

ABSTRACT

Three distinct crustal domains, the Juiz de Fora Domain, the Paraíba do Sul Complex and the Costeiro Domain, occur in the studied region as two main suspect terranes welded during the Cambrian evolution of a continental microplate.

The Juiz de Fora Domain reworked terranes correspond to two intimately associated calc-alkaline plutonic series: a TTG and a LILE-enriched sequence. A transition between amphibolite and granulite facies occur in this terrane which probably consolidated during the Early Proterozoic.

The other suspect terrane consists of the Costeiro Domain migmatitic rocks and Paraíba do Sul Complex supracrustals. These supracrustal rocks were probably deposited in the Late Proterozoic. The terrane evolved, in the limit with the Cambrian, to an active continental margin with the establishment of a continental magmatic arc and, in the Costeiro Domain, strong anatexis of the supracrustals.

The Cambrian welding of these two suspect terranes represents a microplate which overthrusts the São Francisco Craton. This was followed by a Cambrian-Ordovician plutonism as the final stages of a tectonic cycle.

INTRODUÇÃO

O segmento centro-setentrional do Cinturão Ribeira, no limite entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, constitui-se de distintos domínios crustais (Fig.1). Uma faixa ocidental, de características infracrustais, ortognaissica e charnockítica, foi originalmente denominada de Série Juiz de Fora por Ebert (1955) e redimensionada por Barbosa e Sad (1983). Uma faixa supracrustal metassedimentar que engloba, em núcleos de nappes anticlinais ou em fatias de cavalgamento, ortomigmatitos mais antigos, corresponde ao Complexo Paraíba do Sul, originalmente definido por Rosier (1957). O Domínio Costeiro ocorre como uma faixa oriental, granito-migmatítica, que constitui um cinturão metamórfico de baixa pressão.

Os estudos pioneiros de petrografia e química de rochas e mineral no Domínio Juiz de Fora foram realizados por Oliveira (1981, 1982, 1983) e por Sad e Barbosa (1985). Granitóides gnaissicos cálcio-alcálicos, charnockíticos ou não, configuram séries expansivas com zoneamento magmático relacionado a subducção de placa oceânica. Machado et al. (1989) apresentaram um sumário geral do posicionamento destas rochas. Uma síntese dos dados laboratoriais mais recentes para a região, dentro de um contexto geológico regional, foi apresentada por Wiedemann (1989).

A evolução geológica aqui proposta reconhece um ciclo tectônico no Proterozóico Superior-Cambro-Ordoviciano, com estágios de margem continental ativa no sistema Neo-proterozóico III. O fechamento oceânico e subducção-A se deu nos estágios inferiores do Eo-Cambriano. Novo pulso metamórfico é reconhecido no Cambriano Médio, enquanto o magmatismo pós-tectônico é do Cambro-Ordoviciano. O resfriamento final, que segue um regime tectônico tracional, situa-se nos estágios iniciais do Ordoviciano Superior.

DOMÍNIO JUIZ DE FORA

Dois conjuntos maiores de associações litológicas constituem, a grosso modo, o Domínio Juiz de Fora. Encontram-se deformados e paralelizados contemporaneamente a intensa estrutura metamórfica planar, plano-linear a linear e possuem uma distinção temporal baseada na presença ou ausência de estruturas reliquias mais antigas. No primeiro conjunto, informalmente denominado de associação magmática cálcio-alcálica, a foliação regional é de terceira geração, enquanto que no segundo conjunto, magmático e migmatítico, a foliação regional é primária.

A associação magmática cálcio-alcálica compreende uma transição metamórfica entre ortogranulitos e ortognaisses com enclaves de rochas calciossilicáticas e lentes,

tectonicamente pinçadas, de quartzitos miloníticos recristalizados. Esta associação denota um extenso volume de rochas magmáticas, provavelmente de conformação original tabular e posição próxima a infracrosta, intrusivas em sequência supracrustal, cujos registros sugerem afinidades plataformais.

O segundo conjunto refere-se a uma associação de granitos diatexiticos e gnáissicos, normalmente granatíferos e que engendram halos locais de descharnockitização ou conformam uma faixa descharnockitizada na porção estrutural superior do Domínio Juiz de Fora.

Associação magmática cálcio-alcálica. É representada por uma série charnockítica e outra ortognáissica, lateralmente equivalentes e com termos de transição, provavelmente correspondentes a um "front" de CO_2 ou a condições metamórficas em presença de água (avanço, para o domínio granulítico, de um "front" de anatexia). A primeira, aqui denominada de Série Charnockítica Comendador Venâncio-Itaperuna, não tem a conotação de retrabalhamento estrutural dada por Barbosa e Sad (1983). A segunda, Ortognáisses São João do Paraíso, tem sua denominação emprestada dos mapeamentos do Estado do Rio de Janeiro (DRM 1978a, b, c) e sistematizados por Batista (1984).

A Série Charnockítica Comendador Venâncio-Itaperuna compreende rochas ortometamórficas de estrutura homogênea ou gnáissica (listrada ou bandada) e textura granoblástica poligonal e interlobada, equi a inequigranular e no geral de granulação média, ou texturas miloníticas recristalizadas. Correspondem a enderbitos, charno-enderbitos e charnokitos verdes a verde escuros, leucocráticos, compostos de plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio e anfibólio, seguidos de feldspato-K, biotita vermelha e granada, com opacos, titanita e zircão como acessórios. Subordinadamente encontram-se leitos de composição gabro-norítica, hiperstênio diorítica e jotunítica, verde escuros a pretos, leucocráticos a leuco-mesocráticos. Estas litologias ocorrem frequentemente com dimensões decimétricas, como enclaves alongados ou como núcleos noríticos negros com halos irregulares verde claros (a semelhança de estruturas de imiscibilidade magmática).

As estruturas bandadas, com espessuras subcentimétricas a decimétricas, são mais evidentes nas zonas ricas em enclaves e representam uma alternância de camadas cinza escuras a pretas, intensamente deformadas. Bandas verde claras, de composição enderbítica hololeucocrática, aparecem localmente. Uma estrutura listrada, de segregação metamórfica, é conferida por lentes fêlsicas milimétricas a subcentimétricas, verde claras, geralmente com filmes residuais de biotita e anfibólio.

Os Ortognáisses São João do Paraíso são, no geral, rochas migmatíticas com estruturas estromática a estromático-flebitica e texturas granoblástica, porfiroclástica ocelar ou milonítica recristalizada. Os leucossomas são cinza claros a brancos, de composição trondhjemítica, e, mais raramente, branco-rosados, granodiorito-graníticos hololeucocráticos. Adicionalmente, podem possuir aspecto estitolítico com mega cristais de anfibólio. O melanossoma milimétrico é enriquecido em biotita, anfibólio e granada. O mesossoma cinza, cinza escuro ou cinza azulado corresponde a (hornblenda)-(granada)-biotita gnaisses finamente listrado por segregações de minerais fêlsicos, ou porfiroclástico com megacristais de plagioclásio que, em zonas miloníticas, podem conter núcleos de porfiroblastos róseos de feldspato-K.

Os ortognáisses mesossomáticos correspondem a uma suíte de composição tonalito-granodiorito-granítica, com predominância dos termos menos diferenciados, e com frequentes enclaves (que passam a estruturas bandadas), cinza escuros a negros, de gabros, anfibolitos e dioritos gnáissicos. Mineralogicamente constituem-se de plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, seguidos de feldspato-K, granada e clinopiroxênio. Ortopiroxênio aparece reliquiamente em meio a reações retrogressivas a hornblenda. Os acessórios são opacos, apatita e zircão e os minerais de alteração são sericita, muscovita e carbonato.

A transição entre os Ortognáisses São João do Paraíso e a Série Charnockítica Comendador Venâncio-Itaperuna pode se dar sob a forma de enclaves de contornos difusos, como passagens laterais bruscas, ou como alternância em bandas, miloníticas ou não (Fig. 2).

No primeiro caso, observa-se migmatitos estromáticos com enclaves charnockíticos migmatizados ou rochas da série charnockítica com enclaves de ortognáisses homogêneos. Em faixas miloníticas dúcteis, contemporâneas ao bandamento metamórfico, tem-se recristalizações minerais na facies granulito, ou mais comumente na facies anfibolito com descoloração dos feldspatos verdes. Essas feições geram bandas ou camadas cinza, de milonito gnaisses porfiroclásticos, em meio às rochas charnockíticas verdes. As passagens laterais bruscas de rochas verdes, homogêneas, aos migmatitos cinza são os aspectos mais frequentes da transição.

Associação granito-diatexitica e de descharnockitização. Corresponde a corpos de granitos peraluminosos, com contatos bruscos ou difusos com as encaixantes, e que

possuem dimensões variadas. Podem formar faixas onde dominam processos de deschamockitização sem transformações estruturais, com larguras até 5 km, e encaixadas em zonas miloníticas no topo do edifício estrutural infracrustal. Predominam granitos gnáissicos com estruturas nebulíticas e/ou "schlieren" e que representam diápiros anatóticos, com ou sem assimilação das encaixantes, e que guardam, como enclaves, os registros do avanço do processo de ultrametamorfismo. Estes granitos, particularmente os bem peraluminosos, podem consistir da fusão de camadas supracrustais preservadas sob esta grande fatia de base da crosta.

