Revista Brasileira de Geociências, Volume 16, 1986 16(1): 95-105, março de 1986

GRANITOGÊNESE BRASILIANA NO SERIDÓ: O MACIÇO DE ACARI (RN)

EMANUEL F. JARDIM DE SÁ*, JEAN M. LEGRAND*
ANTONIO C. GALINDO*, JAZIEL M. SÁ*e
PETER C. HACKPACHER*

ABSTRACT The Acari granitoid is a type example of the Brazilian magmatism in Seridó, NE Brazil. Its country rocks are supracrustals and orthogneisses of early proterozoic age. The oldest unit in the massif is a suite differentiated from gabbro to granodiorite, with dominant quartz diorites and tonalites enclosed as small bodies in younger granites, specially coarse porphyritic ones, and succeeded by fined grained porphyritic and equigranular leucogranites. The vast majority of these rocks is syntectonic with the F_3 regional deformation; some leucogranites are slightly latter, while the diorites are somewhat earlier. A balooning fabric or flow structures are sometimes folder or crenulated by the F_3 event. The geometry (trajectories and tripple points of the S_3 foliation points to a process of diapirism coeval with a regime of normal folds and subhorizontal extension. Micachists surrounding the granites display parageneses such as cordierite + andaluzite or cordierite + sillimanite. The diorite suite is akin to an expanded calc-alkaline (or type I) series, while the porphyritic granites are closer to restrict, potassic calc-alkaline affinities, intermediate between types I and S, and the leucogranites are of S type. The diorites are thought to be derived from mantle magmas or melting of amphibolite (consumed oceanic crust?) followed by variable crustal contamination and magma mixing. The granites appear to represent crustal anatexis in progressively shallower levels. These rocks are regarded as a distal manifestation of an active plate margin or Tibetan type plateau.

INTRODUÇÃO O maciço de Acari constitui-se uma referência clássica dos granitóides na região do Seridó. Citado no clássico de Almeida *et al.* (1967) e inicialmente mapeado por Ebert (1969) e Ferreira & Albuquerque (1969), ele foi também abordado por Mello (1972) e Santos (1973), e em diversos trabalhos de mapeamento na região, sobressaindo-se como contribuição mais recente a do projeto Scheelita do Seridó (DNPM/CPRM; Lima *et al.* 1980). O interesse em detalhar o conhecimento desse corpo prende-se ao fato de que suas relações cronológicas com a unidade estratigráfica mais típica da região, os micaxistos Seridó, podem ser estabelecidas e esclarecem seu papel na evolução tectônica regional. Atenção ao mesmo foi também motivada por sua arquitetura diapírica, inicialmente sugerida por Legrand (1977). Em adição, verificou-se que as diversas fases intrusivas nele reconhecidas são muito semelhantes às de outros maciços na região (os granitos "G_3" de Jardim de Sá *et al.* 1981), o que o confirma como um modelo para estudos subseqüentes do magmatismo Brasiliano.

No presente trabalho descrevemos a geologia do maciço, a petrografia das diversas fases constituintes e, finalmente, dados preliminares sobre a geoquímica e origem desses granitóides.

GEOLOGIA DO MACIÇO ACARI **Situação no contexto regional** O maciço de Acari é constituído, em pelo menos 90% de rochas plutônicas, cuja composição varia de granítica e granodiorítica, com termos intermediários (e máficos) subordinados. Principalmente sua extremidade NE, têm sido mapeados e considerados, também como parte do maciço, ortognaisses e supracrustais mais antigos, estes últimos da Formação Jucurutu. Essas rochas mais antigas fazem parte do substrato que teria sido mobilizado e soerguido quando do processo de diapirismo que posicionou os granitóides ao nível da Formação Seridó. Esta última é a encaixante regional do maciço.

As encaixantes do maciço de Acari A Formação Jucurutu, unidade basal do Grupo Seridó (Jardim de Sá & Salim 1980), ocorre na extremidade NE do maciço que até contém as principais minas de scheelita da região bem como em áreas subordinadas (Fig. 1). As litologias dominantes na mesma são biotita paragnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos, com intercalações de micaxistos, mármores, anfibolitos, cálcio-silicáticas e quartzito. Sua natureza é assim predominantemente metassedimentar, porém diversificada. Nas camadas de mármore é possível observar o acamemento S_0, enquanto nas demais litologias ocorre uma superfície composta $S_1 + S_2$, discerníveis individualmente apenas em charneiras de isoclinais F_2 ou microscopicamente.

A Formação Seridó, unidade de topo do grupo homônimo (a formação intermediária, o Quartzito Equador, aqui ocorre como fina camada), é constituída por biotita xistos granadíferos, com lentes cálcio-silicáticas de reduzida espessura e continuidade. Trata-se de uma seqüência monótona de pelitos e arenitos finos turbidíticos. A foliação mais antiga observada em campo é uma xistosidade de transposição identificável como a superfície S_2 de Jardim de Sá (1984). A mesma é plano-axial de dobras (F_2) intrafoliais ou isoclinais, por vezes só preservadas em veios de quartzo.

A mineralogia essencial é constituída de biotita e quartzo, apresentando também muscovita e plagioclásio. Granada, cordierita, fibrolita, sillimanita, andaluzita, clorita opacos os podem também estar presentes. Texturalmente, chamam atenção alguns afloramentos, principalmente ao

* Pesquisadores do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Departamento de Geologia, CCE, UFRN. Campus Universitário, Cx. Postal 1639, CEP 59000, Natal, RN, Brasil

