associadas à infiltração de água concomitante à deformação. Formam leitões e lentes com espessura centimétrica, comprimento variável entre um e vários decímetros e com textura (sub) pegmatítica. Comum é sua estrutura simétrica e sua disposição paralela à foliação de empurrão. Frequentemente são boudinados; (2) porfiroblastos isolados de microclínio euhedrais a ovalados de até 15 cm; (3) aglomerados de vários porfiroblastos coalescentes com comprimento médios de até 2 cm e; (4) porções das rochas recrystalizado com típica estrutura estictolítica de hornblenda. São frequentes leitões submétricos a centimétricos que mantêm preservado os metatexitos ou diatexitos pré-transposição por empurrão. Nos metatexitos a estrutura bandada é quase sempre mais espessa que aquelas das rochas transpostas. Quando o pacote de empurrão envolve granodioritos ou monzogranitos (mega) porfirítico a foliação de transposição é tipicamente embrenchítica e os grãos de biotita mais ou menos esfarelados e posteriormente recrystalizados originam típica feição de “*streaky gneisses*”. A deformação transforma as rochas em gnaisses de granulação média a fina, homogêneos ou bandados, de foliação cerrada e nas quais apenas partes dos megacristais originais sobrevivem como pequenos clastos. Afloram sistematicamente como blocos tabulares com espessura variável, isolados, empilhados ou amontoados. Estas rochas, principalmente quando incipientemente intemperizadas tem sido descritas algumas

vezes como biotita xistos/gnaisses paraderivados apesar de ausência sistemática de granada, mineral apenas errático, sillimanita (sempre ausente) e cianita (*idem*). Nos planos da foliação destas rochas a biotita forma delgados filmes contínuos frequentemente desmembradas em manchas irregulares com dimensões variáveis, configurando estrutura tipo pele de onça. As manchas desmembradas, quando mais espessa, lembram vagamente enclaves surmicáceos. Os megacristais são mais ou menos estirados, os primeiros rompidos e granulados que originam finos horizontes de microclínio após recrystalização. Os megacristais menos deformados têm forma ocelar mais ou menos estirada e achatada segundo a direção e o plano de transporte. Feições bandadas são raras e a foliação de empurrão é menos cerrada. Segregações graníticas equigranulares a (sub) pegmatíticas ocorrem geralmente como lentes com espessura centimétrica e comprimentos submétrico. As feições texturais indicam contemporaneidade entre deformação e recrystalização, esta superando aquela no tempo. Nos raros leitões mais espessos de gnaisses ocelares poupadas da transposição, sua foliação é fraca a acentuada e, em alguns casos, nitidamente discordante da foliação das faixas transpostas adjacentes.

Nos pacotes de empurrão catazonais a intensa recrystalização chega a obliterar por inteiro a deformação gerada pelo cavalgamento profundo. Em rochas ortoderivadas a recrystalização resulta numa foliação embrechítica residual que impede a identificação da foliação de empurrão original e as rochas apresentam brilho vítreo fosco. Frequentemente os pacotes de empurrão catazonais contém níveis ou lentes de granulitos e eclogitos ácidos a ultramáficos com evidentes sinais de retrometamorfismo por alçamento a níveis crustais mais rasos. No caso dos eclogitos é observada a passagem da mineralogia de altas condições de P-T (onde a pressão preservada ultrapassa 17kbar) sucessivamente para paragêneses das fácies granulito, anfíbolito e xisto verde (Amaral, 2010). Comum são texturas de intercrescimento simplectíticas. Os aspectos macroscópicos mais patentes do retrometamorfismo dos granulitos máficos e eclogitos são o desenvolvimento de auréola de

plagioclásio e anéis de biotita circundando granadas. Nas rochas granulíticas ácidas o retrometamorfismo é acompanhado por sinais mais ou menos patentes e extensivos de anatexia local por alívio de pressão. A presença generalizada de fragmentos de (retro) eclogitos e granulitos em todas as litologias metamórficas paleo- e neoproterozóicas do Domínio Ceará Central demonstra a abundância dos empurrões catazonais hoje aflorantes.

Os planos de empurrão subhorizontais apresentam dois tipos de arqueamentos associados à fase posterior de falhamento transcorrente regional. O primeiro gera dobras abertas cujo plano axial coincide com o plano de transcorrência. Falhamentos transcorrente sucessivos espaçados por dezenas de metros geram marcante ondulação dos planos de empurrão. O segundo arqueamento, por arrasto, ocorre nos segmentos situados entre duas zonas de transcorrências próximas. Do arrasto resulta nos planos de empurrão deformados nova lineação que tem sido confundida em alguns casos com a lineação de transporte dos planos de empurrão pré-arqueamento. Da interferência dos dois arqueamentos resultam estruturas dômicas locais bastante nítidas e com dimensões variáveis, predominantemente métricas a decamétricas. Exemplo claro deste tipo de estrutura pode ser observado nos hornblenda gnaisses abaixo da ponte sobre um dos braços do açude das Araras na BR-257, nos arredores da cidade de Varjota.

Tema ainda aberto são as causas da mudança da vergência dos planos de empurrão ao nível regional. Entre as numerosas possibilidades destacam-se a superposição de falhas sintéticas e antitéticas, uma mudança no sentido dos empurrões no decorrer do tempo, dobramentos abertos maiores dos planos de

empurrão, o arqueamento regional associado ao magmatismo epizonal tardio e o basculamento de grandes blocos crustais na fase de relaxamento orogênico.

Referências

Arthaud, M.H. 2007. Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (Domínio Ceará Central, BE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de doutorado. Universidade de Brasília – UNB.

Amaral, W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP.

Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.

Santos, T. J. S.; Rosa, F. F.; Correa Neto, D.; Amaral, W. S.; Arthaud, M. H.; Dantas, E. L.; Garcia, M.G.M. 2006. Arranjo estrutural e metamórfico da borda oeste do Arco Magmático Continental de Santa Quitéria NW da Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju - SE. Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia.

Zincone, S. A.; Ancelmi, M. F.; Santos, T. J. S.; Wernick, E. 2009. Contexto estrutural do contato entre as rochas do Arco Magmático de Santa Quitéria e os metamorfitos de alta pressão de Forquilha-CE, Domínio Ceará Central, NW Província Borborema. In: XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET/ VI Internacional Symposium on Tectonics, Ouro Preto-MG: UFOP.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ANÁLISE ESTRUTURAL DO METAGRANITO NOROAGRO, DIVISA MATO GROSSO-RONDÔNIA-SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Rone Marcos A. dos Santos^{1,4}, João Batista de Matos^{1,2,4}, Amarildo Salina Ruiz^{1,3,4}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, ronegeo@hotmail.com; ²Departamento de Recursos Minerais, ICET, UFMT; ³Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT; ⁴Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica- Guaporé.

Introdução

O sudoeste do Cráton Amazônico no estado de Mato Grosso, nas proximidades do município de Comodoro, área onde se estabelece a divisa entre Mato Grosso e Rondônia é caracterizado por rochas pertencentes ao Complexo Colorado, Complexo Máfico Ultramáfico Trincheira, Suíte Intrusiva Igarapé Enganado e Formação Utiariti (Grupo Parecis). O Metagrânito Noroagro (MN) representa uma continuidade física da Suíte Intrusiva Igarapé Enganado (Rizzotto *et al.* 2009) em território mato-grossense por possuir similaridade entre as características litológicas e deformacionais descritas por Rizzotto *et al.*, (2009) em Rondônia. A principal característica da Suíte Intrusiva Igarapé Enganado é uma forte trama de fluxo magmático com ou sem superposição de deformação no estágio subsólidos, sugerindo uma colocação de corpos em regime compressional sin-a-tarde-sinemático. Entretanto, a deformação é heterogênea onde as porções do maciço mostram feições ígneas bastante preservadas. Xenólitos são raros e variáveis no tamanho, são constituídos pelas rochas encaixantes como paragnaisses e anfibólitos. O estudo do MN tem o propósito de estabelecer a relação deste corpo intrusivo com os eventos magmáticos associados da Suíte Intrusiva Igarapé Enganado. Foi então realizado mapeamento na escala (1:100.000), análises de lamina delgadas com enfoque nas microestruturas e tratamentos estrutural e metamórfico.

Contexto Geológico Regional

Os modelos geotectônicos propostos para a evolução do Cráton Amazônico seguem duas linhas de abordagem bastante distintas. Uma delas baseia-se no modelo das províncias geocronológicas – geotectônicas mobilístico e propõe uma evolução através da aglutinação de cinturões orogênicos, desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico, em torno de núcleos arqueanos (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.*, 1989).

Terreno Alto Guaporé (1.4 a 1.3 Ga)

A Faixa Alto Guaporé, instalada durante a evolução do Orógeno Rondoniano (1.42 – 1.32 Ga), localiza-se no setor ocidental da Província Rondônia-Juruena. Posteriormente, Rizzotto & Dehler (2007) mapearam a Faixa Alto Guaporé, derivada de uma orogenia colisional, em condições metamórficas de alto grau, cuja correspondência temporal seria atribuída à Orogenia San Ignácio, definida no oriente Boliviano por Litherland *et al.* (1986) e com as orogenias Rondoniana (Teixeira e Tassinari, 1984) e Candeias, embora a conotação tectônica entre estes eventos seja bastante distinta. A Faixa Alto Guaporé se estende desde o setor central setentrional de Rondônia, prolongando-se para o sudeste até a porção sul - ocidental de Mato Grosso, estando em grande parte encoberta pelas rochas sedimentares das Bacias dos Parecis e Guaporé. Correspondem a uma zona estreita e alongada, e delimitada por fortes anomalias magnéticas.

Geologia e Petrografia

O Metagranito Noroagro é representado por uma grande distribuição espacial (cerca de 200km), disposto na porção Norte-Sul da área pesquisada e serve como substrato para a deposição da Formação Utariti. As rochas graníticas recortam os xistos e paragneisses polideformados pertencentes ao Complexo Metamórfico Colorado, estes corpos estão representados na maioria das vezes por meio de blocos e às vezes em forma de morrotes suaves. Localmente são cortados por diques sin-plutônicos e xenólitos máficos. Por vez estes xenólitos são constituídos por paragneisses e anfibolitos. Os litotipos que constituem esta intrusão são compostos por uma variação faciológica de monzogranito até tonalito, leucocráticos à mesocráticos, de granulação média a grossa, localmente porfirítica, com fenocristais de K-feldspato e raramente de plagioclásio. O MN é caracterizado por cristais subarredondados de quartzo, cristais tabulares de plagioclásio, hornblenda e biotita. Em análise microscópica de lâmina delgada os granitóides estão representados por cristais anédricos de quartzo apresentando extinção ondulante e cor de interferência cinza de primeira ordem, cristais euhédricos tabulares de oligoclásio, cristais de micas (biotita e muscovita). Como minerais acessórios, titanita, rutilo e allanita, também pode se observar localmente plagioclásio apresentando um intenso processo de micro fraturamento ocasionado durante uma terceira fase deformacional dúctil (S_{n+2}) do MN e também intensa saussuritização decorrente do retro-metamorfismo, conforme representando na figura 1.

Caracterização Estrutural

Na área estudada foi identificada a atuação de três fases de deformação, F_1 , F_2 e F_3 . Nas rochas do Metagranito Noroagro a fase de deformação F_1 dúctil, é representada pelo desenvolvimento de um bandamento composicional (S_n) com direções preferencialmente W-E. A S_n é definida como uma xistosidade com direção variando entre $N80^\circ-70^\circ W$ e $N80^\circ-70^\circ E$ com mergulhos elevados a médios. A fase F_2 é marcada pelo dobramento do bandamento composicional,

originado em condições metamórficas de médio grau (fácies anfibolito alto), onde se originou a foliação S_{n+1} com direção subparalela a S_n das rochas representadas no Complexo Colorado o que evidencia que a segunda fase de deformação originou após a intrusão do Metagranito Noroagro. A fase F_3 é definida por forte transposição da primeira e segunda fase de deformação segunda a direção $N80^\circ-90^\circ W$ ao longo de uma faixa de alta deformação (figura 2). Fora da zona de alto *strain*, a superposição da segunda fase deformacional é definida por dobras simétricas da xistosidade e discretas zonas de cisalhamento dúctil paralelas ao plano axial. O processo de redobramento do bandamento composicional se estabeleceu em condições de baixo grau metamórfico, gerando uma S_{n+2} com direção NNE, expressa nas rochas do embasamento e em rochas do Metagranito Noroagro

Conclusão

O mapeamento da área pesquisada possibilitou a caracterização petrográfica e estrutural, bem como o entendimento do arcabouço estratigráfico. O MN consiste de monzogranito a tonalito, leucocráticos a mesocráticos, de granulação média a grossa, localmente porfirítico. Conforme os dados estruturais, o MN apresenta duas foliações penetrativas, sendo a mais antiga coincidente com a segunda foliação S_{n+1} impressa nas rochas do embasamento com a direção E-W e uma foliação S_{n+2} , mais nova, variando para NNE.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. 002.0141/2007), CAPES, GEOCIAM, e ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica-GUAPORÉ- UFMT.

Referências

Cordani, U., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979.. *In*: Cong. Geol. Chileno, 2, *Actas*, p. 137-148.
Litherland, M. *et al.* 1986. *British Geol. Surv.* **9**. London, 140 p.

Rizzotto, G.J & Dehler N. M. 2007.. In: SBG, SNET, 11 5, p. 130-132.
Rizzotto, G.J., et al. 2009. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Pimenteiras (SD.20-X-D).

Teixeira, W. & Tassinari C.C.G. 1984.. SBG/ NN, Simp. Amaz., 2, Manaus, *Anais*, p. 87-101.
Teixeira, W., et al. 1989. A review of the Geochronology: Precambrian Research 42, 213-227.

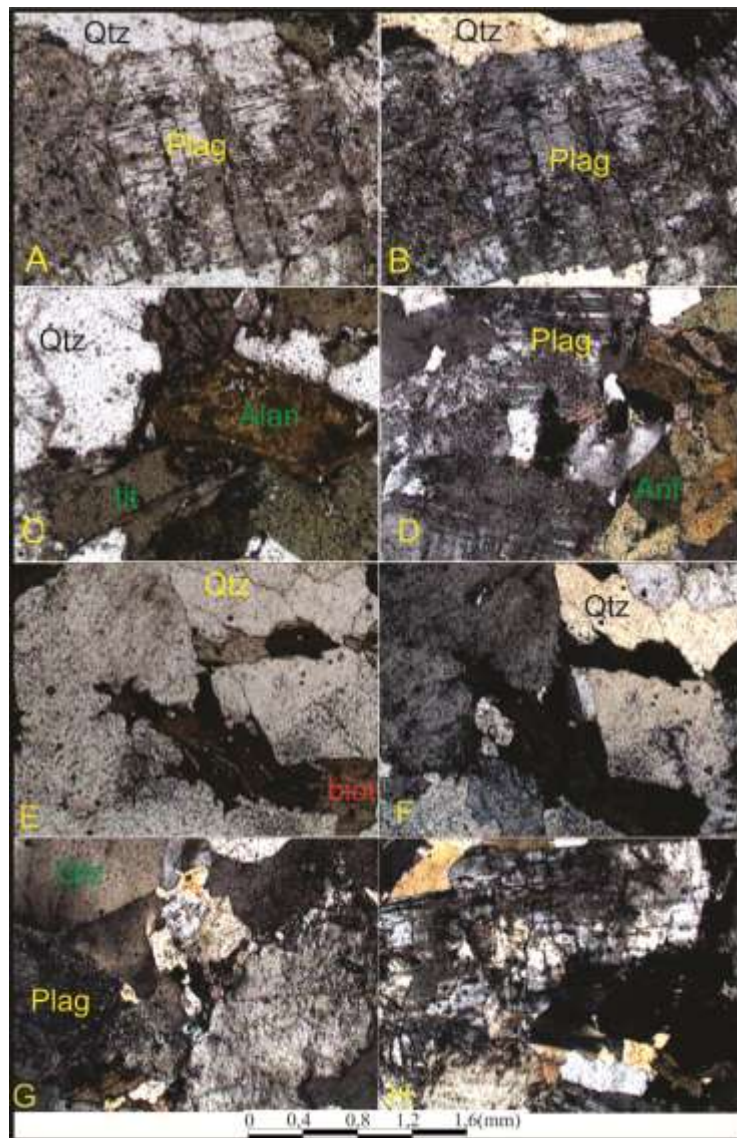


Figura 1. Fotomicrografia: Legenda; (A) Plag- plagioclásio representa uma deformação rúptil micro fraturas, polarizadores descruzados em torno de 60% da amostra, (B) Plag- plagioclásio apresentando uma deformação rúptil polarizadores cruzados; (C) Tit- cristais de titanita e Alan- cristais de alanita com forma romboédrica, euhédricos; (D) Anf- cristais de anfibólio subédricos zonados, textura inequigranular hipidiomórfica e localmente xenomórfica; (E) Qtz- quartzo e biot- biotita, polarizadores descruzados; (F) cristais anédricos de quartzo com extinção ondulante e cristais tabulares de biotita, apresentam uma textura granolepdoblástica, com polarizadores cruzados; (G) grãos euhédricos de plagioclásio saussuritizado e anédricos de quartzo com intensa zonação; (H) plagioclásio e quartzo com polarizadores cruzados, apresentam uma textura granoblástica.

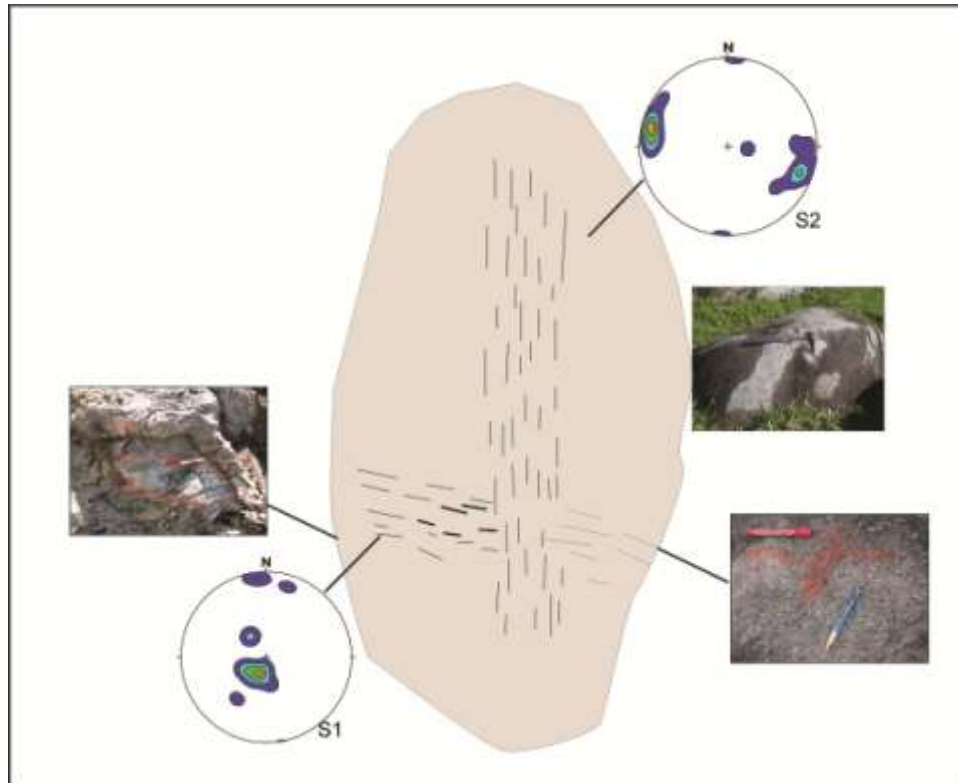


Figura 2. Modelo esquemático representando feições de campo do Metagranito Noroagro, foliação S_1 a mais antiga, sendo transposta gerando assim uma segunda foliação S_2 N- S. foto em detalhe apresentando o Granodiorito injetado segundo o plano axial das dobras do embasamento

ESTRUTURAS E TECTÔNICA DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS JEQUIÉ E ITABUNA-SALVADOR-CURACÁ, REGIÃO DE ITATIM, BAHIA, BRASIL

Judiron Santos Santiago¹, Luiz César Corrêa Gomes^{2,3}, Geraldo Marcelo Pereira Lima²

¹Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UnB, judirongeo@yahoo.com.br;
²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UFBA; ³Departamento de Ciências Aplicadas, Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia.

Resumo

A região de Itatim compreende uma zona de transição entre dois importantes segmentos crustais do estado da Bahia, o Bloco Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Associada a história metamórfica deformacional inserida na evolução do Cráton do São Francisco. Através da apreciação dos aspectos geométricos e cinemáticos observados nos litotipos da região, foi possível correlacionar as estruturas a quatro diferentes estágios de uma deformação progressiva. Essa evolução vai desde os eventos compressoriais até os extensionais, estes últimos normalmente relacionados a um colapso gravitacional. Ainda, baseado no estudo de estruturas dúcteis e indicadores de cinemáticos associados, utilizando método de inversão foram possível adquirir a orientação 3-D dos campos remotos de paleotensão para cada fase da evolução tectônica. Revelando uma evolução da colisão, localmente dextral, inserido em um cenário de evolutivo tectônico regional sinistral.

1. Introdução

A região de Itatim fica situada em uma mega-estrutura sigmoidal, em uma zona de transição entre dois importantes segmentos crustais do estado de Bahia, o Bloco Jequié (BJ) (Cordani, 1973) e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), os quais normalmente associados a um regime tectônico regional sinistral (Barbosa & Sabaté 2002; 2004). Na tentativa de contribuir para o entendimento dos eventos geológicos que estruturaram esse limite tectônico, foi realizado uma análise estrutural da região próxima ao

contato entre o BJ e o OISC. Como esses domínios se encontram nas fácies granulito e anfibolito essa apreciação possibilita a análise de segmentos profundos da crosta continental, hoje expostos, de modo a compreender os movimentos e as forças atuantes na evolução paleoproterozóica deformacional desta porção continental. Essa evolução vai desde os eventos compressoriais até os extensionais, estes últimos normalmente relacionados a um colapso gravitacional.

2. Evolução Tectônica Regional

O Cráton do São Francisco é formado por um conjunto de blocos antigos, suturados por sucessivos mecanismos tectônicos de acreções crustais e/ou colisões continentais no final do Paleoproterozóico (Barbosa, 2003). A colisão teria ocorrido com movimento de quatro blocos no sentido NW-SE, identificado pela presença de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento pós-colisionais (Barbosa, *op cit.*). Este modelo tectônico atribui que a origem do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá está relacionada ao estágio final da colisão continente-continente, resultante da edificação de um arco continental e geração da cadeia de montanha, hoje exposta sua raiz devido a processos erosivos. Entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, as condições físico-químicas refletem condições uniformes do metamorfismo em fácies granulito (Barbosa & Fontelles 1991). Os mesmos autores, através de análises termométricas, indicam temperaturas máximas alcançadas de 830°C a 850°C, com pressões médias situadas entre 5 e 7 Kbar.

3. Método de Trabalho

Coleta de dados de estruturas planares e lineares, tais como: foliações, lineações de crescimento/estiramento mineral e zonas de cisalhamento. Posteriormente, hierarquização destas estruturas com base na relação de truncamento, além da dedução das cinemáticas associadas a esses planos por meio do estudo de marcadores cinemáticos, tais como: relação S/C, dobras assimétricas. Para o tratamento estatístico em diagramas estereográficos, foi utilizando o software Stereonett® (Duyster, 2000).

Para a análise dos campos de tensões locais associados com as estruturas dúcteis, foi utilizado o método de inversão proposto por Srivastava et al. 1995. Os paleocampos foram obtidos utilizando o programa FaultkinWin® (Allmendinger 2001, versão 1.1), onde foram obtidos os diedros T (extensão) e P (compressão) e os parâmetros de tensor momento, ou de Bingham, com os pontos de concentração 1, 2, 3 representando os melhores ajustes para os tensores principais, σ_3 , σ_2 e σ_1 respectivamente.

4. Evolução Estrutural e Tectônica

4.1. Fases Deformacionais

Os litotipos metamórficos de alto e médio grau encontram-se polideformadas no estado dúctil, interpretados em termos de evolução tectônica colisional em quatro fases deformacionais progressivas. A primeira fase do estágio inicial da colisão possui movimentação tectônica reversa, onde foi gerada uma foliação regional de baixo mergulho, de orientação principal N030° e uma lineação de crescimento mineral *dip-slip*, associada com o fácies granulito. A segunda fase representa um estágio mais avançado da colisão, onde se desenvolveu uma foliação de alto ângulo de orientação N120° e um sistema de zonas de cisalhamento transpressivo dextral, marcada pela presença de grandes alinhamentos estruturais no relevo em escala regional. A terceira fase é caracterizada por um par conjugado de cisalhamento transcorrente dúctil (N140° e N010°). A quarta fase está associada ao colapso gravitacional do orógeno, onde foi gerada uma foliação de baixo mergulho.

4.2. Campos de tensão

A partir dos dados de foliação e lineação mineral contida no plano, e sabendo-se a cinemática associada às estruturas, foi possível adquirir a orientação 3-D dos campos remotos de paleotensão para as quatro fases da evolução tectônica (Figura 01). Para isso, foi empregado o método de inversão (Srivastava *et al.* 1995). Foram obtidos: (i) na fase inversa (Dn), σ_1 foi orientado a N120° e σ_3 a N317°; (ii) na fase de transpressiva (Dn+1), σ_1 N160° e σ_3 N252°; (iii) na terceira fase progressiva (Dn+3), σ_1 N000° e σ_3 N090° e; (iv) na fase de colapso (Dn+4), σ_1 N041° e σ_3 N082°.

5. Conclusões

A combinação dos dados sugere uma rotação do tensor principal de compressão (σ_1) no sentido horário, durante a evolução da colisão dextral, inserido em um cenário de evolutivo tectônico regional sinistral. Isso pode ser explicado pela geometria de sigmoidal da zona de colisão, com orientação N-S para um cenário sinistral e N120° para o cenário dextral de expressão local.

6. Referências

- Allmendinger, R. 2001. www.geo.cornell.edu/pub/rwa/windows.
- Barbosa, J.S.F., Fonteilles, M., 1991. Síntese sobre o metamorfismo da região granulítica do sul da Bahia. Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 21, 328–341.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 74(2):343-359.
- Barbosa, J. S. F. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 3-6.
- Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.* 133, 1-27.

Cordani, U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 312 p.

Srivastava, D.C., Lisle, R.J., Vandyke, S. 1995. Shear zones as a new type of palaeostress indicator. *J. Struc. Geol.* 17, 663-676.

Duyster, J. 2000. StereoNetVersion 2.46. www.personal.umich.edu/~vdpluijm/stereo.zip

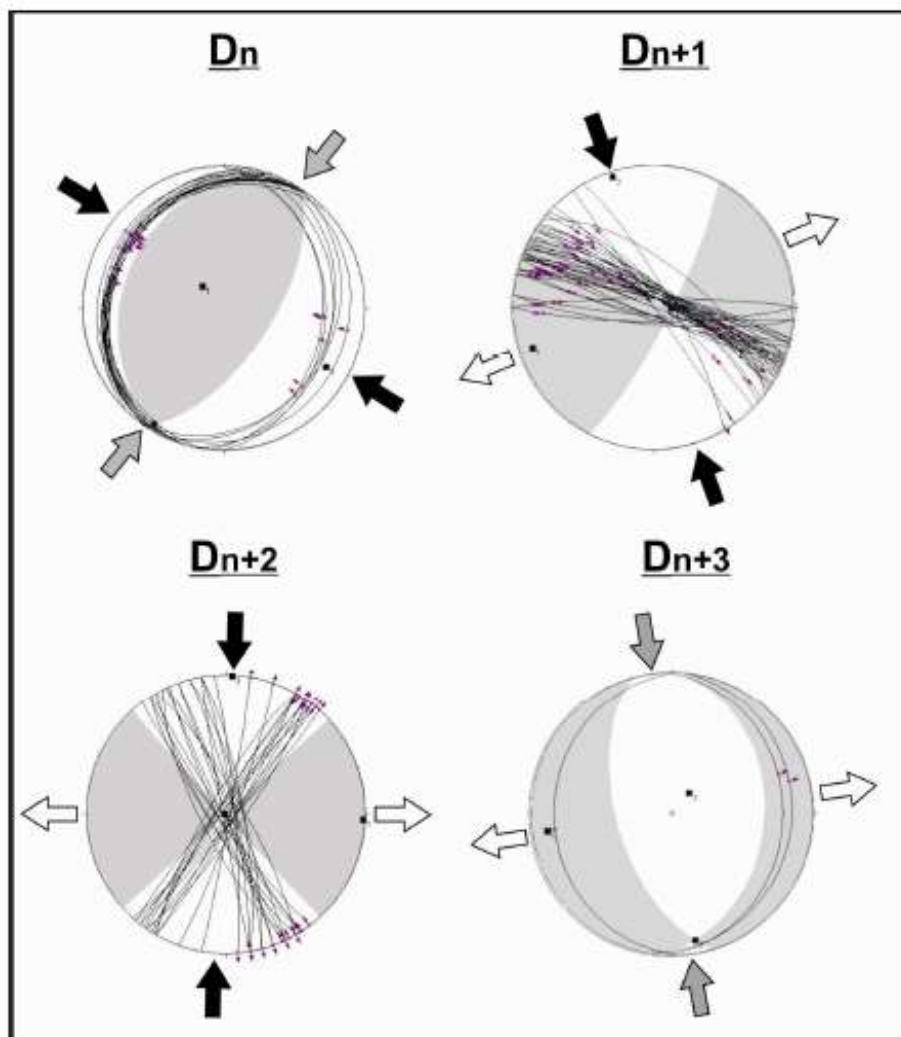


Figura 1. Orientações dos paleotensores locais, das fases deformacionais, obtidos pelo método de inversão (Srivastava *et al.* 1995). Os diedros cinza representam extensão e os branco compressão, os parâmetros de tensor momento ou de Bingham, com os pontos de concentração 1,2,3 representando os tensores principais, σ_3 , σ_2 e σ_1 , representados, respectivamente pelas setas brancas, cinzas e pretas. São mostrados os tensores subhorizontais para facilitar a visualização, excluindo dessa representação os tensores com altos ângulos. Notar rotação do σ_1 , no sentido horário, durante as fases compressionais.

AMBIENTES GEOTECTÔNICOS DE GERAÇÃO DAS ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO, DO NOROESTE DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA

Wagner da Silva Amaral^{1,2}; Ticiano José Saraiva dos Santos²; Eberhard Wernick³; Matheus Fernando Ancelmi²; Carolina Penteado Natividade Moreto²

¹Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, wsa.geo@gmail.com; ²Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; ³Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Introdução

Limites colisionais são, via de regra, representados por extensas zonas de cisalhamento e um cinturão de rochas de alto grau metamórfico associadas ou não a lascas ofiolíticas. No Domínio Ceará Central (porção norte da Província Borborema), na borda oeste do arco magmático de Santa Quitéria, rochas com paragêneses de alta pressão (retroeclogitos) e alta temperatura (granulitos máficos, fêlsicos) foram descritas respectivamente nas regiões de Forquilha e Cariré (Nogueira Neto, 2000, Santos *et al.*, 2009, Amaral *et al.*, 2010, Amaral, 2010). O objetivo deste trabalho é apresentar um modelo tectônico para a geração de rochas de alto grau metamórfico no contexto da amalgamação do Supercontinente Gondwana.

Dados de Campo

Os retroeclogitos de Forquilha são caracterizados por corpos métricos lenticulares, distribuídos numa faixa N-S superior a 30 km de comprimento por 4 km de largura denominada de Faixa Eclogítica de Forquilha – FEF. Essas rochas ocorrem predominantemente como corpos métricos a decamétricos, encaixadas em paragnaisses, quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas. Em Cariré os granulitos estão alongados na direção NE-SW e hospedados em granodioritos cisalhados. A foliação principal (Sn) com mergulho de baixo ângulo para E-SE na região de Forquilha, aumenta de intensidade exibindo mergulhos sub-verticais na região de Cariré. A lineação (Lx) definida por sillimanita e cianita é

downdip e torna-se oblíqua para S-SE à medida que se avança para W.

Dados Analíticos

Estudos de termobarometria para os granulitos de Cariré revelaram condições de P-T de 8,3-9,4 kbar e 804-870°C para granulitos fêlsicos e de 10,2-13,6 kbar e 750-910°C para granulitos máficos. Por outro lado, na região de Forquilha as condições de P-T situam-se em 11,2-22,0 kbar e 495-840°C para as rochas metamáficas e 9,9-11,0 kbar e 734-851 °C para as rochas metassedimentares encaixantes. Esses valores indicam a existência de granulitos de alta pressão em Cariré e rochas eclogíticas/granulíticas na FEF.

Análises petrográficas e geoquímicas permitiram a individualização de três grupos de rochas metamáficas na FEF: i) Granada anfibolitos, com padrão Elementos Terras Raras-ETR plano e anomalias negativas de Rb, Th, Nb, Zr e Ta, no diagrama multielementar, indicam similaridades com basaltos de arco de ilha, tipo IAT; ii) Retroeclogitos com padrão (ETR) plano e estreito e similaridades com o padrão N-T-MORB compatíveis com basaltos de ambiente extensional tipo cadeia meso-oceânica ou *back-arc* de arcos intra-oceânicos.; iii) Clinopiroxênio-granada anfibolitos possuem o padrão (ETR) mais inclinado, com razão (La/Yb) entre 2.63 e 7.32, o que sugere leve fracionamento. É o grupo mais enriquecido em termos de álcalis e elementos traços incompatíveis, similar a rochas alcalinas e basaltos continentais.

Dados geocronológicos (Sm-Nd em rocha total e U-Pb, Lu-Hf em zircão e

monazita) denotam dois episódios magmáticos, um paleoproterozóico, registrado nos granodioritos de Cariré ao redor de 2,1 Ga e outro Mesoproterozóico definido por U-Pb em zircão das rochas metamáficas da FEF, situado entre 1455 e 1618 Ma. Dados Lu-Hf em zircão ($T_{DMHf} = 1,57 - 1,80$ Ga) e isótopos de Nd ($T_{DMNd} = 1,57 - 2,81$ Ga) ambos com valores positivos de ϵ , revelam valores de fontes próximos à idade de cristalização. Análises U-Pb em bordas de zircão e em cristais com texturas metamórficas com baixas razões Th/U possibilitaram a caracterização de dois estágios metamórficos: i) entre 640 – 650 Ma obtido em rochas paraderivadas encaixantes dos retroeclogitos na FEF e correlato ao metamorfismo colisional de fácies eclogito; ii) entre 590 e 615 Ma registrado nos granulitos de Cariré e do sul de Forquilha. Datação em zircão detrítico de quatro rochas metassedimentares ao longo da FEF revelaram proveniência principal de fontes paleoproterozóicas (Riaciano/Orosiriano) e idades máximas de deposição ao redor de 1,65-1,80 Ga.

Evolução Geodinâmica

A partir dos dados apresentados e das referências disponíveis na literatura, propõem-se a seguinte evolução geológica para o NW do Domínio Ceará Central e adjacências (Figura 1):

A) Estágio Rifte (1,60-1,50 Ga): Dados geocronológicos e paleomagnéticos sustentam a teoria do supercontinente Paleomesoproterozóico Colúmbia (1,9-1,6 Ga) que teria existido antes da amalgamação de Rodínia (Rogers & Santosh, 2002). Sua fragmentação teve início *ca.* 1,6 Ga, com rifteamentos seguidos de enxames de diques em todo mundo.

B) Estágio Pré-colisional (800-660 Ma?): Embora não existam ainda dados geocronológicos que comprovem definitivamente o período de evolução do arco magmático de Santa Quitéria - AMSQ, alguns autores com base em dados geoquímicos e isotópicos (*e.g.* Fetter *et al.* 2003) interpretam o período de funcionamento do AMSQ entre ~660-610 Ma. Entretanto, outros autores propõem um magmatismo juvenil com ϵ_{Nd} WR

($t=795$) positivo +4,4, do tipo Andino, ao redor de 800 Ma (de Araújo *et al.*, 2010).

C) Estágio (cedo) Sin-colisional (650-630 Ma): Período do início da colisão continental entre os domínios Médio Coreau (2,3 Ga) e Ceará Central (2,1 Ga), registrado pelo metamorfismo de mais alta pressão (fácies eclogito). As idades obtidas no intervalo entre 650 e 630 Ma constituem o registro do metamorfismo mais antigo do Domínio Ceará Central.

D) Estágio (tardi) Sin-colisional (620-580 Ma): Alguns autores (Amaral 2010, Costa *et al.*, 2010) propõem o modelo de *Slab Breakoff* (Davies & Blanckenburg, 1995), responsável pela ruptura de parte da crosta oceânica e facilita desta maneira a ascensão da astenosfera, o que causa distúrbios no manto litosférico e a produção de magmas ricos em potássio. Além disso, o aumento do gradiente termal litosférico induz ao metamorfismo de alta temperatura (fácies granulito) acompanhado da fusão parcial das rochas da base do AMSQ e a geração de migmatitos e diatexitos.

E) Estágio Pós-Colisional (580-480 Ma): Por fim, tem-se o período de instalação das principais zonas de cisalhamento transcorrentes e a colocação da granitogênese pós-colisional (Plútons Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga, Pajé e Taperuaba).

Referências

Amaral, W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP.

Amaral, W.S., Santos, T. J. S., Wernick, E. 2010a. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, central Ceará NE Brazil: Geodynamic implications. *Geological Journal* (DOI: 10.1002/gj.1224).

Costa, F.G., de Araújo, C.E.G, Vasconcelos, A.M., Palheta, E.S.M, Justo, A.P. 2010. O

- Complexo Tamboril-Santa Quitéria: evidências de *slab breakoff* durante colisão continental neoproterozóica, norte da Província Borborema. *45° Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém-PA (CD-ROM).
- Davies, J.H. & Von Blanckenburg, F. 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planetary Science Letters*, 129: 85-102.
- de Araújo, C.E.G., Píneo, T.R.G., Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Moura, C.A.V. 2010b. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon ages of pre- and syn-collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): geodynamic implications. *VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology*, Brasília-DF (CD-ROM)
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6: 265-273.
- Nogueira Neto, J.A. 2000. Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de granja e cariré, extremo noroeste da Província Borborema. PhD. Thesis Universidade Estadual Paulista-UNESP 171.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5-22.
- Santos, T.J.S., Garcia, M.G.M., Amaral, W.S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M.H., Dantas, E.L., Santosh, M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15: 454-470.

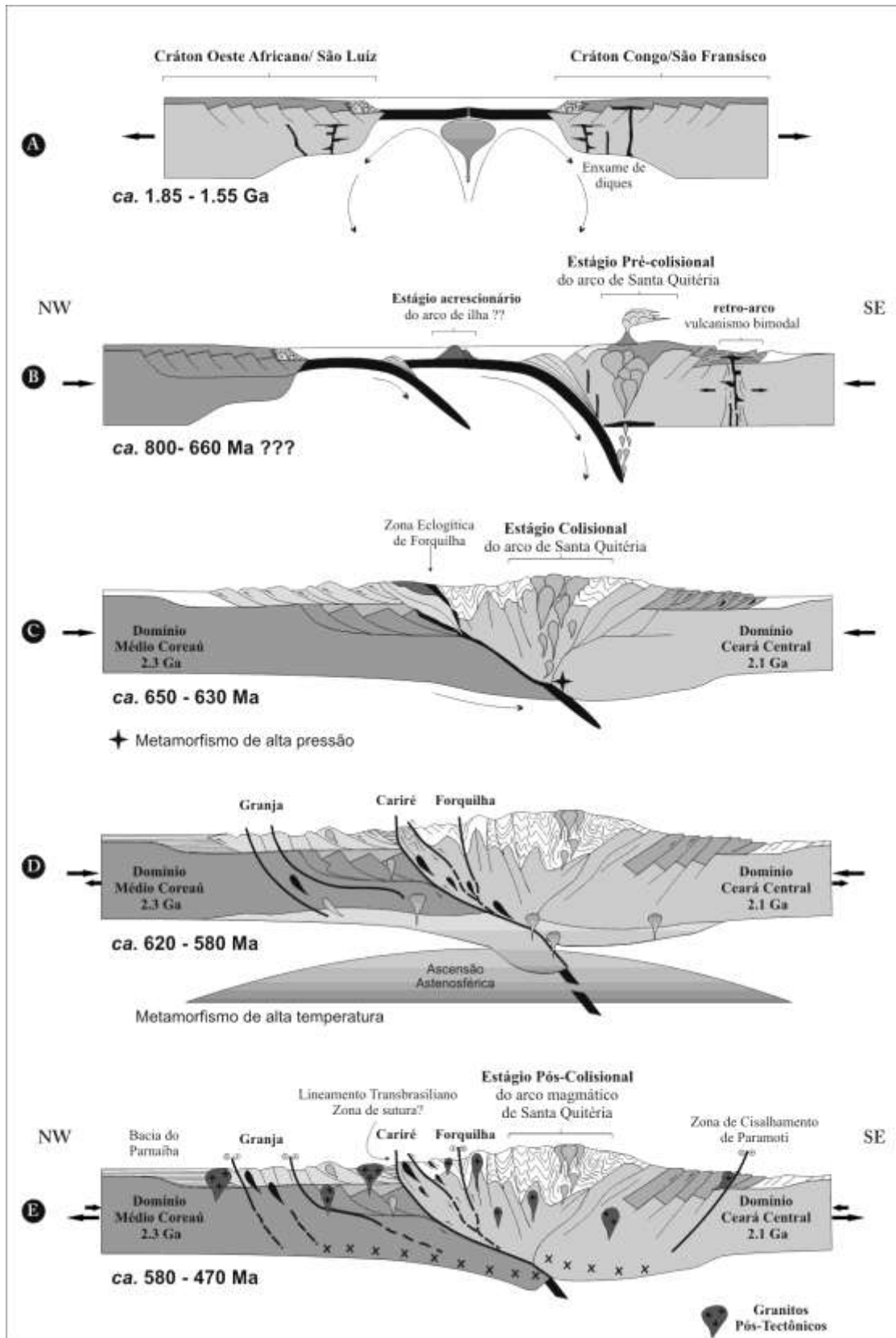


Figura 1. Modelo tectônico da evolução geodinâmica do NW do Domínio Ceará Central (Amaral, 2010).

CONTEXTO TECTÔNICO DO CAMPO KIMBERLÍTICO BRAUNA, CRATON SÃO FRANCISCO: ASSOCIAÇÃO COM A FRAGMENTAÇÃO DE RODÍNIA?

José Paulo Donatti Filho & Elson Paiva de Oliveira

Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Universidade de Campinas, Brasil.

Introdução

Kimberlitos e rochas alcalinas na plataforma Brasileira e Sul Africana são bastante conhecidos e estão relacionados com a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozóico. No Brasil, o magmatismo alcalino mesozóico é relacionado principalmente ao lineamento 125°, constituindo o evento alcalino mais importante na plataforma brasileira. Entretanto, a maioria das fontes primárias das ocorrências de diamantes no Brasil continua desconhecida, como por exemplo, as ocorrências kimberlíticas na Serra do Espinhaço no Craton do São Francisco e em Roraima no Craton Amazônico. Embora a maioria dos kimberlitos no planeta Terra (>80 %) apresente idades mesozóicas/cenozóicas (200 - 50 Ma), períodos de intensa atividade mantélica relacionadas a plumas e fragmentação de supercontinentes também são descritas durante o Neoproterozóico (500-1000 Ma) associado a kimberlitos e outras rochas alcalinas ultramáficas de mesma afinidade.

O Campo kimberlítico Brauna (CKB), no nordeste do Craton do São Francisco (Fig.1a/b), é a única fonte primária de diamantes com idade neoproterozóica no Brasil, apresentando um teor diamantífero médio de 18.24 cpht (Donatti Filho et al., 2008). Ele é composto por 22 corpos kimberlíticos em zona de raiz complexa em facies hipoabissal, sendo 19 diques e 3 pipes, inteiramente alojados no batólito granodiorítico Nordestina (Donatti Filho et al., 2008). Este batólito é composto e foi datado entre 2155 e 2132 Ma (Donatti Filho e Oliveira in prep.) (Fig.1c). Ele faz parte da seqüência granito-greenstone belt do Rio Itapicuru, que se assenta

tectonicamente sobre um embasamento de gnaisses e migmatitos arqueanos do Bloco Serrinha. Os kimberlitos apresentaram idade magmática de 642 ± 6 Ma, obtida em fenocristais de perovskita na matriz kimberlítica (Donatti Filho et al., 2010).

Este trabalho apresenta novos argumentos para associar o campo kimberlítico com eventos magmáticos semelhantes no mundo os quais estão intimamente ligados a processos de fragmentação litosférica e formação de supercontinentes durante o Neoproterozóico (i.e. fragmentação de Rodínia).

Contexto Tectônico

O padrão para ocorrência de magmatismo kimberlítico é intimamente associado a perturbações termiais, como a descompressão e/ou soerguimento mantélico sob os blocos ou continentes que são submetidos a altos gradientes de stress durante orogênese. Magmatismo tipo kimberlítico, alcalino e/ou carbonatítico profundo no Neoproterozóico são freqüentes na maioria dos principais cratons do planeta, como por exemplo, os cratons venezuelanos (Guaniamo kimberlite, ca. 712Ma), oeste e sul africanos (kimberlitos Oaks, Ondermatjie e Venetia, ca. 520 Ma), norte americanos incluindo Groelândia (e.g. kimberlitos Snap Lake, Ghacho Kue, Renard, Wemindji, Torngat, Lac Beaver, Anuri, ca. 570 Ma), além de cratons australianos (e.g. kimberlito Áries (815 Ma) e finlandês (e.g. kimberlito Kaavi-Kuopio, ca. 580 Ma). Manifestações magmáticas globais desta magnitude são associados geralmente a grandes eventos orogênicos que transformam e

constroem a litosfera terrestre (Fig. 2). Estes eventos episódicos implicam na colocação de kimberlitos relacionadas a estágios particulares do ciclo dos supercontinentes (Jeslma et al., 2009).

Segundo a reconstrução de Li et al. (2008), eventos de superplumas do manto, rifte continental e processos prolongados de fragmentação do supercontinente Rodinia entre 860 – 570 Ma. A idade para os kimberlitos do CKB está neste intervalo e por isso é sugerido que os kimberlitos Brauna representem o reflexo da manifestação da quebra litosférica do cráton São Francisco durante o Neoproterozóico. Durante a fragmentação do supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, onde foram gerados kimberlitos do lineamento 125° entre 80-90 Ma, a diferença entre o evento de rifte e a idade de colocação do magmatismo é cerca de 30 milhões de anos. Analogamente a este modelo de quebra mesozóica do Gondwana, o CKB relaciona-se temporalmente às rochas da Faixa Sergipana que dista cerca de 150 a 350 km da área de ocorrência dos kimberlitos. Grandes distâncias entre o centro eruptivo inicial relacionado à quebra de Gondwana também são observados na plataforma brasileira (e.g. Províncias Alcalinas Cretáceas Minas-Goiás e Alto Paranaíba).

A Faixa Sergipana foi definida como um compartimento orogénico triangular de direção WNW-ESE, situada na parte sul da Província Borborema, tendo se desenvolvido pela colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco, resultando na amalgamação de seis domínios lito-estruturais: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Santos et al. 1988). Oliveira et al. (2010) estipulam uma idade mínima para o início de rifteamento da bacia do Canindé em 710 Ma que se prolongou até 640 Ma. Desta forma, considerando o regime estrutural ao qual o CKB está associado, apresentando orientação principal N30W, propomos que durante a colisão da Faixa Sergipana com o Craton do São Francisco no Neoproterozóico, o último deva ter se deslocado relativamente para N em direção à Província Borborema reativando, ou gerando, um sistema de falhas verticais sinistral

que criou espaço para o alojamento do campo kimberlítico.

Conclusões

Considerando a reconstrução da tectônica de placas atual, forma e época de ocorrência dos kimberlitos do CKB e sua relação com os compartimentos tectônicos que constituem grande parte do nordeste do Craton do São Francisco, propomos que o alojamento dos kimberlitos Brauna esteja relacionado à fragmentação do supercontinente Rodinia (500-800 Ma), cronologicamente análogo ao mais próximo e provável registro extensional da área, o rifte Canindé, na Faixa Sergipana, com idades ígneas entre 710 e 642 Ma. No presente modelo, o Craton do São Francisco provavelmente foi afetado por este evento extensional que reativou ou gerou falhas profundas em regiões de grande espessamento crustal, proporcionando assim condições favoráveis para a ascensão do magmatismo kimberlítico.

Referências

- Condie KC (2005). 447p. Amsterdam, Elsevier.
- Donatti Filho JP, Oliveira EP, Pisani JRT, Ochika FP (2008a). 9° IKC, Frankfurt, Germany.
- Donatti Filho JP, Pisani JRT, Oliveira EP, Ochika FP (2008b). 44° CBG, Curitiba, Brazil.
- Donatti Filho JP, Tappe S, Oliveira EP, Heaman L (2010). V SBGD, Tibagi, Paraná.
- Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Creaser, R.A., 2003. *Lithos* 71: 153-184.
- Jeslma H, Barnett W, Richards S, Lister G (2009) *Lithos*, 155–165.
- Kaminsky, F.V., Sablukov, S.M., Sablukova, L.I., Channer, D.M.DeR., 2004. *Lithos* 76: 565-590
- Kiviets, G.B., 2003. Unpublished De Beers data.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S.,

Davidson... (2008). *Prec. Res* 160: 179–210.

O'Brien, H.E., Peltonen, P., Vartiainen, H., 2005. In: M. Lehtinen et al. (Eds.), Amsterdam.

Oliveira EP, Carvalho MJ, McNaughton NJ (2004). *Geologia USP, Série Científica*, 4: 41-53.

Oliveira EP, Windley BF, Araújo MNC (2010). *Prec. Res.* 181: 64-84.

Santos RA, Menezes Filho NR, Souza JD. 1988. DNPM/CPRM, 4 vols.

Wu, F.Y., Yang, Y.H., Mitchell, R.H., Li, Q.L., Yang, J.H., Zhang, Y.B., 2010. *Lithos* 115: 205.

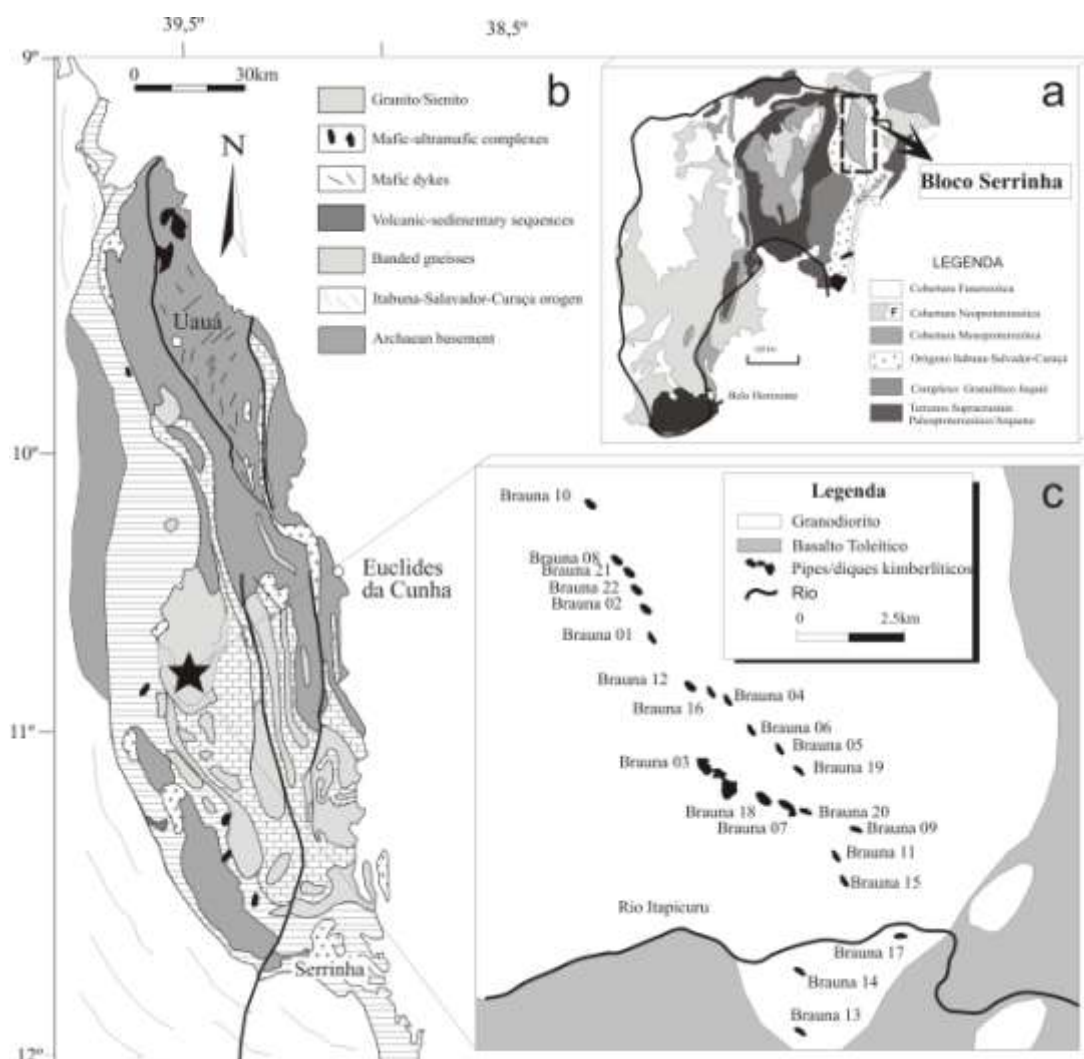


Figura 1. Configuração geológica e localização do Campo Kimberlítico Brauna. (a) Posicionamento geológico do Bloco Serrinha em relação ao Craton do São Francisco e (b) Mapa geológico do Greenstone Belt do rio Itapicuru destacando com a estrela a localização do Campo Kimberlítico Brauna (modificado de Oliveira et al. 2004). (c) Área e forma de ocorrência dos kimberlitos do CKB (Donatti Filho et al., 2008).

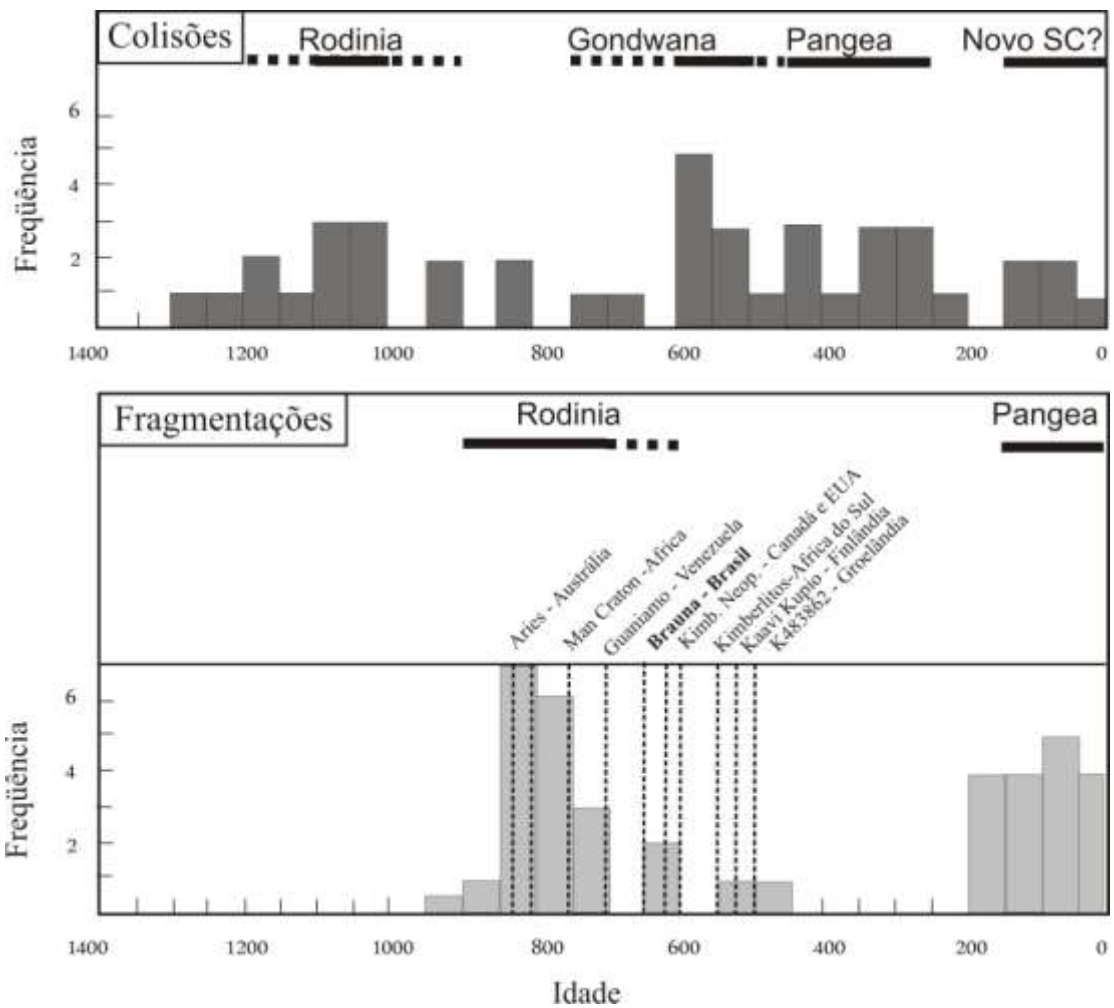


Figura 2. Distribuição temporal de kimberlitos neoproterozóicos incluindo o campo Kimberlítico Brauna, e comparação com períodos de quebra e fragmentação de supercontinentes (modificado de Condie, 2005). Dados geocronológicos para kimberlitos neoproterozóicos (Kiviets, 2003; Heaman et al., 2003; Kaminsky et al., 2004; O'Brien et al., 2005; Secher et al., 2009; Wu et al., 2010; Donatti Filho et al., 2010).

A FASE MAGMÁTICA-MIGMATÍTICA EPIZONAL TAMBORIL DO BATÓLITO SANTA QUITÉRIA, CE: FATORES QUE CONTROLAM SUA ESTRUTURAÇÃO

Stefano Zincone¹, Eberhard Wernick², Ticiano José Saraiva dos Santos¹

¹ Instituto de Geociências – UNICAMP, Campinas, SP; teozincone@gmail.com, ²Instituto de Geociências- UNESP, Rio Claro, SP.

O batólito Santa Quitéria do Domínio Ceará Central da Província Borborema, com área ao redor de 15.000 km², estende-se com forma sinuosa, direção geral NNE-SSW e comprimento em torno de 250 km desde alguns quilômetros ao norte da cidade de Itapipoca até pouco km a leste da cidade de Parambu onde o batólito é seccionado e deslocado pela zona de cisalhamento transcorrente Senador Pompeu. Suas extremidades norte e sul são recobertas respectivamente por sedimentos do grupo Barreiras e da bacia do Parnaíba. O batólito é formalmente subdividido em 4 segmentos (norte, centro-norte, centro-sul e sul) separados pelas zonas de cisalhamento Caxitoré, Groaíras e Tauá.

O batólito compreende 5 unidades magmáticas das quais as três primeiras são pré colisionais, isto é, são deformadas e deslocadas por falhas de cavalgamento e compreendem a fase magmática Santa Quitéria:

➤ Unidade mesozonal ácida de hornblenda-biotita monzogranitos cálcio-alcalinos alto-K a shoshoníticos, predominantemente megaporfírico. Apresentam teores variáveis de enclaves com composição diorítica e afinidade shoshonítica.

➤ Unidade mesozonal intermediária de hornblenda monzodioritos e raros monzogranitos predominantemente shoshoníticos, portadores de teores variáveis de clinopiroxênio, anfibólio, biotita, microclínio e quartzo. São rochas equigranulares caracterizados pela presença de anfibólio granular ou prismático. Contêm teores variáveis de enclaves microgranulares com

composição gabro-diorítica, afinidade shoshonítica e geralmente portadores de clinopiroxênio. Esta unidade e a precedente apresentam diagramas ETR e diagramas multielementos muito semelhantes, configurando clara relação genética evolutiva.

➤ Unidade máfica precoce. Constitui raras intrusões de noritos, (olivina) gabros e dioritos. São tanto intrusivas nas rochas ácidas plutônicas das unidades precedentes quanto estas são intrusivas naquelas.

➤ Unidade magmática-migmatítica epizonal sin-transcorrência. Reuni um conjunto de plutons de rochas graníticas cálcio-alcalino equigranulares e porfírica com diâmetros variáveis entre poucas centenas de metros até poucos quilômetros. São intrusivos numa pilha de pacotes de empurrão predominantemente compostos por hornblenda-biotita gnaisses e migmatitos ao lado de anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses oclares. Pela injeção de variáveis teores de material granítico essencialmente rosado que se irradia dos plutons nas rochas encaixantes predominantemente cinzentas, é formada uma extensa área de migmatitos de injeção bicolors com estruturas muito variáveis. Os plutons e os migmatitos associados constituem a fase magmática Tamboril do batólito. As rochas dos plutons e os neossomas injetados nas rochas encaixantes são mais evoluídas e ácidas que as litologias granitoides das associações plutônicas mesozonais.

➤ Uma unidade vulcano-plutônica rasa, bimodal, sin- a pós-transcorrência e de alta temperatura. Esta unidade apresenta ampla

expressão regional e transgride o limite do batólito Santa Quitéria. Trata-se de magmatismo que gera tanto plutons de largo espectro químico quanto corpos essencialmente ácidos ou básicos. A colocação dos corpos ocorre em condições extensionais e plutons podem apresentar, como no granito Taperuaba, espesso dique anelar. A unidade reúne gabros, monzogabros, monzodioritos, monzonitos, quartzo sienitos, quartzo monzonito e granitos; estes também incluem granitos rapakivi epizonais a subvulcânicos. Rochas vulcânicas ocorrem tanto como xenólitos incorporados pelas rochas plutônicas de caldeiras quanto formando diques que se irradiam dos plutons ou, ainda, expressivos diques isolados. Os principais plutons representativos desta unidade magmática são os granitos Quixadá, Quixeramobim, Senador Pompeu, Banabuiú, Barriga, Meruoca, Mucambo, Tauá, Mandacaru, Pajé, Taperuaba, Varjota, Nova Russas, entre outros, com idade que transgridem o limite Pré Cambriano Superior – Paleozóico Inferior.

A unidade magmática-migmatítica epizonal já foi, outrora, considerada como fruto da anatexia de uma sequência essencialmente metassedimentar apesar da composição claramente cálcio-alcalina do neossoma injetado e da ausência de granada, sillimanita e cianita nos migmatitos pseudo-anatéticos. A natureza dos migmatitos de injeção é expressa por um conjunto de feições que incluem, entre outros:

- Contatos intrusivos. Os diques, veios, apófises, etc, injetados e infiltrados nos metatexitos e diatexitos apresentam contatos nítidos com desenvolvimento local de zona de resfriamento. Falta a típica película de melanossoma que delimitam mobilizados de segregação anatética; esta feição restringe-se aos metatexitos e diatexitos injetadas.
- Brechação. As rochas injetadas, como um todo, apresentam feições de brechação mais ou menos intensa com a geração de fragmentos com formas e dimensões variáveis desde poucos centímetros até dezenas de metros.
- Reação. O magma invasor reage com as bordas dos fragmentos da brechação

provocando a biotitização (potassificação) das hornblendas das rochas injetadas.

- Infiltração. A partir dos canais de injeção maiores, concordantes ou discordantes em relação à foliação das encaixantes, irradiam-se ramos de infiltração menores predominantemente paralelos à foliação dos gnaisses e migmatitos invadidos. A infiltração é mais intensa quando o magma invasor é mais rico em fluídos, feição retratada por material granítico mais pegmatítico.

- Recristalização. Sob o efeito do magma invasor os fragmentos das rochas encaixantes brechadas desenvolvem com maior ou menor intensidade estruturas estictolíticas dadas por hornblendas euhedrais até centimétricas recristalizadas ou, mais raramente, por prismas de turmalina. Nos dois casos os minerais máficos são circundados por mancha de cristais félsicos também recristalizados que se destacam nitidamente do resto da rocha encaixante de granulação mais fina e cor mais escura.

- Blastese. É o desenvolvimento local de megacristais isolados ou agrupados de microclínio com dimensões centimétricas nas imediações do contato magma infiltrado/rocha invadida. A microclínização é mais intensa quando o magma infiltrado é mais rico em fluídos.

- Assimilação. Em certos casos os fragmentos da rocha encaixante brechada, principalmente no caso de diatexitos e rochas embrechíticas, são tão infiltrados pelo magma que ocorre uma homogeneização mais ou menos intensa entre ambos com a formação de porções homogêneas híbridas com frequências e dimensões variáveis.

Em termos gerais diferentes tipos estruturais de migmatitos de injeção (dictoníticos, agmatíticos, schollen, acamados, dobrados, flebíticos, schlierícos, nebulíticos e homofânicos) tanto ocupam áreas relativamente homogêneas maiores quanto transicionam de um tipo estrutural para outro mesmo em pequenas áreas. Neste caso num afloramento coexistem vários tipos estruturais de migmatitos.

Os diferentes tipos estruturais de migmatitos da fase magmática Tamboril são controlados principalmente por três fatores:

✓ A estrutura da rocha metamórfica encaixante invadida pelo magma granítico. Metatexitos invadidos pelo magma granítico originam geralmente migmatitos bandados ou *lit-par-lit* e, subordinadamente, migmatitos dictoníticos. Diatexitos infiltrados geram migmatitos cinza-rosados dobrados, flebíticos, schliericos e nebulíticos. Estes evoluem para migmatitos fantasma (migmatitos homofânicos) nos quais a rocha invadida apenas sobrevive como sombras algo mais ricas em hornblenda e/ou biotita. Hornblenda gnaisses mesocráticos, anfíbolitos e gnaisses oclares injetados geram migmatitos agmatíticos e, no caso de grande volume de material granítico invasor, migmatitos schollen.

✓ A distância do migmatitos do pluton granítico fonte do magma injetado. Os plutons fontes do magma gerador dos migmatitos de injeção situam-se tanto lateralmente (e expostos) quanto subjacente (e ocultos) em relação à auréola migmatítica que os envolve. Decorre que a relação magma injetado/rocha encaixante tende a aumentar com a proximidade do contato migmatito /pluton. A mudança desta relação implica na geração de migmatitos dictonítico distais via migmatitos agmatíticos para migmatitos schollen proximais a partir de diatexitos. Estas rochas também resultam em migmatitos de injeção

dobrados distais que passam via migmatitos flebíticos para migmatitos schliericos, nebulíticos e homofânicos proximais. Em metatexitos a passagem é de migmatitos bandados distais para migmatitos schollen proximais nos quais os schollen são migmatitos bandados.

✓ O número de etapas de injeção. A fase magmática Tamboril resulta da coalescência de vários plutons epizonais com composição, textura e estrutura pouco variável e com colocação sucessiva. Esta feição resulta em migmatitos de injeção múltiplas. É o caso de migmatitos flebíticos formados numa fase de injeção inicial e posteriormente transformados em migmatitos agmatíticos ou schollen por nova etapa de injeção. Em alguns casos as fases sucessivas de injeção são claramente distinguidas por sua natureza mais ou menos pegmatítica.

Finalmente cabe mencionar um migmatito de injeção muito complexo da fase magmática Tamboril. Trata-se de migmatitos diatexiticos laminados e transpostos em zonas de cisalhamento mesozonais. Pelo influxo de fluídos concomitantes à deformação parte das rochas sofrem anatexia e recristalização intensa com a geração de manchas de granitos isotrópicos com frequência e dimensões variáveis. Quando estas rochas são infiltradas por material granítico alóctone epizonal, resultam migmatitos de rara complexidade e objeto de acalorados debates genéticos.

ALOJAMENTO DE DIQUES GRANÍTICOS TARDI-TECTÔNICOS NO MACIÇO ARQUEANO SÃO JOSÉ DE CAMPESTRE, LESTE DO RIO GRANDE DO NORTE

Heriscarth Marcell Dantas Pinheiro¹; Enio de Queiroz Maia²; Nilo Costa Pedroza Júnior²;
Federico Alberto Cuadros Jimenez²; Ednie Rafael M. de Carvalho Fernandes²

¹Pós-graduação em Geologia/Instituto de Geociências/Universidade de Brasília;
heriscarth@gmail.com; ²Pós-graduação em Geologia/Instituto de Geociências/Universidade de Brasília;

Resumo

A geologia da porção leste do Rio Grande do Norte possui características distintas em relação ao resto do estado. O Maciço São José de Campestre (MSJC) compreende um dos fragmentos de crosta continental mais antigos do mundo, caracterizando-se por um núcleo central arqueano de composição e características petrográficas e estruturais diversificadas. Neste contexto foram identificados diques de composição monzogranítica, interpretados como tardi-TECTÔNICOS, intrudidos ao final do Ciclo Brasileiro. Embora o MSJC se encontre bastante detalhado com mapeamentos de cunho isotópico, geocronológico e geológico, a caracterização dos processos de alojamento destes diques permitirá uma melhor compreensão acerca da geração de líquido graníticos associados à atuação de zonas de cisalhamento ao final da Orogenia Brasileira.

Introdução

A região leste do Rio Grande do Norte compreende um núcleo arqueano (3,41 a 2,7 Ga). O chamado Maciço São José de Campestre, circundado por ortognaisses paleoproterozóicos (2,2 Ga). Neste contexto, inserem-se diques graníticos de idade incerta (possivelmente < 540 Ma). O presente estudo teve o objetivo de cartografar tais diques e caracterizar sua composição petrográfica e textural. Com base na compilação de trabalhos prévios e nos dados obtidos nesta pesquisa

foram cadastrados nove diques, os quais afloram como corpos tabulares de direção N-S de espessura decimétrica a métrica.

Geologia Regional

A área estudada encontra-se inserida no contexto geotectônico da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) no nordeste brasileiro. Trata-se de uma disposição em mosaicos de blocos crustais de idade arqueana a paleoproterozóica, os quais definem o embasamento gnáissico-migmatítico a granulítico, sotoposto discordantemente a rochas supracrustais paleo a neoproterozóicas de fácies xisto verde a granulito (Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.*, 1995). Tais blocos têm seus limites caracterizados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com plutonismo associado de idade Brasileira (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996).

De forma geral, o Núcleo Arqueano do Maciço São José do Campestre apresenta uma evolução de aproximadamente 700 Ma, marcada por intensa atividade magmática e diversos pulsos de crescimento crustal (Dantas *et al.*, 2004).

Dantas *et al.* (2004) caracterizou as cinco unidades principais que compõem o NASJC: Unidade Bom Jesus (3,41 Ga); Complexo Presidente Juscelino (3,25 Ga); Complexo Brejinho (3,18 a 3,30 Ga); Complexo Senador Elói de Souza (3,10 Ga) e Plútons Neo-arqueanos (2,7 Ga). Estas unidades abrangem uma variedade ainda maior

de litotipos, formando um complexo bloco crustal com feições estruturais características de eventos deformacionais distintos, sugerindo caráter policíclico para sua evolução.

Durante o Paleoproterozóico o NASJC foi afetado fortemente por um evento tectono-metamórfico, tendo sido envolvido por gnaisses juvenis de aproximadamente 2,2 Ga. Posteriormente, durante o Neoproterozóico, ocorreu um expressivo magmatismo granítico associado à Orogênese Brasileira (ca. 580 Ma), durante a qual desenvolveu-se um regime metamórfico de alta temperatura, atingindo grau incipiente de fusão parcial.

Magmatismo Brasileiro Tardi-tectônico

Os diques obedecem à classificação de Streckeisen (1976) como monzograníticos. São hololeucocráticos a leucocráticos, equigranulares e inequigranulares. A mineralogia básica constitui quartzo, feldspato potássico e oligoclásio, enquanto que a mineralogia acessória apresenta biotita, clorita, mica branca, epidoto, apatita, alanita e zircão. Os principais processos de alteração identificados, no subsolidus, foram mirmequitização, pertitização, saussuritização, sericitização e cloritização. Ocorrem ainda outras texturas como zonação normal e reversa, em plagioclásios, e textura similar a granofírica. O significado destas texturas diversas, relacionadas às fases minerais dos diques, implica em transformações no estágio magmático e principalmente no estágio subsolidus, onde ocorrem sob a presença de fase fluida (provavelmente, rica em H₂O e CO₂). Extinção ondulante no quartzo e microfalhas apontam para atividade tectônica de fraca intensidade, em regime rúptil. O conjunto de dados obtidos nas escalas de campo e microscópica sugere que a crosta continental já estava consolidada, soerguida e em processo avançado de resfriamento regional quando ocorreu a intrusão dos diques graníticos.

Geologia Estrutural e Alojamento dos Diques

A área em questão desenvolveu ao longo do tempo um complexo histórico deformacional que se estende do arqueano ao final do neoproterozóico (~570 Ma.). Durante

esta última era, desenvolveram-se zonas de cisalhamento transcorrentes no NASJC, as quais caracterizam seus limites.

São reconhecidas quatro fases deformacionais principais, designadas respectivamente de D1, D2, D3 e D4, sendo esta última não caracterizada na área.

Os diques truncam as três fases deformacionais constatadas na área, através de fraturas e espaços gerados pela criação/reactivação de zonas de cisalhamento durante a fase D3. O caráter subvertical dos diques também se deve ao evento D3, onde o alto *strain* imposto por esta fase deformacional tende a paralelizar S1, S2 e S3.

Por fim, as zonas de cisalhamento, evidenciadas por estruturas do tipo S-C (fig. 3.4), também influenciam na direção (predominantemente N-S) dos diques devido a sua movimentação sinistral e seu caráter extensional. Estes diques estão associados à tectônica rúptil-dúctil, através de falhas, juntas e fendas de tensão, as quais são preenchidas por material granítico.

Alojamento dos diques micrograníticos

Os diques micrograníticos, pertencentes à parte central do Maciço São José do Campestre, estão associados à tectônica transracional (movimento sinistral). Estes corpos ocorrem verticalizados ou subverticalizados cortando abruptamente todas as rochas encaixantes na área estudada. Preferencialmente, possuem uma direção N-S, podendo também ocorrer com direção E-W. Por vezes, na borda dos diques, em contato com as encaixantes, pode-se observar uma fácies porfirítica com cristais de k-feldspato dispostos ortogonalmente entre si, algo similar à textura em pente, provocada pela formação de zonas de cisalhamento extensionais, datadas da orogênese Brasileira (~570 Ma.); e, relacionada a processos magmático-hidrotermais tardios.

Transformações tardi-magmáticas observadas em seções delgadas dos diques graníticos, tais como cloritização, saussuritização, sericitização, mirmequitização e pertitização indicam atividade hidrotermal tardia à colocação dos diques.

Conclusões

Os diques graníticos cortam todas as litologias encontradas e conseqüentemente truncam abruptamente todas as estruturas presentes na área. Isso demonstra que o alojamento destas rochas ocorreu em um nível crustal superior e suas rochas encaixantes estavam em um grau de resfriamento mais acentuado em relação às primeiras. Xenólitos de rochas encaixantes encontrados em diques graníticos corroboram esta afirmação.

Estes diques não apresentam evidências de deformação dúctil penetrativa, porém observam-se estruturas S-C restritas as bordas dos diques. Seu alojamento está relacionado a zonas de cisalhamento sinistrais e transtracionais. É possível perceber nas bordas dos diques fenocritais de feldspato potássico organizados de maneira ortogonal a sua direção, indicador do evento transtracional anteriormente comentado.

Portanto, a partir das observações em campo, relacionadas as deformações e estruturas e observações em seções delgadas, relacionadas as transformações no *subsolvus*, pode-se afirmar o caráter tardi-tectônico dos diques.

Referências

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. e Fuck, R. A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande (PB), Boletim, 363-391. 1977.
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Nutman, A. P. & Williams, I. S. *The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America*. Precambrian Research, 130: 113-137. 2004.
- Jardim de Sá, E. F., *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira- Pan-Africana*. Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 803 p. 1994.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. Anais do XXXIX Congr. Bras. Geol., 7: p. 47-50, Salvador, BA.
- Vaucher, A.; Neves, S.; Caby, R.; Corsini, M.; Silva, M. R.; Arthaud, M.; Amaro, V. *The Borborema Shear Zone system, NE Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, 8: p. 247-266.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:25.000 DA PORÇÃO NOROESTE DA FOLHA TAPERUABA (SB.24-V-B-II), REGIÃO DE TAPERUABA, SOBRAL - CEARÁ

Igor Henrique Coêlho Alves¹, Sulsiene Machado de Souza¹, Nayan Cesar dos Santos Pereira¹, Adriel Quésede de Oliveira Pereira¹, Nathan Abner Diniz Ramires¹, Camila Marques dos Santos¹, James Ratis Terra da Trindade¹, Davi Ferreira de Carvalho¹, Valber do Carmo de Souza Gaia¹

¹Aluno de graduação, Universidade Federal do Pará - UFPA, igor.alves@ig.ufpa.br

Introdução

Neste trabalho serão abordados de forma sintética os principais aspectos geológicos da Província Borborema no NW do Ceará (com ênfase no Domínio Ceará Central), onde foi efetiva a atuação de fenômenos termais e tectono-magmáticos durante o Neoproterozóico (Almeida *et al.*, 1977). A região, localizada a NW da folha Taparuaba, está inserida no contexto tectônico da Província Borborema, mais precisamente no Domínio Geotectônico Ceará Central, sendo objeto de diversos estudos geológicos desde o mapeamento das unidades até aspectos relacionados ao metamorfismo, magmatismo e evolução geológica.

O trabalho aqui proposto busca atualizar a base de dados já existente, através de confecção de mapa e descrição das unidades litoestratigráficas ocorrentes na área mesmo que o tamanho da área restrinja conclusões mais apuradas.

Unidades Litoestratigráficas

A coluna estratigráfica (Fig. 1), representativa da área estudada, está fundamentada na coluna litoestratigráfica proposta pela CPRM (2003), na qual o *Complexo Ceará* é a unidade mais antiga (Paleoproterozóica) e abrange aproximadamente 32% da superfície da área de trabalho, ocupando as porções leste e sul da mesma. O *Complexo Tamboril Santa-Quitéria*

é representado pelos migmatitos e gnaisses migmatizados e/ou milonitizados e pela *Suíte Intrusiva Quintas*, um corpo intrusivo sienogranítico.

O Complexo Tamboril Santa-Quitéria distribui-se continuamente a centro-oeste da área, abrangendo cerca de 49% do total. 19% correspondem à Suíte Intrusiva Quintas, que ocupa o extremo NW da área.

A seguir estão descritas as unidades litoestratigráficas, de acordo com o posicionamento estratigráfico, identificadas na área.

a) Complexo Ceará

Constitui-se de basicamente de paragnaisses, xistos e quartzitos, regularmente foliados com direção predominante NE-SW e mergulhos entre 20 e 40° para NW. É composto na área estudada pelos litotipos descritos a seguir.

Sillimanita Quartzito: constituídos principalmente de quartzo e subordinadamente de muscovita e biotita, tendo coloração branca e granulação grossa. Em geral os quartzitos contêm veios e bolsões pegmatíticos quartzofeldspáticos ricos em muscovita geralmente concordantes com a estruturação da rocha. Ocorre ainda interacamado com granada xisto e biotita gnaisses. Apresentam-se regularmente foliados segundo a orientação das micas, com direção NE-SW, valores de

mergulho entre 24 e 40° para NW e atitudes entre 190 a 220 Az°.

Granada Biotita Gnaisses: têm coloração cinza escura, granulação grossa e bandamento gnáissico geralmente bem distinto, onde ocorre alternância de bandas milimétricas a centimétricas constituídas de biotita e granada e bandas félsicas centimétricas a decimétricas formadas por quartzo, plagiocásio e microclínio. Os gnaisses encontram-se envolvidos por material quartzo feldspático rico em muscovita, que aparece na forma de bolsões e veios pegmatíticos, os quais, às vezes, contêm mineralizações de turmalina.

Granada Xisto: apresentam-se sempre interacamados com os quartzitos e gnaisses, têm coloração cinza avermelhada e granulação grossa. Quanto à sua mineralogia, foram identificados quartzo e biotita, além de blastos bem desenvolvidos de almandina.

Formação Ferrífera Bandada: apresentam cor marrom-avermelhada, de granulação grossa com estrutura bandada de dimensões milimétricas, ocorrendo em uma camada descontínua de orientação NE-SW, constituída de blocos rolados de pequeno tamanho, com dimensões de 30 a 40 cm, intercalados com os gnaisses. Composta mineralogicamente por níveis ricos em quartzo e níveis com hematita e magnetita.

Gnaisses Calcissilicáticos: ocorrem associados a anfibolitos e quartzitos, na forma de camadas lenticulares intercalados a gnaisses, provavelmente interacamados. Têm granulação média a grossa e coloração esverdeada. São compostos mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, hornblenda, diopsídio e escapolita. Observa-se um bandamento composicional, evidenciado pela alternância de bandas félsicas e máficas, com direção preferencial NE-SW e caimento para NW. Ocorrem mobilizados com composição cálcica, constituídos mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, turmalina e hornblenda.

b) Complexo Tamboril Santa-Quitéria

Nesta unidade observa-se um contato sinuoso por meio de uma zona de cavalgamento com as rochas do Complexo Ceará. Foram identificados os seguintes litotipos: ortognaisses, granitóides foliados, anfibolitos e migmatitos.

Biotita gnaisse: é o conjunto litológico mais frequente dentre as rochas reconhecidas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria na área. Apresenta coloração cinza clara a cinza escura e granulação grossa. Constitui-se de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda. As rochas normalmente apresentam texturas miloníticas e estruturas migmatíticas. O bandamento pode variar tanto na espessura quanto na predominância de bandas félsicas e máficas. Geralmente esses gnaisses são cortados por veios quartzo-feldspáticos com orientação geral rodeando N-S, tanto concordante quanto discordante com a foliação.

Metamonzogranito: Coloração cinza clara e granulação média, guardando ainda feições reliquias de textura ígnea. Sua constituição principal é quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Este granito está profundamente relacionado aos gnaisses do Complexo Tamboril – Santa Quitéria, sendo, portanto resultado da fusão parcial desses gnaisses dentro do processo de migmatização dos mesmos.

Gnaisse Migmatizado: são encontrados como lajedos cujos litotipos estão dispostos em lentes e camadas com geometria complexa, caracterizando domínios migmatíticos, resultado de processos de fusão parcial de gnaisses, podendo ser classificados como diatexitos. São observadas lentes e camadas de granulação grossa quartzo-feldspáticas (leucossoma) e máficas (biotita e hornblenda) em arranjo irregular. As estruturas presentes nos migmatitos, segundo Mehnerth (1971) são flebítica, dobrada e estromatítica. São muito frequentes veios e bolsões pegmatíticos quartzo-feldspáticos, que comumente contêm turmalina, concordantes ou discordantes da estruturação geral do migmatito. Possui coloração cinza e granulação média a grossa.

Anfibolito: ocorrem na forma de lentes concordantes à foliação dos gnaisses e em

blocos métricos, dispostos em faixas orientadas com direção N35E. Trata-se de rochas de cor cinza esverdeado, de granulação fina, bem foliada, composta por anfibólio, plagioclásio e, em menor proporção, quartzo. Esta unidade ocorre em escala muito reduzida não-mapeável. Rochas calcissilicáticas: ocorrem associadas a quartzitos e em bolsões; têm cor verde escura com leitos esbranquiçados, granulação média, raramente bandadas, compostas por quartzo, pigeonita, escapolita, ortoclásio e granada.

c) Suíte Intrusiva Quintas

Esta unidade constitui-se de plútons em que apenas sua porção sul encontra-se no norte da área mapeada. Este plúton granítico foi descrito por Haddad (1981) citando o corpo com a denominação de Granito Taperuaba com estrutura circular e cerca de 9 km de diâmetro, encravado no embasamento gnáissico-migmatítico, cortados e circundados por diques básicos. Posteriormente foi descrito por Castro *et al.* (2005), que definiu o mesmo como Suíte Intrusiva Anelar dos Quintas, intrusivo nas rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. E sua porção foi classificada como sienogranito de coloração rósea, granulação grossa, holocristalina, inequigranular, leucocrática (índice de cor ~ 10%). Constitui-se essencialmente de microclínio, quartzo, hornblenda, biotita, plagioclásio. Os contatos indicam ser discordante com os gnaisses do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, claramente do tipo intrusivo.

d) Depósitos Quaternários

Encontram-se às margens de caminhos próximos a blocos e nas encostas das serras. Representados por cascalhos, seixos e matacões de quartzito, gnaisses, anfibolitos e também fragmentos de veios pegmatóides. Pode ser encontrado tanto nas superfícies aplainadas quanto nas calhas de drenagem.

Referências

- Almeida, F. F. M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. de; Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In* 8 Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande. Atas. Campina Grande, SBG. P. 363-391.
- Castro, N. A., Basei, M. A. S., Campos Neto, M. C. 2005. O Domínio Tectônico Ceará Central nos trechos entre as cidades de Madalena e Taperuaba: a evolução Proterozóica de um Orógeno na Província Borborema. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10. Boletim de Resumos Expandidos. Curitiba: SBG-Núcleo PR. p. 396-398.
- CPRM. Mapa Geológico do Estado do Ceará. Fortaleza, 2003. Escala 1:500.000.
- Haddad, R. C. 1981. Mineralizações Uraníferas no Complexo Anelar de Taperuaba – CE. UNB. Tese de Mestrado.
- Mehnerth, K.R. 1971. Migmatites and the origin of granitic rocks. 1a. ed. Ed. Elsevier Amsterdam, Holanda. 405p.





ÉON	ERA	IDADE (Ma)	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	DESCRIÇÃO DAS UNIDADES
FANEROZÓICO	CENOZÓICO (Holoceno)	0,011	Depósitos Coluvionares	 Depósitos de blocos, seixos e cascalhos de diversos litotipos.
	PALEOZÓICO (Cambrio-Ordoviciano)	488 a 433	Suite Intrusiva Anelar Das Quintas	 Plútons graníticos de composição sienogranítica.
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO (Ediacarano)	630 a 542	Complexo Tamboril-Santa Quitéria	 Associação gnáissico migmatítica formada por biotita gnaïsse e metamonzogranitos, intercalados a anfíbolitos e rochas calcissilicáticas.
	PALEOPROTEROZÓICO (Riaciano)	2300 a 2050	Complexo Ceará	 Biotita- Muscovita Quartzitos com Cianita e Silimanita, Granada Biotita Gnaïsse e Granada Xisto, podendo estar intercalados com rochas calcissilicáticas e BIF's.

Figura 1

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO DE TAPERUABA, SOBRAL – CEARÁ

**Davi Ferreira de Carvalho¹, Nathan Abner Diniz Ramires¹, Camila Marques dos Santos¹,
Nayan Cezar dos Santos Pereira¹, James Ratis Terra da Trindade¹, Adriel Quésede de
Oliveira Pereira¹, Sulsiene Machado de Souza¹, Valber do Carmo de Souza Gaia¹, Igor
Henrique Coêlho Alves¹**

¹Aluno de graduação, Universidade Federal do Pará, dfc840@hotmail.com

Durante a excursão referente à disciplina Estágio de Campo II de 2010, ofertada pela Universidade Federal do Pará, realizada na região noroeste da Folha Taparuaba, foram levantados dados para a realização do presente trabalho. A área, que se situa na porção central da Província Borborema (Domínio Ceará Central), reúne um conjunto de rochas metamórficas deformadas e estruturadas, que foram submetidas a metamorfismo na fácies anfíbolito e consistem em paragneisses, quartzitos, anfíbolitos e rochas calcissilicáticas do Complexo Ceará, estas localizadas preferencialmente na porção leste e sul da área, além dos ortogneisses com feições de milonitização e migmatização, também submetidos à metamorfismo na fácies anfíbolito, representados pelos biotita-gnaisses do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, além de granitos isotrópicos representados pela Suíte Intrusiva Quintas.

A evolução da área é marcada por uma sucessão de ciclos distensivo-compressivos gerando sedimentação, retrabalhamento, magmatismo e metamorfismo de seqüências sedimentares e ígneas.

Primeiramente ocorreu vulcanismo máfico gerado por fusões totais e parciais do manto no Arqueano, gerando os protólitos para as suítes TTG's que originaram os primeiros núcleos ou blocos crustais formadores da Província Borborema que continuaram até o Paleoproterozóico (figs. 1 e 2). É provável que nesse processo alguns fragmentos de crosta oceânica, compostos de rochas máficas e ultramáficas, tenham sido elevados para o topo das massas dos blocos (obducção) e se

misturado às rochas de níveis crustais mais rasos.

Posteriormente, sucedeu-se estabilização da área em ambiente de mares continentais de margem passiva em contexto de tectônica extensional, o que provavelmente proporcionou a deposição de seqüências sedimentares siliciclásticas e carbonáticas plataformais que, posteriormente retrabalhadas, iriam dar origem às rochas metamórficas do Complexo Ceará (Fig. 3).

No Paleoproterozóico, grande parte do embasamento da Província Borborema foi formado durante o Evento Transamazônico (2.2-1.8 Ma). Este evento transpressivo foi responsável pelo espessamento crustal da área, metamorfizando o pacote de rochas composto pelas suítes TTG, rochas máficas e ultramáficas e o pacote sedimentar das bacias de *fore-* e *back-*arco, além de sedimentos de plataformas continentais dando origem às rochas metamórficas paraderivadas do Complexo Ceará (fig. 4).

Já no Neoproterozóico um novo evento orogênico é registrado, o chamado Ciclo Brasileiro (~0.8-0.6 Ma), representado pela formação de assembleias granito-migmatíticas compostas por gnaisses com variados graus de migmatização e granitos foliados encaixados concordantemente aos gnaisses, bem como associações de anfíbolitos e gnaisses calcissilicáticos relacionados ao desenvolvimento do arco continental Santa Quitéria (fig. 5).

Vale ressaltar que na área a relação entre foliação e lineação de estiramento em rochas miloníticas definiu *rake* forte e ângulos baixos de caimento das lineações, indicando

cavalcamento do bloco oeste sobre o bloco leste interpretado como movimentação de massas em um sistema de *nappes* (fig. 6).

Posteriormente, sucedeu-se uma tectônica extensional, provavelmente ligada ao final do evento Brasiliano, que promoveu adelgaçamento crustal na área, possibilitando a instalação de diques dacíticos e intrusão de um corpo plutônico sienogranítico (Suíte Intrusiva Quintas), datado por Castro *et al.* (2005) em 0.47 Ga (U-Pb em zircão). As zonas de cisalhamento presentes na área provavelmente se instalaram nesse momento (fig. 7).

São também detectadas, como últimos magmatismos ocorridos na área de trabalho, a presença de diques de diabásio, os quais podem ser relacionados a Reativação Wealdeniana.

Finalmente, tem-se uma relativa estabilização da área e sua configuração estrutural atual se estabeleceu, predominando a partir de então processos de modelamento do relevo, que se constitui atualmente de uma

superfície pediplanada, representada por rochas de menor resistência ao intemperismo do Complexo Ceará e Tamboril-Santa Quitéria, de morrotes dissecados representados por rochas quartzíticas, mais resistentes ao intemperismo, do Complexo Ceará e de planaltos residuais (Serra do Feijão, Serra de Caraúba etc.) representado por rochas gnássicas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

Referências

Castro, N.A., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C. 2005. O Domínio Tectônico Ceará Central nos trechos entre as cidades de Madalena e Taparuaba: a evolução Proterozóica de um Orógeno na Província Borborema. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10. Boletim de Resumos Expandidos. Curitiba: SBG-Núcleo PR. p. 396-398.

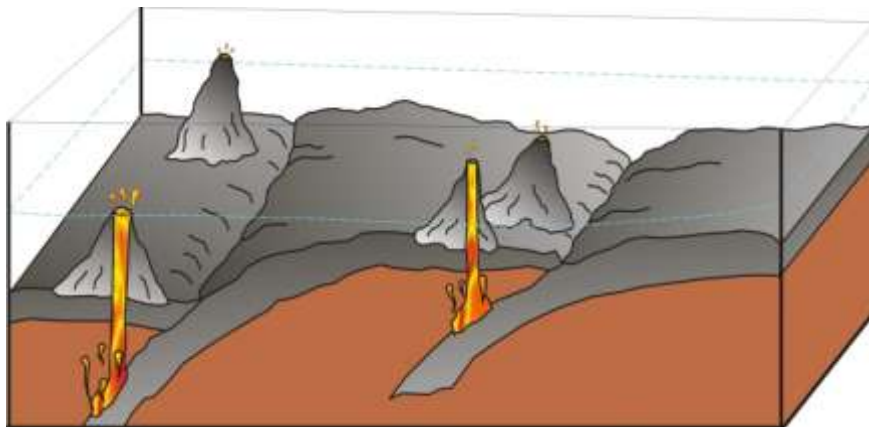


Figura 1. Vulcanismo máfico no Arqueano.

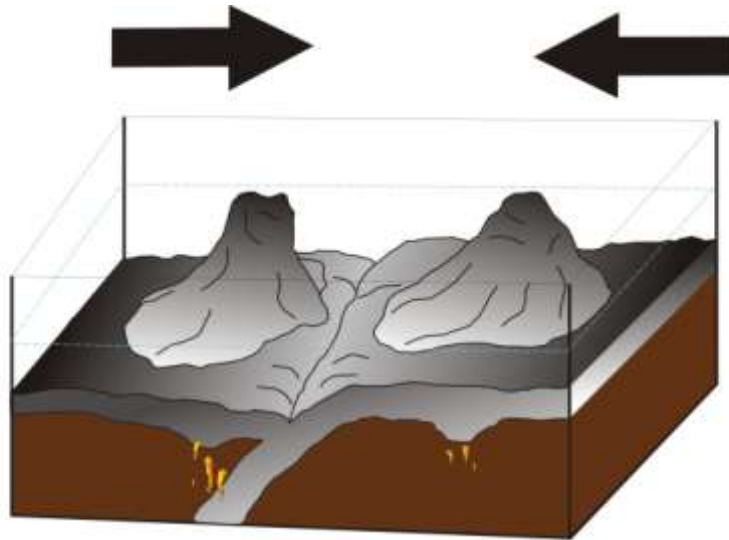


Figura 2. Aglutinação dos núcleos arqueanos.

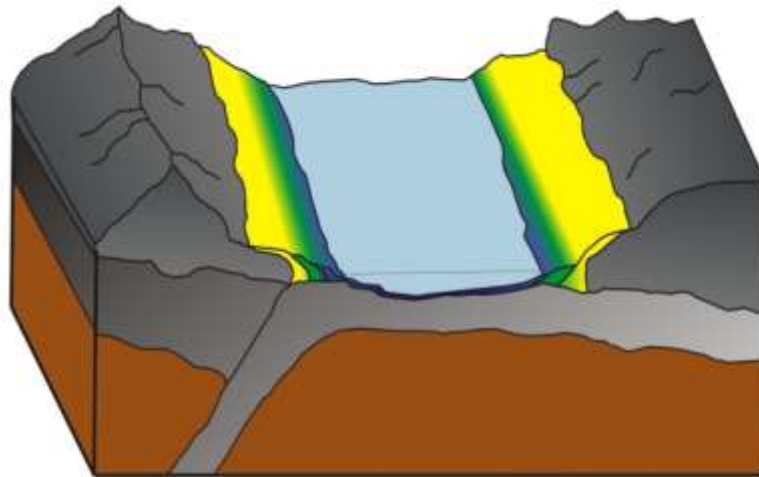


Figura 3. Deposição de sequências sedimentares siliciclásticas (em amarelo) e carbonáticas (em azul).

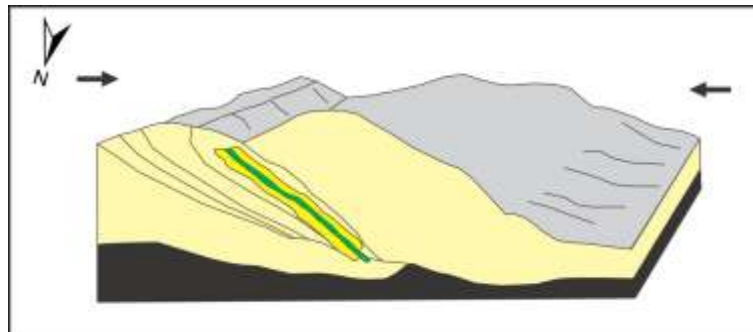


Figura 4. Espessamento crustal ocorrido durante o evento Brasiliano.

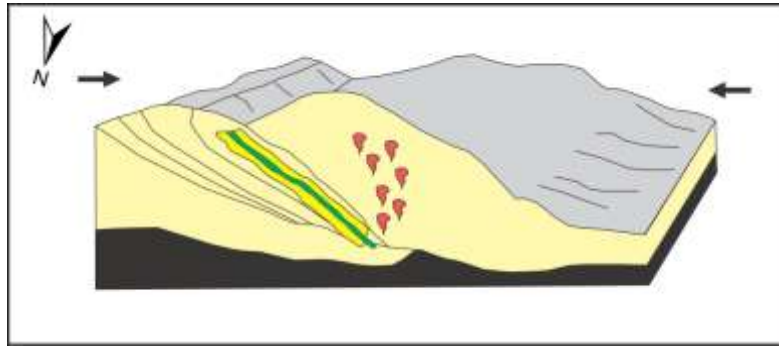


Figura 5. Formação de assembléias granito-migmatíticas.

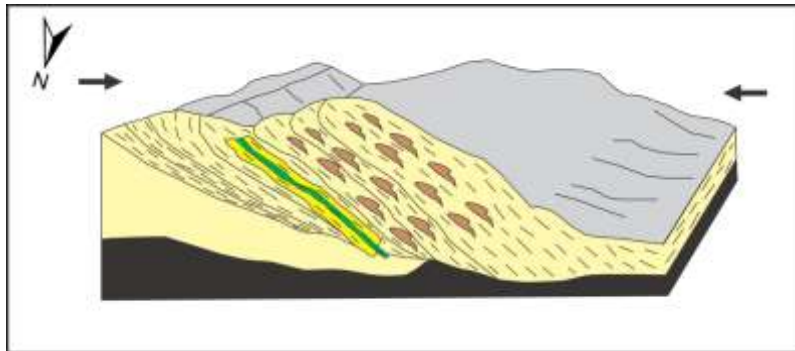


Figura 6. instalação de um sistema de *nappes*.

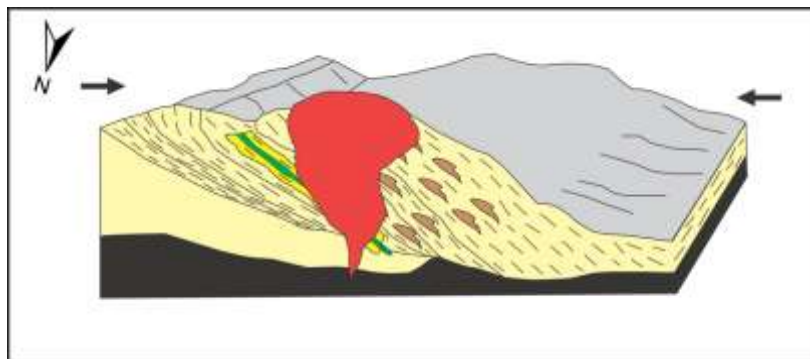


Figura 7. Plutonismo gerador da Suíte Intrusiva Quintas.

MAPA DAS ZONAS DE CISALHAMENTO PARAÍBA DO SUL E ARCÁDIA-AREAL, NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Pedro Henrique Guará Rocha Coelho¹, Raphael Vicente de Almeida¹, Giselle Silva da Mota¹,
Julio Cesar Horta de Almeida².

¹Graduação da Faculdade de Geologia, UERJ, phcoelho2000@hotmail.com; ²TEKTOS/FGEL – UERJ

Este trabalho consistiu na elaboração de um mapa das zonas de cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS) e Arcádia-Areal (ZCAA) em Sistema de Informações Georreferenciadas (SIG) a partir da delimitação das faixas miloníticas das respectivas zonas no campo (Figura 1). Para a elaboração deste mapa, as duas zonas foram percorridas em toda a extensão do trecho contido no Estado do Rio de Janeiro, onde puderam ser observadas excelentes exposições de rochas miloníticas desenvolvidas em alto grau metamórfico. De acordo com a identificação e diferenciação das zonas miloníticas em campo foram traçadas as zonas de maior deformação relativa, de acordo com a trama apresentada. As informações obtidas em campo foram tratadas através do software ArcGis 9.3, sendo elas vetorizadas e georreferenciadas para o traçado do mapa. A base usada consiste do modelo digital de terreno (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission). Este trabalho teve como objetivo a cartografia e a caracterização da geometria em mapa das citadas zonas de cisalhamento.

Tanto a ZCPS quanto a ZCAA apresentam uma direção preferencial de strike N60E em quase toda sua extensão acompanhando o *trend* preferencial da Faixa Ribeira NE-SW. Esta direção, entretanto, tende a variar para N20E a leste do meridiano 42°, onde acompanha o *trend* da Faixa Araçuaí N-S (Figura 1).

A ZCPS apresenta uma direção preferencial N50-60E, com alto ângulo de mergulho, variando tanto para SE quanto NW (Figura 2). As rochas da ZCPS apresentam lineações marcantes com caimento de baixo ângulo subparalelos ao strike da foliação. Esta estrutura deforma principalmente rochas ortoderivadas com anfibólio do Complexo

Quirino, mas também rochas paraderivadas com sillimanita e granada (Figuras 3A e 3B). Camadas boudinadas de rochas calcissilicáticas, de tamanho centimétricos até métricos, são encontradas com frequência ao longo da ZCPS. As rochas estão metamorfizadas no grau forte, apresentam feições indicativas de deformação variada, sendo comum a presença de fitas de quartzo/feldspato macroscópicas. Rochas de diferentes composições tendem a apresentar diferentes respostas à deformação. Em relação à cinemática desta zona de cisalhamento observou-se tanto *boudins* assimétricos como porfiroclastos assimétricos de K-feldspato apresentando grande maioria indicando um movimento transcorrente dextral. Estas rochas miloníticas da ZCPS formam um lineamento bem marcado no relevo, formando o vale do rio Paraíba do Sul.

A ZCAA apresenta estruturas com uma direção preferencial com strike de N50-60E com ângulos de mergulho variando de 20 a 80° para NW (Figura 2). A ZCAA é posicionada predominantemente ao longo do Limite Tectônico Central (CTB) da Faixa Ribeira, que separa rochas ortoderivadas, no lado SE, de rochas paraderivadas, no lado NW. A deformação é concentrada nos sillimanita gnaisse, quartzitos e biotita xistos (Figura 4).

As zonas de cisalhamento ZCPS e ZCAA, em mapa, se apresentam subparalelas entre si, com formas curvilíneas. No setor sul do mapa as duas zonas são bem definidas separadas em 20-25km, enquanto que para nordeste elas se aproximam. A ZCPS se concentra num traço principal e num outro mais a sul na parte central. No setor norte a ZCPS se apresenta em três traços principais, enquanto toma direção mais N-S. A ZCAA é

bem definida entre Mambucaba e Miguel Pereira, se bifurca entre Miguel Pereira e Areal e segue bem definida até Itaocara. Em perfil, as rochas miloníticas da ZCPS apresentam mergulhos altos, preferencialmente para SE ou, eventualmente, para NW. A ZCAA a foliação milonítica mergulha preferencialmente para NW, num intervalo amplo desde subhorizontal até vertical, com máximo em 328/42. No

extremo sul do mapa a ZCAA se torna vertical e coincide com a linha de costa, entre as praias de Itaorna e São Roque, na Costa Verde fluminense.

As rochas miloníticas das duas zonas ora estão dobradas de forma isoclinal, ora truncam os flancos dessas dobras, sugerindo reativações da deformação cisalhante.

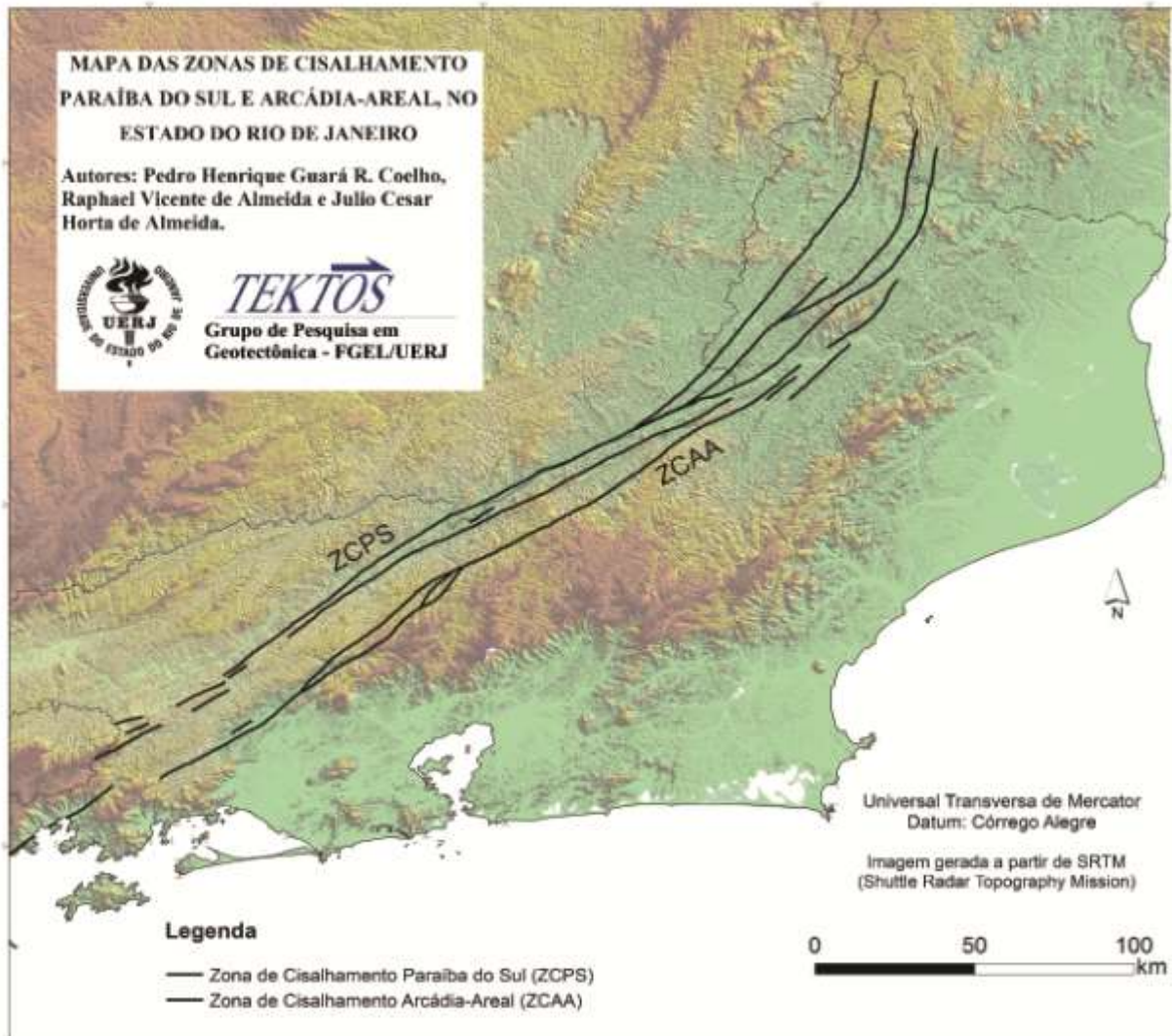


Figura 1. Modelo Digital de Elevação (MDE-SRTM) mostrando o traçado das zonas miloníticas das zonas de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS) e Arcádia-Areal (ZCAA).

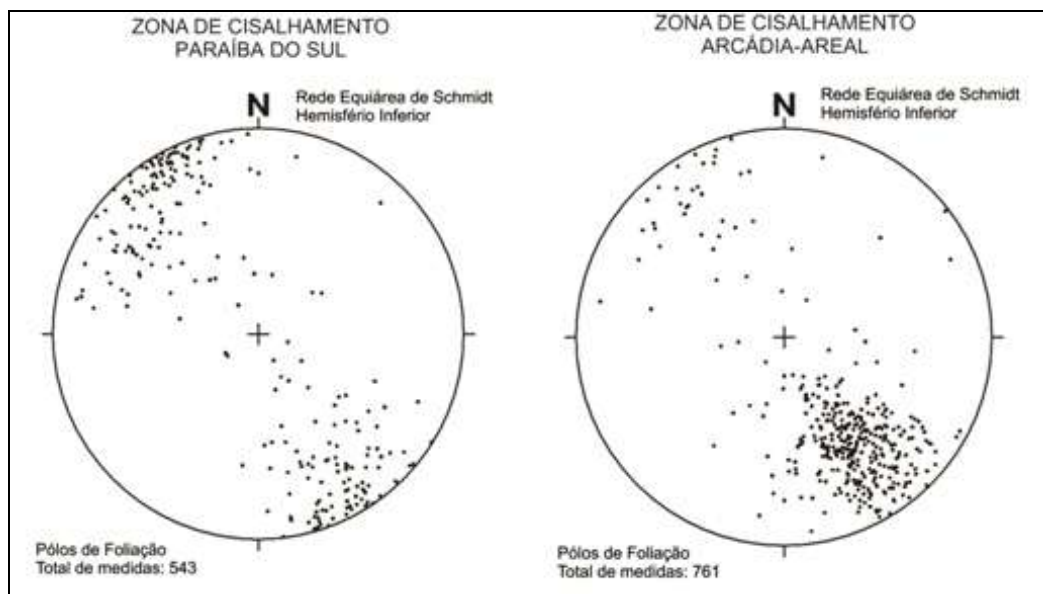


Figura 2. Estereogramas de polos de foliação das ZCPS (esq.) e ZCAA (dir.).

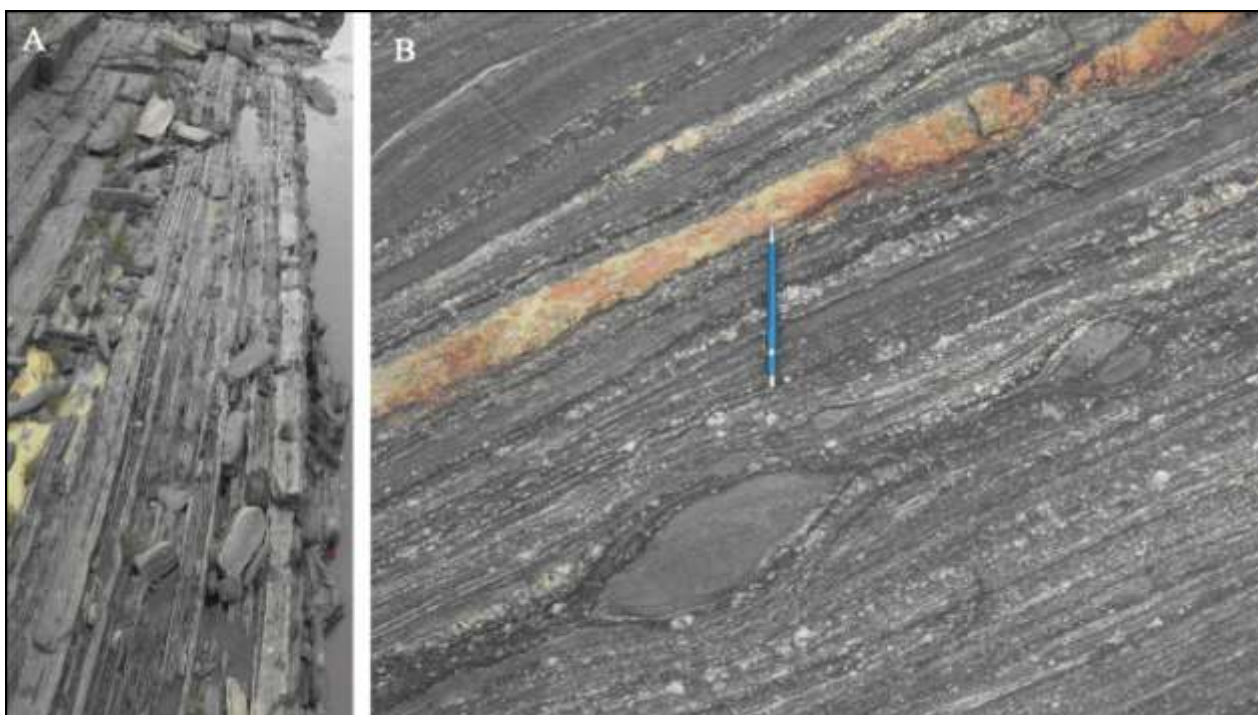


Figura 3. Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul na Ilha dos Pombos, Além Paraíba. (A) – Aspecto geral do afloramento mostrando a foliação milonítica planar e vertical (visada para NE); (B) Detalhe do mesmo afloramento mostrando enclaves assimétricos usados como indicadores do sentido de movimento (corte paralelo à lineação de estiramento)



Figura 4. Camadas de quartzito intercaladas a metapelitos na Zona de Cisalhamento de Arcádia-Areal, próximo a localidade de Santa Rita da Floresta, RJ.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA ARAPIRACA

Maria de Fátima Lyra Brito, Vanildo Almeida Mendes

CPRM-Serviço Geológico do Brasil- Sureg-Recife, fatima.brito@cprm.gov.br

Introdução

A Folha Arapiraca (SC-24-X-D) escala 1:250.000, mapeada pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil-Recife, está inserida geotectonicamente na sub-província externa ou meridional da Província Borborema, no nordeste brasileiro, abrangendo parte dos Estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe.

Esta folha abrange parte da região limítrofe entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e o Cinturão/faixa Sergipana, este último sendo considerado um dos mais importantes cinturões orogênicos pré-cambrianos, por ser referido como uma evidência de drift continental e por conter domínios litológicos e estruturais que permitem compará-lo com orógenos fanerozóicos. Porém, a compartimentação e a evolução tectônica desta região é bastante controversa e não há consenso na sua divisão em domínios estruturais e litológicos. Considerando que esta região é chave para compreender a evolução tectônica do cinturão/faixa sergipana e sobre a colisão entre o craton Congo-São Francisco e o Domínio Pernambuco-Alagoas, as informações obtidas pelo mapeamento geológico da folha Arapiraca permitiram identificar que o embasamento pré-cambriano desta região está compartimentado em Domínios distintos. Neste trabalho são apresentadas as características litoestratigráficas e tectono-estruturais dos domínios identificados e representados pelo Domo/Inlier de Jirau do Ponciano e pelos Domínios Rio Coruripe-DRC; Pernambuco-Alagoas-DPEAL, Domínio Canindé-DC, Marancó-Poço Redondo-DMPR e Macururé-DM.

Domo/Inlier de Jirau do Ponciano

Compreende o núcleo do anticlinal de Jirau do Ponciano, um dobramento isoclinal invertido, com caimento do eixo para oeste e mergulho da superfície axial para sul, recoberta discordantemente pelas rochas do Grupo Macururé. Compreende litotipos de idade arqueana, representados pelos Complexos Nicolau-Campo Grande (sequências metavulcanossedimentar/ metassedimentar), Jirau do Ponciano (ortognaisses tonalíticos a graníticos) e Ortogaisse Serra das Cabaças (ortognaisses com granada).

A deformação mais antiga que afeta os gnaisses da sequência metavulcanossedimentar é a fase D_1 documentada por estruturas reliquiais intrafoliais e foliação S_1 de baixo ângulo subparalela ao acamamento S_0 . A fase de dobramento subsequente, denominada como D_2 , caracteriza-se por uma forte transposição que afetou as estruturas pré-existentes. Apresenta também uma foliação de baixo ângulo, visualizando-se uma superfície $S_2//S_1$ correlata a estes eventos. O estilo de dobramento F_2 é representado por dobras isoclinais inclinadas a recumbentes, com superfícies axiais mergulhando para S-SW e eixo caindo para W-NW. Além das deformações plicativas a área foi palco de uma intensa tectônica transcorrente de caráter sinistral e direção NW, que afetou e reorientou as feições estruturais pré-existentes. A figura 1A mostra que as superfícies "S" se dispõem na direção WNW-ESE e σ_1 para NNE-SSW. O evento D_3 constituiu dobramentos abertos com $L_B//L_x$ e caimento (das lineações e eixos) variando entre 15° e 30° para NW. Localmente, ocorre inversão destes caimentos para SE, indicando tratar-se de uma fase de encurtamento posterior

ao evento D₃. Tal fase apresenta plano axial fortemente inclinado a vertical, possivelmente associa-se à fase da transcorrência de direção SE – NW que afeta a área do citado domo.

Domínio Rio Coruripe

Ocupa a porção centro-sul da folha Arapiraca e está limitado a norte pelo Domínio Pernambuco-Alagoas, através da zona de cisalhamento de empurrão de Palmeira dos Índios (neste congresso). A Oeste está em contato, através de zona de cisalhamento transcorrente sinistral, com o Domínio Canindé (Complexo Araticum) e, a sul, está parcialmente recoberto, discordantemente, pelos metassedimentos do Grupo Macururé. Este Domínio compreende litotipos paleo a mesoproterozóicos, representado pelo Complexo Arapiraca (sequência supracrustal e complexos ígneos metamorfisados), por granitóides indiscriminados mesoproterozóicos e, raros granitóides neoproterozóicos indiscriminados.

Neste Domínio a deformação mais antiga corresponde à fase D₁ representada por restos de dobras intrafoliais e foliação S₁ milonítica. Mostram-se, juntamente com S₀, afetadas pelo evento D₂ formando uma superfície S₁//S₂ paralela a S₀. O evento D₂ corresponde a estruturas em estilo isoclinal inclinado a recumbente, com superfície axial mergulhando para S/SW. Afloramentos estudados nas regiões de Coruripe e Coité do Nóia apresentam direções N-S a NW-SE e vergência para NE. Provavelmente associados a esta fase compressiva ocorre o pico do metamorfismo na área, caracterizado em alguns locais pela presença de granulitos, aflorantes principalmente na região de Coité do Noia. O evento D₃ associado a uma tectônica de natureza transcorrente constitui o maior responsável pelo arranjo estrutural da área, tendo obliterado as estruturas anteriores e impresso um modelo caracterizado por dobras abertas a inclinadas, com vergência para E-SE e mergulho do eixo para NE.

A figura 1B mostra que a área foi palco de intenso redobramento, evidenciado pelo grau de dispersão dos pólos das superfícies S.

Domínio Pernambuco-Alagoas

Ocupa a porção centro-norte da folha Arapiraca, limitando-se a sudoeste com o Domínio Canindé (Cinturão/faixa Sergipana), através de cisalhamento tangencial com vergência para SE, e a sul, pelas rochas do Domínio Rio Coruripe, através de uma zona de cisalhamento tangencial de Palmeira dos Índios, com vergência para NNE. O Domínio está constituído por litotipos com idades paleoproterozóicas a neoproterozóicos, representados pelos metagranitóides e ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco, Granitóides mesoproterozóicos, sequencias metavulcanossedimentar/metassedimentar do Complexo Cabrobó, Suíte Intrusiva Leucocrática Peraluminosa, Ortognaisse Serra das Flores e intrusões graníticas Ediacaranas e Cambriana

Em termos estruturais mostra-se intensamente deformado, cujas estruturas de caráter plicativo estão melhor representadas nos paragnais do Complexo Cabrobó. No trecho Iati-Bom Conselho (PE), observa-se uma estruturação formada por foliação S₁ // S₀, redobradas em dobras isoclinais recumbentes do evento D₂ com eixo sub-horizontal NE, paralelo a uma lineação de estiramento. São afetados por redobramentos abertos tipo D₃ cujo plano axial varia de sub-vertical a vertical e os eixos são coaxiais a fase anterior. A figura 1C mostra a projeção estereográfica das superfícies “S” desta entidade, onde se observa que o esforço compressivo σ_1 apresenta direção NNE-SSW e as foliações orientadas para WNW-ESE.

Domínios Canindé/Marancó-Poço Redondo

O Domínio Marancó-Poço Redondo ocorre ocupando uma pequena região na porção sudoeste da área trabalhada, e estão representados os litotipos do Complexo Migmatítico de Poço Redondo e diversos granitóides neoproterozóicos. O Domínio Canindé ocorre na porção sudoeste da folha Arapiraca, e está em contato com litotipos do Domínio Pernambuco-Alagoas, ora através da Zona de Cisalhamento tangencial com vergência para SE de Jacaré dos Homens ora

por intrusões graníticas neoproterozóicas (Suíte Intrusiva Serra do Catu); com o Domínio Poço Redondo o contato é através de zona de cisalhamento indiscriminada, com o Domínio Rio Coruripe o contato é feito por zona de cisalhamento sinistral e com o Domínio Macururé, é através da zona de cisalhamento contracional de Belo Monte-Jeremoabo, com vergência para sudeste. Os litotipos deste domínio são Neoproterozóicos e estão representados pelos Complexos Canindé e Araticum, pela Suíte Intrusiva Canindé e por vários corpos irregulares de granitóides neoproterozóicos. Este domínio caracteriza-se por uma estruturação de caráter tangencial, que gerou as estruturas S_1 , S_2 . Esta fase de dobramento em estilo isoclinal invertido a recumbente, com eixos de mergulho fraco a sub-horizontal para NW (300° Az). A figura 1D mostra o tratamento através de projeção estereográfica das foliações, onde esforço compressivo σ_1 apresenta direção NE-SW, com orientação da foliação para NW-SE. Tais parâmetros comprovam o comportamento estrutural distinto deste domínio em relação aos outros domínios.