Barbosa e Sad (1983) referem-se a esses corpos (Unidade Raposo) como essencialmente "diaforreicos". Uma faixa deschamockitizada foi mapeada (DRM 1978a, b, c) como Unidade Vista Alegre.

Predominam corpos de (sillimanita)-(grafita)-biotita-granada granito gnáissico cinza claro, leucocrático, com até 20% de granada, com textura granoblástica ou miolítica, inequigranular média a média-grossa. Possui enclaves de granada ortognaisses migmatíticos ou não, de rochas charnockíticas e ainda de granada migmatito estromático-flebitico com leucossomas brancos lenticulares e centimétricos e mesossomas de biotita-granada gnaisses diatexitico, homogêneo. Granada-ilmenita-biotita granito gnáissico cinza claro a branco, de textura granoblástica média e porfiroclástica com megacristais centimétricos, esparsos ou abundantes, de feldspato-K, também são frequentes.

Na faixa de deschamockitização (Fig. 1), domina um tipo litológico constituído por granada-anfibólio-biotita granitoide gnáissico cinza claro a amarronado, homogêneo ou bandado e de textura granoblástica-porfiroclástica inequigranular média a média-grossa. Possui feldspatos branco-amarronados e uma estrutura listrada conferida por placas de biotita e/ou anfibólio, separando descontinuamente agregados de alguns milímetros de espessura, quartzo-feldspáticos planares e estirados. Observa-se a manutenção da estrutura da rocha charnockítica, uma descoloração dos feldspatos brucha, gradual ou alternada (interdigitada) e reações de substituição de piroxênios por hornblenda e biotita, em presença de um enriquecimento em granada.

Nas diferentes unidades transicionais do Domínio Juiz de Fora ocorrem filões oblíquos ou paralelizados às estruturas regionais, de charnockito verde, leuco a hololeucocrático, homogêneo e inequigranular grosso a muito grosso, ou porfiróide-porfiroclástico. Possuem facies pegmatóides com megacristais de hiperstênio e facies de granulação média, equigranulares, podendo atingir espessuras métricas e encontram-se dobrados, admitindo a foliação regional como estrutura primária (Fig. 4a).

Geoquímica. A Série Charnockítica Comendador Venâncio-Itaperuna e os Ortognaisses São João do Paraíso são geoquimicamente idênticos. Com base em características geoquímicas, pode-se separar, em ambas as unidades, duas sequências distintas (Figueiredo & Campos Neto 1989a, b) com termos básico-intemediário-ácidos. Uma das sequências é mais enriquecida em Mg, Ca e Cr e pode ser caracterizada como uma sequência tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) típica, enquanto a outra é mais rica em Fe, Ti, K, Rb, Ba, Nb, Zr e TRL, podendo ser definida como uma sequência enriquecida em elementos litófilos de íon grande (LILE).

Tanto a sequência TTG quanto a LILE tem tendências cálcio-alcálicas (Fig. 3A), com a última apresentando características de maior maturidade e possivelmente indicando geração sob maior espessura crustal, e assemelham-se (Fig. 3B) a granitóides de arco magmático de ambiente pré-colisional (Batchelor & Bowden 1985). Oliveira (1982, 1983) já havia sugerido que os granulitos do Domínio Juiz de Fora, chamado por ele de Faixa Paraíba do Sul, corresponderiam a um magmatismo cálcio-alcálico granodiorítico-tonalítico, polideformado e metamorfozizado sob condições de facies granulito, sem, contudo, identificar as duas sequências presentes nem observar o caráter cogenético das rochas básicas associadas.

Com relação aos elementos Terras Raras (TR), a sequência TTG (Fig. 3C) mostra padrões moderadamente fracionados e variáveis anomalias de Eu, predominando as positivas, como é comum nas sequências TTG típicas (Rudnick & Taylor 1986), enquanto a sequência LILE é um pouco mais fracionada, com maiores enriquecimentos em TR leves, e apresenta anomalias negativas de Eu (Fig. 3C).

A identidade química entre os charnockitóides Comendador Venâncio-Itaperuna e os ortognaisses São João do Paraíso confirma a hipótese de que eles teriam uma origem comum, derivada de um plutonismo cálcio-alcálico relacionado à subducção de crosta oceânica. O processo de charnockitização, que preservou porções ou lentes dos protolitos ortognaissicos, deve ter se dado por um "front" de CO₂ como sugerido para o sul da Índia (e.g., Friend 1981, Janardhan et al. 1982). As evidências neste sentido seriam o fato da charnockitização ser regional e ter afetado várias unidades litológicas, além de indicações locais de charnockitização de rochas pré-existentes.

Contexto estrutural e metamórfico. A estrutura planar principal, S₁, apresenta-se

nos afloramentos como um bandamento regular, ou como uma estrutura plano-linear de finas segregações félsicas separando máficos enfileirados. A S_n recupera, em equilíbrio metamórfico, estruturas anteriores. Estas, reliquias, podem ser descritas localmente e definem a foliação principal como de 3ª geração (Figs. 4).

Nas rochas chamocito-gnáissicas pode-se observar a S_n como uma estrutura local de transposição, com dobramento intrafoliar superposto e com figuras de interferência do tipo 3 afetando uma superfície metamórfica anterior a duas fases de microdobras préteritas (Fig. 4B). Nos ortognaisses migmatíticos, o bandamento anatético, contemporâneo à transição metamórfica, é anterior ou precoce a uma foliação reliquiar, denotando apenas uma fase de dobramentos pré- S_n . O processo retrogressivo metamórfico pode, assim, recuar a estágios pós-deformacionais da fase S_{n-2} (Fig. 4B) ou precoces à fase S_{n-1} (Fig. 4C). As estruturas maiores relacionadas a essas micro e macroestruturas superpostas são ainda desconhecidas.

Nas rochas charnockito-gnáissicas o metamorfismo na S_n continua em equilíbrio na facies granulito. Nos ortognaisses migmatíticos as condições metamórficas aparentemente não sofreram modificações, predominando paragêneses em contexto hidratado. Schultz-Kuhnt (1985) determinou condições metamórficas de média-alta pressão (8-10 Kb e 750 °C).

Faixas miloníticas paralelas à S_n possuem características dúcteis e desenvolveram-se na facies granulito ou anfibolito alto. Desse modo, são consideradas contemporâneas àquelas estruturas. Essas faixas parecem responsáveis por importante espessamento e duplicação crustal, pelo ultrametamorfismo precoce e gerador dos diápiros granito-diatexiticos, do avanço de frentes metamórficas hidratadas e de CO_2 e de filões charnockito-pegmatóides.

COMPLEXO PARAÍBA DO SUL

O Complexo Paraíba do Sul corresponde a uma sequência supracrustal, com clara incompatibilidade metamórfica com os terrenos adjacentes, preservada, na região, por zonas de cisalhamento verticais e sob extenso cavalgamento do domínio infracrustal Costeiro. Agrupa uma sequência metassedimentar com diques e "sills" de metavulcânicas básicas e uma sequência gnáissico-migmatítica mais antiga (Fig. 2).

A sequência metassedimentar constitui-se de três unidades maiores, que refletem uma sedimentação psamítica com vulcanismo básico, aparentemente intrusivo, e com finos depósitos pelito-químicos, que passa a uma bacia grauváquica flyschóide que, aparentemente tem o topo marcado pela retrogradação de uma plataforma carbonática.

No atual nível de conhecimentos, pode-se separar, das sequências Paraíba do Sul, os complexos gnáissicos plutônicos e batolíticos, intrusivos. Torna-se então desnecessário o conceito de Complexo Alegre de Bayer et al. (1986). Por outro lado, a ausência de separação cartográfica das sequências gnáissico-migmatíticas mais antigas e o insuficiente estabelecimento da litoestratigrafia e da organização dos diferentes sistemas deposicionais da sequência metassedimentar, não permitem a sua classificação como Grupo, no sentido de Sad e Dutra (1988).

Sequência metassedimentar. A unidade psamítica caracteriza-se pela alternância de bancos maciços e esbranquiçados de ortoquartzitos grossos, recristalizados, com bancos placosos de (sillimanita)-biotita-muscovita-quartzito feldspático e de quartzitos. Em certos níveis intercalam, com frequência, bancos sub-decímétricos a métricos de granada-anfibolitos, de gnaisses cinza básico-intermediários a biotita e de gnaisses calciossilicáticos decímétricos.

A unidade grauváquica, quimicamente definida por Sad & Dutra (1988), constitui-se geralmente de um (hornblenda)-granada-biotita-gnaiss cinza listrado, granoblástico equigranular médio a porfiroclástico a megacristais, esparsos ou não, de plagioclásio com até 2 cm. Possui listras ou lentes félsicas de segregação metamórfica, que podem chegar a bandas contínuas com até 10 cm de espessura. Aparentemente em direção ao topo, possui níveis mais ricos em hornblenda e bandas de biotita-gnaiss básico-intermediário cinza escuro. Com frequência crescente, intercala clinopiroxênio-plagioclásio gnaisses calciossilicáticos bandados, localmente chegando a formar camadas de 2,5 m de espessura.