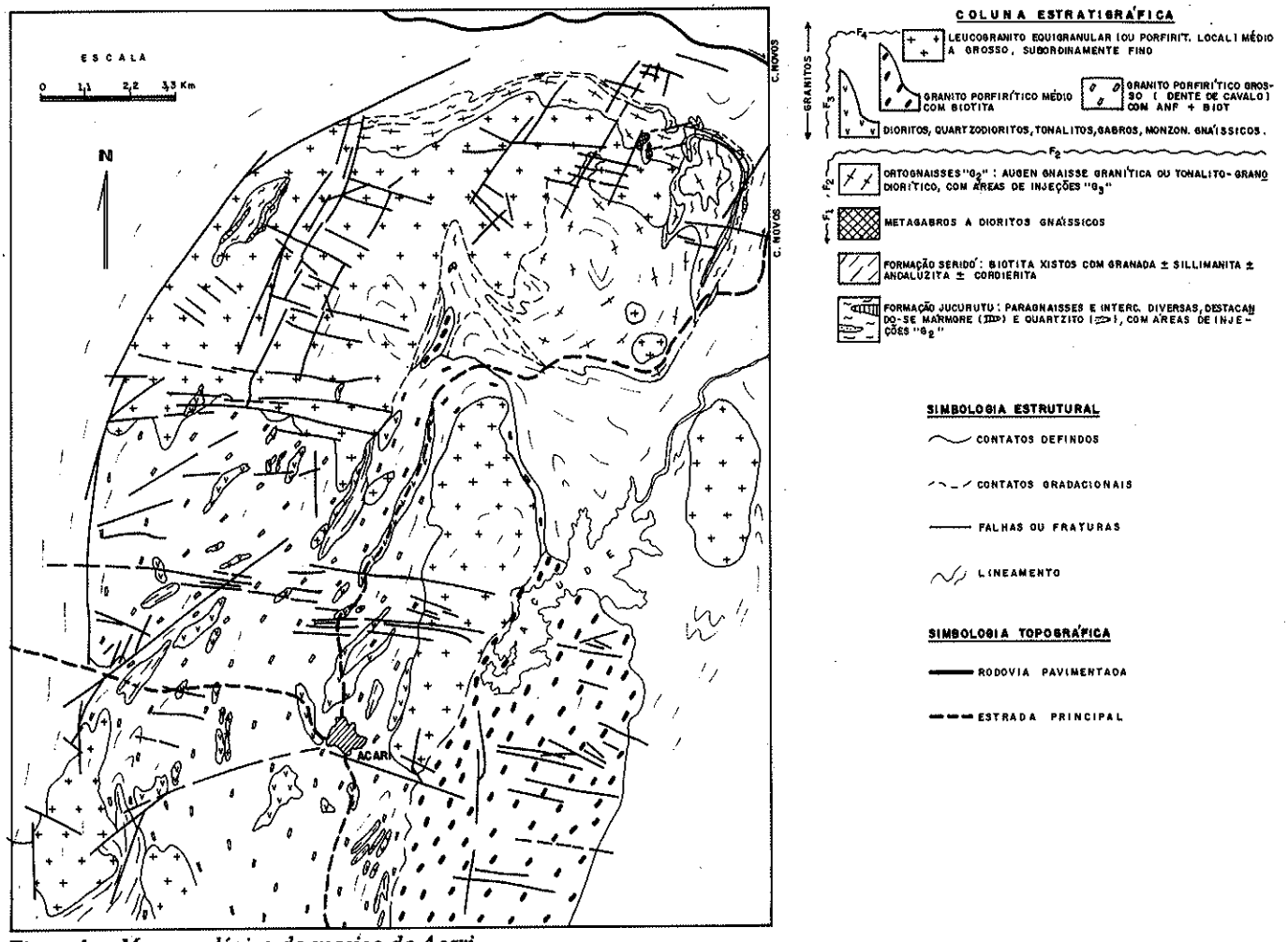

Figura 1 – Mapa geológico do maciço de Acari

norte do maciço e a leste das minas, com presença de grandes cristais centimétricos (atingindo até 10 cm) de cordierita poiquiloblástica, como também texturas de cristalização simplética cordierita + sillimanita. Salientamos que muitos cristais de sillimanita mostram texturas de cristalização sintectônica à lineação L_3, implicando que o fácies anfibolito afetou esses corpos granitóides de Acari. A paragênese cordierita + anduluzita também ocorre associada à F_3.

A borda NE do maciço é dominada, todavia, por ortognaisses de composição variando de granítica (estes de estrutura *augen*) a granodiorítica, e localmente tonalítica. Na pedreira da área de concessão chamada Brejuí II, e nas proximidades da estrada para a Fazenda Angico e em Saco dos Veados, observa-se que essas intrusões estão encaixadas nos gnaisses Jucurutu, por isso devem corresponder ao tipo "G_2" de Jardim de Sá *et al.* (1981). As diferentes composições relatadas parecem representar fases seqüenciais de uma intrusão composta, com os granodioritos e tonalitos mais antigos, sucedidos pelos *augen* gnaisses e localmente (próximo a Saco dos Veados e Machado, por exemplo), por leucogranitos médios. Todas apresentam-se fortemente gnaissificadas e não se pode constatar diferenças estruturais entre elas, quando em contato. Sua foliação corresponde à superfície S_2 (segundo Jardim de Sá 1984).

A seqüência de granitóides do maciço de Acari Foi distinguido um conjunto de quatro unidades plutônicas no maciço. A maior extensão deste, na parte centro e oeste, é ocupada por granitos porfiríticos de textura grossa com o aspecto "dente-de-cavalo". Seguem-se quase equivalentes entre si, granitos porfiríticos de menor granulometria e densidade de cristais (um grande corpo na porção SE) e leucogranitos texturalmente variando de médios a grossos, também finos ou porfiríticos, estes em três corpos principais, o mais importantes deles na parte norte do maciço. Finalmente, destacam-se pequenos corpos de rochas intermediárias (ou máficas) a granodioríticas, em geral inclusas nos granitos porfiríticos grossos.

As rochas intermediárias a máficas variam de hornblenditos, meladioritos, quartzo dioritos, tonalitos e granodioritos, sendo mais comuns os termos intermediários. As rochas apresentam-se foliadas, com orientação de micas e anfibólios, ou mesmo gnáissicas. Trata-se de uma suíte diferenciada, que corresponde aos granitóides G_X de Jardim de Sá *et al.* (1981). Em afloramento, é comum que fases dioríticas possuam autólitos mais máficos de formas elipsoidais. Em outros casos, a rocha diorítica é recortada por um *stockwork* de veios granodioríticos. Na ampla maioria dos casos, as mesmas ocorrem inclusões por granitos porfiríticos grossos ou pelos mesmos intrudidas (Prancha 1, Foto 1),

Foto 1

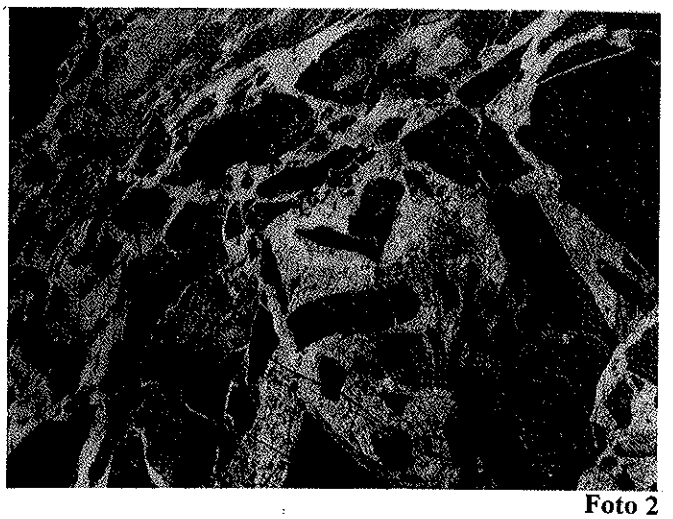

Foto 2

Foto 3

Foto 4

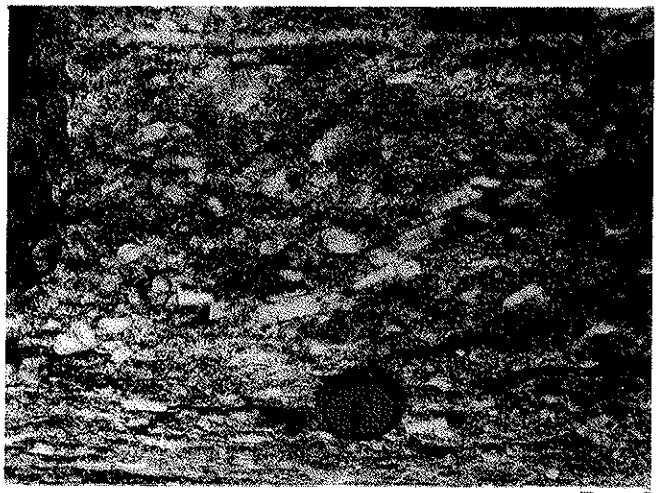

Foto 5

Foto 6

*Prancha 1: Foto 1 – Veio de granito porfirítico "dente-de-cavalo" intrudindo diorito da suíte G_X. A orientação dos fenocristais é fluidal. Afloramento a SSW de Currais Novos (RN) - Foto 2 – Xenólitos angulosos de rochas máficas (gabros e dioritos G_X), implicando alto contraste de viscosidade e sua incorporação como fragmentos sólidos no granito "dente-de-cavalo". Cidade de Acari (RN); Foto 3 – Contatos difusos gradacionais, entre dioritos G_X e o granito "dente-de-cavalo". Notam-se alguns fenocristais de K-feldspato inclusos no diorito. As feições são compatíveis com coexistência de magmas envolvendo parcial imiscibilidade e mistura mecânica dos fenocristais. Oeste de Acari (RN); Foto 4 – Veio de granito porfirítico grosso intrusivo no micaxisto Seridó, truncando as superfícies $S_0 = S_2$, estirados e foliados paralelamente ao plano axial da dobra (F_3/S_3). Afloramento a SW de Acari (RN); Foto 5 – Fenômeno de "entelhamento" dos fenocristais de K-feldspato no granito "dente-de-cavalo" indicando sentido de fluxo do magma. Norte de Acari (RN); Foto 6 – Dobra F_3 afetando estrutura fluidal (*schlieren*) de leucogranito. Próximo à Fazenda Machado, Norte do maciço de Acari.*

razão de terem sido interpretadas como mais antigas. Também ocorrem contatos intrusivos com o micaxisto Seridó, tal como o oeste de Acari.

Todavia essa relação não é tão simples, se se observar que a suíte diferenciada (G_X de Jardim de Sá *et al.* 1981) intrudiu num espaço de tempo bem mais amplo, sendo precedente mas também contemporânea aos granitos porfiríticos. Isto é indicado por:

a) Xenólitos com contatos abruptos e irregulares, presentes no granito porfirítico (tal como na saída de Acari para Cruzeta), implicam alto contraste de viscosidade, sendo englobados já solidificados pela magma granítico num processo de *stoping* (Prancha 1, Foto 2). As feições de *stockwork* félsicos ocorrem nessas máficas mais antigas.
b) Em muitos outros casos, em Acari, os contatos dos xenólitos máficos são "difusos" na escala de poucos centímetros, e suas formas são arredondadas (ou elipsoidais pela deformação superposta), que indicam baixo contraste de viscosidade e, assim, sugerem imiscibilidade de líquidos coexistentes (Marre 1982) (Prancha 1, Foto 3). Embora em diminuta proporção, também existem casos em que o granito porfirítico parece estar isolado como inclusão nos dioritos.

