

3.4 – INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO

As figuras 22 e 23 mostram dois exemplos de integração entre resultados obtidos pelo processamento das imagens Landsat7/ETM+ e aerogeofísicas. Na figura 22, a correlação entre lineamentos extraídos do Landsat7/ETM+ e a distribuição espacial dos teores de K permitem definir dois aspectos principais: a) uma boa concordância entre os lineamentos associados à foliação metamórfica principal e o comportamento do K definindo uma compartimentação geral NE marcada pelos litotipos presentes, que caracterizam zonas de ocorrência distintas: migmatitos de protólito sedimentar e restos de embasamento (mais a N-NW); zona com abundância de diatexitos e granitóides (central) e zona sul onde ocorre o expressivo pacote de rochas quartzíticas; b) boa correlação entre os lineamentos Landsat7/ETM+ situados nos intervalos direcionais N40-50E e N50-60W e algumas estruturas lineares incipientes destacadas pela distribuição do K.

A figura 23 também mostra exemplos da concordância entre os lineamentos Landsat7/ETM+ e estruturas magnéticas evidenciadas na imagem da primeira derivada vertical.

Em resumo, os seguintes pontos merecem comentário:

- 1) Aerogeofísica: os resultados obtidos mostraram boa correlação com o padrão lito-estrutural regional conhecido, indicando que estes dados ainda podem ser melhor explorados para o aprimoramento da cartografia geológica na região. Entretanto, a baixa resolução do levantamento e falta de informações (altimetria, por exemplo) destinadas a checar o posicionamento real das anomalias, não permite que análises em escalas superiores a 1:250 000 sejam feitas;
- 2) Landsat7/ETM+: na região de estudo observou-se contraste espectral útil para a discriminação dos litotipos muito localmente, e mesmo nestes casos a resposta espectral encontra-se bastante atenuada pela ação antrópica, intemperismo e em menor grau pela vegetação. Os lineamentos extraídos apresentaram uma boa correlação com os dados estruturais obtidos no campo e aerogeofísicos. Adicionalmente ajudaram a definir o quadro estrutural geral da área, o qual considera a presença de uma foliação metamórfica de alta temperatura sendo deformada durante as diferentes fases evolutivas do Lineamento Pernambuco.

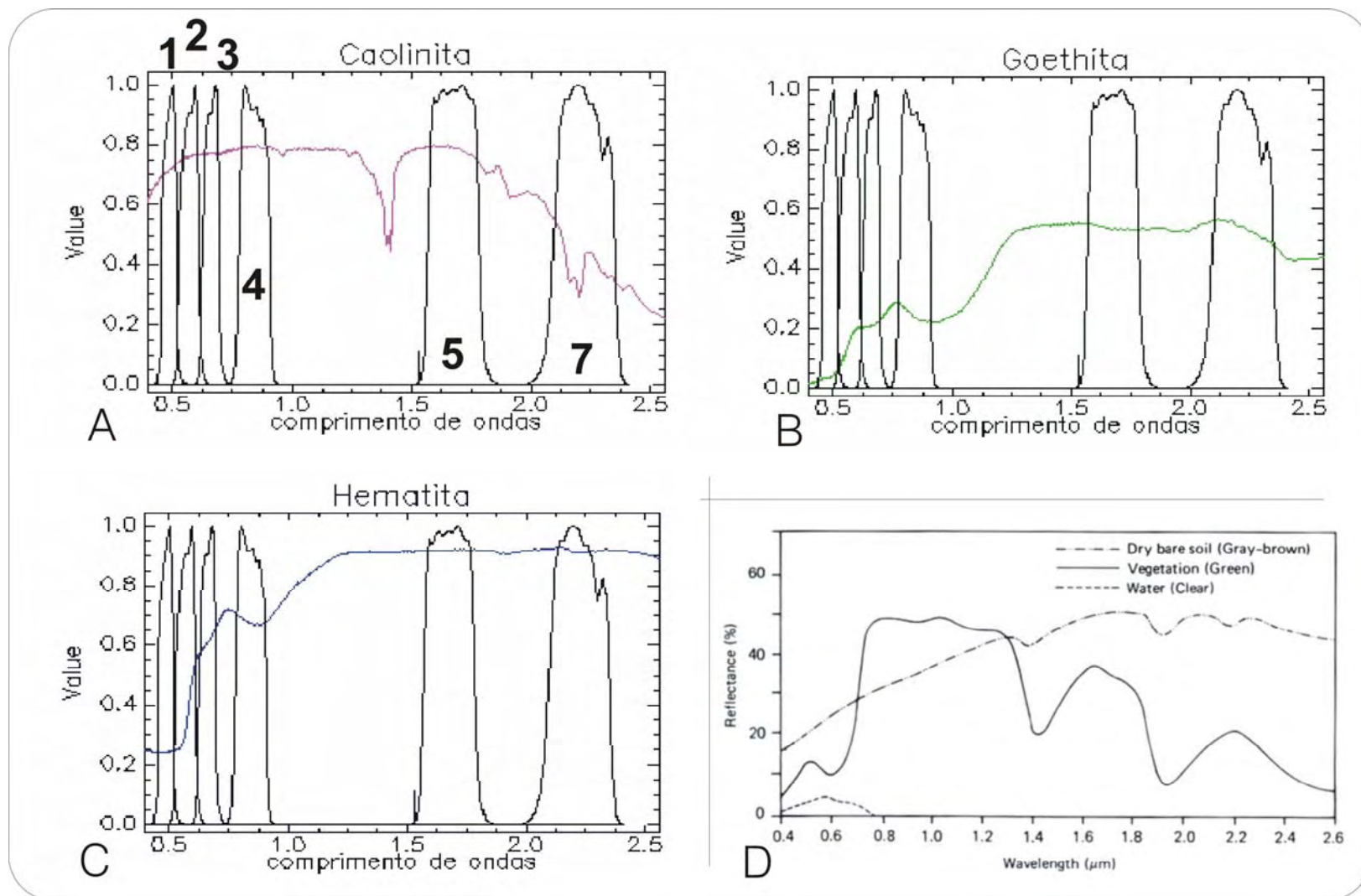


Figura 16 - Assinaturas espectrais dos minerais de alteração ao longo do espectro eletromagnético entre o intervalo de 0.4 a 2.5μm. Nas figuras os números de 1 a 7 indicam as principais bandas de captação do LANDSAT 5 e 7 (bandas termais e pancromática de 15 metros de resolução espacial não incluídas). 16A. comportamento espectral da caolinita (reflexão na banda5 e absorção na banda7); 16B. goethita (reflexão na banda 3 e absorção na banda1); 16C. hematita (reflexão na banda 3 e absorção na banda1). Fonte: biblioteca espectral USGS/ENVI. 16D: comportamento espectral médio para água, solo e vegetação (fonte: adaptada de Lillesand & Kieffer, 1992).

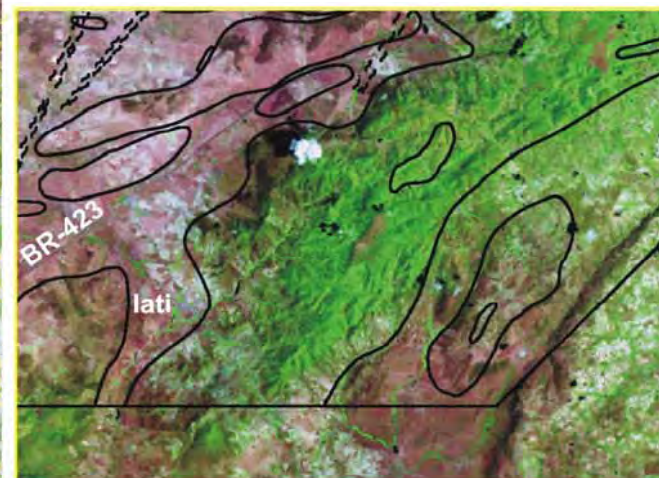
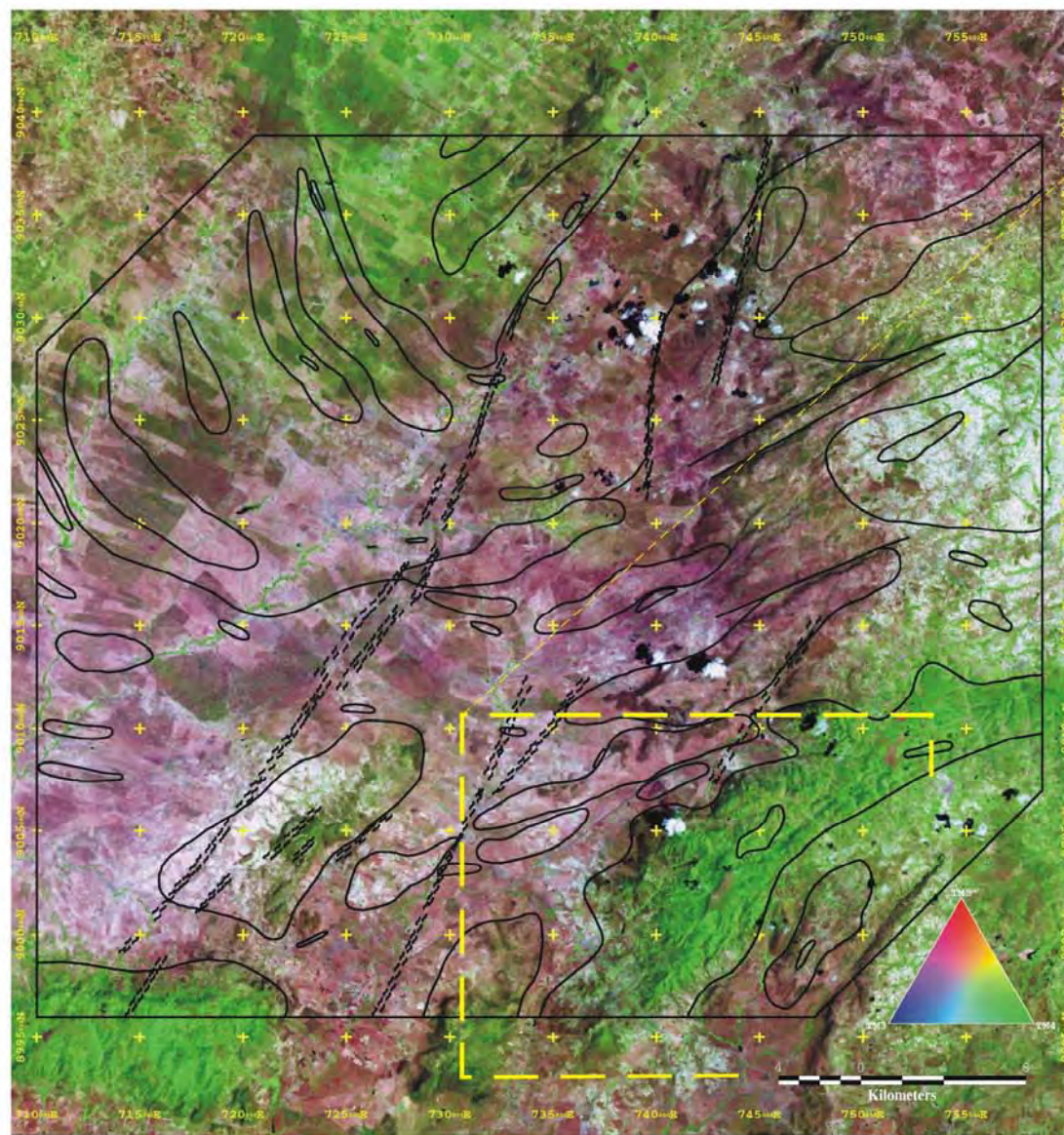
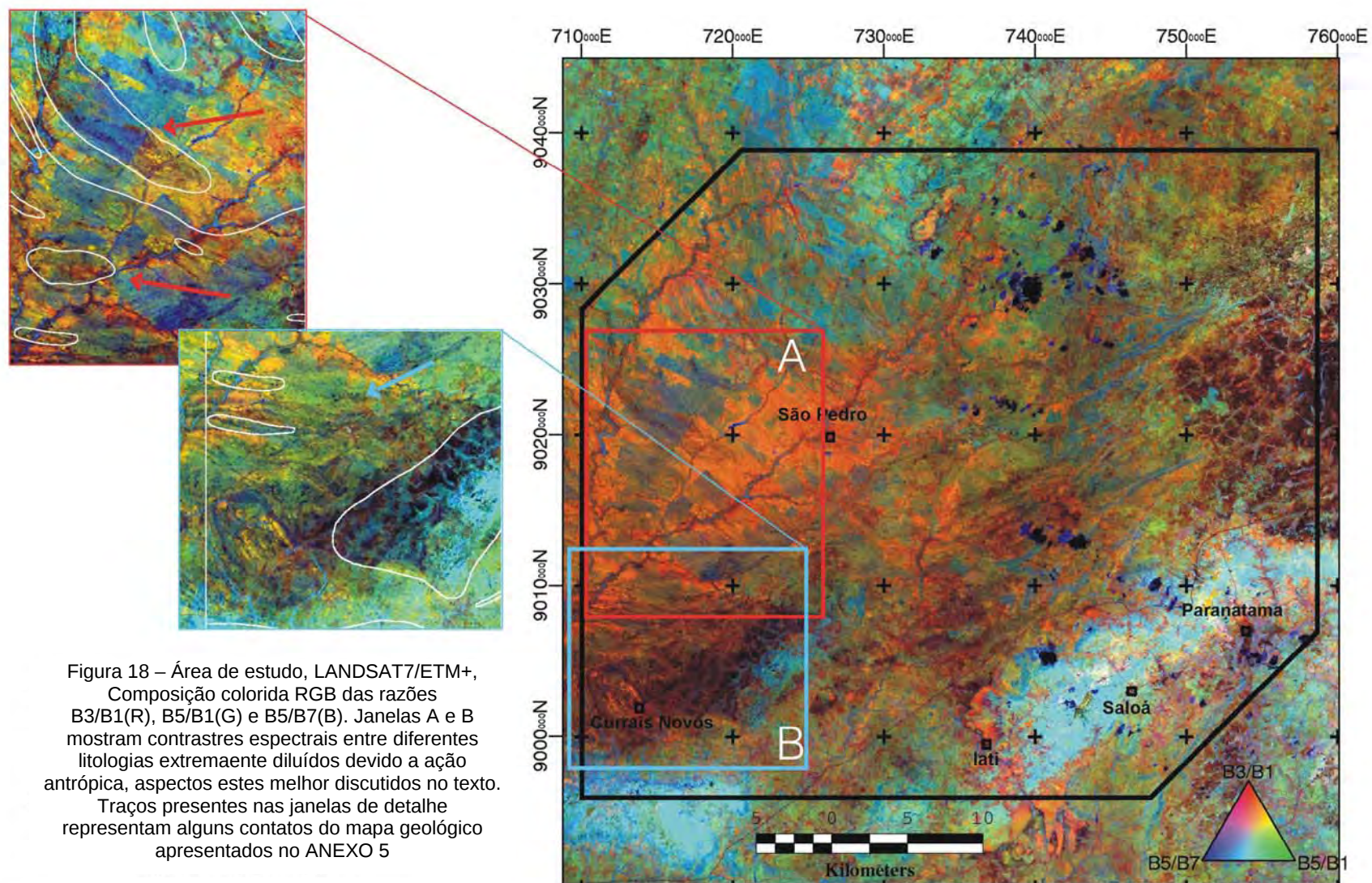


Figura 17 – Área de estudo,
LANDSAT7/ETM+,
Composição colorida falsa cor RGB-543.
Sobrepostos em negro: traços geológicos do
Mapa presente no ANEXO 5



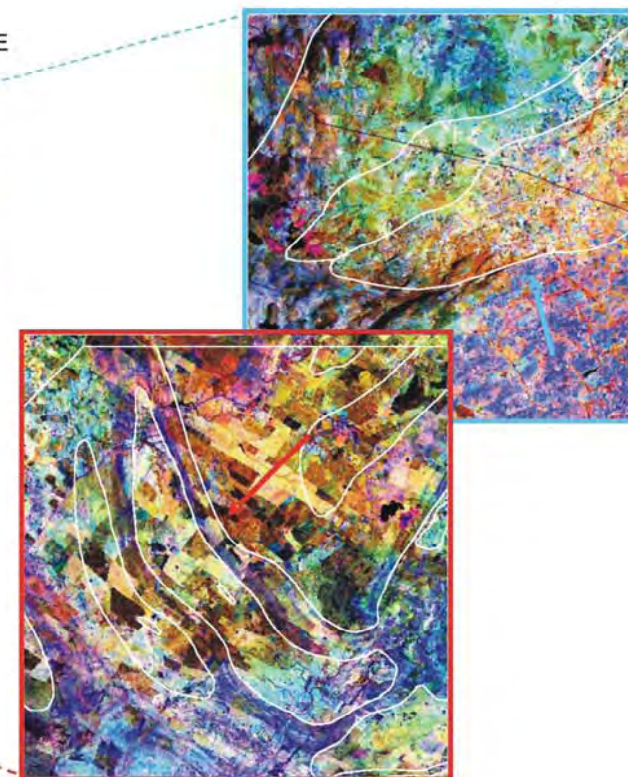
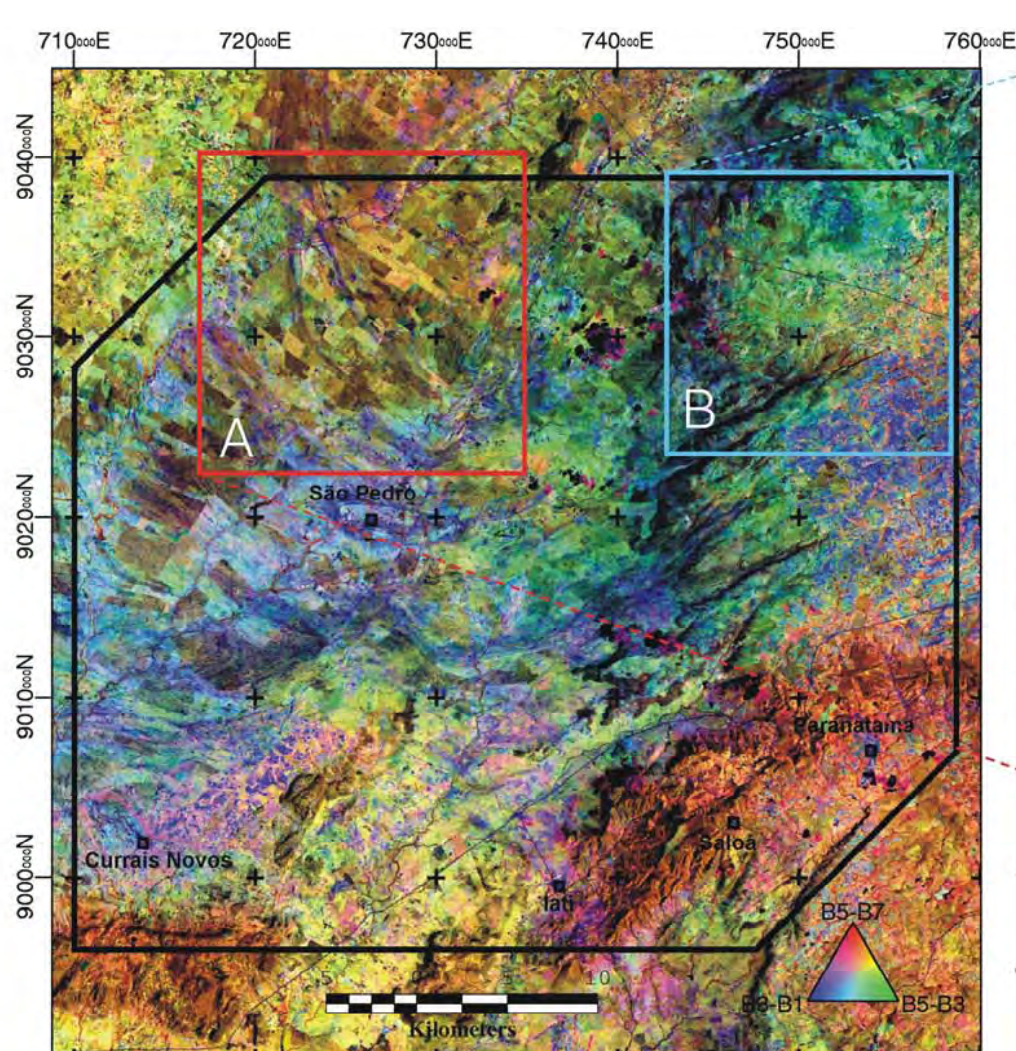


Figura 19 - Composição colorida RGB das subtrações B5-B7 (R), B5-B3 (G) e B3-B1(B).

Janela A: destaca contrastes espectrais entre diferentes litotipos e feições de dobramento afetando a foliação principal.

Janela B: comportamento espectral distinto entre migmatito diatexitico (sul) e biotita sienogranito róseo (norte, seta azul), em grande parte devido à ação antrópica e vegetação na região.

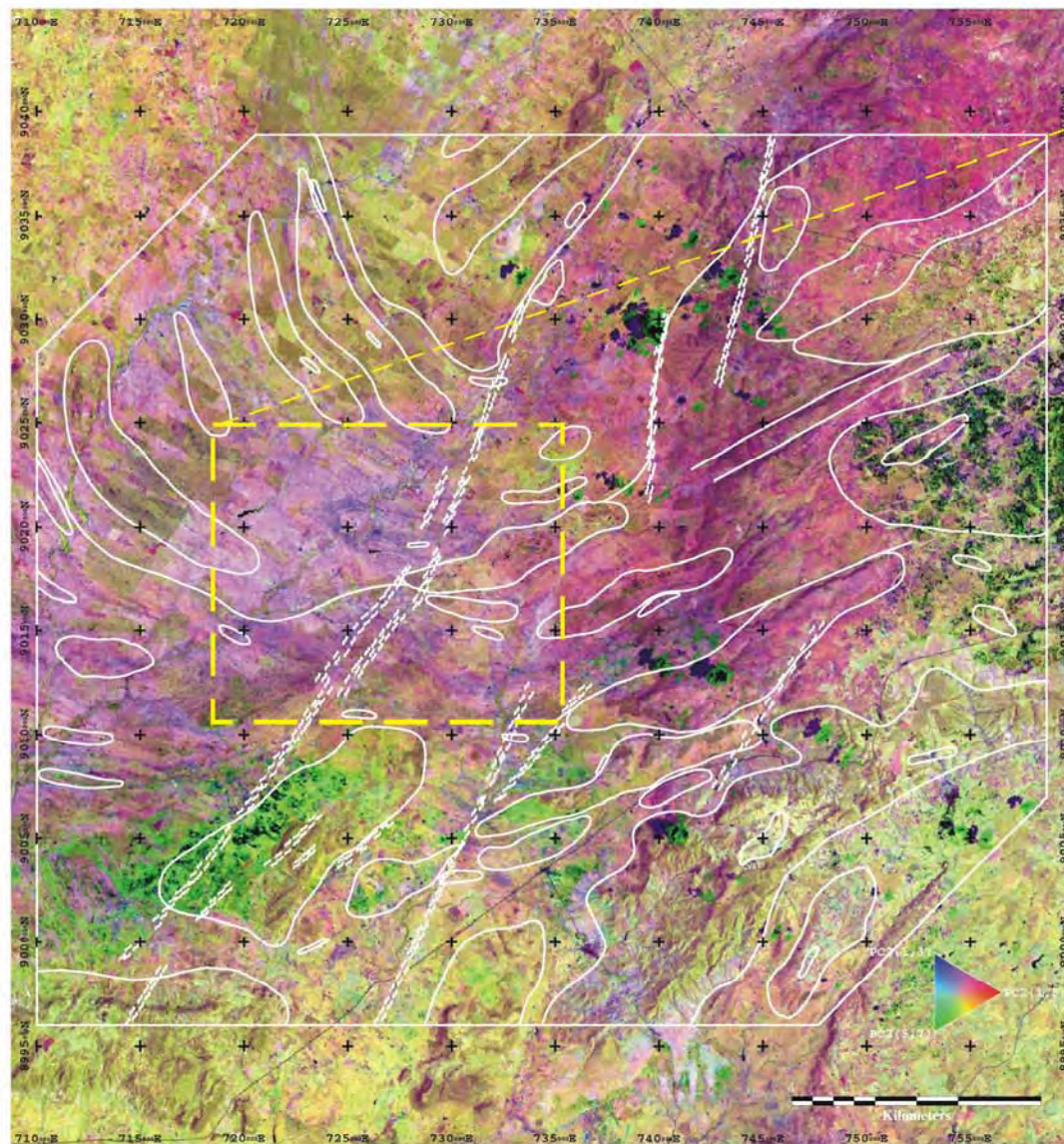
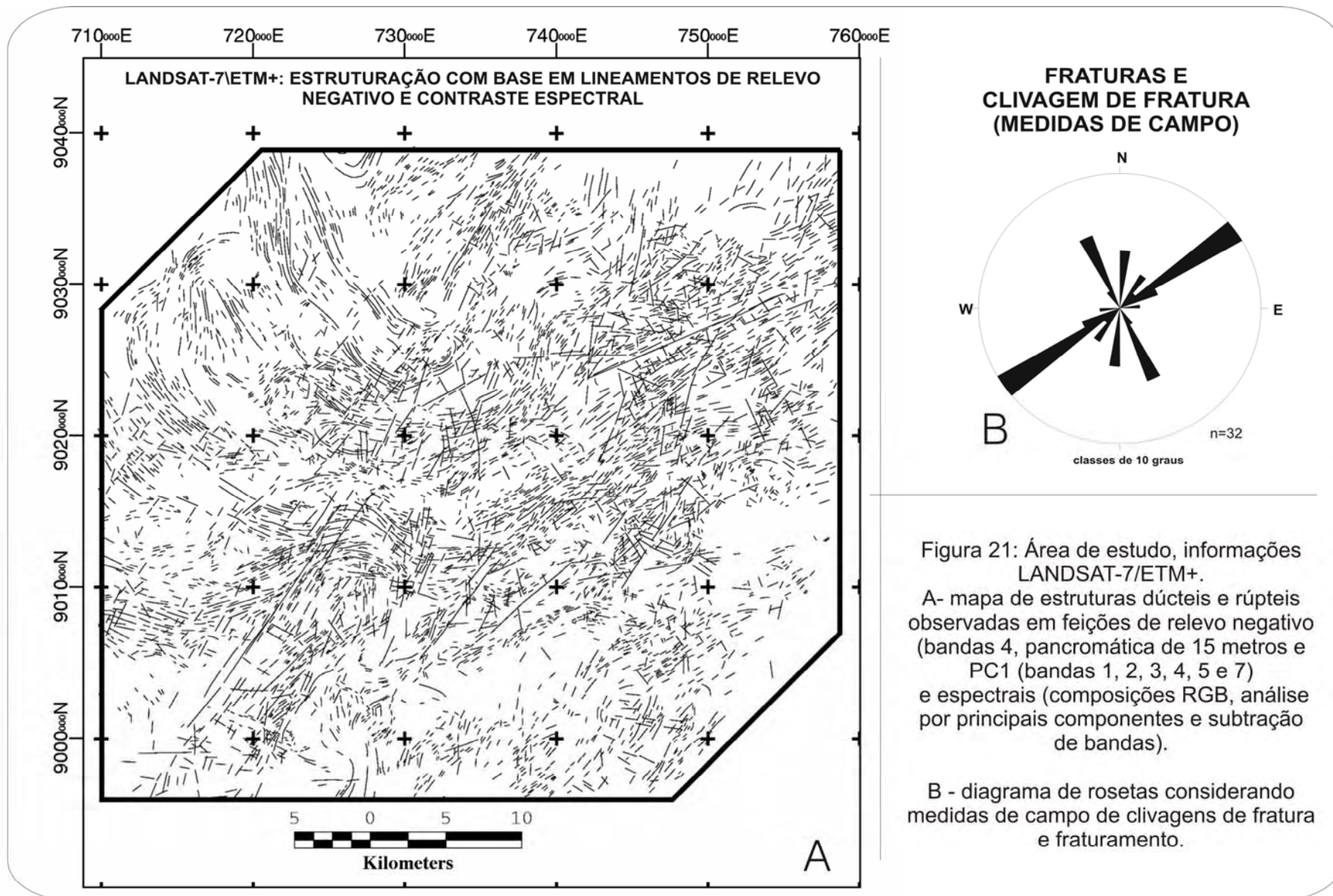


Figura 20 – Composição colorida RGB das segunda principal componente proveniente dos conjuntos B5-B1 (R), B5-B7 (G) e B3-B1(B). Os traços geológicos sobrepostos são os presentes no mapa do ANEXO 5



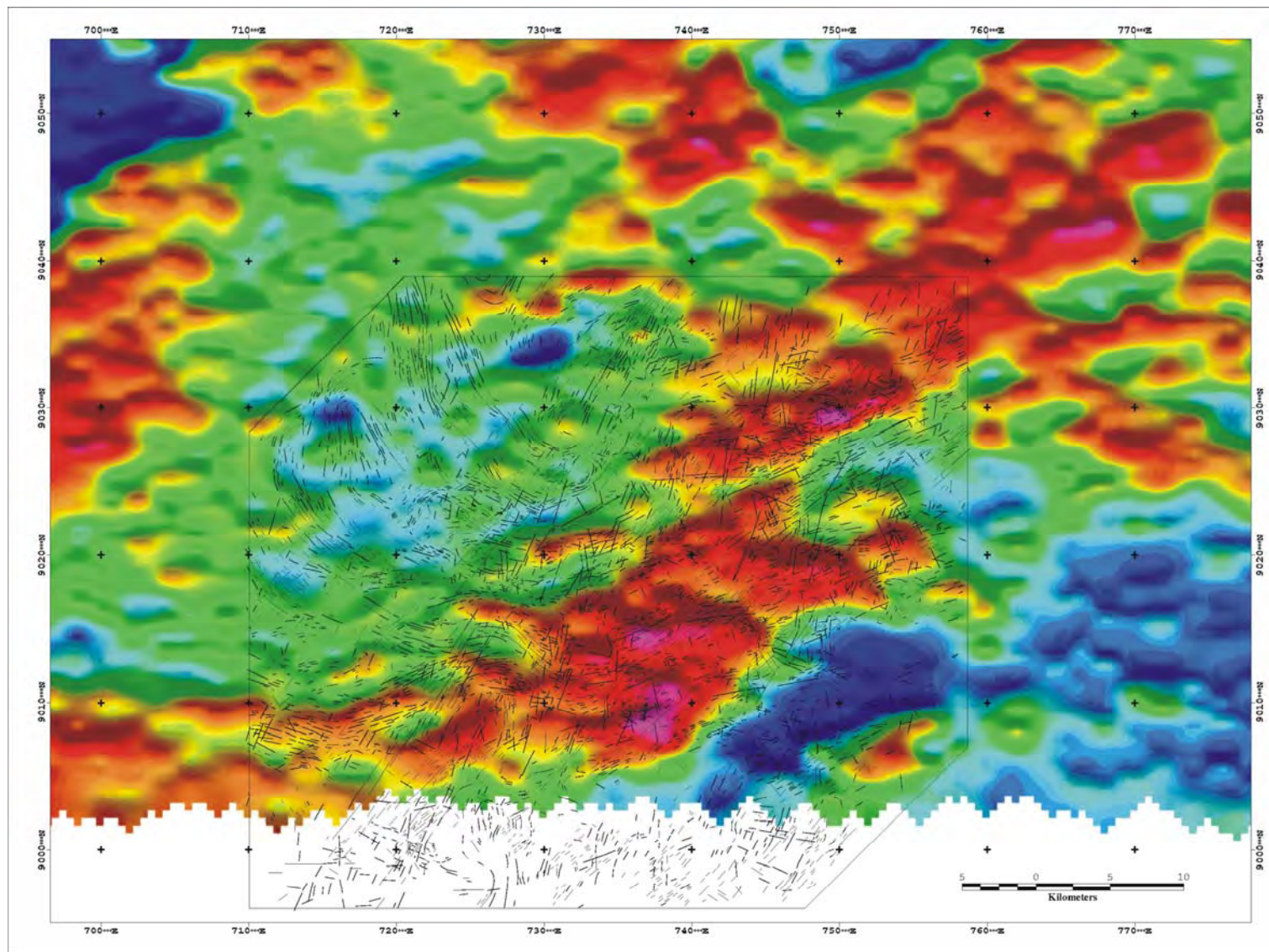


Figura 22: Área de estudo e adjacências, informações estruturais extraídas das imagens LANDSAT-7/ETM+ sobrepostas ao canal do potássio sombreado para norte.

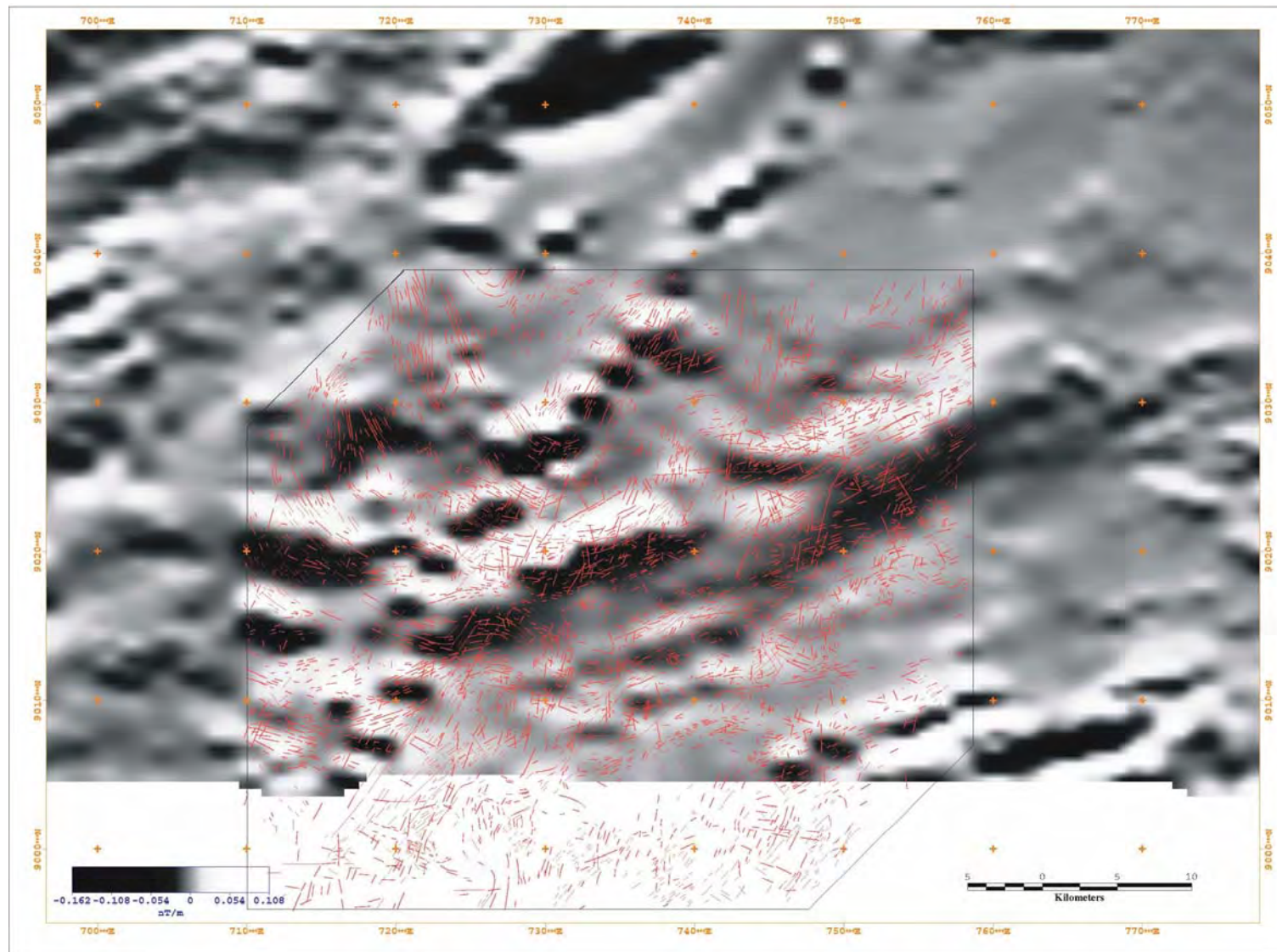


Figura 23: Área de estudo e imediações. Informações estruturais extraídas das imagens LANDSAT-7/ETM+ (em vermelho) sobrepostas à estruturação fornecida pela imagem magnetométrica da primeira derivada vertical.

PARTE II

***ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS: PROVÁVEL EMBASAMENTO
PALEOPROTEROZÓICO***

ROCHAS SUPRACRUSTAIS E MIGMATITOS DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

ROCHAS METABÁSICAS

MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO

CAPÍTULO 4 - ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS: PROVÁVEL EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

4.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentadas as principais características dos ortognaisses migmatíticos, considerados aqui como sendo o provável embasamento paleoproterozóico presente na área de estudo. Os dados isotópicos obtidos permitiram esboçar uma evolução crustal iniciada no paleoproterozóico e ainda o registro do resfriamento metamórfico na região. Sobre o metamorfismo, os resultados de química mineral sugerem a atuação de um evento metamórfico de alta temperatura e média pressão, situada aproximadamente na transição da fácies anfibolito alto para granulito.

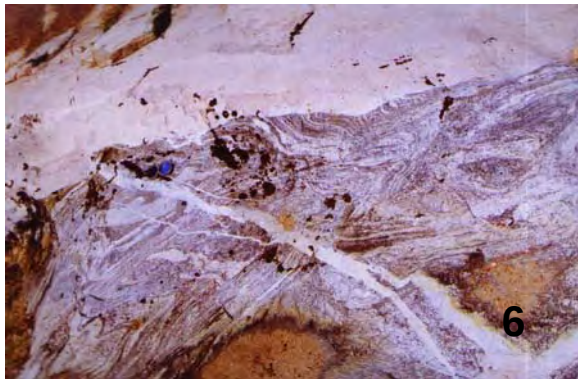
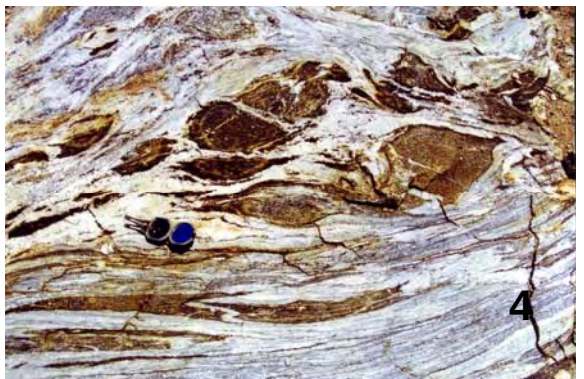
4.2 - MODO DE OCORRÊNCIA E PETROGRAFIA

Os ortognaisses migmatíticos compreendem uma associação de rochas a anfibólio e biotita de composição tonalítica a quartzo-diorítica. São ainda caracterizados por variado grau de retrabalhamento, ocorrendo desde rochas parcialmente migmatizadas com porções gnáissicas mais preservadas a rochas intensamente migmatizadas com porções metatexíticas a diatexíticas mais jovens e de provável idade neoproterozóica. Essa associação litológica ocorre preferencialmente na região centro-norte da área de estudo e como corpos menores em meio aos migmatitos de protólito sedimentar e granitóides.

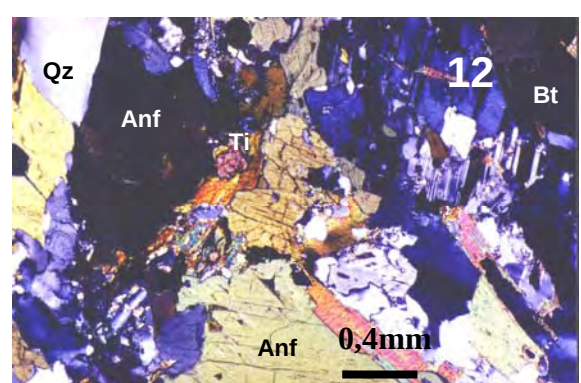
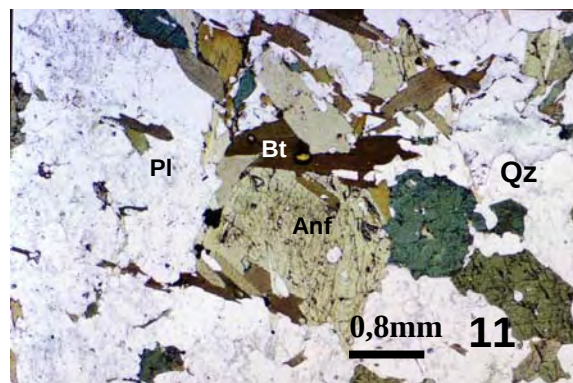
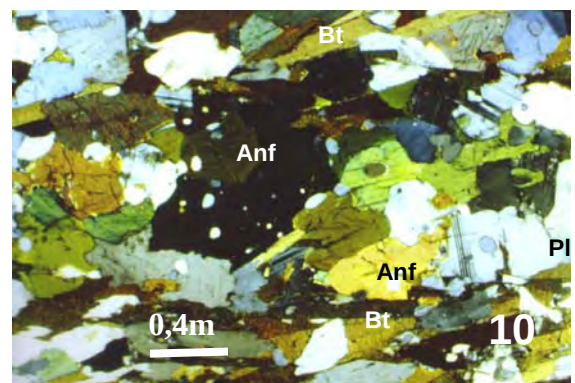
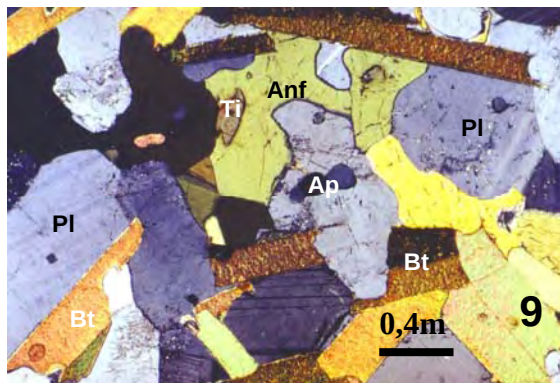
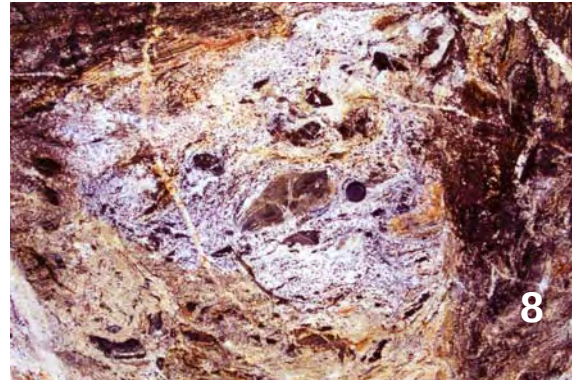
As porções mais preservadas ocorrem tanto no extremo oeste da área como nas proximidades do vilarejo de Santo Antônio, na região centro-norte. Geralmente são corpos de dimensões menores, os quais estão expostos como lajedos e/ou na forma de blocos soltos. São caracterizados principalmente pela estrutura gnáissica, a localmente dobrada. Exibem ainda, textura granoblástica de granulação média a grossa e coloração cinza escuro. São constituídos essencialmente por anfibólio, biotita e plagioclásio com composição predominantemente quartzo-diorítica (Fotografias 1, 2 e 3). Em seção delgada, as porções mais preservadas apresentam textura granoblástica com contatos poligonais entre grãos. Os minerais essenciais são plagioclásio (30-40%), quartzo (3-15%), anfibólio (20-30%) e biotita (15-27%), e minerais acessórios como apatita, titanita, hematita e clorita. Os cristais de plagioclásio são euédricos a sub-euédricos com geminação poli-sintética e

localmente estão pouco alterados (sericitizados). O contato entre o plagioclásio e o anfibólio é geralmente lobado. São observadas ainda inclusões de quartzo e apatitas arredondadas no plagioclásio. O anfibólio é sub-euédrico de coloração bege a verde oliva e encerram ainda cristais de titanita com forma elipsoidal. A biotita tem forma sub-euédrica, com coloração marrom escuro a avermelhado e ocorre de forma dispersa na rocha. A biotita altera-se para clorita como produto do metamorfismo retrogressivo (Fotografia – 9).

As porções mais retrabalhadas predominam e exibem estruturas migmatíticas metatexíticas a diatexíticas. As principais ocorrências dessas porções foram mapeadas a noroeste da área de estudo. Ocorrem geralmente como corpos alongados e sinuosos com direção preferencial NW-SE em meio aos migmatitos de protólito sedimentar. Caracterizam-se pela estrutura estromática a *schollen* com mesossoma constituído por anfibólio-biotita gnaisses de coloração cinza claro a cinza escuro e leucossoma quartzo-feldspáticos de granulação média e de composição granodiorítica a tonalítica (Fotografia 4). Níveis anfibolíticos com espessura variada (centimétricos a métricos) ocorrem preservados em meio aos ortognaisses migmatíticos em questão (Fotografia 5). Na parte sul da área de estudo as porções mais retrabalhadas ocorrem na forma de enclaves angulosos a sub-angulosos de tamanhos variados alojados nos granitóides peraluminosos ou ainda seccionados discordantemente por veios aplíticos e pegmatíticos (Fotografia 6 e 7). O mesossoma dos ortognaisses migmatíticos é geralmente um anfibólio biotita gnaisses de composição tonalítica a quartzo-diorítica. Em meio ao migmatito metatexítico foram observadas porções diatexíticas portadoras de pequenos fragmentos dioríticos preservados (Fotografia 8). Microscopicamente, o mesossoma dos ortognaisses migmatíticos apresenta textura granoblástica com níveis lepidoblásticos associados a ocorrência de biotita. São constituídos basicamente por plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, titanita, opacos e apatita. O plagioclásio com geminação poli-sintética ocorre como grânulos sub-euédricos em contato poligonal entre si e irregular com o quartzo. Geralmente o plagioclásio apresenta muitas inclusões de quartzo o que sugere que a rocha é saturada em sílica. O quartzo é poli-cristalino com extinção ondulante e geralmente apresenta textura granular. O anfibólio é geralmente sub-euédrico e exibe coloração verde oliva a bege. Inclusões arredondadas de quartzo e plagioclásio são comuns no anfibólio. Cristais de titanita euédricas a sub-euédricas com forma preferencialmente elipsoidal ocorrem inclusos no anfibólio. Lamelas de biotita de coloração marrom claro a marrom esverdeada em associação com minerais opacos são freqüentes ao redor do anfibólio. Em algumas amostras as lamelas de biotita definem a foliação da rocha. Inclusões de zircão e monazita são comuns nas biotitas (Fotografias 10, 11 e 12).



Fotografias - 1 - Blocos de ortognaisses a anfibólio e biotita (amostra log-215); 2 - Ortognaisses a anfibólio e biotita de composição quartzo-diorítica, sendo cortado discordantemente por injeções de leucogranito (log-63); 3 - Migmatito dobrado com mesossoma diorítico a anfibólio e biotita, destaque para a figura de interferência no centro da fotografia (log-63), escala: bússola; 4 - Migmatito estromático a *schollen* com mesossoma anfibólio-biotita gnaisses e leucossoma granodiorítico (log-109), escala bússola; 5 - Migmatito metatexítico com porção anfibolítica preservada, afloramento log-109; 6 - Migmatito metatexítico com mesossoma diorítico contendo anfibólio e biotita, sendo seccionado por biotita monzogranito (log-175).



Fotografias – 7 - Migmatito metatextítico com mesossoma anfibolito biotítico gnaisse seccionado discordantemente por veios aplíticos e pegmatíticos (log-20); escala tampa da lente fotográfica; 8 - Porção mais diatexítica em meio ao migmatito metatextítico com dioritos preservados (log-20); 9 - Plagioclásio em contato poligonal entre grãos e contato irregular com o anfibólio (log-63). Luz polarizada; 10 - Cristais de quartzo arredondados ocorrem inclusos no plagioclásio e anfibólio, sugerindo a saturação de sílica, e as lamelas de biotita definem a foliação da rocha diorítica (log-215). Luz polarizada; 11 - Cristais sub-euédricos de hornblenda geralmente estão envoltos por lamelas de biotita, e o contato entre os minerais é predominantemente irregular (log-175). Luz natural; 12 - Cristais anédricos de titanita ocorrem entre o anfibólio sub-euédricos e a biotita (log-20). Luz polarizada.

4.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Para o estudo de geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total e datação ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita foi selecionada apenas uma amostra (log-215) representada por um ortognaisse migmatítico a anfibólio e biotita coletada no extremo oeste da área pesquisada (Fotografia - 1). A amostra é caracterizada pela estrutura gnaissica, textura granoblástica e coloração cinza escuro. Os resultados isotópicos de Sm e Nd e a idade modelo T_{DM} são apresentados na tabela 2. Em relação aos dados de ^{40}Ar - ^{39}Ar , os dados isotópicos obtidos encontram-se listados no ANEXO 1.

Tabela 2 - Dados isotópicos de Sm e Nd do ortognaisse migmatítico (log-215). Análise efetuada no *CPG/IGc/USP

Amostr a	Litologia	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$	erro	$\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$	Erro	ϵNd (0)	ϵNd (2.0Ga)	T_{DM} (Ga)
log- 215*	Hornblenda biotita gnaisse	54,339	12,758	0,1420	0.0005	0,512162	0.000013	-9,29	4,67	1,9

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd – A amostra log-215 apresenta uma idade modelo T_{DM} de 1,9Ga associada a um valor de ϵNd_t (2.0 Ga) de 4,67. Esta assinatura isotópica sugere que essas rochas apresentam residência crustal que remonta ao paleoproterozóico (1,9Ga), e o valor do ϵNd_t (2.0Ga) positivo indica influência de fonte juvenil na sua formação.

Os dados isotópicos aqui apresentados permitem aventar a possibilidade dos ortognaisses migmatíticos serem os prováveis representantes do embasamento paleoproterozóico da área pesquisada. Essa possibilidade é fundamentada também na idade paleoproterozóica (~2,0Ga) obtida por Neves *et al.*, (2004) em ortognaisses dioríticos e graníticos localizados a norte da área de estudo, nas proximidades do município de Caruaru (PE). Os dados aerogeofísicos sugerem uma continuação desta ocorrência na área pesquisada como visto no capítulo anterior. Neste caso as rochas em questão podem ser seus representantes.

