

Sistema Sm-Nd em Rocha-Total Aberto Versus Fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Alta Deformação

Elton Luiz Dantas¹, Peter Christian Hackspacher², Christiano Magini³, Jean Michel Legrand⁴

¹Departamento de Geologia Geral e Aplicada - Instituto de Geociências - UnB
Campus Universitário Darcy Ribeiro - Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, DF, BRA

²Departamento de Petrologia e Metalogenia - UNESP, Rio Claro, SP, BRA

³Universidade Metodista de Piracicaba - UNIMEP, Piracicaba, SP, BRA

⁴Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UFRN, Natal, RN, BRA

Palavras-chave: Isótopos de Nd, sistema fechado, milonitos.

RESUMO

Zonas de cisalhamento de alto *strain* brasileiras desenvolvem-se em rochas gnáissicas do embasamento paleoproterozóico na região de Caicó, Província Borborema, Nordeste do Brasil, e são associadas com metamorfismo de médio a baixo grau e processos deformacionais, que são responsáveis pela transformação de augen gnaisses porfiríticos em muscovita quartzitos, modificando a mineralogia e as propriedades químicas originais da rocha transformada. Durante o último evento de caráter hidrotermal, ocorreu grande mobilidade dos elementos maiores, menores e traços, enquanto que os Elementos Terras Raras não têm seu padrão original modificado. Nós realizamos estudo isotópico sistemático nestas rochas para melhor entender o comportamento dos isótopos de Nd durante os processos de geração de milonitos. Idades modelo T_{DM} e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ do protólito ígneo e da rocha transformada apresentam valores similares em torno de 2,6 Ga, sugerindo que o sistema isotópico de Nd permanece fechado, mesmo com a superposição de dois eventos metamórficos, e ainda preserva a assinatura isotópica da rocha fonte. Os novos dados fornecem importantes informações sobre a história evolutiva das rochas do embasamento do Terreno Rio Grande do Norte, na Província Borborema.

Keywords: Nd isotopes, close system and mylonites.

ABSTRACT

High strain shear zones of Brasiliano age, developed in Paleoproterozoic basement gneiss of the Caicó region, Borborema Province, NE Brazil, were associated with medium- to low-grade metamorphism and deformational processes that transformed porphyritic augen gneiss into muscovite quartzite, modifying their original mineralogy and chemical properties. During the last hydrothermal event mobility of major, minor and trace elements was great, whereas the pattern of Rare Earth Elements was not changed. We carried out a Sm-Nd isotopic study in these rocks in order to understand the behavior of Nd isotopes during mylonite generation. T_{DM} model ages at around 2.6 Ga and $\epsilon_{Nd}(t)$ values for both protolith and transformed rock suggest that the Nd isotopic system remained closed, recording the original source rock signature, despite undergoing two superposed metamorphic events. These new Sm-Nd results provide important information on the geologic evolution of basement rocks in the central Rio Grande do Norte Terrane of the Borborema Province, NE Brazil.

INTRODUÇÃO

Uma das premissas básicas da geocronologia é assumir que o sistema isotópico esteve fechado durante a cristalização das rochas e que permanece não perturbado durante subseqüentes eventos de metamorfismo e deformação. Assim, poucos estudos procuram compreender as possíveis mudanças que podem afetar o sistema isotópico de uma determinada rocha, em conseqüência de processos secundários de mobilização de elementos químicos gerados durante eventos deformacionais ou de penetração de fluidos metamórficos em zonas de cisalhamento (Barovich & Patchett, 1992; Frost & Frost, 1995). Zonas de cisalhamento geralmente pós-datam o pico do metamorfismo e envolvem a hidratação de rochas encaixantes secas, por intenso retrometamorfismo, comumente em condições de baixo grau metamórfico (facies xisto verde).

Em zonas de cisalhamento tem-se movimento relativo entre blocos pouco deformados e uma intensa deformação concentrada em zonas centimétricas ou de até centenas de metros de espessura. Estas zonas podem se formar tanto em sistemas químicos e isotópicos fechados como abertos, envolvendo a entrada e mobilidade de grande quantidade de fluidos e causando mudanças nas características químicas das rochas deformadas durante os processos de milonitização. As questões relacionadas com a transferência de massa e mudanças químicas em zonas de cisalhamento procuram entender a perda ou ganho de volume dentro da zona de cisalhamento, onde fluidos podem ou não mudar a química total das rochas (O'Hara, 1988; Selverstone, 1991; Hippert, 1988). Idade de eventos de metamorfismo pode ser determinada por meio de isócronas de minerais, que crescem ou são completamente recristalizados durante o metamorfismo (Gromet, 1991).

O objetivo deste trabalho é estudar o comportamento de isótopos de Nd durante a atuação de processos de deformação e metamorfismo em zonas submetidas a altas deformações (*high strain*). A área escolhida está localizada na região de Caicó, Estado do Rio Grande do Norte, onde rochas do embasamento Paleoproterozóico (2,2 Ga.) são afetadas por expressivo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de idade Neoproterozóica (em torno de 600 Ma). A principal motivação para estudar estas zonas deve-se ao fato da existência de uma grande diferença temporal entre a história ígnea do protólito e a geração dos milonitos decorrente do evento deformacional. Durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento, ocorre a transformação progressiva de rochas graníticas porfi-

ríticas em milonitos ricos em quartzo e muscovita, causando mudanças profundas na mineralogia da rocha original.

Um estudo sistemático e de detalhe, envolvendo a transformação de ortognaisses em muscovita quartzitos e xistos, foi conduzido nestas rochas no sentido de investigar:

1. os processos microtexturais associados com o desenvolvimento da zona de cisalhamento;
2. o comportamento isotópico dos isótopos de Nd em relação aos processos deformacionais;
3. a mobilidade dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os Elementos Terras Raras (ETR) durante a deformação progressiva que afeta estas rochas.

Assim, pretendemos discutir problemas relacionados ao comportamento do sistema isotópico de Nd e responder questões como:

- a. Quais os tipos de perturbação no sistema que podem modificar as razões isotópicas e concentração de Sm e Nd nas rochas transformadas?
- b. Qual o significado de idades modelos T_{DM} em rochas submetidas a processos deformacionais e metamórficos intensos e qual a relação dos novos dados isotópicos com os já existentes regionalmente?

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E GEOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO

Na porção central do Estado do Rio Grande do Norte predominam rochas do embasamento, representadas por maciços granitóides de tendência cálcio-alkalina, médio K_2O e composição variando desde metagabros e dioritos até granitos equigranulares (Ebert, 1969; Brito Neves, 1983; Hackspacher *et al.*, 1992) de idade Paleoproterozóica (Hackspacher *et al.* 1990; Dantas, 1992, Souza & Martin, 1991). Na região de Caicó, onde uma série de mapeamentos de detalhe foram realizados (Borges, 1991; Magini, 1991; e Marques, 1994) predominam tonalitos a granodioritos porfiríticos; (Figura 1). Os mapeamentos revelaram que a arquitetura magmática das diferentes facies mapeadas nos maciços granitóides obedece a um zoneamento, com rochas mais básicas na parte central e rochas mais graníticas ocorrendo predominantemente nas bordas dos maciços,

próximo ao contato com as encaixantes (Hackspacher *et al.*, 1993). As rochas paleoproterozóicas desta região apresentam sistematicamente idades modelo T_{DM} entre 2,5 - 2,6 Ga e valores de ϵ_{Nd} ($t = 2,2$ Ga.) negativos, entre -1 e -4, sugerindo que foram derivadas de retrabalhamento de crosta continental arqueana (Dantas *et al.*, 2001).

Uma das feições mais marcantes da geologia pré-cambriana da Província Borborema, NE do Brasil (Almeida *et al.*, 1977) é o expressivo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes que se desenvolveram no Neoproterozóico durante a colagem da orogênese brasileira. As zonas de cisalhamento são interpretadas como feições profundas que atingem a base da crosta continental e delimitam diferentes blocos crustais ou terrenos de idades distintas (Van Schmus *et al.*, 1995, Jardim de Sá, 1994). Comumente se desenvolvem nos limites entre rochas do embasamento cristalino e as rochas de seqüências metassedimentares supracrustais, controlando o alojamento dos plútons brasileiros em toda a Província Borborema.

Borges & Legrand (1991) revelaram a presença de muscovita quartzitos gerados por deformação a partir de rochas ortoderivadas associados a zonas de cisalhamento na região de Caicó. Legrand & Magini (1992) realizaram os primeiros trabalhos evidenciando transferência de massa envolvida na transformação destas rochas, enquanto Trindade (2000) apresenta os primeiros resultados isotópicos pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd sobre este processo.

Nosso estudo se concentrou na ocorrência de três grandes zonas de cisalhamento que ocorrem nas imediações da cidade de Caicó (Figura 1), onde a transição entre ortognaisses e muscovita quartzitos pode ser observada em escala de afloramento. A escolha destas áreas deu-se devido às mesmas apresentarem contextos tectono-estruturais diferentes e pelo fato das zonas de cisalhamento serem mineralizadas em ouro.

O arcabouço tectono-estrutural da região de Caicó é caracterizado pela superposição de diferentes eventos deformacionais e metamórficos de baixo e alto ângulo e de diferentes idades (Hackspacher *et al.*, 1993, Araújo, 2001; Luiz-Silva, 2000). Hackspacher *et al.* (1995), reconhecem uma antiga trama de idade Paleoproterozóica (idade U-Pb em titanita de 1,95 Ga.) e de *trend* estrutural NW, preservada em núcleos do embasamento da Faixa Seridó. Contudo, a configuração final do arcabouço da região é dada pela tectônica brasileira, principalmente pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, cujo *trend* principal é NE, e que podem atingir dezenas de quilômetros de comprimento. A principal consequência da superposição destes eventos é o encurvamento dos elementos estrutu-

rais da antiga trama NW em direção às zonas de cisalhamento. Entre duas grandes zonas de cisalhamento NE dextrais principais, desenvolve-se um grupo de zonas de cisalhamento paralelas de *trend* NW, fazendo com que a arquitetura interna do maciço forme um mosaico de pequenos blocos retangulares. Este sistema de cisalhamento tem deslocamento sinistral e sugere que os domínios entre as zonas de cisalhamento maiores foram rotacionados no sentido horário para darem a configuração vista atualmente (Figura 1). Dantas & Hackspacher (1997) sugerem um arcabouço estrutural semelhante para o maciço São Jose do Campestre, a E da área estudada. Na região onde se encontra a cidade de Caicó predominam tonalitos e granodioritos, mostrando feições como enclaves microgranulares máficos e diques sin-plutônicos, que sugerem preservação parcial da história ígnea do protólito. Nestas rochas observa-se uma deformação de baixo ângulo penetrativa, de *trend* NW, que interpretamos como relacionada ao evento paleoproterozóico (1.95 Ga). Indicadores cinemáticos reconhecidos em escala de afloramento incluem porfiroclastos sigmoidais assimétricos, estruturas SC e vergência de dobras isoclinais e assimétricas. Contudo, esta fábrica antiga é retrabalhada e submetida a intenso retrometamorfismo durante os eventos brasileiros. Leucogranitos anatóticos são corpos mapeáveis e gerados durante o metamorfismo regional.