Domínio Macururé

Tal entidade aflora na porção sul da área em estudo, onde ocorre recobrindo e

circudando, discordantemente, o Domo/Inler de Jirau do Ponciano e bordejando o Domínio Rio Coruripe. Na porção sudeste da folha Arapiraca, este domínio é recoberto pelos sedimentos Cretáceos da Bacia Sergipe-Alagoas.

As estruturas observadas no setor a semelhança dos demais domínios caracterizam-se por apresentar uma foliação mais antiga a qual denominamos $S_1//S_0$, de baixo ângulo. A fase posterior gerou forte transposição constituindo também uma xistosidade subhorizontal subparalela a $S_1//S_0$. Comumente observa-se uma superfície $S_1//S_2$ estruturada em dobramentos isoclinais inclinados a recumbentes, com superfícies axiais mergulhando para SSW e em certos casos para NE. Têm-se ainda eixos sub-horizontais com caimento para WNW. A fase D_3 associa-se a uma tectônica transcorrente afetando as superfícies $S_1//S_2$ e formando dobras abertas eixos para WNW e ESE.

A figura 1E mostra o tratamento em projeção estereográfica das superfícies “S”, onde a compressão δ_1 apresenta direção NNE-SSW e a foliação para ESE-WNW. Tal assertiva comprova o contexto estrutural diferenciado observado nesta Faixa, em relação aos demais domínios.

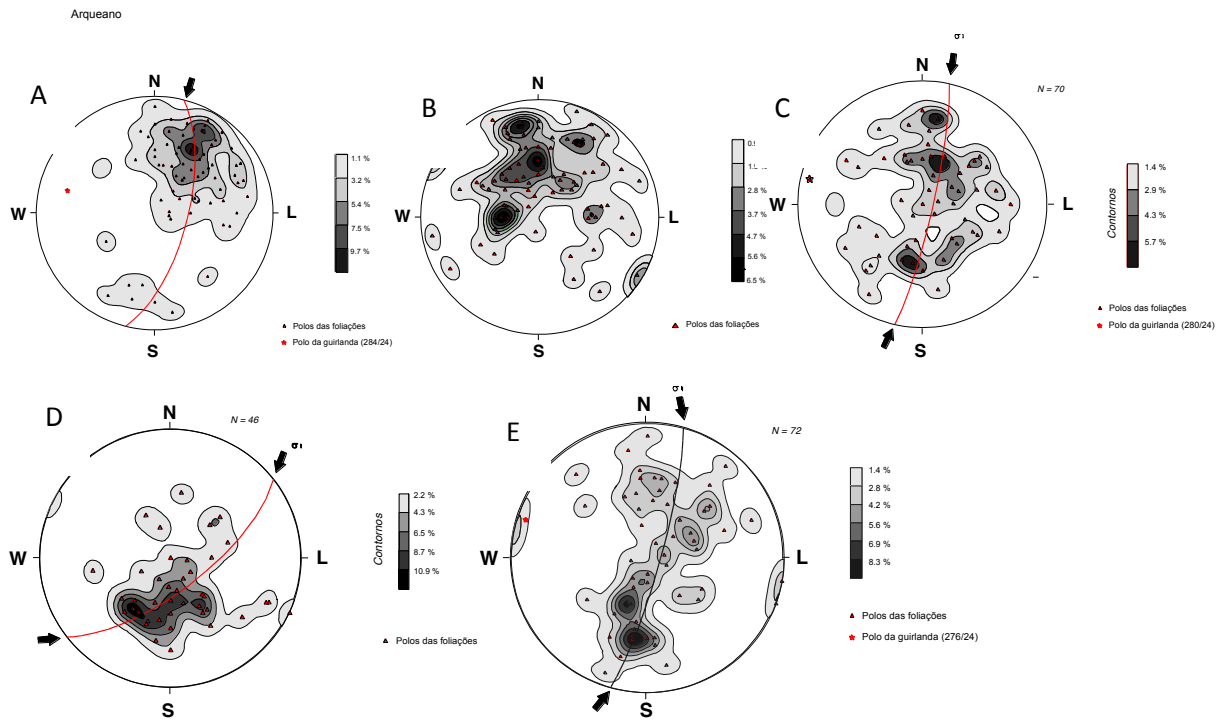


Figura 1. Projeção estereográfica das superfícies S. A –Do Domo de Jirau do Ponciano; B- do Complexo Arapiraca, C – do Complexo Cabrobó, D - do Complexo Araticum e E - do Grupo Macururé.

ZONA DE CISALHAMENTO CONTRACIONAL DE PALMEIRA DOS INDIOS. UM POSSÍVEL TESTEMUNHO DO EVENTO CARIRIS VELHOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Vanildo Almeida Mendes¹; Maria de Fátima Lyra de Brito¹; Carlos Alberto dos Santos¹

CPRM-Serviço Geológico do Brasil-Recife, vanildo.mendes@cprm.gov.br

Introdução

O presente trabalho descreve as informações e tece considerações sobre a Zona de Cisalhamento Contracional de Palmeira dos Índios (ZCPI), identificada durante mapeamento geológico da folha Arapiraca (SC.24-V-D; escala 1:250.000), executado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Neste trabalho são feitos comentários sobre suas implicações tectônicas e a sua possível idade caririana, discorre sobre o posicionamento do Ortognaisse Serra das Flores, um possível marcador do posicionamento na fase final do tectonismo Cariris Velhos, onde o cisalhamento ora referenciado corresponde a um provável testemunho de sua atuação.

Contexto Geotectônico

A área estudada está inserida na Província Borborema, mais especificamente na Subprovíncia Externa ou Meridional, a qual se mostra limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco, e a sul pelo Cráton do São Francisco. Encerra os domínios paleo a mesoproterozóicos Pernambuco-Alagoas, Paulista-Monte Orebe, e neoproterozóicos Canindé e Marancó-Poço Redondo, além das faixas neoproterozóicas Riacho do Pontal e Sergipana. A zona de cisalhamento contracional de Palmeira dos Índios foi identificada durante o mapeamento geológico da folha Arapiraca que, neste contexto, está inserida Subprovíncia Externa ou Meridional da Província Borborema e engloba porções de

diferentes Domínios (ver neste Simpósio): Domo de Jirau do Ponciano, Rio Coruripe, Pernambuco-Alagoas, Canindé, Marancó-Poço Redondo e Macururé, limitadas por zonas de cisalhamento, e Coberturas Mesozóicas (figura 1). Neste contexto, a zona de cisalhamento contracional de Palmeira dos Índios constitui o limite tectônico entre o Domínio Pernambuco-Alagoas e o Domínio Rio Coruripe, que serão descritos abaixo.

Domínio Rio Cururipe

O Domínio Rio Coruripe, distribui-se na porção central da folha Arapiraca, sendo limitado a norte por zona de cisalhamento contracional Palmeira dos Índios, com os litotipos do domínio Pernambuco-Alagoas. Em seu interior afloram os metamorfitos do Complexo Arapiraca representados por paragnaisses a biotita, migmatitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, granulitos, kinzigitos, metamáficas, metaultramáficas, formação ferrífera e quartzitos. As idades obtidas em metaultramáficas aflorantes em Serrote da Lage, município de Craíbas-AL forneceram valores de U-Pb de 1.970 M.a., o que nos permite propor uma idade no mínimo paleoproterozóica para o conjunto.

Domínio Pernambuco-Alagoas

O Domínio Pernambuco-Alagoas abrange a porção centro-norte da folha Arapiraca (Figura 2), sendo limitado a sudoeste

por zonas de cisalhamento contracionais com os domínios Canindé, Marancó-Poço Redondo e Faixa Sergipana, e a sul-sudeste com os metamorfitos do Domínio Rio Coruripe, através de uma zona de cisalhamento contracional com vergência para norte. É formado pelos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco. O Complexo Cabrobó contém uma seqüência metavulcanossedimentar formada por xistos, e paragnaisses eventualmente migmatizados, metagrauvascas, quartzitos, calcissilicáticas, mármore e intercalações de metamáficas. O Complexo Belém do São Francisco compõe-se de ortognaisse granítico a tonalítico-granodiorítico, eventualmente migmatizado, com enclaves máficos de composição quartzo-diorítica e enclaves de rochas supracrustais. Idade U-PB em SHRIMP obtida em amostra coletada próximo a cidade de Floresta-PE, aponta valor de 2.079Ma., o qual permite deduzir uma idade Paleoproterozóica para a mesma. Idades isocrônicas em Rb-Sr desta unidade apontam valores no intervalo de 1,07 a 1,09 G.a. sugerindo um possível rejuvenescimento isotópico ocorrido durante o Neoproterozóico.

As Zonas de Cisalhamento Contracionais de Palmeira dos Índios e Jacaré dos Homens

Os Domínios Pernambuco-Alagoas e Rio Coruripe acham-se cortados por zonas de cisalhamento transcorrente de rejeito sinistral e orientação NE, que afetaram as deformações plicativas anteriores e formataram o atual modelo tectono-estrutural destas entidades. Trabalhos anteriores na região (Medeiros, 2000) consideravam que a zona de cisalhamento de Jacaré dos Homens (ZCJH) consistia em um cisalhamento contracional contínuo e que teria vergência de movimento para sul. Entretanto, os trabalhos de campo executados durante o Projeto Arapiraca não confirmaram a existência desta estrutura tal como fora definida, na realidade a ZCJH é descontínua, sendo compartimentada nas zonas de cisalhamento contracional de Jacaré dos Homens, com vergência para sudeste, e na zona de cisalhamento contracional de Palmeira dos Índios, com sentido de transporte para norte.

Em conseqüência, a diferença entre o sentido do empurrão da ZCJH (SE), com o do Cisalhamento Palmeira dos Índios (N-NW), é interpretada como gerada por movimentos tangenciais distintos ocorridos em eventos tectônicos diferentes. A zona de cisalhamento de Palmeira dos Índios mostra-se sinuosa em mapa, constitui o limite entre os Domínios Pernambuco-Alagoas e Rio Coruripe e os litotipos registram uma vergência de empurrões e de dobras para norte, geradas em regime contracional, desenvolvidas por movimentos direcionais para N-NW, provavelmente paralelos ao eixo de interação entre os Domínios Pernambuco-Alagoas e o Domínio Rio Coruripe. Provavelmente o movimento para N-NW do Cisalhamento Palmeira dos Índios foi controlado pelo tectonismo Cariris Velhos, enquanto os empurrões de Jacaré dos Homens e de Belo Monte-Jeremoabo associam-se ao Brasileiro. Tal assertiva é explicada pela estruturação observada nos limites entre os domínios Rio Coruripe e Pernambuco-Alagoas, análise em projeção estereográfica das superfícies "S" no Domínio Rio Coruripe evidenciam um grau de dispersão dos pólos indicando que a sua área foi palco de um intenso redobramento, mas deixando antever vestígios da atuação de uma pretérita compressão meridiana sobre a citada entidade (Figura 2A). No que concerne aos estudos das superfícies "S", também executados em projeção estereográfica no Domínio Pernambuco-Alagoas observa-se que o esforço compressivo atuante apresenta direção NNE-SSW, com as foliações orientadas para WNW-ESE (figura 2B), em flagrante contraste com o observado no primeiro domínio.

Ortognaisse Serra das Flores

Este corpo ocorre na porção central da folha Arapiraca, intrudindo as rochas metassedimentares do Domínio Pernambuco-Alagoas e constituindo as Serra das Flores e Serra do Sacão. Datações geocronológicas efetuadas em amostras deste litotipo, durante o transcorrer deste projeto forneceram uma idade toniana (947Ma) para o pluton. Constitui um biotita gnaisses de composição sienogranítica a monzogranítica e corresponde a um granitóide

relativamente homogêneo, rico em sílica, metaluminoso, sem termos intermediários e com assinatura geoquímica indicativas de granitóides Tipo A, intraplaca, possivelmente originados em ambiente extensional. Estes litotipos, posteriormente, foram submetidos à orogenia Brasileira. O plutonito em tela dispõe-se na direção N-S, é perpendicular a direção da zona de cisalhamento contraccional de Palmeira dos Índios e a sua colocação é interpretada como consequência da atuação do esforço distensivo E-W geradas na fase final do tectonismo caririano atuante nesta porção do Nordeste Brasileiro.

Conclusões

Com base no exposto, sugere-se que a intrusão dos granitóides da unidade Ortognaisse Serra das Flores ocorreu na fase distensiva do Evento Cariris Velhos e este constituiu o marcador desta etapa do ciclo tectônico em questão, o qual atuou de forma significativa

nesta porção da Província Borborema, e em cuja fase compressiva originou-se a Zona de Cisalhamento Contraccional de Palmeira dos Índios, responsável pelo deslocamento para norte das massas de rochas do domínio Rio Coruripe sobre os metamorfitos e plutonitos do Domínio Pernambuco-Alagoas.

Referências

Mendes, V.A. & Brito, M. DE F. L. (Org.) 1995. *Arapiraca. Folha SC.24-X-D-V: estado de Alagoas escala 1:100.000*. Brasília: CPRM; DNPM, 1995. 100 p. il. + 2 mapas color. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Medeiros, V. C. 2000. *Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Pearce, J. A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*19, 120-125.

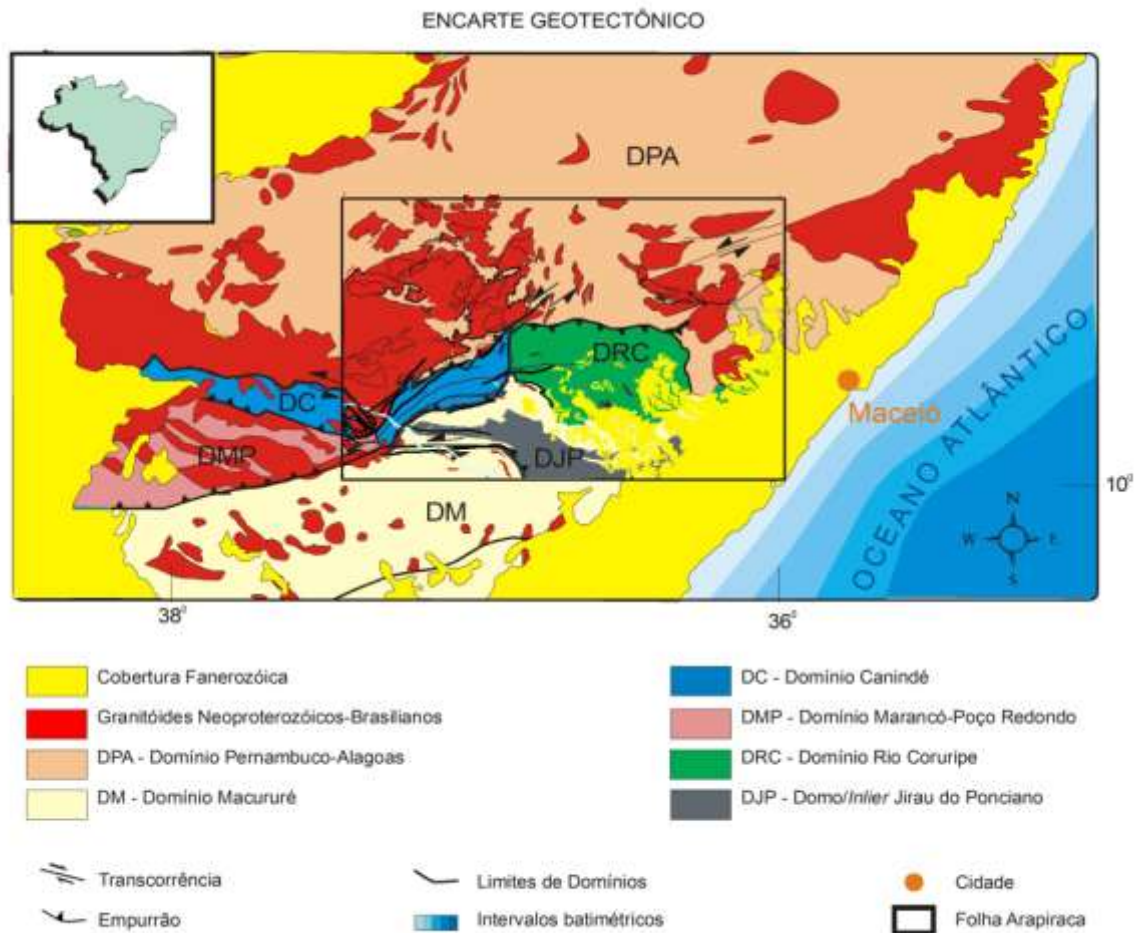


Figura 1. Mapa esquemático mostrando a compartimentação geotectônica da folha Arapiraca.

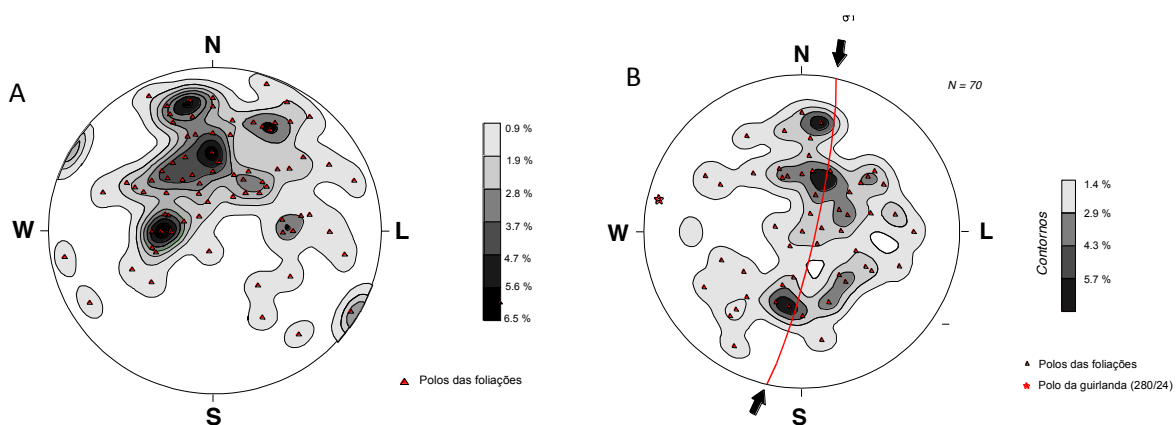


Figura 2. Projeção estereográfica das superfícies “S”. A- do Complexo Arapiraca (Domínio Rio Coruripe) e B- dos Complexos Cabrobó e Belém do São Francisco (Domínio Pernambuco-Alagoas)

PRINCIPAIS TRAÇOS TECTÔNICOS PRÉ-CAMBRIANOS DA BACIA DO SÃO FRANCISCO NA ZONA DE EMANAÇÕES DE GÁS NATURAL DO BAIXO INDAIÁ, MINAS GERAIS

Reis, H. L. S.^{1,2}, Alkmim, F. F.¹, Pedrosa-Soares, A. C.², Barbosa, M. S. C., Bertoni, M. E.³

¹Departamento de Geologia/Escola de Minas, UFOP, humbertosiqueira@gmail.com; ²Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, IGC/UFMG. ³Department of Earth Sciences, Royal Holloway University of London,

Introdução

Localizada na porção sudoeste da bacia sedimentar do São Francisco, a região do baixo Rio Indaiá constitui atualmente uma das mais importantes áreas prospectivas para hidrocarbonetos em Minas Gerais. As principais exsudações de gás natural localizam-se ao longo do rio homônimo e nos arredores da Serra Vermelha (Fig. 1), onde mostram um nítido controle estrutural. Embora a região tenha sido alvo de importantes estudos geológicos (*e.g.*: Menezes F^o *et al.* 1978, Signorelli *et al.* 2003), uma série de questões sobre a geologia local ainda espera por respostas. Grande parte delas se refere à estrutura das rochas pré-cambrianas lá aflorantes. Buscando caracterizar o arcabouço estrutural da região e sua história evolutiva, foram integradas análises de seções sísmicas (concedidas pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, ANP), mapas magnetométricos e gamaespectrométricos, (cedidos pela Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais, CODEMIG) e levantamentos de campo.

Contextualização Geológica

A Bacia do São Francisco corresponde à porção sul e de orientação meridiana do cráton homônimo (Alkmim & Martins-Neto 2001). Encerra, em seu registro estratigráfico, sucessivos ciclos bacinais posteriores a 1,8Ga, que incluem desde as unidades pré-cambrianas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, até depósitos fanerozóicos dos grupos Santa Fé, Areado e Mata da Corda. Ao longo das

bordas da bacia as unidades neoproterozóicas foram deformadas e incorporadas em cinturões de antepaís contíguos às faixas Brasília e Araçuaí (Alkmim *et al.* 1993) (Fig.1).

Na região do baixo Rio Indaiá, afloram, predominantemente, rochas neoproterozóicas do Grupo Bambuí. Correspondem às seqüências pelito-carbonáticas plataformais do Subgrupo Paraopeba, que passam, em direção ao topo, aos tempestitos arenosos da Formação Três Marias (Chiavegatto 1992). Estas unidades foram depositadas em uma bacia de antepaís (Alkmim & Martins-Neto 2001, Coelho *et al.* 2008) e são, localmente, cobertas, em discordância, pelas rochas cretácicas dos grupos Areado e Mata da Corda.

Principais Traços Estruturais das Unidades Pré-Cambrianas

Ao longo da região do baixo Indaiá, as rochas do Grupo Bambuí distribuem por dois compartimentos estruturais distintos. No compartimento ocidental, encontram-se deformadas, em intensidades variáveis, não-metamorfisadas e integram uma grande curva antitaxial, a Saliência de Três Marias. No compartimento oriental, os sedimentos neoproterozóicos ocorrem horizontalizados e praticamente indeformados (Fig. 1).

A Saliência de Três Marias corresponde a um segmento de um cinturão epidérmico de dobras e falhas de empurrão, de orientação geral N-S. Mesodobras em *chevron* e *kinks*, simétricas, com planos axiais verticais e, portanto, não vergentes constituem os principais elementos estruturais da saliência. Elas são parasíticas de grandes sinformes e antifformes regionais, com eixos posicionados

entre NNE e NNW e balizados por falhas de empurrão articuladas a descolamentos alojados próximos à base do Grupo Bambuí (Fig. 2). Estes descolamentos emergem nas porções central e nordeste da saliência na forma das falhas do Rio Borrachudo e de Traçadal, respectivamente (Fig. 1). Em conjunto, as falhas caracterizadas na região compõem um leque imbricado propagante para o antepaís. Zonas de falhas transcorrentes sinistrais de direção NW cortam as estruturas anteriormente mencionadas, causando sua rotação anti-horária (Fig. 1).

No compartimento oriental, as rochas do Grupo Bambuí encontram-se praticamente indeformadas (Fig. 1). Dobras suaves e *kink bands* ocorrem localmente e, mais frequentemente, nas proximidades da fronteira com o compartimento oeste, onde marcam uma diminuição não-linear da deformação no sentido leste.

Conclusões

Na região do baixo Rio Indaiá, a tectônica neoproterozóica deu origem a um leque imbricado epidérmico propagante para leste, cujo descolamento basal fica alojado na base do Grupo Bambuí. Este leque tem como expressão em mapa a Saliência de Três Marias. A ausência de metamorfismo e clivagem indica que o desenvolvimento destas estruturas deu-se em nível crustal relativamente raso. A franca predominância de dobras normais, simétricas e em chevron, associada a um número relativamente pequeno de falhas de empurrão sugerem um baixo coeficiente de fricção para o descolamento basal.

Referências

Alkmim, F.F., Brito-Neves, B.B., Castro-Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: Dominguez, JML & Misi, A. (eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG- Núcleo BA/SE, 45-62.

Alkmim, F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/MG, 9-30.

Chiavegatto, J. R. S. 1992. *Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado, DEGEO/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 216p.

Coelho, J. C. C., Martins-Neto, M. A., Marinho, M. S. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da Bacia Proterozóica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (2-suplemento): 149-165.

Menezes-Filho, M.R.; Mattos, G.M.M.; Ferrari, P.G. 1977. Projeto Três Marias. Relatório final. DNPM/CPRM, 6 vol.

Signorelli, N., Tuller, M. P., Silva, P. C. S. da, Justo, L. J. E. C. 2003. Mapa Geológico da Folha Três Marias. Brasília, CPRM, escala 1:250.000.

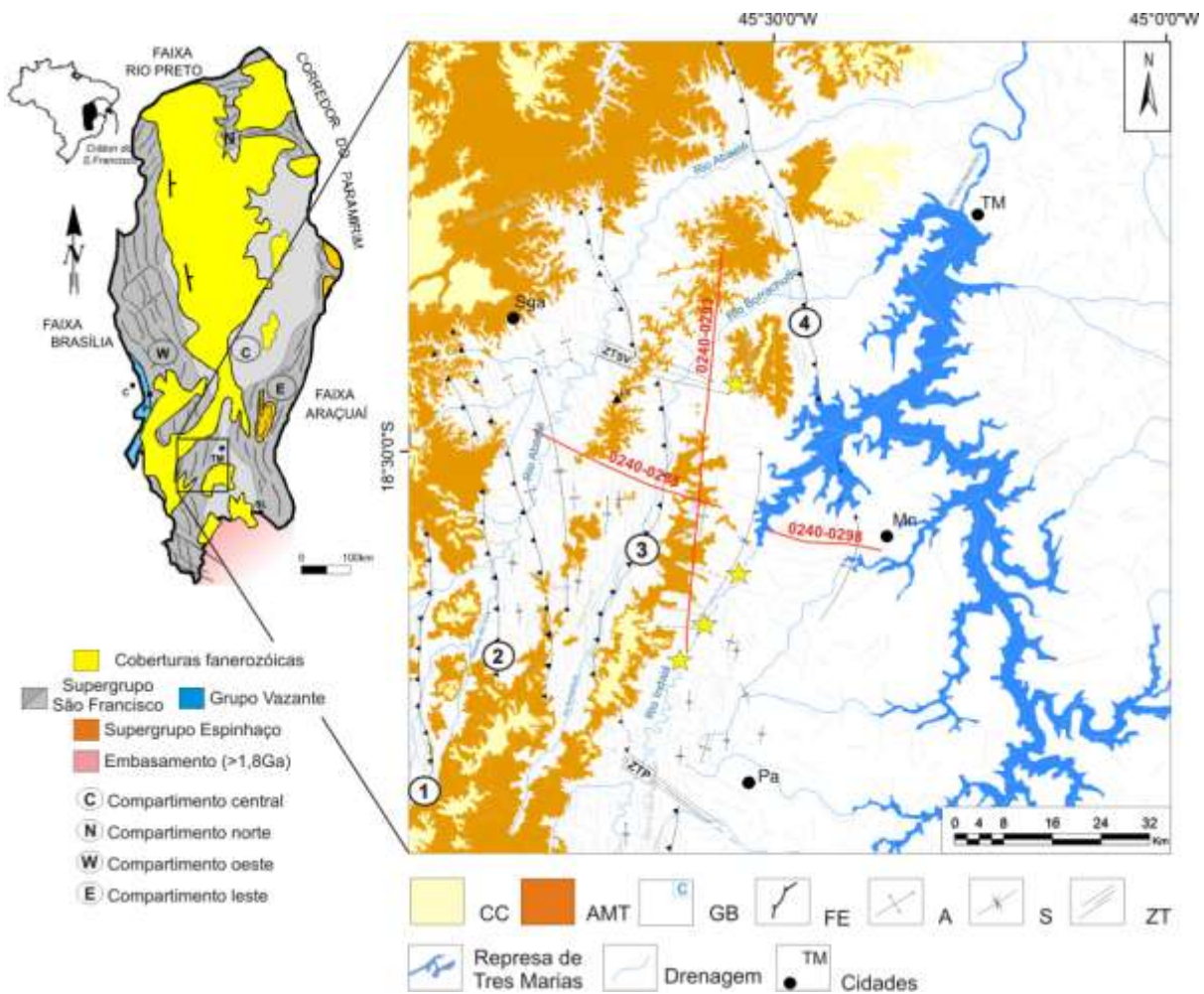


Figura 1. Mapa estrutural da região do baixo Rio Indaiá (MG), setor sudoeste da Bacia do São Francisco. CC: Coberturas cenozóicas. AMT: grupos Areado e Mata da Corda. GB: Grupo Bambuí, incluindo o traço superficial das unidades carbonáticas (c). FE: falhas de empurrão. 1 – Falha de João Pinheiro, 2-Falha do Pontal, 3-Falha do Rio Borrachudo, 4-Falha de Traçadal. A: antiforme/anticlinal/aniclínório. S: sinforme/sinclinal/sinclinório. ZT: Zona de Transcorrência. ZTP-Zona de Transcorrência de Paineiras, ZSV-Zona de Transcorrência da Serra Vermelha. Cidades: C-Cristalina, P-Paracatu, TM-Três Marias, SL-Sete Lagoas, Mn-Morada Nova de Minas, Pa-Paineiras, Sga-São Gonçalo do Abaeté. As estrelas representam as zonas de exsudação de gás natural e as linhas numeradas correspondem à localização das seções sísmicas reproduzidas na Figura 2.

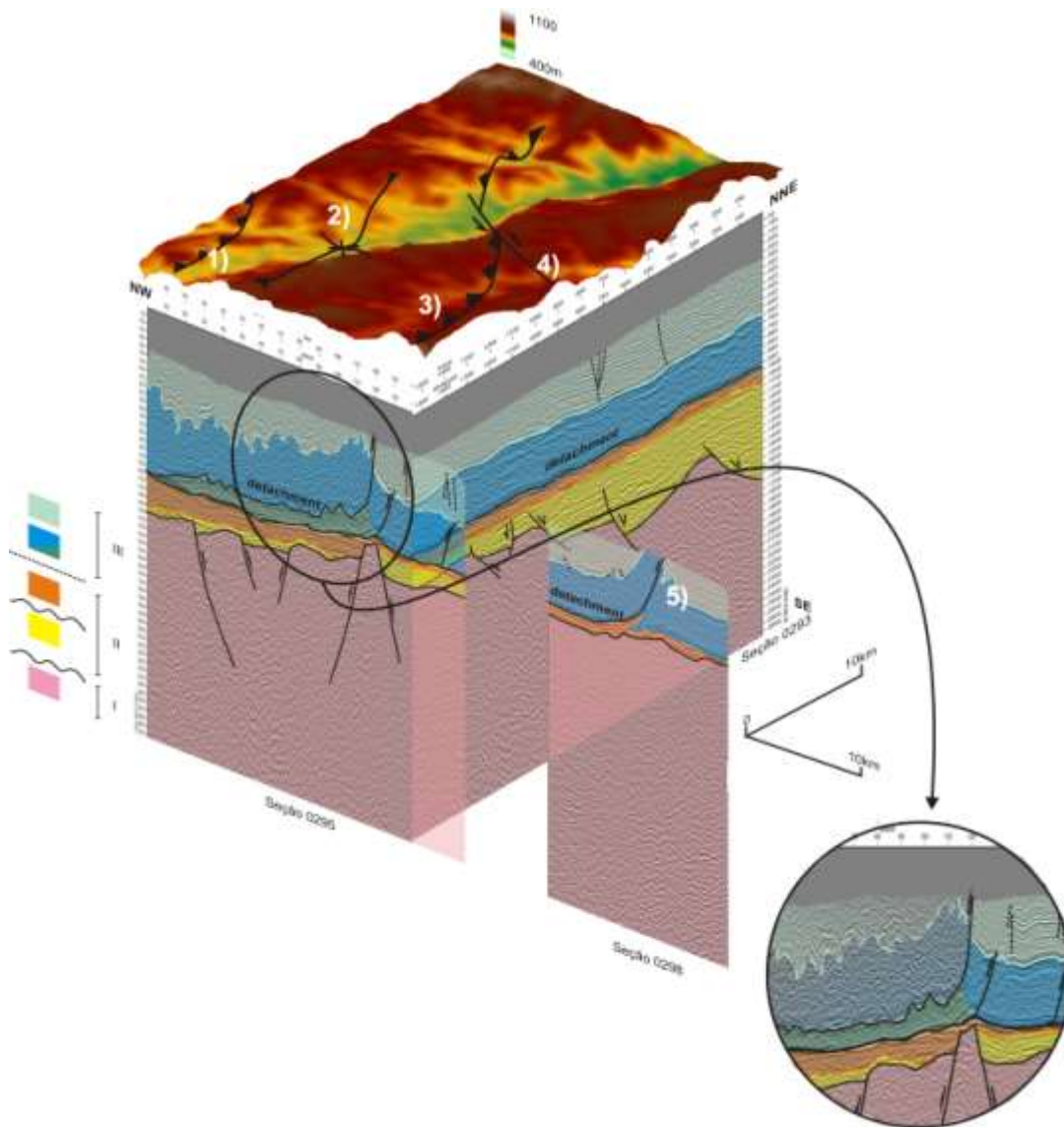


Figura 2. Bloco composto por seções sísmicas interpretadas (Seções em tempo duplo, TWT/MS, 0240-0295, 0240-0293 e 0240-0298). Elas mostram a estrutura profunda da Saliência de Três Marias, na região do baixo Indaiá, que corresponde a um leque imbricado epidérmico de antepaís. No destaque, observam-se dois descolamentos, um mais antigo, deformado e um mais novo e mais profundo. I: Embasamento. II: unidades pré-Bambuí. III: Grupo Bambuí. 1) Falha do Pontal, 2) Sinclínório do Canastrão, 3) Falha do Rio Borrachudo, 4) Zona de Transcorrência da Serra Vermelha, 5) Falha de Traçadal.

PALAEOPROTEROZOIC ARC-CONTINENT COLLISION IN THE SERRINHA BLOCK, BAHIA, SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL

Elson P. Oliveira, Felipe G. Costa, José P. Donatti Filho, Maria F.P. Grisólia, Alberto Ruggiero, Carolina P.N. Moreto, Iran Zan, Rogério L. Araújo

Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UNICAMP, elson@ige.unicamp.br

Cratons and Precambrian orogenic belts are key geological sites to help understand how the continental crust grows and how the continents assemble and break up. Present-day arc magmatism in both oceanic and continental settings is generally invoked as one of the two major sources of mantle-derived (juvenile) material to make the continents grow; the other is input from mantle plumes (e.g., Safonova et al., 2009; Isozaki et al., 2010). However, the recognition of ancient arc assemblages in the geological record is not simple owing to processes that occur along the boundaries of tectonic plates. For instance, when an intra-oceanic arc collides with a continental margin, both the arc rocks and the continent may undergo deformation, high-grade metamorphism, and be intruded by syn- to post-collision granite plutons. This geological situation may be further complicated if the rock assemblages, or terranes are displaced laterally by strike-slip tectonics.

A similar geological scenario can be envisaged for the Serrinha Block, in the northeastern part of the São Francisco Craton (Fig. 1). The block is composed of several Archaean and Palaeoproterozoic terranes, and can be deemed a superterrane. Archaean rocks are represented by the high-grade migmatite-gneiss complexes of Retirolândia, Jacurici and Uauá, with ages in the time interval 2980-3160 Ma (Oliveira et al., 2010), whereas the Palaeoproterozoic rocks are represented by the Rio Capim and Rio Itapicuru greenstone belts (Fig. 1), the former with ages in the range 2148-2128 Ma and the latter 2163-2080 Ma (Oliveira et al. 2010).

Recent geological mapping along the western boundary of the Rio Itapicuru greenstone belt with the basement provided superb field relations in support of a model in which an Archaean continental plate, locally represented by the 2980-3080 Ma Retirolândia-Jacurici gneiss-migmatite complexes collided with a Palaeoproterozoic arc complex. The arc is the Rio Itapicuru greenstone belt that is composed of ca. 2158-2155 Ma tonalite-trondhjemitic-granodiorite (TTG) plutons and older hidden crust onto which 2145 Ma metabasalts were accreted. Later, the arc has further grown with intrusion of calc-alkaline plutons with ages in the range 2139-2127 Ma. Metasedimentary rocks of the greenstone belt contain detrital zircon grains mostly in the range 2126-2240 Ma, which are compatible with clast sources solely from the arc. Collision of the arc with the Archaean continental plate probably took place shortly before 2110-2105 Ma, when K-rich tonalite, granodiorite, lamprophyres and syenite plutons were emplaced into the metasedimentary and arc rocks along the basement-greenstone transition. Subduction of the Archaean continental plate was probably towards the east (present-day position) on the basis of field relationship. Indeed, in the north, between Queimadas and Nordestina, the collision zone is represented by west-verging, Archaean banded gneisses (deformed migmatites interleaved with metamorphosed mafic dykes), overthrust by metasedimentary rocks and granites of the Rio Itapicuru greenstone belt. Far to the south, between Conceição do Coité and Serrinha, the collision zone is a sharp contact between Archaean banded gneiss and the 2130 Ma Teofilândia arc pluton. There, the suture zone

might have been overturned (east to north-verging folds) during late 2080-2070 Ma continent-continent collision/reworking. Younger 2080 Ma-old adakitic and calc-alkaline dacites in the Rio Itapicuru greenstone belt may represent partial melts of the arc mafic crust. During arc-continent collision, the Archaean basement has underthrust the arc and later (ca. 2080-2070 Ma), during continent-continent collision, it has been uplifted, undergone partial melting, and along with granite intrusion ultimately gave rise to the present-day dome and keel structure.

In the north (Fig. 1), the Rio Capim greenstone belt lies in sharp contact with Mesoarchaean rocks of the Uauá block and is overlain by supracrustal sequences of the Neoproterozoic Sergipano belt. The Rio Capim belt is smaller than the Rio Itapicuru belt and is composed of dacite (2148 Ma), amphibolite and gabbros (2143 Ma), and metasedimentary rocks intruded by a 2128 Ma granite. This rock assemblage has trace element and Nd isotope geochemical signatures that are indistinguishable from arc rocks (Oliveira et al., 2011). Yet, the dominance of basalt, andesite and dacite in the belt is more typical of oceanic rather than of continental arcs. According to Oliveira et al. (2011) the Rio Capim belt is a fragment of an oceanic arc and the Uauá block a remnant of the continent. However, unlike observations presented for the Rio Itapicuru greenstone belt and basement, the contact between the Rio Capim arc assemblage and the Uauá block is marked by upright shear zones. Kinematic indicators along these shear zones demonstrate that the Uauá block was displaced significantly from south to north during oblique collision. The likely lateral displacement of components of the arc and continent makes the reconstruction of the arc-continent collision zone more difficult to restore. As a consequence, the observed sharp contact of the Rio Capim belt with the Uauá block is the outcome of terrane displacement and not the original arc-continent collision zone.

Finally, the Rio Capim rocks are coeval with basalts and arc plutons of the Rio

Itapicuru belt, and as such the Rio Capim belt may be a laterally displaced fragment of a major Palaeoproterozoic volcanic-sedimentary arc sequence. In this tectonic scenario, the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru and Rio Capim belts, along with the Archaean Retirolândia, Jacurici, and Uauá terranes seem to belong to an accretionary orogen very much like the North American Cordilleras (e.g. Dickinson, 2009).

References

- Dickinson WR., 2009. Anatomy and global context of the North American Cordillera. *Geological Society of America Memoirs* 204, 1–29.
- Isozaki Y., Aoki K., Nakama, T., Yanai S., 2010. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Res.* 18, 82-105.
- Oliveira EP., McNaughton N., Armstrong R., 2010. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaca orogen, Sao Francisco craton, Brazil. In: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society Special Publication 338: 263-286.
- Oliveira, EP., Souza ZS., McNaughton N., Lafon J., Costa, FG., Figueiredo AM., 2011. The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. *Gondwana Res.* 19: 735-750.
- Safonova I., Yu U., Kojima A., Nakae S., Tourtogoo, O., Filippov, A.N., Koizumi, K., 2009. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan. *Gondwana Res.* 17, 587-608.

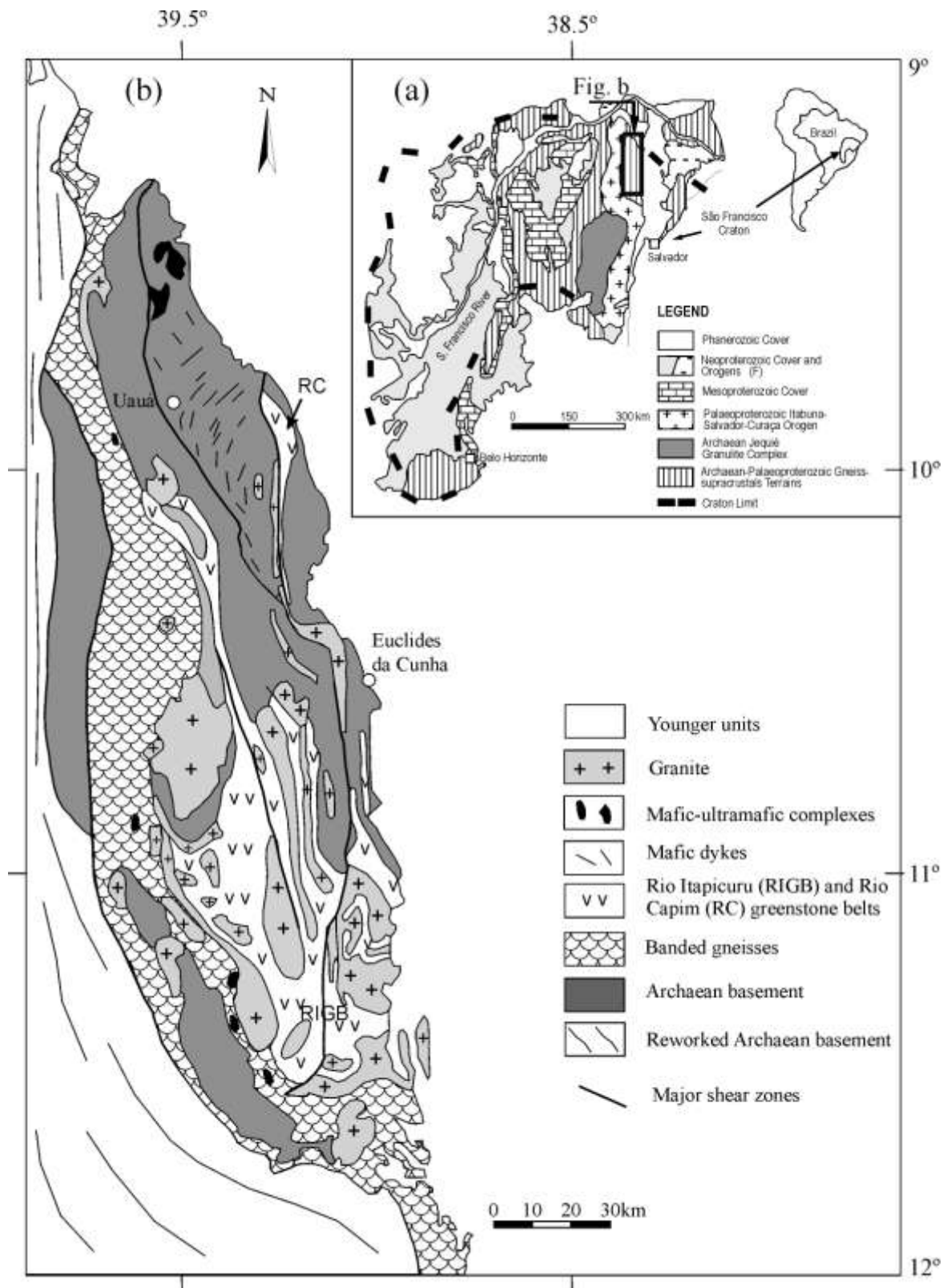


Figure 1. Geological setting of the Serrinha Block. a) The São Francisco Craton in South America, with location of Figure b; b) The Serrinha Block with its basement and greenstone belts (RC – Rio Capim; RIGB – Rio Itapicuru).

MODELO DE *FLAT SUBDUCTION* PARA O VULCANISMO INTERMEDIÁRIO PALEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO

Caetano Juliani¹, Carlos Marcello Dias Fernandes², Lena Virgínia Soares Monteiro³, Bruno Lagler¹, Carlos Mario Echeverri Misas¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, cjuliani@usp.br; ²Faculdade de Geologia de Marabá, Universidade Federal do Pará; ³Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

1. Introdução

Na região centro-sul do Estado do Pará, em área circunvizinha à cidade de São Félix do Xingu (Fig. 1), extenso vulcanismo do final do Paleoproterozóico mostra-se muito bem preservado, com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas muito pouco deformadas não metamorfisadas (Juliani & Fernandes 2010). Nesse local, a seqüência basal, de composição intermediária, foi depositada em forma de derrames e está capeada por uma félsica predominantemente riolítica, cuja efusão foi predominantemente controlada por grandes fissuras orientadas segundo NE-SW. As rochas dessas unidades são petrográfica- e quimicamente distintas e se encontram reunidas nas formações Sobreiro e Santa Rosa, respectivamente. Associados às duas unidades ocorrem ainda *stocks* e diques de pórfiros graníticos e leucogranitos equigranulares. Datações Pb-Pb por evaporação em zircão apontam idade de ~ 1,88 Ga (Pinho *et al.* 2006) para ambas as suítes, mas em campo pode-se observar que a Formação Santa Rosa está posicionada sobre a Formação Sobreiro.

2. Geologia e Petrografia

A Formação Sobreiro (~ 1,88 Ga) é predominantemente andesítica, com subordinados dacito e riodacito; bem como por fácies vulcanoclástica caracterizada por tufo, lapilli-tufo e brechas polimítica maciça. Estas rochas exibem fenocristais de augita, magnesiohastingsita e plagioclásio de variável composição em uma matriz microlítica ou

traquítica. Magnetita e apatita figuram como os principais acessórios primários.

A Formação Santa Rosa (~ 1,87 Ga) revela fácies maciça de fluxos de lavas de riolitos e subordinadamente riodacitos, com variáveis conteúdos modais de feldspato potássico, plagioclásio e megacristais de quartzo envoltos por matriz constituída de quartzo e feldspato potássico intercrescidos, comumente esferulítica. Biotita é uma fase varietal, embora de abundância reduzida, apontando para uma unidade extremamente evoluída e silicosa quando comparada com a seqüência anteriormente descrita. Zircão, apatita e, subordinadamente óxidos de Fe e Ti, são acessórios primários. Fácies vulcanoclásticas de ignimbritos, lapilli-tufos, tufos de cristais félsicos e brechas polimíticas maciças representam um ciclo de vulcanismo explosivo nesta unidade. Diques métricos e *stocks* de pórfiros graníticos e granitóides equigranulares completam esta suíte. A deposição desta foi controlada por grandes fissuras crustais de até 30 km de comprimento de direção NE-SW, e subordinadamente NW-SE, materializado por fluxo magmático predominantemente vertical (Juliani & Fernandes 2010).

3. Litogeoquímica e isótopos de Nd

Análises litoquímicas mostram que possui assinatura de granitóides de arco vulcânico, enquadra-se na série magmática cálcio-alcalina de alto potássio e tem composição metaluminosa. A variação sistemática da mineralogia de andesito basáltico para riodacito e dacito, bem como as

características petrográficas destes litotipos, sugerem que as rochas dessa unidade diferenciaram-se por cristalização fracionada, com provável assimilação crustal. As rochas da Formação Santa Rosa exibem afinidade geoquímica intraplaca, composição peraluminosa e características transicionais entre subalcalina e alcalina (Fernandes *et al.*).

As características apresentadas acima, acompanhadas dos dados de química mineral, suportam a indicação que a Formação Sobreiro evoluiu sob condições oxidantes, predominantemente pela cristalização fracionada dos minerais acessórios observados e assembléia de fenocristais, que é magnetita + augita + magnesiohastingsita e zircão + plagioclásio nas rochas dacíticas e riódacíticas. A Formação Santa Rosa e associados pórfiros graníticos evoluíram exclusivamente com a cristalização fracionada de zircão + apatita + óxidos de Fe e Ti + feldspatos e subordinada participação de biotita, provavelmente sob condições de oxidação intermediária (Fernandes *et al.*).

Os dados isotópicos de Nd, acompanhados das características geoquímicas, sugerem que as idades de residência crustal da Formação Sobreiro (2,49 – 3,0 Ga) podem ter sido originadas de uma mistura de fontes mantélicas e componentes crustais adicionais, e não devem representar a diferenciação crosta-manto nem sustentam a interpretação da anatexia exclusivamente de crosta continental arqueana para a formação desta suíte. A Formação Santa Rosa pode ter sido originada de várias fontes crustais arqueanas (2,56 – 3,12 Ga) e possível assimilação/contribuição de componentes mantélicos, o que é consistente com as idades modelo de Nd mais novas (2,56 – 2,71 Ga) revelada por três amostras (Fernandes *et al.*).

4. Conclusões

A integração de dados de isótopos de Nd com o possível zonamento metalogenético que ocorre na porção sul do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2009), entre as regiões do Gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu, sugere que evolução desta porção está

vinculada ao desenvolvimento de uma orogênese oceano-continente orientada aproximadamente leste-oeste, e materializada pela geração de arcos magmáticos gradativamente mais jovens entre 2,1 – 1,88 Ga. A geração do vulcanismo cálcio-alcalino de 1,88 Ga na região de São Félix do Xingu estaria relacionada à suavização do ângulo de subducção (*flat subduction*) e posterior migração do arco magmático, a exemplo do Cinturão Andino e Montanhas Rochosas. Neste cenário, o vulcano-plutonismo exclusivamente crustal de 1,87 Ga, representado pela Formação Santa Rosa, estaria vinculado a um evento distensivo identificado em várias regiões do Cráton Amazônico e que se estendeu até o Mesoproterozóico.

Referências

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri Misas C.M. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, In Press, Corrected Proof.

Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 191, 167–179.

Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2, p. CD-ROM.

Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências* 36, 793–802.

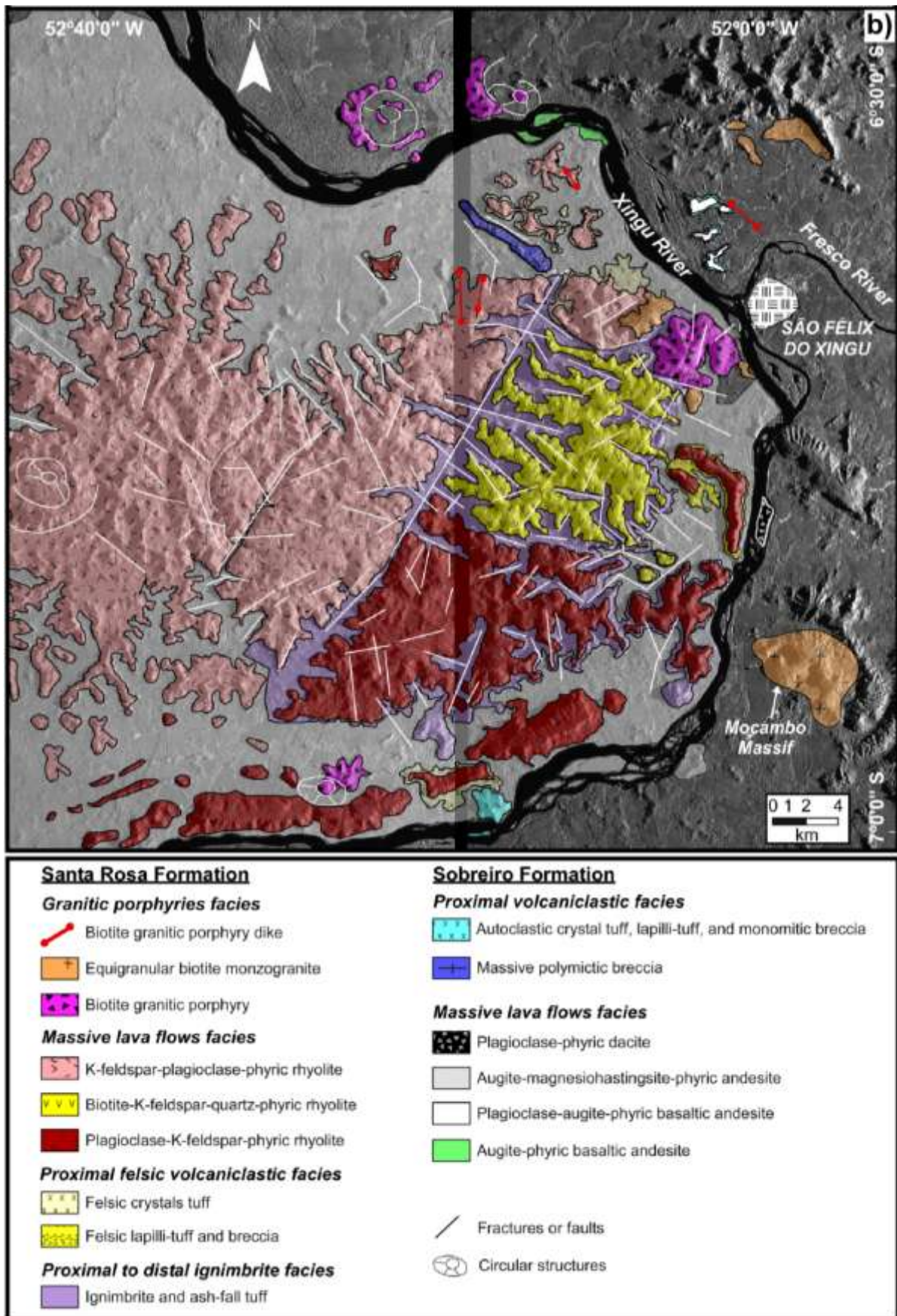


Figura 1. Mapa geológico da região de São Félix do Xingu mostrando a distribuição das unidades vulcânicas estudadas (Juliani & Fernandes 2010).

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL PRELIMINAR DO GRUPO AMOLAR NO PARQUE NATURAL DA CACHOEIRA DO APA - TERRENO RIO APA - PORTO MURTINHO (MS)

Marcus Vinicius Ferreira Marques^{1,3}, Amarildo Salina Ruiz^{2,3}, Gabrielle A. de Lima^{1,3}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT (vanmarcx2@gmail.com); ²Departamento de Geologia Geral/UFMT; ³Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé

Introdução

O Grupo Amolar ou Unidade Amolar corresponde a um conjunto de rochas metassedimentares siliciclásticas que definem serras estreitas e irregulares marcantes na região da Cachoeira do Apa (MS) e na porção NE do Paraguai. Del'Arco *et al.* (1982) por sua vez cartografaram este pacote metassedimentar como pertencentes à Formação Urucum, do Grupo Jacadigo. O propósito deste trabalho é contribuir para a compreensão da evolução do Terreno Rio Apa, particularmente no que se refere à constituição litológica e à história deformacional e metamórfica do Grupo Amolar na região da Serra da Esperança, no Parque Natural Cachoeira do Rio Apa – Porto Murtinho (MS).

Contexto Geológico Regional

O Terreno ou Província Rio Apa aflora ao longo da fronteira brasileira com a Bolívia e Paraguai e se estende até o sul, adentrando o Paraguai, tectonicamente estável em relação à Faixa Móvel Paraguai, evoluída na Orogênese Brasileira (neoproterozóico). Parte do Terreno Rio Apa está recoberto pelas plataformas, principalmente carbonáticas, dos Grupos Corumbá e Itapocumi.

Ruiz (2005) e Cordani *et al.* (2010) reavaliam a posição do Terreno Rio Apa como parte do Craton Amazônico, definindo-o como Província Geocronológica Rio Apa. Lacerda Filho *et al.* (2006) propõem compartimentação tectônica, baseado em características geológicas, geoquímicas e dados geocronológicos, separando os constituintes do Terreno Rio Apa em: Remanescente de Crosta Oceânica; Arco Magmático Rio Apa; Arco

Magmático Amoguijá; Magmatismo Máfico Continental e Enxames de Diques Máficos.

As rochas metassedimentares siliciclásticas polideformadas e metamorfasadas na fácies xisto verde, são constituídas por quartzitos, sericita-xistos e filitos, que foram cartografadas como pertencentes à Formação Urucum, do Grupo Jacadigo por Del'Arco *et al.* (1982), ou Unidade Amolar (Lacerda Filho *et al.* 2006).

Fácies Litológicas do Grupo Amolar

Neste trabalho emprega-se o termo Grupo Amolar, e não Unidade Amolar, uma vez que se trata de uma unidade litoestratigráfica mapeável com os seus litotipos claramente reconhecidos e cartografados. O mapa geológico ilustra a distribuição e as relações de contato do Grupo Amolar com o Granito Cerro Porã e Formação Serra da Bocaína (Fig. 2).

Na região da Serra da Esperança foram identificadas três fácies de rochas metassedimentares: fácies psamítica-ruditica, composta por quartzitos e metaconglomerados oligomíticos; fácies psamítica, constituída por quartzo-sericita-xistos e a fácies pelítica, formada por filitos laminados e metassiltitos.

Os quartzitos apresentam granulação fina a média com grãos sub-arredondados, de cor amarela a branca, com níveis locais ricos em sericita. Em alguns afloramentos são observadas estratificações cruzadas tabular de médio a pequeno porte. Em algumas porções apresentam intercalações de níveis conglomeráticos oligomíticos, exibindo granodecrescência para o topo. Este tipo litológico define as mais elevadas e alinhadas

serras e ocorrem a norte e nordeste do Granito Cerro Porã.

Os quartzo-sericita-xistos possuem granulação fina a média, cor amarela clara à bege, marcante foliação do tipo xistosidade dada pelo arranjo planar de sericitas e achatamento de grãos de quartzo e feldspato. Estas rochas ocorrem principalmente a SE do Granito Cerro Porã e fazem contato com este por meio de zona de cisalhamento.

A fácies pelítica é constituída filitos laminados, ocre a cinza-esverdeado e quando alterados, exibem cor vermelho amarronzada, podem ocorrer níveis arenosos finos intercalados às laminas de argila. Este litotipo aflora em morrotes de topo arredondados, alinhados, principalmente a oeste do Granito Cerro Porã, com o qual mantêm contato por cisalhamento.

Caracterização Estrutural e Metamórfica Preliminar

Duas fases deformacionais foram definidas em rochas do Grupo Amolar, F1 e F2, a primeira mais intensa é responsável pelo desenvolvimento da principal estrutura tectônica, a foliação penetrativa do tipo xistosidade ou clivagem ardósiana.

A fase de deformação F1 é responsável pela geração de foliação penetrativa S1, classificada como xistosidade nas fácies psamítica e psamo-rudácea e clivagem ardósiana na fácies pelítica. Normalmente a foliação S1 concorda com o acamamento sedimentar, mas em algumas situações ambos se cruzam em alto ângulo. Não foram identificadas dobras relacionadas a esta fase de deformação em rochas do Grupo Amolar, no entanto, nas rochas vulcânicas ácidas adjacentes, constataram-se dobras simétricas, cerradas, quase recumbentes. Em geral a foliação S1 possui sentido de mergulho para SEE, e inclinação variando entre 18° até 85°, prevalecendo mergulhos médios, próximos de 35°. Lineação L1 definida pelo estiramento mineral ou agregados quartzo/sericita são claramente *down dip* e sugerem, com estruturas similares a S/C, um transporte de topo para NWW.

A segunda fase de deformação F2 é caracterizada pelas dobras D2 observadas em escala regional e mesoscópica, sendo

desenhadas pelas camadas (S0) e foliações (S1), sendo que ainda não foi possível definir um padrão claro das mesmas. A foliação S2 é caracterizada como clivagem de crenulação observada tanto nos filitos e xistos, a orientação preferencial dos planos de clivagem são NNE, com mergulhos íngremes para SE. Tentativamente foram definidos domínios estruturais, com base na atitude do acamamento das rochas do Grupo Amolar (Figura 1).

O Domínio 1 apresenta atitudes da S1 com sentido de mergulho entre 95° e 110° e valores de mergulho entre 32° e 69°, já o S0 exibe sentido de mergulho entre 77° e 95°, com mergulho entre 30° e 45°. O Domínio 2 ocorre na porção NW da área, com atitudes da S1 variando de 155° a 85° (sentido de mergulho) e 21° e 50° (valores de mergulho). O S0 tem sentido de mergulho variando de 115° a 110°, com mergulhos suaves entre 18° e 30°. O terceiro Domínio tem S1 com variação de 300° a 97° de sentido de mergulho, com mergulhos mais verticalizados variando entre 70° e 89°, enquanto S0 varia de 275° a 230° com mergulhos entre 18° e 59°.

Conclusões

As rochas do Grupo Amolar que estratigraficamente se encontram em discordância erosiva e tectônica em relação as demais unidades (granitos e metavulcânicas) representadas por um conjunto siliciclástico, metamorfisado na fácies xisto verde. Os dados estruturais apontam para uma deformação progressiva, de caráter dúctil a dúctil-rúptil, provocada por esforços compressivos, responsável pelo transporte tectônico dominado por cavalgamentos e dobras com vergência principal de SEE para NWW.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. nº448287/2009), CAPES (PROCAD nº096/2007) e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. O primeiro autor agradece ao Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT.

Referências

Cordani, U. G.; Teixeira W.; Tassinari C. C. G.; Coutinho, J. M. V. and Ruiz, A. S. The Rio Apa Craton In Mato Grosso Do Sul (Brazil) And Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations And Tectonic Implications For Rodinia And Gondwana. *American Journal of Science*, Vol. 310, Nov. 2010, P. 981–1023.

Lacerda Filho, J.V.; Correia De Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira,

C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J. H.; Valente, C. R.; 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*, CPRM/SICME.

Ruiz, A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Craton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. *Tese de Doutorado*, 260 p.

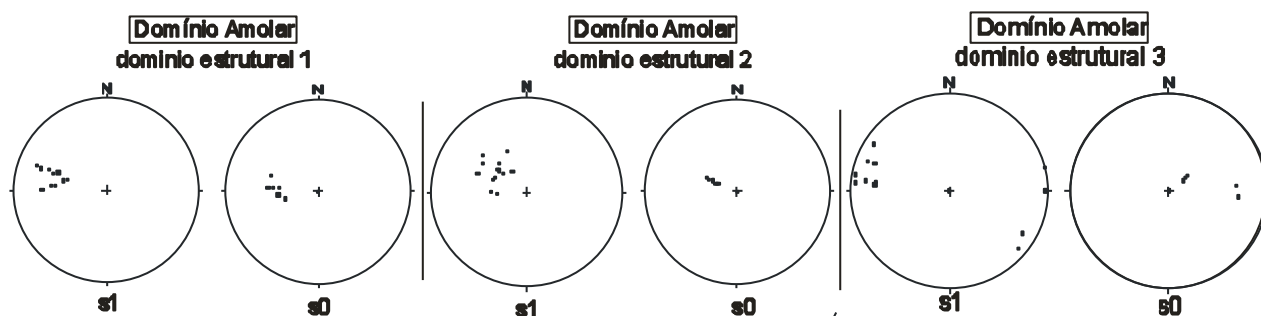


Figura 1. Estereogramas de pólos do acamamento do Grupo Amolar na região da Serra da Alegria.

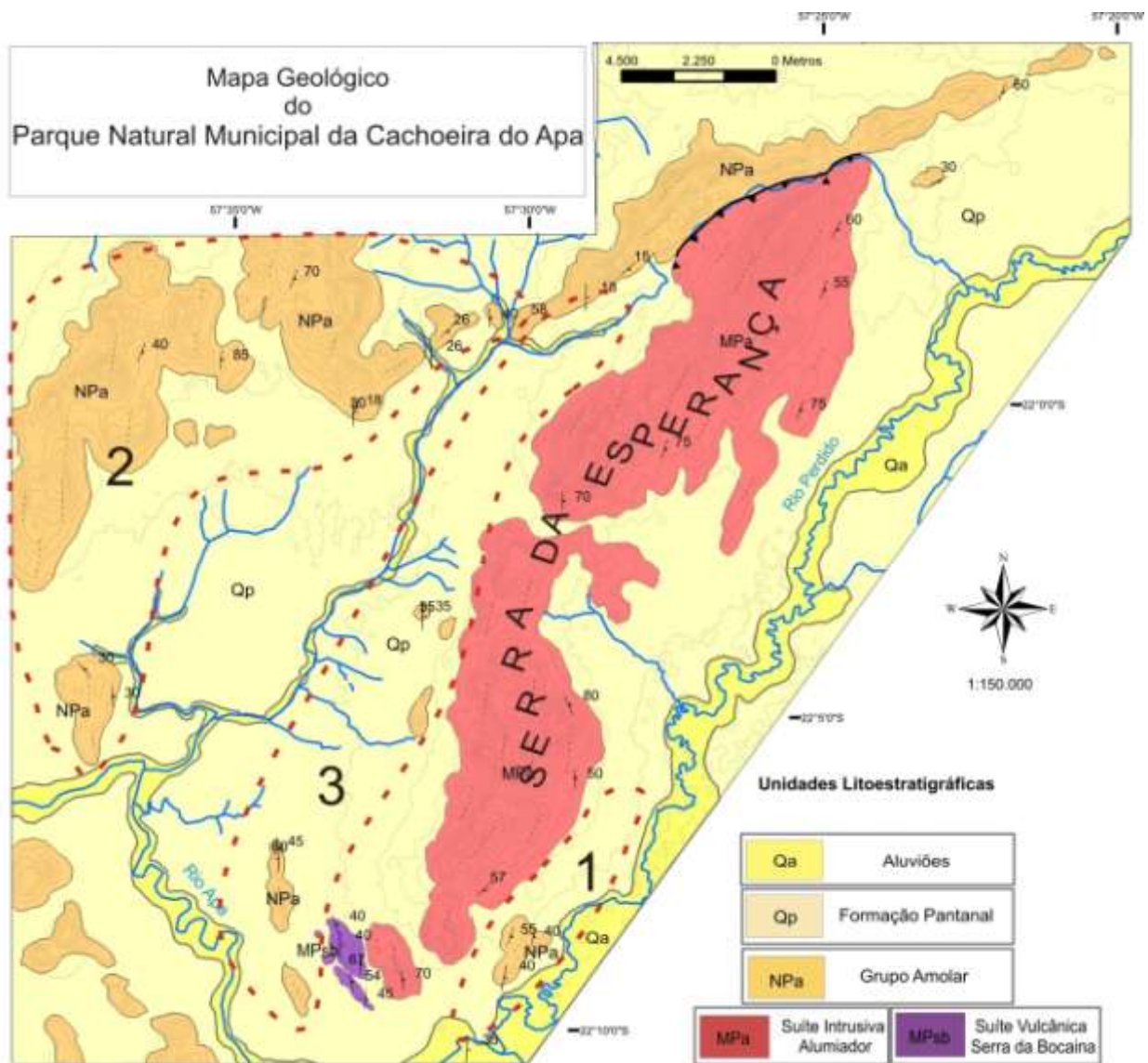


Figura 2. Mapa geológico da região da Serra da Esperança, ilustrando os domínios estruturais do Grupo Amolar.

EVIDÊNCIAS DO CONTROLE TECTÔNICO NO RELEVO DE MANAUS (AM)

Samiraluz de Menezes Campos¹, Clauzionor Lima da Silva², Pedro Fonseca de Almeida e Val², Noberto Morales³

¹HRT – Geologia/ Depto. de Exploração, samiraluz@hotmail.com; ²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas; ³Universidade Estadual Paulista, Departamento de Petrologia e Metalogenia

Introdução

Os estudos neotectônicos realizados em Manaus (AM) têm mostrado um quadro tectônico para o cenozóico muito significativo, conforme os estudos de Sternberg, (1950), Igreja & Franzinelli (1990), Fernandes Filho et al. (1997), Silva (2005), Silva et al. (2007), Campos (2010), dentre outros. As deformações de natureza rúptil promoveram o deslocamento das camadas cretácicas da Formação Alter do Chão e os horizontes de solo, mostrando blocos basculados e rotacionados, com estruturas planares ou lítricas, dobras de arrasto e estruturas em volteio. Na paisagem, o controle tectônico de rios e o condicionamento do relevo a essa estruturação tem sido comprovada por análise em sensores remotos, faltando comprovações de dados em campo. Particularmente na cidade de Manaus (AM) muitos são os locais que podem ser notadas essas estruturas, onde é possível correlacionar tal deformação ao controle efetivo da paisagem. Com esse objetivo, esse estudo em particular procurou mapear e descrever as falhas que ocorrem na porção oeste da referida cidade e correlacionar com a o relevo dessa área de estudo e o quadro neotectônico existente.

Materiais e Métodos

A análise estrutural envolveu a obtenção de dados de falhas e fraturas, especialmente no setor próximo a zona de Falha do Rio Negro, em corte de estrada e afloramentos na margem do rio Negro. Para

essa análise em detalhe, utilizou-se de imagens Quickbird, com resolução de 1 metro, para locação dos pontos. Dados cartográficos de cartas topográficas na escala 1:10.000 foram essenciais para o estudo do relevo e da drenagem, os quais foram subsidiados pelo Modelo Digital de Elevação (SRTM). Nos perfis selecionados foram realizados o registro e tratamento computacional do conjunto de fotos obtido. Os dados de falhas e fraturas foram obtidos e tratados nos softwares WinTensor, FP Tectonic e Stereonet. A análise estrutural foi correlacionada com os dados morfoestruturais para atender os objetivos do estudo.

Resultados e discussões

A unidade geológica que aflora na região de Manaus compreende sedimentos cretáceos da Fm. Alter do Chão, composta por arenitos e argilitos bastante intemperizados, sobre os quais se desenvolveu crostas lateríticas ferruginosas e, eventualmente, coberturas coluvionares modernas. Nesse conjunto litológico invariavelmente estão deslocados por falhas que ora estão restritas a unidade do Cretáceo ora deformam toda a sequência. A cidade está situada num Planalto Dissecado, cuja cota não é superior a 100 metros, entrecortada por inúmeros cursos d'água regionalmente designados de igarapés. Os estudos neotectônicos consideram que feições no relevo (divisores de bacias, alinhamentos de colinas, formação de terraços, etc.) e na drenagem (forma, padrão e retificações) estão ambos condicionados por

zonas de falhas cenozóicas. A cidade de Manaus constitui uma área onde a observação de falhas é singular, o que permite a correlação entre as formas do relevo e drenagem com as falhas observadas em corte de estrada e alguns afloramentos. Em especial, a porção oeste, nas proximidades com o rio Negro, afluente do rio Amazonas, cuja estruturação é formada por falhas normais N30W com mergulho ora para sudoeste, conforme Silva (2005).

O primeiro perfil analisado está situado cerca de 300 metros da Praia da Ponta Negra, próximo a margem do rio Negro cerca de 40 metros de cota. Nesse local ocorre uma série de falhas subsidiárias à falha principal normal que corta somente a Fm. Alter do Chão, a qual possui geometria plana, dobras de arrasto e apresentando orientação N45E/35SE. Nesse corte, também foi notado o desenvolvimento de falhas normais sindeposicionais, com direção geral N40E/65NW e N24E/40SE, mas também falhas transcorrentes igualmente restritas à Fm. Alter do Chão, em sistema transtensivo, cuja atitude é N40E/65NW. Aliás, esse sistema já havia sido mapeado em outro estudo (Oliveira et al. 1995).

No segundo perfil, situada a montante do local anterior, em direção ao topo do relevo, cerca de 60 metros de altitude, predominam camadas de latossolo com níveis lateríticos e nível saprolítico da unidade do Cretáceo. A falha observada nesse talude de corte se caracteriza por falhas normais, com superfícies planas, em padrão dominó, possuindo dobras de arrasto que geram estruturas antiformais desenvolvidas no bloco alto. As orientações obtidas dessas falhas, N20W/50SW, N30W/60SW e N35W/65SW, mostram estrita correlação com a orientação do rio Negro. Mais adiante, seguindo o sentido do topo do relevo, o terceiro perfil analisado apresenta a mesma disposição das camadas de solo notada no perfil anterior. Esse local é o que apresenta maior distribuição de falhas. As falhas inversas observadas estão limitadas à Fm. Alter do Chão e não afetam os níveis superiores da camada. Estas possuem orientação N12E/57SE e N08E/34SE e apresentam dobras de arrasto e geometria do tipo pop-up. As falhas normais que cortam toda a sequência da unidade geológica e não afeta o nível laterítico têm direção N46E/60SE, N46E/35NW,

N30E/45NW, N18E/55SE e N32E/40NW, estrias bem marcadas, geometria plana e formam estruturas tipo horstes e grábens. As falhas normais que seccionam todo o conjunto incluindo a crosta laterítica têm direção N30W/60SW e N38W/50NE e apresentam geometria lítrica típica, com rotação de blocos. Também foram notadas falhas inversas com atitude E-W/35E que se associam a um evento mais novo, pois cortam toda a sequência.

Fez-se, então, uma secção geológica representativa desse levantamento, identificando as zonas de falhas normais na secção, pois são as que cortam o solo (crosta laterítica). Próximo à Praia da Ponta Negra (em Manaus), nos locais designados de (P1) e (P2), as falhas normais com médio ângulo de mergulho (40° a 60°) para SE, enquanto que nas secções na Avenida do Futuro (P3), na Av. do Turismo, próximo ao Aeroporto Eduardo Gomes (P4), e nos perfis (P5) e (P6), essas falhas normais apresentam inclinação de baixo a médio ângulo (25° a 60°), mergulhando para NW. Notou-se, portanto, que a direção das falhas N30W coincide com a orientação das vertentes na margem oeste da cidade, a qual tem relação estreita com a orientação do próprio rio Negro. O desenvolvimento de geometria de horste e gráben nota-se se associam às orientações dos igarapés. No entanto, as direções dos principais igarapés que cortam a cidade têm direção NE-SW. Tal orientação se deve ao condicionamento dos cursos d'água a orientação estrutural do substrato da Fm. Alter do Chão, formando, portanto, drenagens com padrão subsequente.

Conclusões

Eventos tectônicos sucessivos foram desenvolvidos nessa região da Bacia do Amazonas, mostrando um tectonismo atuante desde o Cretáceo. Falhas sindeposicionais foram ligadas à fase extensiva que depositou a Fm. Alter do Chão, posteriormente sobrepostas por falhas transcorrentes e falhas normais em regime transcorrente transtensivo, pouco abordado na literatura. As falhas mais recentes, predominando tipo normal, mas com transcorrência associada, provavelmente Plio-Pleistoceno a Quaternárias, controla o relevo

atual (margem do rio Negro). O arranjo estrutural dessas falhas se correlaciona com as formas do relevo da cidade de Manaus (AM), predominando a direção N30W que controla a orientação do rio Negro. As drenagens que cortam a cidade se caracterizam como subsequentes, pois estão condicionadas pelas falhas normais NE-SW que cortam a unidade Alter do Chão.

Referências

- Campos, S.M. 2010. Geometria das falhas na porções oeste da cidade de Manaus (AM). Trabalho Final de Graduação. Universidade Federal do Amazonas, Depto. Geociências.
- Fernandes Filho, L.A., Costa, M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos laterítos de Manaus - Amazonas. *Geociências*, v. 16, n. 1, p. 9-34, 1997.
- Hasui, Y. Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil. In: *Work-shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil*, 1, Belo Horizonte, 1990, Horizonte, Resumos expandidos.... Belo Horizonte, SBG/SE, 1990, p. 1-31.
- Igreja, H. L. S., Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, 1990, Manaus. Resumos expandidos... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- Oliveira, M.J.R., Fraga, L.M.B., Leal, P.C., Nava, D.B. Feições estruturais meso-cenozóicas em um perfil na região do Tarumã, Manaus (AM). In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5, 1995, Gramados. Anais... Gramado: SBG, 1995, p. 435-7.
- Silva, C. L. Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências. Rio Claro, 2005, 282p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
- Silva C. L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.
- Sternberg, H.O.R. Vales tectônicos na planície amazônica?. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 12, n. 4, p. 3-26, 1950.

ESTUDO MORFOESTRUTURAL NA REGIÃO DO IRANDUBA (AM) E AS IMPLICAÇÕES DA ZONA DE FALHA DO BAEPENDI NA PAISAGEM

Liciane Auxiliadora Frota do Nascimento¹, Clauzionor Lima da Silva¹, Lauro Yasumasa Nakayama², Marcio Luiz da Silva², Andréa Vanessa Carvalho Leal Correa¹

¹Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, liciane_yumi@hotmail.com; ²Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, INPA

Introdução

O estudo acerca da bacia hidrográfica na região de Manaus (AM) tem fornecido importantes evidências acerca do controle geológico/ geomorfológico e tectônico na formação das bacias de drenagem nessa porção da Amazônia. Os resultados alcançados têm revelado processos de migração de canais, mudanças de cursos, retilinizações, os quais modificam a forma e a geometria das bacias e do sistema de drenagem (Sternberg, 1950, Silva 2005, Silva et al. 2007). Essas modificações ocorrem no Cenozóico motivados por processos neotectônicos que controlam a formação da paisagem na Amazônia (Sternberg, 1950, Igreja & Franzinelli, 1990, Silva 2005, Silva et al., 2007).

Particularmente próximo da região de estudo, Silva et al. (2007), Amaral et al. (2009) e Val et al. (2010) mapearam o lineamento do Baependi, com direção NW-SE, localizada na margem esquerda do rio Negro, cuja continuidade pode ser observada na área do município de Iranduba (AM). Conforme os citados autores, naquela área, essa zona de falha promoveu significativo basculamento no relevo, funcionando como falha normal, com atitude N30W, que desenvolveu o processo de captura de drenagem da bacia hidrográfica do rio Cuieiras e tendo resultado numa nova configuração dos rios naquele setor. Nesse contexto, o estudo em pauta buscou entender quais são as implicações morfotectônicas dessa zona de falha na paisagem da região de Iranduba (AM), sudoeste da cidade de Manaus, como forma complementar das pesquisas neotectônicas na Amazônia.

Material e métodos

A análise tem como princípio a caracterização das bacias hidrográficas a partir do uso de sensores remotos orbitais, especialmente imagens de satélite Landsat e de radar (RADARSAT-1), com o objetivo de analisar a morfometria das bacias envolvidas. Para complementar esse estudo cartas topográficas, na escala 1:100.000 (Folha Manaus oeste e Folha Manacapuru), serviram como base para comparação dos dados obtidos a partir dos modelos SRTM. Os dados provenientes desses modelos foram usados para obtenção dos parâmetros morfométricos das bacias na área de Iranduba. O grau de simetria das bacias, padrão das drenagens e formas anômalas serviram para a caracterização geomorfológica da área, conforme Keller & Pinter (1996). A drenagem e o relevo foram extraídos automaticamente, a partir dos modelos SRTM, para elaboração dos mapas de drenagem e de lineamentos de drenagem, e os mapas de relevo e de lineamentos no relevo. Estes produtos foram integrados para a correlação com os dados estruturais existentes da zona de Falha do Baependi.

Resultados e discussão

A região de estudo está situada no contexto da Bacia Paleozóica do Amazonas, onde afloram rochas cretáceas da Formação Alter do Chão e depósitos quaternários situados no denominado Gráben do rio Ariaú e ao longo dos rios Solimões e Negro (Silva et al., 2007).

A Fm. Alter do Chão é constituída por arenitos finos a médios, vermelhos, argilosos, caulíníticos, por vezes inconsolidados, de ambiente flúvio-lacustre. Na morfologia local, o relevo dessa região está condicionado pelos sedimentos e solos dessa unidade geológica, dispostos em colinas não superiores a 100 metros. Os sedimentos quaternários no Gráben do rio Ariaú compreendem sedimentos pelíticos da antiga planície de inundação da conexão entre os rios Negro e Solimões, conforme Silva et al. (2007). Já os sedimentos ao longo dos rios principais se caracterizam por areias e argilas recentes.

A paisagem da área investigada mostra um relevo de colinas pequenas a médias, bem dissecadas, que não ultrapassam 90 m de altitude, e bacias hidrográficas assimétricas que fluem tanto para o rio Negro quanto para o rio Solimões. O modelo digital de elevação mostra que essa área está compartimentada por lineamentos NW-SE, as quais compreendem a falha do rio Negro, a oeste, e a falha de Manaus, a leste. O lineamento do Baependi surge na área central como um desnível topográfico importante e isso foi confundido com uma estrutura dômica pela CPRM na década de 1970. A partir da análise dos lineamentos (drenagem e relevo) notou-se a forte tendência do lineamento do Baependi na porção central da área, com direção aproximada N25-30W. Na drenagem pode se observados encurvamentos de canais de pequenos tributários e alguns divisores alinhados com o escarpamento no relevo produzido pela zona de falha. Val et al. (2010) mapearam essa zona de falha à norte, próximo à praia da lua, e caracterizaram como um sistema normal que corta a unidade do Cretáceo e a crosta laterítica. A direção paralela dessa falha à margem do rio Negro implica no controle tectônico quaternário dessa estruturação. A continuidade dessa falha na região de Iranduba mostra o mesmo comportamento, porém com desníveis moderados no relevo da ordem 30 metros. O divisor dos pequenos cursos d'água está delimitado por essa falha, onde pode ser observados que a cabeceira das drenagens estão encurvamentos relacionados ao ajuste dos canais à morfologia da falha. Na localidade de Paricatuba, pouco a norte da área, há falhas que

possuem a direção NE-SW, NW-SE e também E-W. A primeira compreende falhas normais mais antigas que cortam a Fm. Alter do Chão, mas não deformam o solo laterítico. A segunda atitude é das falhas normais quaternárias que estão associadas ao lineamento do Baependi e cortam toda a sequência, incluindo o horizonte laterítico, enquanto que as falhas E-W são transcorrentes destrais do sistema neotectônico amazônico reportadas em alguns trabalhos (Igreja & Franzinelli, 1990, Hasui, 1990, Silva, 2005 e Silva et al., 2007).

Conclusões

O estudo demonstrou a influência do lineamento do Baependi na região de Iranduba (AM), como continuidade dessa estrutura a sul do rio Negro. Essa falha foi caracterizada como do tipo normal que afetou o relevo, sob a forma desníveis topográficos da ordem de 30 metros. O bloco alto da falha serve como divisor das bacias hidrográficas dos cursos d'água tributários dos dois rios principais da região. As anomalias de drenagens observadas se devem a adaptações as mudanças morfológicas produzidas pela falha. Essa estrutura está associada ao quadro neotectônico na Amazônia.

Referências

- Amaral, F.R, Silva, C.L, Maia, T.F.A, Val, P.F.A. Ribeiro O. L., Morales, N. 2009. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). In: XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Ouro Preto (MG), 56p.
- Hasui, Y. Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil. In: Work-Shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG/SE, p. 1-31.
- Igreja, H.L.S, Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.

Keller, E., Pinter, N. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. Prentice Hall, New Jersey, 338p. 1996.

Silva C.L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.

Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese

(doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.

Sternberg, H. O. R. Vales tectônicos na planície amazônica. Revista Brasileira de Geografia, v. 12, n^o. 4, p. 3-26, 1950.

Val, P. F. A.; Silva, C. L.; Maia, T. F. A.; Morales, N. Identificação de zonas de falhas na Amazônia a partir de análise de knickpoints: estudo do caso da Zona de Falha do Baependi (AM). Anais do 45^o Congresso Brasileiro de Geologia. 2010.

SISMICIDADE NA BACIA DO PANTANAL MATO-GROSSENSE

Edna Maria Facincani¹, Marcelo Assumpção², Mario Luis Assine³, George França⁴

¹Departamento de Geociências - UFMS, edna_facincani@hotmail.com ; ²Depto. de Geofísica, IAG-USP; ³Depto de Geologia Aplicada, DGA-Unesp-Rio Claro-SP; ⁴Observatório Sismológico, UnB

O Pantanal é uma bacia sedimentar de idade quaternária, tectonicamente ativa, posicionada na Bacia do Alto Paraguai, Região Centro Oeste do Brasil. A bacia é circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, dos Guimarães e Parecis a norte, do Urucum-Amolar a oeste e da Bodoquena a sul (Figura 1). O rio Paraguai constitui o tronco coletor das águas de diversos megaleques fluviais, que se encontram situados na margem esquerda do rio (Assine & Soares, 2004).

O preenchimento da bacia é feito por um extenso trato de sistemas aluviais, destacando-se a presença de inúmeros lagos na borda oeste da bacia, que é marcada pela presença de falhas que a limitam de terrenos cristalinos pré-cambrianos (Figura 2). O embasamento da bacia é irregular, com falhas de variados rejeitos (Figura 3).

O limite leste da bacia do Pantanal é marcado por uma notável escarpa linear de direção NNE-SSW, onde afloram rochas pré-Cambrianas do Grupo Cuiabá e rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná. Esta borda também apresenta falhamentos importantes, mas a falha principal está encoberta por depósitos aluviais mais jovens, que recobrem em *onlap* o embasamento da bacia devido à regressão erosiva da escarpa para leste.

Historicamente a Bacia Sedimentar do Pantanal é considerada uma das regiões sísmicas do Brasil (Branner, 1912; Figura 4). Para Sykes (1978) e Talwani & Rajendran (1991), abalos sísmicos intraplaca resultam de rupturas ao longo de zonas de fraquezas preexistentes, localizadas próximas de inomogeneidades estruturais, as quais concentram esforços que, somados aos esforços

regionais, são capazes de gerar terremotos. Riccomini & Assumpção (1999) propuseram um leque de causas possíveis da neotectônica no Brasil e de suas relações com a sismicidade.

A tectônica ressurgente (Hasui, 1990) e suas relações com a sismicidade na Região Centro-Oeste é marcada por feixe de lineamentos de direção média de N45⁰E denominado *Lineamento Transbrasiliano* (Schobbenhaus *et al*, 1975). Estas estruturas rúpteis são feições neoproterozoicas, com reativações no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. O papel das estruturas associadas ao Lineamento Transbrasiliano na evolução da Bacia Sedimentar do Pantanal foi destacada por Soares *et al*. (1998) e Assine & Soares (2004) e Facincani, (2007).

Os epicentros de abalos sísmicos no Pantanal parecem formar uma zona sísmica em continuação à faixa sísmica de Goiás-Tocantis, sugerindo relação com o Lineamento Transbrasiliano (Assine, 2004, Figura 5). Essas reativações na Bacia Sedimentar do Pantanal são registradas na sedimentação, tectônica, sismicidade e relevo/drenagem.

O Pantanal é uma bacia sedimentar estruturada por falhas, com extensão de cerca de 400 km, 250 km de largura e espessura que ultrapassa 400 m de sedimentos cenozóicos, constituindo a maior expressão da Neotectônica no Estado de Mato Grosso do Sul.

Os dois maiores sismos ocorridos na Bacia Sedimentar do Pantanal foram o de Miranda de 1964, com magnitude 5.4, e o de Coxim de 15 de junho de 2009, com magnitude 4.8 na escala Richter. Tanto o de 1964 como o de 2009 foram resultado de falhamento inverso (Assumpção & Suárez, 1988; Assumpção *et al.*, 2009).

A magnitude mb 4.8 do sismo de 15 de junho de 2009 foi bem determinada com as ondas P de estações distantes, indicando que a estabilidade tectônica da Plataforma Brasileira é apenas relativa. Teve epicentro 100km a W de Coxim, no leque do Taquari/região da Nhecolândia, fazenda Santo Antônio (S 18° 26' 58" e 55° 42' 15" W) área epicentral, dentro do Pantanal. Apresentou intensidades de até VI (escala Mercalli Modificada), com pequenos danos em algumas construções (queda/quebra de telhas e reboco) e quebra de objetos (domésticos e móveis) na área epicentral. Foi sentido nas cidades de Coxim, Sonora, São Gabriel do Oeste, Miranda, Rio Verde, Rio Negro, Alcinoópolis, Corguinho, Anastácio, Rondonópolis, Nioaque, Aquidauana, Rochedo, Corumbá, Pedro Gomes e Campo Grande. Pelo menos duas pequenas réplicas foram sentidas por moradores na área epicentral.

Registros de estações distantes mostraram as fases pP (reflexão da onda P na superfície) indicando profundidade focal de 5 km, i.e., na crosta superior, abaixo dos sedimentos da Formação Pantanal. A análise do primeiro movimento da onda P nas estações mais sensíveis do Brasil, América do Sul, América do Norte e África indicaram falhamento inverso com componente de transcorrência (Fig. 6). O mecanismo focal indica dois planos nodais: 1) strike 185° e mergulho de 58° para W, e 2) strike de 295° e mergulho de 61° para NE. Não é possível saber qual dos dois planos é a falha sismogênica. O eixo de compressão (eixo P) é sub-horizontal e tem orientação NE, aproximadamente. Este tipo de mecanismo é semelhante ao do sismo de 1964 que teve eixo P com orientação ENE-WSW. A análise destes dois mecanismos juntamente com outros do Paraguai confirmam que a região do Pantanal está atualmente sob compressão neotectônica de direção ENE-WSW aproximadamente.

Embora a bacia do Pantanal esteja estruturada por falhas normais, os sismos de 1964 e de 2009 evidenciam esforços compressivos, indicando modificação do regime de esforços. Falhas normais preexistentes podem estar sendo agora submetidas a esforços transpressivos/compressivos. Espera-se que

estudos de maior detalhe de sismicidade do Pantanal com mais estações, como AQDB e Chapadão do Sul, permitam delinear o regime de esforços atuante na bacia e no seu entorno.

A Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, através do Departamento de Geociências (do Campus de Aquidauana-MS), está participando da Rede Sismográfica Integrada do Brasil (BRASIS) junto ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) (BRASIS, 2011), visando compreender as atividades sísmicas na região do Pantanal, bordas das bacias sedimentares do Pantanal e Paraná, buscando relacionar a estrutura da litosfera com o registro de sismos ocorridos, contribuindo assim com a BRASIS.

Agradecimentos: Os autores externam seus agradecimentos à bolsa PQ para Mario Luis Assine (308724/2006-2), e à FAPESP pelo apoio às pesquisas no Pantanal Matogrossense (2007/55987-3) e a PROPP/UFMS.

Referências

- Assine, M. L. 2003. *Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, Tese de Livre-Docência, 106p.
- Assine, M.L. & Soares, P. C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114: 23-34
- Assine, M. L. 2010. Pantanal Mato-Grossense: uma paisagem de exceção. In: Modenesi-Gauttieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V. Carneiro, C. D. R.; Lisboa, M. B. A. L. (eds.). *A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber*. São Paulo, Beca-BALL edições, p. 464-489.
- Assumpção, M. & Suárez, G. Source mechanisms of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophys. J.*, 92, 253-267. 1988.
- Assumpção, M., Fernandes, C.M. & Facincani, E.M. O sismo do Pantanal de 15/06/2009 de magnitude 4,8. 11° Congr. Bras. Geofísica, Salvador, SBGF, 2009.

Branner, J.C. Earthquakes in Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 2. N° 2. p.105-117. 1912.

BRASIS. BRAZilian Seismographic Integrated Systems. Rede Sismográfica Integrada do Brasil.

(<http://www.sismo.iag.usp.br/sismologia/projetos.php>). Último acesso em 02 de março de 2011.

Hasui, 1990 Neotectônica aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Sobre a Tectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1.1990, Belo Horizonte.

Anais...Belo Horizonte: SBG-MG, 1990.p 1-31 (Boletim 11).

Facincani, E. M., 2007. *Geomorfologia e Geologia do Cenozóico do Médio Vale do Rio Aquidauana, Borda Sudeste da Bacia do Pantanal, MS.* Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, Relatório de Pós-Doutorado, 100p..

Riccomini, C. & M. Assumpção, 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22(3), 221-225.

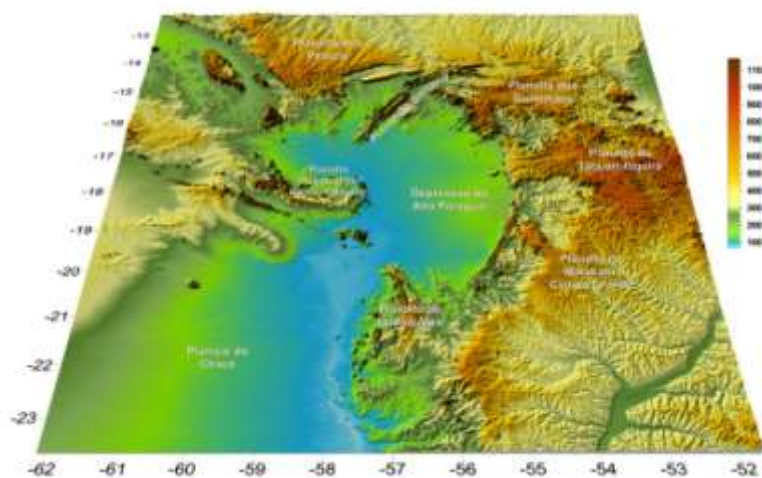


Figura 1. Modelo digital de elevação da região da depressão do Alto Paraguai, onde se encontra a bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense (Assine, 2010).

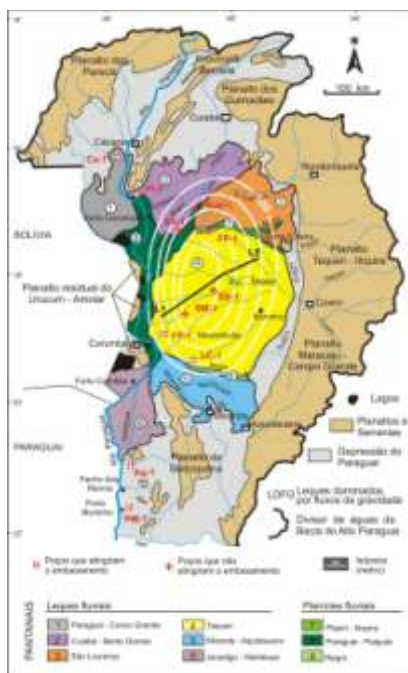


Figura 2. Trato deposicional da bacia do Pantanal (Assine, 2010). No mapa estão traçadas as curvas de isópacos da Formação Pantanal (Ussami *et al.* 1999), indicados os poços perfurados na década de 60 e as linhas sísmicas levantadas pela Petrobrás na década de 70 (Catto, 1975).

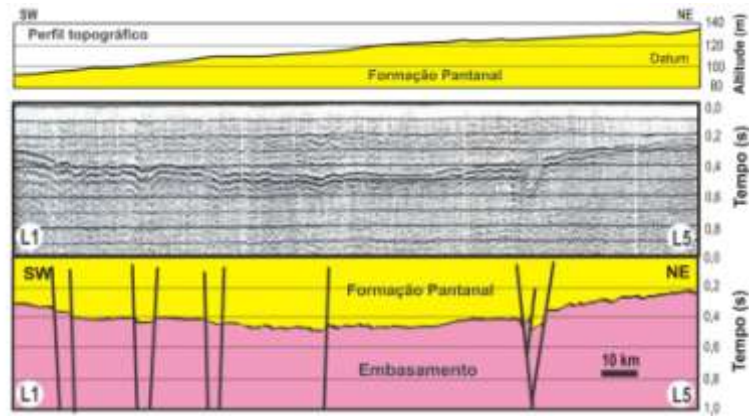


Figura 3. Seção de direção SW-NE atravessando algumas falhas na Bacia do Pantanal, mostradas na seção geológica esquemática apresentada na parte inferior. A falha situada na parte leste da seção afeta a Formação Pantanal e apresenta geometria que sugere natureza transpressiva. (Assine, 2010).



Figura 4. Mapa de Áreas Sismogênicas do Brasil (Branner, 1912).

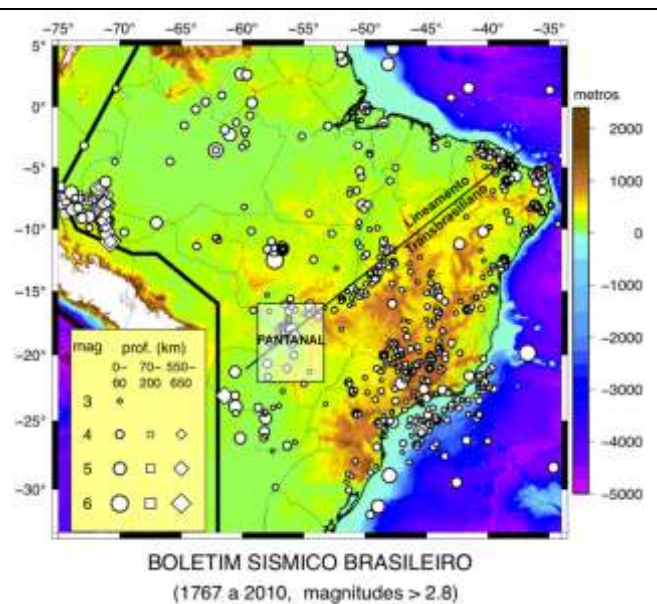


Figura 5. Boletim Sismico Brasileiro, mostrando os sismos com magnitude maior que 2.8 entre 1767 e 2010

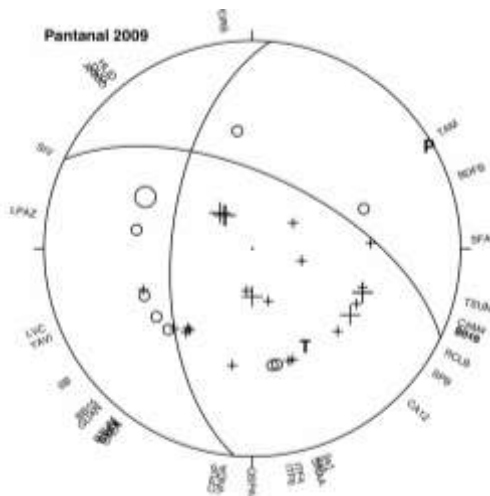


Figura 6. Projeção esterográfica (hemisfério inferior) do terremoto de 2009- Leque do Taquari- Região da Nhecolândia-MS, mostrando os dois planos nodais. Cruzes indicam primeiro movimento da onda P de empurrão, círculos movimento de puxão.

INFLUÊNCIA DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO NA MEGAGEOMORFOLOGIA DO AGRESTE PERNAMBUCANO, PROVÍNCIA BORBOREMA: DADOS PRELIMINARES

Henrique C. Souza¹, Francisco H. R. Bezerra¹

¹Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia do Petróleo, UFRN, henrique@geologia.ufrn.br (Trabalho financiado pelo CNPq/INCT-ET)

Introdução

Grande parte dos estudos geomorfológicos brasileiros dificilmente apresenta algum tipo de detalhamento no tratamento das unidades geomorfológicas (morfoestruturas e/ou bacias de drenagem). Tal situação oferece sérias implicações para pesquisas que dependam de informações geomorfológicas mais pormenorizadas.

Esta pesquisa apresenta uma síntese preliminar sobre os aspectos geomorfológicos e estruturais correlacionados à influência exercida pelo Lineamento Pernambuco (LP) na megageomorfoлогия da região, pautando-se, sobretudo, em análises de cartas geológicas, imagens orbitais e levantamentos de campo ao longo dos municípios de Caruaru, São Caetano, Belo Jardim, Pesqueira, Arcoverde e Ibimirim (PE).

Caracterização geológica e geomorfológica da área estudada

A área estudada está inserida na Província Borborema, que compreende os terrenos deformados pela orogênese brasileira. Tal região é afetada por extensas zonas de cisalhamento de centenas de quilômetros de comprimento e até vários quilômetros de largura. O Lineamento Pernambuco (LP) é uma zona de cisalhamento de escala continental que deforma a Província Borborema. Ele está localizado na parte central da Província Borborema e é uma contínua e sinuosa estrutura vertical com mais de 700 km de comprimento (Santos et al., 2010). O LP tem tendência de direção E-W, mas nas partes

ocidental e oriental a tendência é N70°W e N70°-80°E, respectivamente. Estudos recentes mostraram reativações sismogênicas deste Lineamento (Ferreira et al., 2008; Lopes et al., 2010).

Do ponto de vista morfoestrutural, o Planalto da Borborema possui uma fisiografia que reflete a influência das diversas reativações tectônicas fanerozóicas e do clima. Na área analisada um dos processos principais na formação do relevo foi a ablação, conduzida pela evolução morfoclimática e pela tendência positiva da sequência cristalina que a acompanha o LP. Este processo possibilitou o desenvolvimento de superfícies de aplainamento locais associadas à presença de relevos residuais.

A área de estudo compreende Depressões Interplanálticas, as quais caracterizam-se por processos de aplainamento predominantes na sua morfogênese que mascaram parcialmente seus traços estruturais. Tais traços são esboçados apenas pela orientação da rede de drenagem e pelas elevações residuais ou em cadeia de soerguimento contínuas. A área de estudo apresenta drenagem de rios intermitentes com padrão subdentítico e fundos de vales dos canais principais com fundo chato e dos subafluentes em forma de “V” aberto. Os canais de 2ª ordem têm leitos rasos que recebem durante as enxurradas os materiais sedimentares provenientes de processos erosivos. A realidade geomorfológica da área pode ser visualizada na Figura 1.

Resultados preliminares

Esta pesquisa evidencia a forte influência que o LP exerce sobre o modelado geomorfológico em escala regional. Este modelado, por sua vez, apresenta-se com uma ampla heterogeneidade geomorfológica caracterizada por relevos planos a fortemente ondulados, os quais são frutos do controle estrutural bastante atuante na formação das cadeias montanhosas, que situam-se nas bordas do LP, relevos residuais, superfícies aplainadas e vales fluviais em U e em V. O relevo apresenta-se bastante diferenciado ao longo da área estudada, conforme apresenta-se a Figura 2 e 3, abaixo.

A reativação rúptil ocorrente na faixa de atuação do LP influenciou o modelado geomorfológico em nível regional. O que verificou-se nos trabalhos de campo e na análise de imagens SRTM é a diferenciação altimétrica bem pronunciada, captura de rios formados a partir do controle estrutural e, conseqüente formação de vales oriundos das ações anteriormente expostas. Detalhes do grau

de influencia do LP e suas reativações rúpteis na morfologia estão em andamento.

Referências

Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Souza, M.O.L., do Nascimento, A.F., Martins Sá, J., França, G.S. 2008. The role of precambrian mylonitic an present day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco Lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 11-126.

Lopes, A.E.V., Assumpção, M., Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E.A.S, Barbosa, J.R., 2010. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament), *Geophysic. J. Int.* 180, 1303-1312.

Santos, E.J.; Van Schmus, W.R.; Kozuch, M.; Brito Neves, B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61-76.

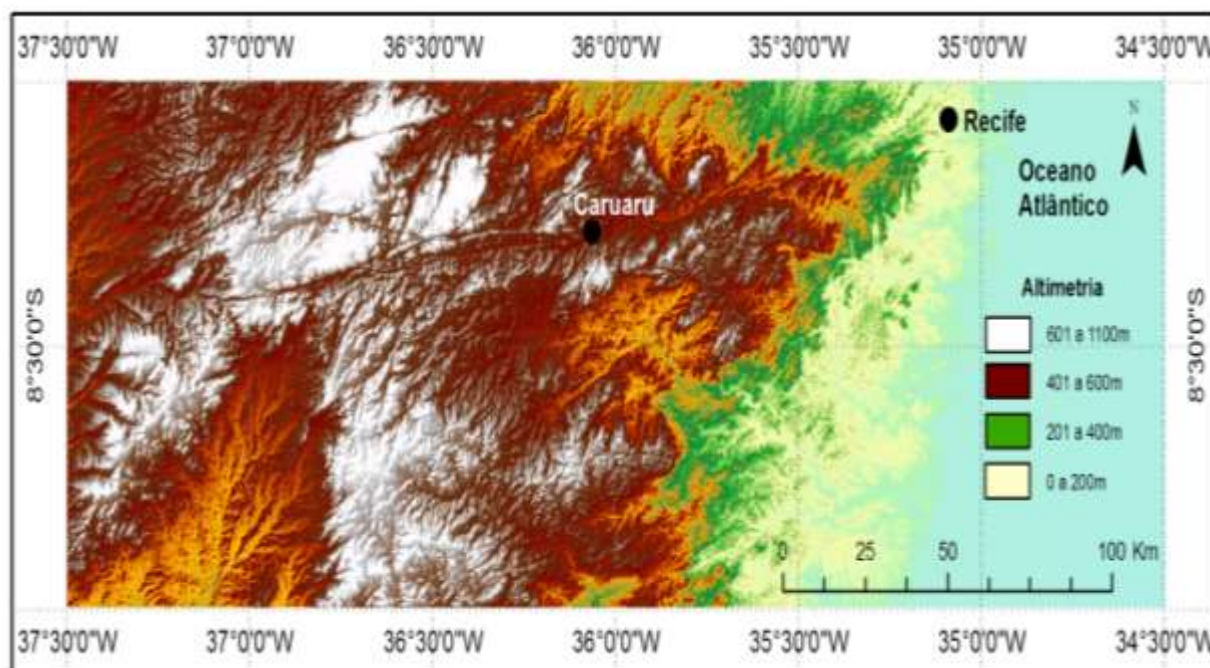


Figura 1. Mapa hipsométrico da região central da Província Borborema, enfatizando a morfologia em torno da porção Leste do Lineamento Pernambuco.



Figura 2 e 3: Visão do aspecto fortemente ondulado da morfologia da área estudada. Nota-se a formação de vales entalhados, depressões e formações planálticas.

MORFOMETRIAS DE DRENAGEM PARA DETECÇÕES DE ANOMALIAS NA BACIA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS – PR

Karine Bueno Vargas, Manoel David de Souza Junior

Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá,
karinevargasgeo@hotmail.com.

Introdução

A Bacia do Ribeirão Água das Antas encontra-se no centro-norte paranaense, na transição do Segundo para o Terceiro Planalto, dispendo-se no sentido N-S, perpendicularmente aos alinhamentos dos diques de diabásio, que constituem nas principais estruturas que influenciaram na estruturação da bacia, sendo uma área de grande complexidade geológica e geomorfológica.

Técnicas morfométricas fluviais vêm sendo utilizadas em pesquisas de análise de eventos neotectônicos. Segundo Penteadó (1978), tendo como princípio de que os cursos de água, governados pela gravidade reagem rapidamente a qualquer deformação na superfície do terreno, mesmo as mais tênues, podem dessa forma ser utilizadas para a busca de anomalias que estejam condicionadas por deformações tectônicas.

As anomalias de drenagem podem ser consideradas como desvios bruscos do canal, discordantes da declividade, onde tais imposições do canal podem estar associadas a litologias distintas ou a estruturas, que podem por sua vez, correlacionar-se a eventos neotectônicos. Para (Summerfield, 1991; Gontijo, 1999; Bezerra, 2003, Howard, 1967) as anomalias de drenagem são importantes indicadores para a análise estrutural, fornecendo subsídios à identificação de fatores de origem tectônica, e podem indicar zonas de soerguimento, subsidência, basculamento ou simplesmente rochas mais resistentes a erosão.

O presente trabalho tem como objetivo apresentar técnicas morfométricas, tais como Análise do Perfil longitudinal (RDE), Fator de

Assimetria da Bacia de Drenagem, Fator de Simetria Topográfica Transversal e Índice de deformação Tectônica Relativa, as quais foram aplicadas na bacia do ribeirão Água das Antas, atuando como ferramentas de análise para a detecção de anomalias de drenagem.

Metodologia

A utilização da técnica denominada “Relação Declividade-Extensão - RDE” foi calculada da seguinte forma:

$$[RDE = (Dh/Dl) \cdot L],$$

onde Dh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água, Dl é a projeção horizontal da extensão do referido segmento Dh/Dl corresponde ao gradiente da drenagem naquele trecho, e L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado (Hack, 1973). Os setores anômalos são definidos a partir de limiares, onde se considera: Índice de gradiente $RDE = RDE_{trecho} / RDE_{total}$. Os valores compreendidos entre os limiares 2 e 10 correspondem a anomalias de 2ª ordem, já os valores superiores a 10, anomalias de 1ª ordem (FUJITA, 2009).

O Fator Assimetria de Drenagem foi definido pela Equação: $[FA = 100 (Ar/At)]$, a expressão Ar é a medida da área de toda porção direita da bacia olhando para a jusante e At corresponde à medida da área total da bacia de drenagem (Salamuni, 2004). Quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. No

entanto, uma resultante abaixo ou acima de 50 pode ocorrer devido à mudança de inclinação do terreno. Os valores de Af muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à esquerda ou a direita da bacia hidrográfica (Cox, 1994)

O Fator de Simetria Topográfica Transversal, proposto por (Hare e Gardner 1985) é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal. É medido pela equação: $[T=Da/Dd]$, onde Da corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e Dd é à distância da linha média da bacia ao divisor da bacia. Quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo a zero, enquanto a assimetria cresce na medida em que os valores de T se aproximam de 1.

A combinação geral dos dados morfométricos, resultou no índice de atividade tectônica relativo (El Hamdouni et al., 2008), onde foram feitos uma média geral dos dados, classificando-os de acordo com o seu valor. Para tal avaliação foram analisadas três categorias de intensidade tectônica (1=alta,2=média,3=baixa), o resultante desta razão é atribuída a quatro classes de atividade tectônica relativa. Onde os valores de 1 a 1,5 indicam altíssima intensidade (classe 1); entre 1,51 e 2, alta intensidade (classe 2); de 2,1 à 2,5, moderada intensidade (classe 3); e valores maiores que 2,5, baixa intensidade de atividade tectônica.

Resultados e discussões

Observou-se no perfil longitudinal da bacia do ribeirão Água das Antas, que a curva ali disposta apresenta geometria mais ou menos afeiçãoada a uma equação logarítmica, apresentando pequenas quebras ou rupturas na linha de declividade. Estas quebras devem representar processos que estão alterando o equilíbrio do curso d'água nestes setores. Geralmente, estes desequilíbrios estão ligados ou a confluências de tributários, ou a heterogeneidades no substrato rochoso, ou ainda a processos de deformação crustal. O ribeirão possui 18,76 Km de extensão, e apresenta uma significativa mudança de

altitude ao longo do seu percurso, onde a nascente está na cota dos 700 m de altitude, chegando a atingir quase 400 m de altitude em sua foz.

A bacia do ribeirão Água das Antas possui o perfil do canal sobre litologias da Formação Rio do Rasto que consiste em siltitos e argilitos avermelhados e esverdeados, com arenitos finos, fósseis, calcoarenitos em bancos alternados, estratificação plano-paralela e cruzada, indicando depósitos de planícies aluviais e deltaicas, marcas de ondas e *flasers* nas planícies de maré. Ao contrário do que se esperava, essa litologia apresentou altos Índices de RDE, bem como fortes desajustes no perfil longitudinal, onde se obteve vários trechos com valores de RDE com anomalias acima de 2, que resultam em anomalias de segunda ordem, apresentando desajustes com a linha de melhor ajuste.

A partir do gráfico de RDE observou-se que além da tendência geral de diminuição dos valores de RDE rumo à nascente do ribeirão Água das Antas, apresenta três áreas anômalas significativas, as quais são visíveis pelas mudanças bruscas no gradiente do canal: A anomalia se deu aproximadamente a 4 Km da nascente, caracterizando-se pelo soerguimento da área. A segunda anomalia ocorre a mais ou menos 8 Km da foz do ribeirão, verificando um aumento do índice RDE onde é representado no gráfico pela elevação da linha RDE, seguida de um abatimento brusco. A Terceira anomalia, ocorre aproximadamente a 14 km de foz, tem início no ponto brusco da queda do índice RDE, onde o índice vai aumentando gradativamente, se estabiliza e cai na nascente do ribeirão, havendo uma interface entre o abatimento e soerguimento da área.

O Fator Assimetria da bacia, resultou em 36, indicando uma provável movimentação da margem esquerda, no entanto pouco significativa. O Fator Simetria Topográfica Transversal total foi 0,54 indicando um basculamento intermediário, sendo considerada uma bacia assimétrica mediana, devido à baixa migração do canal.

Apesar dos dados baixos do fator simetria e simetria topográfico transversal, a bacia apresentou um índice de deformação tectônica alto, resultante dos valores RDE, os quais demonstram que a área possui

significativas anomalias de drenagem, indicando-as por setores, porém os padrões de ocorrência das classes obtidas na área de estudo não apresentaram configuração substancialmente uniforme, necessitando portanto uma análise mais aprofundada, onde se faz necessários trabalhos de campo e fotointerpretações de imagens e fotografias áreas, para a identificação e aferição dos dados, onde as áreas anômalas citadas acima podem apresentar mais de uma anomalia, podendo haver outras áreas anômalas as quais não foram representadas no gráfico. A identificação do tipo de anomalia é de grande importância para uma análise substancial da evolução da paisagem, revelando a influência da neotectônica sobre o canal. A utilização da morfometria no presente trabalho, serviu como uma ferramenta preliminar para a avaliação das anomalias da área, demonstrando que cada padrão de drenagem apresenta um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico.

Referências

- Bezerra, P.E.L. *Análise estrutural da Drenagem*. IBGE, Belém, 2003.
- Cox, R.T. Analysis of Drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of American Bulletin*, University of Coluymbia, v. 106, Missouri, 1994, p 571-581.
- El Hamdouni, R.; Irigaray, C.; Fernandez, T.; Chacon, J.; Keller, E.A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.
- Fujita, R.H. *O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos*. Maringá, 2009. 118 p. Dissertação (Análise Regional e Ambiental) - Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá.
- Gontijo, A.H.F. *Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Estadual de São Paulo – Campus Rio Claro, 1999, 259 p.
- Hack, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geol. Survey, Jour. Research*,1(4): 421-429, 1973.
- Hare, P.W.; Gardner, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M e Hack J.T (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.*, 1985.
- Howard, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*, 1967, 51(11): 2246-2259.
- Penteado, M.M. *Fundamentos de Geomorfologia*. IBGE, Rio de Janeiro, 1978, 154 p.
- Salamuni, E.; Ebert, H. D.; Hasui, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências Volume 34 / 2004*, p 469-478.
- Summerfield, M.A. *Global Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, 1991, 537p.

IMPLICAÇÃO NEOTECTÔNICA NAS DRENAGENS DE PRIMEIRA ORDEM DAS SUB-BACIAS DO RIO IVAÍ- PR EM SEU CURSO INFERIOR.

Manoel David de Souza Junior¹, Karine Bueno Vargas²

¹Programa de Pós-Graduação em Geografia - Universidade Estadual do Paraná;
manoeldavid@universitube.com.br.

Introdução

Este trabalho tem como meta analisar e entender os processos tectônicos atuantes na morfogênese da área compreendida entre a planície aluvial do rio Ivaí em seu curso inferior, sua foz junto ao rio Paraná, e as sub-bacias associadas. A metodologia consistiu de análises de dados de sensoriamento remoto sobre as drenagens de primeira ordem das sub-bacias que deságuam neste rio.

Desde o início do Cenozóico (durante o Mioceno) a Placa Sul-Americana sofre rotação induzida por um regime transcorrente com binário dextral E-W com σ_3 atuando na direção NE-SW e σ_1 orientado em na direção NW-SE (HASUI, 1990).

Na área de estudo o rio Paraná, esta encaixado em um sistema de falhas geológicas com *trends* NE-SW onde um sistema transcorrente formam *thrusting and uplift* ou estrutura em flor positiva nas porções compressionais gerando os terraços, e bacias *pull-apart* ou estrutura em flor negativa nas porções distensionais gerando planícies de inundação.

O rio Ivaí na área de estudo próximo a sua foz junto ao rio Paraná, apresenta baixa declividade e uma planície aluvial com aproximadamente 150 km de comprimento, onde o rio Ivaí se apresenta com padrão meandrante e encaixado em um sistema de fraturas perpendiculares ao *trend* das falhas principais (NE-NW).

Metodologia

A base deste trabalho foi a utilização de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtidas na banda C e resolução de 90 m por radar interferométrico InSAR durante

missão conjunta da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) em fevereiro de 2000. O acesso a estas informações pode ser feito através dos sites <http://edc.usgs.gov/srtm/data/obtainingdata.html> ou <http://e0srp01u.ecs.nasa.gov/>.

A extração das rede de drenagem de primeira ordem foi realizada manualmente, para melhor controle e precisão deste padrão. O ordenamento de drenagem para este trabalho seguiu o modelo de Horton (1945). Para a extração da rede de drenagem de primeira ordem foi utilizado o *software* Spring, os *softwares* Global Mapper e Surfer para conferência de dados e elaboração de modelos digitais de elevação do terreno.

Com o auxílio do *software* Spring foram observados imagens com padrões de cinza e de diferentes direções de iluminação nas imagens, nos azimutes (45°, 90°, 180°, 225°, 270° e 315°) com ângulo de inclinação de 45° para que áreas sombreadas pudessem ser melhor observadas e aferidas. Para ressaltar a rede de drenagem exagerou-se a elevação do terreno em 5 unidades.

Manualmente foram traçadas as direções preferenciais das drenagens de primeira ordem na área de aproximadamente 13.100km² que compreende as sub-bacias inseridas no curso inferior do rio Ivaí e sua foz junto ao rio Paraná, dando prioridade para sua orientação inicial e não seu tamanho e sua sinuosidade.

Foram coletadas aproximadamente 10.000 orientações de redes de drenagem de primeira ordem que estão representadas na Figura 1 além do diagrama em roseta que representa as orientações das drenagens de

primeira ordem, obtidas por análise automática com uso do *software* Spring.

Resultados

De maneira geral há maior densidade de drenagem de primeira ordem na porção nordeste e sudoeste da área pesquisada e de acordo com o diagrama de roseta, há dois *trends* preferenciais de direções de rede de drenagem de primeira ordem. Um *trend* de direção N10W, ou quase norte-sul e a maioria das drenagens de primeira ordem nos *trends* de direção variando entre N40E e ENE-WSW.

Discussão

Foi observada maior concentração de drenagens de primeira ordem nas porções nordeste e sudoeste. Na porção nordeste isto se deve a maior declividade do relevo e possivelmente a um regime de soerguimento que vem passando toda a porção localizada nas sub-bacias da margem direita do curso inferior do rio Ivaí. Quanto a alta densidade de drenagem na porção sudoeste, poderíamos relacioná-la a direção preferencial N45±10E que pode estar associada a reativação de falhas no embasamento da Bacia do Bauru e também a direção preferencial S0 do acamamento deposicional da Formação Caiuá, predominante na região e representada por arenito fino a médio avermelhado com estratificação cruzada de grande porte depositados em ambiente flúvio-eólico.

Em alguns pontos de topos de vertente, foi observada drenagens de primeira ordem sem padrão de orientação preferencial e de comportamento caótico. Essas drenagens estão relacionadas a voçorocamento e ravinamento do alto de algumas vertentes.

Os *trends* de direção N10W das drenagens de primeira ordem, estão condizentes com a direção das drenagens principais da porção central das sub-bacias do rio Ivaí em seu curso inferior. E como já observado, não estão inseridos dentre dos lineamentos estruturais principais, relatados por Santos *et al.* (2008), onde o rio Ivaí está encaixado em seu curso inferior.

Segundo Salamuni (1998) os lineamentos direcionados N-S na Bacia Sedimentar de Curitiba são expressivos nos

depósitos quaternários, podendo ser formados no último pulso tectônico desta bacia e segundo as observações de Saadi (1991) que dizem que esforços tectônicos podem ser transmitidos mesmo nas regiões intraplacas, estes pulso tectônico poderia ter influência e expressividade nas porções centrais da Bacia do Paraná, refletindo a intensidade das drenagens de primeira ordem no curso inferior das sub-bacias do rio Ivaí de direção norte-sul, as quais estariam associadas as movimentações quaternárias.

Já os *trends* de direção variando entre N40E e ENE-WSW estão condizentes com o lineamento principal da região e podem refletir a direção do acamamento (S0) deposicional da Formação Caiuá. Soares *et al* (1981) classifica lineamentos de direção N35±5E como os principais de uma área definida como Médio Paraná caracterizada pela faixa de terminação do Arco de Ponta Grossa e o eixo da Bacia do Paraná. Este autor descreve esta direção sistematicamente presente nos lineamentos do Grupo Bauru.

Conclusões

O estudo das direções de drenagem de primeira ordem ainda é pouco explorado no auxílio de descrições morfotectônicas e pode ser uma ferramenta de grande importância na descrição evolutiva da paisagem.

Há duas direções principais de drenagens de primeira ordem nas sub-bacias do curso inferior do rio Ivaí. Uma praticamente norte sul com pequena deflexão para oeste variam em torno de N10W e outra em torno de N40E a ENE-WSW.

O *trend* N10W pode estar associado a falhamentos ocorridos no Quaternário, já observados por outros pesquisadores dentro e fora da Bacia do Paraná. Este *trend* está associado com a orientação da maioria dos rios principais das sub-bacias que se encontram no centro do curso inferior do rio Ivaí, no entanto não estão relacionados aos grandes *trends* de lineamentos estruturais observados por Santos *et al* (2008), que são NE e NW, onde o rio Ivaí está encaixado em seu curso inferior.

Os *trends* N50E a ENE-WSW pode estar associado a reativação de falhamentos no embasamento da Bacia do Bauru e também

pode estar associado a fatores climáticos com a denudação e assoreamento da Formação Caiuá, expondo a direção preferencial do acamamento deposicional original da própria formação. Este *trend* NE condiz com os grandes lineamentos estruturais da região, observados, em outras partes da Bacia do Paraná, em formações mais basais e pode estar associado a falhamentos de seu embasamento.

Referências

Hasui, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim 11, 1–31 p. 1990.

Horton, R.E. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Geol. Soc. America Bulletin* 56 (3) 275-370p. 1945

Saadi, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: Reflexões conciliatórias. *Geonomos* 6, 55-63 p. 1991.

Salamuni, E. *Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)*. Tese de Doutorado. Rio Claro-SP. 143, 171, 208 p. 1998.

Santos, M. L.; Stevaux, J. C.; Gasparetto, N. V.L.; Souza Filho, E. E. Geologia e geomorfologia da planície do rio Ivaí-PR. In: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2008.

Soares, P.C.; Barcellos, P.E.; Csordas, S.M.; Mattos, J.T.; Ballieiro, M.G.; Meneses, P.R. *Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná*. Relatório Paulipetro Consórcio CESP/IPT. São Paulo. 143-156p. 1981.