GEOCRONOLOGIA ^{40}Ar - ^{39}Ar EM BIOTITA – Foram analisados dois grãos de biotita do ortogneisse da amostra log-215. O primeiro grão de biotita analisado evidenciou um platô com idade de $558,9 \pm 1,4$ Ma (Figura 24A). O segundo grão de biotita analisado apresentou resultado similar ao observado anteriormente, com uma idade de $559,8 \pm 0,9$ Ma (Figura 24B). As idades em torno de 559 Ma obtidas nos cristais de biotita analisados são consideravelmente precisas uma vez que não foram encontradas evidências de justaposição do sistema isotópico em questão. Deste modo, esta idade é interpretada como sendo o resfriamento final do metamorfismo presente na amostra analisada.

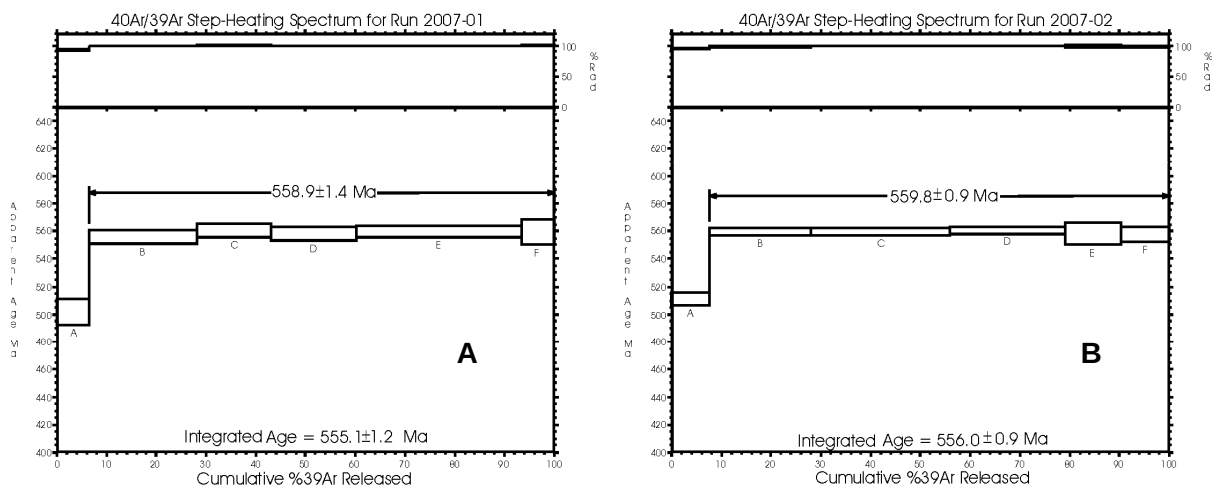


Figura 24 – Espectros de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar encontrados para as biotitas do ortogneisse migmatítico (amostra log-215).

4.4 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

Quatro amostras dos ortognaisses migmatíticos foram analisadas para a quantificação dos elementos maiores, traços e terras-raras. Em relação a representatividade das amostras, duas correspondem a porções gnaíssicas menos retrabalhadas (log-63 e log-215), e as demais são do mesossoma a anfibólio e biotita da porção mais intensamente migmatizada (log-175 e log-117). Os resultados das análises efetuadas encontram-se listados no ANEXO 2.

Os ortognaisses migmatíticos são rochas de composição intermediária, mostram teores de SiO_2 variando de 51,8 a 60,96%. Em relação aos demais elementos maiores, foram observados valores elevados de CaO (4.99-7.23%), MgO (3.13-4.53%), Na_2O (3.25 a 4.16%) e Fe_2O_3 (7.75 a 9.52%). Estas composições são coerentes com o elevado volume de minerais ferro-magnesianos como a biotita e minerais cálcicos como o anfibólio.

Dentre as amostras analisadas, foram observadas variações composicionais significativas entre as porções gnaíssicas mais preservadas daquelas migmatizadas. As porções gnaíssicas mais preservadas mostram a concentração de SiO_2 com valores mais baixos (51,8 a 52,3%), e as porções migmatizadas metatexíticas a diatexíticas mostram valores de SiO_2 mais elevados (56,2 a 60,96%). Para analisar melhor essa variação composicional foi confeccionada uma série de diagramas de variação do tipo Harker com base no teor de SiO_2 *versus* elementos maiores e traços. Os diagramas de variação mostram *trends* lineares com correlação negativa para Al_2O_3 , MgO, Ca_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Nb e Sr (Figuras 25 e 26). Os *trends* lineares observados sugerem principalmente a retenção do anfibólio, biotita e plagioclásio durante o processo de migmatização.

Os ortognaisses migmatíticos são rochas de composição metaluminosa com afinidade geoquímica cálcio-alcálica (Figuras 27e 28).

O padrão de distribuição dos ETRs é fracionado com razões $(\text{La/Lu})_N$ variando de 6.1 a 9.6. No geral, os ortognaisses migmatíticos são caracterizados pela ausência de anomalia de Eu, porém a amostra (log215) mostra anomalia negativa de Eu sugerindo fracionamento de plagioclásio residual (Figura 29A).

No diagrama multi-elementar com valores normalizados para condrito de Thompson *et al.* (1984), as rochas em questão mostram padrão de distribuição com leve enriquecimento em incompatíveis (Ba e Rb) e depressões discretas de Nb e Ta (Figura 29B).

Em relação à ambiência tectônica, as proporções entre Nb/Y e $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$ segundo a proposta de Pearce *et al.* (1984) indicam que os ortognaisses foram gerados em ambiente de arco vulcânico (Figura 30).

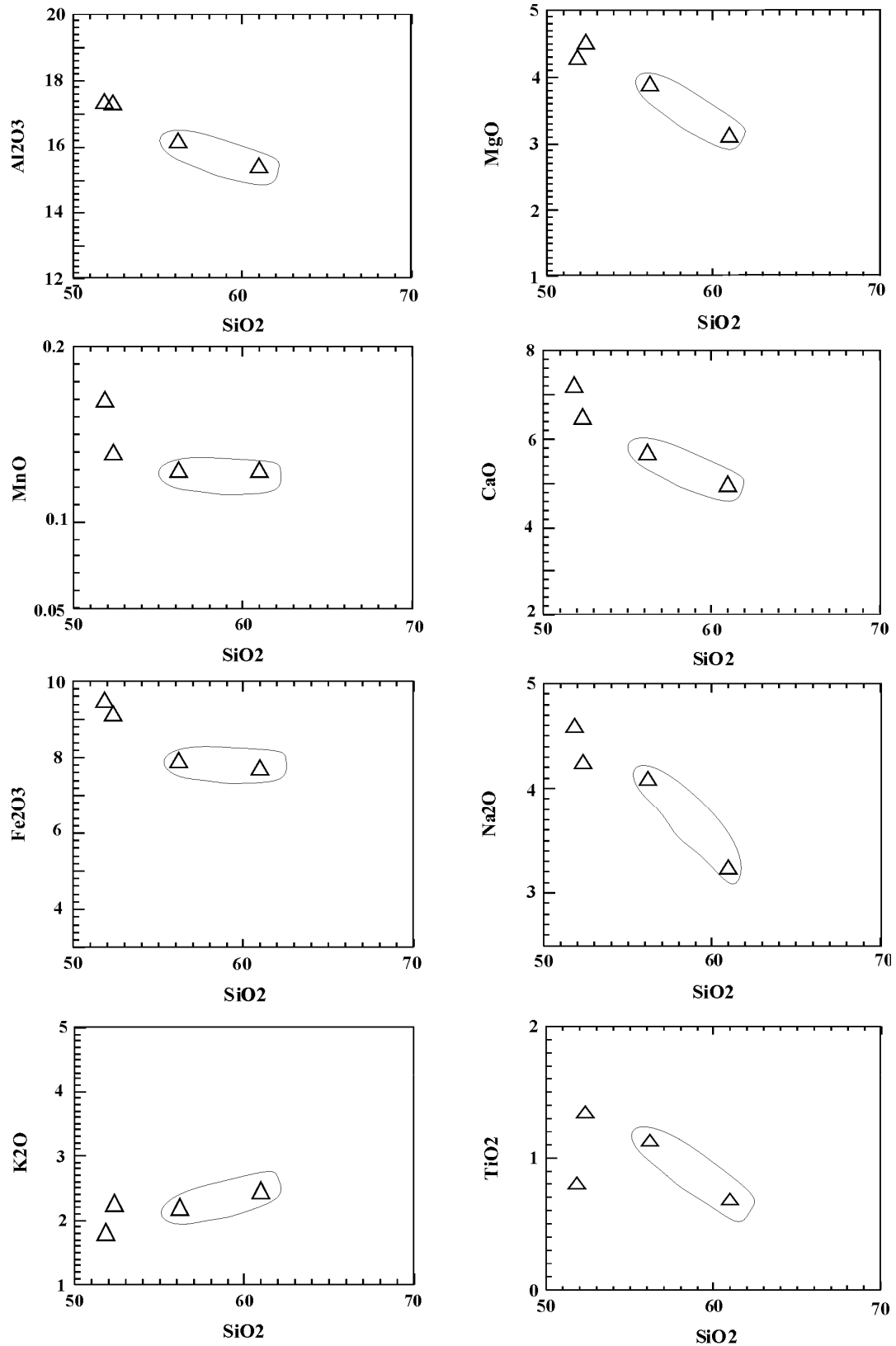


Figura 25 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores *versus* SiO₂ para os ortognaisses migmatíticos. As amostras agrupadas correspondem aos ortognaisses mais retrabalhados.

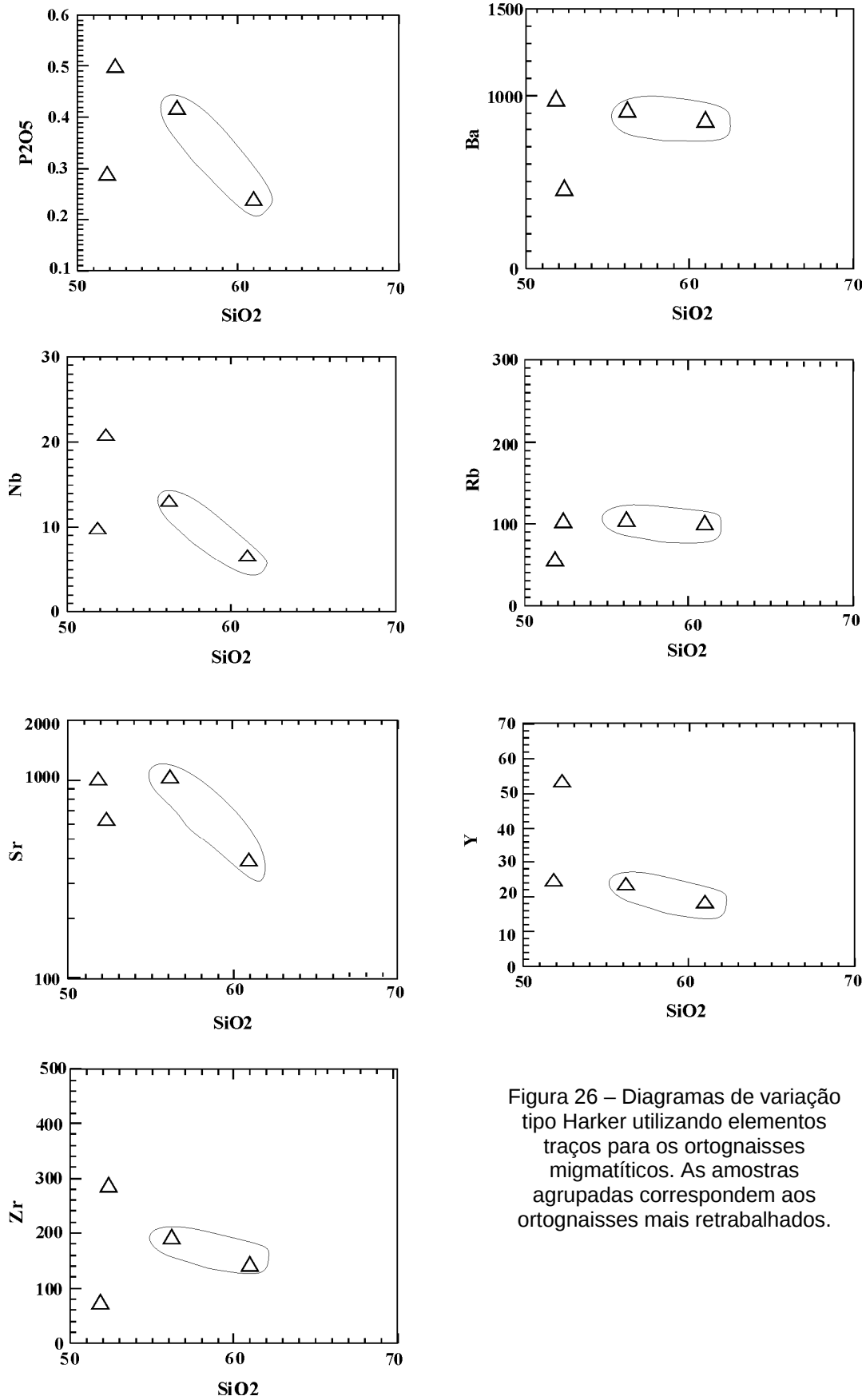


Figura 26 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos traços para os ortogneisses migmatíticos. As amostras agrupadas correspondem aos ortogneisses mais retrabalhados.

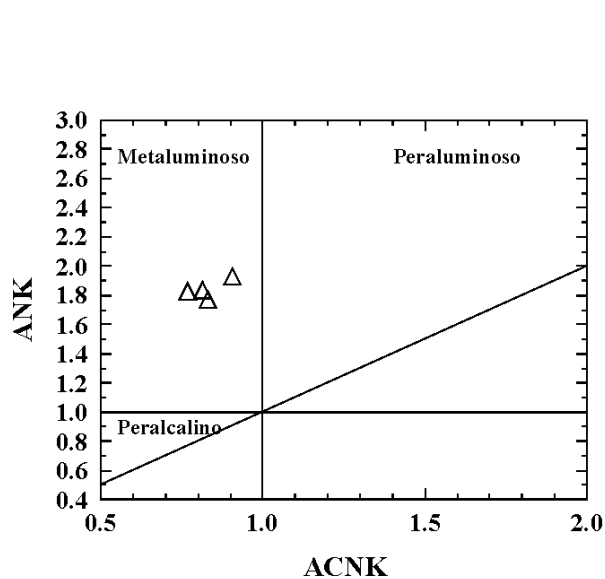


Figura 27 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ baseado no índice de Shand com os campos de Maniar & Piccoli (1989) para ortognaisses migmatíticos.

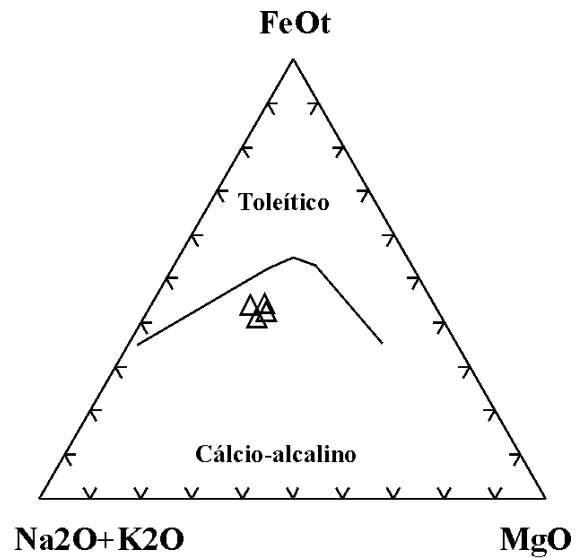


Figura 28 – Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses migmatíticos.

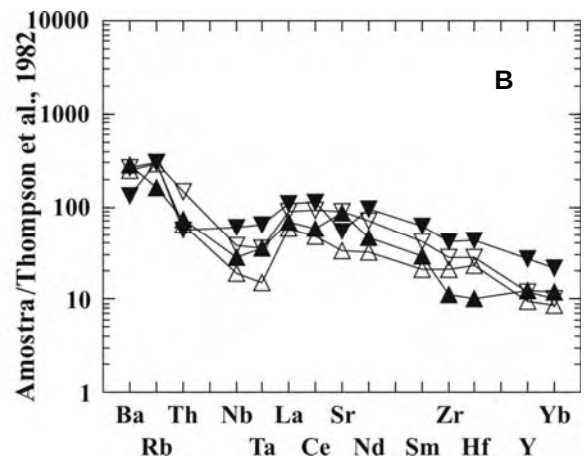
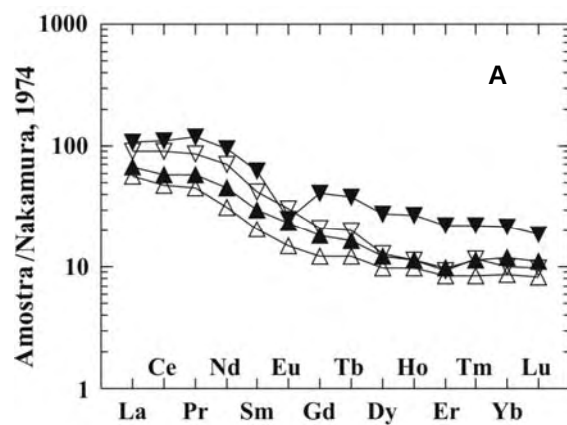


Figura 29 – Ortognaisses migmatíticos A. Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974), B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1984). Simbologia: $\triangle$ ($\log 117 \text{ SiO}_2$ 61%), $\blacktriangle$ ($\log 63 \text{ SiO}_2$ 51.8%), ∇ ($\log 175 \text{ SiO}_2$ 56.2%), $\blacktriangledown$ ($\log 215 \text{ SiO}_2$ 52.3%).

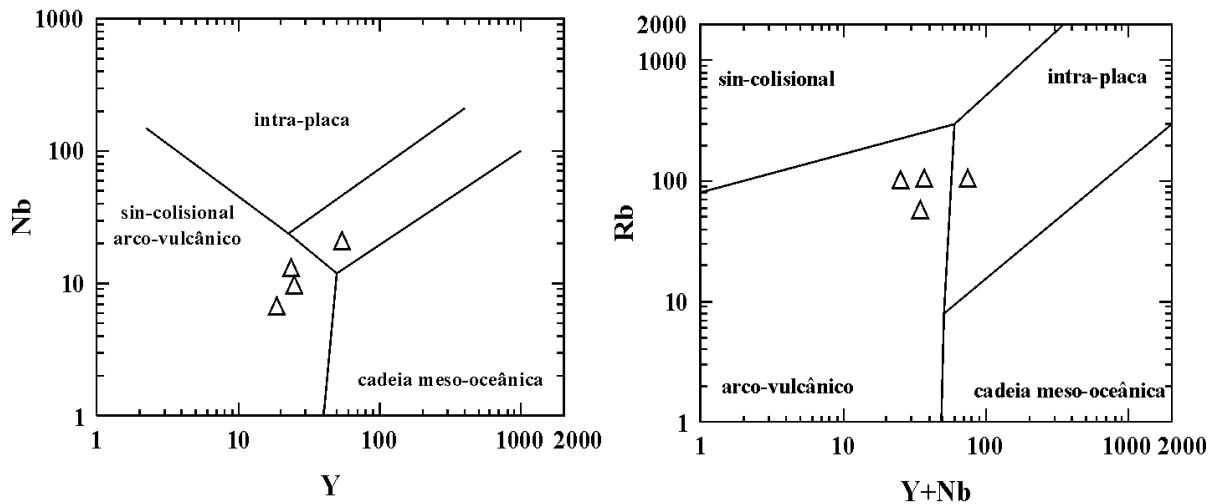
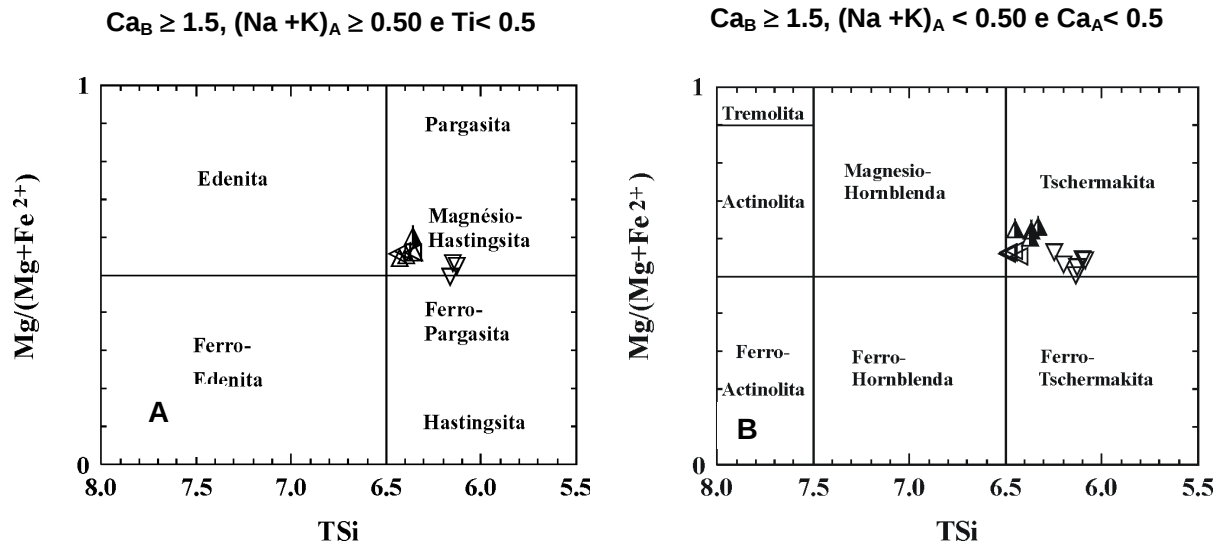


Figura 30 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico Y x Nb e Y+Nb x Rb de Pearce *et al.* (1984), para os ortognaisses migmatíticos.

4.5 - QUÍMICA MINERAL

Para a análise de química mineral foram selecionadas quatro amostras dos ortognaisses. Minerais como plagioclásio, anfibólio e biotita foram analisados com amostragens pontuais no núcleo e nas bordas dos grãos. Os resultados analíticos obtidos encontram-se listados no ANEXO 3.

Anfibólio - Os anfibólios analisados pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos com $Ca_B \geq 1.5$ e $(Ca + Na)_B \geq 1.0$, segundo Leake *et al.* (1997). A classificação dos anfibólios cálcicos foi efetuado no diagrama binário com conteúdo de Si em relação a concentração de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Os anfibólios concentram-se tanto no campo do magnésio-hastingsita com base nos parâmetros $Ca_B \geq 1.5$, $(Na + K)_A \geq 0.50$ e $Ti < 0.5$ (Figura 31A), como no campo do anfibólio tschermakita no diagrama $Ca_B \geq 1.5$, $(Na + K)_A < 0.50$ e $Ca_A < 0.5$ (Figura 31B). Geralmente a variação química entre a borda e o núcleo dos cristais de anfibólio não é clara, porém duas amostras (log-215 e log-175) mostram anfibólio com zoneamento químico, com núcleo enriquecido em Na_2O e empobrecido em CaO em relação as bordas.



Figuras 31A e 31B – Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos (Leake *et al.* 1997) dos ortognaisses migmatíticos. Simbologia: anfibólio-biotita gnaisses (log-63 $\triangleleft$, log-20 ∇ , log-215 $\triangle$, log-175 $\blacktriangle$).

Feldspato plagioclásio - Análises pontuais foram efetuadas no núcleo e na borda do feldspato plagioclásio do ortognaisse migmatítico. Os dados químicos obtidos foram projetados no diagrama triangular Albita-Ortoclásio-Anortita (Figura 32). Os ortognaisses são constituídos por plagioclásio oligoclásio a andesina com a composição variando de $An_{26,6}$ a $An_{47,7}$. O zoneamento químico ocorre de forma discreta nos plagioclásios com núcleo rico em cálcio em relação as bordas com variação média de An_{27} a An_{31} .

Biotita – No diagrama binário Al_{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$, conforme a classificação de Deer *et al.* (1978), os minerais micáceos dos ortognaisses estão concentrados no campo da biotita (Figura 33). A razão $Fe/(Fe+Mg)$ do mesossoma diorítico apresenta valores entre 0.44 a 0.56. As biotitas foram projetadas também no diagrama binário Al_{IV} versus Mg com os campos das séries magmáticas das rochas hospedeiras propostas por Nachit *et al.* (1985) (Figura 34). Nesse diagrama, as biotitas concentram-se no campo das rochas cálcio-alcalinas, corroborando com os dados de geoquímica obtidos para os ortognaisses.

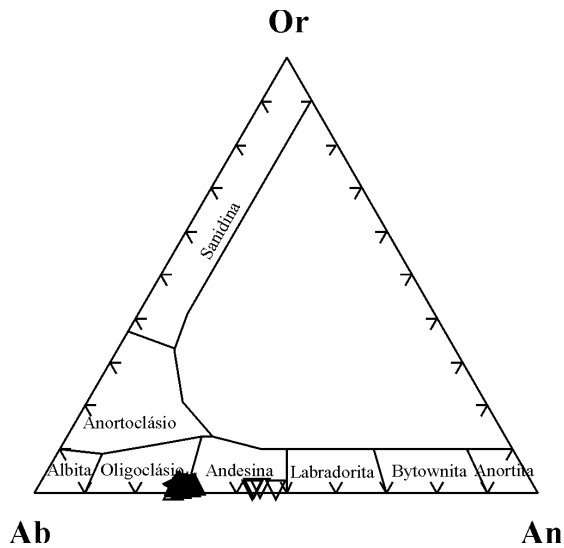


Figura 32 – Diagrama Ortoclásio-Albita-Anortita aplicado aos feldspatos do ortogneisse migmatítico. Simbologia: anfibólio-biotita gnaiss (log-63 $\triangleleft$, log-20 ∇ , log-215 $\triangle$, log-175 $\blacktriangle$).

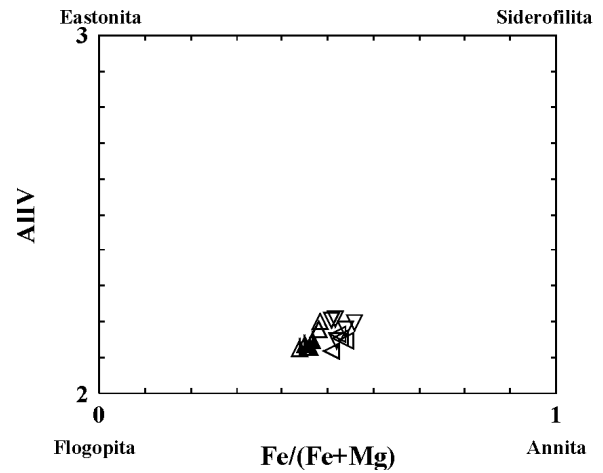


Figura 33 – Diagrama binário Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ para a classificação das micas (Deer *et al.* 1978) do ortogneisses migmatíticos. Simbologia: anfibólio-biotita gnaiss (log-63 $\triangleleft$, log-20 ∇ , log-215 $\triangle$, log-175 $\blacktriangle$).

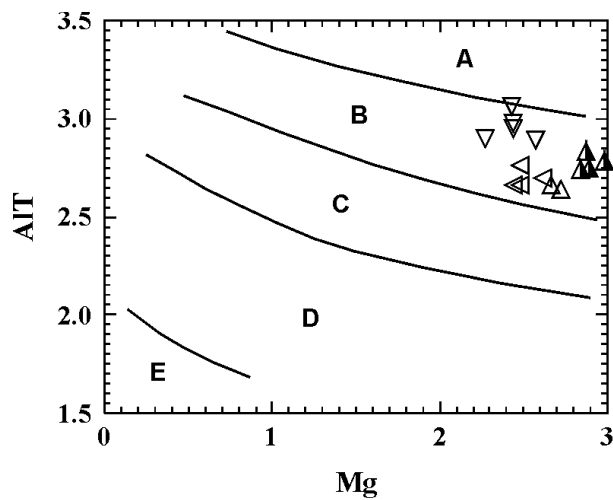


Figura 34 – Diagrama Al^{IV} versus Mg com as biotitas dos ortogneisses, projetados nos campos discriminantes das séries magmáticas definidos por Nachit *et al.* (1985). **A.** Biotitas da série potássica, **B.** biotitas da série cálcio-alcalina, **C.** série sub-alcalina, **D.** série alcalina, **E.** série peralcalina. Simbologia: anfibólio-biotita gnaiss (log-63 $\triangleleft$, log-20 ∇ , log-215 $\triangle$, log-175 $\blacktriangle$).

4.6 - TERMOBAROMETRIA

Procurando determinar as condições de pressão e temperatura do metamorfismo nos ortognaisses migmatíticos em questão foram utilizados os seguintes geotermobarômetros: a) o geobarômetro com base no conteúdo de Al_{total} em anfibólios desenvolvido por Hammarstron & Zen (1986) e modificado por Hollister *et al.* (1987), Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992); e b) o geotermômetro hornblenda-plagioclásio com a calibração de Blundy & Holland (1990).

O barômetro Al_{total} em anfibólio é muito sensível em relação às variações de fugacidade de oxigênio f_{O_2} e de temperatura (conforme Anderson & Smith, 1995). Com o decréscimo de f_{O_2} no sistema há um aumento da razão $Fe_t/(Fe_t+Mg)$, causando alteração na composição química dos minerais máficos. Segundo esses autores, os parâmetros que devem ser levados em conta para o cálculo no barômetro Al_{total} compreendem valores entre 0,4 a 0,65 e 0,2 a 0,25 para as razões de $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ e $Fe^3/(Fe^2+Fe^3)$, respectivamente. Apenas duas amostras (log-63 e log-215) forneceram valores dentro desses parâmetros estabelecidos. A amostra log-63 tem razão $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ variando de 0,513 a 0,528 e $Fe^3/(Fe^2+Fe^3)$ entre 0,228 a 0,3, e a amostra log-215 mostra razão $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ com valores variando de 0,501 a 0,511 e $Fe^3/(Fe^2+Fe^3)$ entre 0,198 a 0,242. Uma amostra do ortogneisse diorítico (log-175) com razão $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ de 0,48 e $Fe^3/(Fe^2+Fe^3)$ igual a 0,314 também foi utilizado para o cálculo barométrico. Os resultados obtidos com o barômetro Al_{total} em anfibólio e o termômetro hornblenda-plagioclásio são apresentados na tabela 3.

Tabela 3 – Dados de pressão e temperatura de metamorfismo para os ortognaisses migmatíticos obtidos através do barômetro Al_{total} em anfibólio com as diferentes calibrações.

ortogneisse diorítico						
Amostra	Log-63		Log-215		Log-175	
Al_{total}	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)
Hammarstron & Zen (1986)	5,63±3	775,1	5,56±3	773,1	5,42±3	779,6
Hollister <i>et al.</i> (1987)	5,94±1	770,1	5,87±1	768,3	5,71±1	775
Johnson & Rutherford (1989)	4,57±0,5	791,7	4,51±0,5	789,6	4,39±0,5	795,7
Schmidt (1992)	6,02±0,6	768,8	5,96±0,6	766,9	5,83±0,6	773,2

Os resultados obtidos mostraram condições de pressão e temperatura muito similares entre as amostras analisadas. Os dados de pressão obtidos com o barômetro Al_{total} em anfibólio, a partir das calibrações de Hammarstron & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Schmidt (1992) variam de 5,42 a 6,02 kbar. A calibração de Johnson & Rutherford (1989) mostram pressões mais baixas com valores entre 4,39 a 4,57 kbar, provavelmente em decorrência da utilização de temperatura mais elevada na calibração do barômetro.

O geotermômetro hornblenda-plagioclásio com a calibração de Blundy & Holland (1990), forneceram temperaturas entre 773,1 a 795,7°C. Este termômetro é apropriado para temperaturas entre 500 a 1100°C, e para associação mineral com plagioclásio menos cálcico com teores inferiores a An_{92} e anfibólio com concentração de Si menor que 7,8. Todas as amostras dos ortognaisses analisadas por esse geotermômetro apresentam dados químicos dentro dos parâmetros estabelecidos por Blundy & Holland (1990).

Para a representação das condições de pressão e temperatura no diagrama P-T foi utilizado dados de barometria obtidos com a calibração de Schmidt (1992) e de termometria com a calibração de Blundy & Holland (1990). As pressões obtidas com a calibração de Schmidt (1992) mostram um erro um pouco menor ($\pm 0,6$ kbar) em relação às demais calibrações.

No diagrama P-T, os dados de pressão e temperatura dos ortognaisses estão projetados no campo de estabilidade da silimanita, próximo a transição anfibolito-granulito (Figura 35). Os dados termobarométricos obtidos para os ortognaisses confirmam portanto a atuação do metamorfismo de alto grau na região.

4.7 - DISCUSSÃO

O provável embasamento paleoproterozóico da área de estudo é representado por ortognaisses migmatíticos tonalíticos a quartzo-dioríticos a anfibólio e biotita. Mostram ampla variação quanto as suas características texturais e estruturais refletindo o grau de retrabalhamento pela qual a rocha foi submetida, com porções gnáissicas preservadas a intensamente migmatizadas, caracterizadas pelas estruturas metatexíticas a diatexíticas. Composicionalmente, os ortognaisses são rochas metaluminosas cálcio-alcálicas provavelmente geradas em ambiente tectônico de arco vulcânico. A assinatura isotópica de uma única amostra sugere a sua geração no paleoproterozóico (idade modelo $T_{(DM)}$ de 1,9Ga) com contribuição de fonte juvenil durante a sua formação devido ao $\varepsilon Nd_t(2.0Ga)$ ser positivo.

Em relação ao metamorfismo, os ortognaisses registram as condições de alta temperatura (em torno de 770°C) e média pressão de aproximadamente 5,9 kbar, mostrando que tais rochas foram afetadas por um metamorfismo de fácies granulito a

anfibolito alto. O resfriamento final do metamorfismo com base nas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtidas em biotitas ocorreu por volta de 559Ma (a temperatura de fechamento do argônio na biotita é de aproximadamente 350°C,).

Análises isotópicas adicionais pelo método Sm-Nd, U-Pb e ^{40}Ar - ^{39}Ar devem ser efetuadas nessas rochas para melhor caracterizar a ocorrência de um embasamento paleoproterozóico no DPEAL. Estes estudos adicionais poderiam indicar novas ocorrências do embasamento, tal como as rochas estudadas por Neves *et al.* (2002) nas proximidades do município de Caruaru (localizada a nordeste da área estudada).

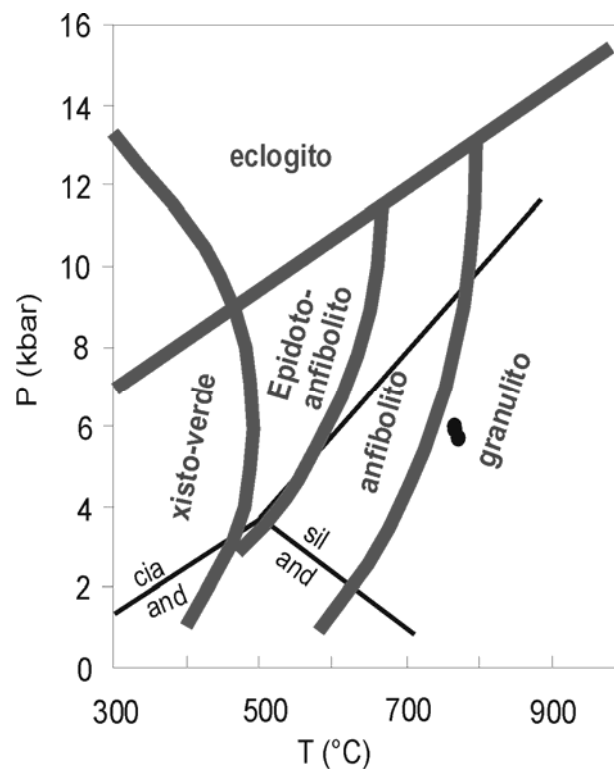


Figura 35 - Diagrama P-T com os dados de termobarometria dos ortognaisses projetados no campo de estabilidade da silimanita, próximo da transição da fácies anfibolito alto para fácies granulito (Diagrama modificado de Spear, 1993).

CAPÍTULO 5 – ROCHAS SUPRACRUSTAIS E MIGMATITOS DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

5.1 – INTRODUÇÃO

As rochas supracrustais apresentadas neste capítulo compreendem os espessos pacotes de rochas quartzíticas que ocorrem principalmente na parte sudeste da área de estudo. Os migmatitos de protólito sedimentar, por sua vez, ocorrem de forma expressiva por toda a área de estudo e para uma melhor caracterização foram divididos em duas associações litológicas distintas, apresentadas a seguir:

- 1) migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita;
- 2) migmatitos metatexíticos a biotita, localmente granatíferos.

As duas associações consistem de rochas migmatíticas bandadas e que foram discriminadas entre si com base na variação dos componentes mineralógicos presentes no mesossoma e no leucossoma.

Além das rochas supracrustais (quartzitos) e dos migmatitos de protólito sedimentar acima referidas, ocorrências discretas de metabasitos foram observadas na região, geralmente na forma de blocos soltos e localmente como espessas lentes alojadas nos quartzitos. Estes metabasitos serão caracterizados e analisados juntamente com as rochas metabásicas que ocorrem associadas aos ortognaisses migmatíticos no capítulo seguinte.

A geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total obtida para os migmatitos de protólito sedimentar sugere a contribuição de fontes heterogêneas arqueana e paleoproterozóica, com o predomínio desta última. Os dados termobarométricos obtidos indicam a ocorrência de um evento metamórfico de alta temperatura e baixa pressão, que atingiu a fácies anfibolito alto e evoluiu com a queda de temperatura e pressão, até atingir o campo de estabilidade da andaluzita em fácies anfibolito (retrometamorfismo).

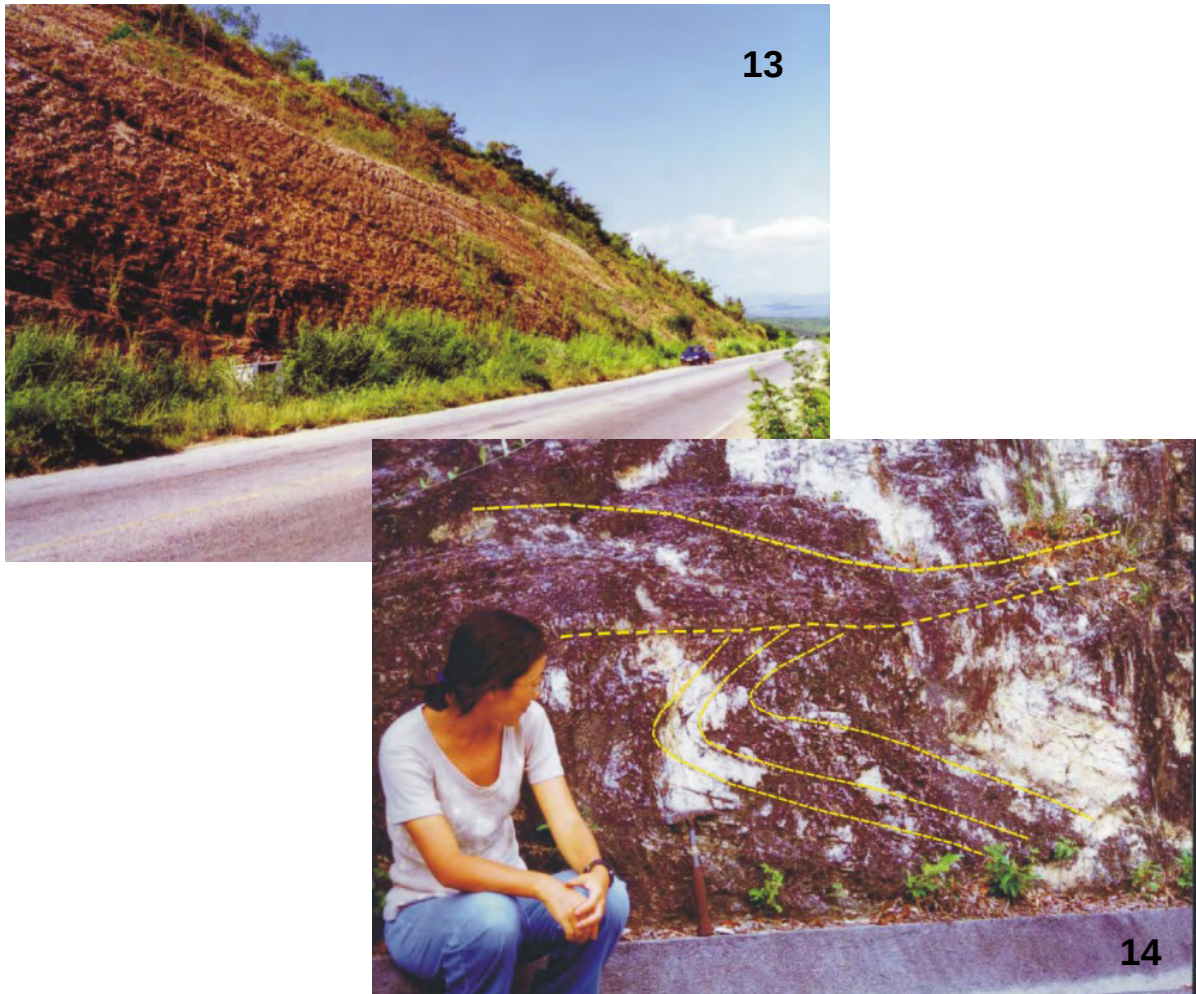
5.2 - MODO DE OCORRÊNCIA E PETROGRAFIA

5.2.1 - Quartzitos

As rochas quartzíticas afloram principalmente na região sudeste da área pesquisada onde são responsáveis pelas elevações das serras da Prata e Olho D'Água, as quais possuem forma alongada segundo orientação NEE-SWW com altitudes de até 1.080m. Os quartzitos são rochas de granulação média a grossa, geralmente de coloração bege e marrom avermelhada nas partes mais alteradas. Ocorrem intercalados com níveis enriquecidos em minerais feldspáticos alterados para caulim de coloração esbranquiçada, e localmente por minerais micáceos. A alternância dos níveis quartzíticos com níveis feldspáticos e micáceos define um bandamento de espessura centimétrica a decimétrica (Fotografia 13), correspondente à foliação principal (Sn) de direção preferencial NEE/SWW e mergulho de baixo ângulo tanto para SE como para NW. No topo da Serra da Prata, dobras recumbentes de tamanho métrico com eixo de direção SW/NE encontram-se seccionados por zonas de cisalhamentos sub-horizontais associadas provavelmente a planos de cavalgamentos relacionados ao desenvolvimento da superfície metamórfica (Sn) (Fotografia 14).

Lentes de quartzitos de pouca espessura foram observadas na parte norte da área estudada entre os migmatitos metatexíticos a granada e biotita. Geralmente são quartzitos puros com discretos níveis contendo feldspato e minerais micáceos, caracterizando uma estrutura bandada. Possuem granulação média a fina e coloração bege claro.

Ao microscópio, a rocha possui texturas xenomórfica a granoblástica inequigranular. São constituídos por quartzo e em menor quantidade por plagioclásio, mica branca, biotita, clorita, opacos e zircão. O quartzo possui forma xenomórfica, apresentando freqüentemente cristais formados por um mosaico de sub-grãos com extinção ondulante. O contato entre os grãos de quartzo é geralmente irregular. Localmente, lamelas de biotita e clorita ocorrem distribuídas de forma dispersa no quartzo. O plagioclásio tem forma euédrica a sub-euédrica, e ocorre concentrado como agregados em meio aos cristais de quartzo. Os cristais de plagioclásio apresentam-se extremamente sericitizados, tanto no núcleo como nas bordas dos grãos. Agregados de minerais opacos com forma alongada ocorrem principalmente no contato entre o plagioclásio e quartzo. Cristais sub-euédricos com formas alongadas de zircão englobados pelo plagioclásio são comuns.



Rochas quartzíticas - Fotografias – 13 - Afloramento do espesso pacote de rochas quartzíticas no corte de estrada BR-423, entre os municípios de Iati e Paranatama; 14 - Afloramento do quartzito na Serra da Prata, com destaque para as dobras recumbentes seccionadas por cisalhamentos sub-horizontais (log-194).

5.2.2 – Migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita

Essa associação ocorre principalmente na parte centro-norte da área estudada, intercalado com níveis métricos de quartzitos e migmatitos bandados a biotita. Ocorrências discretas de migmatitos a granada e biotita foram observadas também na parte sudeste da área de estudo, nas serras da Prata e Olho D'Água, intercalados com espessas camadas de quartzitos e lentes de metabasitos granatíferos (metabasito Serra da Prata).

Os migmatitos em questão são rochas predominantemente metatexíticas (estrutura estromática), nas quais a distinção entre o mesossoma e o leucossoma é bem clara.

Geralmente, o mesossoma é constituído por granada biotita gnaiss, podendo ocorrer também cordierita e andaluzita subordinadas. As granadas do mesossoma destacam-se pela coloração avermelhada e chegam a atingir 3cm de diâmetro. O leucossoma é constituído por níveis quartzo-feldspáticos de composição predominantemente tonalítica, coloração esbranquiçada e de espessura milimétrica a centimétrica. Nos níveis leucossomáticos destacam-se feições estruturais de transposição como dobras intrafoliais fechadas e rompidas, e de transcorrência com estágios de deformação variando desde a formação inicial de *boudins* à níveis quartzo-feldspático boudinados (Fotografia 15).

Leucossomas pegmatíticos por vezes granatíferos com espessura centimétrica e de coloração esbranquiçada ocorrem cortando de forma concordante e discordantemente o mesossoma gnaíssico (Fotografia 16). Localmente foram observados migmatitos metatexíticos com porções nebulíticas, constituídos por mesossoma de granada biotita gnaisses e leucossoma quartzo-feldspático granatífero (Fotografia 17).

Ao microscópio, o mesossoma é composto principalmente por granada e biotita, e em menor quantidade por plagioclásio, cordierita e andaluzita, além de minerais acessórios como zircão e opacos, e minerais secundários como a muscovita.

O mesossoma é caracterizado pela textura grano-lepdoblástica com porfiroblastos de granada. Os porfiroblastos de granada caracterizam-se pelas formas xenomórficas a hipidiomórficas, geralmente poiquiloblásticas, com inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo e opacos (Fotografia 18). As inclusões presentes nos núcleos dos porfiroblastos de granada estão alinhadas transversalmente em relação a disposição planar das biotitas na matriz, esta última provavelmente corresponde a foliação geral da rocha (Sn). Alguns porfiroblastos de granada são constituídos por núcleos com inclusões, e bordas com sobrecrecimento de granada límpida. A matriz grano-lepdoblástica é constituída por plagioclásio, biotita, zircão, minerais opacos e raramente feldspato potássico. Duas gerações de plagioclásio foram observadas. A primeira geração de plagioclásio ocorre como grânulos anédricos a sub-euédricos sericitizados e em contato com a biotita e granada. A segunda geração de plagioclásio ocorre geralmente na matriz da rocha, onde os grânulos são sub-euédricos a anédricos e muito pouco alterados. Geminação polissintética e inclusões arredondadas de quartzo foram observadas principalmente na segunda geração de plagioclásio. O quartzo é poli-cristalino com extinção ondulante, ocorrendo também na forma de *ribbons*. Contato irregular e lobado foram observados entre quartzo e plagioclásio sugerindo a recristalização do quartzo durante o principal evento deformacional. A biotita do mesossoma ocorre na forma de lamelas sub-euédricas a euédricas, em contato retilíneo a curvo com os demais minerais. As inclusões de biotitas nos porfiroblastos de granada estão geralmente dispostas de forma discordante em relação a foliação geral da rocha. Na matriz, a disposição planar da biotita define a foliação (Sn) da rocha. Os grãos de biotita caracterizam-se pelo forte

pleocroísmo variando de bege a marrom avermelhada e pela presença de halos pleocróicos associados ao zircão. Geralmente ocorrem associados aos minerais opacos e localmente altera-se para clorita e mica branca. A cordierita foi observada na amostra log-105, e ocorre principalmente ao redor de porfiroblastos de granada na forma de coronas em associação com biotita e plagioclásio. Os cristais de cordierita localizados tanto ao redor da granada como na matriz da amostra são geralmente sub-euédricos com bordas apresentando coloração amarelada devido ao processo de alteração (pinitização) (Fotografia 19). A andaluzita foi identificada apenas na amostra log-107 (mesossoma do migmatito metatexítico). O cristal de andaluzita caracteriza-se pela forma sub-euédrica, apresentando-se também muito fraturada, ocorre associado com plagioclásio extremamente sericitizado e argilizado e com lamelas de biotita anédrica a sub-euédrica. No núcleo do cristal, a andaluzita altera-se para mica branca como resultado do retrometamorfismo (Fotografia 20).

5.2.3 – Migmatitos metatexíticos a biotita

Esta associação litológica compreende migmatitos metatexíticos com mesossoma constituído por biotita gnaisses e leucossoma granítico localmente granatíferos. A sua ocorrência é expressiva, alojando em sua extensão intrusões graníticas peraluminosas de tamanhos variados, como os plutons Serra da Cabocla, Serra do Macaco, Serra do Limitão e Serra do Morro Preto.

No norte da área as rochas metatexíticas apresentam mesossoma constituído por biotita gnaisses e leucossoma de coloração cinza geralmente de composição granítica (Fotografia 21). A direção da foliação principal (Sn) dos migmatitos a biotita varia de NNW/SSE com mergulho 40° para oeste e NNE/SSW mergulhando de 38° a 65° para leste, definindo uma antiforme com o eixo sinuoso orientado aproximadamente N-S e mergulhando para S-SE. Concordante com a foliação principal, estruturas de transposição como dobras intrafoliais apertadas sem raiz foram observadas nos níveis leucossomáticos dos migmatitos.