A primeira zona de cisalhamento estudada está localizada na Serra de São Fernando, 20 Km a NW de Caicó. A macro-estrutura da serra de São Fernando, é interpretada como um sinforme invertido, desenvolvido sintectônico a uma zona de cisalhamento transcorrente com cinemática dextral e *trend* estrutural N50E. O sinforme é entendido como dobra de arrasto, caracterizada pela geração de padrão de interferência do tipo em laço, coaxial, redobrando antigas dobras isoclinais, bem evidenciado em imagens de satélite e mapeamentos efetuados na região (Magini, 1995; Luiz Silva, 2000; Araújo, 2001; e outros). Uma estrutura em flor negativa é requerida para explicar a geração desta macro-estrutura. A rocha encaixante da zona de cisalhamento é augen gnaiss granítico composto por fenocristais de microclínio e matriz rica em quartzo, plagioclásio e biotita predominantemente. Muscovita, epidoto, titanita e zircão são minerais acessórios. As rochas transformadas chegam a formar uma zona com espessura maior do que 500 metros. Exemplos da atuação de processos de transferência de massa e transformação nesta escala de trabalho são raros na literatura mundial (Selverstone, 1988).

Entre São Fernando e Caicó ocorrem lentes de muscovita quartzitos intercalados em granitóides de composição granodiorítica a granítica, de textura grossa a

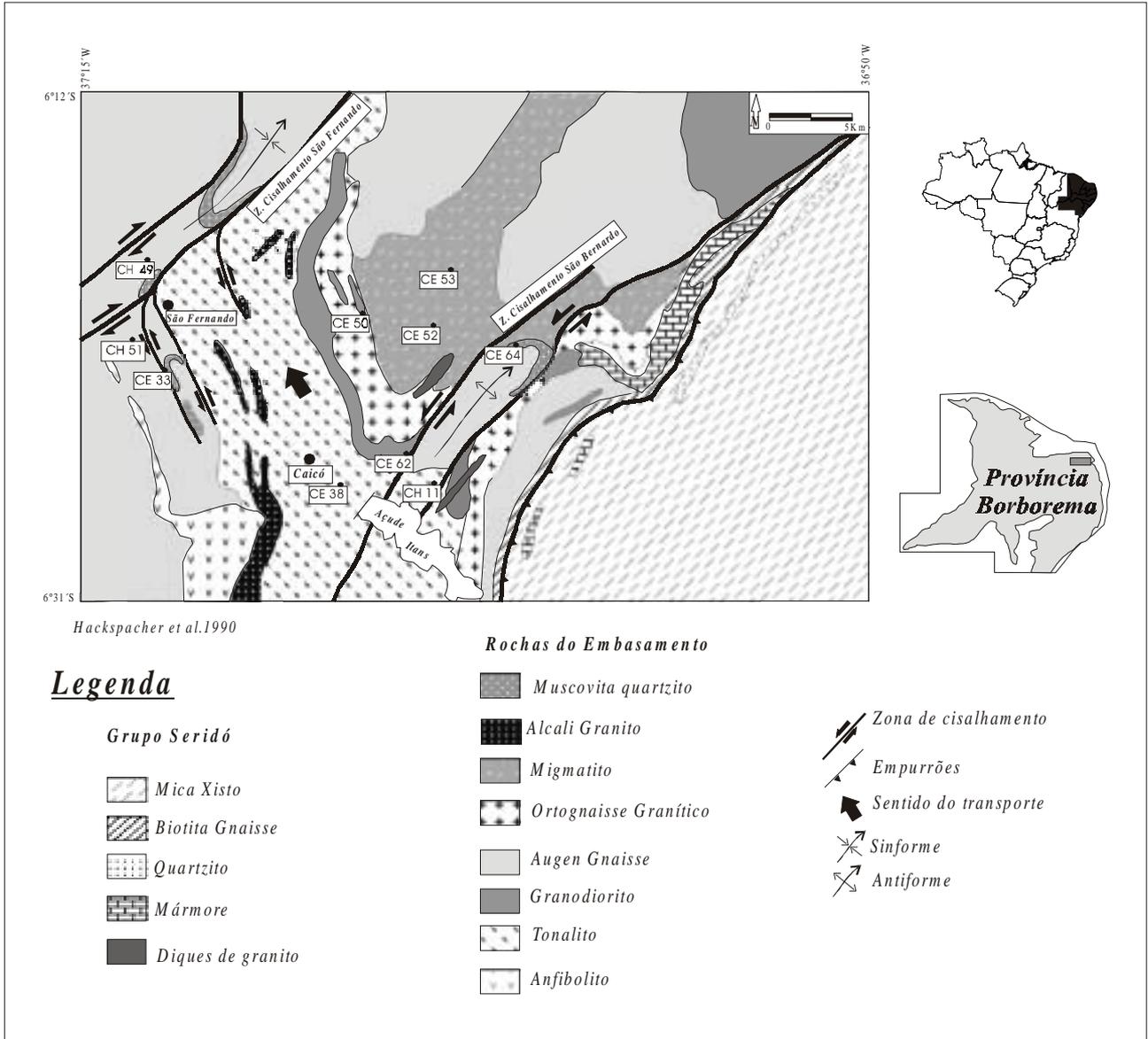


Figura 1. Mapa litológico simplificado da região de Caicó - RN, mostrando os principais elementos estruturais descritos no texto e a localização das amostras analisadas neste trabalho.

porfírica, formando augen gnaisses bem estirados. Neste caso, zonas de cisalhamento com mergulhos de baixo ângulo e *trend* NW são as responsáveis pela geração de milonitos ricos em muscovita e interpretados por longos anos como xenólitos de quartzitos dentro dos granitóides (Torres *et al.*, 1973). A transformação nas rochas é acompanhada de mineralizações em Au, cuja ocorrência principal é na mina do Simpático (Trindade, 2001). Zonas de cisalhamento transcorrentes, de caráter sinistral e *trend* estrutural NW desenvolvem-se recortando à tectônica de baixo ângulo observada nesta região, e são interpretadas como falhas antitéticas no modelo cinemático regional (Figura 1). Sítios transtracionais são gerados na bifurcação entre as zonas NW sinistras e as zonas transcorrentes NE dexas (Araújo, 2001).

Na Serra do São Bernardo, 10 Km a NE de Caicó, uma zona de cisalhamento do tipo transcorrente com espessura de mais de 200 metros, de caráter sinistral e *trend* NE, desenvolve-se no flanco de antiforme regional. Neste caso, dobras abertas antiformais, crenulações e estiramento de *rods* de quartzo conferem um caráter transpressional à deformação. O protólito onde a zona de cisalhamento de São Bernardo se desenvolve é dado por rochas do tipo hornblenda augen gnaiss, formado por plagioclásio, hornblenda, microclínio, biotita e quartzo como minerais essenciais, e tendo epidoto, muscovita, zircão, titanita, rutilo e apatita como acessórios, confere à rocha uma composição granodiorítica a granítica.

O modelo cinemático integrando as diferentes zonas de cisalhamento dúcteis estudadas é entendido como uma evolução de pares conjugados entre os *trends* NW sinistral e NE dextra aqui descritos.

TRANSFORMAÇÕES PETROGRÁFICAS E MICROTEXTURAS NAS ZONAS DE CISALHAMENTO

A descrição detalhada da petrografia das rochas desta região foi feita por Magini (1992), Dantas (1992), Borges (1991) e Trindade (2000). Contudo, são realçadas aqui as principais evidências petrográficas que orientaram a escolha das amostras para o trabalho geoquímico e isotópico.

As zonas de cisalhamento geralmente se desenvolvem em escala de afloramento, mas podem atingir até 500 metros de espessura, onde se reconhece a passagem de uma rocha pouco deformada, ainda preservando texturas

ígneas, até a formação de milonitos. A rocha original é ortognaiss de composição tonalítica a granodiorítica, textura grossa, contendo fenocristais de plagioclásio, microclínio, biotita, muscovita e quartzo como minerais essenciais. Os augen gnaisses graníticos são caracterizados por fenocristais de microclínio de até 5 cm, que são quebrados, rotacionados e estirados durante a deformação em estado subsólido (Foto 1).

À medida que aumenta a deformação, a rocha torna-se bastante cisalhada, apresenta composição essencialmente granítica, e apresenta uma grande quantidade de faixas quartzo feldspáticas bem estiradas (Foto 2). Nesta etapa do processo de transformação, ocorre a geração (neoformação) de uma maior quantidade de microclínio e muscovita na rocha por processos de recristalização dinâmica. A muscovita é formada a partir da desestabilização da biotita e microclínio, e seu conteúdo aumenta progressivamente em direção às partes internas das zonas de cisalhamento (Fotos 3 e 4). É comum à presença de muscovita tardia desenvolvida em plano axial de dobras sin-deformacionais.

O produto final da transformação da rocha é um milonito leucocrático, de granulometria fina, e composto essencialmente de quartzo e muscovita (Foto 5). A intensidade da deformação é tão expressiva, que a rocha formada durante os processos de milonitização pode ser classificada como um quartzito ou muscovita xisto (rocha com mais 80 % de SiO₂ e 20 % de muscovita). Os milonitos também podem ser enriquecidos em sillimanita, cianita e cordierita como no caso da localidade Simpático, NW de Caicó e nas proximidades da cidade de Florânia. (Dantas, 1992; Trindade, 2000; Legrand & Magini, 1995). A sillimanita ocorre na forma de cristais fibrosos (Foto 6), enquanto que a cianita aparece orientada segundo a direção da foliação principal da rocha. Através de cálculos termodinâmicos Legrand & Magini (1992) mostram que o desenvolvimento de minerais aluminosilicáticos foi provocado pelo aumento do gradiente de temperatura associado com a baixa salinidade dos fluidos circulantes nas zonas de cisalhamento. O fluxo constante nas zonas de cisalhamento modifica o campo de estabilidade relacionado às condições de equilíbrio entre fluido, muscovita, cianita, sillimanita e microclínio. Os cálculos geotermobarométricos sugerem temperaturas variando entre 560 e 640°C relacionados a dois eventos superpostos (Luiz Silva, 2000).

A heterogeneidade e a intensidade da deformação por cisalhamento simples que gera os muscovita quartzitos, a partir de ortognaisses causa variações microtexturais nas rochas que refletem as condições termodinâmicas atingi-

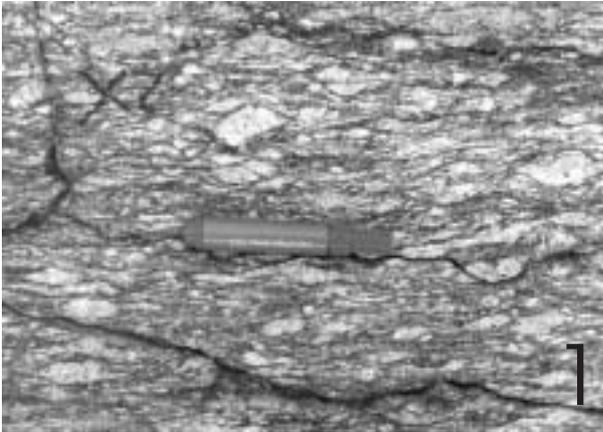


Foto 1. Aspecto textural do augen gnaiss granítico da Serra de São Fernando, caracterizado por fenocristais estirados de K-feldspato de até 5 cm.



Foto 2. Zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais mostrando a entrada de grande quantidade de fluidos no sistema.