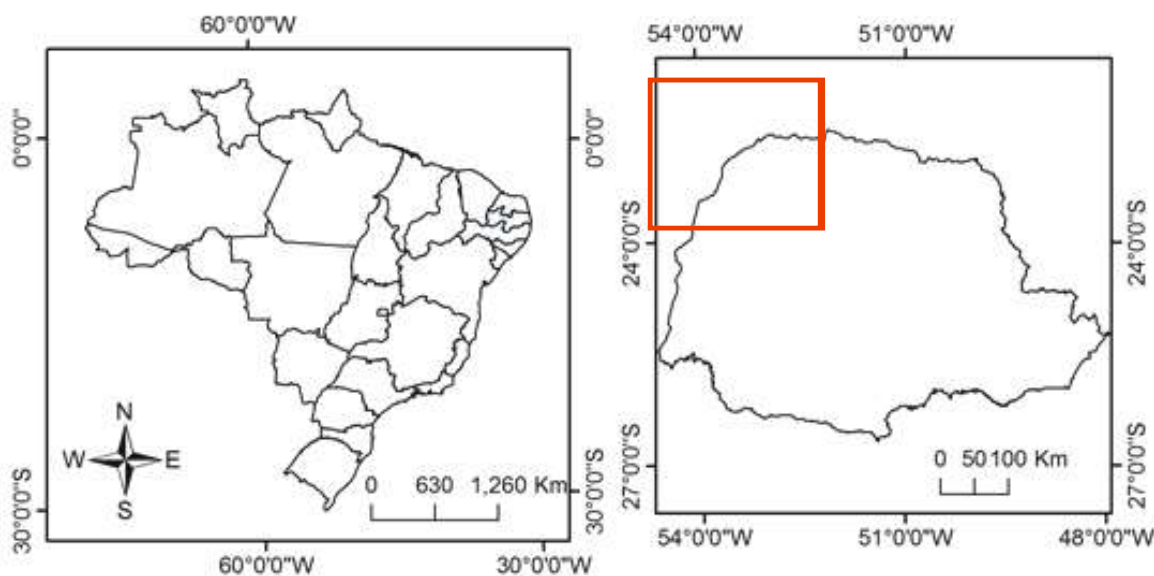


Figura 1a. Localização da área de estudo (detalhe na Figura 1b).

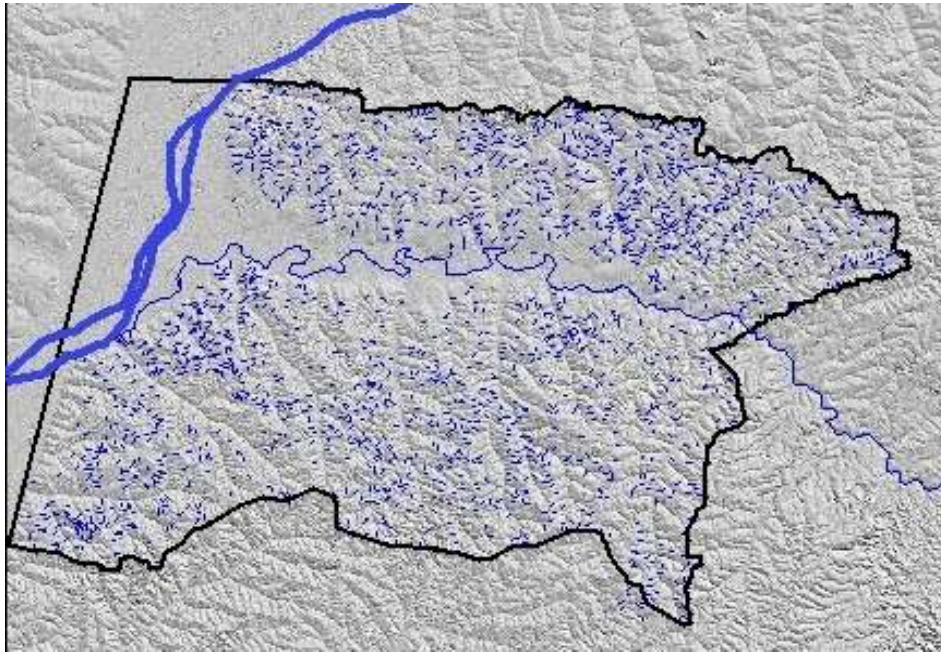


Figura 1b. Localização do Curso inferior do rio Ivaí sua foz no rio Paraná.

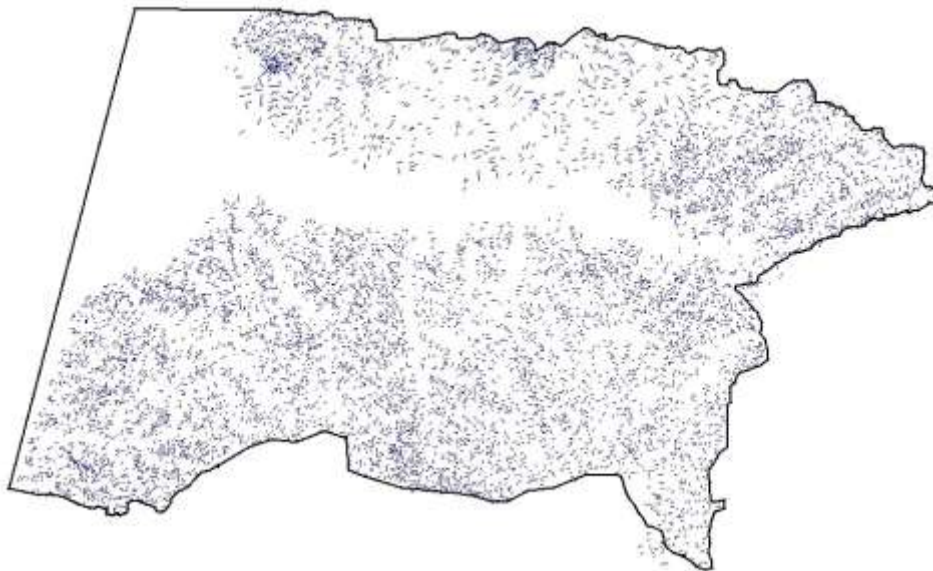


Figura 1c. Drenagens de primeira ordem das sub-bacias do rio Ivaí em seu curso inferior.

DIAGRAMA DE ROSETAS

Frequência Absoluta

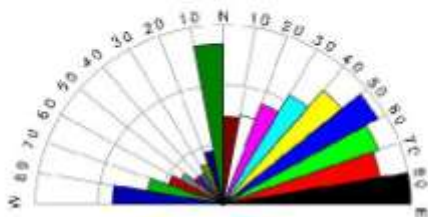


Figura 1d. Diagrama de rosetas.

ATIVIDADE SÍSMICA INDUZIDA PELO RESERVATÓRIO DO CASTANHÃO, CEARÁ

Bonnie Ives de Castro Nunes¹, Aderson Farias do Nascimento^{1,2}, Marcelo Assumpção³,
Joaquim Mendes Ferreira^{1,2}, Eduardo Alexandre de Menezes²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN),
bonnieives@gmail.com; ²Departamento de Geofísica (DGEF/UFRN); ³Instituto de Astronomia e
Geofísica (IAG/USP)

Introdução

A Sismicidade Induzida por Reservatório (SIR) tem recebido uma grande atenção por parte dos geocientistas principalmente devido ao seu potencial de dano em barragens e perdas humanas (Ferreira, 2008). O primeiro destes eventos foi observado por Carder (1945) no Lago Mead, nos Estados Unidos. Posteriormente, em 1967, na Índia, um terremoto induzido por reservatório de M 6.3, classificado como o maior até agora, causou muitos danos materiais e ceifou cerca de 200 vidas. Como outros eventos de magnitudes acima de M 6, e que causaram danos estruturais, temos: Hsinfengkiang, China em 1962; Kariba, fronteira Zâmbia-Zimbábue em 1963; e Kremasta, Grécia em 1966 (Gupta, 2002).

A sismicidade induzida foi classificada por Talwani (1997) em duas categorias temporais:

- Sismicidade inicial: Associada com o represamento inicial ou grandes mudanças no nível do reservatório decaindo a atividade gradualmente com o passar do tempo;
- Sismicidade atrasada: Ocorre após os efeitos do represamento inicial e persiste por muitos anos sem redução na frequência ou na magnitude.

Área de estudo

O açude do Castanhão, também conhecido como Padre Cícero, teve como finalidade garantir o abastecimento de várias cidades cearenses, inclusive a capital Fortaleza.

Estima-se que desde o seu enchimento em 2004, o açude tem beneficiado cerca de 2,6 milhões de pessoas possibilitando a irrigação de 43 mil hectares de terra. Como impacto urbanístico, a cidade de Jaguaribara foi inteiramente deslocada formando a cidade de Nova Jaguaribara (Figura 1).

Segundo Camarão Junior (2001), até o ano de 2001, não haviam registros históricos ou instrumentais de atividade sísmica na região. Mesmo assim, o autor não descartou a possibilidade de tal atividade. O monitoramento da sismicidade do reservatório do Castanhão ocorre desde o ano de 1997 com ao menos uma estação (analógica ou digital) operando na região.

Resultados obtidos e discussões

O monitoramento da sismicidade dos dados aqui apresentado foi realizado no período entre 19 de novembro de 2009 até 31 de dezembro de 2010. Uma rede de seis estações digitais de três componentes foi distribuída na região. Os equipamentos utilizados pertencem ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr), com sede no Observatório Nacional e financiamento da Petrobrás. Foram utilizadas estações sismográficas com registrador DAS-120 (Reftek) e sismômetro L4C3D. Os recursos para a instalação e operação da rede provieram do INCT de Estudos Tectônicos (MCT/CNPq) e do Convênio DNOCS/UFRN.

Durante o período de monitoramento foram registrados 526 sismos. Para efeito de análise só foram considerados os eventos registrados em pelo menos três estações. Estes eventos mostraram-se concentrados em três

aglomerados, A, B, C e outros dispersos pela região. O aglomerado C apresenta poucos sismos em novembro de 2009 vindo a ter uma maior atividade no mês posterior com eventos de profundidades de até 1,0 km.

Em janeiro de 2010 a atividade continua no aglomerado C com eventos mais profundos (até pouco mais de 2,0 km). Nesse mesmo mês inicia-se a atividade no aglomerado B com eventos bastante rasos (até 500m de profundidade). Em fevereiro e março de 2010, registram-se eventos mais profundos (até 2,5 km) na região dos aglomerados B e C. Em abril temos uma súbita queda na quantidade de sismos no aglomerado C, enquanto que em maio há o pico de atividades do período de registros e a ativação do aglomerado de eventos A, sendo o responsável pela grande maioria dos eventos registrados no mesmo mês (193 dos 203). Em junho, a atividade nos aglomerados A e C é bastante reduzida. Nos meses posteriores, a atividade é reduzida e observam-se eventos somente no aglomerado C.

Dentre os três aglomerados observados, detalhamos o estudo do aglomerado C. Nele obtivemos uma solução para o plano de falha, sugerindo a direção NE e um mergulho de 70° sendo esta direção aproximadamente concordante com as estruturas observadas por Camarão Junior (2001).

Outro ponto a destacar é a observação da migração dos epicentros e da profundidade

dos eventos, concordando com a migração observada por Ferreira (2008).

Referências

Camarão Junior, L. F., 2001. Tectônica Rúptil e Sismicidade na Área de Inundação do Açude do Castanhão (CE): Implicações para o Risco Sísmico. Dissertação de Mestrado, PPGG-UFRN, Natal-RN, 98 pp.

Carder, D. S., 1945. Seismoc investigations in the Boulder Dam area, 1940 - 1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity. *Bul. Seismol. Soc. Am.* 35, 175 - 192.

Ferreira, J. M., França, G. S., Vilar, C. S., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H. R., Assumpção, M., 2008. Induced seismicity in teh Castanhão reservoir, NE Brazil - Preliminary results. *Tectonophysics.* 456, 103 - 110.

Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews.* 58, 279 - 310.

Talwani, P., 1997. On the Nature of Reservoir-induced Seismicity. *Pure appl. geophys.* 150, 473 - 492.

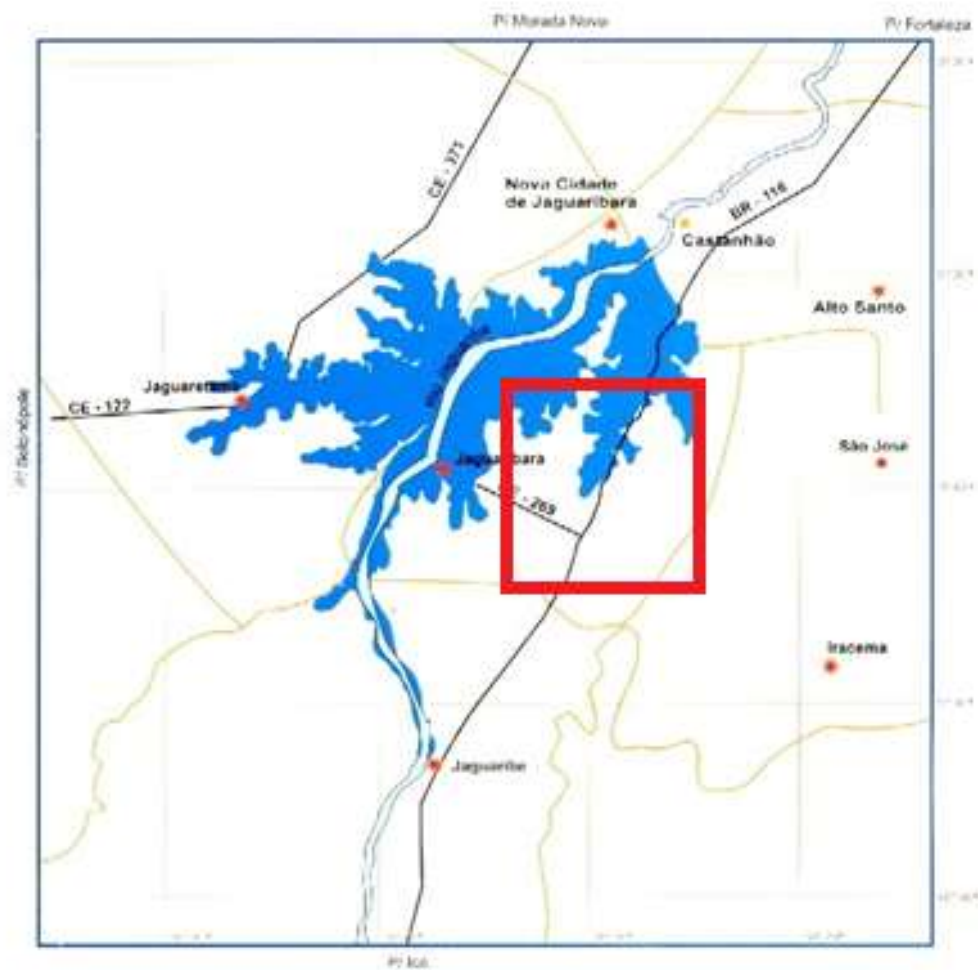


Figura 1. Localização do açude do Castanhão. Em vermelho temos a área da localização da rede. (Pe. Cícero) (Modificado de www.dnocs.gov.br).

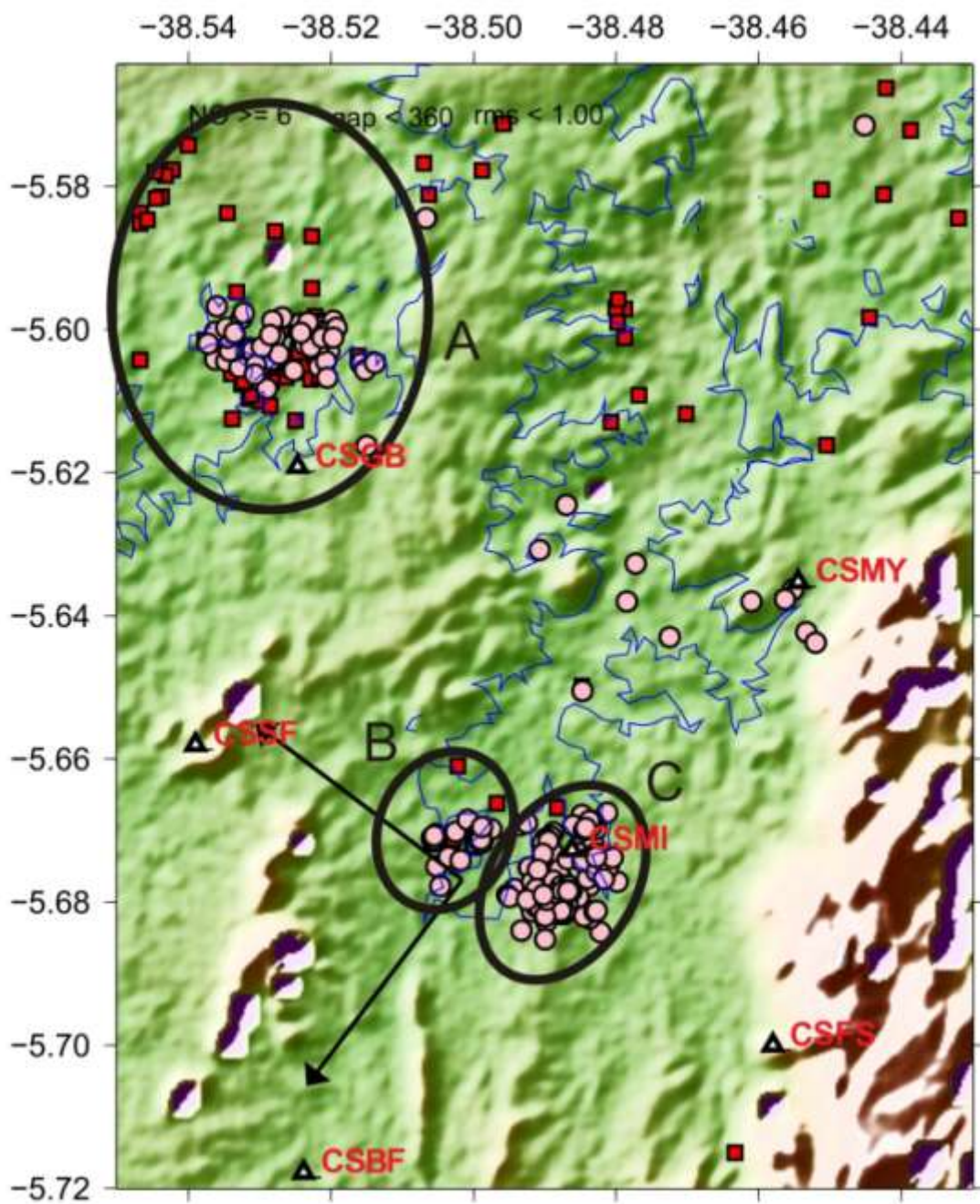


Figura 2. Mapa da localização da rede e dos epicentros com topografia. O contorno da barragem está exibido em azul. Os círculos cor-de-rosa representam os sismos mais rasos (até 1,4 km) enquanto que os quadrados vermelhos apresentam os sismos mais profundos (acima de 1,4 km). Os principais aglomerados de atividades são marcados com as elipses A, B e C.

RECENTE ATIVIDADE SÍSMICA PRÓXIMO À CIDADE DE SANTANA DO ACARAÚ – NW DO CEARÁ

Paulo Henrique S. Oliveira¹, Joaquim M. Ferreira^{1,2}, Aderson F. do Nascimento^{1,2}, Francisco H. R. Bezerra^{1,3}, Eduardo A. S. de Menezes²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, oliveiraphs@gmail.com; ²Departamento de Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ³Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
Trabalho financiado pelo CNPq (INCT de Estudos Tectônicos)

Introdução

As atividades sísmicas registradas por redes instaladas pelo Laboratório Sismológico da UFRN (há mais de 20 anos) mostram o grande potencial sismogênico da região Nordeste do Brasil. Entre as áreas mais sísmicamente ativas desta região, destaca-se a região Noroeste do Ceará. Nesta região, vários eventos sísmicos vêm sendo relatados desde o século XIX e, ultimamente, tem se manifestado de forma mais intensa e numerosa (Ferreira *et al.*, 1998; França *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2010). Além disso, esta região possui importantes estruturas tectônicas mapeadas, destacando-se o Lineamento Transbrasiliano, uma gigantesca zona de cisalhamento que corta a região e se estende para Sudoeste, até a região central do Brasil (Caby *et al.*, 1995). A atividade sísmica estudada neste trabalho está localizada nas proximidades da cidade de Santana do Acaraú, na região Noroeste do Ceará (Figura 1).

Neste trabalho foram analisados os dados registrados pela rede de estações sismográficas localizada próximo às cidades de Santana do Acaraú e de Morrinhos (Rede SA) no ano de 2009 e de 2010. Esta rede foi constituída por estações pertencentes ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr), sediado no Observatório Nacional e com financiamento da PETROBRAS e operou entre dezembro de 2009 e dezembro de 2010. Cada estação era composta por um sensor triaxial de período curto L4C3D (Sercel) e um registrador DAS 130 (Reftek).

Resultados preliminares

O estudo mais recente de sismicidade local realizado na região NW do Ceará foi apresentado por Oliveira *et al.*, (2010), onde foram analisados dados de uma rede local instalada nas proximidades da cidade de Sobral. Devido à proximidade da área sísmica estudada neste trabalho da área anteriormente citada, foi utilizado o mesmo modelo de velocidades para localização dos hipocentros, ou seja, $V_P/V_S = 1.71$ e $V_P = 6$ km/s. Os hipocentros foram calculados com auxílio do programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975) e os sismogramas foram interpretados com o auxílio do programa SAC (Tapley & Tull, 1991).

Os resultados das análises preliminares dos dados registrados pela rede SA, entre 17 de dezembro de 2009 e 24 de fevereiro de 2010, revelam epicentros com determinada proximidade ao Lineamento Transbrasiliano. Durante este período foram registrados cerca de 100 sismos, no mínimo, em uma estação. Na determinação do mapa epicentral foram selecionados 22 sismos registrados em pelo menos três estações e com maior precisão epicentral, hipocentral e valores baixos para o resíduo médio quadrático de tempo ($ERH \leq 0.2$ km, $ERZ \leq 0.4$ km e $RMS \leq 0.04$ s). Um conjunto de sismos está localizado quase ao Norte da cidade de Santana de Acaraú e o outro, constituído apenas de dois sismos, está localizado bem próximo ao Lineamento Transbrasiliano, situado a Nordeste da referida cidade (Figura 2).

Além de auxiliar na localização da área epicentral, a análise preliminar dos dados registrados, possibilitou o deslocamento da estação SASO para outro local, possibilitando uma configuração ótima da rede SA.

Não se pode ainda, apesar da proximidade, afirmar que a atividade sísmica encontrada neste trabalho está correlacionada com o Lineamento Transbrasiliano. No entanto, um estudo detalhado sobre o mecanismo focal servirá como uma poderosa ferramenta para a elucidação ou não desta questão. A análise e seleção dos dados para o cálculo do mecanismo focal constituem a próxima etapa deste trabalho, a qual está em fase de execução.

Referências

- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. **8**, 235-246.
- Ferreira J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K. & Assumpção, M. 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, **134**, 341-355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F. & França, G.S.L.A. 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophys.*, **456**, 111–126.
- França, G.S., Ferreira, J.M., Takeya, M.K. 2004. Seismic Activity in Senador Sá – CE, Brazil, 1997-1998. *Rev. Brás. Geofis.* **22**(2), 115-125.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C. 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 114pp.
- Oliveira, P.H.S, Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., Soares J.E., Fuck R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral – CE, NE do Brasil, em 2008. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.
- Tapley W.C. & Tull, J.E. 1991. SAC – Seismic Analysis Code. USER MANUAL, Livermore National Laboratory, 413 pp.

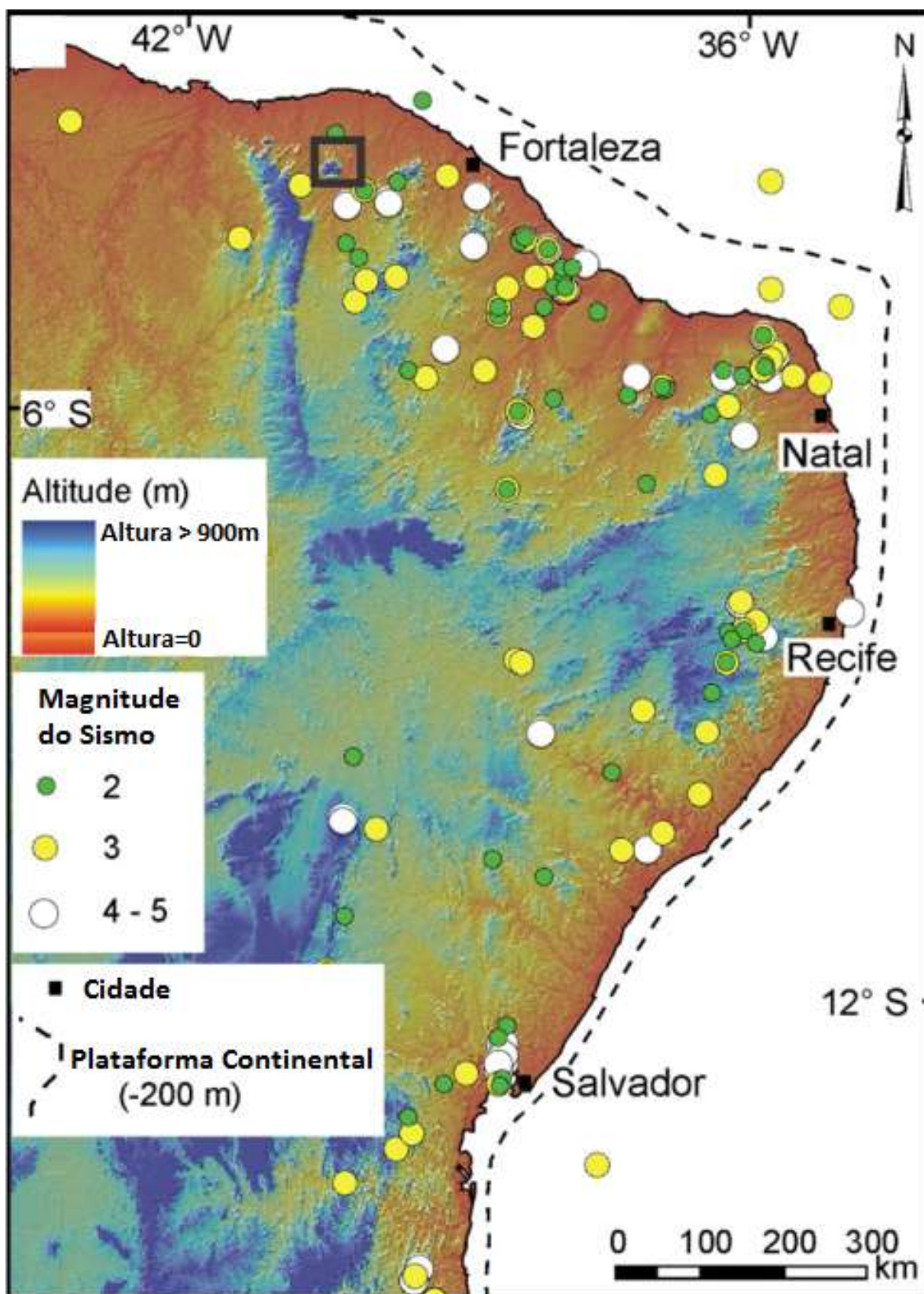


Figura 1. Mapa mostrando a distribuição da sismicidade instrumental e histórica no Nordeste do Brasil. Os círculos denotam os epicentros com cores especificando o valor da magnitude de cada evento. O quadrado indica a área de estudada neste trabalho (Modificado de Ferreira et al., 2008).

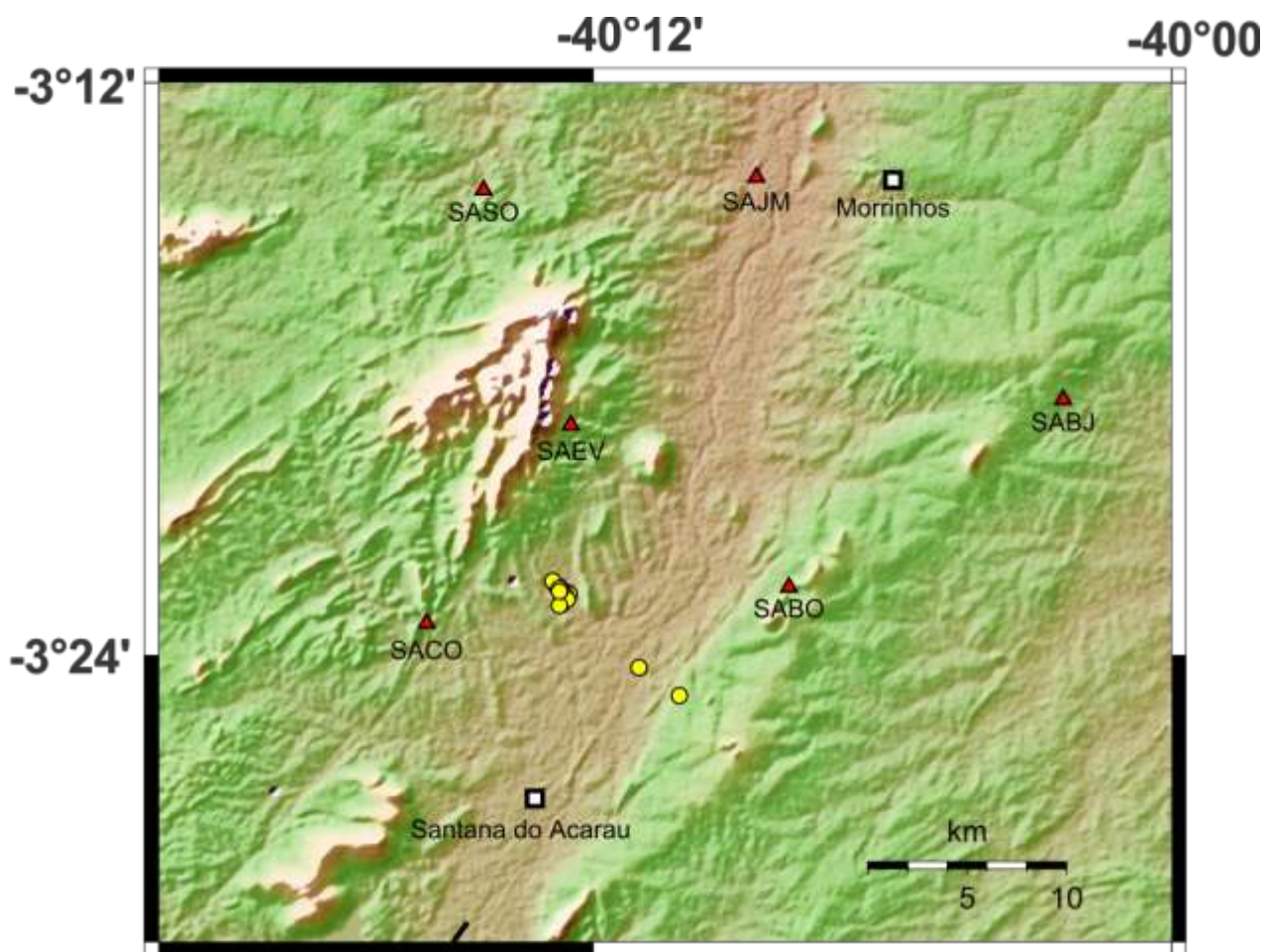


Figura 2. Mapa Epicentral dos 22 sismos, com maior precisão hipocentral e epicentral, registrados pela rede SA, entre 17 de dezembro de 2009 e 24 de fevereiro de 2010. Os círculos amarelos representam os epicentros calculados com o auxílio do programa HYPO71.

FEIÇÕES DE MOVIMENTAÇÃO RECENTE NA BACIA DE SANTOS

João Carlos Dourado¹ e Marcelo Assumpção²

¹IGCE – UNESP jdourado@rc.unesp.br, ²IAG – USP

Introdução

O Sismo ocorrido em 24 de abril de 2008 na Plataforma Continental do Sudeste Brasileiro (Figura 1) a uma distância de aproximada de 200 km de São Vicente (SP) teve uma magnitude calculada de 5.2 mb. Esta magnitude relativamente alta para os eventos que ocorrem no Brasil, possibilitou a sua detecção por várias estações sismológicas fornecendo dados importantes para a determinação de vários parâmetros como: epicentro, hipocentro e mecanismo focal.

Parâmetros do terremoto

O hipocentro foi determinado por meio das fases pP, sendo calculada a profundidade de 17,2 km, utilizando-se a modelo de velocidade para os sedimentos da Bacia de Santos obtido junto à PETROBRÁS.

O mecanismo focal também foi bem determinado (Figura 2), utilizando-se polaridades da onda P e da onda SH e a razão das amplitudes das fases pP/P (Assumpção et al., 2011) de várias estações distribuídas em todos os quadrantes. Como pode ser visto nesta figura o plano correspondente à falha geradora pode ser sub-vertical ou sub-horizontal.

Vinculando o plano de falha com estruturas

Qualquer um dos dois planos nodais obtidos no mecanismo focal pode ser a falha geradora do sismo. Portanto necessita-se de conhecimento geológico para determinar qual plano representa a falha. Na região da falha existem vários levantamentos geofísicos voltados para o conhecimento da Bacia de Santos, para fins de exploração de hidrocarbonetos. Dentre estes levantamentos foram analisadas as linhas sísmicas de exploração 2D que se localizam nas proximidades do epicentro do evento e que

foram disponibilizadas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), como mostra a Figura 3.

Ao se iniciar a análise das seções sísmicas, uma feição presente na linha 0231-1328 (Figura 4) ficou em evidência, é uma estrutura em flor negativa, com grandes rejeitos e cortando toda a coluna de sedimentos. Esta estrutura possui feições de degraus angulares na superfície do piso oceânico que mostram movimentação recente, como se pode visualizar na seção sísmica. Na Figura 3 esta estrutura é correlacionável a uma feição no formato de um cânion, que se encontra próxima ao epicentro e junto ao topo do talude. Esta feição é melhor visualizada na Figura 5.

A partir deste perfil onde se encontra a estrutura foram feitas análises nas outras seções sísmicas disponíveis. Nas seções 0231-1331, 0248-0103 e 0140-0103, paralelas à seção 0231-1328 e a seção 0148-0041 perpendicular, foram encontradas estruturas de falhas que puderam ser correlacionadas entre si e com a estrutural notável da seção 0231-1328. Estas estruturas tinham em comuns feições de falhas sub-verticais cujo bloco abatido se localizava a oeste

A grande congruência existente entre o plano sub-vertical do mecanismo focal obtido para o evento de 2008 e a falha expressiva sub-vertical determinada através das seções de sísmica de reflexão, mostra que esta falha é uma forte candidata para a geração deste terremoto de magnitude 5.2 mb.

Conclusão

A feição encontrada na seção sísmica 0231-1328, juntamente com o comportamento do assoalho oceânico mostrado pelos dados batimétricos, mostra que esta falha possui atividade recente haja vista as feições de arestas bem marcadas e degraus abruptos na

parte superficial dos sedimentos. Cabe ressaltar que nas outras linhas analisadas, nenhuma feição semelhante a esta foi encontrada.

Referências

Assumpção, M., Dourado, J.C., Ribotta, L.C., Barbosa, J.R. (2011). The São Vicente earthquake of April 2008 and seismicity in the continental shelf off SE Brazil: further evidence for flexural stresses. Submitted to *Geophysical J. Int.*, March 2011.

Cainelli, C & Mohriak W. U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins. APPG International Conference & Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II, November 8-11-1998, Rio de Janeiro, Brazil, 180p.

Dourado, J. C. & Assumpção (2011). O sismo de São Vicente de 2008 na Plataforma Continental do SE do Brasil: Vínculo do plano de falha através de seções de sísmica de reflexão. Submetido à *Revista Brasileira de Geofísica*, Março de 2011.

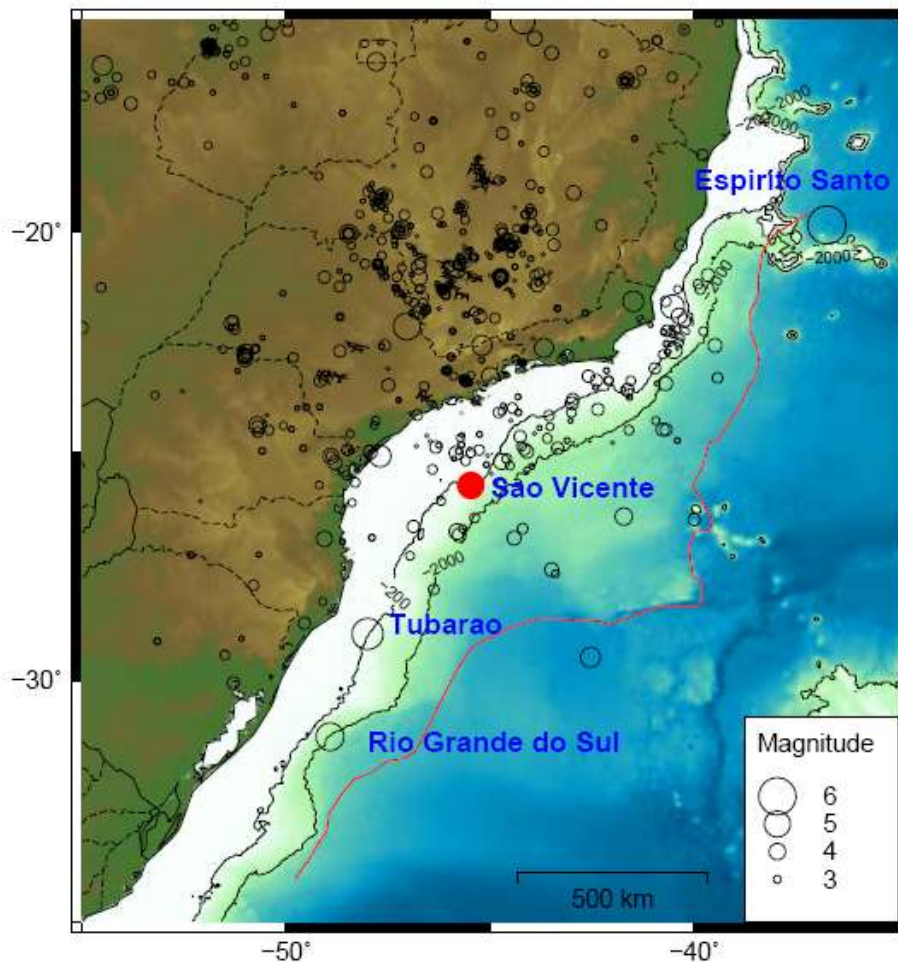


Figura 1. Eventos no Sul-Sudeste do Brasil (Boletim Sísmico Brasileiro, 2010), onde os quatro maiores sismos que ocorreram na Plataforma Continental estão nominados, o sismo de São Vicente está destacado em vermelho. A linha vermelha mostra o limite entre as crostas continental e oceânica (Cainelli & Mohriak, 1998)

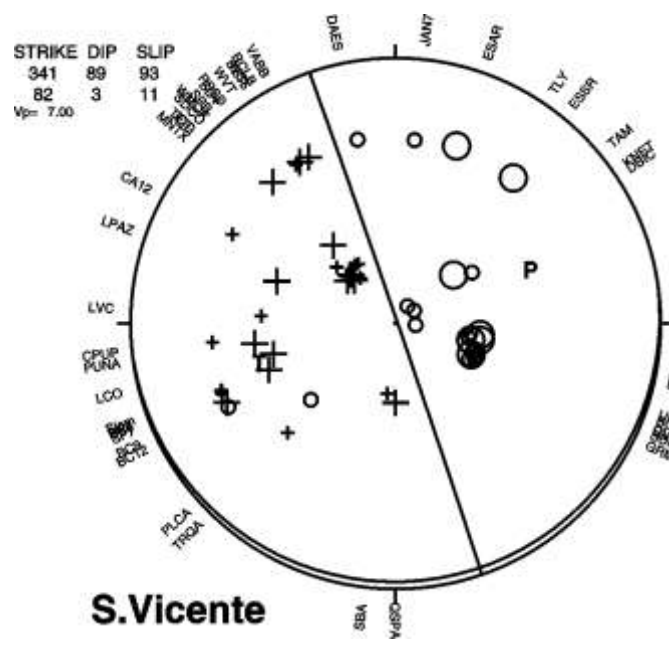


Figura 2. Solução do mecanismo focal obtida para o evento. Cruzes e círculos são primeiro movimento de empurrão e puxão da onda P, respectivamente. Projeção estereográfica do hemisfério inferior.

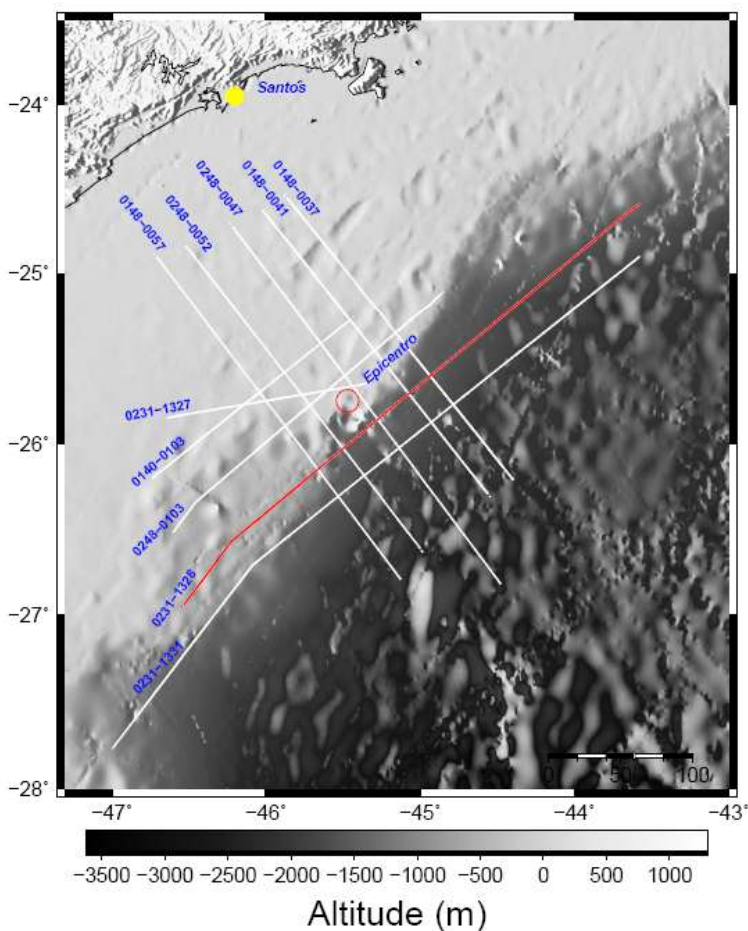


Figura 3. Visão batimétrica parcial da Bacia de Santos mostrando as linhas de sísmica de reflexão analisadas neste trabalho. O círculo vermelho representa o epicentro do evento. Notar próximo ao epicentro e junto ao talude uma feição de cânion que é cortada pela linha vermelha 0231-1328 (Dourado & Assumpção, 2011).

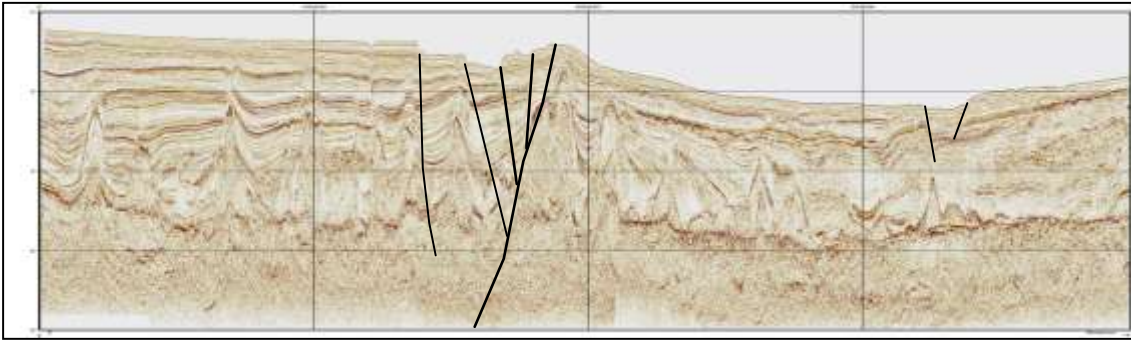


Figura 4. Seção sísmica de reflexão (0231-1328) mostrando estrutura em flor negativa aproximadamente no cento do perfil.

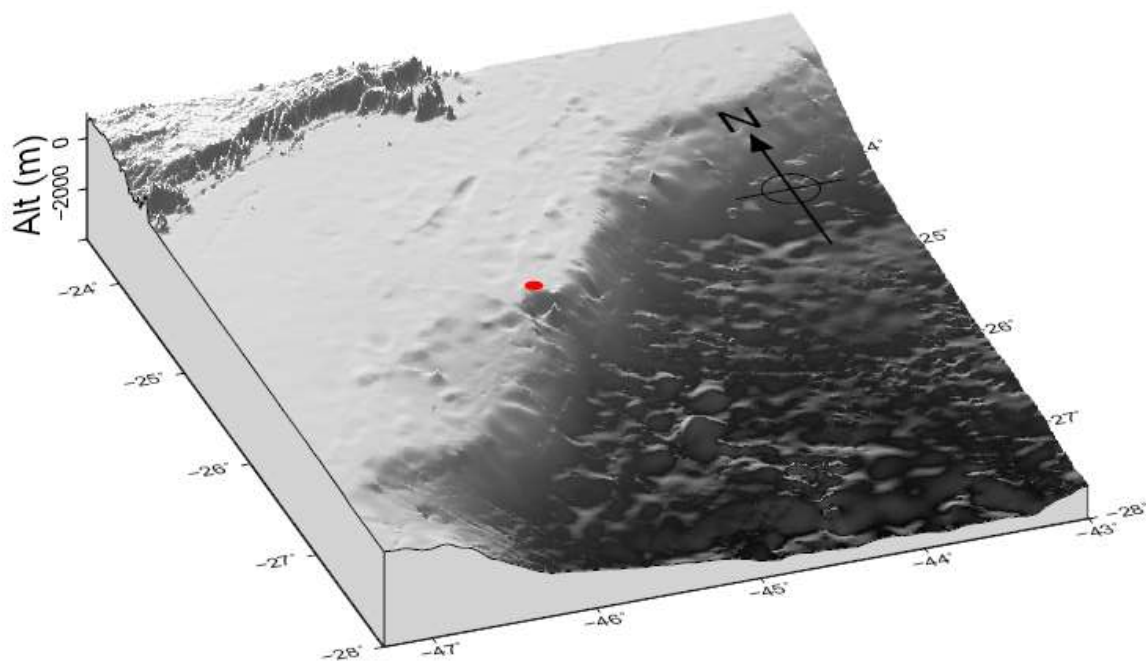


Figura 5. Bloco diagrama com visada de SW-NE, mostrando o talude dos sedimentos da Bacia de Santos, onde está marcado epicentro em vermelho. Nesta figura fica evidente a feição de cânion que possivelmente seja formado pela movimentação de falhas que cortam esta região.

TECTÔNICA RÚPTIL E SISMICIDADE NO GRANITO MERUOCA, NW DO CEARÁ – PROVÍNCIA BORBOREMA

Ana Catarina A. Moura¹, Paulo H.S. Oliveira², Francisco H. R. Bezerra², Reinhardt A. Fuck¹,
Joaquim M. Ferreira², Aderson F. do Nascimento², José Eduardo Soares¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, kta_moura@yahoo.com.br ;

²Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Introdução

A relação existente entre grandes lineamentos e sismicidade intraplaca é um tema pouco conhecido. Dentre as estruturas enumeradas na literatura associadas a sismicidade intraplaca, muitas se encaixam no conceito de zonas de fraqueza, que consiste em uma estrutura pré-existente que foi reativada. Como exemplo, estudos recentes no Lineamento Pernambuco comprovam que esta estrutura de escala continental tem sido reativada desde meados do século XIX, com enxame de sismos recentes registrados em 1984, 1991, 2002 e 2008 (Ferreira *et al.*, 2008; Lopes *et al.*, 2010).

Estudos na região do Lineamento Transbrasiliano, área de Sobral, Ceará, mostram a existência de atividade sísmica com registros históricos datados do início do século XIX e sismos recentes com magnitude de até 4,2 m_b. Um monitoramento sismográfico em 2008 mostrou a existência de uma falha sismogênica na porção centro-sul do Granito Meruoca. Oliveira *et al.* (2010) determinaram a atitude desta falha que tem direção 081°Az e mergulho subvertical. Ao contrário do inicialmente esperado, esta sismicidade não reativa a falha Café-Ípueiras e o Lineamento Sobral-Pedro II, nome dado localmente ao segmento da porção nordeste do Lineamento Transbrasiliano.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo estudar a relação entre as falhas sismogênicas e possíveis estruturas rúpteis no Granito Meruoca (Fig. 1A) e sua possível associação com o Lineamento Transbrasiliano.

Resultados

O presente estudo consistiu de um estudo de sensoriamento remoto e um posterior mapeamento estrutural da região epicentral, seguidos de um estudo petrográfico de rochas de falhas. Os resultados deste trabalho foram depois comparados com o estudo sismológico de Oliveira *et al.* (2010).

O estudo de sensoriamento remoto, seguido de checagem de campo, indicou a presença no Granito Meruoca de falhas com predominância de direções E-W e NW (Fig. 1B).

Em escala de afloramento, predominam as falhas de direção NW e EW (Fig 2A), que se apresentam algumas vezes preenchidas por óxido de Fe e poucas vezes contêm estrias em seus planos. Foram também mapeadas falhas de orientação NE, porém, secundárias em relação àquelas. As estruturas de direção E-W são também bem marcadas por diques de composição basáltica, tendo a sua largura variando entre 3 a 40 cm e as suas direções entre 085° a 090°Az, com somente um deles de direção 070°Az, sendo todos com mergulho subvertical. Os mecanismos focais (Fig. 2B) são compatíveis com a cinemática observada e, em geral, critérios cinemáticos indicam que as falhas são predominantemente transcorrentes (Fig. 3A,B,C,D).

Em microescala, as amostras de rochas de falhas apresentam porções com hematita, bem caracterizados por presença de veios de injeção, transição abrupta da porção falhada com a matriz e presença de clastos angulosos. As amostras apresentam em geral uma zona falhada com minerais microfraturados e outra

com matriz de óxido de ferro de coloração preta, com porções levemente avermelhadas.

Na porção falhada se encontram os grãos maiores e os que se apresentam fraturados. Os grãos são predominantemente de feldspatos alcalinos e ocorrem alterados. Grãos de quartzo, em maior quantidade, e de plagioclásio, em menor quantidade, se apresentam em tamanho maior do que a matriz. A matriz tem clastos angulosos predominantemente de quartzo e também de plagioclásio. O contato da rocha com os veios de óxido de ferro é brusco, como pode ser observado nas fotomicrografias (Figs. 3D, E e F).

Discussão

Os resultados obtidos a partir dos campos de tensões para as falhas E-W e NW (Fig. 2 B) são coerentes com os dados de mecanismos focais de compressão NW-SE (Fig. 1B). No Granito Meruoca há uma relação entre falhas em superfície e a falha sismogênica determinada por Oliveira *et al.* (2010), na direção aproximada de 081°Az (Fig. 1). Porém, os resultados encontrados tanto pelo estudo sismológico, quanto pelo presente trabalho estrutural, indicam que a atividade sísmica em 2008 não tem relação direta com o Lineamento Transbrasiliano. Esta relação é distinta da situação apresentada por Ferreira *et al.* (2008) e Lopes *et al.* (2010) para a reativação sismogênica do Lineamento Pernambuco e demonstra o grau de complexidade enfrentado

pelos estudos sismológicos-neotectônicos na região.

Agradecimento

Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (CNPq 57.3713/2008-1).

Referências

Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F. & França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophysics*, 456, 111–126.

Lopes, A.E.V., Assumpção, M., Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E. A.S., e Barbosa, J.R. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophys. J. Int.* (2010) 180, 1303–1312 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04485.

Oliveira D.C., Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine Petroleum Geology* 20: 351-383.

Oliveira, P.H.S, Ferreira, J.M., Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., Soares J.E., Fuck R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral – CE, NE do Brasil, em 2008. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.

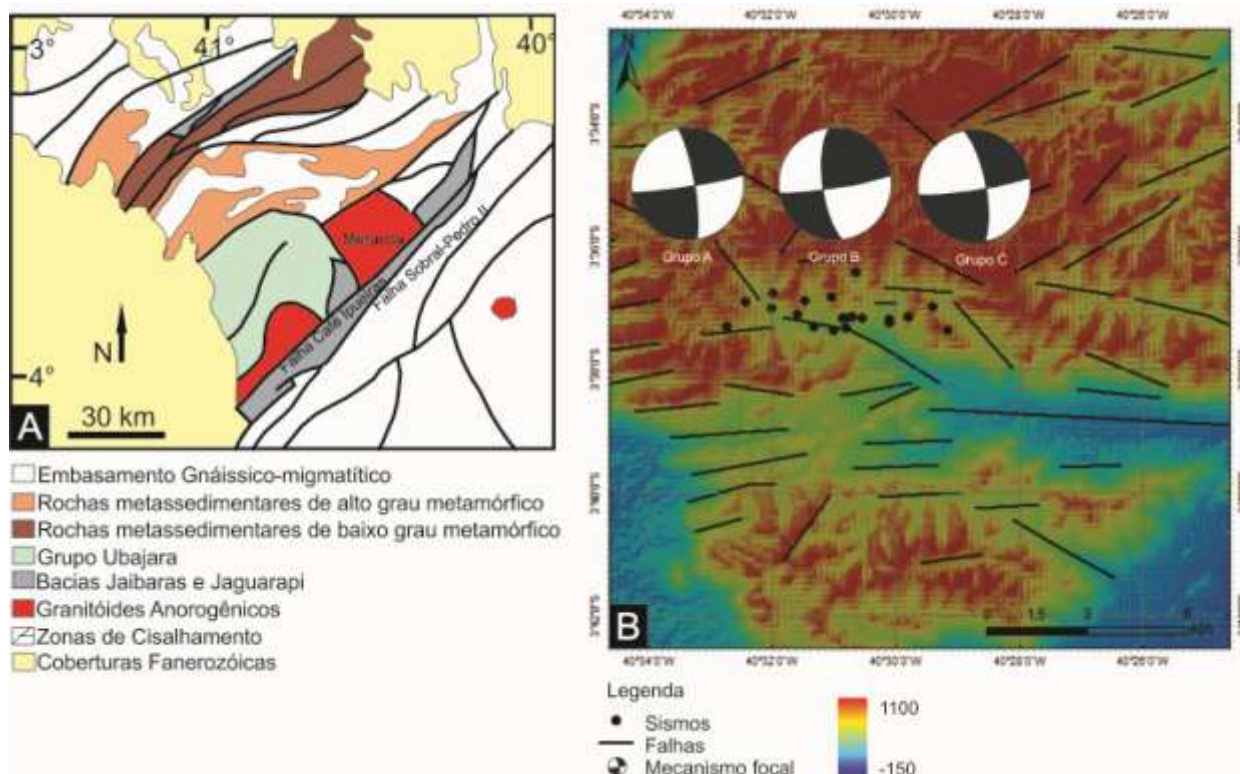


Figura 1. Geologia e sismicidade simplificada da região de Sobral, Ceará: (A) Mapa geológico adaptado de Oliveira e Mohriak (2003); (B) imagem SRTM com os círculos pretos simbolizando os sismos (Oliveira et al., 2010) e os traços pretos simbolizando as falhas. Sobre a imagem estão os mecanismos focais para três intervalos de profundidades diferentes, grupos A, B e C retirados de Oliveira et al. (2010).

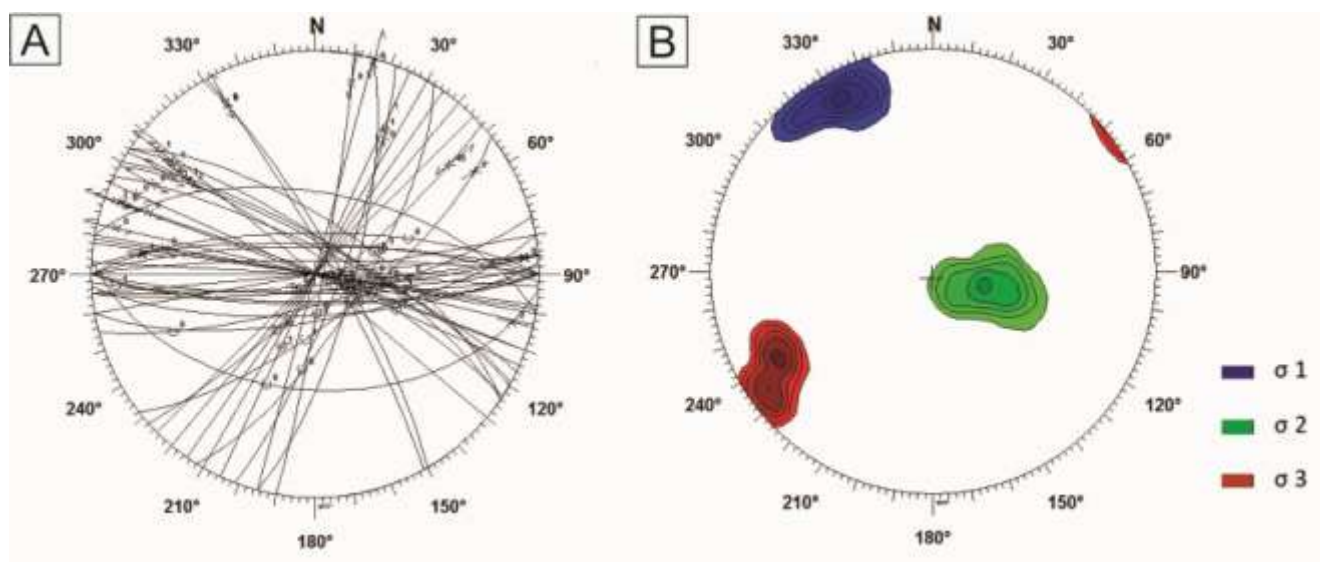


Figura 2. (A) Projeção ciclográfica de falhas no granito Meruoca; (B) diagrama de paleotensões para falhas NW e EW.

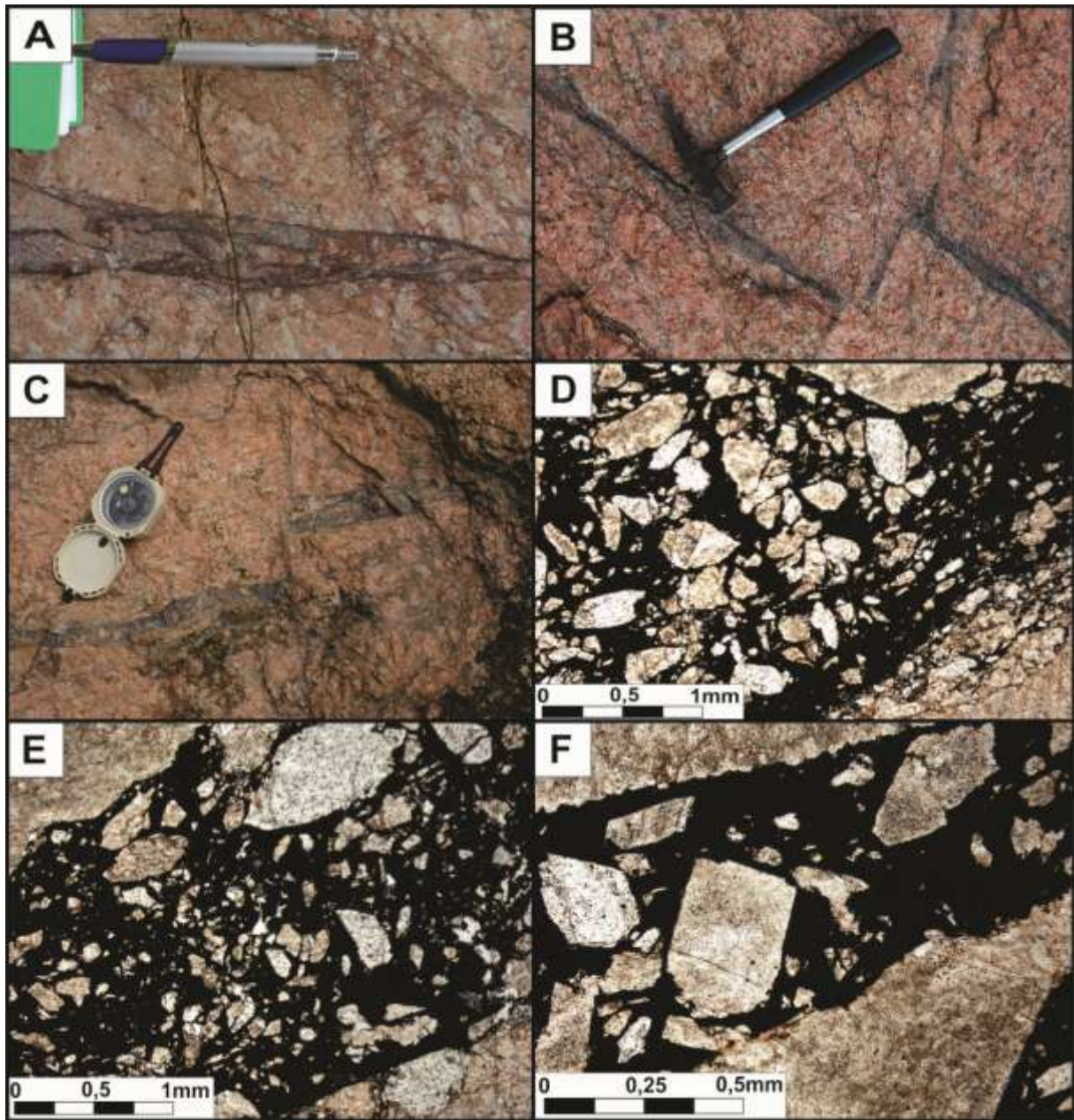


Figura 3. Fotografias de afloramento em A e B mostrando veios de óxido de ferro, em C falha NE sendo cortada por falha NW e fotomicrografias de veios de óxido de Fe em D, E e F.

ATIVIDADE SÍSMICA EM PEDRA PRETA-RN EM 2010 – RESULTADOS PRELIMINARES

Renato Ramos da Silva Dantas², Heleno C. Lima Neto¹, Joaquim M. Ferreira^{1,2}, Aderson F. do Nascimento^{1,2}, Marcelo S. Assumpção⁴, Francisco H. R. Bezerra^{1,3}, Eduardo A. S. Menezes², Regina Pinheiro Spinelli², Neymar Pereira da Costa²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN), talude5@hotmail.com ;

²Departamento de Geofísica – UFRN; ³Departamento de Geologia – UFRN; ⁴Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP). Trabalho financiado pelo CNPq (INCT de Estudos Tectônicos).

Introdução

O município de Pedra Preta está localizado próximo à borda da Bacia Potiguar, a mais importante área sísmica no nordeste brasileiro (Ferreira & Assumpção, 1983; Ferreira *et al.*, 1998). As primeiras campanhas com redes sismográficas portáteis foram realizadas em João Câmara, a partir de 1986 (Ferreira *et al.*, 1987; Takeya *et al.*, 1989; Bezerra *et al.*, 2007). Os maiores tremores próximos a Pedra Preta ocorreram em João Câmara (1986 - 5.1 m_b e 1989 5.0 m_b), causando pânico e fuga da população, e, mais recentemente em Taipu, em 2010, com magnitude 4.3 (Lima Neto *et al.* 2010).

Antes de 2010 não se conheciam epicentros de sismos no município de Pedra Preta. A atividade sísmica teve início no dia 04/12/2010, quando ocorreu um sismo de magnitude 3,1 que foi sentido em Pedra Preta e Jandaíra. Após este tremor uma rede local de estações de período curto foi instalada pelo Laboratório Sismológico (LabSis/UFRN), e operou durante os meses de dezembro de 2010 e janeiro de 2011. A rede de estações de Pedra Preta (rede PP) chegou a operar com nove estações na região.

Para este estudo foram analisados os dados registrados pela rede de estações sismográficas (Rede PP) no período de dezembro de 2010 a janeiro de 2011. Esta rede foi constituída por estações pertencentes ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr), sediado no Observatório Nacional e financiado pela Petrobras. Cada estação era

composta por um sensor triaxial de período curto L4C3D (Sercel) e um registrador DAS 130 (Reftek).

Resultados preliminares

Os sismogramas foram interpretados com o auxílio do programa SAC (Tapley & Tull, 1991). O estudo mais recente de sismicidade local realizado na região da borda da Bacia Potiguar foi apresentado por Lima Neto *et al.*, (2010), onde foram analisados dados de uma rede local instalada ao redor da área epicentral de Taipu - RN. Devido à proximidade da área sísmica estudada neste trabalho da área anteriormente citada, foi utilizado o mesmo modelo de velocidades para localização dos hipocentros. Os hipocentros foram calculados com auxílio do programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975).

Os resultados das análises preliminares dos dados registrados pela rede de Pedra Preta, entre 09 de dezembro de 2010 e 05 de janeiro de 2011, revelam epicentros formando uma linha com direção NE-SW e mergulho para NW. Durante este período, foram registrados cerca de 50 sismos, no mínimo, em uma estação. Na determinação do mapa epicentral (Figura 2) foram selecionados 14 sismos registrados em pelo menos quatro estações, com gap < 180°, e com maior precisão epicentral, hipocentral e valores baixos para o resíduo médio quadrático de tempo ($ERH \leq 0.3\text{km}$, $ERZ \leq 0.5\text{km}$ e $RMS \leq 0.04\text{s}$).

O próximo passo desse trabalho será aumentar a quantidade de leituras, determinar o modelo de velocidades e o mecanismo focal.

Referências

- Bezerra, F.H.R. M.K. Takeya, M.O.L. Sousa & A.F. do Nascimento, 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault. *Tectonophysics*, 430: 27-39.
- Ferreira J.M. & M. Assumpção, 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geofís.*, 1: 67-88.
- Ferreira J.M., M.K. Takeya, J.M. Costa, J.A.M. Moreira, M. Assumpção, J.A.V. Veloso & R.G. Pearce, 1987. A continuing intraplate earthquake near João Câmara – Northeastern Brazil – preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 14: 1402-1405.
- Ferreira J.M., R.T. Oliveira, M.K. Takeya & M. Assumpção, 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, 134: 341-355.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C. 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 114pp.
- Lima Neto, H.C., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., R. M. P. Spineli, N.P. Costa & E.A.S. Menezes. Estudo das réplicas do sismo de magnitude 4.3 em Taipu ocorrido em 2010. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.
- Takeya, M.K., J.M. Ferreira, R.G. Pearce, M. Assumpção, J.M. Costa & C.M. Sophia - 1989 - The 1886-87 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil - evolution of seismicity. *Tectonophysics*, 167: 117-131.
- Tapley W.C. & Tull, J.E. 1991. SAC - Seismic Analysis Code. USER MANUAL, Livermore National Laboratory, 413 pp.

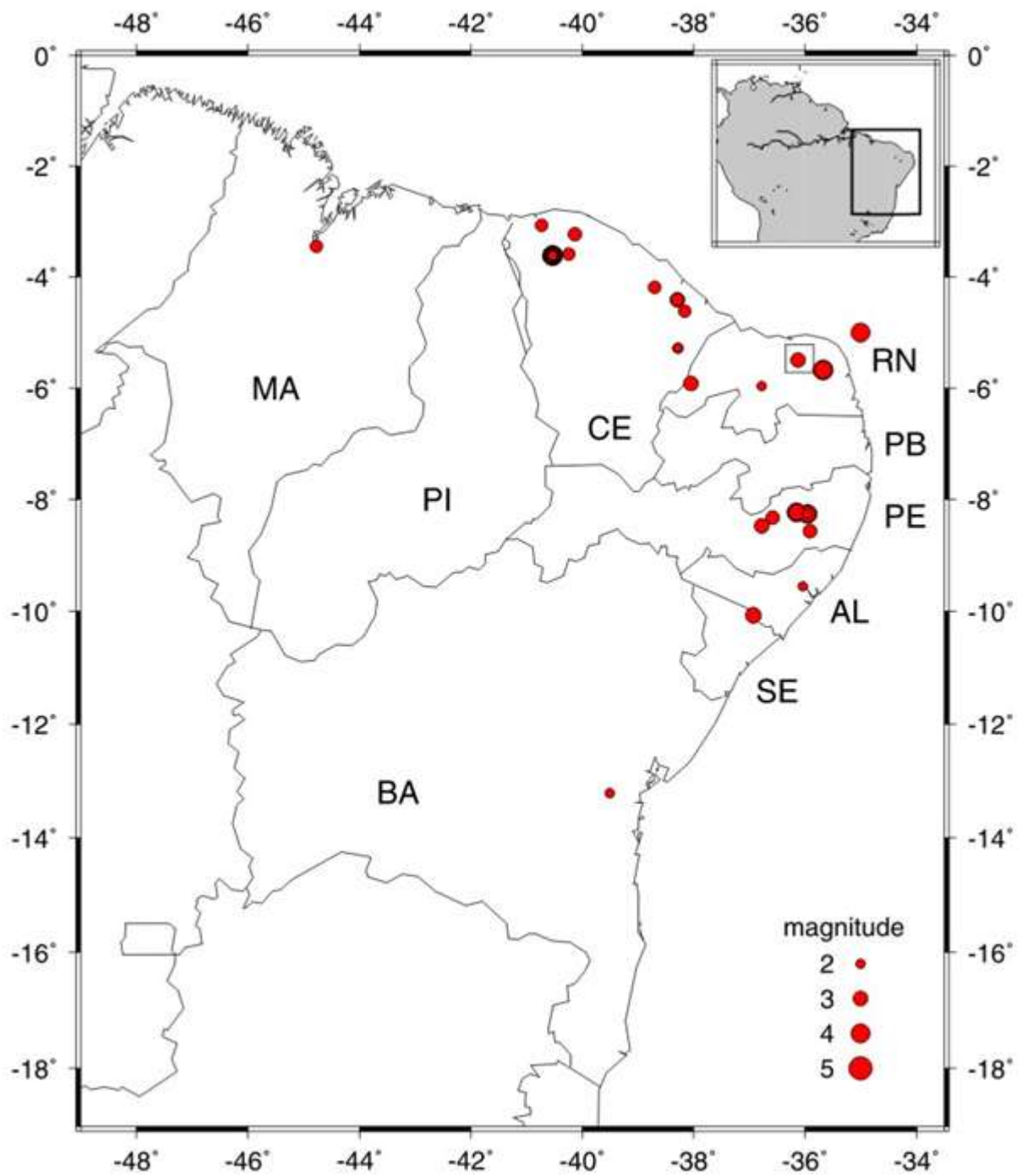


Figura 1. Mapa mostrando a distribuição da sismicidade no Nordeste do Brasil no período de 2006 até 2010. Os círculos (vermelhos) denotam os epicentros com tamanhos especificando o valor da magnitude de cada evento. O quadrado indica a região de Pedra Preta.

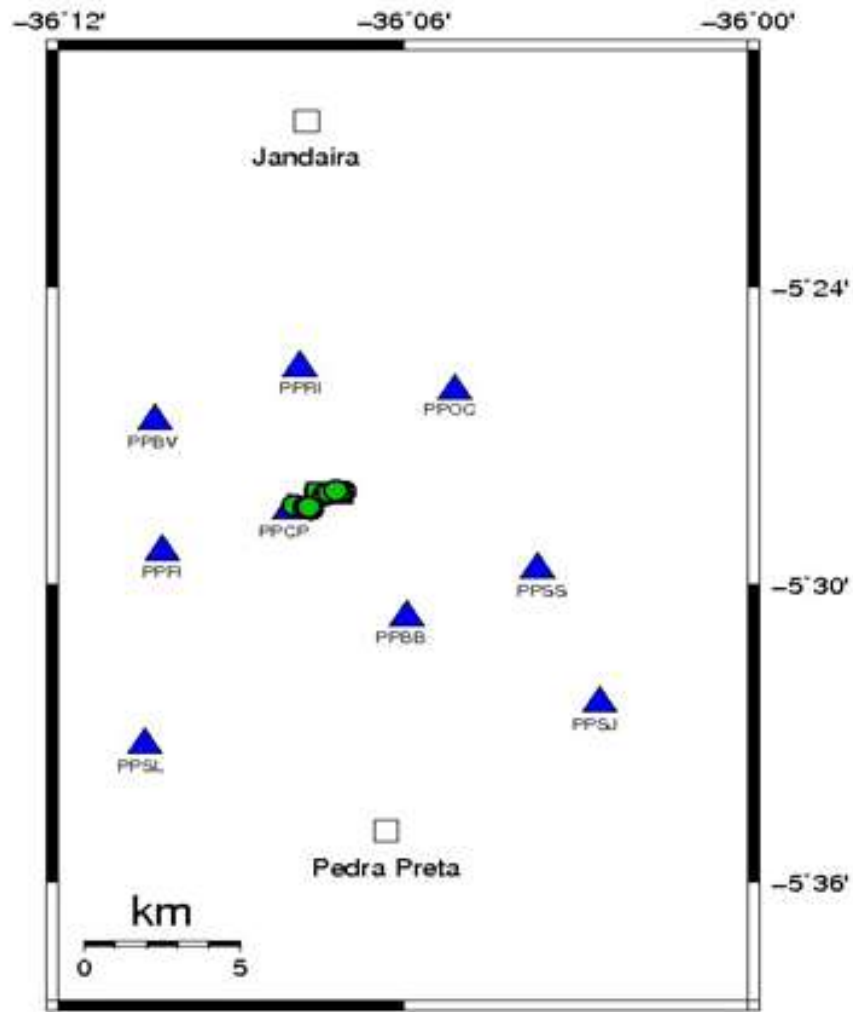


Figura 2. Mapa Epicentral dos 14 sismos com maior precisão hipocentral e epicentral (em verde), registrados pela rede de estações de Pedra Preta (triângulos azuis), entre 09/12/2010 e 05/01/2011. Os quadrados brancos indicam as áreas urbanas de Pedra Preta e Jandaira.

ATIVIDADE SÍSMICA EM SÃO CAETANO - PE NO ANO DE 2010 E SUA CORRELAÇÃO COM O LINEAMENTO PERNAMBUCO.

Helena Carlos de Lima Neto¹, Joaquim M. Ferreira^{1,2}, Aderson F. do Nascimento^{1,2}, Marcelo S. Assumpção³, Francisco H. R. Bezerra^{1,4}, Eduardo A. S. Menezes²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, helenocarlos@gmail.com; ²Departamento de Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ³Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo; ⁴Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Trabalho financiado pelo CNPq (INCT – Estudos Tectônicos).

Introdução

As atividades sísmicas registradas por redes instaladas pelo Laboratório Sismológico da UFRN mostram o grande potencial sismogênico da região Nordeste do Brasil. Entre as principais áreas sísmicamente ativas destaca-se o Agreste Pernambucano. Nesta região, diversos eventos sísmicos vêm sendo relatados desde o século XIX e, nos últimos anos, tem se manifestado de forma mais intensa e numerosa (Ferreira *et al.*, 2008; Lima Neto *et al.*, 2009; Lopes *et al.*, 2010). Além disso, esta região possui importantes estruturas tectônicas mapeadas, destacando-se o Lineamento Pernambuco, uma zona de cisalhamento de escala continental com 700 km de comprimento que aparece claramente na superfície (Davison, *et al.*, 1995).

A atividade sísmica em São Caetano iniciou-se em 2006 e no dia 20/05/2006 ocorreu, neste município, um sismo de magnitude 4,0 m_b . Este é o sismo de maior magnitude registrado no estado de Pernambuco até hoje. Em 2007 foi instalada uma rede local de estações para estudar a sismicidade em São Caetano (Lima Neto *et al.*, 2009) e foi comprovada a correlação entre a sismicidade e uma ramificação para nordeste do Lineamento Pernambuco. No ano de 2010 foi registrada a ocorrência de sismos em São Caetano em duas áreas distintas, - na área previamente estudada em 2007 (Lima Neto *et al.*, 2009) e numa região mais próxima ao centro urbano da cidade, onde ocorreu um evento de magnitude 2.7 m_b no dia 10/03/2010.

A atividade sísmica estudada neste trabalho é a que está localizada próximo à cidade de São Caetano (Figura 1). Foram analisados os dados registrados pela rede de estações sismográficas (Rede SO) no período de setembro a dezembro de 2010. Esta rede foi constituída por estações pertencentes ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr), sediado no Observatório Nacional e com financiamento da Petrobras. Cada estação era composta por um sensor triaxial de período curto L4C3D (Sercel) e um registrador DAS 130 (Reftek).

Resultados preliminares

O estudo mais recente de sismicidade local realizado na região Agreste de Pernambuco foi apresentado por Lima Neto *et al.*, (2009), onde foram analisados dados de uma rede local instalada nas proximidades da cidade de São Caetano. Devido à proximidade da área sísmica estudada neste trabalho da área anteriormente citada, foi utilizado o mesmo modelo de velocidades para localização dos hipocentros, ou seja, $V_P/V_S = 1.70$ e $V_P = 5.9$ km/s. Os hipocentros foram calculados com auxílio do programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975) e os sismogramas foram interpretados com o auxílio do programa SAC (Tapley & Tull, 1991).

Os resultados das análises preliminares dos dados registrados pela rede de São Caetano, entre 15 de setembro e 21 de dezembro de 2010, revelam epicentros próximos ao Lineamento Pernambuco (Figura

2). Durante este período foram registrados cerca de 80 sismos, no mínimo, em uma estação. Na determinação do mapa epicentral foram selecionados 20 sismos registrados em pelo menos quatro estações e com maior precisão epicentral, hipocentral e valores baixos para o resíduo médio quadrático de tempo ($ERH \leq 0.3\text{km}$, $ERZ \leq 0.4\text{km}$ e $RMS \leq 0.03\text{s}$). A localização da área epicentral estudada é bem diferente da atividade ocorrida em 2007, conforme se vê na Figura 2. O agrupamento dos sismos ocorridos em 2010 (epicentros - círculos vermelhos) está localizado próximo ao Lineamento Pernambuco e os eventos são bastantes sentidos pela população devido a proximidade com o centro urbano de São Caetano.

Embora ambas as atividades tenham ocorrido em locais diferentes ambas mostraram forte correlação com o Lineamento Pernambuco e suas ramificações. A atividade de 2007 (círculos amarelos, Figura 2) teve sua correlação comprovada com uma feição geológica mapeada - uma ramificação do Lineamento Pernambuco na direção NE (Lima Neto *et al.*, 2009).

A atividade sísmica de 2010, apresentada neste estudo, não ocorreu na mesma região de da atividade sísmica de 2007 (Figura 2). A determinação hipocentral mostra que os sismos de 2010 (círculos vermelhos, Figura 2) ocorreram próximo ao centro urbano de São Caetano e possuem uma clara correlação geométrica com o Lineamento Pernambuco. Esse tipo de correlação entre feições geológicas mapeadas e sismicidade no nordeste brasileiro é rara, de um modo geral, mas bastante freqüente na atividade sísmica relacionada com o Lineamento Pernambuco e suas ramificações. A análise e seleção dos

dados para o cálculo do mecanismo focal constituem a próxima etapa deste trabalho, a qual está em fase de execução.

Referências

- Dayvison, I., McCarthy, M., Powell, D., Torres, H.H., F., Santos, C.A. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 17: 149-161.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F. & França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophys.*, 456, 111–126.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C. 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 114pp.
- Lima Neto, H.C, Ferreira, J.M., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H.R., 2009. Estudo da atividade sísmica em São Caetano-PE em 2010. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.
- Lopes, A.E.V.; Assumpção, M.; do Nascimento, A.F.; Ferreira, J.M.; Menezes, E.A.S. & Barbosa, J.R. (2010), Intraplate Earthquake Swarm in Belo Jardim, NE Brazil: Reactivation of a Major NeoProterozoic Shear Zone (Pernambuco Lineament), *Geophys. J. Int.*, 180(3), 1303-1312
- Tapley W.C. & Tull, J.E. 1991. SAC - Seismic Analysis Code. USER MANUAL, Livermore National Laboratory, 413 pp.

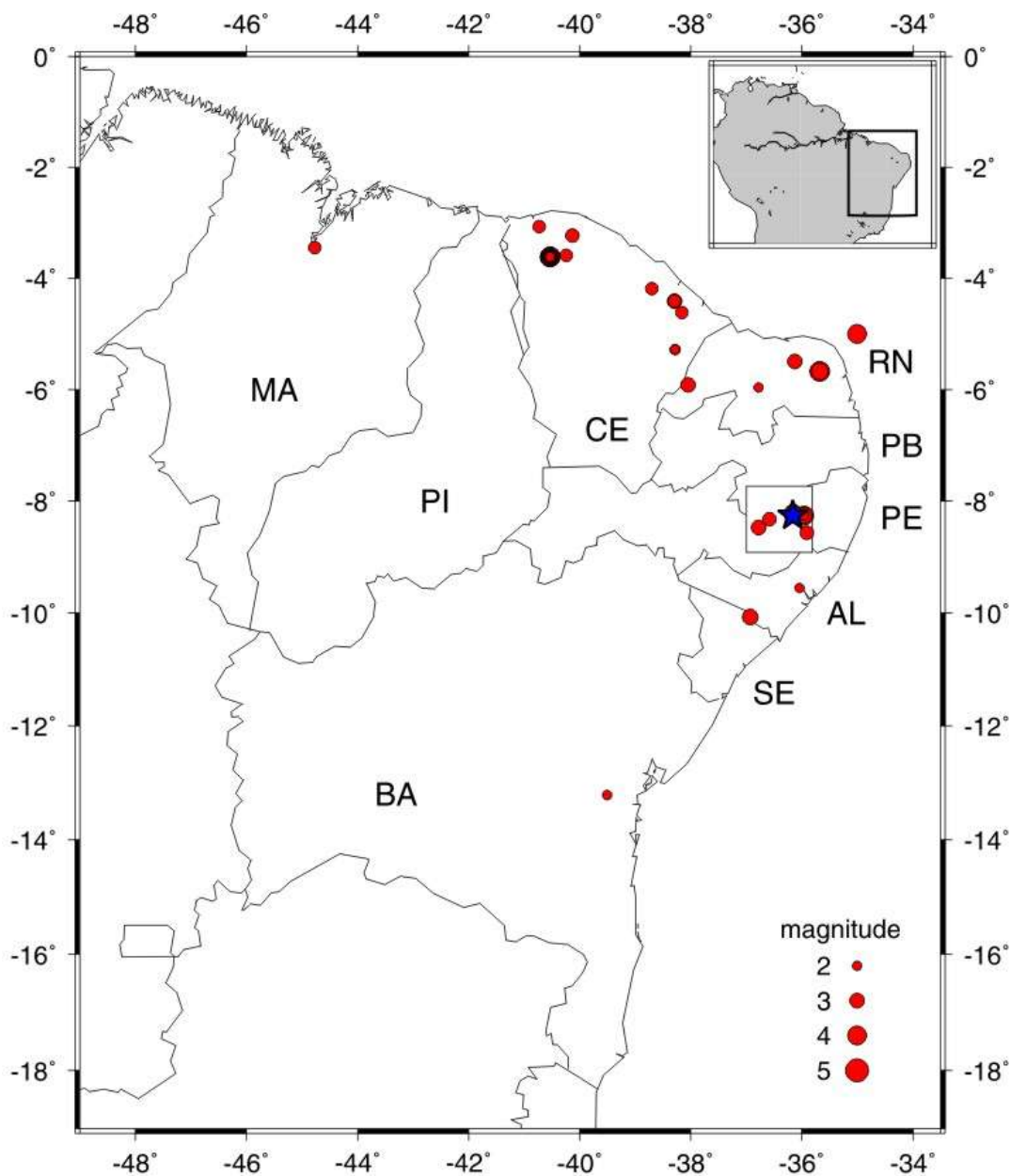


Figura 1. Mapa mostrando a distribuição da sismicidade no Nordeste do Brasil no período de 2006 até 2010. Os círculos (vermelhos) denotam os epicentros com tamanhos especificando o valor da magnitude de cada evento. O quadrado indica a região Agreste de Pernambuco e área de São Caetano, estudada neste trabalho, é representada por uma estrela azul.

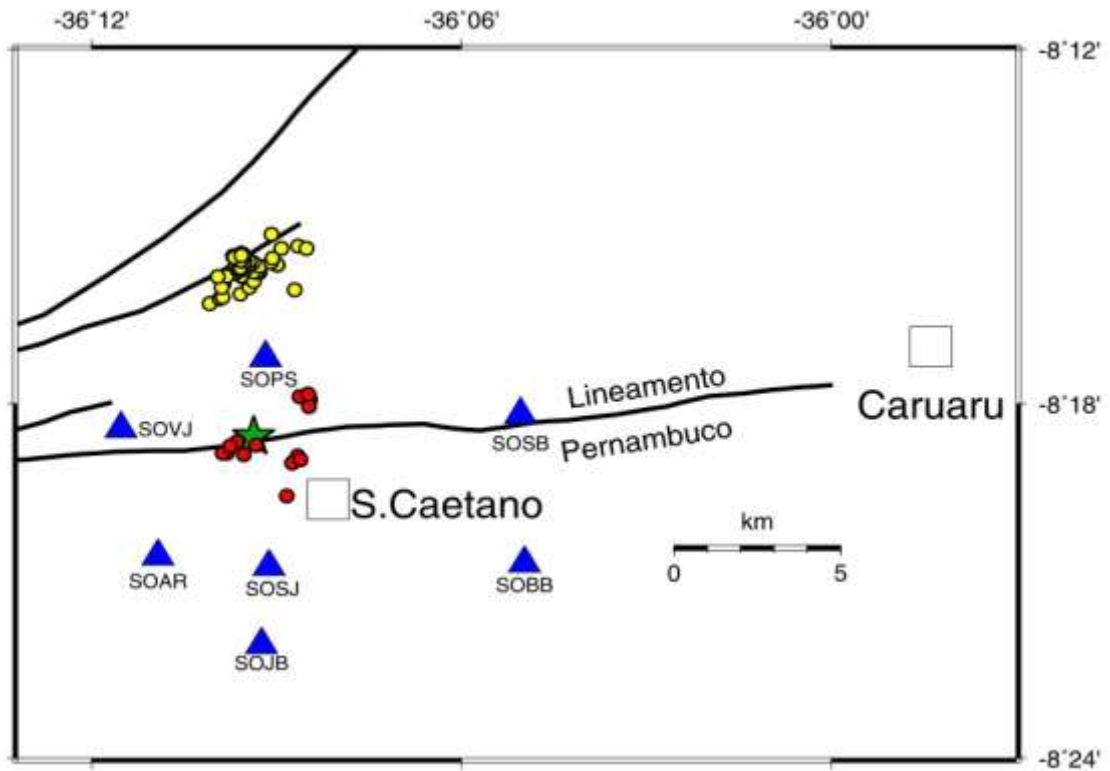


Figura 2. Mapa Epicentral dos 20 sismos (círculos vermelhos), com maior precisão hipocentral e epicentral, registrados pela rede de estações de São Caetano (triângulos azuis), entre 15/09/2010 e 21/12/2010. Os círculos amarelos indicam a localização dos sismos estudados em 2007 (Lima Neto et al. 2007); a estrela verde indica a localização do sismo de magnitude 2.7 m_b do dia 10/03/2010, e o quadrado indica a área urbana de São Caetano.

MORFOTECTÔNICA DA SERRA DO TABULEIRO, SC

José Pedro de Paiva Reis¹; Edison Ramos Tomazzoli²

¹Programa de Pós-Graduação em Geografia–UFSC, jppaiva.reis@gmail.com ; ²Depto. Geociências/UFSC.

Introdução

O maciço da Serra do Tabuleiro constitui uma das mais importantes feições do relevo da porção Leste do Estado de Santa Catarina, destacando-se na paisagem da Região Metropolitana da Grande Florianópolis pelas altitudes elevadas (acima de 1.200 m), além de ser a maior e mais importante unidade de conservação desse estado. As grandes elevações presentes nessa área correspondem ao afloramento de um batólito de idade neo-proterozóica (Granito Serra do Tabuleiro), que integra uma unidade geotectônica de expressão regional – o Cinturão Dom Feliciano – constituído na orogênese brasileira (Basei et al., 2000). Após o intenso tectono-magmatismo cretáceo, toda a área evoluiu como um típico ambiente de margem continental passiva durante o Cenozóico. Este trabalho é um resumo dos resultados da pesquisa de mestrado concluída em março de 2011, que buscou identificar e caracterizar as feições morfo-estruturais, bem como obter indícios e evidências a respeito da morfotectônica cenozóica dessa área, com base na identificação e análise de lineamentos estruturais e na aplicação de índices morfométricos utilizados para a caracterização de atividade tectônica.

Materiais e métodos

Para a identificação de lineamentos estruturais – direção de falhas e fraturas – foram utilizadas imagens do satélite ASTER com resolução espacial de 15 m e visada à ré que permite a visualização estereoscópica (em três dimensões), além das imagens disponibilizadas pelo provedor Google Earth. Também foram utilizadas ortofotos com escala aproximada de 1:25.000 e um mapa

topográfico em meio digital com escala 1:10.000 e curvas de nível equidistantes em 10 m. Este mesmo mapa topográfico constituiu a base para a elaboração de um modelo digital do terreno (MDT), com *grid* de 20 m, abrangendo toda a área do maciço. O mapeamento geológico realizado por Zaninni et al. (1997) foi a referência mais importante para a análise morfo-estrutural da área de estudo.

A análise da rede de drenagem, essencial para a caracterização morfo-estrutural, foi feita em nove bacias do setor E do maciço da Serra do Tabuleiro. Foram utilizados os índices morfométricos: Ev (equivalente vetorial), proposto por Christofolletti e Cezar (1976) para verificar o condicionamento estrutural da rede de drenagem; SL (*stream-length index*), proposto por Hack (1973) e aplicado por Keller (1986) na identificação de áreas tectonicamente ativas; e Vf (*Valley floor width-height index*), proposto por Bull e McFadden (1977) *apud* Perez-Peña et al. (2010) para identificar mudanças no nível de base relacionadas a movimentação tectônica.

Resultados

O levantamento realizado possibilitou a identificação de 651 lineamentos na Serra do Tabuleiro. Foram identificadas quatro faixas com lineamentos contíguos (Fig. 1):

1. Uma extensa faixa de direção NNW-SSE/NNE-SSW que aparentemente segmenta o maciço em dois setores com morfologias distintas, um a E e o outro a W, aqui denominado *Lineamento da Serra do Tabuleiro*;

2. Um lineamento de direção NNE-SSW que aparentemente controla o extremo E do maciço da Serra do Tabuleiro, aqui

denominado *Lineamento da Serra do Cambirela*;

3. Uma faixa de direção ENE-WSW na extremidade setentrional da Serra do Tabuleiro, aqui denominado *Lineamento de Pilões*;

4. Uma faixa também de direção ENE-WSW na latitude do Rio Maciambu Grande, aqui denominada *Lineamento do Rio Maciambu Grande*.

A ocorrência de fontes hidrotermais nas proximidades da interseção dos lineamentos Serra do Tabuleiro e Serra do Cambirela com o Lineamento de Pilões (Fig. 1) coincide com o contato do batólito com litologias mais antigas, sendo interpretada como um indício de que a extremidade setentrional do maciço constitui uma zona sensível ao acúmulo de tensões.

A análise da rede hidrográfica e os índices morfométricos indicaram um acentuado controle estrutural sobre os canais fluviais. Conspícuas anomalias (segmentos convexos) nos perfis longitudinais dos rios principais (Fig. 2), valores elevados do índice SL e baixos valores do índice Vf ($< 0,50$) sugerem mudanças no nível de base em um processo de soerguimento acentuado. A existência de bacias suspensas, de capturas fluviais em estreita relação com os lineamentos estruturais e de extensos terraços fluviais nas planícies aluviais reforça tais evidências.

Também foi constatada a existência de confluências anômalas possivelmente relacionadas à movimentação de falhas, sendo a mais significativa a dos rios Vargem do Braço e Cubatão, com ângulo obtuso acentuado (Fig. 3). Tais anomalias sugerem um componente direcional sinistral (Fig. 1), no qual os lineamentos ENE-WSW que recortam o maciço da Serra do Tabuleiro constituiriam fraturas de extensão (T).

Discussão

Os resultados obtidos na pesquisa fornecem indícios de que a margem continental na área pesquisada é condicionada pelos esforços compressivos que atuam na placa sul-americana (Lima, 2000). As anomalias verificadas na rede hidrográfica, os índices morfométricos e a disposição dos lineamentos estruturais associados à ocorrência de fontes

hidrotermais sugerem que a área da Serra do Tabuleiro apresenta atividade tectônica possivelmente desde o Terciário Superior, tendo continuidade no presente. As evidências obtidas são compatíveis com a localização da Serra do Tabuleiro alinhada na direção ENE-WSW/E-W ao Lineamento de Florianópolis, que constitui o limite meridional da Zona Sismogênica de Santos (Mioto, 1993).

Estão previstos novos levantamentos na área, quando se pretende utilizar um radar de penetração de solo para identificar deformações e/ou descontinuidades em depósitos holocênicos resultantes da movimentação de falhas, conforme proposto por Anderson et al. (2003). Desse modo espera-se comprovar a ocorrência de atividade neotectônica nessa porção do Estado de Santa Catarina.

Referências

- Anderson, K. B.; Spotila, J. A.; Hole, J. A. Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: an example from southern California. In: *Tectonophysics*. Boston: Elsevier, Vol. 368, nº 1-4, pp. 25-32, 2003.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Porta, F. P. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and Its Foreland Domain, The Rio de La Plata Craton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Ed.) *Tectonic Evolution of South America – 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, pp. 311-334, 2000
- Christofolletti, A.; Cezar, A. L. Relação entre o equivalente vetorial e o comprimento em bacias hidrográficas da região centro-meridional paulista. In: *Boletim Geográfico* nº 249, abril/jun. Rio de Janeiro: IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, pp. 80-89, 1976
- Hack, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. In: *Journal of Research of US Geological Survey*, vol. 1, nº 4. Boulder: U. S. Geological Survey, pp. 421-429, 1973
- Keller, E. A. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. In: *Geophysics Research Forum (US)*, Geophysics Study

Committee. *Active tectonics: impact on society*. Washington: National Academic Press, pp. 136-147, 1986

Lima, C. Ongoing compression across intraplate South America: observations and some implications for petroleum exploitation and exploration. In: *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30, nº 1. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 203-207, 2000

Mioto, J. A. Sismicidade e zonas sismogênicas no Brasil. Instituto de Geociências e Ciências

Exatas, UNESP. Tese de doutoramento, 276 p. 1993

Pérez-Peña, J. V.; Azor, A.; Azañon, J. M.; Keller, E. A. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. In: *Geomorphology*, nº 119. Amsterdam: Elsevier, pp. 74-87, 2010

Zanini, L. F. P.; Branco, P. M.; Camozzato, E.; Rangrab, G. E. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Folhas Florianópolis e Lagoa*, escala 1:100.000. Brasília: MME/CPRM, 195p. 1997.

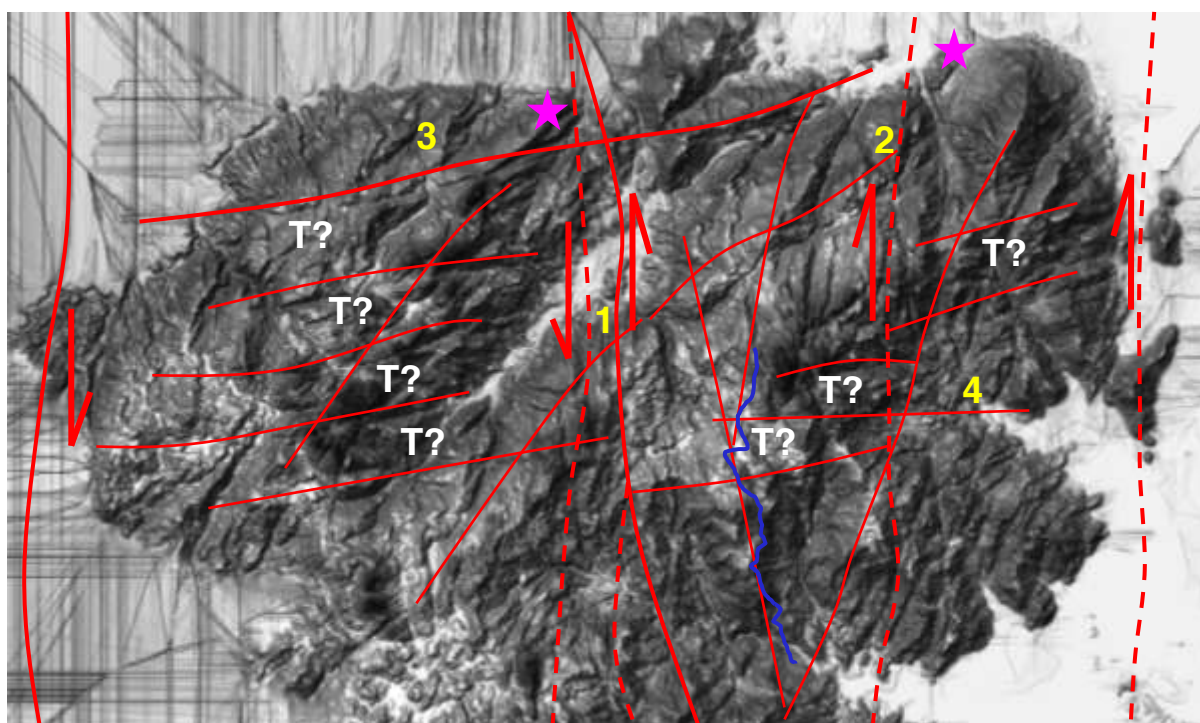


Figura 1. MDT do maciço da Serra do Tabuleiro. 1 – Lineamento da Serra do Tabuleiro; 2 – Lineamento da Serra do Cambirela; 3 – Lineamento de Pilões; 4 – Lineamento do Rio Maciambu Grande. Estrelas: fontes hidrotermais. Setas – possível sentido da movimentação direcional. T? – possíveis fraturas de extensão. Linha azul: localização do Rio Cachoeira do Norte (perfil longitudinal na Fig. 2).

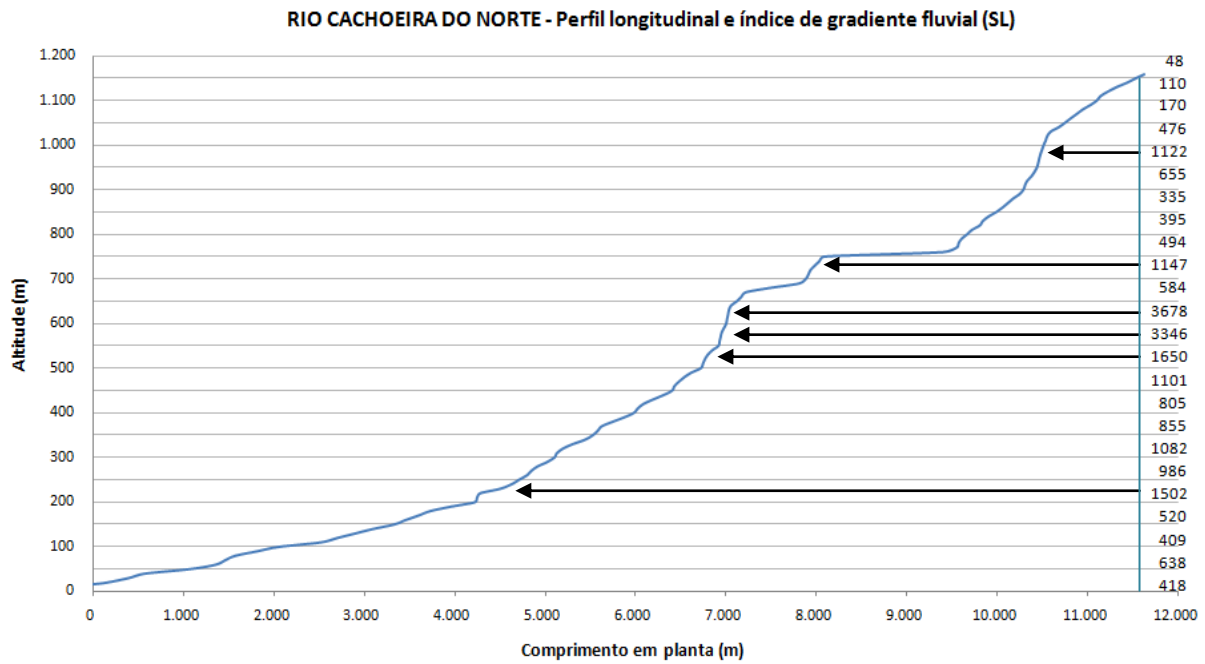


Figura 2. Perfil longitudinal do Rio Cachoeira do Norte e índices SL (à direita). Exagero vertical: 5x.

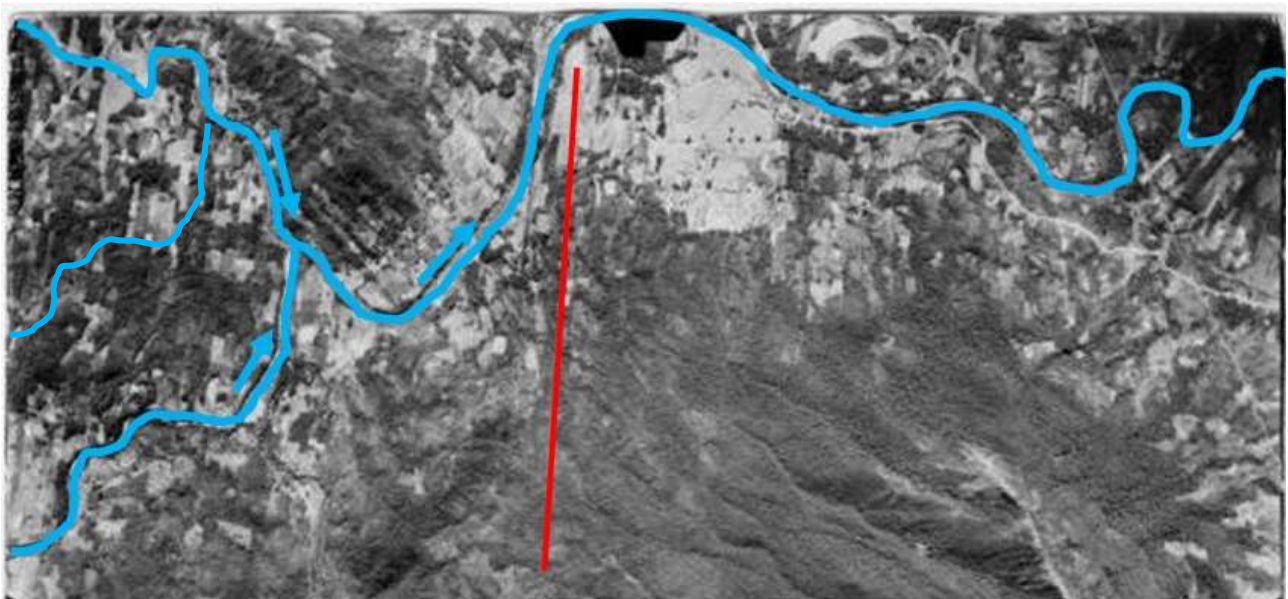


Figura 3. Ortofoto de 1957 mostrando a confluência em ângulo obtuso dos rios Vargem do Braço (SW) e Cubatão (NW), no limite NE da Serra do Tabuleiro. Destaque para o desvio do Rio Cubatão para N, associado ao Lineamento da Serra do Cambirela (linha vermelha).

FAULT ZONE PERMEABILITY, PORE PRESSURE AND STRESS FIELD: LESSONS FROM RESERVOIR-INDUCED SEISMICITY.

Aderson F. do Nascimento^{1,2}, Stella I. Pytharouli⁴, Rebecca J. Lunn⁴, Zoe K. Shipton⁴, James D. Kirkpatrick⁵, Joaquim M. Ferreira^{1,2}, Francisco H. R. Bezerra^{1,3}.

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, aderson@geofisica.ufrn.br; ²Departamento de Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ³Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ⁴Department of Civil Engineering – University of Strathclyde; ⁵University of Califórnia, Santa Cruz. Trabalho financiado pelo CNPq (INCT – Estudos Tectônicos; INCT – Geofísica do Petróleo) e NERC (National Environment Research Council).

The study of reservoir-induced seismicity potentially provides a great opportunity to study the interaction between flow and mechanical properties in faults. Because the interplay between these properties is complex both in time and space, fault transport properties form one of the greatest components of uncertainty in models of reservoir dynamics and in risk assessment for waste disposal (see Faulkner et al., 2010 for a review).

Here we will present results from the Açú reservoir-induced seismicity. The Açú reservoir is an earth-filled dam, 31 m high in the spillway, which has a capacity of 2.4×10^9 m³. The Açú reservoir is located in a flat area in the Archean and Neoproterozoic units immediately south of the Potiguar Basin. Rainfall in this semi-arid region is limited to the first few months of the year. As consequence, the reservoir area is quite reduced during the course of the year (do Nascimento et al., 2004). The reservoir impoundment started in 1985. Monitoring using one station started in 1987, but monitoring with local networks mostly concentrated in the following field campaigns: 1989, 1990-1991 (analogic data) and 1994-1997 (digital data).

The correlation between seismicity and reservoir water level in the 1989 and 1990/1991, as well as the spatial distribution of seismicity led Ferreira et al. (1995) to propose that the Açú seismicity was reservoir-induced. They observed a 3.0 months delay, whereas do

Nascimento et al. (2004, 2005) observed a 4.5 months delay between maximum water level and seismic peak. This time delay between maximum water level and subsequent seismicity increased with depth (do Nascimento et al., 2004, 2005; El Harari et al., 2010), which is an example of delayed response due to pressure diffusion, the drained effect (Rice and Cleary, 1976). This is consistent with the amplitude of the pressure wave decreasing with depth (Lunn et al., 2005). It follows that as the permeability of intact crystalline rocks are too low to allow pore-pressure variation at 2 km depth, this pressure diffusion must have occurred in faults and fractures (do Nascimento et al., 2005).

Fault geometry, size, and kinematics were determined in the three periods of seismic monitoring. Earthquakes occurred at well-defined NE-trending, 1.4 to 5 km deep faults over short periods of time, which slipped as right-lateral strike-slip structures (Fig. 13). The 1989 earthquakes occurred inside the lake and migrated to two other faults in the east part of the reservoir in the 1990/1991 period (Ferreira et al., 1995). The events in the 1994 – 1997 period clustered in three other faults whose general attitude is 043o/88oSE (do Nascimento et al., 2004a; Pytharouli et al., 2011). In all cases, hypocenter clusters formed 0.5 – 1.5 km long, which may reflect that either the faults are of finite dimension, or that earthquakes occurred in segments of the fault where the threshold for earthquakes triggering is lower

than in adjacent segments (do Nascimento et al., 2004; Lunn et al., 2005). The faults associated with the Açú reservoir reactivate ductile shear zones .

The analysis of pore-pressure diffusion allowed the determination of faults properties beneath the reservoir. The 1994-1997 data point that flow of fluids occurred within zones of younger open fractures rather than within fault damage zones formed during fault growth (Pytharouli et al., 2011). The seismicity migrated between faults and within individual faults over different periods of time. This pattern is related to heterogeneous rock properties (do Nascimento et al., 2004a). The flow pattern also indicates that the pressure waves become smoother and more symmetric as they move downwards (do Nascimento et al., 2005). In addition, these data point to values of hydraulic diffusivity of $5.5 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{day}$ (do Nascimento et al., 2005), seismicity migration rate of 14.8 m/day (do Nascimento et al., 2005) or between 15.5-17.5 m/day (El Harari et al., 2010), and average fracture permeability of $6 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ (El Harari et al., 2010). The faults generated clusters of small events. For example, seismicity reached a 3.1 m_b maximum magnitude in the 1990-1991 period (Ferreira et al., 1995) and 2.1 m_b in the 1994-1997 period (do Nascimento et al., 2004). The pressure change needed to trigger earthquakes was predicted to be less than 0.5 kPa (i.e., a piezometric head of 0.05 m), which implies that these faults are close to the critical value for failure (do Nascimento et al., 2004).

Referências

do Nascimento, A.F., Cowie, P.A., Lunn, R.J., Pearce, R.G., 2004. Spatio-temporal evolution of

induced seismicity at Acu reservoir, NE Brazil. *Geophysical Journal International* 158, 1041-1052.

do Nascimento, A.F., Lunn, R.J., Cowie, P., 2005. Modeling the heterogeneous hydraulic properties of faults using constraints from reservoir-induced seismicity. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2004JB003398, 110, n. B09201, p. B09201.

El Harari, M., Abercrombie, R.E., Rowe, C.A., do Nascimento, A.F., 2010. The role of fluids in triggering earthquakes: observations from reservoir induced seismicity in Brazil. *Geophysical Journal International* 181, 1566-1574.

Faulkner, D.R., Jackson, C., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K, Wibberley, C. A. J., Withjack, M. O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones, *Journal of Structural Geology*, Vol:32, Pages:1557-1575

Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Assumpção, M., Moreira, J.A.M., Pearce, R.G., Takeya, M.K., 1995. Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir – na example from northeast Brazil. *Bulletin of the seismological Society of America* 85, 1438-1489.

Lunn, R.J., do Nascimento, A.F., Cowie, P., 2005. Investigating the relationship between fault permeability and effective stress using constraints from reservoir induced seismicity. In: Stephansson, O., Hudson, J. (Eds.). *Coupled Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Processes in Geo-systems*. 1 ed. Oxford: Elsevier Science, 617-622.

Pytharouli, S.I., Lunn, R.J., Shipton, Z.K., Kirkpatrick, J.D., do Nascimento, A.F., 2011. Microseismicity illuminates open fractures in the shallow crust. *Geophysical Research Letters*, 38, 402, 2011.

SISMOS RECENTES NO NORDESTE DO BRASIL E SUA CORRELAÇÃO COM A GEOLOGIA.

Joaquim M. Ferreira^{1,2}, Aderson F. do Nascimento^{1,2}, Francisco H.R. Bezerra^{2,3}, Heleno C. de Lima Neto², Paulo H.S. Oliveira², Bonnie I.C. Nunes², Renato R.S. Dantas¹

¹Departamento de Geofísica - CCET – UFRN, joaquim@geofisica.ufrn.br; ²Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN); ³Departamento de Geologia - CCET – UFRN. Trabalho financiado pelo CNPq (INCT de Estudos Tectônicos)

Introdução

O Nordeste do Brasil é reconhecido como a principal área de atividade sísmica do Brasil (Berrocal *et al.*, 1984). Desde o século XIX ocorreram diversos tremores de magnitude igual ou superior a 4.0 m_b , e intensidade VI ou VII MM, que, em alguns casos, provocaram o pânico e fuga da população (Ferreira & Assumpção, 1983, Bezerra *et al.*, 2007). Os tremores de maior magnitude ocorreram em Cascavel-CE, em 1980 (5.2 m_b) e João Câmara-RN, em 1986 e 1991 (5.1 e 5.0 m_b , respectivamente).

Sismos de magnitudes acima de 2.0 m_b ocorrem com muita frequência, geralmente na forma de enxames, que podem durar de meses a anos, o que facilita seu estudo (Ferreira *et al.*, 1998). Embora a estação de Natal (NAT) tenha sido uma das primeiras estações em operação no Brasil (1965), somente em 1986, quando da atividade sísmica de João Câmara (Ferreira *et al.*, 1987; Takeya *et al.*, 1989), é que se iniciou o estudo da atividade sísmica por meio de redes sismográficas portáteis. De lá para cá o Laboratório Sismológico da UFRN (LabSis/UFRN) instalou cerca de 30 redes sismográficas temporárias, em diversas localidades, objetivando a determinação dos hipocentros e dos mecanismos focais.

As principais campanhas foram realizadas entre 1986 e 1991 sendo possível obter-se, com os resultados delas, uma visão acerca do problema da correlação entre a atividade sísmica e a geologia e mapear o esforço horizontal máximo na região (Ferreira *et al.*, 1998). Um novo período de instalação de redes portáteis temporárias iniciou-se em 2002

e este trabalho tem como objetivo comparar o que se conhecia antes com o que foi acrescentado pelas novas campanhas.

Sismicidade recente (2001-2010)

Historicamente, as principais áreas sísmicas no Nordeste são o Recôncavo da Bahia, a região do Lineamento Pernambuco, a borda da Bacia Potiguar e o noroeste do Ceará, sendo que, estas três últimas encontram-se na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981). No entanto, desde 1920, só tem ocorrido tremores de magnitude acima de 4.0 m_b na Província Borborema.

Na Figura 1 encontra-se a atividade sísmica recente no Nordeste do Brasil, no período de 2001 a 2010. Como se pode notar, a Província Borborema continua sendo bastante ativa em suas três áreas sísmicas, tendo ocorrido tremores de magnitude igual ou acima de 4.0 m_b em todas elas (Litoral de Touros-RN, 2006, 4.0; São Caetano-PE, 2006, 4.0; Sobral, 2008, 4.2; Taipu-RN, 2010, 4.3). Embora de menor magnitude, ocorreram também tremores no Recôncavo, além de outros eventos pelo interior da Bahia, em Alagoas e Sergipe.

Neste período foram realizadas campanhas em Caruaru-PE (2002; Ferreira *et al.*, 2008), Belo Jardim-PE (2004; Lopes *et al.*, 2010), São Caetano-PE (2007, 2010; Lima Neto *et al.*, 2009, primeira campanha), Barragem do Castanhão-CE (2007, 2010), Sobral-CE (2008 e 2010; Oliveira *et al.*, 2010, primeira campanha), Santana do Acaraú (2010), Taipu-RN (2010; Lima Neto *et al.*, 2010) e Pedra Preta-RN (2010), o que configura a Província Borborema como a

região do Brasil onde foram realizados mais estudos sismológicos utilizando redes sismográficas portáteis. Pretende-se apresentar os resultados ainda inéditos no XIII SNET.

Correlação com a geologia

A discussão da correlação entre a sismicidade do Brasil e a geologia é antiga e encontra-se em Branner (1920), por exemplo. No entanto, a correlação entre sismicidade e a geologia, não é uma tarefa fácil em regiões intraplaca, como o Brasil. Tem sido propostos vários mecanismos para explicar esse tipo de sismicidade mas, como notaram Zoback & Zoback (1981), que embora cada um dos mecanismos propostos para a localização da sismicidade intraplaca na região leste dos Estados Unidos possa ser aplicado em áreas específicas, não foi identificada ainda uma correlação geral ou um mecanismo causal único, a não ser a pré-existência, na crosta, de zonas de fraqueza favoravelmente orientadas. Essa mesma conclusão é válida para o Nordeste do Brasil.

Considerando as campanhas realizadas até 1993, Ferreira et al. (1998) concluíram que, excetuando Caruaru e Açu, não havia evidências de nenhuma correlação entre a sismicidade e falhas mapeadas na região. Essa situação tem que ser revista em função de trabalhos recentes e das campanhas realizadas desde 2002.

Verificou-se que, não só a atividade em Caruaru, mas toda a sismicidade próxima ao Lineamento Pernambuco, e suas ramificações, estão fortemente correlacionados (Ferreira *et al.*, 2008; Lima Neto *et al.*, 2009; Lopes *et al.*, 2010). É importante salientar que, até agora, não foi possível correlacionar a sismicidade na Província Borborema com qualquer outra de sua grandes feições tipo Lineamento Patos, Lineamento Sobral-PedroII, zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, etc.

Para a borda da Bacia Potiguar, no geral, excetuando Açu, não há correlação. No caso de João Câmara, Bezerra et al. (2007) mostraram que embora não haja nenhuma correlação com a zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, existe forte correlação com veios de quartzo na região.

No Ceará, onde a sismicidade está relacionada, a leste, com a borda da Bacia Potiguar, e a oeste, principalmente com a zona sismogênica do noroeste de Ceará, a regra geral é de não haver correlação. Oliveira et al. (2010), mostraram que a atividade sísmica na região de Sobral não estava correlacionada com o Lineamento Sobral-Pedro II. No entanto, novos estudos de neotectônica estão sendo realizados na região que poderão nos fazer entender melhor esse problema.

Referências

- Almeida, F.F.M., Y. Hasui, B.B.B. Neves & R.A. Fuck, 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- Berrocal, J., M. Assumpção, R. Antezana, C.M. Dias Neto, R. Ortega, H. França & J.A. Veloso, 1984. Sismicidade do Brasil, IAG-Universidade de São Paulo/CNEN, 420 pp.
- Bezerra, F.H.R. M.K. Takeya, M.O.L. Sousa & A.F. do Nascimento, 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault. *Tectonophysics*, 430: 27-39.
- Branner, J.C., 1920. Recent earthquakes in Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 10: 90-104.
- Ferreira J.M. & M. Assumpção, 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geofís.*, 1: 67-88.
- Ferreira J.M., M.K. Takeya, J.M. Costa, J.A.M. Moreira, M. Assumpção, J.A.V. Veloso & R.G. Pearce, 1987. A continuing intraplate earthquake near João Câmara – Northeastern Brazil – preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 14: 1402-1405.
- Ferreira J.M., R.T. Oliveira, M.K. Takeya & M. Assumpção, 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, 134: 341-355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F. & França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophysics*, 456, 111–126.
- Lima Neto, H.C, Ferreira, J.M., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H.R., 2009.

Estudo da atividade sísmica em São Caetano-PE em 2010. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Lima Neto, H.C., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., R. M. P. Spineli, N.P. Costa & E.A.S. Menezes. Estudo das réplicas do sismo de magnitude 4.3 em Taipu ocorrido em 2010. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.

Lopes, A.E.V.; Assumpção, M.; do Nascimento, A.F.; Ferreira, J.M.; Menezes, E.A.S. & Barbosa, J.R. 2010. Intraplate Earthquake Swarm in Belo Jardim, NE Brazil: Reactivation of a Major NeoProterozoic Shear

Zone (Pernambuco Lineament), *Geophys. J. Int.*, 180(3), 1303-1312

Oliveira, P.H.S, Ferreira, J.M., Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., Soares J.E., Fuck R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral – CE, NE do Brasil, em 2008. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.

Takeya, M.K., J.M. Ferreira, R.G. Pearce, M. Assumpção, J.M. Costa & C.M. Sophia - 1989 - The 1886-87 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil - evolution of seismicity. *Tectonophysics*, 167: 117-131.

Zoback, M.D. & Zoback, M.L., 1981. State of stress and intraplate earthquakes in the United States. *Science*, 213: 96-104.

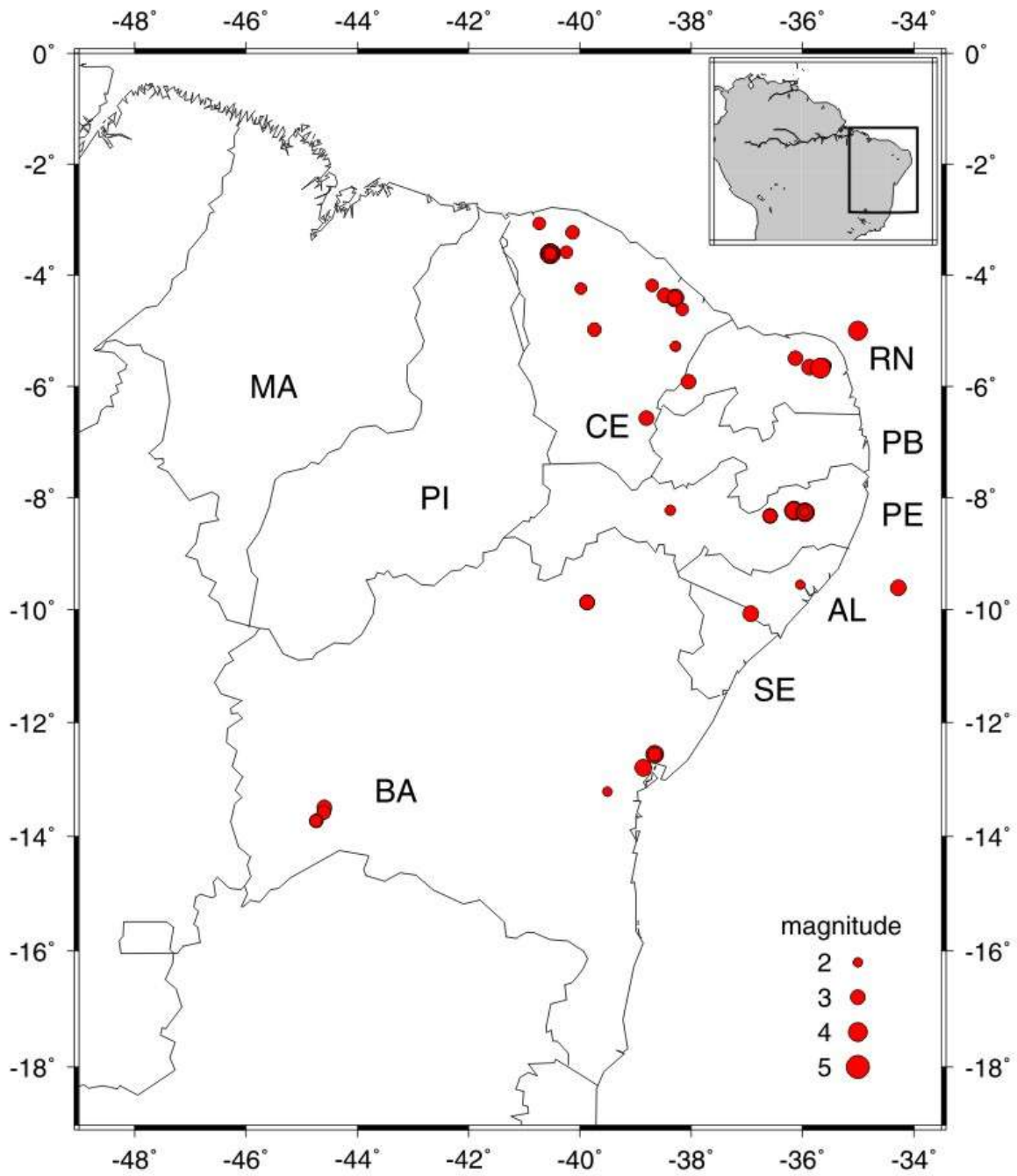


Figura 1. Atividade sísmica no Nordeste do Brasil (2001-2010). Fonte: Boletim Sísmico Brasileiro (IAG, UFRN, UnB, IPT, UNESP).