Os granitóides porfiríticos grossos ("dente-de-cavalo") perfazem a unidade seguinte na cronologia. Composicionalmente, trata-se de monzogranitos e mostram uma diferenciação em escala, bem menor em relação à unidade anterior, em função das dimensões e da densidade dos megacristais e quantidade de máficos (especialmente anfibólio) na matriz. Intrudem nos micaxistos Seridó (Prancha 1, Foto 4) ou na associação G_X (Prancha 1, Foto 1).

Esses granitos podem exibir uma foliação e/ou lineação marcada pela orientação dos megacristais de K-feldspato (Fig. 2). A mesma se desvia em torno de alguns xenólitos e pode ser cruzada pela foliação regional S_3, o que sugere sua natureza primária (embora em muitos casos coincida com a foliação S_3; Fig. 5) e que, em grande parte, os feldspatos são fenocristais; o fenômeno de imbricamento ("entelhamento"; Blumenfeld 1983) mostrado pelos mesmos também apoia essa afirmação (Prancha 1, Foto 5).

Os granitos porfiríticos médios mostram também uma menor freqüência de cristais, maior homogeneidade e uma composição monzogranítica, aflorando no SE do maciço. Xenólitos dioríticos são bem mais raros nesse tipo. Algumas relações sugerem pelo menos parcial contemporaneidade com os porfiríticos grossos, como se observou na extremidade norte da Serra da Rajada, vizinha da área mapeada, pelas inclusões com contatos difusos do granito "dente-de-cavalo" (como na Fig. 2A).

Os corpos de leucogranitos foram posicionados como finais na seqüência. Os argumentos principais incluem a presença de xenólitos do "dente-de-cavalo" (embora alguns tenham contatos difusos; contemporâneos?) e freqüentes contatos, em que os alinhamentos de K-feldspato desses últimos (interpretados como de origem fluidal) são truncados pelos leucogranitos (Fig. 2E). Estes são texturalmente diversificados – médios a grossos – mas também eqüigranulares ou porfiríticos finos. Essas variações podem ser comprovadas com alguns contatos internos aos plútons, tal como um granito eqüigranular médio com estrutura fluidal (*schlieren*) truncada por um porfirítico fino, na Fazenda Machado (Fig. 2C). No corpo norte, são freqüentes os xenólitos de ortognaisses G_2 bem como alguns de dioritos G_X. Observa-se que os dioritos truncam sistematicamente a foliação S_2 dos ortognaisses e têm sua foliação truncada pelos leucogranitos, o que sugere uma cronologia um pouco mais tardia para estes últimos. São exemplos afloramentos na Fazenda Machado, Serra do Dorna (Fig. 2F) e na pedreira de Zangarelhas. Finalmente, os leucogranitos do corpo norte também mostram algumas relações de transição pela nebulitização de ortognaisses G_2 e gnaisses Jurucutu, o que sugere fortemente uma origem crustal para os mesmos. No tocante às fases mais antigas, tal origem é também provável, mas os corpos estão mais deslocados de sua fonte de anetexia (crosta inferior?).

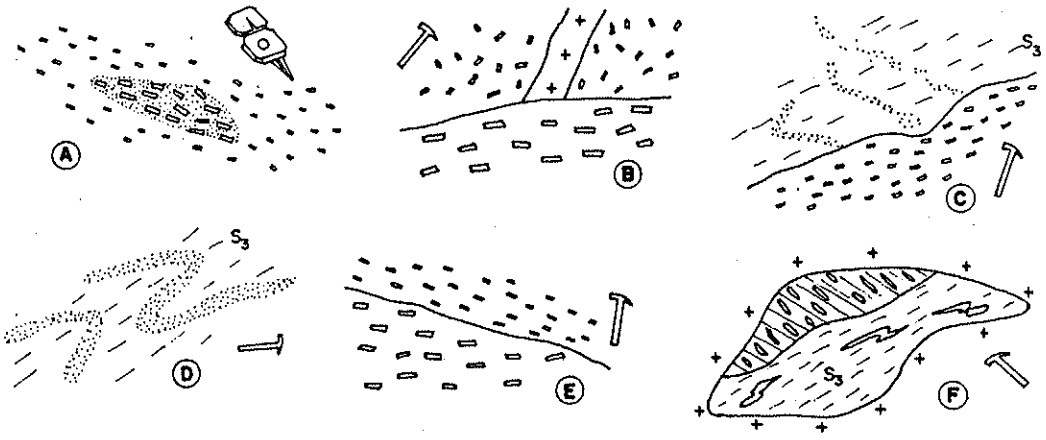

Figura 2 – Relações entre diversas fases do maciço de Acari: **A)** *xenólito de granito "dente-de-cavalo" no porfirítico médio, contatos difusos;* **B)** *granito porfirítico médio intrudido por dique granítico fino, ambos truncados por granito porfirítico grosso, cujos feldspatos (estrutura fluida) são paralelos ao contato;* **C)** *estrutura fluidal (schlieren) de leucogranito médio truncada por granito porfirítico fino, a intrusão do qual é sintectônica a F_3, a foliação S_3 se manifestando em ambos;* **D)** *estrutura fluidal de leucogranito dobrada na fase F_3;* **E)** *granito porfirítico fino truncando a estrutura fluidal do porfirítico "dente-de-cavalo"; e* **F)** *leucogranito engloba xenólito de diorito G_X pré-foliado (F_3), o qual por sua vez trunca a fábrica do ortognaisse G_2*

Finalmente, fases pegmatíticas são encontradas em todos eles, mas parecem ter uma associação mais íntima aos leucrogranitos.

Posição cronológica e estruturas do maciço de Acari Como, já estabeleceu a literatura, o maciço de Acari é composto por granitóides de idade brasiliana, cedo a tardi-tectônicos em relação à fase regional F_3 (Jardim de Sá 1984), cuja idade é estimada cerca de 600 Ma com base nas datações de outros granitos sintectônicos similares no Nordeste. As rochas da suíte G_X seriam contemporâneas ou anteriores aos granitóides mais antigos.

As melhores evidências dessa idade estrutural advêm de veios graníticos e pegmatíticos intrusivos no micaxisto Seridó, dobrados ou boudinados pela Fase F_3 e exibindo a foliação S_3 correspondente (Prancha 1, Foto 4). Bons exemplos dessas relações são observadas a SE de Acari na estrada da Serra do Bico; SW de Acari na estrada para a Fazenda Carnaúba etc. Além de desenvolver uma foliação de biotita ± anfibólio, ou superpor-se à orientação do K-feldspato (Fig. 2), o evento F_3 pode dobrar feições primárias dos granitóides, como *schlieren* máficos (Fig. 2, Prancha 1, Foto 6) ou veios (Prancha 1, Foto 1). Essas dobras variam de fechadas a apertadas, inclinadas ou normais, com *plunge* suave e flancos por vezes transpostos. As lineações L_3 envolvem quartzo estirado ou anfibólios e são sub-horizontais.

A confirmação da idade dos granitóides em relação a F_3 é obtida pelas relações entre diques G_3 e os ortognaisses G_2 (ou xenólitos destes últimos nos primeiros; Fazenda Talhado, Fazenda Cacimbinha, etc), quando os diques truncam uma foliação mais antiga nos gnaisses (S_2) e exibem uma fábrica mais nova, S_3 (Figura 2F).

A colocação diapírica dos granitos porfiríticos grossos a médios pode ser descrita como cedo a sin-Fe_3 enquanto alguns dos corpos G_X podem ser pré-tectônicos. Os leucogranitos são *grosso modo* sin a tardi-F_3, embora o corpo menor a SW seja claramente tardio, pois sua foliação principal correlaciona-se à superfície S_4 naquele local. Outra evidência nesse sentido é que alguns xenólitos de dioritos, inclusos no corpo norte de leucogranitos, apresentam-se previamente deformados (em F_3) e, novamente, sugerem que sua encaixante foi colocada tardiamente nesse episódio (Fig. 2F; a foliação S_3 no leucogranito, não representada e crenulada pela fase F_4). Essas relações sugerem que F_3 e F_4 são fases sucessivas no tempo.