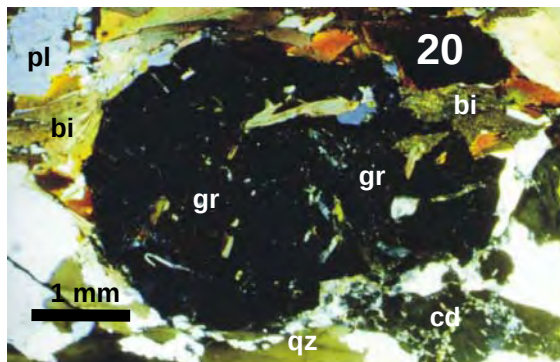
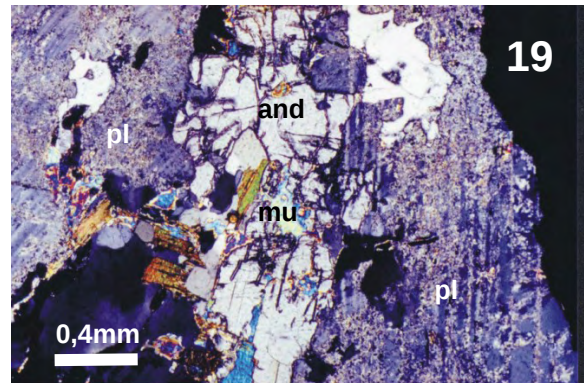
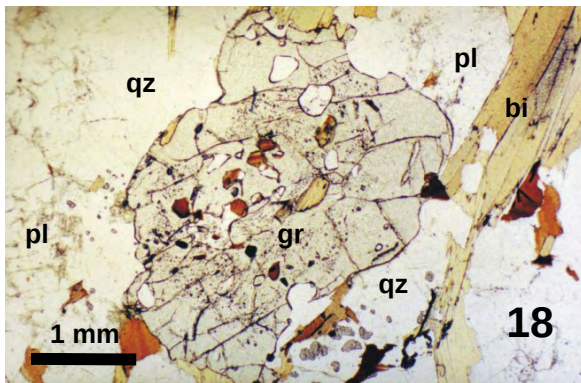
Na região centro-sul da área, os migmatitos metatexitos caracterizam-se pela estrutura estromática com intercalação entre o mesossoma de espessura centimétrica, constituído predominantemente por biotita gnaiss com leucossoma granítico, localmente granatífero, de coloração cinza claro a róseo (Fotografias 22 e 23). Lentes de espessura métrica de rochas cálcio-silicáticas (log-97) foram observadas concordantes com a foliação principal Sn. As rochas cálcio-silicáticas exibem foliação (Sn) em torno de N65W com mergulho para 60SW e lineação de estiramento dos grãos de quartzo com caimento para S20W/60. No geral a direção da foliação principal (Sn) dos migmatitos é variável de NWW/SSE, E-W e NE, com mergulhos de médio a elevado ângulo com caimento para sul.

Localmente, os migmatitos em questão ocorrem como enclaves sub-angulosos a arredondados englobados por granitóides e/ou pegmatóides leucocráticos dos plútons da Serra do Macaco, Serra do Limitão e Serra do Morro Preto. Os enclaves caracterizam-se pela coloração cinza escuro, devido a predominância do mesossoma gnaíssico biotítico.

Microscopicamente as porções mesossomáticas são constituídas por biotita, feldspato plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, mica branca e minerais acessórios como zircão, apatita, clorita e opacos. A biotita tem forma sub-euédrica a anédrica, coloração marrom esverdeada a marrom avermelhada, e lamelas dispostas geralmente de forma contínua definindo a foliação da rocha. A ocorrência de halos pleocrícos deve-se a presença de zircões. Geralmente, a biotita está associada a clorita e muscovita como resultado da alteração retrometarmórfica. Cristais de apatitas anédricas a subeuédricas ocorrem comumente em associação com as lamelas de biotita. O feldspato plagioclásio ocorre como agregados granulares geralmente sericitizados e argilizados. Em algumas amostras o plagioclásio está pouco alterado. Cristais de plagioclásio com inclusões de quartzo arredondadas são frequentes. O quartzo é geralmente policristalino, com subgrãos e extinção ondulante, podendo ocorrer na forma de *ribons* em amostras mais deformadas. O feldspato potássico mostra exsoluções micropertíticas, e caracteriza-se pela forma granular sub-euédricas em contato regular com quartzo e plagioclásio. Localmente, o feldspato potássico apresenta bordas com texturas mimerquíticas.



Migmatitos metatexíticos a granada e biotita
Fotografias 15 - Granada biotita gnaíssica com níveis quartzo-feldspático destacando dobras intrafoliais fechadas e níveis com início de *boudinagem* (log-10); 16 - Migmatito metatexítico estromático com mesossoma granada biotita gnaíssica sendo cortado concordantemente pelo leucossoma anatótico (log-108); 17 - Migmatito metatexítico com porções nebulíticas, mesossoma andaluzita ± granada e biotita gnaíssica e leucossoma quartzo-feldspático granatífero (log-107)



Migmatitos metatexíticos a granada e biotita

Fotografias 18 - Porfiroblasto de granada poiquiloblástica do mesossoma, granada biotita gnaiss (log-107). Luz natural; 19 - Cristal de andaluzita fragmentado em contato com plagioclásio sericitizado e argilizado (log-107). Luz polarizada; 20 - Porfiroblasto de granada anédrico com inclusões de biotita e quartzo, e em contato com cordierita (log-105). Luz polarizada.



Migmatitos metatexíticos a biotita.

Fotografias 21 - Migmatito metatexítico estromático, com mesossoma constituído por biotita gnaiss e leucossoma granítico (log-225). Escala: tampa da lente fotográfica; 22 - Migmatito metatexítico com leucossoma granítico granatífero (log-53); 23 - Migmatito metatexítico com mesossoma biotita gnaiss com níveis leucossomáticos rompidos (log-174).

5.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

Três amostras do migmatito metatexítico foram analisadas em termos de geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total, as amostras VENT-9 e VENT-8 correspondem ao mesossoma granada biotita gnaisses coletadas na parte nordeste e leste da área pesquisada, e a amostra VENT-6 corresponde ao leucossoma granítico granatífero localizado na região central da área. As análises foram efetuadas no *Isotope Geochemistry Laboratory* da Universidade de Kansas, e os resultados são apresentados a seguir na tabela 4.

Tabela 4 – Dados isotópicos Sm-Nd e idades modelos $T_{(DM)}$ para os migmatitos de protólito sedimentar da área de estudo. (DE) Idade $T_{(DM)}$ calculada com o emprego do modelo duplo estágio de DePaolo *et al.* (1991).

Amostra	Litologia	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Sm^{147}/Nd^{144}	Nd^{143}/Nd^{144}	$\epsilon Nd(0)$	$\epsilon Nd(0.6Ga)$	$T_{(DM)} (Ga)$
VENT-9	Mesosoma granada-biotita-gnaisses	34,65	4,84	0,08439	0,511234	-27,39	-18,8	2,12
VENT-8	Mesosoma granada-biotita-gnaisses	37,89	1,5	0,02388	0,511283	-26,4	-13,2	2,23 (DE)
VENT-6	Leucossoma granítico granatífero	72,59	11,86	0,09876	0,511379	-24,56	-17,08	2,2

A amostra VENT-8 foi recalculada pelo modelo do duplo estágio sugerido por DePaolo (1991), devido ao baixo valor da razão Sm^{147}/Nd^{144} causado provavelmente pela influência da alanita na concentração de Nd na rocha. As idades modelo $T_{(DM)}$ obtidas variam de 2.23Ga a 2.12Ga com $\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ bastante negativos variando entre -13.2 e -18.8. Estas assinaturas isotópicas atestam que a rocha fonte dos detritos sedimentares é predominantemente paleoproterozóica.

Na região norte da área de estudo Silva Filho *et al.* (2002) obtiveram idade modelo $T_{(DM)}$ de 2,6Ga ($\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ de -20,9) para os migmatitos de protólito sedimentar indicando que tais rochas originaram-se a partir de sedimentos com fontes arqueanas.

A variação nas idades modelos $T_{(DM)}$ de 2,6Ga a 2,12Ga associadas aos $\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ de -20.9 a -17.08, mostra que os migmatitos de protólito sedimentar foram geradas a partir de fontes heterogêneas arqueanas e paleoproterozóicas. É possível também, que os metassedimentos migmatizados presentes na área pesquisada e adjacências tenham sido depositados em uma bacia formada sobre o embasamento paleoproterozóico, com deposição provavelmente controlada por fonte predominante de rochas de mesma idade e em menor grau por rochas mais antigas (arqueanas).

5.4 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica dos migmatitos de protólito sedimentar consistiu na obtenção de dados de elementos maiores, traços e terras-raras de cinco amostras dos migmatitos metatexíticos a biotita, sendo que quatro são do mesossoma e uma do leucossoma granítico granatífero. Os resultados analíticos são listados no ANEXO 2. A análise da evolução composicional entre os migmatitos não foi efetuada pelo fato das amostras analisadas serem provenientes de várias localidades. No entanto, as principais considerações sobre as características geoquímicas dos migmatitos de protólito sedimentar da área de estudo são apresentadas a seguir (Figuras 36 a 41):

O diagrama de discriminação petrogenética para rochas de origem ígnea e sedimentar de Garrels & Mackenzie (1971) confeccionado a partir de elementos maiores foi utilizado nesses migmatitos. O emprego de elementos maiores para a discriminação petrogenética de rochas metamórficas de alto grau de certa forma não é apropriado devido a mobilidade dos álcalis em rochas submetidas ao processo de migmatização (anatexia). No entanto, tal diagrama mostra que as amostras dos migmatitos posicionam-se preferencialmente no campo das rochas sedimentares, atestando a origem para-derivada dos mesmos.

Com base nos índices de Shand (1950), o diagrama de Maniar & Piccoli (1989) exhibe as amostras dos migmatitos projetados no campo das rochas peraluminosas, mais próxima ao campo metaluminoso sugerindo uma certa imaturidade das rochas sedimentares originais.

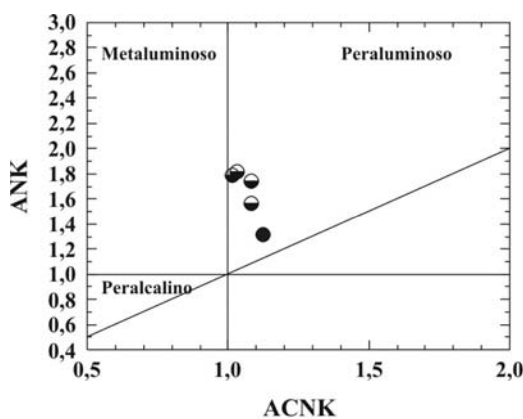


Figura 36 – Índice de Shand (1950) no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) para os migmatitos metatexíticos a biotita. Simbologia: círculo semi-fechado – mesossoma biotita gnaiss, círculo fechado – leucossoma granítico granatífero.

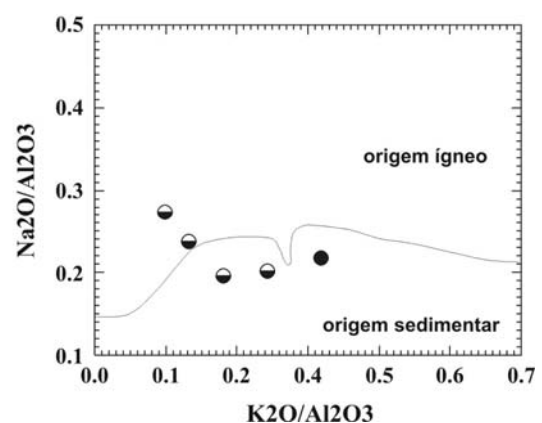


Figura 37 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ x $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, discriminante de rochas de origem ígnea e sedimentar (Garrels & Mackenzie, 1971). Simbologia: círculo semi-fechado – mesossoma biotita gnaiss, círculo fechado – leucossoma granítico granatífero.

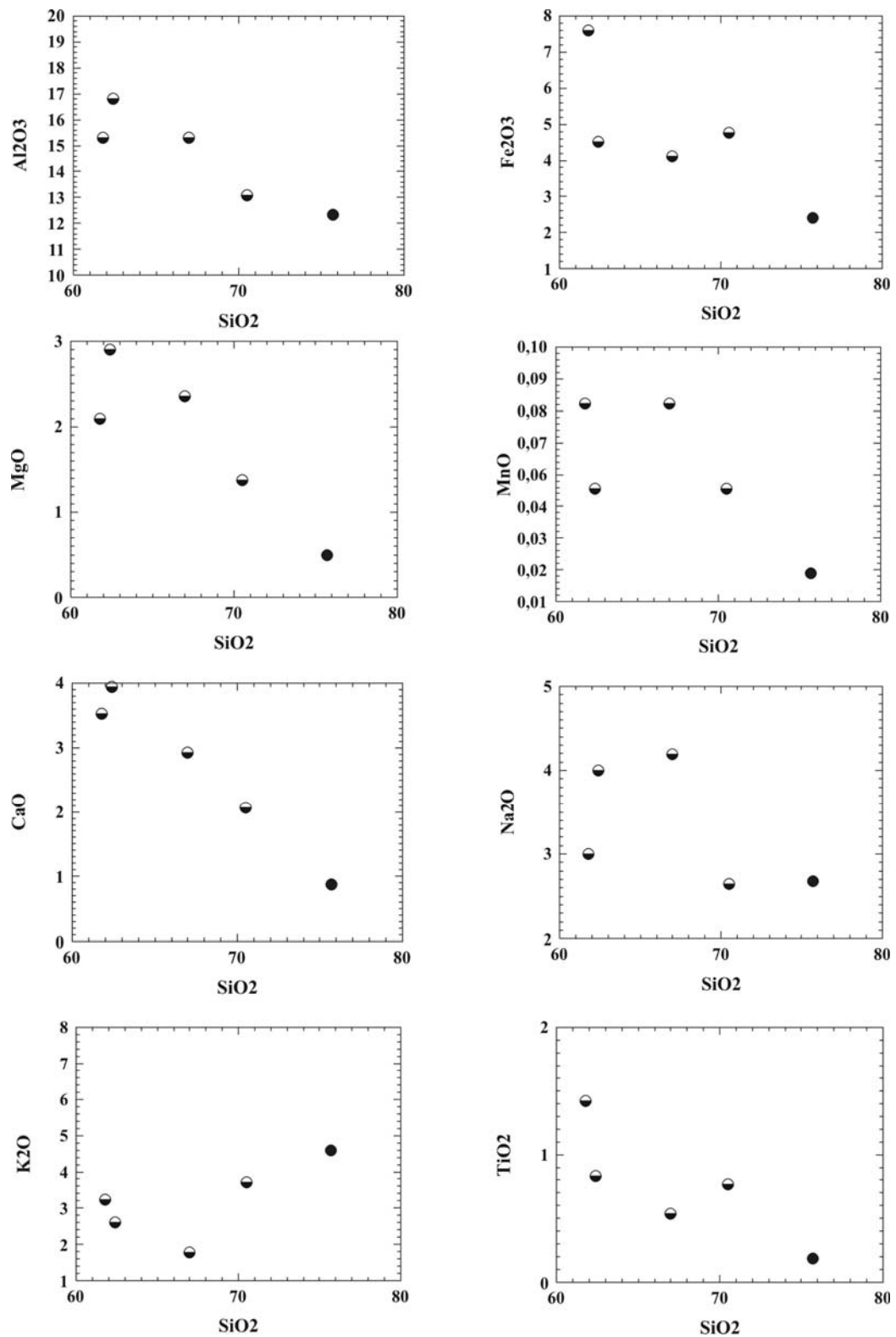
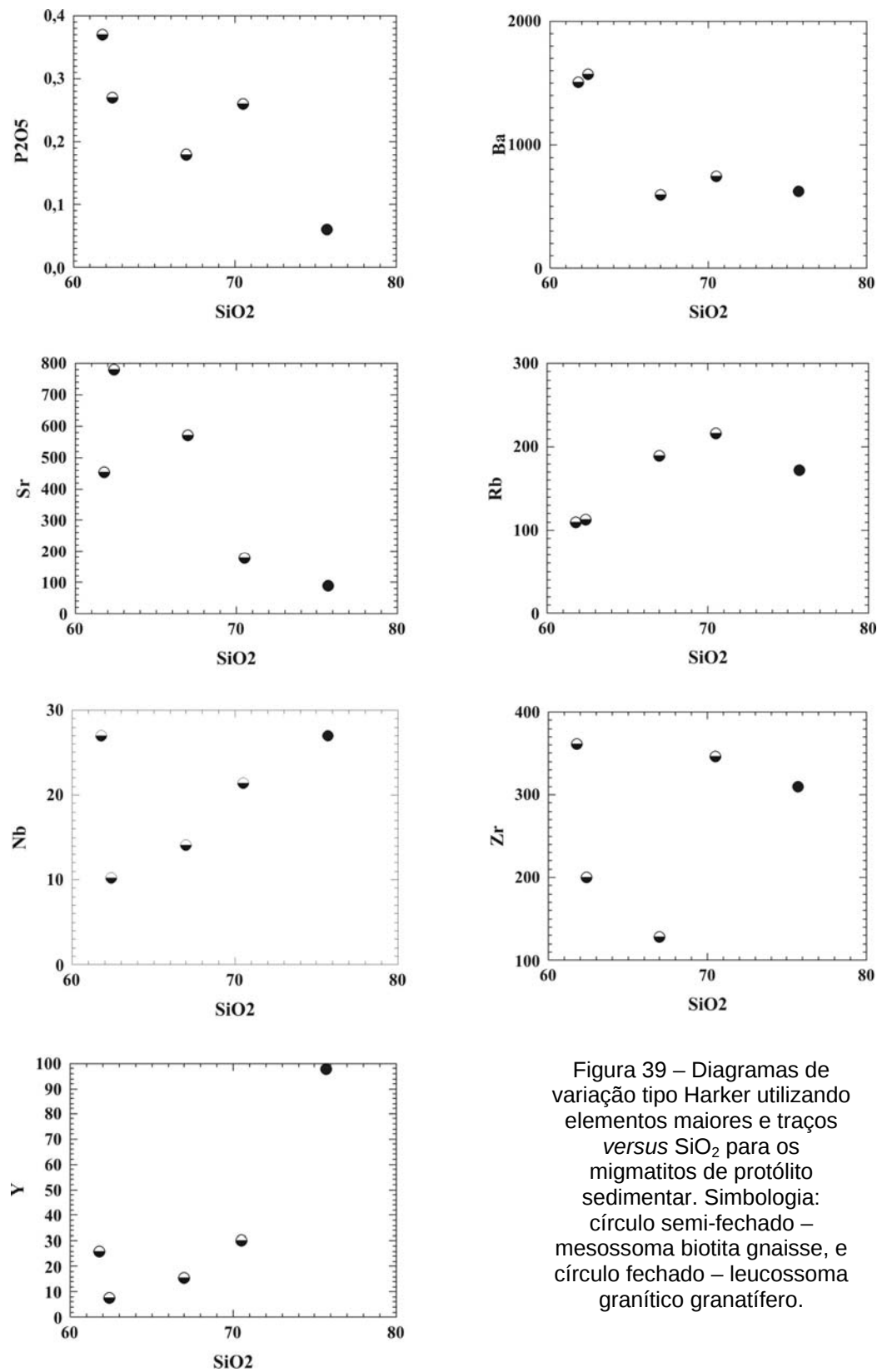


Figura 38 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores *versus* SiO₂ para os migmatitos de protólito sedimentar. Simbologia: círculo semi-fechado – mesossoma biotita gnaiss, e círculo fechado – leucossoma granítico granatífero.

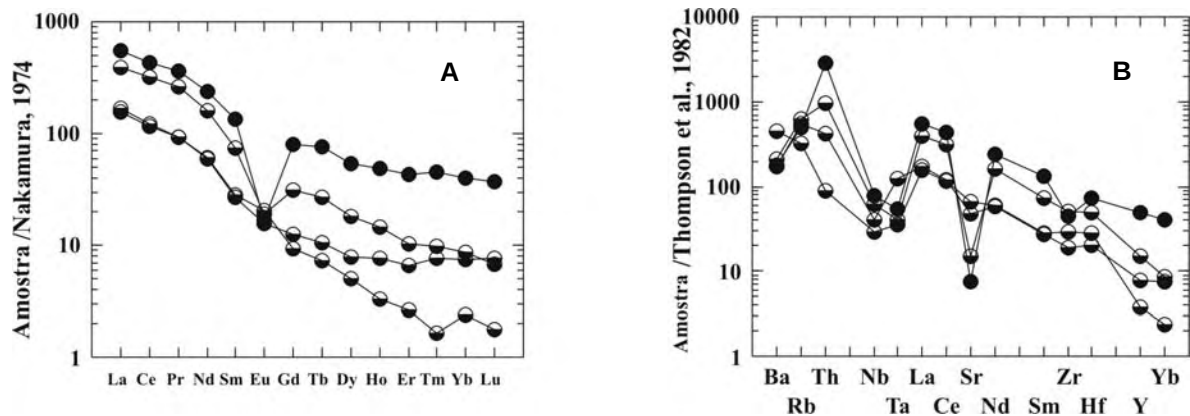


Em relação as características químicas o mesossoma gnáissico a biotita mostra concentrações de SiO_2 variando de 61.8 a 70.49% com teores relativamente elevados para MgO (1.38 a 2.9%) e Fe_2O_3 (4.12 a 7.6%) de acordo com o elevado volume modal de biotita na amostra.

O leucossoma granítico granatífero é supersaturado em SiO_2 com teor de 75.72%, mas por outro lado, o teor de CaO é baixo com 0.8%, MgO com 0.5%, Na_2O com 2.68%, TiO_2 com 0.19%, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ com 2.42% e teor intermediário de K_2O com 4.59%. Em relação aos elementos traços, o leucossoma destaca-se pelo teor elevado de Y (97.9ppm) em decorrência da presença de granada na sua composição mineralógica.

Os migmatitos metatexíticos mostram considerável fracionamento com concentração maior de ETRL em relação aos ETRP (Figura 40A). Expressiva anomalia de Eu se faz presente no leucossoma granatífero sugerindo a retenção do plagioclásio no magma residual.

No diagrama multi-elementar normalizado para o condrito de Thompson *et al.* (1984) os migmatitos metatexíticos mostram um padrão de distribuição bem definido e aparentemente similar entre as amostras analisadas, caracterizam-se pelas depressões em Ba, Nb, Ta e Sr e picos em Th, La e Ce (Figura 40B).



Figuras 40 - Migmatitos metatexíticos a biotita. A. Distribuição de ETRs com valores normalizados para condrito (Nakamura, 1974), B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1984). Simbologia: círculo semi-fechado – mesossoma biotita gnaisse, e círculo fechado – leucossoma granítico granatífero.

5.5 - QUÍMICA MINERAL

Para a análise de química mineral foram selecionadas duas amostras dos migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita (log-105 e log-107), ambas localizadas na parte central da área de estudo. Para a amostra log-105 foi analisado o mesossoma granada biotita gnaiss com cordierita subordinada, e para a amostra log-107 foi amostrado o mesossoma gnáissico a granada, biotita e andaluzita subordinada. Foram efetuadas análises pontuais ao longo dos porfiroblastos de granada para a confecção de perfis composicionais de Fe, Mg, Mn e Ca (Fotografias 24, 25 e 26). Minerais como a biotita, plagioclásio, cordierita, andaluzita e opacos também foram analisados. Para os três primeiros minerais foram realizadas amostragens pontuais no núcleo e nas bordas dos grãos. Os resultados analíticos encontram-se listados no ANEXO 3.

Granada - Nas duas amostras analisadas foram observadas duas gerações de granada em um mesmo porfiroblasto: 1) o núcleo constituído por inclusões de minerais como biotita, quartzo e opacos; e 2) a borda com sobrecrecimento de granada límpida. A análise de química mineral efetuada ao longo dos porfiroblastos de granada não mostrou variação composicional relacionada a mudança tipológica do cristal de granada. As granadas da amostra log-105 (com cordierita) possuem o núcleo com composição média $\text{Alm}_{68.1-74.9}\text{Prp}_{17.2-21.7}\text{Grs}_{3.7-7.7}\text{Esp}_{3.2-5.8}$ e borda $\text{Alm}_{75.1-76.3}\text{Prp}_{13.3-15.2}\text{Grs}_{3.2-3.4}\text{Esp}_{5.9-7.3}$. As granadas da amostra log-107 (com andaluzita) são composicionalmente mais empobrecidas na fração molar de almandina e enriquecidas na fração molar de piropo, com o núcleo apresentando composição média $\text{Alm}_{68.7-69.4}\text{Prp}_{23.7-25}\text{Grs}_{3.2-3.6}\text{Esp}_{3.0-3.1}$ e borda $\text{Alm}_{70-72.6}\text{Prp}_{19.7-23.1}\text{Grs}_{3.6-3.8}\text{Esp}_{3.6}$ (Figura 41). As granadas da amostra log-107 são composicionalmente mais homogêneas, ao contrário das granadas da amostra log-105 que mostram variações nos conteúdos de FeO, MgO e MnO nas bordas e de CaO no núcleo (Figuras 42A, 42B e 42C).

A partir da análise pontual efetuada nas granadas foi possível confeccionar perfis composicionais com a quantificação das frações molares de almandina, piropo, grossulária e espessartita. As duas amostras analisadas mostram porfiroblastos de granada com poucas variações composicionais ao longo dos perfis (Figuras 43, 44 e 45). No geral, os perfis confeccionados ao longo dos porfiroblastos de granada mostram frações molares da almandina com um aumento sutil de Fe do núcleo em direção a borda e um aumento acentuado desta molécula no contato da granada com a biotita. As frações molares de piropo, por sua vez, mostram um perfil plano no núcleo, mas com decréscimo no conteúdo de Mg nas bordas no contato da granada com a biotita. Os perfis das frações molares de grossulária são geralmente planos, tanto no centro como nas bordas, com exceção de um porfiroblasto de granada da amostra log-105 que mostra o núcleo um pouco enriquecido em

Ca. Os perfis das frações molares de espessartita são comumente planos com um leve aumento no conteúdo de Mn nas bordas.

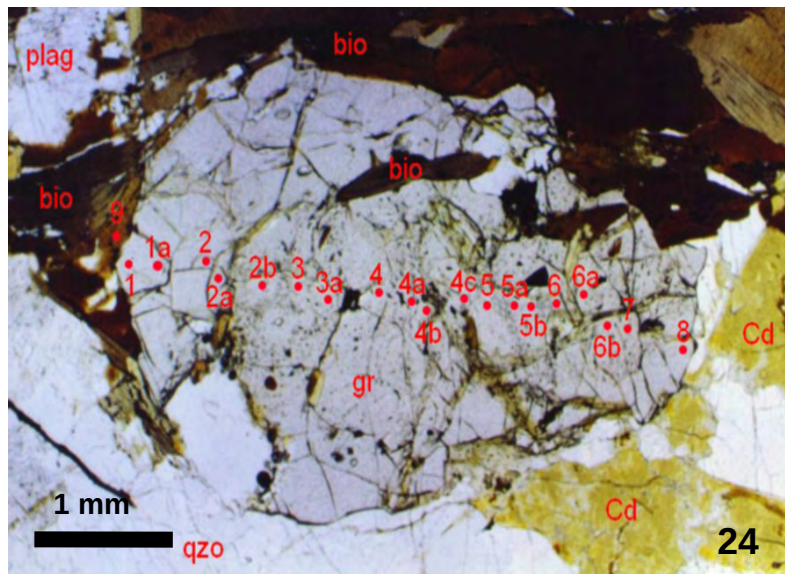
Os perfis realizados ao longo dos porfiroblastos de granadas sugerem que a rocha sofreu um metamorfismo de alto grau, devido a homogeneização composicional de maior parte do cristal. Apenas, a amostra log-105 mostra que o porfiroblasto de granada não foi totalmente homogeneizado durante o metamorfismo. A preservação do núcleo enriquecido em glossulária sugere que a taxa de difusão de Ca foi mais lenta em relação aos demais elementos Fe, Mg e Mn, embora o conteúdo de Ca seja baixo (Figura 45). É importante ressaltar que os padrões composicionais observados nas bordas dos porfiroblastos, precisamente no contato entre a granada e a biotita, e entre granada e a cordierita sugerem difusão com a troca dos elementos Fe-Mg. entre os minerais ferro-magnesianos durante o metamorfismo retrogressivo.

Biotita - As biotitas mostram variações composicionais significativas em relação ao conteúdo FeO e MgO. Os valores da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ das biotitas analisadas nas duas amostras (log-105 e log-107) variam de 0.39 a 0.59. No geral, as biotitas da matriz mostram valores mais elevados para a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, variando de 0.51 a 0.59. Entre as biotitas inclusas na granada, foram observados valores entre 0.51 a 0.52, e valores mais baixos entre 0.39 a 0.4 (Figura 46).

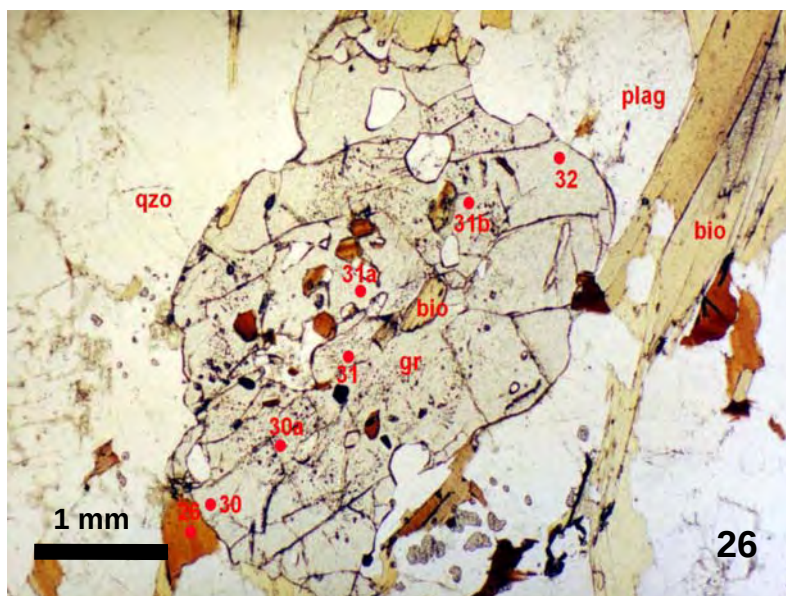
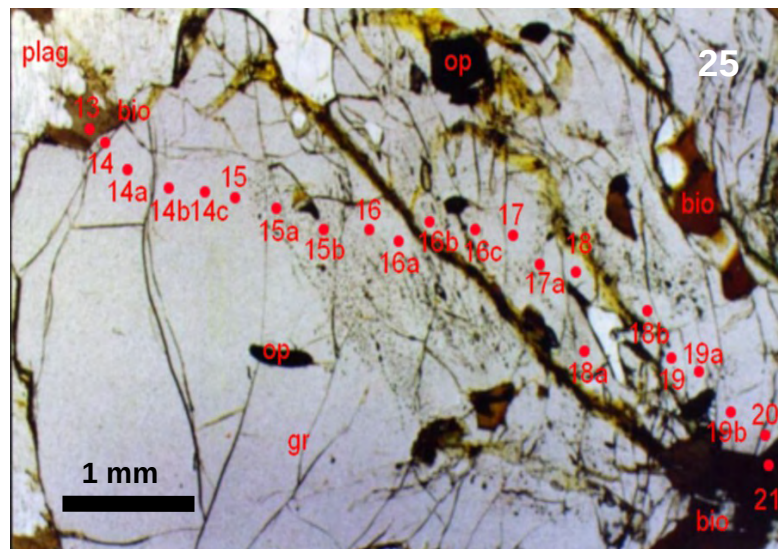
A variação composicional entre as biotitas da matriz e aquelas inclusas na granada é atribuída ao processo de reequilíbrio químico entre granada e biotita com a troca química de Fe-Mg através do processo de difusão, causando mudanças na composição química dos minerais ferro-magnesianos (Robison, 1991; Barbero, 1995). Os valores mais baixos para a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0.39 a 0.4, sugere que algumas biotitas inclusas nos porfiroblastos de granada não foram totalmente modificadas através da difusão.

Feldspato plagioclásio - No diagrama triangular Albita-Ortoclásio-Anortita, o plagioclásio varia composicionalmente de $\text{An}_{29,9}$ a $\text{An}_{33,7}$ (Figura 47). A zonação química é discreta, com núcleo mais rico em cálcio em relação as bordas.

Cordierita - As cordieritas analisadas são composicionalmente homogêneas, e ocorrem tanto ao redor dos porfiroblastos de granada na forma de coronas como na matriz em associação com plagioclásio e biotita. As razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^2)$ das cordieritas variam de 0.62 a 0.63. Os cristais de cordierita foram observados apenas na amostra log-105.



Fotografias - 24 e 25 - Porfiroblastos de granada da amostra log-105 (cordierita-biotita-granada gnaisses) com a disposição dos pontos analisados na microsonda eletrônica, luz natural; 26 - Porfiroblasto de granada da amostra log-107 (andaluzita-granada-biotita gnaisses) com a disposição dos pontos analisados em vermelho, luz natural.



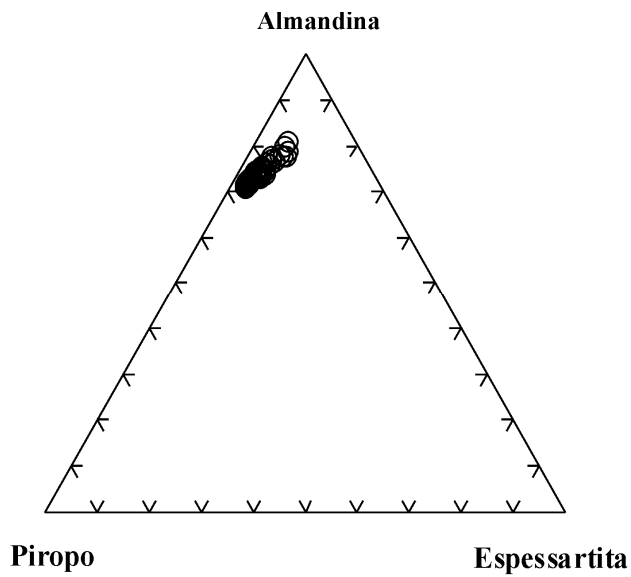


Figura 41 - Diagrama ternário Almandina-Espessartita-Piropo para as granadas contidas no mesossoma granada biotita gnaisses com cordierita e andalusita subordinadas. Simbologia: amostra log-105 com cordierita (círculo aberto) e log-107 com andalusita (círculo semi-aberto).

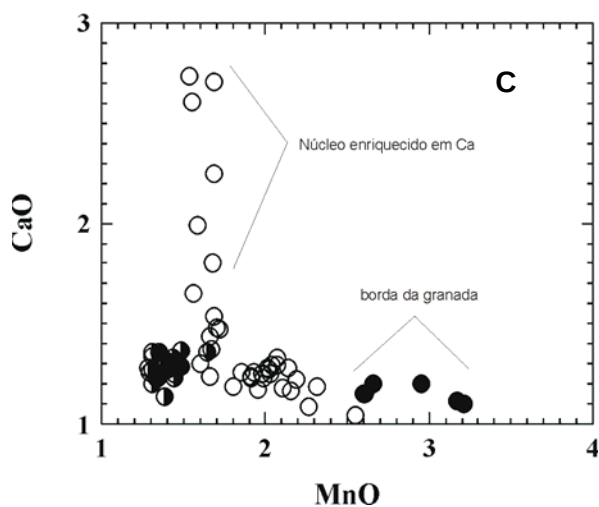
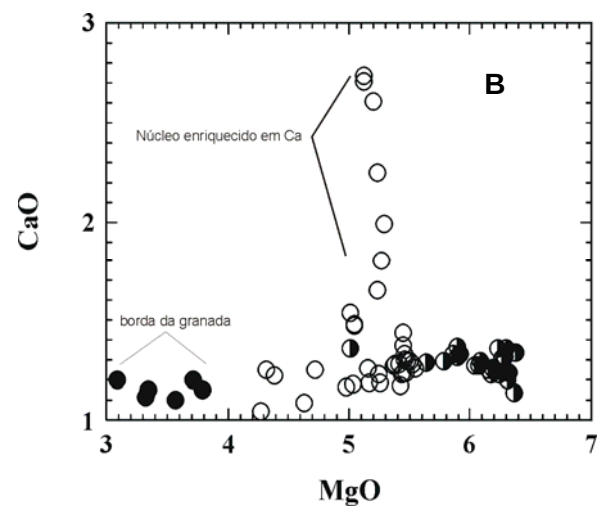
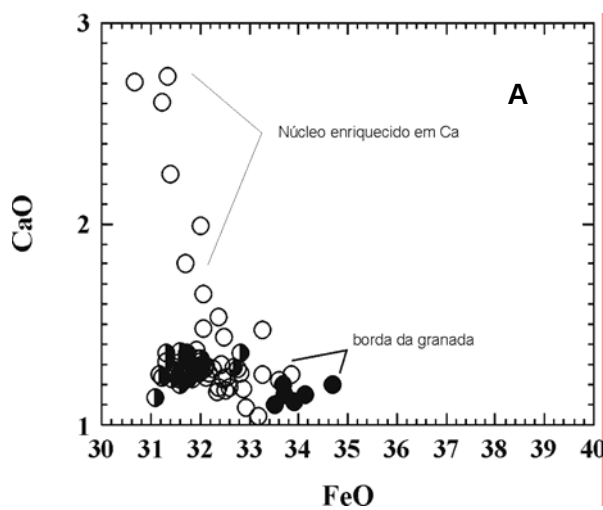


Figura 42 - Diagramas binários A. CaO versus FeO; B. CaO versus MgO; C. CaO versus MnO, para as granadas contidas no mesossoma dos migmatitos de protólito sedimentar. Simbologia: amostra 105 com cordierita (círculo aberto - núcleo e círculo fechado - borda); amostra log-107 com andalusita (círculo semi-aberto).

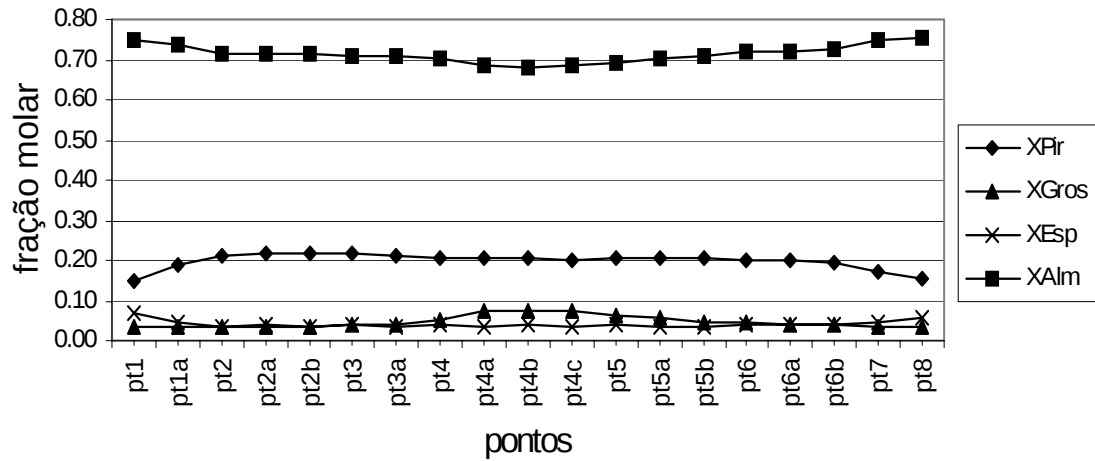


Figura 43 - Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-105 com cordierita), corresponde a granada da fotografia 24. Frações molares de grossulária (XGros), espessartira (XEsp), piropo (XPir) e almandina (XAlm).

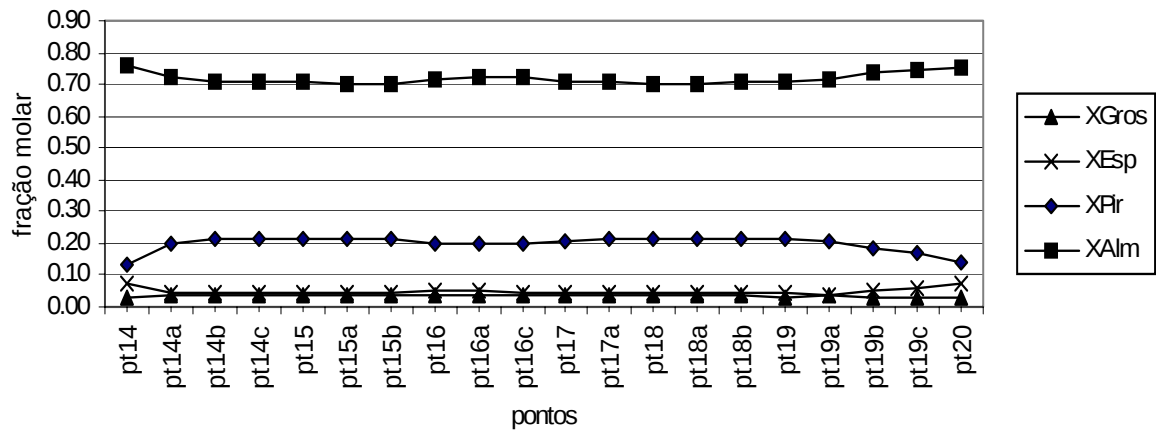


Figura 44 - Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-105 com cordierita), corresponde a granada da fotografia 25. Frações molares de grossulária (XGros), espessartira (XEsp), piropo (XPir) e almandina (XAlm).

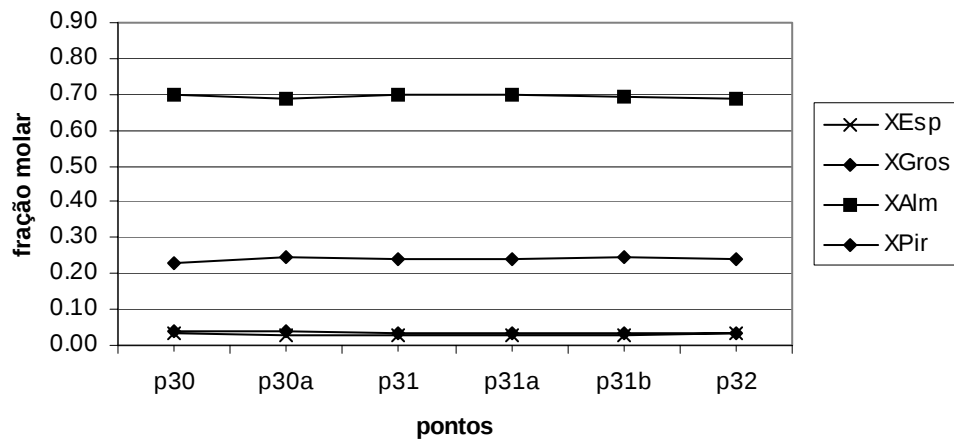


Figura 45 - Perfis composicionais da granada do mesossoma granada biotita gnaiss (amostra log-107 com andaluzita), corresponde a granada da fotografia 26. Frações molares de grossulária (XGros), espessartira (XEsp), piropo (XPir) e almandina (XAlm).

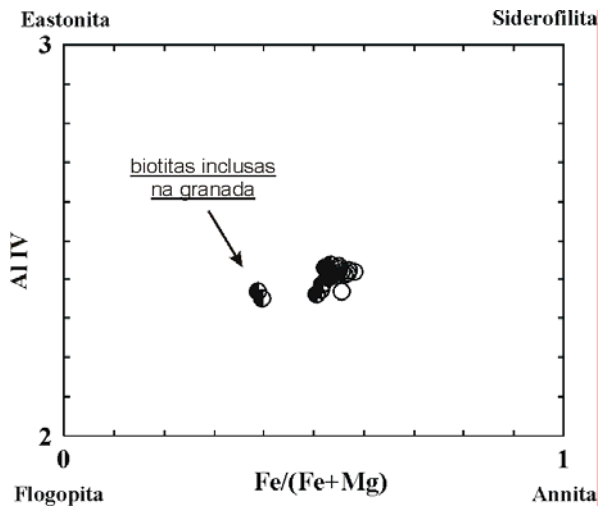


Figura 46 - Diagrama binário Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ para a classificação das micas segundo Deer *et al.* (1978) para os migmatitos de protólito sedimentar. Simbologia: amostra log-105 com cordierita (círculo aberto) e log-107 com andaluzita (círculo semi-aberto).

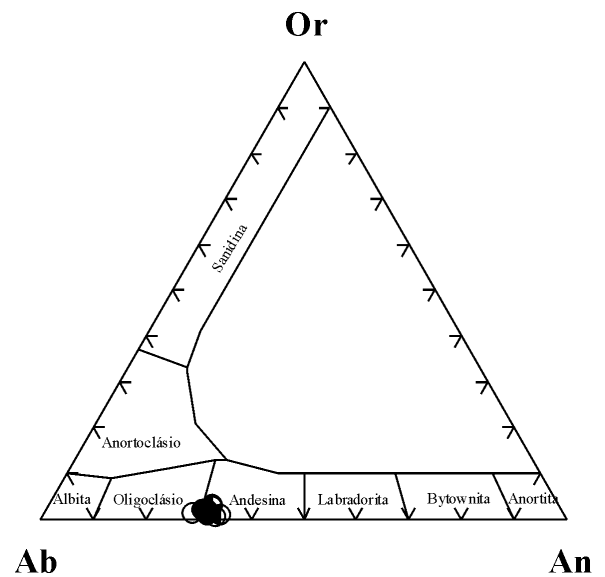


Figura 47 - Diagrama triangular Ortoclásio-Albita-Anortita aplicado aos feldspatos dos migmatitos de protólito sedimentar. Simbologia: amostra log-105 com cordierita (círculo aberto) e log-107 com andaluzita (círculo semi-aberto).

5.6 - TERMOBAROMETRIA

Para o cálculo das condições termobarométricas dos migmatitos de protólito sedimentar foi utilizado a princípio o programa THERMOCALC desenvolvido por Powell & Holland (2001). As amostras dos migmatitos analisados compreendem mesossomas constituídos por granada biotita gnaissé com cordierita e andaluzita subordinadas e ainda leucossoma de composição tonalítica.

Para o cálculo termobarométrico do mesossoma constituído por cordierita-granada-biotita gnaisses (amostra log-105) foi considerada a associação mineral cordierita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo- H_2O em equilíbrio. Para o mesossoma com andaluzita, granada e biotita foi contemplada a paragênese mineral com andaluzita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo- H_2O . Os dados obtidos através dos cálculos termobarométricos são apresentados na Tabela 5.

As condições de temperatura e pressão do metamorfismo para cordierita-granada-biotita gnaisses foram calculadas com base nos dados obtidos nas bordas do porfiroblasto

de granada com a borda do cristal de cordierita da matriz. A temperatura obtida varia de $620\pm 82^{\circ}\text{C}$ a $635\pm 78^{\circ}\text{C}$ e pressões entre $4,7\pm 1,4$ a $4,9\pm 1,3$ kbar.

Tabela 5 – Dados de pressão e temperatura para o mesossoma a granada e biotita com andaluzita e cordierita subordinadas (amostras log-105 e log-107) obtidos pelo programa THERMOCALC.

THERMOCALC		T ($^{\circ}\text{C}$)	P (kbar)
cordierita-granada-biotita gnaiss (amostra log-105)	borda	635 ± 78	$4,9\pm 1,3$
	borda	620 ± 82	$4,7\pm 1,4$
andaluzita-granada-biotita gnaiss (amostra log-107)	núcleo	695 ± 123	$5,5\pm 2,1$
	núcleo	658 ± 120	$5,2\pm 2,1$

Para o mesossoma constituído por andaluzita, granada e biotita (amostra log-107), foram utilizados os dados de química mineral obtidos no núcleo do porfiroblasto de granada com inclusões de biotita na granada, esta última com razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0.39 a 0.4. Para o cálculo, a andaluzita foi considerada ainda como uma fase livre na paragênese mineral. Os dados de temperatura e pressão obtidos para a associação andaluzita-granada-biotita foram de $658\pm 120^{\circ}\text{C}$ a $695\pm 123^{\circ}\text{C}$ e $5,2\pm 2,1$ a $5,5\pm 2,1$ kbar. Dados estes que não são compatíveis com as condições termobarométricas associadas ao campo de estabilidade da andaluzita. Esse fato implica que a associação mineral do mesossoma analisado não se encontra em equilíbrio químico.

Portanto, para a amostra log-107 outros termômetros e barômetros foram utilizados para a obtenção das condições de temperatura e pressão para andaluzita-granada-biotita gnaisses. Dentre os termômetros empregados, destaca-se a associação granada-biotita com base nas calibrações de Ferry & Spear (1978), Hodges & Spear (1982), Ganguly & Saxena (1984) e Indares & Martignole (1985); e o geobarômetro granada-andaluzita-quartzo-plagioclásio (GASP) com as calibrações de Newton & Haselton (1981), Hodges & Spear (1982), Ganguly & Saxena (1984) e Hodges & Crowley (1985).

Com o emprego do geotermômetro granada-biotita, foram analisados os dados químicos do núcleo do porfiroblasto de granada com a biotita inclusa na granada da amostra log-107. As temperaturas obtidas foram de 648°C a 662°C e pressão constante de 3kbar com as calibrações de Ferry & Spear (1978) e Hodges & Spear (1982). As calibrações de Ganguly & Saxena (1984) e Indares & Martignole (1985) forneceram temperaturas mais baixas variando de 482°C a 523°C a pressão constante de 3kbar (Tabela 6). Utilizando o mesmo geotermômetro granada-biotita, mas modificando a pressão para 4kbar, as

temperaturas obtidas variaram muito pouco com valores entre 652°C a 666°C para as calibrações de Ferry & Spear (1978) e Hodges & Spear (1982). Temperaturas mais baixas foram obtidas através das calibrações de Ganguly & Saxena (1984) e Indares & Martignole (1985) com 486°C a 527°C (Tabela 6).

Tabela 6 - Temperaturas calculadas com o geotermômetro granada-biotita a pressão (P) constante de 3 a 4kbar para o mesossoma andaluzita-granada-biotita gnaissse.