UTILIZAÇÃO DE *KNICKPOINTS* COMO INDICADORES DE ATIVIDADE NEOTECTÔNICA NA AMAZÔNIA

Pedro Fonseca de Almeida e Val¹, Clauzionor Lima da Silva²

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, pval_geo@yahoo.com.br; ²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas.

Introdução

Os indícios de tectonismo na Amazônia vêm sendo estudados desde 1950 por diversos autores (Sternberg, 1950; Franzinelli & Piuci, 1988; Igreja & Franzinelli, 1990; Fernandes Filho et al., 1997; Silva, 2005; Silva et al., 2007). Particularmente, a vasta área vegetada e a densidade de drenagem dificultam a identificação de feições geológicas e estruturais, assim como o intenso intemperismo químico, que prejudica a identificação de estruturas através de imagens de sensores remotos. Estes fatores tornam árdua a busca por afloramentos para mapeamento de estruturas geológicas, para comprovação geológica-estrutural. Assim, a identificação de áreas e a observação de anomalias na drenagem e relevo tornam-se fundamentais como uma alternativa na determinação e identificação de lineamentos e feições estruturais que controlam a paisagem.

Um *knickpoint* representa uma interrupção no padrão côncavo ideal de um perfil longitudinal de um rio, com uma porção mais íngreme e convexa. Este, portanto, representa um desnível de base e pode ser causado por processos tectônicos, climáticos e geológicos, entre outros, conforme estudos de Harbor et al. (2005) e Crosby & Whipple (2006). Os *knickpoints* podem coincidir com uma estrutura tectônica, conforme Maroukian et al. (2008), e particularmente com a estruturação neotectônica na Amazônia (Val et al. 2010). Isto pode constituir como uma importante ferramenta na identificação de áreas tectonicamente afetadas. Na Amazônia poucos estudos foram desenvolvidos com esse propósito (Val et al., 2010), mas no Brasil estudos de Etchebere et al. (2004) e Guedes

et al. (2006) têm apresentado bons resultados nessa correlação. Os estudos acerca da análise neotectônica aplicados na bacia do Tarumã-Açu e Cuieiras, região de Manaus (AM) mostram a existência de um importante lineamento tectônico, o qual influencia diretamente na paisagem daquele setor (Silva, 2005). A zona de falha do Baependi se caracteriza como um conjunto de falhas normais que promoveram o reajuste da rede de drenagem e o desnivelamento do relevo. A análise da distribuição dos *knickpoints* revela um alinhamento destes associados ao lineamento tectônico da falha do Baependi. Importantes anomalias de captura de drenagem e feições retilíneas no relevo derivaram da adaptação do sistema de relevo e drenagem à falha. Este estudo serve como base para aplicação da análise de *knickpoints* e a correlação tectônica na Amazônia.

Métodos

Para a geração dos modelos de *knickpoints* os dados de elevação e drenagem da bacia do Tarumã-Açu e margem esquerda do baixo Rio Negro foram extraídos do modelo SRTM em ambiente SIG (ArcGIS) e processados no programa Matlab para elaboração dos perfis longitudinais de acordo com Harbor et al. (2005). A partir desse programa foram aplicados os processos de suavização dos perfis longitudinais dos canais e a quantificação do desvio de um perfil previsto para um dado canal ideal. Os dados são conduzidos ao ArcGIS para plotagem das áreas anômalas (convexas) nos perfis longitudinais dos canais. Com a visualização dessas áreas em mapas é possível a correlação com dados geomorfológicos e estruturais disponíveis. Em

campo, foram obtidos dados estruturais visando áreas em potencial de acordo com o modelo gerado.

Resultados e discussões

Na margem esquerda do baixo Rio Negro, área comprovadamente afetada por processos neotectônicos (Silva, 2005; Silva et al., 2007; Amaral et al. 2009), onde o padrão de drenagem é paralelo, há distribuição de padrões de *knickpoints* alinhados. O quadro neotectônico dessa área mostra a existência de lineamentos, predominando as direções NE-SW e NW-SE, além das direções N-S e E-W. Os lineamentos NE-SW correspondem a falhas normais que afetam somente a unidade do Cretáceo (Fm. Alter do Chão), enquanto que a direção NW-SE, mais jovem, deforma também o horizonte laterítico dessa unidade com atitude N30W. Já na bacia do rio Tarumã-Açu estudos sugerem que o canal segue uma orientação estrutural N-S, sem evidências de campo (Silva, 2005 e Amaral et al., 2009). O estudo de *knickpoint* foi aplicado para observar as possíveis correlações com este quadro neotectônico. Essa análise realizada nos canais da margem esquerda do rio Negro e baixo curso do rio Cuieiras revelou diferentes altitudes com desnível de base em canais tributários. Nos intervalos de 30, 40 e 50 metros notaram-se *knickpoints* alinhados entre os canais paralelos. Apesar da distância entre os canais, o padrão do perfil longitudinal é muito semelhante, mostrando as mesmas características principalmente no limite com a zona de falha. A aplicação da análise na bacia do rio Tarumã-Açu apresentou uma distribuição de *knickpoints* mais complexa, com ocorrências em duas altitudes em diferentes drenagens. O perfil longitudinal elaborado nesta bacia revelou dois padrões distintos, de forma que em tributários da margem esquerda do rio Tarumã-Açu (primeiros 30 km) apresentam um padrão alinhado no intervalo topográfico de 25 a 30 metros. Já próximo à cabeceira dessa drenagem existe uma zona ampla com *knickpoints* de aproximadamente 20 km de comprimento, em intervalos de 35 a 50 metros de altitude. Os desníveis na margem esquerda do rio Tarumã-Açu (baixo curso) ocorrem no mesmo intervalo

topográfico (25-30 m) e podem representar um sinal transiente gerado pelo mesmo processo. Isso sugere o controle causado por fatores litológicos, como presença de rochas areníticas da Fm. Alter do Chão e solos espessos, e tectônicos. Já a margem direita, menos dissecada e com afloramentos mais espessos, possui tributários mostrando pouca assimetria. Esta assimetria é atribuída a um basculamento na margem direita desta bacia, gerando maior área de drenagem na margem esquerda (Silva, 2005; Amaral et al., 2009).

Os *knickpoints* observados mostram um padrão de alinhamento diferenciado. Na margem esquerda do rio Negro observa-se que este condicionamento está associado ao lineamento da falha do Baependi, suavemente equilibrada pelo sistema de drenagem. Aqueles desenvolvidos na bacia do rio Tarumã-Açu seguem tanto a orientação do padrão de faturamento mais antigo, representado pelos canais tributários orientados NE-SW, quanto litológica mais resistente em profundidade no baixo curso. No entanto, o alinhamento dos *knickpoints* segue a direção estrutural NW-SE, mais nova que a anterior se enquadra no regime neotectônico regional.

Conclusões

Drenagens tributárias do rio Cuieiras e margem esquerda do rio Negro apresentam um padrão semelhante de *knickpoints* ao cruzar a zona de falha do Baependi. Estes alinhamentos segundo a zona de falha mostram a aplicabilidade deste método na interferência do lineamento com o sistema de drenagem. O processo inverso de aplicação para identificação de áreas com potencial para atividade tectônica revelou alinhamentos na bacia do Tarumã-Açu, mas em diferentes níveis topográficos. Desta forma, a rotina apresentada neste estudo revela uma importante ferramenta de identificação de áreas afetadas pela neotectônica na Amazônia, podendo também ser indicativas de variação litológica e zonas basculadas. As gerações de *knickpoints* desenvolvidas mostram que o sistema de drenagem evolui rapidamente para um estágio de estabilidade frente à movimentação tectônica recente.

Referências

- Amaral, F.R.; Silva, C.L., Maia, T.A., Val, P.F.A., Ribeiro, O.L., Morales, N. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12, SBG, Ouro Preto (MG). Anais... SBG, 2009.
- Crosby, T. B.; Whipple, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. 2006.
- Etchebehere, M.L.C, Saad, A.R., Fulfaro, V.J., Perinotto, J.A.J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão - RDE. na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências – USP, 43, *Geol. USP Sér. Cient., São Paulo*, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
- Fernandes Filho, L.A., Costa, M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. Rev. bras. geo. Vol. 16, nº 1, p 9 – 33, 1997.
- Franzinelli, E. & Piuci, J. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, 1988, v. 1, p. 80-90.
- Guedes, I.C., Santoni, G.C, Etchebehere, M.L.C, Stevaux, J.C., Morales, N., Saad, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. Geociências v.5, n. 1, 2006, 75-102.
- Harbor, D., Bacastow, A., Heath, A., Rogers, J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. 2005.
- Igreja, H.L.S, Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- Maroukian, H.; Gaki-Papanastassiou, K.; Karymbalis, E.; Vouvalidis, K.; Pavlopoulos, K.; Papanastassiou, D.; Albanakis, K. Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece. *Geomorphology Journal* 102, p. 81-92. 2008.
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- Silva, C. L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.
- Sternberg, H.O.R., Vales tectônicos na planície amazônica? . *Revista Brasileira de Geografia*, v.12, nº. 4, p. 3-26, 1950.
- Val, P. F. A.; Silva, C. L.; Maia, T. F. A.; Morales, N. Identificação de zonas de falhas na Amazônia a partir de análise de knickpoints: estudo do caso da Zona de Falha do Baependi (AM). Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia (Painel). 2010

RESERVATÓRIOS E SELOS NÃO CONVENCIONAIS NA BACIA DO ESPÍRITO SANTO: SISTEMAS HIDRODINÂMICOS E NEOTECTONISMO ASSOCIADOS

Luiz Carlos Chaves Novais, Marcelo Teixeira das Neves, Jorge Mauro Miranda Lyra, Rodolfo Pires de Oliveira, Paulo Weimar P. Magalhães, Lucas Duarte Beggato

PETROBRAS, novais@petrobras.com.br

O presente trabalho apresenta os resultados de um estudo tectono-estrutural-sedimentar na porção emersa da Bacia do Espírito Santo, destacando os reservatórios e selos não convencionais no Andar Aptiano e suas heterogeneidades que condicionam a circulação de fluidos nos reservatórios de hidrocarbonetos. Esse pacote de rochas, de características continentais e idade cretácea, está posicionado entre a discordância Pré-Alagoas (DPA) e o topo da seção evaporítica (Fm. Itaúnas). A DPA é uma discordância erosiva que marca a passagem do estágio rifte / pos-rifte da bacia, com conseqüente soerguimento de borda e fonte de sedimentos siliciclásticos. Kiang et al., (1992) ressalta que a margem leste brasileira, nas bacias cretáceas, a transição rifte / pós-rifte é marcada por uma forte discordância erosiva compatível com uma amplificação flexural ou soerguimento.

Os sedimentos estudados são representados pela Fm. Mariricu / Mb. Mucuri e consistem de clásticos grossos a médios, dominados por leques aluviais e canais fluviais. Apresentam inúmeras zonas de baixas permeabilidades, intercaladas por filossilicatos, camadas evaporíticas, dolomitos, carbonatos, cataclasitos etc. com reduzidas resoluções sísmicas. Por outro lado a ação do hidrotermalismo, em algumas porções dos reservatórios, alterou suas características originais implicando em porosidades secundárias.

Outro indicativo de reservatórios não convencionais, facilitando a circulação de fluidos, é o controle morfotectônico sugestivo de atividades neotectônicas, que caracteriza um regime de esforços compressivos de direções

NW-SE e extensão NE-SW, através de um modelo estrutural com transcorrência E-W no norte da bacia, Mello et al. (2005). As feições características da evolução geomorfológica são impressas em formas de relevo e no rearranjo da drenagem, ambas controladas pela tectônica atual da bacia.

Com base na integração de dados (de produção, sísmicos, métodos potenciais, perfis, testes e amostras de calhas, modelagens geológicas 3D, dados de afloramentos com base em análogos, petrografia, imagens de satélite, fotos aéreas, estereogramas estruturais, cartas topográficas etc.) e usando metodologias variadas, foram realizados estudos que buscassem outras interpretações exploratórias e exploratórias bem como modelos hidrodinâmicos mais consistentes.

Onde a resolução sísmica se mostra de baixa resolução, as feições geológicas podem ser satisfatoriamente identificadas com o uso de métodos potenciais, principalmente, mapas de anomalias gravimétricas e magnéticas. Esses são excelentes ferramentas que permitem interpretações de feições estruturais alternativas. No que tange ao hidrotermalismo (nas Fms Mariricu, Mbs. Mucuri e Itaúnas) a percolação de fluidos no interior das rochas sedimentares constitui o principal modelo pelo qual ocorrem reações químicas, envolvendo processos de dissolução (porosidade secundária) e selante. A última trata-se de precipitações de constituintes autigênicos que obliteram os poros das rochas, restringindo a mobilidade dos fluidos nos reservatórios.

Borba et al. (2004) define para o Campo de Pilar, Alagoas, Fm. Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), análoga a Fm. Mariricu /

Mb. Mucuri, quatro processos deformacionais responsáveis pela alteração das características petrofísicas (redução da permeabilidade) dos reservatórios: fragmentação dos grãos (dissolução de feldspatos), cimentação (dolomitização, carbonatização etc.), reorientação dos filossilicatos (filossilicate smear) e esmagamento de fragmentos de rocha (geração de pseudomatriz). Outros fatores que esse autor destaca são as complexidades nas zonas de falha, limitações nas resoluções sísmicas bem como a restrição ao fluxo de hidrocarbonetos.

Referências

- Borba, C.; Aguiar, L.; A.; M.; Maciel, B.; W.; B.; Almeida, M.; S.; Filho, D.; C.; D.; Souza, R.; S. Aspectos controladores do potencial selante de falhas: exemplo do Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, V. 12, N. 1, P. 103-123, Nov. 2003/maio 2004.
- Kiang, C.; H.; Bender, A.; A. O papel das tensões intraplaca na evolução de bacias sedimentares: exemplo da Formação Urucuia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo, SP, 1992. Anais... SBG. p. 568-569.
- Mello, C.; L.; Rodrigues, H.; B.; Hatushika, R.; S. Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo X Congresso da ABEQUA, Rio de Janeiro 2005.

REATIVAÇÕES RÚPTEIS DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO E CORRELAÇÃO COM A SISMICIDADE RECENTE: RESULTADOS PRELIMINARES

Diego F. B. da Costa¹, Daniel F. Menezes¹, Renato R. Dutra¹, Jordão Douglas de Lima Nogueira¹, Francisco H.R. Bezerra², Maria Osvalneide Lucena Sousa², Reinhardt A. Fuck, R.A.³, Joaquim M. Ferreira², Anderson F. do Nascimento²

¹Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, costa.geologia@gmail.com ;
²Universidade Federal do Rio Grande do Norte; ³Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
Trabalho financiado pelo CNPq/INCT-ET.

Introdução

O Lineamento Pernambuco é uma feição morfotectônica que atravessa o estado homônimo. Esta estrutura foi gerada durante a orogênese Brasileira (750-500 Ma), tendo sido reativada durante a quebra do protocontinente Pangea no Cretáceo. Esta reativação foi responsável pelo desenvolvimento de algumas bacias sedimentares. Na região costeira, o Lineamento foi reativado do Barremiano (130 Ma) ao Terciário (~60-50 Ma), formando um horst que marca, respectivamente, os limites Norte e Sul das bacias Pernambuco e Paraíba (Lima Filho *et al.*, 2006). Na sua porção central (~150 km a W de Caruaru), o lineamento foi reativado durante o Barremiano-Albiano (130-100 Ma), resultando na formação da Bacia do Jatobá (Costa *et al.*, 2003). Nesta área, a reativação do Lineamento Pernambuco deu origem à Falha de Ibimirim (Santos *et al.*, 1990). A região do Lineamento encontra-se atualmente sob um regime de tensões caracterizado por compressão sub-horizontal E-W e distensão sub-horizontal N-S. Esta área tem sido palco de sismicidade desde o início do século XX. Mais recentemente, a região foi afetada por sismicidade nos anos de 1991, 2002, 2004 e 2007 (Ferreira *et al.*, 2008; Lima Neto *et al.*, 2009; Lopes *et al.*, 2010).

Este trabalho tem por objetivo apresentar dados de mapeamento de reativações rúpteis do lineamento, enfocando áreas com sismicidade recente. São apresentados resultados preliminares do mapeamento realizado na porção leste do lineamento, entre Belo Jardim e Tacaimbó (PE) (Fig. 1).

Resultados preliminares

Dois tipos principais de falhas afetam a zona de cisalhamento na área de estudo. O primeiro grupo corresponde às falhas profundas, formadas em regime dúctil-rúptil. Foram reconhecidas, em mesoescala, fraturas preenchidas por sílica e epidoto, que ocorrem sob a forma de pares conjugados de falhas transcorrentes. A família de orientação SW-NE tem cinemática sinistral e a família de orientação NW-SE é caracterizada por cinemática dextral (Fig.2). Estas falhas mostram frequentemente arrasto dúctil da foliação milonítica.

Um segundo grupo de falhas é caracterizado por cataclitos (Fig. 3), brechas de falha, pseudotaquilitos e *gouge*. Localmente ocorrem planos de falhas com paredes marcadas por óxido/hidróxidos de Fe provenientes de fluidos intempéricos. Este segundo grupo geralmente reativa a foliação milonítica e mostra mesma atitude dos planos nodais dos mecanismos focais apresentados por Ferreira *et al.* (2008), Lima *et al.* (2009) e Lopes *et al.* (2010). O segundo grupo de falhas atesta que o Lineamento Pernambuco foi reativado fora das áreas das bacias sedimentares e em áreas onde ocorrem falhas sismogênicas. O estudo detalhado deste segundo grupo de falhas está em andamento e pode potencialmente mostrar a natureza das falhas sismogênicas da região.

Referências

- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F. & França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil, *Tectonophys.*, 456, 111–126, doi:10.1016/j.tecto.2008.01.009
- Lima Filho, M.F., Barbosa, J.A., Souza, E.M., 2006. Eventos Tectônicos e Sedimentares nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento da Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. *Geociências* 25, 117–126.
- Lima Neto, H.C., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F., Bezerra, F.H., 2009. Study of seismic activity in the São Caetano area in 2007. Proceedings of the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador. Extended Abstract, 6 pp.
- Lopes, A.E.V., Assumpção, M., Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E.A.S. & Barbosa, J.R., 2010. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophys. J. Int.* 180, 1303-1312.
- Mariano, G., Silva, J.M.R., Correia, P.B., Neves, S. P., Cabral, A.F., Silva, F.M.J.V., Chagas, I.T., Miranda, T.S., Oliveira, S.F., Freire, B.S., 2007. Geologia da Folha Belo Jardim - SC.24-X-B-III, escala 1:100.000. UFPE/CPRM, 80p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB), Versão em CD-Rom.
- Santos, C. F., Cupertino, J. A., Braga, J. A. E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P., Milani, E. J. (Coords.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 235-266.

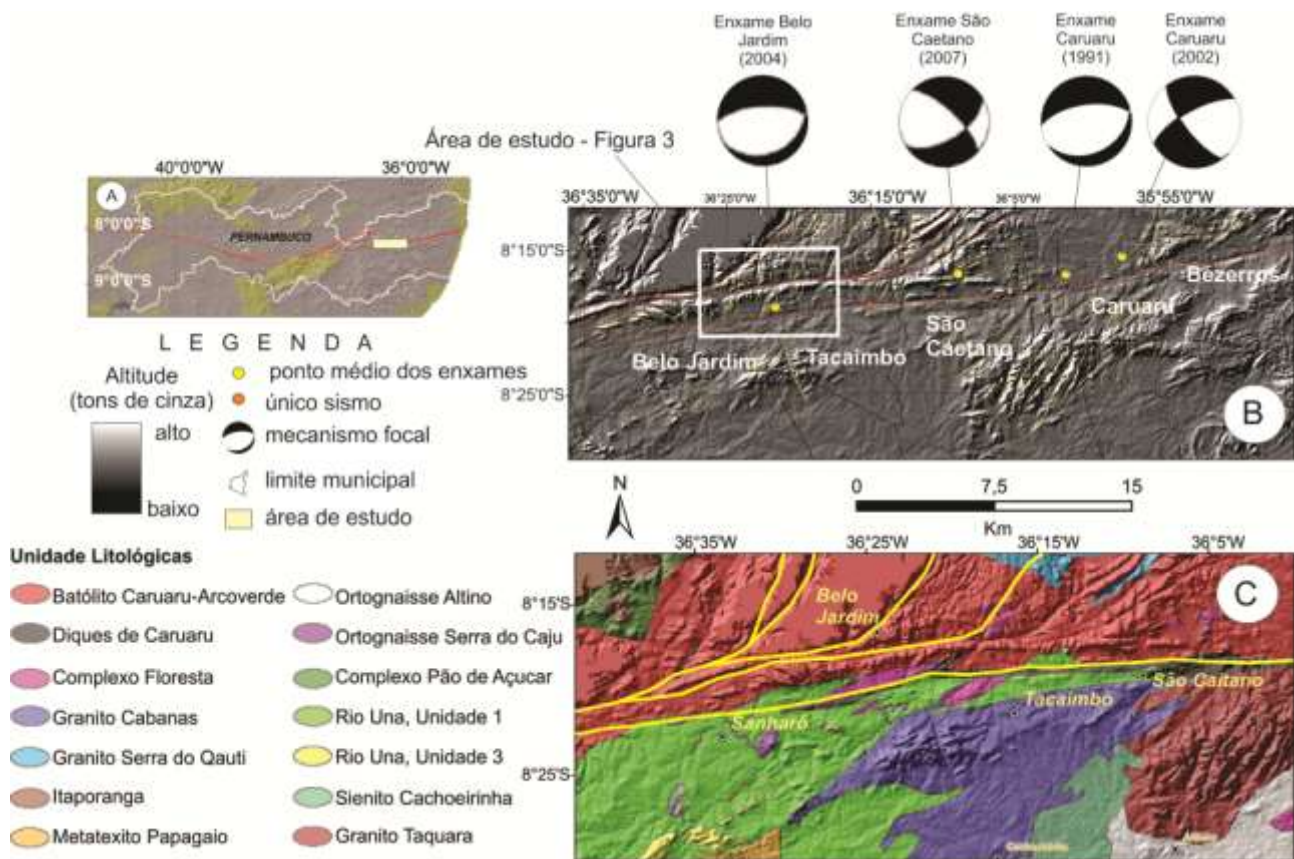


Figura 1. Porção Leste do Lineamento Pernambuco: (A) mapa de localização da área; (B) mapa de detalhe em imagem SRTM e mecanismos focais mostrando a localização das quatro áreas epicentrais mais importantes; (C) modelo de elevação de terreno (SRTM) e geologia da área (Geologia modificada de Mariano et al., 2008).

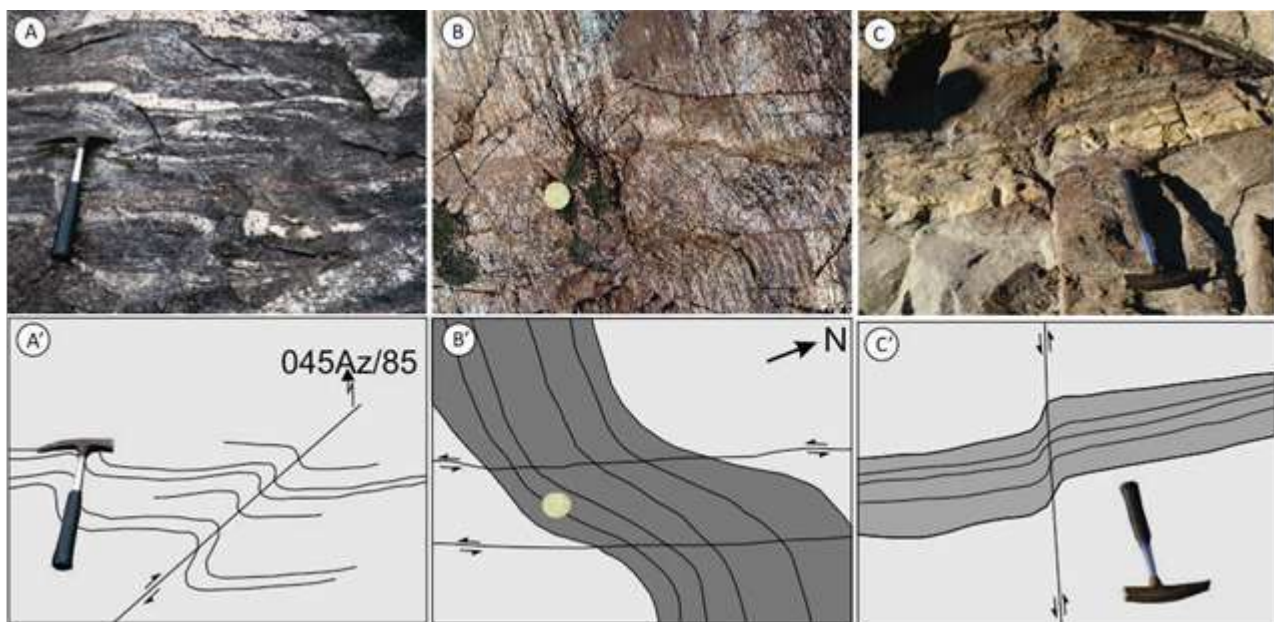


Figura 2. Figura mostrando o arrasto dúctil da foliação milonítica por falhas sinistrais de orientação SSW-NNE em B e C, e dextral em A. Cabos dos martelos apontam o Norte.

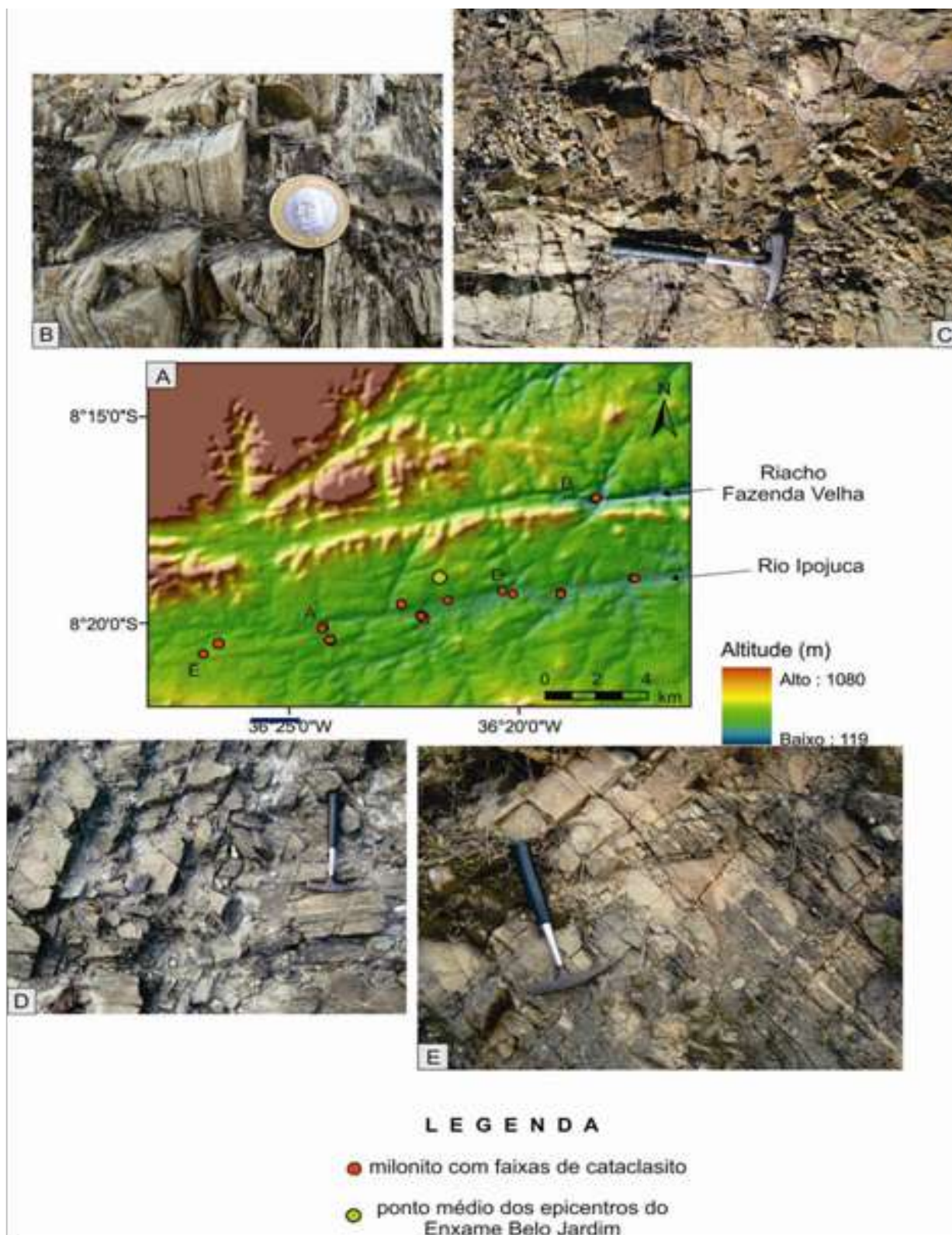


Figura 3. Falhas com cataclasitos na área de estudo: (A) distribuição dos pontos de ocorrência de cataclasitos ao longo dos baixos topográficos e rios, expressivos na imagem SRTM (setas pretas). Estas falhas reativam os cinturões miloníticos: (B), (C), (D) e (E) são exemplos de cataclasitos em afloramento.

CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS À ZONA DAS FALHAS SISMOGÊNICAS DE SAMAMBAIA-POÇO BRANCO, BORDA DA BACIA POTIGUAR

Jean M. Legrand¹, Francisco H.R. Bezerra¹, Francisco C. Nogueira², Joaquim M. Ferreira¹, Aderson F. do Nascimento¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, legrand@geologia.ufrn.br; ²Universidade Federal de Campina Grande – UFCG. Trabalho financiado pelo INCT-ET.

Introdução

O monitoramento dos sismos de 1989 a 1997 permitiu definir na região de João Câmara (RN) a existência de duas falhas ativas. A primeira, denominada Falha de Samambaia, possui cerca 40 km de comprimento e atitude N40°E/70°NW. A segunda, denominada Falha de Poço Branco está localizada a 10 km a leste da primeira e apresenta uma atitude N50°E/90° com extensão de cerca de 2,5 Km (Takeya e al., 1989).

As análises de imagens e trabalhos de campo evidenciaram nesta região estruturas lineares e ortogonais às direções das falhas ativas. As estruturas NE-SW se superpõem muito bem à zona dos epicentros dos terremotos. Quanto às ortogonais, são mais localizadas na região que separa as duas zonas de falhas (Fig. 1) (Bezerra e al. 2007).

Essas estruturas lineares se revelaram falhas com duas expressões hidrotermais distintas. A primeira consiste em filões de quartzo leitoso, de alguns centímetros até 50 m de largura. Eles cortam unicamente o embasamento arqueano constituído de migmatitos e formações ferríferas (Dantas e al., 2010) e podem apresentar direção NE-SW ou NW-SE (Fig. 2). A segunda expressão é constituída de uma mistura de hidróxido de ferro e calcedônia criptocristalina, o que confere uma cor amarronzada à rocha. Esta mistura foi posteriormente fraturada e silicificada em uma brecha hidráulica, cuja textura aqui denominamos “pele de girafa” (Fig. 3). Neste caso esta rocha hidrotermal é encontrada sempre na direção NW-SE e pode cortar tanto o embasamento como as rochas das Formações Açu, Jandaíra e Barreiras.

Petrografia das rochas hidrotermais das falhas

O estudo detalhado dos veios de quartzo evidencia uma colocação por injeção de vários pulsos de fluidos saturados em H₄SiO₄. A primeira injeção é caracterizada pela precipitação de um quartzo leitoso incolor que se encontra em micro-blocos dentro de uma matriz de coloração cinza constituída de calcedônia micro-cristalina associada a uma quantidade razoável de hematita, responsável pela coloração cinza da rocha. O segundo pulso provocou uma brechação da rocha cinza e a formação da brecha hidráulica. Esta rocha se encontra em blocos angulosos dentro de uma matriz de quartzo branco às vezes transparente mas bem cristalizada e altamente rica em inclusões fluidas alinhadas ao longo de fraturas (Fig 4). Neste último tipo de quartzo podemos encontrar mini-geodos com ocorrência de um epidoto do tipo pistachita.

A brecha hidráulica que apresenta a textura “*pele de girafa*” é muito complexa, mas podemos destacar três etapas em sua formação. No início ocorreu uma silicificação por ação tectônica de uma rocha rica em hidróxido de ferro, tipo goetita. Esta transformação mudou a composição inicial da rocha, hoje composta de +/- 60% de calcedônia e 40 % de goetita tornando a rocha dura e mais resistente ao intemperismo. Em seguida, a rocha silicificada mostra sinais de um regime tectônico distensional, com intenso fraturamento e separação em blocos recortados (Fig 6). Os espaços criados pela dilatação foram preenchidos por calcedônia e hematita (Fig 7). O óxido de ferro é proveniente da desidratação da goetita segundo a reação $4FeO(OH) \rightarrow$

$2Fe_2O_3 + 2H_2O$. A calcedônia geralmente se cristaliza ortogonalmente às paredes dos blocos afastados da rocha silicificada. Às vezes a rocha não apresenta a injeção de material silicoso e os espaços inter-blocos são marcados pela cor mais avermelhadas da hematita. Finalmente, veios de calcedônia ou geodos de ágata marcam a última expressão hidrotermal desta rocha.

Conclusões

As duas direções ortogonais dos filões de quartzo, bem como o fato de só cortarem as rochas do embasamento indicam que a geração desses veios é anterior às brechas hidráulicas. Por outro lado, o fraturamento e recristalização do quartzo rico em inclusões fluidas poderiam ser contemporâneos ao processo de silicificação observado nos veios de calcedônia. Como a instalação dos veios não corresponde à substituição de uma rocha preexistente, devemos concluir que a falha associada é do tipo extensional onde pôde circular enorme quantidade de fluido aquoso saturado em H_4SiO_4 . A formação de brecha hidráulica e precipitação de calcedônia se devem à comunicação dos fluidos profundos sob pressão com os fluidos superficiais, provocando uma queda brutal da pressão e posterior ebulição dos fluidos. A precipitação rápida do H_4SiO_4 , que se encontrava em condição de supersaturação favoreceu a cristalização da calcedônia no lugar do quartzo.

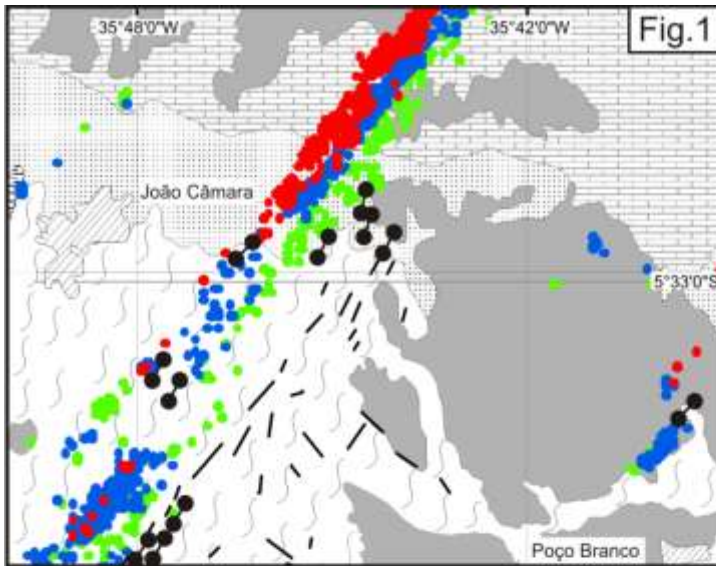
A brecha hidráulica teve a sua origem ligada à silicificação de uma rocha preexistente, muito rica em Fe. A candidata mais provável seriam as rochas da Formação Barreiras.

Depois da silicificação a rocha da falha tornou-se impermeável e bloqueou a migração dos fluidos ascendentes. O aumento da pressão dos fluidos acumulados abaixo da tampa

silicificada provocou o arqueamento e o fraturamento desta. Os blocos afastados um dos outros deixaram espaços abertos para os fluidos infiltrarem-se e a queda de pressão provocou a ebulição e a precipitação rápida da calcedônia desenvolvendo a textura “*pele de girafa*”. Os fenômenos de erosão eliminaram grande parte das rochas da Formação Barreiras, sobreposta diretamente sobre o embasamento. Entretanto, as rochas silicificadas resistiram melhor e hoje os afloramentos da brecha hidráulica encontram-se isolados dando impressão de cortar o embasamento. A idade dessas falhas seria posterior a 7,7 Ma considerando que elas cortam as rochas resultantes do intemperismo atuante sobre as rochas da Formação Barreiras, cujo intemperismo mais recente é desta época (Guia, 2008) (Fig. 7).

Referências

- Takeya, M. Ferreira, J.M. Pearce, R.G. Assumpção, M. 1989. The 1986-1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil - evolution of seismicity. *Tectonophysics* 167, 117-131
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430, 27-39.
- Dantas, E.L., Roig, H. O. Mapa geológico das folhas João Câmara e São José do Campestre – RN na escala 1/100.000. In 45 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010 Belem
- Lima, M. G., 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Tese de doutorado da pós-graduação em geodinâmica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.



Legenda

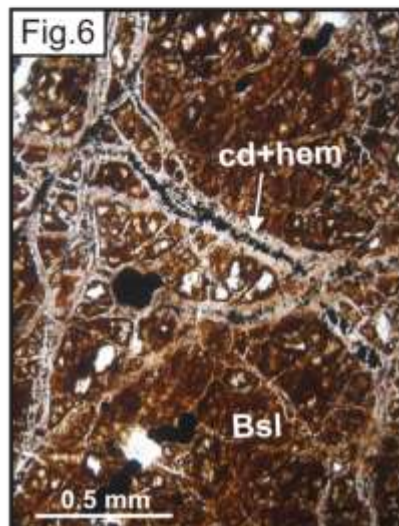
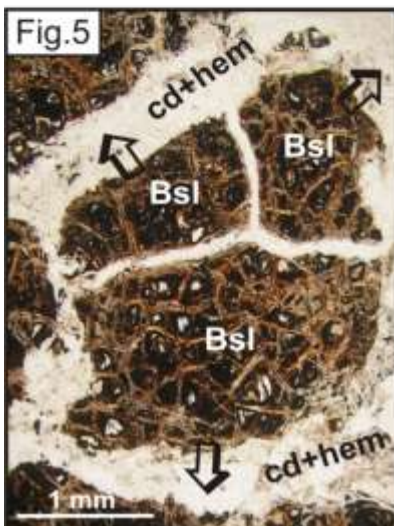
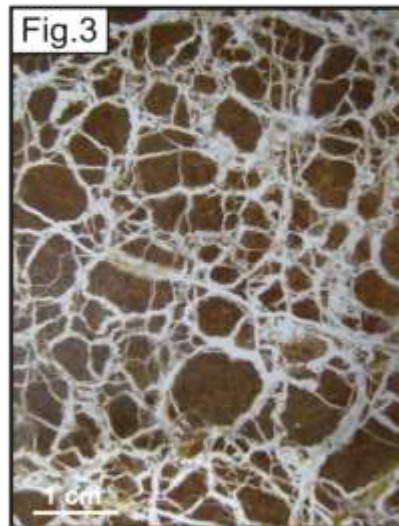


Figura 1. Localização dos veios hidrotermais em relação aos epicentros dos terremotos; Fig.2 – Filão de quartzo; Fig. 3 – Textura pele de girafa nas brechas hidráulicas; Fig.4 – Brecha hidráulica nos veios de quartzo; Fig.5 – Afastamentos dos blocos comprovando o processo de dilatação (Bsl: Barreiras silicificado, cd+hem: calcedônia+hematita); Fig.6 – Transformação goetita→hematita nas fraturas; Fig. 7 – A falha corta as rochas da Formação Barreiras.

INFLUÊNCIA DOS LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS DA BACIA RIO CASTELO (ES) SOBRE A OCORRÊNCIA DE CHEIAS.

Lais de Carvalho Faria Lima Lopes¹; Cláudio Eduardo Lana²

¹ Graduanda da Universidade Federal do Espírito Santo, laisfarialima@hotmail.com, ² Universidade Federal do Espírito Santo

Resumo

O município de Castelo, situado no sul do estado do Espírito Santo, se desenvolveu na planície de inundação do rio Castelo, em seu baixo curso. Esta condição coloca a zona urbana do município em situação de risco, em relação às inundações. Por esta razão, o presente trabalho analisa e discute as razões para a ocorrência dos fenômenos de inundação, com base na análise dos padrões de drenagem.

Introdução

O estado do Espírito Santo tem sido alvo, nos últimos anos, de estudos sobre a influência de mecanismos neotectônicos na rede de drenagem e no relevo. Estes estudos têm sido realizados principalmente na região Norte do estado, onde se documentou a atuação de pelo menos dois eventos neotectônicos, sugerindo seu condicionamento sobre aspectos da rede de drenagem (Mello *et al.*, 2005; Novais, 2005; Hatushika *et al.*, 2007; Miranda *et al.*, 2008).

Devido à falta de estudos específicos na Bacia Hidrográfica do Rio Castelo (BHRC) a influência da neotectônica na rede de drenagem será aqui abordada segundo os lineamentos morfoestruturais traçados sobre ortofotos e estudos de outros autores sobre o tema em porções distintas do estado do Espírito Santo.

Área de estudo

A BHRC localiza-se no sul do Espírito Santo, entre os meridianos 41°23' e 41°01' de longitude oeste e entre os paralelos 20°13' e 20°44' de latitude sul. A BHRC é parte integrante da Bacia Hidrográfica do Rio Itapemirim (BHRI), que por sua vez pertence à Região Hidrográfica Costeira do Sudeste

(RHCS), sendo essa última constituída pelas bacias hidrográficas de rios que deságuam no Atlântico – trecho Sudeste (Castro Junior, 2007). A Figura 1 apresenta a BHRC, compreendendo os municípios de Castelo, Conceição do Castelo, Venda Nova do Imigrante, porção oriental do município de Muniz Freire e pequena porção Norte do município de Cachoeiro de Itapemirim.

Metodologia

Foi elaborado um mapa de lineamentos morfoestruturais sobre ortofotos de 2007 cedidas pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA) compatíveis com a escala 1:15.000, com 1 metro de resolução espacial. Os mesmos foram traçados a partir do talvegue das drenagens, com o objetivo de viabilizar a análise qualitativa das direções predominantes.

Um perfil topográfico também foi confeccionado através do *software* ArcGis 9.3[®] por meio da ferramenta 3D Analyst.

Resultados e discussões

O mapa de lineamentos da rede de drenagem (Figura 2) mostra que existe uma predominância de direções de lineamentos de NW-SE e NE-SW, secundariamente NNE-SSW.

Os lineamentos mais longos da direção NW são mais expressivos na porção W da bacia, o que justifica o padrão treliça encontrado nessa mesma região, confirmando o forte controle estrutural atuante sobre a rede de drenagem. Há predomínio de lineamentos NE, mais extensos, na porção E da área de estudo.

Pode-se observar através do mapa que os lineamentos predominantes cruzam-se no estreitamento da bacia, próximo a cidade de

Castelo, canalizando o escoamento superficial para as porções mais baixas. A simples redução da largura da bacia já potencializa a propensão às inundações, pois consiste num processo natural de retenção de vazão.

O perfil topográfico (Figura 3) confirma a existência de patamares ao longo do canal principal da BHRC. Tais patamares seriam esperados em uma bacia hidrográfica fortemente marcada pela presença de famílias de fratura truncantes entre si, mas a ocorrência sistemática e tão visível de pontos de inflexão (*knickpoints*) que sugere a ocorrência de reajustes tectônicos ao longo do Cenozóico, a exemplo do que sabidamente ocorre a Norte do estado.

Mesmo se tratando de uma bacia onde as taxas de escoamento superficial tendem a ser altas, em função da topografia, a conformação do relevo em patamares favorece o confinamento dos segmentos fluviais, com provável aceleração dos processos de saturação dos aquíferos, corroborando a forte propensão de áreas localizadas à ocorrência de inundações.

Conclusões

Diante dos resultados obtidos, percebe-se que a geometria da rede de drenagem da BHRC é controlada por estruturas (prováveis fraturas) e talvez reforçada por eventos tectônicos recentes. Os lineamentos estruturais predominantes (NW-SE e NE-SW) condicionariam a retenção de sedimentos e redução de vazão, já que viabilizam a instalação de patamares morfoestruturais, que são locais preferencialmente ocupados pelo ser humano, e de maior tendência ao acúmulo de água, resultando no processo recorrente de inundação. Esta conclusão é reforçada pelo perfil topográfico (Figura 3) que mostra a instalação da cidade de Castelo no local onde a topografia se torna mais plana e a concentração de água e sedimentos diversos tende naturalmente a ser maior.

Referências

- Castro Junior, R. M., Sobreira, F. G., Bortoloti, F. D. 2007. Modelagem geoestatística a partir de parâmetros de qualidade da água (iqa-nsf) para a sub-bacia hidrográfica do Rio Castelo (ES) usando sistema de informações geográficas. *Revista Brasileira de Cartografia.*, 3.
- Hatushika, R. S., Silva, C. G., Mello C. L. 2007. Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES - Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. *Revista Brasileira de Geofísica.*, 25.
- Mello, C. L., Rodrigues, H. B., & Hatushika R. S. 2005. Reativações Tectônicas Cenozóicas na Faixa de Lineamentos Colatina (ES). *Anais do X Congresso do SNET/IV IST. CD-ROM.*
- Miranda, D. J., Mello, C. L., Bittencourt, B. R., Bricalli, L. L., Garcindo, L. B., Ribeiro, C. S. 2008. Deformação neotectônica na região centro-norte do Espírito Santo e sua influência na organização da rede de drenagem. *In: Congresso brasileiro de geologia, Curitiba, 44, Resumo expandido, CD ROM.*
- Novais, L. C. C. 2005. Lineamentos Transversais nas Porções Centro e Norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa Proterozóica Adjacente: Influência na Sedimentação e na Compartimentação Estrutural. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Geobases. Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo. 2002. INCAPER. Disponível em: <http://www.geobases.es.gov.br/portal/>. Acesso em: 17 ago 2010.
- IEMA – Instituto Estadual do Meio Ambiente. 2007. Levantamento Aerofotogramétrico na escala 1: 35.000. Ortofotomosaico.

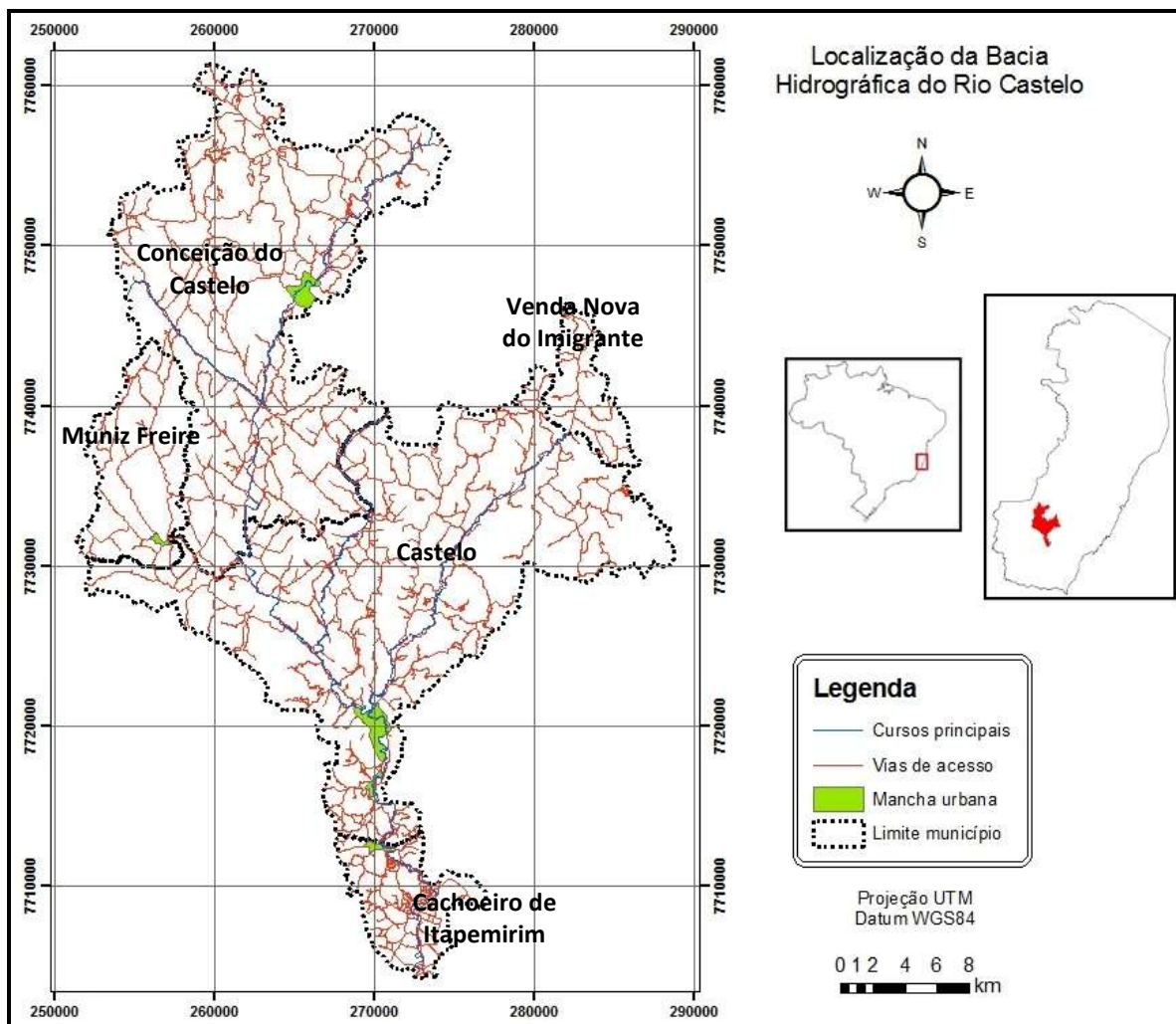


Figura 1. Localização da BHRC em relação aos municípios drenados, ao estado do Espírito Santo e ao Brasil. GEOBASES (2002).

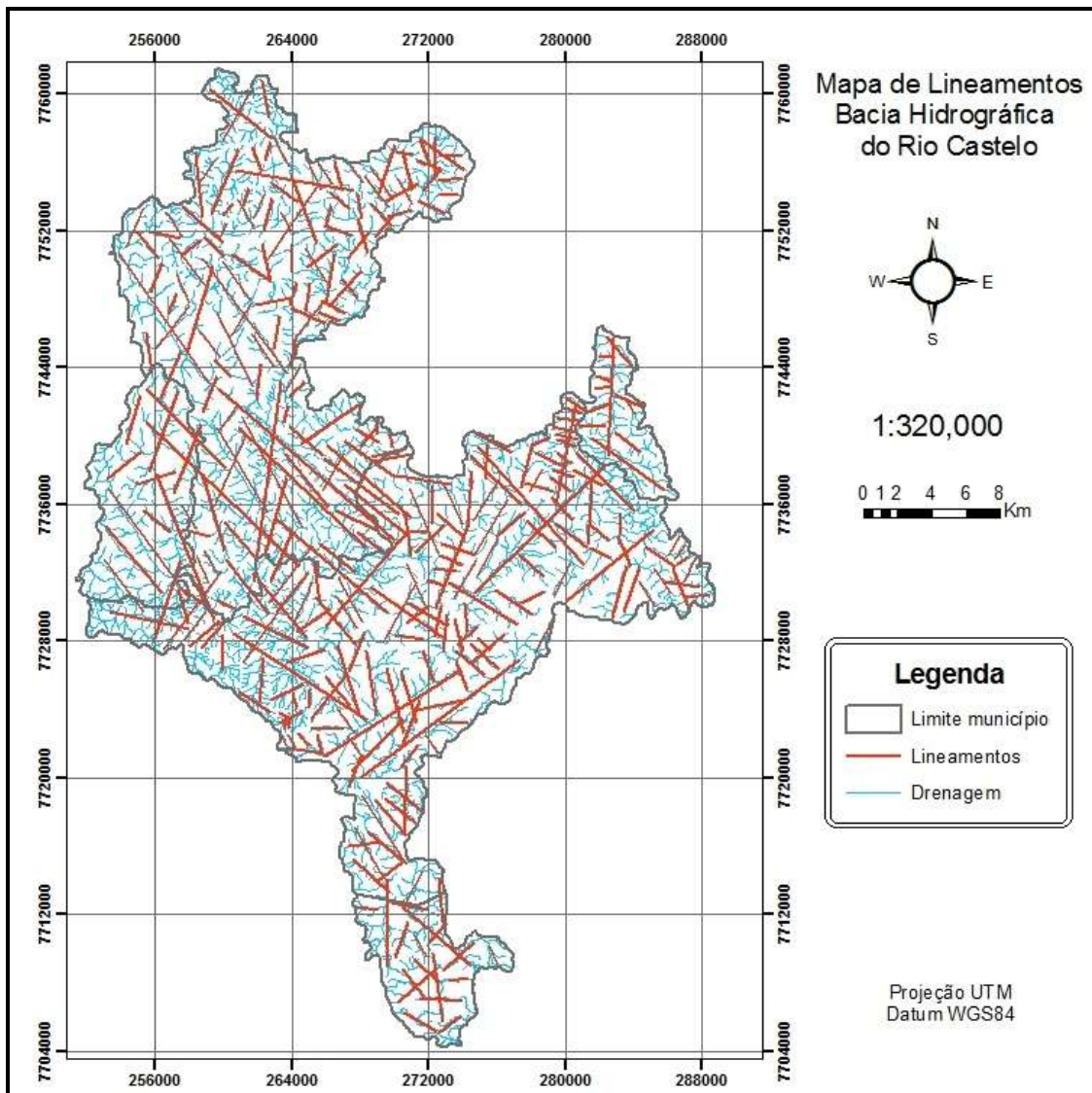


Figura 9. Mapa de lineamentos morfoestruturais da BHRC, elaborado a partir de ortofotos (IEMA, 2007) através do *software* ArcGis 9.3[®].

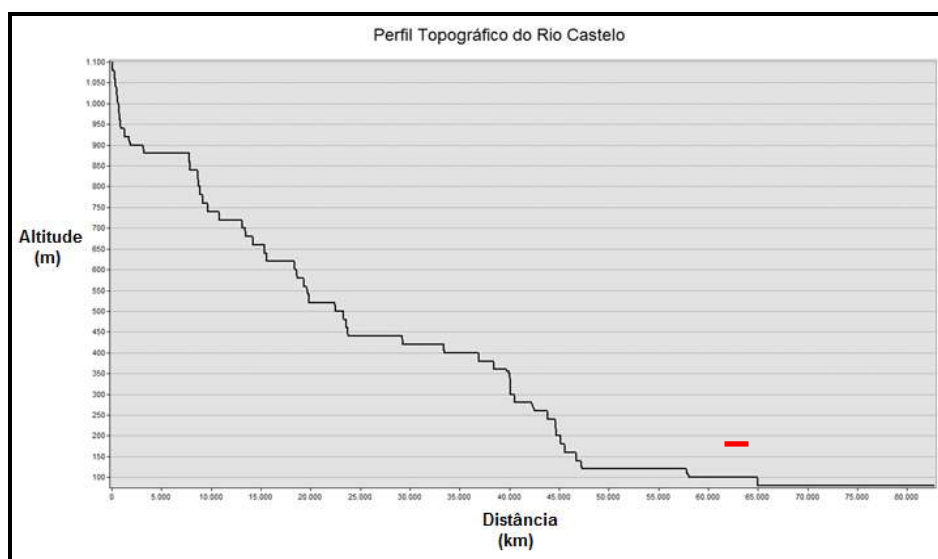


Figura 10. Perfil topográfico da BHRC, evidenciando em vermelho a localização da cidade de Castelo, gerado no *software* ArcGis 9.3[®].

ORIGEM DOS RELEVOS DO MACIÇO MENDANHA, RJ, MOVIMENTO DE FALHAS OU EROSÃO DIFERENCIAL?: ANÁLISES GEOMORFOLÓGICAS POR SEPPÔMEN E SEKKOKUMEN COM BASE DO ASTER GDEM

Akihisa Motoki¹, Kenji Freire Motoki²

¹DMPI/UERJ, rochasornamentais@yahoo.com.br; ²LAGEMAR/UFF.

Abstract

This article shows geomorphological analyses with the help of summit level maps based on GDEM of ASTER for Mendanha felsic alkaline massif, State of Rio de Janeiro, Brazil. The original software BAZ elaborates simultaneously summit level of different grid intervals, enabling comparative studies of the summit level maps of different mesh intervals. The summit level maps for the Mendanha massif show that it is characterized by the steep marginal scarps with the dip of 30° to 35°, virtual plateau of 700 m of altitude, and the top protrusion of 250 m of relative height. These observations indicate high erosive resistance of the nepheline syenite and alkaline syenite. The massif concavity index (MCI) for the Mendanha body is of negative value, indicating that the general form of this massif is convex. In comparison with active fault scarps, the erosive effects of the Mendanha massif are too low, that is, all of the parts of the scarp of the Mendanha massif correspond to triangular facet. The present morphology cannot be justified by vertical displacement of the supposed faults. It is attributed to the high erosive resistance of the nepheline syenite and alkaline syenite because of weathering passivity effects.

Introdução

Mapa de seppômen reproduz virtualmente a paleogeomorfologia antes da erosão vertical e revela anomalias geológicas expressas na morfologia. Esta técnica é útil para estudos de edifícios vulcânicos, movimento de falhas e mitigação de desastres naturais. Os autores utilizaram a técnica de seppômen para análises

geomorfológicas do maciço Mendanha, RJ, (Motoki et al., 2008) e Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial (Motoki et al., 2009) com base nos trabalhos manuais. Recentemente, os autores desenvolveram um sistema de software para elaboração de mapas de seppômen com base nos dados de satélite. O presente trabalho mostra as análises geomorfológicas do maciço Mendanha pelo novo método e discute a origem dos relevos deste maciço: 1) Movimentos cenozóicos de falhas ou; 2) Resistência erosiva das rochas constituintes.

Metodologia

ASTER é o componente de sensoriamento remoto equipado no satélite TERRA. A partir de 2009, o modelo digital de elevação elaborado por altimetria de radar por ASTER, chamado de GDEM, com resolução horizontal de 30 m, foi disponibilizado. GDEM cobre todas as áreas do mundo entre 60°N e 60°S. Os autores adotaram GDEM como mapa topográfica base. Os autores desenvolveram recentemente o sistema de software BAZ ver. 1.0, build 72, que elabora mapas de seppômen, sekkokumen e de declividade simultaneamente com intervalos de malha de 60 m, 120 m, 240 m, 480 m, 960 m e 1920 m a partir do GDEM. Este software possibilitou os estudos comparativos de seppômen de intervalos diferentes de malhas de qualquer região do mundo.

Mapas de Seppômen

A Figura 1 mostra os mapas de seppômen para o maciço de rochas alcalinas félsicas de Mendanha baseado nas malhas de 1920 m, 960

m, 480 m, 240 m, 120 m e 60 m confeccionados com o auxílio do sistema BAS a partir do GDEM. O mapa com base na grade de 1920 m mostra a existência de dois pontos mais altos, Mendanha e Marapicu. O relevo virtual do maciço é liso e não há relevantes drenagens. Os mapas da malha de 960 m e 480 m mostram a escarpa marginal de 30° to 35°, o platô virtual de 700 m de altitude e a saliência no topo de 250 m de altura relativa. Esses são observados comumente em maciços de rochas alcalinas do Estado do Rio de Janeiro (Figura 2). No mapa com base na malha de 240 m, o platô vertical não é perceptível devido às três drenagens profundas. Nos mapas da malha de 120 m e 60 m, as características geomorfológicas acima citadas não são observáveis.

Índice de macro concavidade

A Figura 3 apresenta a relação entre altura do seppômen e declividade da malha de 480 m. O maciço Mendanha apresenta correlação positiva neste diagrama com uma boa convergência para os sítios de baixa altitudes e a correlação negativa para os pontos de altas altitudes. Os pontos altos com alta declividade podem corresponder os picos agudos e aqueles de baixa declividade, às pequenas superfícies relativamente regular de topos.

Para os maciços com poucos efeitos de erosão de drenagens, o valor “a” da equação quadrática ($y=ax^2+bx+c$) da regressão quadrada para os pontos projetados tem valor negativo. Quando a erosão de drenagem avança, a forma geral do maciço transforma-se de convexa em côncava e o constante “a” aumenta para ser positivo. Neste sentido, este parâmetro representa grau de erosão, sendo útil para estudos geomorfológicos. Motoki & Motoki (2011) propõem 1000 vezes do constante a como o índice de concavidade de maciços (MCI; Figura 3). Este é um macro-parâmetro que expressa o grau de convexidade-concavidade do maciço inteiro.

O maciço Mendanha, RJ, é constituído por rochas alcalinas de alta resistência erosiva e considerado como um exemplo de maciços convexos. Por outro lado, o Vulcão Nevado (Cerro Nevado), Província de Mendoza, Argentina, é um edifício vulcânico composto

do final do Neogeno caracterizado por sistema de drenagens altamente desenvolvidas com vales profundos. Portanto, é considerado como um exemplo típico dos maciços côncavos. A idéia acima citada é bem evidenciada conforme a Figura 3A e 3B. Neste sentido, maciço Mendanha e Morro de São João possuem características geomorfológicas muito diferentes, ou seja, contrastadas, dos edifícios vulcânicos (Figura 3C).

Movimentos de falhas ou erosão diferencial?

Os trabalhos anteriores (e.g. Riccomini et al., 2004; Zalán & Oliveira, 2005) interpretaram que o maciço Mendanha foi formado através de movimentos verticais de falhas inferidas de direção geral E-W do Eoceno, que formaram a Serra do Mar e o Graben de Guanabara, que ocorreu até 42 Ma. Apesar das indicações circunstanciais, até o presente não foram observados afloramentos dessas falhas com indicadores de grande deslocamento, tais como argila intercalada e zona cataclástica. Devido ao componente horizontal sinistral do movimento, poderiam ocorrer deslocamentos de drenagens e morros de truncamento no sopé das escarpas. Entretanto, esses não são observados.

A ausência de facetas triangulares pode ser explicada por seguintes hipóteses: A) O movimento das falhas foi antigo e lento e as morfologias originais foram descaracterizadas pela erosão; B) O movimento das falhas é ativo e muito rápido; C) Não há movimento das falhas e a saliência morfológica é devida à resistência erosiva muito grande das rochas sieníticas. As escarpas marginais de alto ângulo descaram a hipótese A. A história geológica desta região acima citada elimina a hipótese B. Desta forma, a hipótese C é o único modelo viável com as observações geológicas e geomorfológicas.

Conclusões

1. O método de confecção de mapas de seppômen baseado no GDEM combinado com o sistema BAZ é muito eficiente. Em comparação com os trabalhos manuais, o novo método tem vantagens radicais em tempo e trabalho, possibilitando os estudos

comparativos de mapas de intervalos diferentes de malhas.

2. Os mapas de seppômen apresentam que o macio Mendanha é caracterizado pelas escarpas marginais de alta declividade, o platô virtual de 700 m de altitude e a saliência no topo de 250 m de altura relativa.

3. O índice de concavidade do maciço (MCI) é negativo, indicando que a forma geral do maciço Mendanha é convexa e as rochas constituintes possuem forte resistência erosiva.

4. O relevo positivo de 900 m de altura relativa é formado por erosão diferencial do corpo intrusivo. As falhas inferidas não são necessárias para sua justificativa.

Referências

Motoki, A. & Motoki K.F. Geomorphological analyses by summit level and base level technique based on ASTER satellite DEM for Mendanha felsic alkaline intrusive massif, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto. (em avaliação)

Motoki, A., Petrakis, G.H., Sichel, S.E., Cardoso, C.E., Melo, R.C., SOARES, R.S.,

Motoki, K.F. Landform origin of the Mendanha Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique. *Geociências*, Rio Claro, v. 27, n. 1, p. 99-115, 2008.

Motoki, A., Sichel, S.E., Campos, T.F.C., Srivastava, N.K., Soares, R.S. Present-day uplift rate of the Saint Peter and Saint Paul Islets, Equatorial Atlantic Ocean. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 62, n. 3, p. 331-342, 2009.

Ricomini, C., Sant'Anna, L.g., Ferrari, A.L. *Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil*. In Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. Ed. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Editora Beca, p. 385-405, 2004.

Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*. v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

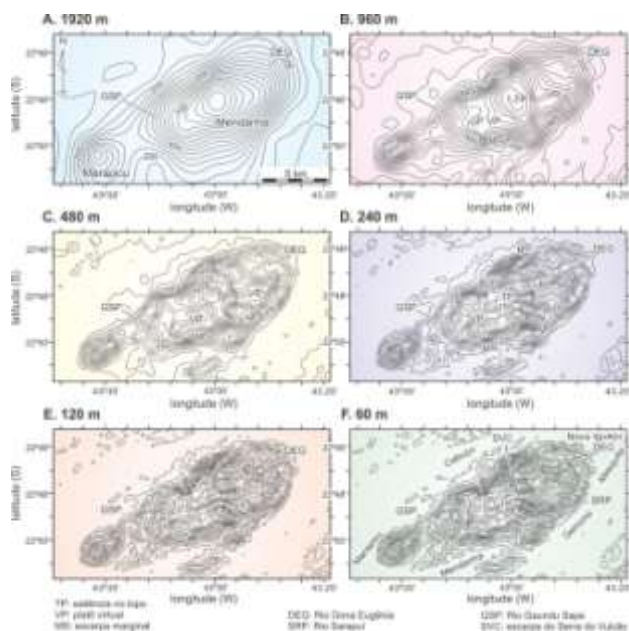


Figura 1. Mapa de seppômen para maciço de rochas alcalinas félsicas de Mendanha, RJ, com base nas malhas de 1920 m (A), 960 m (B), 480 m (C), 240 m (D), 120 m (E) e 60 m (F) a partir do DEM de ASTER com a resolução original de 30 m.

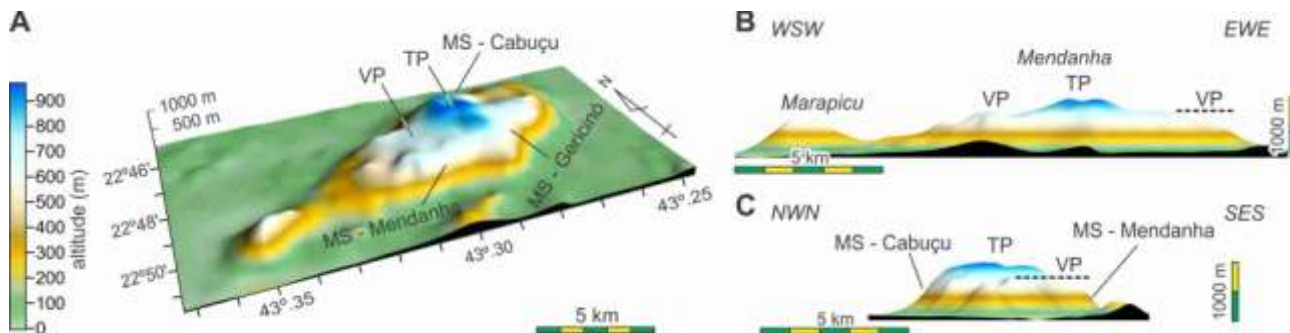


Figura 2. Visão tridimensional do mapa de seppômen da malha de 1 km para o maciço de rochas alcalinas félsicas de Mendanha, RJ, A) Visão oblíqua; B) Silhueta longitudinal; C) Silhueta transportal. TP - saliência no topo; VP - platô virtual; MS - escarpa marginal.

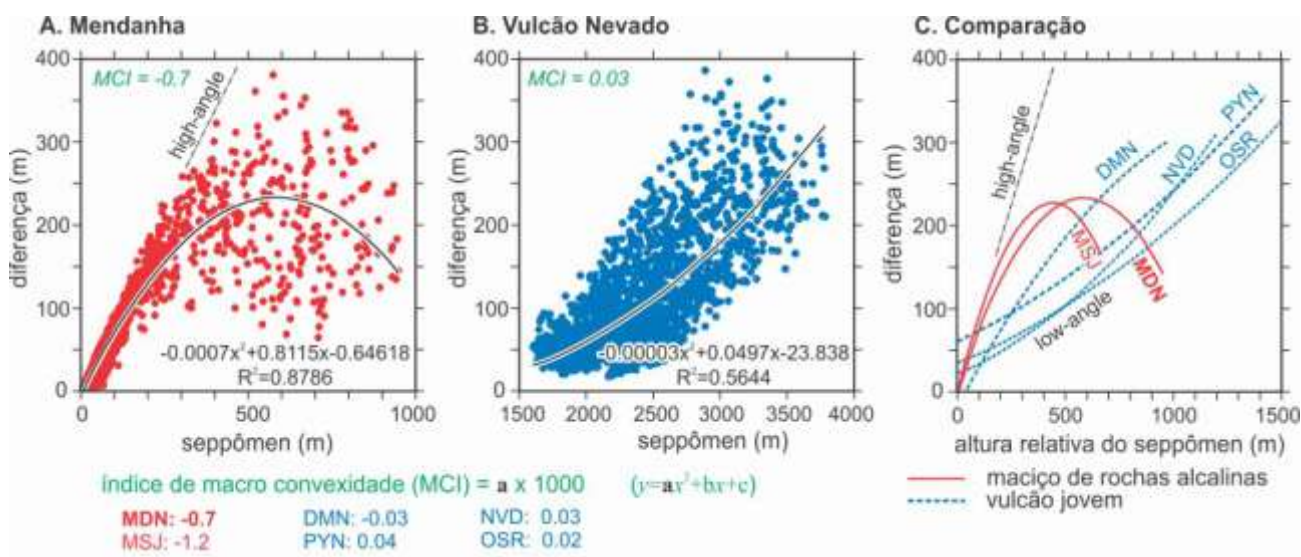


Figura 3. Relação entre o seppômen e declividade: A) Maciço Mendanha; B) Vulcão Nevado; C) Comparação entre maciços de rochas alcalinas félsicas e vulcões jovens. As curvas representam a regressão quadrada dos pontos projetados. MDN - Mendanha; MSJ - Morro de São João; NVD - Vulcão Cerro Nevado; PYN - Vulcão Payún Liso; DMN - Vulcão Cerro de Diamante; OSR - Vulcão Osorno.

SOERGUIMENTO ATIVO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO, OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL, E SUA GÊNESE GEOTECTÔNICA

Akihisa Motoki¹, Susanna Eleonora Sichel², Thomas Ferreira da Costa Campos³, Thais Vargas¹, Peter Szatmari⁴, Rodrigo Soares², Kenji Freire Motoki²

¹Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, UERJ, rochasornamentais@yahoo.com.br;
²LAGEMAR/UFF; ³DG/UFRRN; ⁴CENPES/PETROBRAS.

Abstract

This article presents active uplift tectonism of the Saint Peter Saint Paul Rocks, Equatorial Atlantic Ocean. The Saint Peter Saint Paul Rocks is situated on the top of the morphologic elevation which is 3800 m high constituted by abyssal mantle peridotite. The summit level map for the islets shows a wave-cut bench of 9 m above sea level. Considering it to be formed during the Flandrian Transgression, the uplift rate relative to sea level in recent 6000 years is 1.5 mm/year. The ¹⁴C datings for the coral fossils indicate the same uplift rate. This compression stress is originated from the transform fault direction which is oblique to its strike-slip movement.

Introdução

O Arquipélago de São Pedro Paulo situa-se nas coordenadas de N00°55.1', W29°20.7' aproximadamente 1010 km ao nordeste da cidade de Natal, RN na região central do Oceano Atlântico Equatorial (Figura 1). O Arquipélago é constituído por rochas ultramáficas do manto abissal (Sichel et al., 2008; Campos et al., 2010), sendo a única localidade do Oceano Atlântico em que ocorre a exposição do manto acima do nível do mar.

O Arquipélago está no processo ativo de soerguimento tectônico (Motoki et al., 2009). Os autores apresentam as características da morfologia submarina, plataforma de abrasão marinha e datações de ¹⁴C para os fósseis coralígenos, a velocidade de soerguimento tectônico.

Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo

O Arquipélago está presente no topo de uma elevação morfológica submarina com 100 km de comprimento, 20 km de largura e 3800 m de altura (Figura 2), denominada cadeia peridotítica do São Pedro e São Paulo. Esta é incomparavelmente maior do que outras feições submarinas desta região.

Falhas transformantes e zonas de fratura abissal formam depressões lineares com profundidade de centenas metros maiores do que a planície abissal adjacente. Em algumas localidades no Oceano Atlântico, a profundidade chega a ser 5000 m. Desta forma, a saliência morfológica tão alta, constituída por rochas peridotíticas, é uma feição incomum.

Em certas localidades na proximidade da cadeia meso-oceânica, o peridotito do manto abissal está exposto diretamente no fundo do oceano formando morro elíptico de forma de carapaça de tartaruga chamada de megamullion. Esta feição ocorre nas áreas da expansão das placas oceânicas em baixa velocidade ou manto de baixa temperatura. A expansão ocorre quase sem geração do magma e o contato das placas oceânicas é uma falha normal de baixo ângulo, denominada falha de descolamento. O manto abissal está presente no lado inferior da falha de descolamento em que ocorre megamullion. Tal forma é chamada de expansão tectônica ou expansão amagmática.

Em comparação com megamullions, a cadeia peridotítica é alta demais, podendo corresponder a um megamullion tectonicamente deformado.

Plataforma de abrasão marinha

As ilhas e os penedos do Arquipélago de São Pedro e São Paulo estão espalhados em uma área de 400 x 200 m, com altitude relativamente nivelada. Esta superfície é interpretada como plataforma de abrasão marinha. O mapa de seppômen com base na malha de 10 m de intervalo ilustra a existência de duas plataformas, o inferior, de 4 m a 5 m de altitude, e o superior, de 7 m a 9 m (Figura 2).

Plataforma de abrasão marinha é formada no período em que o nível do mar é alto e estável. A transgressão mais recente ocorreu há cerca de 6 mil anos denominado Flandriana. A plataforma superior é suficientemente alta e está fora da influência de abrasão marinha, porém a plataforma inferior está sob erosão atual. Desta forma, a plataforma superior pode corresponder ao Flandriano. Neste caso, o Arquipélago está em soerguimento. Calcula-se que a velocidade de soerguimento relativo ao nível do mar nos últimos 6 mil anos como 1.5 mm/ano.

Datação ^{14}C para fósseis coralígenos

Campos et al. (2010) demonstraram a existência de depósitos sedimentares biogénicos na plataforma superior que contém fósseis coralígenos indicativos de ambiente de paleo-enseada. Foram realizadas dez datações pelo método ^{14}C para os fósseis coralígenos. Dentre essas, seis são as amostras originadas da plataforma superior. Os fósseis de idades antigas ocorrem em pontos altos (Figura 4) e a taxa de soerguimento relativo ao nível do mar nos últimos 6600 anos como 1.5 mm/ano, afirmando a estimativa com base na plataforma de abrasão marinha. Esta taxa de soerguimento é comparável com as regiões de orogenismo ativo, sendo mais alta do Brasil.

Conclusões

1. O Arquipélago de São Pedro e São Paulo está presente no topo da elevação morfológico submarino 100 km de comprimento, 20 km de largura e 3800 m de altura, denominada Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo.

2. O mapa de seppômen revela a existência de duas plataformas de abrasão marinha, com altitudes respectivas 7 a 9 m.

3. Considerando a plataforma como da Flandriana, calcula-se a taxa de soerguimento relativo ao nível do mar como 1.5 mm/ano nos últimos 6 mil anos.

4. As datações ^{14}C para os fósseis coralígenos indicam a mesma taxa de soerguimento. O tectonismo está ativo e a velocidade do soerguimento é a maior do Brasil.

Referências

Campos, T.F.C., Bezerra, F.H.R., Srivastava, N.K., Vieira, M.M., Vita-Finzi, C. Holocene tectonic uplift of the St Peter and St Paul Rocks (Equatorial Atlantic), consistent with emplacement by extrusion. *Marine Geology*, v. 271, p. 177-186, 2010.

Motoki, A., Sichel, S.E., Campos, T.F.C., Srivastava, N.K., Soares, R.S. Present-day uplift rate of the Saint Peter and Saint Paul Islets, Equatorial Atlantic Ocean. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 62, n. 3, p. 331-342, 2009.

Sichel, S.E., Esperança, S., Motoki, A., Maia, M., Mello, S.L.M., Horan, M.F. Geophysical and geochemical indications for existence of cold upper mantle beneath the Equatorial Atlantic Ocean. *Revista de Sociedade Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 1, p. 69-86, 2008.

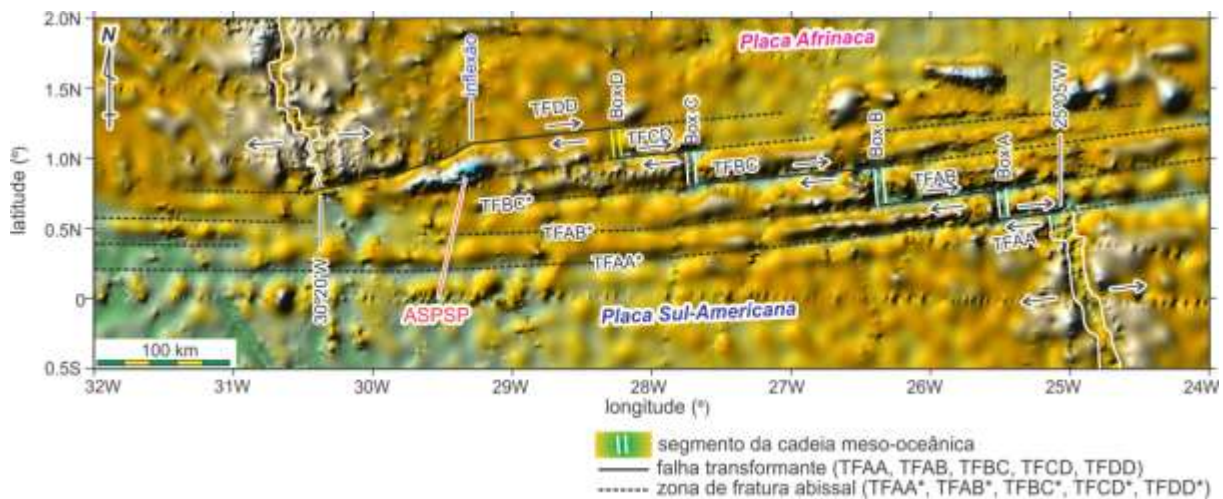


Figura 1. Mapa de localização do Arquipélago de São Pedro e São Paulo no Oceano Atlântico Equatorial, modificado de Motoki et al. (2009).

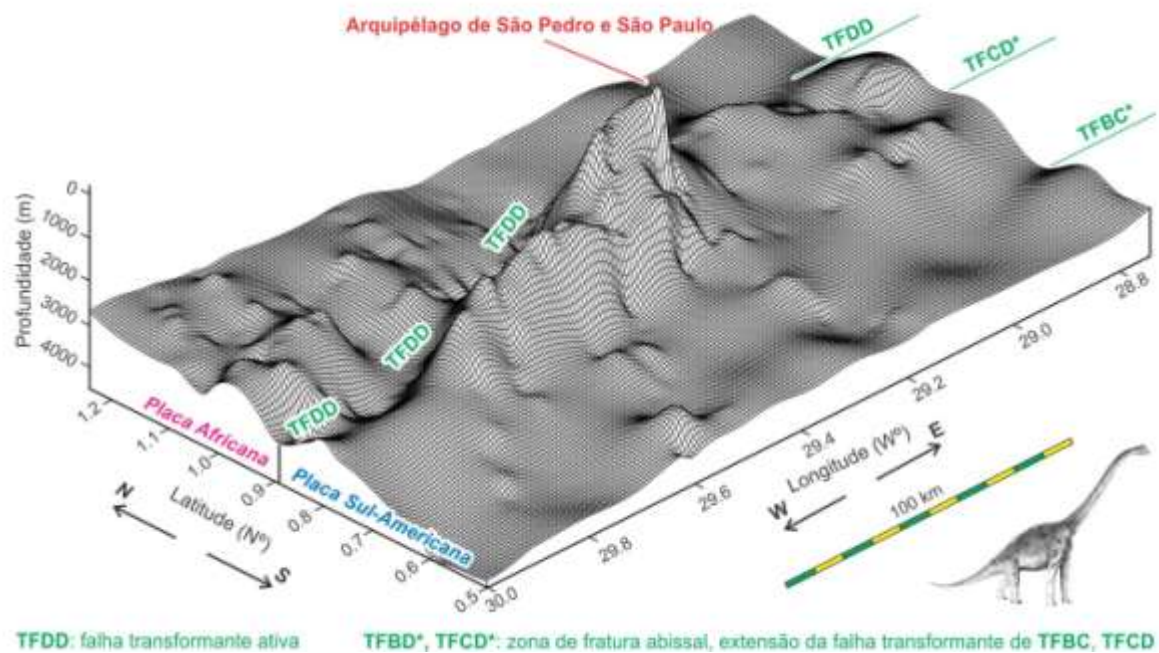


Figura 2. Cadeia peridotítica de São Pedro e São Paulo com base na batimetria predita, modificado de Motoki et al. (2009). A resolução aparente é 1.85 km.

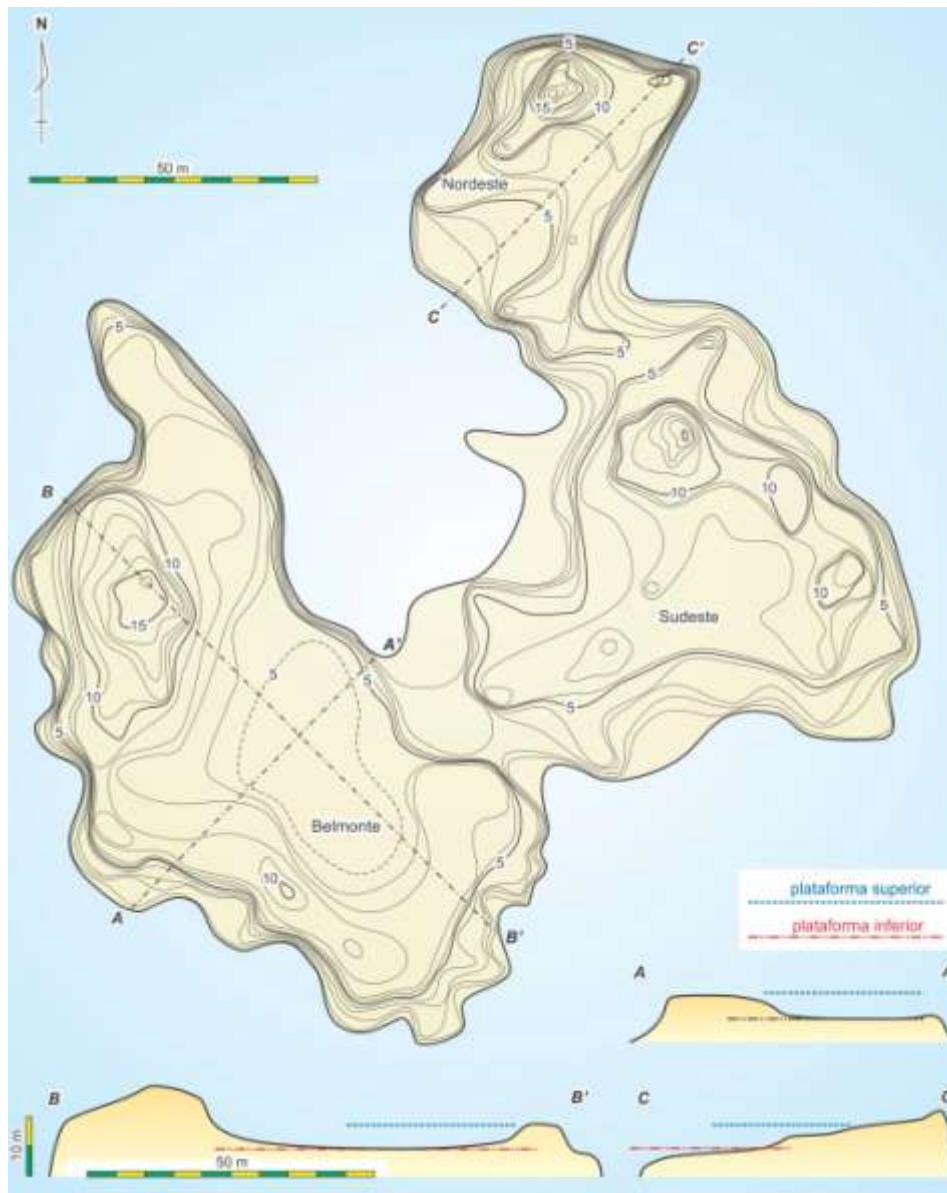


Figura 3. Mapa de seppômen das ilhas Belmonte, Sudeste e Nordeste com base na malha de 10 m, modificado de Motoki et al. (2009).

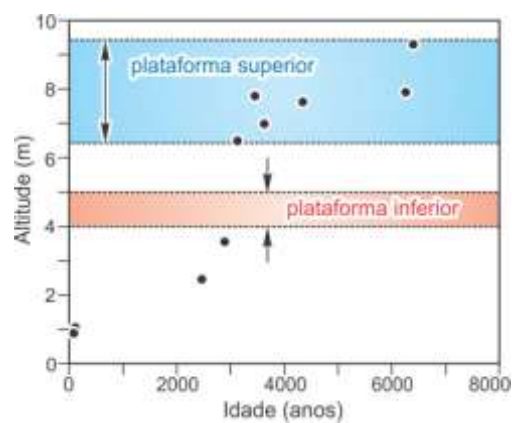


Figura 4. Correlação entre as idades ^{14}C dos fósseis coralígenos coletados da Ilha Belmonte e sua altura de ocorrência, simplificado de Motoki et al. (2009).

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO LINEAMENTO DO RIO MADEIRA NA BACIA DO AMAZONAS: MUNICÍPIOS DE ITACOATIARA, SILVES E ITAPIRANGA (AM)

Karla Evenny Brito da Silva¹, Clauzionor Lima da Silva², Norberto Morales³

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, evenny@hotmail.com;
²Departamento de Geociências/ ICE/UFAM, ³Departamento de Petrologia e Metalogenia/ UNESP – Rio Claro (SP).

Introdução

A região de Itacoatiara, Silves e Itapiranga, porção leste do estado do Amazonas, apresenta uma forte estruturação tectônica condicionada pelo Lineamento do rio Madeira, com orientação NE-SW, conforme Igreja & Catique (1997), Silva (2005) e mais recentemente Brito-Silva *et al.* (2010). Algumas pesquisas têm demonstrado que essa feição tectônica condiciona fortemente a orientação do rio Madeira, caracterizada como um sistema transcorrente destal ativo no Cenozóico (Quadros *et al.*, 1996, Souza Filho *et al.*, 1999 e Saadi *et al.* 2000). Na região de estudo, Igreja & Catique (1997) descreveram feições morfoestruturais e as correlacionaram ao controle na paisagem no município de Itacoatiara (AM), a qual foi designada pelos autores como Lineamento de Itacoatiara, mas carecendo de dados estruturais para análise tectônica em campo. Na área de estudo o rio Amazonas faz uma forte curvatura (em cotovelo) para a esquerda seguindo essa direção estrutural. Os dados obtidos em campo demonstram que essa feição tectônica está associada ao quadro neotectônico regional, cujo lineamento representa um importante limite de compartimento. O destaque para estudos neotectônicos nessa porção da Bacia do Amazonas se faz pelo fato de a área constituir alvo de retomada de pesquisa e exploração de petróleo pela Petrobrás, conforme Miranda *et al.* (1994). Ibanez *et al.* (2007a,b), mapearam feições lineares apontadas em produtos de sensoriamento remoto podem indicar falhas geológicas que tenham exercido papel importante no desenvolvimento dos sistemas petrolíferos de uma bacia. Arranjos na rede de

drenagem podem levar ao reconhecimento de feições morfológicas sutis indicativas de padrões estruturais propícios à migração e/ou acumulação de hidrocarbonetos. Os estudos morfoestruturais realizados nas cercanias da área investigada têm demonstrado a existência de um controle neotectônico significativo.

Método de investigação

Inicialmente, foi necessária a caracterização geológica (identificação de unidades geológicas e feições estruturais) a partir de imagem de satélite (Landsat ETM+), que culminou com a elaboração de um mapa geológico na escala 1:100.000 da área de estudo. Para a análise morfoestrutural foram utilizados os modelos SRTM, a base cartográfica analógica e imagens de satélite. Os modelos SRTM foram submetidos a ajustes para eliminação de vazios e adequação dos valores altimétricos. A partir desse modelo digital de elevação (MDE) foram obtidos os mapas da rede de drenagem e o mapa de curvas de nível, os quais foram comparados com a base cartográfica existente. A delimitação das bacias de drenagens e a análise da assimetria das mesmas também foram realizadas com intuito de obter a caracterização morfoestrutural da área. A análise geomorfológica envolveu a caracterização de elementos da paisagem indicativos de deformações tectônicas modernas, num contexto da geomorfologia tectônica. Os MDE foram reprocessados para realçar feições morfológicas na paisagem.

A atividade em campo foi voltada ao mapeamento geológico-estrutural, visando a identificação de falhas e fraturas e mapeamento

das unidades geológicas existentes. Os dados estruturais obtidos foram analisados em softwares do tipo Stereonet, Win Tensor e FP tectonics, para determinação dos tensores tectônicos.

Resultados e discussão

A análise obtida a partir dos mapas de drenagem e relevo da área de estudo permitiu a caracterização morfoestrutural da área do Lineamento do rio Madeira na porção leste da Bacia do Amazonas, próximo às cidades de Itacoatiara, Silves e Itapiranga. Nessa porção o rio Amazonas tem seu curso orientado segundo o *trend* NE-SW. Morfológicamente, as margens desse rio é fortemente assimétrica, mostrando a formação de terraço na margem esquerda, com desenvolvimento de formas erosivas motivadas pela ação fluvial em épocas passadas. O estudo das formas de relevo mostrou a formação de uma zona escarpada coincidente com a orientação dessa margem, demonstrando um sistema de desnivelamento de blocos para sudeste.

Os tributários do rio Amazonas na margem esquerda (rio Caru, Anebá, Sanabani e Itabani) são drenagens subdendríticas, com arranjos paralelos, e que fluem para sudeste, mas que antes de desembocar no rio principal estão condicionados a Escarpa do Paraná do Rio Urubu que tem orientação similar à direção do Lineamento do rio Madeira. Esses tributários tem orientação NW-SE e parecem estar relacionados ao padrão estrutural neotectônico na Amazônia (Silva, 2005). O mapa de lineamentos de drenagem e de relevo mostra uma coerência com os lineamentos existentes, predominando as orientações N35-40W e N50-55E.

O domínio morfoestrutural Silves-Itapiranga está caracterizado pela ocorrência do *trend* NE-SW bem marcado, segundo a direção dos rios Madeira e Amazonas na porção leste da área. As falhas observadas nesse setor estão fortemente presentes na unidade do Cretáceo e na cobertura coluvionar, predominando um sistema de falhas normais, sobre falhas inversas, falhas transcorrentes destrais e sinistrais. As falhas inversas mapeadas são poucas e afetam somente a unidade do Cretáceo, sendo, portanto, representativas do

evento mais antigo na região. As falhas normais possui orientação geral N59W/50NE e mostram basculamentos de blocos tanto para nordeste quanto para sudoeste. Essas falhas cortam toda a sequência sedimentar do Cretáceo, inclusive o horizonte laterítico e mostra correlação com o sistema de drenagem tributário do rio Amazonas. Destaca-se a falha com direção N40-50E com alto ângulo de mergulho (65 graus), basculada para sudeste e com geometria de falha transcorrente, embora não tenha sido possível mapear estrias de atrito. Essa feição possui correspondência com o Lineamento do rio Madeira, na margem esquerda do rio Negro.

Conclusões

A região de estudo, denominada de Compartimento Silves- Itapiranga, predomina um sistema de falhas normais com orientação N30-40W e mergulhos ora para nordeste ora para sudoeste, que controla o sistema de drenagem na margem esquerda do rio Amazonas. Essas estruturas funcionam com zonas de horstes e grábens onde o relevo colinoso foi desenvolvido nos sedimentos cretáceos da Bacia do Amazonas. Essa compartimentação do relevo está delimitada pelo lineamento com orientação N40-50E que controla o rio Amazonas e o Paraná do rio Urubu, nesse setor e tem correspondência com o Lineamento do rio Madeira. A análise estrutural sugere que tal estrutura funcione com uma falha transcorrente destal ou normal-obliqua onde o rio Amazonas está encaixado.

Referências

- Brito-Silva, K. E. Análise neotectônica do lineamento do rio madeira nas regiões de Itacoatiara, Silves e Itapiranga (Amazonas). In: Congresso Nacional de Geologia, 2010, Pará. Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, 2010.
- Cordani, U. B., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Ciências Técnica Petróleo. Petrobrás. Centro de Pesquisas e desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de

- Mello. Seção Exploração de Petróleo, n. 15, 1984, 70p.
- Ibanez, D.M., Filho, R.A., Miranda, F.P. Uso de dados SRTM no auxílio à pesquisa de hidrocarbonetos na Bacia Sedimentar do Amazonas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007. Florianópolis, Anais ... Florianópolis, INPE, p. 2015-2022.
- Ibanez, D.M., Filho, R.A., Miranda, F.P. Utilização de técnicas de reconstrução topográfica com dados SRTM na análise de anomalias morfoestruturais em diferentes estágios de erosão. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007. Florianópolis, Anais ... Florianópolis, INPE, p. 2023-2030.
- Igreja, H.L.S., Catique, J.A. Análise neotectônica dos lineamentos de Itacoatiara centro-leste do estado do Amazonas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1997, v. 1, p. 131-33.
- Miranda, F.P., Bentz, C.M., Fonseca, L.E.N., Lima, C.C., Costa, A.R., Nunes, K.C., Felgueras, C.A., Almeida Filho, R. Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do rio Uatumã (Bacia do Amazonas). PETROBRÁS/CENPES, 1994, Superintendência de Exploração e Produção (SUPEP), Divisão de Exploração (DIVEX)/ Setor de Tectônica (SETEC).
- Nascimento, D.A., Mauro, C.A., Garcia, M.G.L. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1976. v. 10, cap. 2, p. 131-98.
- Quadros, M.L.E.S., Silva Filho, E.P., Reis, M.R., Scandolara, J.E. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, estado de Rondônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1996, v. 1, p. 242-5.
- Rezende, W.M. Brito, C.G. Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, SBG, Aracaju (SE). Anais... SBG, 1973, 227-45p.
- Ribeiro, O. L. Morfodinâmica do Rio Solimões na Região entre Coari e Anamá, Estado do Amazonas. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, 2009. 102p.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. Geonomos, v. 1, p. 1-15, 1993.
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- Souza Filho, P.W.M., Quadros, M.L.E.S., Scandolara, J.E., Silva Filho, E.P., Reis, M.R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 29, 4:469-76, 1999.
- Sternberg, H.O.R. Vales tectônicos na planície amazônica?. Revista Brasileira de Geografia, v. 12, n^o. 4, p. 3-26, 1950.

EVIDÊNCIAS DE REATIVAÇÃO AO LONGO DA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA, REGIÃO DE JUNDIAÍ E MONTE-MOR – SP

Jorge Luiz Secundino dos Santos, Norberto Morales, Igor Pelaes, Paulo Vedovello
UNESP, jorgeluztato@hotmail.com

As zonas de falhas são reconhecidas como importantes sítios de concentração de deformação frágil das rochas, absorvendo grandes deslocamentos e condicionando fortemente a organização dos terrenos litológicos ao longo da crosta terrestre. A movimentação dos blocos ao longo dos planos promove a formação de estrias e de ressaltos, representando fiéis indicadores do sentido de movimento ao longo destas zonas. Seu afloramento, entretanto, não é contínuo, sendo reconhecidos fragmentos das zonas de falhas, onde é necessário recorrer de seleção de áreas para de possíveis bons afloramentos (com auxílio de fotografias aéreas e imagens de satélite) para caracterizar, além de sua geometria, a assimetria típica das estruturas, os conjuntos de rochas afetadas e assim, uma cronologia relativa para sua evolução cinemática.

A região entre Jundiá e Monte-Mor apresenta rochas graníticas e gnáissicas pré-cambrianas, sedimentares paleozóicas e coberturas cenozóicas. A área de estudo abrange feições de destaque na morfologia, marcados por traços principais de falhas, derivados da ramificação da Zona de Falha de Jundiuvira na altura da cidade de Jundiá, constituindo uma estrutura em rabo de cavalo englobando as falhas de Itu, Piraí, Cururu e Cachoeira. Estes feixes de falhas apresentam uma orientação preferencial a NW-SE, afetando os terrenos pré-cambrianos, adentrando nos domínios da Bacia do Paraná, com rochas paleozóicas e cenozóicas.

O objetivo do presente trabalho é caracterizar as estruturas presentes nos diferentes conjuntos rochosos afetados pela Zona de Falha da Cachoeira, reconhecendo as estruturas associadas ao longo de seus traços, afetando as rochas do embasamento mais antigo, como os granitos, gnaisses, xistos e

quartzitos, da sequência sedimentar paleozóica do Grupo Itararé, além dos conjuntos cenozóicos, buscando contribuir com o entendimento da evolução desta feição tectônica regional.

Para o desenvolvimento do trabalho, passou-se inicialmente por uma revisão bibliográfica, seguida da confecção de mapas temáticos (drenagem, topográfico, hipsométrico e lineamentos), com intuito da análise macroscópica das descontinuidades no maciço rochoso (falhas e fraturas) e das coberturas sedimentares associadas. A coleta dos dados estruturais foi efetuada nos trabalhos de campo, extraindo as atitudes dos planos de falhas e das estrias de falhas e o sentido de movimento, considerando aspectos irregulares da superfície (ANGELIER 1994). Os dados foram integrados em mapa geológico-estrutural, tratados por técnicas convencionais e interpretados de modo a gerar um quadro evolutivo (mesmo que incompleto) para a Zona de Falha da Cachoeira.

Para a caracterização das estruturas, foram realizadas análises macroscópicas (mapas temáticos), foram amostradas rochas ao longo da zona de falha para a realização de estudos mesoscópicos (amostras) e microscópicos (lâminas de rochas), enfatizando e buscando correlacionar as estruturas regionais com a geomorfologia, com as rochas de falhas reconhecidas nos afloramentos, amostras e lâminas, e com as estruturas reconhecidas (dados de falhas e estrias, foliações e lineações) obtidas nas etapas de campo.

O quadro geológico regional é marcado pela dualidade entre as rochas do embasamento cristalino pré-cambriano (Complexos Amparo e Itapira, Granitóide de Itu) e da Bacia Sedimentar do Paraná, compreendendo o Grupo Itararé (Permo-Carbonífero) e rochas intrusivas básicas correlatas à Formação Serra Geral (Eocretáceo).

Ocorrem ainda coberturas sedimentares superficiais, cenozóicas, localizadas. O embasamento é caracterizado pela ocorrência dos blocos tectônicos Jundiá e São Roque (Hasui *et al.* 1969). A área de estudo encontra-se inserida no bloco tectônico Jundiá, delimitado a sul pela Zona de Falha de Jundiuvira e a Norte pela Falha de Jacutinga. Na região de Jundiá, os grandes traços estruturais da Zona de Falha de Jundiuvira se ramificam em uma estrutura tipo rabo de cavalo, formada pelas falhas de Itu Pirai, Cururu e Cachoeira, constituindo a feição estrutural mais importante da região. Estes traços adentram a Bacia do Paraná formando grandes alinhamentos, retilíneos evidenciados na rede de drenagem, especificamente nos alinhamentos do Rio Capivari Mirim prolongando-se até as cidades de Saltinho e Piracicaba.

A Zona de Falha de Jundiuvira está associada à malha de grandes falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento que controlaram a estruturação do embasamento e condicionaram a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo atual, apresentando movimentação geral transcorrente dextral (Hasui *et al.* 1977, Hackspacher *et al.* 1989). O feixe de ramificação em hemi-leque com direção geral NW foi reconhecido como de movimentação sinistral (Hasui *et al.* 1978).

Ao longo dos traços da Zona de Falha são encontradas rochas da série milonítica com foliação e lineação de estiramento bem marcadas, de alto ângulo de mergulho. São estruturas que se orientam preferencialmente N65W/80SW. As foliações miloníticas apresentam mergulhos subverticais, com mergulhos mais atenuados quando afastado da zona principal de deformação. Rochas cataclásticas também estão presentes, evidenciando deformação posterior, acompanhadas de planos estriados sobre ultracataclastos.

As rochas graníticas mostram uma evolução bem marcada, inicialmente por petrografia pré-cristalização total (HUTTON 1988, NOGUEIRA 1998), com megacristais de feldspato potássico isorientados, porém sem deformação, indicando *emplacement* sintectônico. Ao se aproximar dos traços principais da Zona de Falha, as rochas graníticas assumem forte foliação protomilonítica a

milonítica marcada pela deformação dos cristais de feldspato potássico e cristalização do quartzo. As análises microscópicas em lâminas delgadas desses milonitos constataam a presença de porfiroclastos de feldspato potássico estirados e com uma forte franja de cristalização nas bordas dos cristais. Os grãos de quartzos estão alongados e estirados com extinção ondulante bem destacada. A foliação é marcada pela orientação das biotitas e das franjas de recristalização dos porfiroclasto.

Esta caracterização implica que a deformação ocorreu em altas profundidades na crosta, onde as rochas foram submetidas à alta temperatura e pressão, após a cristalização total do magma granítico, proporcionando a formação das franjas de cristalização dos feldspatos potássicos e na mudança no arranjo cristalográfico do quartzo, evidenciado nas extinções ondulantes e no seu estiramento.

As zonas cataclásticas são caracterizadas por conjuntos de falhas com planos estriados em diferentes orientações, que podem ser ajustadas ao sistema de Riedel em zona transcorrente sinistral, com caracterização de zonas principais Y=D sinistrais e R` dextrais. A identificação destas estruturas indica que houve exumação do corpo granítico, seguido de deformação rúptil, gerando os cataclastos e as zonas brechadas em níveis mais rasos da crosta. Predominam as falhas transcorrentes sinistrais com orientação NW-SE, seguidas das falhas transcorrentes dextrais EW. Falhas normais N55E e N15W também forma mapeadas.

Já nas rochas sedimentares paleozóicas do Grupo Itararé da Bacia do Paraná (diamictitos, siltitos e arenitos mal selecionados), foram encontradas falhas normais com direções preferenciais N65E e N30W.

Com base nos dados acima apresentados, é possível reconhecer que, ao longo dos traços principais da Zona de Falha da Cachoeira, as rochas dos Complexos Amparo e Itapira sofreram influência de uma tectônica transcorrente sinistral, que proporcionou a formação de rochas miloníticas e cataclásticas. A foliação milonítica é fortemente condicionada ao longo da direção NW-SE, indicando deformação por cisalhamento dúctil.

Esta mesma atividade da zona de falha, quando observada no corpo Magmático do Complexo Granitóide Itu (GALEMBECK

1997), formou inicialmente trama pré-cristalização total no granito, indicando deformação durante o *emplacement* magmático.

A deformação superou no tempo a cristalização do magma granítico, alcançando a deformação do estado sólido e proporcionando formação das rochas miloníticas, com deformação e orientação dos cristais de quartzo e feldspato potássico, contemporâneo à formação dos milonitos nas rochas gnáissicas.

Com a exumação dessas rochas para ambientes crustais mais rasos, as rochas cataclásticas, com a formação de zonas de brechas, proto- e cataclasitos, formando caixas de falhas ou mesmo planos de falhas estriados isolados ou em feixes. O arranjo NW-SE transcorrente sinistral e EW transcorrente dextral parece muito próximo das atividades relacionadas ao final do Pré-Cambriano, com o desenvolvimento da intensa rede de falhas.

O desenvolvimento e falhas normais NW-SE associados a rochas cataclásticas, cortando as rochas do embasamento e dos sedimentos paleozóicos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, indicam uma reativação após a sedimentação dessas rochas. As duas direções principais NE-SW (principal) e NW-SE (secundária) possivelmente estão relacionadas aos processos de formação das bacias cenozóicas e ao quadro de deformação neotectônica, conforme reconhecido por NEVES (1999) na região de Jundiá. Cabe salientar que, pelos seus traços, posição e orientação, o sistema NW-SE pode se ajustar aos altos estruturais da região de Piracicaba, podendo representar assim uma evolução algo mais complexa do que esta aqui delineada.

Referências

Angelier, J, Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock, Editor, *Continental Deformation*. Exeter, UK, Pergamon Press, Oxford (1994), pp. 53–100 Chap. 4.
Galembeck, T.M.B. O Complexo Múltiplo Centrado e Plurisserial Itu (SP). 1997. 374 f.

Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

Hackspacher, P.C; Godoy, A.M.; Oliveira, M.A.F. ET AL. Geologia das folhas Cabreúva (SP) e Moreiras, Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1989. 1 mapa. Escala 1:25.000.

Hasui, Y; Penalva, F.; Hennes, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., 1969, Salvador, *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1969. P. 101-34.

Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Bistrichi, C. A.; Stein, D. P.; Galvão, C. A. C. F.; Gimenez, A. F.; Almeida, M. A. de; Melo, M. S. de; Pires Neto, A. G. – 1977 - “As grandes falhas do Leste Paulista”. In: *Atas do 1o Simpósio de Geologia Regional*, p. 369 - 380.

Hasui, Y; Tognon, A.A.; Soares, L.; Csordas, S.M. Geologia e tectônica da Serra do Japi. Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo, v.9, p.17-24, 1978.

Hutton, D.H.W. - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls inferences from deformational studies. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences* 79, 245-255, 1988.

Neves, M. A.- Evolução Cenozóica de Jundiá (SP). 1999. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

Nogueira, J.N. Caracterização Geométrica e Deformacional do Batólito de Quixadá (CE). 1998. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

Santos, J.L.S. Caracterização Estrutural da Zona de Falha da Cachoeira. 2009. 55 f. (Trabalho de Conclusão de Curso). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

AS FALHAS NA PORÇÃO LESTE DE MANAUS (AM), EVIDÊNCIAS DO SISTEMA TRANSCORRENTE NA AMAZÔNIA

Mayara Aline Santos Ribeiro¹, Clauzionor Lima da Silva², Noberto Morales³

¹Graduanda do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, may.aline@hotmail.com ;

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas;

³Universidade Estadual Paulista, Departamento de Petrologia e Metalogenia.

Introdução

Os registros de falhas geológicas observados em afloramentos e corte de estrada na área urbana de Manaus (AM) têm possibilitado a elaboração de um modelo neotectônico para essa porção da Amazônia Central, segundo o modelo do binário transcorrente distal E-W de Hasui (1990). Essa deformação tectônica mapeada por autores, tais como, Igreja & Franzinelli (1990), Franzinelli & Igreja (1990), Fernandes Filho et al. (1995 e 1997) e Silva (2005), Silva et al. (1994, 1995, 2003 e 2007) mostra um arranjo de falhas predominando movimentação normal, mas com evidências de falhas transcorrentes pouco mapeadas e cartografadas. Na área urbana de Manaus (AM), as zonas de falhas observadas exercem uma influência nítida na paisagem. Desse modo, o estudo possibilitou a caracterização geométrica dessas deformações rúpteis e o entendimento da cinemática de uma zona de falha particular existente na porção leste da cidade de Manaus, sua caracterização estrutural e feições de deformação foram mapeadas.

O desenvolvimento deste trabalho se fez a partir da cartografia da zona de falha nessa área, a partir do uso de imagens GeoEye (agosto de 2010) para identificação do lineamento. Em campo, obtiveram-se os dados da zona de falha principal e as deformações apresentadas (mapeamento de feições estruturais). Os dados estruturais adquiridos foram analisados em diagramas estruturais (Stereonet, Win-Tensor e FP-Tectonics) para determinação dos eixos de tensão.

Resultados e discussões

A seção geológica escolhida corresponde a um corte de estrada situado no Porto Estaman/ Itautinga, na zona leste da cidade de Manaus (AM). Essa área corresponde aos sedimentos alterados, arenosos e argilosos estratificados, da Formação Alter do Chão que atinge espessura da ordem de 15 metros. Acima desse nível estratificado ocorre um pacote representado por um nível coluvionar, composto essencialmente por sedimentos argilo-arenosos amarelos com nível laterítico desenvolvido. O contato entre a unidade do Cretáceo e esse material está delimitado por um nível de *stoneline* centimétrico.

Nesse pacote ocorrem falhas normais, inversas e transcorrentes. O sistema de falhas mais antigo mapeado compreende as falhas inversas restritas à unidade do Cretáceo, o qual tem atitude N-S, alto ângulo de mergulho e baixo rejeito de mergulho. O alto ângulo de mergulho, incomum para esse tipo de falha, podem estar associados ao sistema transcorrente comentado em alguns estudos.

As falhas do tipo normais possuem atitudes N50E/80SE e N45E/30NW, estrias de mergulho (*down dip*), rejeito de poucos metros, mas possuindo, em alguns casos, alto ângulo de mergulho e seccionam essencialmente a camada do Cretáceo. Outro conjunto de falhas normais com atitude N30W/60NE, possui rejeito de poucos metros, médio ângulo de mergulho e estrias de mergulho bem desenvolvida. Essencialmente cortam toda a seção incluindo o horizonte laterítico, mostrando-se, portanto, um evento mais novo que aquele registrado na direção NE-SW.

A zona de falha principal, com atitude aproximadamente N-S, possui largura da

ordem de 10 a 15 metros, colocando em contato diferentes estratos da Formação Alter do Chão, mostra-se geometria curva, com desenvolvimento de uma feição sigmoidal ao longo do traço da falha. No topo da superfície do terreno e nas áreas adjacentes à zona de falha, são visíveis os arranjos de grãos e seixos de argilas alongados e rotacionados, com feições métricas desenvolvidas. Falhas subsidiárias mostram arranjo associado com estrias *downdip*, típicas de falhas normais e *steps* que atestam essa cinemática. Entretanto, a variação da superfície de falha com ângulo de mergulho variável até atingir média inclinação demonstra que a deformação que afetou as camadas do Cretáceo até o horizonte de solo não se resume simplesmente a um quadro extensional, podendo caracterizar-se como associada ao quadro transcorrente. A determinação de estrias horizontais clássicas que identificasse falha transcorrente não é de fácil observação, tendo em vista a natureza frágil e inconsolidada do horizonte de solo, especialmente laterítico. As falhas subsidiárias a essa feição N-S são subsidiárias que atestam a assimetria do sistema de falhas normais de médio a alto ângulo e com abatimento normais de blocos.

Os estereogramas elaborados para o conjunto de falhas desse local mostram predominância das atitudes N02E/76SE e N50E/78NW para os conjuntos de falhas normais, enquanto que as falhas sindeposicionais que cortam a sequência basal da Formação Alter do Chão apresentam atitude geral N42E/40SE. Para as fraturas as atitudes foram N12E/83SE, N60W/80SW, N80W/74SW e N70E/64NW.

Em outro local próximo a esse ponto mostra o arranjo de falhas normais com geometria de hortes e gráben possuem orientação N55E/60SE, N32E/26NW, N34E/39NW. O sistema de falhas N-S desloca o arranjo de falhas NE-SW e se caracteriza como um sistema mais novo, assim como as falhas normais N20-30W, com médio ângulo de mergulho. Porém, esta última associada orientação do rio Negro.

Conclusões

O quadro neotectônico da porção oeste da cidade de Manaus (AM) mostra claramente três eventos distintos. O primeiro associado à fase de deposição da formação de idade mesozoica (para alguns autores) mostrando feição claramente normal, posteriormente deformada por falhas inversas, mas com transcorrência associada caracterizando possivelmente um quadro transpressivo (paleógeno?). O quadro dito neotectônico mostra um predomínio de falhas normais, especialmente vinculada ao sistema do rio Negro bastante expressivo. No entanto, a atitude de feições N-S de médio a alto ângulo de mergulho seccionando toda a seção geológica está associada ao quadro tectônico transcorrente e não a sistemas puramente extensionais como reportam algumas pesquisas.

Referências

- Fernandes Filho, L. A., Costa, J.B.S., Costa, M. L. Bacia de Manaus: uma estrutura pull-apart do Quaternário. In: Simpósio Nacional de Estudos Neotectônicos, 5, 1995, Gramado. *Anais...* Gramado: SBG, 1995, p. 425-6.
- Fernandes Filho, L.A., Costa, M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus-Amazonas. *Geociências*, v. 16, n^o. 1, p. 9-33, 1997.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6, 1990, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG/NO, 1990, v. 3, p. 641-8.
- Hasui, Y. Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil. In: Work-Shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/SE, p. 1-31.
- Igreja, H.L.S., Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.

- Nogueira, A.C.R., Sarges, R.R. Characterization and gênesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo, northest state of Amazonas, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73 (2), p. 287-301, 2001.
- Sarges, R. R., Silva, T. M., Riccomini, C. 2010. Caracterização do relevo da região de Manaus, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geomorfologia* (no prelo).
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- Silva, C.L., Carvalho, J.S., Costa, S.S., Alecrim, J.D. Considerações sobre neotectonismo na cidade de Manaus (AM) e áreas adjacentes: uma discussão preliminar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Balneário Camboriú (SC). *Anais... SBG*, 1994, v. 2, p. 251-252.
- Silva, C.L., Costa, S.S., Carvalho, J.S. Um estudo preliminar neotectônico na Cidade de Manaus/AM. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, 1995, Gramados. *Anais... Gramado: SBG*, 1995, p. 438-9.
- Silva, C.L., Horbe, A.M.C., Horbe, M.A., Morales, N., Costa, S.S., Rueda, J.R.J. Bacias quaternárias ao longo do rio Solimões-Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, 2003.
- Silva, C.L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.

INFLUÊNCIA DOS LINEAMENTOS NA FORMAÇÃO DAS CACHOEIRAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)

Alexandre Gustavo Cruz Campelo¹, Clauzionor Lima da Silva², Ivaldo Rodrigues da Trindade²,
Norberto Morales³

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, alexandre_gcc@hotmail.com ;

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas;

³Departamento de Petrologia e Metalogenia, Universidade Estadual Paulista.

Introdução

A região de Presidente Figueiredo está situada cerca de 100 km à norte da cidade de Manaus (AM). Nessa área ocorrem inúmeras cachoeiras e cavernas formadas em arenitos marinhos silurianos da Formação Nhamundá, Grupo Trombetas, da Bacia Sedimentar do Amazonas.

Os estudos geológicos desenvolvidos nessa área indicam que essas morfologias foram controladas por estruturas neotectônicas, conforme Nogueira et al. (1997 a e b) e Nogueira & Sarges (2001). Nesses estudos faltam a definição e identificação do sistema e cinemática das falhas envolvidas na modelagem do relevo. Adicionalmente, em estudos neotectônicos, os dados de falhas e fraturas obtidos em campo devem ser correlacionados aos dados geomorfológicos para a confirmação de que a estruturação tectônica controla a paisagem, no âmbito da morfotectônica.

O alvo deste estudo compreende a área da Cachoeira Porteira e em entorno, situada no km 13, da rodovia estadual AM-240, por apresentar camadas da Fm. Nhamundá deformadas e rotacionadas, conforme comentado por Silva (2005). O estudo se baseia inicialmente na análise em imagens de satélite (Landsat ETM+), modelo digital de elevação SRTM e dados de campo, com a finalidade de correlacionar as zonas de falhas existentes e sua importância na formação do relevo local.

Além de constituir uma área de interesse turístico e ambiental, nos arenitos da Fm. Nhamundá são exploradas águas subterrâneas para o abastecimento industrial e residencial daquela localidade. Desse modo, o estudo neotectônico poderá ampliar o

conhecimento científico dessa na prospecção de recursos hídricos ou ainda na evolução da paisagem dessa região de borda da Bacia Sedimentar do Amazonas.

Métodos

O estudo iniciou com a análise em imagens de satélite, especialmente, Landsat ETM+, para a caracterização da morfologia do local. Adicionalmente, um mapa de lineamentos foi produzido, assim como o mapa geológico da área. Os modelos digitais de elevação SRTM foram utilizados para extração dos parâmetros morfométricos das bacias dos rios envolvidos. Dessa forma, foram obtidos a área, perímetro e os limites das bacias. A rede de drenagem foi extraída dos modelos SRTM através de ferramentas no ArcGis. O mapa produzido foi comparado à base cartográfica e ao modelo SRTM para adequações e ajustes. Da mesma forma foi produzido o mapa de curvas de nível de detalhe da área para o estudo da compartimentação do relevo. A partir desses produtos gerados foram confeccionados os mapas de lineamentos de relevo e drenagem e logo após elaborados os diagramas de rosetas. Em campo, foram mapeadas as tipologias das falhas existentes na região das cachoeiras. Esses dados foram tratados em softwares (Stereonet, Wintensor e FP Tectonics) para obtenção do regime de tensão que prevalece na área de estudo.

Resultados e discussões

Na região de Presidente Figueiredo predominam lineamentos N30-40W, N20-30E, N40-50E e N-S, com raros lineamentos E-W. Esse padrão estrutural observado em imagens

de satélite é correlacionado ao apresentado por Silva (2005), que acrescenta as direções N-S e E-W no padrão estrutural da região Amazônica. Esses *trends* também estão representados na orientação dos igarapés. Rios como o rio Preto da Eva e Urubu, cujas cabeceiras estão nessa área, possuem direção NW-SE e, em parte, E-W. Os tributários desses canais, no geral, estão condicionados à direção NE-SW. Mas de modo especial, as drenagens na área da Cachoeira Porteira segue a orientação N-S. O relevo compreende zonas de tabuleiros, situados entre 150 a 200 metros, dissecados, representando a zona interfluvial de grandes bacias como a do rio Cuieiras, Preto da Eva e Urubu. A declividade mostra um predomínio mais baixo na região das cachoeiras. A bacia onde está situada a cachoeira Porteira é um tributário do rio Urubu com curso aproximadamente N-S. Essa sub-bacia hidrográfica mostra assimetria com padrão do tipo subdendrítico.

No km 14, na Rodovia AM-240, na Cachoeira Porteira observa-se uma zona de falha normal que promoveu a rotação do Arenito Nhamundá. Próximo à estrada, os pacotes de arenitos estão indeformados, onde a atitude das camadas é subhorizontal notada nos *sets* de estratificações cruzadas e plano-paralelas. Na direção da cachoeira, estas camadas estão deformadas por falhas NNW-SSE basculadas para leste. O Igarapé do Mutum, afluente da margem esquerda do Rio Urubu, está encaixado na zona de falha principal, cujas camadas de arenito são subverticais. As famílias de fraturas desenvolvidas nas camadas deformadas de arenito mostram três orientações principais N02W/43SW, N-S/67E e N77E/80NW conforme os estereogramas. A direção principal de fraturas está associada à direção da falha, cuja atitude é N-S (N05W/35NW).

No vale de drenagem do Igarapé do Mutum, no sítio da Água Viva, próximo a esse local, as camadas de Arenito Nhamundá estão subverticais com atitude N-S com mergulho de 80 graus para oeste. Relaciona-se a esse *trend* o formato retangular alongado dos blocos e paredões observados nessa região e o trecho do Igarapé do Mutum controlado por essa estrutura. Fraturas estão preenchidas por veios de material silicoso com atitude N02W/46SW, paralelo ao acamamento rotacionado. A

segunda família de fraturas mostra preenchimento similar, mas com atitude N60E/10SE. Porém, os limites dos paredões que ocorrem nessa região são devidos ao fraturamento E-W (N86E/86NW). Os estereogramas para falhas normais nesse ponto apontam para a orientação preferencial N07W/74SW e, para as fraturas, N06W/73SW.

Na Cachoeira do Santuário, cerca de 1 km distante desse ponto, essa estruturação é predominante, mostrando camadas ligeiramente basculadas para nordeste. A direção principal das fraturas paralelas à cachoeira possui direção N20W/85SW. A parede onde está essa cachoeira é subvertical, mas com abatimento por falha normal. De acordo com os estereogramas para falhas e fraturas nesse ponto as orientações mais frequente são N31W/86SW e N30W/86SW.

Conclusões

No Domínio estrutural de Presidente Figueiredo prevalecem falhas normais que afetam o Grupo Trombetas e a Formação Alter do Chão. As falhas normais, que deformam a unidade Alter do Chão e a cobertura areno-argilosa amarela, possuem as seguintes atitudes: N05W/35SW, N62E/57SE, N62E/53NW e N30W/85SW. Enquanto que as famílias de fraturas compreendem três atitudes máximas principais: N06W/72SW, N06E/35NE e N65E/56SE. Os dados das populações de falhas com estrias estão orientados segundo a direção NE-SW, enquanto que aquelas falhas onde não foram obtidas medidas de estrias têm tendência geral N-S. As direções NW-SE, NE-SW e N-S representam a direção geral das cachoeiras e paredões na estrada na área de estudo.