A unidade carbonática está representada por mármores grossos, brancos, maciços ou com listras verdes descontínuas, localmente a wollastonita. Formam lentes nas meta-grauvacas e intercalam gnaisses verdes a epidoto, anfibólio e biotita e xistos básicos a tremolita-actinolita. Frequentemente ocorrem gnaisses calciossilicáticos e (granada)-hornblenda-diopsídio-plagioclásio gnaisses bandados, também com epidoto, tremolita-actinolita e escapolita, ou com bandas róseas mais ricas em feldspato-K. Subordinam-se (granada)-hornblenda-diopsídio-plagioclásio-quartzito verde.

Sequência gnáissico-migmatítica. Compõe-se de um granada-biotita-gnaiss de compo-

sição granodiorítica, cinza, granoblástico equigranular médio-fino e com bandamento leucossomático branco, contínuo e com até 5 cm de espessura, envoltos por filmes melanossomáticos residuais. Intercalam-se bancos até métricos de um granada-biotita migmatito estromático, a leucossoma abundante, granito-granodiorítico branco e hololeucocrático, lenticular e centimétrico e a meso-melanossoma de granada-biotita gnaiss escuro, granolepidoblástico.

Contexto estrutural e metamórfico. O contato observado entre essas sequências é brusco e tem incompatibilidades metamórficas e estruturais.

O bandamento principal, S_n , da sequência metassedimentar, normalmente desenvolvendo por segregação metamórfica e com domínios de transposição, é de segunda geração, S_2 . O metamorfismo que acompanhou essa foliação grada de paragéneses no limite superior do grau médio à passagem ao grau alto, na segunda isógrada da sillimanita, em presença de muscovita e granada e sem anatexia.

Por vezes tem-se uma profusão de corpos intrusivos de granitos brancos, hololeucocráticos e inequigranulares grossos, a duas micas ou a biotita e turmalina, de decímetros a vários metros, que denotam processos anatéticos mais profundos. Configuram uma estrutura migmatítica de injeção, tardia à foliação S_2 .

A foliação S_2 da sequência metassedimentar está impressa na sequência gnáissico-migmatítica como uma estrutura S_n , de terceira geração, onde o bandamento anatético foi precoce às cristalizações planares S_{n-2} de biotita (Fig.5).

DOMÍNIO COSTEIRO

O Domínio Costeiro constitui, caracteristicamente, um cinturão metamórfico de grau alto e do tipo baixa pressão, a cordierita, com profusa anatexia e granitogênese. Encontra-se completamente alóctone sobre o Complexo Paraíba do Sul e está colado ao Domínio Juiz de Fora através de uma "kllippe" sinformal parcialmente destruída por zonas de cisalhamento verticais.

Organiza-se, na região, em dois segmentos crustais dispostos em três faixas (Fig. 1): um segmento granulito-migmatítico em duas faixas, intermediadas por um segmento gnáissico-migmatítico.

Segmento granulito-granito-migmatítico. Constitui-se de granitos gnáissicos e diatexíticos, com mobilizados diapíricos terminais e com domínios precoces de migmatitos estromáticos. Contém enclaves, resistatos ou zonas paleossomáticas mais ou menos preservadas, de rochas ortognáissicas, anfíbolíticas, grauváquicas, quartzíticas e calciossilicáticas. É cortado por expressivo volume de rochas plutônicas, intrusivas em corpos de pequenas dimensões a batolíticos e que representam suítes enderbitochamo-enderbíticas e/ou tonalito-granodioríticas. Os mobilizados diapíricos terminais das encaixantes anatexíticas são intrusivos nessas rochas plutônicas.

Os migmatitos diatexíticos variados são de composição granítica, brancos a branco rosados e predominantemente hololeucocráticos a (granada)-biotita, ou leucocráticos a (grafita), cordierita, sillimanita, granada e biotita. Possuem texturas granoblástica inequigranular grossa, ou porfiróide, ou milonito-porfiroclástica. As estruturas são nebulíticas a "schlieren", gnaissificadas e localmente com "schollen" de resistatos, predominantemente calciossilicáticos, ou com agmatitos terminais.

Na faixa frontal, distingue-se dois domínios laterais, um sul-oriental milonítico e linearizado paralelamente à faixa e outro, setentrional, com domínios paleossomáticos transformados (mesossomas) mas reconhecíveis. O primeiro inclui-se, em parte, na Unidade Monte Verde (DRM 1978a, b, c) e o segundo no Complexo Alegre de Bayer et al. (1986).

Nos domínios paleossomáticos reconhece-se dois tipos principais de associações. Uma ortognáissica aparentemente mais antiga e outra, metassedimentar, tipo Paraíba do Sul.

Na primeira, neossomas estromático-flebiticos, graníticos, guardam mesossomas de granito-granodiorito gnaisses homogêneos e listrados, cinza e cinza claros, a (hornblenda-piroxênio)-biotita e alternados em bancos maciços de alguns decímetros. Intercalam-se bancos cinza escuros ou cinza azulados de migmatito estromático mais antigo, a leucossoma trondhjemitico e mesossoma tonalítico e enriquecido em biotita residual. Possuem enclaves de diorito gnaisses cinza escuros e granulitos verdes.

Na segunda associação reconhece-se um (cordierita)-(hornblenda)-granada-biotita gnaiss porfiroclástico, tipo metagrauvaca, com bancos de gnaisses calciossilicáticos, em meio a profusos bancos graníticos neossomáticos, seja de fusão parcial "in situ", seja em cúpulas diapíricas ou em diques filonianos. Anfíbolitos, quartzitos e mármore preservam-se em lentes cortadas por injeções graníticas.

Na faixa costeira, gnaisses básico-intermediários, na facies granulito e com passagens à facies anfíbolito, com anatexia, foram descritos como uma sequência de afi-

nidade química com basaltos e andesitos cálcio-alcálinos de ambiente ativo (unidades Trajano de Moraes e Crubixais de Sad & Dutra 1988).

Os mobilizados diápiricos terminais são de composição granítica e granodiorítica e, mais raramente, tonalítica (Rêgo 1989). Possuem tons acinzentados e esverdeados, pintalgados de vermelho-violáceo, tem granulação grossa a muito grossa e estrutura heterogênea, listrada e caoticamente venulada. Caracteristicamente ocorrem aglomerados de granada que chegam a perfazer mais de 10% da rocha e os minerais acessórios frequentes são sillimanita, cordierita e rutilo. Possuem xenólitos da suíte charnockítica cálcio-alcálica, além de calciossilicáticas, mármores e diorito gnáissicos. Esses mobilizados foram denominados de unidade Catalunha (Batista 1984) e estudados petrográfica e quimicamente por Rêgo (1989), que os interpretou como diatexitos ou granitos tipo-S.

O volume de rochas granitóides e charnockitóides parece aumentar em direção das porções setentrionais deste segmento granulito-granito-migmatítico.

Segmento gnáissico-migmatítico. Nesta faixa intermediária, cavalcada pela faixa costeira e alóctone sobre o Complexo Paraíba do Sul, reconhece-se duas unidades maiores, correspondendo a granada gnáisses migmatíticos tipo São Fidélis (Batista 1984) e cordierita gnáisses bandados e migmatíticos.

Os migmatitos São Fidélis são normalmente estromáticos e evoluem a domínios nebulíticos homogêneos. Caracterizam-se por um neossoma de (biotita)-granada granito cinza claro, leucocrático e em bandas de até alguns decímetros, predominando as centimétricas, nebulito-"schlieren" quando mais espessas. O mesossoma é um granada-biotita gnáisse cinza, a sillimanita, cordierita e muscovita, granoblástico inequigranular médio, listrado ou com bandas fêlsicas. Possuem enclaves metassedimentares e ortognáissicos. Estão bem descritos petrograficamente e foram preliminarmente estudados geoquimicamente por Rêgo (1989), que os interpretou como a anatexia de rochas metassedimentares predominantemente grauvaquicas.

Os cordierita gnáisses bandados constituem uma unidade mapeável na porção centro-setentrional deste segmento. São migmatitos estromáticos com leucossomas branco, verde azulado ou azuis, constituídos por cordierita, granada, feldspato-K verde claro e pobres em quartzo. O biotita gnáisse mesossomático é listrado e com aglomerados oclares ou arredondados de granada e cordierita. Sillimanita prismática é frequente. Intercalam-se camadas de migmatitos estromáticos e nebulíticos a granada e biotita. Texturas miloníticas variáveis e superpostas são comuns.

Contexto estrutural e metamórfico. O metamorfismo de grau alto está na facies granulito e, predominantemente, na facies anfíbolito em presença de generalizada anatexia em pulsos polifásicos. A cordierita é o mineral índice do metamorfismo do tipo baixa pressão. Determinações geotermométricas e geobarométricas (Rêgo 1989, Sluiter & Weber-Diefenbach 1989) forneceram condições de cerca de 720°C e 6 Kb para os migmatitos e rochas charno-enderbíticas.