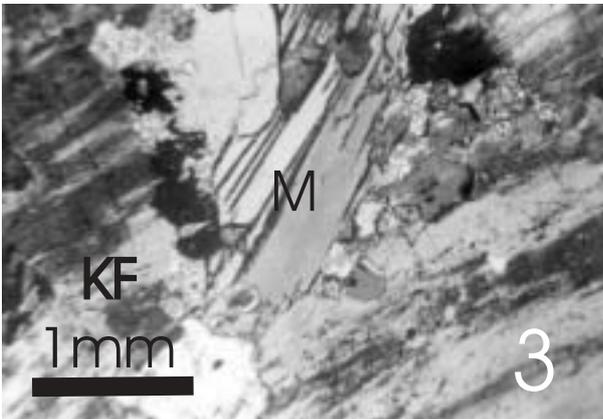


Foto 3. A geração de muscovita resulta da transformação do microclínio. Aumento de 30 X. **M** - muscovita, **KF** - microclínio.



Foto 4. As rochas intermediárias do processo de transformação são representadas por muscovita xistos.

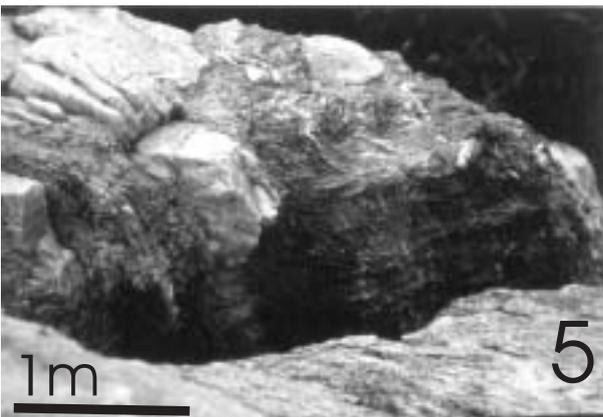


Foto 5. Muscovita quartzito, verticalizado mostrando forte crenulação e veios com exudações de quartzo, representando a atuação de processos de transferência de massa e de mudança de volume de grande porte.

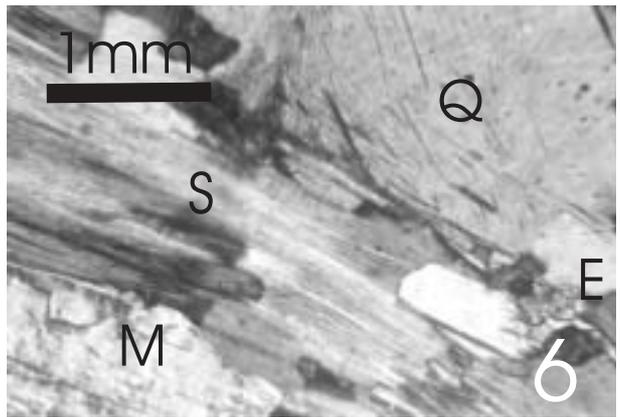


Foto 6. Intensa milonitização nas rochas originais possibilita a formação de sillimanita em processos de metamorfismo e transferência de massa de alta temperatura. Aumento de 30 X. **S** - sillimanita, **M** - muscovita, **Q** - quartzo, **E** - epidoto.

das durante os processos de milonitização, metamorfismo e de transferência de massa presentes nas zonas de cisalhamento. As microtexturas aqui apresentadas refletem forte partição da deformação durante o desenvolvimento da milonitização dos augen gnaisses nesta região.

Nos augen gnaisses, a passagem gradativa da textura magmática para deformação no estado subsólido é marcada pela orientação de fenocristais eudrais de microclínio e agregados de grãos de quartzo equidimensionais (Foto 7). (Dantas, 1992; Paterson *et al*, 1989). A transição para o processo deformacional é caracterizada pela redução da forma e tamanho do grão, rotação e formação de subgrãos (Dantas, 1992). O quebramento dos fenocristais de feldspatos (Foto 8) é associado a mecanismos de deformação tipo *microcracking* e *dislocation creep* (Araújo, 2001), evidenciados por microtexturas do tipo fenocristais fraturados, separação *pull-apart*, e deformação dos planos de geminação.

Durante o processo de milonitização, as modificações produzidas na trama da rocha por processos de recristalização dinâmica por migração do limite do grão (RDMLG) em alta temperatura (Vernon, 1975), são caracterizadas pelo desenvolvimento de um forte estiramento nos minerais e geração de novos grãos de hornblenda, microclínio e plagioclásio recristalizados (Foto 9). Neste caso, é comum a rocha apresentar uma trama caracterizada pela presença de grandes cristais e a matriz composta por grãos intensamente recristalizados, chegando a formar ribbons (bandas). Este evento metamórfico é de facies

anfíbolito com temperaturas atingindo o pico metamórfico durante a anatexia. A recristalização de microclínio e anfíbolio em alta temperatura e a presença de silimanita e cianita sin-cinemáticas sugerem temperaturas em torno de 600°C durante o evento de cisalhamento (Voll, 1976).

Uma das principais evidências para considerar os muscovita quartzitos como rochas geradas como produtos de processos deformacionais e metamórficos é a preservação de grande quantidade de cristais de K-feldspato nas rochas intermediárias do processo de transformação.

A rocha totalmente transformada em muscovita quartzito é associada a retro-metamorfismo em facies xisto verde no interior das zonas de cisalhamento, caracterizando um segundo evento de metamorfismo, associado com a entrada de grande quantidade de fluidos, no qual predominam processos de Dissolução e Transferência de Massa (DTM). Este processo envolve o transporte e deposição sem envolver fraturamento ou distorção da rede cristalina, chegando a formar texturas na superfície dos grãos por solução e sobrecrescimentos. Outras microtexturas de DTM relacionadas a processos de recristalização estática e recuperação, são caracterizadas por grãos de quartzo, plagioclásio e microclínio poligonais, subgrãos e novos grãos, cujos contatos formam pontos tríplexes de 120° nas junções (Foto 10).

A formação de muscovita é produto de reações de *softening* (amaciamento) em condições de retrometamorfismo para facies xisto verde. Neste caso ocorre intensa percolação de fluidos incorporados ao sistema por

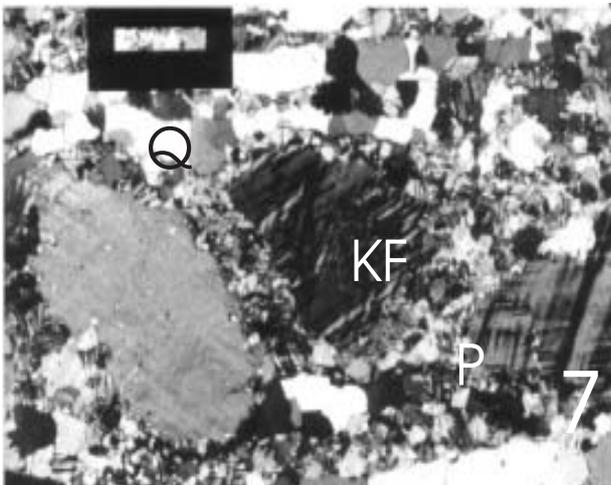


Foto 7. Rotação de fenocristais de microclínio desenvolvidos na passagem progressiva da história magmática para os eventos relacionados à atuação de processos da deformação subsólida. Aumento de 10X. A barra na foto representa 1 mm.

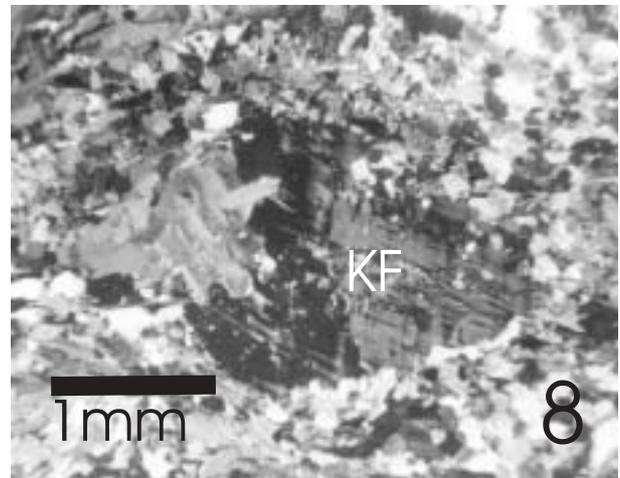


Foto 8. Quebramento (microcracking) do fenocristal de microclínio associado a mecanismos de deformação cisalhante. Aumento de 10X. M – microclínio.

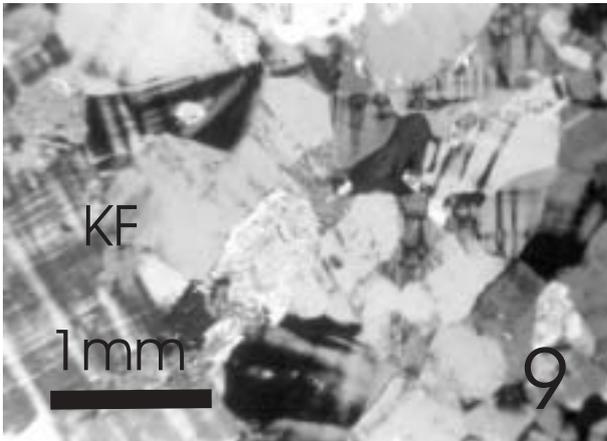


Foto 9. Recristalização dinâmica por migração do limite do grão de microclínio e plagioclásio, caracterizando a deformação como de alta temperatura. Aumento de 20X.

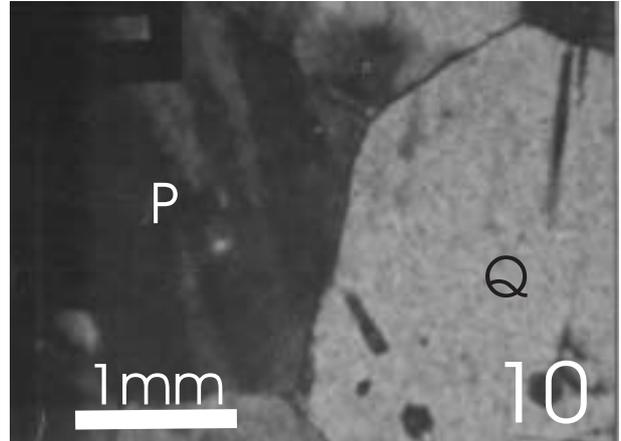


Foto 10. Processos de poligonização e subgrãos relacionados à recristalização estática. P - plagioclásio, Q - quartzo e aumento de 40X.

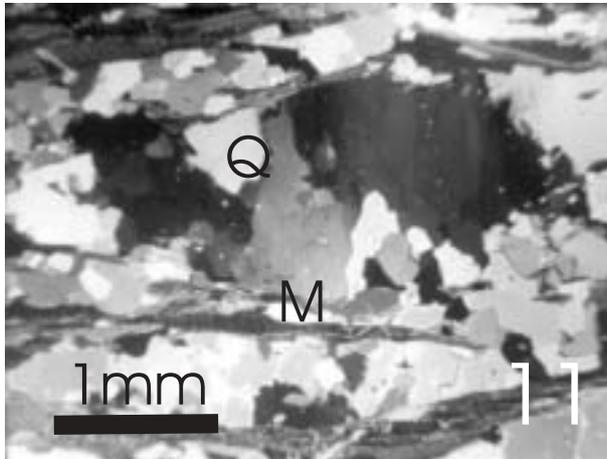


Foto 11. Muscovita quartzito representativo do estágio final do processo de transformação de um protólito granítico. Extinção ondulante e subgrãos atestam as condições de baixa temperatura reinantes durante os processos deformacionais. M - muscovita, Q - quartzo, aumento de 20X.