Os *trends* da foliação S_3 são dominantemente NE a NNE, mas mostram variações especialmente na parte norte do maciço, adaptando-se ao contorno do corpo ou cruzando sua borda em ângulo baixo e voltando à orientação NNE em seu interior (Fig. 1). A SW de Boca de Lage os *trends* mostram virgações e estão dobradas pela fase F_4 (estrada para Machado), observando-se que esta se torna submeridiana. Em qualquer caso, a foliação S_3 e a lineação correlata podem ser seguidas continuamente desde a encaixante até ultrapassar o contato dos granitos, o que mantém consistentes sua orientação e seu mergulho até na parte central do maciço. Essas feições confirmam o significado regional dessa fábrica.

A forma diapírica do maciço foi aventada por Legrand (1977) com base na aparente inversão estratigráfica de unidades que ocorrem em sua borda NE, na região das minas de scheelita. Naquele local, a Formação Seridó ocupa um nível inferior, sendo sobreposta pela Formação Jucurutu e passa finalmente aos ortognaisses G_2. Essa feição foi interpretada por Legrand (1977) como um sinforme periférico ao chapéu de um diápiro maturo, como mostra a figura 3. O afloramento dos gnaisses Jucurutu e ortognaisses G_2, antes "abaixo" dos micaxistos, pode ser explicado por sua mobilização na ascenção do diápiro.

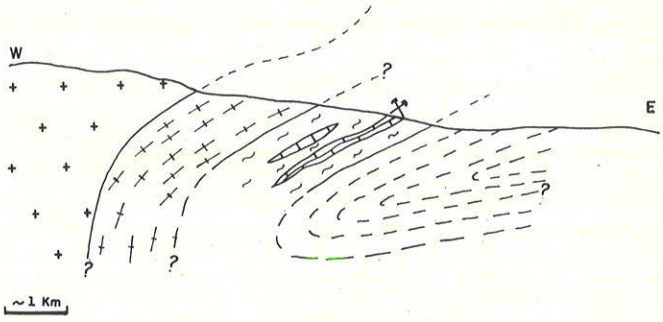

Figura 3 – Reconstrução hipotética e esquemática do sinforme periférico de um diápiro maturo borda NE do maciço de Acari (RN). Mesmos símbolos da Fig. 1. O símbolo (⚒) localiza as minas de scheelita ao sul de Currais Novos (RN)

A deformação F_3 mascarou em sua maior parte outras evidências da colocação diapírica do maciço, embora investigações mais detalhadas certamente possam revelar pontos adicionais. O que normalmente ocorre é uma interferência entre os campos do *strain* diapírico e do *strain* regional, devendo formar-se uma fábrica única cuja orientação depende das características desses campos de deformação (Brun & Pons 1981, Brun 1983, Lagarde & Roddaz 1983). No presente caso, o diápiro deveria ter seção horizontal elipsoidal e a deformação regional possuía um componente transcorrente sugerido pelas lineações L_3 sub-horizontais com minerais alinhados (X horizontal e paralelo ao *trend* da foliação). Deve-se esperar a formação de "pontos tríplices" da foliação, assimétricos no maciço. Isto é o que se observa em sua extremidade NE (Fig. 1), onde a foliação se amolda a seu contorno e, afastando-se para oeste, tende a atravessar seu limite em ângulo mais forte (comparar com Brun 1983, Fig. 2A, por exemplo). Um segundo ponto tríplice pode estar presente em sua extremidade SW, em torno do pequeno corpo de leucogranito. A assimetria é consistente com transcorrência regional sinistral e a trajetória da foliação confirma o diapirismo sintectônico na forma proposta.

O baixo contraste de viscosidades requerido para o diapirismo indica que as rochas granitóides já estariam em processo adiantado de cristalização quando de sua colocação. Por outro lado, evidências petrográficas nos micaxistos encaixantes comprovam um ambiente térmico enérgico sin-F_3, caracterizado por cordierita, sillimanita (esta alinhada nos eixos B_3) e K-feldspato, junto a processos incipientes de migmatização como se observou na região NE do maciço e a oeste de Acari.

Numa estapa tardia e a nível do tronco, a deformação tardidiapírica se manifesta por dobras com planos axiais de orientação radial, indicando encurtamento do corpo (Brun 1983). Fazendo parte de um sinforme periférico, a região NE do maciço corresponderia a esse nível. Isso explicaria dobras suaves com *trend* a NW observadas nos ortognaisses

da Fazenda Benedito, que parecem não ter expressão regional.

A fase de deformação F_4 gerou dobras normais abertas com *trend* submeridiano a NNE; a orientação de suas estruturas é regular ao longo do maciço, indicando que o posicionamento do corpo já estaria completado em sua quase totalidade. A foliação S_4 é uma clivagem de crenulação espaçada ou mesmo de fratura. Na borda norte, a foliação S_4 cruza em alto ângulo as superfícies $S_3 \cong S_2$ verticalizadas, gerando dobras F_4 verticais. É possível que a complexidade registrada nos ortognaisses e veios leucrograníticos da Fazenda Benedito possa ser explicada, em parte, como a interferência da fase F_4 com as estruturas diapíricas "radiais".

PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANITÓIDES E ASSOCIADAS DO MACIÇO DE ACARI **As rochas intermediárias a máficas** As rochas máficas a intermediárias associadas a este maciço granitóide apresentam variações composicionais de meladioritos a granodioritos, predominando os quartzodioritos e tonalitos.

Hornblenda e biotita são os minerais máficos dominantes que atingem nos termos mais máficos 60% da rocha, embora nos granodioritos não ultrapassem 15% dos minerais constituintes. O plagioclásio é o principal representante dos minerais félsicos, chegando até o máximo de 40%, sendo sempre oligoclásio com no máximo 28% de anortita. Algumas amostras evidenciam grandes cristais de plagioclásio de textura poiquilítica com inúmeras inclusões de biotita, boa geminação da lei da albita e pré-tectônicos à foliação principal (S_3) da rocha. Texturas mirmequíticas são freqüentes.

O microclínio atinge no máximo 10% do total da rocha, embora em uma amostra de granodiorito chegue a atingir 25%. O quartzo, apesar de sempre presente, ocorre com teores de 2% nas rochas mais máficas e atinge até 17% nos termos félsicos.

Titanita, apatita, epidoto, clorita e actinolita são acessórios comuns.

Em termos de texturas metamórficas, é sempre visível em lâmina a presença de duas foliações evidenciadas principalmente pela biotita e hornblenda como também às vezes pelo plagioclásio e titanita. A mais recente é em geral mais marcante, sendo correlata ao evento F_3 das encaixantes; a mais antiga, crenulada, é atribuída ao processo de baloneamento. Em algumas lâminas ainda se observam possíveis relictos de orientação fluidal.

Granito porfirítico "dente-de-cavalo" Esta unidade litológica é representada por rochas de composição monzogranito, segundo a classificação de Streckeisen (1976). A textura é hipidiomórfica porfirítica, na qual se destacam, sobremaneira, os megacristais de K-feldspato. A matriz de composição granodiorítica variando a monzogranítica. Em lâmina observa-se uma foliação incipiente dada, principalmente, pela biotita e, secundariamente, pelo quartzo ($S_3 \cong$ baloneamento).

Microclínio, quartzo e plagioclásio são os minerais essenciais; e biotita, anfibólio, titanita, epidoto, apatita, opacos e zircão os acessórios. Clorita, mica branca e pistacita ocorrem como minerais secundários, produtos de alteração de biotita, hornblenda e plagioclásio.

O microclínio ocorre em cristais hipidiomórficos de contatos retos a irregulares. Em lâmina, observa-se um microclínio menor na matriz sempre apresentando geminação albita versus periclíneo e um outro que constitui os megacristais de K-feldspato. Este último se apresenta normalmente pertitizado, comumente exibindo textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita menos freqüentemente. Esses megacristais apresentam textura *mortar*, e algumas vezes orlados por biotita e hornblenda. A foliação incipiente de biotita por vezes contorna os megacristais e indica o cárater pré-tectônico dos mesmos. Alguns desses megacristais apresentam conjugação das geminações Carlsbad versus albita-periclíneo, que indicam talvez uma transformação tardia de ortoclásio em microclínio.