Esse metamorfismo conheceu seu auge penecontemporaneamente às deformações responsáveis pela foliação S_{n-1} (Fig. 6A). Os leucossomas estromáticos associam-se a essa estrutura. Mas o extenso volume de magma crustal aí gerado cristalizou-se sob condições tardi a pós-cinemáticas. Os corpos intrusivos diápiricos e transicionais a domínios diatexiticos autóctones, normalmente não mais contêm a S_{n-1} .

A foliação S_n (Fig. 6B) transpõe localmente a estrutura S_{n-1} e, na maioria das vezes, recupera sua orientação e metamorfismo. Os minerais neoformados continuam estáveis em presença de sillimanita prismática, cordierita, granada e feldspato-K. A anatexia, ainda presente, é claramente subordinada em relação aos pulsos anteriores e muitas vezes restringe-se a filões de injeção. Esta foliação é primária nos mobilizados terminais tipo Catalunha e nas facies nebulíticas tipo São Fidélis.

MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO INTRUSIVO

Abundantes corpos batolíticos, associados a plútons isolados, intrusivos nos diferentes domínios crustais da região, conformam uma expressiva e coerente série plutônica cálcio-alcálica de margem continental ativa, tipo Andina.

No Domínio Costeiro e Complexo Paraíba do Sul, definem uma clara polaridade magmática e refletem o posicionamento crustal: formam séries charnockíticas no segmento granulito-gnáissico-migmatítico mais profundo e granitóides, com facies charnockíticas restritas, no segmento gnáissico-migmatítico e no Complexo Paraíba do Sul.

No Domínio Juiz de Fora, granitóides e charnockitóides cálcio-alcálinos, com as mesmas relações estruturais, também são frequentes, porém ainda pouco conhecidos (Fig. 1).

Polaridade magmática no Domínio Costeiro e Complexo Paraíba do Sul. Os plutonitos caracteristicamente são rochas intrusivas em migmatitos e na foliação S_{n-1} e anteriores ao metamorfismo e foliação S_n regional (ou S_2 das sequências metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul). Apresentam um claro zoneamento na composição e na associação com demais rochas magmáticas:

- faixa costeira, do segmento infracrustal granulito-granito-migmatítico, com suíte charmo-enderbítica expansiva e de "trend" petrográfico trondhjemitico (unidade Bela Joana, Batista 1984, Rêgo 1989). Associa-se a metabasaltos e meta-andesitos cálcio-alcalinos (Sad & Dutra 1988) metamorizados sob condições da transição facies granulito-anfibolito;
- faixa contígua para oeste, no segmento gnáissico-migmatítico, com batólitos lineares da suíte Angelim (Batista 1984), menos expansivos, e de granodiorito-tonalitos porfiróides-porfiroclásticos gnaissificados. Também definem um "trend" trondhjemitico e associam-se a facies magmáticas tardias monzonito-granodioríticas (Rêgo 1989);
- intrusivos no Complexo Paraíba do Sul e na faixa frontal do Domínio Costeiro (a paleossomas metassedimentares) tem-se expressivos batólitos de granitóides gnáissicos tipo Muniz Freire/Venda Nova (a oeste de Conceição do Castelo, Fig. 1), tipo Afonso Cláudio (a norte de Castelo, Fig. 1) e corpos menores a norte de Cachoeiro do Itapemirim. Correspondem a uma associação metaluminosa intimamente relacionada com expressivo volume de magmas peraluminosos. A primeira constitui uma suíte expansiva de (hornblenda)-biotita granitóides cinza, tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e gábricos e com corpos de até uma centena de metros de gabros. Hornblenda hastingsítica foi descrita por Bayer et al. (1986). A associação peraluminosa constitui-se de granitos cinza a branco rosados, inequigranulares ou porfiróides a megacristais de feldspato-K, a biotita ou a duas micas e granada acessória. Estão metamorizados na facies anfibolito, em presença de hornblenda e biotita marrom a marrom esverdeada.

Geoquímica. Na região de São Fidélis, no norte fluminense, ocorrem intrusões granitóides e charnockitóides. Os charnockitóides Bela Joana variam de noritos a charnokitos, com predominância de enderbito-charmo-enderbitos, enquanto os granitóides Angelim constituem-se de tonalito-granodioritos, com termos graníticos mais restritos, que localmente são cortados por granitóides tardios quartzodiorito-granodiorito-graníticos (Rêgo 1989).

Os charnockitóides Bela Joana e os granitóides Angelim tem tendências cálcio-alcalinas (Fig. 7A), enquanto os granitóides tardios Angelim tem maior maturidade e tendência álcali-cálcica. Com relação aos valores multicatiónicos de La Roche et al. (1980), os charnockitóides Bela Joana e os granitóides Angelim caem no campo dos granitóides pré-colisionais (Fig. 7B) e os granitóides tardios Angelim no campo dos granitóides do tipo Caledoniano, de soerguimento pós-colisional (Batchelor & Bowden 1985, Pitcher 1982).

Os padrões de distribuição de TR (Fig. 7C) para os charnockitóides Bela Joana são bem fracionados e tem pequenas anomalias negativas de Eu, enquanto os dos granitóides Angelim são também muito fracionados, com teores ainda mais elevados de TRL e anomalias negativas de Eu mais pronunciadas. Os granitóides tardios Angelim divergem dos anteriores por apresentar um fracionamento crescente com o aumento da sílica, diminuindo o teor de TRP, sugerindo a participação de anfibólio e/ou granada em sua diferenciação.

Na região de Guarapari, no Espírito Santo, ocorre um batólito gnaissificado constituído por tonalito-granodioritos com enderbito-charmo-enderbitos subordinados, como manchas ou corpos menores (Sluiter & Weber-Diefenbach 1989). Composicionalmente, não há diferenças entre os gnaisses cinzentos e os charnockitóides e ambos constituem uma sequência cálcio-alcalina com predomínio de termos intermediários. As TR mostram padrões bem fracionados, diminuição do conteúdo de TR com o acréscimo de sílica e variáveis anomalias de Eu.

Sluiter & Weber-Diefenbach (1989) interpretaram a origem dos charnockitóides de Guarapari como sendo formados por um fluxo de CO_2 , com empobrecimento seguido de reintrodução de elementos litófilos como K, Rb e Sr. Como esta interpretação nos parece pouco provável, gostaríamos de propor um modelo alternativo. Charnockitóides intrusivos no Domínio Costeiro, como o Bela Joana, que não apresentam evidências de charnockitização de rochas pré-existentes, nem das encaixantes, corresponderiam a rochas plutônicas cujo magma teria uma fase fluída rica em CO_2 . Magmas hidratados dariam origem a granitóides, como o Angelim. Magmas com fase fluída predominantemente aquosa e subordinadamente carbônica, dariam origem a granitóides com porções charnokíticas, como as "manchas" descritas para o batólito de Guarapari, que corresponderiam a locais onde os fluídos carbônicos teriam se concentrado.

Os dados analíticos de elementos maiores, disponíveis (DRM 1980, Puget & Penha

1980, Junho & Penha 1985) para o batólito Serra dos Órgãos, demonstram tendências álcali-cálcicas (Fig. 8A), com maturidade algo maior que os granitóides tardios Angelim, e parecem corresponder (Fig. 8B) a granitóides tardi-orogênicos (Batchelor & Bowden 1985). Este comportamento geoquímico ocorre tanto nos granitóides sintectônicos quanto nos granitos pós-tectônicos do batólito. A distribuição dos pontos analíticos em diagramas geoquímicos sugere que talvez se possa separar (como nas Figs. 8A e 8B) duas sequências ligeiramente distintas nos granitóides sintectônicos e nos pós-tectônicos.

Na região de Muniz Freire-Venda Nova, no Espírito Santo, ocorrem granitóides cinzentos gnaissificados, de variada composição. Volumetricamente destacam-se uma sequência básica-intermediária-ácida cálcio-alcálica, a hornblenda e biotita, e biotita granitos peraluminosos, com granada e muscovita acessórias. Além disso, ocorrem monzogabros-quartzomonzonitos como enclaves na sequência cálcio-alcálica e um corpo gabróico de tamanho expressivo. A sequência cálcio-alcálica tem obviamente tendência cálcio-alcálica e os monzogabro-quartzomonzonitos são álcali-cálcicos (Fig. 9A). No diagrama de La Roche et al. (1980), a sequência cálcio-alcálica distribui-se no campo dos granitóides pré-colisionais (Fig. 9B) e os gabros distribuem-se ao longo do "trend" da área fonte ao longo de um ciclo orogênico (Batchelor & Bowden 1985). Os monzogabro-quartzomonzonitos correspondem quimicamente a granitóides do tipo Caledoniano, mas sua ocorrência como enclaves na sequência cálcio-alcálica demonstra que são mais antigos que esta. Os biotita granitos parecem assemelhar-se aos granitos do batólito Serra dos Órgãos e podem representar granitos tardi-orogênicos.