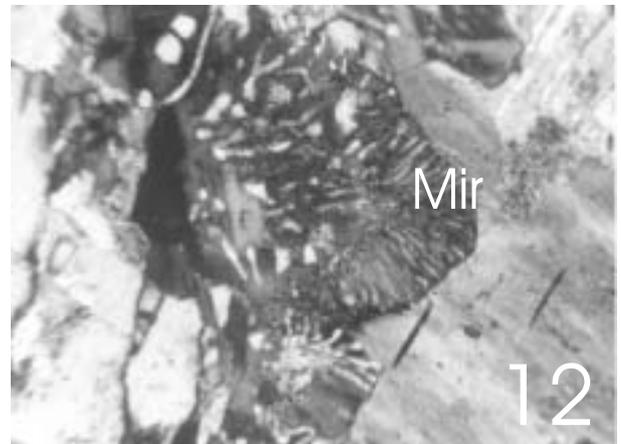


Foto 12. Texturas de intercrescimento mirmequitico caracterizando a atuação de processos de dissolução e transferência de massa durante os estágios tardios da deformação e metamorfismo de baixa temperatura a que as rochas foram submetidas. Mir - mirmequita, aumento de 30X.

processos de infiltração e advenção, enriquecendo a rocha em minerais hidratados, como epidoto (Magini, 1991). O caso das camadas contendo mais de 90% de quartzo caracteriza silificação provocada pela entrada de grande quantidade de fluidos durante o aumento da intensidade da deformação pela atuação de processos de transferência de massa por solução, em condições de baixa temperatura, estimada em torno de 400° C (Foto 11).

Várias micro-texturas de dissolução e exsolução são geradas durante processos de transferência de massa,

como intercrescimento de mirmequita, intercrescimento de pertitas, bordas de reação e substituição parcial ou total de minerais. Estas texturas são comuns, tornando-se mais frequentes nas rochas mais deformadas (Foto 12) e cuja fonte principal são os fenocristais de microclínio, que durante seu quebramento apresenta troca de volume entre o conteúdo de Na, Ca e K entre os feldspatos. A quantidade de epidoto também aumenta abruptamente nos milonitos, sendo associado a bordas de corrosão em biotita, durante processos de retrometamorfismo. As reações envolvidas

nas transformações mineralógicas foram discutidas detalhadamente por Legrand & Magini (1995); Trindade (2000) e Luiz Silva (2000).

As microtexturas identificadas neste estudo corroboram as evidências de campo, sugerindo que as rochas do embasamento da região de Caicó foram submetidas a uma história deformacional polifásica como resultado da superposição de dois eventos de deformação dúctil em alta e baixa temperatura. As variações das características microtexturais variam de acordo com a intensidade de *strain* aos quais os processos de recristalização dinâmica e os mecanismos de transferência de massa por difusão foram contemporâneos (Araújo, 2001).

O evento de percolação de fluidos associado a processos de DTM e a processos de metamorfismo de baixa temperatura nas zonas de cisalhamento transcorrente foi datado em torno de 505 Ma (muscovita e biotita pelo método Ar-Ar, Araújo, 2001). A datação absoluta do evento de alteração hidrotermal sugere condições de resfriamento lento do terreno, uma vez que o pico do metamorfismo do evento de alta temperatura, datado pelo posicionamento de granitos sintectônicos as zonas de cisalhamento transcorrentes na região, tem idades de 575 Ma. Assim, existiria um intervalo de tempo em torno de 70 Ma entre os eventos de metamorfismo de alta e baixa temperatura na área.

Esta conclusão corrobora os dados obtidos para a zona de cisalhamento de Patos, localizada 30 km sul da área estudada, de trend EW, e considerada como desenvolvida simultaneamente com as zonas de cisalhamento transcorrentes de trend NE e NW aqui descritas (Figueiredo, 1992; Vouchez et al., 1995).

GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS DE Nd

A mobilidade de elementos maiores, traços e Elementos Terras Raras

Procurando quantificar a transferência de massa envolvida na transformação dos ortognaisses em muscovita quartzitos, foi realizado estudo geoquímico e isotópico nas diferentes zonas de cisalhamento presentes na região. Entre outras, a principal razão para a escolha das amostras selecionadas para este estudo foi uma coleta sistemática ao longo da transformação progressiva das

rochas, de acordo com o aumento da intensidade da deformação, analisando amostras representativas desde os protólitos pouco deformados até dentro da zona de cisalhamento, onde os milonitos são dominantes.

A tabela 1 mostra os resultados obtidos neste estudo para os elementos maiores, menores, traços e Elementos Terras Raras. As análises foram feitas no laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual Paulista (UNESP - Rio Claro) por Fluorescência de raios-X e ICP-ES.

As amostras representativas do protólito (amostras CE-38, CH-51 e CE 52) são de granitóides cuja composição varia de granodiorítica a granítica. Rochas representativas de tonalitos pouco deformados e bastante cisalhados, transformados em micaxistos, também foram analisados (Amostras CE 91 e CH11 e CE-62).

As amostras representativas do processo intermediário da transformação incluem muscovita gnaisses graníticos (amostras CH 49 e CE33), e duas amostras analisadas por Trindade (2000). Em alguns dos gráficos mostrados neste trabalho, todos estes dados são apresentados em conjunto, para efeito de comparação com nossos novos resultados. Amostras representativas do processo final de transformação são dadas por muscovita quartzito e quartzito puro (amostras CE 64, CE 33 e CE 92).

O perfil ao longo do cisalhamento revela que existe uma variação sistemática nos valores dos elementos maiores e traços, de acordo com o aumento da intensidade da deformação. O principal elemento químico que representa a transformação progressiva das rochas é SiO_2 , refletindo a introdução de quartzo durante os processos de milonitização. Rochas do protólito apresentam teores em torno de 60 - 65 % SiO_2 , enquanto que as rochas transformadas variam de 75 % SiO_2 (muscovita quartzitos) até valores superiores a 90% de SiO_2 (quartzitos quase puros) (Figura 2).

O comportamento da maioria dos elementos químicos é compatível com as mudanças petrográficas e microtexturais decorrentes do processo de transformação das rochas descrito acima. Assim, Rb facilmente substitui K em feldspatos alcalinos, minerais estes abundantes no protólito, e que são substituídos por muscovita, quando intensamente deformados e recristalizados em zonas de cisalhamento. O conteúdo de Rb aumenta nas rochas mais transformadas, enquanto que o Na_2O diminui drasticamente (Figuras 2a, 2b e 2c).

Por sua vez, o Sr segue o cálcio, cuja maior fonte é o plagioclásio, logo o seu desaparecimento durante a transformação final da rocha original em um quartzito é evidente nos diagramas e reflete a destruição de feldspatos durante o processo de milonitização (Figura 2d). O aumento

Tabela 1. Dados geoquímicos do protólito ígneo e rochas transformadas em muscovita-quartzitos nas zonas de cisalhamento da região de Caicó - RN.

Amostras Rocha	ROCHAS ORIGINAIS												ROCHAS TRANSFORMADAS					
	CE-91 Diorito	CE-51 Tonallito	CE-38 Tonallito	PS-105 Granodiorito	PE40 Gnaiss granítico	CE-52 Gnaiss granítico	CE-58 Granodiorito	CH-49 Augen granítico	CH-51 Augen granítico	CE50.1 Alcali gnaiss	CE-62 Granada xisto	CH-11 Tonallito xistificado	CE33.1 Muscovita quartzito	CE33.3 Muscovita quartzito	CE-6 Musco quartz			
SiO ₂	48,26	51,90	63,91	61,76	73,89	71,76	62,19	73,55	71,68	68,73	55,83	64,05	77,34	70,87	84,96			
TiO ₂	1,93	0,99	0,91	0,63	0,05	0,31	0,85	0,26	0,33	0,07	1,13	0,68	0,12	0,35	0,29			
Al ₂ O ₃	10,76	13,48	14,86	13,58	14,79	14,33	16,25	15,03	13,77	17,91	19,74	15,37	12,67	14,62	6,71			
Fe ₂ O ₃ *	17,99	12,42	4,49	10,62	1,58	2,63	6,90	2,65	2,48	0,68	12,43	5,72	2,69	2,39	2,60			
MnO	0,24	0,19	0,01	0,06	0,00	0,04	0,10	0,02	0,01	0,01	0,13	0,06	0,01	0,04	0,04			
MgO	8,07	6,73	2,91	2,85	0,10	0,72	2,84	0,79	1,22	0,13	3,97	2,93	0,68	0,82	2,01			
CaO	7,76	10,82	2,82	3,22	0,78	1,94	5,24	0,34	1,07	1,01	1,61	1,28	0,06	1,81	0,18			
Na ₂ O	0,67	2,24	3,27	2,20	4,51	3,27	1,02	0,71	3,99	6,55	2,40	2,26	0,28	3,76	0,24			
K ₂ O	3,16	0,56	5,67	3,94	4,19	4,39	3,72	6,75	4,69	4,76	2,11	7,46	4,58	4,35	2,45			
P ₂ O ₅	0,61	0,11	0,06	1,31	0,01	0,08	0,37	0,08	0,08	0,07	0,12	0,20	0,03	0,12	0,14			
LOI	1,07	1,05	1,04	0,18	0,00	0,66	1,11	0,78	0,00	0,23	0,96	0,78	1,67	0,97	1,21			
Cr	193	399	73	151	120	5	164	27	36	130	443	82	66	158	310			
Ni	104	110	10	32	10	0	43	8	0	106	178	70	1106	93	91			
Rb	113	-13	58	0	140	106	129	232	157	51	83	225	153	81	81			
Sr	98	215	571	433	430	314	571	67	136	2695	173	155	16	461	16			
Nb	22,0	13,0	0,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	15,0	12,0	10,0	17,0	10,0			
Zr	612	69	72	0	60	287	264	0	157	48	139	324	57	129	64			
Y	34	27	12	17	1	11	25	33	11	6	40	28	31	19	12			
La	29,14	6,92	0,00	25,87	1,10	0	0	0	0	0,00	0,00	36,22	18,56	29,94	9,33			
Ce	78,40	17,75	0,00	69,65	3,55	0	0	0	0	2,94	0,00	88,10	37,23	62,90	23,76			
Nd	39,53	10,69	0,00	23,98	1,51	0	0	0	0	1,39	0,00	34,13	17,70	24,90	9,87			
Sm	8,03	3,34	0,00	6,34	0,13	0	0	0	0	0,00	0,00	6,38	3,99	4,23	2,30			
Eu	1,10	0,91	0,00	1,16	0,05	0	0	0	0	0,09	0,00	1,14	0,50	1,04	0,52			
Gd	5,95	2,73	0,00	2,78	0,14	0	0	0	0	0,00	0,00	3,19	1,93	2,24	0,76			
Dy	5,77	3,35	0,00	2,40	0,18	0	0	0	0	0,26	0,00	3,50	1,42	2,18	0,90			
Ho	0,98	0,65	0,00	0,00	0,04	0	0	0	0	0,25	0,00	0,51	0,00	0,45	0,27			
Er	2,98	1,91	0,00	0,00	0,15	0	0	0	0	0,33	0,00	1,73	0,40	0,72	0,48			
Yb	3,63	2,35	0,00	1,55	0,24	0	0	0	0	0,31	0,00	2,19	0,70	1,39	0,39			
Lu	0,61	0,42	0,00	0,00	0,04	0	0	0	0	0,00	0,00	0,56	0,38	0,26	0,32			