Granada-biotita	andaluzita-granada-biotita gnaissse (log-107)	
Pressão	3kbar	4kbar
Ferry & Spear (1978)	648	652
Hodges & Spear (1982)	662	666
Ganguly & Saxena (1984)	482	486
Indares & Martignole (1985)	523	527

A calibração de Ferry & Spear (1978) foi realizada experimentalmente em biotitas e granadas sintéticas em temperaturas que variaram de 550 a 800°C e a pressão constante de 2,07kbar. A maioria dos geotermômetros que utiliza a associação granada-biotita com redistribuição de Fe-Mg entre os minerais ferro-magnesianos é baseada nos dados empíricos de Ferry & Spear (1978). A calibração de Hodges & Spear (1982) também é baseada na troca de Fe-Mg entre biotita e granada, e a sua aplicação é ideal para xistos de baixo a médio grau. A exatidão desses dois geotermômetros pode ser comprometida em rochas submetidas a metamorfismo de alto grau (por exemplo, fácies granulito) ou ainda devido ao reequilíbrio químico dos minerais ferro-magnesianos durante o retrometamorfismo. Segundo Indares & Martignole (1985), o alto conteúdo de Ti na biotita também pode aumentar os valores de temperatura com a calibração de Ferry & Spear (1978).

A calibração de Ganguly & Saxena (1984) além de considerar a interação entre os principais componentes Fe e Mg, emprega nos cálculos empíricos outros elementos como Ca e Mn na associação granada e biotita. Indares & Martignole (1985), discutem a importância dos componentes Ca e Mn na granada, além do Al^{vi} e Ti na biotita para na calibração do termômetro granada-biotita. No caso dos migmatitos de protólito sedimentar da área de estudo, as calibrações de Ganguly & Saxena (1984) e Indares & Martignole (1985) apresentaram resultados mais confiáveis para a associação andaluzita-granada-biotita da amostra log107 em relação as demais calibrações. Essa confiabilidade deve-se principalmente pelo fato dessas duas calibrações fornecerem dados termobarométricos

compatíveis com as condições de estabilidade da andaluzita na rocha. Esses resultados termobarométricos mostram ainda que além do Fe e Mg os outros componentes como Ca, Mn e Ti devem ser levados em consideração na calibração quando se utiliza o termômetro granada-biotita para rochas de alto grau metamórfico.

Para o cálculo da pressão foi utilizado o geobarômetro GASP (granada-andaluzita-quartzo-plagioclásio) na amostra log-107 que corresponde a andaluzita-granada-biotita gnaisses. As diversas calibrações empregadas para o cálculo barométrico (Newton & Haselton, 1981; Hodges & Spear, 1982; Ganguly & Saxena, 1984; Hodges & Crowley, 1985) forneceram dados de pressão variando de 2,51 a 3,37kbar a temperatura constante de 550°C (Tabela 7).

Tabela 7 – Pressões calculadas com o geobarômetro granada-andaluzita-quartzo-plagioclásio (GASP) a temperatura constante de 550°C para andaluzita-granada-biotita gnaisses.

GASP (T = 550 °C)	andaluzita-granada-biotita gnaisse (log-107)
Newton & Haselton (1981)	2,51 kbar
Hodges & Spear (1982)	2,59 kbar
Ganguly & Saxena (1984)	2,88 kbar
Hodges & Crowley (1985)	3,37 kbar

Os resultados obtidos através dos cálculos termobarométricos para os migmatitos de protólito sedimentar (amostras log-105 e log-107) foram projetados no diagrama P-T com os campos de estabilidade dos aluminossilicatos (cianita-andaluzita-silimanita) (Figura 48). As condições de pressão e temperatura do metamorfismo progressivo não foi determinado na área pesquisada, devido a ausência de associações minerais formadas durante esse estágio, o que é comum principalmente em rochas sedimentares submetidas ao metamorfismo de alto grau.

As condições de temperatura e pressão do pico metamórfico de $765\pm113^{\circ}\text{C}$ e $5,9\pm1,7$ kbar são sugeridas para os migmatitos de protólito sedimentar (amostra log-105 com cordierita) devido ao elevado erro analítico observado na temperatura. Os dados concentram-se no campo de estabilidade da silimanita, na transição da fácies anfibolito alto a granulito. Os dados de temperatura e pressão do pico metamórfico das rochas sedimentares migmatizadas na realidade são muito similares com aqueles obtidos para os ortognaisses migmatíticos (temperatura em torno de 770°C e pressão de 5,9kbar) apresentados no capítulo anterior, esta constatação permite aventar que o ápice metamórfico na região ocorreu próximo a tais condições termobarométricas.

Após o pico metamórfico, o metamorfismo nos migmatitos (amostra log-105 com cordierita) evoluiu para o estágio retrometamórfico na fácies anfibolito com o desenvolvimento de coronas de cordierita ao redor da granada com a queda de temperatura de $635\pm 78^{\circ}\text{C}$ a $620\pm 82^{\circ}\text{C}$ e pressão de $5,2\pm 1,3$ a $4,7\pm 1,4$ kbar. A presença de andaluzita (amostra log-107) implica que o metamorfismo retrogressivo ocorreu até atingir o campo de estabilidade da andaluzita, em torno de 523°C a 550°C e pressões de 2,5 a 3 kbar. A andaluzita observada na amostra não mostra evidências de sua cristalização durante o estágio progressivo ou até mesmo a preservação de aluminossilicatos de mais alta temperatura (silimanita) ou pressão (cianita). A ocorrência da andaluzita como cristais isolados sugere a cristalização a partir da fusão de rochas sedimentares durante o estágio final do metamorfismo retrogressivo.

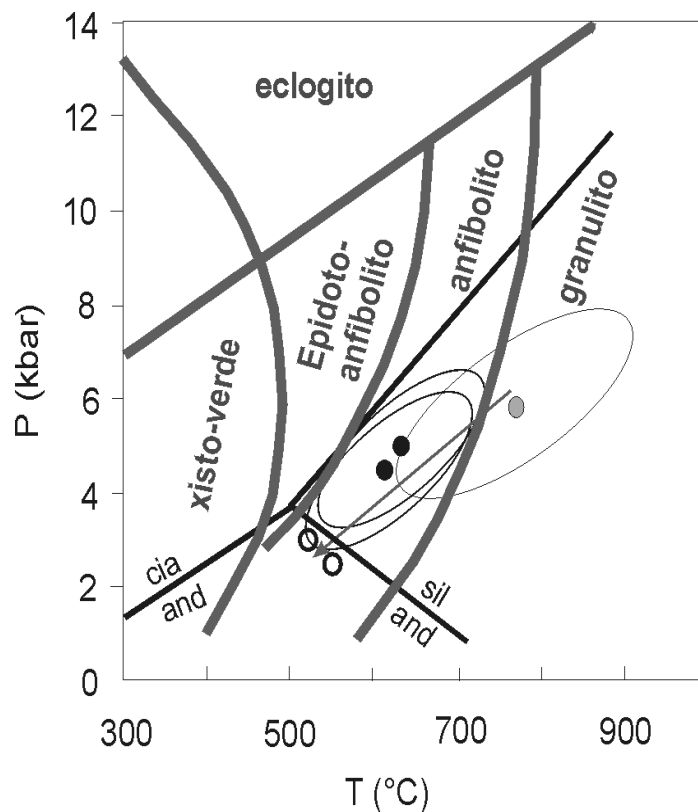


Figura 48 - Diagrama P-T com a localização dos dados de pressão e temperatura dos migmatitos de protólito sedimentar, a representação dos respectivos erros e a indicação da trajetória P-T (seta cinza). Os campos das facies metamórficas foram inseridas segundo Spear (1993). Simbologia: círculo cinza e preto - cordierita granada biotita gnaiss; círculo aberto - andaluzita granada biotita gnaiss.

5.7 - DISCUSSÃO

O espesso pacote de rochas quartzíticas da parte sudeste da área (Serras Olho d'Água e da Prata) provavelmente corresponde a uma unidade litológica alóctone. As características estruturais como foliação de baixo ângulo e dobras recumbentes seccionados por zonas de cisalhamentos sub-horizontais corroboram com essa possibilidade. Os quartzitos encerram ainda lentes de rochas metabásicas denominadas de "Metabasito Serra da Prata", as quais serão descritas no capítulo seguinte.

Os migmatitos de protólito sedimentar da área pesquisada compreendem duas associações litológicas principais: 1) migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita; e 2) migmatitos metatexíticos a biotita localmente granatíferos.

Os migmatitos metatexíticos a andaluzita, cordierita, granada e biotita são rochas de origem sedimentar pelítica. A ocorrência de minerais aluminosos como andaluzita, cordierita e granada reforçam a origem para-derivada dessa unidade litológica que ocorre de forma expressiva principalmente na parte norte da área pesquisada. Santos (1977) já havia descrito os migmatitos do DPEAL, na região de Arcoverde (PE) na qual sugeriu uma origem sedimentar pelítica para os migmatitos com mesossoma constituído por granada biotita gnaisses. Além da presença de minerais como a andaluzita e cordierita, os metapelitos podem conter na sua composição minerais polimorfos de aluminossilicatos de mais alta temperatura como silimanita. No entanto, a sua presença na área de estudo ainda não foi confirmada.

Os migmatitos metatexíticos a biotita com granada subordinada provavelmente são rochas de origem sedimentar psamítica. Encerram ainda porções diatexíticas indicando que localmente a fusão foi mais intensa apagando os vestígios da rocha pré-existente. Considerada como uma unidade litológica ortoderivada por Medeiros (1998), os migmatitos a biotita em questão mostram características geoquímicas distintas das rochas francamente ortoderivadas (a exemplo dos ortognaisses migmatíticos metaluminosos).

A variação composicional do leucossoma tonalítico a granítico observada nos migmatitos metatexíticos deve-se a variação da composição mineralógica da rocha precursora, e a influência da atividade da água durante o processo de fusão parcial das rochas migmatizadas (segundo estudos experimentais efetuados por Patiño Douce & Harris, 1988). Esses pesquisadores constataram experimentalmente que os leucossomas de composição trondjemítica são formados a partir da fusão de rochas pelíticas sob condições saturadas em água a temperatura abaixo de 750°C e pressão em torno de 6kbar, e os leucossomas graníticos são gerados sob condições sub-saturadas em água considerando também a mesma rocha fonte e as mesmas condições de pressão e temperatura. Na área de estudo, as regiões com metassedimentos migmatizados empobrecidos em feldspato

potássico (migmatito metatexítico a cordierita, andaluzita, granada e biotita de composição tonalítica) provavelmente resultam do processo de fusão parcial sob condições saturadas em água. Por outro lado, regiões com presença de leucossoma enriquecido em feldspato potássico sugerem que a fusão ocorreu sob condições sub-saturadas em água. Os dados de química mineral e os cálculos termobarométricos efetuados para os migmatitos de protólito sedimentar confirmam as condições de pressão e temperatura próximas a aquelas indicadas por Patiño Douce & Harris (1998) para a fusão das rochas sedimentares.

Em relação ao metamorfismo, os dados de química mineral obtidos no mesossoma dos migmatitos de protólito sedimentar indicaram o metamorfismo de alto grau que foi a princípio constatado na homogeneização composicional dos porfiroblastos de granada. O metamorfismo retrogressivo, por sua vez, foi constatado através da (1) variação composicional observada entre os minerais ferro-magnesianos, (2) pelo desenvolvimento de coronas de cordierita ao redor da granada e (3) pela cristalização de andaluzita no metassedimento.

Os cálculos termobarométricos efetuados nos migmatitos de protólito sedimentar confirmaram em parte o estudo prévio realizado com os dados de química mineral. As condições de termobarometria do pico metamórfico é sugerida (temperatura de $765 \pm 113^\circ\text{C}$ e pressão de $5,9 \pm 1,7$ kbar, fácies anfibolito alto a granulito) devido ao alto erro analítico, mesmo considerando que tais condições termobarométricas sejam muito similares com aquelas obtidas para o ortognaisse migmatítico do embasamento (temperatura em torno de 770°C e pressão de 5,9kbar). Por outro lado, as condições de pressão e temperatura do estágio retrometamórfico foi muito bem definida. A formação de coronas de cordierita ao redor da granada ocorreu na fácies anfibolito sob condições de temperatura variando de 635 ± 78 a $620 \pm 82^\circ\text{C}$ e pressão de $4,9 \pm 1,3$ a $4,7 \pm 1,4$ kbar. O metamorfismo retrogressivo ainda atingiu o campo de estabilidade da andaluzita com a cristalização do aluminossilicato entre 523°C a 550°C de temperatura e 2,5 a 3kbar de pressão.

A variação nas idades modelos T_{DM} de 2,6 a 2,12Ga. com $\epsilon_{Nd}(0.6\text{Ga})$ bastante negativos variando de -20,9 a -13,2 mostra que os migmatitos de protólito sedimentar são oriundos de fontes heterogêneas com idades arqueanas e paleoproterozóicas, aparentemente sem nenhuma contribuição de fontes mais jovens. Os metassedimentos da área pesquisada são oriundos provavelmente de sedimentos depositados em uma bacia formada sobre o embasamento paleoproterozóico e oriundos de fontes predominantemente paleoproterozóicas com contribuição menor de fontes arqueanas. A realização de uma amostragem mais detalhada para o estudo de geoquímica isotópica aliada a obtenção de dados geocronológicos em zircões detríticos na região poderá esclarecer melhor a idade da(s) rocha(s) fonte(s) dos metassedimentos e a idade mínima de sedimentação. Mesmo sendo considerada como uma unidade litológica aloctônea, os quartzitos da Serra da Prata e

Olho D'Água são ideais para a realização de datações U-Pb em zircões, principalmente pelo fato possuírem na sua composição mineralógica zircões com formas alongadas bem visíveis em seção delgada.

CAPÍTULO 6 - ROCHAS METABÁSICAS

6.1 - INTRODUÇÃO

Ocorrências de blocos soltos e espessas lentes de rochas metabásicas (metabasitos) foram observadas de forma dispersa pela área de estudo. Os metabasitos foram discriminados em dois grupos com base nas suas características texturais em: a) metabasitos bandados localmente foliados; e b) metabasitos maciços granoblásticos.

Os metabasitos bandados compreendem principalmente os anfibolitos a diopsídio bandados e localmente foliados que ocorrem principalmente em meio às rochas migmatíticas de protólito sedimentar. Os metabasitos maciços, por sua vez, são representados por rochas composicionalmente distintas entre si e que foram informalmente denominadas de Metabasitos Lagoa Grande, Serra do Morro Preto e Serra da Prata, conforme a localização de sua ocorrência na área de estudo. Os metabasitos maciços ocorrem em associação com os ortognaisses migmatíticos e também em meio aos migmatitos de protólito sedimentar.

Objetivando uma comparação petrográfica, geoquímica e de química mineral, as rochas metabásicas encontradas na área em apreço foram analisadas conjuntamente.

Os metabasitos encontrados são rochas sub-alcálinas, divididas em composições toleíticas e cálcio-alcálinas. A análise petrográfica efetuada tanto nos metabasitos bandados como nos maciços mostrou associações minerais em equilíbrio de anfibólio-clinopiroxênio-plagioclásio e granada-clinopiroxênio-plagioclásio-anfibólio, respectivamente, sugerindo que o metamorfismo ocorreu em fácies anfibolito a anfibolito alto. Os cálculos termobarométricos efetuados nos metabasitos forneceram condições metamórficas de moderada temperatura e média a baixa pressão, corroborando em parte com o estudo petrográfico prévio.

O estudo de geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total e datações U-Pb em zircões foram realizados apenas nos metabasitos maciços Serra da Prata localizados na parte sudeste da área. A assinatura isotópica de Nd obtida é parecida com os migmatitos de protólito sedimentar (idade modelo $T_{(DM)}$ paleoproterozóica e $\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ bastante negativo), indicando contaminação ou talvez manto enriquecido.

Em relação a geocronologia, os dados isotópicos obtidos não permitiram definir a idade de cristalização para os metabasitos analisados (metabasito maciço Serra da Prata), devendo servir apenas como orientativo para análises futuras.

6.2 - MODO DE OCORRÊNCIA E PETROGRAFIA

6.2.1 – Metabasitos bandados localmente foliados

Os metabasitos bandados compreendem anfibolitos a diopsídio com estrutura predominantemente bandada com porções localmente foliadas. Uma descrição do modo de ocorrência e a petrografia dos metabasitos é apresentada a seguir:

Anfibolitos a diopsídio bandados

Os anfibolitos a diopsídio bandados ocorrem como blocos soltos em meio aos migmatitos de protólito sedimentar. Destacam-se pelo bandamento em escala centimétrica a milimétrica de níveis máficos enriquecidos em anfibólio com piroxênio subordinado intercalados com níveis félsicos contendo basicamente feldspato plagioclásio. Exibem textura predominantemente grano-nematoblástica, granulação média a grossa e coloração verde escuro. (Fotografia 27).

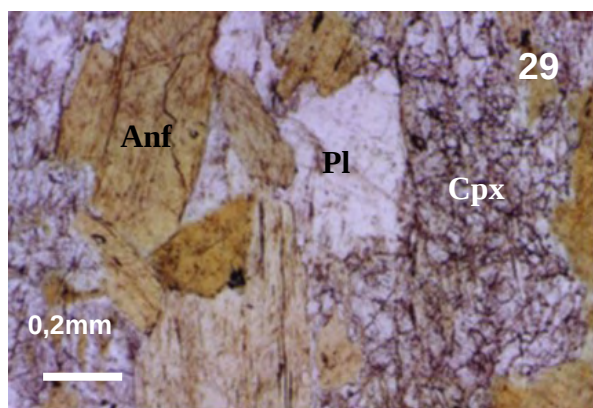
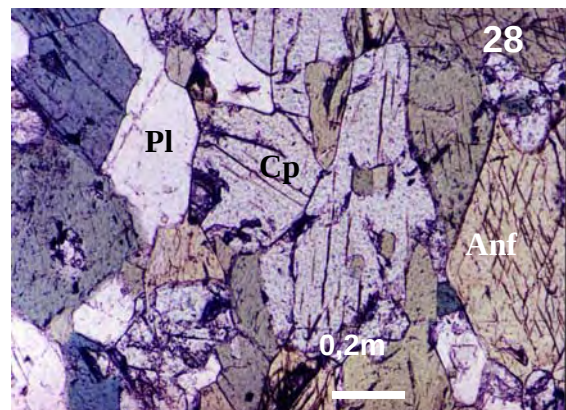
Microscopicamente, os anfibolitos bandados são constituídos por plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio como minerais principais, e apatita, opacos e titanita como minerais acessórios, além de mica branca como mineral secundário (Fotografia 28). Apresentam textura grano-nematoblástica, com contato poligonal entre os minerais principais nas porções granoblásticas e contatos retilíneos entre os minerais máficos nas porções nematoblásticas. A alternância entre níveis constituídos essencialmente por minerais máficos como anfibólio e piroxênio e minerais félsicos define a foliação principal da rocha. O plagioclásio é andesina-labradorita, apresenta geminação poli-sintética e contato por vezes irregular com o anfibólio. Geralmente o plagioclásio apresenta-se muito alterado passando para mica branca devido ao processo de argilização. O anfibólio tem forma euédrica a sub-euédrica e coloração variando de verde oliva a bege. O clinopiroxênio é diopsídico com forma sub-euédrica a anédrica e exibe coloração cinza muito claro. Foram observadas em algumas amostras inclusões de titanita euédrica a anédrica no piroxênio e no anfibólio. Cristais de apatita arredondados ocorrem em contato com piroxênio e anfibólio.

Anfibolitos a diopsídio foliados

Ocorrências de blocos soltos de anfibolitos a diopsídio foliados foram observados na parte central da área de estudo (amostra log-56). Caracterizam-se pela coloração verde

escuro a verde claro, textura nematoblástica e granulação média a grossa. Em amostra de mão, a rocha é constituída por anfibólio e piroxênio e menor quantidade por plagioclásio.

Em seção delgada, os anfibolitos foliados são constituídos por piroxênio, anfibólio e plagioclásio como minerais essenciais, esfero e opacos como minerais acessórios e a calcita é secundária. Os minerais essenciais apresentam-se muito alterados e com contatos geralmente irregulares. O piroxênio é diopsídico, caracteriza-se pela coloração cinza claro a incolor, tem forma anedral e geralmente encontra-se muito fraturado. Dois tipos de anfibólio foram observados, os anfibólios euédricos prismáticos a anédricos de coloração amarelo-esverdeado (magnésio-hornblenda a tschermakita) que definem a foliação da amostra e que ocorrem intercalados com piroxênio (Fotografia 29), e o segundo tipo são os anfibólios anédricos verde-claro (actinolita) que ocorrem tanto inclusos como nas bordas dos cristais de piroxênio. Titanitas ocorrem como cristais sub-euédricos a anédricos e em associação com plagioclásio, anfibólio e piroxênio. Os cristais de plagioclásio têm geralmente formas poligonais e apresentam-se sericitizados. Calcitas secundárias também foram observadas. Minerais opacos ocorrem associados com plagioclásio e em contato com anfibólio e piroxênio.



Metabasitos bandados

Fotografias 27 - Amostra do anfibolito bandado (log-43); 28 - Cristais de clinopiroxênio (Cpx) em associação com anfibólio (An) euédrico e plagioclásio (Pl) (log-43). Luz natural; 29- Cristais de clinopiroxênio fraturado em associação com anfibólio (Anf) e plagioclásio alterado (Pl) (log-56).

6.2.2 – Metabasitos maciços (granoblásticos)

Três ocorrências de metabasitos maciços granoblásticos mineralogicamente distintos foram observadas na área de estudo. Para facilitar a descrição dessas rochas metabásicas foram atribuídos os nomes das respectivas localidades onde ocorrem na área de estudo: Metabasito Lagoa Grande (região norte), Serra do Morro Preto (centro-sul na serra homônima) e Serra da Prata (sudeste da área na respectiva serra homônima).

Metabasito Lagoa Grande

Na porção norte da área pesquisada próximo ao vilarejo de Lagoa Grande foram observados blocos soltos de metabasitos maciços em meio aos ortognaisses migmatíticos. Os metabasitos Lagoa Grande caracterizam-se pelo aspecto maciço, granulação média a grossa, coloração verde escuro com variações para marrom escuro nas amostras mais alteradas (Fotografias 30 e 31). Mas localmente os metabasitos em questão exibem estrutura bandada, com minerais félsicos constituídos predominantemente por feldspato plagioclásio em associação com minerais máficos como o piroxênio (verde escuro) e anfibólio (verde oliva). Porções enriquecidas em granada de espessura milimétrica a centimétrica ocorrem seccionando concordante e discordantemente os metabasitos Lagoa Grande.

O contato entre os metabasitos Lagoa Grande e os ortognaisses migmatíticos não foi observado durante as campanhas de campo, mas os ortognaisses encerram espessos níveis anfibolíticos preservados.

Ao microscópio, a rocha tem textura granoblástica com contato poligonal entre os cristais, e porções caracterizada pela textura intersticial de granada e piroxênio (Fotografia 32). São formados essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, granada e esfeno, e subordinadamente por anfibólio e biotita.

O feldspato plagioclásio é anortítico, ocorre comumente como fenoblastos euédricos que consistem em um mosaico de subgrãos poligonais de plagioclásio. Inclusões de piroxênio e granada são comuns no contato dos subgrãos de plagioclásio. Os cristais de plagioclásio caracterizam-se ainda pela geminação poli-sintética marcante.

O piroxênio exibe coloração verde oliva, apresenta forma sub-euédrica e está geralmente em contato com plagioclásio e envolto pela granada. A granada tem coloração bege rosada, possui forma anédrica lamelar a vermiforme, e é comum no contato entre os subgrãos de plagioclásio e ao redor dos cristais de piroxênio e esfeno.

Os cristais de titanita são anédricos com formas arredondada a elipsoidal e possuem coloração bege alaranjada. Geralmente estão inclusas na granada, mas também ocorrem associadas ao piroxênio e plagioclásio (Fotografia 33). Anfibólios de coloração verde claro

são pouco comuns e ocorrem ao redor do piroxênio como resultado da transformação retro-metamórfica.

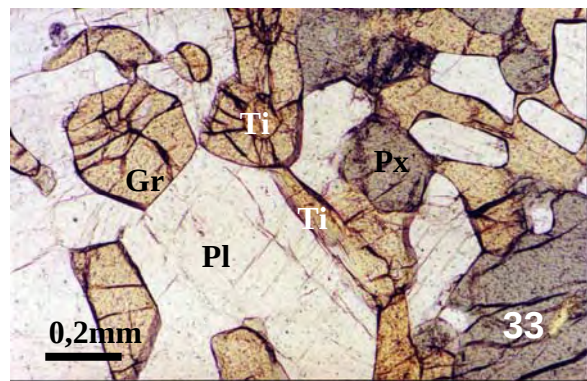
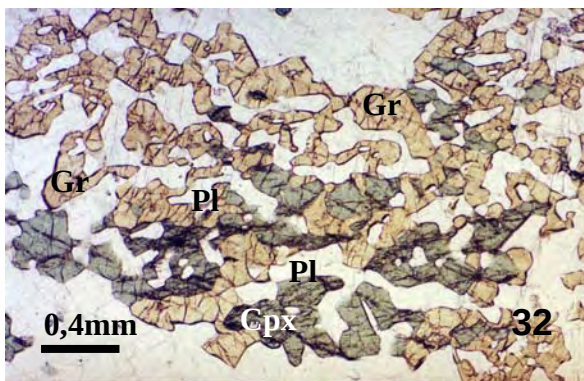
Metabasito Serra do Morro Preto

Blocos soltos de metabasitos maciços foram observados na região sudeste da área de estudo nas proximidades da serra homônima (amostra log-17). Caracterizam-se pela textura granoblástica, coloração verde claro a verde escuro e granulação média a fina (Fotografia - 34). Macroscopicamente são constituídos principalmente por piroxênio, com anfibólio e plagioclásio subordinados.

Microscopicamente, os metabasitos comportam em sua composição mineralógica: clinopiroxênio, plagioclásio, anfibólio (hornblenda e tremolita), quartzo, calcita e mica branca, e minerais acessórios como clinozoizita, epidoto e titanita. O metabasito é constituído basicamente por piroxênio (~80%) euédrico alterando para tremolita fibrosa e hornblenda euédrica de coloração esverdeada nas bordas dos cristais como resultado do retrometamorfismo. Nas amostras mais alteradas, o piroxênio é anédrico e ocorre geralmente como minerais reliquias no núcleo dos cristais de anfibólio (hornblenda) sub-euédricos de coloração verde. O feldspato plagioclásio (~5%) é cálcico e encontra-se muito saussuritizado, alterando para mica branca e calcita. Epidoto e clinozoizita arredondada são frequentes nas partes mais alteradas da amostra, e geralmente ocorrem associados com o anfibólio. Titanita anédrica a sub-euédrica, quartzo e calcita ocorrem de forma dispersa e subordinada na rocha.

Metabasito Serra da Prata

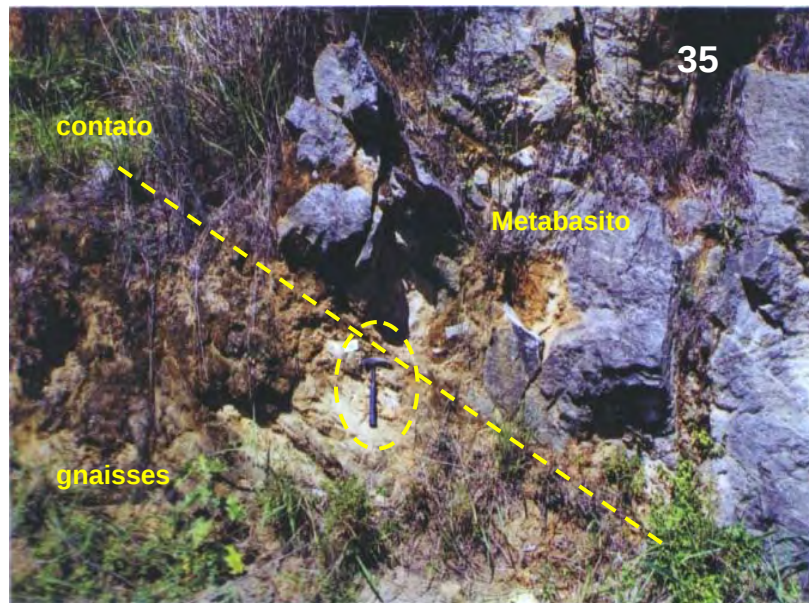
Os metabasitos Serra da Prata foram mapeados na região sudeste da área de estudo, nas serras da Prata e Olho d'Água. Ocorrem como lentes de espessura métrica alojadas nos metassedimentos (quartzitos e granada biotita gnaisses) localizados nas proximidades do vilarejo de Salóá e do Hotel Fazenda Brejo. O contato é geralmente brusco e concordante com a foliação principal (Sn) dos metassedimentos (Fotografia 35). Possuem coloração verde acizentada, são predominantemente maciças, mas localmente apresentam estrutura bandada discreta com níveis félsicos de espessura milimétrica a centimétrica ricos em feldspato plagioclásio e quartzo secundário alternados com níveis máficos enriquecidos em piroxênio e subordinadamente por anfibólio. Porfiroblastos de granada de coloração avermelhada de até dois centímetros de diâmetro ocorrem distribuídos de forma dispersa pela rocha. Nas porções bandadas a foliação geral dos metabasitos Serra da Prata é de aproximadamente N85E com caimento de baixo ângulo para SE com lineação mineral de quartzo e feldspato para S70W/15 a S15W/5. A direção da foliação principal dos metabasitos (Sn) é concordante com as medidas estruturais obtidas nos quartzitos.



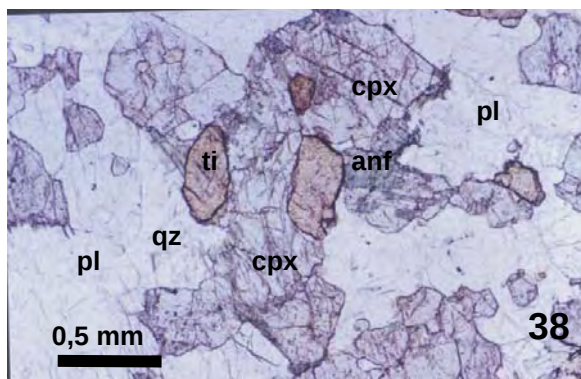
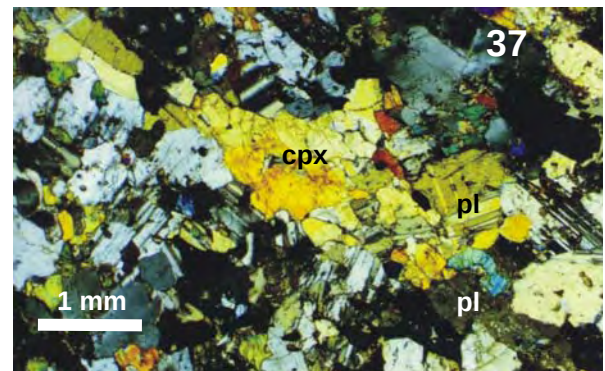
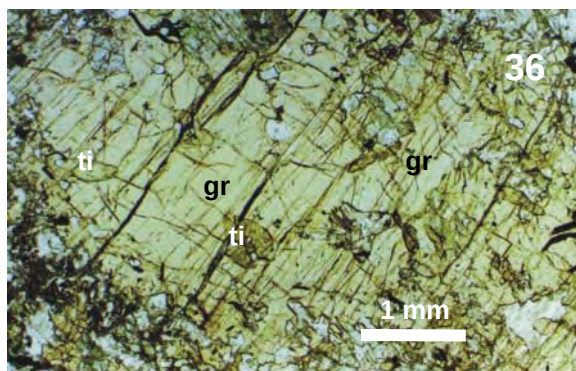
Fotografias do metabasito maciço Lagoa Grande - 30 Amostra do metabasito com aspecto maciço, granulação média (log-114); 31 - Amostra alterada do metabasito (log-114). 32 - Grãos de clinopiroxênio anédricos (Cpx) em associação com granada intersticial e vermiforme (amostra log-114). Luz natural; 33 - Cristais de granada (Gr) envolvendo grãos de clinopiroxênio (Cpx) e esfeno (Esf) (log-114). Luz natural.



Fotografia 34 - Metabasito maciço Serra do Morro Preto (log-17)



Fotografia 35 do Metabasito Serra da Prata - Contato brusco e concordante com a foliação principal Sn (N80E/38SE) entre granada biotita gnaisses alterado e o metabasito Serra da Prata (log-198). Escala: martelo.



Fotografias do metabasito Serra da Prata.

36 - Porfiroblasto de granada anédrico (amostra log-198); 37 - Cristais anédricos a sub-euédricos de clinopiroxênio e plagioclásio poligonal na matriz (log-198). Luz polarizada; 38 - Cristais sub-euedrais de clinopiroxênio alterando para anfóbio no núcleo e nas bordas (log-80). Luz natural.

Microscopicamente, os metabasitos maciços Serra da Prata são constituídos por granada, plagioclásio, piroxênio, anfibólio, biotita, clorita, quartzo, esfeno, calcita, mica branca e minerais acessórios como opacos, zircão e zoizita. Caracterizam-se pela textura granoblástica com porfiroblastos de granada poiquiloblástica. As granadas poiquiloblásticas são geralmente anédricas e comportam inclusões de piroxênio, opacos, titanita e anfibólio (Fotografia 36). Localmente, cristais menores de granada sub-euédricas ocorrem em associação com calcita secundária e quartzo, sugerindo a geração de granada tardia. O plagioclásio destaca-se pela forma poligonal, ocorrendo também como fenoblastos com geminação poli-sintética. Em algumas amostras, o plagioclásio, encontra-se intensamente fraturado e muito deformado exibindo extinção ondulante e localmente alterando para mica branca. Os cristais de piroxênio são euédricos a sub-euédricos, caracterizam-se pela coloração cinza claro e geralmente ocorrem associados com anfibólio, plagioclásio e titanita (Fotografia 37). Os anfibólios caracterizam-se pela coloração verde escuro e ocorrem tanto nas bordas como no núcleo dos cristais de piroxênio como produto do metamorfismo retrogressivo (Fotografia 38). Tremolita pode ocorrer também nas bordas dos cristais de piroxênio diopsídico. Em algumas amostras foram observadas lamelas de biotitas de coloração marrom avermelhado alterando para clorita. Cristais de zircão inclusos na biotita também são frequentes. Cristais de quartzo poli-cristalino com sub-grãos nas bordas e extinção ondulante são comuns, indicando a influência de esforços durante a recristalização da rocha. Em amostras submetidas a deformações mais intensas foram observados *ribbons* de quartzo. Os esfenos são caracterizados por cristais euédricos a sub-euédricos de coloração bege rosado, e ocorrem sempre associados ao piroxênio e a granada. A calcita secundária ocorre subordinadamente na matriz da amostra. A pirita é o único mineral metálico da rocha.

6.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GECRONOLOGIA

Dentre as rochas metabásicas mapeadas na área de estudo, apenas o metabasito maciço Serra da Prata foi analisado para geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total e U-Pb em zircões. O metabasito analisado aflora próximo ao município de Saloá, ocorrendo como espessa lente em contato concordante com granada-biotita gnaiss alterado (Fotografia - 34). Os dados isotópicos obtidos são apresentados nas tabelas 8 e 9

Tabela 8 – Dados isotópicos Sm-Nd e idades modelos $T_{(DM)}$ dos metabasitos Serra da Prata.
 * Análise efetuada no CPG/IGc/USP.

Amostra	Litologia	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Sm^{147}/Nd^{144}	Erro	Nd^{143}/Nd^{144}	Erro	$\epsilon Nd(0)$	$\epsilon Nd(0.6Ga)$	T_{DM} (Ga)
Log-198*	Metabasito Serra da Prata	40,19	8,601	0,1294	0.0004	0,511834	0.000015	-15,68	-10,53	2,2

Geoquímica isotópica Sm-Nd - O metabasito Serra da Prata forneceu idade modelo $T_{(DM)}$ de 2,2Ga associada ao $\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ de -10,53. Se for levada em conta uma origem ígnea para os metabasitos a assinatura isotópica obtida, poderia ser compatível com um manto enriquecido, apesar da idade de 2,2Ga ser muito alta para a idade de cristalização esperada (1,4 a 0,8Ga). Por outro lado, uma contaminação com as rochas metassedimentares encaixantes para a referida rocha não é descartada, principalmente pelo fato da idade modelo $T_{(DM)}$ ser praticamente igual a dos migmatitos de protólito sedimentar (~2,2Ga) com $\epsilon Nd_t(0.6Ga)$ bastante negativo, além do padrão dos elementos terras raras serem muito semelhantes. Melhores estudos são necessários na região.

Datação U-Pb em zircão - As principais características morfológicas dos cristais de zircão dos metabasitos Serra da Prata são apresentadas a seguir:

1) possuem dimensões bem menores do que o zircão frequentemente observado em rochas ácidas e até mesmo básicas;

2) duas populações distintas de zircão foram identificadas, a primeira composta por cristais idiomórficos, bi-terminados com o núcleo escurecido aparentemente "sujo" (provavelmente núcleos herdados mais antigos). A segunda população é constituída por cristais idiomórficos límpidos e bi-terminados, consideradas para o momento como predominantemente metamórficos (Fotografias 39A, 39B e 39C).

Para a análise isotópica foram separadas quatro frações de zircão, denominadas de frações A, B, C e D. As três primeiras frações (A, B e C) são constituídas pela primeira população de zircão, e a fração D pela segunda população. Dentre as frações analisadas, apenas a fração A que corresponde à análise 2503 mostrou um erro analítico significativo quando comparado com as demais frações B, C e D (Figura 49). Devido a esse erro, os dados dessa fração não foram utilizados na obtenção das idades sugestivas. As três frações consideradas B, C e D posicionaram-se longe da curva da concórdia e sem dispersão linear, não sendo possível então definir idades de cristalização e/ou metamorfismo. No entanto, dois diagramas da concórdia U-Pb foram confeccionados com o intuito de explorar possíveis idades sugestivas com base nos dados isotópicos disponíveis.

O primeiro diagrama da concórdia U-Pb foi confeccionado forçando o intercepto inferior para 600Ma. Tal idade foi sugerida levando em conta a idade de metamorfismo

(orogênese brasileira) que teria afetado a região durante o final do neoproterozóico. O diagrama U-Pb resultante forneceu no intercepto superior idade de 2179 ± 230 Ma com MSWD igual a 27 (Figura 50). Se for verdadeira, a idade paleoproterozóica em torno de 2,0 Ga obtida pode estar indicando duas possibilidades: 1) de que o núcleo do zircão pode ser detrítico e proveniente de uma fonte paleoproterozóica e nesse caso o metabasito seria para-derivado; ou 2) os zircões são xenocristais arrancados do embasamento durante a ascensão do magma.

Em um segundo caso foi confeccionado diagrama da concórdia com os dados isotópicos onde o intercepto superior forneceu uma idade de cristalização de 1046 ± 36 Ma quando o intercepto inferior foi forçado para 0 Ma (Figura 51). O valor do MSWD muito elevado indica que tal idade deve ser tratada com cautela. Os pontos negativos para essa idade em torno de 1,0 Ga: 1) desconsidera a ocorrência da orogênese Brasileira que ocorreu no final do neoproterozóico (~ 600 Ma), um ponto negativo dada as condições metamórficas em que as rochas se encontram; 2) a assinatura isotópica do metabasito em questão desfavorece a possibilidade do magmatismo básico juvenil meso ou neoproterozóico.

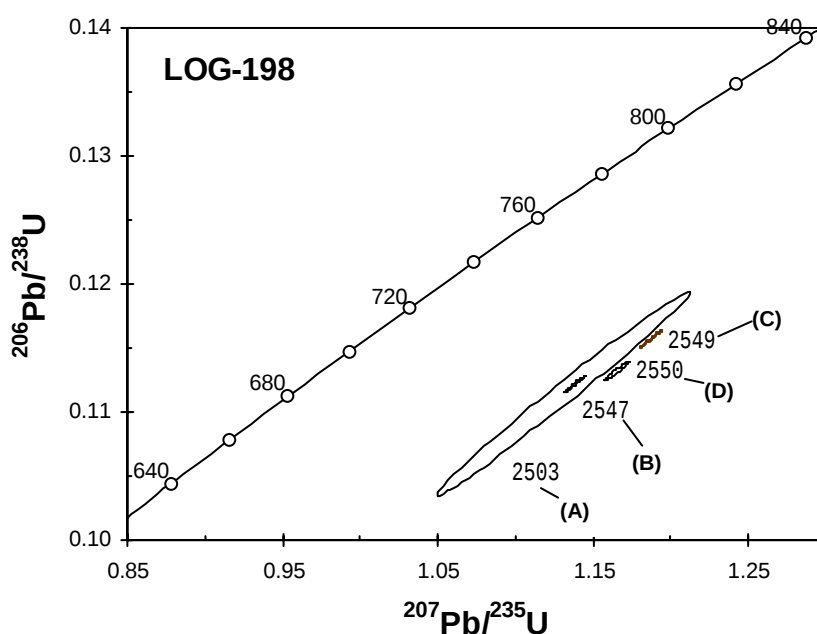


Figura 49 - Diagrama da concórdia U-Pb considerando as quatro frações do zircão do metabasito Serra da Prata.

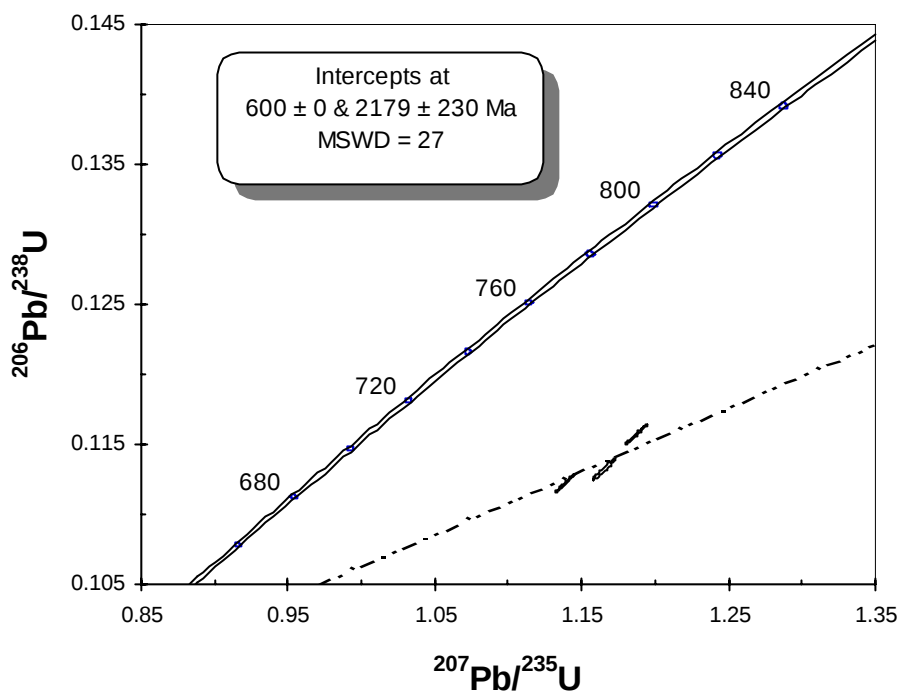


Figura 50 - Diagrama da concórdia U-Pb considerando as frações B, C e D do metabasito Serra da Prata (log-198). Idade de intercepto superior sugestiva de 2179 ± 230 Ma (forçado para 600 Ma).

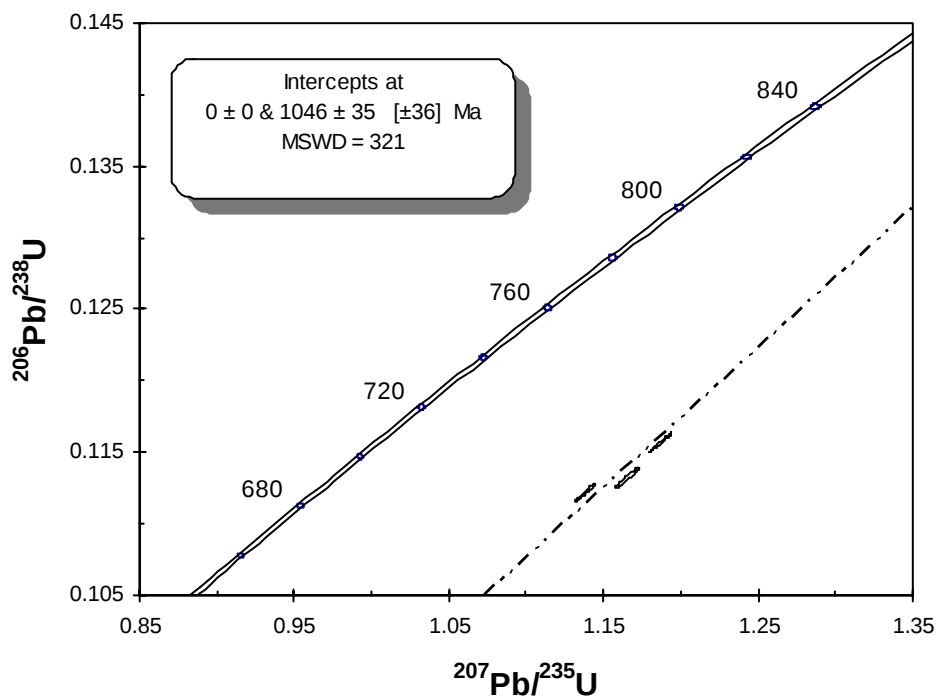


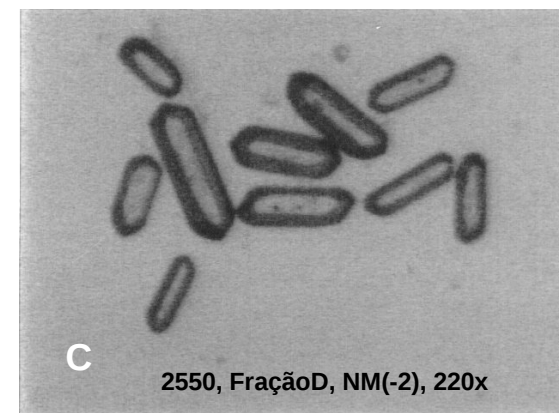
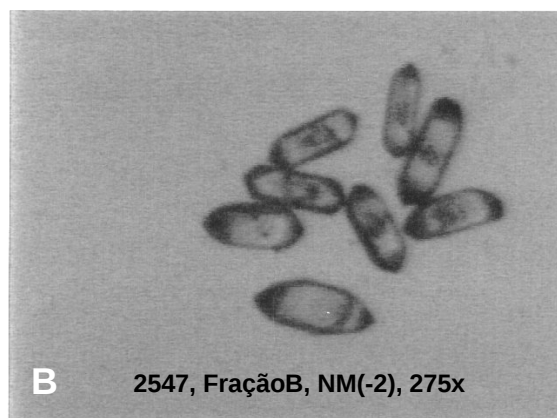
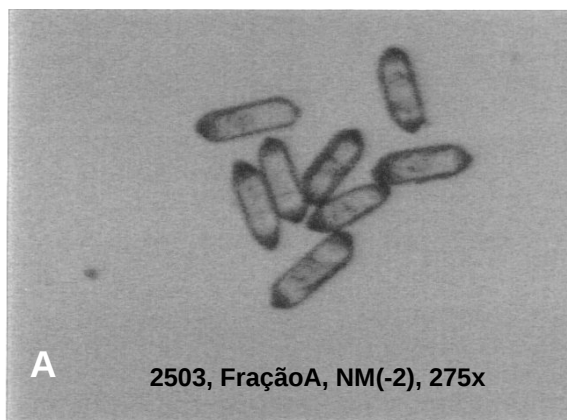
Figura 51 - Diagrama da concórdia U-Pb das frações B, C e D do metabasito Serra da Prata (log-198). Idade de 1046 ± 35 Ma no intercepto superior com o intercepto inferior sendo forçado a 0 Ma.

SPU	fração magnética	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	COEF.	238/206	Erro (%)	207/206#	Erro (%)	206/204*
2503	A	1.13099	5.9	0.11145	5.84	0.992241	8.972633	5.84	0.0736	0.733	147.4
2547	B	1.13828	0.482	0.112171	0.476	0.987664	8.91496	0.476	0.073598	0.0755	4696.8
2549	C	1.18696	0.501	0.115673	0.497	0.99179	8.64506	0.497	0.074422	0.064	3632.8
2550	D	1.16539	0.559	0.11322	0.545	0.974909	8.832362	0.545	0.074653	0.125	2100.1

Tabela 9 - Dados isotópicos U-Pb obtidos em zircão do metabasito Serra da Prata (log-198).

continuação

SPU	fração magnética	Pb (ppm)	U (ppm)	Weight (mg)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)
2503	A	20.4	171.4	0.022	681	768	1031
2547	B	35.0	319.0	0.033	685	772	1031
2549	C	35.9	315.8	0.023	706	795	1053
2550	D	29.0	260.6	0.019	691	784	1059



Fotografias do conjunto de zircão do metabasito Serra da Prata - 39 A. Fração A, cristais de zircão bi-terminados, fração não-magnética com ângulo -2°, aumento de 275 vezes; 39B. Fração B, cristais de zircão bi-terminados e com núcleo "sujo", fração não-magnética com ângulo -2°, aumento de 275 vezes; 39C. Fração D, cristais de zircão límpidos, fração não-magnética com ângulo -2°, aumento de 220 vezes.

6.4 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica foi realizada tanto para os metabasitos bandados como para os metabasitos maciços (ANEXO 2). Para os metabasitos bandados foram selecionadas duas amostras: metabasito bandado (log-43) e foliado (log-56). Em relação aos metabasitos maciços granoblásticos foi analisada uma amostra do metabasito Lagoa Grande (log-114), uma do metabasito Serra do Morro Preto (log-17) e duas do metabasito Serra da Prata (log-80 e log-198).

Os metabasitos foram analisados em diagramas discriminantes e de classificação para rochas básicas (Figuras 52 a 61). Para os diagramas com a distribuição dos elementos terras-raras e traços foram utilizados os dados do manto primitivo de Sun (1982) e de Thompson *et al.* (1982) para a normalização. A seguir são apresentadas as principais características químicas das rochas metabásicas presentes na área de estudo.

Metabasitos bandados

Os anfibolitos a diopsídio bandados e localmente foliados caracterizam-se pela composição básica e afinidade sub-alcalina toleítica. Composicionalmente assemelham-se aos basaltos. No diagrama discriminante de ambiente geotectônico de Pearce *et al.* (1975) os anfibolitos a diopsídio são projetados no campo dos basaltos continentais. A variação composicional em termos de elementos maiores e alguns traços observada nos diagramas confeccionados parece sugerir alguma modificação química devido ao metamorfismo e deformação. Caso isso não ocorra as variações são devido à diferentes fontes e processos de fusão parcial responsáveis pela geração dos anfibolitos analisados. Em relação aos elementos terras-raras (ETRs), os anfibolitos a diopsídio bandados mostram padrões de distribuição fracionados exibindo enriquecimento de ETRL e empobrecimento em ETRP. No diagrama multi-elementar mostram pico em Rb e empobrecimento de Nb, Ta, Zr e Hf, um padrão de distribuição similar aos metabasitos maciços Serra do Morro Preto.