Quanto à distribuição das TR (Fig. 9C), a sequência cálcio-alcálica mostra padrões moderadamente fracionados e sem anomalias de Eu, os gabros tem padrões algo semelhantes, mas mais empobrecidos em TR totais, uma amostra de monzogabro tem um padrão sub horizontal com leve anomalia negativa de Eu e os biotita granitos apresentam enriquecimento em TRL, distribuição sub-horizontal de TRP e fortes anomalias negativas de Eu. A clara distinção desses litotipos em função de elementos maiores e traços, incluindo as TR, sugere uma variedade de áreas fonte e processos genéticos para esses granitóides, evoluindo de áreas fonte predominantemente mantélicas para área fonte crustal, no caso dos biotita granitos.

GEOCRONOLOGIA

Cerca de 90 determinações K/Ar e 45 diagramas isocrônicos Rb/Sr, interessando regionalmente aos domínios Juiz de Fora e Costeiro e o Complexo Paraíba do Sul, encontram-se disponíveis e foram apresentados ou sistematizados por Delhal et al. (1969), Cordani & Teixeira (1979), Siga Jr. et al. (1982), Machado Filho et al. (1983), Fonseca et al. (1984) e Siga Jr. (1986). Esses dados indicam, exclusivamente, eventos metamórficos entre o Neoproterozóico III-Cambriano Inferior e um máximo de dados K/Ar em biotitas há 510-455 Ma.

No entanto, é com base na consistência de dados geocronológicos obtidos por outros métodos que procurar-se-á localizar os limites temporais de um quadro histórico-evolutivo preliminar.

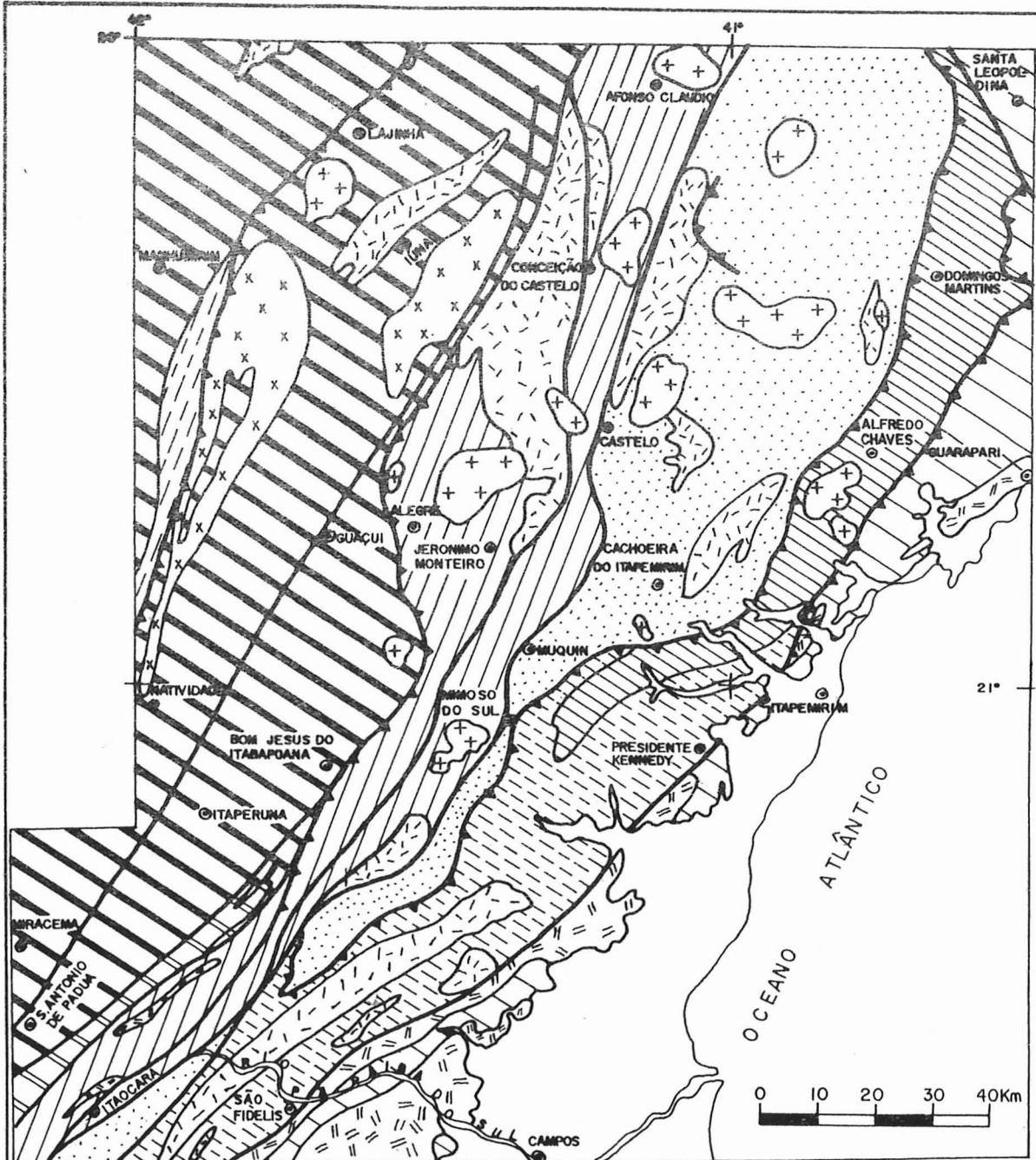
No Domínio Juiz de Fora, rochas charnockito-gnaissicas apresentam idades isocrônicas Pb/Pb de 2.071 +138 -153 Ma com μ_1 de 8,079 (Koji Kawashita, com. verbal) e discordância U/Pb em zircão e titanita com interseptos a 2.180 e 550 Ma (reinterpretação de dados analíticos de Delhal et al. 1969). Esses dados devem representar um evento orogênico, metamórfico-deformacional.

No Domínio Costeiro e no Complexo Paraíba do Sul, os dados analíticos U/Pb em zircões obtidos por Siga Jr. (1986), Sollner et al. (1987) e Sollner et al. (1989) permitem situar um esboço de quadro orogênico:

- migmatitos e quartzitos tipo Paraíba do Sul no domínio crustal costeiro e preservados no segmento granulito-granito-migmatítico da faixa frontal, porção setentrional, possuem idades de 590 Ma para o metamorfismo principal "congelado" na foliação S_{n-1} . Componentes de Pb herdados em núcleos detriticos de zircões indicam valores de 2,1 Ga;
- granodiorito gnaissico do batólito cálcio-alcálico de Muniz Freire-Venda Nova, intrusivo na foliação S_{n-1} e associado aos mobilizados anatéticos tardi-cinemáticos, possui valores de 580 +20 -6 Ma, com intercepto inferior de discordância indicando recristalizações metamórficas próximas a 520 Ma;
- charno-enderbitos gnaissicos do segmento granulito-granito-migmatítico, na faixa costeira, intrusivo na S_{n-1} e com a S_n como estrutura primária e sob condições metamórficas de grau alto, possuem valores em discordâncias de 558 + 2 Ma e 520 Ma.
- allanita granitos isótopos do complexo elíptico bimodal alcálico-cálcio-alcálico Santa Angélica (Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach 1987) definem uma idade de 513