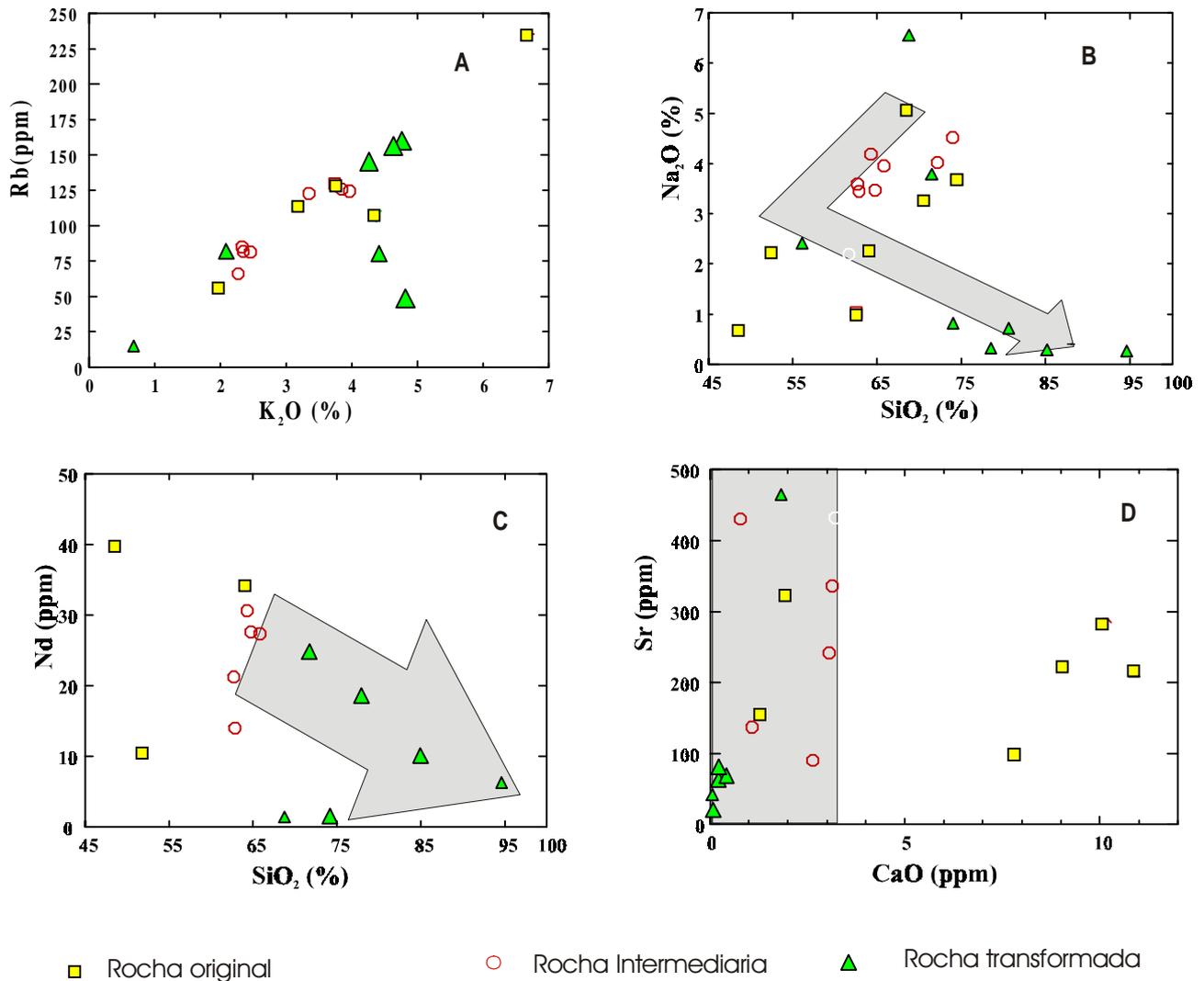


Figura 2. Comportamento dos elementos maiores e traços durante o processo de transformação de rochas. A) Rb x K_2O ; B) SiO_2 x Na_2O ; C) SiO_2 x Nd; D) Sr x CaO. Setas indicam o comportamento dos elementos de acordo com o aumento da deformação e transformação das rochas.

de CaO, e diminuição proporcional de K_2O , Na_2O , SiO_2 , Ba é relacionado ao aumento de epidoto e muscovita nos ultramilonitos. O Zr comporta-se com mobilização muito limitada durante os processos de milonitização.

O padrão de Elementos Terras Raras para os diferentes grupos de rochas aqui analisados mostra que existe uma significativa diminuição na abundância total de ETRL (Elementos Terras Raras Leves), à medida que aumenta a intensidade da deformação. Contudo, a forma do padrão normalizado em relação ao condrito permanece a mesma (Figura 3). Por sua vez, a abundância de ETRP (Elementos Terras Raras Pesados) pouco muda na zona de milonitos.

Assim, existem mudanças apenas na concentração dos ETRL e o sistema é considerado fechado, onde os elementos permanecem imóveis durante os processos de milonitização (Figura 3). 80% ou mais dos ETR residem basicamente em minerais acessórios, como alanita, titanita, monazita e zircão que compreendem menos de 1% de volume da rocha total e são resistentes aos processos de metamorfismo e deformação. No caso das rochas das zonas de cisalhamento da região de Caicó, o principal mineral encontrado em todas as rochas do processo de transformação desde a rocha original até o produto final, representado pelos muscovita quartzitos, é titanita, já que

zircão e apatita, que devem ser os minerais a concentrar a maioria dos ETR analisados. Recristalização de titanita pode formar novos grãos que incorporam ETR transportados durante os processos deformacionais. A resistência à mobilidade de certos elementos traços durante os processos de deformação também pode ser observada através do comportamento constante das razões Sm/Nd, Zr/Nb, Zr/Y e La/Yb (Figura 4a e b).

Contudo, o melhor método para estudar a mobilidade de elementos químicos nas zonas de cisalhamento é usar o

modelo matemático de Gresens (1967) e diagramas Grant (1986) para representar graficamente os processos de mudança de volume e transferência de massa em rochas (O'Hara, 1988; Hippert, 1995). Este tipo de estudo foi detalhadamente feito por Legrand & Magini (1992), Magini (1995), Luiz Silva (2000) e Trindade (2000) para as zonas de cisalhamento da região de Caicó que aqui estamos descrevendo. O princípio do estudo de balanço de massa é comparar as composições químicas e as propriedades físicas (volume, densidade) entre rochas pretéritas e transforma-

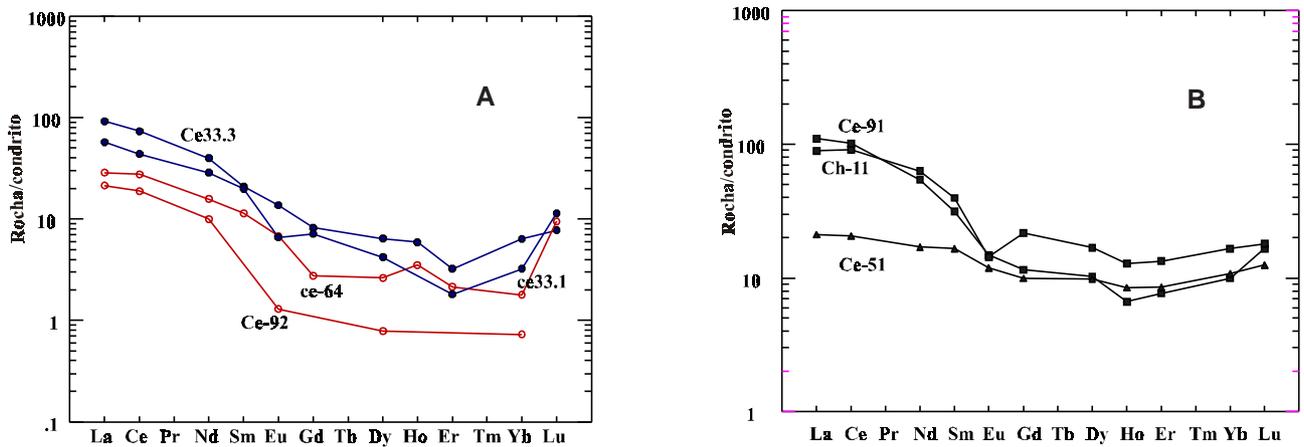


Figura 3. Padrões de Elementos Terras Raras para as rochas estudadas. A) Augen gnaiss, muscovita xisto e muscovita quartzito; B) tonalitos e biotita xistos.

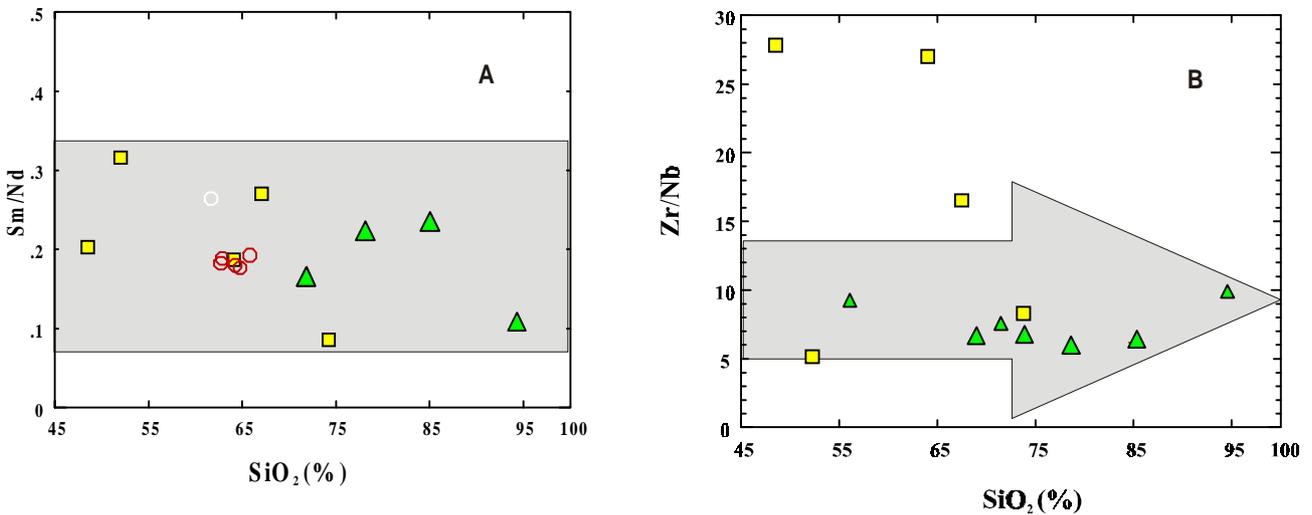


Figura 4. Gráficos que caracterizam o comportamento fechado e a imobilidade de elementos traços durante os processos de milonitização. A) Zr/Nb x SiO₂; B) Sm/Nd x SiO₂. Setas indicam o comportamento dos elementos de acordo com o aumento da deformação e transformação das rochas.

das pela análise das mudanças químicas sofridas durante os processos de transferência de massa e mudança de volume ocorridas na zona de cisalhamento. Neste caso, o sistema pode ser aberto para uma grande variedade de elementos (diferentes razões de ganho e perda de massa durante a deformação). A determinação dos elementos imóveis ajuda na avaliação do grau de ganho e perda sofrida pela rocha, já que os demais são normalizados por eles.

Os cálculos de balanço de massa feitos pelos autores acima citados mostram que o Al_2O_3 , TiO_2 e Zr são considerados imóveis durante os processos deformacionais.