Metabasitos maciços

1) O metabasito maciço Lagoa Grande caracteriza-se pela composição básica com alta concentração de Al_2O_3 (24.4%) e CaO (22.3%), composição esta compatível com a presença de plagioclásio anortítico e granada grossulária na composição mineralógica da rocha. Quanto aos elementos traços mostram valores elevados para Sr com 2056.2ppm e Zr com 149.5ppm. O metabasito Lagoa Grande tem afinidade geoquímica sub-alcalina toleítica com concentração maior de FeOt em relação ao MgO e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Composicionalmente não se assemelham a nenhuma das rochas vulcânicas nos diagramas de classificação de Cox *et al.* (1979) e Winchester & Floyd (1977). Esse fato sugere que a composição química

original do metabasito Lagoa Grande provavelmente foi alterada pelo metamorfismo e deformação. E quanto à ambiência tectônica concentra-se tanto no campo dos basaltos continentais intraplaca (Pearce *et al.*, 1975; Pearce & Cann, 1973) como de fundo oceânico (Shervais, 1982). Analisando o padrão de distribuição de elementos terras-raras o metabasito Lagoa Grande mostra-se fracionado exibindo enriquecimento de ETRL e empobrecimento em ETRP. Em relação ao padrão de distribuição dos elementos traços e terras-raras no diagrama multi-elementar, destaca-se pelo pico em Th e Sr e depressões em Rb (acentuado) e Nb.

2) O metabasito Serra do Morro Preto é uma rocha de composição intermediária com teor elevado de MgO (12.44%), o que é compatível com a quantidade modal do piroxênio (~80%) na amostra ser alta. Caracteriza-se pela afinidade geoquímica sub-alcálica toleítica com enriquecimento de MgO em relação aos outros metabasitos analisados. No diagrama de classificação de Cox *et al.* (1979) o metabasito da Serra do Morro Preto projeta fora dos campos definidos para as rochas vulcânicas, sugerindo que a composição original da rocha foi provavelmente modificada em termos de elementos maiores. No diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977), no entanto, o metabasito em questão mostra tendência andesítica a traqui-andesítica. No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Shervais (1982) com base em elementos traços, projetam-se no campo dos basaltos de arco de ilha. O metabasito da Serra do Morro Preto parece mais primitivo que os demais metabasitos, quando se analisam os elementos terras-raras (ETRs). O padrão de distribuição de ETRs mostra-se mais horizontalizado e menos diferenciado com suave enriquecimento de ETRL em relação ao ETRP, e leve anomalia negativa de Eu ainda é observada. O padrão de distribuição dos elementos traços e terras-raras no diagrama multi-elementar também é mais horizontalizado com picos discretos de Rb e Th e depressões em Nb e Zr, apresenta ainda um padrão de distribuição similar aos metabasitos bandados (amostra log-56).

3) Os metabasitos maciços Serra da Prata possuem composição intermediária e conteúdo relativamente elevado de CaO (8.75 a 14.2%), o que é compatível com a presença de feldspato plagioclásio anortítico (An_{90} a An_{99}) e a granada enriquecida em cálcio com grossulária variando de 37 a 54%. Em relação aos elementos traços caracterizam-se pelos valores elevados de Ba com teores entre 6892 a 9482ppm e de W variando de 6.5 e 457ppm. Diferem das demais rochas metabásicas por possuírem afinidade geoquímica sub-alcálica cálcio-alcálica. Composicionalmente variam de andesitos, andesitos-basálticos a traqui-andesitos nos diagramas de classificação de Cox *et al.* (1979) e Winchester & Floyd (1977). Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico os metabasitos Serra da Prata

projetam tanto no campo dos basaltos gerados em ambiente continental intraplaca (Pearce *et al.* 1975; Pearce & Cann, 1973) como de fundo oceânico (Shervais, 1982). O padrão de distribuição dos elementos terras-raras dos metabasitos Serra da Prata difere das demais rochas devido ao maior fracionamento dos ETRs, exibindo enriquecimento em ETRL em relação ao ETRP, com razões (La/Yb)_N variando de 7.39 (log198) a 11.23 (log80). A anomalia negativa de Eu sugere o fracionamento de plagioclásio no magma residual da rocha fonte. Em relação ao padrão de distribuição de elementos traços e terras-raras, mostram depressões em Nb, Ta e Sr, e pico em Ba.

Discussão – Os metabasitos da área de estudo são rochas sub-alcálinas, e em maior número possuem afinidade geoquímica toleítica (metabasitos bandados e maciços Lagoa Grande e Serra do Morro Preto) e de forma restrita tem tendência cálcio-alcálica (metabasito maciço Serra da Prata). Os diagramas de classificação de rochas vulcânicas e os de discriminação de ambiente tectônico confeccionados para os metabasitos analisados mostram geralmente os dados projetados de forma dispersa dificultando a interpretação das características químicas das rochas metabásicas. No entanto, foi observada uma tendência dos metabasitos estarem associadas ao magmatismo básico de abertura de bacia intraplaca (ver os diagrama de Pearce & Cann (1973), com aumento do Zr entre as amostras analisadas).

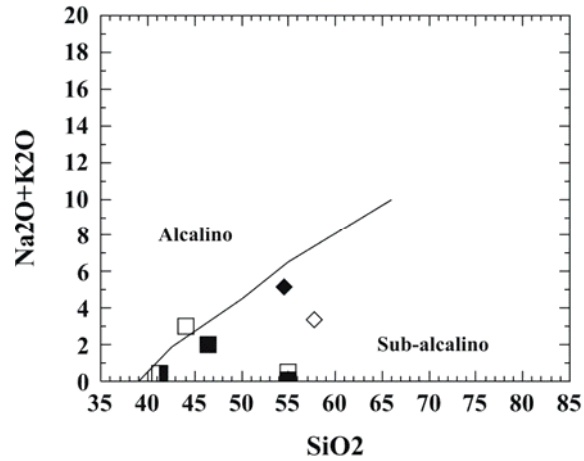


Figura 52 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 de Irvine e Baragar (1971) para as rochas metabásicas da área pesquisada.

Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (▤), Serra do Morro Preto (▥) e Serra da Prata (◆ e ◇).

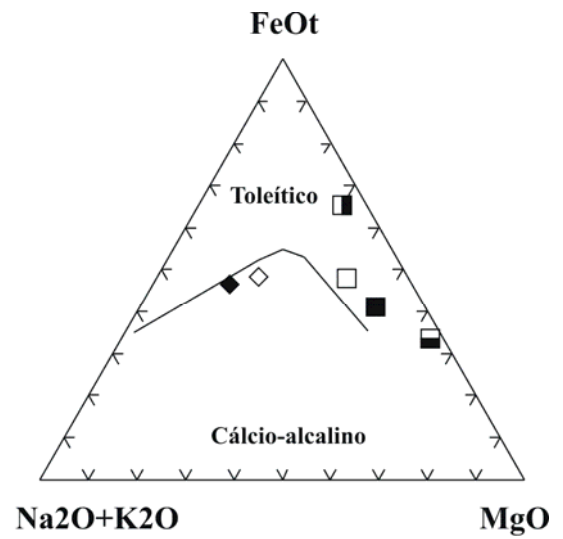


Figura 53 - Diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar (1971) para as rochas metabásicas. Simbologia é a mesma utilizada na figura anterior.

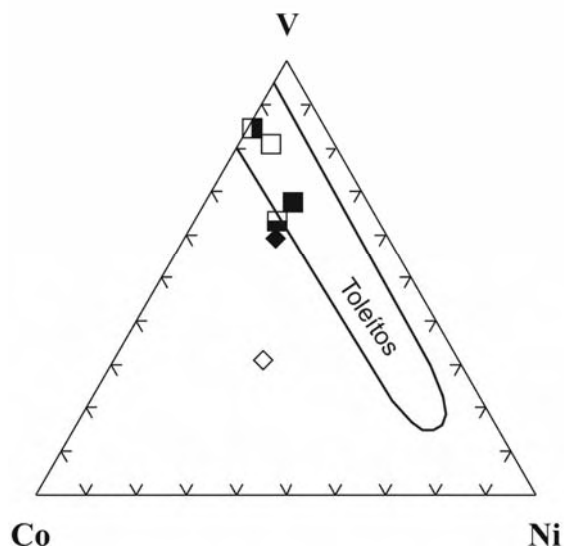


Figura 54 - Diagrama V vs Co vs Ni de Ishikawa (1968). Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (▤), Serra do Morro Preto (▥) e Serra da Prata (◆ e ◇).

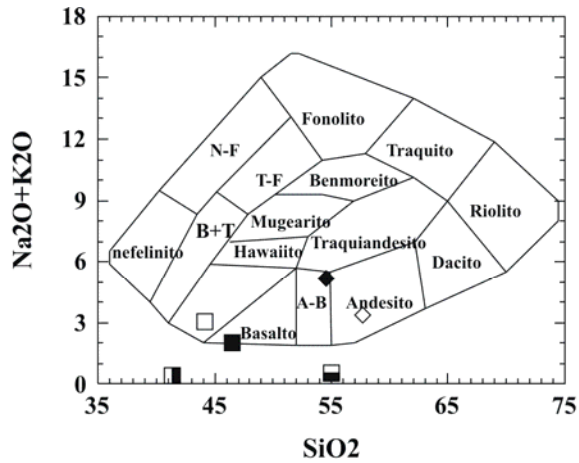


Figura 55 - Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox *et al.* (1979). Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (▣), Serra do Morro Preto (▤) e Serra da Prata (◆ e ◇).

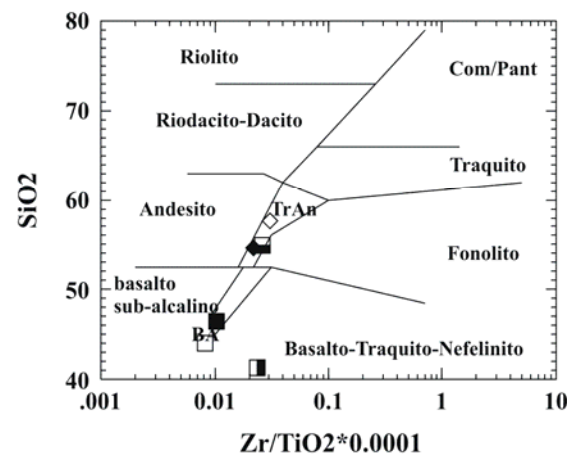
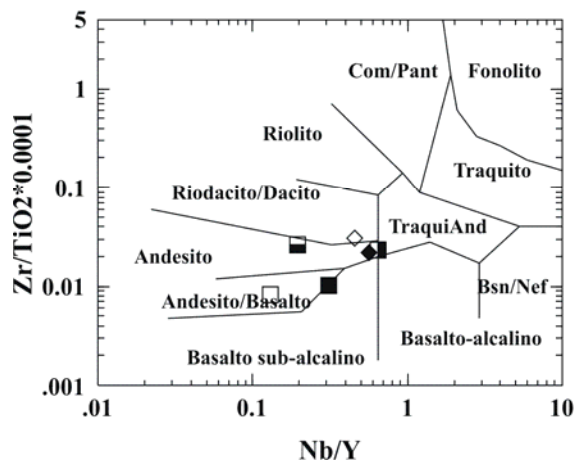


Figura 56 - Diagramas de classificação de rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977) para as rochas metabásicas da área pesquisada. Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (▣), Serra do Morro Preto (▤) e Serra da Prata (◆ e ◇).

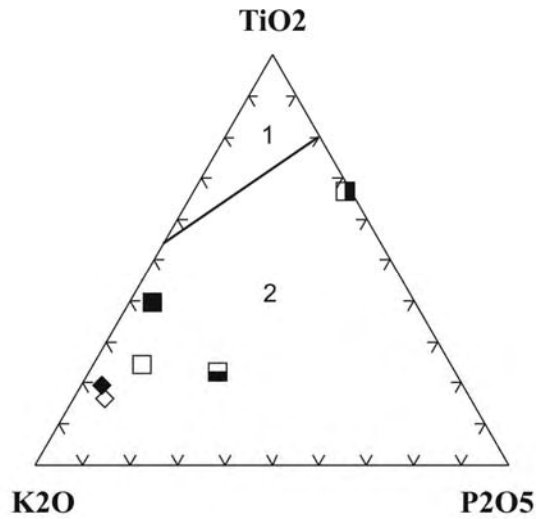


Figura 57 - Diagrama discriminante K_2O Vs TiO_2 vs P_2O_5 de Pearce *et al.* (1975) com o campo dos basaltos oceânicos (1) e basaltos continentais (2). Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (■), Serra do Morro Preto (■) e Serra da Prata (◆ e ◇).

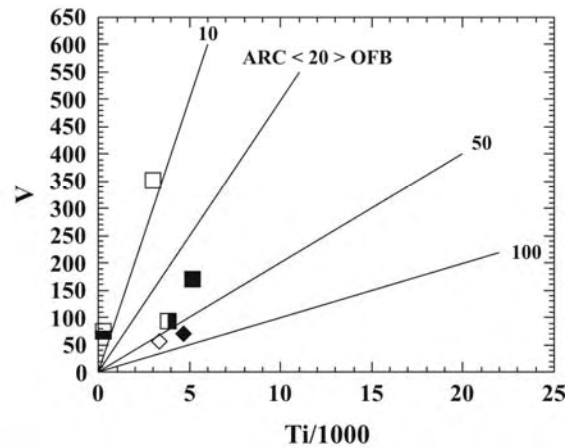


Figura 58 - Diagrama discriminante $Ti/1000$ vs V de Shervais (1982) com o campo dos basaltos oceânicos (OFB) e basaltos de arco de ilha (ARC). Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (■ e □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (■), Serra do Morro Preto (■) e Serra da Prata (◆ e ◇).

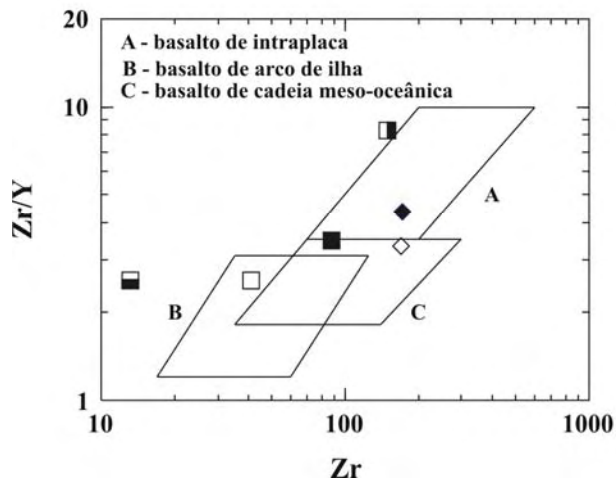


Figura 59 - Diagrama discriminante $\log Zr$ - $\log(Zr/Y)$ de Pearce & Cann (1973) com o campo dos basaltos intraplaca (A), arco de ilha (B), e cadeia meso-oceânica (C).

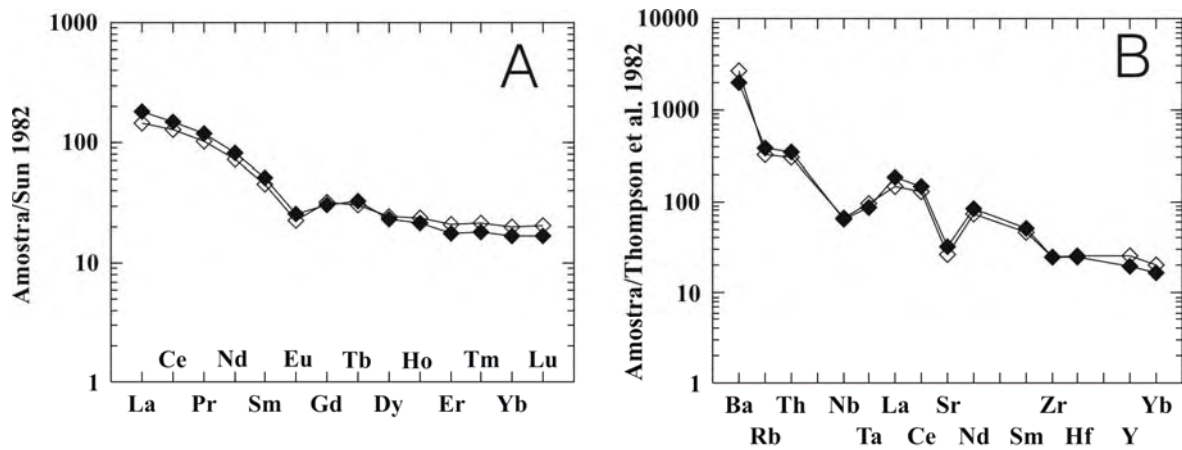


Figura 60 - **Metabasito maciço Serra da Prata.** A. Padrão de distribuição dos elementos terras-raras normalizado para o manto primitivo de Sun (1982); B. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982).

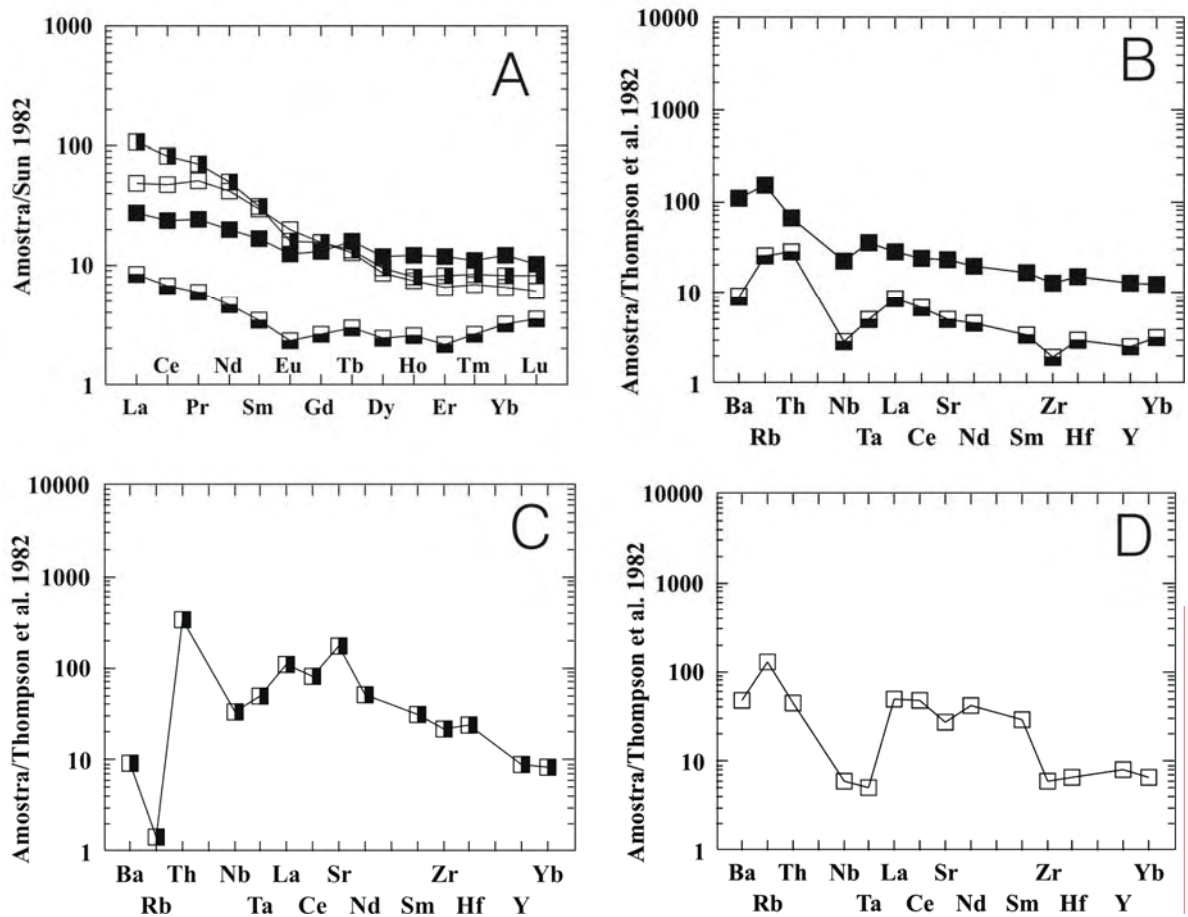


Figura 61 - **Metabasitos toleíticos.** A. Padrão de distribuição dos elementos terras-raras normalizado para o manto primitivo de Sun (1982); B, C e D. Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982). Simbologia: Metabasito bandado - anfibolito a diopsídio (log-56 ■ e log-43 □). Metabasitos maciços Lagoa Grande (log-114 □), Serra do Morro Preto (log-17 ■) e Serra da Prata (log-80 ◆ e log-198 ◇).

6.5 - QUÍMICA MINERAL

Para a análise de química mineral foram selecionadas duas amostras representativas dos metabasitos bandados (anfíbolitos a diopsídio bandados localmente foliados, amostras log-43 e log-56), e três amostras de metabasitos maciços (uma amostra log-114 corresponde ao metabasito Lagoa Grande e duas amostras log-80 e log-198 ao metabasito Serra da Prata).

Minerais como granada, piroxênio, plagioclásio e anfibólio foram analisados com amostragens pontuais no núcleo e nas bordas dos grãos. Para a caracterização química das granadas do metabasito Serra da Prata (log-198) foi realizada uma série de análises na forma de perfis ao longo dos porfiroblastos, tanto paralelo como perpendicular a foliação principal da rocha (Fotografia 43). Em relação aos demais minerais, foram analisadas tanto as bordas como o núcleo dos cristais. As análises de química mineral dos metabasitos estão listadas no ANEXO3.

Metabasitos bandados

Anfíbolitos a diopsídio bandados

Anfibólio - Os anfíbolitos a diopsídio bandados são constituídos por anfibólios cálcicos (Figura 62). Com base nos parâmetros de classificação de Leake *et al.* (1997), os anfibólios das duas amostras analisadas estão projetados em diagramas distintos devido a variação no conteúdo de alcalis $(Na+K)_A$. No diagrama de classificação $Ca_B \geq 0.5$ e $(Na+K)_A < 0.5$, os anfibólios da amostra log-56 concentram-se entre o campo do magnésio-hornblenda e da tschermakita com variações para actinolita como produto do retrometarmofismo do piroxênio. Os anfibólios da amostra log-43 concentram-se no campo do magnésio-hastingsita no diagrama de classificação $Ca_B \geq 0.5$, $(Na+K)_A \geq 0.5$ e $Ti < 0.5$.

Clinopiroxênio - Os piroxênios dos anfíbolitos a diopsídio bandados tem composição média de $Wo_{49}En_{37}Fs_{14}$, e no diagrama wollastonita-enstatita-ferrosilita estão projetados no campo do diopsídio segundo a classificação de Deer *et al.* (1966), (Figura 63).

Feldspato plagioclásio - Duas composições distintas de plagioclásio foram observadas nos anfíbolitos a diopsídio bandados. A amostra log-43 é constituída por plagioclásio andesina-labradorita com composição que varia de An_{46} a An_{51} , e a amostra log-56 por plagioclásio extremamente cálcico, com composição variando de An_{88} a An_{92} (Figura 64).

Metabasitos maciços

Metabasito Lagoa Grande

Clinopiroxênio - Os grãos de piroxênio são enriquecidos em CaO (~24wt%) e apresentam composição média de $Wo_{53}En_{26}Fs_{21}$. No diagrama wollastonita-enstatita-ferrosilita os dados químicos do piroxênio concentram-se no campo da wollastonita, segundo a classificação de Deer *et al.* (1966) (Figura 63).

Feldspato plagioclásio - O plagioclásio é extremamente cálcico com composição variando de An_{97} a An_{99} . O zoneamento químico é discreto, com núcleo mais rico em cálcio em relação às bordas. No diagrama triangular Albita-Ortoclásio-Anortita os grãos de plagioclásio concentram-se no campo da anortita (Figura 64).

Granada - A granada do metabasito Lagoa Grande mostra alta concentração de CaO (~32%), com composição variando de 72 a 74% de grossulária, 22 a 25% de almandina, 1,5 a 1,9% de piropo e 1,1 a 1,8% de espessartita (Figura 65). Não foi observada variação composicional significativa do núcleo para a borda da granada.

Metabasito Serra da Prata

Granada - As granadas são enriquecidas em Ca e Fe com aproximadamente 37-54% de grossulária e 21-43% de almandina, e empobrecidas em Mg e Mn com 0,7-5% de piropo e 15-29% de espessartita, respectivamente (Figura 65, fotografia 40). O núcleo do porfiroblasto de granada tem composição média de $Grs_{34,5-43,8}Alm_{35,2-43,2}Sps_{15,4-19,8}Prp_{1,2-2,9}$ e borda $Grs_{41,6-43,6}Alm_{38,3-38,5}Sps_{16,2-18,3}Prp_{1,8-2,1}$. Os perfis composicionais de grossulária e almandina mostram um núcleo com variações na concentração de Ca e Fe. Por outro lado, a borda é caracterizada pelo aumento na fração molar de grossulária e empobrecimento na fração molar de almandina (Figura 66A). A fração molar de espessartita mostra um perfil muito parecido com a fração molar da grossulária, porém, nas bordas o perfil composicional da espessartita é caracterizada pelo decréscimo na concentração de Mn. A fração molar de piropo caracteriza-se pelo perfil composicional quase plano, com poucas variações na concentração de Mg ao longo do porfiroblasto de granada (Figura 66A e 66B).

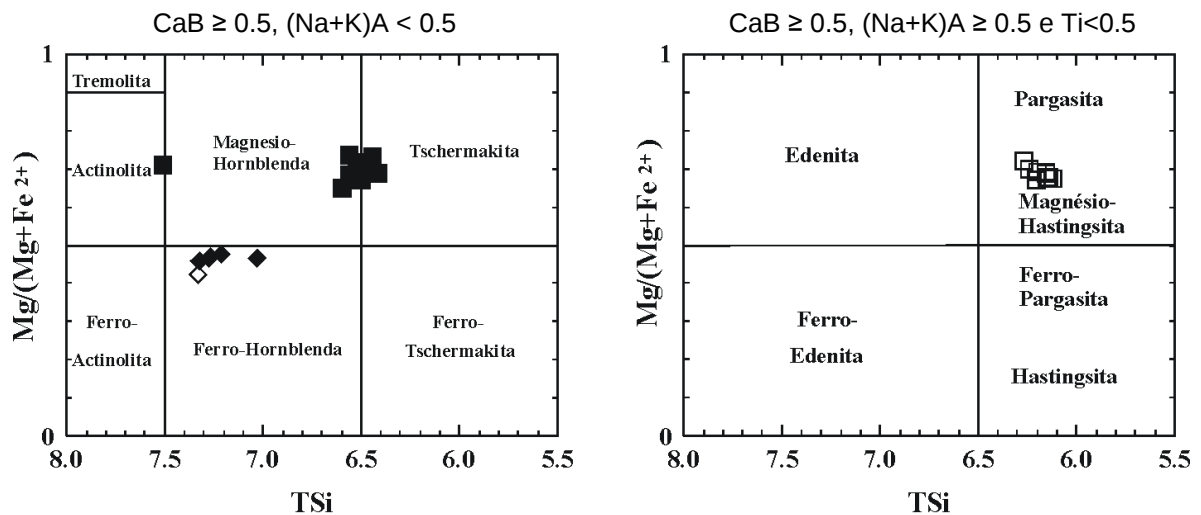


Figura 62- Diagrama de classificação dos anfíbios cálcicos de Leake *et al.* (1997) para as rochas metabásicas. Simbologia: Metabasitos bandados: anfíbolitos a diopsídio log-56 (■) e log-43 (□). Metabasitos maciços: Serra da Prata log-198 (◇) e log-80 (◆).

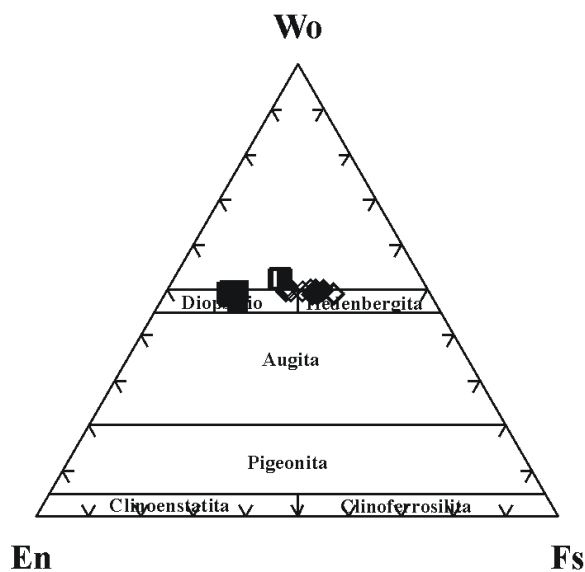


Figura 63 - Diagrama wollastonita - Enstatita - Ferrosilite segundo a classificação de Deer *et al.* (1966), com os piroxênios dos metabasitos. Simbologia: Metabasito bandado – anfíbolitos a diopsídio (□ e ■). Metabasito maciços Lagoa Grande (▣) Serra do Morro Preto (■) e Serra da Prata (◇ e ◆).

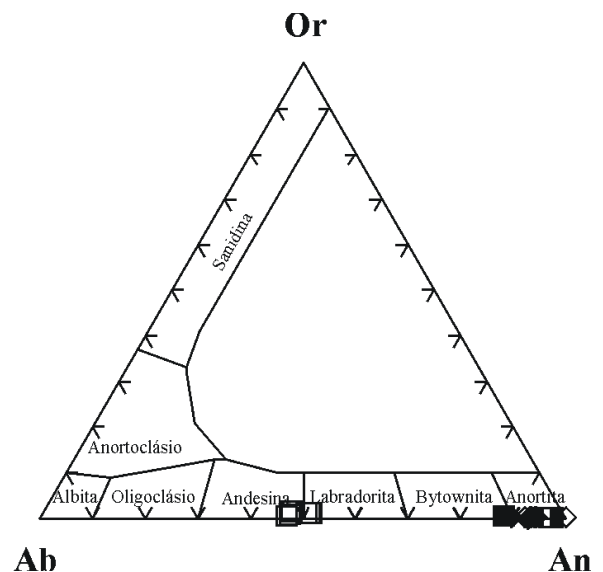


Figura 64 - Diagrama triangular Albite-Ortoclásio-Anortita com os feldspatos dos metabasitos. Simbologia: Metabasito bandado – anfíbolitos a diopsídio (□ e ■). Metabasito maciços Lagoa Grande (▣) Serra do Morro Preto (■) e Serra da Prata (◇ e ◆).

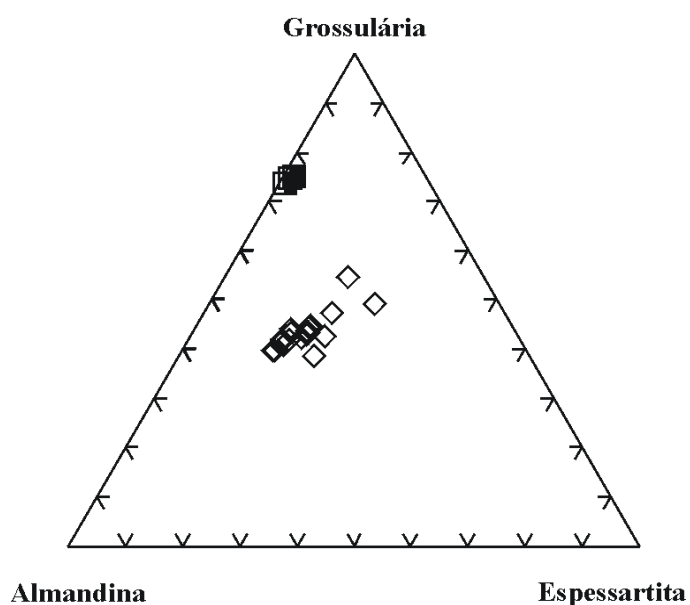
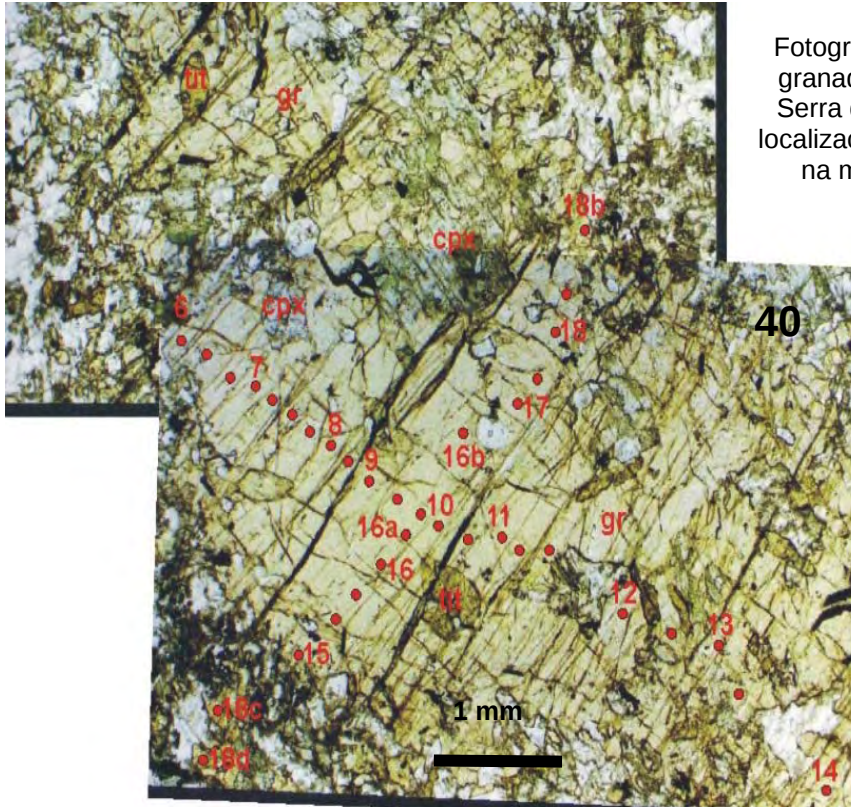


Figura 65 - Diagrama triangular Almandina-Grossulária-Espessartita, com as granadas dos metabasitos. Simbologia: Metabasitos maciços Lagoa Grande (■) e Serra da Prata (◇).

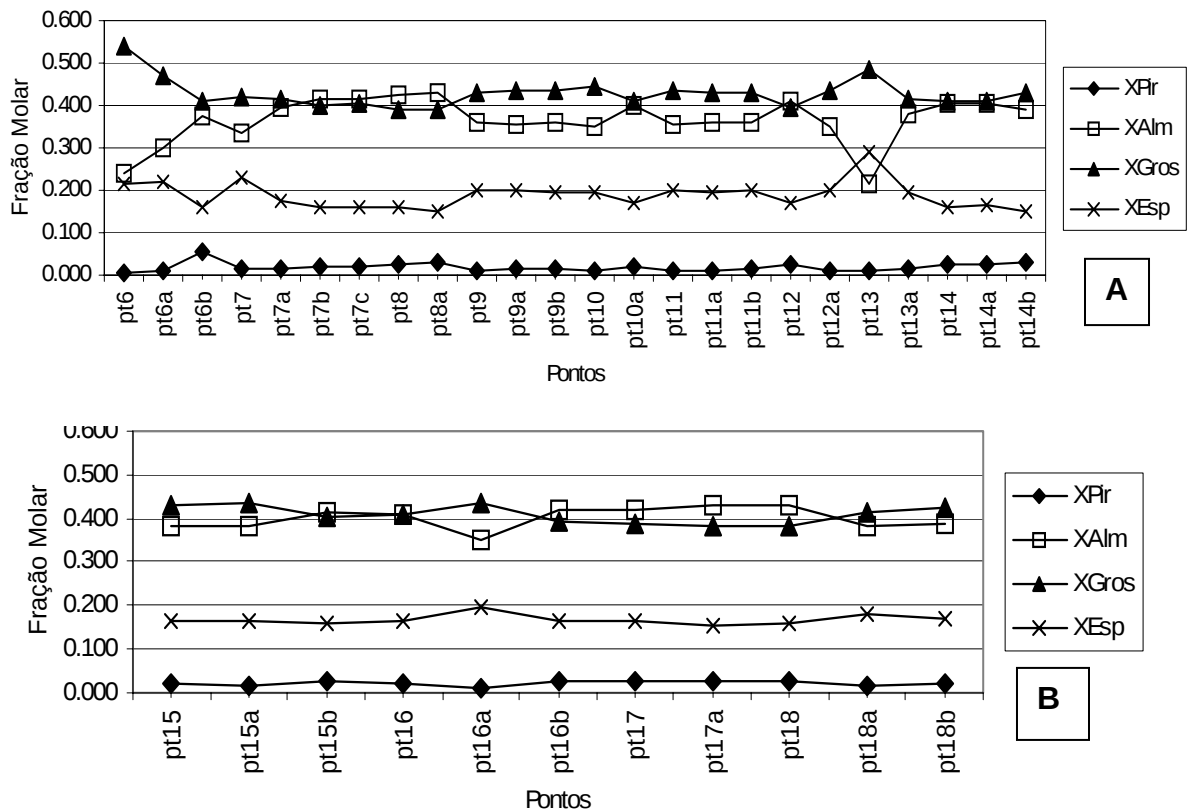
Clinopiroxênio - Os piroxênios variam de diopsídio a hedenbergita com composição média de $Wo_{49-51}En_{18-27}Fs_{23-32}$ (Figura 63). A diferença composicional foi observada principalmente entre o piroxênio incluído na granada que é mais enriquecido em Fe e empobrecido em Mg em relação ao piroxênio da matriz.

Anfibólio - Os anfibólios analisados ocorrem tanto ao redor como no núcleo dos cristais de clinopiroxênio como resultado do retrometamorfismo. Os anfibólios são cálcicos e no diagrama de classificação $Ca_B \geq 0.5$ e $(Na+K)_A < 0.5$ de Leake *et al.* (1997) concentram-se no campo do ferro-hornblenda (Figura 62).

Feldspato plagioclásio - O plagioclásio é extremamente rico em cálcio, com composição variando de $An_{89.7}-An_{99.9}$ (Figura 64). Foi observado zoneamento químico bem discreto no plagioclásio, com o núcleo um pouco mais enriquecido em sódio em relação às bordas.



Fotografia – 40 Porfiroblasto de granada do metabasito maciço Serra da Prata (log-198) com a localização dos pontos analisados na microsonda eletrônica.



Figuras 66A e 66B - Perfis composicionais da granada do metabasito maciço Serra da Prata (amostra log198). Frações molares de grossulária (XGros), espessartira (XEsp), piropo (XPir) e almandina (XAlm).

6.6 - TERMOBAROMETRIA

A partir do estudo petrográfico, foi possível constatar a ocorrência de minerais anidros como o clinopiroxênio na composição mineralógica dos metabasitos bandados e maciços. Segundo Thompson (1992), a presença de clinopiroxênio na paragénes mineral de rochas metabásicas deve-se principalmente a quebra de minerais hidratados como o anfibólio, caracterizando a transição da fácies anfibolito para granulito.

Metabasitos bandados

Anfibolitos a diopsídio bandados - Os anfibolitos analisados ocorrem como blocos soltos localizados nas proximidades do Pluton Serra do Macaco a sudoeste da área de estudo. Com base no estudo petrográfico, apresentam a seguinte paragénes mineral: anfibólio-clinopiroxênio-plagioclásio.

Cálculos termobarométricos foram efetuados no programa THERMOCALC desenvolvido por Powell & Holland (2001) para os anfibolitos a diopsídio bandados, na qual foi considerada a associação plagioclásio + clinopiroxênio + anfibólio + quartzo + clinozoizita + H₂O em equilíbrio. As temperaturas obtidas variam entre 607±43 a 628±38°C e a pressões de 8,1±1,45 a 8,9±1,2 kbar (Tabela 10). Os resultados termobarométricos para os anfibolitos a diopsídio bandados mostram valores do erro analítico baixo tanto para a temperatura como para a pressão, sugerindo que a associação mineral está em equilíbrio químico. No diagrama P-T os anfibolitos a diopsídio bandados projetam-se no campo da cianita na fácies epidoto-anfibolito próximo ao limite com a fácies metamórfica anfibolito (Figura 67).

Tabela 10 - Dados de pressão e temperatura de metamorfismo dos anfibolitos a diopsídio bandados obtidos no programa THERMOCALC.

	Anfibolitos a diopsídio bandados (log43)	
	Temperatura (°C)	Pressão (kbar)
THERMOCALC	628±38	8,9±1,2
	607±43	8,1±1,4

Os metabasitos bandados mostram dados de pressão mais elevados (~8,9kbar) quando comparadas as demais associações litológicas, como por exemplo, os ortognaisses migmatíticos (~5,9kbar), migmatitos de protólito sedimentar (~5,9kbar) e aos metabasitos Serra da Prata (~4,5kbar). A relação em termos de evolução metamórfica dos metabasitos bandados com as demais associações litológicas da área de estudo não está clara. Como ocorre próximo ao Pluton Serra do Macaco os metabasitos analisados podem ser oriundos

de porções mais profundas da crosta e transportados para níveis crustais mais rasos através da tectônica compressional na forma de lascas tectônicas ou mesmo na forma de xenólitos durante o alojamento do corpo granítico na região.

Metabasitos maciços

Metabasitos Lagoa Grande - Os metabasitos maciços Lagoa Grande ocorrem como blocos soltos na região norte da área de estudo. Para a realização do cálculo termobarométrico foi considerada a associação mineral granada + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo.

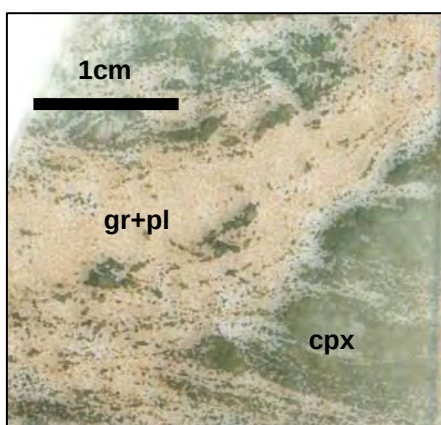
Os dados de temperatura e pressão obtidos para os metabasitos Lagoa Grande através do programa THERMOCALC são extremamente elevados e variam de $1115\pm169^{\circ}\text{C}$ a $849\pm121^{\circ}\text{C}$ e de 12 ± 2 kbar a $10\pm1,5$ kbar, respectivamente, apresentando ainda erros analíticos com valores muito altos (Tabela 11). No diagrama P-T os metabasitos Lagoa Grande posicionam-se no campo de estabilidade da silimanita na fácies metamórfica granulito (Figura 67).

Tabela 11 - Dados de pressão e temperatura obtidos para o metabasito Lagoa Grande utilizando o programa THERMOCALC.

	Metabasito Lagoa Grande (log114)	
THERMOCALC	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Pressão (kbar)
	1115 ± 169	12 ± 2
	979 ± 142	$11,5\pm1,8$
	849 ± 121	$10,0\pm1,5$

É importante ressaltar que os metabasitos Lagoa Grande ocorrem em meio aos ortognaisses do embasamento, tais rochas como mostrado no capítulo 4 foi afetado por um metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito. As condições de temperatura e pressão vigentes durante o metamorfismo, a princípio, não devem apresentar grande diferenças entre as duas unidades litológicas associadas. No entanto, pode-se considerar que essas duas unidades sejam oriundas de níveis crustais distintos e que foram colocadas lado a lado pela tectônica compressional. Outro fator que precisa ser levado em conta é que o metabasito Lagoa Grande não possui características mineralógicas e texturais típicas de rochas granulíticas. Não foram constatados, por exemplo, ortopiroxênio em associação com o clinopiroxênio, “relíquias” do ortopiroxênio na sua paragênese mineral e texturas symplectíticas (segundo a caracterização de granulito por Harley, 1989). A ausência de tais características e o elevado erro analítico observado faz com que a termobarometria obtida (facies granulito) para o metabasito Lagoa Grande seja analisada com cautela.

Há possibilidade dos metabasitos terem sido metassomatizados com a percolação de fluídos provenientes da anatexia das rochas orto- e para-derivadas migmatizadas. Há algumas evidências da percolação de fluídos nos metabasitos Lagoa Grande, principalmente as observadas em seções delgadas (amostra log-111 – Fotografia 41). A fotografia 41 mostra veios de granada e plagioclásio de espessura centimétrica a milimétrica percolando de forma concordante e discordante a rocha básica. Em meio a porção metassomática ocorrem pequenas "reliquias" do piroxênio em meio a granada e o plagioclásio. A atuação do processo metassomático na área de estudo, é apenas sugerida para os metabasitos Lagoa Grande. Principalmente pelo fato de que para confirmar o real volume e abrangência da percolação de fluídos na rocha seria necessário obter dados adicionais através das inclusões fluídas, geoquímica de isótopos estáveis, entre outros. O que a princípio não faz parte dos objetivos propostos nesta pesquisa.



Metabasito Lagoa Grande

Fotografia 41 - Seção delgada do metabasito

Lagoa Grande mostrando veio de granada+plagioclásio seccionando a amostra (amostra log-111). Abreviações: granada (gr), plagioclásio (pl) e clinopiroxênio (cpx).

Metabasitos Serra da Prata - Os metabasitos maciços Serra da Prata ocorrem como espessas lentes alojadas concordantemente em meio aos metassedimentos (quartzitos e granada biotita gnaisses migmatizados) localizados na região sudeste da área de estudo. Para o cálculo termobarométrico foi selecionada a amostra log-198, coletada nas proximidades do vilarejo de Saloá localizado na Serra da Prata. Através do estudo petrográfico foi considerada a seguinte associação mineral em equilíbrio: anfibólio-granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo-H₂O

Os anfibólios observados na amostra ocorrem tanto ao redor como no núcleo dos cristais de piroxênio e foram formados durante o processo retrometamórfico. Análises de química mineral da borda da granada e borda do piroxênio foram utilizadas para os cálculos termobarométricos no programa THERMOCALC com a obtenção de temperaturas variando de 617±53°C a 538±39°C e pressões de 4,5±1,2 kbar a 3,6±0,8kbar (Tabela 12).

Tabela 12 - Dados de pressão e temperatura para os metabasitos Serra da Prata, obtidos com o emprego do programa THERMOCALC.

THERMOCALC	Metabasito Serra da Prata (log-198)	
	T (°C)	P (kbar)
	617±53	4,5±1,2
	603±57	4,5±1
	538±39	3,6±0,8

No diagrama P-T com os campos dos aluminossilicatos (cianita-silimanita-andaluzita) e com fácies metamórfica compilados de Spear (1993), os dados de pressão e temperatura dos metabasitos Serra da Prata estão projetados no campo de estabilidade da silimanita em fácies anfibolito e evoluem em direção ao campo de estabilidade da andaluzita (Figura 67).

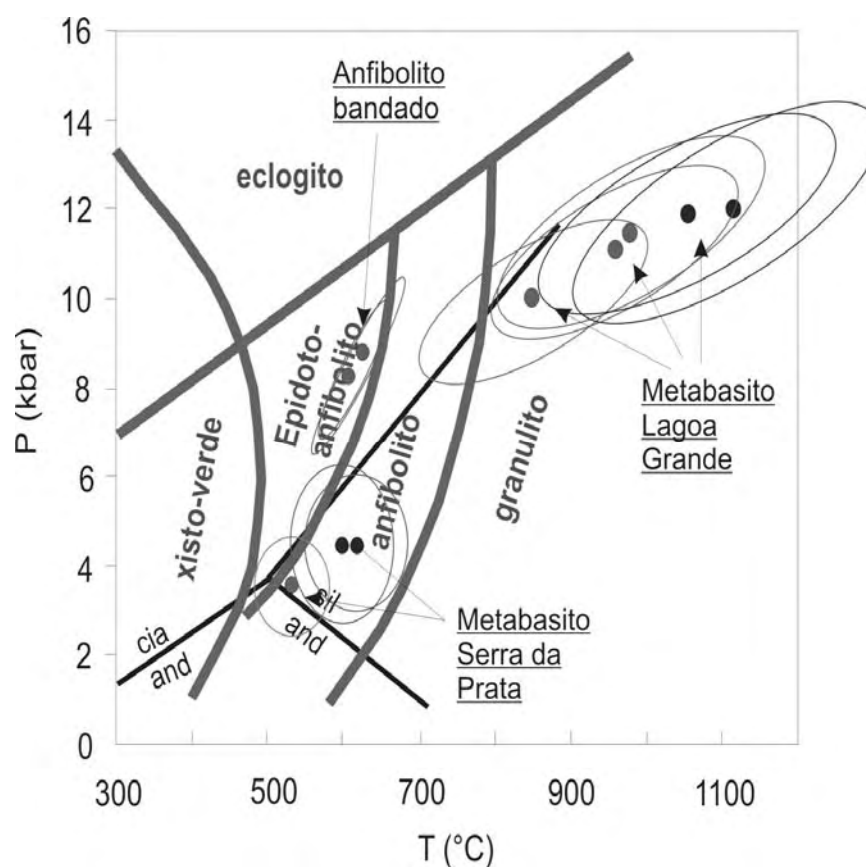


Figura 67 - Diagrama P-T com os campos dos aluminossilicatos e fácies metamórfica (compilado de Spear, 1993) com os dados termobarométricos das rochas metabásicas.

6.7 - DISCUSSÃO

As rochas metabásicas mapeadas na área de estudo foram divididas em dois grupos com base nas suas características texturais: metabasitos bandados localmente foliados e metabasitos maciços granoblásticos.

Os metabasitos bandados são representados por anfibolitos a diopsídio bandados de afinidade toleítica. Composicionalmente assemelham-se aos basaltos. Os anfibolitos bandados forneceram temperaturas moderadas e pressões relativamente elevadas, a sua relação metamórfica com as demais associações litológicas ainda precisa ser melhor caracterizada.

Quanto aos metabasitos maciços, três ocorrências distintas foram observadas na área de estudo: Metabasito Lagoa Grande, Serra do Morro Preto e Serra da Prata.