- FRIEND, C.R.L. 1981. Charnockite and granite formation and influx of CO₂ at Kabbal-durga. *Nature*, 294: 550-552.
- HORN, H.A. & WEBER-DIEFENBACH, K. 1987. Geochemical and genetic studies of three inverse zoned intrusive bodies of both alkaline and calc-alkaline composition in the Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo - Brazil). *Rev. Bras. Geoc.* 17(4):488-497.
- JANARDHAN, A.S.; NEWTON, R.C.; HANSEN, E.C. 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 130-149.
- JUNHO, M.C.B. & PENHA, H.M. 1985. Geologia e geoquímica preliminar dos granitos de Teresópolis, RJ. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 57(1): 53-62.
- JUNHO, M.C.B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C.M.; PENHA, H.M. 1987. Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira Mobile Belt, Rio de Janeiro, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): 507-511.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. 1983. In: Projeto RADAMBRASIL, Folhas SF23/24 Rio de Janeiro/Vitória, 1. Geologia, Rio de Janeiro:27-304.
- MACHADO, R.; DÉMANGE, M.; MONTEIRO, R.L. 1989. Granitóides do Estado do Rio de Janeiro: nível estrutural de colocação e suas relações com as fases de deformação e com o grau de metamorfismo. In: 1º Simp. Geol. Sudeste, Rio de Janeiro, SBG núcleos RJ-SP, Bol. Res.: 145-146.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1981. Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. *Rev. Bras. Geoc.* 11: 222-226.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1982. Bulk geochemistry of Paraíba do Sul granulitic belt. *Rev. Bras. Geoc.* 12: 369-374.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. *Rev. Bras. Geoc.* 13: 84-92.
- PINHEIRO, J.F.C.; BIONDI, J.C.; PINHEIRO, S.O. 1978. Granulitos e/ou charnockitos do cinturão granulítico Atlântico, Maciço de Aimorés, Itapira, Itaguaçu e Itanhomi. In: 30º Congr. Bras. Geol., Recife, Anais 3: 1288-1302.
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (Ed.) *Mountain Building Processes*. Academic Press, pp. 19-40.
- PUGET, A.J.F. & PENHA, H.M. 1980. Granitos da região de Ipiranga, Magé, Rio de Janeiro - considerações geoquímicas e petrológicas. *An. 31º Congr. Bras. Geol.*, Camboriú, v. 4: 2215-2229.
- RÊGO, I.T.S.F. 1989. Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis - RJ. Tese de Doutorado, Inst. Geociências, USP, 348 p.
- ROSIER, G.F. 1957. Pesquisa geológica na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e parte vizinha do Estado de Minas Gerais. DNPM, DGM, Bol. 222, 41 p.
- RUDNICK, R.L. & TAYLOR, S.R. 1986. Geochemical constraints on the origin of Archaean tonalitic-trondhjemitic rocks and implications for lower crustal composition. In: J.B. Dawson, D.A. Carswell & K.H. Wedepohl (Eds.) *The nature of the lower continental crust*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 24, pp. 179-191.
- SAD, J.H.G. & BARBOSA, L.M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. *Contr. Geol. Petrol.*, SBGM, Núcleo de Minas Gerais, pp. 15-27.
- SAD, J.H.G. & DUTRA, C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group. *Rio de Janeiro State, Brazil. Geoch. Brasil.* 2(2): 143-165.
- SCHMIDT-THOMÉ, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. 1987. Evidence for "frozen-in" magma mixing in Brazilian calc-alkaline intrusion: the Santa Angélica Pluton, Southern Espírito Santo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4): 498-506.
- SIGA JR., O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências, USP, 140 p.
- SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. 1982. Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. *Actas, 5º Congr. Latinoam. Geol.*, Buenos Aires, 1: 349-370.
- SLUTTNER, Z. & WEBER-DIEFENBACH, K. 1989. Geochemistry of charnockitic granulites and associated amphibolitic gneisses in the coastal region of Espírito Santo,

- Brazil. Zbl. Geol. Palaont. Teil I, H. 5/6: 917-931.
- SOLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. 1987. The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espirito Santo, Brazil. Zbl. Geol. Palaont. Teil I, H. 7/8: 729-741.
- SOLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espirito Santo-Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. Zbl. Geol. Palaont. Teil I, H. 5/6: 933-945.
- WIEDEMANN, C.M. 1989. Estado atual dos conhecimentos sobre a evolução do Cinturão Móvel Brasiliano no Estado do Espirito Santo. In: 19 Simp. Geol. Sudeste, Rio de Janeiro, SBG núcleos RJ-SP, Bol. Res.: 95-96.
- WIEDEMANN, C.M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1986. Maciços intrusivos do sul do Espirito Santo e seu contexto regional. Rev. Bras. Geoc. 16(1): 24-37.
- WIEDEMANN, C.M.; PENHA, H.M.; SCHMIDT-THOMÉ, R. 1987. Granitoids of Espirito Santo and Rio de Janeiro States (excursion guide). Rev. Bras. Geoc. 17(4): 674-689.



CENOZÓICO

ALUVIÕES, SEDIMENTOS MARINHOS E ARENITOS

PRÉ-CAMBRIANO - CAMBRIANO

GRANITOS E MACIÇOS GRANITO-DIORÍTICOS

PRÉ-CAMBRIANO

MAGMATISMO PLUTÔNICO CÁLCIO-ALCALINO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

SUITE TONALITO-GRANODIORÍTICA

SUITE ENDERBÍTICA

SUITE CHARNOCKÍTICA INDIFFERENCIADA

SEQUÊNCIAS SUPRA-CRUSTAIS

COMPLEXO PARAÍBA DO SUL

SUPRACRUSTAIS INDIFFERENCIADAS

DOMÍNIO COSTEIRO

MIGMATITOS GRANÍTICOS E GRANULITOS

SILL-GRAN. CORDIERITA GNAISSES E MIGMATITOS

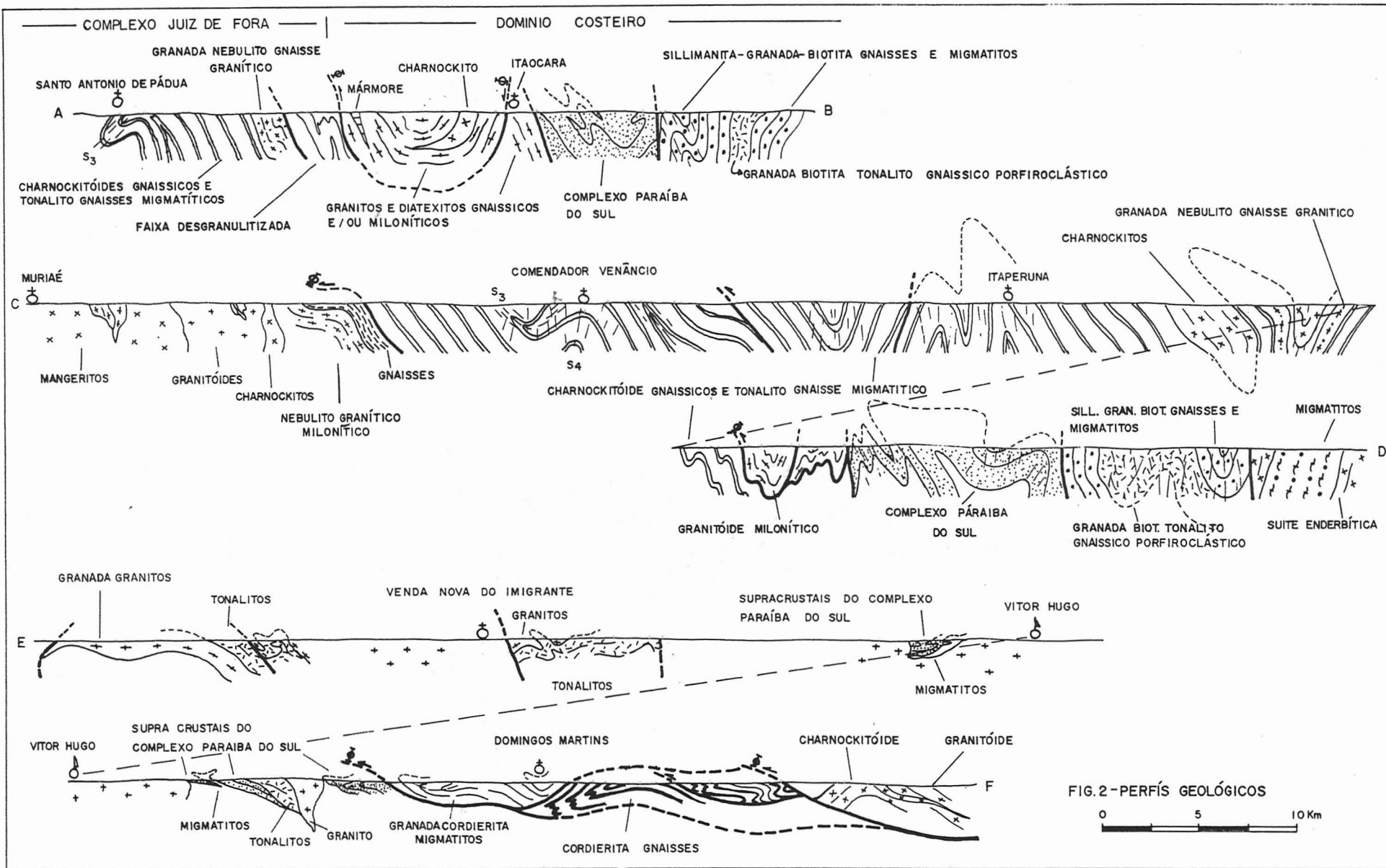
SILL-GRAN. GNAISSE MIGMATÍTICOS E NEBULITOS

GRANITO, MIGMATITO E CHARNOCKITO COM RESTOS SUPRA-CRUSTAIS

COMPLEXO JUIZ DE FORA
CHARNOCKITOÍDES E GRANITOÍDES CINZENTOS
GNAISSIFICADOS E MIGMATIZADOS. DIATEXITOS
GRANATÍFEROS E GNAISSICOS