A perda de volume é considerada isovolumétrica entre a rocha original e o produto final da transformação causada pelo aumento da intensidade da deformação nas zonas de cisalhamento estudadas (Trindade, 2000). Contudo, quando a mobilidade relativa é analisada considerando os elementos individualmente, a razão entre perda e ganho pode variar bastante durante o processo de transformação. A mobilidade relativa de alguns elementos depende da zona de cisalhamento que se está estudando, contudo, alguns elementos mostram valores comuns nas zonas estudadas, e apresentam ganho de massa em torno de 20% (Si), 40% (Rb) e > 60% (K). Por outro lado outros elementos mostram perda de massa, como Ca (70%), Na (30%) e Sr (25%) (Trindade, 2000; Luiz Silva, 2000).

No caso da amostra de sillimanita quartzito da Zona de cisalhamento de Ponta da Serra analisada por Trindade (2000), a transformação do ortognaisse para um quartzito é total, mobilizando completamente todos os elementos químicos existentes originalmente. Neste caso, até elementos considerados imóveis, como Sm, Nd e Y, mostram perdas relativas grandes, da ordem de 50%. Os valores obtidos de transformação por Trindade (2000) corroboram valores descritos na literatura mundial, onde, a perda de volume entre os diversos elementos varia em torno de 40% e em outros casos pode haver ganhos de até 70% (Condie & Sinhá, 1996).

Contudo, quando a transformação da rocha original durante os processos milonitização mostra uma variação isovolumétrica, com o aumento do grau da deformação, ocorre uma silificação sintectônica na rocha (Condie e Sinhá, 1996). Neste caso, existe uma passagem muito grande de fluidos na zona de cisalhamento, com a transformação completa da rocha original, modificando totalmente a mineralogia da rocha. Entretanto, os cálculos da variação de volume mostram que não há perda ou ganho de massa na zona como um todo. Este parece ser o caso das zonas estudadas na região de Caicó, conforme os cálculos apresentados por Trindade (2000).

Isótopos de Nd

As análises Sm-Nd foram feitas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo a metodologia descrita em Gioia e Pimentel (2001). As amostras de rocha total (50 mg) foram misturadas com uma solução de ^{149}Sm - ^{150}Nd spike e dissolvidas em béqueres Savillex. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha total seguiram as técnicas de colunas de troca catiônica, usando colunas de teflon contendo a resina Ln-Spec. As amostras de Sm e Nd foram depositadas em filamentos de rênio duplos e as medidas isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 no modo estático. Incertezas nas razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são em torno de 0,4% (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ) respectivamente, baseado nas análises repetidas de padrões de rochas internacionais BHVO-1 e BCR-1; As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por 0,7219 e a constante de decaimento (λ) usada foi de $6,54 \times 10^{-12}$.

Isótopos de Nd têm sido usados comumente para determinar a história evolutiva e determinar o crescimento relativo de grandes províncias crustais pré-cambrianas do mundo (DePaolo, 1988). Idades modelo Sm-Nd foram calculadas usando a curva de manto empobrecido de DePaolo (1988) e representam a idade de formação de crosta continental ou de extração do manto. A idade modelo T_{DM} é determinada pelo cálculo do tempo de quando uma amostra tem a composição isotópica idêntica de sua fonte, logo não é uma idade real e absoluta de um único evento geológico. Geralmente, idades modelo T_{DM} representam uma média do tempo durante o qual uma determinada amostra é residente na crosta, derivada de um manto comum (fonte única) ou de fontes mistas, podendo ser gerado em diferentes épocas. (Arndt & Goldstein, 1987; Dickin, 1995).

Os isótopos de Nd foram analisados nas mesmas amostras das zonas de cisalhamento de São Fernando e São Bernardo selecionadas para o estudo geoquímico. Também foram analisadas várias amostras representativas dos protólitos ígneos da região e foram adicionadas ao nosso trabalho, algumas das análises isotópicas efetuadas por Trindade (2000), relacionadas ao processo de transformação dos ortognaises em milonitos. Em alguns dos gráficos apresentados neste trabalho, todos estes dados estão reunidos, para efeito de comparação com nossos novos resultados.

As amostras de ortognaises tonalíticos e granodioríticos, cujas microtexturas evidenciam a história ígnea bem preservada, apresentam idade modelo T_{DM} em torno de 2,56 até 2,70 Ga, e valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ negativos, sendo $t = 2.2$ Ga. Corresponde a idade de cristalização

paleoproterozóica obtida pelo método U-Pb em zircão (Hackspacher *et al.* 1990). As idades modelo são condizentes com origem dos protólitos à partir de retrabalhamento de fonte arqueana.

Nas rochas intensamente deformadas os valores de idade modelo T_{DM} são essencialmente os mesmos, com valores variando de 2,48 Ga para muscovita quartzitos intermediários até 2,80 Ga nos quartzito com silimanita e/ou muscovita. Assim, podemos considerar que a superposição de eventos deformacionais e metamórficos sobre as rochas estudadas não foi suficiente para abrir o sistema isotópico Sm-Nd das mesmas. Isto é, as rochas transformadas ainda preservam a assinatura isotópica de sua fonte, representadas pelas idades modelo T_{DM} arqueanas semelhantes às rochas do protólito ígneo. O sistema isotópico foi preservado até mesmo nas amostras mostrando alto grau de deformação e silicificação (amostra CE 92) e, portanto, permanece fechado durante os processos de deformação milonítica e transformação.

Entretanto, estudos geoquímicos demonstram que a concentração de Sm e Nd apresentam variações que refletem relativa mobilidade desses elementos durante os processos de transformação de rochas relacionados aos eventos deformacionais de idade brasileira (datados entre 600 e 500 Ma). A questão que se coloca é saber como a participação dos fluidos hidrotermais chega a afetar o sistema isotópico Sm-Nd destas rochas.

A variação na concentração de Nd e Sm e na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de acordo com o aumento dos teores de SiO_2 tem correspondentes nas mudanças na mineralogia das rochas durante o aumento da intensidade do processo deformacional e mobilização de elementos durante os processos secundários de hidrotermalismo que atuam nestas rochas (Figura 5). No granada xisto derivado da transformação de tonalito (amostra CE-62), observa-se diminuição da concentração de Sm e Nd, mas as razões isotópicas de Nd e a idade modelo T_{DM} não mudam.

Rochas crustais comumente apresentam valores médios da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em torno de 0,10 - 0,12. Quando determinadas rochas têm problemas de fracionamento isotópico ou são submetidas a processos de sistema aberto, estes valores fogem deste intervalo, sendo fácil de identificar nas análises isotópicas da rocha analisada, já que a inclinação da linha de evolução da razão dos isótopos de Nd é proporcional à razão Sm/Nd da amostra e ao fracionamento sofrido por ela. As rochas originais (protólitos) da região de Caicó apresentam valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,11 - 0,09 em média (tabela 2). A mobilização relativa sofrida pelas rochas transformadas muda um pouco esta relação, mas não causa grande

variação nas idades modelo T_{DM} obtidas. A amostra de álcali-granito (CE-50) é um bom exemplo do comportamento anômalo dos isótopos de Nd, com valores muito pequenos de concentração de Sm (0,29 ppm) e Nd (1,2 ppm) e razão Sm/Nd de 0,14, fazendo com que a idade modelo T_{DM} de 3,6 Ga seja uma idade sem significado de um evento de formação de crosta na região. Observe também que o *shift* no diagrama de evolução de Nd versus tempo para esta amostra tem uma inclinação diferente das demais (Figura 6).

Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ relativamente homogêneos em média entre -17 e -22, calculados para as idades relacionadas aos eventos de metamorfismo de alto grau (pico metamórfico em 575 Ma) e de hidrotermalismo (505 Ma pela idade Ar-Ar obtida por Araújo, 2001) mostram que as razões isotópicas das rochas transformadas não são reequilibradas nesta época. A grande participação de fluidos durante o último evento, que abre o sistema para os elementos químicos maiores e traços, não chega a rehomogenizar completamente o sistema isotópico de Nd durante os processos de transformação de rochas nas zonas de cisalhamento. Se isto tivesse acontecido era de se esperar mudanças nos valores das razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e de $\epsilon_{Nd}(t)$, conseqüentemente.

Logo o sistema só seria aberto se fosse observada uma variação muito grande nas razões isotópicas das diferentes amostras analisadas. Neste caso as rochas deveriam mostrar uma tendência de idades modelo com valores bastante heterogêneos, sub e superestimados, e diminuindo até a idade do evento mais jovem. Isto é, idades modelo T_{DM} mistas em torno de 1,2, 1,4 e 1,7 Ga ou maiores do que 2,7 Ga, bem como valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, $t=505$ Ma, menores do que -10, deveriam aparecer nas rochas mais deformadas e no produto final da transformação (Figura 6). Assim, a inclinação da reta de evolução isotópica das rochas transformadas seria diferente das rochas do protólito ígneo, o que não é o caso da maioria das rochas da região de Caicó.

Uma errócrona Sm-Nd calculada a partir de todas as amostras analisadas define uma idade de 2,2 Ga, similar à idade de cristalização obtida pelo método U-Pb, contudo com erro bastante elevado (> 400 Ma), em vista da homogeneidade dos valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, que não permite grande espalhamento dos dados. Assim, as rochas da região de Caicó, mesmo submetidas a diferentes eventos deformacionais, ainda preservam parcialmente suas características isotópicas originais.

Se considerarmos separadamente as rochas originais e as transformadas, isócronas Sm-Nd de significado geológico, não podem ser obtidas. Supondo que o evento de