Os metabasitos Lagoa Grande e Serra do Morro Preto mostram tendência toleítica.

O metabasito Serra da Prata compreende rochas de composição intermediária com tendência cálcio-alcálica, composicionalmente assemelham-se aos andesitos, andesitos-basálticos. A sua origem a partir do magmatismo juvenil meso a neoproterozóico proveniente de uma fonte mantélica é comprometida quando defrontada com a assinatura isotópica obtida, onde a idade modelo $T_{(DM)}$ de 2,0Ga é bastante alta e o $\epsilon_{Nd}(0.6Ga)$ é bastante negativo. Por ser uma rocha com características mineralógicas e geoquímicas bastante “exóticas” a questão sobre a sua origem, se realmente ígnea, ígnea com assimilação ou ígnea modificada por metamorfismo e deformação fica em aberto. Se realmente o núcleo do zircão analisado pelo método U-Pb não foi gerado a partir da cristalização do magmatismo básico meso ou neoproterozóico, a sua presença no “metabasito Serra da Prata” deve-se a origem detrítica (no caso de sedimentos) ou de xenocristal dentro de um magma. Se considerarmos que o maior volume nos grãos analisados é metamórfico a temperatura durante o metamorfismo teria ultrapassado 800°C. Uma das formas de confirmar a origem metamórfica ou ígnea do zircão seria através da determinação da razão Th/U. Como o Th é menos compatível que o U no zircão em virtude do seu raio iônico ser maior, os zircões metamórficos apresentam a razão Th/U menor que 0,1 devido a expulsão do Th do retículo cristalino (Hoskin & Black, 2000).

Os metabasitos Serra da Prata mostram dados de termobarometria similares aos migmatitos de protólito sedimentar com a trajetória P-T evoluindo em direção ao campo de estabilidade da andaluzita, confirmando as condições de temperatura moderada e baixa pressão durante a evolução do metamorfismo retrogressivo.

A variação litogeoquímica e de química mineral observada tanto nos metabasitos bandados como nos foliados deve-se provavelmente à diferentes fontes e processos de fusão parcial responsáveis pela geração dos protólitos das rochas metabásicas, além dos

processos metamórficos e da granitôgenese que afetaram a região durante a orogênese Brasileira, modificando de forma significativa a composição original dos metabasitos.

Para melhor caracterizar as rochas metabásicas, em termos de características geoquímicas, metamórficas e geocronológicas, será necessário realizar uma amostragem mais detalhada em termos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Trabalhos futuros principalmente sobre os metabasitos Lagoa Grande poderão ser efetuados no sentido de caracterizar a abrangência do processo metassomático que provavelmente atuou na região modificando bastante a composição original da rocha. Em relação à datação dos "metabasitos Serra da Prata", dados litogeoquímicos e isotópicos adicionais (U-Pb principalmente em zircão SHRIMP) podem ajudar a resolver o problema da gênese das rochas metabásicas.

CAPÍTULO 7 – MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO

7.1 - INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta as principais características geológicas do magmatismo granítico de idade neoproterozóica identificado na área de estudo. A partir do seu modo de ocorrência e na sua caracterização textural foi possível discriminar o magmatismo granítico em granitóides (diatexitos) foliados e granitóides isotrópicos.

Os granitóides (diatexitos) foliados ocorrem de forma expressiva como corpos alongados e mostram muitas vezes uma estreita relação com as rochas encaixantes (migmatitos metatexiticos) com contato comumente transicional entre os litotipos. Dois tipos de granitóides diatexiticos foram identificados: 1) Leucogranito a biotita foliado, cinza claro; e 2) Sienogranito a biotita e anfibólio foliado, coloração rósea.

Os granitóides isotrópicos mapeados na área de estudo também apresentam formas alongadas segundo a direção preferencial ENE-WSW, e localmente variações para NNE-SSW. Cinco corpos graníticos principais foram cartografados e informalmente denominados de: 1) Serra do Macaco – PSM, 2) Serra do Morro Preto – PSMP, 3) Serra do Limitão – PSL, 4) Várzea dos Bois - PVB, e 5) Serra do Cabocla – PSC. Para cada corpo granítico, foi observada mais de uma fácies, no entanto, não foi realizada a distinção faciológica para a representação cartográfica dos granitóides. O sienogranito a hornblenda e biotita da Serra de Águas Belas localizada a sudoeste da área de estudo não foi descrito nesta pesquisa (referências que podem ser consultadas são: CPRM, 2001 e Silva Filho *et al.*, 2002). O estudo de geoquímica isotópica Sm-Nd realizado em um dos corpos graníticos (Plúton Serra do Macaco - PSM, monzogranito a duas micas) forneceu idade modelo T_{DM} bastante similar aos migmatitos de protólito sedimentar e o seu provável embasamento. Para este plúton, o emprego da geocronologia U-Pb e ^{40}Ar - ^{39}Ar permitiu ainda estabelecer uma idade de cristalização bem como o registro do resfriamento termal do corpo granítico.

Ao final, é sugerida uma distinção temporal para o alojamento dos corpos graníticos em relação ao principal evento metamórfico-deformacional ocorrido durante a orogênese Brasileira.

7.2 - MODO DE OCORRÊNCIA E PETROGRAFIA

7.2.1 – GRANITÓIDES (DIATEXITOS) FOLIADOS

Leucogranito a biotita foliado

Na região leste da área estudada, o leucogranito a biotita (diatexitos foliado) é representado por um corpo alongado na direção NE. Caracteriza-se pela estrutura nebulítica, coloração cinza claro e ocorre geralmente na forma de extensos lajedos com solo residual arenoso de coloração esbranquiçada. Contatos bruscos e discordantes observados principalmente entre os leucogranitos e os biotita monzogranito de coloração cinza, este último pertencente ao Plúton Serra do Limitão, indicam que a geração dos leucogranitos foliados precedeu a intrusão dos corpos graníticos isotrópicos. O contato entre o leucogranito e a rocha encaixante não foi observado no campo, no entanto, a presença de enclaves métricos de biotita gnaisses no leucogranito mostra Mineralogicamente a rocha é constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita e anfibólio subordinado. Enclaves métricos a centimétricos de biotita-gnaisses são comuns (Fotografias 42).

Microscopicamente, os leucogranitos foliados são constituídos por biotita, plagioclásio, microclina, quartzo, mica, clorita, e minerais acessórios como zircão e opacos. As lamelas de biotita de coloração marrom avermelhado ocorrem de forma dispersa e não definem a foliação da rocha. Geralmente as biotitas encerram cristais de zircões e alteram para clorita. O plagioclásio ocorre como grânulos sub-euédricos e frequentemente estão em contato irregular com os demais minerais. A muscovita ocorre localmente em associação com o plagioclásio como resultado da alteração. A microclina é micropertítica e encontra-se pouco alterada. As inclusões de quartzo arredondadas são comuns no núcleo do feldspato potássico. O quartzo é geralmente policristalino com sub-grãos nas bordas.

Sienogranitos diatexíticos a biotita e anfibólio foliados

Os sienogranitos a biotita e anfibólio descritos neste item são rochas diatexiticas foliadas, mas localmente apresentam porções metatexiticas com estruturas dobradas. Caracterizam-se pela coloração rósea devido a grande quantidade de feldspato potássico na sua composição mineralógica. Os sienogranitos róseos foliados são compostos por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e por muscovita subordinada. Caracterizam-se pela composição predominantemente sienogranítica variando para

monzogranítica. As porções metatexíticas são constituídas por mesossoma enriquecido em biotita, plagioclásio e anfibólio subordinado, intercalado com níveis centimétricos de leucossoma de composição sienogranítica a monzogranítica de coloração rósea, formado basicamente por feldspato potássico, plagioclásio, biotita, quartzo e localmente por muscovita (Fotografia – 43).

Os sienogranitos diatexíticos foliados ocorrem na forma de corpos alongados encaixados nos migmatitos metatexíticos a biotita (migmatitos de protólito sedimentar descritos no capítulo 5) e dispostos segundo a direção NW-SE na parte oeste da área de estudo, variando para NE-SW na parte leste. O contato entre os litotipos geralmente ocorre de forma transicional, mostrando uma estreita relação entre os granitóides foliados e a rocha encaixante.

Ao microscópio, o leucossoma da porção metatexítica é caracterizada pela textura grano-lepidoblástica inequigranular com contatos retos a irregulares entre os minerais. São constituídos por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, anfibólio e biotita, como minerais essenciais, como acessórios apresenta apatita, zircão e epidoto, e carbonatos como minerais secundários. O plagioclásio é sub-euédrico e geralmente possui inclusões arredondadas de quartzo. Localmente, fenoblastos de plagioclásio com geminação poli-sintética, com poucas inclusões de quartzo foram observados envoltos por lamelas de biotita, plagioclásio e quartzo.

O feldspato alcalino observado é do tipo microclina micropertítica com forma sub-euédrica, alterada e em processo de argilização. O quartzo caracteriza-se pela forma granular, é poli-cristalino com extinção ondulante, e localmente deformado com o desenvolvimento de sub-grãos nas bordas. O anfibólio possui forma euédrica a sub-euédrica, exibe coloração verde oliva a bege e está em contato retílineo com biotita. Cristais de titanita sub-euédricos associados a opacos e apatita arredondadas são comuns em associação com o anfibólio. A biotita ocorre como lamelas dispostas segundo a foliação principal da rocha. Foram observados minerais opacos agregados e também com formas alongadas entre as lamelas de biotita. O pleocroismo varia de bege claro a marrom escuro apresentando ainda inclusões de zircão.

Os sienogranitos diatexíticos foliados são conhecidos comercialmente como "Rosa Imperial" e são explorados economicamente para fins ornamentais. O principal pólo de extração do granitóide "Rosa Imperial" está localizado nas imediações da cidade de Garanhuns (PE) na pedreira Ferreira Costa. Em um dos afloramentos visitados na área de estudo, localizado a oeste da pedreira Ferreira Costa, pôde ser observado vestígios da exploração da rocha numa lavra desativada (Fotografia 44).

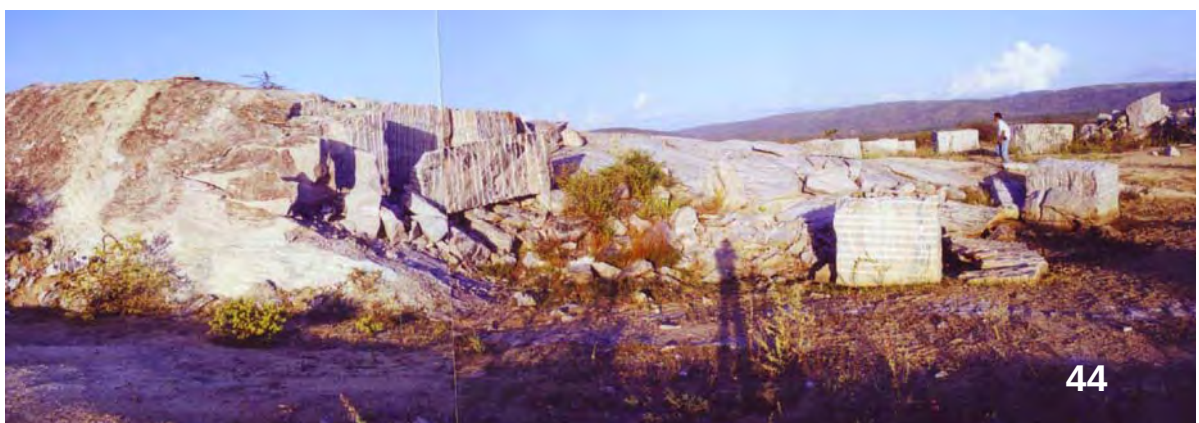


Leucogranito a biotita (diatexito foliado) Fotografia – 42 – Leucogranito a biotita com estrutura nebulítica e de coloração cinza claro, com enclave métrico de biotita gnaisses (log-139)



Sienogranito diatexitico a biotita e anfibólio

Fotografias 43 - Amostra do sienogranito a biotita com estrutura bandada de coloração róseo (log-95); 44- Lavra desativada do sienogranito diatexitico a biotita e anfibólio foliado de coloração rósea (log-30).



7.2.2 – GRANITÓIDES ISOTRÓPICOS

Plúton Serra do Macaco (PSM)

O PSM está localizado na região sudoeste da área estudada, entre os vilarejos de Currais Novos e Quixaba (PE). Apresenta-se como um corpo orientado segundo a direção NE-SW com 13km de comprimento e 4,5km de largura na superfície e encaixado em rochas supracrustais migmatizadas. As rochas graníticas que compõem o PSM são comumente leucocráticas, apresentam textura fanerítica de granulação média e são equigranulares (Fotografia – 45). O solo residual é caracterizado pela coloração esbranquiçada, o que permite diferenciá-lo dos demais litotipos. Mineralogicamente são constituídos por muscovita, biotita, quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e em menor quantidade pela granada.

Enclaves angulosos a sub-angulosos de biotita-gnaisses tonalíticos de tamanho decimétrico a métrico ocorrem a sul do PSM, nas proximidades do contato entre o corpo granítico e a rocha encaixante. Foram observadas nessas regiões, foliações marcantes de direção preferencial N70W passando para uma foliação incipiente mais no núcleo do corpo (Fotografia 46) e enclaves com formas sigmoidais, sugerindo que o alojamento do corpo granítico ocorreu provavelmente durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamentos de direção em torno de E-W. Foram observadas também nas proximidades do PSM, ocorrências de lentes de pseudotaquilitos de direção N20-30E associadas às zonas de cisalhamento tardias que seccionam as unidades litológicas da área de estudo.

No diagrama QAP segundo a classificação de Streickesen (1976), o PSM apresenta uma composição monzogranítica com variações para sienogranítica (Figura 68). Em seção delgada, caracteriza-se pela textura granular hipidiomórfica, e os minerais essenciais identificados são plagioclásio, microclina micropertítica, quartzo, biotita, granada e muscovita, com acessórios formados por zircão, apatita e opacos, e minerais secundários, como a clorita.

O plagioclásio apresenta forma sub-euédrica e o contato com os demais minerais varia de retilíneo a irregular. Geralmente os cristais de plagioclásio estão muito alterados apresentando processos de sericitização e argilização. O feldspato alcalino é microclina micropertítica, apresenta forma sub-euédrica e comumente exibem inclusões arredondadas de quartzo. O quartzo está invariavelmente deformado, ocorre como cristais anédricos policristalinos com extinção ondulante. A biotita é sub-euédrica a anédrica, de coloração marrom avermelhada e ocorre de forma dispersa pela amostra. Inclusões de zircão com halos pleocróicos são comuns. As alterações da biotita para muscovita e também para clorita resultam do re-equilíbrio químico da rocha. Granada ocorre de forma subordinada como cristais anédricos com inclusões de quartzo e freqüentemente fraturada.

Plúton Serra do Morro Preto (PSMP)

O PSMP está situado na serra homônima na parte centro-sul da área de estudo. Compreende um corpo alongado com direção NE-SW com aproximadamente 14,5 km de comprimento e 2,5km de largura, encaixado nas rochas supracrustais migmatizadas. O PSMP é constituído predominantemente por granitóides de coloração cinza a cinza claro, com variações locais exibindo fácies de coloração rósea. São caracterizados pela textura fanerítica equigranular a inequigranular de granulação média. Macroscopicamente são constituídos por biotita, plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e subordinadamente por muscovita. Geralmente a foliação dos granitóides é incipiente, mas localmente podem exibir foliação marcante associada às zonas de cisalhamento de direção NEE-SWW. Enclaves sub-angulosos a angulosos de biotita gnaisses e ortognaisses migmatíticos são comuns (Fotografia – 47).

No diagrama QAP segundo a classificação de Streckeisen (1976), predominam biotita-monzogranitos com variações para biotita-granodiorito e sienogranito (Figura 68). Microscopicamente, são constituídos por minerais essenciais como plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita, minerais acessórios como apatita, zircão e opacos, além de muscovita e clorita. Os cristais de plagioclásio são sub-euédricos a anédricos e frequentemente estão muito alterados pelo processo de sericitização, e inclusões de quartzo arredondadas também são comuns. O feldspato alcalino é do tipo microclina micropertítica, que ocorre sob a forma de cristais sub-euédricos em contato irregular a regular com plagioclásio. O quartzo geralmente encontra-se deformado apresentando cristais policristalinos com extinção ondulante, e localmente ocorre como subgrãos nas bordas. As biotitas são sub-euédricas a anédricas, de coloração marrom avermelhado e ocorrem de forma dispersa na rocha. Geralmente comportam cristais de zircão denotados por halos pleocróicos no interior da biotita. Os cristais de biotita alteram comumente para clorita. Cristais arredondados de apatita ocorrem geralmente associados a biotita.

Plúton Serra do Limitão (PSL)

O PSL está localizado a norte do PSMP e ocorre encaixado nas rochas supracrustais migmatizadas. Apresenta forma alongada segundo a direção NEE-SWW, com aproximadamente 19 km de comprimento e 2,5km de largura. Os granitóides do PSL são rochas predominantemente mesocráticos de coloração cinza escuro a cinza, apresentam textura fanerítica de granulação fina a média, geralmente equigranulares, localmente com porções inequigranulares com fenocristais de feldspato potássico de até 1 cm de comprimento. Macroscopicamente, os granitóides são constituídos por biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Geralmente os granitóides apresentam uma foliação incipiente e fraturas rúpteis espaçadas. Localmente, ocorrem bandas de cisalhamento de direção

NEE-SWW. Nas proximidades do município de Paranatama, os granitóides são explorados economicamente na forma de paralelepípedos e cascalho para calçamentos (Fotografia - 48). Enclaves centimétricos a métricos de biotita gnaisses e do ortognaisses migmatíticos são comuns.

Em seção delgada, os granitóides do PSL são constituídos por plagioclásio, microclina microperítica, quartzo, biotita, clorita, mica branca, opacos, zircão e apatita. Composicionalmente predominam monzogranitos com variação para sienogranitos, segundo a classificação de Streckeisen (1976) (Figura 68). O plagioclásio presente é sub-euédrico e está invariavelmente alterado pelos processos de sericitização e argilização, apresentando também núcleo e bordas alterando para mica branca. O feldspato alcalino é a microclina em grade sub-euédrica, podendo ocorrer também microclina microperítica com inclusões de biotita e quartzo. Texturas mimerquíticas são observadas nas bordas dos feldspatos alcalinos em contato com plagioclásio. Os cristais de quartzo apresentam formas sigmoidais, são policristalinos com subgrãos e extinção ondulante. As biotitas são comumente sub-euédricas a anédricas, de coloração marrom avermelhada e englobam muitos halos pleocróicos associados aos cristais de zircão. A biotita geralmente altera para clorita e também para muscovita. Nas amostras mais deformadas a disposição da biotita define a foliação da rocha.

Plúton Serra da Cabocla (PSC)

Este plúton está localizado na parte norte da área e apresenta-se como um corpo alongado representado pela Serra da Cabocla, orientado segundo a direção NNE-SSW com 8,5km de comprimento e 2km de espessura. Os afloramentos do PSC consistem de blocos soltos de granitóides de tamanho variado encaixados nos migmatitos metatexíticos a biotita. O PSC é constituído por rochas predominantemente leucocráticas de coloração cinza claro com variações para coloração rósea. Compreende granitos de granulação média a grossa, com textura equigranular a inequigranular com fenocristais de feldspato potássico (Fotografia - 49). Mineralogicamente são constituídos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e granada. Localmente, as granadas ocorrem como agregados com formas arredondadas e de tamanho centimétrico caracterizando feições parecidas com a marca de uma “pata de gato” (Fotografia - 50). Estruturalmente apresenta foliação incipiente definida pela orientação da biotita.

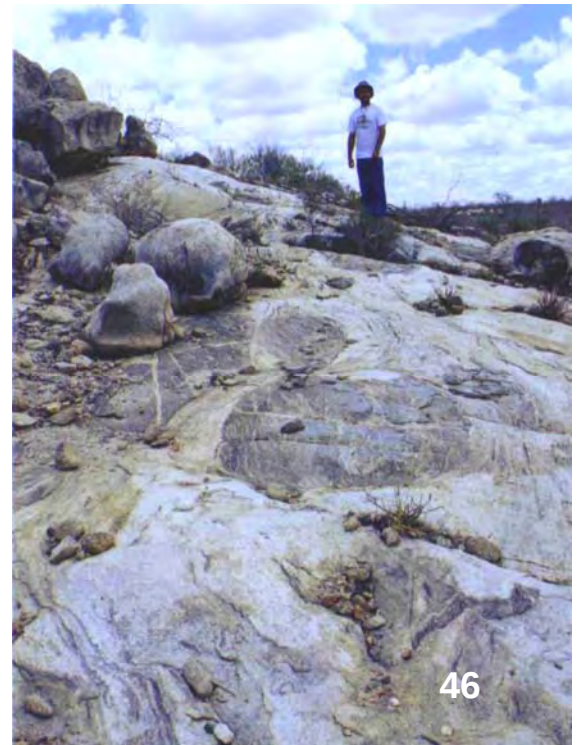
Ao microscópio, os granitóides são constituídos por plagioclásio, microclina microperítica, quartzo, granada, biotita, clorita, mica branca, apatita, opacos e zircão. Composicionalmente, trata-se de um sienogranito segundo a classificação de Streckeisen (1976) (Figura - 68). O feldspato alcalino é microclina microperítica sub-euédrica que encerra inclusões de biotita e quartzo. Texturas mimerquíticas são observadas no contato

entre o plagioclásio e o feldspato alcalino. O plagioclásio é sub-euédrico, pouco alterado e ocorre geralmente como grânulos em contato irregular. O quartzo ocorre na forma de *ribbons*, policristalino com extinção ondulante indicando a influência de deformação. Nas amostras constituídas por granada, os poiquiloblastos geralmente são anédricos e encerram inclusões de quartzo, biotita e opacos. Pseudomorfos de granada também são comuns nessas amostras e são formados, principalmente por clorita, quartzo, minerais opacos, biotita e muscovita. A biotita caracteriza-se pelo pleocroísmo de coloração marrom avermelhada a marrom clara, geralmente sub-euédricas e ocorrem de forma dispersa na rocha.

Plúton Várzea dos Bois (PVB)

O PVB está localizado na porção nordeste da área, entre o município de Caetés (PE) e o vilarejo Várzea dos Bois. O PVB é um plúton granítico de aproximadamente 12km de comprimento e 5km de largura, ocorre encaixado ao diatexito róseo das rochas supracrustais. É constituído por rochas de coloração rosada, mesocrática de textura fanerítica inequigranular com fenocristais de feldspato potássico de até 1cm (Fotografia - 51). O feldspato potássico é o mineral félsico mais abundante, definindo a coloração rosada da rocha. Possui granulação média a grossa e geralmente apresenta-se foliada denotada pela orientação da biotita. Em amostra de mão é constituído por biotita, feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e localmente muscovita (Fotografia - 52).

Em seção delgada, apresenta textura granular hipidiomórfica. Mineralogicamente são constituídos por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita, mica branca, opacos, apatita e zircão. Segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976) os granitóides do PVB variam composicionalmente de biotita monzogranito a sienogranito, com predomínio da composição sienogranítica (Figura - 68). Fenocristais sub-euédricos do feldspato alcalino do tipo microclina micropertítica e em grade são comuns com inclusões arredondadas de quartzo, os cristais de plagioclásio são euédricos e apresenta-se sericitizado, a clorita ocorre associada a minerais opacos. Nas bordas dos fenocristais de feldspato alcalino foram observados sub-grãos de quartzo, lamelas de mica branca, clorita, minerais opacos e ainda textura mimerquítica com início de sericitização. Os cristais de plagioclásio são euédrico a sub-euédrico e estão muito alterados pelo processo de sericitização. Localmente são observados cristais alongados de muscovita distribuídos ordenadamente no núcleo do plagioclásio como resultado da alteração. Sub-grãos de quartzo ao redor do plagioclásio também são comuns. A biotita é anédrica, de coloração marrom avermelhada e apresenta muitos halos pleocróicos em razão dos cristais de zircão. Os cristais de quartzo são policristalinos com extinção ondulante.



Fotografias 45- Amostra de monzogranito a duas mica do Plúton Serra do Macaco (log-14); 46- Afloramento do monzogranito leucocrático nas proximidades do Plúton Serra do Macaco com enclaves métricos de biotita-gnaisses com forma sigmoidal (log-207); 47 - Biotita-monzogranito coloração cinza com enclave centimétrico de biotita gnaisses do Plúton Serra do Morro Preto (log-85); 48 - Amostra de biotita-monzogranito mesocrático de coloração cinza do Plúton Serra do Limitão (log-118).



Fotografias - 49 Amostra de biotita-sienogranito de coloração levemente róseo do Plúton Serra da Cabocla (log-228a); 50 - Bloco de monzogranito com agregados de granada do Plúton Serra da Cabocla (log-68); 51 - Amostra de biotita sienogranito mesocrático do Plúton Várzea dos Bois (log-143); 52 - Amostra de sienogranito róseo a duas micas do Plúton Várzea dos Bois (log-151).

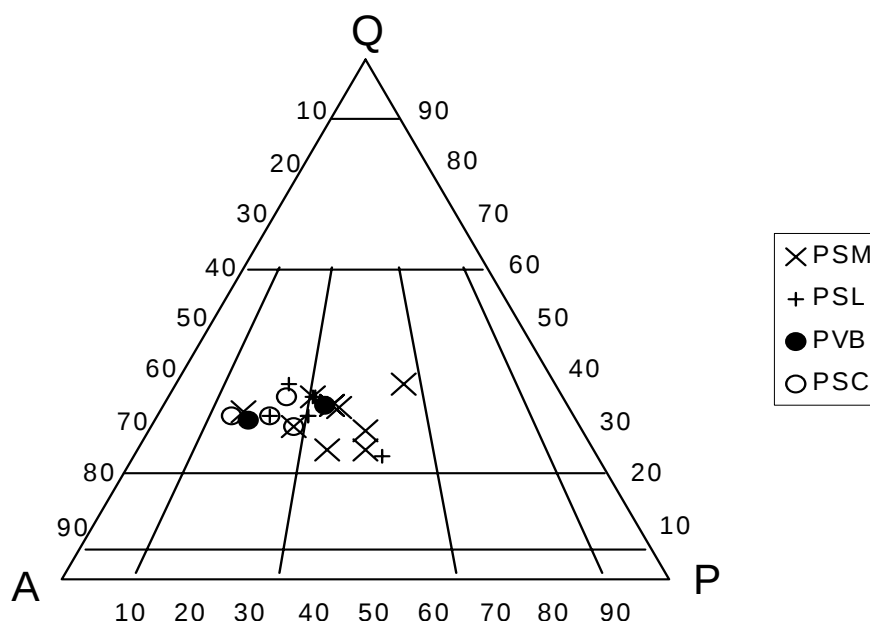


Figura 68 – Proporção modal entre quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos granitóides neoproterozóicos plotados no diagrama QAP de Streckeisen (1976). PSPM (Plúton Serra do Morro Preto), PSM (P. Serra do Macaco), PSL (P. Serra do Limitão), PSC (P. Serra do Caboclo) e PVB (P. Várzea dos Bois).

7.3 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Uma amostra do granitóide foi selecionada para análise de geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total e geocronologia U-Pb (zircões e monazitas) e ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita e muscovita). A rocha analisada é um monzogranito a duas micas (Plúton Serra do Macaco - PSM), e caracteriza-se por ser uma rocha leucocrática isotrópica a levemente foliada com granulação média a fina (Fotografia 45). Os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb obtidos são apresentados nas tabelas 13, 14 e 15. Quanto aos dados de ^{40}Ar - ^{39}Ar , estes encontram-se listados no ANEXO 1.

Geoquímica Isotópica Sm-Nd

Os dados isotópicos de Sm e Nd em rocha total permitiram calcular uma idade modelo $T_{(DM)}$ de 2,7Ga associada a um valor εNd_t (0.6Ga) de -15,52. Esta assinatura sugere que o monzogranito foi gerado a partir da fusão de rochas com residência crustal que remonta ao arqueano.

O valor extremamente negativo para o ϵ_{Nd} e a idade modelo (TDM) arqueano é muito similar com os dados isotópicos Sm-Nd obtidos para os migmatitos de protólito sedimentar que hospedam os corpos graníticos, o que reforça a hipótese de que os granitóides sejam produto da fusão parcial das rochas metassedimentares migmatizadas.

Tabela 13 – Dados isotópicos Sm e Nd do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco. Análise efetuada no *CPG/IGC/USP.

Amostra	Litologia	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$	Erro	$\text{Nd}^{147}/\text{Nd}^{144}$	Erro	ϵ_{Nd} (0)	ϵ_{Nd} (0.6Ga)	$T_{(\text{DM})}$ (Ga)
Log-14*	Muscovita biotita monzogranito	26,096	5,671	0,1314	0.0004	0,511586	0.000011	-20,53	-15,52	2,7

Geocronologia U-Pb em zircões e monazitas

Para a realização da datação U-Pb foram identificadas três populações distintas de zircão separadas em quatro frações para a análise (Fotografias 53A, 53B e 53C). A população de zircão da fração A (número da análise - 2490) é constituída por cristais alongados, geralmente fragmentados e com inclusões no núcleo. As frações B e C (2491 e 2492) compreendem cristais bi-terminados e com inclusões no núcleo dos grãos. A fração D (análise 2493) é constituída por cristais menores de zircão bi-terminados, geralmente límpidos. Os dados isotópicos das quatro frações analisadas não permitiram obter uma idade precisa de cristalização, somente uma sugestão para a idade neoproterozóica (500 a 600Ma). A dispersão desfavorável pode ser atribuída à perda de Pb (Figura 69). Além disso, o valor de U (ppm) é extremamente elevado nos zircões analisados, fato esse que pode comprometer as análises baseadas nesses isotópos devido ao processo de metamictização.

Além do zircão, três cristais de monazitas com formas sub-euédricas a anédricas foram selecionadas para datação pelo método U-Pb convencional (Fotografia 53D). Cada cristal de monazita corresponde a uma fração analisada. No diagrama Tera-Wasserburg a monazita forneceu uma idade de $579 \pm 3.2\text{Ma}$ com MSWD de 0.071, aqui interpretada como a idade de cristalização do magmatismo granítico na região (Figura 70).

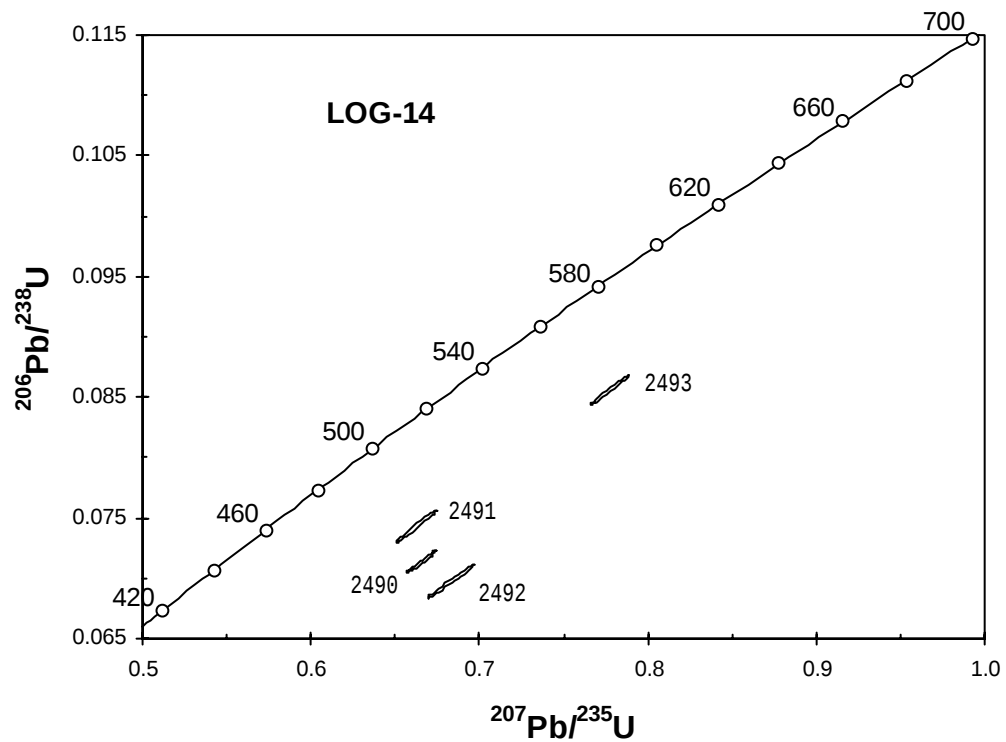


Figura 69 – Diagrama da concórdia U-Pb com as quatro frações de zircão do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.

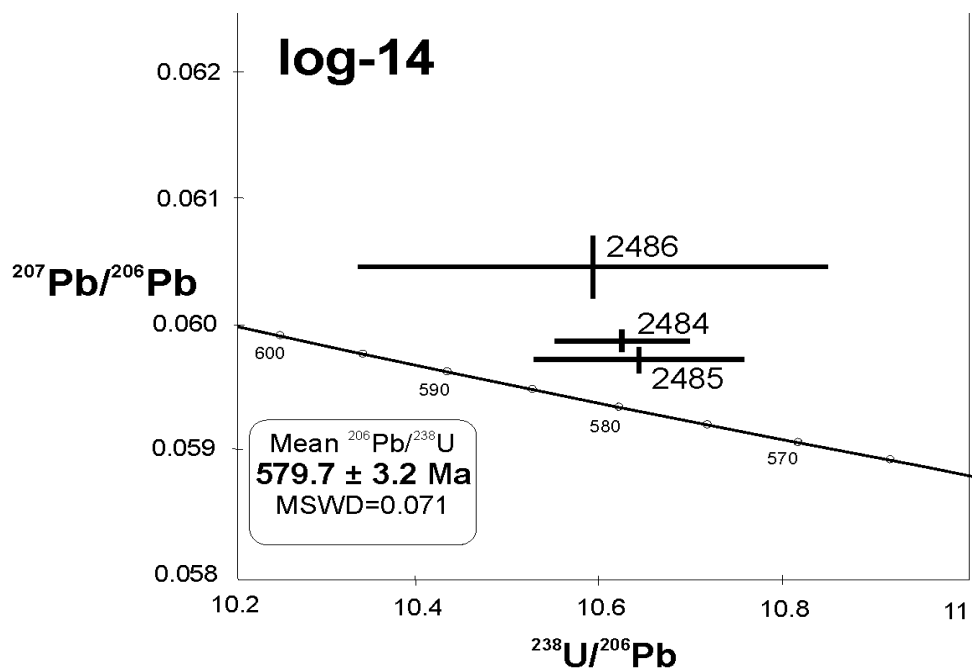


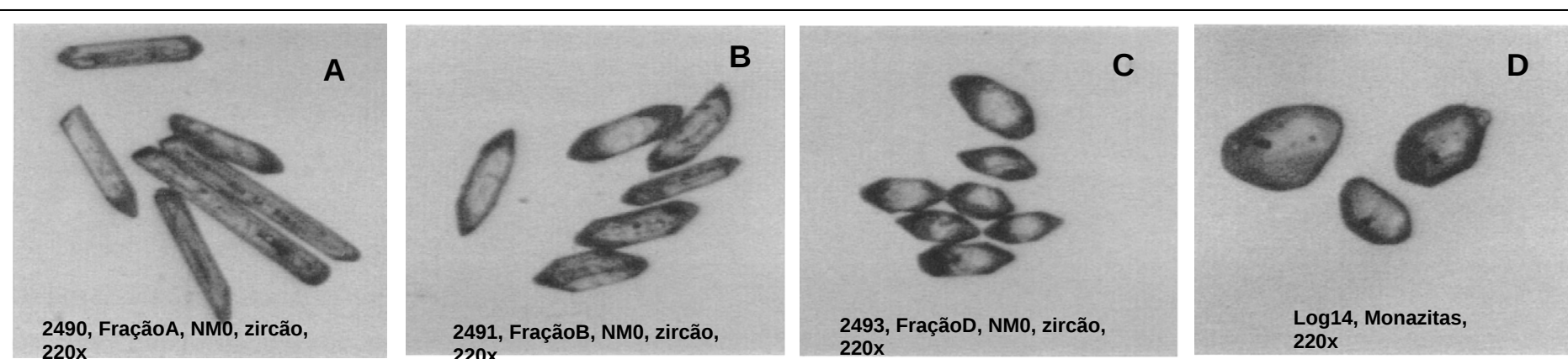
Figura 70 – Diagrama U-Pb Tera-Wasserburg com os dados isotópicos dos três cristais de monazita analisados (idade de 579±3,2Ma para a cristalização do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco).

SPU	Fração	207/235#	Error (%)	206/238#	Error (%)	COEF.	238/206	Error (%)	207/206#	Error (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Weight (mg)	206/238 Age (Ma)	207/235 Age (Ma)	207/206 Age (Ma)
2490	A	0,665761	1,1	0,0713529	1,08	0,987573	14,01485	1,08	0,067672	0,173	796,5	87,8	1201,4	0,031	444	518	859
2491	B	0,662706	1,48	0,0743287	1,46	0,988514	13,45375	1,46	0,064664	0,224	566,5	74,1	975,9	0,031	462	516	763
2492	C	0,683135	1,63	0,069723	1,62	0,992036	14,34247	1,62	0,071061	1,63	512,2	108,8	1525,2	0,022	434	529	959
2493	D	0,777783	1,18	0,0856076	1,17	0,99061	11,68121	1,17	0,065894	0,161	730,3	111,7	1296,1	0,021	530	584	803

Tabela 14 - Dados isotópicos U-Pb de quatro frações de zircão do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.

SPU	Fração	207/235#	Error (%)	206/238#	Error (%)	COEF.	238/206	Error (%)	207/206#	Error (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Weight (mg)	206/238 Age (Ma)	207/235 Age (Ma)	207/206 Age (Ma)
2484	A	0,777003	0,706	0,0941174	0,689	0,97761	10,62503	0,689	0,059876	0,149	1434,2	2168,9	6236,1	0,001	580	584	599
2485	B	0,773677	1,09	0,0939551	1,07	0,986409	10,64338	1,07	0,059723	0,178	848,9	2123,7	7081,5	0,001	579	582	594
2486	C	0,787016	2,45	0,0944066	2,41	0,986115	10,59248	2,41	0,060462	0,407	371,6	1909,0	5853,4	0,001	582	589	620

Tabela 15 - Dados isotópicos U-Pb de três frações de monazita do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.



Fotografias dos cristais de zircão e monazita do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco - 53A. zircão da fração A não magnética a 0° com aumento de 220x (análise 2490); 53B. zircão da fração B não magnético a 0°, aumento de 220x (análise 2491); 53C. zircão da fração D não magnética a 0° com aumento de 220x (análise 2493); e 53D. cristais de monazitas com 220x de aumento.

Geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita e muscovita

Os cristais de muscovita e biotita do PSM forneceram idades relativamente próximas das fornecidas pelas monazitas. Nos diagramas de espectro de idades, as biotitas analisadas mostram idades entre $560.4 \pm 0.9\text{Ma}$ a $559.4 \pm 0.8\text{Ma}$ e a muscovita entre $567 \pm 1.8\text{Ma}$ a $566 \pm 0.8\text{Ma}$ (Figuras 71 e 72). A muscovita apresenta idade um pouco mais antiga do que a biotita em decorrência da temperatura de fechamento do argônio na muscovita ser significativamente mais alta em relação a biotita (McDougall & Harrison, 1999). Da mesma forma como foi sugerida para os ortognaisses migmatíticos, a idade em torno de 560Ma obtida pela datação ^{40}Ar - ^{39}Ar fornece a idade de resfriamento do corpo granítico associada ao final da orogênese Brasileira.

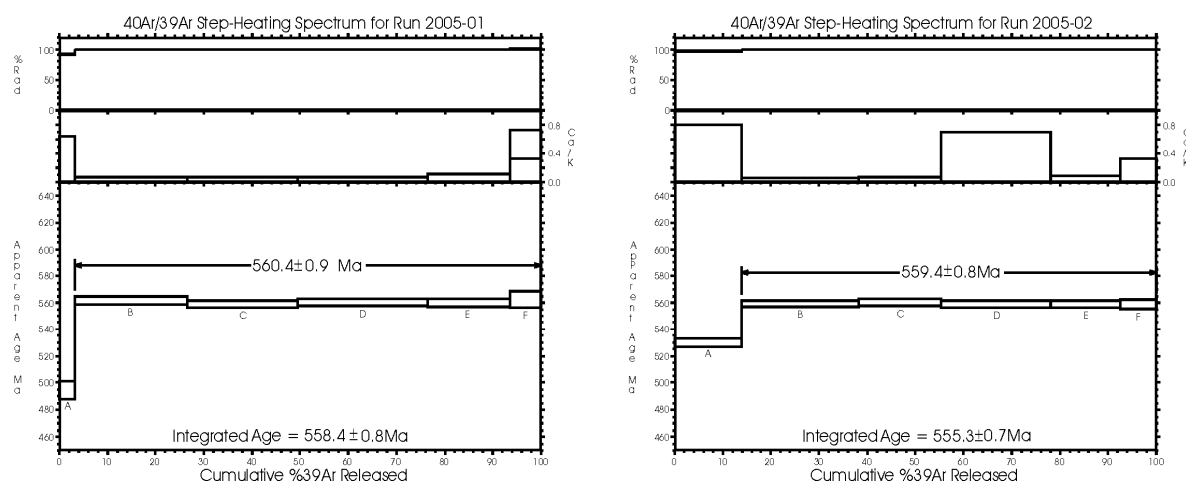


Figura 71 – Diagrama de espectro de idades indicando idades de cristalização para biotitas do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.

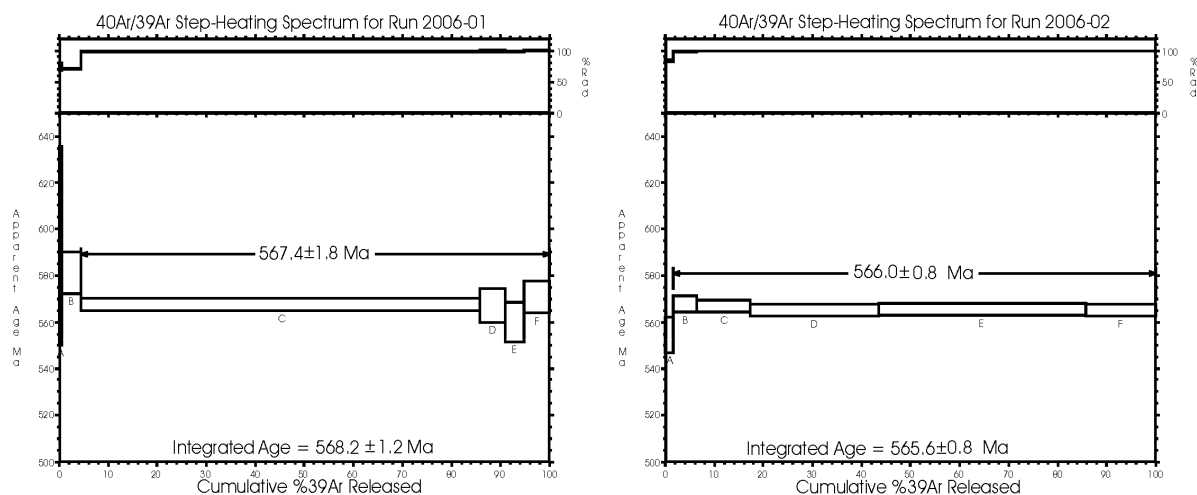


Figura 72 – Diagrama idade aparente (Ma) versus proporção cumulativa de ^{39}Ar liberado, mostra idades de $567 \pm 1.8 \text{ Ma}$ a $566 \pm 0.8 \text{ Ma}$ para a cristalização da muscovita do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco.

7.4 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

Análises litogeoquímicas foram realizadas em algumas amostras dos granitóides mapeados na área pesquisada. Dentre as amostras analisadas, três correspondem aos sienogranitos a bitotita e anfibólio (diatexitos foliados) e quatorze amostras são dos corpos graníticos isotrópicos identificados na área de estudo (Serra do Macaco - PSM, Serra do Morro Preto - PSMP, Serra do Limitão - PSL, Serra da Cabocla - PSC e Várzea dos Bois – PVB). Os dados de litogeoquímica foram utilizados principalmente na confecção de diagramas de variação para elementos maiores e traços visando analisar a composição dos granitóides em relação às rochas encaixantes (ortognaisses do embasamento e o mesossoma biotítico dos migmatitos de protólito sedimentar). Diagramas de caracterização composicional e de discriminação de ambiente tectônico também foram confeccionados. As figuras 73 a 82 mostram os principais resultados, sendo que as análises litogeoquímicas encontram-se listadas no ANEXO 2.

Os granitóides diatexíticos foliados caracterizam-se pela composição saturada a supersaturada em SiO_2 com teores variando de 62.7 a 73.19%, e os granitóides isotrópicos são rochas predominantemente supersaturadas com teores de SiO_2 acima de 70%, sendo que apenas três amostras possuem teores um pouco mais baixos com valores entre 68.94 e 69.61%. Os granitóides tem composição pouco variável em relação aos demais elementos maiores, sendo pequenas as variações apenas nas concentrações de MgO , MnO , Fe_2O_3 e TiO_2 . Por outro lado, os elementos traços mostram variações significativas nas proporções de Ba, Nb, Rb, Sr, Y e Zr. No geral, os granitóides são rochas de caráter peraluminoso e de afinidade geoquímica cálcio-alcálica. Mostram elevada concentração de K_2O com valores entre 2.43 a 7.3% para os granitóides foliados, devido ao predomínio de feldspato potássico na sua composição mineralógica, e concentrações com valores de 4.71 a 5.91% para os granitóides isotrópicos, sugerindo rochas com alto-K para ambos.

Quando se analisa o padrão de variação dos elementos maiores e traços entre os migmatitos de protólito sedimentar e os granitóides utilizando o SiO_2 como índice de diferenciação, *trends* alinhados de correlação negativa são observados para Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e Sr e correlação positiva para K_2O e Rb. O comportamento dos elementos maiores e traços sugerem retenção de biotita e plagioclásio, e a extração de feldspato potássico do migmatito para os granitóides durante a fusão parcial.

Os padrões de distribuição de ETRs são similares entre os granitóides analisados. Exibem um elevado fracionamento com enriquecimento de elementos terras-raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras-raras pesados (ETRP) e anomalia negativa de Eu sugerindo a retenção da granada e plagioclásio na rocha fonte. Uma amostra do PSM exibe ainda anomalia positiva de Y devido a presença da granada.

No diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982), os padrões de distribuição dos elementos traços e terra-raras dos granitóides são muito parecidos. Os granitóides foliados destacam-se pelas depressões de Nb, Ta e Sr e picos de Th, La e Ce (Figura 78B), e os granitóides isotrópicos pelas depressões de Ba, Nb, Ta, Sr e Yb, e picos de Rb, Th, La, Ce e Nd.

Em diagramas de discriminação de ambiente tectônico os granitóides situam-se nos campos de granitos de ambientes sin- a pós-colisionais, com uma amostra no campo de ambiente de intra-placa (no caso para o sienogranito foliado, amostra log-6). No diagrama Nb versus SiO_2 (Pearce & Gale, 1975) a maioria dos plútons graníticos isotrópicos concentram-se no campo dos granitóides gerados a partir da fusão crustal, exceto para alguns granitóides do PSL e para os granitóides foliados.