DIATEXITOS GRANATÍFEROS E GNAISSICOS, CHARNOCKITOÍDES GNAISSICOS DESCHARNOCKITIZADOS

FIG-1- MAPA GEOLÓGICO



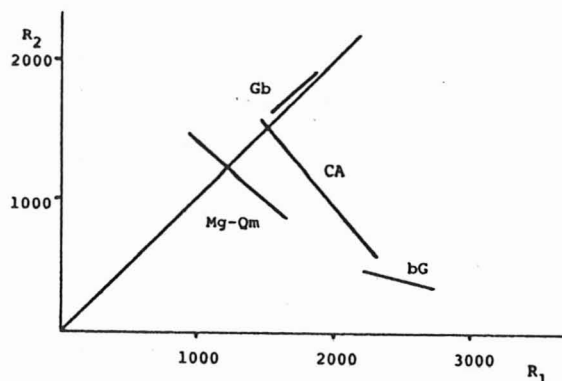
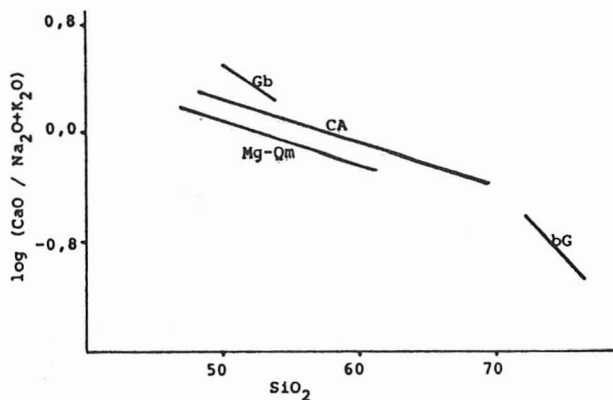


Fig. 9A - Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica para os granitóides de Muniz Freire. Gabros (Gb), sequência cálcio-álcalina (CA), monzogabro-quartzomonzonitos (Mg-Qm) e biotita granitos (bG).

Fig. 9B - Diagrama R_1 - R_2 para os granitóides de Muniz Freire. Gabros (Gb), sequência cálcio-álcalina (CA), monzogabro-quartzomonzonitos (Mg-Qm) e biotita granitos (bG).

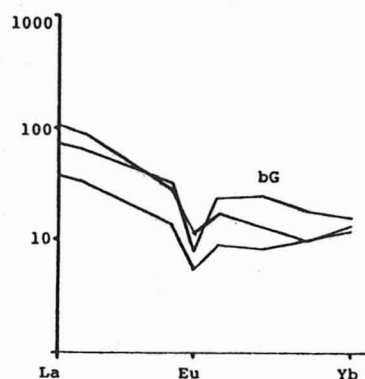
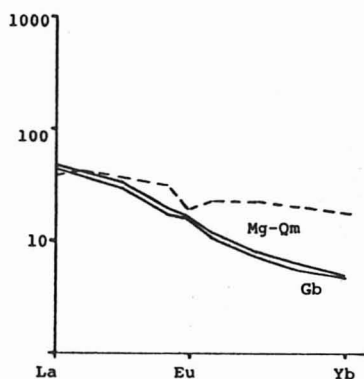
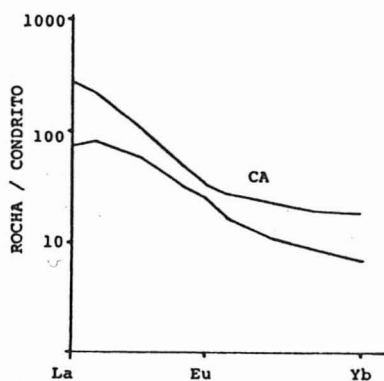


Fig. 9C - Diagramas de distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito, para os granitóides de Muniz Freire. Campo da sequência cálcio-álcalina (CA), padrões de duas amostras de gabro (Gb) e de uma amostra de monzogabro (Mg-Qm) e padrões de três amostras de biotita granitos (bG).

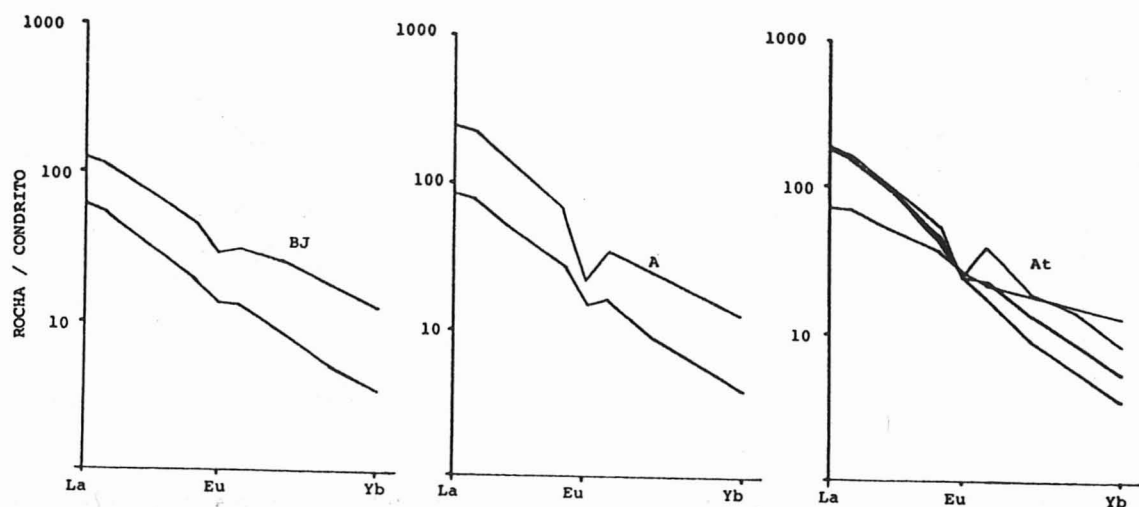


Fig. 7C - Diagramas de distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito, para: campo para os chamoctitoides Bela Joana (BJ); campo para os granitoides Angelim (A); e padrões de quatro amostras de granitoides tardios Angelim (At).

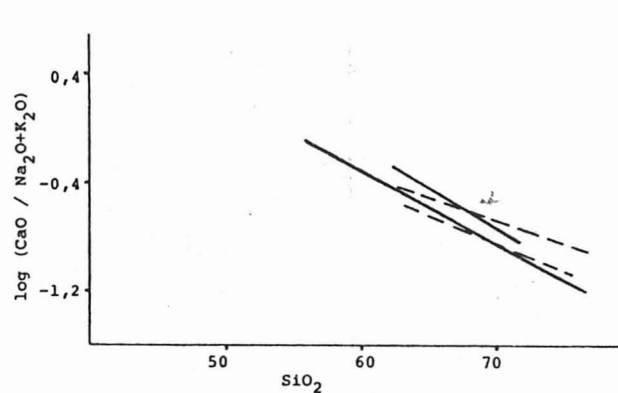


Fig. 8A - Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica para os granitoides sintectônicos (linhas contínuas) e pós-tectônicos (linhas tracejadas) do Batólito Serra dos Órgãos.

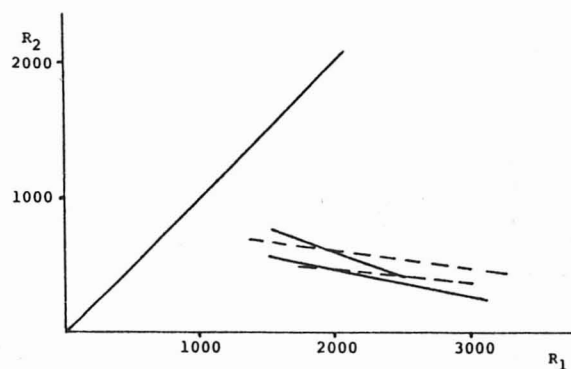


Fig. 8B - Diagrama R_1 - R_2 para os granitoides sintectônicos (linhas contínuas) e pós-tectônicos (linhas tracejadas) do Batólito Serra dos Órgãos.

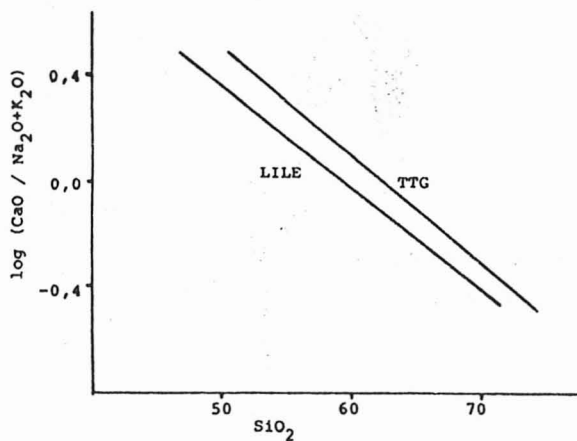


Fig. 3A - Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica (Brown 1982) para as sequências TTG e LILE da Série Chamockítica Comendador Venâncio - Itaperuna.

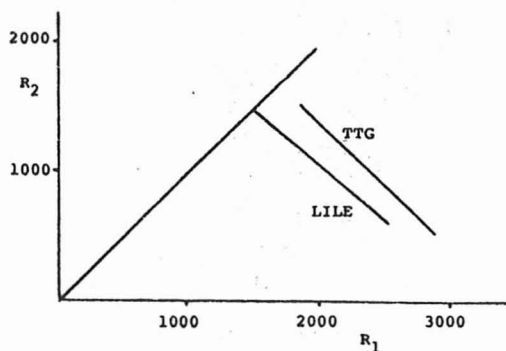


Fig. 3B - Diagrama R₁-R₂ (La Roche et al. 1980) para as sequências TTG e LILE da Série Chamockítica Comendador Venâncio - Itaperuna.