O plagioclásio é oligoclásio (An_{24-25}) e aqueles inclusos nos megacristais de microclínio são pequenos cristais idi a hipidiomórficos bem saussuritizados. Os demais plagioclásios atingem até tamanho de megacristais, são hipidiomórficos, por vezes alterados para mica branca (paragonita) e epidoto (pistacita). Extinção ondulante e geminação vergada indicam uma deformação mecânica. Os cristais maiores exibem textura poiquilítica, sendo biotita e quartzo as principais inclusões. Textura mirmequítica é freqüente em contatos com o K-feldspato.

O quartzo é essencialmente xenomórfico com contatos irregulares e ameboidais. Extinção ondulante é freqüente e alguns cristais atingem dimensões de megacristais com inclusões de plagioclásio e biotita.

Biotita e hornblenda são os principais constituintes máficos, definindo por vezes uma foliação incipiente em lâmina. Desestabilização da biotita para clorita + opacos é freqüente enquanto a hornblenda se apresenta por vezes alterada para epidoto (pistacita) e também cloritizada.

Titanita, zircão e opacos são poucos e pequenos cristais no geral idiomórficos, que ocorrem principalmente como inclusões. Clorita, pistacita e mica branca são essencialmente produtos de alteração.

O granito porfirítico médio Petrograficamente, esta unidade litológica é representada por um leucogranito de composição mais restrita ao campo do sienogranito da classificação de Streckeisen (1976). Uma foliação, em geral incipiente em lâmina, é dada pela orientação de biotita e secundariamente de quartzo. Esta foliação associada com extinção ondulante em quartzo e plagioclásio, e por vezes geminação vergada no último, deve ser resultante da composição baloneamento + deformação F_3.

Mineralogicamente, esta unidade é representada por microclínio quartzo e plagioclásio como minerais essenciais (chegando às vezes a constituírem aproximadamente 90% da rocha); e biotita, titanita, epidoto (ortita), apatita, opacos e zircão como minerais acessórios. Clorita e mica branca (paragonita e/ou muscovita) são minerais secundários – alteração de biotita e plagioclásio. De forma diferente da unidade anterior, não se encontra anfibólio neste litotipo.

O microclínio quase sempre exibe as geminações Carlsbad versus albita-piriclíneo (indício de microclinização tardia do ortoclásio), raramente esta pertitizado e freqüentemente mostra textura poiquilítica com inclusões principalmente de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio é o oligoclásio (An_{24-26}) em cristais hipidiomórficos, no geral, atinge por vezes tamanho de megacristais. Extinção ondulante e geminação vergada indicam deformação mecânica. Alguns cristais mostram inclusões de

quartzo e biotita (textura poiquilítica). O quartzo é essencialmente xenomórfico e intersticial, de contatos irregulares e amebóides, e freqüentemente com extinção ondulante. Por vezes mostram-se estirados segundo a orientação da biotita.

A biotita é o prinicpal constituinte máfico e ocorre em palhetas hipidiomórficas, no geral orientadas numa foliação. Desestabilização para clorita + opacos é freqüente (retromorfose).

Titanita, ortita, apatita, opacos e zircão são poucos e pequenos cristais idi-hipodiomórficos, que ocorrem em geral como inclusões em quartzo, feldspatos e biotita.

Os leucogranitos Petrograficamente, estas rochas variam de sieno a monzogranito segundo a classificação de Streckeisen (1976). A textura é hipidiomórfica microporfirítica, na qual se destacam K-feldspato, quartzo e plagioclásio. A biotita apresenta-se orientada sugerindo uma foliação (baloneamento ± S_3). Extinção ondulante em quartzo e plagioclásio reforçam a idéia de uma deformação na rocha.

O K-feldspato é essencialmente microclínio em cristais hipidiomórficos e contatos irregulares no geral. Inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita caracterizam uma textura poiquilítica. O plagioclásio é oligoclásio (An_{24-25}) em cristais hipidiomórficos parcialmente saussuritizados. Extinção ondulante é freqüente bem como inclusões de quartzo e biotita nos cristais maiores. O quartzo é xenomórfico, intersticial, essencialmente com extinção ondulante e comumente fraturado com as fraturas preenchidas por sericita.

A biotita é o constituinte máfico predominante e ocorre em palhetas finas hipidiomórficas e orientadas no geral. Altera-se freqüentemente para clorita + opacos (retromorfose) e alguns cristais, maiores mostram inclusões de titanita e apatita. Estas duas últimas, juntamente com ortita, opacos e zircão, ocorrem em pequenos cristais no geral idiomórficos e essencialmente como inclusões nos demais constituintes da rocha.

GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES As rochas intrusivas foram divididas em quatro grupos. O primeiro, e mais antigo, é constituído de uma série de composição básica a intermediária, que evolui de meladiorito a granodiorito. Sempre os magmas mais ácidos são mais jovens que os corpos mais básicos.

O segundo é uma unidade razoavelmente homogênea, composta de um granito porfirítico grosso tipo "dente-de-cavalo". Observa-se no mesmo a presença de bolsões de cumulados de cristais prismáticos de K-feldspato e de xenólitos da série básica parcialmente assimilados. Os fenocristais possuem cor rosa ou branca e dimensões variadas.

O terceiro é um granito róseo com biotita, granulometria média, que apresenta uma textura porfirítica média a grossa. Em comparação ao grupo anterior, a matriz é bem mais leucocrática, sem a presença de hornblenda, e a razão fenocristais/matriz é bem mais fraca que para o grupo anterior; também neste caso os fenocristais são sempre róseos e com menores dimensões.

O quarto grupo é um leucogranito róseo, com biotita, de granulometria média e localmente uma leve tendência microporfirítica. Ele constitui a parte N e NW do maciço e engloba a série básica e o granito porfirítico "dente-de-cavalo". Esta unidade mostra localmente na parte NE uma transição para fácies migmatítica tipo nebulito.

Por razão química, neste capítulo ainda destacaremos uma unidade complementar cujas relações de campo permitem considerá-la como os termos últimos da diferenciação da série básica, mas que pode também se encontrar em corpos bem individualizados. Esta unidade se compõe de um granodiorito cinza, médio a fino com biotita. Cronologicamente, ela se encontra precedendo a intrusão do granito porfirítico grosso "dente-de-cavalo".

Várias amostras desses grupos foram analisadas para elementos maiores e alguns elementos traços, tal como Zr, Y, Rb, Sr e Nb. As análises foram realizadas pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, setor de Geoquímica, da Universidade Federal do Pará, e pelo Laboratório de Geoquímica do Museu Real da África Central (Bélgica). Os elementos maiores foram analisados por fluorescência de raios-X, absorção atômica e análises químicas via úmida; e os elementos-traços, por fluorescências de raios-X (Tab. 1).

As rochas básicas a intermediárias O conjunto dessas rochas forma as primeiras intrusões do polidiápiro de Acari. As mesmas foram metamorfoseadas durante a terceira fase de deformação regional das supracrustais, o que provocou o desenvolvimento de uma pronunciada foliação de biotita.

Os pontos representativos das análises químicas desta série, plotados no diagrama AFM, dispõem-se no campo das rochas cálcio-alcalinas considerando a linha de separação de Kuno (1968) (Fig. 4). Todavia, os pontos não estão alinhados no *trend* geral de uma diferenciação. Isto poderia ser uma conseqüência de metassomatismo potássico durante o metamorfismo, que deslocaria os pontos na direção do pólo A do diagrama AFM.

Devemos tratar essas rochas afetadas por eventos tectonometamórficos com diagramas utilizando só elementos não ou pouco mobilizáveis durante o metamorfismo, tais como FeO, MgO, TiO_2 e Al_2O_3. No diagrama FeO, em função de MgO (Fig. 5) de Teghey (1974), os pontos da série básica a intermediária mostram um alinhamento no campo das rochas cálcio-alcalinas, caracterizado por um teor em MgO relativamente mais elevado em relação à série toleítica. A exceção são os pontos extremos com teores elevados de FeO e MgO, que se colocam no campo toleítico.