A associação dos dados estruturais obtidos com as análises geomorfológicas indica um controle das cachoeiras, na área de estudo, segundo a direção N-S. No entanto, as direções NE-SW das falhas, mais antigas, interferem no sistema de drenagem condicionando-o durante o processo de incisão, enquanto que o forte *trend* NW-SE está associado às direções estruturais que controlam parte dos principais rios da região.

Referências

- Fernandes Filho, L.A. Costa, M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. *Rev. bras. geo.* Vol. 16, nº 1, p 9 – 33, 1997.
- Igreja, H.L.S., Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. *Anais... Manaus: SBG/NO*, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- Nogueira, A.C.R., Sarges, R.R. Characterization and gênesis of waterfalls of the PresidenteFigueiredo, northest state of Amazonas, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73 (2), p. 287-301, 2001.
- Nogueira, A.C.R., Souza, V., Soares, E.A.A. Contribuição à tectônica cenozóica da região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus - AM. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Pirenópolis. *Boletim...Pirenópolis: SBG*, 1997a.
- Nogueira, A.C.R., Souza, V., Soares, E.A.A. Estruturas distensivas quaternárias na região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Pirenópolis. *Boletim...Pirenópolis: SBG*, 1997b.
- O’leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, New York, v. 87, p.1463-1469, 1976.
- Silva C. L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.

ANÁLISE DE *KNICKPOINTS* EM BACIAS HIDROGRÁFICAS NA REGIÃO DE MANAUS (AM) COMO INDICADOR TECTÔNICO

Jéssica Miranda dos Santos¹, Pedro Fonseca de Almeida e Val¹, Clauzionor Lima da Silva¹, Marcio Luiz da Silva²

¹Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, j_miranda_s@hotmail.com; ²Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, INPA

Introdução

O estudo de bacias hidrográficas é importante para a avaliação da interação entre os processos geomorfológicos, geológico e tectônicos, os quais resultam em fatores que controlam sua formação. No que tange aos processos neotectônicos, no âmbito da morfotectônica, feições tectônicas modernas que influenciam a paisagem, a região Amazônica apresenta inúmeros exemplos do controle nos rios e no relevo, como, por exemplo, os trabalhos de Franzinelli e Igreja (1990), Silva (2005), Silva et al. (2007), Amaral et al., (2009), Ribeiro et al. (2009) dentre outros.

Silva (2005) apresenta um esboço da formação de algumas bacias nas circunvizinhanças de Manaus cuja morfologia é decorrente de basculamentos tectônicos, tais como as bacias dos rios Cueiras, Tarumã-Açu, Puraquequara, dentre outras. Recentemente, Val (2009) fez importantes considerações sobre a evolução da bacia do rio Cueiras, através do estudo de *knickpoints*. A correlação do estudo a análise geomorfológica-estrutural permitiu ao autor descrever a evolução geomorfológica dessa área a partir da relação entre processo geomorfológico e tectônico.

A área de estudo, situada na região de Manaus (AM), compreende as bacias hidrográficas dos rios Tarumã-Açu e Puraquequara, as quais limitam a cidade de Manaus. Essas bacias hidrográficas apresentam forte controle estrutural marcado por forma assimétrica e orientação N-S, o que difere da maior parte das bacias de drenagem nessa região. Assim sendo, o estudo em pauta pretende avaliar as características morfométricas das supracitadas bacias, a partir

da elaboração de perfis longitudinais ao longo do canal principal e o estudo de *knickpoints*, e correlacionou com os principais *trends* estruturais e falhas ocorrentes na região de Manaus.

Material e métodos

Para o desenvolvimento desse estudo foi utilizado cartas topográficas na escala 1:100.000 (Folha Manaus-E) e dados dos modelos SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), disponibilizados pela NASA e adquiridos gratuitamente através do site governamental americano “*US Geological Survey*” (seamless.usgs.gov). A partir desses modelos corrigidos foi realizada a extração de drenagem, através do software de geoprocessamento ArcGIS 9.2[®] (Esri, 2005), e os demais parâmetros morfométricos das bacias estudadas. Imagens de satélite Landsat ETM+ foram úteis na caracterização geomorfológica da área.

A partir da delimitação das duas bacias hidrográficas foi realizado o cálculo do Fator de Assimetria (FA), útil para a detecção de basculamentos, conforme Keller & Pinter (1996). Os perfis longitudinais e *knickpoints* das Bacias do rio Tarumã-Açu e Puraquequara foram gerados através do software MatLab, com posterior tratamento via ArcGIS 9.2[®] (Esri, 2005). Os mapas obtidos e os lineamentos identificados em imagens foram correlacionados em ambiente SIG para a análise pretendida.

Resultados e discussão

A bacia do rio Tarumã-Açu possui uma área maior que a bacia do rio Puraquequara,

medindo aproximadamente 1.354 km² e 695 km², respectivamente. O fator de assimetria para a bacia do rio Tarumã-Açu obteve valor 41, o que, segundo Keller & Pinter (1996) mostra que essa bacia sofre basculamento para a esquerda. Esse fato pode ser correlacionado com a distribuição dos tributários desse rio mais desenvolvidos na direita, com canais curtos na margem oposta. Para a bacia do rio Puraquequara o fator de assimetria obtido foi próximo a 50, demonstrando a simetria dessa bacia.

O canal do rio Tarumã-Açu mostra um perfil de um rio de médio tamanho, com cerca de aproximadamente 70 km de comprimento e uma altitude variando entre 10 e 95 metros (Figura 1-A). O perfil longitudinal desse rio mostra sinuosidade, com rupturas de declives mais acentuados em três pontos ao longo do seu talvegue. É um rio com forma côncava, em intervalos topográficos entre 8 a 20m, com segmentos retos em patamares e curvas evidenciando anomalias positivas. Perfis longitudinais dos tributários da margem direita desse rio foram confeccionados. Estes no geral são de médio porte, variando entre 10 a 25 km de comprimento, bastante sinuosas, tendo a presença de fortes desníveis e degraus ao longo de seu leito, em forma de patamares e anomalias positivas. Na bacia do rio Puraquequara, em contrapartida, possui valores morfométricos mais inferiores quando comparados a bacia do rio Tarumã-Açu adjacente a esta. A bacia do rio Puraquequara tem aproximadamente 50 km de comprimento, desníveis altimétricos entre 15 a 118 m e com perfil longitudinal em sinuosidade, mas com rupturas de declives mais suaves no leito (Figura 1). Os perfis longitudinais dos tributários de maior extensão dessa bacia são de médio porte, variando entre 10 a 20 km. Enquanto que os rios da margem esquerda são retilíneos, os canais da margem direita possuem quebras de declividade muito íngremes, próximo ao divisor da bacia.

A análise de *knickpoints* do rio Tarumã-açu mostra que este possui três rupturas principais (Figura 1). Na margem esquerda, estes mostram intercalados por áreas estáveis sem declives bruscos e por uma zona de transição estável passando para declives

íngremes. O padrão dessas rupturas dispõe-se de modo, o qual foi correlacionado com os principais lineamentos tectônicos existentes na área. No mapa da distribuição de *knickpoints* para o rio Puraquequara observa-se um perfil estável, sem rupturas no perfil do rio, porém, à montante, há uma sucessão de desníveis de base apenas como propagação evolutiva do canal. Isso demonstra a evolução dessa bacia hidrográfica cuja ocorrência de rupturas suavizadas devem somente a diferença litológica. Estes foram considerados como *knickpoints* móveis, pois segundo Crosby & Whipple (2006) são indicadores da propagação do canal para montante.

Os lineamentos estruturais para a região de Manaus mostram o predomínio das direções NE-SW e NW-SE, mas de modo subsidiário E-W e N-S. Os dados de campo mostram a existência de falhas neotectônicas nas direções NE-SW, mas antiga e que cortam a unidade Alter do Chão (Cretáceo), suplantadas por falhas NW-SE que controla o rio Negro e o relevo na cidade de Manaus. Particularmente na área do rio Tarumã-Açu predomina a direção N-S, bem marcada no relevo, e que em campo compreende falhas possivelmente transcorrente. Interessante notar a correlação das falhas N-S com a ocorrência dos *knickpoints* na bacia do rio Tarumã-Açu, o que comprova que a formação das rupturas de declividades foi devido a formação dessas falhas. Na área da bacia do rio Puraquequara, entretanto, ocorre predominância de lineamentos com direção NE-SW, porém não são coincidentes com os *knickpoints* existentes no leito do rio, comprovando assim que a sua formação está relacionada com a diferença litológica, propiciando a sua migração à montante.

Conclusão

A partir das análises e resultados, acredita-se que a bacia do rio Tarumã-Açu é assimétrica, cujo *knickpoints* estão condicionados a estruturação tectônica, segundo a direção N-S. O baixo valor assimétrico encontrado por ser correlativo à falha transcorrente, conforme dados de campo e o modelo neotectônico para a região. A bacia do rio Puraquequara é simétrica e mostra

rupturas de declive situadas à montante (zona de cabeceira), refletindo um processo de erosão remontante. Entretanto, os dados estruturais sugerem que os tributários das bacias dos desses dois rios estão condicionados às falhas normais NE-SW, mais antigas dentro do quadro neotectônico regional, presentes no substrato da Fm. Alter do Chão, desse modo, atuando com drenagens subsequentes.

Referências

- Amaral et al. 2009. *Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM)*. In: XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Ouro Preto (MG), 56p.
- Crosby e Whipple (2006). *Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand*.
- Esri. 2005. ArcGis 9.2. Estados Unidos.
- Franzinelli e Igreja (1990). *Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus*. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, v. 3, p. 641-8.
- Keller e Pinter (1996). *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338p.
- Ribeiro, O. L et al. (2009). *Controle tectônico na planície do Rio Solimões, região de Coari (AM), a partir de análise em imagens ópticas e dados SRTM*. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 2009, Natal. XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*. São José dos Campos : SBG, v. 1. p. 3301-3309.
- Silva C.L et al. (2007). *Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.79, n. 4, p. 693-711.
- Silva, C.L. *Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.*
- Val, P.F. A. (2009). *Estudo geomorfológico da região entre os rios cuieiras e Tarumã-Mirim: baixo curso do rio negro (AM)*. Relatório de Iniciação Científica/ PIBIC (UFAM), 64p.

GEOMORPHOLOGICAL AND GEOPHYSICAL EVIDENCES FOR NEOTECTONICS, CENTRAL AND SOUTHERN BRAZIL

Paulo César Soares¹, Silvana Bressan Riffel², Alberto P. Fiori³

¹FUNPAR/UFPR, Projeto Falhas, Curitiba, p_soares@terra.com.br; ²School of Earth Sciences, The University of Queensland, ³UFPR, Projeto Falhas.

Abstract

Paleosurfaces, correlative deposits, ages, lineaments, heat flow and Curie surface are used in an integrated way to reach some conclusions about the complex histories of uplift, denudation and tectonic movements in the Meridional plateau region, including coastal ranges. The South American peneplane is taken as reference surface and contoured showing differential uplift. Transcurrent faults in correlative deposits, recorded in field indicate concentrated zones of deformation. Heat flows and low depth of estimated Curie surface confirms heat transfer in narrow zones. The Lancinha lineament (Cubatão - Alem Paraiba) is the focused fault in the work area. Active tectonics and heat flux are associated with crustal flexural deformation, modified by differential movement along fault zones.

Introduction

The Late Cretaceous stable conditions recorded from fission-track ages (90-60 Ma, Gallagher et al., 1994; Hiruma et al., 2010) refer to the Bauru sedimentation cycle in SE South America. It is followed by Paleocene uplift ages (60-40 Ma) denudation and cooling. A late Eocene age for South American peneplane is concluded based in geological record of Chaco Paraná and Santos basins and FTA.

Methods

Data and information from tectonic events, geofoms associated to correlative residual weathering and sediments over paleosurfaces from southeastern South America (fig. 1) are compared to potential correlative sequences either in interior (Chaco Parana) as marginal basin (Santos) and to

regional rifting basins (Taubaté, Curitiba). Uplift and quiescence times are interpreted from fission track ages (FTA) in literature. Heat flow (HF) results are regionally extended bounded by lineaments in a region of more dense information (PR, SC). Deepness of Curie (DC) surface was estimated from magnetic data.

Results

South American Peneplane, as a surface of minimum hydraulic erosion with maximum chemical erosion processes, needs a long time of tectonic quiescence. The record of Paleocene to late Eocene erosion and weathering in the continent is indicative of extensive erosion under warm climate and uplift. In mid Eocene uplift slowed down and climate became warmer, from Central Brazil to south down to 34°S longitude as seen in Paraná and Uruguay; fossil termite nests is a common feature. Correlative reddish siliclastic deposits occur in Chaco-Parana interior and Santos and Pelotas basin (Pereira & Macedo 1990). In Paraná, the Fe-laterite peneplane precedes Curitiba plateau and Serra do Mar formation. In Uruguay, the Fe-lateritic paleosurface precedes the calcrete-silcrete paleosurface and Fray Bento Fm of Late Oligocene age (Ubilla, 2004). Both precede the Miocene transgression (Camacho Fm; Perea & Martinez 2004).

First pediplanation (Pd2, Bigarella and Ab Saber 1956) and Curitiba rift basin fill (Salamuni et al. 2003) are penecontemporaneous. High plateaus pediplanes as Japi and Campos are considered as result of extensive pediplanation (Pd2), in view of remaining inselbergs and of Fe poor and Al-silica rich residual weathering mantle (Modenesi-Gautieri et al 2011). In similar way kaolin residual deposits are found over Pd2

remnants over gneiss and volcanic rocks in Serra do Mar. A second pediplane is preserved locally everywhere in region, and referred as Pd1, probably Miocene. These deposits are faulted in Curitiba plateau. The big escarpment from Serra do Mar to coastal plain is the result of back strip of this Pd1 paleosurface.

Uplift from Oligocene - This uplift and erosion cycle have two main step: mid Oligocene (Santos platform erosion and faulting) and Pliocene (Late Miocene) to present (platform prograding wedge). Fission track analysis (Gallagher et al., 1994; Franco-Magalhaes 2010) indicate that East Paraná larger uplift was preceding SAP (40-60 Ma) and during late Miocene and Pliocene (last 20 Ma). This means that the main uplift was after Pd2 pediplanation and even more recent, after PS1, which agrees very well with geomorphologic and field observation of altimetric position of paleosurface and deposits, including the prominent escarpment sculptured on PS1 and their inselbergs. Faulting affecting both are recovered in field.

Structural contour of PSA and heat flow - Contour map (figure) shows a high bulge in Central Paraná and Santa Catarina, mainly forced by points in Santos Basin and in continent interior. Heat flow map (from Soares et al 2011) shows high values associated with higher uplift.

The South American paleosurface is characterized by intense planation, chemical leaching, Fe-laterization crust, summit positioning, implying a long time of tectonic quiescence during warm and semi humid climate. In some place it is covered by ferruginous quartz conglomerate; other places, gravel, sands and gray clays cover the surface.

Discussions

In the continental interior, lateritic South American peneplane surface are documented in isolated inselbergs and plateaus with warm climate indicator until Uruguay and Chaco. In coastal ranges it was uplifted and eroded before and during the emplacement of the rift basins (Oligocene), because was not preserved as basement. The subsequent large erosion event, mostly under semi-arid and cold climate, have constructed extensive pediplane

surfaces in Serra da Mantiqueira (Campos Surface) and Serra do Mar (Pd2 in Paraná). At this time climate changed abruptly, depositing feldspatic sands and green muds with caliche paleosoils (Guabirota Fm in Curitiba basin, and Taubaté Group) toward coastal ranges. Toward Paraná basin interior, records of Late Oligocene have similar lithologies and a rich fossil record in Fray Bentos Fm in Uruguay (Ubilla, 2004). The larger uplift event may have been after Pd1 pediplanation, Miocene transgression and Pd2 pediplanation, during late Miocene to Pliocene, feeding the prograding clastic wedge in Santos and documented in FTA and annealing zone. At the low Paraná-Paraguay-Uruguay basin, early to mid Miocene sea cover continental cold and semiarid deposits, up to 10 Ma. They are extensively exposed and transitional to mid Pleistocene alluvial deposits (Perea & Martinez 2004). This is considered the main time of neotectonic activity which maintain active heat flow in narrow zones along crustal discontinuities.

Conclusions

Tectonic activity are powerful generator of heat in faults associated with continental uplift. The heat flow may double in narrow fault zones. Paraná basin and neighbor regions presents active uplift and faulting as deduced from paleosurfaces succession and altimetry positioning, mainly during Pliocene and Quaternary, contemporaneous to Quechua Andean activity, continental plate flexures and marginal basin clastic wedge.

References

- Almeida FFM Fundamentos geologicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geografico e Geologico* 41:167-263.1964.
- Gallagher K, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM 1994.The denudation history of the onshore continental-margin of SE Brazil inferred from apatite fission-track data. *J Geophys Res-Solid Earth* 99:18117-18145.1994).
- Hiruma ST, Riccomini C, Modenesi-Gauttieri MC, Hackspacher PC, Neto JCH, Franco-

Magalhaes AOB (Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18:674-687.2010).

Hurter S. J.& Pollack 1996. Terrestrial heat flow in the Parana Basin, Southern Brazil. *J. Geoph Res*, v. 101, B4, 8659-8671.

Modenesi-Gauttieri, M C, Toledo MCM, Hiruma, ST, Taioli, F & Shimada, H. 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau

Moreira JLP, Madeira CV, Gil JA, Machado MAP (Bacia de Santos). *Boletim de Geociências da Petrobras* 15:531-549.2007).

Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental

do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., eves, B.B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 383–405.

Salamuni E., Ebert H.D., Borges M. da S., Hasui Y., Costa J.B.S., Salamuni R. 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, South of Brazil. *JSAESci*, Oxford, 15(8):901-910.

Soares, P.C. e Landim, P.M.B., 1975 - Comparison Between tectonic evolution of the Cratonic interior and the Marginal Basins in Southern Brazil. “International Sumposium in Atlantic Type Continental – Margins”. Na Acad. Bras.Ciênc. 48 (supl.): 313-324.

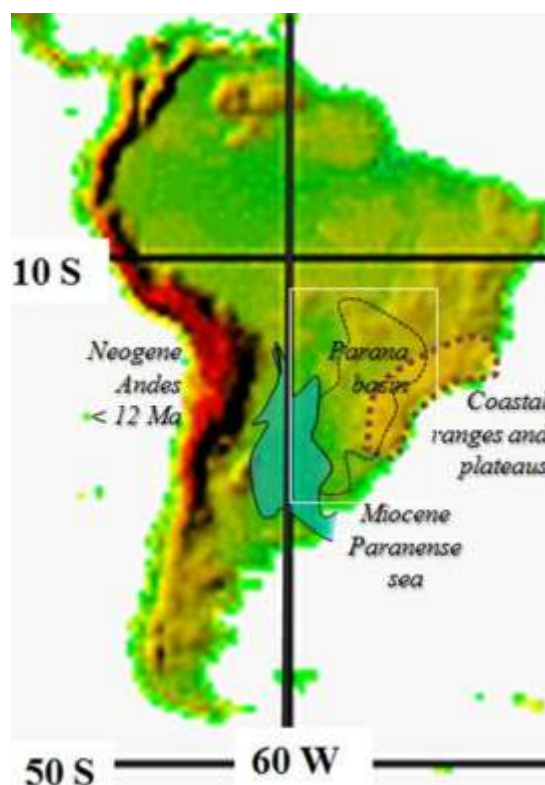


Figure 1. Location of investigated region with Paraná basin coastal ranges and Miocene interior sea.

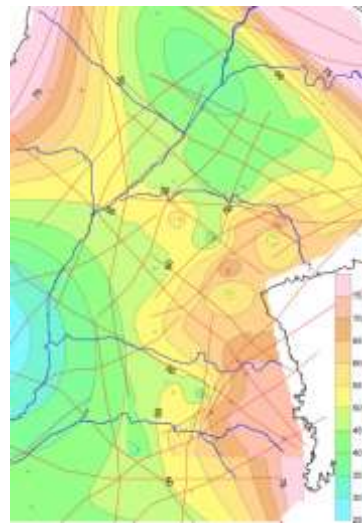
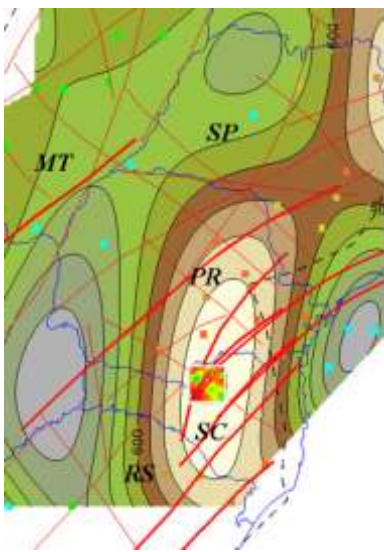


Figure 2. Left - Uplift of South America penneplane (SAP) during Neogene (grey <math><100\text{m}</math>; green/brown=600m;pale=>over 1300 m) Along coastal range SAP altitudes are underestimated by absence of remains (SP and PR> 2000m; SC>1700). Right - Heat flow from oil wells in Parana basin estimated by many authors (mainly Hurter and Pollack 1996). The colored area north of SC is detailed in next figure)

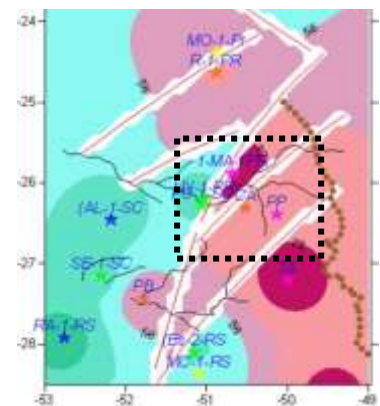
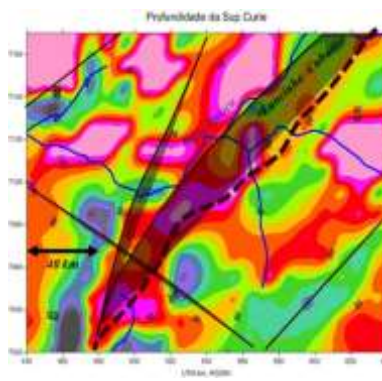
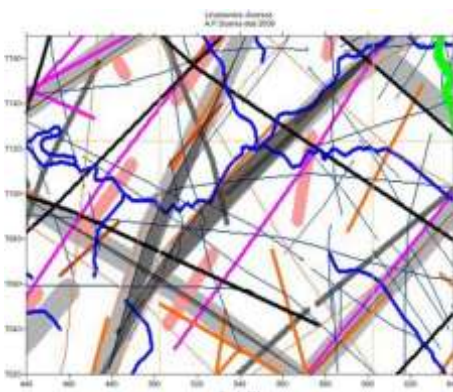


Figure 3. Left- Lineaments from many sources (Soares et al. 2009), the two main correspond to Lancinha (NE-SW) and Itapirapuã (NNE) faults in basement (at the extreme northeast of the area (green line); Center – Depth of Curie surface oscillating from 10 (red/purple) to 40 (green/blue) km indicating narrow zones of high heat flow; right – contour of heat flow estimates from deep wells (mainly from Hurter .& Pollack 1996), showing heat flow in the range 40 to 80 mW/m² (blue/purple = 56 mW/m²); high heat flow are associated to fault zones (square delineates the area of left figures) (partial maps from Soares et al. 2011).

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA SERRA DAS ANDORINHAS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Ana Valéria dos Reis Pinheiro¹ ; Rogério Alves Bordalo²

¹Fageo/Ufpa-Marabá; Professor adjunto, pinheiro@ufpa.br ; ²Fageo/Ufpa-Marabá/Cnpq

Introdução

A Serra das Andorinhas está inserida no contexto do Cráton Amazônico, porção sudeste da Província Amazônia Central, no domínio sul da Província Mineral de Carajás (PMC). É formada por uma sucessão sedimentar siliciclástica pré-cambriana depositada sobre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM). A PMC vem, há décadas, sendo palco de debates a respeito de sua evolução geológica e empilhamento estratigráfico, os quais requerem a geração e tratamento de dados que ainda não foram suficientes para sustentar interpretações geológicas satisfatórias. Então, a análise morfoestrutural se torna indispensável como critério adicional na interpretação da evolução geológica do sudeste do Cráton Amazônico, bem como auxilia a entender a sua relação estratigráfica com outras coberturas sedimentares que ocorrem no contexto da região.

Materiais e métodos

Para a confecção dos mapas foram utilizadas imagens da SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e imagens dos satélites CBERS-2B e Landsat 7- ETM, aplicando técnicas diversas de sensoriamento remoto com suporte em metodologias desenvolvidas em trabalhos anteriores (SABINS, 1987; CRÓSTA, 1993; TOUTIN, 1997). Os softwares utilizados foram o ArcGIS, ENVI, Georient, Global Mapper e Corel Draw.

O mapa geomorfológico foi feito com base nos trabalhos de Ponçano *et al.* (1979), Summerfield (1993) e Marsh (1997) e os mapas de alinhamentos estruturais com apoio nos trabalhos de Deffontaines & Chorowicz (1991), Stewart & Hancock (1990 e 1994) e Burbank & Anderson (2001).

Resultados

A área é composta por terrenos aplainados de 154 m e serras de 682 m de altitude, com padrão de drenagem predominantemente dendrítico e com padrão meandrante para as drenagens principais que representam os principais rios da região.

Três unidades geomorfológicas foram definidas: (1) terrenos predominante aplainados, considerados como as planícies aluviais; (2) planaltos e colinas com topos sub-nivelados de altitude 222-340 m, consistindo de morrotes com formas estreitas e alongadas nas proximidades das montanhas e com prolongamento para NW; e (3) relevo de montanhas, que constitui as cristas agudas, destacadas por grandes alinhamentos, supostas falhas N/S, que seccionam toda a aba norte da sinclinal, além de formas alongadas que variam de E-W, na aba norte, para NW-SE, na aba sul (Figura 1).

Buscando um melhor entendimento da relação entre estas feições lineares dividiu-se as mesmas em três conjuntos principais (Figura 2):

O conjunto I possui direções principais NW-SE e NNW-SSE, variando de dezenas de metros até 7 km de extensão, com algumas inflexões para WNW-ESE e densidade maior no relevo que compõe a Serra das Andorinhas.

A ocorrência do conjunto II na área é caracterizada principalmente por extensos alinhamentos NE-SW e NW-SE, chegando a aproximadamente 9 km de extensão, com densidade maior nos arredores das serras e um padrão regular NE-SW em toda a área.

Essa regularidade se apresenta também discordante à disposição das linhas da aba sul, discordando também no contato de suas linhas acima do limite leste da aba norte da sinclinal,

com as linhas de maior extensão pertencente ao conjunto I, estando estes alinhamentos discordantes em relação às cristas e às linhas do conjunto I e II.

O conjunto III ocorre com direção preferencial N-S, seccionando toda aba norte e algumas zonas da aba sul, é o conjunto menos expressivo e as maiores linhas, de aproximadamente 5 km, se encontram nos domínios do corpo ígneo intrusivo Jamon, à sudoeste da área, que possui também cristas de mesma orientação junto a essas linhas.

Conclusões

Baseado nos dados obtidos até o momento e nas referências utilizadas conclui-se que:

- Três unidades geomorfológicas podem ser individualizadas, sendo as planícies aluviais, compostas pela Formação Cachoeirinha, o relevo de planaltos e colinas sustentado pelo Trondhjemitó Mogno e o Granodiorito Rio Maria, e o relevo montanhoso sustentado pela Formação São Roque e o corpo granítico Jamon.

- As principais características das feições de relevo são a sinuosidade regular de direção NW-SE das cristas que compõem o relevo da aba sul da sinclinal, diferentemente dos arranjos da aba norte que possuem direções NW-SE e NE-SW, e os alinhamentos estruturais que refletem essa relação e também elucidam a correlação de alguns prolongamentos e intersecções principalmente na aba norte da sinclinal.

- A maioria das considerações sobre a evolução estratigráfica da região está baseada principalmente em dados isotópicos e geoquímicos em rochas ígneas, e em menor proporção em dados estruturais em rochas sedimentares.

- Os mapas de alinhamentos estruturais e o mapa geomorfológico mostra que a neotectônica teve um papel fundamental na modelagem do relevo da região. O mapeamento de campo junto ao acompanhamento sistemático por sensores

remotos farão com que as estruturas mapeadas e as próprias relações de campo se unam às informações obtidas nas imagens de radar e satélite, contribuindo dessa forma para conclusões sobre a evolução geológica dessa região, e, subordinadamente, explique como se deu a estruturação tectônica da região da Serra das Andorinhas.

Referências

Crósta, A. P. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto, IG/UNICAMP, Campinas, 1993, 170p.

Deffontaines, B. & Chorowicz, E. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. In: Tectonophysics, 1991. 194: 237-263.

Burbank, D.W.; Anderson, R.S. Tectonic Geomorphology. Massachusetts: Blackwell Science, 2001. 274 p.

Ponçano, W.L.; Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, M.A.; Pires Neto, A.G.; Almeida, F.F.M. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1979. Atas. Rio Claro, SBG, 1979, 2: 253-262

Sabins, F. F. Remote Sensing principles and interpretation. 2nd ed. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1987, 512 p

Stewart, I.S.; Hancock, P.L. What is a fault scarp? Episodes, v. 13, n. 4, p. 255-263, December 1990

Stewart, I.S., Hancock, P.L. Neotectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.) Continental Deformation. Pergamon Press, 1994, p. 370-409

Summerfield, M.A. Global Geomorphology. New York: British Library Cataloguing in Publication Data, 1993, 537p.

Toutin, T. Quantitative aspects of Chromo-stereoscopy for depth perception. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, v. 63, n.2, p. 193-203, 1997.

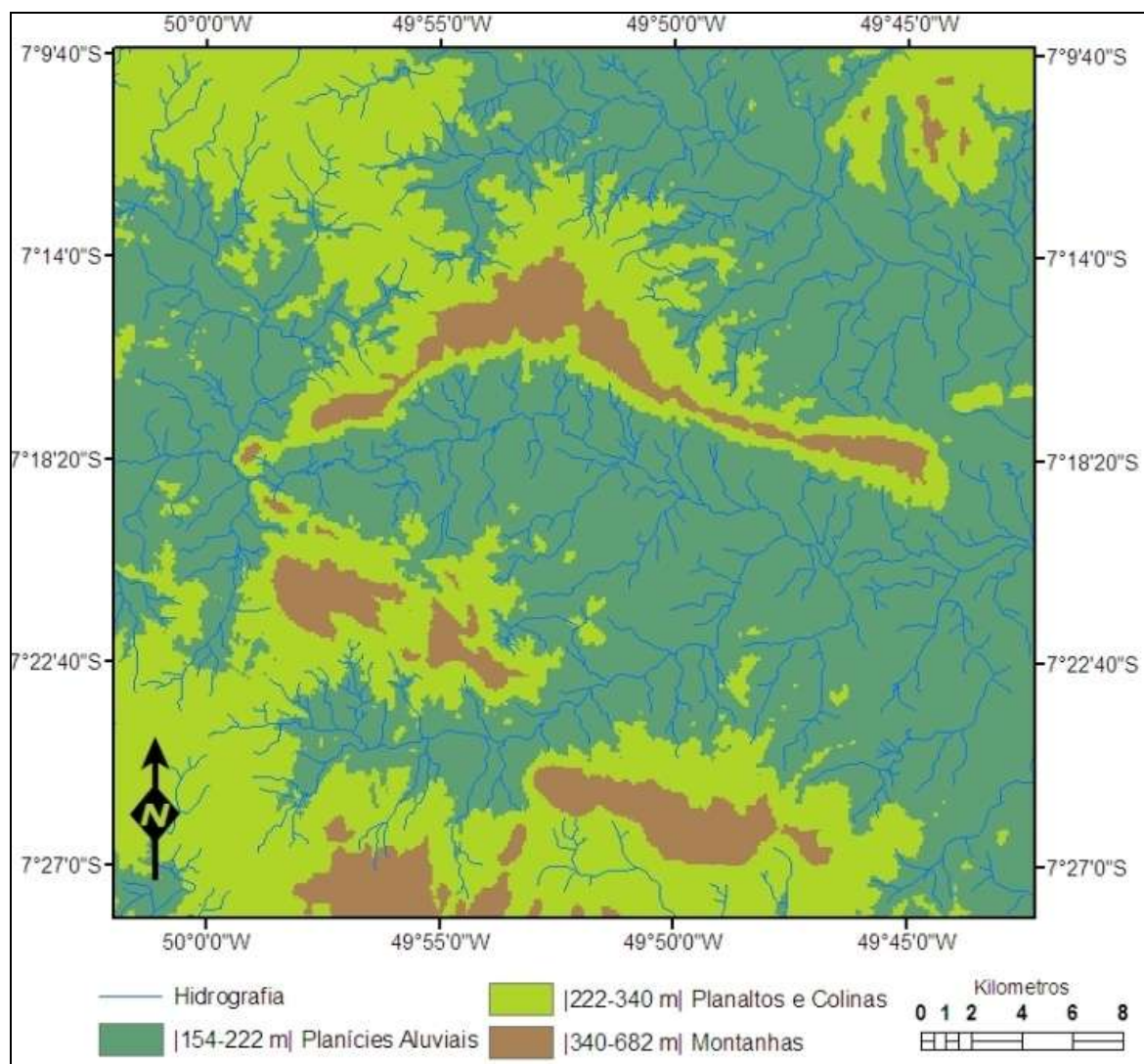


Figura 1. Mapa geomorfológico com a compartimentação do relevo da região de Rio Maria.

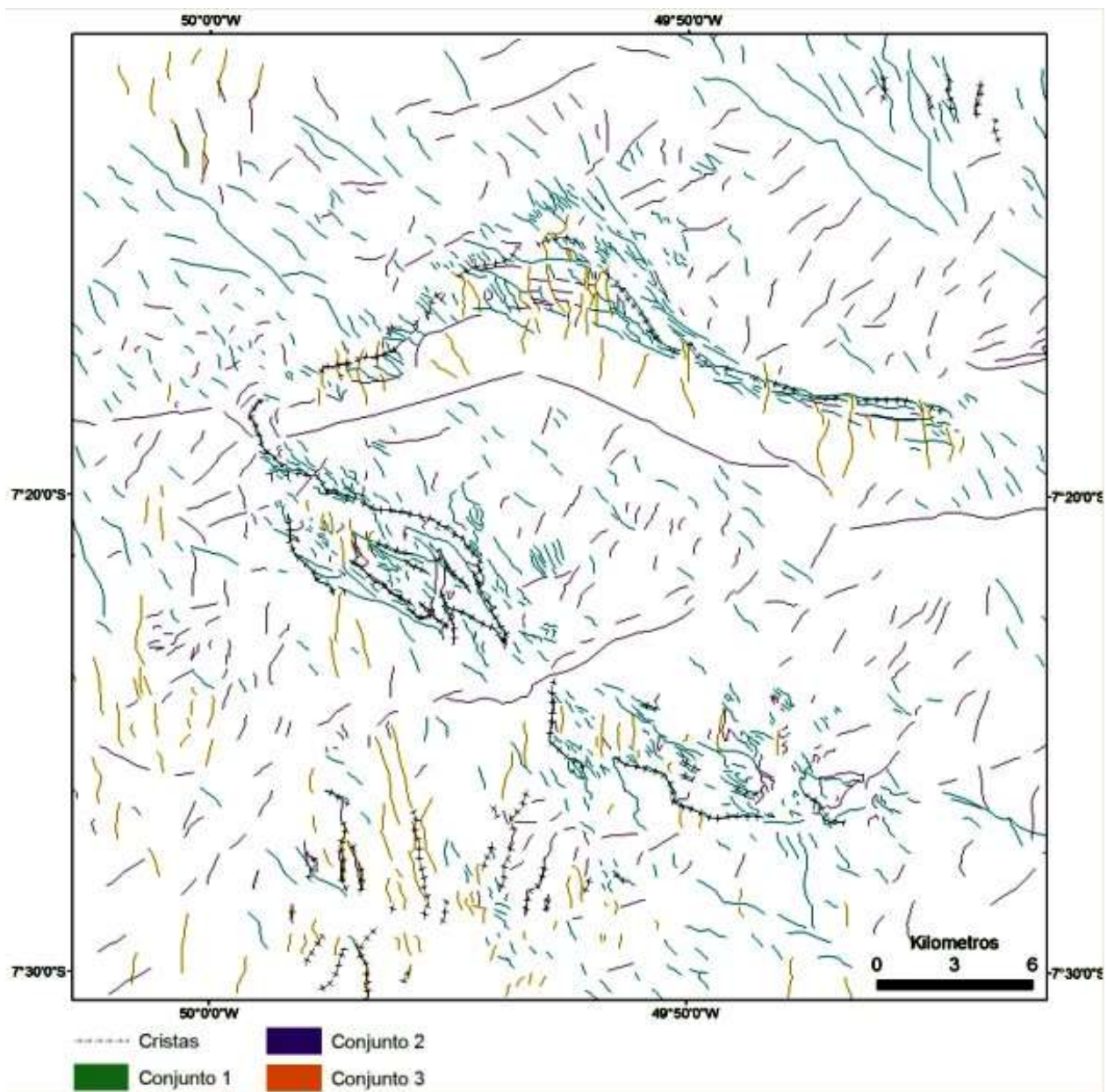


Figura 2. Mapa com os principais alinhamentos de relevo, drenagem, cristas e os três conjuntos individualizados.

ZONAS DE FRATURAS ONSHORE E SUA EXTENSÃO OFFSHORE NO ATLÂNTICO SUL, SUDESTE DO BRASIL ATRAVÉS DE ANOMALIAS GEOFÍSICAS E TERMOCRONOLOGIA

Ana Olivia Baruffi Franco-Magalhães¹; Iata Anderson Souza²; Ulrich Anton Glasmacher³; Peter Christian Hackspacher²; Antonio Roberto Saad¹; Adilson Viana Soares Junior⁴

¹Universidade Guarulhos. Mestrado em Análise Geoambiental. Praça Tereza Cristina, 229. 07011-040, Guarulhos, SP, Brasil. afmagalhaes@prof.ung.br; ²Universidade Estadual Paulista. Departamento de Petrologia e Metalogenia, Rio Claro, SP, Brasil; ³University of Heidelberg, Institute of Earth Sciences. Heidelberg, Germany. ⁴Universidade Federal de São Paulo. Departamento de Ciências Exatas e da Terra. Diadema, SP, Brasil.

A margem continental passiva da região sul e sudeste do Brasil designa-se como uma importante área para o entendimento dos processos de pré e pós-rift do Gondwana Sul-Occidental, ocorridos a partir do Cretáceo Inferior. Reativação e formação de falhas, soerguimento, subsidência e formação e inversão de bacias são expressões, na superfície, de fenômenos mantélicos. O entendimento dos processos relacionados com a evolução do relevo desta região são frequentemente associados às zonas de falha de

direção NW-SE, relacionadas ao Arco de Ponta Grossa, e às zonas de cisalhamento pré-cambrianas de direção NE-SW, reativadas. As zonas de falha onshore apresentam prolongamento offshore e controlam, respectivamente, a formação do relevo e a sedimentação. A integração de dados termocronológicos com topografia, mapas de anomalia gravimétrica e aeromagnetométrica, e sessões sísmicas permite reconstruir os eventos de exumação ocorridos nesta área de estudo desde o Cretáceo Superior até o Neógeno.

TECTÔNICA RÚPTIL NA FALHA DE JACIARA, NOROESTE DA BACIA DO PARANÁ – MT.

Thais Borba Santos¹, Fernando Mancini², André Luis Spisila¹ e Leonardo M. Barão³

¹Pós-Graduação em Geologia da UFPR, thaisbsan@gmail.com ; ²LABAP - Departamento de Geologia da UFPR e ³Iniciação Científica UFPR.

A correlação de levantamentos estruturais e estratigráficos de campo com interpretações de imagens orbitais, possibilitaram a caracterização da tectônica rúptil da região de Jaciara-MT. As falhas na direção NE-SW de cinemática sinistral nas rochas da Bacia do Paraná são feições importantes e comuns como, por exemplo, as estruturas associadas ao Domo de Quatiguá no interior do Paraná (Rostirolla *et al.* 2003) e outras, representantes de reativações de antigas estruturas brasileiras do embasamento, como a Falha do Perimbó no leste de Santa Catarina (Rostirolla *et al.* 2000), e a Zona de Falha da Lancinha próximo a São Luiz do Purunã e Porto Amazonas no Paraná (Bartoszeck *et al.* 2002).

A região de Jaciara (Figura 1) localiza-se no sudeste do estado do Mato Grosso, 200km a sudeste de Cuiabá, com acesso pela BR-364. Os principais rios são o Pombas e o São Lourenço. A área de estudo compreende rochas da Bacia do Paraná relacionadas às formações Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana, Palermo, Botucatu e Serra Geral. No mapa da CPRM (2004) observam-se estruturas tectônicas que caracterizam um arcabouço estrutural marcado principalmente por falhas de direção NE-SW (Figura 1).

Os afloramentos foram descritos ao longo da rodovia BR-364, e nas imediações do Balneário Thermas Cachoeira da Fumaça, nos arredores de Jaciara.

As seqüências sedimentares descritas correspondem a rochas das formações Furnas e Ponta-Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) e estão representadas, na porção basal, por arenitos finos a grossos, com estratificações cruzadas tabulares, acanaladas, onduladas, plano-paralelas, marcas onduladas, estruturas tipo *hummocky* e bioturbações. Os arenitos

intercalam-se a siltitos e argilitos com estratificações plano-paralelas e onduladas (Figura 2). Em direção ao topo, a seqüência torna-se mais pelítica, composta principalmente por siltitos com laminação ondulada intercalados a camadas milimétricas a centimétricas de arenitos finos a médios. Esta parte da seção parece corresponder às camadas de transição do topo da Formação Furnas para a base da Formação Ponta Grossa, evidenciando o progressivo afogamento da bacia (Assine *et al.* 1998). Acima da porção pelítica, voltam a ocorrer arenitos finos a médios, moderados a bem selecionados, com estratificações cruzadas de médio porte, invertendo a tendência de granodescrescência ascendente, agora para granocrescência, e que podem representar a ingressão de corpos arenosos associados aos eventos de progradação deltaica do Membro Tibagi (Formação Ponta Grossa).

As imagens de sensores remotos utilizadas no estudo são do levantamento SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), analisadas com iluminações 0°, 45°, 90° e 315° e inclinação de 45°, e cenas Landsat 7 ETM+. Os lineamentos foram traçados nas escalas 1:300.000 e 1:80.000 nas imagens SRTM e Landsat, respectivamente. A análise dos lineamentos indica uma predominância de estruturas na direção N50-60E, observada nas imagens de radar, e estruturas secundárias nas direções N45W, E-W e pouco representativa na direção N-S (Figura 3a). Os lineamentos traçados nas imagens Landsat apresentam concentração principal na direção N70-80E e mais dispersa na direção NW (Figura 3b).

As estruturas tectônicas observadas em campo são principalmente zonas de falhas de direção principal N60E, que constituem a Falha de Jaciara, com planos de juntas

anastomosados, penetrativos e contínuos com arranjo geométrico que sugere padrão de Riedel e cinemática sinistral (Figura 4). Um segundo sistema de fraturas escalonadas, menos penetrativo, com espaçamento de 5 a 20 cm, planos retilíneos e contínuos, indicando cinemática sinistral na direção principal E-W, também foi observado. Fraturas preenchidas por material argiloso em planos retilíneos, contínuos, espaçadas de 5 a 30 cm, com arranjo geométrico conjugado apresentam direções N45E e N85W (Figura 4).

A análise dos dados de campo e da geometria dos lineamentos nas imagens de sensores remotos, principalmente do arranjo em Riedel das fraturas e zonas de falhas principais, com direção em torno de N60E, permitiram definir um tensor máximo na direção N-S (Figura 5). O arcabouço estrutural da região assemelha-se a estruturas já descritas em outras regiões da Bacia do Paraná (Falhas do Perimbo e da Lancinha, Domo de Quatiguá) cujas origens relacionam-se a tectônica convergente no Permiano, período em que as tensões principais ocorreram na direção NNE-SSW relacionado ao choque do terreno da Patagônia na amalgamação do Gondwana, conhecida como Orogenia Sanrafaélica (Rostirolla *et al.* 2000, Mancini *et al.* 2008). A Falha de Jaciara juntamente com a Falha de Poxoréu, a leste, compõem um arranjo tectônico de direção N60E, que correspondem ao reflexo desta tectônica permiana para o norte da Bacia do Paraná, com progressiva atenuação da deformação neste sentido.

Referências

- Assine, M. L.; Soares, P. C.; Milani, E. J. Sequências tectono-sedimentares meso-paleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.
- Bartoszeck, M. K.; Rostirolla, S. P.; Mancini, F. Análise cinemática de fraturas relacionadas à zona de falha da Lancinha nos sedimentos da Bacia do Paraná (Devoniano ao Permiano), no estado do Paraná. In: 41 Congresso Brasileiro de Geologia, 2002, João Pessoa. *Anais do 41 CBG*, p.618, 2002.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. Escala :1:1.000.000, 235p. 2004.
- Mancini, F.; Rostirolla, S. P.; Vesely, F. F.; Candido, A. G.; Freitas, R. C.; Trazskos, B. Atenuação da deformação Neo-Permiana nas bacias gondwâncias da porção sul da América do Sul. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. *Anais do 44 CBG*, p. 93, 2008.
- Rostirolla, S. P.; Mancini, F.; Rigoti, A.; Kraft, R. P. Structural Styles of the Permian Reactivation of the Perimbo Fault Zone, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, EUA, v. 16, n. 4, p. 287-300, 2003.
- Rostirolla, S.P.; Assine, M.L.; Fernandes, L. A.; Arthur, P.C. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasília, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.

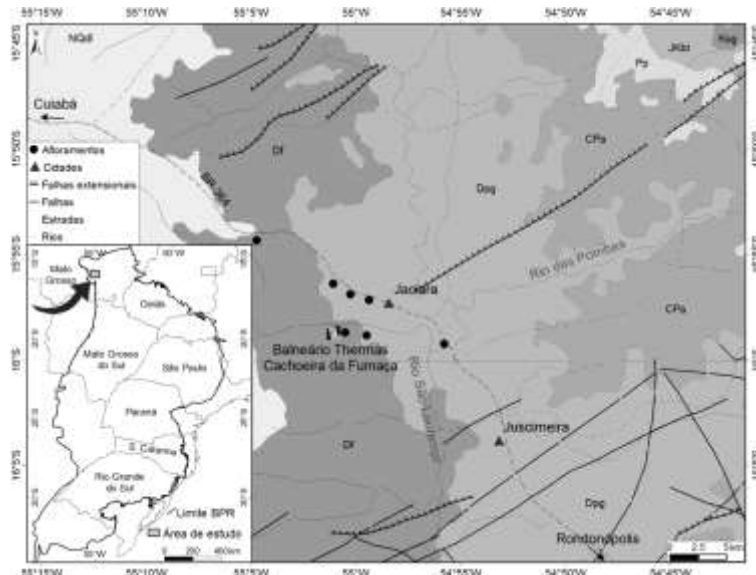


Figura 1. localização da área de estudo e afloramentos descritos. Mapa geológico do Brasil ao Milionésimo com principais estruturas - CPRM 2004 (Df - Fm. Furnas, Dpg - Fm. Ponta Grossa, CPa - Fm. Aquidauana, Pp - Fm. Palermo, JKbt - Fm. Botucatu, JKsg - Fm. Serra Geral e NQdl - Coberturas Detrito-lateríticas).

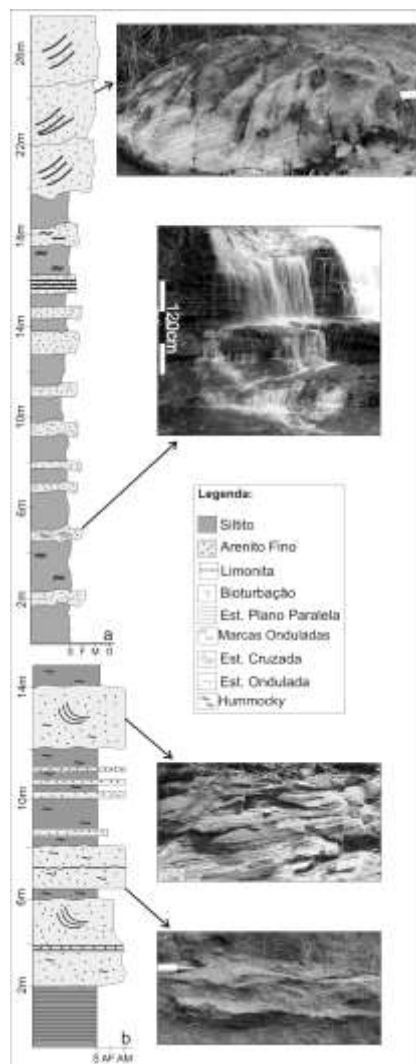


Figura 2. a) seção da Fm. Ponta-Grossa com fotos da estratificação cruzada tabular e marcas onduladas em. b) seção das camadas de transição da Fm. Furnas, com fotos da estratificação cruzada acanalada e marcas onduladas.

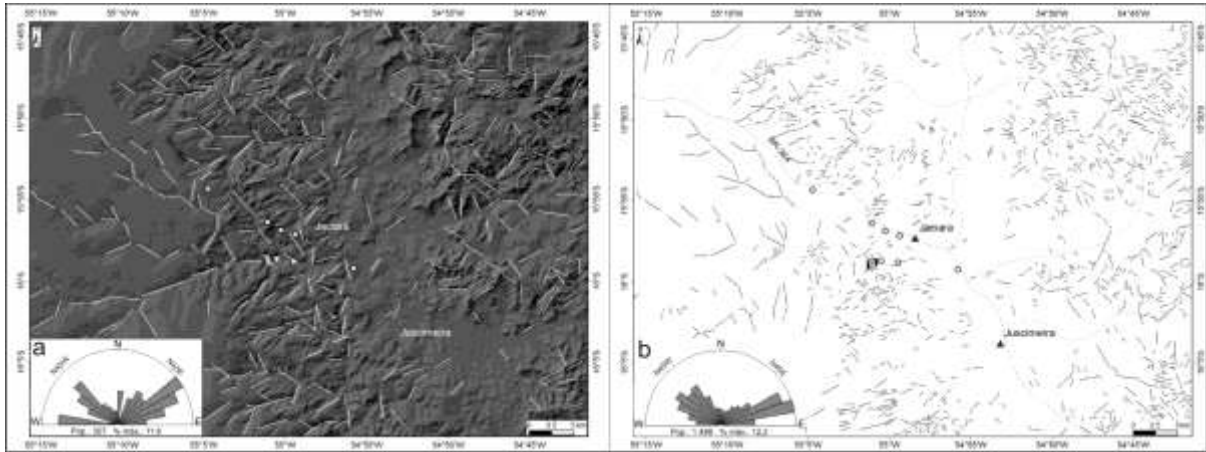


Figura 3. a) imagem SRTM com os lineamentos interpretados e diagrama de frequência das principais direções. b) lineamentos traçados em imagem Landsat 7 e diagrama de frequências das principais direções.

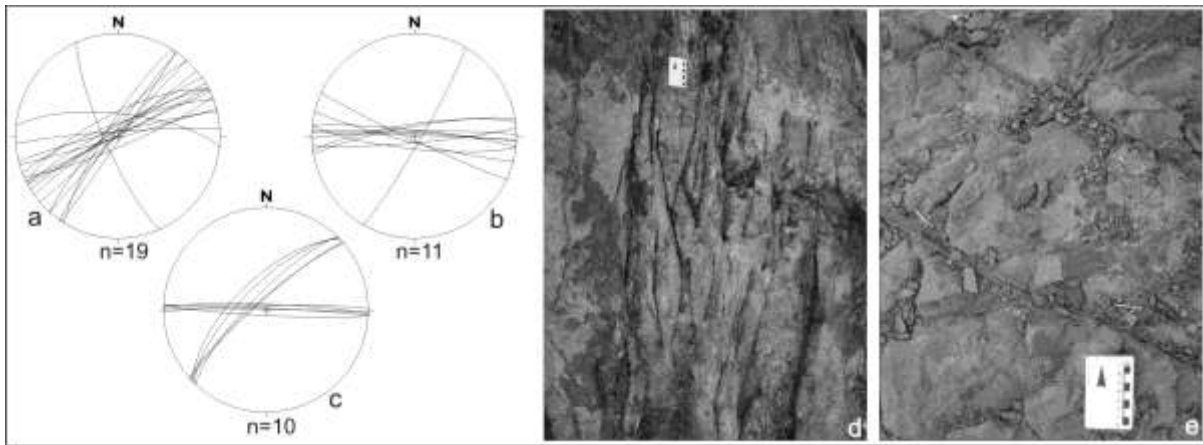


Figura 4. a) falhas de direção principal N60-70E e cinemática sinistral, em arranjo Riedel, com tensor máximo a N-S. b) falhas de direção principal E-W e cinemática sinistral. c) fraturas com arranjo conjugado. d) zona de falha em arenito com arranjo geométrico que sugere movimento sinistral do diagrama a. e) fraturas conjugadas do diagrama c.

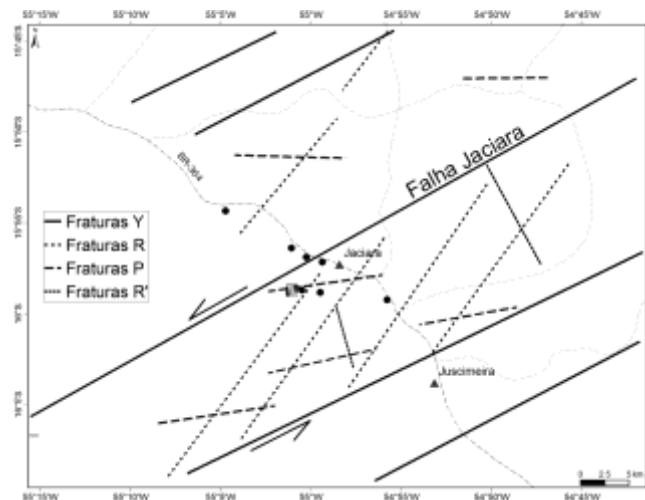


Figura 5. Interpretação de lineamentos com base em imagens orbitais adaptados ao modelo de Riedel observado nas estruturas de campo.

SIGNIFICADO TECTÔNICO DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA, BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL

Gelson Luís Fambrini¹, Virgínio Henrique de M. Lopes Neumann^{1‡}, Diógenes Ribeiro de Lemos^{2*}, Jadson Trajano de Araújo^{2*†}, Bruno Varela Buarque^{3*}, José Acioli Bezerra de Menezes Filho^{3*}, Wellington Ferreira da Silva Filho⁴, Cecília de Barros Lima²

¹Depto. de Geologia, UFPE, LAGESE/PPGEO/PRH-26-ANP, g_fambrini@yahoo.com; ²Pós-Graduação em Geociências PPGEO-UFPE, ³Graduação em Geologia, bolsistas PRH-26/UFPE, ⁴Depto. de Geologia/UFC, †PETROBRAS Petróleo Brasileiro S/A, *ex-bolsistas PRH-26/ANP, ‡ bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq

Os influentes trabalhos do geólogo Francisco Celso Ponte e colaboradores, realizados nas décadas de 1970 a 1990 (*e.g.* Ponte & Ponte Filho, 1996), colocaram a Formação Missão Velha como pertencente da fase pré-rifte da evolução tectono-sedimentar da Bacia do Araripe. A Formação Missão Velha (neojurássico-neocominano da Bacia do Araripe, Fig. 1) constitui-se, segundo os autores citados, em unidade arenosa principal da denominada Depressão Afro-Brasileira, conjunto de bacias que caracterizaram o Neojurássico no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Este evento acha-se registrado em várias bacias do Nordeste do Brasil, tais como as Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá e de Sergipe e Alagoas. No entendimento dos autores mencionados, a Formação Missão Velha representa a fase pré-rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da Depressão Afro-Brasileira. Entretanto, estudos recentes revelaram a presença de importante discordância interna à Formação Missão Velha que evidenciam modificações no preenchimento tectono-sedimentar da unidade. De acordo com este trabalho ora apresentado, a Formação Missão Velha compreende uma sucessão sedimentar dominada por arenitos amalgamados com troncos fósseis, com rochas mais finas subordinadas, aflorante no Vale do Cariri, porção leste da Bacia do Araripe (Fig. 2). Deste modo, a Formação Missão Velha pode ser subdividida em duas sequências deposicionais, informalmente definidas como Sequência I e Sequência II (Fig. 3). A Sequência I é composta por depósitos pelíticos lacustres na base (Formação Brejo Santo), que

são sobrepostos por arenitos finos a médios depositados por canais fluviais efêmeros e, subordinadamente, dunas e lençóis de areia eólicos (porção inferior da Formação Missão Velha) definindo um padrão progradacional com taxa relativamente elevadas de espaço de acomodação de sedimentos. Os estratos fluviais apresentam uma paleofluxo consistente para S e SE. A Sequência I (porção inferior da Formação Missão Velha mais a totalidade da Formação Brejo Santo) caracteriza-se por (i) depósitos de sistema lacustre com contribuição fluvial, (ii) depósitos de sistema fluvial meandrante com retrabalhamento eólico e (iii) depósitos de sistema fluvial entrelaçado. Os depósitos da Sequência II (porção superior da Formação Missão Velha mais a totalidade da Formação Abaiara, não discutida aqui) acham-se limitados na base por uma superfície erosiva, sobre um nível de paleossolo de espessura variável e de grande extensão lateral, sendo compostos por arenitos grossos a conglomeráticos portadores de abundantes troncos fósseis depositados por cinturões de canais entrelaçados, cujos estratos cruzados mostram um sentido de paleocorrente para W, SW, S e SE. A Sequência II apresenta taxas de espaço de acomodação de sedimentos acentuadamente menores que a Sequência I. A ligeira mudança no sentido de paleocorrente dos sistemas fluviais das sequências I e II indica uma reestruturação no sistema de drenagem, associada a movimentações tectônicas na bacia, sobretudo em seu limite norte (Zona de Cisalhamento de Patos). Além disso, ocorreu uma alteração nas características de descarga do sistema fluvial, associada a uma

mudança de condições climáticas mais áridas para mais úmidas. Isto se reflete na abundância de troncos fósseis silicificados de coníferas presentes na Seqüência II. Deste modo, a Formação Missão Velha superior (Seqüência II) representaria o início do estágio rifte na Bacia do Araripe, de acordo com os preceitos de Prosser (1993) e Martins-Neto & Catuneanu (2010), em função das seguintes características: (i) presença de discordância erosiva que coloca conglomerados de sistemas fluviais entrelaçados ricos em troncos fósseis silicificados; (ii) mudança no regime de drenagem da bacia; (iii) refletida na ligeira mudança no sentido de paleocorrentes dos sistemas fluviais das seqüências I e II e (iv) na diminuição na taxa de espaço de acomodação de preenchimento sedimentar da porção superior da Formação Missão Velha. Estas características acham-se relacionadas ao incremento da atividade tectônica na bacia no início do Cretáceo significando, em termos tectônicos, as fases iniciais e a própria

implantação do Estágio Rifte da Bacia do Araripe (*Rift Initiation to Rift Climax stages* de Prosser, 1993).

Referências

Brito-Neves, B.B.; Santos, E. J.; Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G. et al. *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro p.151-182.

Martins-Neto, M. & Catuneanu, O. 2010. Rift sequences stratigraphy. *Marine and Petrol. Geol.*, **27**, 247-253.

Ponte, F.C. & Ponte Filho, F.C. 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife, PE, DNPM/DMME (Pernambuco e Ceará). 68 p.

Prosser, S. 1993. Rift-related Linked Depositional Systems and Their Seismic Expression. Special Publication, vol. 71 (1). *Geological Society*, London, 1993, p. 35-66.

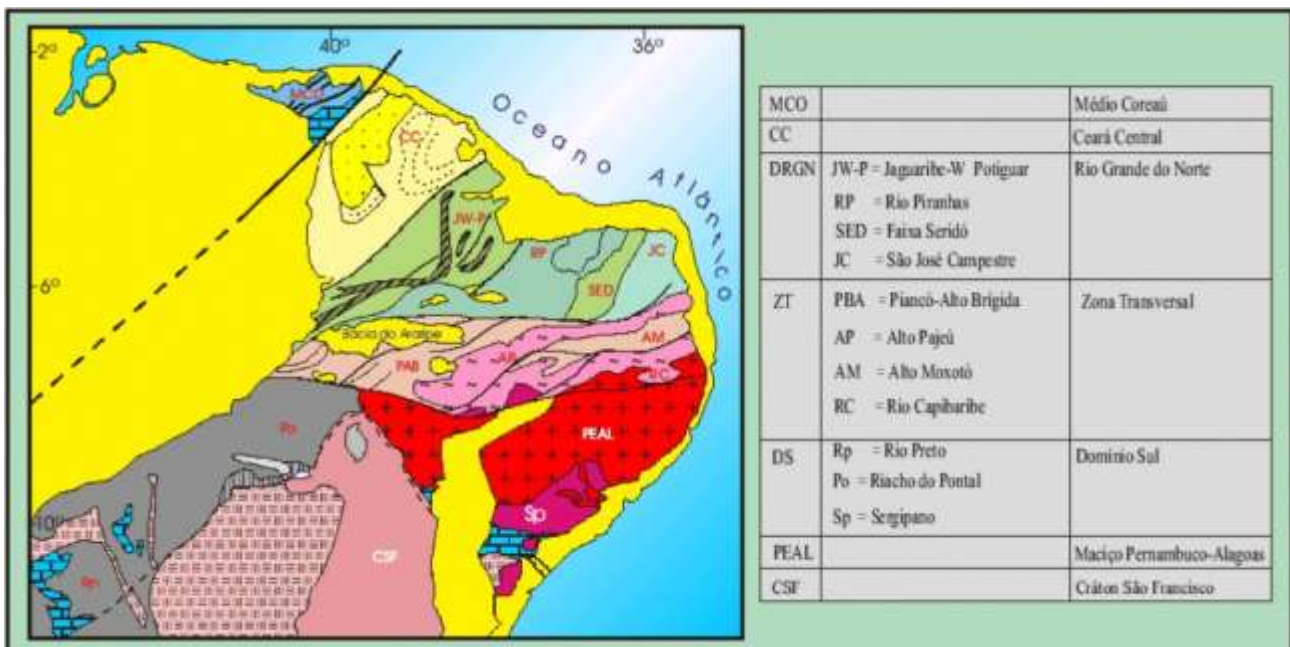


Figura 1. Localização e contexto geológico da Bacia do Araripe, NE do Brasil (modificada de Brito Neves *et al.*, 2000).

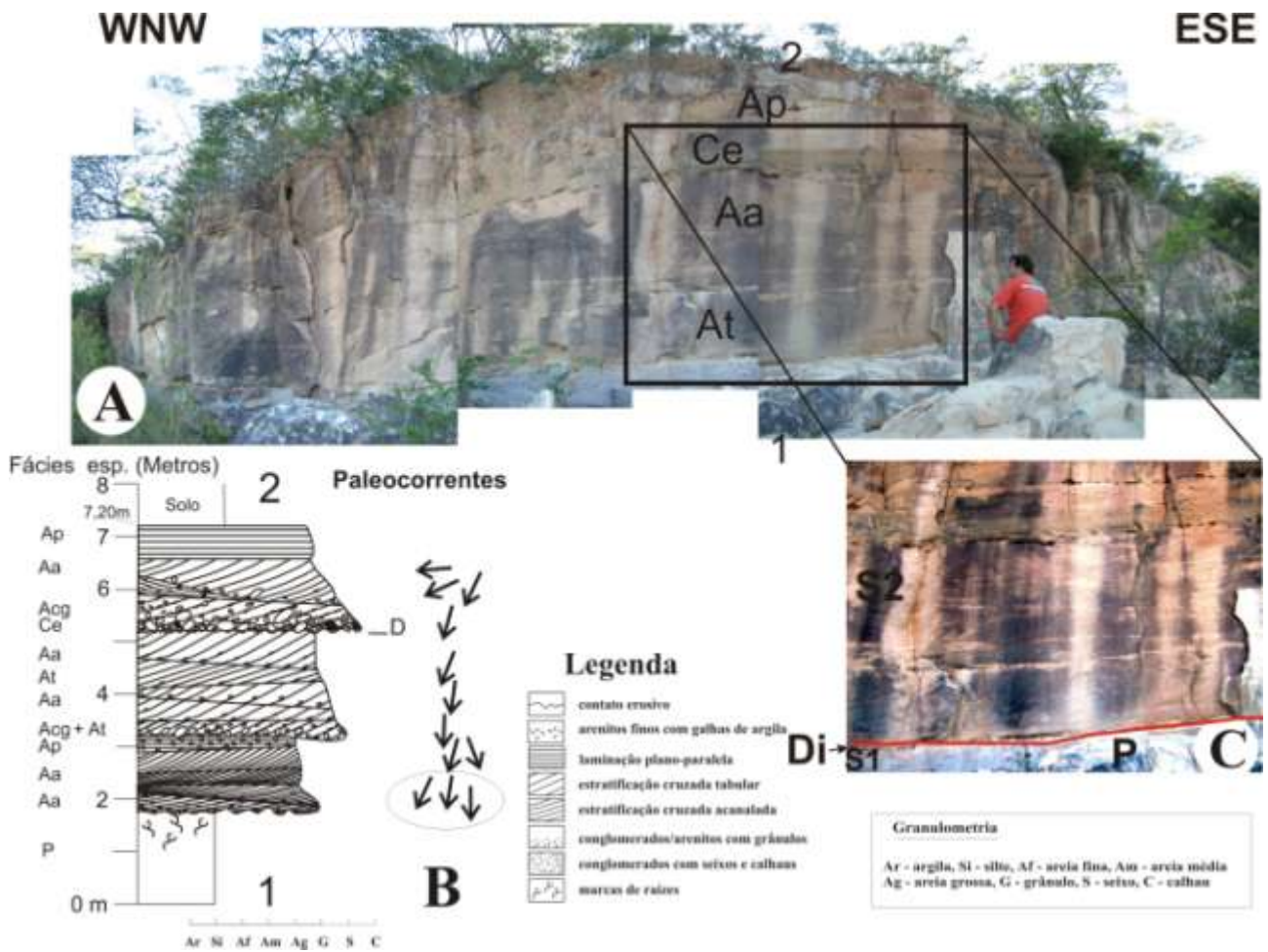


Figura 2. Afloramento da localidade de Grotta Funda, seção-tipo da Formação Missão Velha. A: Fotomontagem de detalhe do afloramento com as principais litofácies, B: Seção colunar de detalhe do afloramento com as paleocorrentes medidas (1-2), C: Detalhe de A (arenitos exibindo estratificações cruzadas) mostrando a discordância que separa as sequências S1 e S2, onde as medidas de paleocorrentes foram coletadas em estratos frontais de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.

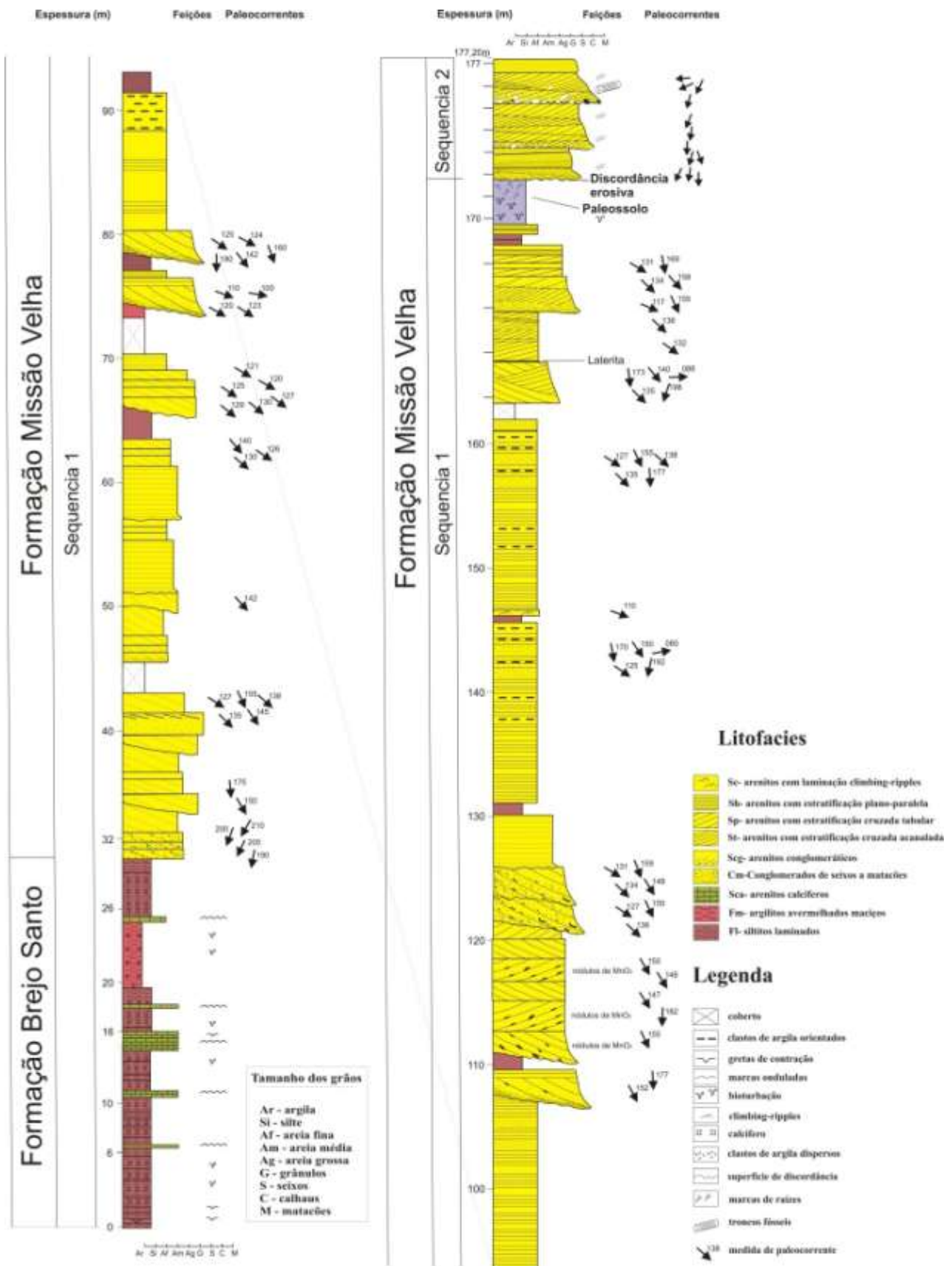


Figura 3. Seção colunar de detalhe do afloramento das localidades de Olho D'água do Comprido, seção-tipo da Formação Missão Velha. Na figura exibem-se as litofacies, as medidas de paleocorrentes por nível estratigráfico, as feições sedimentares encontradas e a discordância erosiva que separa as seqüências S1 e S2.

ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DE CONGLOMERADOS E ARENITOS DO GRUPO SANTA BÁRBARA (EDIACARANO) NA SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL, RS: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Gerson Luís Fambrini¹, Antônio Romalino Santos Fragoso-Cesar², Ana Paula de Meireles Reis Pelosi³, Liliane Janikian⁴, Renato Paes de Almeida²

¹DGEO/UFPE/PRH-26 g_fambrini@yahoo.com; ²IGc-USP, ³EDISE/PETROBRÁS, ⁴IAG-USP

A Sub-Bacia Camaquã Oriental compreende as exposições da borda leste da Bacia do Camaquã, incluindo as regiões do Vale do Piquiri e de Rincão dos Mouras, a norte do rio Camaquã. Tais depósitos, englobados no Grupo Santa Bárbara (Ediacarano), ocupam depressão alongada orientada segundo N-NE, limitada tectonicamente com o Complexo Porongos a oeste, sendo localmente recobertos pelo Grupo Guaritas, e a leste com este complexo e com o Batólito Pelotas, respectivamente a sul e norte (Fig. 1). Os conglomerados dos leques subaquosos da Formação Passo da Capela apresentam composição dos clastos do arcabouço derivada de unidades da própria sub-bacia (arenitos, principalmente), indicando a atuação de processos de autofagia, bem como de rochas do embasamento (quartzitos, xistos, metarriolitos etc) (Fig. 2). As análises de proveniência efetuadas mostraram-se coerentes com as análises de paleocorrentes. Estas indicam dispersão dos sedimentos a partir de SSW, onde se destacam litotipos oriundos do Complexo Porongos, tais como quartzitos, metarriolitos e milonitos em geral. A presença de clastos de granitos pode ser atribuída a núcleos graníticos preservados da intensa milonitização que afetou este complexo de embasamento. Na região a leste de Capané, a análise de proveniência dos conglomerados indicou derivação principalmente do Sienito Piquiri, mas também de rochas do Granito Encruzilhada do Sul (Fig. 3). É importante salientar que a proveniência reflete contribuição detrítica do embasamento adjacente ao depósito conglomerático (e.g. clastos do Sienito Piquiri), indicando assim que movimentações laterais do substrato da bacia não ocorreram ou, caso aconteceram, não

foram importantes na deposição do Grupo Santa Bárbara. Os conglomerados aluviais da Formação Rincão dos Mouras possuem proveniência diversificada atestada pelas análises implementadas. Na base ocorrem clastos de rochas metamórficas, correlacionadas ao Complexo Porongos (e.g. metarriolito), e própria bacia (e.g. arenitos) (Fig. 4A, B). A análise de proveniência sugere a denudação de altos de embasamento do Complexo Porongos e de turbiditos da Formação Passo da Capela. Na porção intermediária destacam-se clastos de granitos róseos e muscovita leucogranitos correlacionáveis ao Granito Encruzilhada do Sul, bem como clastos de litologias oriundas do Complexo Porongos (Fig. 4C a E). Fragmentos de sienito e traquito aparecem em pequena proporção, assim como arenitos e intraclastos argilosos. A análise de proveniência, aliada a análise de paleocorrentes efetuada, indicou que áreas a leste estavam sendo soerguidas e erodidas, como o Granito Encruzilhado Sul e o próprio Complexo Porongos, e se comportaram como alto de embasamento fornecedor de sedimentos para a bacia. Para o topo voltam a predominar fragmentos do Complexo Porongos (e.g. mármore) e maior arredondamento dos clastos, compatível com o paleoambiente de rios entrelaçados que dominam esta porção. Isso decorre da uma mudança no embasamento da bacia, com o soerguimento de altos a NW, como se denota das paleocorrentes medidas que fluíram para SE. A análise de paleocorrentes implementada na Formação Rincão dos Mouras sugere controle tectônico importante durante o preenchimento da unidade, com mudanças de fontes de detritos para a bacia e soerguimento de altos então adjacentes.

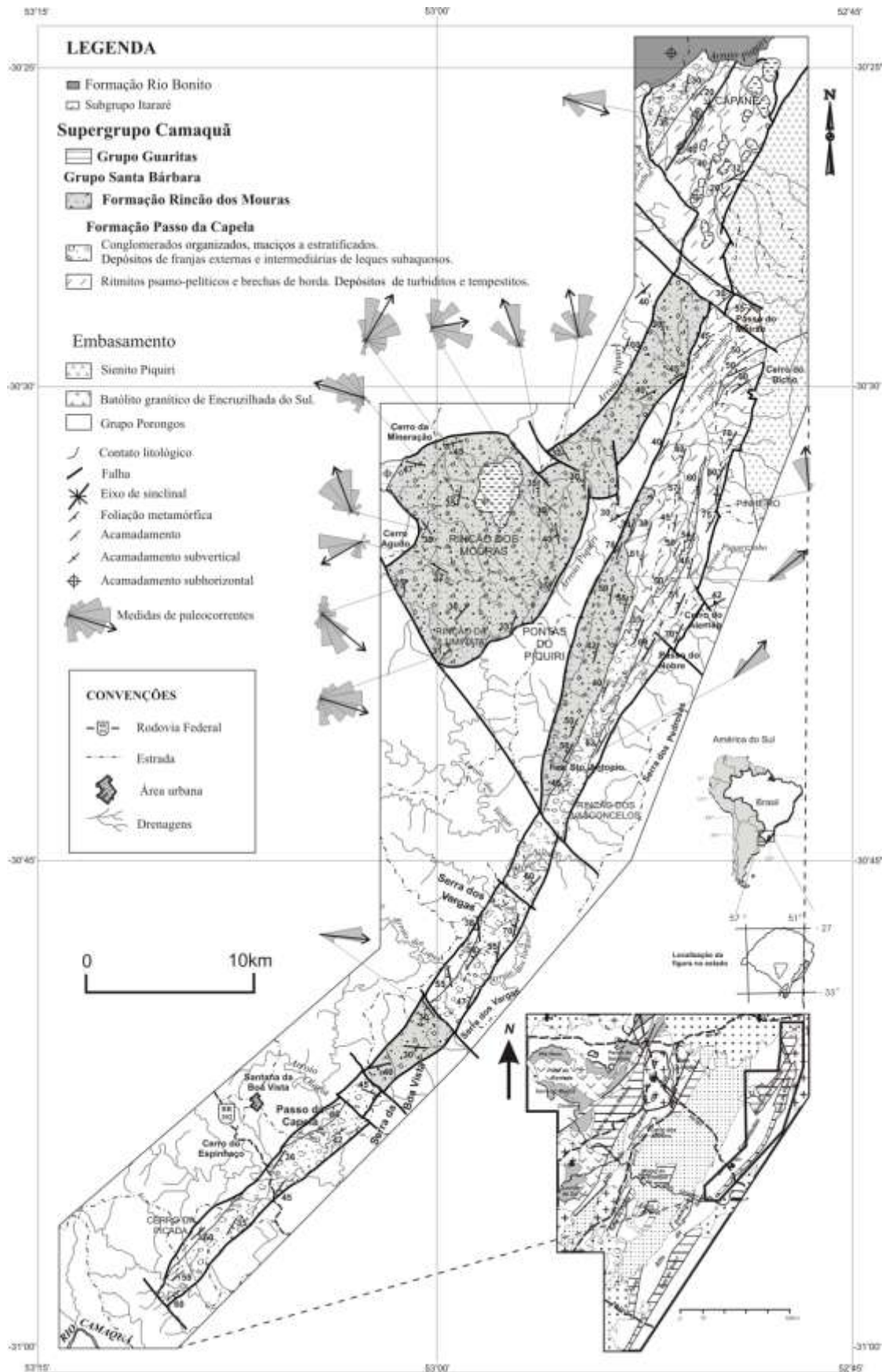


Figura 1. Mapa geológico do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental com medidas de paleocorrentes efetuadas.

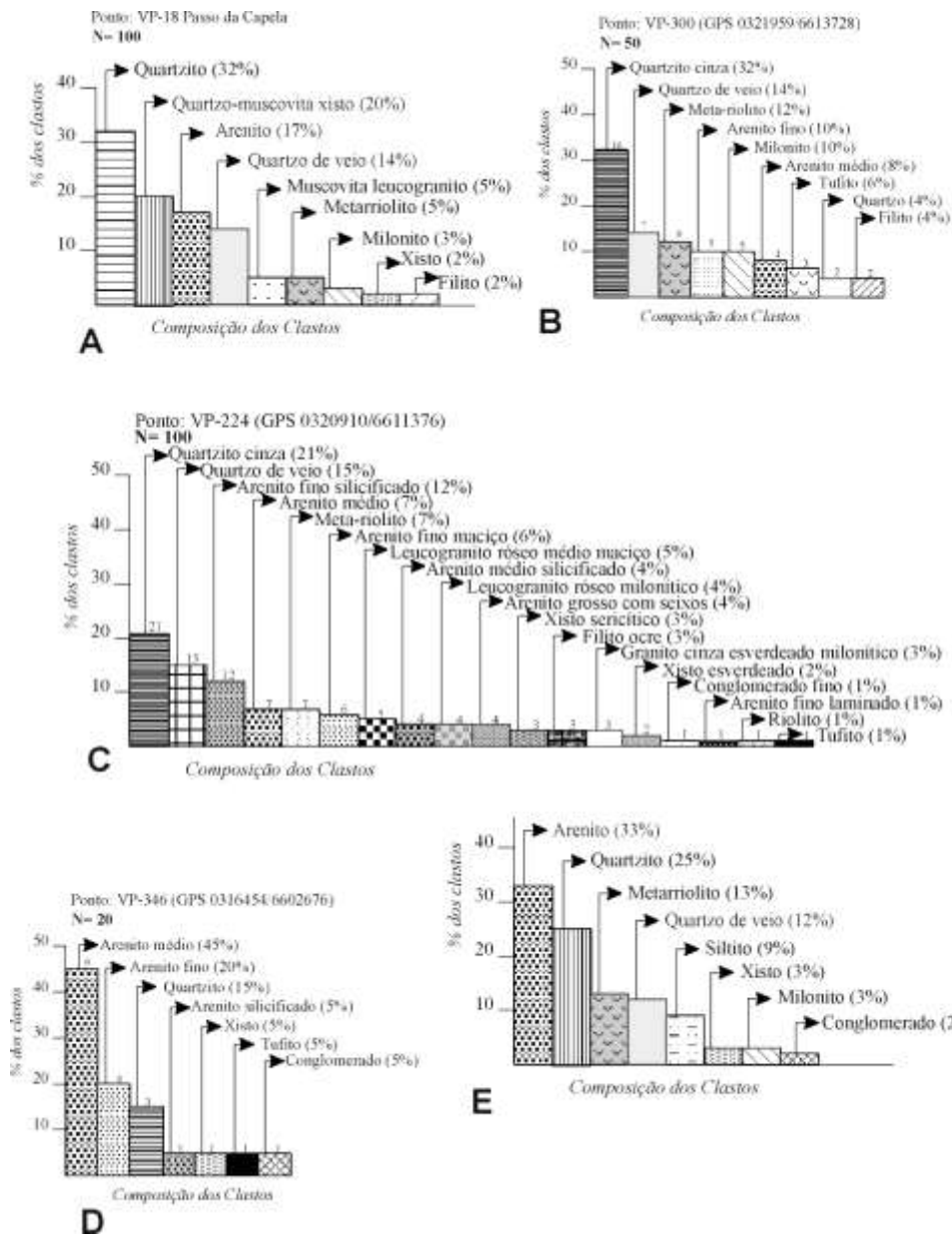


Figura 2. Histogramas de proveniência de conglomerados de leques subaquosos proximalis a intermediários da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

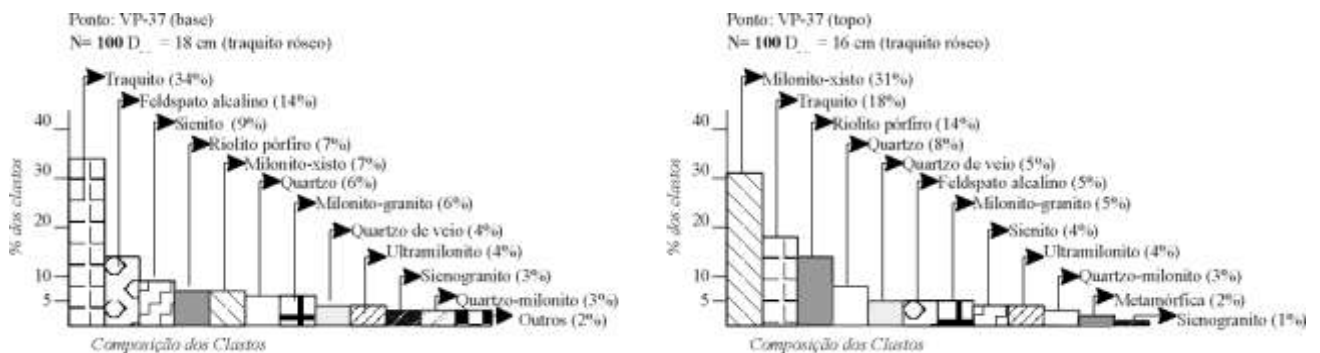


Figura 3. Histogramas de proveniência de conglomerados de leques subaquosos proximalis a intermediários da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental junto ao Sienito Piquiri.

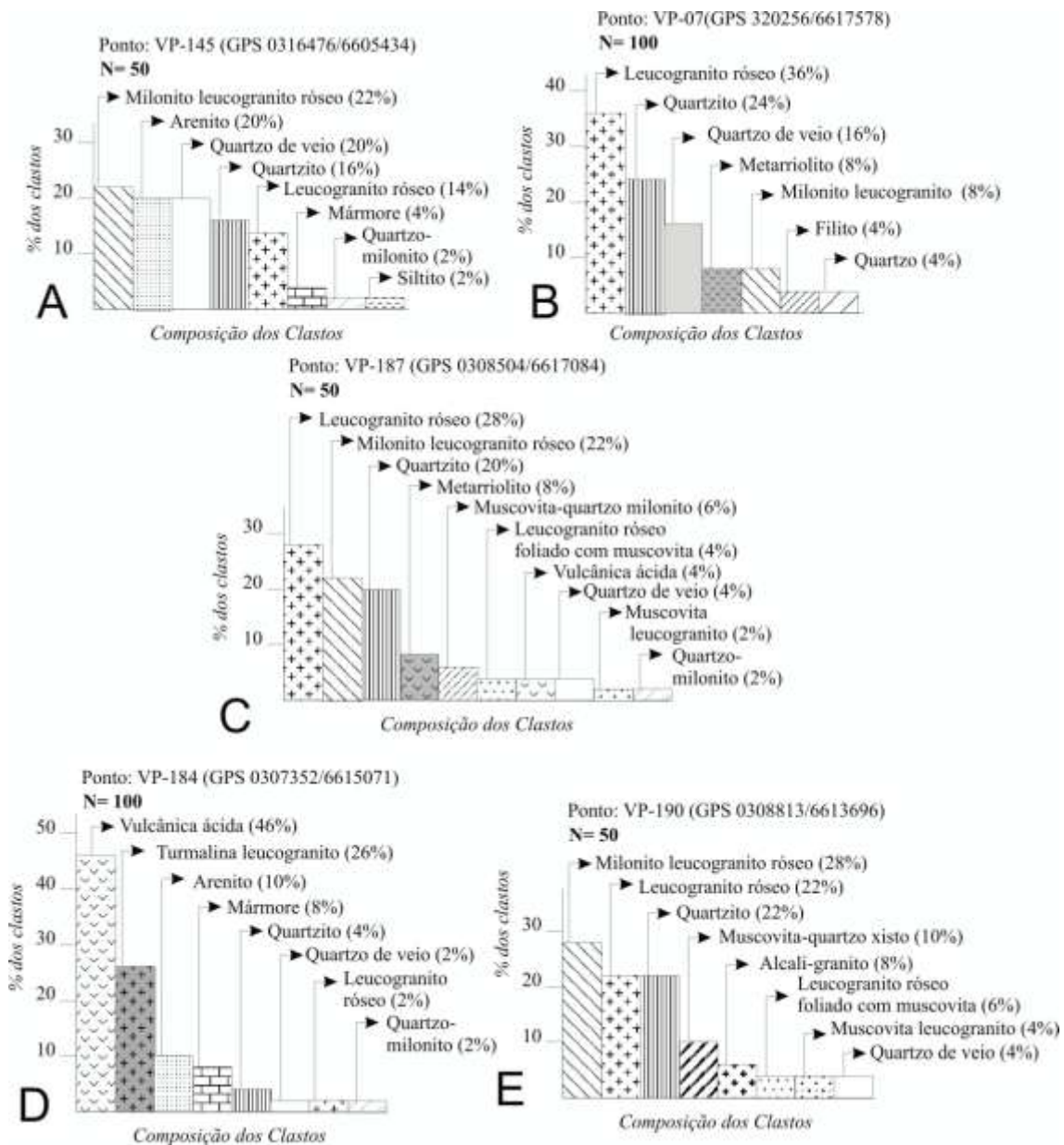


Figura 4. Histogramas de proveniência de conglomerados e arenitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A e B proveniência da base, C a E: proveniência da porção intermediária.

ANÁLISE ESTRUTURAL DE PARTE DAS BACIAS DE SERGIPE E ALAGOAS (REGIÃO ENTRE IGREJA NOVA –AL E PROPRIÁ –SE), NORDESTE DO BRASIL

Charlysson Xavier Góis Dantas^{1†}, Gelson Luís Fambrini², Mário de Lima Filho², Ítalo Rodrigo Lima Barreto³

¹Pós-Graduação em Geociências PPGeo-UFPE, chdantas@gmail.com ; ²Depto. de Geologia, CTG, UFPE, LAGESE/PPGeo/PRH-26-ANP, ³Graduação em Geologia; †PETROBRAS Petróleo Brasileiro S/A.

A região localizada entre Igreja Nova-AL e Propriá-SE apresenta feições estruturais muito importantes para o auxílio na compreensão na evolução geodinâmica na Bacia Sergipe-Alagoas, como o Domo de Igreja Nova. Muitas destas feições são controladas pelas descontinuidades adjacentes, como a falha de São Miguel do Aleixo de orientação NE-SW e cinemática sinistral.

O principal trend de falha estudado apresenta orientação NE-SW, com mergulho com sentido SE. As falhas com mergulho SE configuram as falhas sintéticas e as com mergulho com sentido NW, as antitéticas. As falhas de direção NE-SW com mergulho com sentido SE compõem o conjunto que controlou o basculamento da bacia, segundo os diversos modelos de evolução geodinâmicos propostos para a Bacia Sergipe-Alagoas.

Outro importante trend na estruturação da região estudada é o NW-SE. Este tem como principal função acomodar movimentos diferenciais nas diversas localidades da região, principalmente devido a heterogeneidade reológica que caracteriza o embasamento da área, composta de granitos, gnaisses e micaxistos, rochas com respostas a deformação rúptil distintas. Estas falhas atuam tanto como falhas de alívio, marcado por rejeitos predominantemente verticais, como falhas de transferência, caracterizada por rejeitos horizontais.

Dois modelos cinemáticos propostos para a evolução da Bacia Sergipe, de Lana (1985) e Falkenhein *et al.* 1985 (apud Cainelli, 1987) possuem em comum o reconhecimento de falhas de direção N-S como as mais pretéritas, que no campo através da relação de

contemporaneidade confirma como procedente. Foram medidos planos de falha de direção N-S ao norte da cidade de Igreja Nova e de cinemática normal, além de bandas de deformação que também terem sido identificadas com essa mesma direção. Assim, ainda de acordo com o modelo de Lana (1985), esses falhamentos normais estão relacionados com as fases iniciais do rifteamento dos continentes Sul-Americano e Africano, e estão associados a um binário cisalhante de direção N45E. Assim, a disposição dos esforços máximos (σ_1), intermediário (σ_2) e mínimo (σ_3) são, aproximadamente: σ_1 com orientação N-S; σ_2 na vertical e σ_3 com orientação E-W.

A direção do rifteamento, porém, obtém uma mudança em sua direção: as falhas e bandas de deformação relacionadas a essa fase possuem uma direção NE e estão relacionadas à fase de estiramento crustal da bacia. Associa-se a esta etapa o desenvolvimento de falhas com grandes rejeitos e a formação da linha de charneira de direção N45E da bacia. As bandas de deformação medidas em campo que pertencem a esta etapa possuem as zonas de danos mais desenvolvidas, além de também serem as mais abundantes. É também com esta direção que foram medidas grande parte das falhas observadas em campo, além de também ser a direção das falhas de maior porte que estão presentes no mapa geológico da área. Assim é possível correlacionar o desenvolvimento das bandas de deformação com as falhas encontradas em campo e afirmar que esta é a principal fase na estruturação da região e da Bacia Alagoas. A disposição dos esforços máximos (σ_1), intermediário (σ_2) e mínimo (σ_3), deslocam-se de N-S para vertical,

vertical para NE-SW e E-W para NW-SE, respectivamente.

Referências

Cainelli, C. 1987. Histórico e Evidências da Presença de Regime Transtensional/Transpressional na Bacia de Sergipe-Alagoas. In: Seminário de Tectônica da PETROBRAS, 1., Rio de Janeiro, 1987. Tectos – I. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1987. p. 311-331.
 Jardim de Sá, E.F.; Costa, P.R.C.; Ferreira,

T.S.; Alves da Silva, F.C.; Cruz, L.R.; Almeida, C.B.; Antunes, A.F.; Medeiros, W.E.; Oliveira, R.G. 2005. Modelo Cinemático para a Deformação Sin-rifte da Bacia Sergipe-Alagoas. Atas XXI Simpósio Geologia do Nordeste, p. 214-218.

Lana, M.C. 1985. Rifting na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFOP, Ouro Preto, 124p.

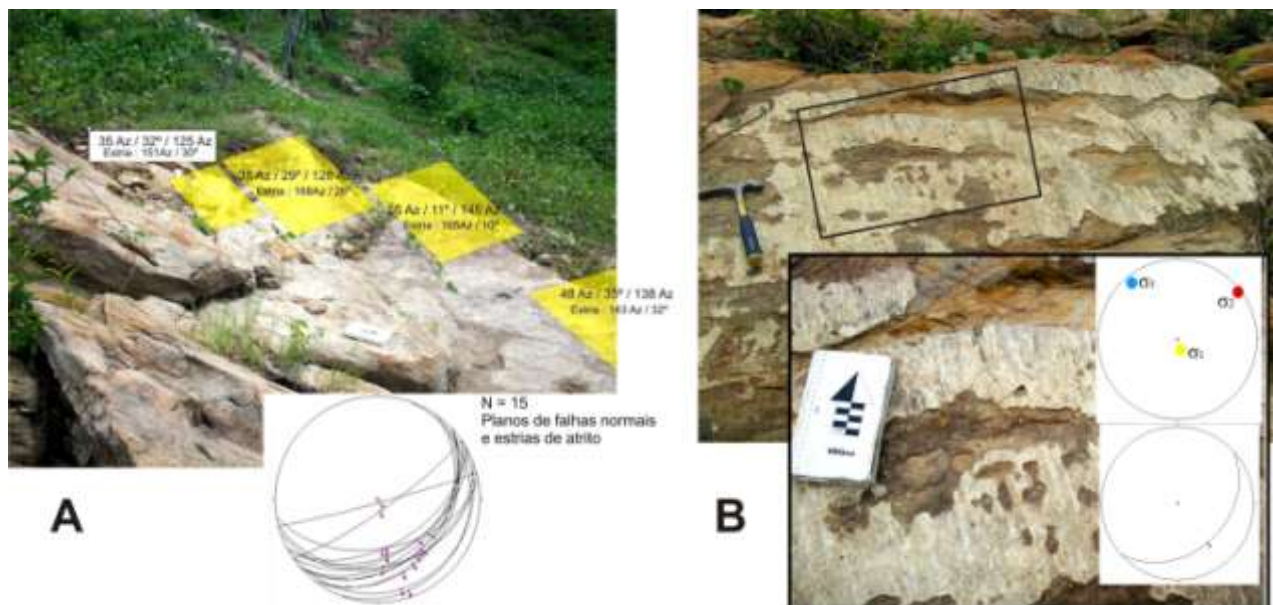


Figura 1. Falhas normais de direção NE-SW da região de Olho D'água do Tablado, porção NW da Bacia Sergipe, Domo de Igreja Nova. A: Falha normal de orientação NE-SW com estrias de atrito com *slip linears*, B: Falha normal de atitude 20Az/10°/110Az (SE), estria 161az/88°. Critério cinemático rugosidade estrias estão orientadas segundo cabo do martelo. Arenitos da Formação Serraria.

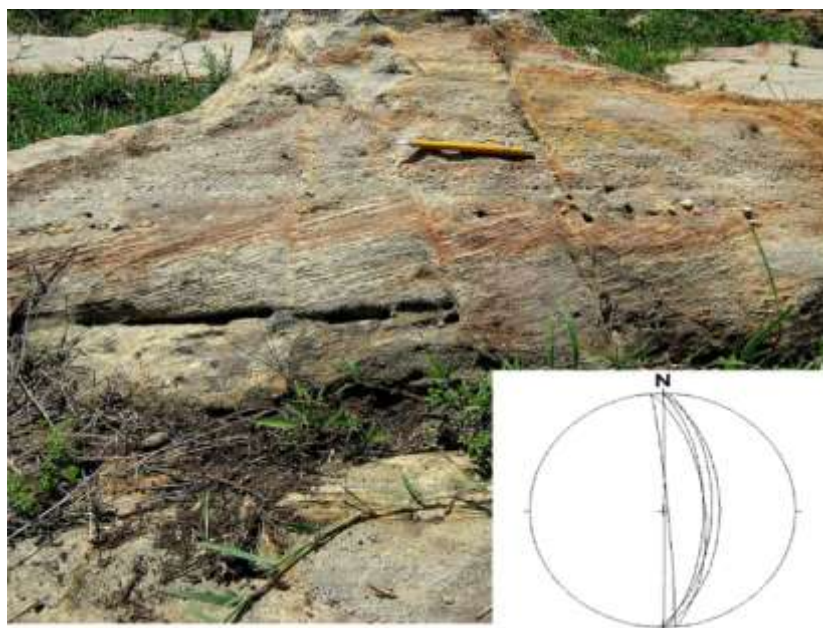


Figura 2. Bandas de deformação segundo a orientação N-S na região de Olho D'água do Tablado, porção NW da Bacia Sergipe, Domo de Igreja Nova. Critério cinemático de separação estratigráfica. Arenitos da Formação Serraria.

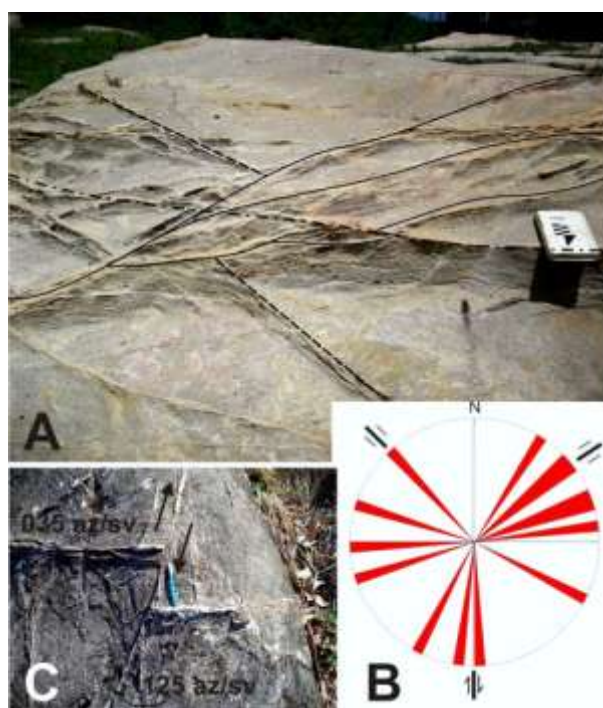


Figura 3. Relação temporal entre os três principais eventos distensivos encontrados na porção NW da Bacia Sergipe, Domo de Igreja Nova. As rochas são arenitos da Formação Serraria afetados por bandas de deformação. **A:** o traço pontilhado equivale às falhas de direção N-S, trend da primeira fase de deformação, ao passo que o traço preenchido está relacionado às falhas de direção NE-SW, estas pertencentes a fase intermediária e, por último, a linha formada por traço e ponto equivale a fase mais tardia dos eventos tectônicos estudados na região (NW-SE). **B:** diagrama da foto A mostrando a relação entre as diferentes fases de falhas encontradas na Bacia de Sergipe. **C:** relação entre o trend NE de falhas (035/sv) sendo cortado pelo trend NW (125/sv) exemplificado por bandas de deformação.

CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS PROCESSOS DE GERAÇÃO, MIGRAÇÃO E TRAPEAMENTO DO SISTEMA PETROLÍFERO IRATÍ-RIO BONITO NA REGIÃO CARBONÍFERA DE SANTA CATARINA.

Ivan Soares Loutfi, Egberto Pereira

Universidade do Estado do Rio de Janeiro, ivanloutfi@hotmail.com

Introdução

O trabalho tem por objetivo a caracterização geológica, em termos estruturais, do sistema petrolífero responsável pela ocorrência de óleos encontrados na Formação Rio Bonito, na região carbonífera de Santa Catarina (Fig. 01). Atualmente, sabe-se que a assinatura geoquímica destes óleos relaciona-se à Formação Irati, associado a um modelo não convencional de geração, vinculando a um processo de maturação térmica por meio da intrusão de diabásio, em função ao soterramento insuficiente da rocha geradora. Como a Formação Irati encontra-se posicionada estratigraficamente acima da Formação Rio Bonito, o sistema está associado a um forte controle estrutural para o modelo de migração.

Base de dados

A preparação de um mapa geológico integrado para a área de estudo através da fusão de dados geológicos de campo, dados aeromagnetométricos/geológicos e de furos de sondagem pertencentes ao Projeto Borda Leste CPRM/DNPM (1977), permitiu um entendimento mais aprofundado do arcabouço tectônico-estratigráfico da região, tornando-se possível a identificação dos seguintes *trends* estruturais principais: falhas E-W, NE-SW, NW-SE, N-S; e eixos efusivos mesozóicos subsuperficiais de direção N-S. Sendo assim, foi possível estabelecer uma organização dos eventos tectônicos, dividindo-os em 7 (sete) fases em ordem geocronológica (Fig. 02).

A fase 1 e a fase 2 identificadas em imagens de satélite e seções geológicas relacionam-se com às falhas E-W pré-existentes que são deslocados por falhas NE-SW. Supõe-se que estas feições são anteriores

ao derrame que ocorreu no Juro-Cretáceo, devido às mesmas não apresentarem continuidade na Formação Serra Geral. Ramos (1988), Tankard *et al* (1996) e Milani (1997) afirmam que as falhas NE-SW poderiam estar relacionada ao reflexo da propagação de tensões compressivas intraplaca verificada durante a Orogenia La Ventana.

As fases 3 e 4 associam-se à geração de falhas N-S seccionando as falhas NE-SW, sendo posteriormente condicionadas por diques N-S, que estão muito bem marcados por anomalias magnéticas.

A fase 5 trata-se de um segundo evento das falhas NE-SW, em que estas seccionam os diques N-S. Como esses diques constituem um prenúncio do grande derrame de lavas associados à Formação Serra Geral, e as falhas NE-SW correspondem a uma tectônica precursora ao derrame, sugere-se um caráter temporal bastante curto para a reativação de falhas NE-SW. De modo análogo, Rostirolla *et al.* (2000) identificam um segundo evento NE no Alto de Quatiguá, embora o mesmo seja correlacionado a uma história deformacional posterior ao magmatismo.

A fase 7 corresponde à grandes feições NW-SE que secciona a Formação Serra Geral e estruturas mais antigas visualizadas em imagens de satélite. A existência de diques N-S seccionados por falhas NW-SE indicam uma tectônica pós-magmatismo.

Análises e conclusões

Seções cronoestratigráficas confeccionadas mostram que durante a fase sindeposicional da Formação Rio Bonito, no Neopermiano, a tectônica era praticamente inexpressiva. Entretanto, trapas estratigráficas

foram formadas devido à grande variedade faciológica desta formação.

Já os trapas estruturais estão relacionados com as falhas da fase 2 e, secundariamente, à fase 1, correspondentes à Orogenia La Ventana, e com aquelas associadas às fases 5 e 6, relacionados com a abertura do Atlântico Sul (Fig. 02).

Ernesto *et al.* (1999), baseados em dados paleomagnéticos, sugeriram dois pulsos magmáticos para intrusões da porção nordeste da Bacia do Paraná. De forma análoga, foram considerados, nesta dissertação, dois pulsos magmáticos para a geração de óleo durante o Juro-Cretáceo balizado em dados estruturais. O primeiro pulso magmático relaciona-se com a intrusão de diques nas zonas de fraqueza referentes às falhas N-S, representado pela fase 4. O segundo pulso, mais intenso, promoveu intrusão de diques N-S, derrame da Fm. Serra Geral, formação de soleiras, maturação e trapeamento dos hidrocarbonetos gerados a partir da Formação Irati (representado pela fase 6).

Rodrigues (1995) afirma que em função do efeito térmico causado pelas intrusões serem geologicamente rápido, existiu um curto espaço de tempo para as condições de geração, migração e acumulação neste tipo de sistema não convencional.

A migração dos óleos gerados pode ter sido lateral, devido ao posicionamento da geradora Irati ao lado do reservatório Rio Bonito, ou pode ter percorrido longas distâncias através de falhas NE-SW, gerados na fase 5. Seções geológicas mostraram a presença de falhas de grandes rejeitos que promoveram um sistema de *Horsts* e *Grabens* relacionados principalmente às falhas NE-SW, que permitiram a colocação da Formação Irati em contato lateral ou em um posicionamento abaixo da Formação Rio Bonito. O arcabouço estrutural e a tendência da variação isotópica dos óleos ao longo de um sistema de falhas NE-SW, na região analisada, sugerem a existência de um processo migratório de sudoeste para o nordeste, ao longo desse sistema de falhas que foi gerado anteriormente ao derrame basáltico associado à Formação Serra Geral.

Após o derrame Serra Geral, as falhas NW-SE (fase 7) podem ter funcionado com

zonas de escape de óleo, pelo fato de seccionarem todas as estruturas mais antigas, inclusive os possíveis selos.

Provavelmente, os possíveis locais de acumulações de óleo do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito ocorrem em reservatórios associados às fácies sigmoidal da Formação Rio Bonito, em regiões onde são menos frequentes as falhas NW-SE, trapeado por grandes selos regionais (soleiras de diabásio intrudidas no Membro Assistência e folhelhos da Formação Palermo).

Referências

Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques, L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A. & De Min, A., 1999. *Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications*. *Journal of Geodynamics*, v.28, n.4-5. p.321-340.

Milani, E.J. (1997) - *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado 255 p. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

Ramos, V. 1988. *Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America: a collisional history*. *Episodes*, v.11, p. 168-174.

Rodrigues, R. 1995. *A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado 225 p. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

Rostirolla, S.P.; Assine, M.L.; Fernandes, L.A.; Artur, P.C. 2000. *Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p.639-648.

Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J. Brito Neves, B.B. Eyles, N., Santa Ana, H., Wiens, E, Cirbian, M., López Paulsen, O., Germs, G.J.B., De Wit, M.J., Machacha, T., Miller, R.M. 1996. *Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana*. *AAPG Memoir 62*, p. 5-52.



Figura 1. Mapa da área de estudo representado pelo quadrado traçado em vermelho.

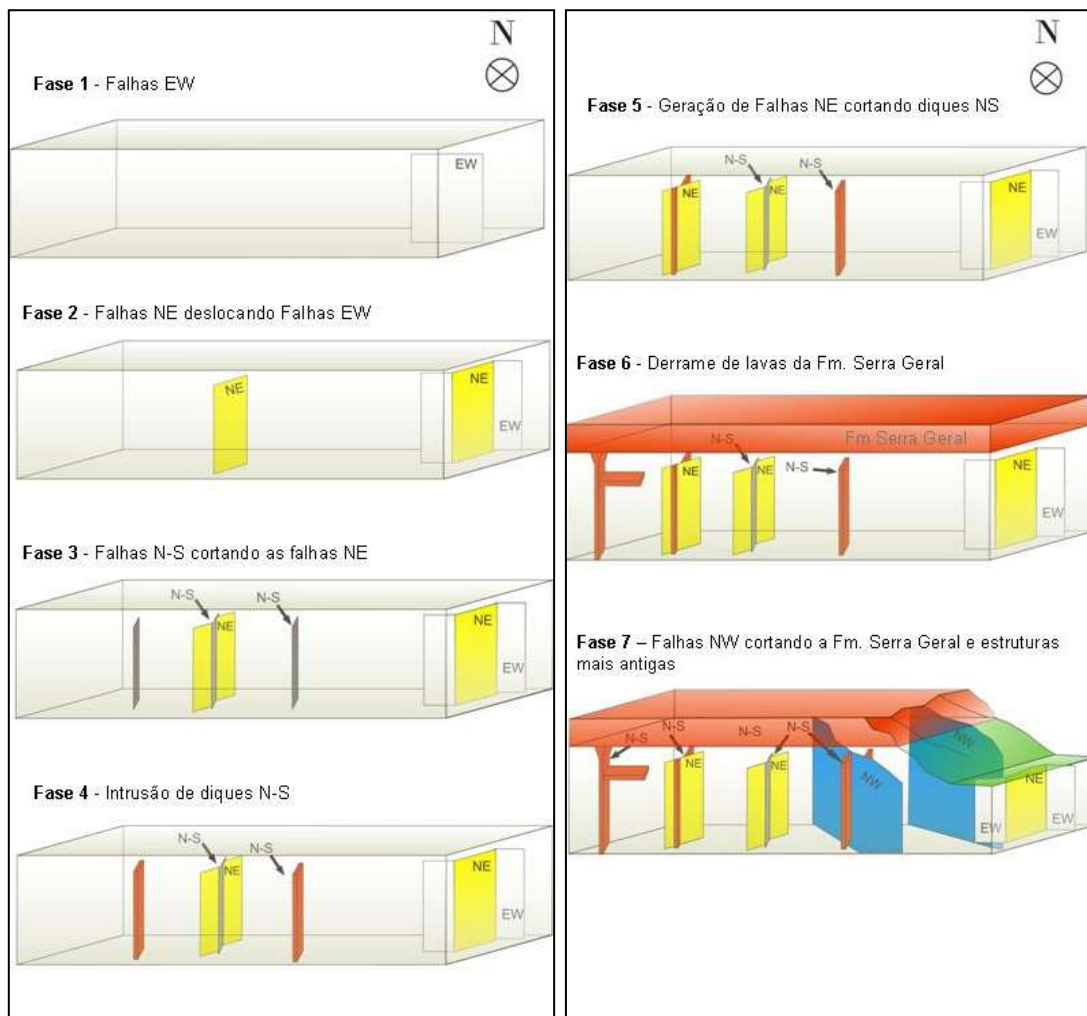


Figura 2. Bloco diagrama apresentando os possíveis eventos tectônicos (Fases 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) ocorridos após a deposição da Formação Rio Bonito.

CRETACEOUS TECTONICS OF OVERPRESSURED VAPOR FROM THE GUARANI AQUIFER DEFORMING AND MINERALIZING THE SERRA GERAL GROUP, PARANÁ VOLCANIC PROVINCE

Léo Afraneo Hartmann

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, leo.hartmann@ufrgs.br

Abstract

Overwhelming evidence points to widespread tectonic activity in the Serra Geral Group of volcanic rocks, South America, caused by vapor overpressure from volcanic heating of the Guarani aquifer. The main observed structures are hexagonal to polygonal faults (100-500 m large) and lozenge fractures (5-30 km large). Intense hydrothermal alteration (H) occurred continuously, interspersed with two sealing events (S). Initially porous (30 vo.%) lava flow was altered (H1) in the Cretaceous (130 °C), forming smectite and zeolites (e.g., clinoptilolite) and sealed (S1). This nearly impermeable caprock was subjected to vapor overpressure (H2), generating different structural responses in different positions in the lava flow; (1) doming of the hangingwall with generation of lozenge fractures, and (2) fracturing of the hangingwall. In both cases, loose sand from the Botucatu erg was injected as breccias, dikes, sills and flows at the surface. Continued hydrothermal activity again sealed the rock (seal 2); overpressured vapor (H3) intensely altered the rock (which became a mudstone), generated polygonal faults and opened cavities by ballooning (amethyst geodes). The hydrothermal activity also generated mineralizations of copper, kaolin and opal. This is a contribution to the understanding of the tectonics of vapor overpressure from the Guarani aquifer in the Paraná volcanic province.

Introduction

The Cretaceous tectonics of overpressured vapor from the Guarani aquifer deforming and mineralizing the Serra Geral

Group, Paraná volcanic province, is presently evaluated. The circulation of fluids in continental, sedimentary-volcanic basins is a major issue in the geology of underground water, oil, gas and metals (e.g., copper, gold). The H₂O-rich fluids may be derived from the compaction of the sedimentary formations at depth or from the heating of buried aquifers. The fluids may freely ascend to the surface, intensely altering the porosity of the rocks during their ascent, but the present article concentrates on the tectonics of overpressured water-vapor when confined by basaltic flow seals in the Paraná basin. The interruption of the ascent of hot water and its vapor by a seal caused significant deformation and intense hydrothermal alteration during the Lower Cretaceous in the Serra Geral Group lava flows, as here described. Major structures include polygonal and lozenge faults, whereas the hydrothermal alteration generated the largest deposits of amethyst and agate in the world, and also copper, kaolin and opal mineralization.

A six-year period of investigations of the Serra Geral Group by the “Núcleo de Excelência em Minerais Estratégicos” (UFRGS) led to a better understanding of the origin of the giant amethyst geodes (Duarte et al., 2005, 2009, 2011; Hartmann, 2008, 2010; Hartmann et al., 2011a, 2011b; Rosenstengel and Hartmann, 2011), copper mineralization (Pinto et al., 2011b), the age of volcanism (Pinto et al., 2011a), and of volcanic processes and lava flow correlation (Hartmann et al., 2010, 2011d; Pinto and Hartmann, 2011). This article expands the acquired knowledge into a novel proposal of water-vapor tectonics that integrates all structural, petrological, metallogenic and hydrothermal evidence

recognized in the volcanic group. The interpretation is based on extensive field work, observation of satellite images, rock sample studies with the optical microscope and scanning electron microscope, chemical analyses of minerals with the electron microprobe (major elements) and laser ablation (trace elements), stable isotopes (C, O, S) of rocks and minerals, zircon SHRIMP determination of U-Th isotopes, and numerical simulation of cavity generation in basalt, andesite and rhyodacite.

Structures and alteration

The main structures presently characterized are polygonal and lozenge faults in the volcanic rocks. Hydrothermal alteration features include two sealing events (seals 1 and 2) of the solid, cool lava, the injection and extrusion over the basalts of sand originated in the active eolian dunes (now Botucatu Formation), silicification of the sand, intrusion of breccia sills, continued alteration of the basalt into a claystone and the formation of large cavities and their filling with amethyst and agate.

Large, strike-slip faults cut the Serra Geral Group in several directions. The vertical component of some of these faults was recognized by Pinto et al. (2011b) and Rosentengel and Hartmann (2011). Individual blocks were downthrown 50-200 m to the west in the Ametista do Sul mining district. They are commonly ascribed to the distensive thinning of the crust during the opening of the Atlantic Ocean, and have commonly no hydrothermal minerals or only calcite in the fault planes. These faults are not discussed here, because they are younger than the structures and alteration formed in the volcanic group by water vapor tectonics.

This article evaluates older faulting, often associated with intense hydrothermal alteration of the basaltic rocks. Two types of faults are recognized: (1) polygonal faults and (2) lozenge faults. They are smaller (e.g., 0.5-5 km-long) than the strike-slip faults (e.g., 100 km-long) but widespread and of great geological and economic significance in the Paraná volcanic province.

The presence of polygonal faults in the Serra Geral Group was recognized by Hartmann (2008) and related to the formation of amethyst geodes, particularly the hexagonal to irregular, polygonal gossans above amethyst deposits. They are common in the Serra Geral Group, easily recognized by the absence of native forest in the water-saturated soil inside the polygon. In the pampas of Quaraí, the structure is marked by green grass and negative cintilometric (K₂O, U, Th) anomaly (Pertille et al., 2011).

Lozenge faults were first identified in two places by Hartmann et al. (2011c) in the Quaraí region and later in Torres (Hartmann et al., 2011d), both in Rio Grande do Sul state. This rare type of fault was first described by Reches (1978) and is typical of distensive geological environments (e.g., Sagy et al., 2003). The presence of lozenge fractures at the surface is confirmed as a tridimensional lozenge structure because lozenge fractures are present in vertical, exposed surfaces of rock at the same exposure. This is the first description of lozenge fractures in the Serra Geral Group.

The intense hydrothermal alteration of the volcanic rocks in event H1 to smectite and zeolites is concentrated in amethyst geode-mineralized portions of the rock, where the loss-on-ignition (LOI) rises to 2-8 wt.%. Unaltered basalt has <1 wt.% LOI. Kaolin, opal and copper mineralization were formed during event H1. In event H2, fluidized sand was injected into the cool rocks due to heating of the Guarani aquifer by volcanism; sand also extruded at the surface and breccia sills intruded the rocks. Event H3 caused silicification of the sandstones and volcanic rocks, including the world-class mineralization of amethyst and agate geodes.

Overpressured vapor tectonics

The structural and mineralogical, hydrothermal alteration features described in the Serra Geral Group are all interpreted as caused by the overpressure of hot water and its vapor from the Guarani aquifer, heated by volcanism and confined below sealed basalt (andesite, rhyodacite) lava flows. Experience in Iceland shows that a basalt lava flow has ~30 vol.% porosity immediately after cooling. In

Hawaii basalts, the vesicles remain unfilled, but in the Serra Geral Group the vesicles and fractures were filled with smectite and zeolites (some native copper) during hydrothermal event H1. This initial sealing event was required in the Cretaceous for the evolution into overpressured vapor tectonics. The overpressure caused doming of large, horizontal portions of the lava flow, and the cracking of the flow in lozenge fractures. This three-dimensional extension was responsible for this rare type of tectonic feature (e.g., Reches, 1978) in the continental Serra Geral Group. In sequence, fluidized sand was injected into the lozenge fractures and silicified by the fluid.

During H2, cracking of the seal also occurred in other portions of the same flow without doming, with similar injection of fluidized sand in several structures, including dikes, sills, flows and breccia sills. Continued fluid flow again sealed the sand and the cracks, so this seal 2 again raised the pressure of the confined vapor.

The H3 event caused failure of the rocks along hexagonal or irregular polygonal faults and strongly altered the rocks and opened large cavities by ballooning (Hartmann et al., 2011b) later filled by valuable silica minerals (also gipsite and calcite), completing the formation of the geodes.

Large transcurrent faults, presumably associated with the opening of the South Atlantic Ocean (e.g., Jacques et al., 2010), cut the volcanic group and caused vertical displacements of hundreds of meters (200 m in Ametista do Sul; Manara and Hartmann, 2011).

Conclusions

Vapor tectonics was active during the short time span between the cooling to $<130^{\circ}\text{C}$ of the lava flows of the Serra Geral Group, Paraná volcanic province, and the development of large transcurrent faults. Vapor tectonics caused a sequence of events of major significance for the understanding of the geology and metallogeny of this major continental volcanic province. The following events were recognized by systematic field work associated with laboratory tests:

- (1) Seal 1 – The porous, cool lava was sealed by deposition of smectite and zeolites into vesicles and fractures during hydrothermal event H1;
- (2) H2 – Vapor overpressure from heated Guarani aquifer caused the brittle failure of the lava into three-dimensional lozenge fractures, intrusion and silicification of sand; formation of deposits of native copper, opal and kaolin;
- (3) Seal 2 formed;
- (4) H3 – Overpressure during H3 caused the silicification of the rocks, intense alteration, opening of cavities by ballooning and their filling with silica minerals; brittle failure along polygonal faults;
- (5) Weathering of the mineralized portions of the rocks formed gossans;
- (6) Mineralized portions of the lavas (amethyst) have high LOI (>2 vol.%) due to alteration; rocks with lozenge fractures have low LOI, because they remain nearly unaltered – the fluid percolated easily to the surface through the lozenge cracks.
- (7) Phreatic breccias with monomict volcanic clasts and sandstone matrix are formed at $<130^{\circ}\text{C}$ by vapor overpressure tectonics in several positions in the flow: (a) in the lower amygdaloidal crust; (b) in the upper amygdaloidal crust; (c) below vertically jointed massive core (type II).
- (8) Intrusive breccias (sills) can be injected into an overlying, cool flow, in a process akin to diatremes.
- (9) Sand dikes and breccias can feed sand volcanos at the surface, and sand can spread laterally to form thin (0.5-3.0 m), little extensive (hundred of meters), silicified sandstone layers, very common at the contact of two different basalt flows in many places in the Serra Geral Group.

Acknowledgements

This investigation was made possible by the systematic support from FAPERGS and CNPq to PRONEX projects on the evolution of strategic minerals from Southern Brazil and Universal projects, and from CAPES, all coordinated by the author. Geological Survey of Brazil (CPRM) geologists participated in many field trips.

References

- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z. 2005. Epigenetic geode formation in the world class amethyst deposit of the southern Paraná Basaltic Province. CD-ROM, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, 6 pp.
- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.S., Medeiros, J.T.N., Theye, T. 2009. Epigenetic formation of amethyst-bearing geodes from Los Catalanes gemological district, Artigas, Uruguay, southern Paraná volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 427-436.
- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Ronchi, L.H., Berner, Z., Theye, T., Massonne, H.J. 2011. Stable isotope and mineralogical investigation of amethyst geode genesis in the Los Catalanes gemological district, Uruguay, southernmost Paraná volcanic province. *Mineralium Deposita* 46, 239–255.
- Hartmann, L.A. 2008. Amethyst geodes formed from hot water in dinosaur times. Ed. Gráfica da UFRGS, Porto Alegre.
- Hartmann, L.A. 2010. Minerais estratégicos do sul do Brasil: geologia de geodos de ametista e ágata. In: Hartmann, L.A., Silva, J.T. (orgs.) *Tecnologias para o setor de gemas, joias e mineração*. Gráfica da UFRGS, Porto Alegre, 30-39.
- Hartmann, L.A., Arena, K.R., Pertille, J., Duarte, S.K. 2011d. Cretaceous hydrothermal lozenge fracturing, sand and breccia intrusion in Paraná volcanic province rocks, Torres, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (in preparation).
- Hartmann, L.A., et al. 2011a. Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdalae and giant amethyst geodes in lavas from the southern Paraná volcanic province, Brazil and Uruguay. *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2010.496253.
- Hartmann, L.A., Martins, L.C., Duarte, S.K., Arena, K.R. 2011c. Lozenge fractures and sand injectites formed by water vapor overpressure in the southern Paraná volcanic province, Quaraí, Brazil. *Journal of Structural Geology* (submitted).
- Hartmann, L.A., Medeiros, J.T.N., Petruzzellis, L.T. 2011b. Numerical simulations of amethyst geode cavity formation by ballooning of altered Paraná volcanic rocks, South America. *Geofluids* (submitted).
- Hartmann, L.A., Wildner, W., Duarte, L.C., Duarte, S.K., Pertille, J., Arena, K.R., Martins, L.C., Dias, N.L. 2010. Geochemical and scintillometric characterization and correlation of amethyst geode-bearing Paraná lavas from the Quaraí and Los Catalanes districts, Brazil and Uruguay. *Geological Magazine* 147, 954-970.
- Jacques, P.D., Machado, R., Nummer, A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)* 37, 117-131.
- Pertille, J., Hartmann, L.A., Duarte, S.K., Arena, K., Rosa, M.L.C.C., Barboza, E.G. 2011. Gossan characterization in the Quaraí and Los Catalanes amethyst geode districts (Brazil and Uruguay), Paraná volcanic province, with use of rock geochemistry and scintillometry. *Journal of Geochemical Exploration* (submitted).
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A. 2011. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (accepted for publication).
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Wildner, W. 2011a. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chemical Geology* 281, 93-102.
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Wildner, W. 2011b. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil. *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206810903464547.
- Reches, Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain folds. *Tectonophysics* 47, 109-129.