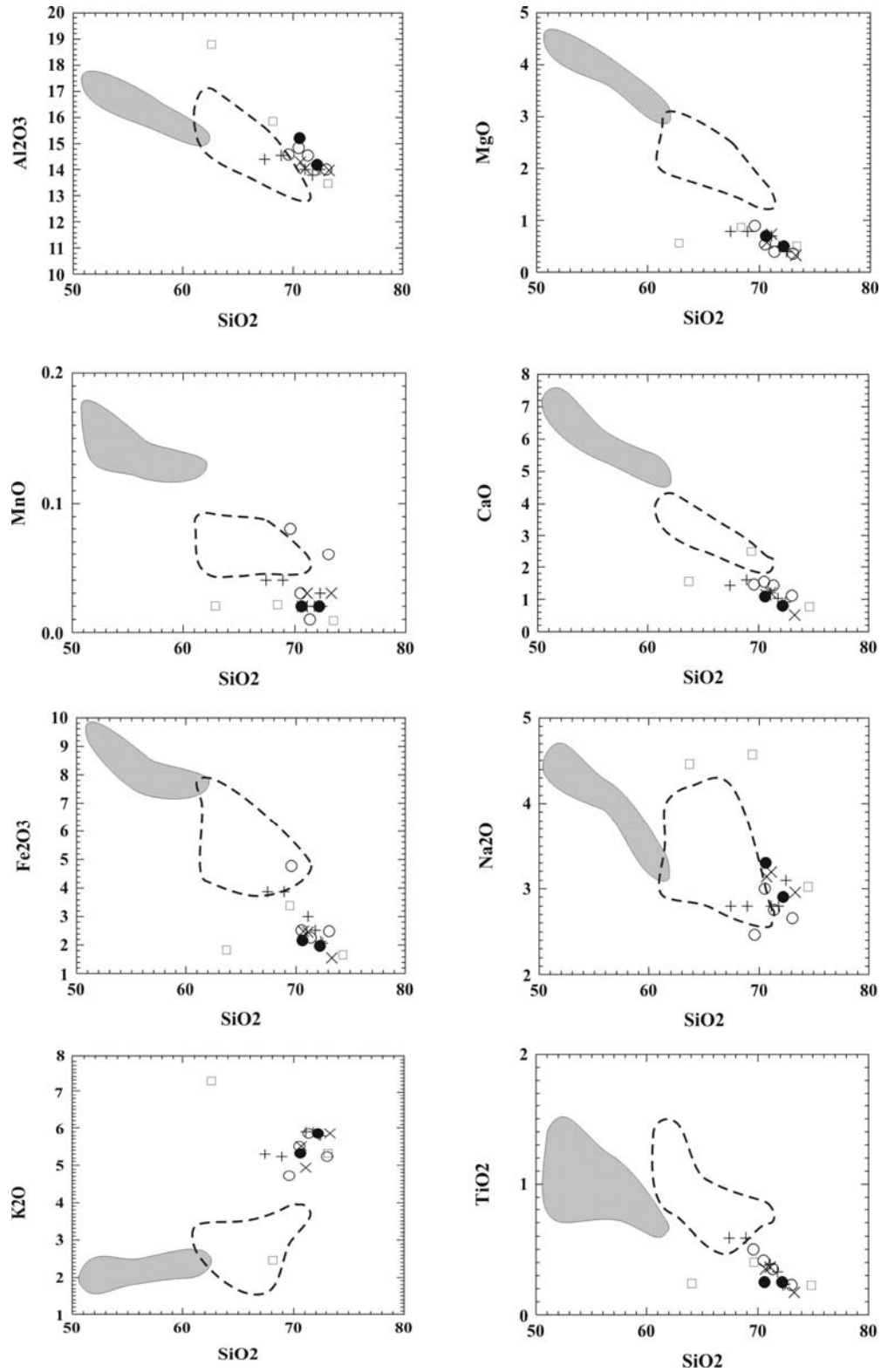
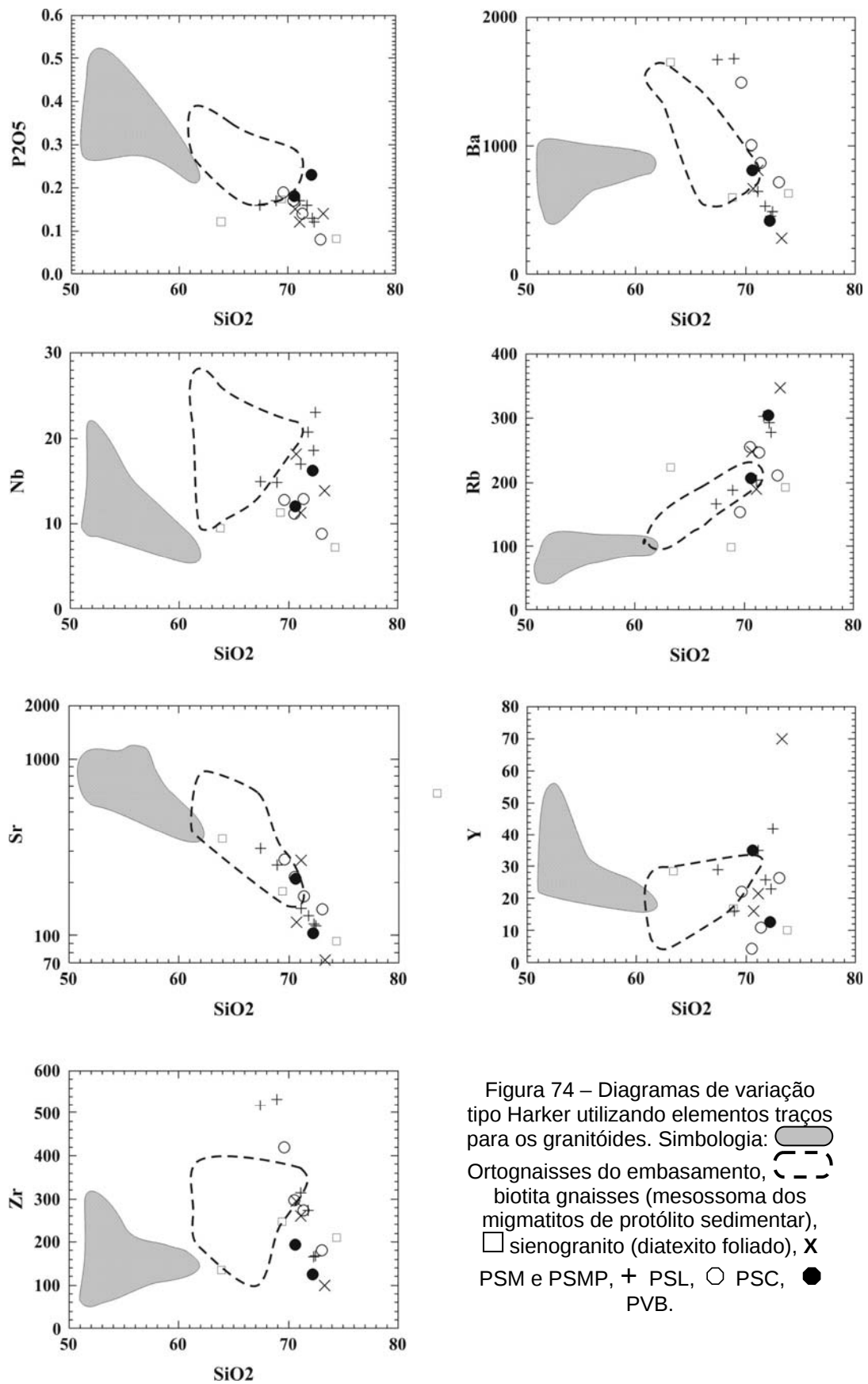


Figura 73 – Diagramas de variação tipo Harker utilizando elementos maiores *versus* SiO₂ para os granitóides. Simbologia:  Ortognaisses do embasamento,  biotita gnaisses (mesossoma dos migmatitos de protólito sedimentar),  sienogranito (diatexito foliado), X PSM e PSMP, + PSL, O PSC, ● PVB.



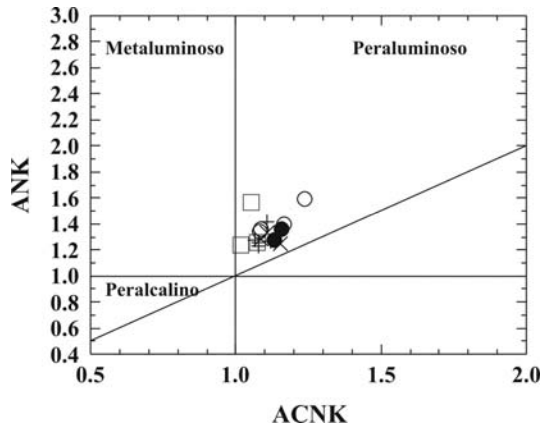


Figura 75 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ baseado no índice de Shand (1950) com os campos de Maniar & Piccoli (1989) para os granitóides da área pesquisada. Simbologia: □ sienogranito (diatexito foliado), X PSM e PSMP, + PSL, ○ PSC, ● PVB.

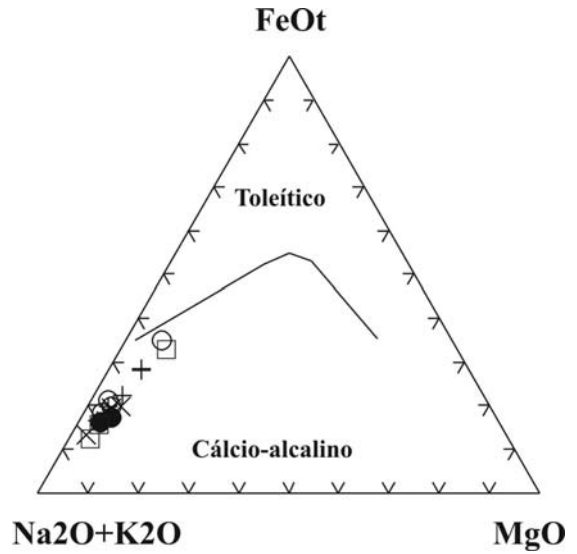


Figura 76 – Diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) com os granitóides plotados no campo da série cálcio-alcálica. Simbologia: □ sienogranito (diatexito foliado), X PSM e PSMP, + PSL, ○ PSC, ● PVB.

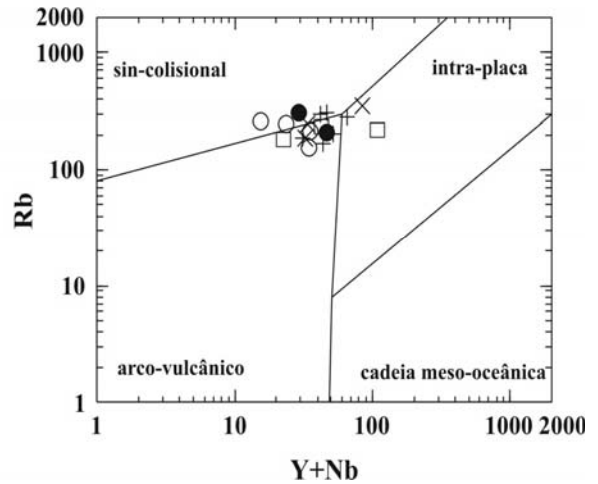
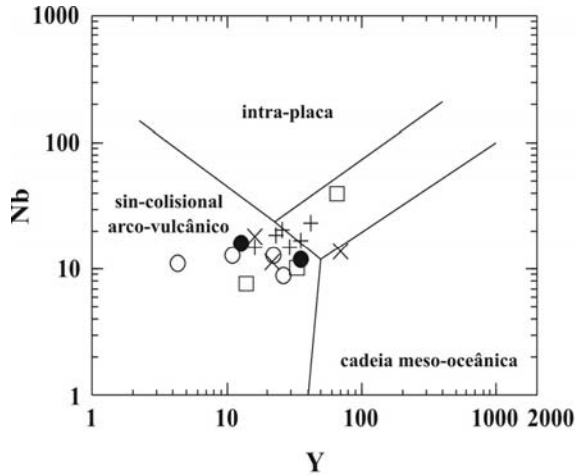


Figura 77 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico $Y \times Nb$ e $Y+Nb \times Rb$ de Pearce et al. (1984), para os granitóides neoproterozóicos. Simbologia: □ sienogranito (diatexito foliado), X PSM e PSMP, + PSL, ○ PSC, ● PVB.

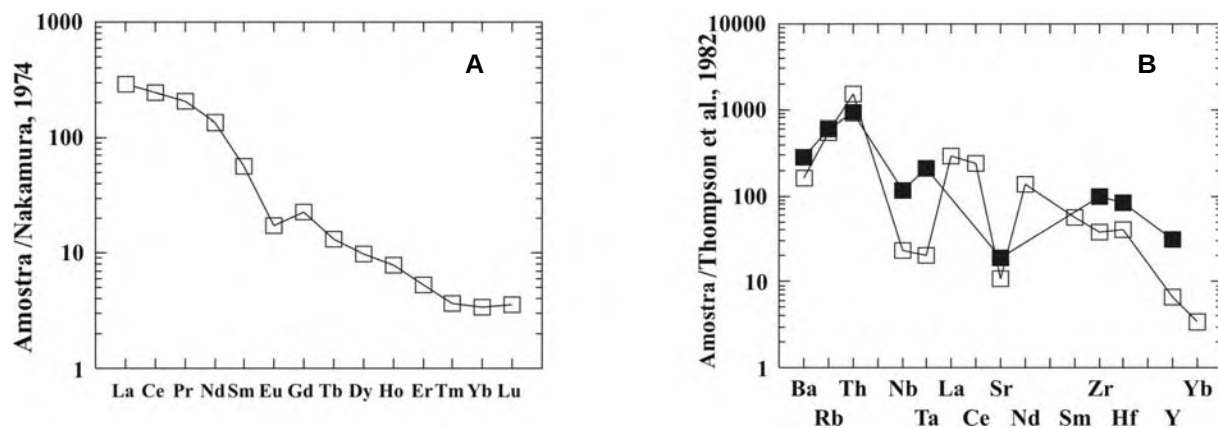


Figura 78 – Sienogranito (diatexito foliado). 78A - Distribuição de ETRs com valores normalizados para condrito (Nakamura, 1974), 78B - Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1984). Amostras: □ log-26 e ■ log-6.

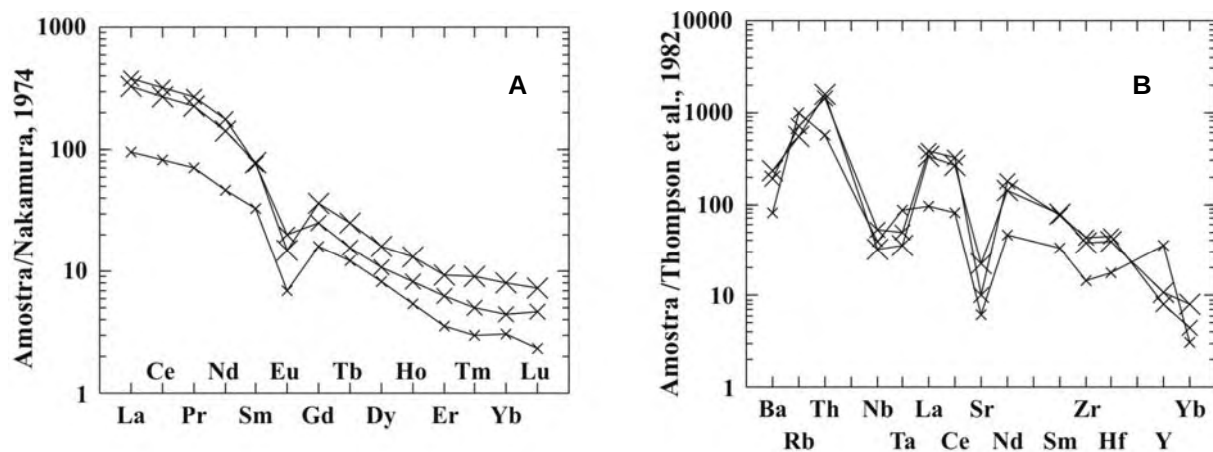


Figura 79 - Plúton Serra do Macaco e Serra do Morro Preto. 79A - Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974), 79B - Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982). Simbologia: x (log14b - SiO₂ 73%), x (log13d - SiO₂ 70.6%), X (log2d - SiO₂ 71%).

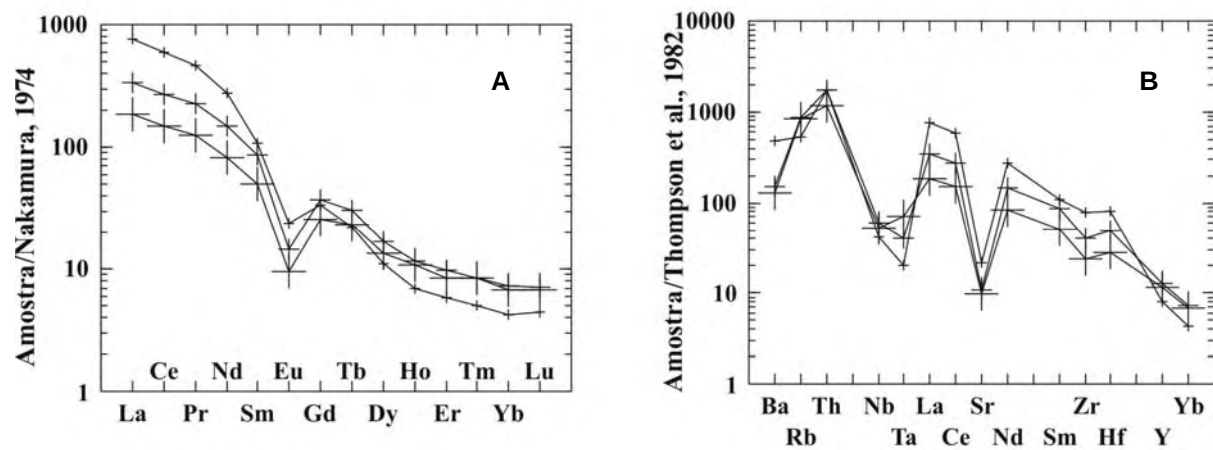


Figura 80 - Plúton Serra do Limitão. 80A - Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974), 80B - Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982). Simbologia: + (SiO₂ 69%), x (SiO₂ 72%), o (SiO₂ 72,3%).

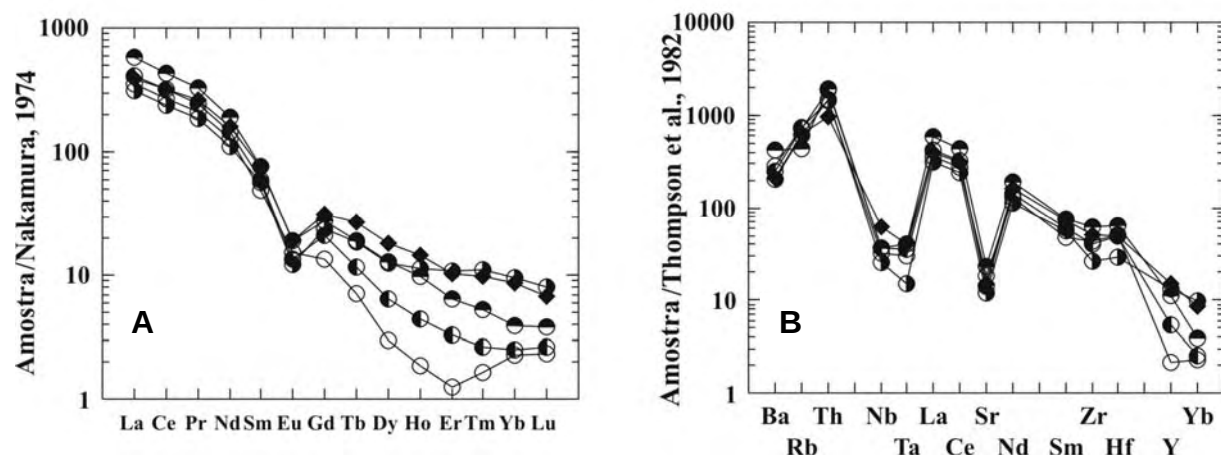


Figura 81 - Plúton Serra da Cabocla e Várzea dos Bois. 81A - Padrão de distribuição de ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974), 81B - Diagrama multi-elementar normalizado para o manto primitivo de Thompson *et al.* (1982).

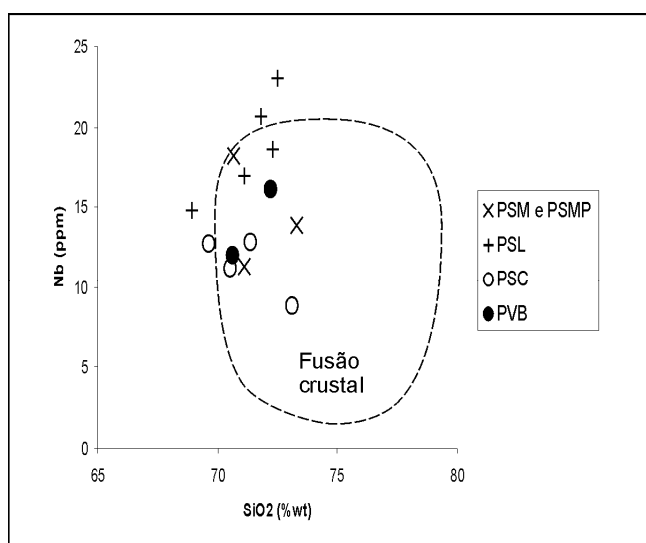


Figura 82 – Diagrama Nb versus SiO₂ com o campo dos granitóides gerados pela fusão crustal de Pearce & Gale (1975).

7.5 - DISCUSSÃO

O magmatismo granítico neoproterozóico da parte norte do DPEAL compreendem os granitóides (diatexitos) foliados e os isotrópicos.

Os diatexitos foliados dividem-se em dois litotipos mineralogicamente bem distintos: 1) leucogranito a biotita com estrutura foliada e de coloração cinza claro, e 2) o sienogranito a biotita e anfibólio com estrutura foliada a dobrada, de coloração rósea. A cartografia geológica dessas intrusões graníticas foi considerada uma tarefa difícil durante as campanhas de campo, principalmente pelo fato de que boa parte dos contatos geológicos observados entre as intrusões e as rochas encaixantes (migmatitos metatexiticos) eram de natureza transicional, além do relevo na região de ocorrência dos diatexitos apresentarem-se bastante arrasados pela erosão.

Os granitóides isotrópicos, por sua vez, são representados por corpos graníticos alongados de direção preferencial ENE-WSW com variação para NNE-SSW, os quais foram informalmente denominados de Plúton Serra do Macaco, Serra do Morro Preto, Serra do Limitão, Serra da Cabocla e Várzea dos Bois. Ao contrário dos diatexitos foliados, os cinco corpos graníticos foram mais facilmente cartografados, principalmente por estarem associados aos serrotes e as serras com 580 a 860m de altitude em terrenos onde prevalece a cota mínima de aproximadamente 450m. Quanto a sua composição, os corpos

graníticos variam de monzogranitos a sienogranitos a biotita, com muscovita e granada subordinadas.

Os granitóides diatexíticos foliados e os isotrópicos são rochas graníticas peraluminosas com tendência cálcio-alcalina. As características geoquímicas confirmam em parte a hipótese de que os granitóides foram gerados a partir da fusão parcial das rochas metassedimentares migmatizadas (neste caso representados pelos migmatitos de protólito sedimentar descritos no capítulo 5). A variação geoquímica observada entre os migmatitos de protólito sedimentar e os granitóides sugerem a retenção de biotita e plagioclásio e extração de feldspato potássico durante o processo de fusão parcial. A partir da fusão parcial os primeiros fundidos fracionados são enriquecidos em SiO_2 e álcalis com posterior aumento de minerais cálcicos e ferro-magnesianos.

Os dados isotópicos Sm-Nd obtidos para o Plúton Serra do Macaco confirmam que o monzogranito a duas micas foi gerado a partir da fusão crustal de rochas sedimentares migmatizadas, pois apresentam dados isotópicos muito similares com as rochas encaixantes com idades modelos TDM invariavelmente paleoproterozóica e épsilon Nd bastante negativos. Datações com métodos mais precisos (U-Pb e ^{40}Ar - ^{39}Ar) indicam que a idade de cristalização do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco ocorreu a $579 \pm 3.2\text{Ma}$. O resfriamento do Plúton Serra do Macaco ocorreu com queda brusca da temperatura, registrado em muscovita com temperatura de fechamento do argônio entre 300°C - 400°C em $567 \pm 1.8\text{Ma}$, e biotita (com fechamento a 250°C - 350°C) em $560 \pm 0.9\text{Ma}$.

As características texturais, estruturais e a relação de contato geológico observadas nos granitóides permite sugerir que o magmatismo granítico pode ser dividido em plutonismo sin- e pós-tectônico ao principal evento metamórfico-deformacional ocorrido durante a orogênese Brasileira. O alojamento dos granitóides diatexíticos foliados provavelmente foi contemporâneo ao principal evento metamórfico de facies anfíbolito alto a granulito registrado na região, o qual encontra-se impresso nas principais unidades litológicas mapeadas (ortognaisses migmatíticos, migmatitos de protólito sedimentar e rochas metabásicas). Esse evento metamórfico-deformacional está associado ao espessamento crustal das grandes massas continentais na Província Borborema durante a fase colisional da orogênese Brasileira. O posicionamento dos corpos graníticos isotrópicos ocorreu em um episódio sin- a pós-tectônico ao principal evento metamórfico-deformacional, principalmente durante o relaxamento crustal e concomitantemente ao desenvolvimento das extensas zonas de cisalhamentos E-W, como o Lineamento Pernambuco, localizado a norte da área pesquisada.

PARTE III

***PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA
DA ÁREA DE ESTUDO***

E

CONSIDERAÇÕES FINAIS

CAPÍTULO 8 – PROPOSTA DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os sistemas ou cinturões orogênicos são os principais registros continentais da atuação da tectônica de placas colisional. Neles podem estar impressos os vestígios da subducção de uma placa sob outra, bem como a colisão entre arcos de ilha-continentes e continente-continente (Moore & Twiss, 1995). Os cinturões orogênicos desenvolvem-se dentro de um contexto geológico global, que tem o seu início relacionada à abertura de oceanos ou proto-oceanos e posterior fechamento destes, o que define assim um ciclo de Wilson completo. Sugerir um modelo de evolução geológica em áreas inseridas em tais regiões outrora tectonicamente ativas requer um cuidado maior, principalmente quando são observados ambientes geológicos distintos aglutinados e inter-relacionados entre si devido aos processos colisionais. A área da presente pesquisa não foge a essa regra, pois localiza-se no Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, o qual junto com a Faixa de Dobramentos Sergipana, constituem o orógeno marginal meridional neoproterozóico que bordeja a porção norte do Cráton São Francisco. A continuidade desse sistema orogênico no continente africano é representada pelas províncias Hoggar, Nigeriana e África Central e pelo Cinturão Pharusiano.

Com base nas informações geológicas obtidas ao longo dessa pesquisa e compiladas da literatura, uma história geológica evolutiva é sugerida considerando a região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos, no contexto do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas. Além do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, também são consideradas na história evolutiva as áreas adjacentes como a Faixa de Dobramentos Sergipana e o Cráton do São Francisco (localizados a sul do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas). A análise conjunta considerando os domínios tectônicos adjacentes foi realizada objetivando compreender melhor o desenvolvimento dessa porção do sistema orogênico brasileiro. Obviamente, um enfoque maior será dado à evolução da orogênese ocorrida ao final do neoproterozóico, cujas evidências encontram-se bem registradas na área de estudo.

O contexto evolutivo exposto adiante faz uso de seções esquemáticas (Figura 83) compartimentadas em intervalos de tempo específicos com base nos dados isotópicos obtidos nesta pesquisa e compilados na literatura (estes discutidos previamente no capítulo 2).

2,2Ga a 1,9Ga – Estabilização do embasamento paleoproterozóico a arqueano, com o registro de dados isotópicos através de idades modelos $T_{(DM)}$ de ortognaisses migmatíticos. Idades mais precisas obtidas em zircões (Pb-Pb) de ortognaisses dioríticos e graníticos por Neves *et al.* (2004) confirmam a presença do embasamento paleoproterozóico de idade ~2.0Ga a norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas.

1.0Ga a 640Ma - Com base nas idades modelos $T_{(DM)}$ obtidas nas rochas migmatíticas de protólito sedimentar do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas é certo que os metassedimentos são oriundos principalmente do desmonte do embasamento paleoproterozóico com a contribuição esparsa de fontes arqueanas. A idade da tafrogênese ainda é incerta no Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, mas pode ter sido concomitante com a abertura de outras bacias, como por exemplo, no Cinturão Orós-Jaguaribeano durante o Estateriano ou no Domínio da Zona Transversal durante o Toniano, ou ainda no Ceará Central durante o período Criogeniano.

Por outro lado, a tafrogênese ocorrida no Domínio da Zona Transversal a norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, encontra-se muito bem caracterizada, com a abertura da bacia datada em torno de ~1.0Ga e fechamento desta no eoneoproterozóico (~0.9Ga), durante o Toniano. Ainda no Domínio da Zona Transversal, tem-se constatado granitogênese associada ao desenvolvimento de um arco em torno de 750Ma (no período Criogeniano). A norte do Domínio da Zona Transversal, no Domínio Ceará Central há evidências da tafrogênese em torno de 750Ma, sugerindo que houve um diacronismo de eventos durante esse período.

Em relação a idade da abertura da bacia da Faixa de Dobramentos Sergipana localizada a sul do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, há também muitas incertezas, mas os dados isotópicos obtidos até o momento sugerem atividade vulcânica associada a abertura de bacia a ~1.0Ga. A deposição dos sedimentos da Faixa de Dobramentos Sergipana e Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas pode ter ocorrido em uma mesma bacia ou em bacias distintas mas cronocorrelatas, no entanto para que essas hipóteses sejam confirmadas há a necessidade de uma melhor caracterização isotópica do magmatismo básico e das rochas metassedimentares presentes nos dois domínios: Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas e Faixa de Dobramentos Sergipana. A idade em torno de 1,0Ga obtida nos metabasitos Serra da Prata é sugestiva de que houve uma tafrogênese durante esse período, no entanto o alto valor do erro analítico mostra que essa idade precisa ser considerada com cautela, além do fato de que a assinatura isotópica obtida desfavorece a possibilidade da existência de um magmatismo básico juvenil meso ou neoproterozóico.

640-610Ma – Provavelmente tem-se o início da subducção da crosta oceânica para norte mergulhando sob o embasamento paleoproterozóico do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, dando origem a intensa atividade magmática associada ao desenvolvimento do arco magmático instalado. Os granitóides com idades entre 624 a 613Ma pertencentes aos principais batólitos no sul do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas parecem representar o magmatismo associado ao desenvolvimento do arco magmático em questão. As idades modelos $T_{(DM)}$ obtidas em tais corpos graníticos localizados no domínio isotópico Águas Belas (Silva Filho *et al.* 2002) sugerem fusão híbrida entre um material juvenil (neoproterozóico) com o embasamento paleoproterozóico.

~600Ma - O fechamento completo da bacia ocorreu provavelmente a 600Ma, associado a colisão entre as grandes massas continentais (crátons São Francisco-Congo, São Luiz-Oeste Africano e Amazônico) que afetou todos os domínios tectônicos da Província Borborema. No Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, o registro do metamorfismo de alto grau (facies anfibolito alto a granulito) impresso nas principais unidades litológicas mapeadas (ortognaisses migmatíticos, migmatitos de protólito sedimentar e rochas metabásicas) certamente data dessa época.

A fusão parcial das rochas para- e ortoderivadas durante o principal evento metamórfico promoveu a geração de migmatitos com estruturas metatexíticas (migmatitos de protólito sedimentar) a diatexíticas (granitóides foliados mapeados na área pesquisada e considerados como sin-tectônicos). Os migmatitos metatexíticos mostram em parte feições estruturais bem definidas como foliação, dobras e lineação mineral. A principal foliação metamórfica medida (S_n) está associada com a evolução dessa colisão, onde as principais associações litológicas apresentam foliação com direção variando de NW-SE, E-W e NE-SW e caimento frequentemente para sul. As dobras intrafoliais rompidas e apertadas (S_{n-1}) sugerem transposição das estruturas causada pelos esforços deformacionais tangenciais contínuos e progressivos. A lineação mineral observada no plano da principal foliação metamórfica, no entanto, não indica com clareza como ocorreu esse transporte tectônico.

580Ma - Em torno de 580Ma, os magmas crustais (fundidos graníticos) cristalizaram durante o episódio sin a pós-colisional ao longo de regiões onde o relaxamento crustal permitiu o alojamento de tais corpos (plutons graníticos com características isotrópicas). A assinatura isotópica obtida no monzogranito a duas micas (Pluton Serra do Macaco) corrobora com a possibilidade dos granitóides serem oriundos da fusão de rochas

metassedimentares formadas com contribuição de fontes predominantemente paleoproterozóicas e em menor grau arqueanas. O processo de descompressão foi ainda constatado nas rochas migmatíticas de protólito sedimentar da área de estudo onde foram observadas coronas de cordierita ao redor da granada no fácies metamórfico anfibolito.

A transição da tectônica de colisão frontal para transcorrente causou uma mudança considerável na vergência dos esforços tectônicos, propiciando o desenvolvimento das transcorrências dextrais dos lineamentos Pernambuco e Patos, de direção aproximadamente E-W, configuração geral observada atualmente e gerada provavelmente nessa época. A extensão e continuidade desses lineamentos são observadas também no continente africano, nos lineamentos Adamaoua-Patos e Sanaga-Pernambuco. Os esforços deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento do Lineamento Pernambuco em específico teriam causado o redobramento da foliação S_n nas proximidades da zona de cisalhamento. O reflexo do dobramento da foliação metamórfica principal (S_{n+1}) foi constatado na parte norte da área de estudo, onde o eixo da dobra é geralmente sinuoso em torno da direção N-S. Estruturas secundárias também foram geradas, tais como o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento observadas na região seccionando a estruturação previamente gerada.

559Ma - O resfriamento final do metamorfismo ocorreu a 559Ma, provavelmente atingindo o fácies metamórfico xisto-verde. Admitindo um resfriamento linear e com poucas amostras para análise, a taxa média de resfriamento de 20°C/Ma foi calculada para o monzogranito a duas micas utilizando os dados de temperatura de fechamento da monazita (U-Pb) e muscovita/biotita (Ar-Ar) e respectivas idades de cristalização (Figura 84).

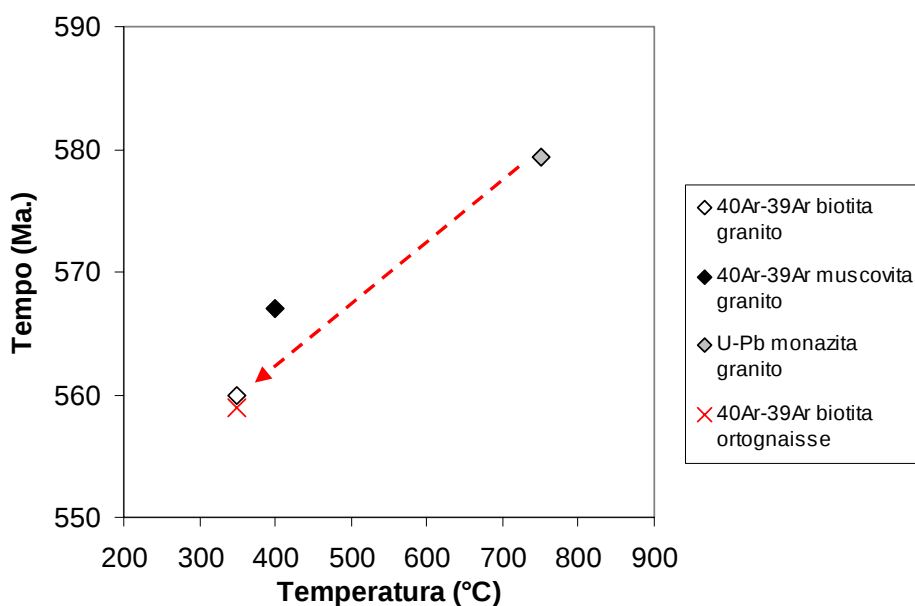


Figura 84 – Diagrama tempo (Ma) *versus* temperatura (°C) admitindo resfriamento linear (seta tracejada) para o cálculo da taxa de resfriamento do monzogranito a duas micas do Plúton Serra do Macaco (20°C/Ma).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente tese resultado da análise conjunta de uma gama de informações oriundas de métodos de trabalho distintos (dados aerogeofísicos, imagens Landsat/ETM+, mapeamento geológico, litogeoquímica, química mineral, termobarometria, geoquímica isotópica e datação radiométrica) permitiu aprimorar a cartografia geológica existente para a região situada entre as localidades de Paranatama e Currais Novos no Estado de Pernambuco, além de contribuir para um melhor entendimento do contexto geológico-evolutivo do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, que representa atualmente o registro da raiz de um arco magmático ativo no neoproterozóico, o qual foi formado pela subducção da crosta oceânica por sob o micro-continente cujo embasamento era constituído preferencialmente por rochas de idade arqueana e paleoproterozóica. A atual estruturação lito-tectônica observada no DPEAL é o resultado da aglutinação de grandes massas continentais (Cratons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo) e de fragmentos continentais menores (micro-continentes) ocorrida durante a fase colisional da orogênese Brasileira/Pan-Africana.

Para que os trabalhos futuros na região contribuam com o avanço do conhecimento geológico-evolutivo do DPEAL algumas recomendações são sugeridas a seguir:

1) Os dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos do Projeto Cariris-Velhos, mostraram-se ferramentas fundamentais e indispensáveis para o aprimoramento da cartografia geológica. Porém, a baixa resolução do levantamento permitiu apenas análises em âmbito regional. A realização de levantamentos aerogeofísicos de alta resolução e o emprego de outros métodos geofísicos como a gravimetria aliada a sísmica podem contribuir em muito para uma melhor caracterização do arcabouço lito-estrutural em escala de maior detalhe e fornecer informações sobre a estrutura crustal mais profunda do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas e áreas adjacentes.

2) O uso de imagens multiespectrais Landsat/ETM+ na área de estudo foi muito importante em locais onde foi observado maior contraste espectral, o que permitiu discriminar melhor os contatos geológicos de alguns litotipos mapeados. Os lineamentos extraídos nas imagens orbitais do Landsat também mostraram uma boa correlação com os dados estruturais obtidos no campo. Para trabalhos futuros na região recomenda-se a aquisição de imagens orbitais com maior resolução espectral e espacial (como por exemplo, as imagens ASTER) para a obtenção de informações espectrais, estruturais e termais adicionais passíveis de correlação com as unidades litológicas e dados estruturais cartografados.

3) Uma amostragem numericamente mais expressiva e representativa das rochas metabásicas no Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas se faz necessário para a caracterização geoquímica de tais rochas. Os poucos dados geoquímicos disponíveis, os quais são apresentados nessa pesquisa, mostram uma ampla variação composicional sugerindo fontes heterogêneas para o protólito dos metabasitos. A caracterização geoquímica e também isotópica poderá definir melhor o contexto geotectônico, no qual os protólitos das rochas metabásicas foram gerados.

4) Cálculos termobarométricos efetuados com os dados de química mineral em rochas metamórficas da área pesquisada forneceram resultados confiáveis com erros relativamente baixos para a maioria das amostras analisadas. Com base nesses dados, foi possível, numa primeira instância, balizar as condições de pressão e temperatura do principal evento metamórfico-deformacional ocorrido na região durante a orogênese Brasileira. Estudos mais aprofundados voltados para a identificação da existência de possíveis zonas metamórficas devem ser realizados de forma sistemática em todo o Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas.

5) O número de dados geocronológicos obtidos até o momento para as rochas do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas ainda é muito reduzido diante da sua extensão territorial e da sua importância na evolução geológica da porção meridional da Província Borborema. Nesse contexto, uma boa parte das datações disponíveis na literatura foi efetuada principalmente em granitóides, o que de certa forma permitiu identificar pulso magmáticos distintos durante o neoproterozóico. Atenção especial precisa ser dada também às demais unidades litológicas mapeadas no Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, como por exemplo, os ortognaisses migmatíticos, migmatitos de protólito sedimentar, quartzitos e metabasitos. As datações isotópicas nesses litotipos ainda encontram-se em estágio embrionário e necessitam ser realizadas se possível pelos métodos mais precisos como Sm-Nd, U-Pb (convencional e SHRIMP) e ^{40}Ar - ^{39}Ar .

CAPÍTULO 9: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens, L.H. 1955. Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 8: 1-15.
- Almeida, F.F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias crustais brasileiras. In: Simp. Geol. NE Brasil, Campina Grande, 8, Atas, 8: 363-391.
- Amaro, V.E. 1998. *Análise conjunta dos dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo Nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 393p.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, 80: 549-559.
- Arndt, N.T. & Goldstein, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Assine, M.L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 22 (3): 289-300.
- Barbero, L. 1995. Granulite-facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo, Spain: late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *J. Geol. Soc.*, 152: 365-382.
- BARMP. 1997. *Brazilian Airborne Radiometric Mapping Project* - A collaboration between Paterson, Grant & Watson LTDA, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) and Geological Survey of Canada. Technical report and survey atlas, 30p
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M. 1995. A metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 67 (2): 221-237.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224.
- Brito Neves, B.B. 1973. Elementos da Geologia Pre-Cambriana do Nordeste Oriental.. In: Cong. Bras. Geol., Aracaju, 17, Anais, v.2: 67-78.
- Brito Neves, B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 189p.
- Brito Neves, B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 177p.
- Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A., Santos, E.J. 2003. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, *Anais*, v.1, p.158-159.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani G., Milani E.J., Thomaz Filho A.T, Campos D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151 – 182.
- Brito Neves, B.B., Pessoa, D.A.R., Pessoa, R.J., Kawashita, K., Cortes, P.L. 1984. Estudo geocronológico das rochas do embasamento da quadrícula de Salgueiro-PE. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 2473-2490.

- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris-Velhos na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, 25 (4): 279-296.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A.J., Vasconcelos, P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton São Francisco, SE – Brasil. *Rev. IG-USP, Série Científica*, 4 (1): 13-40.
- Carmona, L.C.M. 2002. *Geologia, geoquímica e avaliação econômica do migmatito "Rosa Imperial", Domínio Meridional da Província Borborema, Nordeste Brasileiro*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 187p.
- Carson, C.J., Ague, J.J., Grove, M., Coath, C.D., Harrison, T.M. 2002. U-Pb isotopic behavior of zircon during upper-amphibolite facies fluid infiltration in the Napier Complex, East Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199: 287-310.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C.C. 2003. Geocronologia e evolução tectônica proterozóica do Domínio Ceará Central (região entre Madalena e Taparuaba, Província Borborema, NE do Brasil. *Simp. 40 Anos de Geocronologia no Brasil/CPGeo(1964-2004)*, Bol. de Res., p. 74.
- Castro, N.A., Pinéo, T.R., Teixeira, M.L.A. 1999. A lito-estrutural do Projeto Jaibaras somada a recentes informações LANDSAT/TM-5 na região de Sobral (porção NW do Ceará). In: *Simp. Nac. Est. Tect.*, 7, Lençóis, *Boletim*, p. 125-128.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Sato, K. 2003. Nd data from Central Ceará Domain: Archean relicts, paleoproterozoic record and neoproterozoic crustal reworking. In: *South Am. Symp. Isotope Geology*, 4, Salvador, *Anais*, v.1, p. 160-163.
- Castro, N.A., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C. 2004. Geocronologia e evolução tectônica proterozóica do Domínio Ceará Central (Região entre Madalena e Taparuaba, Província Borborema, NE do Brasil). In: *Simp. 40 anos de Geocronologia no Brasil*, São Paulo, IG-USP, *Boletim de Resumos*, 74p.
- Chavez, P. 1975. Atmospheric solar and MTF corrections for ERTS digital imagery. *Proc. Am. Soc. Photogrametry*, Fall Convention.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A., King, T.V.V., Calvin, W.M. 1993. The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1 (0.2 to 3.0 μ m). *U.S. Geological Survey*, Open File Report 93-592, 1340p.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: Cordani G., Milani E.J., Thomaz Filho A.T., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 19-40.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p.
- CPRM 2000. *Mapa Geológico do Brasil 1:2.500.000*, formato digital shapefile.
- CPRM 2001. *Mapa Geológico do Estado de Pernambuco em escala 1:500.000*, formato digital shapefile.
- Crosta, A.P. 1990. Discriminação de principais componentes em imagens de satélite com base em relações quantitativas e espectrais. In: *Simp. Quantificação em Geociências*, Rio Claro.
- Crósta, A.P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Ed. UNICAMP, Campinas. 170p.

- Dantas, E.L. 1997. *Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil*. Tese de doutoramento. UNESP-Rio Claro, 201p.
- Dantas, E.L., Silva, A.M., Almeida, T., Moraes, R.A.V. 2003. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a case study in Seridó Belt, NE Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 33 n. 2-suplemento, p.65-72
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28: 221-228.
- Davison, I. & Santos, R.A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precamb. Res.*, 45: 319-342.
- Deer, W.A. 1978. *Rock-forming minerals. Single-chain silicates*. Vol..2A. 2nd edition, Longman, U.K. and Wiley, New York, p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1966. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman, London, 528p.
- De Paolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86: 10470-10488.
- De Paolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry – An Introduction*. Springer-Verlag, Berlin, 187p.
- De Paolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G. 1991. The continental crust age distribution: methods to determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application in the Southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 96(2): 2071-2088. (Solid Earth and Planets)
- Dickin, A.P. 1997. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 490p.
- DNIT, 2002. *Mapa rodoviário do Estado de Pernambuco*.
- Drury, S.A. 2001. *Image interpretation in geology*. 3rd ed. Blackwell, 290p.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2nd edition. John Wiley & Sons, New York, 589p.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotope signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, Northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 11(5): 439-455.
- Ferry, J.M. & Spear, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol*, 66: 113-117.
- Fetter, A.H. 1999. *Geochronological evolution of the Ceará State-Borborema Province – Northeast Brazil*. Thesis. University of Kansas, Lawrence, Kansas, 150p.
- Ganguly, J. & Saxena, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Am. Mineral.*, 69: 88-97.
- Garrels, R.M. & Mackenzie, E.T. 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. 1ed., W.W. Norton, New York, 397p.
- Gilluly, J. 1976. Lineaments – Ineffective guides to ore deposits. *Econ. Geol.*, 21: 1507-1514.
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 72: 219-245.

- Guimarães, I.P. & Silva Filho, A.F. 1994. The potassic intrusive magmatism in the north boundary of the Sergipano Fold Belt = Shoshonitic affinity? In: Cong. Bras. Geol., 38, Balneário Camboriú, *Bol. Resumos Expandidos*, v.1, p.182-183.
- Gun, P.J., Maidment, D., Milligan, P.R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, 17(2):175-186.
- Gusmão, R. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. Dados aeromagnéticos e gravimétricos*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, SP, 157p.
- Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: Cong. Bras. Geologia, 36, Natal, *Anais*, v.6, p. 2683-2696.
- Hammarstrom, J. & Zen, E-na. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical geobarometer. *Am. Mineral.*, 71: 1297-1313.
- Hodges, K.V. & Crowley, P.D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Mineral*, 70: 702-709. 12.
- Hodges, K.V. & Spear, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral*, 67: 1118-1134.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkalic plutons. *Am. Mineral.*, 72: 231-239.
- Horsfall, K.R. 1997. Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, 17(2):23-30.
- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamorphic Geol.* 18 (4): 423-439.
- Howell, D.G. 1995. *Principles of terrane analysis: New applications for global tectonics*. 2nd edition. Chapman & Hall, 245p. (Topics in the Earth Sciences, 8)
- IAEA - International Atomic Energy Agency. 1991. Airborne Gamma Ray Spectrometer Surveying. Technical Reports Series, Viena, n. 323, 97p.
- Indares, A. & Martignole, J. 1985. Evolution of P-T conditions during a high-grade metamorphic event in the Maniwaki area (Grenville Province). *Can. J. Earth Sci.*, 21: 853-863.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Ishikawa, H. 1968. Some aspects of geochemical trends and fields of the ratios vanadium, nickel and cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 913-917.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de doutoramento. Unb-Brasília, 804p.
- Johnson, J. & Rutherford, M. 1989. Experimental calibration of the Al-hornblende geothermometer with application to the Long Valley Caldera volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Kozuch, M., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B. 1997. Ages and isotope geochemistry of two pre-Brasiliano magmatic events in the Borborema Province of NE Brasil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, Campos do Jordão, Extended Abstracts, p. 157-160.
- Krogh, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 46: 37-649.

- Krogh, T.E. 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119: 1-18.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Charles Gilbert, M., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A. Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.C.N., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, 82: 1019-1037.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W. 1994. *Remote Sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons, 750p.
- Lima, M.I.C., Gava, A., Fernandes, P.E.C.A., Pires, J.L., Siga Jr., O. 1985. Projeto ferro titanato de Floresta. Minérios de Pernambuco. In: Radambrasil, v. I – Geologia, 314p.
- Liu, C.C. 1984. Análise estrutural de lineamentos de imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 157p.
- Ludwig, K.R. 1998. Users manual for ISOPLOT/EX rev.2.49 – *A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkely Geochronological Center, Special Publication, 55p.
- MacLoud, I.N. & Dobush, T.M. 2000. Geophysics – *More than numbers, process and presentation of geophysical data*. Oasis Montaj v 5.0. Technical Notes, 12p.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- Mariano, G., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P. 2001. Diorites of the high-K calc-alkalic association: geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, northeast Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, 43: 921-929.
- McDougall, I. & Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. 2nd edition, Oxford University Press, 269p.
- Medeiros, V.C. 1998. *Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000)*. Integração Geológica, CPRM Recife-PE, 22p. (Relatório Interno)
- Mezger, K. & Krogstad, E.J. 1977. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *J. Metamorphic Geol.*, 15: 127-140.
- Minty, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, 17(2): 39-50.
- Moore, E.M. & Twiss, R.J. 1995. *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, New York, p. 263-300
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. 1998. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73: 1123-1133.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comp-tes Rendus de l'Academie de Science*, 301 (11): 813-818.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 38: 757-775.
- Neves, S.P. & Vauchez, A. 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones, State of Pernambuco). *J. South Am. Earth Sci.*, 8 (3/4): 289-298.