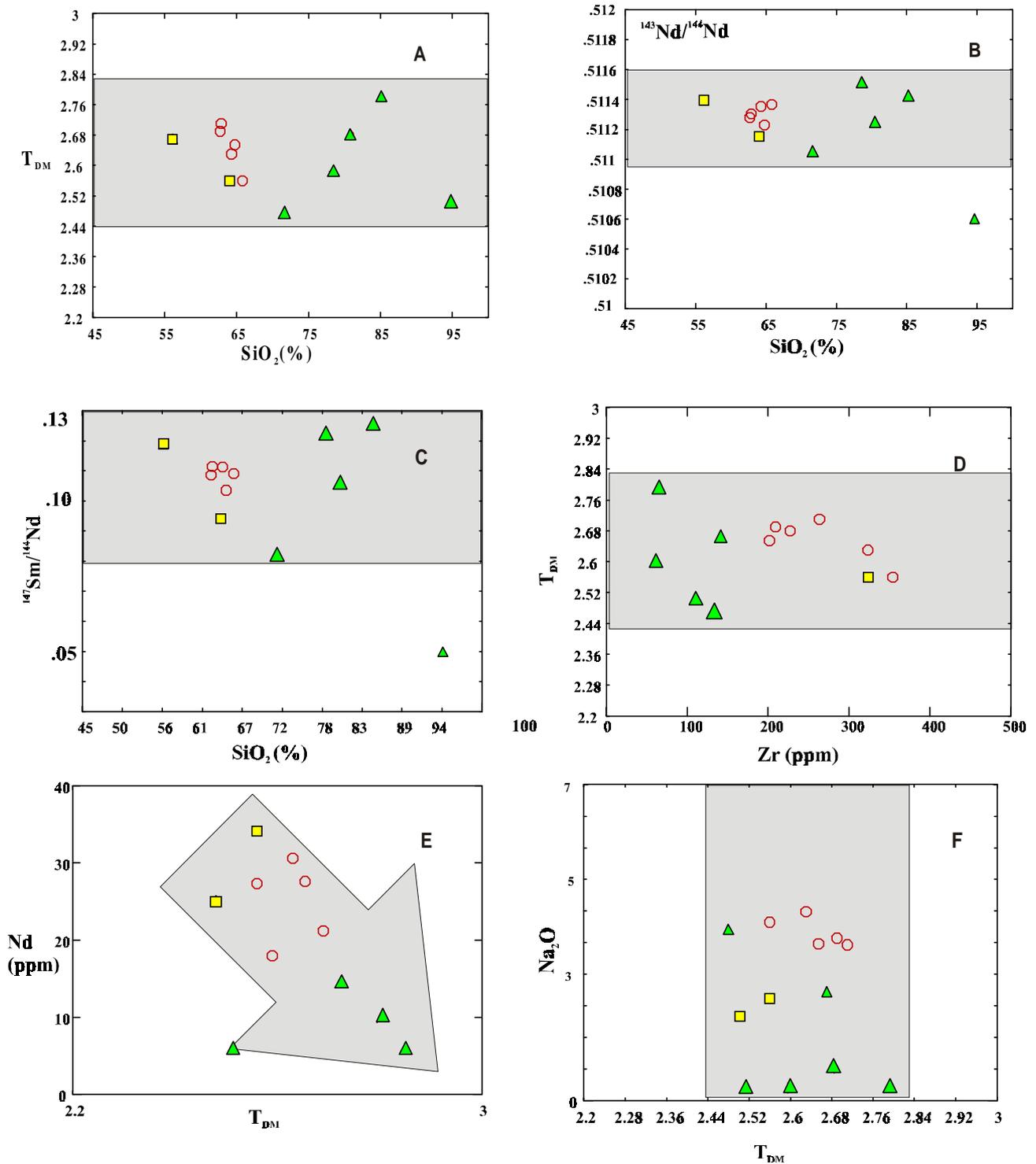


Figura 5. Relações entre os isótopos de Nd e a sua variação durante os processos de milonitização. Setas indicam o comportamento dos elementos de acordo com o aumento da deformação e transformação das rochas. Também é mostrado o campo de superposição entre os valores de idade modelo T_{DM} e razões isotópicas das rochas originais e transformadas. A) T_{DM} x SiO_2 ; B) $^{143}Nd/^{144}Nd$ x SiO_2 ; C) $^{147}Sm/^{144}Nd$ x SiO_2 ; D) T_{DM} x Zr; E) Nd x T_{DM} ; F) Na_2O x T_{DM} .

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(505\text{Ma})$
Rochas Originais								
CH 49	Augen	1,77	10,48	0,102	0,511248 (9)	-26,82	2,44	-21
CE 38	Tonalito	3,09	21,75	0,086	0,510828 (9)	-34,98	2,64	-28
CE 50	Alcaligranito	0,29	1,22	0,1446	0,511403 (20)	-23,21	3,62	-20
CE 51	Gnaiss Bandado	0,45	2,58	0,1052	0,511318 (10)	-25,08	2,56	-19
CE-52	Monzogranito	2,32	14,81	0,09488	0,511045 (13)	-30,5	2,52	-24
CE-53	Migmatito	1,19	6,1	0,11884	0,511370 (13)	-24,11	2,63	-19
CE-54	Migmatito	1,56	9,98	0,09464	0,511019 (13)	-30,99	2,54	-25
CH-51	Augen	5,37	32,74	0,0983	0,511097 (16)	-30,05	2,56	-25
Rochas Transformadas								
CE-92	Musc-Quartzito	0,7	6,49	0,0659	0,510602 (11)	-39,71	2,51	-31
CE-64	Musc-Quartzito	0,96	4,55	0,12739	0,511422 (13)	-22,91	2,78	-19
CE-33.1	Musc-Quartzito	4,29	24,12	0,1234	0,511504 (20)	-22,12	2,59	-17
CE-33.3	Musc-Quartzito	4,53	29,69	0,0924	0,511061 (14)	-30,76	2,48	-24
CE-62	Granada xisto	1,55	7,72	0,12108	0,511388 (13)	-23,5	2,67	-19
CH 11	Biotita xisto	1,65	9,9	0,1013	0,511152 (10)	-28,81	2,56	-22

Tabela 2. Resultados Sm-Nd relacionadas ao protólito ígneo e rochas transformadas em zona de cisalhamento da região de Caicó - RN.

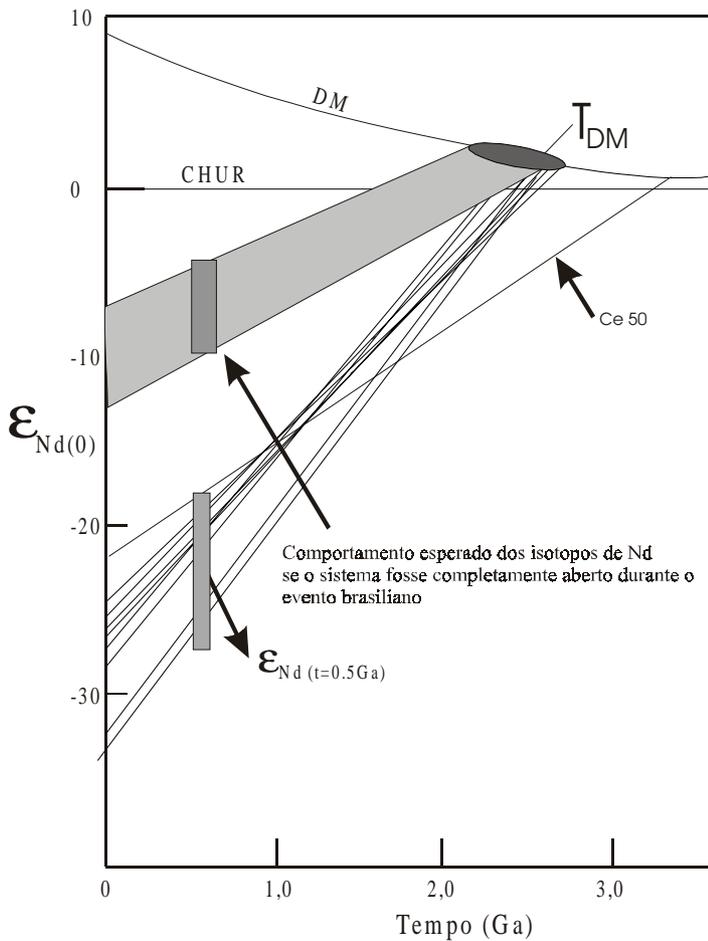


Figura 6. Diagrama de evolução dos isótopos de Nd versus tempo geológico.

cisalhamento e hidrotermalismo fosse capaz de homogeneizar completamente o sistema isotópico de Nd, na hipótese de sistema aberto, isócronas com idades brasileiras seriam esperadas.

A variação e espalhamento observados nos valores das idades modelo T_{DM} em torno de 300 Ma pode ser explicado por 03 possíveis mecanismos:

a. redistribuição de isótopos de Nd na escala de afloramento, onde o sistema pode ser parcial e localmente aberto;

b. variação na composição do protólito, rochas mais básicas podendo mostrar idades modelo diferentes das rochas mais ácidas;

c. redistribuição da concentração de Sm relativo a Nd.

A sistemática Sm-Nd nas rochas transformadas indica que o sistema não está perturbado e que Sm e Nd tem se comportado como relativamente imóveis durante os eventos de alto e baixo metamorfismo a que foram submetidas. Por sua vez, valores de Sr e Rb mostram considerável espalhamento durante a deformação, sendo considerados como elementos móveis. A consequência deste fato é que idades sem significado geológico podem ser obtidas quando se tentar determinar idades absolutas nestas rochas pelo método Rb-Sr. Foi o caso descrito por Trindade (2000) para as rochas transformadas na região de Caicó, que definem idades mistas entre 1,2 e 1,62 Ga. Dada a mobilidade do Sr, estas idades devem ser consideradas como sem significado geológico, uma vez que grande quantidade de Sr radiogênio deve ter sido adicionado ao sistema isotópico desta rocha, conforme demonstrado pelos cálculos de volume de massa do mesmo autor. O sistema é aberto neste caso. Isto fica evidente se construirmos um gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr que mostra um grande espalhamento dos dados, evidenciando a atuação de processos secundários nas rochas (Figura 7).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A importância de estudar zonas de cisalhamento deve-se ao fato delas conterem informações sobre as condições mecânicas e químicas associadas com deformação e metamorfismo.

O comportamento do sistema isotópico comumente pode ser considerado tanto fechado quanto aberto em

casos em que as rochas são submetidas a processos envolvendo intensa deformação e metamorfismo. Em sistemas de cisalhamento desenvolvidos em condições de facies anfibolito, que mostram insignificante modificação na química de elementos maiores e nos isótopos de Sr, Nd e Pb, o sistema tem sido essencialmente fechado em relação aos componentes não voláteis durante o metamorfismo e deformação (Nyman & Tracy, 1993). Mesmo em zonas de cisalhamento que desenvolvem ultramilonitos de baixo grau metamórfico (facies xisto verde), trabalhos iniciais de Barovich & Patchett (1992) e outros mais recentes (Lancelot *et al.* 1983; Steyrer & Sturm, 2002), têm mostrado que os sistemas isotópicos Sm-Nd e U-Pb podem ter comportamento fechado.

Contudo, polimetamorfismo e milonitização são capazes de re-homogeneizar o sistema isotópico completa ou parcialmente, já que a circulação de fluidos em zonas de cisalhamento, é amplamente reconhecida pela hidratação de protólitos secos (Hippert, 1998). Os fluidos derivados de processos hidrotermais ou metamórficos são canalizados nas zonas de cisalhamento e favorecem a perda de volume e transferência de massa, e podem fazer com que a deformação se processe em condições de sistema aberto com respeito aos elementos químicos envolvidos nos eventos de metamorfismo e milonitização das rochas submetidas a estes processos.

O presente artigo descreve a transferência de massa e o comportamento relacionado à transformação de um ortognaisse porfirítico em milonito relacionado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alta deformação. Nossos resultados são consistentes com a hipótese de que o metamorfismo em zona de cisalhamento de baixa temperatura causa mudanças na química da rocha total, tanto quanto na mineralogia modal. Elementos maiores e traços são geralmente móveis, mas ETR são relativamente imóveis e podem preservar a assinatura geoquímica do protólito. O sistema isotópico pode ser fechado na escala de afloramento e em escala maior o sistema pode ter um diferente comportamento.