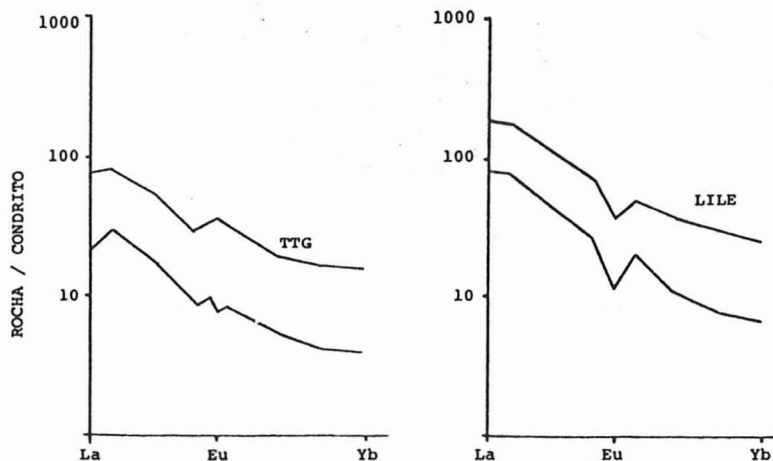


Fig. 3C - Diagramas com os campos de distribuição de elementos Terras Raras, normalizados por condrito, para as sequências TTG e LILE da Série Chamockítica Comendador Venâncio - Itaperuna.

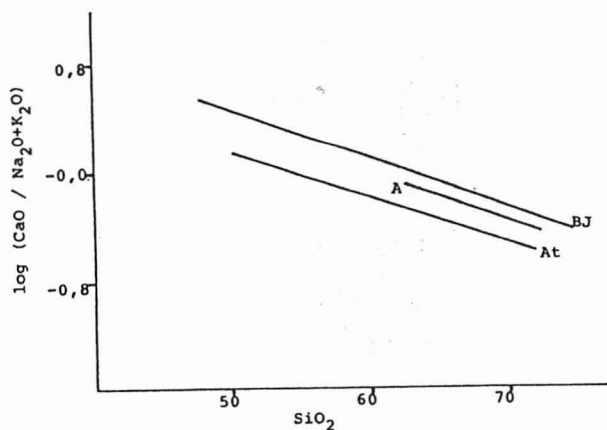


Fig. 7A - Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica para os chamockitóides Bela Joana (BJ), granitóides Angelim (A) e granitóides tardios Angelim (At).

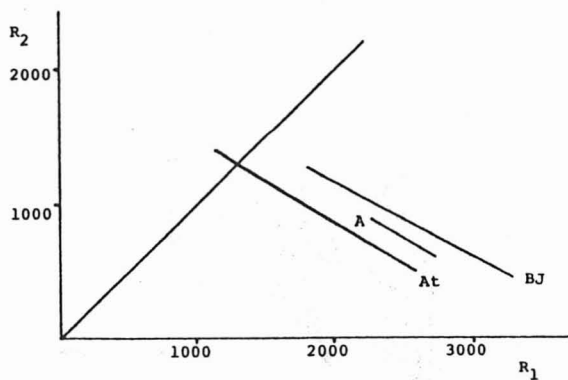


Fig. 7B - Diagrama R₁-R₂ para os chamockitóides Bela Joana (BJ), granitóides Angelim (A) e granitóides tardios Angelim (At).

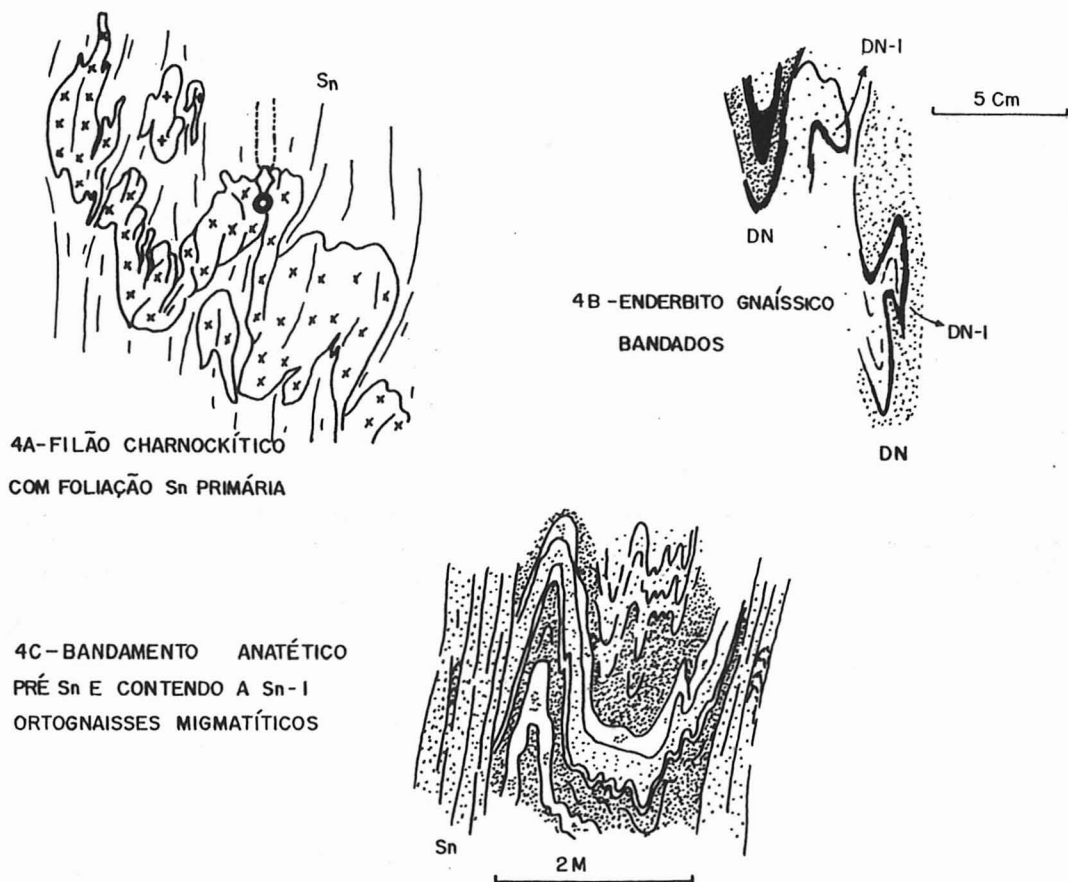


FIG-4 -ESQUEMAS DA FOLIAÇÃO S_n E PRETÉRITAS NO DOMÍNIO JUIZ DE FORA.

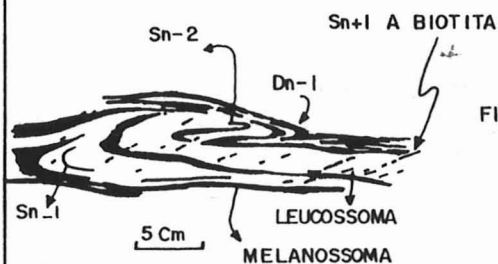


FIG-5 -ESQUEMA DA RELAÇÃO ANATEXIA x DEFORMAÇÃO EM
ORTOMIGMATITOS PARAÍBA DO SUL

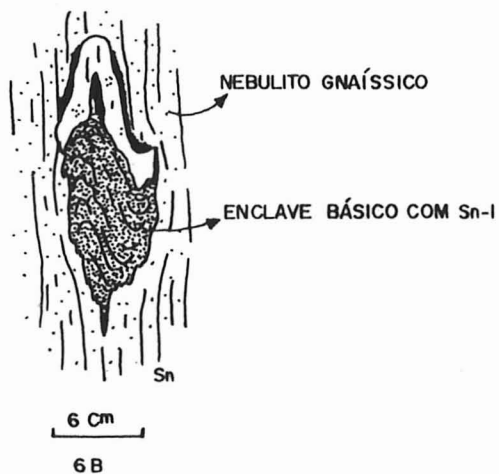
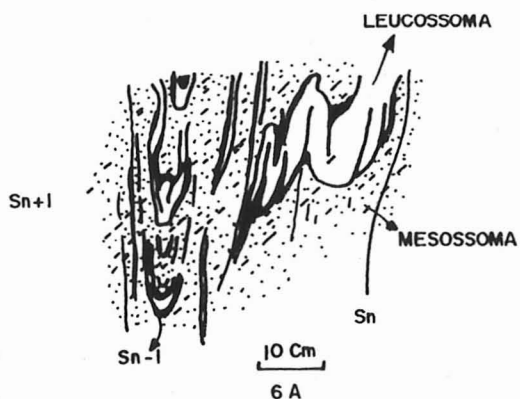


FIG-6 - ESQUEMA DAS RELAÇÕES ANATEXIA X DEFORMAÇÃO DOMÍNIO COSTEIRO