Para eliminar os efeitos perturbadores do metamorfismo e do metassomatismo pode-se também considerar as razões entre elementos imóveis, e para isto o ideal é um diagrama triangular com três elementos, tal como o diagrama de Besson e Fonteilles (1974) utilizando o triângulo FeO, MgO e Al_2O_3 (Fig. 6). A única restrição que poderemos ainda levantar seria a mobilidade possível de FeO. Este diagrama ressalta o comportamento diferencial do alumínio entre as séries toleítica e basálticas orogênicas, com os toleíticos mostrando no início do fracionamento magmático um empobrecimento relativo em Al, ao contrário da série de tipo cálcio-alcalino.

Neste diagrama podemos anotar um bom alinhamento dos pontos representativos da série básica a intermediária, com uma localização razoável sobre a curva cálcio-alcalina ou sobre seu prolongamento em direção ao lado FeO-MgO.

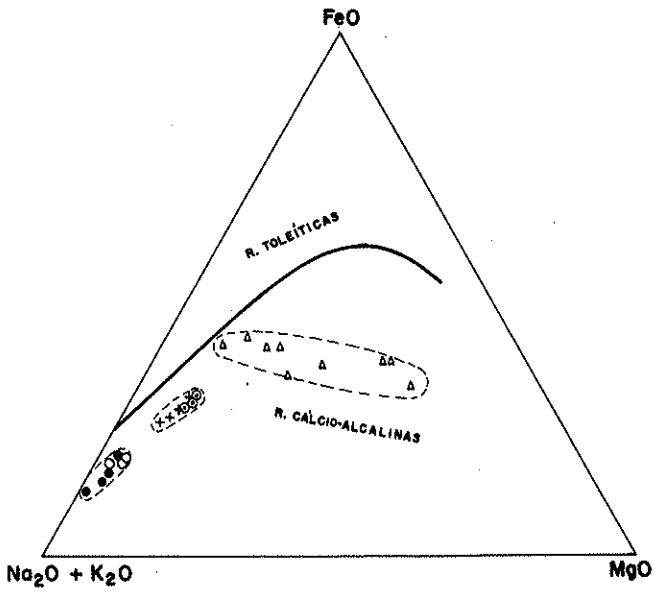

Figura 4 – Distribuição das rochas granitóides do maciço de Acari no triângulo AFM: △ série básica a intermediária; ⊖ granodiorito cinza fino; + granito porfirítico "dente-de-cavalo"; ○ granito porfirítico; ● leucogranito eqüigranular a microporfirítico

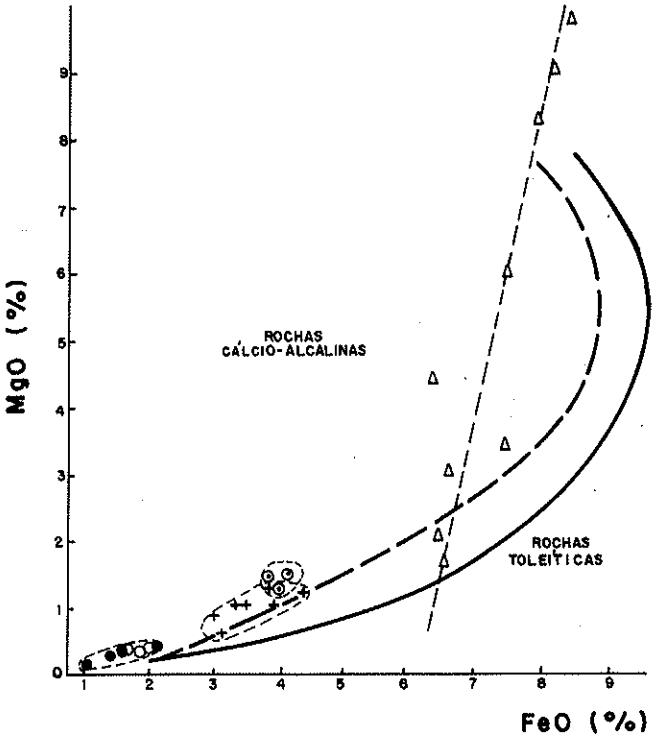

Figura 5 – Relações MgO versus FeO para as rochas granitóides do maciço de Acari. É nítida a diferença genética entre os granitos e a suíte diorítica. Mesmos símbolos da Fig. 4

Colocado nos diagramas triangulares Ti/100, Zr e 3Y, e Ti/100, Zr e Sr de Pearce & Cann (1971) (Fig. 7), em que não é considerado o valor absoluto de titânio mas seu teor relativo, os pontos representativos da série básica a intermediária do maciço de Acari localizam-se definitivamente no campo das rochas cálcio-alcalinas.

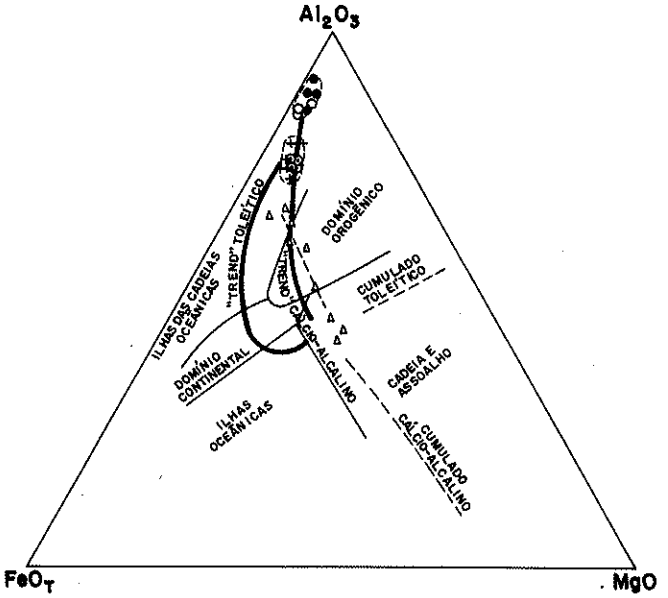

Figura 6 – Distribuição das rochas granitóides do maciço de Acari no triângilo Al_2O_3/MgO/FeO. As linhas grossas representam os trend toleítico e cálcio-alcalino de Besson & Fonteilles (1974). As linhas mais finas referem-se aos campos de basaltos definidos por Pearce et al. (1977). Mesmos símbolos da Fig. 4

As rochas graníticas Nossa proposta nesta seção será comparar os vários granitos e tentar definir a origem deles.

O impacto metassomático dos alcális, sentido nas análises dos corpos básicos, deve ter nestes tipos de rochas efeitos menos marcados, já que seus teores iniciais em elementos mobilizáveis no metamorfismo seriam bem mais elevados.

A colocação dos pontos representativos das análises químicas dessas rochas nos vários diagramas petrológicos (Figs. 4 a 6) levam às seguintes observações:

- A separação química entre os granitos eqüigranulares e porfirítico médio, a respeito do granito "dente-de-cavalo", os primeiros sendo mais ácidos.
- A identidade (grande semelhança) química do leucogranito do norte e o granito porfirítico médio. Em todos os diagramas, os pontos representativos dessas duas unidades se misturam e se concentram em uma mesma área.
- A semelhança química entre o granito cinza e o granito "dente-de-cavalo", embora o primeiro evidencie sempre um caráter mais básico (mais TiO_2 e MgO).
- As concentrações dos pontos dos granitos não se encontram na prolongação do *trend* de diferenciação das rochas básicas a intermediárias. Este fato é bem observado nos diagramas das figuras 4 e 5.