Isótopos de Nd, por sua vez, apresentam praticamente um comportamento de sistema fechado em relação aos processos de deformação e metamorfismo em zonas de cisalhamento regionais. Idades modelo T_{DM} de 2,5 a 2,8 Ga revelam que a fonte geradora das rochas ortoderivadas desta região é arqueana, conforme já mostrado por Dantas *et al.* (2001). As idades modelo T_{DM} e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ das rochas submetidas a altas taxas de deformação e transformação química e mineral são semelhantes aos dos protólitos ígneos. Assim, embora as rochas transformadas tenham sido submetidas à intensa percolação de fluidos,

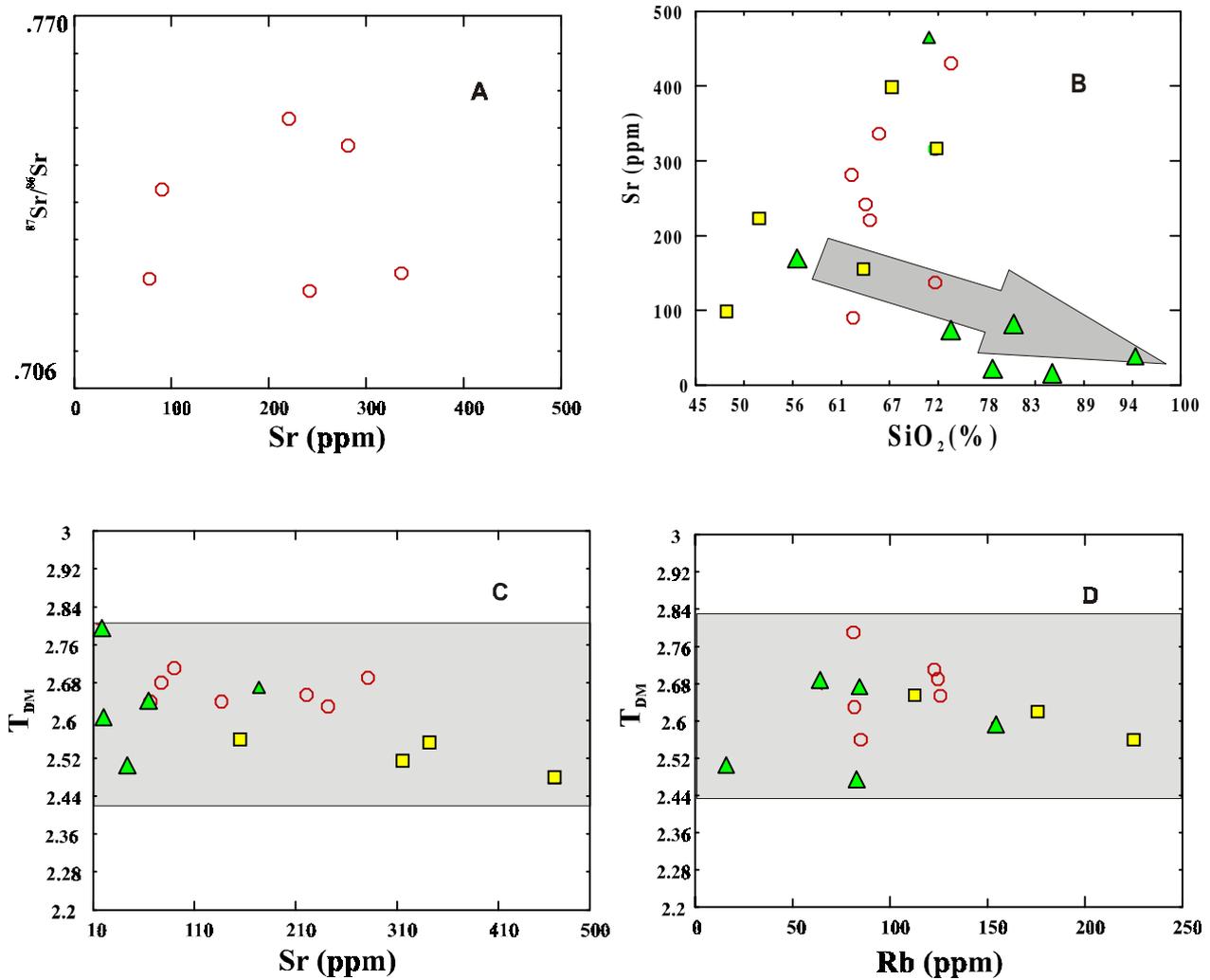


Figura 7. Mobilidade relativa do sistema isotópico Rb/Sr dado pela variação das razões: A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times \text{Sr}$; B) $\text{Sr} \times \text{SiO}_2$, onde a seta indica o aumento da deformação nas rochas; C) $T_{\text{DM}} \times \text{Sr}$; D) $T_{\text{DM}} \times \text{Rb}$.

elas ainda guardam a assinatura isotópica da rocha fonte geradora do seu protólito.

As idades absolutas Ar-Ar do evento de hidrotermalismo em torno de 505 Ma (Araújo, 2001), sugerem que o mesmo ocorreu aproximadamente 70 Ma após o pico do metamorfismo e o início do desenvolvimento do sistema de cisalhamento transcorrente regional, que controla o posicionamento da grande maioria dos granitos intrusivos na Província Borborema. As idades obtidas pelo método Ar-Ar relacionadas aos últimos eventos tectônicos e hidrotermais relacionados à orogênese Brasileira refletem, em nosso entender, mais resfriamento do que os pro-

cessos de deformação de alta temperatura a que as rochas da região foram submetidas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Ivaldo Trindade por ceder algumas lâminas de sillimanita quartzitos, usadas neste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B. ; FUCK, R. A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. *Atas*. Recife, SBG. p. 363-391.
- ARAÚJO, M. N. C. (2001) *A cinemática superposta e as mineralizações auríferas da Faixa Seridó: uma abordagem meso e microscópica*. Natal. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- ARNDT, N. T.; GOLDSTEIN, S. L. (1987) Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, v. 15, p. 893-895.
- BAROVICH, K. M.; PATCHETT, P. J. (1992) Behaviour of isotopic systematics during deformation and metamorphism: a Hf, Nd and Sr isotopic study of mylonitized granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 109, p. 386-393.
- BORGES, S. V. (1991) *Mapeamento geológico da região de Caicó - RN*. Natal, 113p. Relatório de Graduação - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- BORGES, S. V.; LEGRAND, J. M. (1991) Transformações de granitóides em muscovite quartzitos em zonas de cisalhamento transamazônicas na região de Caicó - RN. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 3., Rio Claro, 1991. *Boletim, resumos extendidos e roteiros das excursões*. São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo. p. 69-71.
- BRITO NEVES, B. B. (1983) *O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/1000000*. São Paulo, 177p. Tese (Livre - Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CONDIE, K. C.; SINHÁ, A. K. (1996) Rare earth and other trace element mobility during mylonitization: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian Mountains, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 213-226.
- DANTAS, E. L. (1992) *Evolução tectono-magmática do maciço São Vicente Florânia - RN*. Rio Claro, 272p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C. (1997) Arquitetura de blocos crustais arqueanos e paleoproterozóicos rotacionados durante a orogênese brasileira, a leste da Província Borborema, NE do Brasil, Pirenópolis. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 6., Pirenópolis - GO, 1997. *Anais*. Brasília, SBG-Núcleo Brasília, p. 291-293.
- DANTAS, E. L. (1997) *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Cados Brandão, NE do Brasil*. Rio Claro, 208p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. (1998). Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 2, p. 221-228.
- DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. ; WERNICK, E.; MAGINI, C.; LEGRAND, J. M.; PETTA, R. A (2001) Novos dados Sm-Nd do embasamento paleoproterozóico do Terreno Rio Grande do Norte: implicações petrognéticas e tectônicas. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 8., Recife, 2001. *Anais*. Recife, SBG-NE. p. 55-58
- DEPAOLO, D. J. (1988) *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. New York, Springer-Verlag. 187p.
- DICKIN, A. P. (1995) *Radiogenic isotope geology*. New York, Cambridge University Press. 452p.
- EBERT, H. (1969) *Geologia do Alto Seridó*; nota explicativa da folha geológica Currais Novos 1:250.000. *SUDENE. Serie Geologia Regional*. Recife, n.11, p.1-93 120p.
- FIGUEIREDO, L. L. (1992) *Étude pétrostructurale et géochronologique 40Ar/40Ar de systemez décrochants ductiles:l'exemple de la Province Borborema (NE Brésil)*. Mem. DEA, Université Nice-Sophia, Antipolis, 23p.
- FROST, C. D.; FROST, D. B. (1995) Open-system dehydration of amphibolite, Morton Pass, Wyoming; elemental and Nd and Sr isotopic effects. *Journal of Geology*, v. 103, p. 269-284.
- GIOIA, S. M. L. C.; PIMENTEL, M. M. (2000) The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, n. 2, p. 219-245.
- GROMET, L. P. (1991) Direct dating of deformational fabrics. In: HEAMAN, L.; LUDDEN, J. N. *Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*. Canada, Mineral Association of Canada, p. 167-188. (Short Course Handbook, 19).
- HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. (1990) Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG. v. 6. p. 2683-2696.

- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; MAGINI, C. (1992) O batólito São Vicente-Caicó-RN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG-SP. v. 2, p.143-144.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R. (1995) Datação do metamorfismo associado à tectônica colisional transamazônica; U-Pb em zircão e titanita. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. p. 379-381.
- HIPPERT, J. H. (1988) Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic shear zone. *Journal of Structural Geology*, v. 20, n. 2-3, p.175-193.
- JARDIM DE SÁ, E. F. (1994) *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Brasília, 803p. Tese (Doutorado) – Universidade de Brasília.
- LANCELOT, J. R.; BOULLIER, A. M.; MALUSKI, H.; DUCROT, J. (1983) Deformation and related radiochronology in a Late Pan-African mylonitic shear zone, Adrar des Iforas (Mali). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 82, p. 312-326.
- LEGRAND, J. M.; MAGINI, C. (1992) Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita quartzito numa zona de cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais*. São Paulo, SBG. v. 1 p. 433-435.
- LUIZ SILVA, W. (2000) *Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplo de depósitos de ouro de fácies anfibolito em faixa móvel proterozóica*. Rio Claro, 197p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista.
- MAGINI, C. (1991) *Geologia de uma área ao norte da cidade de Caicó - RN*. Natal, 103p. Relatório de Graduação – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- MAGINI, C. (1995) *Evolução metamórfica do batólito São Vicente-Caicó-RN e sua relação com os metassedimentos Seridó e Jucurutu*. Rio Claro, 128p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista.
- MARQUES, J. B. P. (1994) *Mapeamento geológico da área de São Fernando (RN)*. Natal, 85p. Relatório de Graduação – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- NYMAN, M. W.; TRACY, R. J. (1993) Petrological evolution of amphibolite shear zone, Cheyenne Belt, south-eastern Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, p. 757-773.
- PATERSON, S. R.; VERNON, R. H.; TOBISCH, O. T. (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- O'HARA, K. (1988) Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting NC, USA. *Tectonophysics*, v. 156, p. 21-36.
- SOUZA, Z. S.; MARTIN, H. (1991) Petrogênese dos granitóides do complexo Caicó. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., Recife, 1991. *Atas*. Recife, SBG-Núcleo Nordeste. Boletim, n.12, p.175-177.
- SELVERSTONE, J.; MORTEANI, G.; STAUDE, J. M. (1991) Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 419-431.
- STEYRER, H. P.; STURM, R. (2002) Stability of zircon in a low grade ultramylonite and its utility for chemical mass balancing; the shear zone at Mieville, Switzerland. *Chemical Geology*, v. 187, p. 1-19.
- SU, Q.; FULLAGAR, P. D. (1995) Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic systematics during Greenschist Facies metamorphism and deformation; Examples from the Southern Appalachian Blue Ridge. *Journal of Geology*, v. 103, p. 423-436.
- TORRES, H. H. F.; BARBOSA, A. G. ; SOUZA, E. M. ; SANTOS, J. S. (1973) *Projeto tungstênio molibdênio*. DNPM/CPRM. 221p. (Relatório Final).
- TRINDADE, I. R. (2000) *Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as encaixantes e geocronologia Sm-Nd em mineralização de sheelita na Faixa Seridó*. Natal, 125p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. (1995) U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 267-288.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; FETTER, A. H.; KOZUCH, M.;

- DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. (1997) The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., Ouro Preto, 1998. *Abstracts*. Ouro Preto, UFOP. p. 80-83.
- VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO DA SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3-4, p. 247-266.
- VERNON, R. H.; WILLIAMS, V. A.; DAECY, W. F. (1983) Grain size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, v. 92, p. 123-145.
- VOLL, G. (1976) Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps and its geological significance. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, v. 56, p. 641-647.