Rosenstengel, L.M., Hartmann, L.A. 2011. Hemi-graben characterization of the Ametista do Sul mining district, Cretaceous Paraná volcanic province of southern Brazil. *Ore Geology Reviews* (submitted).

Sagy, A., Reches, Z., Agnon, A. 2003. Hierarchic three-dimensional structure and slip partitioning in the western Dead Sea pull-apart. *Tectonics* 22, 1-17

PALEOTERMOMETRIA DAS UNIDADES PERMOTRIÁSSICAS DA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ (SP)

André Oliveira Sawakuchi¹, Rosa Maria Bello¹, Sara Ferreira Nomura¹, Alexandra F. Oliveira¹, Manuela Pinheiro Ferreira¹, Kazuo Fuzikawa², Isaac Jamil Sayeg¹, Paulo César F. Giannini¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, andreas@usp.br; ²Comissão Nacional de Energia Nuclear, Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Serviço de Tecnologia Mineral, Campus UFMG.

Introdução

As formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Pirambóia representam uma sucessão progradacional permotriássica da borda leste da Bacia do Paraná. Na região centro-leste paulista (municípios de Anhembi, Bofete e Angatuba), esta sucessão inclui uma assembléia de produtos sedimentares atípicos em relação às demais áreas da bacia. Estes produtos incluem alta concentração de estruturas de deformação penecontemporânea, tais como diques clásticos (Riccomini et al., 2005) e arenitos com estratificação convoluta (Chamani et al., 1992), espessas camadas de silexitos, as quais incluem cones silicosos interpretados como *paleogeysers* (Yamamoto et al., 2005), e arenitos betuminosos (Thomaz Filho 1982). Estes produtos sugerem evolução tectônica e termal diferenciada para esta área da bacia. Este estudo investiga os possíveis processos envolvidos na formação dos produtos citados. Para isto, são utilizados dados paleotermométricos obtidos pela análise de minerais autigênicos.

Temperaturas de cristalização de minerais autigênicos das formações Irati e TeresinaA

A Formação Irati (Membro Assistência) compreende folhelhos betuminosos intercalados com calcários. Estas litologias apresentam juntas predominantemente verticais, com espaçamento decimétrico a métrico e continuidade vertical centimétrica a métrica. Os planos das juntas observadas concentram-se entre as direções NW e NE. As juntas de direção NE geralmente são restritas às

camadas de calcários e apresentam-se impregnadas por hidrocarbonetos. Estudos microtermométricos realizados em inclusões fluidas primárias em calcita de preenchimento de juntas (região de Cesário Lange, SP) indicaram fluidos aquosos aprisionados com temperaturas entre 70° e 141°C, com moda em 105°C, e salinidades entre 5,33% e 0% em peso de NaCl equivalente.

A Formação Teresina é composta principalmente por siltitos, que ocorrem intercalados a arenitos finos, calcários (bioclásticos e oolíticos) e silexitos. Assim como nas demais unidades estudadas, predominam juntas subverticais de direções NW e NE. Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas primárias aquosas de cristais de quartzo presentes em geodos de estruturas cônicas silicosas variaram de 56 a 178°C, com modas em 100°C e 160°C. Estes fluidos apresentaram salinidades entre 1,6 a 15,7% em peso de NaCl equivalente. Informações mais detalhadas sobre a microtermometria de minerais autigênicos da Formação Teresina podem ser obtidos em Nomura et al. (2011).

Cimentos dos arenitos betuminosos da Formação Pirambóia

Os arenitos betuminosos são representados por arenitos finos bem selecionados com estratificação cruzada acanalada em séries métricas (AFc - fácies de dunas) e por arenitos finos siltosos bem selecionados com estratificação plano-paralela ou maciços (ASp e ASm - fácies de interdunas). As fácies de dunas apresentam

maior impregnação por hidrocarbonetos enquanto que as fácies de interdunas apresentam caráter predominantemente selante (Figura 1).

As juntas observadas nos afloramentos de arenitos betuminosos apresentam espaçamento e continuidade métrica a decamétrica. Predominam juntas com direções nos quadrantes NW e NE. Estas juntas não apresentam minerais de preenchimento e não afetam significativamente a distribuição primária dos hidrocarbonetos. Certas juntas deslocam níveis com hidrocarbonetos. Os minerais autigênicos se concentram no espaço intergranular dos arenitos. Os cimentos identificados foram anidrita, calcita, esmectita, illita, calcedônia e óxidos de ferro. Esmectita, illita e calcedônia são os cimentos mais frequentes, os quais conferem caráter impermeável para as fácies de interdunas. Imagens de MEV e dados de composição química (EDS) sugerem a presença de interestratificados de illita-esmectita (Figura 2). A transformação de esmectita em illita, com preservação de interestratificados, ocorreria em temperaturas entre 87 e 125°C (Pearson & Small, 1988).

Discussão

As temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas das formações Irati e Teresina indicaram que a sucessão sedimentar permotriássica na área de estudo foi percolada por fluidos aquosos de temperaturas acima de 100°C (modas em 100, 105 e 160°C). Estas temperaturas são compatíveis com a presença de interestratificados de illita-esmectita na Formação Pirambóia, os quais ocorreriam no intervalo 87-125°C. Supondo gradiente geotérmico de 30°C/km, temperatura superficial máxima de 40°C, profundidade máxima de soterramento de 1 km para a Formação Irati, as temperaturas máximas atingidas por soterramento seriam da ordem de 70°C. Logo, as temperaturas obtidas a partir dos minerais autigênicos requerem fonte adicional de calor para serem atingidas. Duas hipóteses são propostas para explicar a origem dos fluidos hidrotermais registrados nas formações Irati, Teresina e Pirambóia. Yamamoto et al. (2005) interpretam que as

estruturas cônicas silicosas presentes em área localizada da Formação Teresina na região de Anhembi (SP) seriam produto de hidrotermalismo permiano (geiseritos). Este hidrotermalismo poderia estar associado à reativação permotriássica da Falha Jacutinga (Riccomini et al., 2005). No entanto, os cimentos de esmectita e illita identificados na Formação Pirambóia parecem ser posteriores à compactação mecânica. Isto sugere origem posterior ao período permotriássico. Neste caso, o evento hidrotermal identificado na área estudada poderia estar associado ao magmatismo Serra Geral, de idade eocretácea. Mantida a associação espacial com a Falha Jacutinga, isto indicaria evento hidrotermal relacionado à reativação desta falha durante o Eocretáceo (Soares, 1991). A caracterização de eventos hidrotermais condicionados por estruturas tectônicas regionais poderá contribuir para a avaliação dos sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná.

Apoio financeiro

Esta pesquisa foi financiada pelo projeto FAPESP “*Evolução termal do Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia, Bacia do Paraná: relação com a geração e migração de hidrocarbonetos*” (processo: 2009/52270-6).

Referências

- Chamani, M.A.C., Martin, M.A.B., Riccomini, C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná. Estado de São Paulo, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos 2, 508-510.
- Nomura, S.F., Sawakuchi, A.O., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K. 2011. Hidrotermalismo associado às falhas Guapiara e Jacutinga na Bacia do Paraná: termometria e composição dos fluidos. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas, Boletim de Resumos.
- Pearson, M.J., Small, J.S. 1988. Illite-smectite diagenesis and palaeotemperatures in northern North Sea Quaternary to Mesozoic shale sequences. *Clay Minerals* 23(2), 109–132.
- Riccomini, C., Almeida, R. P.; Turra, B. B., Chamani, M. A. C., Fairchild, T. R., Hachiro,

J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no permotriássico da Bacia do Paraná. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, Boletim de Resumos, 18-19.

Soares P.C. 1991. Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná. Tese de Titular. UFPR, Curitiba, PR. 148 p.

Thomaz Filho, A. 1982. Ocorrência de arenito betuminoso em Anhembi (SP) - cubagem e

condicionamento geológico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais 5, 2344-2348.

Yamamoto, J. K., Fairchild, T.R., Boggiani P.C., Montanheiro, T.J., Araujo, C.C., Kiyohara, P.K., Matos, S.L.F. de, Soares, P.C. 2005. A Record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. Nature 438, 205-207.

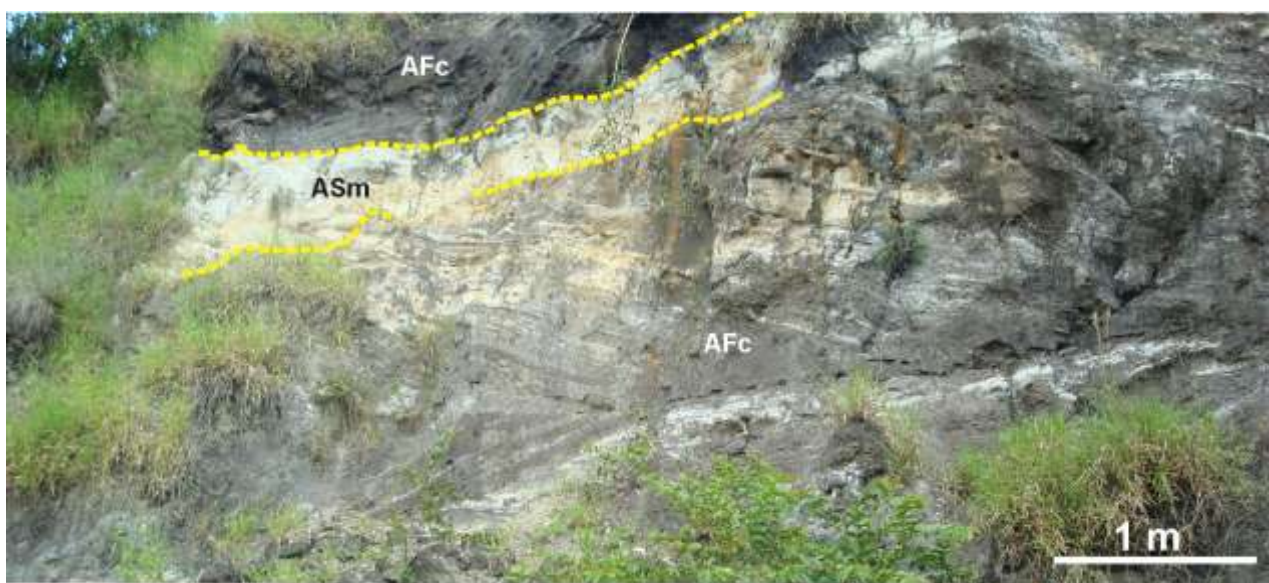


Figura 1. Variação do grau de impregnação por hidrocarbonetos nas fácies AFc (fácies de dunas) e ASm (fácies de interdunas).

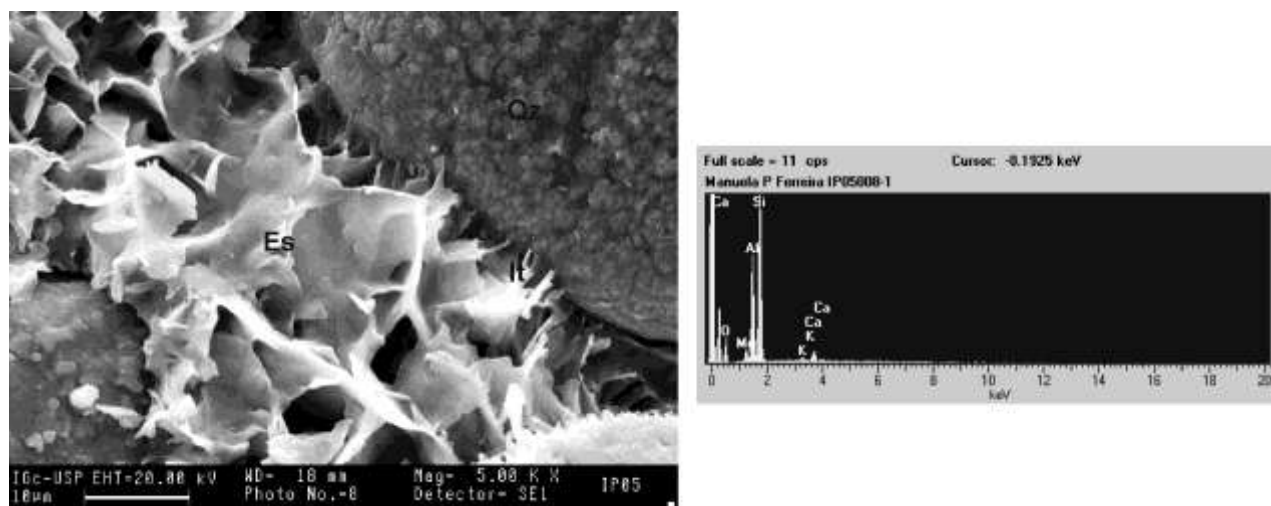


Figura 2. Cimentos de esmectita, illita e quartzo em arenito de fácies de interduna da Formação Pirambóia. O gráfico EDS ao lado foi obtido na área do cimento de esmectita-illita. A ocorrência de illita associada à esmectita é indicada pela presença de potássio e alumínio e cristais fibrosos nas extremidades dos cristais de esmectita.

INFLUÊNCIA DO ARCO DE PONTA GROSSA SOBRE A DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES EVAPORÍTICAS DA FORMAÇÃO TERESINA (NEOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ)

Johanna Méndez Duque, André Oliveira Sawakuchi, John Mauricio Rico Bautista

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, johanamendezduque@usp.br

Introdução

Na região sudoeste do Estado de São Paulo (municípios de Fartura e Taguaí) e norte do Estado do Paraná (municípios de Jacarezinho e Santo Antônio da Platina), a Formação Teresina (Neopermiano da Bacia do Paraná) diferencia-se por apresentar evaporitos e microbialitos. As condições paleoambientais e tectônicas que permitiram a formação destes depósitos ainda são pouco estudadas. As fácies evaporíticas e carbonáticas da Formação Teresina concentram-se no flanco norte do Arco de Ponta Grossa, cujo limite é representado pelo Alinhamento Estrutural de Guapiara (Ferreira, 1982). Evidências da influência deste arco sobre a sedimentação na Bacia do Paraná são notadas nas unidades permianas. O presente trabalho apresenta novos dados sobre as características sedimentológicas e a distribuição espacial e estratigráfica dos depósitos evaporíticos e carbonáticos da Formação Teresina. A partir destes dados, discute-se a possível influência do Arco de Ponta Grossa sobre a formação de uma bacia evaporítica neopermiana.

Fácies carbonáticas e evaporíticas da Formação Teresina

As fácies carbonáticas reconhecidas são: calcarenitos espáticos oolíticos, coquinas e estromatólitos. As fácies de calcarenitos espáticos oolíticos se apresentam em camadas tabulares de espessuras centimétrica a decimétricas (até 80 cm), com preservação de marcas onduladas e laminações cruzadas. Podem estar intercaladas com fácies de coquinas ou arenitos maciços. A granulometria varia de areia fina a média. O cimento é de calcita espática ou calcedônia. As espessuras desta fácies são de até 17 cm, na região de

Santo Antônio da Platina (SAP), e até 80 cm, na região de Fartura. As proporções desta fácies dentro da coluna estratigráfica são de 3% e 10% respectivamente nas regiões de SAP e Fartura. Esta fácies torna-se mais freqüente em direção ao topo da unidade em ambas regiões citadas. As fácies de coquinas ocorrem como lentes com espessuras de até 20 cm, geralmente estão intercaladas com fácies heterolíticas terrígenas. As conchas podem atingir até 2 cm de comprimento e formar níveis, com bases erosivas. As fácies de estromatólitos formam camadas centimétricas a decimétricas de até 30 cm de espessura. Nódulos de sílex produziram provavelmente irregularidade da laminação. As espessuras máximas são de 15 cm na região de SAP, com uma proporção de até 3% na sucessão estratigráfica. Na análise petrográfica foi observado cimento de calcita e conchas totalmente recristalizadas. De acordo com a classificação de Folk, correspondem a bioespárito empacotado (*packed biosparite*). Em SAP foram identificadas fácies de estromatólitos (PR-092 km 319), que formam uma camada tabular de 47 cm, e se apresentam associados a fácies de arenito com laminação cruzada com truncamento côncavo-convexo. As feições petrográficas são laminações aproximadamente planoparalelas ou onduladas, submilimétricas a milimétricas de calcita e dolomita intercaladas. Sua proporção dentro da coluna estratigráfica é até 3%. Foi observada dolomitização intensa em alguns níveis de fácies carbonáticas, principalmente das seções estratigráficas de Jacarezinho (PR). Camadas de sílexito com estrutura nodular ou feições de deformação dúctil (dobras enterolíticas) são freqüentes na Formação Teresina ao norte do APG. Estas feições

representariam processos de deformação e colapso de lâminas de evaporitos. A análise petrográfica revelou a possível presença de gipsita e halita, que ocorrem como cristais euédricos frequentemente isolados, devido a crescimento e deslocamento de outros sedimentos adjacentes. Cristais euédricos de dolomita também ocorrem como cimento. As texturas evaporíticas são reliquiares devido à substituição diagenética por sílex e calcita. Estas substituições também são observadas em outras fácies carbonáticas na região. As dobras de escala centimétrica seriam o resultado da desidratação de gipsita primária ou da dissolução de evaporitos intercalados com calcários. Processos diagenéticos também provocaram a silicificação ou calcitização de nódulos de minerais evaporíticos. Também foram identificados cristais euédricos de quartzo autigênico, que seriam característicos de condições salinas e hipersalinas em ambientes de intermaré ou em planícies de supramaré em sabkhas (Flügel, 2004). A associação de fácies carbonática-evaporítica da Formação Teresina é mais frequente e mais espessa na região entre os municípios de Taguaí (SP) e Jacarezinho (PR). As fácies carbonáticas e evaporíticas diminuem em importância rumo norte, sendo notadas de modo significativo até as proximidades do município de Anhembi (SP).

Discussão

As diferenças litológicas e faunísticas do Permiano da Bacia do Paraná sugerem uma compartimentação desta bacia, separando-a pelo menos em duas grandes áreas. Uma dessas áreas compreenderia a maior parte do Estado de São Paulo, Goiás e centro-leste de Mato Grosso enquanto que a outra corresponderia ao Paraná, Santa Catarina e sul de Mato Grosso (Fúlfaro, 1970). Este fato já foi observado por Sandford & Lange (1961) que sugerem a divisão da bacia pelo Arco de Ponta Grossa (APG) em duas grandes depressões. Daemon & Aboarrage (1976) mencionam que o APG começou sua atividade no Eopermiano, sendo responsável por hiatos deposicionais, diminuição do aporte sedimentar e separação da bacia em duas áreas distintas, uma a SW e outra a NW. De acordo com Zaine (1980), na

região de Fatura durante o Permiano existiu uma barreira geográfica, que provocou variações do conteúdoossilífero e das fácies sedimentares das unidades neopermianas. O Alinhamento Estrutural de Guapiara (AEG) é uma feição magneticamente anômala com direção NW que se estende por pelo menos 600 km e se constitui como uma das principais fontes de magmas básicos da Bacia do Paraná (Ferreira, 1982). Esta estrutura corresponderia ao limite setentrional do Arco de Ponta Grossa. Este alinhamento durante a sedimentação da Formação Ponta Grossa (Devoniano) já atuava como uma estrutura positiva, que separava dois depocentros: um ao norte, na região da cabeceira do Rio Sucuriú, e outro ao sul, na região do eixo do APG. Durante o Permo-Carbonífero, este alinhamento era tectonicamente ativo, e controlava a sedimentação nas duas regiões (Ferreira *et al.*, 1981). Giannini *et al.* (2004) sugerem uma barreira geográfica localizada entre o sudoeste de São Paulo e o norte do Paraná, durante a deposição da metade inferior da Formação Pirambóia. Esta barreira ocuparia posição equivalente ao Alinhamento de Guapiara, e teria influenciado as áreas fonte de sedimentos e a circulação de ventos, controlando a distribuição das fácies eólicas e fluviais da Formação Pirambóia. As evidências de condições evaporíticas durante a sedimentação da Formação Teresina incluem dados geoquímicos de rochas calcárias indicativos de salinidades muito altas (Stollhofen *et al.*, 2000), feições petrográficas características de condições diagenéticas e deposicionais salinas e hipersalinas, calcarenitos espáticos oolíticos associados a níveis evaporíticos e estromatólitos, sendo que esses últimos caracterizam ambientes com condições de vida estressantes devido à salinidades altas. As ocorrências de estromatólitos na Formação Teresina foram descritas por Rohn & Fairchild (1986) no município de Joaquim Távora (PR). As fácies evaporíticas e carbonáticas da Formação Teresina sugerem a existência de uma zona com déficit hídrico imediatamente ao norte do APG. Assim, durante o Neopermiano o APG teria restringido tanto a circulação das águas do Mar Passa Dois, quanto a entrada de massas de ar úmido vindas do Oceano Pantalassa, situado ao sul. O bloqueio de

ventos de sul pelo APG é indicado por medidas de paleoventos obtidas na Formação Pirambóia (Giannini *et al.*, 2004). A zona mais restrita, com maior déficit hídrico, corresponderia à região de Fartura e SAP, onde as proporções de fácies carbonáticas e evaporíticas são maiores. A frequência e espessura destas fácies diminui gradativamente rumo norte, até aproximadamente o centro-leste paulista, onde a Formação Teresina é substituída lateralmente pela Formação Corumbataí. A concentração das fácies carbonáticas e evaporíticas na parte superior da Formação Teresina indicaria o soerguimento do APG durante o Neopermiano. Isto é compatível com a ocorrência de estruturas sedimentares geradas por sismos na Formação Teresina, as quais seriam evidência de atividade tectônica neopermiana (Riccomini *et al.*, 2005). Estudos recentes tem reconhecido a influência de altos estruturais sobre o desenvolvimento de bacias evaporíticas. Assim, as fácies carbonáticas e evaporíticas da Formação Teresina representariam o início da atividade do APG como barreira geográfica significativa para a circulação atmosférica e marinha. Isto teria favorecido o desenvolvimento da ampla zona de aridez no sudeste do Brasil a partir do Neopermiano.

Agradecimentos

Os autores agradecem à geóloga Sara Ferreira Nomura por suas observações de campo e suas sugestões. Estes dados fazem parte do projeto 2009/52270 FAPESP.

Referências

Daemon, R.; Aboarrage, A. 1976. Relatório Integrado dos Projetos Carvão no Extremo Norte de Santa Catarina, Prospecção de Carvão no Paraná I e Carvão no Estado de São Paulo. Relatório Final CPRM, SUREG/SP, 83 p.

Ferreira, F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e

evolução do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 169 p.

Ferreira, F., Moraes, R., Ferrari, M., Vianna, R. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento de Guapiara. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Anais, 3, p. 226-240.

Flügel, E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Springer. 976 p.

Giannini, P., Sawakuchi, A., Fernandes, L., & Donatti, L. 2004. Revista Brasileira de Geociências, 34 (2): 282-292.

Riccomini, C.; Almeida, R. P.; Turra, B. B.; Chamani, M. A. C.; Fairchild, T. R.; Hachiro, J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no permotriássico da Bacia do Paraná. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, *Boletim de Resumos*, p. 18-19.

Rohn, R., & Fairchild, T. 1986. Estromatólitos Permianos em Calcário Coquinóide do Grupo Passa Dois, Nordeste do Paraná. Na. Acad. Brasil. Ciênc., 58 (3): 433-444.

Sanford, R. & Lange, F. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline South Brazil. Bul. of the Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, 44 (8): 1316-1370.

Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Bangert, B., & Grill, H. 2000. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-permian, Southern Namibia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 161: 167 – 180.

Zaine, M. 1980. Uma barreira geográfica no Paleozóico Superior na Região de Fartura, S.P. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 89 p.

INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS NO ESTUDO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO GRÁBEN DE JAIBARAS

Nilo C. Pedrosa Júnior, Roberta M. Vidotti, Reinhardt A. Fuck

Universidade de Brasília, nilojuniorp@yahoo.com.br

Resumo

No presente trabalho é apresentado estudo integrado de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) visando o entendimento das relações tectono-magmáticas que envolvem a formação do Gráben de Jaibaras (GJ). Para isso, foi realizada interpretação qualitativa do conjunto de dados, com a determinação de sete domínios geofísicos distintos e a configuração estrutural com lineamentos dispostos na direção NE-SW e inflexões E-W para a região.

Introdução

Vários estudos geológicos realizados na região noroeste do Ceará têm demonstrado que a área é uma das mais interessantes e complexas do país, principalmente, no que diz respeito à sua evolução geológica (Oliveira & Mohriak, 2003). O entendimento sobre as relações entre a deformação distensional, a estruturação pretérita, reativações de estruturas do embasamento e a arquitetura do rifte resultante pode ser obtido por meio da interpretação integrada de dados aerogeofísicos.

A partir disso, o objetivo principal da pesquisa é mapear o arcabouço estrutural do GJ e cartografar os eventos magmáticos, com base nas suas assinaturas geofísicas. A área pesquisada situa-se no nordeste do Brasil, mais especificamente no NW do Ceará, envolvendo as rochas associadas ao GJ e seu arcabouço tectônico. É limitada pelas coordenadas geográficas 41° e 40° de longitude oeste e 4°20' e 3°10' de latitude sul (Figura 1).

Contexto geológico regional

O GJ (Figura 1) é a mais importante bacia de idade Cambro-Ordoviciano que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e da contraparte africana do Escudo Nigeriano (Oliveira, 2001). Situa-se no limite entre dois domínios crustais distintos: (1) Ceará Central (DCC), localizado na porção sudeste da área, caracterizado pela presença de rochas metamórficas de médio a alto grau – complexos Ceará e Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003), além de intenso plutonismo; e (2) Médio Coreá (DMC), que é limitado, a sudeste, pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II), parte do Lineamento Transbrasiliense, e é constituído por rochas do embasamento gnáissico-migmatítico, sequências supracrustais (Complexo Granja e Grupo Martinópolis) e granitóides intrusivos (Meruoca e Mucambo). O Grupo Ubajara apresenta uma sequência metacarbonática marinha culminando em sequência metacrosiana e metagrauváquica. O Enxame de Diques Coreá constitui-se de rochas de composição ácida, com xenólitos de rochas básicas. A estratigrafia do GJ é marcada por duas sequências distintas: (1) Alfa Inferior, representada pelas formações Massapê, Pacujá e Suíte Parapuí (Figura 1); e (2) Alfa Superior, representada também pela suíte Parapuí e pela Formação Aprazível (Parente *et al.*, 2004). Segundo Oliveira & Mohriak (2003), o final da deposição seria marcado pelo início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Eosiluriano (Grupo Serra Grande). No extremo norte da área afloram depósitos sedimentares areno-argilosos, associados à Formação Barreiras (Figura 1) e sedimentos aluvionares,

constituídos de blocos e seixos de rochas ou quartzo, associado a areias quartzosas.

Dados aerogeofísicos

O conjunto de dados aerogeofísicos (Figura 2) foi cedido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na forma de arquivos digitais. Tais dados foram levantados no âmbito dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente, entre os anos de 2008 e 2010. Foram voados perfis de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, com intervalo de amostragem de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro) e altitude média em relação ao terreno de 100 m. As linhas de vôo têm direção N-S e espaçamento de 0,5 km e as linhas de controle foram voadas na direção E-W com espaçamento de 10 km.

Inicialmente, os dados magnéticos e gamaespectrométricos foram incorporados ao banco de dados e organizados no programa *Oasis Montaj 7.0.1* da *GEOSOFT*. Os dados magnéticos foram corrigidos da variação diurna, da variação da componente principal do campo geomagnético (*IGRF*) e interpolados em malha regular de 125 m pelo método bi-direcional. Para os dados radiométricos, o método de interpolação usado foi a mínima curvatura, com célula de 125 m, e então, elaborados os *grids* dos canais K, Th e U, razões entre esses elementos, além das composições ternárias. A Figura 3 mostra as etapas do processamento dos principais produtos magnéticos e radiométricos gerados para a área do GJ.

Discussões

A interpretação qualitativa dos dados aerogeofísicos foi conduzida com base na assinatura geofísica dos sete domínios geofísicos e no contexto geológico de superfície da área de estudo (Figuras 1 e 4). Os principais lineamentos geofísicos mostram direções preferenciais NE-SW e E-W. Os lineamentos subordinados têm direção NW-SE (Figura 4b). O DMC é dominado por intensos lineamentos magnéticos, de direção E-W que sofrem inflexão para NE-SW, com padrão de anomalias alongadas de curto comprimento de onda, que estão associadas aos alinhamentos

estruturais do embasamento cristalino. A assinatura magnética mostra que os granitos Meruoca e Mucambo têm relevo magnético médio-alto, as rochas vulcânicas da Suíte Parapuú mostram anomalias positivas que chegam a atingir 0,3 nT/m. As rochas ácidas do Enxame de Diques Coreau estão associadas a um forte dipolo magnético, com anomalias dispostas na direção N80°E. A porção sudeste da área, que corresponde às rochas do DCC, caracteriza-se por relevo magnético isotrópico, com anomalias de maior comprimento de onda (Figura 4a).

No levantamento gamaespectrométrico, foram medidos quatro canais: Contagem Total (CT), Potássio (K), Urânio (U) e Tório (Th). A porção norte da área é caracterizada por baixos valores de contagem, estando associada às rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. A intrusão plutônica de Meruoca (DG3) possui altos valores radiométricos, principalmente nas bordas, onde processos hidrotermais atuaram quando da ascensão do plúton. O Granito Mucambo (DG4) é, também, caracterizado por altos valores de contagem, principalmente na porção norte, com picos que chegam a atingir 15 uR/h (Figura 4c). Já as rochas vulcânicas apresentam relevo radiométrico inexpressivo, com baixos valores de contagem. O Rife de Jaibaras destaca-se por fortes anomalias positivas em seu interior (Figura 4c), onde afloram rochas sedimentares do GJ. A cartografia geofísica dos referidos domínios geofísicos (Figura 4d) fornece importantes subsídios para a distribuição espacial das unidades geológicas que formam o substrato estrutural do Rife de Jaibaras, bem como os principais lineamentos estruturais da região.

Agradecimentos

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM pela cessão dos dados aerogeofísicos. Termo de Cooperação FUB/Petrobras 0050.0053151. 09. 9.

Referências

CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala de 1:500.000. Formato digital: *shapefile* (*ESRI*).

Fetter, A.H; Dos Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J.A.; Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research*, 6 (2): 265-273.

Oliveira, D.C., 2001, Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispânica*, 36 (1-2): 53-95.

Oliveira, D.C., Mohriak, W.U, 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) 351-383.

Parente, C. V., Silva Filho, W. F., Almeida, A. R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 526 -536.

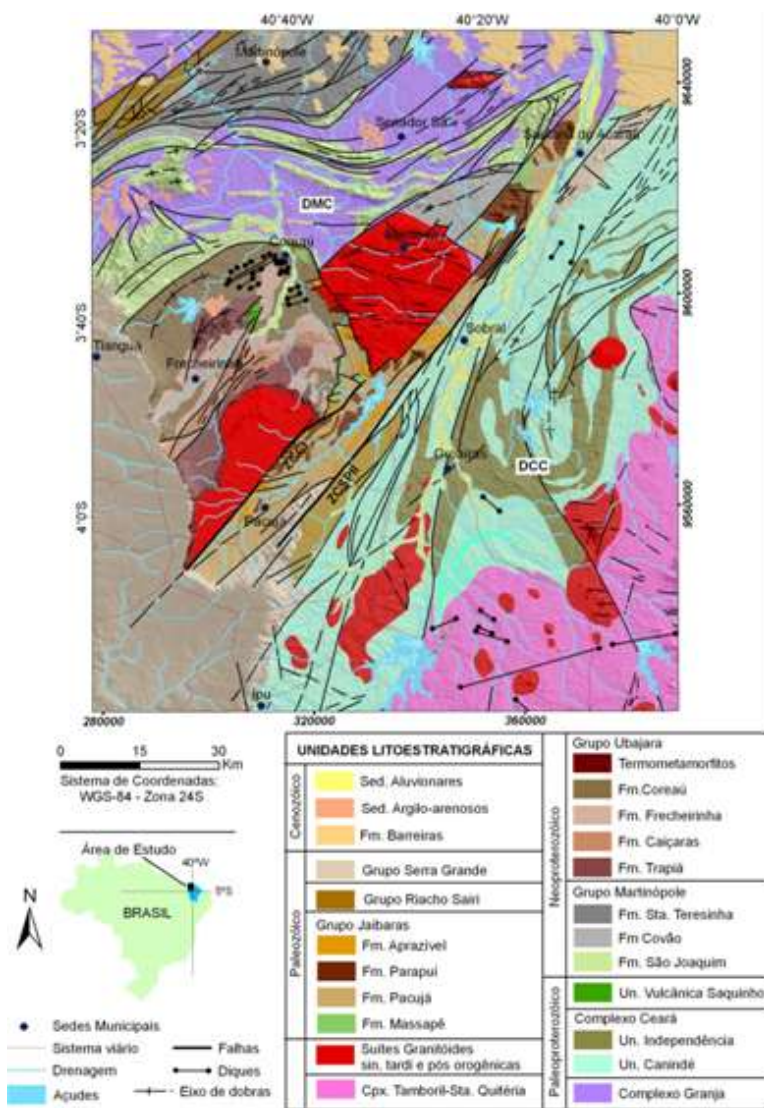


Figura 1. Mapa geológico simplificado do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras. Domínios Crustais: DCC – Ceará Central, DMC – Médio Coreaú; Zonas de Cisalhamento: ZCSPII – Sobral-Pedro II, ZCCI – Café-Ipueiras (Escala – 1:500.000; CPRM, 2003).

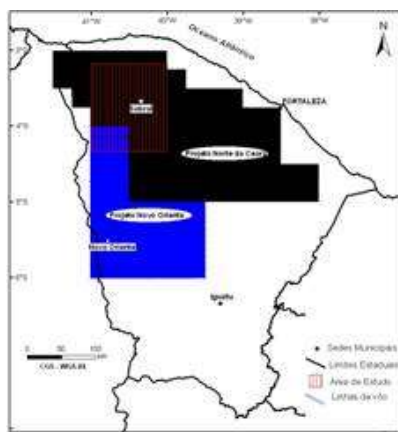


Figura 2. Mapa com a localização dos projetos aerogeofísicos Norte do Ceará e Novo Oriente e a inserção da área de estudo no noroeste do Estado do Ceará.

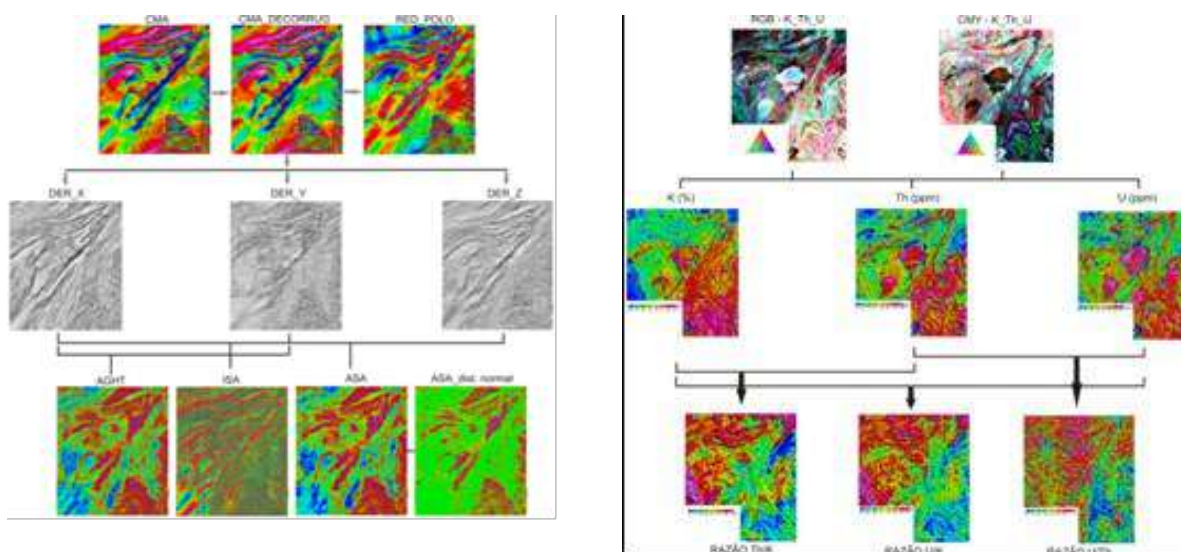


Figura 3. Etapas do processamento dos dados magnéticos (à esquerda) e gamaespectrométricos (à direita) dos projetos Norte do Ceará e Novo Oriente.

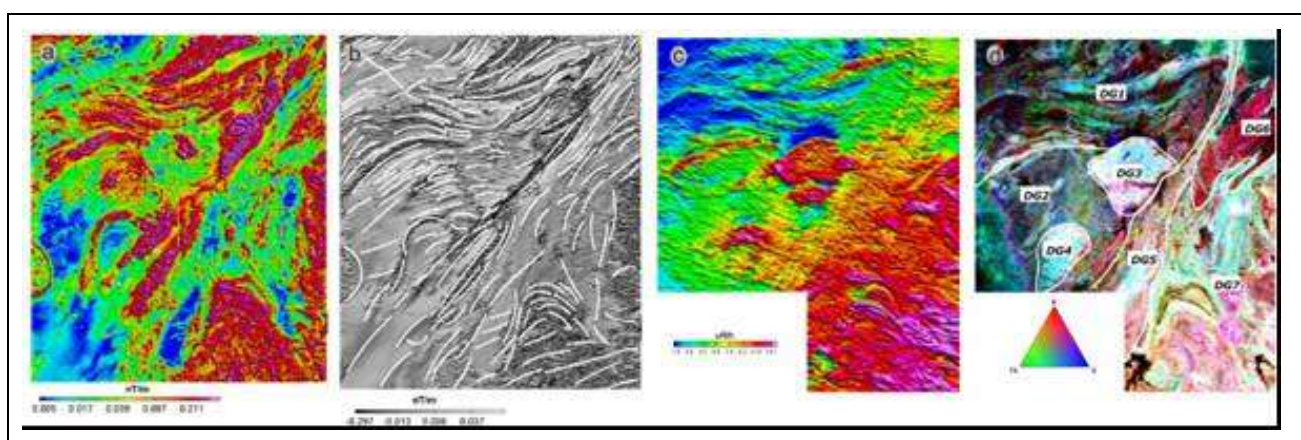


Figura 4. Mapa de anomalias: (a) magnéticas da amplitude do sinal analítico; (b) derivada vertical, com os principais lineamentos magnéticos; (c) radiométricas (contagem total) e; (d) imagem ternária RGB e os principais domínios geofísicos.

O “GRABEN” DE ÁGUA BONITA, TO-GO, E SEU SIGNIFICADO TECTÔNICO

Marília Pulito de Aguiar¹, Marlei Antônio Carrari Chamani¹ & Cláudio Riccomini¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, marilia.aguiar@usp.br, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica e bolsistas do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ

Na região limítrofe entre os estados de Tocantins e Goiás ocorrem rochas sedimentares descritas pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966) e por eles designadas de Formação Água Bonita. Essas rochas são limitadas por falhas de direção aproximada N40°E, reconhecidas por fotointerpretação, e foram interpretadas pelos autores como preservadas num gráben de aproximadamente 9 km de largura e 90 km de extensão - o Gráben de Água Bonita (Figura 1). Idade siluriana a devoniana foi atribuída para essas rochas em função da sua semelhança litológica com os grupos Trombetas, Serra Grande e Formação Furnas, das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, respectivamente, com as quais também foi sugerida uma continuidade pretérita (Batista & Cartner-Dyer 1966).

Anos mais tarde esta importante estrutura foi relacionada ao Lineamento Transbrasiliano (LTB), por ocasião de sua definição (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Posteriormente, sua origem foi atribuída à transcorrência dextral ao longo do LTB (Zalán 1986). Embora vários trabalhos tenham abordado o papel deste extenso lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudoeste na compartimentação tectônica do território brasileiro, nenhum deles teve como enfoque o Gráben de Água Bonita.

Neste contexto, o presente trabalho tem como principal objetivo estabelecer as relações entre a tectônica e a sedimentação na região do suposto gráben de modo a verificar se a bacia teve sua instalação controlada pela atividade de falhas (*rift*) ou se trata, realmente, de um gráben de preservação de rochas sedimentares. Para tanto foram estudadas as relações entre as

falhas limitantes do gráben e o seu preenchimento sedimentar, caracterizadas as principais litofácies e paleocorrentes deposicionais dos depósitos sedimentares, e obtidos dados de paleocampos de esforços atuantes na geração/deformação das estruturas rúpteis encontradas.

Em geral, as rochas que compõe o embasamento na região do Gráben de Água Bonita são marcadas por uma foliação milonítica principal com direção média de N40°E, que acompanha o *trend* geral do Lineamento Transbrasiliano, caracterizando-o no local, inicialmente, como uma zona de cisalhamento dúctil dextral. Na parte nordeste do gráben há evidências de cisalhamento secundário superimposto a este principal, de caráter dúctil-rúptil sinistral, orientado na direção W-E a WNW-ESSE com mergulhos sub-verticais. Por fim, em nível crustal raso, as estruturas do embasamento com direções NE-SW foram reativadas como falhas normais. Falhas normais sinsedimentares de mesma direção também são encontradas nos depósitos sedimentares da Formação Água Bonita. A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechier (1977) indica que os campos de esforços distensivos obtidos a partir dessas estruturas e suas respectivas estrias são idênticos quando comparados aos obtidos nos pares falha/estria do embasamento (Figura 2).

As paleocorrentes deposicionais medidas nos depósitos sedimentares apresentam orientação preferencial na direção NE-SW, sentido NE, o que indica que os sedimentos também tiveram uma deposição condicionada por estruturas do embasamento,

as quais provavelmente formavam uma calha preferencial de transporte.

Dessa maneira, o Gráben de Água Bonita não representaria unicamente um gráben de preservação de rochas sedimentares. Tampouco a bacia sedimentar é do tipo *rift*, uma vez que não apresenta distribuição de fácies característica deste tipo de bacia. No entanto, durante a deposição dos sedimentos há indícios de uma tectônica ativa que gerou falhas normais de mesma direção e idênticos campos de esforços tanto nos depósitos sedimentares como no embasamento, o que sugere que a deposição da Formação Água Bonita teria ocorrido paralelamente à atividade tectônica fanerozóica ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

Referências

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. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:1309–1318.

Batista, M.B., Cartner-Dyer, R. 1966. Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no centro-oeste de Goiás. *Notas Preliminares, Divisão de Geologia e Mineralogia*, 135: 1-11.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. SD.22, Folha Goiás, escala 1:1.000.000. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br>. Acessado em 1 jun 2010.

Schobbenhaus, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22)*. Departamento Nacional da produção Mineral, Brasília, 114p.

Zalán, P.V. 1986. A Tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3): 245 - 257.

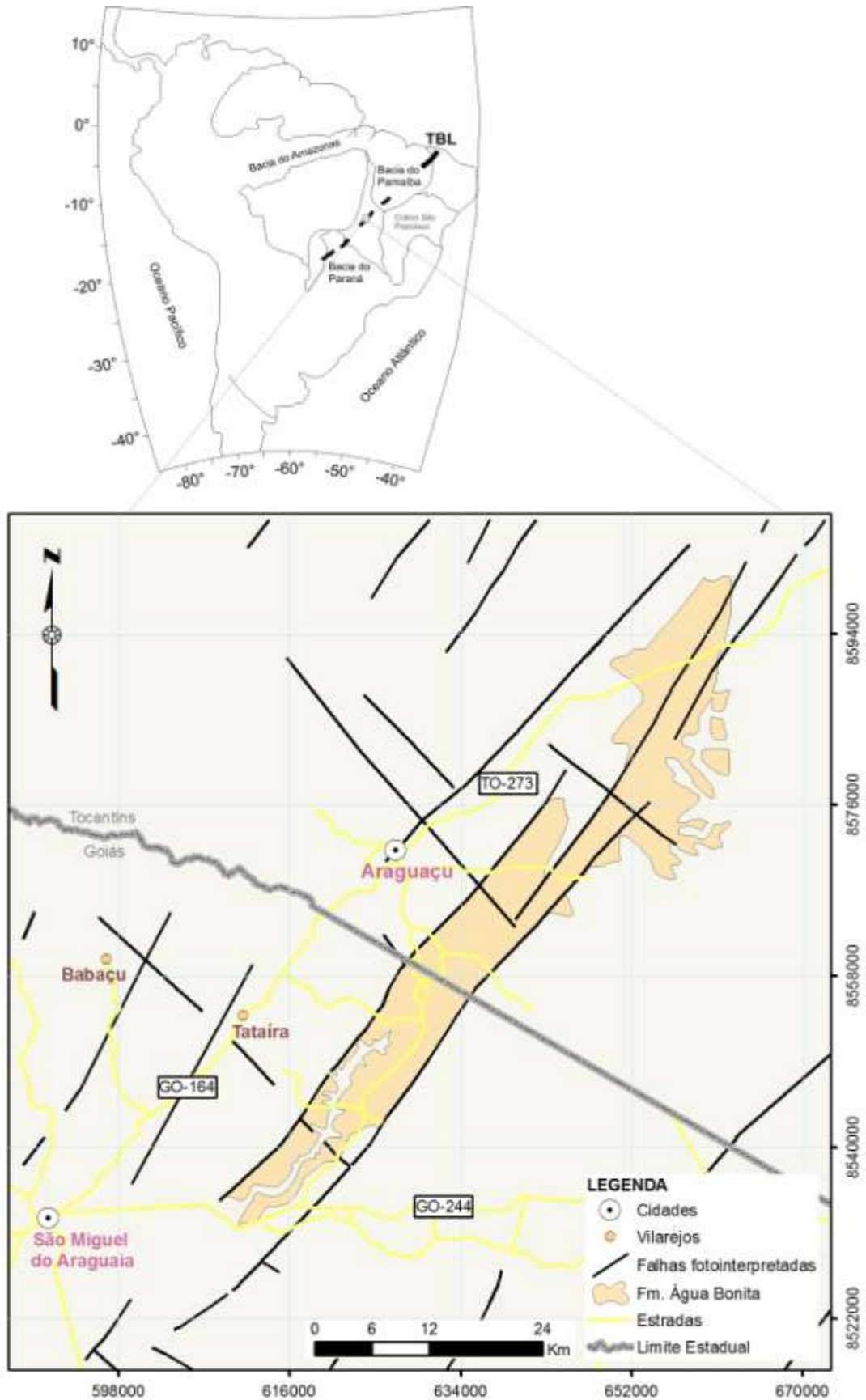


Figura 1. Mapa de localização da região de estudo com as principais vias de acesso. Modificado de CPRM, Folha Goiás, escala 1:1.000.000.

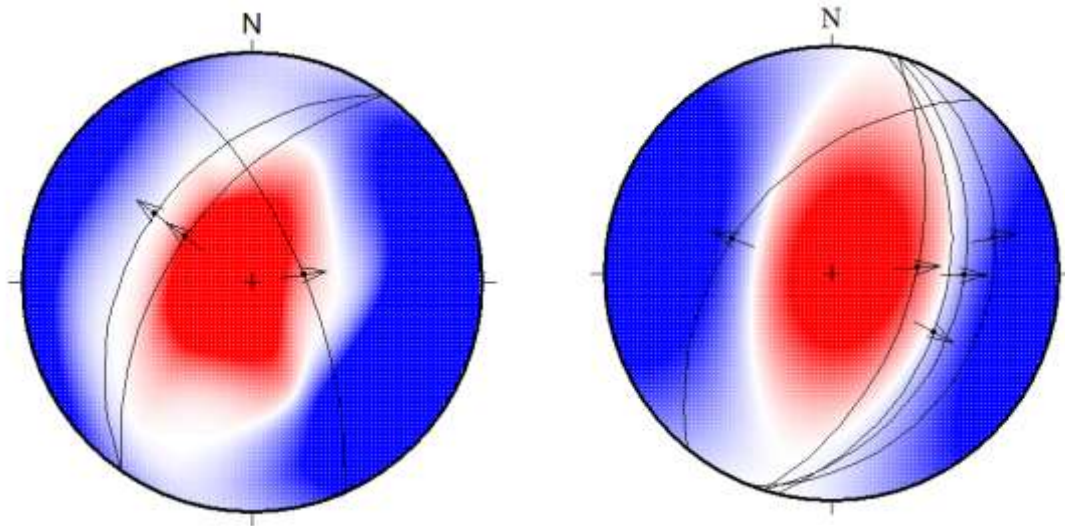


Figura 2. Projeções estereográficas realizadas a partir de dados obtidos em estruturas rúpteis do embasamento e das rochas sedimentares da Formação Água Bonita, respectivamente, com campo de encurtamento máximo representado em vermelho, e de encurtamento mínimo em azul. (diagramas confeccionados com o emprego do *software T-Tecto* versão 3.0, desenvolvido por Jure Žalohar (1999-2010, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, Slovenia).

HIDROTERMALISMO ASSOCIADO ÀS FALHAS GUAPIARA E JACUTINGA NA BACIA DO PARANÁ: TERMOMETRIA E COMPOSIÇÃO DOS FLUIDOS

Sara Ferreira Nomura¹, André Oliveira Sawakuchi¹, Rosa Maria Bello¹, Kazuo Fuzikawa²

¹Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências; ²Comissão Nacional de Energia Nuclear, Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear.

Introdução

A Formação (Fm.) Teresina (Permiano da Bacia do Paraná) compreende sucessão sedimentar terrígeno-carbonática-evaporítica depositada em mar epicontinental na porção sul do Gondwana. Na borda da Bacia do Paraná, entre o norte paranaense e o centro-leste paulista, a Fm. Teresina representa a unidade de topo do Grupo Passa Dois e encontra-se sobreposta à Fm. Serra Alta e sotoposta à Fm. Pirambóia. Os lineamentos Jacutinga (NE-SW) e Guapiara (NW-SE) constituem os principais elementos tectônicos desta área da bacia.

O Alinhamento de Guapiara foi definido por Ferreira et al. (1981) como o limite setentrional do Arco de Ponta Grossa, de direção NW e estaria presente na bacia desde o Devoniano. As regiões de Jacarezinho (PR) e Fartura-Taguaí (SP) situam-se ao longo deste alinhamento.

A Zona de Falha de Jacutinga corresponde a uma falha do embasamento pré-cambriano/eopaleozóico (Soares, 1991) da Bacia do Paraná. É a mais importante estrutura de direção NE da bacia, que se estende desde a região de Misiones, na Argentina, até o sul de Minas Gerais, passando pelo município de Anhembi (SP) (Soares, 1996).

Entre o norte paranaense e o centro-leste paulista destaca-se a intensa cimentação silicosa e carbonática das fácies da Fm. Teresina, além da ocorrência de hidrocarbonetos em fraturas (Nomura et al., 2010). Apesar de existirem diversas questões ligadas à evolução diagenética da Fm. Teresina, são raros os estudos específicos sobre a origem e as condições de formação dos seus cimentos carbonático e silicoso.

Esta pesquisa teve por objetivo a estimativa das condições térmicas e a obtenção de dados composicionais dos fluidos responsáveis pela cimentação carbonática e silicosa, além da investigação da relação entre esses fluidos, migração e acumulação de hidrocarbonetos e os lineamentos de Guapiara e Jacutinga. Para tanto, foram realizados estudos das inclusões fluidas (petrografia óptica, microtermometria e espectrometria Raman) em calcita e quartzo autigênicos de zonas intensamente cimentadas da Fm. Teresina nas regiões de Anhembi (SP), Fartura-Taguaí (SP) e Jacarezinho (PR). A coleta das amostras foi acompanhada da caracterização de elementos tectônicos (sistemas de juntas) e deposicionais (fácies sedimentares).

Resultados

Na região de Anhembi, que se destaca pela acentuada cimentação silicosa, foram analisados cristais de quartzo que formam geodos em cavidades presentes no núcleo de estruturas cônicas de silexito (de altura média entre 0,5 a 1,5m), associadas à facies de siltitos laminados e calcários silicificados. Estas rochas apresentam fraturas de direções diversas, com predomínio de direções entre WNW e NNW, desprovidas de preenchimento mineral.

No quartzo, a assembléia das inclusões fluidas ocorre com distribuição aleatória no interior dos cristais (origem primária). As temperaturas de homogeneização dos fluidos (TH) variaram de 55,8 a 177,6°C, com modas em 100°C e 160°C. As temperaturas do ponto eutético (TE) apresentaram valores entre -57,8 e -43,5°C, indicando um sistema composto por

H₂O + NaCl + CaCl₂. A salinidade indicada pelas temperaturas de fusão do gelo (TFG) (de -5,7 a -11,4°C) variou de 1,6 a 15,7% em peso de NaCl equivalente, sendo relativamente alta.

Na região de Fartura-Taguaí, foram analisados cristais de calcita que formam veios horizontais com feições de deformação dúctil e estilólitos. Esses veios ocorrem entre camadas de siltito arenoso carbonático (marga) e apresentam textura predominantemente espática. Nota-se ainda a ocorrência de betume nos poros do veio carbonático, associados à ocorrência de estilólito, e em fraturas de direção NW. Juntas verticais, com espaçamento decimétrico a métrico, demonstraram direções NNW e NW predominantes. Juntas de direção NNE e NE ocorrem em menor frequência e são mais dispersas.

As inclusões fluidas encontram-se dispersas de modo uniforme no interior dos cristais de calcita, indicando origem primária. As TH dos fluidos variaram de 45,6 a 178,0°C, com modas em 80°C, 120-130°C e 170°C. As TE de -52,5 a -43,5°C também indicam o sistema H₂O + NaCl + CaCl₂. As TFG variaram de -22,2 a -3,2°C, o que aponta fluidos com grande variação na salinidade, desde 5,33 até 24,52% em peso de NaCl equivalente. A maior frequência de medidas entre -15,3 e -9,6°C indica salinidade relativamente elevada, de 19,32 a 13,74% em peso de NaCl equivalente. Análises por espectrometria Raman demonstraram a presença de inclusões de hidrocarbonetos e de solução aquosa com sulfato.

Em Jacarezinho, foram analisados cristais de calcita espática que ocorrem como preenchimento de fenda de tração subvertical (mergulho de 80°) de direção N320. Esta fenda de tração apresenta dimensões de 35 cm de comprimento e 1 a 2 cm de largura, em planta, e secciona camadas de arenito muito fino intercalado com siltito com cimento carbonático e laminação heterolítica. Fraturas de direção NW, NE e N ocorrem com frequências relativamente semelhantes.

As inclusões fluidas apresentam-se alinhadas no interior do cristal de calcita (origem pseudossecundária). As TH variaram de 114,6 a 177,8°C, com moda entre 140 e 170°C. As TE variaram de -49,1 a -41,2°C, o que sugere a existência de NaCl e um íon

bivalente (Ca²⁺, Mg²⁺) na solução. As TFG variaram de -1,8 a -0,5°C, o que indica baixa salinidade (3,1 a 0,9 % em peso de NaCl equivalente).

Discussão

Em geral, em todas as regiões estudadas ocorrem fraturas com direção predominante NNW a NW. A região de Taguaí foi a que apresentou a maior frequência e menor dispersão das fraturas de direção NNW. Fraturas com direção NE, embora com menor frequência, também foram observadas em Taguaí e Jacarezinho. Em Anhembi, fraturas NE são menos evidentes, apresentando maior dispersão entre as direções NNE e ENE. Essas estruturas são compatíveis com o campo de tensão do eocretáceo, com esforços de extensão nas direções NW e NE. Assim, podem resultar de reativações tectônicas da Zona de Falha de Jacutinga e do Alinhamento de Guapiara, de direções NE e NW, respectivamente. Segundo Ferreira (1981), nesta região, as estruturas NW seriam produto da reativação do Alinhamento de Guapiara no eocretáceo, associadas a magmatismo basáltico. A região de Fartura-Taguaí registra uma das maiores manifestações desse magmatismo com extensas estruturas NW associadas a diques. Soares (1991) descreve a concentração de sills nas adjacências de estruturas NE, tais como a Zona de Falha de Jacutinga.

O vulcanismo Eocretáceo, magmatismo Serra Geral, teria sido importante na maturação e migração dos hidrocarbonetos dos folhelhos da Unidade Irati na Bacia do Paraná (Araújo et al., 2000). No domínio Fartura-Taguaí, a presença de inclusões de hidrocarbonetos no interior de cristais de calcita indica a migração de hidrocarbonetos concomitante com a percolação de fluidos aquosos. A presença de hidrocarbonetos em fraturas de direção NW (Eocretáceo) sugere a migração de fluidos diagenéticos durante o magmatismo Serra Geral.

Assim, a origem dos fluidos aquosos responsáveis pela precipitação dos cimentos carbonático e silicoso seria a hidrotermal ligada ao evento magmático Serra Geral. Isto também é embasado pelos elevados valores de TH (>100°C) observados nesses fluidos, os quais

não poderiam ter sido alcançados apenas por soterramento.

Descontinuidades associadas à reativação eocretácea da Zona de Falha da Jacutinga e do Alinhamento de Guapiara constituiriam rotas preferenciais para a migração de fluidos diagenéticos aquosos e de hidrocarbonetos. Ambas estruturas teriam influenciado no modo de migração desses fluidos, que se daria principalmente na direção vertical, através de falhas e fraturas associadas a estes lineamentos. Isto é embasado pelo fato de que as fácies arenosas ou carbonáticas apresentam-se descontínuas, o que dificultaria a conexão horizontal, e pela presença de fluidos de diferentes composições. Os fluidos responsáveis pela cimentação carbonática e silicosa em Anhembi, Fartura-Taguaí e Jacarezinho apresentam salinidades distintas, sugerindo compartimentos hidrodinâmicos-digenéticos diferentes. Os fluidos mais salinos (Fartura-Taguaí e Anhembi) teriam origem em águas quentes hidrotermais profundas, possivelmente enriquecidas pela dissolução de evaporitos, enquanto que os fluidos de baixa salinidade (Jacarezinho) seriam mais superficiais (meteórico).

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (Processo: 2009/52270-6), à Dra. Maria Sylvia Dantas pelas análises Raman (Instituto de Ciências Exatas – Universidade Federal de Minas Gerais) e à Alexandra Fernandes Oliveira (Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (IGC – USP)),

Johanna Mendéz Duque (IGC - USP) e Manuela Pinheiro Ferreira (IGC - USP) pela colaboração na aquisição de dados de campo e laboratoriais.

Referências

Araújo L.M., Triguís J.A., Cerqueira J.R., Freitas L. C. da S. 2000. The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil. *In: Mello, M.R. & Katz, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins. AAPG Memoir, 73: 377-402.*

Ferreira F.J.F., Moraes R.A.V., Ferrari M.P., Vianna R.B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. *In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, Curitiba, SBG, Núcleo de São Paulo, 1: 226-240.*

Nomura, S.F., Sawakuchi, A.O., Bello, R.M., Dantas, M.S.S. 2010. Caracterização de ocorrência de hidrocarbonetos da Formação Teresina, Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Boletim de Resumos, Belém, SBG.*

Soares P.C., Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F., Stevanato R. 1996. Alto Estrutural Pitanga-Quatingá-Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura litosférica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, SBG, Anais, 5: 411-415.*

Soares P.C. 1991. *Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná*. Tese de Titular. UFPR, Curitiba, PR. 148 p.

TECTÔNICA SINSEDIMENTAR FANEROZÓICA ASSOCIADA AO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NO BRASIL CENTRAL

Marlei Antônio Carrari Chamani^{1,2}, Claudio Riccomini^{1,2}, Marília Pulito de Aguiar^{1,2}
& Carlos Henrique Grohmann^{1,3}

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, marlei.chamani@usp.br; ²bolsistas do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ; ³Programa de Pós Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia.

O Lineamento Transbrasiliano foi definido por Schobbenhaus (1975), durante a compilação dos trabalhos de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL, como uma faixa intensamente falhada, representando uma estrutura de 1ª ordem. Em território brasileiro, estende-se por cerca de 2.700km, desde o noroeste do Ceará (onde é localmente denominado Lineamento Sobral-Pedro II), através da Bacia do Parnaíba e do Estado de Goiás até o noroeste da Bacia do Paraná, no sudoeste do Mato Grosso do Sul, e seguindo possivelmente até o Paraguai e Argentina. A zona de cisalhamento de Hoggar-Kandi, que se estende desde a costa do Togo até a região central da Argélia provavelmente corresponde à contraparte africana do Lineamento Transbrasiliano, que neste caso se constituiria numa zona de cisalhamento com cerca de 4000km de extensão – talvez a mais longa zona de cisalhamento coerente do mundo (Attoh & Brown 2008). Dados geofísicos diversos, como os de anomalia magnética (Fairhead & Maus 2003), anomalia Bouguer (Berrocal *et al.* 2004), tomografia sísmica do manto (Feng *et al.* 2007) e espessura elástica da litosfera (Pérez-Gussinyé *et al.* 2007) indicam que o Lineamento Transbrasiliano se constitui numa descontinuidade litosférica maior, que possivelmente sofreu repetidas reativações ao longo de sua história.

As principais estruturas brasileiras da Província Borborema, como os lineamentos Pernambuco e Patos, se conectam com o Lineamento Transbrasiliano, configurando uma megaestrutura em *splay* que se estende por grande parte do Nordeste do Brasil (Delgado et

al. 2003) (figura 1, C). Na borda noroeste da Bacia do Paraná, na região do alto Araguaia e alto Rio das Garças (GO) o lineamento se apresenta menos definido, com a ocorrência de diversas falhas relativamente curtas abrindo-se numa larga faixa, sugerindo também uma estrutura em *splay* (figura 1, D).

Intrusões kimberlíticas e alcalinas ocorrem associadas ao Lineamento Transbrasiliano, concentrando-se em três áreas: na região de Picos e Gilbués (PI); próximo a Amarinópolis (GO); e na porção sudoeste do Mato Grosso do Sul e região adjacente do Paraguai.

O presente trabalho apresenta evidências de reativações fanerozóicas do Lineamento Transbrasiliano em duas áreas do Estado do Tocantins: na área do Gráben de Água Bonita (região limítrofe entre os estados de Goiás e Tocantins) e nas bacias do Parnaíba e do Espigão Mestre (*sensu* Góes 1995), próximo a Ponte Alta do Tocantins e Mateiros.

Na Formação Água Bonita, foi observado um nível de arenito com falhas sinsedimentares escalonadas, gradando lateralmente para arenitos homogeneizados por liquefação, com restos dispersos da estratificação original. As estruturas de deformação observadas correspondem a um provável sismo, similar aos originalmente definidos por Seilacher (1969). Paleocorrentes medidas nos sedimentos da Formação Água Bonita mostram orientações notavelmente paralelas à direção do Lineamento Transbrasiliano, indicando que a bacia se instalava numa calha alongada condicionada pela orientação deste (figura 1, 1 e 2). A idade da Formação Água Bonita é incerta, sendo esta

tentativamente correlacionada a sedimentos silurianos a devonianos das bacias do Paraná e Parnaíba (Baptista & Cartner-Dyer 1966).

Na Bacia do Parnaíba, estruturas de deformação sinsedimentar foram observadas ao longo do traço do Lineamento Transbrasiliano nas formações Cabeças e Longá (Neodevoniano). Na Formação Cabeças ocorre um nível com estratificação cruzada recumbente e bolsões de arenitos homogêneos, com continuidade lateral de alguns quilômetros. Na Formação Longá, ocorrem: diques clásticos subparalelos e bolsões de areia intrudindo diamictitos; folhelhos com laminação rompida e revirada formando dobras recumbentes; falhas normais sinsedimentares, paralelas aos diques clásticos (figura 1, 3 e 4). Embora não seja possível excluir completamente a hipótese de que a deformação tenha sido desencadeada por agentes não tectônicos, a extensão lateral dos níveis deformados, associação espacial com o Lineamento Transbrasiliano e associação geométrica entre falhas sinsedimentares e diques clásticos sugere que as estruturas correspondam a sismitos.

Na Bacia do Espigão Mestre, sedimentos pertencentes ao Grupo Areado (Eocretáceo) mostram laminação contorcida e dobras em bainha, indicando que houve perda de resistência mecânica do sedimento por liquefação e conseqüente ocorrência de escorregamentos. Embora não seja possível caracterizar as estruturas de forma definitiva como sismitos, a ocorrência de escorregamentos associados ao Lineamento Transbrasiliano indica que o mesmo esteve ativo durante a deposição dos sedimentos.

Dessa forma, os dados atualmente disponíveis apontam para a provável ocorrência de atividade sísmica sinsedimentar no Lineamento Transbrasiliano durante o Fanerozóico, especificamente no Siluriano, Devoniano e Eocretáceo.

Referências

Attoh, K. & Brown, L. D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. *Eos Transactions AGU*, 89(23) (Joint Assembly Supplement) abstract S51A-04.

Baptista, M.B., Cartner-Dyer, R. 1966. Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no centro-oeste de Goiás. *Notas Preliminares, Divisão de Geologia e Mineralogia*, 135: 1-11.

Berrocal, J.; Marangoni, Y.; de Sá, N. C.; Fuck, R.; Soares, J. E. P.; Dantas, E.; Perosi, F.; Fernandes, C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, 388: 187-199.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. SIG Brasil. CD Rom.

Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C. R.; Perrotta, M. M.; Heineck, C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.): *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília: 227-334.

Fairhead, J. D. & Maus, S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22(8): 779-783.

Feng, M.; Van der Lee, S.; Assumpção, M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 112 doi: 10.1029/2006JB004449.

Góes, A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo, IGc-USP, tese de doutoramento, 171p.

Pérez-Gussinyé, M.; Lowry, A. R.; Watts, A. B. 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5) doi: 10.1029/2006GC001511.

Schobbenhaus, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha*

Goiás (SD 22) (texto explicativo). DNPM, Brasília 114p.

Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.

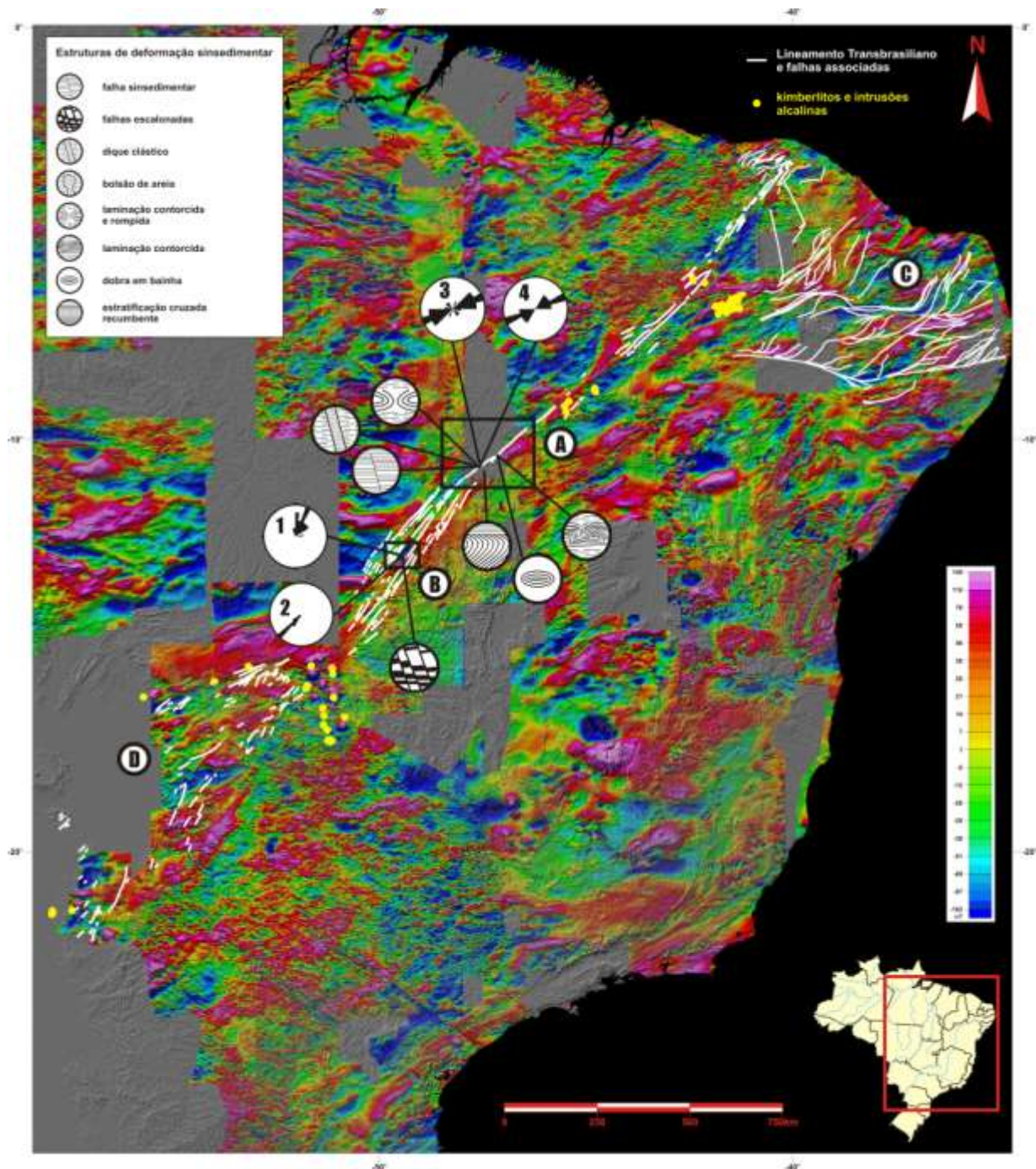


Figura 1. Imagem aeromagnetométrica mostrando o Lineamento Transbrasiliano; os retângulos negros indicam as áreas estudadas nas bacias do Parnaíba e Espigão Mestre (A) e no Gráben de Água Bonita (B). Possíveis estruturas em *splay* ocorrem na Província Borborema (C) e Pantanal Matogrossense (D). Os diagramas em roseta mostram os sentidos das paleocorrentes no Gráben de Água Bonita (1, 2) e as direções de diques clásticos (3) e falhas sinsedimentares (4) da Formação Longá. Também estão indicados as estruturas de deformação sinsedimentar. Mosaico de imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobreposto a modelo digital de elevação sombreado.

SEPARAÇÃO ENTRE A AMÉRICA DO SUL E A ÁFRICA: MODELAGEM FÍSICA

Mônica Alves Pequeno¹ e Peter Szatmari¹

¹PETROBRAS/CENPES/PDGeo/GETEC

A quebra do mega continente Gondwana no Cretáceo ocorreu de sul para norte, conforme mostram os paleomapas de Scotese (2009), o qual, seguindo a Rabinowitz e LaBrecque, 1979, descreve a abertura do Atlântico Sul como a de um *zipper*. Com a ruptura, formaram-se as placas da América do Sul e da África, as quais possuem uma forma, simplificada, triangular. No caso da América do Sul, o triângulo apresenta-se invertido, com sua porção mais larga direcionada para norte. Além disso, a parte norte da América do Sul apresenta uma espessura litosférica maior do que a parte sul, por causa da presença do Cráton Amazônico. Estes fatores (geometria da placa e espessura litosférica) resultaram em uma maior mobilidade da porção sul da placa, favorecendo a rotação horária da Placa Sul-americana em relação à Placa Africana.

Além de reconstituições palinspáticas (Rabinowitz & La Breque, 1979; Moulin et al., 2010), estudos de modelagem física (e.g. Guerra et al. 1997) foram realizados para compreender os efeitos da rotação horária da placa na geometria das bacias das margens brasileira e africana. No presente trabalho, apresentamos os resultados de uma série de experimentos realizados no laboratório de modelagem física da Petrobras / Cenpes. Estes experimentos (idealizados por Peter Szatmari) destacam-se por terem reproduzido a ruptura do megacontinente e a rotação da Placa Sul-americana de maneira espontânea, sem auxílio de motores e/ou de placas rígidas sob o experimento. Apenas a gravidade atuou como mecanismo propulsor do movimento.

Foram montados dois experimentos em uma caixa de acrílico de 60x50cm. Para representar a litosfera rúptil foi utilizada areia seca e para representar a litosfera dúctil e a astenosfera utilizou-se o silicone SGM35.

Como mecanismo deflagrador da separação continental, utilizou-se um cilindro de silicone simulando uma subida do manto na região de afinamento crustal. Este cilindro possuía 1cm de diâmetro e 30cm de comprimento e foi posicionado a 60° da parede sul da caixa (já que a margem leste da América do Sul possui direção aproximada de N30E). Na parte noroeste da caixa, foi colocada uma barreira de areia para dificultar a rotação da parte do modelo referente à América do Sul, simulando então a resistência à rotação devido à presença de crátons. A diferença entre os dois experimentos está na adição de uma fina camada de areia azul na região equivalente à crosta oceânica (figura 1b) no segundo. Durante a evolução do experimento, foi realizada sedimentação sintectônica dentro da região de separação continental (rifte).

Para facilitar a descrição das estruturas, arbitrou-se a parede leste da caixa como tendo direção NS. Ressalta-se, portanto, que o norte descrito neste trabalho não é exatamente idêntico ao norte geográfico.

Resultados

Os resultados em ambos os experimentos foram semelhantes. O espalhamento do cilindro de silicone deu origem a um rifte limitado por falhas paralelas à direção do cilindro. Este rifte é mais estreito em direção a norte, evidenciando rotação. Dentro do rifte formaram-se falhas *en-echelon* de direção N-S, perpendicular à direção de espalhamento. O alinhamento destas falhas forma uma cadeia de espalhamento central ao rifte, equivalente à Mid Ocean Ridge (MOR) (figura 2).

Com a evolução do experimento, começou a se formar uma estrutura de direção NW na extremidade do cilindro e as falhas dentro do rifte se alargaram evoluindo para

pequenas bacias *pull-apart* (figura 2). Nota-se, ainda, que ocorreram deslocamentos da cadeia de espalhamento central, muito semelhante aos deslocamentos observados na cadeia meso-oceânica.

A rotação e o atrito da “placa” com a borda sul da caixa resultaram no abaulamento da placa, o que gerou distensão em seu arco externo. Esta distensão lembra a região recortada do sul do Chile.

Após algumas horas, falhas normais começaram a se formar em todo o experimento. É como se a distensão tivesse sido transferida do centro de espalhamento para o restante do modelo. Neste ponto o modelo foi interrompido. Observou-se compressão na região NW do modelo, entre a barreira e a porção correspondente à Placa Sul-americana, mais uma evidência de rotação horária desta placa. A falha NW formada na extremidade norte do cilindro de silicone também evoluiu e poderia corresponder ao início da formação da margem equatorial brasileira.

No segundo experimento, a compressão na região da placa oceânica ficou bem marcada, devido à cobertura de areia na região da placa oceânica. A maior compressão observada a sul retrata o movimento relativo entre diferentes porções do silicone devido à rotação. Estruturas compressivas *en-echelon* revelam movimentos direcionais sinistrais na “placa oceânica” (figura 3). Assim como no primeiro experimento, quando falhas ficaram muito numerosas na região da placa continental, o experimento foi interrompido.

Conclusão

Os experimentos mostraram que a geometria da Placa Sul-americana é fator importante para a rotação da placa, como sugerido por Peter Szatmari. O fato de a placa

se estreitar para sul, fez com que a deriva nesta região ocorresse mais facilmente. O fator de suma importância é a resistência à rotação oferecida pela parte norte da placa devido à maior largura e espessura litosférica (do Cráton Amazônico). Nos modelos, esta resistência foi reproduzida por uma barreira de areia. A resistência à rotação na parte norte levou à formação de uma abertura NW que seria equivalente ao início da Margem Equatorial Brasileira no sua extremidade oriental.

A abertura teve uma componente direcional sinistral importante, gerando *grabens* distribuídos de forma *en-echelon*, separados por zonas de transferência NW. A porção equivalente à placa oceânica foi comprimida. A maior compressão a sul comprovou a rotação horária da Placa Sul-americana. Esta compressão seria equivalente na natureza à compressão dos Andes e à subducção da placa oceânica.

Referências

- Guerra, M. C. M., Pequeno, M. A., Szatmari, P., 1997, Modelagem física da separação América do Sul - África, Petrobras/CENPES/DIVEX/SETEX, Projeto PROFEX 01.04.35, II relatório parcial, 14 p.
- Moulin, M., Aslanian, D. and Untermehr, P., 2010, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Sci. Review* v.98, p,1 - 37.
- Rabinowitz, P.D. & LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84, 5973-6002.
- Scotese, C.R., 2009, PALEOMAP Paleogeographic Atlas, Department of Geology, University of Texas, URL:<http://www.scotese.com/>.

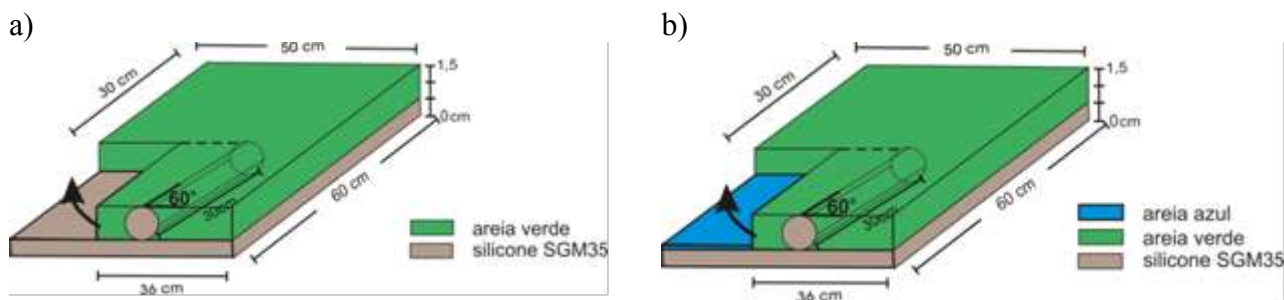


Figura 1. a) Desenho esquemático da montagem do experimento 1; b) Desenho esquemático da montagem do experimento 2.

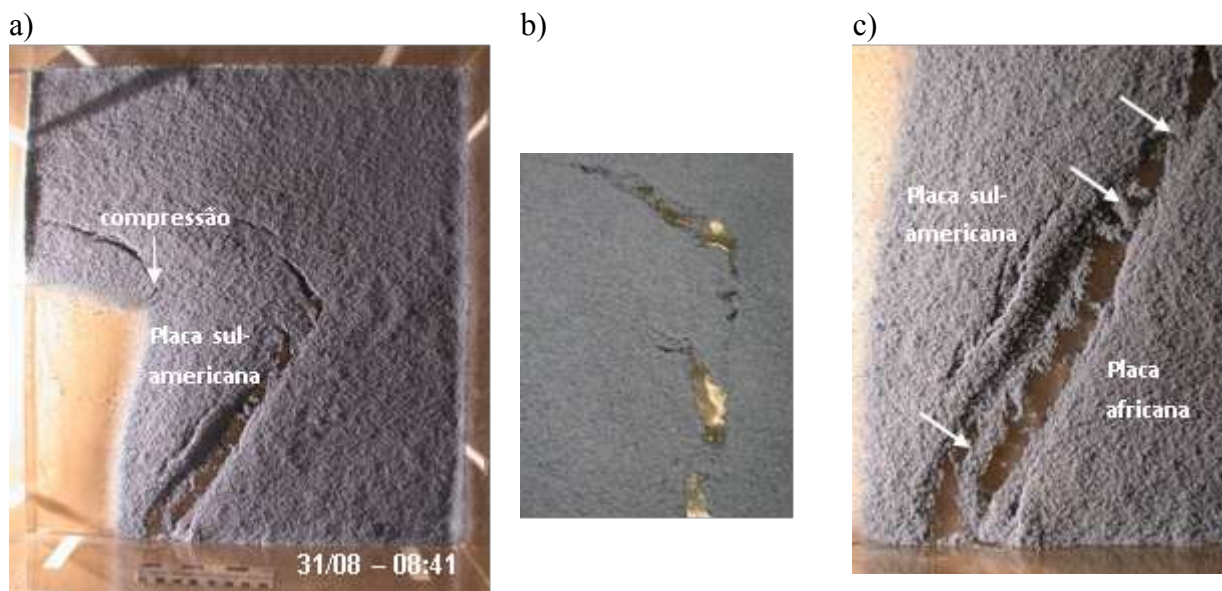


Figura 2. Experimento 1 - A distensão ao longo do rifte diminuiu para norte. Note que na porção norte as falhas são incipientes enquanto a sul as falhas estão abertas. Sobre o limite norte do cilindro de silicone formou-se uma falha de direção NW. Seta aponta para compressão entre barreira e Placa Sul-americana. b) detalhe mostrando falhas NW. c) detalhe mostrando a união das falhas enechelon que resultou no centro único de espalhamento. Notar que restaram algumas zonas de transferência que se mantêm como pontes entre a “Placa” Sul-americana e a Africana (setas).

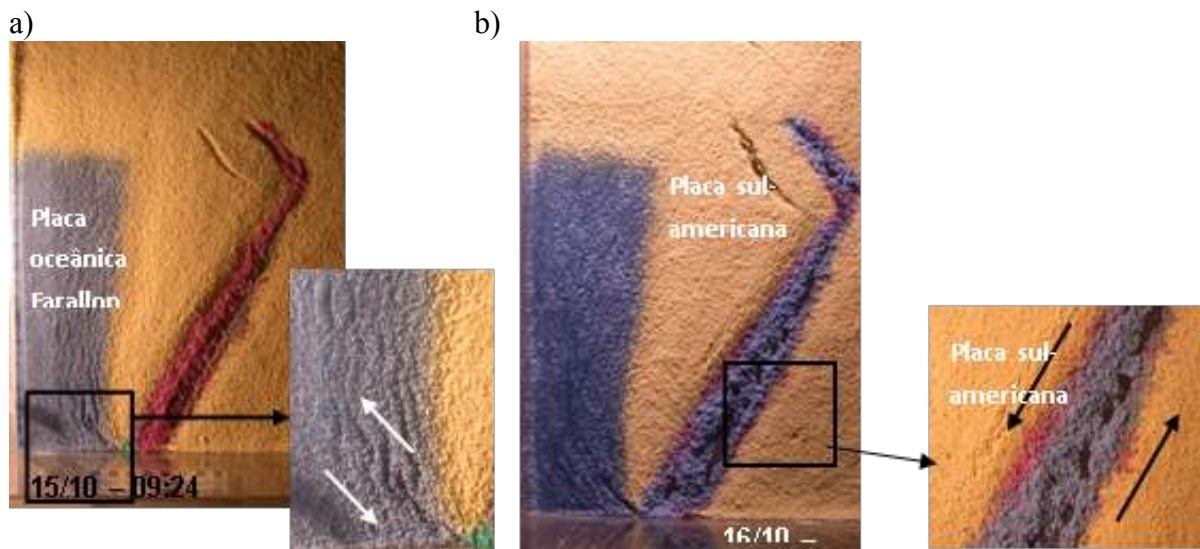


Figura 3. Experimento 2 - Diferentes estágios na evolução do experimento. a) compressão na placa oceânica é maior a sul, evidenciando a rotação horária da Placa Sul-americana. Na região da placa oceânica formam-se estruturas compressivas en-echelon que evidenciam movimento direcional sinistral devido à rotação (ver o detalhe). b) Mesmo nos estágios finais do experimento a distensão na região central se dá através de grabens en-echelon. Detalhe mostra a distribuição en echelon dos grabens, resultado da componente sinistral do movimento da Placa Sul-americana.

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA LUSITÂNICA (PORTUGAL)

Diogo Fonseca Alves Gaspar¹, Julio Cesar Horta de Almeida², Gilmar Vital Bueno³

¹PPABFM-UERJ, gaspar.geo@gmail.com; ²Tektos- UERJ; ³PETROBRAS.

Introdução

A Bacia Lusitânica (BL) é uma bacia do tipo rifte, situada no limite oeste da microplaca Ibérica, que se desenvolveu durante o Mesozóico em resultado da abertura do Atlântico Norte (figura 1). Esta bacia é notável quer pela sua extensa exposição quer pela sua complexidade. Esta complexidade é fruto da interação de diversos fatores, como o diapirismo, a inversão precoce, episódios magmáticos (mesmo sendo esta bacia considerada como não vulcânica) e, principalmente, a forte influência do embasamento na evolução da bacia.

A evolução tectônica da Bacia Lusitânica foi controlada por falhas formadas durante o episódio orogênico Variscano (Ribeiro *et al.*, 1979). Esta orogenia resultou em falhas de transcorrentes sinistrais de direções variando NW-SE a NE-SW (Kullberg *et al.*, 2006). Essas estruturas vão delimitar a bacia em setores: a falha da Nazaré, de direção NW-SE, delimita a bacia em setor norte e sul; a falha de Porto-Tomar delimita a bacia a leste e o *horst* da Berlengas a oeste. Este último atua, em alguns períodos, como alto estrutural.

Evolução geodinâmica

Apesar desta bacia ser estudada desde o final do século XIX, ainda não foi definido um modelo que considere todas as suas características. A síntese publicada por Kullberg *et al.* (2006) refere, de novo, que teriam ocorrido quatro episódios de rifte. Na síntese da sondagem do ODP 210 (Tucholke & Sibuet, 2007) os autores dividem a evolução da BL em duas fases, a primeira fase caracterizada por um rifte largo e sem separação continental e a segunda fase foi subdividida em três episódios rifte. A publicação mais recente

considera que ocorreram três episódios de rifteamento e dois episódios de “*Sag*” (Pena dos Reis *et al.* 2010).

Apesar de proporem diferentes tectonosequências, estes modelos pouco diferem na evolução geodinâmica considerada. Assim é possível dividir a evolução da bacia com base nas grandes discordâncias sedimentares regionais identificadas pelo trabalho de Wilson *et al.* (1990).

Triássico – Caloviano: O rifte da bacia lusitânica tem um início semelhante ao de muitas bacias no Atlântico norte, com sequências de rifte e *Sag* que, na BL, atingem espessuras superiores a 2 km (Pinheiro *et al.* 1996; Pena dos Reis *et al.* 2010).

O Triássico consiste de depósitos siliciclásticos continentais (Formação Grés de Silves) capeados por evaporitos (Formação Dagorda), figura 2A. Estas sequências evaporíticas, altamente heterogêneas, irão influenciar a resposta às tensões posteriores. Assim, onde os evaporitos atingem espessuras menores, as falhas se propagam desde o embasamento, atravessando os evaporitos até aos sedimentos mais recentes, por outro lado, quando a espessura das rochas evaporíticas é maior formam-se estruturas halocinéticas e são nucleadas “novas” falhas. (Kullberg *et al.* 2006). As formações Grés de Silves e Dagorda correspondem, segundo Pena dos Reis *et al.* (2010), a um rifte intra-continental que evoluiu rapidamente para um mar epicontinental, conectado ao *Tethys*, na sequência de um incremento da subsidência no início do Jurássico Inferior.

As formações posteriores do Jurássico inferior e médio exibem geometrias deposicionais mais simples que indicam a

deposição de uma rampa essencialmente carbonática, mais profunda a oeste, figura 2B.

Oxfordiano – Tithoniano: Na Bacia Lusitânica, a base desta sequência é marcada pela ocorrência de feições cársticas representando um hiato em toda a bacia, do final do Calloviano ao início do Oxfordiano. O Oxfordiano médio apresenta a sedimentação lacustre e marinha restrita de carbonatos, sedimentos clásticos e até evaporitos. A sedimentação francamente marinha surge no final do Oxfordiano, quando ocorre um influxo súbito de sedimentos clásticos, acompanhados de um aumento da subsidência (Pinheiro *et al.* 1996). O primeiro evento diapírico de relativo tamanho ocorreu, também, nesta idade. No setor sul da BL, os sedimentos acumulados em semi-grabens indicam sedimentação sin-rifte, figura 2C.

As elevadas taxas de subsidência e a complexidade da distribuição de fácies durante o todo Kimmeridgiano indicam uma fase transicional (Wilson *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.* 1996). As fácies deposicionais mais simples apresentadas pelos sedimentos posteriores são características de uma fase pós-rifte. No final desta sequência ocorre uma progressiva diminuição de profundidade, com a BL apresentando fácies de cada vez mais rasas, culminando num sistema fluvial continental. Segundo Kullberg *et al.* (2006) isto significa que, durante este intervalo, a BL se reduziu a um golfo sem comunicação para norte, com esporádicos influxos de oeste.

Valanginiano-base do Aptiano: Nesta fase o enchimento da BL é marcado pelo aporte de materiais, predominantemente clásticos, em regime fluvial, em direção às áreas mais profundas da bacia, a sul. Estes materiais são provenientes de relevos emersos a leste e a oeste. No setor norte da BL não são reconhecidos sedimentos deste intervalo temporal indicando que a sedimentação confinava-se ao setor meridional da BL (Kullberg *et al.*, 2006), figura 2D.

Final Aptiano-início do Campaniano: A base desta sequência é marcada por um influxo súbito de sedimentos clásticos transportados para sudeste por um sistema fluvial de clima

úmido. Durante o Turoniano ocorrem eventos halocinéticos isolados evidenciados pela presença de desconformidades e carsificação (Pinheiro *et al.* 1996), figura 2E. Estes mesmos autores sugerem a reativação do sistema de falhas da Nazaré-Lousã no Campaniano resultando num soerguimento de área a sul deste sistema causando a migração para norte da deposição marinha. O topo desta sequência na margem nordeste é caracterizado pela ocorrência de silcretes, estando a deposição marinha restrita a uma curta e estreita faixa na atual.

Conclusão

A evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica é complexa, com fatores endógenos e exógenos que interagem de forma ainda pouco estudada. Em nossa opinião a principal causa da complexidade da bacia vem do forte controle das estruturas do embasamento que condicionam a deposição dos sedimentos na bacia criando altos e baixos estruturais que evoluem de maneira complexa.

Apesar do interesse de algumas companhias petrolíferas o estudo da BL tem sido pouco considerado pela comunidade científica portuguesa e internacional, sendo que os trabalhos publicados na última década que abordem o *onshore* da BL são pouco mais que a uma dezena e focam principalmente os depósitos posteriores à Fm. Dagorda.

Com o objetivo de colmatar algumas das lacunas do conhecimento aqui apresentadas estamos a trabalhar em novos dados a fim de estabelecer um modelo para a evolução geodinâmica da pré- Fm. Dagorda da Bacia Lusitânica.

Referências

- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. Manuppella, G. 2003. Da dinâmica continental do Triássico aos mares continentais do Jurássico Inferior e Médio. Cadernos de Geologia de Portugal. 54pp.
- Kullberg, J. C. 2000. Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitânica. Tese de Doutoramento. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia. 280 pp.

- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., Martins, L. 2006. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Eds.). Univ. Évora, pp. 317-368.
- Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Reis, R. P., Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A., 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A & Masson, D. G. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program Sc. Res.*, 149, 3-23.
- Pena dos Reis, R.; Pimentel, N.; Garcia, A. 2010. A evolução da Bacia Lusitânica (Portugal) e dos sistemas petrolíferos associados. *Revista Electrónica de Ciências da Terra*. V. 10, nº 4. 1-4.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F. 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, 114p.
- Tucholke, B.E. and Sibuet, J.-C., 2007. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. In Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 210: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–56.
- Wilson, R. C., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M., 1990. The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *AAPG Memoir* 41, pp. 341-361.



Figura 1. Mapa de localização da Bacia Lusitânica onde é possível observar também as principais falhas

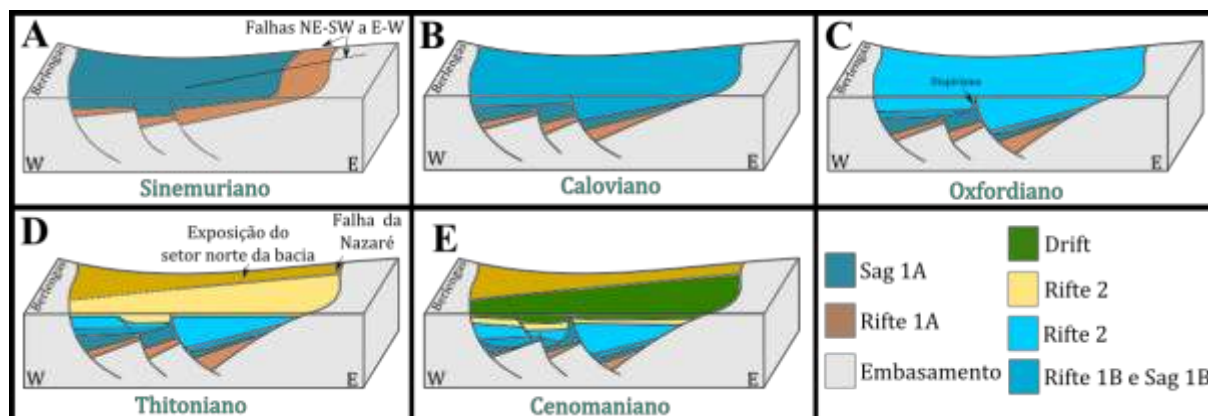


Figura 2. Ilustrações esquemáticas da evolução da bacia Lusitânica parcialmente baseado nos trabalhos de Pinheiro et al. (1996), Kullberg et al.(2006) e Pena dos Reis et al. (2010). Foi adotada a nomenclatura das tectonosequências de Pena dos Reis et al. (2010).

EVOLUÇÃO DO GRABEN DO PUIÚ E O INÍCIO DO RIFTEAMENTO NA BACIA DO JATOBÁ

Mário Ferreira de Lima Filho¹, Glauber Matias de Souza², R.P. Silva Junior²

¹Lagese/Dgeo/UFPE, mflf@ufpe.br; ²Bolsistas de Graduação da ANP

Introdução

O Graben do Puiú está localizado na Bacia do Jatobá NE do Brasil. Possui uma direção NE-SW semelhante a Bacia do Jatobá. Entretanto, seu preenchimento sedimentar é composto apenas por sedimentos Paleozoicos e da fase pré-rifte confinados dentro do graben.

Contexto tectono-estrutural regional

A configuração estrutural da Bacia do Jatobá reflete a atuação dos esforços extensionais em um embasamento heterogêneo (Magnavita, 1992). Essa anisotropia preexistente é dada por planos de xistosidade, contatos litológicos, acamamentos, falhas e zonas de cisalhamento reativadas durante a ruptura crustal mesozóica.

Falhas Normais Planares acomoda o mergulho das camadas em direção aos depocentros, a partir da margem flexural. Na Bacia do Jatobá, estas falhas são sintéticas em relação à falha de borda e possuem uma orientação geral N70E. Os dados sísmicos, na área da Bacia do Jatobá, mostram o padrão estrutural e o mergulho regional das camadas para NW. Dentre seus principais elementos estruturais podem ser destacados (Figura 1) (Costa *et al*, 2003):

- Falha de São Francisco: feição estrutural de direção geral N-S, que atuou como divisor da sedimentação entre as bacias de Jatobá e Tucano Norte, e onde se observam feições compressivas;
- Horst de Icó: alto estrutural de forma alongada, disposto paralelamente ao eixo da bacia e limitado, a sul, pela falha de Itacoatiara; suas dimensões são de aproximadamente 60 km x 7 km, e em sua porção mais ocidental,

afloram sedimentos paleozóicos e neojurássicos (Grupo Brotas);

- Falha de Ibimirim: relacionada à reativação eocretácea do Lineamento de Pernambuco, corresponde à falha de borda da bacia do Jatobá, definindo o limite setentrional desta bacia; seu depocentro (Baixo de Ibimirim) compreende uma área de aproximadamente 360 km² e profundidade superior a 3000 m; nele localiza-se o poço 2-IMst-1-PE.

Preenchimento sedimentar e aspectos tectono-estruturais

Na Figura 2 mostra a imagem de SRTM e a geologia do Graben do Puiú. As estruturas, sejam falhas ou fraturas, estão orientadas em três direções principais: NE-SW, paralelas a Falha de Ibimirim; NW-SE e N-S. A Falha de Quiridálho (NE-SW) limita o Graben do Puiú sendo uma falha de borda deste graben com camadas mergulhando para N-NW e a Falha do Macaco, também NE-SW seria da borda secundária.

A Falha de Pioré é uma falha de direção N-S que divide o Graben do Puiú em dois blocos, possuindo rejeito de gravidade com mergulho para oeste e leste, sugerindo um esforço de abertura no sentido E-W.

A Falha de Moxotó tem direção NW-SE e assume características de uma falha transcorrente dextral deslocando o Graben do Puiú. As camadas pré-rifte mergulham sinteticamente em direção a falha. Figura 2.

O preenchimento sedimentar do Graben do Puiú é basicamente composto por sedimentos siluro-devonianos da Formação Tacaratu e Formação Inajá e sedimentos neojurássicos da Formação Aliança e Sergi. Entre Ibimirim e Puiú encontramos ainda sedimentos

do Grupo Ilhas e da Formação Candeias ainda incerto sua deposição. Após a Falha de Moxotó a Formação São Sebastião está bastante representada e os sedimentos sob esta formação mergulham em direção a esta falha.

Foram observadas, ainda, falhas menores formando bandas de deformação, as vezes megabandas de deformação – Figura 3, e fraturas em abundância, encontradas na Formação Tacaratu e em pequena quantidade na Formação Aliança. As falhas observadas são normais ou oblíquos (extensionais). As fraturas são as estruturas mais comuns presentes tanto na Formação Tacaratu quanto nos restantes das formações mapeadas, onde em sua maioria são juntas ou diáclases, uma vez que não se verifica separação entre os blocos opostos da superfície de ruptura.

Conclusão

Os dados colocados acima sugerem que a falha de Quiridálho é a falha de borda principal do Graben do Puiú e teve sua formação na mesma idade da Falha de Ibimirim. A Falha de Ibimirim, desloca sinteticamente os sedimentos tanto do paleozóico quanto do Grupo Brotas, Formação

Candeias (?) e o Grupo Ilhas. Desta forma, podemos sugerir que a movimentação da Falha de Ibimirim teve sua origem pós-deposição do Grupo Ilhas, ou seja, no Aptiano. Logo, a Formação São Sebastião marcaria o início do rifte na Bacia do Jatobá.

A Falha de Moxotó é bastante representativa com o mergulho para NE. Essa falha pode ter um caráter transferente, sendo um produto dos esforços NW-SE que formou a bacia.

Pelas informações coletadas, sugere-se que o Graben do Puiú teve duas direções extensionais formadoras: a primeira de direção E-W e a segunda de direção NW-SE.

Referências

Costa, I.C; Milhomem, P.S & Carvalho, M.S - 2003 – Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia do jatobá. In: Fundação Phoenix. N 53.

Magnavita, L. P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, *Tese de doutorado não publicada*, 493 pp.

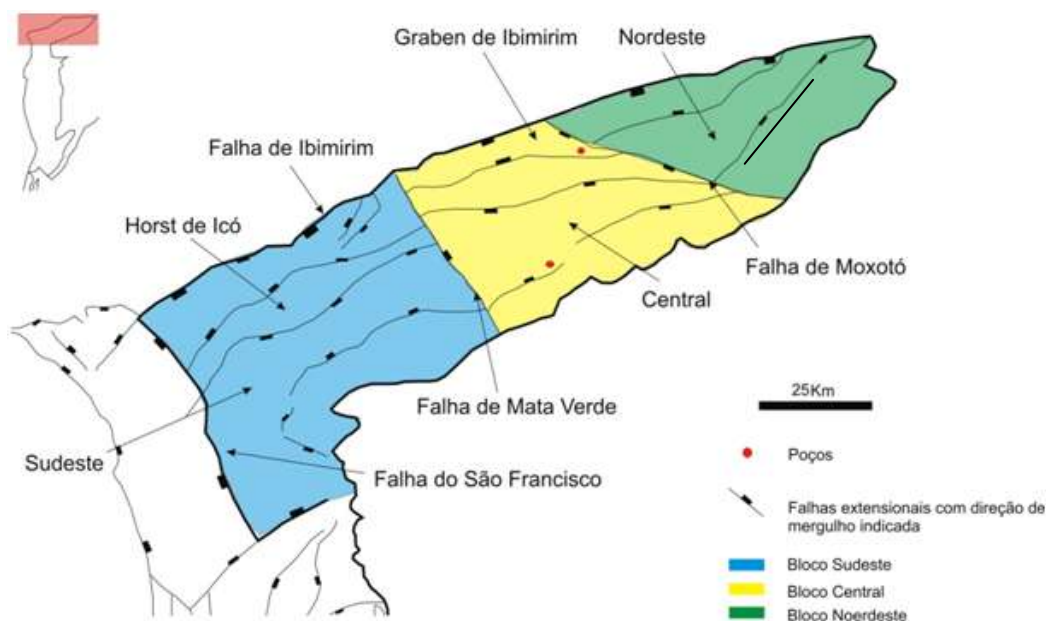


Figura 1. Mostra principais elementos estruturais da Bacia de Jatobá (modificado de Magnavita, 1992).

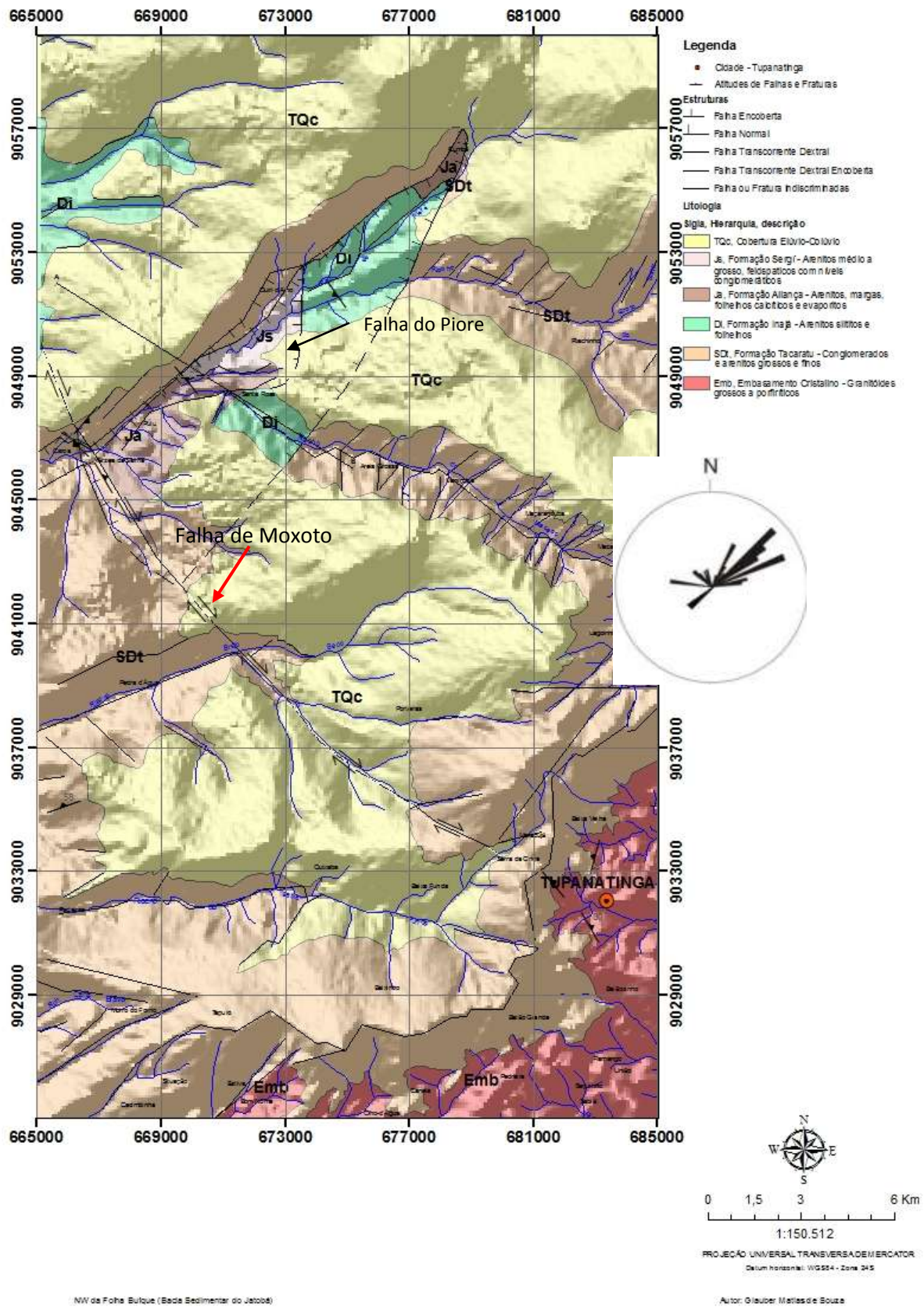


Figura 2. Mapa mostrando a distribuição do padrão estrutural da área mapeada identificado a partir da interpretação de fotografias aéreas, ao lado diagrama de roseta mostrando o padrão estrutural da região mapeada.



Figura 3. Megabanda de deformação nos sedimentos da Formação Tacaratu de direção NE-SW com forte mergulho para SE.

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE GRÁBENS GURUPI, MARGEM ATLÂNTICA EQUATORIAL DO BRASIL

Adilson Viana Soares Júnior¹, João Revelino Caldas de Almeida², Osmar Guedes da Silva Júnior³, Fabio Braz Machado¹, Iata Anderson de Souza⁴, Ana Olívia Baruffi Franco-Magalhães⁵

¹Universidade Federal de São Paulo, Departamento de Ciências Exatas e da Terra, adilson.soares@unifesp.br; ²Universidade Federal do Oeste do Pará; ³Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia; ⁴Universidade Estadual Paulista, Departamento de Petrologia e Metalogenia; ⁵Universidade Guarulhos, Curso de Mestrado em Análise Geoambiental.

Introdução

O Sistema de Grábens Gurupi, definido por Azevedo (1991), se estende por mais de 500 km ao longo da Margem Atlântica Equatorial do Brasil e compreende as Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova (Figura 1). Sua origem está associada à fragmentação do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Equatorial durante o Mesozóico (Soares Jr. et al. 2008).

O preenchimento sedimentar das bacias do Sistema de Grábens Gurupi é constituído por unidades litoestratigráficas do depositadas a partir do Eocretáceo (Aptiano), pertencentes às formações Bragança, Grajaú, Codó (Aptiano) e Itapecuru (Albiano) e grupos Caju (Cenomaniano) e Humberto de Campos (Turoniano a Santoniano), e do Neogeno representado pela Formação Pirabas e pelo Grupo Barreiras, existindo um período sem registros litológicos entre o Neocretáceo (Santoniano) e Mioceno (Serravaliano) (Zalán, 2007).

Arcabouço estrutural

Bacia de Bragança-Viseu

A Bacia de Bragança-Viseu é limitada a norte pelo Alto de Tromaí, a sul pelo Alto do Guamá, a oeste pelo Alto de Tracuateua e a leste pelo Arco de Gurupi, que a separa da Bacia de São Luís. Possui direção NW-SE e é formada por três grábens: o Baixo de Caeté, localizado próximo à borda norte, o Baixo de

Piriá, próximo ao limite sul e o baixo de Tentugal situado a noroeste. Os baixos de Caeté e Piriá são separados por uma descontinuidade de direção NE-SW, interpretada como uma feição de transferência, ativa durante as fases de formação da bacia (Azevedo, 1991; Lima e Aranha, 1993). O baixo de Tentugal é separado dos demais por um alto, cuja parte aflorante corresponde aos granitóides da região do Município de Tracuateua-PA (Figura 2 – mapa).

As falhas normais da Bacia de Bragança-Viseu possuem direção NW-SE nas bordas e direções variando de NW-SE, E-W e NNW-SSE dentro dos grábens. As falhas normais da borda sudoeste definem um sistema imbricado de falhas normais lítricas inclinadas para NE. A borda nordeste é caracterizada por falhas normais em escada, fortemente inclinadas para sudoeste. As falhas normais internas da bacia às vezes possuem aspecto sinuoso, cortadas em sua maioria por falhas transcorrentes de direção NE-SW.

O Baixo de Tentugal é um pequeno depocentro, descrito apenas no trabalho de Lima e Aranha et al. (1992), junto às falhas da borda sul, no extremo oeste da bacia (Figura 2a). O Baixo de Piriá é formado por três depocentros principais: o primeiro a sul, o segundo na parte central e o terceiro na porção nordeste. O primeiro é separado do segundo por um alto de direção WNW-ESE e o segundo é separado do terceiro por outro alto de direção NW-SE, oblíquo às falhas da borda norte. Os três depocentros formam um baixo fracamente

assimétrico para SW (Figura 2b). O Baixo de Caeté é fortemente assimétrico e possui apenas um depocentro, junto às falhas da borda norte (Figura 2c).

Bacia de São Luís

A Bacia de São Luís é um gráben limitado por falhas normais, posicionado na porção central do Sistema de Grábens Gurupi e se estende na direção NW-SE a E-W. Os limites laterais são: a oeste o Arco de Gurupi, que a separa da Bacia de Bragança-Viseu; e a leste o Arco de Curupu, que a separa da Bacia de Ilha Nova (Cerqueira e Marques, 1985). Ao norte, o limite é uma zona de flexura caracterizada por blocos falhados (Asmus e Guazelli, 1981), que representa a transição para a Plataforma de Ilha de Santana. O limite sul é o Arco Ferrer-Urbano Santos, que a separa da Bacia de Grajaú (Figura 2 – mapa).

A Bacia de São Luís é constituída de altos e baixos estruturais confinados por falhas normais de direções WNW-ESE e NW-SE e falhas transcorrentes de direção NE-SW e regiões de plataforma em que Lima e Aranha (1993) individualizaram a Sub-Bacia de Maracaçumé, na região noroeste, a sub-bacia de Bacuri, na região nordeste e a sub-bacia de Bequimão, a sudeste.

A borda sudoeste é formada por um sistema imbricado de falhas listricas que mergulham para nordeste e um sistema imbricado antitético do lado nordeste, mergulhando para sudoeste. Estes sistemas são cortados perpendicularmente por falhas transcorrentes NW-SE (Aranha et al., 1992).

A Sub-Bacia de Maracaçumé é composta pelos baixos de Maracaçumé e Turiaçu a sul, e o de Santa Helena a norte, separados pelo Alto do Rio Paraná na região central (Figura 2d). Essas feições encontram-se articuladas por falhas de direção NW-SE, cortadas por feições de direção N30E, que Lima e Aranha (1993) interpretaram como elementos de transferência, devido a taxas diferenciadas de estiramento durante a formação dos riftes. Há ainda estruturas de direção E-W que contribuíram como modificadores transpressionais, responsáveis pelo modelamento estrutural pós-deposicional da sub-bacia.

A sub-bacia de Bacuri foi individualizada por Lima e Aranha (1993) através de uma expressiva anomalia gravimétrica entre a Sub-Bacia de Maracaçumé a sul e Plataforma de Ilha de Santana a norte e, de acordo com o mapa Bouguer, a região de borda da Plataforma de Ilha de Santana é caracterizada por falhas de rejeito vertical significativo.

A sub-bacia de Bequimão apresenta a forma de uma extensa calha de direção E-W. Para sul, esta sub-bacia constitui-se de um alto flexural, em direção à Bacia de Grajaú, sob a forma de uma plataforma rasa pouco estruturada, onde predominam falhas normais de pequeno rejeito. Uma tectônica transcorrente foi ativa no Neocretáceo e formou estruturas como flores positivas ou negativas e estruturas *en-échelon*, que indicam uma forte influência de componentes transpressivos dextrais durante a fase de evolução da sub-bacia (Figura 2e) (Lima e Aranha, 1993).

Bacia de Ilha Nova

A Bacia de Ilha Nova divide-se em dois baixos: o Meio-gráben Oeste e o Gráben Leste (Figura 2 – mapa), separados por uma falha de transferência; ambos com depocentro junto às falhas da borda norte. No Meio-gráben Oeste, as principais feições estruturais são falhas antitéticas nas bordas sul e norte (Figura 2f). A sul desenvolve-se um roll-over condicionado pelo Alto de Curupú e a norte ocorrem inversões associadas a degraus da Plataforma de Ilha de Santana. No Gráben Leste ocorrem falhas antitéticas apenas na borda norte (Figura 2g) (Lima e Aranha, 1993).

Referências

Aranha, L.G.F.; Lima, H.P.; Souza, J.M.P.; Makino, R.K.; Figueiras, A.J.M. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (Eds.), Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobras, p. 221-233, 1992.

Asmus, H. E. & Guazelli, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das águas oceânicas adjacentes – Hipóteses sobre o tectonismo causador e

implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In.: Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, n. 9. P. 187-189. Série Projeto REMAC, PETROBRAS/ DNPM/ CPRM/ DHN/CNPq. 1981.

Azevedo, R.P. Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. Tese de Doutorado – Imperial College, Londres. 1991.

Cerqueira, J.R. & Marques, L.F.S.P. Avaliação geoquímica da Bacia de São Luís. Boletim Técnico da Petrobras, v. 28, p. 151-158, 1985.

Lima, H.P. & Aranha, L.G.F. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Gráben Ilha Nova: análise integrada, perspectivas e direcionamento exploratório. Belém: Petrobras, 87 p. 1993.

Soares Júnior, A. V.; Costa, J. B. S. & Hasui, Y. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. Geociências, v. 27, p. 427-437. São Paulo – UNESP. 2008.

Zalán, P. V. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 341-345, maio/nov. 2007.

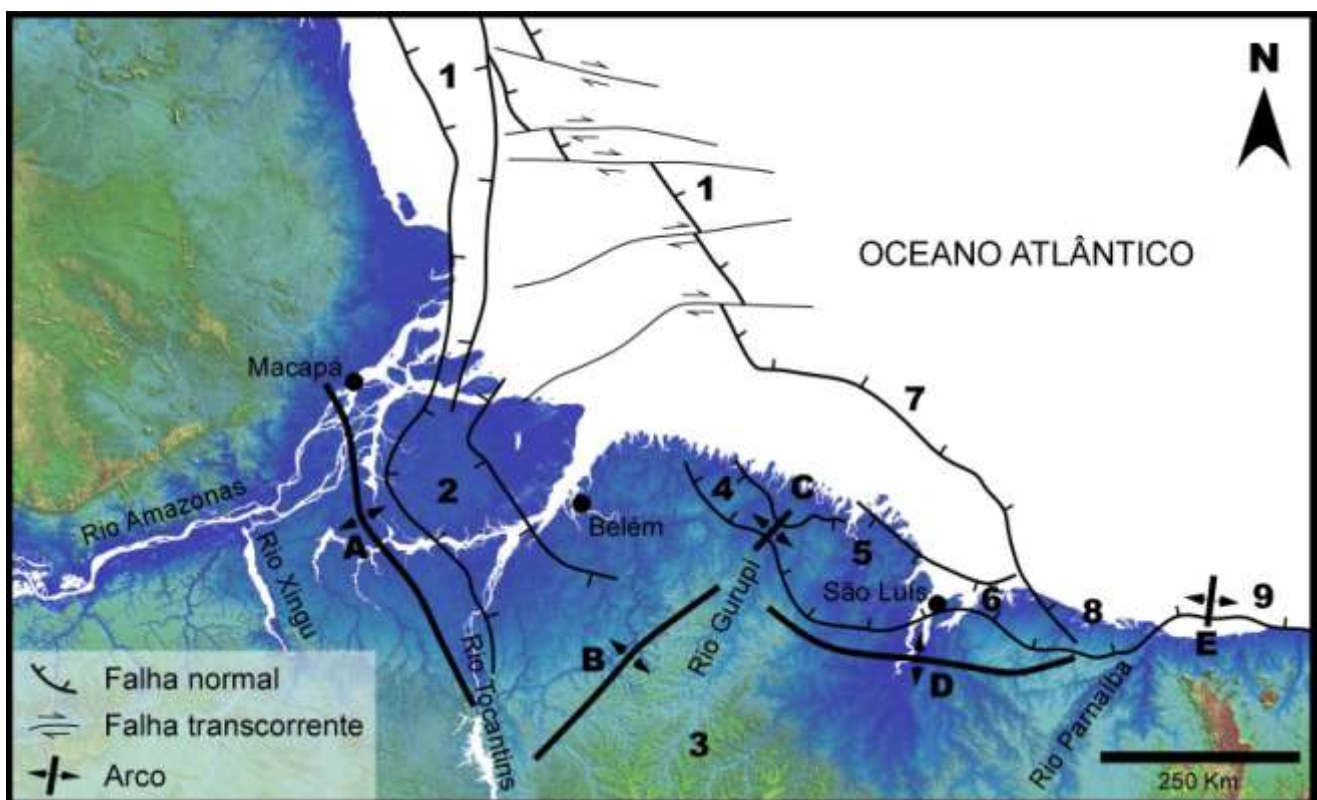


Figura 1. Mapa de localização do Sistema de Grábens Gurupi.

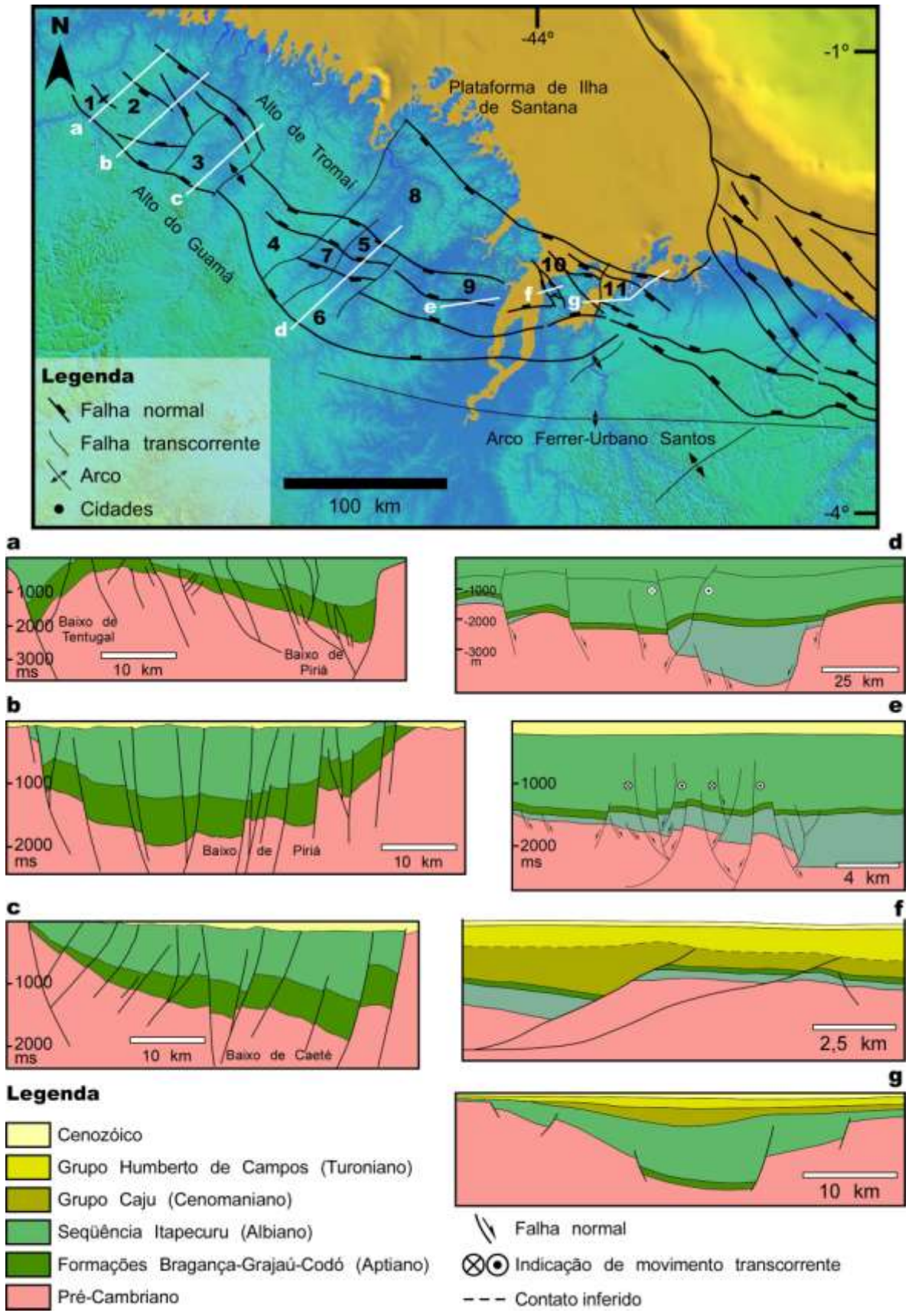


Figura 2. Arcabouço Estrutural do Sistema de Grábens Gurupi. 1 – Baixo de Tentugal, 2 – Baixo de Piriá, 3 – Baixo de Caeté, 4 – Baixo de Maracaçumé, 5 – Baixo de Turiaçu, 6 – Baixo de Santa Helena, 7 – Alto do Rio Paraná, 8 – Sub-bacia de Bacuri, 9 – Sub-bacia de Bequimão, 10 Meio-gráben Oeste, 11 – Gráben Leste.