Essas observações permitem tirar as seguintes conclusões:

- As rochas graníticas apresentam uma boa homogeneidade química. A semelhança química do leucogranito do norte e do granito porfirítico médio levam a considerar que este último seja uma expressão faciológica do granito eqüigranular, já que a matriz da rocha porfirítica é petrograficamente idêntica ao granito eqüigranular.
- O granito porfirítico "dente-de-cavalo" bem como os granitos eqüigranular e porfirítico médio não são as

Tabela 1 – Análises químicas das rochas granitóides do maciço de Acari (RN): da n.º 1 à 9 série básica a intermediária; 10 a 12, granodiorito cinza; da 13 a 17, granito porfirítico "dente-de-cavalo"; da 18 a 20, granito porfirítico médio; da 21 à 25, leucogranito eqüigranular. As análises de prefixo Fi foram realizadas pelo laboratório de Geoquímica do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPA. As de prefixo LA foram analisadas no Museu Real da África Central (Tervueren, Bélgica)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi	La	La	La	Fi	Fi	Fi	Fi
	7A/83	11A/83	11B/83	11D/83	12A/83	14B/83	1A/80	1B/80	1D/80	13B/83	12B/83	10/83	7B/93
SiO_2	59,63	48,23	50,68	52,93	52,08	47,58	51,40	55,76	60,04	61,83	60,93	65,13	68,93
Al_2O_3	16,10	14,31	15,30	17,34	16,25	13,01	14,69	18,36	18,53	16,75	17,29	15,55	15,55
Fe_2O_3	2,45	2,51	2,73	2,14	1,62	2,19	2,45	1,44	2,07	1,54	1,22	1,80	1,55
FeO	4,40	5,80	5,08	5,59	4,94	6,25	6,26	5,44	4,64	2,72	2,76	2,32	1,57
MnO	0,084	0,132	0,119	0,102	0,101	0,120	0,130	0,100	0,09	0,041	0,040	0,50	0,04
MgO	1,71	8,35	6,03	3,46	4,46	9,08	10,09	3,19	2,16	1,50	1,40	1,31	0,89
CaO	4,09	8,56	6,97	5,61	5,93	8,76	6,93	5,48	4,22	3,29	3,40	2,87	2,48
Na_2O	3,95	2,64	3,22	3,85	3,33	2,28	1,19	3,49	3,75	3,71	3,80	3,97	3,86
K_2O	4,29	2,64	3,56	3,81	4,71	2,89	3,41	3,45	3,47	4,62	4,51	4,17	4,38
TiO_2	1,43	1,26	1,41	1,40	1,39	1,75	1,26	1,37	0,44	0,75	0,79	0,79	0,50
P_2O_5	0,67	0,47	0,45	0,56	0,64	0,69	0,45	0,57	0,35	0,28	0,26	0,33	0,21
H_2O+	0,42	1,60	1,19	0,83	1,07	1,83	1,51	11,3	0,96	0,83	0,71	0,66	0,55
Total	**99,22**	**96,50**	**96,74**	**97,32**	**96,52**	**96,43**	**99,77**	**99,78**	**100,72**	**97.76**	**97,01**	**98,95**	**100,51**
Rb	109ppm	81	100	118	112	81	123,4	96,4	109,7	108	100	190	151
Sr	696	714	705	881	938	805	703,5	903,9	648,9	727	737	626	424
Zr	308	189	261	365	394	213	311,6	291,1	245,0	461	418	362	412
Y	42	63	57	54	52	64	17,9	19,7	17,6	13	7	12	–
Nb	30	29	28	29	33	23	–	–	–	28	27	28	23

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	Fi	Fi	Fi	La	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi	Fi
	7C/83	14A/83	15/83	1C/80	16/83	17/83	8/83	2/83	3/83	5/83	9/83	18/83
SiO_2	67,98	65,53	66,43	64,85	74,08	72,63	71,98	72,83	74,23	73,23	70,11	74,20
Al_2O_3	15,20	15,10	15,65	16,95	13,16	14,01	14,06	14,81	13,66	14,01	16,15	13,51
Fe_2O_3	1,25	1,32	1,22	1,73	0,76	0,89	0,81	0,39	0,40	0,93	1,02	0,42
FeO	2,35	2,61	2,25	2,85	1,23	1,16	1,25	1,17	0,71	0,64	1,22	0,43
MnO	0,049	0,050	0,043	0,14	0,042	0,036	0,034	0,046	0,03	0,032	0,032	0,036
MgO	1,07	1,36	1,05	1,23	0,37	0,39	0,27	0,34	0,13	0,27	0,40	0,05
CaO	2,54	2,85	2,69	3,19	1,35	1,50	1,68	1,47	1,27	1,36	1,81	0,58
Na_2O	3,74	3,63	3,70	3,97	3,48	3,26	3,31	3,48	3,33	3,37	2,86	4,27
K_2O	4,06	4,78	4,82	3,48	4,78	4,98	5,57	5,57	4,91	4,98	6,11	4,33
TiO_2	0,59	0,71	0,59	0,70	0,23	0,21	0,25	0,19	0,10	0,17	0,25	0,06
P_2O_5	0,21	0,32	0,24	0,23	0,08	0,08	0,10	0,08	0,04	0,04	0,10	0,02
H_2O+	0,56	0,54	0,45	0,62	0,47	0,62	0,28	0,36	0,36	0,48	0,51	0,36
Total	**99,60**	**98,50**	**99.13**	**99,94**	**100,03**	**99,76**	**99,60**	**100,73**	**99,17**	**99,55**	**100,57**	**98,27**
Rb	149	124	127	121,7	203	230	234	264	223	240	181	250
Sr	411	558	475	486,4	162	168	144	149	113	139	273	22
Zr	267	359	315	357,1	169	174	177	196	94	128	273	90
Y	–	–	–	15,9	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	11	29	22	–	25	24	29	23	14	20	26	38

Neste mesmo diagrama, a colocação dos campos de Pearce *et al.* (1977) mostra que as rochas mais diferenciadas se localizam no domínio orogênico e que os termos mais básicos se encontram no campo dos basaltos de cadeia e assoalho oceânico. Como tal ambiente não se refere ao caso, conclui-se que eles poderiam ser cumulados de tipo gabróico-plagioclásico do magma cálcio-alcalino.

Desta maneira, o exame preliminar dos elementos maiores da série básica a intermediária evidencia que as várias rochas pertencem a uma série única diferenciada cujos termos mais básicos poderiam corresponder a cumulados. O magma original é cálcio-alcalino, típico dos domínios orogênicos. Essas conclusões são incoerentes em relação à opinião de Miyashiro, que considera os magmas cálcio-alcalinos pobres em TiO_2 (menos de 1%) em comparação aos magmas toleíticos, e o titânio é considerado imóvel durante o metamorfismo. A possibilidade alternativa é que os valores absolutos de TiO_2 são artificialmente elevados devido à perda de elementos químicos, tal como SiO_2, durante o metamorfismo.

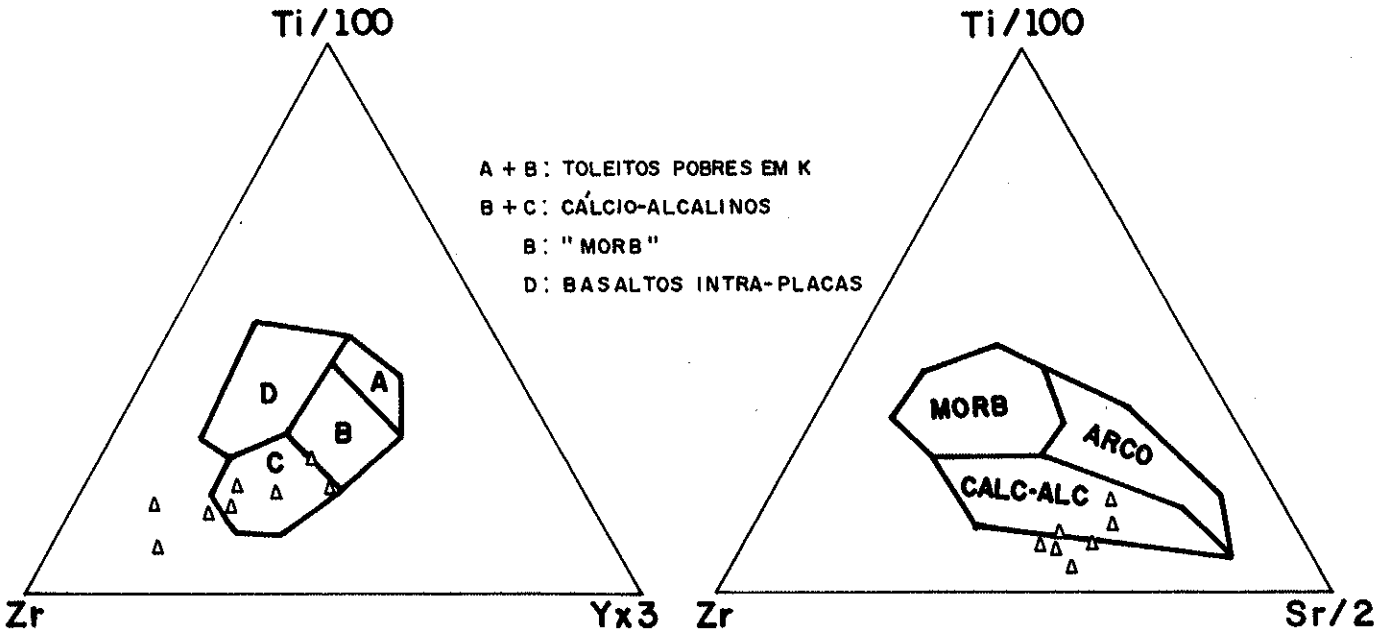

Figura 7 – Distribuição das rochas da série básica a intermediária nos triângulos do Pearce & Cann (1971) para discriminação do ambiente tectônico de rochas basálticas

expressões mais diferenciadas da série básica a intermediária.

- Considera-se que o granodiorito cinza seja uma intrusão ácida precedente à intrusão do granito porfirítico "dente-de-cavalo". A identidade química dessas duas últimas rochas sugere uma ligação genética entre elas, a rocha porfirítica derivando necessariamente da outra.

A origem das rochas graníticas seria provavelmente anatética já que não se encontram outras séries básicas diferenciadas associadas. Podemos esperar dois tipos de processos: uma anatexia crustal em profundidade e subida do magma parcialmente consolidado desenvolvendo estrutura diapírica tipo mesozonal; e um segundo seria a anatexia *in situ* com menor deslocamento das massas fundidas.

CONCLUSÕES O maciço granitóide de Acari constitui um exemplo do magmatismo Brasiliano. Suas encaixantes incluem os micaxistos da Formação Seridó e os paragnaisses da Formação Jurucutu, e ortognaisses transamazônicos que lhes são intrusivos. O maciço foi dividido em quatro unidade principais. A mais antiga é uma suíte diferenciada de gabro a granodiorito, na qual predominam quartzo dioritos a tonalitos, constituindo corpos pequenos normalmente englobados em granitos mais jovens, especialmente os porfiríticos grossos ("dente-de-cavalo"). Estes são a unidade rochosa dominante, em parte contemporâneos ou mais jovens, que os dioritos. As fases mais recentes do maciço incluem plútons de granito porfirítico médio e de leucogranitos eqüigranulares a microporfiríticos.

A grande maioria dessas rochas é sintectônica à fase de deformação regional F_3, sendo característica a continuidade das estruturas S_3/L_3 no interior e fora do maciço, bem como o dobramento e *boudinage* de veios graníticos nesse evento. Alguns corpos, especialmente do leucogranito, são tardi-F_3 e pré-F_4 enquanto outros da suíte diorítica são pré ou cedo-F_3; uma foliação do efeito de baloneamento, ou estrutura fluidal, pode mostrar-se crenulada por F_3 ou F_4 nesses casos. A deformação F_3 se acentua em direção às bordas do maciço, incluindo efeitos de transposição e formação de dobras em bainha próximo ao contato. Observam-se nos micaxistos encaixantes paragêneses do tipo cordierita + andaluzita ou cordierita + sillimanita, com fases migmatitícas desenvolvidas em alguns setores. O comportamento geométrico (trajetórias e pontos tríplices) da foliação S_3 sugere um processo de diapirismo sintectônico a um regime de dobras normais e inclinadas e extensão horizontal ("transcorrência"), sendo o alongamento maior do corpo concordante com o *trend* regional.

A suíte diorítica mostra afinidades à série cálcio-alcalina "expandida" (sentido de Pitcher 1983) (ou tipo I). Elementos, como K, Na e Si apresentam feições de mobilidade no metamorfismo superposto, mas efeitos desse tipo parecem menos pronunciados nas rochas graníticas. As afinidades dos granitos porfiríticos estão no campo cálcio-alcalino "restrito", potássico, intermediárias aos tipos I e S, enquanto os leucrogranitos correspondem melhor ao tipo S. Tal classificação está em acordo com a evidência de campo de fácies migmatíticas associadas a estes últimos.

Embora ressaltando o nível preliminar de conhecimento, as feições descritas são compatíveis com a origem da suíte diferenciada a partir de magmas de derivação mantélica ou de fusão de anfibolitos (crosta oceânica consumida?), com fácies acumulados para os termos mais máficos. O granito porfíritico grosso deve representar fusão de embasamento profundo (fonte mista I+S), com variável (porém subordinada) contaminação pelo magma diorítico e por este último induzida (*underplating* de magmas dioríticos na base da crosta). Finalmente, os leucrogranitos representam uma fusão crustal mais rasa, harmônica no contexto metamórfico regional. Considera-se que a granitogênese Brasiliana pode ser convenientemente entendida como atividade distal a uma margem ativa de placa, ou platô tibetano.

Agradecimentos Os autores agradecem à Financiadora de Estudos e Projetos (Finep), o financiamento para esta pesquisa, bem como aos laboratórios do NCGG-UFPA e do Museu Real da África Central pela realização das análises. Os Drs. P. Sabaté (ORSTON/UFBA) e I. McReath (UFBA) contribuíram com importantes discussões no trabalho de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA; J. – 1967 – Review on granitic rocks of Northeast South America. In: IUGS/UNESCO Symp., Recife, 1967. 41 p.

BESSON; M. & FONTEILLES, M. – 1974 – Relations entre les compertementes contrastés de l'alumine et du fer dans la différentiation des séries tholéitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristalogr.*, 97:445-449.

BRUN, J.P, – 1983 – L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 XXV(2):219-228.

BRUN, J.P. & PONS, J. – 1981 – Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 3:219-229.

EBERT, H. – 1969 – *Geologia do Alto Seridó*. Recife, SUDENE, DRN/DG,Sér. Geol. Reg. 120 p. (Boletim 11).

FERREIRA, J.A.M. & ALBUQUERQUE, J.P.T. – 1969 – *Sinopse da geologia da Folha Seridó*. Recife, SUDENE, DRN/DG, Sér. Geol. Reg. 52 p. (Boletim 18).

JARDIM DE SÁ & SALIM, H. – 1980 – Reavaliação dos conceitos estratigráficos na Região do Ciridó (RNPB). *Revistas Mineração Metalurgia*, 80:16-28.

JARDIM DE SÁ, E.F. – 1984 – Geologia da Região do Seridó: reavaliação de dados. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 11, Natal, 1984. *Atas*... Recife SBG/Núcleo Nordeste, p.278-296.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I. – 1981 – "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN–PB), com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1):50-57.

KUNO, H. – 1968 – Diferentiation of basalt magmas. In: *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition.* 2, N. York, J. Wiley & Sons. p. 623-688.

LAGARDE, J.L. & RODDAZ, B. – 1983 – Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas Occidental, Maroc): un diapir syntectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 XXV(3):389-395.

LEGRAND, J.M. – 1977 – Nota preliminar sobre a estrutura diapírica de Acari e suas implicações sobre a tectônica regional. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977, Res. Com. Recife, SBG/Núcleo Nordeste, p. 38.

LIMA, E.A.M. *et al.* – 1980 – Projeto Scheelita do Seridó. Relat. Final e Mapas. Recife, DPNM/CPRM. Inédito.

MARRE, J. – 1982 – *Méthodes d'analyse structurale des granitóides.* Paris, *Bur. rech. géol. min.*, Man. & Méthodes, *3*, 128 p.

MELLO, A.A. – 1972 – O granitóide de Acari, RN. *Rev. Assoc. Geol. Pernambuco*, 5:43-59.

PEARCE, T.M. & CANN, J.R. – 1973 – Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **19**: 290-300.

PEARCE, T.M.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. – 1977 – The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36:121-132.

PITCHER, W.S. – 1983 – Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. ed. *Mountain building processes.* London, Academic Press: p.19-40.

SANTOS, E.J. – 1973 – Província Scheelitífera do Nordeste. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1983. *Rot. Exc., Bol.* 2 p. 31-46.

STRECKEISEN, A. – 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

TEGHEY, M. – 1974 – *Essai d'informatique pétrographique: constitution d'un ficher et application à l'étude des roches volcaniques des zones orogéniques.* Orléans, 2 tomos (thèse 3ème Cycle).

MANUSCRITO
Recebido em 10 de janeiro de 1986
Revisão aceita em 24 de março de 1986

Ou se consegue salvar o homem e a natureza, conjuntamente, numa feliz harmonia, ou a nossa espécie estará condenada a desaparecer com os últimos restos de um equilíbrio que não foi criado para dificultar o desenvolvimento da humanidade, mas sim para lhe servir de contexto.

Jean Dorst, 1973, *Antes que a Natureza Morra.* São Paulo, Blücher, p. 11.