REATIVAÇÕES RÚPTEIS MESO-CENOZÓICAS DA SERRA DO MAR NO ESTADO DE SÃO PAULO: ESTUDOS DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA E ZIRCÃO INTEGRADO NA BACIA DE TAUBATÉ E SEU EMBASAMENTO

Peter C. Hackpacher¹, Marli C. Siqueira-Ribeiro¹, Matheus Cuglieri¹, Ana O.B. Franco-Magalhães² e Daniel F. Godoy¹

¹Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, phack@rc.unesp.br;

²Departamento de Geologia, Universidade Guarulhos.

Reconstruções termo-cronológicas da Plataforma Sul americana, na sua Margem Atlântica, vem confirmando sistematicamente eventos rúpteis meso-cenozóicos. Estes eventos são associados às fases rift e pós-rift da abertura do Atlântico Sul.

As diferenças altimétricas entre o litoral e o interior paulista foram reportadas, inicialmente a um processo de soerguimento em ombreiras de rift por volta de 120 Ma com base em traços de fissão em apatita (TFA). Com o maior detalhamento regional passou-se a reconhecer máximos de idades em 120 Ma vinculados a processo tectônico e magmático, ii) exumação do embasamento em torno de 60 Ma e; iii) um incógnito aquecimento no Eoceno.

Com a introdução do traço de fissão em zircão (TFZr) passamos a ter um geotermômetro mais profundo (240 °C) permitindo reconstruir histórias ocorridas a aproximadamente 8- 10 km de profundidade. Pretendia-se identificar a fonte dos zircões da Bacia de Taubaté e encaixantes pré-cambrianas, e daí modelar o soerguimento da

fonte. Os valores de TFZ dentro da bacia variaram entre 130 e 70 Ma, ou seja, uma assinatura Mesozóica dos sedimentos vindos da Serra do Mar, o que se traduz em um registro significativo para esta área fonte. A história de exumação seria, portanto a soma de três pulsos, uma no Cretáceo Inferior, uma no limite Inferior do Cenozóico e a terceira no Eoceno.

A sedimentação Eocênica, com fonte Mesozóica, coloca esta época como um importante período de soerguimento da plataforma, provavelmente a principal. Os sistemas de drenagem teriam uma principal impressão desta época. Mas o registro paleogeográfico deve ser entendido como uma somatória de três fases de tectônica rúptil num sistema de pulsos em margem passiva.

Agradecimentos

Os autores são gratos a Capes e CNPq pelas bolsas (Pós-Doc) e (Produtividade 302341/2008-0) e ao Instituto Nacional de Pesquisas Nucleares (IPEN) pela irradiação das amostras de zircão.

IDENTIFICAÇÃO DE ARMADILHAS ESTRUTURAIS FORMADAS PELA COLISÃO DA PLACA CARIBE E SUL AMERICANA NA REGIÃO NORDESTE DA VENEZUELA, UTILIZANDO CUBO DE VELOCIDADES.

Maria Gabriela Castillo Vincentelli

UNESPetro, Universidade Estadual Paulista, g_vicentelli@yahoo.es

Introdução

A região do estudo é caracterizada pelo afloramento de estruturas compressivas e de inversão da coluna estratigráfica. Os estilos estruturais, nesta região da Venezuela, estão altamente dominados pela colisão relativa, na direção frontal e oblíqua, da placa Caribe contra a placa Sul-americana, o que tem sido associado com produção principalmente de gás, como acontece nas Montanhas Rochosas do Canadá (Roeder, 2001).

O comportamento estrutural desta região, assim como a forma em que esta associação de estilos estruturais influencia ou condiciona a presença de hidrocarbonetos é ainda desconhecida. Sendo que a região unicamente contém dados sísmicos 2D, uma solução para realizar uma análise estrutural tridimensional seria a construção de um modelo de velocidades 3D, que integre as maiores feições estruturais da região interpretando que desta forma obteremos uma metodologia eficiente na identificação das armadilhas estruturais.

Objetivos

O objetivo principal consiste na identificação de armadilhas estruturais, capazes de armazenar hidrocarboneto, através do uso de análises de contraste de velocidade numa área que não contém dado sísmico tridimensional. Esta análise é de importância na compreensão tridimensional da configuração geológica das Sub-Bacias de Maturin e Tuy-Cariaco, permitindo o início da exploração e desenvolvimento da indústria do gás não associado na Venezuela.

Dados

O presente estudo foi desenvolvido utilizando o mapa de geologia de superfície (Figura 1), dados de geologia de superfície adquiridos pelo autor e perfis sísmicos públicos da área. Ao total foram utilizados: dados de geologia de superfície ao longo de três seções geológicas completando um total de 223 km, que cortam as duas sub-bacias; 688 km de linhas sísmicas 2D; dados de perfis de poço (entre eles, densidade e sônico), com o objetivo de calibrar os dados sísmicos e os níveis estratigráficos a serem interpretados; e modelos estruturais gravimétricos, sísmicos e magnéticos, propostos previamente.

Método

Baseado na interpretação das linhas sísmicas 2D foi calibrada a geometria das três seções estruturais construídas com geologia de superfície, as quais atravessam a região na direção noroeste-sudeste, construindo 4.445 km² do modelo tridimensional das duas sub-bacias aqui apresentado. O modelo 3D foi limitado à área ressaltada no polígono em vermelho na figura 1, área bem controlada pela malha de dados disponíveis.

Com a finalidade de construir um volume geológico sólido da subsuperfície, o que permitirá ter uma visão tridimensional das duas sub-bacias em conjunto, foram gerados 17 perfis geológicos em profundidade e carregados no Geosec 3D e/ou *Solid Model*, incluindo todos os topos estratigráficos e falhas interpretados (Figura 2-A).

A fase seguinte, consiste em gerar o cubo de velocidades RMS, utilizando o *software* Gridstad, o mesmo aplica funções

contínuas definidas para cada descontinuidade geológica, assim como o controle das anisotropias laterais e verticais do modelo geológico.

Resultados

Como resultado se obteve um único modelo sólido da área (Figura 2-B), o qual apresenta a falha de Costa na direção preferencial leste-oeste no limite dos corpos azuis e cinza. Outra falha é visualizada na direção preferencial norte-sul, a mesma é uma falha de transtensão que separa a zona de Corredor de Falha de Urica e Cerro Corazón da região do Norte de Monagas, com movimentação dextral. Na figura se observa ainda as camadas do Mioceno e Oligoceno deformadas (camada amarela e laranja respectivamente) pela deformação do Cretáceo Superior e Inferior (níveis verde-claro e escuro).

Nos perfis de velocidades gerados (Figura 3-A), observou-se o alto contraste de velocidades existente na região, verificando-se na área marítima a presença de uma espessa camada de sedimentos mais recentes de velocidade no máximo de 2.500 m/s, sendo que os sedimentos do Cretáceo atingem os quase 5.000 m/s.

Com relação ao extremo noroeste (na figura anterior), é possível observar que a geometria das camadas do Plioceno-Pleistoceno reproduz a deformação causada pelas falhas de descolamento, e o polígono laranja-escuro, presente na região superior esquerda do perfil de velocidade, é representativo da velocidade da camada de água (1.500 m/s). Já a falha com mergulho para leste, apresenta de forma aparente rejeito inverso no perfil, a mesma pertence ao sistema mais recente de falhas de componente transtensivo predominante, e movimento dextral, como visualizado no volume tridimensional.

Conforme são observados perfis ao sul, é interpretado o domínio das dobras que definem as oportunidades exploratórias da região, níveis de descolamento e falhas retro-reversas. Na figura 3-B é interpretada uma falha retro-reversa a qual é de particular importância porque a mesma conduz à

interpretação da frente da deformação no sul do sistema, indicando a localização da zona triangular.

A migração da Falha Recente ao sul, assim como a conservação do alto mergulho indicam que esta última falha foi formada quando a pressão exercida pela colisão das placas Caribe e Sul-americana cessou sobre toda a coluna sedimentar, formando esta falha normal associada com a falha que corta o anticlinal Bergantin, e que separa os domínios geológicos das áreas de Corredor de Falha de Urica, Cerro Corazón, Mundo Nuevo, e Norte de Monagas.

Como consequência do sistema de falhas inversas e repetição da seqüência sedimentar nos níveis do Cretáceo, deve se esperar uma inversão de velocidades no volume RMS calculado para a área. Neste sentido, o volume de velocidades RMS será calibrado em função das feições geológicas aqui analisadas, sendo de fundamental importância a reprodução da inversão de velocidade.

Neste sentido, foi selecionado o programa Gridstat para a reprodução do campo de velocidades RMS aqui calculado, a seleção do programa é justificada por se considerar que é um dos poucos programas que cujos algoritmos dominam a anisotropia nas direções vertical e horizontal.

No bloco tridimensional extraído do Gridstat (Figura 4-A), o fim da deformação compressiva é observado na presença da continuidade vertical das velocidades RMS, sem inversão de velocidade, enquanto na direção leste-oeste não é possível afirmar o mesmo, apresentando-se uma inversão de velocidades no extremo sudeste do bloco, área na qual os sedimentos do Cretáceo Inferior encontram-se sobrepostos aos sedimentos do Cretáceo Superior.

Considerando, de forma preliminar, que a Falha de Bergantin (Figura 4-B) subdivide a região do Corredor de Falha de Urica ao oeste do domínio geológico Mundo Nuevo e Norte de Monagas ao leste, pode-se verificar a direção das estruturas predominantemente N45W para a primeira mencionada e N25W para as outras duas, indicando uma diferença genética nas duas áreas, diferença esta associada ao sistema de forças compressivas

imposto pelo sistema Caribe em cada uma das regiões

A diferença existente entre as direções das estruturas leva a pensar que, quando a deformação do Corredor de Falha de Urica e Ensenada de Barcelona, as componentes de forças compressivas norte-sul e transtensivas da colisão das placas estavam equilibradas na mesma magnitude. No entanto, quando a origem da deformação do bloco Mundo Nuevo e Norte de Monagas as forças transtensivas eram aproximadamente o dobro da magnitude das compressivas, configurando os blocos de forma diferente. Estas são conclusões qualitativas que provêm da análise integrada das orientações atuais das estruturas no volume sólido, retrodeformação da seção geológica e observação das camadas deformadas no dado sísmico.

Conclusão

O cubo de velocidades RMS em conjunto com o volume sólido da subsuperfície conduz a um melhor entendimento do comportamento geológico das duas sub-bacias aqui apresentadas, uma vez que nenhuma delas tem sísmica tridimensional.

Em conseqüência, é determinado um tipo *play* formado por anticlinais associados a

estruturas do tipo duplex compressivos, com fechamento da estrutura por curva de nível nas regiões de Ensenada de Barcelona (região mais norte); tendo como reservatório os arenitos do Cretáceo Inferior (Fm. Barranquin). Um segundo conjunto de *play* exploratório, formado por dobras simples, sem repetição da seqüência Cretácea e localizado no mesmo nível reservatório anterior é verificado ao Sul da falha Bergantin. Por último, foi definido um tipo de *play* conformado pela presença de dobras múltiplas e/ou simples associadas com uma discordância do Plio-Pleistoceno, oportunidades estas visualizadas na Sub-bacia Tuy-Cariaco (região marítima) e no Norte de Monagas.

Referências

Roeder, D. Eastern Venezuela and Cutufito Fold – Thrust Belts: Serie of structure Cross sections. Denver: Colorado, 2001. 45 p. Report of a regional structural review. Subsurface Consultants and Associates.

Castillo, M. G. Influência da tectônica Caribe nas bacias Oriental e Noroiental da Venezuela e sua implicação para os sistemas petrolíferos. 2008. 173f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – SP, Brazil.

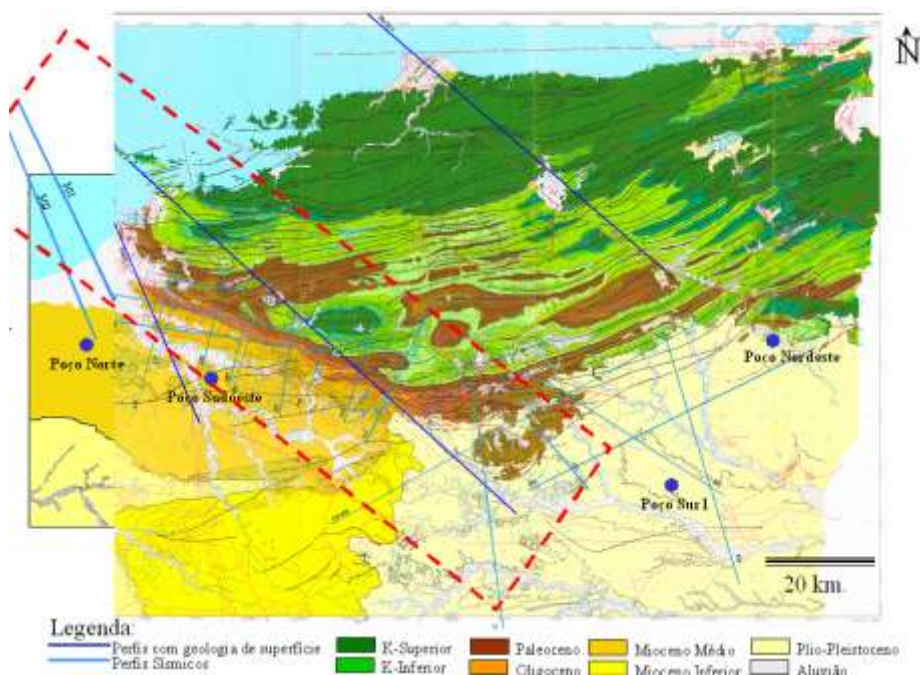


Figura 1. Mapa de geologia de superfície com distribuição dos dados sísmicos e de poço, o volume geológico tridimensional encontra-se dentro do retângulo vermelho.

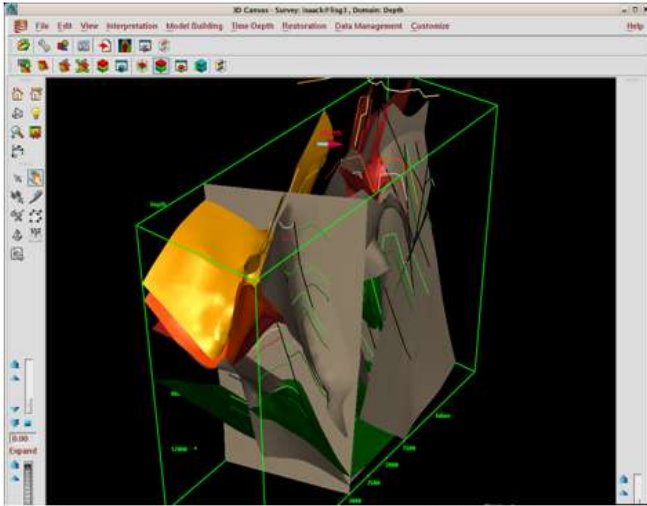


Figura 2-A. Elementos estruturais iniciais do modelo geológico tridimensional

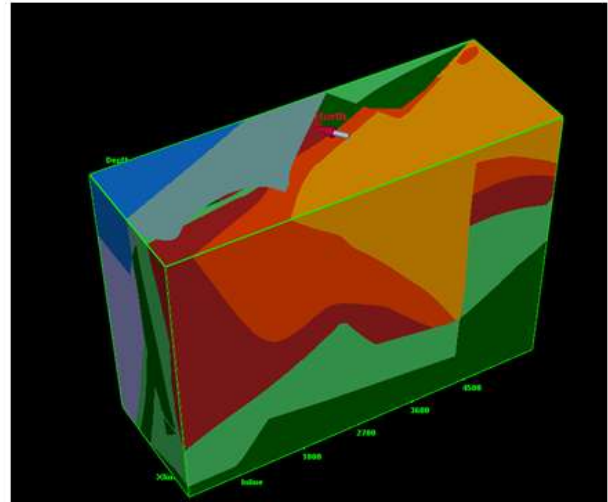


Figura 2-B. Resultado do modelo geológico tridimensional

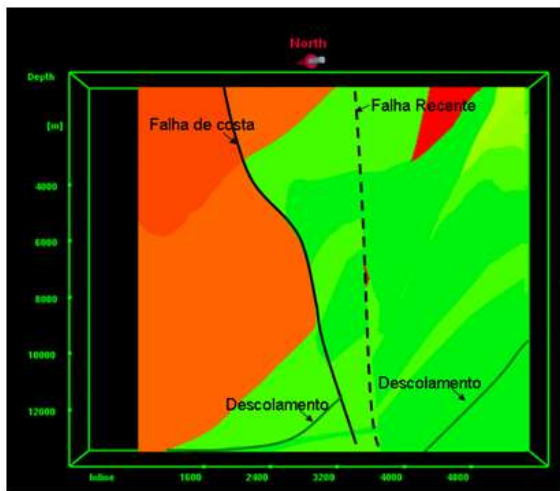


Figura 3-A. Seção de velocidade na posição mais Norte

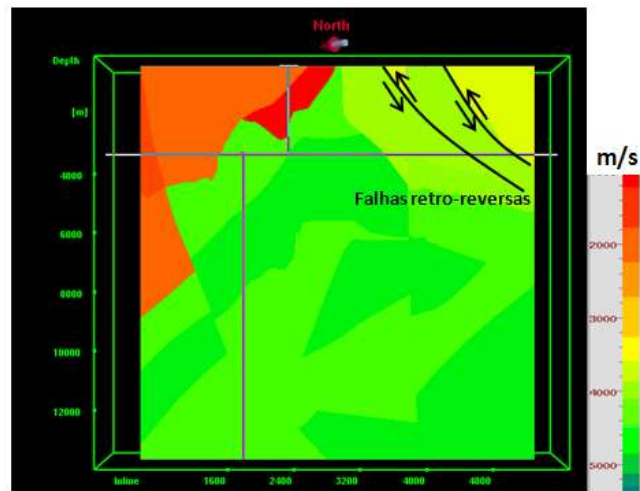


Figura 3-B. Seção de velocidade 15 km ao Sul do perfil da Figura 3-A

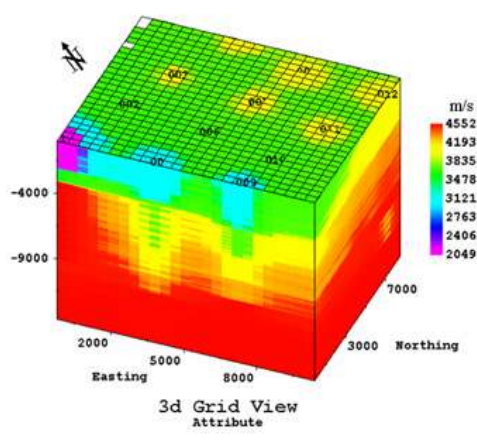


Figura 4-A. Modelo de velocidades 3D

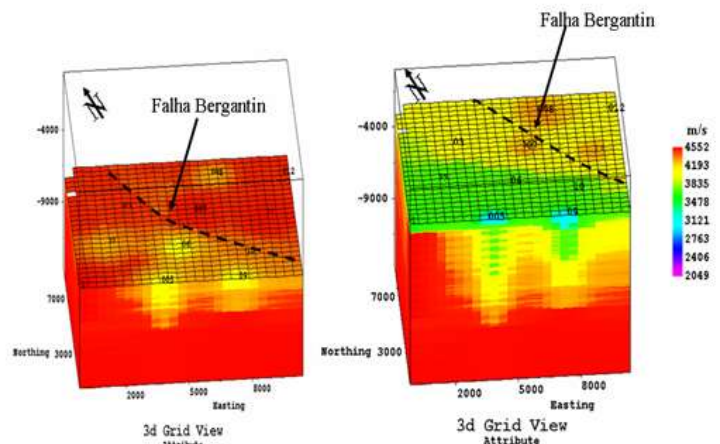


Figura 4-B. Modelo geológico interpretado no modelo de velocidades

UTILIZAÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS DERIVADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITES E GEOFÍSICA MARINHA NO ESTUDO DE ESTRUTURAS DO EMBASAMENTO NA REGIÃO DA BACIA DE SANTOS, SP

Renata Constantino¹, Eder Cassola Molina²

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo,
renata@iag.usp.br

Resumo

Dados gravimétricos obtidos a partir de altimetria por satélite podem conter sinais de alta frequência que não estão presentes nos modelos batimétricos. O presente trabalho modela as variações de profundidade da Interface Crosta manto (ICM) e as estruturas do embasamento a partir de inversão de dados gravimétricos. O efeito da cobertura sedimentar é avaliado a partir do modelo de espessura disponível e pela NOAA e adaptados a um modelo de compactação sedimentar. Dados batimétricos da Genral Bathymetric Char of The Oceans (GEBCO) e dados de espessura crustal obtidos por tomografia sísmica são integrados no processo de inversão, o qual inclui o modelo de isostasia flexural. O campo gravimétrico final invertido resulta na topografia do embasamento na região da Bacia de Santos, o qual coincide com a batimetria apenas onde não há cobertura sedimentar.

Introdução

O conhecimento do embasamento oceânico é de grande importância em diversas aplicações na área de geociências. Sua estrutura é composta principalmente por rochas ígneas e metamórficas e representa a situação tectônica e a história de uma determinada região.

O fundo oceânico sofre um constante processo de sedimentação. Em algumas áreas, a cobertura de sedimentos pode ocultar feições tectônicas do embasamento como lineamentos, blocos crustais inclinados, cordilheiras e eixos de espalhamento

Segundo Braitenberg et al. (2006), os elementos responsáveis pela composição

estrutural do subsolo podem ser úteis em diversos estudos, como por exemplo na determinação da densidade lateral ou variações da espessura da litosfera através do princípio do balanço hidrostático e o campo gravimétrico observado. Neste caso é necessário estimar a carga da crosta, que é determinada pela profundidade do embasamento, profundidade oceânica, espessura crustal e suas respectivas densidades, (Ebbing et al., 2006).

Obter dados de gravidade através de satélite pode ser um método rápido para avaliar a estrutura sedimentar do fundo oceânico devido sua distribuição global e de boa qualidade, (Woodward e Wood, 2000).

Em áreas oceânicas, a componente de curto comprimento de onda do sinal observado geralmente está correlacionada com a batimetria. Isto foi usado em trabalhos pretéritos como de Smith e Sandwell (1997) e Sandwell e Smith (2001) para criar modelos de batimetria a partir de dados de gravidade.

Na crosta oceânica existem três descontinuidades de densidade predominantes: i) A superfície da água, que marca a transição da atmosfera para a água; ii) fundo oceânico, delimitando a transição da água para um material sólido, geralmente os sedimentos e iii) embasamento, marcando a transição dos sedimentos para rocha consolidada. Na nomenclatura utilizada neste trabalho, a batimetria corresponde ao fundo oceânico e as ondulações do embasamento correspondem à topografia do embasamento. Os mapeamentos do fundo oceânico realizados a bordo de navios cartografam exclusivamente a batimetria. O fundo oceânico coincide com a topografia do

embasamento apenas em regiões onde não há cobertura de sedimentos.

No presente trabalho, através da análise combinada de dados de campo de anomalia gravimétrica, modelo batimétrico, modelo de espessura sedimentar e espessura da crosta, pretende-se determinar a estrutura do subsolo oceânico na Bacia de Santos. Trabalhos pretéritos como de Braitenberg et al.(2006), utilizaram estes dados e metodologia e determinaram com sucesso a estrutura do embasamento oceânico do Mar da China. A autora sugere que o estudo seja globalmente ampliado.

A hipótese científica do estudo é que feições tectônicas podem estar sendo ocultadas pelo processo de sedimentação marinha e para que sejam estudadas é preciso ter o conhecimento da topografia do embasamento, ou seja, o subsolo que está sob esta camada de sedimentos.

Metodologia

O ponto inicial para o estudo é a base de dados contendo: observações de anomalia da gravidade, obtidas por Molina (2009) através de altimetria por satélite e geofísica marinha; estimativa da espessura crustal obtidas através de Tomografia sísmica, disponíveis no trabalho de Lloyd et. al 2010; Modelo de espessura sedimentar, obtidos do banco de dados da NGDC e compilados pela NOAA e modelo de batimetria global, disponíveis publicamente pela GEBCO (Figura 1).

Em áreas oceânicas, para formular um modelo de batimetria global, é possível usar a parte de curto comprimento de onda do campo de gravidade. (Smith and Sandwell, 1997).

Durante a inversão dos dados de gravidade, a batimetria calculada deve ser tão próxima quanto possível da batimetria adquirida em medidas diretas. Quando se estima a batimetria, o sinal gravimétrico pode ser mascarado onde há presença de uma espessa camada de sedimentos, a qual enterra as estruturas do embasamento. O objetivo deste trabalho é modelar as estruturas do embasamento, estejam elas enterradas por sedimentos ou coincidindo com a batimetria. A fim de se alcançar tal objetivo, a metodologia a

ser empregada utiliza o sinal completo da gravidade e combina a inversão destes dados com análise flexural.

A metodologia é proposta por Braitenberg (2006), e será realizada seguindo-se as etapas:

Etapa 1 - Modela as variações de profundidade da Interface Crosta Manto (ICM) através da inversão do campo gravimétrico;

Etapa 2 - Esta etapa envolve flexura, um meio independente para determinar as ondulações da ICM. Aqui é calculada a flexura da crosta sobre a carga topográfica e intracrustal (referente à camada sedimentar);

Etapa 3 - Em seguida é calculado o campo gravitacional referente às variações da espessura crustal;

Etapa 4 – Por último é realizada a inversão do campo gravimétrico residual, obtido através da correção da anomalia gravimétrica observada para as variações de espessura crustal e cobertura sedimentar.

Resultados e discussões parciais

A topografia do embasamento é calculada seguindo as 4 etapas descritas anteriormente. O primeiro passo envolve corrigir o campo gravimétrico para o efeito da cobertura sedimentar. Isso é calculado a partir do modelo de compactação sedimentar descrito por Sclater e Christie (1980). O campo resultante é invertido aplicando o “Iterative constrained inverse modeling” (Braitenberg et al., 1997) para de valores de profundidade de referência (d) entre 20-30 km e contraste de densidade ($\Delta\rho$) entre 350 e 700 kg/m³. A diferença RMS para valores da ICM obtidos por tomografia sísmica e inversão é calculado. A melhor concordância (0.8 km RMS) foi encontrada para $\Delta\rho$ 660 kg/m³ e d 30 km, (figura 2). O comprimento de onda de corte foi estimado a partir do decaimento do espectro radial (Russo e Speed, 1994) e foi encontrado como 145 km.

Na etapa 2 primeiramente foi calculada a carga, a qual consiste soma entre a carga topográfica e a intracrustal (referente aos sedimentos). A análise flexural é feita com base em Braitenberg et al., 2003. A ICM calculada por inversão está de acordo com a obtida por análise flexural. A diferença entre as

duas ICM calculadas é mostrada na figura 3. No geral, a diferença é pequena. As maiores diferenças estão sobre a região onde há uma camada sedimentar mais espessa (aproximadamente 8 km). Os valores residuais tendem a ser positivos à noroeste e negativos à sudeste.

Agora é calculado a campo gravimétrico da ICM. Este, mais o efeito gravimétrico dos sedimentos serão subtraídos da anomalia gravimétrica observada, resultando no campo residual (Equação 1), o qual será invertido no último passo.

$$\text{gres} = \text{gobs} - \text{gCMI} - \text{gsed} \quad (1)$$

Para a inversão do campo residual (gres) será considerado um contraste de densidade constante de 1770 kg/m³, o qual corresponde ao contraste de densidade entre a crosta (2800 kg/m³) e a água (1030 kg/m³). Todos os comprimentos de onda do campo residual gravimétrico serão levados em conta e a profundidade de referência neste caso é 0. Após a inversão, o resultado obtido corresponderá à topografia do embasamento na região da Bacia de Santos. O modelo será apresentado em 3D.

Conclusões parciais

O conhecimento do embasamento é crucial em estudos que visam construir a história tectônica e geodinâmica de uma área oceânica. O embasamento que tem sido alterado por eventos tectônicos em escala geológica, tem sofrido constante processo de sedimentação, o qual, com o passar do tempo, resulta no enterramento de estruturas morfológicas. As estruturas de baixa amplitude serão as primeiras a desaparecerem, distorcendo o quadro tectônico da região.

A partir da metodologia proposta neste trabalho, nota-se que é possível gerar um modelo 3-D do embasamento para regiões oceânicas a partir de um banco de dados contendo dados gravimétricos derivados de altimetria por satélite, dados batimétricos, espessura sedimentar e crustal.

Referências

- Braitenberg, C., F. Pettenati, and M. Zadro (1997), Spectral and classical methods in the evaluation of Moho undulations from gravity data: The NE Italian Alps and isostasy, *J. Geodyn.*, 23, 5–22.
- Braitenberg, C., Y. Wang, J. Fang, and H. T. Hsu (2003), Spatial variations of flexure parameters over the Tibet-Quinghai plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 211–224.
- Braitenberg, C., S. Wienecke, e Y. Wang (2006), Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge, *J. Geophys. Res.*, 111, B05407, doi:10.1029/2005JB003938.
- Ebbing, J., C. Braitenberg, e H.-J. Götze (2006), The lithospheric density structure of the Eastern Alps, *Tectonophysics*, 414, 145–155
- Lloyd, S. et al. (2010). Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *J. Geophys. Res.*, 115: B11315. DOI: 10.1029/2009JB006829.
- Molina, E.C., (2009). O uso de dados de missões geodésicas de altimetria por satélite e gravimetria marinha para a representação dos elementos do campo de gravidade terrestre. Tese de livre docência. Departamento de Geofísica do IAG-USP. Universidade de São Paulo. 100pp.
- Sclater, J. G., and P. A. F. Christie (1980), Continental stretching: An explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin, *J. Geophys. Res.*, 85, 3711 – 3739.
- Russo, R. M., e R. C. Speed (1994), Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad, *Tectonics*, 13(2), 613–622.
- Smith, W. H. F., e D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956–1962.
- Woodward, D. e Wood, R. (2000), Bathymetry sediment thickness and crustal structure from satellite gravity data, *Exploration Geophysics* 31(2) 89 – 93.

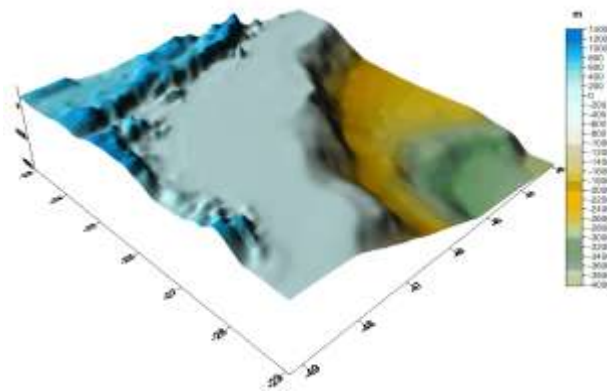


Figura 1. Batimetria na Região da Bacia de Santos. Fonte de dados: GEBCO.

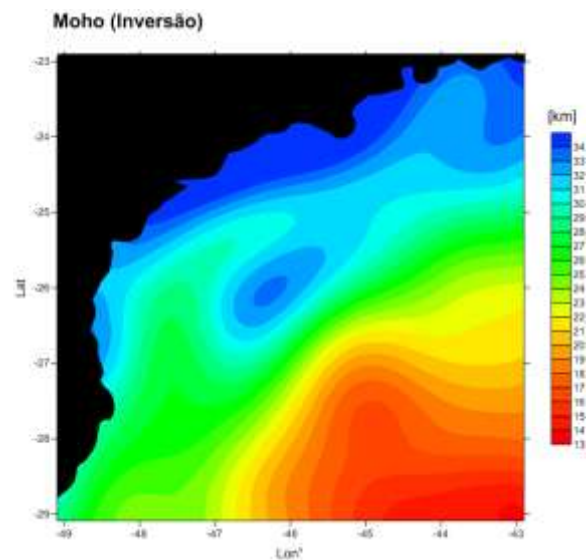


Figura 2. Interface Crosta Manto obtida por inversão

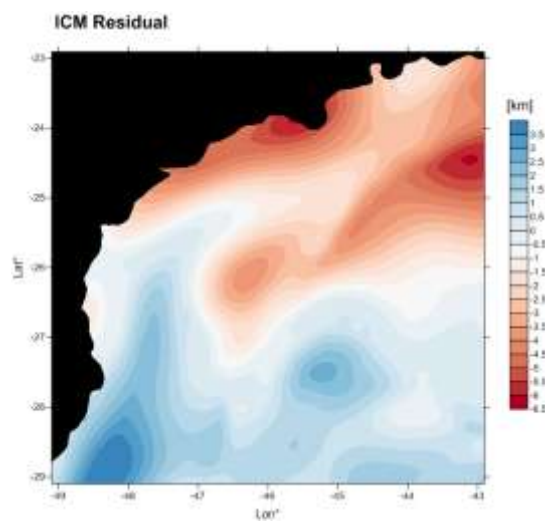


Figura 3. Diferença entre as ondulações da ICM obtidas por inversão e por análise flexural.

TECTÔNICA RIFTE NA BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL

Norberto Morales¹, Mario Luis Assine¹, Bruno Araújo²

¹UNESP, CNPq, nmorales@rc.unesp.br; ²Pós-graduação em Geologia Regional, UNESP.

Introdução

A Bacia do Araripe está encravada em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema, ao sul do Lineamento da Paraíba. Seu registro estratigráfico é composto por cinco sequências estratigráficas: paleozóica, pré-rifte, rifte, pós-rifte I e pós-rifte II (FIGURA 1).

As sequências pré-rifte e rifte são importante registro sedimentar da tectônica rifte que atingiu o interior da Região Nordeste no Mesozóico. As unidades destas sequências se acham preservadas nas sub-bacias do Cariri e de Feira Nova, que são estruturadas por falhas e separadas pelo alto de Dom Leme. Os estratos encontram-se frequentemente basculados numa tectônica de blocos, visível nas áreas de afloramento ao longo do Vale do Cariri, mas também em seções sísmicas.

Nos últimos anos, a abertura da Ferrovia Transnordestina permitiu o reconhecimento dos sistemas de falhas que condicionam a distribuição das unidades estratigráficas das sequências pré- e sin-rifte. Este trabalho tem por objetivo apresentar as principais feições associadas a estes sistemas de falhas, estratigráficas e deformacionais, buscando contribuir para o entendimento da tectônica formadora e da tectônica modificadora na evolução da Bacia do Araripe durante os eventos associados ao rifteamento e, com isso, contribuir para o entendimento dos reflexos do episódio de ruptura de Gondwana no interior do da Região Nordeste do Brasil.

O quadro litoestratigráfico

As sequências pré-rifte (formações Brejo Santo e Missão Velha) e rifte (Formação Abaiara) que compõem o Grupo Vale do Cariri (Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior) são formadas por depósitos de natureza essencialmente continental. A Formação Brejo

Santo é representada por folhelhos, siltitos e lamitos de colorações avermelhadas, com intercalações de arenitos finos argilosos. A Formação Missão Velha é constituída por arenitos brancos, médios a grossos, mal selecionados, às vezes conglomeráticos, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, portadores de troncos e fragmentos de madeira silicificada.

A Fm Abaiara, unidade litoestratigráfica da sequência rifte, apresenta grande variação litológica lateral e vertical. Na base predominam folhelhos silticos vermelhos e marrons avermelhados, com intercalações de arenitos micáceos argilosos, arenitos conglomeráticos e, ocasionalmente, folhelhos verdes. Na parte superior predominam arenitos finos a médios, com intercalações de siltitos cinza avermelhados e/ou arroxeados, por vezes folhelhos verdes ricos em ostracodes. Conglomerados polimíticos, com seixos, calhaus e até matacões de rochas graníticas e gnáissicas, xistos e quartzitos, além de clastos de rochas sedimentares, ocorrem em diferentes níveis da unidade.

Os estratos sedimentares mostram inúmeras feições de deformação sindeposicional (*soft-sediment deformation*), com dobras intra-estratais de formas diversas, abertas a apertadas, até isoclinais e recumbentes. Ondulações suaves, associadas ou não a falhas intraestratais, também comparecem. Em muitos casos, os estratos cruzados apresentam inclinações muito altas, quase verticais, decorrentes também da deformação sin-deposicional. Rotação de blocos é comum, com estratos basculados, inclinados e, até mesmo, invertidos, cuja rotação denunciada por feições geopetais, como marcas de ressecamento presentes em estratos de planície de inundação de sistemas fluviais.

O quadro estrutural

No Vale do Cariri, na região compreendida entre as cidades de Crato e de Brejo Santo, o quadro macroscópico permite o reconhecimento dos horstes de Dom Leme, Joá, Barbalha e Mãozinha, alternados com os grabens de Crato-Juazeiro, Missão Velha e Abaiara. Os grabens são assimétricos, separados por horstes alternados, orientados principalmente no sentido NE-SW. Os estratos apresentam mergulho geral de baixo ângulo para NW.

Os grabens são limitados por falhas normais (extensionais) direcionadas preferencialmente N40-55E. Tais falhas, associadas a traços estruturais do embasamento pré-cambriano, constituem frequentemente contatos entre as unidades lito-estratigráficas (ASSINE 1990, PONTE & PONTE FILHO 1996).

As falhas observadas no campo se ajustam com grande concordância às falhas traçadas e interpretadas a partir de imagens de sensores remotos. Os dados de campo permitiram agrupar as falhas normais reconhecidas em dois conjuntos principais: 1) conjunto de falhas orientadas NE-SW (mais antigo); e 2) conjunto de falhas orientadas NW-SE a WNW-ESE (mais jovem).

As falhas normais do primeiro conjunto (mais antigo) são aquelas associadas ao sistema rifte principal, com mergulhos tanto para NW quanto para SE e direções entre N30E e N60E, e mergulhos de médio a alto ângulo para NW ou SE. Falhas e zonas de falhas, associadas aos limites entre grabens e horstes, podem apresentar grandes rejeitos aparentes, colocando lado a lado litologias de diferentes níveis estratigráficos (FIGURA 2A). Além destas, aparecem também falhas escalonadas com blocos rotacionados (FIGURA 2B) e conjuntos de falhas conjugadas, com pequenos rejeitos (centimétricos a métricos), desenhando pequenos horstes e grabens (FIGURA 2C). Quase sempre estas falhas limitam blocos basculados e rotacionados. Algumas falhas terminam seus traços em direção ao topo, formando feições clássicas de sistemas sin-deposicionais, com desenvolvimento de truncamentos interestratais.

Pertencem ao conjunto mais jovem falhas com direção principal NW-SE a WNW-ESE, cujas estrias indicam movimentação normal (ou lateral com forte componente normal) para os quadrantes NE ou SW. Ajustam-se aos traços de falhas NW-SE reconhecidos na área, com direções preferenciais entre N55W e N77W. Estas falhas têm grande importância na distribuição das unidades litoestratigráficas, pois definem o limite norte de ocorrência dos estratos mesozóicos, tanto em contato com arenitos paleozóicos da Formação Cariri, quanto com rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino. Falhas pertencentes ao conjunto mais jovem delineiam também o limite sul de ocorrência da sequência rifte, por sob os estratos pós-rifte da Chapada do Araripe, onde forte alinhamento WNW-ESE é evidente em mapas gravimétricos. Dados sísmicos comprovam que o limite sul é marcado pela presença de falhas. Dados de sondagens ali realizadas fornecem informações adicionais que permitem esboçar o limite sul da sub-bacia do Cariri. O alinhamento, de direção WNW pode ser reconhecido na drenagem presente no topo da chapada, em feições morfotectônicas nas suas escarpas, com prolongamento para leste, até área a sul da cidade de Brejo Santo, onde falhas WNW e NW limitam a ocorrência de rochas das formações Brejo Santo e Cariri.

Falhas de empurrão, de pequeno porte, foram localmente reconhecidas, sistematicamente cortando as falhas normais ou marcando sua inversão e reativação (FIGURA 2D). Apresentam direções próximas de NNE-SSW. Poucas falhas transcorrentes foram reconhecidas, definida por pequenos planos estriados com movimentação lateral dextral (predominante) e sinistral, orientadas em torno de NNE-SSW, ENE-WSW e WNW-ESE a NW-SE, todas de alto ângulo de mergulho.

O quadro evolutivo

Do ponto de vista geométrico é marcante a disposição dos blocos nas bacias interiores do Nordeste, preferencialmente basculados para noroeste nas bacias situadas a sul do Lineamento de Patos, como na Bacia do Araripe, e para sudeste nas bacias de Iguatu,

Rio do Peixe e Potiguar, situadas a norte do Lineamento.

Na Bacia do Araripe, o primeiro conjunto de falhas (mais antigo) tem orientação NE-SW, ajustado a falhas pré-cambrianas ramificadas a partir do Lineamento de Patos. Para este conjunto de falhas, o quadro cinemático reconhecido para a evolução tectônica da região aponta para um estágio com predomínio de falhas normais (primeiro conjunto), com σ_1 vertical, σ_2 NE-SW/horizontal e σ_3 próximo de NW-SE/horizontal. Esta disposição é compatível com distensão regional NW-SE no Neocomiano, situação favorável a uma reativação anti-horária ao longo de estruturas EW da megazona de cisalhamento de Patos, que teriam se comportado como falhas de transferência, permitindo movimentação relativa dos blocos e abatimento sob a forma de meio-grabens.

As falhas de direção NE-SW promoveram subsidência diferencial, numa tectônica formadora de riftes a sul do Lineamento de Patos. Conglomerados, arenitos conglomeráticos, siltitos e argilitos intercalados, com deformação sin-deposicional, falhas e basculamento de blocos, registram a implantação de uma bacia rifte na área do Araripe. As falhas do primeiro conjunto mostram esta forte relação sin-deposicional, às vezes com truncamento no topo por camadas mais jovens, outras vezes rotacionadas em conjunto com os sedimentos sob deformação. A idade destas falhas é neocomiana, geneticamente associadas, portanto, ao processo de ruptura continental e abertura das bacias da margem leste. Neste quadro, a bacia gerada deveria apresentar alongamento principal coincidente com as direções das falhas principais, ou seja, NE-SW.

O segundo estágio é marcado pela formação de falhas normais WNW-ESE, com possível associação de falhas transcorrentes localizadas, às quais se ajustam um arranjo de σ_1 vertical, σ_2 WNW-ESE/horizontal e σ_3 NNE-SSW/horizontal. Neste arranjo, o regime de esforços promoveu localmente a inversão de algumas falhas da etapa anterior, reativando-as como falhas inversas de pequeno rejeito. As falhas normais deste segundo conjunto são praticamente ortogonais ao primeiro, balizando

as áreas de ocorrência dos sedimentos da sequência rifte, pois estas rochas não ocorrem além das falhas limítrofes a norte e a sul da bacia. Não foram reconhecidos depósitos contemporâneos à geração deste segundo conjunto de falhas, de forma que são interpretadas como falhas de tectônica modificadora, que promoveram rearranjo da distribuição das unidades preexistentes, com movimentação vertical de blocos, sem subsidência significativa associada, mas suficiente para preservar em seus domínios a sequência rifte da etapa anterior.

A geração deste segundo conjunto de falhas é posterior ao tempo dos andares Rio da Serra e Aratu, mas anterior à deposição da sequência pós-rifte I, de idade aptiana superior (Andar Alagoas). Sua origem pode ser associada à mudança do polo de rotação da América do Sul no início do Aptiano. O consequente rearranjo dos campos de tensões, que deu origem ao rifteamento da margem equatorial, deve ter afetado o interior do Nordeste. Desta forma, é sugestivo que o segundo sistema de falhas, que delineou a atual geometria da bacia, com sub-bacias estruturadas por grabens e horstes NE-SW, truncados a norte e a sul por falhas NW e WNW, seja resultado do advento de eventos de tectônica modificadora, do final do Neocomiano ao início do Aptiano.

A superposição das estruturas NE-SW e depósitos associados, resultantes dos eventos de tectônica formadora, por estruturas WNW-ESE e NW-SE de tectônica modificadora, produziu a curiosa geometria do rifte da Bacia do Araripe, alongada na direção WNW-ESE, direção esta praticamente ortogonal às falhas principais que deram origem à bacia rifte.

Referências

- Assine, M.L. 1990. *Sedimentação e Tectônica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil)*. UNESP - IGCE (Dissertação de Mestrado), Rio Claro-SP, 124p.
- Assine, M. L. 2007. Bacia do Araripe. *Botetim de Geociências da Petrobrás* 15, 371-389.
- Ponte, F.C.; Ponte-Filho, F.C. 1996. *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. DNPM. Recife-PE, 68p.

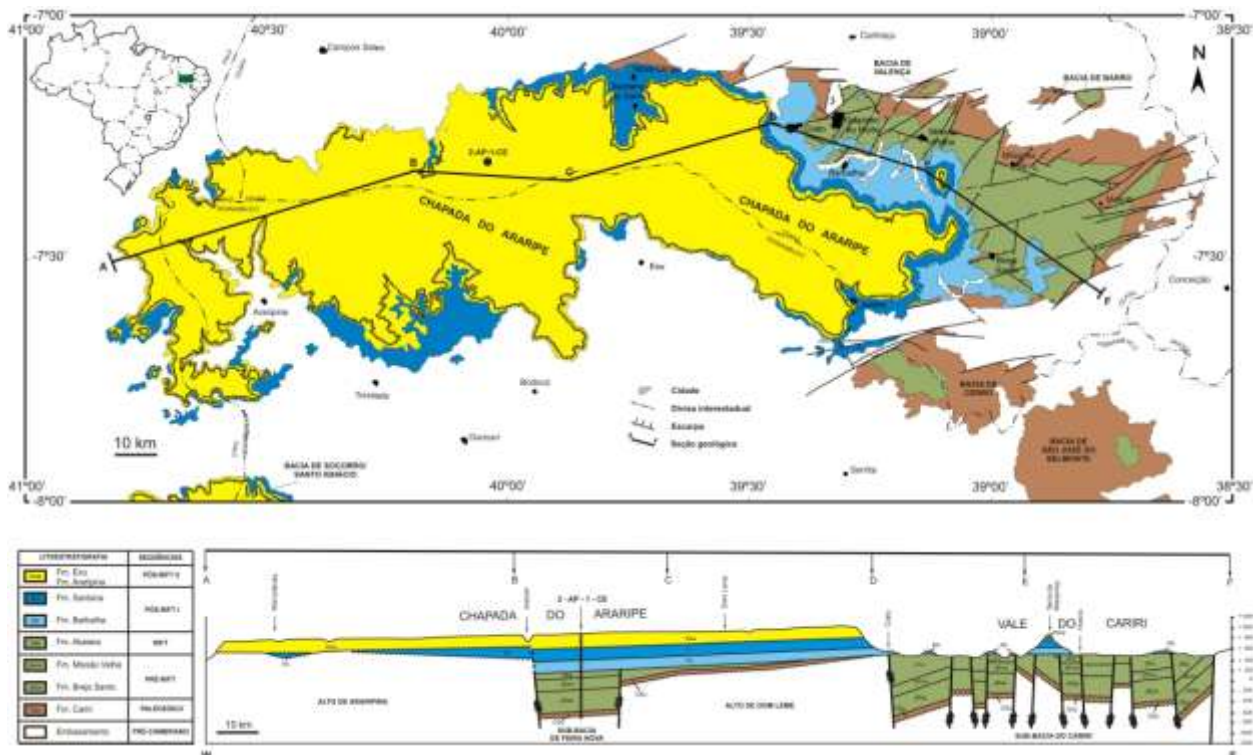


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Araripe (ASSINE 1990).

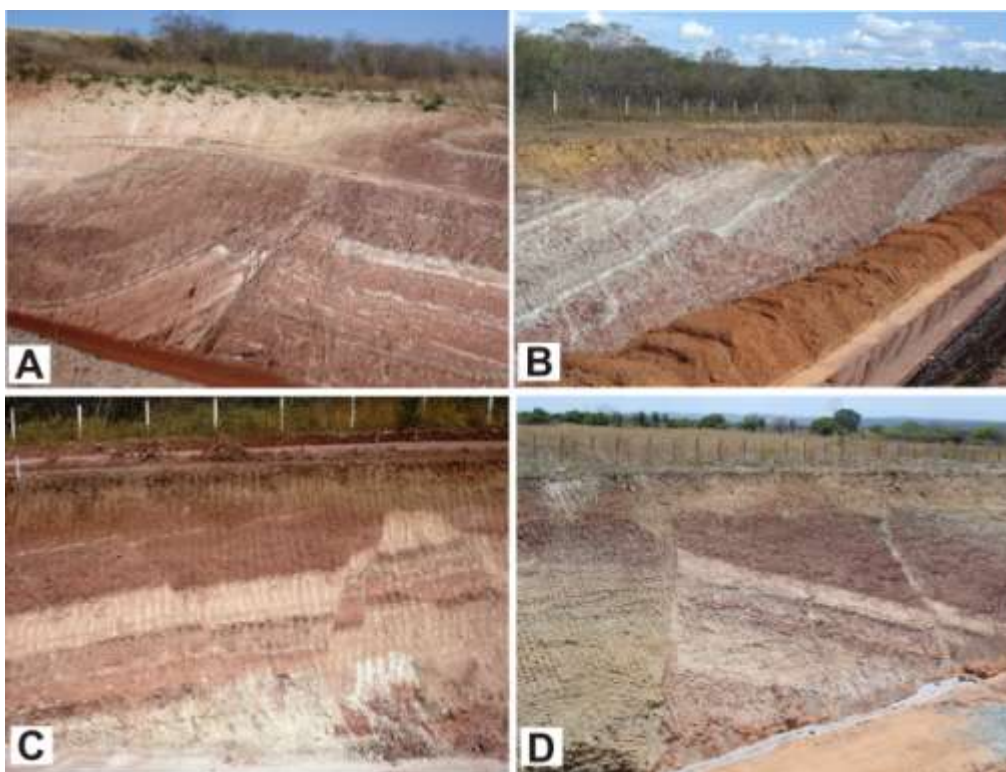


Figura 2. Falhas da fase rifte: A) Faixa estreita de zona de falhas normais com rotação e deflexão do acamamento – drag de falha normal na capa (altura do talude de cerca de 20m); B) Falhas normais escalonadas, com ligeira rotação dos blocos e formação de antiformal de volteio na frente das falhas; C) Conjunto de falhas normais conjugadas, de pequeno rejeito, formando estruturas tipo grabens e horstes alternados (notar inclinação geral dos estratos); D) Conjunto de falhas inversas, com deslocamento da capa e formação de drag característico, originadas a partir da reativação de falhas normais.

TECTÔNICA DIRECIONAL PÓS-MAGMATISMO MESOZÓICO NA REGIÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA, SP / PR

¹Norberto Morales, ²Yociteru Hasui, ³Iata Anderson de Souza, ⁴Adilson Viana Soares Junior, ⁵Fábio Braz Machado, ⁶Eduardo Salamuni, ⁷Rafael Beruski

¹UNESP, CNPq, nmorales@rc.unesp.br; ²FUNDUNESP; ³UNIFESP; ⁴UFPR

Ao longo dos terrenos pré-cambrianos do sul do estado de São Paulo, adentrando o leste do estado do Paraná, são marcantes os traços da foliação, contatos e zonas de cisalhamento, indicados pelas linhas de forma estrutural com traços predominantemente de orientação NE-SW, havendo distorção localizada para E-W no litoral sul de São Paulo. Cortando os terrenos pré-cambrianos e os sedimentos da Bacia do Paraná, são reconhecidos inúmeros diques de diabásio, de idade eocretácea que intrudiram planos subverticais de falhas e juntas, com orientação bem marcada, configurando os traços estruturais principais ao longo do Lineamento Guapiara e no Arco de Ponta Grossa, limitado pelos lineamentos São Jerônimo-Curiúva e Dom Alonzo. Os diques apresentam direção marcante NW-SE, variando entre WNW e NW, podendo em casos raros, apresentar orientação próxima a N-S.

Trabalhos de campo realizados ao longo da porção compreendida entre os citados alinhamentos permitiram o reconhecimento de inúmeras feições estruturais que deformam os diques mesozóicos de maneiras diversas, indicando uma atividade tectônica pós-magmatismo básico mesozóico e, provavelmente, pós-quebra do continente Gondwana. Este trabalho apresenta parte destas estruturas e discute seu papel no quadro evolutivo regional.

As áreas de maior deformação estão concentradas nas faixas de alinhamentos localizadas no eixo do Arco de Ponta Grossa, e são representadas por zonas fraturadas que seccionam o continente desde o litoral até as margens do rio Paraná, na fronteira entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Apresentam forte orientação em torno de N50W e formam traços morfoestruturais de

destaque na paisagem, tais como cristas alinhadas e segmentos retilíneos de drenagem, facilmente reconhecidos nas imagens aéreas (fotografias aéreas, imagens de satélite, modelos de elevação de terreno). Na literatura é enfatizada a importância tectônica de seus traços (Marini et al. 1967; Trzaskos et al. 2007, Strugale et al. 2007), bem como a existência dos lineamentos magnéticos em estudos aeromagnetométricos (Ferreira et al. 1981, Ferreira 1982, Machado Junior 2000, Izeli 2008). O destaque é feito para o grande número de falhas que afetam tanto os diques quanto as rochas encaixantes, com movimentações inversas, normais e direcionais, tanto dextrógiras quanto sinistrógiras, e que colocam em contato rochas das sequências paleozóicas e mesozóicas.

Não foram encontradas feições que indicassem abertura oblíqua que controlassem a intrusão dos diques, não tendo sido observados nenhum indicador cinemático deste tipo, mesmo em afloramentos em pedreiras. A interpretação óbvia é de que a abertura destes diques se deu perpendicularmente às suas paredes, apontando então para um quadro de distensão paralela a NE-SW, sub-horizontal, como já relatado por Marini et al. (1967) e por Castro et al. (2008). Trabalhos na região de Piracicaba, ao longo dos altos estruturais, mostram forte controle de falhas normais no posicionamento destes diques, indicando também aberturas neste sentido (Sousa 2002).

O padrão de fraturamento reconhecido, aqui apresentado em conjunto, mostra três principais famílias com variação do ângulo de mergulho, de direções em torno de ENE-WSW, NE-SW e NW-SE, e uma quarta família E-W, sempre com alto ângulo de mergulho. Estas direções coincidem com os dados morfoestruturais obtidos a partir das lineações

de drenagem, que demarcam o padrão de fraturamento megascópico.

O quadro de falhas reconhecidas na região estudada mostra um forte predomínio de falhas transcorrentes, associadas a falhas normais e/ou falhas inversas ao longo do setor. Localmente mostra superposição de orientações de planos estriados, decorrentes de mais de um evento de deformação rúptil. As falhas transcorrentes dextrógiras, com orientação preferencial N-S a NNE-SSW, ocorrem em maior número, com variação do ângulo de mergulho. São seguidas pela orientação NE-SW, com mergulho de baixo ângulo preferencial para NW. As falhas transcorrentes sinistrógiras também foram reconhecidas em grande número, com predomínio de orientações próximas a N-S e a E-W, seguidas das orientadas para NW-SW com alto a médio ângulo de mergulho para SW ou para NE, além daquelas de direção ENE-WSW, sub-verticais. As falhas normais apresentam orientação preferencial de NE-SW a ENE-WSW, predominando altos ângulos de mergulho, seguidas daquelas de direção NW-SE. As falhas inversas mostram uma concentração em torno da direção NW-SE, com mergulhos de alto a baixo ângulo, bem como ocorrem aquelas em torno das direções NE-SW, ENE-WSW e N-S, com variação de mergulho de médio a alto ângulo. Apesar da dificuldade para a determinação do sentido de movimento, na maioria dos casos os altos mergulhos são confirmados, com reconhecimento local inequívoco da movimentação de empurrão. Neste caso, os altos mergulhos parecem indicativos de ativação tardia de planos de falhas pré-existentes.

As feições de destaque, no entanto, são as associações entre os conjuntos acima, reconhecidos como falhas transcorrentes associadas a falhas normais formando estruturas do tipo flor negativa (Figura 1A), e falhas transcorrentes associadas (em direção ao topo do afloramento) a falhas inversas, com arranjos do tipo flor positiva (Figura 1B). Ao longo dos lineamentos principais, deformando rochas paleozóicas, mesozóicas ou mesmo cenozóicas, são reconhecidos segmentos onde predominam feições compressivas (falhas de empurrão associadas ou não a falhas

transcorrentes, dobras, planos conjugados de empurrão), alternados com segmentos onde predominam feições distensivas (falhas normais associadas ou não a sistemas direcionais).

A forte orientação dos diques NW-SE, verticais a subverticais, indica abertura NE-SW cujo magmatismo associado forma um dos braços da junção tríplice, enfatizada por Coutinho (2008) que deu origem à separação Brasil-África e ao ramo abortado correspondente ao arco de Ponta Grossa.

A presença de conjuntos de falhas com orientações semelhantes e sentidos de movimentação discordantes aponta para mais de um pulso de deformação, ainda não caracterizados satisfatoriamente. O reconhecimento de deformação das rochas mesozóicas, afetando principalmente as rochas ácidas e básicas associadas à Formação Serra Geral, indica movimentação transcorrente nas direções NNE-SSW (dextrógira) e E-W (sinistrógira), com associação local de falhas normais em arranjos locais transtensivos ou transpressivos (NE-SW) ou falhas inversas (NW-SE) (Figura 2).

O outro conjunto de estruturas associa falhas transcorrentes dextrógiras WNW-ESE a falhas normais, indicando esforços compressivos NW-SE, com projeção de eixo principal distensivo NE-SW (Figura 3). O reconhecimento de falhas normais deformando coberturas sedimentares superficiais indica que este conjunto de estruturas deva representar o quadro mais recente.

A posição dos eixos principais de paleotensões acima apontada concorda com resultados apresentados anteriormente por Hasui e colaboradores, indicando que o segundo conjunto deve estar associado ao quadro neotectônico.

Referências

Castro, L.G.; Ferreira, F.J.F.; Ângulo, R.J. Modelo gravimétrico-magnético do gráben de Paranaguá-PR, Brasil. *Rev. Brasileira de Geofísica* vol.26 (3), São Paulo, p. 273-292, 2008.

Coutinho, J.M.V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geol. USP*

Sér. Cient., São Paulo, v. 8, n. 2, p. 29-52, 2008.

Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A. V., Ferrari, M.P.; Vianna, B.B. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: Simpósio de Geologia Regional, 3, SBG/SP. Atas..., v.1, p.226-240. 1981.

Ferreira, F.J.F. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná. In: Geologia da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. Paulipetro, Consórcio CESP-IPT, p. 144-166.1982.

Izeli, M.G B. Controle estrutural do embasamento emerso na porção central da Bacia de Santos, utilizando sensoriamento remoto e interpretação sísmica. 65f. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.

Machado Júnior, D.L. Condicionantes estruturais e contexto tectônico do “Alinhamento de Guapiara”. 2000. 143f; Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) –

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

Marini, O. J.; Trein, E.; Fuck, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Bigarella, J.J.; Salamuni, R.; Pinto, V.M. – Geologia do Pré–devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. Curitiba, UFPr. P.43-104 (Boletim 23/25), 1967

Sousa, M.O.L. Caracterização estrutural dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, centro do Estado de São Paulo. 202f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. 2002.

Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Portela Filho, C.V.; Ferreira, F.J.F.; Freitas, R.C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. Journal of South America Earth Sciences, v. 24, p. 2203-227, 2007.

Traskos, B.; Rostirolla, S.P.; Bocardi, L.B. Bandas de deformação em arenitos permocarboníferos da Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 27-43, 2007.

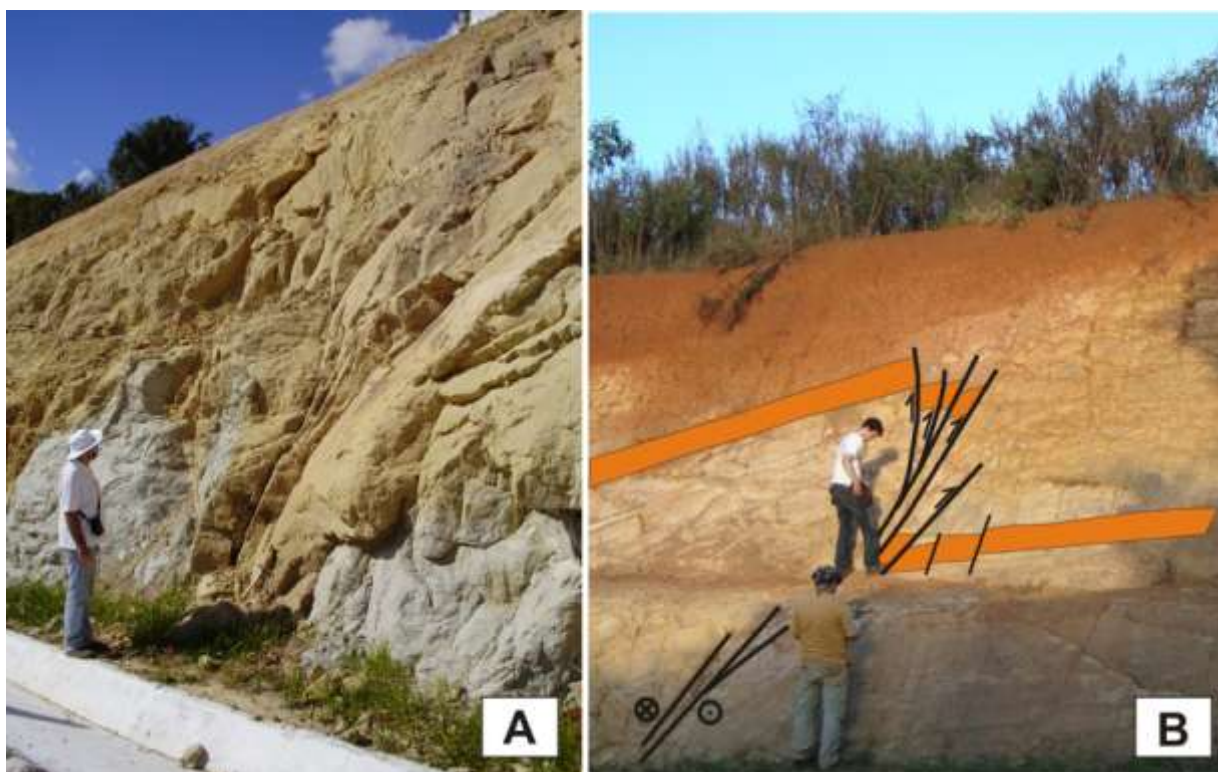


Figura 1. Associações de falhas transcorrentes com falhas normais em arranjo do tipo flor negativa (A) e com falhas inversas em estrutura tipo flor positiva (B).

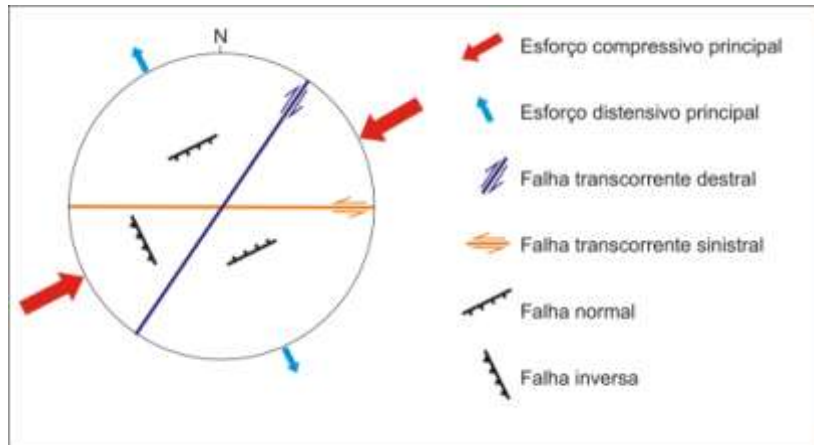


Figura 2. Quadro esquemático das direções principais de falhas e direções de eixos de paleotensão para o primeiro conjunto.

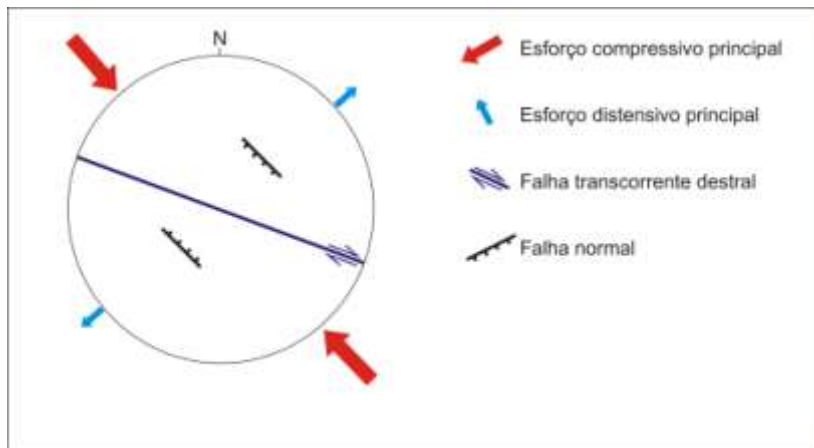


Figura 3. Quadro esquemático das direções principais de falhas e direções de eixos de paleotensão para o segundo conjunto

A IMPORTÂNCIA DAS FRATURAS NO DESENVOLVIMENTO DE FEIÇÕES CÁRSTICAS EM CALCÁRIOS DA FORMAÇÃO JANDAÍRA (CRETÁCIO DA BACIA POTIGUAR), FELIPE GUERRA – RN

Iris Pereira Gomes¹, César U. V. Veríssimo² & Francisco Hilário R. Bezerra³

¹CPRM –Serv. Geol. do Brasil, REFO-CE irispgomes@bol.com.br; ²UFC, Departamento de Geologia; ³UFRN, Departamento de Geologia

Introdução

A pesquisa em apreço envolve o estudo geológico, estrutural e espeleológico de uma área localizada no município de Felipe Guerra – RN, porção oeste da Bacia Potiguar. Trata-se de um território pouco estudado que se encontra bem preservado, tornando-se um atrativo à novas descobertas. O objetivo da pesquisa é determinar a importância das fraturas na formação de feições cársticas e suas implicações para a gênese das cavernas do calcário Jandaíra e contribuir com informações geológicas acerca das rochas calcárias fraturadas da região, acreditando que a estruturação frágil tem grande importância no controle da paisagem cárstica.

Geologia regional

O presente estudo encontra-se localizado no contexto geológico da Bacia Potiguar, extremo nordeste do Brasil. Segundo *Françolin & Szatmari* (1989) in *Dantas* (1998), a Bacia Potiguar é uma bacia sedimentar do tipo *rift* originada pela fragmentação do supercontinente *Gondwana*, que teve início ao final do Jurássico, estando sua origem diretamente ligada a formação do Atlântico Sul. Engloba parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, com 48.000 km de área e corresponde a uma transição entre o continente e o oceano (Figura 1 A).

O preenchimento sedimentar da bacia está relacionado com diferentes fases de sua evolução tectônica, denominadas de: fases *rift*, transicional e deriva continental. Cada uma foi responsável, respectivamente, pela deposição sedimentar das megassequências continental,

transicional e marinha (*Chang et. al*, 1992 in *Pessoa Neto*, 2003).

Na fase de Deriva Continental, formou-se a ampla plataforma carbonática, designada de Formação Jandaíra, composta por calcarenitos com bioclóstos e calciluditos, sobre a qual se encontra a área de pesquisa.

Geologia estrutural

Todo o calcário aflorante mostra-se fortemente deformado por estruturas frágeis, marcado por ruptura das rochas. A determinação do comportamento das fraturas é de fundamental importância na avaliação do seu desenvolvimento, uma vez que são planos de fraqueza favoráveis à formação de estruturas maiores, além de representarem caminhos para percolação de fluidos mineralizadores, recarga de aquíferos ou poluição.

Apesar de uma composição simples, em lâmina, a porosidade surge de diversas formas: intergrãos, intragrãos, ao longo de estilólitos e em fraturas. Estes são o ponto de partida para o desenvolvimento de superfícies de dissolução, por onde a água inicia a desagregação lenta e contínua da rocha, passando, a longo prazo, à cavidades subterrâneas.

Em campo foram reconhecidas quatro famílias de fraturas (N-S, E-W, NE-SW e NW-SE), mas lineamentos com direção E-W têm pouca ou quase nenhuma participação no traçado dos sistemas. Por outro lado, em ambiente SIG, modelamentos matemáticos gerados através do *software Petbool*, reforçam a tendência de três direções, NW-SE, NE-SW e N-S, em ambiente mais profundo.

Além disso, a análise por sensores remotos, a partir de uma imagem *Quickbird*, permitiu reconhecer que a série de lineamentos interpretados e mapeados coincide em parte, tanto com o arranjo local, como com todo sistema estrutural da Bacia Potiguar, como por exemplo, os Sistemas de Falhas de Carnaubais (SFC) e de Afonso Bezerra (SFAB) de direções NE-SW e NW-SE.

Com base neste contexto geológico, supõe-se de que as famílias de fraturas encontradas na área são reflexos de uma tectônica de expressão regional, ligada a evolução da margem continental brasileira, uma vez que a bacia apresenta características estruturais condizentes com o desenvolvimento do intenso sistema de fraturas da área de pesquisa.

Além disso, os lineamentos NW-SE e NE-SW coincidem também com a topografia da caverna mapeada, que possui duas galerias, uma com 33m, na direção NE-SW e a outra com 54m, de direção NW-SE. Correlacionando as direções tomadas no interior da caverna, como alinhamentos de estalactites e fendas no teto, com aquelas medidas em superfície, temos novamente a concentração de duas direções preferenciais, NE-SW e NW-SE, e que essas estruturas assumem a direção aproximada ao desenvolvimento da caverna (Figura 1 B).

Conclusões e sugestões

O estudo mostrou que a área compreende um relevo cárstico, produzido pela ação geológica da água superficial e subterrânea sobre rochas solúveis, os calcários da Formação Jandaíra,

nos quais a formação de condutos é controlada pela solubilidade da rocha e seu padrão estrutural. Com base nas evidências podemos dizer que a presença destas estruturas exerce forte controle e influência direta na formação de cavidades subterrâneas.

Esperamos, finalmente, que este trabalho seja uma parcela contribuinte para Geologia do Brasil e recomendamos a intensificação de esforços científicos, voltados a um detalhamento das descobertas cavernícolas, capazes de enriquecer o banco de informações espeleológicas de natureza singular.

Referências

Dantas, E. P. Gravimetria e Sensoriamento Remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte. 1998. 97p. Natal. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). CCET, UFRN.

Chang, H. K. ET AL, 1992. In: Pessoa Neto, O.C. Estratigrafia de Seqüências da Plataforma Mista Neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 2003. Volume 33, p. 263-278, 2003.

Françolin & Szatmari, 1989. In: Dantas, E. P. Gravimetria e Sensoriamento Remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte. 1998. 97p. Natal. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). CCET, UFRN.

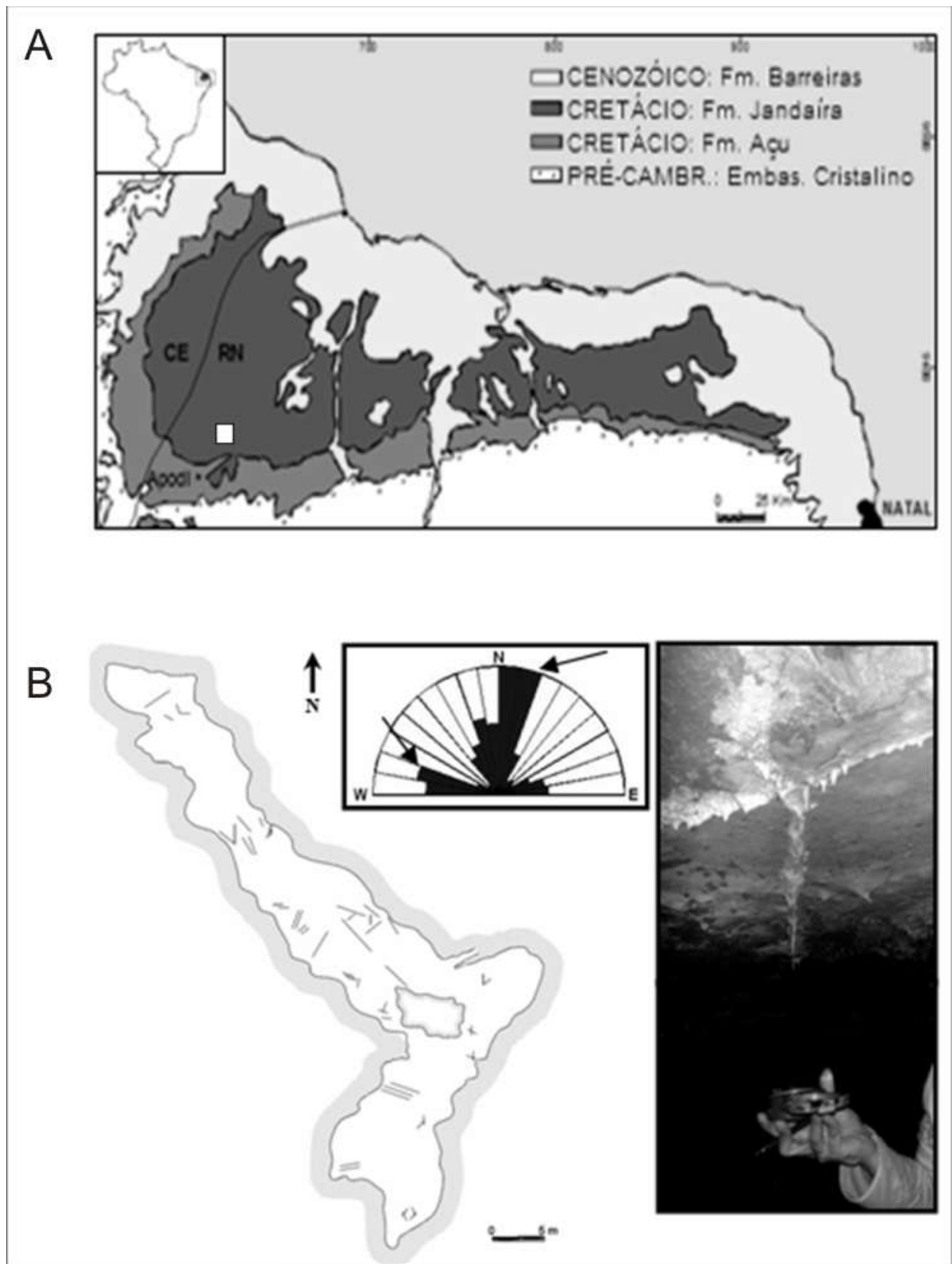


Figura 1. (A) Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (Dantas, 1998); (B) Topografia da caverna, com diagrama de rosetas da frequência acumulada de fraturas internas e alinhamento de estalactites no teto.

DESENVOLVIMENTO DE *POP-UP* E *POP-DOWN* EM SISTEMAS COMPRESSIONAIS: INPUT DA MODELAGEM FÍSICA

Fernando César Alves da Silva¹, L. Amador² & F. J. S. Oliveira²

¹Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Departamento de Geologia - UFRN. PRH- 22- ANP fernando@geologia.ufrn.br ; ²Curso de Geologia da UFRN, bolsista do PRH 22 – ANP.

Introdução

Nas últimas décadas, a modelagem física analógica tem sido usada na geologia no sentido de melhorar o entendimento de mecanismos que governam a evolução de bacias sedimentares e orógenos. O desenvolvimento de estruturas contracionais em orógenos, incluindo a inversão de estruturas prévias e a importância da geometria de indentadores, tem sido investigado por vários pesquisadores (Alves da Silva & Oliveira, 2009; Panien et al., 2006; McClay & Whitehouse, 2004; Yamada & McClay, 2004; Marshak & Flottmann, 1996, entre outros). Nesse trabalho nós abordamos, através da modelagem física, o desenvolvimento de estruturas triangulares e a influência de parâmetros tais como contrastes reológicos, geometria de bloco indentador, sedimentação sin-tectônica e de estruturas prévias na sua formação.

Aparato e procedimento experimental

Os modelos foram desenvolvidos em aparato tipo caixa de areia (50 cm x 40 cm x 20 cm, comprimento largura, altura, respectivamente) com paredes de vidro. Uma das paredes era móvel que, controlada por um motor, movia-se com velocidade da ordem de 0,04cm/s. O material usado foi areia, tingida artificialmente para dar contraste as estruturas formadas, bolas de vidro (*glass beads*), para dar contraste reológico e blocos de madeira simulando rampas planar ou listrica pré-existente ou como indentador. O material granuloso foi peneirado na caixa de uma altura de cerca de 20 centímetros.

Resultados

Os dados obtidos mostram a formação de *pop-up* e *pop-down* em várias escalas. Quando a pilha é submetida a compressão, em frente a uma rampa pré-existente (25^o de inclinação) em todos os experimentos, o desenvolvimento de duas falhas principais aparecem logo nos estágios iniciais, bem antes da rampa, formando uma grande estrutura triangular denominada de *pop-up* trazeiro. Com a progressão da deformação, a rampa é ativada e forma-se um novo *pop-up*, aqui denominado de *pop-up* frontal. Entre os dois tem-se o grande *pop-down* central (figura 1a). Nos estágios subsequentes essas falhas são afetadas por falhamentos mais novos, antitéticos, levando a formação de novas estruturas triangulares, desta vez tanto *pop-up* como *pop-down*. Esses últimos são sempre subordinados, em tamanho, aos primeiros. A sedimentação sin-tectônica induz um basculamento, em direção ao *hinterland*, das camadas que compõem o *pop-up* frontal que por sua vez reativa falhas com vergência para o *foreland*. Nos experimentos sem sedimentação sin-tectônica e com estratificação mecânica na parte basal da sequência (intercalação de camadas de areia e camadas de bolas de vidro) o cenário final foi bastante diferente. Embora tenha se formado o *pop-up* trazeiro, nos estágios iniciais da deformação, não houve a formação do *pop-up* frontal e, conseqüentemente, também não se formou o *pop-down* central. Isso se deve ao fato da mudança física da pilha junto à rampa pré-existente (contraste reológico e ausência da carga da sedimentação sin-tectônica). Na região frontal tem-se a formação de dobra com plano axial curvo, horizontalizando-se sobre a

rampa, iniciada pela propagação da falha nas camadas acima dela.

Conclusão

Os experimentos realizados demonstram que a arquitetura deformacional de uma região sujeita a compressão depende do contraste reológico, da taxa de sedimentação e da geometria de rampas pré-existentes. A formação de estruturas triangulares (*pop-up* e *pop-down*) pode ser compartimentalizada. O conhecimento dessa arquitetura pode ser importante, uma vez que elas podem se portar com armadilhas para fluidos.

Referências

Alves da Silva F.C. & Oliveira F.J.S, 2009. Desenvolvimento de traços estruturais curvilíneos em cinturões de empurrões: visualização em modelagem física. *Revista Brasileira de Geociências* 39(1): 138-150.

Panien M., Buijter S.J.H., Schreurs G., Pfiffner O.A. 2006. Inversion of a symmetric basin:

insights from a comparison between analogue and numerical experiments. In: S.J.S.Buijter & G. Schreurs (Eds): *Analogue and numerical modeling of crustal-scale processes*. Geol. Soc. London, Special Publications, 253, 253-270.

McClay K.R. & Whitehouse, P.S. 2004. Analogue modeling of double vergent thrust wedges. In: McClay K.R. (ed.): *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir, 82:184-206.

Yamada Y. & McClay K. 2004. 3-D analog modeling of inversion thrust structures. In: McClay K.R. (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir, 82:276-301.

Marshak S. & Flottmann T. 1996. Structure and origin of the Feurieu and Nackara arcs in the Adelaide fold-thrust belt, South Australia; salient and recess development in the Delamerian orogen. *Journal of Structural Geology*, 8:891-908.

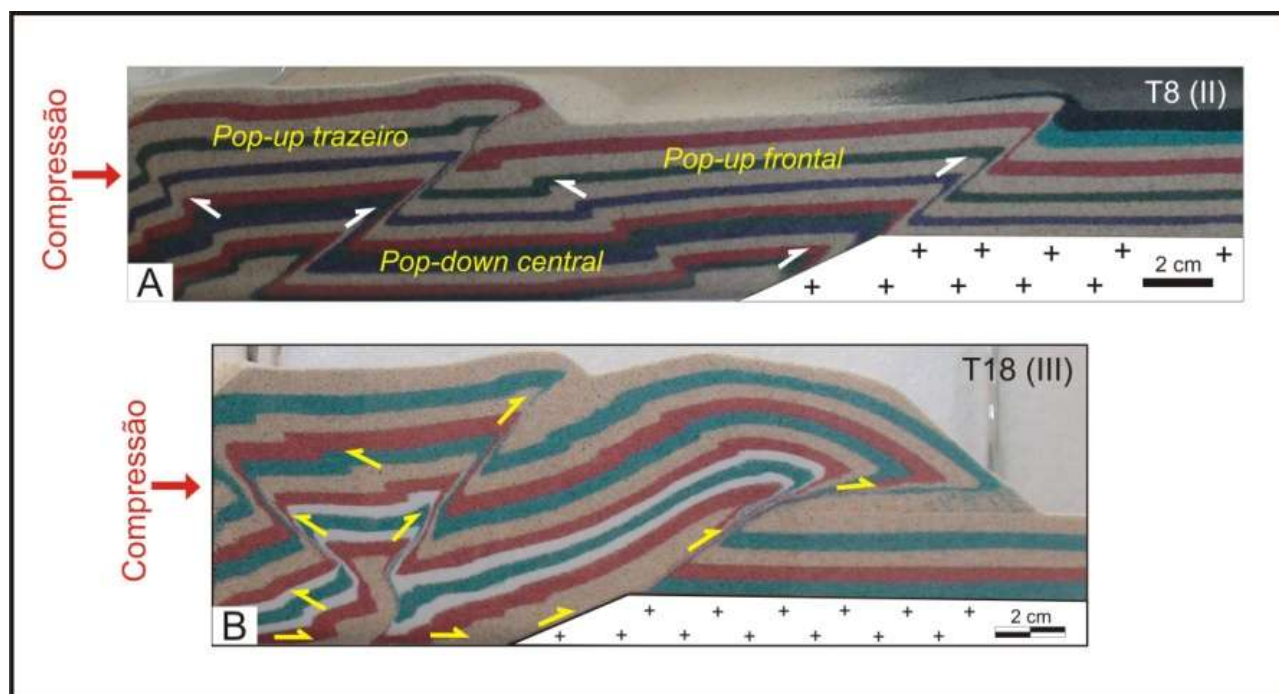


Figura 1. Dois exemplos, em estágios distintos, de experimentos realizados: A) Com sedimentação sin-tectônica (camadas azul e preta); b) Sem sedimentação sin-tectônica e com estratificação mecânica (camadas de bolas de vidro – brancas- intercaladas com camadas de areia).

MODELAGEM DA DEFORMAÇÃO E PERMEABILIDADE NA FORMAÇÃO JANDAÍRA (BACIA POTIGUAR): O CASO DA FURNA FEIA

Aline Theophilo Silva¹; Anderson Moraes¹; Francisco Hilário R. Bezerra²

¹Petrobras (alinet@petrobras.com.br); ²Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Introdução

Hoje, a compreensão dos elementos fundamentais para a criação de porosidade secundária e aumento da permeabilidade em reservatórios carbonáticos é um tema crítico para a indústria do petróleo. Determinar a relação entre o tipo de poro, a porosidade e a permeabilidade nesse tipo de rocha constitui um desafio para a caracterização de reservatórios. Apesar dos inúmeros estudos neste tema, principalmente em estratigrafia e sedimentologia, existem ainda muitas lacunas de conhecimento. Por exemplo, é comum observar uma forte dispersão dos dados em gráficos que comparam taxas de recuperação de óleo com valores de porosidade média de reservatórios carbonáticos (Fig. 1), sinalizando que fatores além da porosidade deposicional determinam a eficiência desses reservatórios. Alguns especialistas (Ehrenberg e Nadeau, 2005; Aguilera, 2006; Motaron, 2008) atribuem a boa produtividade de reservatórios carbonáticos à presença de fraturas naturais. Entretanto ainda é muito reduzido o número de estudos quantitativos em geologia estrutural, a respeito da influência da deformação frágil para o desempenho de reservatórios carbonáticos (Ehrenberg e Nadeau, 2005).

Para investigar como fraturas naturais (falhas e juntas) contribuem para o aumento de permeabilidade em rochas carbonáticas estudamos na Bacia Potiguar, próximo à cidade de Baraúna (Fig. 2), uma extensa área de exposição de carbonatos da Formação Jandaíra (Turoniano-Campaniano). A Formação Jandaíra é marcada por intensa deformação pós-rifte e carstificação. Na área de estudos, longas e profundas fendas, localmente evoluindo para pequenas cavernas, são formadas pela focalização da percolação de

água meteórica ao longo das falhas e juntas aflorantes, evidenciando o controle que o arcabouço estrutural exerce sobre o processo cárstico. Ali está localizada a segunda maior caverna do Estado, chamada Furna Feia, com aproximadamente 739 m de desenvolvimento linear e até 30 m de profundidade. Essa caverna também apresenta forte evidência de controle estrutural, uma vez que é preferencialmente orientada segundo a direção NW-SE e exibe fortes deflexões NE-SW (Fig. 2). Tais direções são compatíveis com o padrão de fraturamento observado em afloramentos da área de estudos (Silva, 2011).

A modelagem numérica apresentada neste trabalho pretendeu examinar: (1) a razoabilidade do possível aumento da permeabilidade nos carbonatos da Formação Jandaíra em consequência do fraturamento observado; (2) se esse aumento de permeabilidade poderia ser condicionante do desenvolvimento da Furna Feia. Para isso foi utilizado o programa TECTOS (©Petrobras), que consiste em um sistema integrado de análise mecânica pelo Método dos Elementos Finitos para simulação 2D de processos em geologia estrutural e tectônica.

A Furna Feia como análogo

A definição mais comum para caverna é “uma cavidade subterrânea natural, onde uma pessoa consegue entrar”. A sua formação resulta da ação química de águas subterrâneas ligeiramente ácidas sobre rochas solúveis, tais como calcários, mármore, dolomitos e gipsita. Alguns autores (Bloom, 1998; Easterbrook, 1999) defendem que, além da composição da rocha, a presença de falhas e fraturas também é fundamental no desenvolvimento de cavernas. Easterbrook (1999) afirma que a porosidade

secundária produzida pela interseção de famílias de juntas desempenha um papel importante na dissolução, porque elas permitem um maior acúmulo de água na rocha e facilita a circulação das águas subterrâneas.

Nesse trabalho investigamos se a presença de fraturas persistentemente orientadas poderia criar corredores de alta permeabilidade na Formação Jandaíra, e se esses corredores seriam condicionantes da circulação de água através da rocha, orientando o processo de dissolução e o desenvolvimento da Furna Feia. Pressupomos que processos semelhantes ocorrem em reservatórios carbonáticos e, por isso, a Furna Feia é um bom análogo para esse tipo de reservatório.

Resultados da modelagem

O modelo numérico foi construído usando uma malha estrutural triangular não-linear, com uma reologia elastoplástica não associada, onde as descontinuidades são representadas por elementos de contato. A malha contou com 9.246 nós e 18.170 elementos lineares (Fig. 3b). Para orientar a construção da malha foram mapeadas, a partir de imagens do Google Earth, as fraturas evidentes em superfície na área em torno da caverna (Fig. 3a).

A distribuição dos valores de *Shear Rupture Ratio* (RFS) observada na Figura 4 representa o quão perto a rocha está de tocar a envoltória Morh-Coulomb (Moraes, 1995). Valores de RFS iguais ou próximos a 1 (zonas vermelhas) indicam as áreas onde podem ocorrer maior dilatação e zonas de fraturas associadas. É intuitivo que nestas zonas de alta deformação o bem conhecido fenômeno da dilatância, associado ao aumento progressivo da tensão acumulada, levam ao aumento da porosidade e, conseqüentemente, na permeabilidade das fraturas preexistentes. Desta forma, a percolação de fluidos está concentrada ao longo destas zonas de fratura, trabalhando para a formação de carste.

Conclusão

De acordo com esta modelagem numérica, a deformação na área de estudo apresenta uma distribuição direções de fraturamento favorável à criação de zonas de alta permeabilidade por dilatação com uma quantidade muito baixa de tensão (5 MPa). Essas zonas de alta permeabilidade são capazes de focalizar a percolação de água e condicionar o crescimento da Furna Feia. Se na área de estudo existisse um reservatório de hidrocarbonetos real, possivelmente em vez de uma caverna haveria uma zona de produtividade superior.

Referências

- Aguilera, R. (2006). Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships: Discussion. AAPG Bulletin 90(5): 807-810.
- Bloom, A.L. (1998). Chapter 8 - Karst and Speleology. Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms, New Jersey, Prentice Hall 3rd ed., p. 147 – 168.
- Easterbrook, D.J. (1999). Surface Processes and Landforms. New Jersey, Prentice Hall, 2nd ed.
- Ehrenberg, S. N. and Nadeau, P. H. (2005). "Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships." AAPG Bulletin, v. 89(4): 435-445.
- Moraes, A. (1995). Estudo dos campos de tensões locais e da geração de falhas em regime extensional pelo método dos elementos finitos. Departamento de Geologia, Escola de Minas. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto: 241 p.
- Silva, A.T. (2011). The contribution of brittle deformation processes on improving hydrocarbon carbonate reservoirs: the Jandaíra Formation (Turonian - Campanian) as analogue. Tese de Doutorado, pela Università degli Studi Roma Tre (Itália), 107 p.

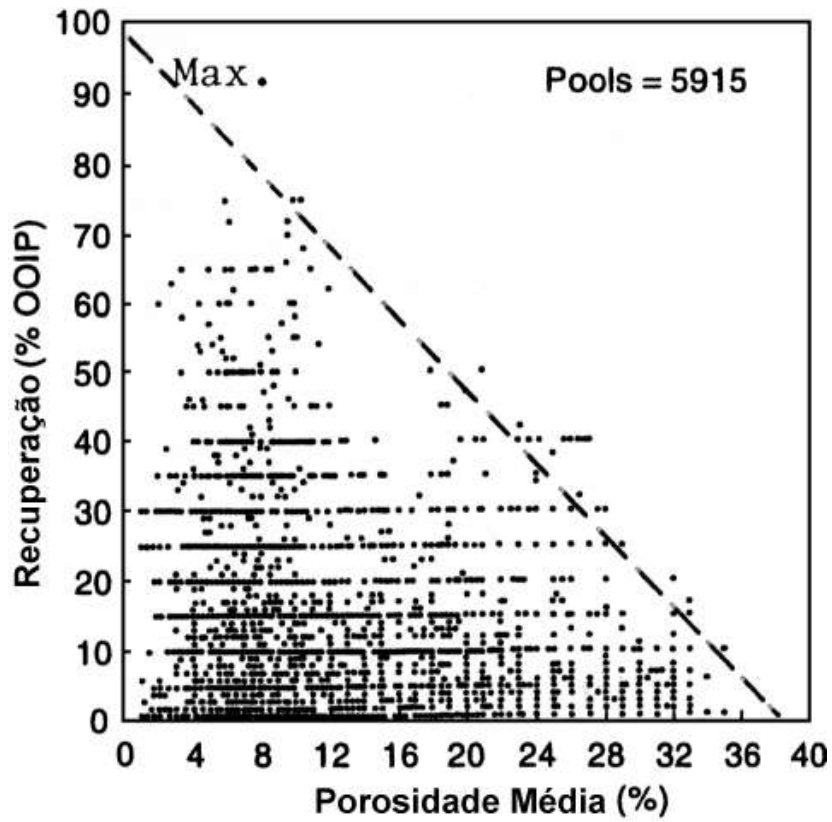


Figura 11. Taxa de recuperação por porosidade média de reservatórios (modificado de Aguilera, 2006).

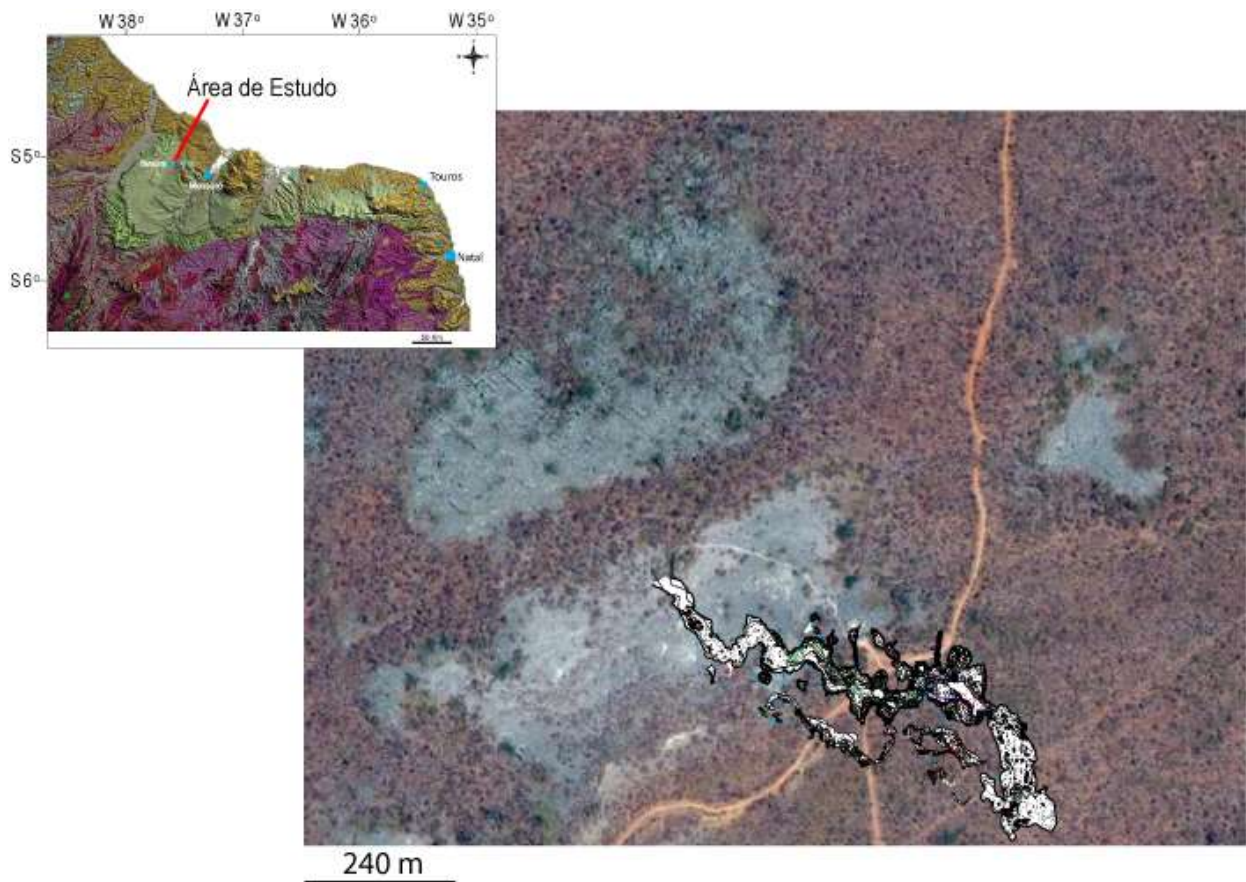


Figura 12. Localização da Furna Feia.

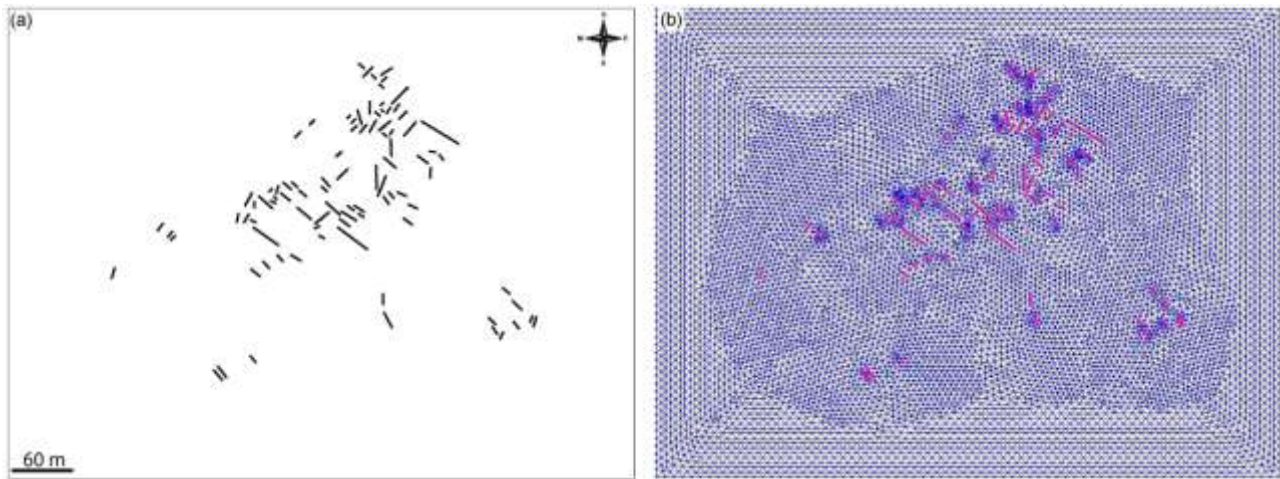


Figura 13. Modelagem da Furna Feia: (a) lineamentos estruturas extraídos manualmente da área da de estudo; (b) malha estrutural do modelo numérico.

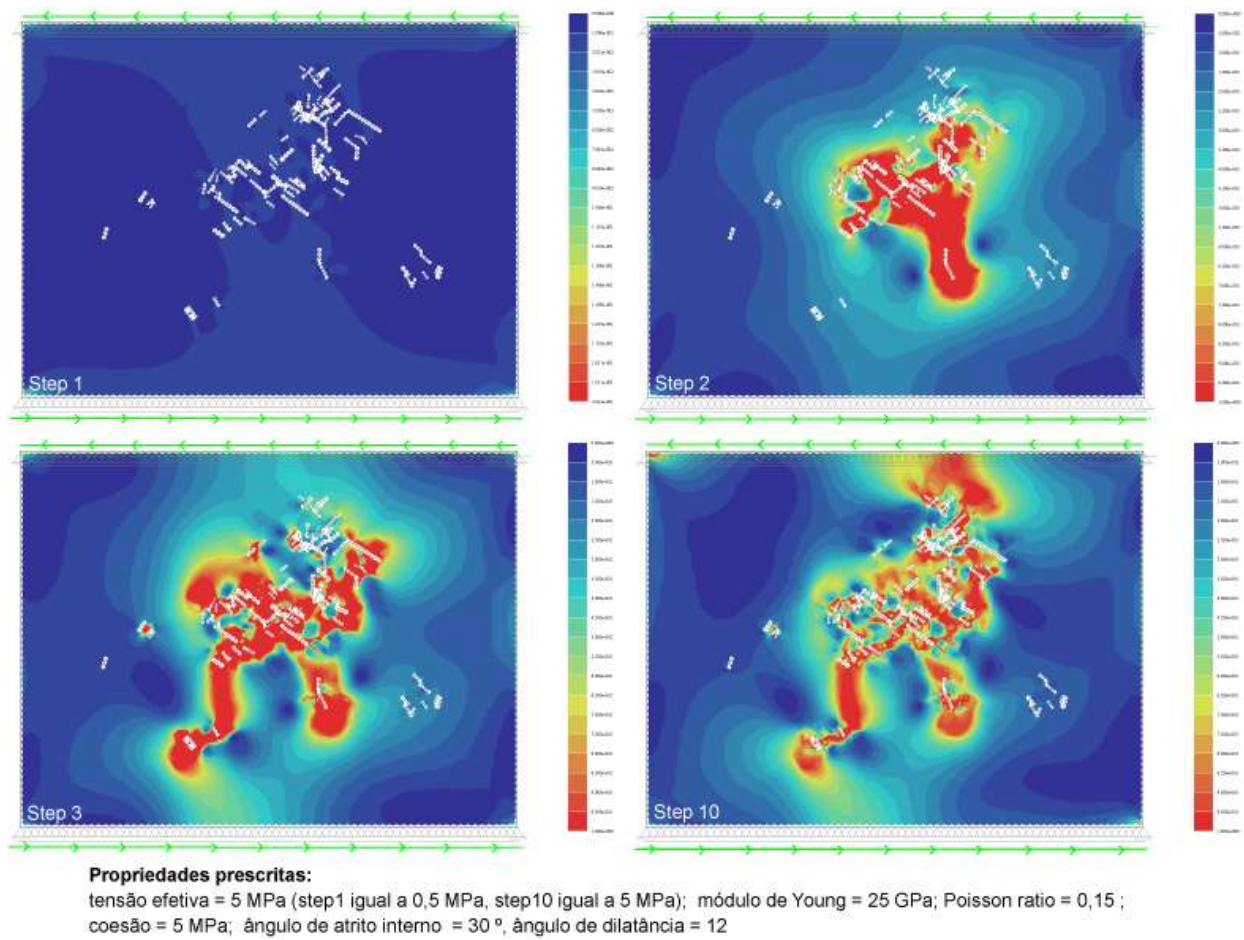


Figura 14. Resultados da modelagem com o TECTOS, utilizando um cenário de transcorrência sinistral.

MAPEAMENTO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA MINA DE VAZANTE E SUA IMPLICAÇÃO PARA DESENVOLVIMENTO DE LAVRA

Basilio Botura Neto, Thassio Queiroz de Freitas Souza, Ana Flávia Ferreira, Gustavo Oliveira Diniz, Vanio De Bessa

Votorantim Metais, Vazante-MG, basilio.neto@vmetais.com.br¹

Na região de Vazante/Paracatu-MG, associados a estratos carbonáticos, seqüência argilo-dolomítica do Grupo Vazante (Monteiro, 1997, *apud* Dardenne, 1978, 1979), ocorrem importantes mineralizações de Zn e Pb, sendo hoje o maior distrito zincífero brasileiro, responsável por toda a produção de concentrado de zinco e chumbo do país e detentora de aproximadamente 5,8 milhões de toneladas de zinco contido (DNPM, 2009).

A mina de Vazante, localizada no município homônimo, ocorre encaixada no Grupo Vazante em ambiente geotectonicamente complexo tornando difícil o seu enquadramento nos modelos conceituais de depósitos de Zn não sulfetados conforme proposto por Hitzman (2003), trata-se de uma zona de falha anastomosada de atitude média N50E/60NW, caracterizada por uma brecha hidrotermal com reativação transcorrente sinistral e inversa, passando para uma falha normal lítrica, com porções internas mineralizadas (Monteiro, 2002 *apud* Dardenne, 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Pinho *et. al.*, 1989, 1990; Pinho, 1990; Rostirola *et. al.*, 2002).

O depósito de Vazante se estende por aproximadamente 11 km, sendo que destes 3,5km estão em desenvolvimento por lavra subterrânea. No modelo de curto prazo são consideradas as informações obtidas de leques de sondagem subterrânea e mapeamento de minério no teto das galerias, no entanto, algumas vezes o desenvolvimento da lavra entre perfis de sondagem não confirma a interpretação de curto prazo. Neste trabalho foi avaliado o mapeamento estrutural de detalhe como ferramenta complementar para interpretação e previsibilidade da mineralização.

A área estudada está localizada no extremo sul da mina subterrânea, denominado Lumiadeira. Com base no mapeamento estrutural percebe-se que a zona de brecha hidrotermal justapõe os Membros Pamplona Inferior (topo) e Morro do Pinheiro Superior (base) da Formação Serra do Poço Verde (Dardenne *et.al.*, 1997, 1998, 2000) no qual, o membro de topo é caracteriza por dolomitos rosados com intercalações pelíticas cinza esverdeadas e o de base por dolomitos cinza com laminações algais e estruturas *bird's eyes*. Conforme dados estruturais coletados durante o mapeamento dos níveis da mina (cotas 388, 420, 455 e 484 em referência ao nível do mar) e apresentados na Figura 1., constata-se que o contato de lapa (brecha hidrotermal/dolomito cinza) é marcado pela existência de duas falhas com atitudes preferenciais N60E/50NW-N76E/82NW denominada de Fn (Figura 2.A) e N80E/56SE-N86E/88SE (Figura 2.B) denominada de Fn+1.

A primeira falha (Fn) está relacionada ao evento mineralizante (lentes willemiticas) e ao cisalhamento principal, marcada por uma zona de brecha com evidências de hidrotermalismo, ou seja, coloração vermelha arroxeada, com forte ferro carbonatação, dolomitização e por vezes hematitização, trata-se de uma falha de geometria complexa irregular que justapõe os membros definidos anteriormente. A segunda estrutura (Fn+1) ocorre localmente como falhas inversas que deslocam a mineralização, sendo assim, geradas em um evento posterior ao do cisalhamento principal. No mapeamento litológico/estrutural das frentes de lavra e na interpretação dos furos de sondagem diamantada essa estrutura é marcada por um traçado contínuo, uma forte brechação no

dolomito cinza e localmente evidências de hidrotermalismo, principalmente hematitização, acompanhando os planos principais (Figura 3).

A constatação do contato brecha hidrotermal e dolomito cinza com duas direções de mergulhos opostas, marcada por duas estruturas distintas, implica diretamente no modelo geológico da mina. As estruturas identificadas no mapeamento subterrâneo serão inseridas no modelo de curto prazo permitindo ajustes mais refinados do modelo e assim dimensionar adequadamente o desenvolvimento de lavras, buscando maior aproveitamento do recurso mineral. Tais informações aumentam a confiabilidade para o planejamento de lavras entre os perfis dos leques de sondagem proporcionando assim maior produtividade e menor diluição dos blocos lavrados.

Referências

- Dardenne M. A., Freitas-Silva F. H., Souza J. C. F., Campos J. E. G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, XXXX Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Resumos*, p. 26.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasilia fold belt. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.), *Tectonic evolution of South America*, p. 231-263.
- DNPM, 2009. Sumário Mineral - Economia Mineral do Brasil-2009. Minerais não ferrosos - Zinco em https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/mostr_a_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=3985
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R., and Carman, C., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits, *Economic Geology*, v. 98, p. 685–714.
- Monteiro L.V.S. 2002. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. IGC-USP, *Tese de doutoramento*, 317 p.
- Pinho J. M. M., Dardenne M. A., Rigobello A. E. 1989. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. In: V Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais, *Anais Bol.110*, p. 275-276.
- Pinho J. M. M., Dardenne M. A., Rigobello A. E. 1990. Caracterização da movimentação transcorrente da Falha de Vazante, Vazante, MG In Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990, *Anais Natal, SBG*, v 5, p2284-2295
- Rostirola, S.P.; Mancini, F.; Reis Neto, J.M.; Figueira, E.G., 2002, Análise estrutural da mina de Vazante e Adjacências: Geometria, Cinemática e Implicações para a hidrogeologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1):59-68.
- Rodrigues, J. B., 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de doutorado, 2008, UnB.]

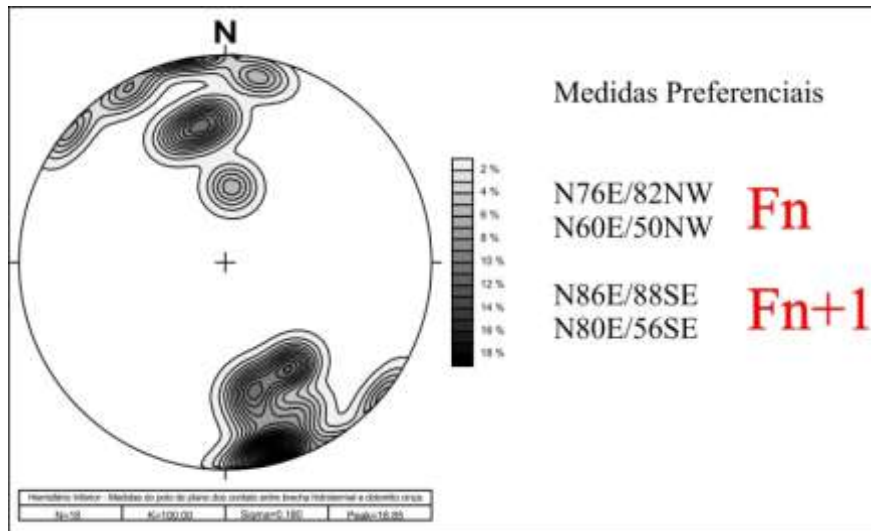


Figura 1. Medidas do pólo do plano do contato de lapa entre brecha hidrotermal e dolomito cinza.

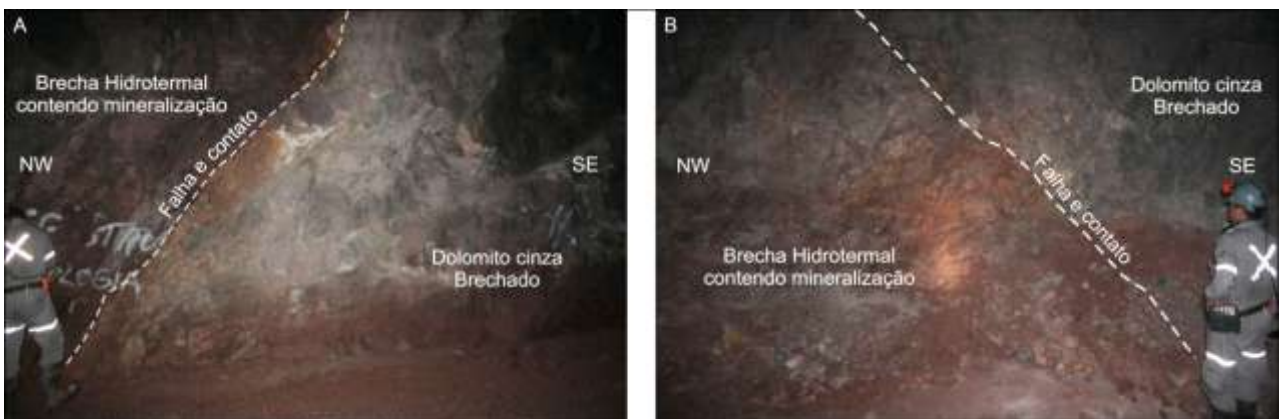


Figura 2. (A) Relação de contato N60E/50NW (Fn); (B) Relação de contato N80E/56NW (Fn+1).

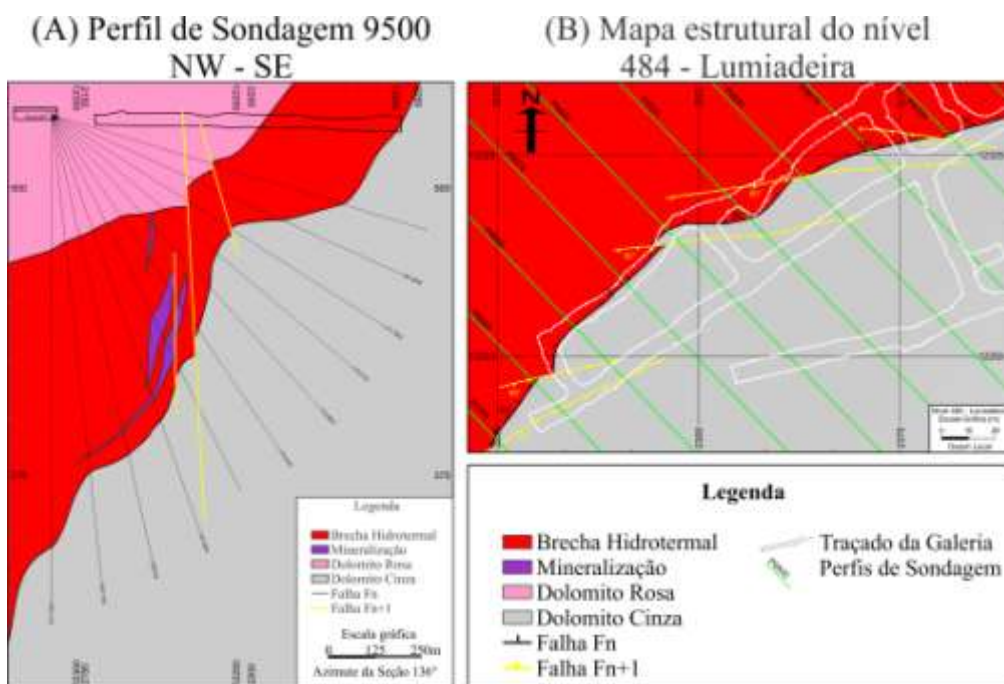


Figura 3. (A) Seção interpretada apresentando a relação das falhas mapeadas (B) Mapa estrutural do nível 484 – Lumiadeira, apresentando a relação das falhas em planta.

UMA MISTURA DE AREIA COM BARITA: PROPRIEDADES FRICCIONAIS E MODELOS ANALÓGICOS

Caroline Janette Souza Gomes

Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, caroline@degeo.ufop.br.

Introdução

Areia seca e argila úmida têm sido empregadas com sucesso para a simulação do comportamento mecânico da crosta superior. Estes materiais foram cuidadosamente estudados, entre outros, por Krantz (1991), Eisenstadt & Sims (2005), Withjack & Schlische (2006) e Panien *et al.*, (2006), que demonstraram que, em um campo de gravidade normal, as suas características friccionais se aproximam daquelas da crosta rúptil obedecendo ao critério de fraturamento de Mohr-Coulomb.

Posto que a crosta superior não constitui um meio homogêneo, o emprego de areia ou de argila não satisfaz situações que envolvem a simulação de unidades rochosas distintas ou seqüências sedimentares multicamadas. Com o intuito de sanar este problema, pesquisas sobre novos materiais analógicos têm sido desenvolvidos, entre outros, por Schellart (2000) e Rossi & Storti (2003). Estes autores examinaram as características de microesferas de vidro e de alumínio e sílica, respectivamente. Em presente trabalho apresenta-se um estudo preliminar sobre uma mistura de areia de quartzo e barita em pó, na proporção de 2:1, em peso, na tentativa de descobrir um material analógico que permita diferenciar, por exemplo, entre embasamento e supracrustais. O ângulo de atrito interno e a coesão da mistura foram comparados com as respectivas propriedades friccionais da areia de quartzo, pura. Além disto, foram montados, em caixas de experimentos, modelos de sistemas compressivos para a análise comparativa de respectivas cunhas compressivas.

Empregou-se um *Ring-shear Tester* (RST-XS) para a determinação da variação da tensão cisalhante em função do tempo e para a obtenção de envoltórias de Coulomb, em

diagramas de tensão cisalhante versus tensão normal. As envoltórias permitem definir o coeficiente de atrito interno e a coesão, esta a partir de uma análise de regressão linear. As medidas foram efetuadas com tensões normais variando de 800 a 2.400 Pa, em intervalos de 400 Pa, e, para minimizar erros de medidas, cada teste foi repetido três vezes. O *Ring-shear Tester* registra os dados relativos a três situações distintas: a ruptura (o primeiro pico de tensão), a falha em movimento (estabilidade dinâmica) e a reativação da falha (segundo pico de tensão). Em todos os testes, o preenchimento do compartimento anelar, do ensaio, foi efetuado por despejo, de uma altura de 10 cm.

Os modelos analógicos, da mistura areia/barita e da areia pura, foram montados sobre um mesmo substrato, uma folha de cartolina, com dimensões iguais: de 35 cm de comprimento, 20 cm de largura e 3,0 cm de altura. Gerou-se um encurtamento de 12 cm (34,3%) e, durante a deformação progressiva, mediram-se, a intervalos regulares, o espessamento do material analógico, a uma distância de 2 cm da parede móvel, e o ângulo de declividade da cunha compressiva. Para garantir a representatividade dos modelos estes foram desenvolvidos duas vezes.

Resultados

A tabela 1 apresenta os dados obtidos no *Ring-Shear Tester*. Observa-se que a diferença no ângulo de atrito interno, do primeiro pico (a ruptura), entre a mistura areia/barita e areia pura é de apenas 1°. No entanto, registram-se diferenças no comportamento reológico dos materiais (as curvas da tensão cisalhante em função do tempo) (Fig. 1 e Tab. 1) e na coesão, que é mais alta para a mistura areia/barita do que

para a areia pura. A mistura areia/barita possui uma taxa de *strain-softening* muito baixa comparada com aquela da areia pura, e a tensão cisalhante crítica do segundo pico muito próxima à do primeiro. Nota-se também que,

apesar do segundo pico ser sempre menor do que o primeiro, o ângulo de atrito interno do segundo é maior do que o do primeiro (Figs. 1 e 2).

Tabela 1. As propriedades friccionais dos materiais analógicos examinadas (μ - coeficiente de atrito interno; Φ – ângulo de atrito interno; R^2 - quadrado do coeficiente de correlação; *strain softening* = $\mu_{\text{primeiro pico}} - \mu_{\text{estabilidade dinâmica}} / \mu_{\text{estabilidade dinâmica}}$).

Material	Primeiro pico	Segundo pico	Estabilidade dinâmica	<i>Strain softening</i>
	μ	μ	μ	
	Φ	Φ	Φ	
	Coesão	Coesão	Coesão	
	R^2	R^2	R^2	
Areia / Barita	0,78	0,80	0,73	7,0 %
	38°	39°	36°	
	188 Pa	106 Pa	104 Pa	
	0,9943	0,9978	0,9970	
Areia	0,82	0,67	0,61	25 %
	39°	34°	32°	
	109	117	105	
	0,9917	0,9975	0,9962	

As fotografias da figura 3 refletem as diferenças reológicas dos dois materiais, em estudo. Apesar de ambos formarem o mesmo número de falhas, nota-se que após 12 cm de encurtamento o espessamento e a declividade da cunha são maiores para a areia pura do que para a mistura areia/barita (vide também os gráficos da figura 4).

Discussão

A correlação entre os modelos analógicos e a natureza constitui tarefa complexa. Lohrmann *et al.* (2003) sugere que, como as medições das propriedades friccionais das rochas são realizadas em amostras, de dimensões centimétricas, estas não deveriam ser extrapolados para a escala de cinturões de dobras e falhas. Além disto, os autores apontam ao fato de que as curvas de tensão-deformação do material analógico só refletem a evolução mecânica da zona de falha e não do restante do material. Assim, a única forma viável de se realizar a comparação entre

natureza e experimentos seria apontar feições similares.

No presente trabalho, os dois modelos experimentais revelaram uma nítida diferença nos parâmetros analisados: o espessamento e o ângulo de declividade da cunha compressiva. Estes são menores para os experimentos desenvolvidos com a mistura areia/barita. As medições efetuadas no *Ring-Shear Tester* revelaram, no entanto, que a mistura areia/barita apresenta, no instante da ruptura, uma coesão mais elevada (188 Pa) do que a areia pura (109 Pa). Para Davis *et al.* (1983) e Dahlen (1984), o ângulo de declividade de uma cunha crítica de empurrão depende do coeficiente de atrito interno e basal, das razões interna e basal da pressão dos poros, do mergulho da superfície do descolamento, mas, também, da coesão da rocha no interior da cunha. Um aumento na coesão interna da cunha compressiva causa decréscimo no ângulo de declividade crítico.

Considerando-se que a coesão das rochas sedimentares é menor do que aquela de granitos e de outras rochas duras (Dahlen

1984), tem-se uma primeira similaridade entre o material examinado e as rochas da natureza. É importante lembrar, também, que os ângulos de atrito interno, aqui determinados, e os das rochas da crosta superior, pouco variam. Outros estudos serão desenvolvidos, no futuro, na tentativa de encontrar novos argumentos que possam conduzir ao emprego da mistura areia/barita como análogo ao embasamento.

Bibliografia

Dahlen, F. A. 1984. Non-cohesive Critical Coulomb wedges: an exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89:10125- 10133

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, 88:1153-1172

Eisenstadt, G., Sims, D. 2005. Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter? *Journal Structural Geology* 27, 1399-1412.

Krantz, R.W. 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand

and sand mixtures. *Tectonophysics*, v. 188, p. 203-207.

Panien, M., Schreurs, G., Pfiffner, A. 2006. Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modeling: insights from grain characterization, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal Structural Geology* 28, 1710-1724.

Schellart, W.P. 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modeling. *Tectonophysics* 324, 1-16.

Rossi, D., Storti, F. 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and silicious microspheres. *Journal Structural Geology* 25, 1893-1899.

Withjack, M. O., Schlische, R.W. 2006. Geometric and experimental models of extensional fault-bend folds: *Geological Society of London Special Publication* 253, 285-305.

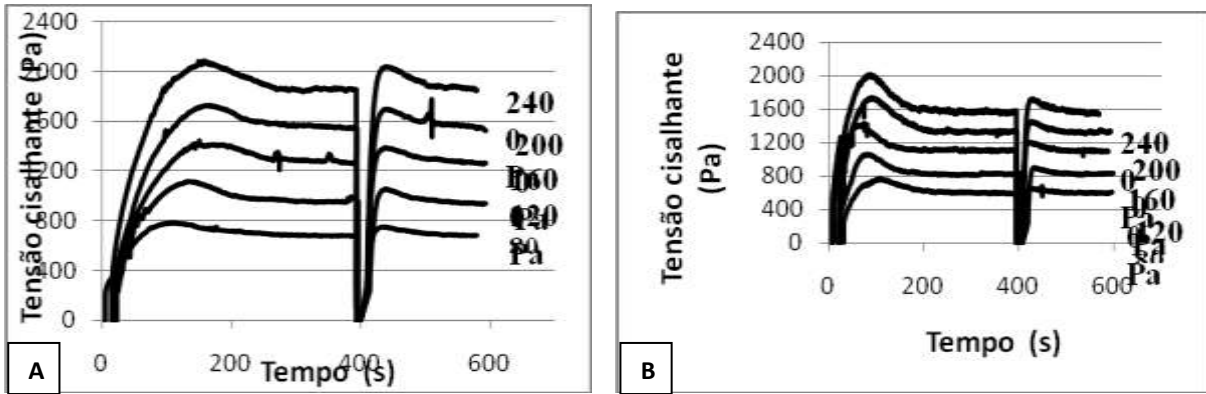


Figura 1. Diagramas tensão cisalhante versus tempo mostrando o comportamento A- da mistura areia/barita e B- da areia pura. As diferentes tensões normais de carregamento constam ao lado de respectivas curvas.

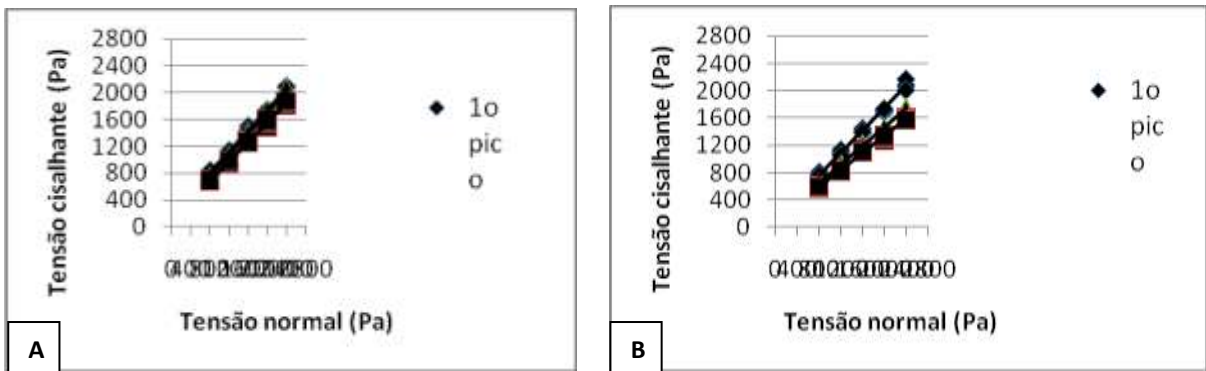


Figura 2. Envoltórias de Mohr – Coulomb para A- a mistura areia/barita e B- a areia pura.

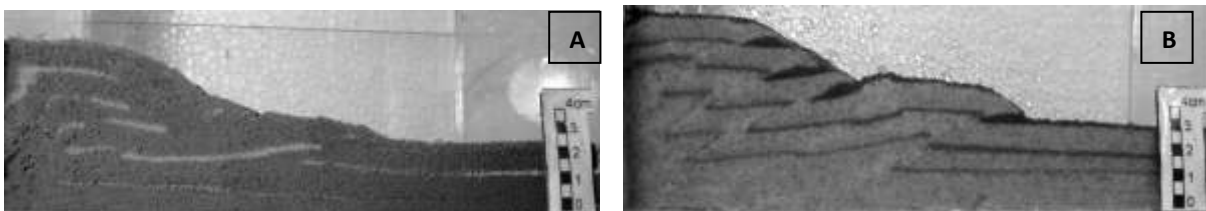


Figura 3. Fotografias de seções centrais, umedecidas, dos modelos analógicos, após o encurtamento de 12 cm; A- a mistura areia/barita e B- a areia pura.

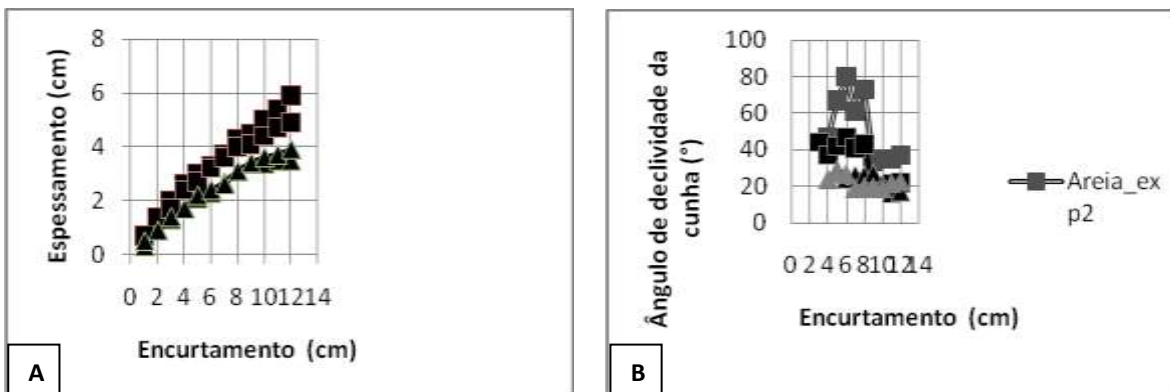


Figura 4. Gráficos de A- Espessamento x Magnitude de encurtamento e B- Declividade da cunha compressiva x Magnitude de encurtamento, para os experimentos desenvolvidos.

A ANÁLISE DO ÂNGULO DE ATRITO BASAL: MODELOS FÍSICOS E DADOS DE UM RING-SHEAR TESTER

Taynara D'Angelo¹, Caroline Janette Souza Gomes²

¹ Bolsista Iniciação Científica (PROBIC/FAPEMIG), taynaradangelo@hotmail.com; ² Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia;

A modelagem física que utiliza material analógico para a montagem de experimentos baseia-se na teoria de similaridade de Hubbert (1937). Os ensaios reproduzem deformações, de escala regional, em caixas de experimentos decimétricas, com o intuito de contribuir para a compreensão dos processos que levaram a formação das estruturas geológicas.

No presente trabalho analisa-se o efeito de dois diferentes substratos (folhas de plástico e de cartolina) sobre a formação de sistemas de falhas compressivas. Com esta finalidade, foram realizados: a) experimentos analógicos em caixas de areia, para a determinação do espessamento e da declividade da cunha compressiva e b) medições do coeficiente de atrito basal da areia de quartzo, empregada nos experimentos físicos, usando-se um *Ring-Shear Tester* (RST-XS).

A modelagem analógica constituiu-se de duas séries de experimentos. Todas, de 26 cm de comprimento, 20 cm de largura e 3 cm de altura, diferenciando-se pelo tipo de substrato: folha de plástico (série denominada TPlast) e folha de cartolina (série denominada TCart). Os experimentos foram submetidos a um encurtamento de 8,5 cm (32,7%), através de um motor elétrico que empurra uma parede frontal móvel da caixa de experimento, a uma velocidade constante de 2 cm/h. A intervalos regulares, de 1 cm, fotografou-se a deformação e mediram-se o espessamento do pacote de areia junto a parede móvel e a declividade da cunha compressiva (Fig.1). Cada experimento foi repetido três vezes para a confirmação dos resultados.

No *Ring-Shear Tester* foram determinados o coeficiente de atrito basal e a coesão da areia de quartzo, colorida com tinta acrílica vermelha, de granulometria entre 210 μm - 350 μm , mediante uso do *software* RST-

CONTROL 95. Para cada um dos substratos examinados, foram realizadas três séries de cinco testes, totalizando um total de 30 ensaios. A repetição dos testes visava uma maior reprodutibilidade dos dados. Em cada série variou-se a tensão normal de carregamento, utilizando-se sempre as mesmas tensões, de 800 Pa, 1200 Pa, 1600 Pa, 2000 Pa e 2400 Pa. Os resultados foram lançados em gráficos de tensão cisalhante x tempo e de tensão cisalhante x tensão normal. O primeiro fornece curvas que mostram o comportamento reológico da areia, quando submetida à tensão cisalhante crescente (Fig. 2), e, o segundo, uma reta que representa as envoltórias de Mohr-Coulomb (Figs. 9 e 10).

As figuras 3 e 4 mostram fotografias dos experimentos analógicos ao final da deformação e as figuras 5 a 8, gráficos com o tratamento estatístico dos dados obtidos. Nota-se que o espessamento das duas séries, junto à parede móvel, não varia significativamente. Já a cunha compressiva mostra um ângulo de declividade bem menor para a série TPlast do que para série TCart, um pouco acima de 20° e entre 40° e 60° (exceção para o 3° experimento), respectivamente.

A tabela 1 apresenta o coeficiente e o ângulo de atrito basal assim como a coesão dos dois substratos examinados e as figuras 9 e 10 mostram os dados no Diagrama de Mohr-Coulomb. Como esperado, o ângulo de atrito basal da areia sobre o plástico, é, no instante da ruptura, menor ($\Phi = 18,21^\circ$) do que aquele da areia sobre a cartolina ($\Phi = 31,96^\circ$). É interessante notar que os valores, das duas séries, pouco variam para as três situações analisadas, o instante da ruptura (o primeiro pico), o momento da reativação (o segundo pico) e a estabilidade dinâmica. Para efeito de comparação, obteve-se o ângulo de atrito

interno da areia (vermelha), em um estudo prévio, registrando-se os seguintes valores: $\Phi = 43,6^\circ$, $\mu = 0,95$, uma taxa de *strain softening* de 25% e coesão = 47 Pa.

Apesar de os dados obtidos no presente trabalho não mostrarem uma relação forte entre o ângulo de atrito basal e o espessamento, esta relação existe com o ângulo de declividade da cunha compressiva. O modelo com o ângulo de atrito basal alto (a série TCart) gerou uma cunha de declividade substancialmente mais elevada (pelo menos duas vezes) do que aquela da série TPlast. Esta observação confirma os dados da literatura. Assim, por exemplo Dahlen (1984) mostra, pela clássica teoria da cunha crítica, que a declividade da cunha depende em grande parte do ângulo de atrito do descolamento basal.

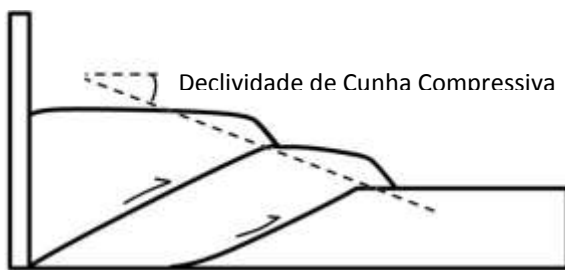


Figura 1. A declividade da cunha compressiva.

Ao longo do corrente ano, pretende-se dar continuidade ao presente estudo, com novos testes empregando-se também o papel lixa como substrato. Além disto, serão desenvolvidos novos modelos analógicos com uma maior magnitude da deformação, para a confirmação dos resultados.

Referências

Dahlen, F. A. 1984. Non-cohesive Critical Coulomb wedges: an exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89:10125- 10133

Hubbert, M.K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48:1459-1520

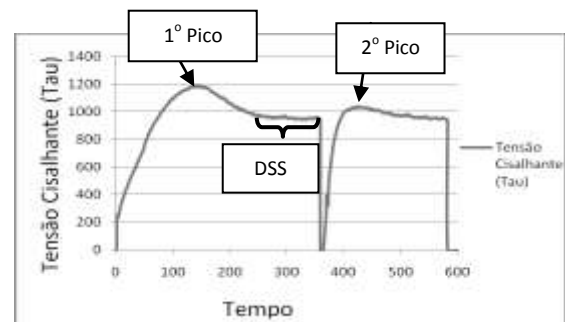


Figura 2. Gráfico da Tensão Cisalhante (τ) x Tempo, com indicação do 1º pico da tensão cisalhante (a ruptura), da estabilidade dinâmica (DSS) e do 2º pico da tensão (a reativação da falha).

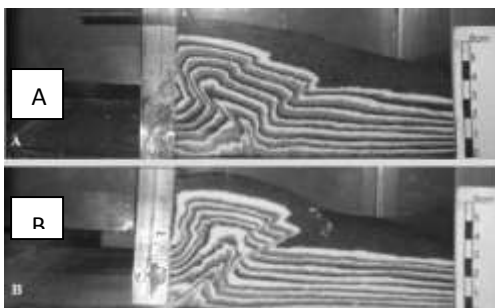


Figura 3. Fotografias dos experimentos ao final da compressão de 8,5cm. A. Série TPlast. B. Série TCart.

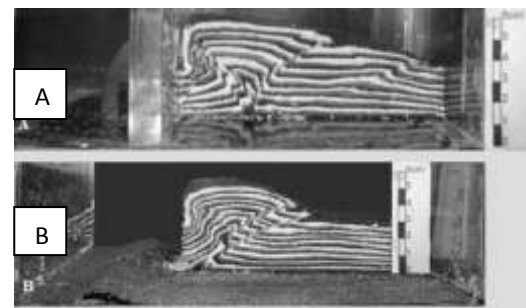


Figura 4. Fotografias do corte central dos experimentos. A. Série TPlast. B. Série TCart.

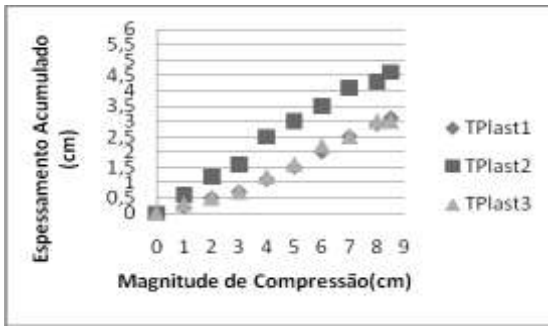


Figura 5. O espessamento acumulado x magnitude da compressão para os experimentos 1, 2 e 3 da série TPlast.

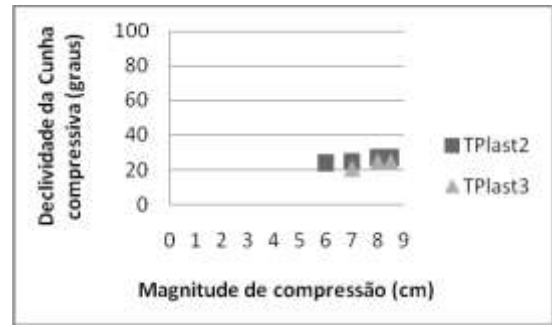


Figura 6. A declividade da cunha compressiva x magnitude da compressão para os experimentos 2 e 3 da série TPlast.

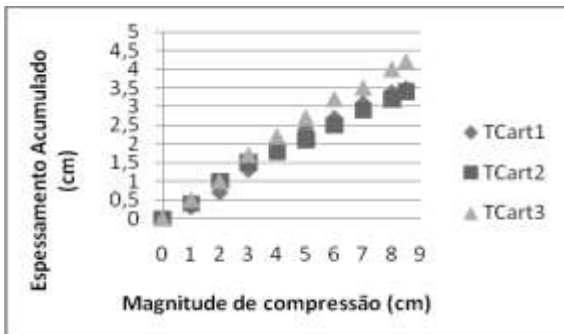


Figura 7. O espessamento acumulado x magnitude da compressão para os experimentos 1, 2 e 3 da série TCart.

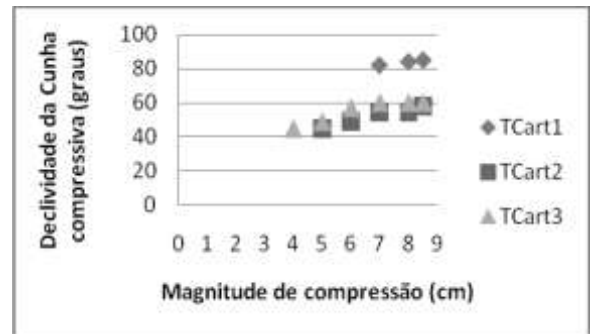


Figura 8. A declividade da cunha compressiva x magnitude da compressão para os experimentos 1, 2 e 3 da série TCart.

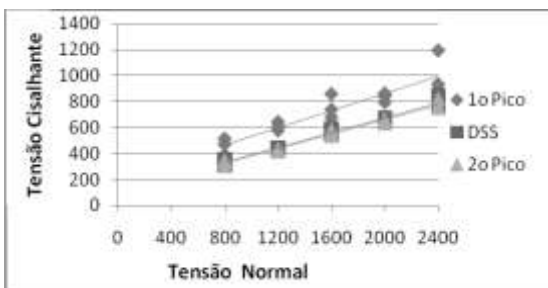


Figura 9. Envolvórias de Mohr – Coulomb da areia sobre o substrato de plástico; DSS (estabilidade dinâmica).

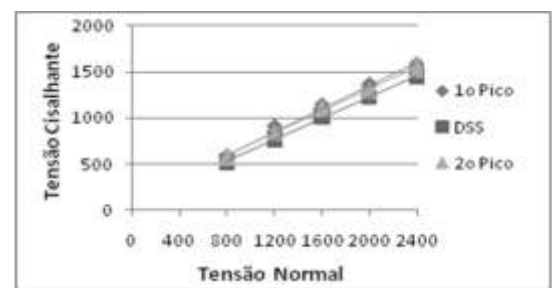


Figura 10. Envolvórias de Mohr – Coulomb da areia sobre o substrato de cartolina; DSS (estabilidade dinâmica).

Tabela 1. Os dados obtidos a partir da envoltória de Mohr-Coulomb, para os experimentos com substratos de folha de plástico e cartolina; μ = coeficiente de atrito interno Φ = ângulo de atrito interno; a altura do peneiramento diz respeito ao preenchimento da célula do *Ring-Shear Tester*.

Substrato	Altura de peneiramento	Primeiro pico	Segundo pico	Estabilidade Dinâmica
		μ	μ	μ
		Φ	Φ	Φ
		Coesão	Coesão	Coesão
Folha de plástico	20 cm	0,329±0,144	0,2797±0,0163	0,2826± 0,0184
		18,21°	15,62°	15,78°
		206,50	102,47	107,47
Folha de cartolina	20 cm	0,6238±0,0077	0,6016±0,006	0,5784±0,002
		31,96°	31,03°	30,05°
		99,65	114,65	72,04

APLICAÇÕES DA MODELAGEM NUMÉRICA EM GEOLOGIA ESTRUTURAL NA PETROBRAS

Anderson Moraes

PETROBRAS/CENPES/PDEXP/Geologia Estrutural e Geotectônica;
andersonmoraes@petrobras.com.br

O objetivo central deste trabalho é apresentar o estágio atual na Petrobras no que se refere à utilização de métodos numéricos em exploração e na exploração especificamente no que tange à geologia estrutural e à geomecânica, destacando-se especialmente o sistema TECTOS e algumas das suas diversas aplicações já conduzidas.

A utilização de modelos numéricos em tectônica é de fundamental importância no estudo das tensões e deformações nos ambientes geológicos. Claramente, hoje em dia é praticamente impossível consultar a literatura nas áreas da geologia estrutural e geotectônica e não se deparar com modelos numéricos, principalmente os que utilizam o método dos elementos finitos. Devido à sua versatilidade, modelos numéricos pelo método dos elementos finitos possibilitam uma análise determinística das relações entre tensões e deformações nos meios geológicos de forma bastante consistente e de modo a contemplar as reologias e geometrias complexas encontradas nesses meios.

Em especial, o sistema TECTOS é um sistema integrado de análise mecânica pelo método dos elementos finitos para a simulação de processos em geologia estrutural, geotectônica e geomecânica em 2D e 3D, sendo desenvolvido há alguns anos em parceria com a PUC-Rio. A importância do

conhecimento do desenvolvimento mecânico e da gênese das estruturas geológicas responsáveis pela estruturação das bacias e de seus reservatórios tem justificado a necessidade de se realizar estudos mecânicos mais elaborados, o que tem sido feito na Petrobras através do sistema TECTOS em diversos projetos exploratórios e exploratórios. Pelo fato do sistema TECTOS ser um programa integrado desde a construção do modelo, inserção de parâmetros mecânicos e condições de contorno, análise numérica mecânica e visualização dos resultados (Figura 1), o trabalho de modelagem numérica torna-se superiormente facilitado. Por exemplo, no âmbito da visualização dos resultados, pode-se facilmente ter acesso aos vários campos de tensões e de deformações de um modelo de forma abrangente e imediata (Figura 2).

Sem dúvida o melhor conhecimento mecânico das estruturas geológicas e dos campos de tensões e de deformações a elas associados possibilita interpretações geológicas mais substanciadas para as áreas em estudo. A tendência de se procurar entender de forma quantitativa (*i.e.* menos qualitativa) o papel da estruturação geológica nas escalas de bacia sedimentar e de reservatório será explicitada ao se apresentar algumas das muitas aplicações do programa TECTOS já conduzidas no âmbito da Petrobras.

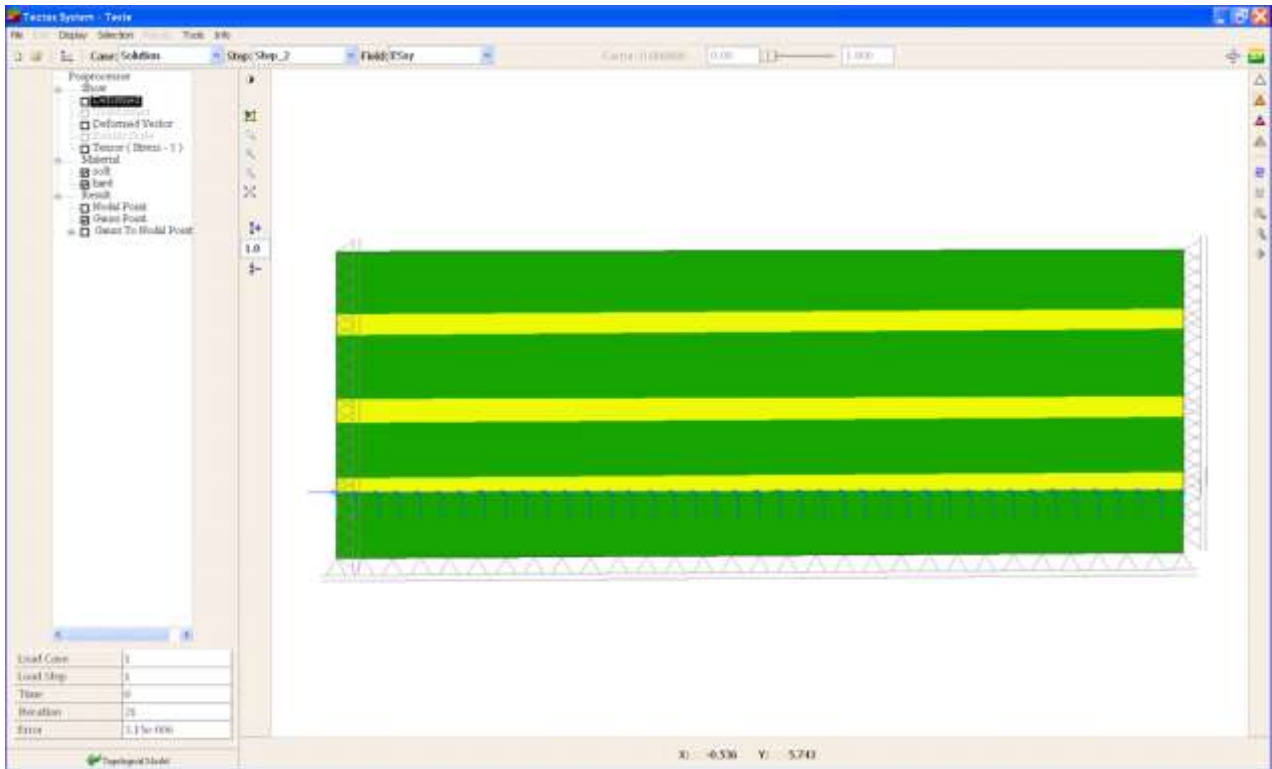


Figura 1. Tela principal do sistema TECTOS realçando o módulo integrado de construção do modelo e de aplicação dos parâmetros mecânicos e das condições de contorno.

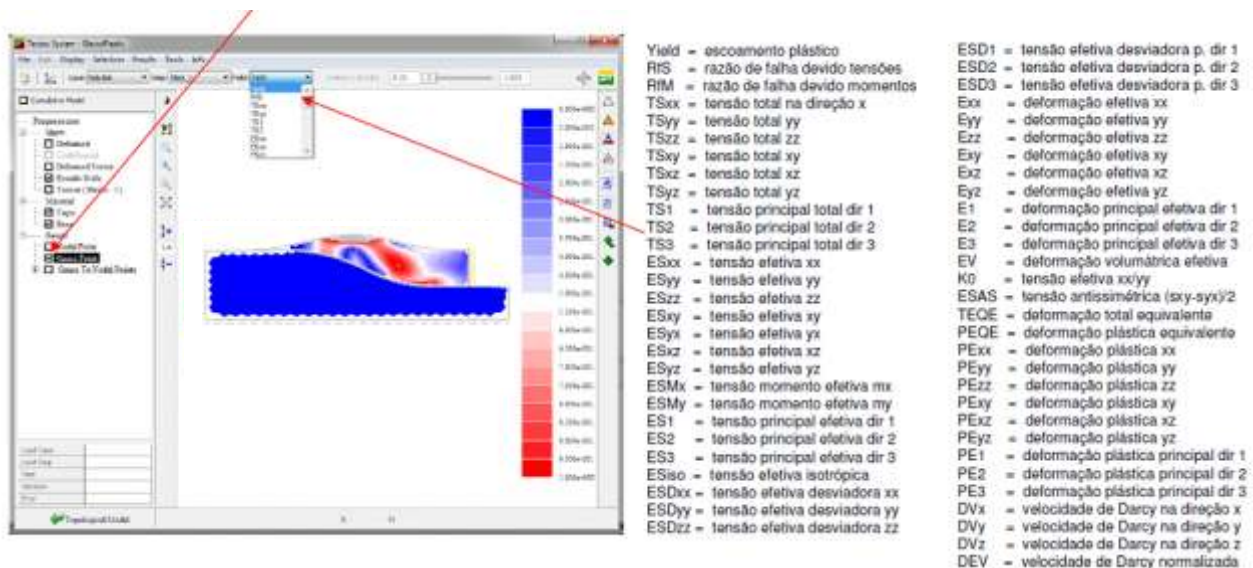


Figura 2. Possibilidade de visualização de diversos resultados para os campos de tensões e de deformações no sistema TECTOS. No caso estão representados o modelo deformado e a tendência ao fraturamento.

METODOLOGIAS DE INTERPOLAÇÃO PARA DADOS DE ESPESSURA CRUSTAL DO BRASIL

Cesar Garcia Pavão^{1,2}; George Sand L.A. França¹; Henrique Llacer Roig²; Paulo Henrique B.J. Menezes²

¹Universidade de Brasília – UnB/IG/OBSIS; ²Universidade de Brasília – UnB/IG/ LSRAE

Introdução

O Serviço Geológico Americano, USGS, apresenta em seu site (<http://earthquake.usgs.gov/structure/crust/models.php>) 125 modelos da estrutura crustal. Um dos mais citados, é o modelo Crust 5.1 de Mooney et al. 1998. Verifica-se uma pequena quantidade de dados compilados na região da América do Sul e África.

Em 1999, Laske et al. refinaram esse modelo, obtendo como resultado o modelo Crust 2.0. Entretanto, a resolução efetiva desses modelos está abaixo da resolução formal em consequência da deficiência dos dados sísmicos em grandes regiões, como África e América do Sul (Nelson 2004).

Nas últimas décadas, o desenvolvimento de metodologias geofísicas possibilitou um estudo mais detalhado da estrutura crustal na América do Sul. Dessa forma, já se tem condições para iniciar a complementação das lacunas deixadas por Laske et al. (1999) em seu modelo.

O objetivo específico do presente trabalho é o de avaliar comparativamente métodos de interpolação para dados de espessura crustal e confeccionar um mapa da Moho para as províncias tectônicas do Brasil. A motivação para seu desenvolvimento foi a avaliação da melhor maneira de representar espacialmente valores de espessura crustal obtidas por gravimetria, sísmica e função do receptor no Brasil e a não existência de um modelo consistente para a região.

Metodologia

O raciocínio que está na base da interpolação é que, em média, os valores do

atributo tendem a ser similares em locais mais próximos do que em locais mais afastados (Câmara e Medeiros 1998). De acordo com Hartkamp et al. 1999, quando os dados são abundantes e regularmente distribuídos, as metodologias de interpolação geram resultados similares. Em contrapartida quando os dados são escassos, há uma grande variação nos resultados. A questão de qual o mais eficiente método a ser aplicado sobre um determinado conjunto de dados amostrais torna-se pertinente. Davis (1986), afirma que não existe teoria estatística capaz de indicar qual técnica de interpolação é superior. Isaaks e Srivastava (1989), afirmam que não há uma resposta simples para escolha de um interpolador espacial superior ou apropriado, e julgam que tal fato depende de inúmeras variáveis, como por exemplo a configuração espacial dos dados e os parâmetros a serem estudados.

O presente trabalho não visa discutir os algoritmos matemáticos dos métodos, mas sim sua idéia, função e aplicação prática. Decidiu-se trabalhar apenas com um programa, o ArcGis versão 9.3 (ESRI), e também adotar suas nomenclaturas para os métodos de interpolação. Foram analisados os métodos do inverso da distância ponderada, do vizinho natural, spline e krigagem.

Dados

Para a construção da base de dados de espessura crustal do Brasil, foi feita uma compilação diversos trabalhos publicados em artigos científicos, dissertações de mestrado, tese de doutorado, projetos de livre docência, obtendo-se um total de 261 valores de espessura Figura 1.

A Tabela 1 mostra os parâmetros calculados, os quais são necessários nos processos de interpolação.

Resultados

Para minimizar os erros de borda no processo de interpolação, utilizou-se um limite de interpolação maior que o território brasileiro, para que dessa forma os pontos de espessura crustal coletados no exterior do limite do Brasil fizessem parte dos processos de interpolação. A Tabela 2 resume os valores mínimo, máximo, média de espessura crustal e erros associados aos 4 processos de interpolação avaliados. A Figura 2 mostra os mapas de espessura crustal obtidos pelos métodos de interpolação utilizados neste trabalho.

Conclusões

Para este trabalho fixou-se o erro de 1,5 km como aceitável, baseado nos resultados da função do receptor. Dessa forma, apenas o método da krigagem apresentou resultados dentro da margem de erro estabelecida.

Os métodos IDW, Natural Neighbor e Spline geram artefatos, efeito de mira, que não representam propriedades físicas da estrutura crustal. Esses artefatos são gerados devido à formulação matemática dos métodos, ficando mais evidentes devido aos dados de espessura obtidos através da “ferramenta” geofísica gravimetria. Essa ferramenta possui uma menor precisão para dados de espessura crustal quando comparado com a sísmica e função do receptor.

A Krigagem é o método que mostra o comportamento mais adequado para estrutura da crosta, além de ser mais fiel aos dados, ou seja, não extrapolando os valores máximos e mínimos com relação aos valores obtidos em campo, o modelo apresenta as variações de espessura crustal, afinamento ou espessamento da crosta, de uma forma gradual.

Com a implantação de novas redes sismológicas e experimentos de sísmica, o banco de dados de espessura crustal poderá ser modificado (exclusão de forma gradativa dos resultados obtidos através de gravimetria) e atualizado (inclusão de novos dados sismológicos), dessa forma novos modelos de

espessura crustal para o território brasileiro poderão ser gerados de forma prática, rápida e eficiente.

Referências

Aguilar, M.A.; Aguilar, F.J.; Carvajal, F. & Agüera, F. 2001. Evaluación de diferentes técnicas de interpolación espacial para la generación de modelos digitales de elevación del terreno agrícola. *Mapping Interactivo*. no 74, 72-92.

Childs, C. 2004. Interpolating surfaces in ArcGIS Spatial Analyst. *ArcUser*, July-September. 32-35.

Cressie, N. 1991. *Statistics for spatial data*. John Wiley and Sons Inc., New York, 900p.

Câmara, G.; Medeiros, J. S. Princípios básicos em geoprocessamento. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (Ed.). *Sistemas de informações geográficas: aplicações na agricultura*. 2. ed. ver. ampl. Brasília, DF: Embrapa-SPI: Embrapa-CPAC, pp.3-11, 1998.

Emery, W. & Thomson, R. 1997. *Data Analysis in Physical Oceanography*. Pergamon Press, New York, 634p.

Mazzini, P.L.F e Schettini C.A.F. Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial Aplicadas a Dados Hidrográficos Costeiros Quase-Sinóticos. *Braz. J. Sci. Technol* 2009.

Mello, C.R.; Lima, J.M.; Silva, A.M.; Mello, J.M. & Oliveira, M.S. 2003 Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*. Viçosa. v. 27, n. 5, 925-933.

Mooney W.D., Laske, G. & Masters, G.T., 1998. Crust 5.1: A global crust model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, 103, B1, 727-747.

Stark, P. 1979. *Introdução aos métodos numéricos*; tradução de João Bosco Pitombeira de Carvalho. Interciência, Rio de Janeiro, 426p.

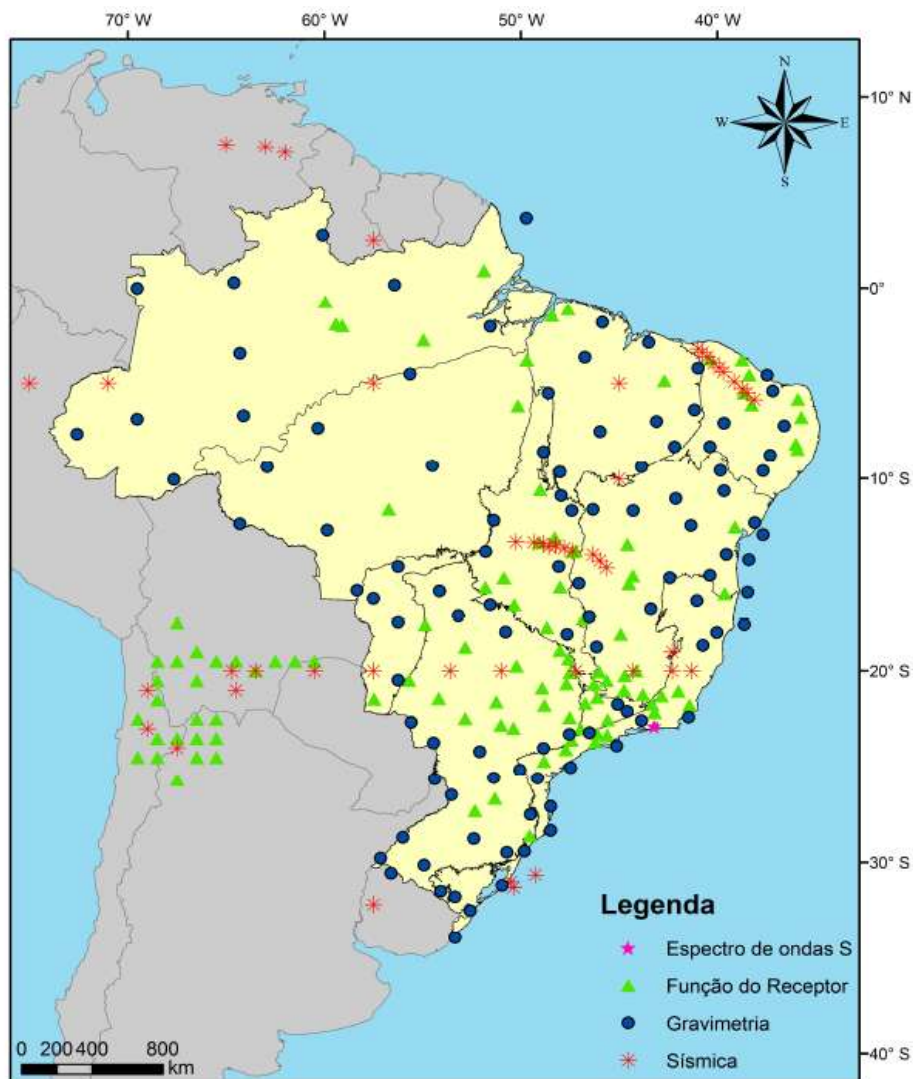


Figura 1. Mapa com as metodologias geofísicas utilizadas pra obtenção dos valores de espessura crustal utilizados neste trabalho.

Tabela 1. Parâmetros utilizados nos processos de interpolação.

Parâmetros	Resultado
Distribuição dos dados	95% randômica
Distância média entre os pontos	13,2° graus
Comprimento do espaço amostral	39,35° graus
Gradeamento	Pixel de 0,15° graus

Tabela 2. Valores de máximos, mínimos e médios de espessura crustal e erros associados em km.

Método	Mínimo (km)	Máximo (km)	Média (km)	Erro Máximo (km)
IDW	25,17	47,91	38,76	2,00
Vizinho Natural	25,02	47,56	38,84	2,00
Spline	16,58	51,29	38,81	2,40
Krigagem	27,93	44,14	38,71	1,00

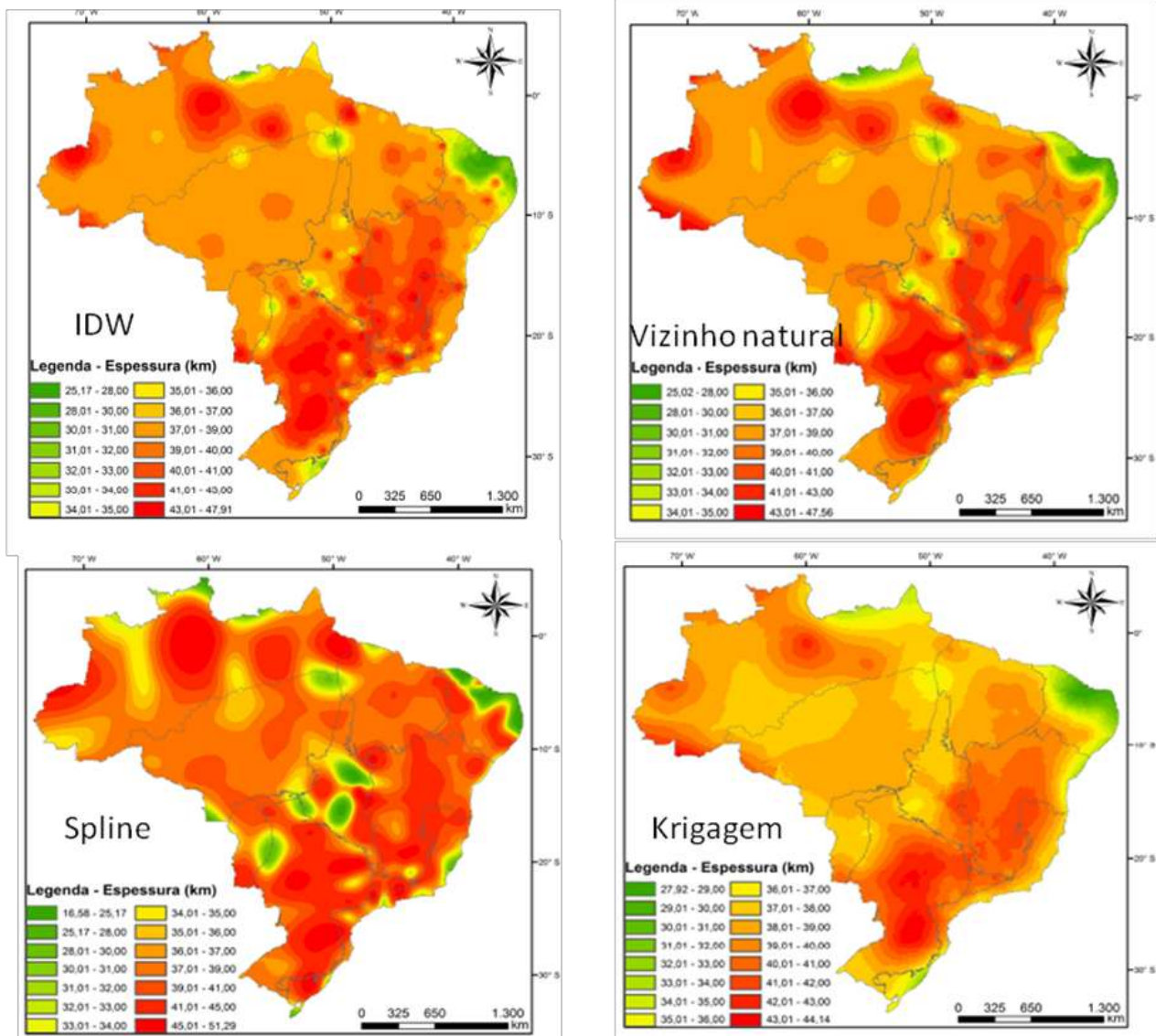


Figura 2. Modelos de espessura crustal obtidos pelos 4 métodos analisados nesse trabalho.

CONTROLE ESTRUTURAL NA LAVRA DO MACIÇO CAPÃO BONITO, SP, PARA UTILIZAÇÃO COMO ROCHA ORNAMENTAL E PARA REVESTIMENTO

Thiago Motta Bolonini¹; Antonio Misson Godoy²

¹Pós-graduação Geologia Regional UNESP – IGCE, thiagotro@gmail.com; ²Depto de Petrologia e Metalogenia – Universidade Estadual Paulista

O Maciço Capão Bonito ocorre no sudoeste do Estado de São Paulo e encontra-se aflorando em parte das Folhas Topográficas, em 1: 50.000, de Capão Bonito e Guapiara, entre as coordenadas: 48°35'44" - 48°19'00" W / 24°1'00" - 24°7'40" S (Fig. 1A).

Regionalmente, insere-se na Província Mantiqueira de Almeida et al. (1967) e na região sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste, na parte sul da Faixa Ribeira de Hasui et al. (1975). Segundo Heilbron et al. (2004) a região situa-se na Província Mantiqueira Central subdividida em três compartimentos tectônicos: parte sul do Orógeno Brasília, Orógeno Ribeira e os Terrenos Apiaí, São Roque e Embu. A área de exposição das rochas do Maciço Capão Bonito encontra-se no Domínio Apiaí - São Roque (Fig. 1B).

Mais detalhadamente, o maciço ocorre intrusivo no Terreno Apiaí, no segmento das unidades metassedimentares mesoproterozóicas que compreendem rochas supracrustais metamorfisadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito baixo da Formação Votuverava do Grupo Açungui. Esta sequência de rochas foi posteriormente redefinida como Supergrupo (Campanha, 1991) e apresentado por Fiori (1990) com uma estratigrafia não original, mas resultante do empilhamento de fatias tectônicas decorrentes de cavalgamentos que ocorreram durante o fechamento da bacia.

Na área ocorre a suíte granítica cálcio-alcalina alinhada na direção NE-SW, caracterizada pelas rochas do Batólito Granítico Três Córregos e pelo granito pós-colisional anorogênico do Maciço Granítico Capão Bonito, com idade U-Pb de 564 ± 8 Ma (Leite, 2003). Sobrepostas a estas unidades afloram rochas sedimentares da Bacia do Paraná representada pelo Grupo Itararé onde

dominam arenitos, siltitos, folhelhos, diamictitos e ritmitos; e as manifestações básicas da Formação Serra Geral na forma de soleiras e diques.

O Granito Capão Bonito (Fig. 2) encontra-se intrudido em rochas epimetamórficas do Grupo Açungui representado na área pela Formação Votuverava, caracterizada predominantemente por filitos, muscovita xistos, quartzitos e anfíbolitos. A parte nordeste do corpo magmático encontra-se parcialmente encoberta por rochas sedimentares do Grupo Itararé, caracterizado por arenitos mal selecionados e por sedimentos recentes cenozóicos. Sua porção noroeste está em contato direto com as rochas também neoproterozóicas do Complexo Granítico Três Córregos, caracterizado por monzogranitos equigranulares a porfíricos.

O Maciço Capão Bonito denominado comercialmente como “Vermelho Capão Bonito” ou para exportação com *Rubi Red Granite* corresponde a sieno- a monzogranitos leucocráticos, isotrópicos a levemente cataclásticos, vermelho, inequigranular, com granulação que vai de média a grossa (Fig. 3A). Composto por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e raras hornblendas cloritizadas, além de apatita, titanita, epidoto e minerais opacos (Bolonini & Godoy, 2010).

No geral é bastante homogêneo, mas observa-se a presença de estruturas de *schlieren* resultante de acúmulo de minerais máficos, veios de quartzo e raramente pequenos enclaves e xenólitos, além da ocorrência de dique máficos associados da Formação Serra Geral.

O quadro estrutural é definido pelo arranjo de quatro deformações principais sendo que as deformações progressivas $D_{1/2}$,

apresentam-se associadas ao início do processo colisional, com a formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação plano axial paralelizado com S_0 , definido por uma clivagem ardosiana, a qual se associa o *emplacement* e conseqüentemente à deformação das rochas do Complexo Granítico Três Córregos. Localmente ocorrem as duas foliações $S_{1/2}$ e quando paralelizadas apenas a foliação S_2 é preservada. As foliações apresentam atitudes S_1 de N100/20SW e S_2 de N51/35SE.

Em nível crustal mais raso, em regime transcorrente/transpressivo (D_3) ocorre à ascensão magmática de corpos tardios, associada à formação de dobras normais com foliação milonítica vertical S_3 de direção N60/Sub-Vert. Esta fase foi responsável pela compartimentação geotectônica atual da área com a estruturação em blocos delimitados pelas principais zonas de cisalhamento, o *emplacement* e a atual estruturação alongada do Maciço Capão Bonito. A partir de rejuvenescimentos tardios das zonas de cisalhamentos, superpõem-se feições deformacionais cataclásticas (NE-SW), principalmente nas bordas do corpo.

Esta deformação é pouco penetrativa, com significativa atuação apenas nas zonas de cisalhamento de alto ângulo e, secundariamente, na charneira das dobras. Esta deformação milonítica no geral oblitera as demais feições, com geração de filonitos com acamamento tectônico de alto ângulo a vertical, visto principalmente nos metassedimentos. Distanciando-se das zonas de cisalhamento esta fase assume um caráter regional dúctil, com esforço transpressivo devido à acomodação das rochas granitóides, gerando ondulações suaves abertas com desenvolvimento de uma tênue foliação subvertical de direção NE-SW. Nas rochas metassedimentares lateralmente ao maciço ocorre localmente superposição de processos metamórficos de contato com paragênese em fácies albita-epidoto hornfels.

A fase D_4 de direção N140/80SE é marcada por uma tênue foliação nos metassedimentos ou clivagem de fratura nas rochas do maciço com direção NW-SE. Tardamente observam-se diques básicos de direção NW-SE. O quadro estrutural é definido pelo melhor aproveitamento de blocos na

Pedreira Somibras (Fig. 3B, C) e é caracterizada pelos cortes em torno de N60/85SE (Corrida) definidos por uma lineação mineral associada provavelmente à deformação S_3 , o ortogonal N148/85SW (Segundo) definido por uma clivagem de fratura provavelmente associada à deformação S_4 e um terceiro corte subhorizontal (Trincante), associada às fraturas de alívio de tensão (Fig. 3D).

Agradecimentos

Ao CNPq proc. n°: 137364/2009-1 e 301302/2006-5.

Referências

- Almeida, F.F.M. de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim DNPM-DGM. Rio de Janeiro, p.241, 36, 1967
- Bolonini, T.M. & Godoy, A.M. Levantamento da Potencialidade do Sienogranito “Vermelho Capão Bonito”, como rocha ornamental e para revestimento. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLV, 2010, Belém. Anais...Belém: Sociedade Bras. de Geologia, CD-ROM, 2010.
- Campanha, G.A.C. Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências da Universidade São Paulo – SP, IGc-USP. São Paulo, 296p., 1991
- Fiori, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. The Ribeira folded belt. Revista Brasileira Geociências, [S.I]. p. 257-266, 1975.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Org). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca, p. 203-234, 2004.
- Leite, R.J. Petrogênese e geocronologia U-Pb

do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes – SP. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências da Universidade São Paulo – SP, IGc-USP. São Paulo, 218p., 2003.

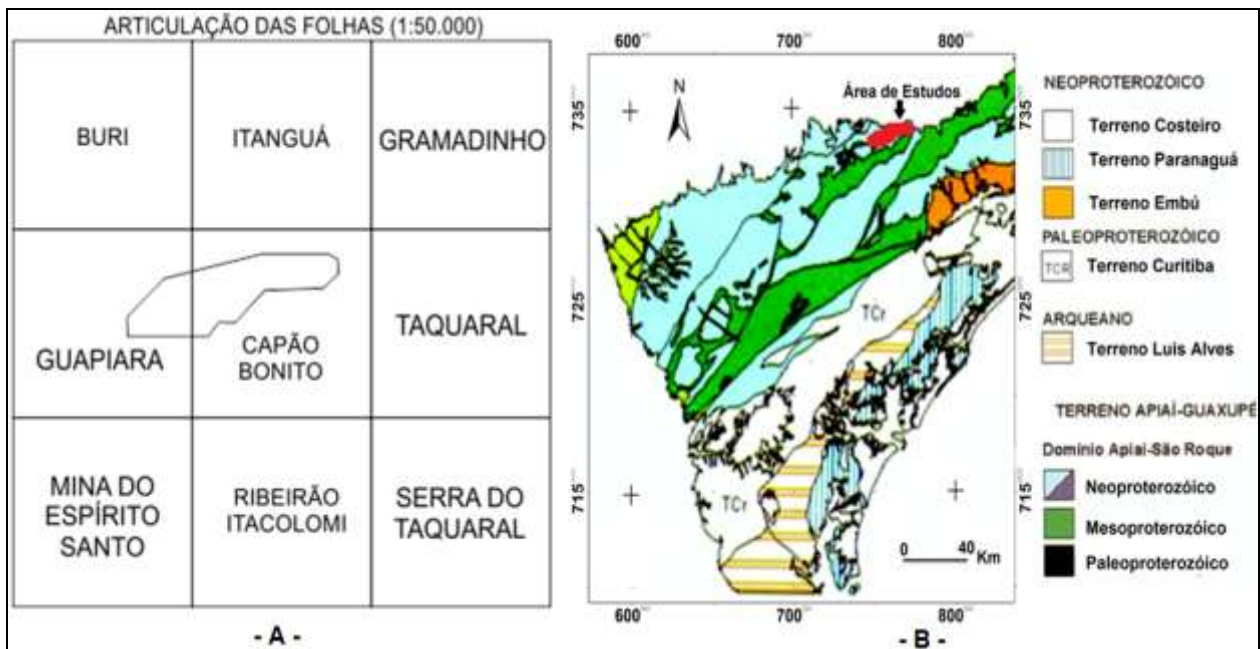


Figura 1. A- Localização da área de estudo. B- Mapa geotectônico do Domínio Apiaí – São Roque (mod. de Heilbron et al., 2004) com a localização do Maciço Capão Bonito, SP.

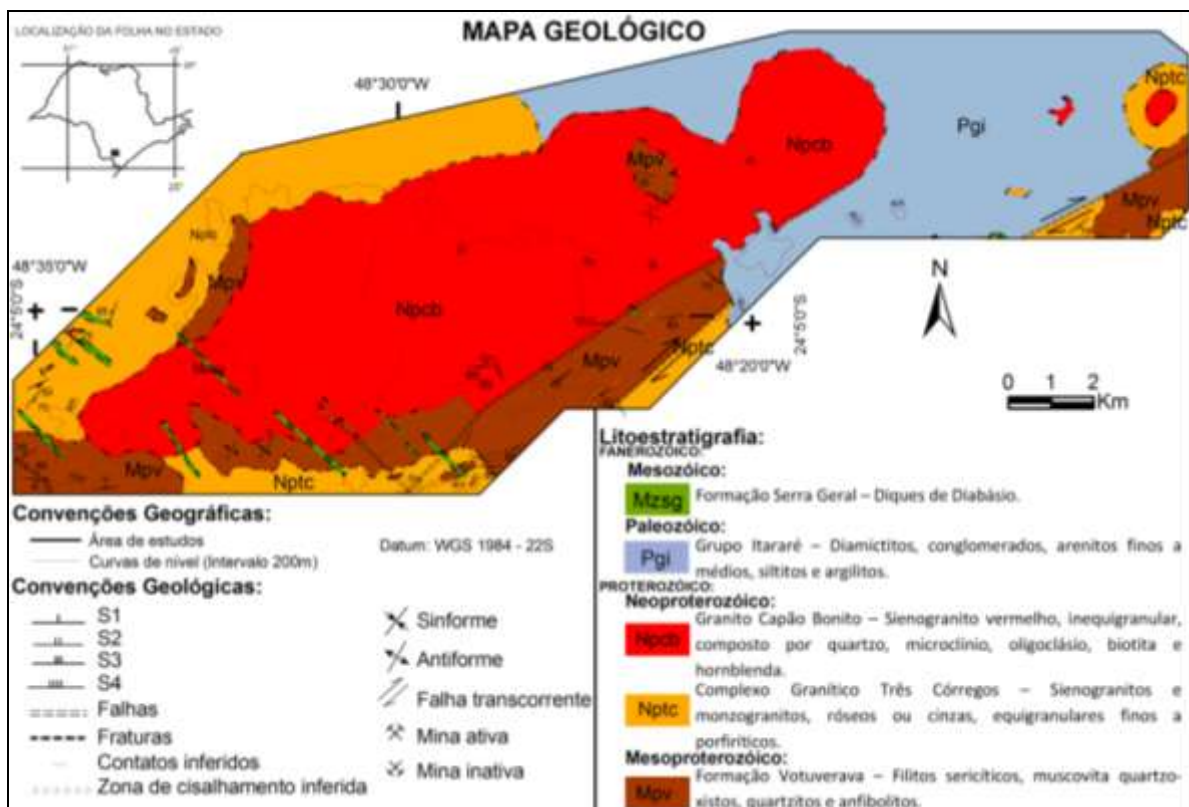


Figura 2. Mapa Geológico da região de Capão Bonito, SP.

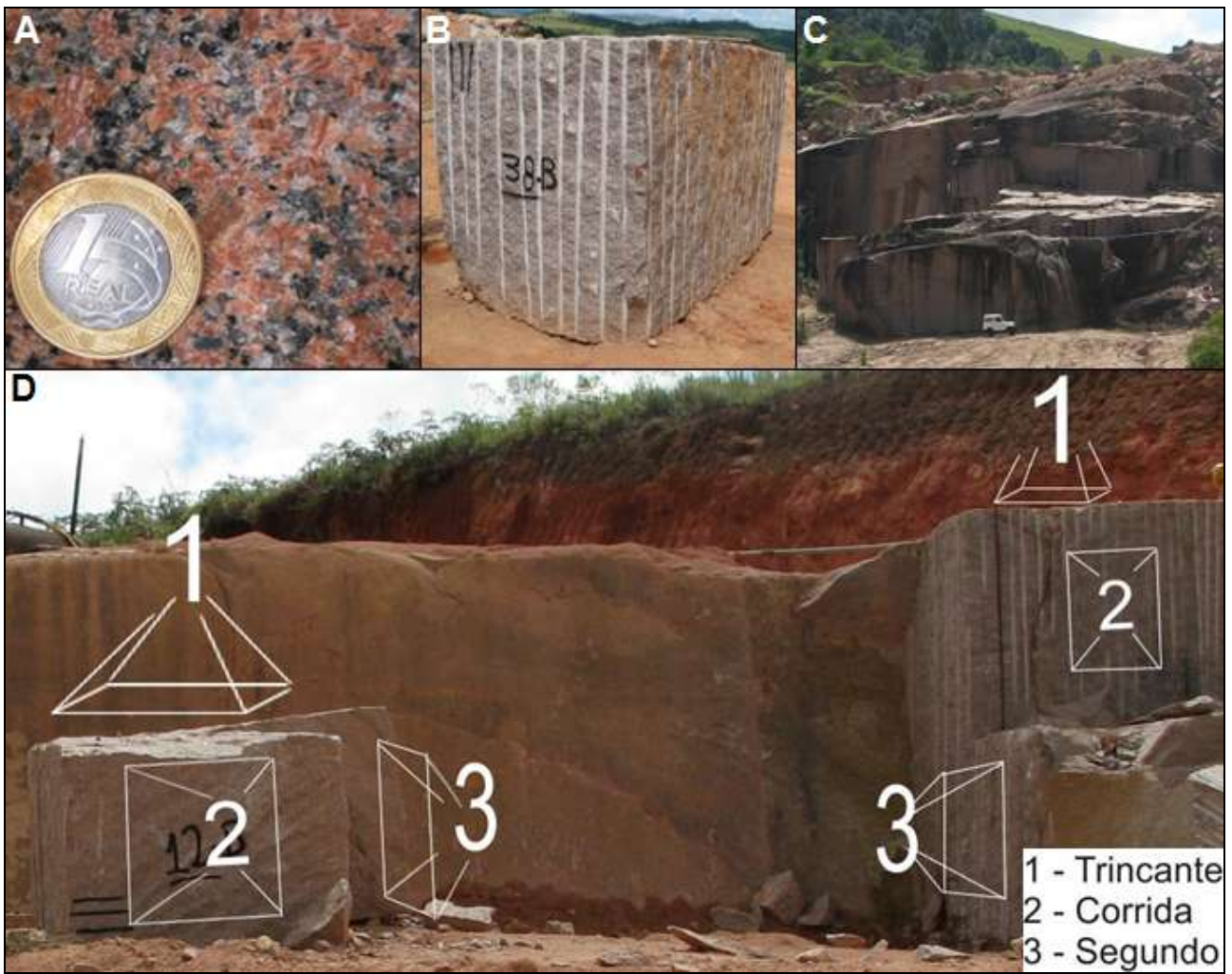


Figura 3. A- Característica petrográfica do Sienogranito Capão Bonito, B- Pedreira Somibras, C e D- Esquema de extração de blocos.

ARCABOUÇO SISMOESTRUTURAL DO ALTO DE CARMÓPOLIS (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, NORDESTE DO BRASIL)

Anderson Henrique de Melo¹, Alex Francisco Antunes²

¹Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Bolsista PRH-22 / Universidade Federal do Rio Grande do Norte; andersonmelo.geo@hotmail.com; ²Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica, PRH-22 e Departamento de Geologia/Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Introdução

Tendo em vista que heterogeneidades estruturais como falhas e fraturas alteram significativamente o fluxo de hidrocarbonetos em um reservatório, o entendimento e a quantificação do desenvolvimento espacial e temporal destas estruturas, assim como de seus parâmetros e propriedades (como orientação, geometria, cinemática *etc.*) pode provocar um impacto econômico considerável durante a fase de prospecção. Sendo assim, o objetivo do presente trabalho é apresentar os resultados preliminares da caracterização estrutural do alto de Carmópolis (Bacia de Sergipe-Alagoas – BSA, Nordeste do Brasil), por meio da interpretação sismoestrutural de detalhe, aliada à aplicação de técnicas de realce de estruturas que se encontram no limite da resolução do dado sísmico (como a análise de atributos sísmicos e a modelagem estrutural computacional). O levantamento sísmico 3D estudado é composto por 319 *inlines* e por 430 *crosslines*. O espaçamento entre as *inlines* é de 30 m, e entre as *crosslines* é de 15 m.

Contexto geológico regional

O levantamento sísmico estudado está localizado na área do alto de Carmópolis que, por seu turno, encontra-se geologicamente inserido no contexto da Bacia de Sergipe-Alagoas – BSA, que ocupa a faixa litorânea dos estados de Sergipe e Alagoas, no Nordeste do Brasil. A BSA faz parte do contexto da margem continental leste brasileira, tendo sido estruturada durante o episódio de rifteamento que culminou com a separação das placas Sul-Americana e Africana, no Cretáceo Inferior. A bacia possui registros sedimentares

representantes de todos os estágios tectônicos (pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte), além de unidades neopaleozóicas (Neocarbonífero e Eopermiano) oriundas de um estágio de sinéclise do Gondwana (Lana, 1990). Devido a diferenças estruturais e de preenchimento sedimentar, a BSA é subdividida em duas sub-bacias separadas entre si por um conjunto de altos medianos (Sub-Bacia de Sergipe, a sul, e Sub-Bacia de Alagoas, a norte do conjunto de altos). O embasamento da BSA corresponde aos terrenos metamórficos da Faixa Sergipana, de idade neoproterozóica, onde na Sub-Bacia de Sergipe são representados pelas rochas metamórficas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza-Barris (Campos Neto *et al.* 2007). O alto de Carmópolis está localizado na porção central emersa da Sub-Bacia de Sergipe, situado a NW da linha de charneira Alagoas. É caracterizado por um alto do embasamento, parcialmente bordejado por falhamentos normais. É nessa feição estrutural que se localiza o campo de Carmópolis, principal produtor da Bacia Sergipe-Alagoas emersa.

Análise de atributos e interpretação estrutural

O início da interpretação do dado sísmico se deu com a aplicação de filtros específicos que visam à eliminação de ruídos e o realce de descontinuidades ao longo do dado que podem representar falhas (*dip-steered median filter* e *fault enhancement filter*, respectivamente). A análise de atributos propriamente dita, até o presente momento, se deu com a aplicação do atributo da mínima similaridade, capaz de gerar um “cubo sísmico de descontinuidades” onde as falhas são algumas das principais feições realçadas

(Brown, 1999). Segundo Rooi & Tingdahl (2002), atributos que realçam falhas no dado sísmico se baseiam em alguma forma de detecção de descontinuidades nos eventos sísmicos, onde, no caso da similaridade, tal detecção consiste em uma análise entre dois segmentos de traços sísmicos adjacentes, indicando uma descontinuidade caso os traços sísmicos não sejam idênticos. Sendo assim, com o auxílio dos filtros e atributos sísmicos, na área do levantamento sísmico estudado foram interpretadas, até então, duas gerações de falhamentos distintas. A geração de falhamentos mais antiga (D1) é caracterizada por estruturas que podem afetar tanto o embasamento quanto as unidades sedimentares representantes das fases rifte e pós-rifte sobrepostas ao mesmo (Barra de Itiúba e Muribeca, respectivamente). As estruturas D1 são representadas principalmente por falhamentos normais com perfil lístrico, orientados predominantemente na direção NE-SW, com mergulhos ora para NW ora para SE (Figura 1A). Estruturas transversais aos falhamentos anteriores ocorrem localmente, provavelmente representando falhas de transferência. Tais estruturas indicam que o evento de deformação D1 seria caracterizado por distensão principal com orientação NW-SE. Estas falhas podem ser falhas reativadas, estando originalmente relacionadas à fase (sin)rifte da BSA, ou oriundas de neoformação de falhas pós-rifte.

A segunda geração de falhamentos (D2) afeta essencialmente as unidades sedimentares das fases rifte (Formação Barra de Itiúba), pós-rifte (Formação Muribeca) e drifte (formações Riachuelo e Cotinguiba), podendo caracterizar, mais uma vez, um evento de reativação e neoformação de falhas pós-rifte. As estruturas D2 são caracterizadas por falhamentos normais, com perfil lístrico (Figura 1B), por vezes descolando sobre o topo do Membro Ibura (Formação Muribeca) que é composto principalmente por uma sequência de evaporitos intarcalados por camadas de folhelhos. Localmente, estas camadas de evaporitos desenvolvem almofadas que também controlam o desenvolvimento dos falhamentos D2. Como consequência, as estruturas D2 apresentam orientações variadas (NW-SE, N-S, E-W), caracterizando um

regime cinemático com distensão geral no plano horizontal (análogo ao modelo de *boudinage* “tablete de chocolate”).

Conclusões

Com base nos resultados obtidos até então, reconhece-se duas famílias de falhas distintas, uma sinrifte (D1) e outra pós-rifte (D2), predominantemente normais. Aparentemente, algumas das falhas interpretadas podem estar relacionadas com falhas maiores da região, ou até mesmo com a falha de borda da bacia. Com o prosseguimento da interpretação estrutural do dado sísmico, espera-se complementar a construção do arcabouço estrutural do campo e caracterizar falhamentos e fraturamentos de menor escala (quando comparadas aos falhamentos até então mapeados), por meio da aplicação de técnicas de modelagem estrutural computacional.

Referências

- Brown, A. R. 1999. *Interpretation of Three-dimensional Seismic Data*. AAPG. Fifth Edition. Memoir 42, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Campos Neto, O. P., Lima, W. S., Cruz, F. E. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Petrobrás, Rio de Janeiro. V. 15, n. 2, p. 405-415.
- Lana, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds.) *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, Ed. Gávea/Petrobrás, Rio de Janeiro: 311-332.
- Rooij, M., Tingdahl, K. 2002. Meta-attributes - the key to multivolume, multiattribute interpretation. *The Leading Edge*. Volume 21, Edição 10, p. 1050-1053.

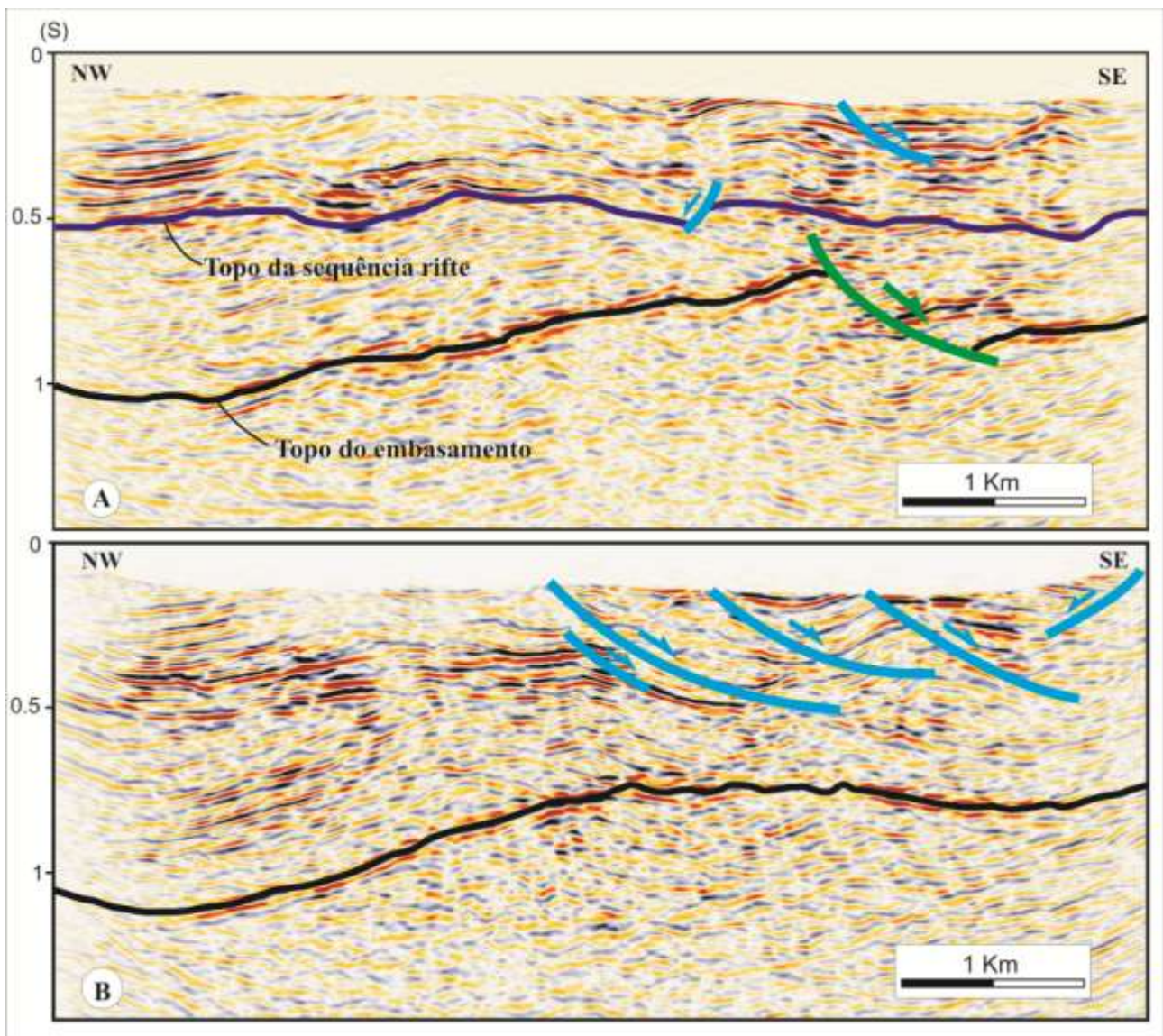


Figura 1. A) *Inline* 185 com interpretações do topo do embasamento (em preto) e do topo da Formação Barra de Itiúba (lilás), representante do pacote sedimentar (sin)rifte da bacia. Em verde, se observa falha lítrica da geração D1 afetando o embasamento e a seção rifte, enquanto que as falhas D2 (em azul) afetam apenas as unidades subjacentes. B) Estruturas D2 afetando unidades rifte, pós-rifte e drifte (*inline* 225).

GEOLOGIA ESTRUTURAL E METALOGÊNESE DO DEPÓSITO DE COBRE PEDRA VERDE (CE)

José Henrique da Silva Nogueira de Matos¹, Ticiano José Saraiva do Santos¹, Lena Virgínia Soares Monteiro¹, Wilhelm Malheiros Sauerbronn²

¹Instituto de Geociências, Unicamp, jhmatos@ige.unicamp.br; ²Extrativa Fertilizantes S.A., Belo Horizonte – MG, Brasil

O depósito de cobre da Mina de Pedra Verde (fig. 01) situa-se na porção NW do Estado do Ceará, no município de Viçosa do Ceará, sendo hospedado por rochas supracrustais neoproterozóicas do Grupo Martinópolis (Kopershoek 1979; Brizzi & Roberto 1988; Prado *et al.* 1982; Angeli *et al.* 1993) no Domínio Médio Coreaú. Este depósito é sulfetado, apresenta prata como subproduto e reservas totais de 44.932.644 t, com teor médio de 0,9% de cobre que equivale a 418.726 t de cobre contido (DNPM 2001).

Na região, gnaisses-migmatíticos TTG constituem o embasamento paleoproterozóico das supracrustais neoproterozóicas do Grupo Martinópolis, representadas por quartzitos com intercalações de filitos e xistos carbonosos da Formação São Joaquim e Santa Terezinha (Fetter *et al.* 2000; Santos *et al.* 2008). A rocha hospedeira da mineralização de cobre é representada pelo Filito Pedra Verde, estando encoberto pelo Conglomerado Ubari, do Cambro-Ordoviciano (Prado *et al.* 1981; Brizzi & Roberto; 1988 e Collins & Loureiro 1971), não mineralizado, e Arenito Serra Grande da Bacia do Parnaíba.

O Domínio Médio Coreaú registrou 4 eventos de deformação, sendo os três primeiros em regime dúctil, e o último em regime dúctil-rúptil. O primeiro evento foi restrito às rochas do embasamento.

O Filito Pedra Verde constitui um corpo tabular com aproximadamente 120 a 150 metros de espessura, com direção NE-SW e mergulhos entre 60° e 80° para NW. O contato inferior dessa unidade, com os quartzitos da Formação São Joaquim, e o superior, com o Conglomerado Ubari, são tectônicos ou parcialmente tectônicos. O contato inferior é dado por falha normal, enquanto o superior

apresenta, em vários trechos (principalmente na porção SE), características transcorrentes com movimentação dextral. Próximo ao contato superior, o Filito Pedra Verde apresenta uma faixa avermelhada de espessura variada, 1 a 10m, composta predominantemente por óxidos de ferro, informalmente denominada de Filito *Red*.

No Filito Pedra Verde identifica-se dois eventos deformacionais, aqui referidos como D1 e D2 sem conotação regional. O metamorfismo de baixo grau na fácies xisto verde inferior é relacionado à primeira fase de deformação que gerou foliações com mergulhos entre 45° a 85° para NW (S₁) e clivagem de crenulação (S₂) (fig. 02). O caimento do eixo de crenulação em geral é para NW, porém ocorrem eixos com menor intensidade de mergulho para NE e SW.

Veios carbonáticos no filito são relacionados à D1, encontrando-se dobrados e estirados. Uma segunda geração de veios, tardi D1, ocorre cortando a foliação S1 e veios carbonáticos da primeira geração. Os veios carbonáticos tardios são cortados pela zona de cisalhamento gerada por D2 (fig. 02).

O evento D2, desenvolvido em regime dúctil-rúptil, é caracterizado por cisalhamento transcorrente dextral com direção NE-SW. A zona de cisalhamento tem mergulho vertical a sub-vertical para NW, e corta o filito próximo ao contato superior com o Conglomerado Ubari, na zona rica em óxidos de ferro (Filito *Red*). O evento D2 resultou em porções brechóides com fragmentos do filito, de quartzitos e do embasamento, além de *boundins* do filito, *pods* e sigmóides (fig. 02).

O Filito Pedra Verde apresenta paragênese mineral representada por sericita (45-50%), quartzo (30%), carbonatos (20%) e

clorita (<5%). A textura é lepidoblástica e, localmente, granoblástica, evidenciando a orientação dos minerais micáceos ao longo dos planos da S1. Devido à crenulação da rocha, os minerais micáceos por vezes apresentam *kink-bands*. Nas charneiras dos *kink-bands* aparecem vênulas carbonáticas cortando perpendicularmente a foliação S1 (plano axial das microdobras).

A paragênese do minério de cobre é constituída por calcopirita, bornita e calcocita, sendo este último o principal mineral de minério de cobre do depósito Pedra Verde. Verifica-se também enriquecimento supergênico que é representado por azurita e malaquita. A mineralização é *strata-bound* e os sulfetos ocorrem de duas formas; i) disseminados no Filito Pedra Verde, ii) e em pequenas concentrações em fraturas, veios e vênulas.

Os sulfetos quando disseminados ocorrem estirados entre os planos de S1, ou em zonas mais carbonáticas, ou ainda em pequenas concentrações formadas por retrabalhamento tectônico nas zonas brechóides dentro filito. Nos veios e vênulas os sulfetos formam-se nas bordas ou em pequenos bolsões.

A mineralização (*strata-bound*) apresenta zonação, iniciando-se na porção mais profunda do depósito com a zona da pirita. Essa é a faixa mais extensa, chegando a 50 m ou mais, sendo substituída sequencialmente por zonas mais ricas em calcopirita, bornita e calcocita até a zona superior, onde predomina óxidos e hidróxidos de ferro. O intervalo composto por sulfetos de cobre apresenta no máximo 20 m, porém a faixa com mais alto teor não ultrapassa 6 m.

As deformações no Filito Pedra Verde mostram-se concomitante com os dois últimos eventos deformacionais do Grupo Martinópole. A mineralização seria pré a sin-tectônica em relação ao evento D1, já que os sulfetos ocorrem estirados ao longo dos planos de S1. A ocorrência de sulfetos em veios carbonáticos, e não apenas disseminados, não representaria um segundo pulso mineralizante, mas seria relacionado ao estágio principal de mineralização, uma vez que os veios não cortam os sulfetos disseminados. Adicionalmente as vênulas e veios mineralizados concentram-se nos mesmos

intervalos na qual ocorrem os sulfetos disseminados e apresentam o mesmo zoneamento mineral das demais zonas mineralizadas representado pela sucessão de pirita, calcopirita, bornita e calcocita. Isso possivelmente refletiria processos de evolução dos fluidos e/ou variações de parâmetros físico-químicos análogos aos das zonas com sulfetos disseminados.

A zona de cisalhamento gerada em D2 baliza o topo do minério próximo ao contato com o Conglomerado Ubari, e remobiliza a parte final deste inserindo sulfetos tectonicamente retrabalhados nas porções brechóides do Filito Pedra Verde.

Referências

- Angeli, N., Nogueira Neto, J. A., Souza, J. V., Ribeiro Filho, E., Moreno, R. 1993. Minerais de Minério e Paragênese da Jazida de Cobre de Pedra Verde – Viçosa do Ceará. Revista Brasileira de Geociências, vol. 6, p. 33-45.
- Brizzi, A. S. Roberto F. A. C. 1988. Jazida de Cobre de Pedra Verde – Viçosa do Ceará. In: Schobbenhaus C., Coelho C. E. S. (Eds.) DNPM – Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. III – Metais Básicos não-Ferrosos, Ouro e Alumínio, Brasília, p. 71-80.
- Collins, J. J., Loureiro, A. R. 1971. *A Metamorphosed Deposit of Precambrian Supergene Copper*. Economic Geology. Vol. 66, pp. 192-199.
- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Arthaud, M. H. 2000. *U-Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica"*. Revista Brasileira de Geociências, vol. 30, n 1,2,3 versão CD.
- Korpershoek H. R. 1979. A Geologia da Região de Pedra Verde, Ceará. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 9. Natal, 1979. Atas... Nordeste: SBG, p. 349-363.
- Prado, F.S., Mendonça, J.C.G.S., Moraes, J.B.A., Medeiros, M.F., Assunção, P.R.S., Andrade, V.A., Medeiros, R.P., 1979. *Projeto*

Matinópolis. DNPM/CPRM. Relatório final. 5 vol. (editado em 1981).

Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Nogueira Neto, J.A. 2008. *South American and African Pan-Gondwana Correlations: The link between the*

northwestern part of the Borborema Province (NE Brazil) and southwestern Pan-African (Dahomey) Belt (SW Central Africa). Special Pub. of Geol. Soc. London, 294, 101-119. DOI:10.1144/SP294.6

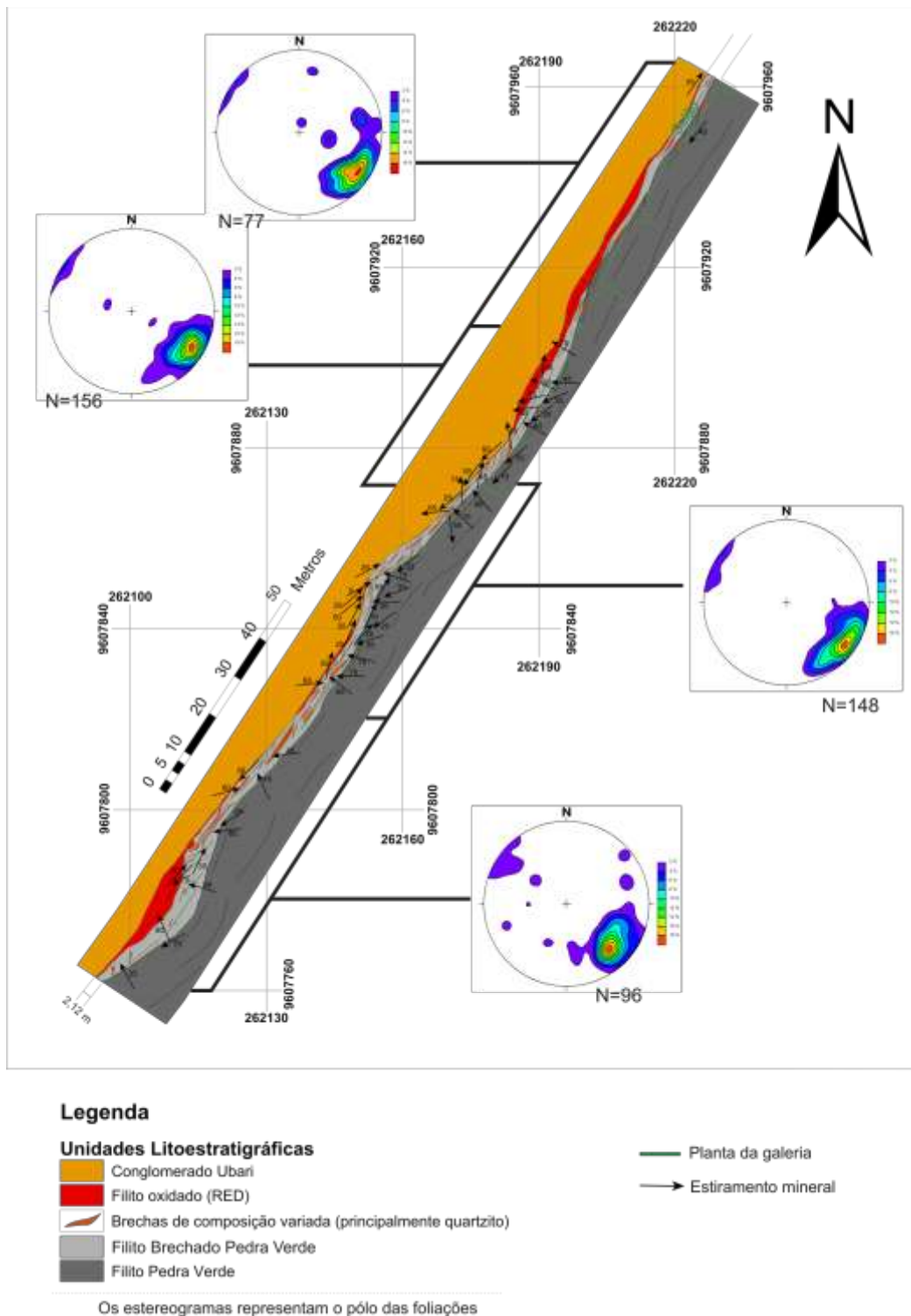


Figura 1. Mapa geológico 1:500 da porção sul da galeria exploratória da Mina Pedra Verde, aberta na década de 70, mostrando o limite sudoeste do Filito Pedra Verde, a faixa rica em óxidos e hidróxidos, a zona brechóide e as medidas estruturais.

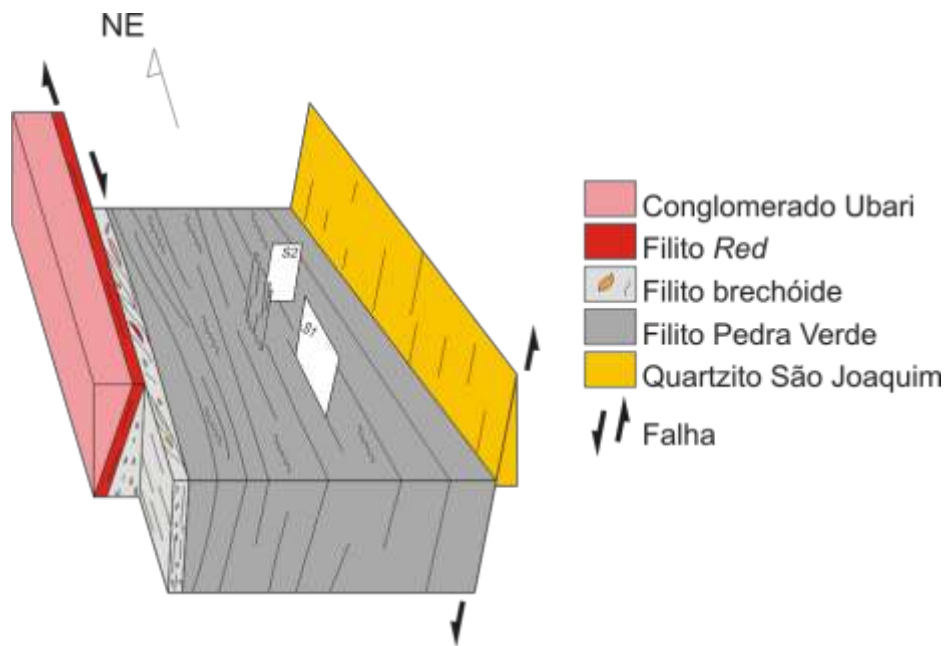


Figura 2. Bloco diagrama mostrando o Filito Pedra Verde, as foliações S1 e S2, além da zona de cisalhamento gerada durante o evento D2, com caráter rúptil dúctil, próximo ao contato com o conglomerado Ubari.

APLICAÇÃO DE MODELAGEM NUMÉRICA PARA DETERMINAÇÃO QUALITATIVA DE *STRAIN* EM BACIAS DO TIPO RIFTE. O EXEMPLO DA REGIÃO DO LEVANTAMENTO SÍSMICO DE BAIXO VERMELHO, BACIA POTIGUAR

Aureliano Augusto Vieira da Nóbrega¹, Alex Francisco Antunes^{2,3}

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia/UnB (aurelianoaugusto@gmail.com); ²Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/UFRN; ³Departamento de Geologia/UFRN

Introdução

Levantamentos geofísicos sísmicos de reflexão 2D e 3D associados às técnicas de modelagem estrutural são ferramentas amplamente empregadas na avaliação de estruturas geológicas associadas às bacias sedimentares. Heterogeneidades estruturais como falhas e fraturas necessitam ser entendidas e quantificadas por alterarem significativamente o fluxo de hidrocarbonetos em um reservatório, gerando um impacto econômico considerável durante a sua prospecção. Diante deste cenário, neste trabalho realizou-se uma caracterização de falhamentos por interpretação sísmica e modelagem numérica em um conjunto de dados sísmicos 3D na área do Baixo Vermelho, na Bacia Potiguar. Esta área está localizada na porção norte do *Graben* do Umbuzeiro e representa um segmento da falha de Carnaubais (Figura 1).

Contexto Geológico Regional

A Bacia Potiguar, localizada na porção oriental do Brasil, no extremo leste de sua margem equatorial, abrangendo parte dos estados do Rio Grande do Norte e do Ceará (Soares *et al.* 2003). Os sedimentos das formações Pendência e Pescada foram depositados em ambiente de falhas normais e de transferência, ativas do Neocomiano até o Neoptiano. Neste período, foram formados os principais *grabens* assimétricos, possibilitando a instalação de lagos de profundidades moderadas. A sedimentação nesse estágio foi predominantemente continental de caráter flúvio-lacustre (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

O Sistema de Falhas de Carnaubais compreende segmentos paralelos de falhas, predominantemente listricas, de direção NE-SW, sendo a falha de Carnaubais é a mais expressiva deste lineamento. Este falhamento no entanto é pouco expressivo em superfície, sendo em sua maioria recoberto pela sequência drifte, Formação Barreiras e pelos sedimentos recentes.

Metodologia

A metodologia de estudo consistiu inicialmente na interpretação sismoestratigráfica do levantamento sísmico 3D em questão, com ênfase ao mapeamento das principais estruturas na área, bem como dos principais horizontes e discordâncias da bacia. Na sequência, foram realizados balanceamentos 2D e 3D e modelagem numérica visando a caracterização dos campos de tensões que governaram a origem e evolução das estruturas mapeadas.

Interpretação Sísmica

A interpretação sismoestrutural dos dados sísmicos comprovou o caráter distensional da região do levantamento sísmico 3D. A interpretação da falha de borda evidenciou uma morfologia sinuosa, variando entre uma geometria retilínea e localmente curvilínea. A baixa variação de morfologia do plano de falha de borda é refletida no comportamento homogêneo dos horizontes da fase rifte da bacia, onde por vezes podem-se visualizar estruturas do tipo anticlinal *rollover* e arrasto. Foram individualizados ainda dois grupos principais de falhas secundárias,

separadas por sua geometria, caráter estrutural, agrupamento e continuidade lateral (Figura 2).

Modelagem Numérica

O processo de modelagem estrutural por análise numérica consiste em determinar, através de métodos computacionais, as direções dos principais eixos de tensão referentes à área estudada. Para tanto é necessário prever a variação do *strain* durante a deformação em cada horizonte mapeado em relação à falha principal. Neste caso foi utilizada uma modelagem direta (*Forward Modelling*), onde o horizonte estratigráfico é virtualmente deformado a partir de seu ponto inicial até a deformação atual. Para tanto foi utilizada a suíte de aplicativos *Move2010* da *Midland Valley*.

Resultados e Discussões

Os três horizontes da fase rifte da bacia, mapeados com base no dado sísmico foram submetidos à modelagem direta ao longo da falha principal (Figura 3). A comparação visual comprova que os horizontes deformados, obtidos a partir da modelagem direta são, em linhas gerais, semelhante aos horizontes mapeados com base no dado sísmico (Figura 4).

Os mapas temáticos de concentração de *strain* ressaltam a maior variação do mesmo ao longo da região de contato com a falha principal. Comprovado pelas feições sísmicas identificadas nesta região, como falhamento secundários, anticlunais *rollover* e estruturas de arrasto.

Com base nos valores de *strain* encontrados para a superfície, foi possível gerar mapas de eixos de tensão para cada superfície estudada (Figura 5). A análise da superfície de eixos de tensão denota uma variação regular no estado de tensão ao longo das superfícies deformadas. Em linhas gerais o comportamento dos eixos confirma o caráter distensional do modelo, com o eixo de maior tensão (σ_1), representado pela seta de cor verde, na posição vertical; enquanto o eixo de menor tensão (σ_3), representado pela seta azul, ocorre perpendicular à falha de borda.

O horizonte mapeado mais superficialmente no entanto apresentou um

resultado incoerente e adverso aos horizontes mais profundos. Isso se deu provavelmente pela baixa deformação do horizonte em relação aos demais e sua proximidade da interface pós-rifte.

Conclusões

A estratégia de modelagem mais robusta para este dado foi a modelagem direta, onde os horizontes foram reconstruídos segundo a deformação ao longo do plano da falha de borda. No âmbito geral esta metodologia mostrou-se satisfatória, apresentando resultados coerentes e dentro do esperado para o dado analisado. Recomenda-se, no entanto, um maior aprofundamento na técnica da modelagem numérica, buscando novas técnicas e testando, inclusive, outros algoritmos de restauração de camadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq – Brasil e do PRH-22/ANP/UFRN. Destaca-se a estrutura física disponibilizada pelo Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo (UFRN).

Referências

- Cremonini, O.A.; Goulart, J.P.M.; Soares, U.M. 1996. O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, São Paulo, Boletim, p.89-93.
- Pessoa Neto, O.C., Soares U.M., Silva J.G.F., Roesner E.H., Florencio C.P. 2007. Souza C.A.V., Bacia Potiguar. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 357-369.
- Soares, U.M., Rosseti E.L. & Cassab R.C.T. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix, vol. 56. 8pp.

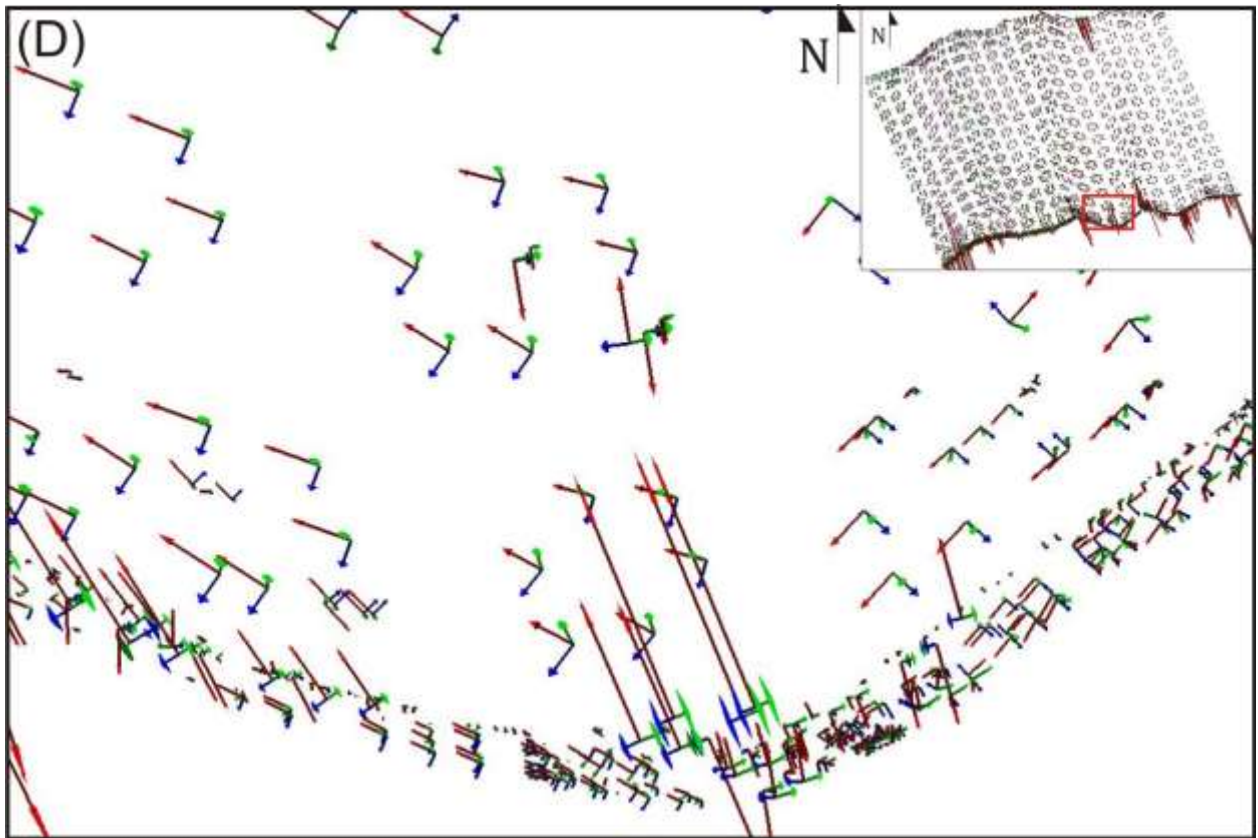


Figura 5. Detalhe dos eixos de tensão referentes Ao horizonte 3, limitado pela porção nordeste da falha de borda. Nota-se o comportamento regular e coerente dos eixos de tensão, com σ_1 (verde) vertical e σ_3 (azul) perpendicular ao plano de falha.

INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL PRELIMINAR DE DADOS MAGNETOMÉTRICOS SOBRE ALVOS AURÍFEROS POTENCIAIS NA PORÇÃO LESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA - MT.

Ethiane Agnoletto¹, Emilson Pereira Leite², Shozo Shiraiwa³, Brunna Jéssica Pajanoti⁴

Pós-graduação em Geociências, IG/UNICAMP, ethianeagnoletto@ige.unicamp.br; Departamento de Geologia e Recursos Naturais, IG/UNICAMP; Instituto de Física, UFMT; ⁴Pós-graduação em Geologia, DRM/UFMT.

Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) é uma região com elevado potencial mineral, porém com poucos estudos geológicos e mapeamentos, devido principalmente à falta de acessos terrestres. Existe a necessidade de se estudar a geologia da região, bem como de se compreender sua evolução tectônica e estrutural para que esta província possa ser melhor explorada, principalmente em relação às ocorrências de depósitos auríferos primários.

As técnicas de prospecção geofísica auxiliam o estudo geológico e tectono-estrutural dessas regiões de difícil acesso e de pequeno acervo bibliográfico, bem como a possibilidade de entendimento das rochas em subsuperfície, suas relações no espaço e no tempo, além da localização e delimitação de depósitos minerais. Foi aplicada a magnetometria em três alvos potenciais: Naiuram-Gilberto, Pedro Costin e Gauchinho/Peteca, na região da Gleba da Liberdade, próximo ao Distrito de Flor da Serra pertencente ao município de Matupá - MT. Visando a integração dos três alvos, também foram coletados dados sobre uma malha regional.

A realização deste trabalho foi sugerida a partir do conhecimento do alinhamento das cavas resultantes das lavras, nas quais há evidência de um *trend* NW mineralizado, coincidente com o alinhamento maior, que se estende da região garimpeira do Trairão até a região garimpeira do Peru. Além desse alinhamento, as mineralizações auríferas filoneanas hospedadas preferencialmente em falhas e fraturas, estão condicionadas e/ou

subordinadas às estruturas NE e E-W, que controlam as mineralizações e estruturas regionais, delimitadas pelas bordas dos grábens dos Caiabis e Cachimbo. Desta forma, este trabalho visa contribuir com a caracterização estrutural de uma porção da PAAF com base em dados magnetométricos.

Geologia da área de estudo

Localizada a aproximadamente 700 km da capital Cuiabá, a área de estudo está inserida na folha 1:250.000 designada Vila Guarita (SC.21-Z-B) (Moreton & Martins 2005), porção norte do estado do Mato Grosso, compreendendo a porção sul do Cráton Amazônico.

O embasamento da PAAF consiste essencialmente de granitóides de composição granítica a monzogranítica, gnaises graníticos a tonalíticos, xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIF's e migmatitos (Paes de Barros 2007). Zonas de cisalhamento dúctil, transcorrentes, com cinemática sinistróginas, afetam essas rochas, configurando faixas NW-SE anastomosadas e alinhadas. Esse arranjo estrutural constitui um dos principais controles para o alojamento dos depósitos auríferos filoneanos e dos corpos graníticos que contém sistemas especializados a ouro (Paes de Barros 1994).

Na PAAF ocorre uma série de rochas vulcânicas e plutônicas de idade paleoproterozóica (Moreton & Martins 2005). As unidades aflorantes na região de Peixoto de Azevedo correspondem às Suítes Intrusiva Matupá (1872 ± 12 Ma; Moura 1998) e Intrusiva Flor da Serra (TDM = 2,336Ga) e ao

Granito Nhandu (1889 ± 17 Ma e $1879 \pm 5,5$ Ma; Silva e Abram 2008). Sobrepostas ao embasamento ocorrem rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, além de rochas piroclásticas, denominadas de Suíte Intrusiva Teles Pires (Santos 2000). Essas vulcânicas são cortadas pelos granitos denominados Teles Pires e ocorrem principalmente nas bordas dos grábens do Cachimbo e Caiabis.

Nos arredores da Gleba da Liberdade é mais frequente a ocorrência de rochas orientadas, com bandamento composicional, denominadas granitóides, os quais se encontram localmente interceptados por rochas vulcânicas a subvulcânicas de composição ácida a intermediária, usualmente correlacionada a episódios vulcano-plutônicos de idade Proterozóica, com sequências sedimentares associadas. Por outro lado, a deformação concentra-se principalmente ao longo de zonas de cisalhamento E-W (Agnolotto & Pajanoti 2010).

Materiais e métodos

Utilizaram-se dados de geologia de campo na forma de descrição litológica em cavas de garimpos, trincheiras abertas no Alvo Gauchinho/Peteca e afloramentos. Além das medidas estruturais obtidas por Agnolotto & Pajanoti (2010), houve a colaboração da Companhia Matogrossense de Mineração (METAMAT) e o uso de dados fornecidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). O mapeamento geológico foi auxiliado pela interpretação e análise de imagem de satélite SPOT.

O método magnetométrico consiste em medir as variações do campo geomagnético produzidas tanto por variações na estrutura da crosta quanto por contribuições de caráter local das concentrações de minerais magnéticos que ocorrem em profundidades de até 5 km, tais como magnetita, ilmenita e pirrotita (e.g. Luiz & Silva 1995). Para a coleta dos dados magnetométricos, foram utilizados dois equipamentos distintos: o Magnetômetro GEM System/GSM-19 Overhauser para as medidas das estações, e o Magnetômetro Geometrics G-856 para a base fixa, utilizada para correção da variação diurna do campo geomagnético. As medidas foram realizadas ao longo de perfis

definidos com base na geologia regional, incluindo a localização dos filões auríferos, em levantamentos aereogeofísicos preliminares e nos acessos disponíveis.

Resultados e conclusões preliminares

Dentre os três alvos auríferos investigados, o Alvo Nairam-Gilberto (Fig. 1) apresenta a anomalia magnética mais significativa, possivelmente relacionada com a continuidade do filão uma vez que esse possui direção N20E. Nota-se que esta anomalia segue um pólo positivo de uma segunda anomalia de grande extensão observada no mapa da magnetometria regional, gerada ou por um corpo básico ou por um granito diferenciado, a qual mascarou aquela mais localizada. Os Alvos Pedro Costin e Gauchinho/Peteca (Figs. 2 e 3 respectivamente) possuem valores de susceptibilidade magnética relativamente constante, em torno de -10 e 30 nT, entretanto no mapa magnético regional nota-se um alto magnético entre esses alvos sendo relacionado a uma provável zona de cisalhamento ou às estruturas dos Grábens do Cachimbo e do Caiabis da PAAF.

Este trabalho será continuado, no sentido de interpretar quantitativamente as anomalias observadas, com objetivo de remover o efeito da inclinação e declinação do campo geomagnético da região e estimar as profundidades e geometrias das fontes magnéticas.

Referências

- Luiz, J.G.; Costa & Silva, L.M. 1995. Geofísica de prospecção. Belém, PA. Editora Cejup. 1995. V. 1. 311 p.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.

Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas - Província Aurífera Alta Floresta (MT). Universidade Estadual de Campinas - Instituto de Geociências. Campinas, SP. Tese de doutorado.

Pajanoti, B. J. & Agnoletto, E.. 2010. Aplicação dos Métodos Magnético e Eletromagnético em Alvos Auríferos na Gleba da Liberdade, município de Matupá - MT. Universidade Federal do Mato Grosso – Cuiabá, MT. Trabalho de Conclusão de Curso.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n. 4, p. 453-488.

Silva, M. da G. da.; Abram, M.B. 2008. Metalogenia da Província Aurífera Juruena - Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia: CPRM (Convênio CPRM/SICME). ISBN 978-85-7499-060-6. CDD 553.1.

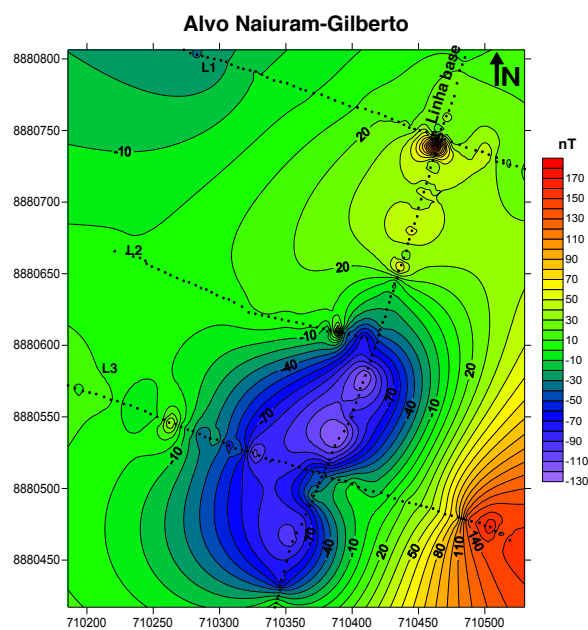


Figura 1. Mapa magnético residual do Alvo Naiuram-Gilberto

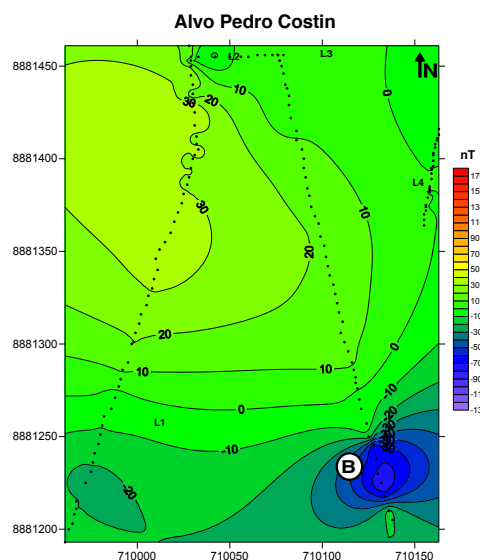


Figura 2. Mapa magnético residual do Alvo Pedro Costin.

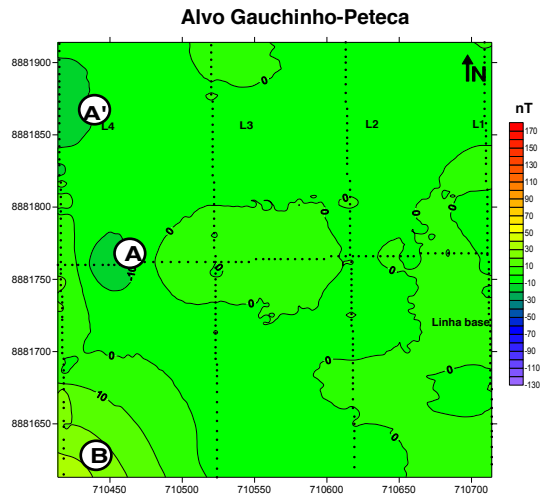


Figura 3. Mapa magnético residual do Alvo Gauchinho/Peteca

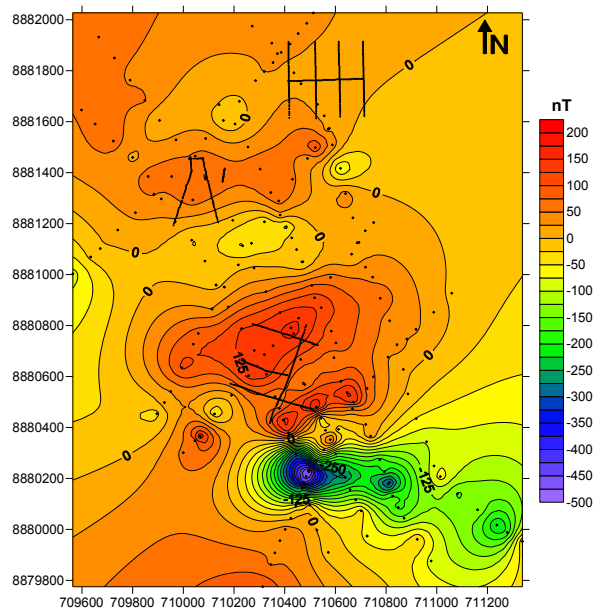


Figura 4. Mapa magnético regional com a malha dos três alvos.

MODELAGEM QUANTITATIVA DE FALHAS SUBSÍSMICAS E FRATURAS EM ZONA DE FALHAS, EM RESERVATÓRIOS OLIGOCÊNICOS POUCO CONSOLIDADOS DA BACIA DE CAMPOS

Luís Augusto M. Aguiar

PETROBRAS/CENPES/PDEXP/Geologia Estrutural e Geotectônica, augusto@petrobras.com.br

Zonas de dano de falhas sismicamente mapeáveis concentram parte da deformação da falha. Essas zonas contêm importantes feições, como fraturas e falhas subsísmicas, que são utilizadas largamente na indústria do petróleo, quer na seleção de prospectos, onde sua presença é imprescindível, como na caracterização de reservatórios onde a presença dessas feições podem impactar o fluxo de fluidos. Essas feições são observadas em testemunhos e afloramentos, e indiretamente podem ser registradas em perfis de imagem. Este trabalho mostra uma nova abordagem na simulação de falhas subsísmicas e fraturas com base em falhas e superfícies sísmicas.

A predição quantitativa de falhas subsísmicas e fraturas, aqui utilizada, tem por base os conceitos da Teoria do Deslocamento Elástico (Dee *et al.*, 2007; Maerten *et al.* 2006), na qual a posição, a orientação, a densidade e o modo de ruptura para a formação dessas feições são estimados a partir da simulação volumétrica de rochas associadas à deformação mensurada em falhas sismicamente mapeáveis. O efeito da perturbação do campo de paleotensões próximo a essas falhas é estimado a partir dos elipsóides de deformação de falhas mapeáveis, que associado ao critério de ruptura de Coulomb, permite determinar a orientação e a intensidade de falhas subsísmicas e fraturas. Os fatores impactantes do modelo são a direção e magnitude do campo de paleotensões, as

propriedades das rochas (razão de Poisson e módulo de elasticidade) e parâmetros relacionados à geometria de falha como direção, mergulho, deslocamento e o vetor deslocamento.

Essa metodologia foi testada com sucesso em reservatórios oligocênicos da bacia de Campos. Pode ser utilizada na hierarquização de prospectos exploratórios associados à falhas, no qual a presença de falhas subsísmicas e fraturas são impactantes aos riscos do negócio, seja em ambiente compressional, distensional ou com rejeito direcional, que envolvam reservatórios siliciclásticos ou carbonáticos.

Referências

Dee, S.J., Yielding, G., Freeman, B., Healy, D., Kuszniir, N.J., Grant, N., Ellis, P. *Elastic dislocation modeling for prediction of small-scale fault and fracture network characteristics*. In: Lonegan, L., Jolly, R.S.H., Rawnsley, K., Sanderson, D.J. (eds) *Fracture Reservoir*. Geological Society, London, Special Publication, v. 270, p. 139-155, 2007.

Maerten, L., Gillespe, P., Daniel, J.M. *Three dimensional geomechanical modeling for constrain of subseismic fault simulation*. AAPG Bulletin, v. 90, n. 9, p. 1337-1358, 2006.

JUNTAS DE ESFOLIAÇÃO: UM PROBLEMA ESTRUTURAL DAS ENCOSTAS DO MORRO DE SANTA TEREZINHA, ENTRE SANTOS E SÃO VICENTE, SP

Celso Dal Ré Carneiro¹; Alexandre Mathias Pinotti²

¹Depto. Geociências Aplicadas ao Ensino, Inst. Geociências Unicamp, cedrec@ige.unicamp.br ;

²Graduando em Geologia, Inst. Geociências Unicamp.

Resumo

A pesquisa baseou-se em levantamento bibliográfico e análise de relatórios inéditos, com a finalidade de analisar inventário de risco de acidentes geológicos na encosta do Morro de Santa Terezinha, situado na zona limítrofe dos municípios de Santos e São Vicente, na Baixada Santista (SP). Levantamento estrutural de detalhe do morro, executado por empresa de consultoria mediante técnicas de rapel, definiu medidas de controle e minimização do risco de escorregamentos e queda de blocos. Os autores do trabalho identificaram padrões de orientação dos principais sistemas de juntas e falhas e, a partir desses dados, delimitaram blocos em situações instáveis. A análise individual de cada um deles possibilitou recomendar a eventual remoção ou estabilização. No presente estudo reconheceu-se a influência muito forte das chamadas juntas de esfoliação, que devem ser caracterizadas da melhor forma possível em qualquer estudo voltado para tratamento estatístico de dados geológicos e estruturais em áreas de encostas.

Introdução

O Morro de Santa Terezinha (MoST) pertence ao conjunto de elevações urbanas dos Morros de Santos e São Vicente. Existe ali razoável documentação e registro de acidentes geológicos que, notadamente em 1929, 1956, 1978 e 1979, provocaram mortes e perdas materiais durante episódios de chuvas intensas (Pichler 1957). No intervalo 1978-79, foi produzida carta geotécnica dos morros, solidamente embasada em conhecimentos geológicos, estruturais e geomorfológicos, e um zoneamento de risco das encostas (Prandini et al. 1981). No MoST, uma antiga pedreira,

que extraiu rochas pertencentes ao Granito Santos, deu lugar a amplo e íngreme talude de corte, deixado pelas escavações.

Movimentos de massa em encostas e taludes artificiais causaram, nas últimas décadas, acidentes em diversas cidades brasileiras, com registro, infelizmente, de dezenas até, excepcionalmente, centenas de vítimas fatais. Essa é, em princípio, a principal motivação desta pesquisa.

No Estado de São Paulo, Brollo e Ferreira (2009) assinalam que a prevenção de escorregamentos de encostas exige elaboração de planos preventivos de defesa civil e mapeamento de áreas de risco, porque eles constituem um dos principais tipos de fenômenos causadores de acidentes e desastres naturais. Dentre os movimentos de massa, a queda/rolamento de blocos é o tipo que possui maior dificuldade na previsão do início do processo, da trajetória e do alcance dos blocos (Ribeiro et al. 2009a, 2009b).

Escorregamentos e queda de blocos

O vasto campo interdisciplinar de avaliação da estabilidade de taludes, encostas naturais e escarpas – e de determinação dos parâmetros que permitam realizar diagnósticos de áreas instáveis e prever possíveis movimentos – tem evoluído sobretudo por meio de estudos que envolvem áreas científicas e tecnológicas como Geologia, Geografia, Geomorfologia, Geologia de Engenharia, Mecânica dos Solos e das Rochas, e áreas de aplicação tecnológica, como Engenharia Civil e de Minas.

O objeto de estudo – a dinâmica de blocos rochosos em encostas – constitui um sistema, no sentido estrito proposto por autores

como Christofolletti (1999). Com efeito, grande parte dos processos geomorfológicos “opera em sistemas claramente definidos que podem ser isolados para efeito de análise” (Strahler 1952). A primeira etapa da análise morfológica de sistemas é a definição do sistema a ser investigado (Christofolletti 1999); nesta etapa é preciso identificar o sistema e estabelecer seus limites, afim de que seja possível investigar sua estrutura e seu comportamento.

“As fronteiras do sistema devem distinguir entre os seus elementos componentes e os elementos de outros sistemas, levando-se em conta as características morfológicas como o contexto do aninhamento hierárquico nas grandezas espaciais. Essa tarefa exige o uso de conceitos operacionais (...)” (Christofolletti 1999).

O registro histórico das ocorrências em uma dada região integra o conjunto de medidas essenciais (Amaral 2009) para avaliação do potencial de risco local ou regional. Pinotti (2010) focalizou especificamente a dinâmica natural ligada ao fenômeno da queda de blocos e deslocamento, sem abordar os fatores relativos à ação antrópica, que pode se somar aos condicionantes geológico-geomorfológico-estruturais e determinar incidência de movimentos de massa catastróficos em encostas. Nesse estudo acentuou-se a importância das juntas de esfoliação, feições que “podem promover, em virtude da progressiva desagregação intempérica, o progressivo deslocamento de massas de rocha”, capazes de se desprender e deslizar encosta abaixo (Pinotti 2010).

Estudos estruturais para avaliação de risco de queda de blocos

Para abordar de modo abrangente o conjunto de técnicas estruturais de detalhe empregáveis na determinação de causas e efeitos da queda de blocos, Pinotti (2010) buscou caracterizar e analisar as condicionantes básicas do fenômeno dos escorregamentos e da queda de blocos. Santoro et al. (1979) dedicaram-se ao estudo do problema da regionalização de dados de fraturamento de maciços rochosos a partir de observações feitas no campo em pontos isolados. O trabalho fora desenvolvido na região aqui focalizada,

precisamente no conjunto dos chamados Morros de Santos e São Vicente.

Juntas de Esfoliação

Juntas de esfoliação ou juntas de alívio de carga são descontinuidades extensas, não necessariamente limitadas a superfícies planas (Bahat et al. 1999), pois em muitos casos formam superfícies curvas, subparalelas à superfície do terreno; promovem separação de placas de rocha, em geral subparalelas umas às outras (Fig. 1). Sua origem “permanece mal-esclarecida, a despeito do fato de as feições serem conhecidas há mais de dois séculos” (Martel 2006).

A maior parte da literatura sobre juntas concentra-se em seu significado tectônico, e quando “menciona as juntas de esfoliação o faz com o intuito de deixá-las fora de consideração” (Harland 1957) [grifo nosso]. As juntas de esfoliação normalmente concentram-se próximas à superfície (Fig. 1), tornando-se mais espaçadas em profundidade, e podendo desaparecer a algumas dezenas de metros de profundidade. O processo resulta na subdivisão da rocha em placas, um fator especialmente importante, p.ex., no controle da ocorrência de água subterrânea em áreas graníticas (Legrand 1949).

Bradley (1962) propõe classificar as juntas de esfoliação segundo a origem: (a) a esfoliação termal resulta do aquecimento da rocha a altas temperaturas; (b) a esfoliação química ocorre quando mudanças na composição química global da rocha induzem aumento de volume; (c) a esfoliação física, ou “sheeting”, é comumente observada na forma de superfícies convexas em rochas cristalinas massivas, que são aqui denominadas simplesmente juntas de esfoliação. São causadas pela liberação de carga, quando a erosão expõe rochas que estiveram enterradas em grandes profundidades. Fraturas abertas por esfoliação formam superfícies subparalelas à superfície do terreno, delimitando lajes concêntricas de rocha que lembram as cascas de uma cebola, como pode ser visto no Parque Nacional de Yosemite, nos EUA. Grandes fraturas desse tipo acham-se presentes em formações rochosas de todo o mundo; possuem dimensões da ordem de centenas de metros e

exercem grande influência sobre o fluxo de águas subterrâneas. Embora sejam formadas em resposta à “remoção de carga”, as fraturas não se abrem pelo simples alívio da tensão de compressão.

Juntas de esfoliação são mais bem desenvolvidas em áreas onde ocorreu diminuição de pressão confinante sob elevada taxa de compressão (P), paralela à superfície (Martel 2006). Desse modo, as juntas de esfoliação resultam da interação entre as tensões internas da Terra com a massa de rochas e a topografia. Raramente são registradas a profundidades superiores a algumas dezenas de metros de profundidade, mas podem existir exceções a essa tendência. Fluidos de alta pressão, efeitos termais, heterogeneidade da rocha e intemperismo também são rejeitadas como as principais causas desses tipos de fraturas. Esforços de tração perpendiculares à superfície são necessários para que grandes fraturas de esfoliação se abram, o que tem sido explicado pela incidência de tensões compressivas paralelas à superfície do terreno. Técnicas numéricas e analíticas para corpos elásticos bidimensionais mostram que, em zonas sujeitas a forte tensão compressiva paralela à superfície, desenvolvem-se tensões localizadas de tração, perpendiculares à superfície do terreno.

Conclusões

Juntas de esfoliação acompanham aproximadamente as formas do relevo. Podem criar blocos de rochas propensos a escorregamento em paredes inclinadas de vales, encostas de morros rochosos e falésias. O deslizamento ao longo de planos de esfoliação ocorre caso o mergulho da junta exceda o ângulo de atrito, especialmente quando o sopé do talude tiver sido enfraquecido (naturalmente ou por ação antrópica). Reconhecer a existência de juntas de esfoliação é pois extremamente importante em Geologia de Engenharia, sobretudo devido à sua influência na estabilidade de taludes.

Espera-se que as técnicas de regionalização de padrões de fraturamento se aprimorem cada vez mais, diante do desafio de recompor a geometria interna dos maciços

rochosos. Os resultados são de utilidade prática tanto para se avaliar a qualidade e eficiência dos métodos que os geólogos aplicam, como também para melhorar a qualidade do trabalho de geólogos e outros profissionais de engenharia que se interessam em aprofundar-se em estudos de geologia básica e de aplicação.

Referências

- Amaral C. 2009. Gestão do risco a escorregamentos no Estado do Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 11, São Pedro, 2009. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos de São Paulo, Rio de Janeiro / Espírito Santo e Minas Gerais. p. 147.
- Bahat D., Grossenbacherb K., Karasak K. 1999. Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *J. Struct. Geol.* **21**(1):85-96. URL: [doi:10.1016/S0191-8141\(98\)00069-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00069-8). Acesso: 12.01.2011.
- Bradley W.C. 1962. Large-scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**:519-528. URL: <http://bulletin.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/74/5/519>. Acesso: 12.01.2011.
- Brollo M.J., Ferreira C.J. 2009. Indicadores de desastres naturais no Estado de São Paulo. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 11, São Pedro, 2009. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos de São Paulo, Núcleos Rio de Janeiro / Espírito Santo e Minas Gerais. p. 125.
- Christofolletti A. 1999. Modelagem de sistemas ambientais. 2ª reimpr. 2002. São Paulo: Blücher/EDUSP. 236p.
- Harland W.B. 1957. Exfoliation joints and ice action. *J. Glaciol.*, **3**(21):8-10.
- Legrand H.E. 1949. Sheet structure, a major factor in the occurrence of ground water in the granites of Georgia. *Econ. Geology*, **44**:110-118. URL: <http://econgeol.geoscienceworld.org/cgi/reprint/44/2/110.pdf>. Acesso: 12.01.2011.
- Martel S. J. 2006. Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints, *Geophys. Res.*

Lett., 33, L01308, doi:10.1029/2005GL024710. Acesso: 12.01.2011.

Pichler E. 1957. Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 6(2) 69-77.

Pinotti A.M. 2010. Técnicas de Geologia Estrutural para previsão e contenção de queda de blocos em encostas: aplicação na área do Granito Santos, Santos, SP. Campinas: IG-Unicamp. 71p. (Trab. Conclusão de Curso de Graduação em Geologia).

Prandini F.L., Carneiro C.D.R., Pires Neto A.G., Iwasa O.Y., Ponçano W.L., Santos A.R.dos, Oliveira A.M.S., Pedrosa G.A., Santos M.C.S.R.dos. 1980. Carta Geotécnica dos Morros de Santos e São Vicente. São Paulo: IPT. 31p. (IPT, Monografias 3).

Ribeiro R.S., Barroso E.V., Borges A.F. 2009a. Análise de parâmetros relativos a queda/rolamento de blocos rochosos em uma encosta ocupada no município de Petrópolis

(RJ). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 11, São Pedro, 2009. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos de São Paulo, Núcleos Rio de Janeiro / Espírito Santo e Minas Gerais. p. 120.

Ribeiro R.S., Barroso E.V., Borges A.F. 2009b. Determinação da área suscetível a ocorrência de queda/rolamento de blocos utilizando o software PFC-2D no município de Petrópolis (RJ). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 11, São Pedro, 2009. Anais... São Paulo: Soc. Bras. Geol., Núcleos de São Paulo, Rio de Janeiro / Espírito Santo e Minas Gerais. p. 121.

Santoro E., Carneiro C.D.R., Hasui Y. 1979. Análise Geométrica do fraturamento nos morros de Santos e São Vicente. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1979. Atas... Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de São Paulo. v. 2, p. 1-12.

Strahler, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. Bull. Geol. Soc. Am., 63:923-938.

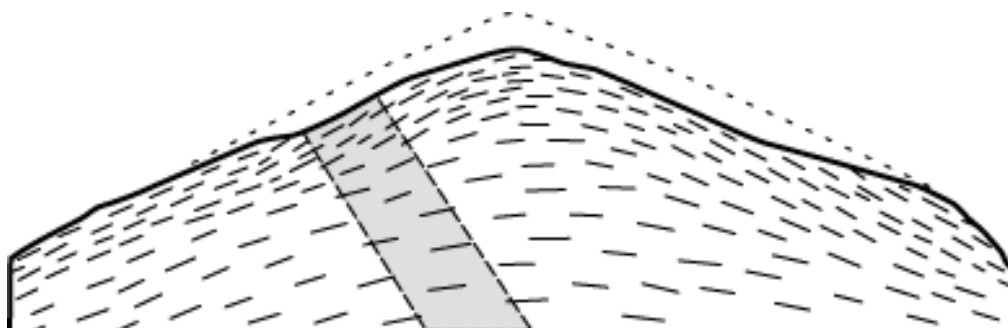


Figura 1. Esquema, em perfil, de juntas de esfoliação (Modif. de Jahns 1943, apud Martel 2006). A linha pontilhada indica a superfície topográfica na época em que se formaram as juntas, que afetam distintos tipos de rocha (regiões claras e escuras do desenho)