- Neves, S.P. & Mariano, G. 1997. Segmentação lateral e transversal da porção leste do Lineamento Pernambuco: Implicações tectônicas. In: Simp. Geol. Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos expandidos*, p. 91-94.
- Neves, S.P., Mariano, G., Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Melo, S.C. 2000. Intralithospheric differentiation and crustal growth: evidence from the Borborema Province, northeastern Brazil. *Geology*, 28: 519-522.
- Neves, S.P., Moura, C.A.V., Mariano, G., Rangel da Silva, J.M. 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru Area, Northeastern Brazil: Temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geol. Rev.*, 46: 52-63.
- Newton, R.C. & Haselton, H.T. 1981. Thermodynamics of the garnet - plagioclase - Al_2SiO_4 - quartz geothermometer. In: Newton, R.C., Navrotsky, A., Wood, B.J. (ed.). *Thermodynamics of Mineral and Melts*. Springer Verlag, Amsterdam, p.129-145.
- Osako, L.S., Silva Filho, A.F., Castro, N.A. 2002a. Informações Landsat5/TM e aerogamaespectrométricas aplicadas ao mapeamento geológico a oeste de Garanhuns (PE), Maciço PE-AL, Província Borborema. In: Cong. Bras. Geol., 49, João Pessoa, *Anais*, p.165.
- Osako, L.S., Silva Filho, A.F., Castro, N.A. 2002b. Considerações preliminares sobre as rochas metamórficas de alto grau e granitóides situados a oeste de Garanhuns (PE), porção central do Maciço Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. In: Cong. Bras. Geol., 49, João Pessoa, *Anais*, p.325.
- Osako, L.S., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Castro, N.A. 2003. Isotopic geology of the central part of the Pernambuco-Alagoas Complex and implications for Mesoproterozoic magmatism within the Southern Domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, Salvador, Extended Abstracts, v.1, p. 157-160.
- Paradella, W. *et al.* 1990. Imagens do satélite SPOT-1 em mapeamento geológico: um estudo comparativo com vários produtos sensores no Vale do Rio Curaçá, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 20(1-4):282-292.
- Patiño Douce, A.E. & Harris, N.W. 1998. Experimental constraints on the Himalayan Anatexis. *J. Petrol.*, 39: 689-710.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, p. 290-300.
- Pearce, J. & Gale, G.H. 1975. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: volcanic processes in ore genesis. *Special Publication of the Geological Society of London*, p.14-24.
- Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *J. Petrol.*, 25 (4): 956-983.
- Pearce, J.A., Gorsman, B.E., Bickert, T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- Pessoa, R.R., Pessoa, D.R., Brito Neves, B.B., Kawashita, K. 1978. Magmatismo tardi-tectônico brasileiro no Maciço Pernambuco-Alagoas: o quartzo-sienito de Cachoeirinha-PE. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, v.3, p. 1279-1287.
- Pimentel, M.M. & Charnley, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: an example from central Brazil. *Chem. Geol.*, 86: 123-138.
- Powell, R. & Holland, T. 2001. *THERMOCALC v.3.1*. ([http:// www.earthsci.unimelb.edu.au/tpg/thermocalc](http://www.earthsci.unimelb.edu.au/tpg/thermocalc))

- Robison, P. 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *Am. Mineral.*, 76: 1781-1810.
- Sá, J.M., McReath, I., Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry, and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, northeast Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* 8: 299-314.
- Santos, E.J. 1971. *Síntese da geologia da Folha Arcoverde, Pernambuco*. SUDENE, Relatório Interno, 33p.
- Santos, E.J. 1977. O modelo de evolução precambriana da região de Arcoverde, Pernambuco. In: Simp. Geol. Nordeste, 7, Campina Grande, p.225-245.
- Santos, E.J. 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219p.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords). O Pré-Cambriano do Brasil. Edgar Blucher, São Paulo, p.123-186.
- Santos, E.J. & Medeiros, V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: Intern. Symp. on Granites and Associated Mineralization, 2. Salvador, Extended Abstracts, p.
- Sato, K. 1998. Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana com base em geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 300p.
- Sato, K., Tassinari C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 67(3): 313-336.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 304-310.
- Schowengerdt, R.A. 1997. *Remote Sensing. Models and methods for image processing*. Academic Press, New York, 522p.
- Shand, S.J. 1950. *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. Ed. London, 488p.
- Sharma, P.S. 1997. *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Silva Filho, A.F., Thompson, R.N., Leat, P.T. 1987. Petrology of Terra Nova Pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dikes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): 481-487.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2001. Neoproterozoic lithospheric granite systems in the Pernambuco-Alagoas Complex, and their significance for evolution of NE Brazil. Geological Society of America, GSA, Annual Meeting, Abstract ID: 26204.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Res.*, 5 (2): 409-422.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Sampaio, M.A., Luna, E.B.A. 1995. Reavaliação da granitogênese da parte ocidental e central do Maciço PE-AL. In: Simp. Geol. Nordeste, 16, Recife, *Boletim*, v.1, 316-318.
- Silva Filho, A.F., Van Schmus, W.R., Guimarães, I.P., Luna, E.B. 1997. The usage of Sm-Nd isotopic signature of granites as a tool for defining sub-domains in the southern

- tectonic domain, Borborema Province, NE Brazil. In Simp. Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, p.128-131p.
- Silva Filho, M.A. 1998. Arco vulcânico Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: Seqüências orogênicas mesoproterozóicas. In: Congr. Bras. Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p.16.
- Silva Filho, M.A. & Torres, H.H.F. 2002. A new interpretation on the Sergipano Belt domains. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 74 (3): 556-557.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Jurena. *Rev. Bras. Geoc.*, 32 (4): 529-544.
- Soares, P.C. & Fiori, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, 16(32): 71-104.
- Spear, F. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature- time paths*. Monograph 1. Mineralogical Society of America, Washington, p.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12 (1): 1- 33.
- Sun, S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (ed.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub. No. 42, p. 313-345.
- Sun, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 46: 179-192.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310: 549-585.
- Trompette, R. 1994. *Geology of western Gondwana, Pan-African – Brasileiro aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, 8(3/4): 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kozuch, M., Dantas, E.L., Babinski, M. 1998. The Borborema Province: a collage of polycyclic crustal domains in NE Brazil. In: International Conf. Basement Tectonic, 14, Ouro Preto, *Extended Abstracts*, p. 80-83.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and SM-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precamb. Res.*, 127: 287-327.
- Vasconcelos, P.M., Onoe, A.T., Kawashita, K., Soares, A.J., Teixeira, W. 2002. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. *An. Acad. Bras. Ciências*, 74(2): 297-342.
- Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 8 (3/4): 247-266.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295-304.

- Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Am. Geophys. Union Transactions*, 37: 320-326.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.

ANEXO 1

ANÁLISES DE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Amostra	Material	N° Lab	Laser	40/39	38/39	37/39	36/39	40/39	Ar40	%Rad	Idade	±	J	±	Discr.	±	Ar40(nA)
LOG-14	biotita	2005-01A	0.2	61.54815	0.01489	0.08292	0.01886	55.98323	1.31E-14	91.0	494.65	3.30	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.6887
		2005-01B	0.3	65.31693	0.01241	0.00241	0.00178	64.78923	1.03E-13	99.2	561.45	1.49	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	5.4506
		2005-01C	0.4	64.66884	0.01185	0.00361	0.00070	64.46283	1.01E-13	99.7	559.02	1.49	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	5.2851
		2005-01D	0.6	64.90389	0.01213	0.01154	0.00086	64.64964	1.19E-13	99.6	560.41	1.38	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	6.2593
		2005-01E	0.8	64.86715	0.01122	0.03059	0.00077	64.64119	7.49E-14	99.6	560.35	1.56	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	3.9363
		2005-01F	3.0	65.13860	0.01160	0.27227	0.00094	64.89307	2.84E-14	99.6	562.23	3.04	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	1.4966
		2005-02A	0.2	62.44489	0.01333	0.00000	0.00638	60.55769	4.76E-14	97.0	529.66	1.55	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.4925
		2005-02B	0.3	64.85191	0.01254	0.01224	0.00105	64.54219	8.72E-14	99.5	559.61	1.25	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	4.5878
		2005-02C	0.5	64.92897	0.01250	0.00027	0.00097	64.64308	6.08E-14	99.6	560.36	1.44	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	3.1931
		2005-02D	0.6	64.69508	0.01199	0.00000	0.00077	64.46808	8.10E-14	99.6	559.06	1.36	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	4.252
LOG-14	muscovita	2005-02E	0.8	64.72624	0.01264	0.00120	0.00093	64.45039	5.18E-14	99.6	558.93	1.36	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.7307
		2005-02F	3.0	64.88618	0.01300	0.05385	0.00161	64.41776	2.63E-14	99.3	558.68	1.77	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	1.384
		2006-01A	0.3	92.40836	0.03428	0.00000	0.07918	69.01071	1.38E-15	74.7	592.62	21.50	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.0731
		2006-01B	0.4	94.48650	0.02552	0.00000	0.09145	67.46308	1.10E-14	71.4	581.26	4.47	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.5787
		2006-01C	0.6	66.60911	0.01192	0.00000	0.00334	65.62136	1.60E-13	98.5	567.64	1.43	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	8.4379
		2006-01D	0.9	65.86840	0.01274	0.08916	0.00107	65.56332	9.88E-15	99.5	567.21	3.65	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.524
		2006-01E	1.1	65.35352	0.01382	0.00000	0.00264	64.57227	7.41E-15	98.8	559.84	4.33	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.3914
		2006-01F	3.0	66.31795	0.01219	0.00000	0.00085	66.06759	1.02E-14	99.6	570.95	3.47	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.5411
		2006-02A	0.4	75.97307	0.01937	0.00000	0.04104	63.84384	1.55E-14	84.0	554.40	3.88	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	0.8087
		2006-02B	0.5	66.36261	0.01187	0.00000	0.00240	65.65134	3.83E-14	98.9	567.86	1.81	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.0235
LOG-215	biotita	2006-02C	0.5	65.90586	0.01100	0.00000	0.00118	65.55759	8.61E-14	99.5	567.17	1.32	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	4.5291
		2006-02D	0.6	65.58694	0.01179	0.00000	0.00099	65.29443	2.09E-13	99.6	565.21	1.33	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	10.9546
		2006-02E	1.0	65.48405	0.01159	0.00094	0.00039	65.36692	3.36E-13	99.8	565.75	1.26	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	17.6405
		2006-02F	3.0	65.34575	0.01136	0.00000	0.00018	65.29164	1.13E-13	99.9	565.19	1.25	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	5.927
		2007-01A	0.2	60.99741	0.00923	0.00000	0.01390	56.88995	5.48E-15	93.3	501.65	4.77	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.2876
		2007-01B	0.3	64.46217	0.01203	0.04409	0.00135	64.06688	1.93E-14	99.4	556.07	2.55	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	1.0174
		2007-01C	0.4	64.61677	0.01057	0.00000	-0.00024	64.68822	1.34E-14	100.1	560.70	2.52	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.7061
		2007-01D	0.6	64.69811	0.01114	0.00000	0.00110	64.37223	1.53E-14	99.5	558.35	2.58	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.8063
		2007-01E	0.8	64.94612	0.01169	0.05307	0.00137	64.54828	2.99E-14	99.4	559.66	2.08	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	1.571
		2007-01F	3.3	64.12355	0.01266	0.00000	-0.00133	64.51675	5.97E-15	100.6	559.42	4.48	5.63E-03	4.32E-06	1.0081	0.0023	0.3127
LOG-215	biotita	2007-02A	0.2	61.04095	0.01513	0.07573	0.00987	58.13192	1.36E-14	95.2	511.18	2.36	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	0.7141
		2007-02B	0.3	65.31816	0.01322	0.00850	0.00261	64.54786	3.91E-14	98.8	559.66	1.44	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.0617
		2007-02C	0.5	64.86075	0.01189	0.00000	0.00097	64.57394	5.30E-14	99.6	559.85	1.37	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.79
		2007-02D	0.7	64.94201	0.01202	0.00000	0.00094	64.66510	4.44E-14	99.6	560.53	1.45	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	2.3288
		2007-02E	0.8	64.81233	0.01313	0.00000	0.00158	64.34587	2.05E-14	99.3	558.15	3.91	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	1.1244
		2007-02F	3.2	64.80829	0.01294	0.00000	0.00163	64.32690	1.84E-14	99.3	558.01	2.75	5.63E-03	4.32E-06	1.008	0.0017	0.969

ANEXO 2

ANÁLISES DE LITOGEOQUÍMICA

ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS

Amostra	ortognaisse a anfibólio e biotita			
	log215	log175b	log63	log117
SiO2	52.34	56.2	51.8	60.96
Al2O3	17.36	16.2	17.4	15.46
MgO	4.53	3.9	4.3	3.13
MnO	0.14	0.13	0.17	0.13
CaO	6.52	5.72	7.23	4.99
Na2O	4.26	4.1	4.6	3.25
K2O	2.28	2.21	1.83	2.47
TiO2	1.35	1.13	0.81	0.69
P2O5	0.5	0.42	0.29	0.24
Fe2O3	9.17	7.92	9.52	7.75
Cr2O3	0.013	-	-	0.015
LOI	1.3	-	-	0.7
Total	99.76	97.93	97.95	99.78
Ba	469	919	984	859
Ni	25.5	31.2	7.7	53.8
Sc	26	-	-	20
Co	45.9	26.2	28.3	20.7
Cs	2.7	3.8	2.5	1.5
Ga	31.3	25.7	22.4	19.7
Hf	8.6	5.6	2	4.6
Nb	20.9	13.1	9.9	6.7
Rb	105.4	106.9	57.3	101.5
Sn	8	4	1	2
Sr	640.8	1039.7	1024.3	395.4
Ta	1.3	0.7	0.7	0.3
Th	2.4	6.2	3.1	2.7
U	0.6	2.8	0.7	0.5
V	189	164	148	122
W	195	7.3	3.5	8.8
Zr	287.8	193.1	76.2	144.8
Y	53.6	23.7	25	18.7
Cr	-	171	78	-
Mo	0.3	1.4	0.8	1
Cu	4.7	0.8	1.1	2.2
Pb	2.8	3.1	2.5	1.4
Zn	91	81	60	56
La	35.6	29.7	22.4	18.8
Ce	96.1	78.5	49.9	41.1
Pr	13.18	9.75	6.5	5.07
Nd	60	44.7	28.7	19.9
Sm	12.8	8.6	6	4.2
Eu	1.91	2.34	1.81	1.15
Gd	11.33	5.75	4.98	3.36
Tb	1.77	0.95	0.77	0.58
Dy	9.57	4.37	4.22	3.37
Ho	1.89	0.8	0.8	0.68
Er	4.97	2.11	2.21	1.91
Tm	0.66	0.35	0.34	0.25
Yb	4.71	2.22	2.6	1.91
Lu	0.63	0.33	0.38	0.28
ACME		XRF (NEG-LABISE/UFPE)		

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra	Biotita gnaiss (mesossoma de coloração cinza)				Leucosoma granatífero
	log99a	log110	log13c	log225	log126a
SiO2	61.8	62.4	66.99	70.49	75.72
Al2O3	15.3	16.8	15.32	13.1	12.33
MgO	2.1	2.9	2.35	1.38	0.5
MnO	0.08	0.05	0.08	0.05	0.02
CaO	3.52	3.94	2.93	2.07	0.88
Na2O	3	4	4.19	2.65	2.68
K2O	3.23	2.6	1.77	3.7	4.59
TiO2	1.42	0.83	0.54	0.77	0.19
P2O5	0.37	0.27	0.18	0.26	0.06
Fe2O3	7.6	4.51	4.12	4.77	2.42
Cr2O3	-	-	0.029	0.02	0.024
LOI	-	-	1.2	0.5	0.4
Total	98.42	98.3	99.7	99.76	99.81
Ba	1503	1569	598	747	621
Ni	37	77.3	29	472.6	88.2
Sc	-	-	8	9	5
Co	-	18.7	27.5	12.5	6.4
Cs	-	2.6	10.4	5.1	2.6
Ga	-	25.8	22	22	23.3
Hf	-	5.6	4.1	9.7	14.5
Nb	27	10.2	14.1	21.4	27
Rb	110	112.6	189.1	216.1	171.9
Sn	-	2	6	3	2
Sr	454	778.5	570.9	177.5	88.1
Ta	-	0.7	2.5	0.8	1.1
Th	-	3.8	17.5	40.2	120
U	-	0.3	2.3	4	11.7
V	-	92	67	64	7
W	-	7	13	10.2	14.6
Zr	361	200.4	127.9	345.7	310.1
Y	26	7.5	15.6	30.1	97.7
Cr	184	227	-	-	-
Mo	-	1	-	1.3	2.1
Cu	-	9.9	-	12.1	5.7
Pb	-	2.9	-	2.5	8.7
Zn	-	69	-	38	79
La	-	52.1	56	129.5	182.1
Ce	-	100.4	104.7	273.6	376
Pr	-	10.52	10.42	29.32	40.93
Nd	-	38.4	31.7	101.1	151.2
Sm	-	5.7	5.5	15.1	27.3
Eu	-	1.6	1.19	1.47	1.3
Gd	-	2.57	3.49	8.57	22.36
Tb	-	0.34	0.49	1.26	3.56
Dy	-	1.73	2.68	6.19	18.49
Ho	-	0.23	0.54	1.01	3.44
Er	-	0.6	1.48	2.33	9.66
Tm	-	0.05	0.23	0.29	1.36
Yb	-	0.53	1.65	1.91	8.79
Lu	-	0.06	0.26	0.23	1.26

ROCHAS METABÁSICAS

Amostra	metabasito Lagoa Grande	metabasito Serra do Morro Preto	Metabasito bandado anfibolitos a diopsídio		Mtebasito Serra da Prata (cálcio-alcalinos)	
	log114a	log17b	log43	log56b	log198	log80b
SiO2	41.3	54.94	44.1	46.5	57.71	54.6
Al2O3	24.4	1.95	13.3	12.1	11.49	17.7
MgO	2.5	12.44	9.6	9.5	2.32	2.2
MnO	0.13	0.34	0.23	0.16	0.52	0.19
CaO	22.3	21.8	13.6	16.5	14.2	8.75
Na2O	0.4	0.4	1.7	0.8	0.7	2.1
K2O	0.01	0.11	1.34	1.2	2.69	3.04
TiO2	0.64	0.05	0.5	0.86	0.56	0.78
P2O5	0.31	0.06	0.21	0.11	0.24	0.17
Fe2O3	6.12	7.21	13.03	8.98	5.98	7.12
Cr2O3	-	0.015	-	-	0.011	-
LOI	-	0.8	-	-	2.3	-
Total	98.11	100.12	97.61	96.71	98.72	96.65
Ba	31.7	31	165.9	383.6	9482	6892
Ni	1.2	20	29.1	43.8	55	22
Sc	-	5	-	-	15	
Co	16.1	24	54	37.5	72.1	27
Cs	0.1	1.1	1.9	1.2	2.6	5.5
Ga	32.3	7.4	15.2	15.2	18.9	28.4
Hf	4.7	0.6	1.3	3	5.1	4.9
Nb	11.7	1	2.1	7.8	23.1	22.1
Rb	0.5	8.8	45.2	53	114.5	132.1
Sn	3	3	1	2	3	4
Sr	2056.2	59	321.4	268.2	312.4	382.9
Ta	1	0.1	0.1	0.7	1.9	1.7
Th	13.8	1.2	1.9	2.8	12.8	14.4
U	6.8	0.7	0.8	1.4	1.6	2.2
V	94	75	351	170	57	71
W	6.7	7	2.1	3.6	457	6.5
Zr	149.5	13.1	41.2	88	169	170.8
Y	18	5.1	16.1	25.3	50.9	39.3
Cr	94	-	271	208	-	130
Mo	0.6	-	0.4	0.6	1.5	0.8
Cu	0.5	-	2.9	48.1	28.4	23.9
Pb	20	-	6.1	5.6	8.9	23
Zn	7	-	46	23	15	49
La	35.3	2.8	16.2	9.2	48.3	59.7
Ce	71	5.9	41	20.4	111	128.4
Pr	7.83	0.67	5.73	2.72	11.51	13.27
Nd	31.8	2.9	26.5	12.5	45.4	52.1
Sm	6.3	0.7	6	3.4	9.3	10.4
Eu	1.25	0.18	1.54	0.96	1.75	1.96
Gd	4.32	0.72	4.27	3.65	8.92	8.49
Tb	0.64	0.14	0.6	0.76	1.45	1.54
Dy	3.31	0.83	2.94	4.09	8.41	8.02
Ho	0.56	0.18	0.52	0.85	1.65	1.5
Er	1.87	0.49	1.48	2.67	4.76	3.99
Tm	0.25	0.08	0.21	0.33	0.65	0.55
Yb	1.81	0.71	1.44	2.7	4.44	3.67
Lu	0.28	0.12	0.21	0.35	0.7	0.57

GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS

Amostra	Sienogranito (diatexito) foliado róseo		
	log154c1	log6	log26a
SiO2	62.7	66.13	73.19
Al2O3	18.7	13.95	13.45
MgO	0.6	1.21	0.55
MnO	0.03	0.07	0.02
CaO	1.78	2.42	1.03
Na2O	4.4	3.57	2.99
K2O	7.3	4.19	5.31
TiO2	0.28	1.09	0.28
P2O5	0.11	0.33	0.07
Fe2O3	2.12	5.03	2
Cr2O3	-	0.016	0.024
LOI	-	1.3	0.9
Total	98.02	99.31	99.81
Ba	1553	996	572
Ni	21	20	29
Sc	-	6	3
Co	-	220.2	11.3
Cs	-	1.4	2.1
Ga	-	23.7	19.1
Hf	-	16.5	8.1
Nb	10	40.4	8
Rb	222	214.6	190.5
Sn	-	7	5
Sr	485	221.2	128.9
Ta	-	4.2	0.4
Th	-	39.6	63.4
U	-	5.4	3.3
V	-	48	19
W	-	10	11
Zr	181	667.5	255.3
Y	32	62.3	13.2
Cr	72	-	-
Mo	-	-	-
Cu	-	-	-
Pb	-	-	-
Zn	-	-	-
La	-	-	95.9
Ce	-	-	208.7
Pr	-	-	22.73
Nd	-	-	85.1
Sm	-	-	11.5
Eu	-	-	1.34
Gd	-	-	6.27
Tb	-	-	0.62
Dy	-	-	3.36
Ho	-	-	0.55
Er	-	-	1.18
Tm	-	-	0.11
Yb	-	-	0.75
Lu	-	-	0.12
ACME		XRF (NEG-LABISE/UFPE)	

GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS

	Pluton Serra do Macaco PSM		P S do Morro Preto PSMP	Pluton Serra do Limitão - PSL				
Amostra	log14b	log13d	log2d	log130	log23b	log54b1	log118	log119
SiO2	73,28	70,68	71,11	72,3	71,1	68,94	71,8	72,5
Al2O3	13,97	14,31	14,07	14	14	14,56	13,8	14
MgO	0,32	0,57	0,73	0,5	0,7	0,8	0,5	0,4
MnO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02
CaO	0,53	1,16	1,2	0,82	1,2	1,6	1,03	0,91
Na2O	2,96	3,14	3,19	2,9	2,8	2,8	2,8	3,1
K2O	5,85	5,51	4,94	5,79	5,91	5,24	5,91	5,79
TiO2	0,17	0,35	0,37	0,23	0,39	0,59	0,33	0,24
P2O5	0,14	0,15	0,12	0,13	0,17	0,17	0,16	0,12
Fe2O3	1,55	2,49	2,45	2,12	2,99	3,88	2,51	2,06
Cr2O3	0,03	0,2	0,022	-	-	0,02	-	-
LOI	0,9	0,9	1,2	-	-	1	-	-
Total	99,73	99,48	99,43	98,82	99,28	99,64	98,86	99,14
Ba	284	667	813	452	648	1677	533	485
Ni	20	22	20	7,1	28	9,4	4,9	27
Sc	2	4	4	-	-	5	-	-
Co	14,9	11,4	10,5	16,8	-	9,7	7,4	-
Cs	7,4	3,6	3,4	5,3	-	2	3,1	-
Ga	22,9	24,1	21,2	23,5	-	21,6	25,1	-
Hf	3,5	9	7,8	5,7	-	16,4	9,9	-
Nb	13,9	18,2	11,3	18,61	17	14,8	20,7	23
Rb	347,3	248,2	188,7	293,2	203	188,3	302,3	278
Sn	9	5	7	5	-	1	3	-
Sr	73,1	118,5	265	115,5	143	251,1	128,8	113
Ta	1,7	1	0,7	1,4	-	0,4	0,8	-
Th	23,9	60,2	66,8	48,5	-	72,1	73,9	-
U	5,8	4,6	4,7	6,4	-	1	4,2	-
V	8	28	15	14	-	35	20	-
W	17	10	10	20,2	-	10,4	12,5	-
Zr	99,7	295,1	260,6	165,9	313	532,3	273,7	167
Y	69,9	16	21,5	22,9	35	16,2	25,8	42
Cr	-	-	-	282	233	-	174	286
Mo	-	-	-	3,7	-	1,4	3,6	-
Cu	-	-	-	2,4	-	6,9	4,3	-
Pb	-	-	-	8,6	-	5,9	8,5	-
Zn	-	-	-	57	-	78	55	-
La	31,7	125,4	108,2	61,2	-	251,9	111,5	-
Ce	70,1	276	229,8	128,9	-	513,2	234,5	-
Pr	7,87	30,1	25,17	13,99	-	51,47	25,45	-
Nd	29,5	111,4	89	52	-	172,6	93	-
Sm	6,7	15,6	15,8	10,2	-	21,9	17,3	-
Eu	0,53	1,53	1,16	0,73	-	1,85	1,11	-
Gd	4,44	6,86	9,9	7,07	-	9,34	10,3	-
Tb	0,58	0,74	1,19	1,09	-	1,03	1,45	-
Dy	2,8	3,7	5,49	4,68	-	3,82	5,78	-
Ho	0,38	0,58	0,93	0,76	-	0,48	0,82	-
Er	0,8	1,41	2,07	1,92	-	1,3	2,19	-
Tm	0,09	0,15	0,27	0,25	-	0,15	0,25	-
Yb	0,68	0,97	1,75	1,48	-	0,93	1,58	-
Lu	0,08	0,16	0,25	0,23	-	0,15	0,24	-

ACME

XRF (NEG-LABISE/UFPE)

GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS

	Pluton Serra da Cabocla - PSC				Pluton Várzea dos Bois - PVB	
Amostra	log67	log222	log228a	log228b	log143	log151
SiO2	69,61	70,5	73,08	71,37	72,2	70,6
Al2O3	14,59	14,85	14,02	14,54	14,2	15,2
MgO	0,9	0,54	0,37	0,4	0,5	0,7
MnO	0,08	0,03	0,06	0,01	0,02	0,02
CaO	1,48	1,55	1,12	1,44	0,81	1,08
Na2O	2,46	3	2,66	2,75	2,9	3,3
K2O	4,71	5,51	5,23	5,85	5,86	5,33
TiO2	0,5	0,42	0,23	0,35	0,25	0,25
P2O5	0,19	0,17	0,08	0,14	0,23	0,18
Fe2O3	4,79	2,51	2,48	2,27	1,98	2,18
Cr2O3	0,012	0,018	0,014	0,013	-	-
LOI	0,3	0,7	0,5	0,7	-	-
Total	99,62	99,8	99,84	99,83	98,95	98,84
Ba	1492	1004	716	867	419	810
Ni	498,7	137	292,2	38,5	5,3	33
Sc	9	4	5	2	-	-
Co	7,2	5,7	8,7	3,6	8,5	-
Cs	1,6	3,1	1,8	3,3	6	-
Ga	19,2	23,2	21,9	22,2	23,5	-
Hf	12,7	10,1	5,9	9,8	4,4	-
Nb	12,8	11,2	8,8	12,9	16,2	12
Rb	154	255,9	211,4	246	304,1	206
Sn	2	2	2	2	4	-
Sr	268,1	213,2	140	167,5	102,6	209
Ta	0,8	0,6	0,3	0,7	1,1	-
Th	79,5	60,3	62,1	77,5	30,9	-
U	4,6	2,8	4,2	4,2	6,2	-
V	24	18	11	15	14	-
W	6,7	10,6	7,5	8,3	15,1	-
Zr	419,4	297,7	181,2	272,8	125,5	194
Y	22,1	4,3	26,3	10,9	12,7	35
Cr	-	-	-	-	206	153
Mo	2,1	1,2	1,4	1,6	2,7	-
Cu	16,7	2	1,4	0,8	17,1	-
Pb	3	4,6	4,7	5	6,7	-
Zn	41	62	42	56	66	-
La	190,8	115,6	101,8	136,6	38,6	-
Ce	375	233,5	205,9	276,2	87,9	-
Pr	36,83	23,7	20,59	27,3	9,93	-
Nd	121,2	81,2	69,9	90,4	39,1	-
Sm	15,3	9,8	11,5	12,2	8,6	-
Eu	1,46	1,18	0,93	1,03	0,73	-
Gd	7,65	3,7	6,63	5,81	5,39	-
Tb	0,9	0,33	0,87	0,55	0,71	-
Dy	4,41	1,02	4,32	2,2	2,89	-
Ho	0,69	0,13	0,8	0,31	0,39	-
Er	1,46	0,28	2,44	0,74	0,92	-
Tm	0,16	0,05	0,33	0,08	0,11	-
Yb	0,86	0,5	2,12	0,55	0,79	-
Lu	0,13	0,08	0,27	0,09	0,12	-

ACME

XRF (NEG-LABISE/UFPE)

ANEXO 3

ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra: log-20

Minerais analisados: Anfibólio, ilmenita, plagioclásio, biotita

Amostra: log-63

Minerais analisados: Anfibólio, hematita, plagioclásio, biotita

Amostra: log-175

Minerais analisados: Anfibólio, hematita, plagioclásio, biotita

Amostra: log-215

Minerais analisados: Anfibólio, plagioclásio, biotita

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra: log-105

Minerais analisados: Granada, plagioclásio, cordierita, biotita

Amostra: log-107

Minerais analisados: Granada, plagioclásio, ilmenita, biotita

METABASITO BANDADO

Amostra: log-43

Minerais analisados: Anfibólio, piroxênio, plagioclásio

Amostra: log-56

Minerais analisados: Anfibólio, piroxênio, plagioclásio

METABASITO MACIÇO

Amostra: log-114

Minerais analisados: Piroxênio, plagioclásio, granada

Amostra: log-80

Minerais analisados: Piroxênio, plagioclásio, anfibólio

Amostra: log-198

Minerais analisados: Piroxênio, anfibólio, plagioclásio, granada

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra log-20 Mineral anfibólio										
Análise Posição	p01	p10 núcleo	p12 borda	p13 borda	p14 borda	p15 núcleo	p20 borda	p21 borda	p26 núcleo	p28 borda
SiO2	42,746	41,116	41,634	41,241	40,612	40,626	40,301	40,451	40,738	40,677
TiO2	1,346	1,307	1,163	1,088	1,328	1,415	1,489	1,187	1,152	1,145
Al2O3	10,806	12,924	11,893	12,506	12,554	12,676	12,622	12,241	12,596	12,805
FeO	18,053	20,165	19,206	19,833	19,967	19,838	20,031	19,977	20,517	20,625
MnO	0,454	0,715	0,725	0,703	0,686	0,772	0,738	0,75	0,704	0,678
MgO	10,557	8,593	9,038	8,433	8,382	8,264	8,354	8,317	7,903	7,9
CaO	11,739	11,714	11,706	11,571	11,746	11,557	11,318	11,39	11,667	11,523
Na2O	1,288	1,258	1,144	1,211	1,223	1,197	1,304	1,362	1,261	1,274
K2O	1,237	1,324	1,12	1,264	1,36	1,426	1,454	1,326	1,343	1,324
Total	98,68	99,25	97,7	98,18	98,14	98,09	97,96	97,5	98,05	98,28
Si	6,336	6,102	6,245	6,195	6,127	6,128	6,084	6,15	6,16	6,133
Al (iv)	1,664	1,898	1,755	1,805	1,873	1,872	1,916	1,85	1,84	1,867
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al (vi)	0,222	0,36	0,346	0,408	0,357	0,38	0,328	0,342	0,403	0,407
Ti	0,15	0,146	0,131	0,123	0,151	0,161	0,169	0,136	0,131	0,13
Fe3	0,809	0,908	0,836	0,832	0,798	0,811	0,927	0,866	0,766	0,85
Fe2	1,429	1,594	1,573	1,66	1,722	1,692	1,601	1,674	1,828	1,751
Mn	0,057	0,09	0,092	0,089	0,088	0,099	0,094	0,097	0,09	0,087
Mg	2,333	1,901	2,021	1,888	1,885	1,858	1,88	1,885	1,781	1,776
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,864	1,863	1,881	1,862	1,899	1,868	1,831	1,855	1,89	1,862
Na	0,136	0,137	0,119	0,138	0,101	0,132	0,169	0,145	0,11	0,138
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,234	0,225	0,214	0,215	0,256	0,218	0,212	0,257	0,26	0,234
K	0,234	0,251	0,214	0,242	0,262	0,274	0,28	0,257	0,259	0,255
A	0,468	0,475	0,428	0,457	0,518	0,492	0,492	0,514	0,519	0,489
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,620	0,544	0,562	0,532	0,523	0,523	0,540	0,530	0,493	0,504
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + ^[6] Al)	0,785	0,716	0,707	0,671	0,691	0,681	0,739	0,717	0,655	0,676

Amostra log-20 Mineral ilmenita	
Análise	p23
TiO2	44,107
Al2O3	0,024
Cr2O3	0,018
FeO	0,060
MnO	51,610
MgO	3,511
CaO	0,084
Nb2O5	0,014
NiO	0,000
Total	99,428
Ti	1,765
Cr	0,001
Al	0,001
Nb	0,001
Fe	2,297
Mn	0,158
Mg	0,007
Ca	0,001
Si	0,000
TOTAL	4,231

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO**Amostra log-20 Mineral plagioclásio**

Análise Posição	p17 núcleo	p17a núcleo	p18 núcleo	p24 núcleo	p32 borda
SiO2	57,594	60,215	56,608	56,762	55,252
Al2O3	26,557	24,928	27,145	26,595	27,479
Fe2O3	0,087	0,16	0,172	0,144	0,131
MnO	0	0,001	0,02	0	0,001
CaO	8,827	6,753	9,226	9,094	10,069
Na2O	6,379	7,676	6,258	6,531	6,006
K2O	0,146	0,187	0,17	0,151	0,139
BaO	0,036	0,078	0	0	0
SrO	0,045	0,119	0,083	0,093	0,168
Total	99,67	100,12	99,68	99,37	99,25
Si	10,353	10,73	10,203	10,266	10,044
Al	5,622	5,231	5,762	5,664	5,882
Fe3	0,012	0,021	0,023	0,02	0,018
Mn	0	0	0,003	0	0
Ca	1,7	1,289	1,782	1,762	1,961
Na	2,223	2,652	2,187	2,29	2,117
K	0,033	0,043	0,039	0,035	0,032
Ba	0,003	0,005	0	0	0
Sr	0,005	0,012	0,009	0,01	0,018
Cations	19,951	19,983	20,008	20,047	20,072
Ab	56,2	66,6	54,6	56	51,5
An	43	32,4	44,5	43,1	47,7
Or	0,8	1,1	1	0,9	0,8

Amostra log-20 Mineral biotita

Análise Posição	p9 núcleo	p19 núcleo	p22 núcleo	p25 núcleo	p27 borda
SiO2	36,331	35,993	35,803	35,977	36,847
TiO2	3,457	3,112	2,237	3,231	2,41
Al2O3	15,866	15,22	15,389	15,271	16,345
FeO	19,644	19,699	21,04	21,39	19,67
MnO	0,303	0,413	0,406	0,508	0,4
MgO	10,268	10,733	10,062	9,435	10,263
BaO	0,43	0,456	0,337	0,33	0,434
CaO	0,018	0,053	0,097	0,028	0,006
Na2O	0,125	0,124	0,12	0,091	0,085
K2O	9,564	9,567	9,383	9,608	9,736
F	0,434	0,753	0,433	0,441	0,639
Cl	0,025	0,013	0,031	0,023	0,011
Total	96,47	96,14	95,34	96,33	96,85
Si	5,538	5,543	5,568	5,551	5,599
AlIV	2,462	2,457	2,432	2,449	2,401
AlVI	0,386	0,303	0,387	0,326	0,524
Ti	0,396	0,36	0,262	0,375	0,275
Fe2	2,504	2,537	2,736	2,76	2,5
Mn	0,039	0,054	0,053	0,066	0,051
Mg	2,333	2,464	2,333	2,17	2,325
Ba	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Ca	0,003	0,009	0,016	0,005	0,001
Na	0,037	0,037	0,036	0,027	0,025
K	1,86	1,879	1,862	1,891	1,887
Cations	15,588	15,673	15,705	15,64	15,618
CF	0,418	0,733	0,426	0,43	0,614
CCI	0,013	0,007	0,016	0,012	0,006

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra log-63 Mineral anfibólio

Análise	p2	p4	p5	p6	p7	p8	p20	p24	p26
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO2	42,711	43,091	43,346	43,4	43,029	42,897	43,063	42,783	43,54
TiO2	1,544	1,485	1,336	1,587	1,476	1,778	1,56	1,473	1,578
Al2O3	10,731	10,24	10,157	9,94	10,536	10,714	10,346	10,206	10,08
FeO	19,216	19,016	18,889	18,519	18,738	18,567	18,83	18,574	18,61
MnO	0,399	0,493	0,45	0,475	0,441	0,41	0,441	0,423	0,42
MgO	9,634	9,892	9,882	9,882	9,659	9,646	9,709	9,735	9,901
CaO	11,47	11,662	11,534	11,634	11,67	11,658	11,725	11,538	11,58
Na2O	1,45	1,49	1,393	1,323	1,313	1,393	1,356	1,412	1,314
K2O	1,319	1,224	1,207	1,132	1,249	1,33	1,232	1,246	1,182
Total	98,88	98,83	98,54	98,19	98,44	98,67	98,43	97,82	98,5
Si	6,361	6,414	6,460	6,490	6,430	6,402	6,433	6,443	6,485
Al (iv)	1,639	1,586	1,540	1,510	1,570	1,598	1,567	1,557	1,515
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al (vi)	0,245	0,210	0,244	0,242	0,285	0,286	0,254	0,255	0,254
Ti	0,173	0,166	0,150	0,179	0,166	0,200	0,175	0,167	0,177
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,719	0,662	0,682	0,583	0,598	0,530	0,581	0,594	0,608
Fe(ii)	1,674	1,704	1,672	1,733	1,743	1,787	1,771	1,745	1,710
Mn	0,050	0,062	0,057	0,060	0,056	0,052	0,056	0,054	0,053
Mg	2,139	2,195	2,196	2,203	2,152	2,146	2,162	2,186	2,198
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,830	1,860	1,842	1,864	1,868	1,864	1,876	1,862	1,848
Na	0,170	0,140	0,158	0,136	0,132	0,136	0,124	0,138	0,152
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,249	0,290	0,244	0,248	0,249	0,267	0,269	0,274	0,227
K	0,251	0,232	0,229	0,216	0,238	0,253	0,235	0,239	0,225
A	0,499	0,522	0,473	0,463	0,487	0,520	0,504	0,513	0,452
* Mg	0,561	0,563	0,568	0,560	0,552	0,546	0,550	0,556	0,563
*Fe	0,746	0,760	0,740	0,710	0,680	0,650	0,696	0,700	0,700

***Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺)**

***Fe = Fe³⁺/(Fe³⁺+^[6]Al)**

Amostra log-63

Mineral hematita

Análise	p19
SiO2	4,457
TiO2	0
Al2O3	0,006
Cr2O3	0
FeO	79,652
MnO	0,025
MgO	0,816
CaO	0,322
Nb2O5	0,041
NiO	0,134
Total	85,453

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra log-63 Mineral plagioclásio

Análise Posição	p10 borda	p11 núcleo	p13 borda	p14 núcleo	p15 núcleo	p21 núcleo	p22 borda	p28 borda	p29 núcleo
SiO2	61,645	61,286	61,807	60,579	60,885	61,283	61,083	60,915	61,266
Al2O3	24,069	24,275	24,19	24,282	24,465	24,022	24,142	24,314	24,368
Fe2O3	0,104	0,131	0,174	0,078	0,183	0,193	0,129	0,122	0,12
MnO	0,024	0,015	0	0,002	0	0,007	0,014	0	0
CaO	5,78	5,953	5,653	5,977	5,955	5,71	5,721	6,088	6,004
Na2O	8,507	8,053	8,404	7,974	8,024	8,229	8,266	8,184	7,956
K2O	0,404	0,387	0,342	0,365	0,336	0,353	0,307	0,356	0,384
BaO	0,07	0,038	0,055	0,088	0,098	0	0,113	0,084	0,096
SrO	0,148	0,148	0,197	0,155	0,138	0,172	0,17	0,164	0,126
Total	100,75	100,29	100,82	99,5	100,08	99,97	99,95	100,23	100,32
Si	10,911	10,884	10,919	10,849	10,84	10,914	10,89	10,843	10,876
Al	5,017	5,077	5,033	5,121	5,13	5,038	5,069	5,097	5,094
Fe3	0,014	0,017	0,023	0,011	0,024	0,026	0,017	0,016	0,016
Mn	0,004	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0	0
Ca	1,096	1,133	1,07	1,147	1,136	1,09	1,093	1,161	1,142
Na	2,92	2,773	2,879	2,769	2,77	2,842	2,857	2,825	2,739
K	0,091	0,088	0,077	0,083	0,076	0,08	0,07	0,081	0,087
Ba	0,005	0,003	0,004	0,006	0,007	0	0,008	0,006	0,007
Sr	0,015	0,015	0,02	0,016	0,014	0,018	0,018	0,017	0,013
Cations	20,073	19,992	20,025	20,002	19,997	20,009	20,024	20,046	19,974
Ab	71,1	69,4	71,5	69,2	69,6	70,8	71,1	69,5	69
An	26,7	28,4	26,6	28,7	28,5	27,2	27,2	28,5	28,8
Or	2,2	2,2	1,9	2,1	1,9	2	1,7	2	2,2

Amostra log-63 Mineral biotita

Análise Posição	p01 núcleo	p23 núcleo	p25 núcleo	p27 núcleo
SiO2	36,603	36,505	36,38	36,712
TiO2	4,208	3,908	3,918	3,35
Al2O3	14,142	14,659	14,034	14,329
FeO	20,767	20,199	21,172	20,241
MnO	0,219	0,276	0,255	0,263
MgO	10,416	10,426	10,157	10,95
BaO	0,609	0,781	0,533	0,444
CaO	0,028	0,085	0,039	0,032
Na2O	0,095	0,084	0,077	0,08
K2O	9,435	9,336	9,528	9,463
F	0,387	0,617	0,284	0,623
Cl	0,016	0,04	0,042	0,013
Total	96,93	96,92	96,42	96,5
Si	5,592	5,581	5,599	5,625
AlIV	2,408	2,419	2,401	2,375
AlVI	0,136	0,22	0,143	0,21
Ti	0,484	0,449	0,454	0,386
Fe2	2,653	2,582	2,725	2,593
Mn	0,028	0,036	0,033	0,034
Mg	2,372	2,376	2,331	2,501
Ba	0,04	0,05	0,03	0,03
Ca	0,005	0,014	0,006	0,005
Na	0,028	0,025	0,023	0,024
K	1,839	1,821	1,871	1,85
Cations	15,585	15,573	15,616	15,633
CF	0,374	0,597	0,276	0,604
CCI	0,008	0,021	0,022	0,007

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra log-175 Mineral anfibólio

Análise Posição	p02 núcleo	p02a núcleo	p03 borda	p04 núcleo	p5 núcleo	p19 núcleo	p20 núcleo	p28 núcleo
SiO2	42,057	42,773	43,313	42,502	42,602	42,596	42,634	42,749
TiO2	1,273	1,409	0,841	1,362	1,314	1,413	0,99	1,165
Al2O3	10,38	10,532	10,519	10,632	10,598	10,435	10,467	10,57
FeO	17,729	17,792	17,683	17,935	17,952	17,689	17,997	17,936
MnO	0,447	0,443	0,422	0,408	0,431	0,42	0,427	0,399
MgO	10,655	10,621	10,605	10,408	10,369	10,749	10,481	10,468
CaO	11,673	11,618	11,666	11,736	11,644	11,799	11,715	11,64
Na2O	1,304	1,359	1,204	1,416	1,377	1,23	1,273	1,347
K2O	1,164	1,25	1,096	1,201	1,222	1,182	1,116	1,184
Total	96,86	98,08	97,7	97,83	97,84	97,75	97,3	97,99

Si	6,333	6,367	6,450	6,357	6,372	6,356	6,389	6,386
Al (iv)	1,667	1,633	1,550	1,643	1,628	1,644	1,611	1,614
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al (vi)	0,175	0,215	0,296	0,231	0,240	0,190	0,238	0,247
Ti	0,144	0,158	0,094	0,153	0,148	0,159	0,112	0,131
Fe(iii)	0,834	0,767	0,787	0,704	0,728	0,784	0,806	0,764
Fe(ii)	1,398	1,447	1,415	1,539	1,517	1,423	1,450	1,477
Mn	0,057	0,056	0,053	0,052	0,055	0,053	0,054	0,050
Mg	2,392	2,357	2,354	2,321	2,312	2,391	2,342	2,331
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,883	1,853	1,861	1,881	1,866	1,886	1,881	1,863
Na	0,117	0,147	0,139	0,119	0,134	0,114	0,119	0,137
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,264	0,245	0,209	0,291	0,265	0,242	0,251	0,253
K	0,224	0,237	0,208	0,229	0,233	0,225	0,213	0,226
A	0,487	0,482	0,417	0,520	0,498	0,467	0,464	0,479
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,63	0,62	0,62	0,6	0,6	0,63	0,62	0,61
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + ^[6] Al)	0,83	0,78	0,73	0,75	0,75	0,8	0,77	0,76

Amostra log - 175

Mineral hematita

Análise	p17	p31
SiO2	0,027	0,035
TiO2	0,044	0,083
Al2O3	0,075	0,048
Cr2O3	0,056	0,008
FeO	94,377	94,18
MnO	0,069	0,006
MgO	0,012	0
CaO	0	0,02
Nb2O5	0	0
NiO	0	0,005
Total	94,658	94,386

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra log-175 Mineral plagioclásio

Análise Posição	p9 borda	p10 borda	p14 borda	p15 núcleo	p23 borda	p24 núcleo	p32 núcleo
SiO2	60,667	60,684	60,551	60,973	61,25	61,478	60,537
Al2O3	24,309	23,828	24,67	24,179	23,991	24,124	24,133
Fe2O3	0,187	0,167	0,129	0,181	0,132	0,141	0,205
MnO	0	0,014	0,011	0	0,004	0	0
CaO	6,254	5,691	6,398	6,109	5,696	5,701	5,954
Na2O	7,747	8,363	7,567	7,876	8,165	8,13	8,129
K2O	0,263	0,134	0,274	0,375	0,211	0,218	0,203
BaO	0	0,045	0	0	0,07	0,091	0,158
SrO	0,176	0,212	0,237	0,249	0,154	0,256	0,228
Total	99,6	99,14	99,84	99,94	99,67	100,14	99,55
Si	10,845	10,901	10,802	10,872	10,929	10,924	10,849
Al	5,118	5,041	5,183	5,077	5,041	5,048	5,093
Fe3	0,025	0,023	0,017	0,024	0,018	0,019	0,028
Mn	0	0,002	0,002	0	0,001	0	0
Ca	1,198	1,095	1,223	1,167	1,089	1,085	1,143
Na	2,685	2,913	2,617	2,723	2,825	2,801	2,825
K	0,06	0,031	0,062	0,085	0,048	0,049	0,046
Ba	0	0,003	0	0	0,005	0,006	0,011
Sr	0,018	0,022	0,025	0,026	0,016	0,026	0,024
Cations	19,949	20,031	19,931	19,974	19,972	19,958	20,019
Ab	68,1	72,1	67,1	68,5	71,3	71,2	70,4
An	30,4	27,1	31,3	29,4	27,5	27,6	28,5
Or	1,5	0,8	1,6	2,1	1,2	1,2	1,1

Amostra log-175 Mineral biotita

Análise Posição	p6 núcleo	p7 núcleo	p21 núcleo	p22 núcleo
SiO2	36,533	36,945	36,944	36,756
TiO2	2,833	2,96	3,065	3,361
Al2O3	14,54	14,818	15,141	14,586
FeO	18,422	17,49	17,614	18,611
MnO	0,29	0,263	0,252	0,228
MgO	12,06	12,573	12,134	11,964
BaO	0,428	0,416	0,532	0,499
CaO	0	0	0	0,006
Na2O	0,082	0,058	0,064	0,054
K2O	9,816	9,839	9,865	9,767
F	0,501	0,643	0,315	0,429
Cl	0,055	0,035	0,056	0,033
Total	95,56	96,04	95,98	96,29
Si	5,613	5,62	5,61	5,598
AlIV	2,387	2,38	2,39	2,402
AlVI	0,244	0,274	0,318	0,214
Ti	0,327	0,339	0,35	0,385
Fe2	2,367	2,225	2,237	2,371
Mn	0,038	0,034	0,032	0,029
Mg	2,763	2,851	2,747	2,717
Ba	0,03	0,02	0,03	0,03
Ca	0	0	0	0,001
Na	0,024	0,017	0,019	0,016
K	1,924	1,909	1,911	1,898
Cations	15,717	15,669	15,644	15,661
CF	0,487	0,619	0,303	0,413
CCI	0,029	0,018	0,029	0,017

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra	log-215	Mineral	anfibólio							
Análise	pt5	pt6	pt7a	pt10	pt11	pt12	pt15	pt16	pt19	pt20
Posição	borda	núcleo	borda	borda	núcleo	borda	borda	núcleo	borda	núcleo
SiO2	42,659	42,942	42,545	42,932	42,464	42,776	42,947	42,804	42,834	42,827
TiO2	2,028	2,031	1,934	1,7	1,756	1,759	1,651	1,96	1,659	2,018
Al2O3	10,765	10,373	10,648	10,297	10,44	10,105	10,409	10,487	10,3	10,639
FeO	18,251	18,139	18,064	18,046	18,248	17,902	18,229	17,921	18,3	18,181
MnO	0,427	0,391	0,443	0,406	0,433	0,401	0,389	0,38	0,38	0,347
MgO	9,959	9,842	9,903	10,067	9,787	10,141	9,872	9,972	10,017	10,011
CaO	11,683	11,535	11,725	11,677	11,601	11,773	11,705	11,717	11,733	11,628
Na2O	1,584	1,609	1,471	1,509	1,522	1,525	1,452	1,453	1,36	1,548
K2O	1,295	1,278	1,337	1,226	1,298	1,245	1,222	1,234	1,204	1,238
TOTAL	98,651	98,14	98,07	97,86	97,549	97,627	97,876	97,928	97,787	98,437
Si	6,349	6,427	6,373	6,431	6,396	6,434	6,436	6,410	6,417	6,377
Al (iv)	1,651	1,573	1,627	1,569	1,604	1,566	1,564	1,590	1,583	1,623
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al (vi)	0,238	0,256	0,252	0,249	0,250	0,225	0,275	0,261	0,235	0,244
Ti	0,227	0,229	0,218	0,192	0,199	0,199	0,186	0,221	0,187	0,226
Fe(iii)	0,530	0,451	0,494	0,517	0,518	0,466	0,503	0,471	0,583	0,535
Fe(ii)	1,742	1,819	1,768	1,743	1,780	1,785	1,781	1,773	1,710	1,729
Mn	0,054	0,050	0,056	0,052	0,055	0,051	0,049	0,048	0,048	0,044
Mg	2,210	2,196	2,211	2,248	2,198	2,274	2,206	2,226	2,237	2,222
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,863	1,849	1,881	1,874	1,872	1,897	1,879	1,880	1,883	1,855
Na	0,137	0,151	0,119	0,126	0,128	0,103	0,121	0,120	0,117	0,145
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,320	0,316	0,309	0,312	0,317	0,342	0,301	0,302	0,278	0,302
K	0,246	0,244	0,255	0,234	0,249	0,239	0,234	0,236	0,230	0,235
A	0,566	0,560	0,564	0,546	0,566	0,580	0,535	0,537	0,508	0,537
*Mg	0,095	0,095	0,095	0,097	0,095	0,098	0,095	0,096	0,096	0,096
*Fe³⁺	0,243	0,223	0,233	0,248	0,244	0,229	0,243	0,228	0,269	0,248

***Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺)**

***Fe³⁺ = Fe³⁺/(Fe³⁺+^[6]Al)**

ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO

Amostra	log-215		Mineral plagioclásio						
Análise	pt1	pt2	pt3	pt8	pt9	pt13	pt14	pt17	pt18
Posição	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	borda
SiO2	61,395	62,216	62,452	61,488	61,374	62,384	61,971	62,469	61,613
Al2O3	24,290	24,173	24,606	24,202	24,292	24,232	24,461	24,223	24,389
TiO2	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,036	0,021	0,000
Fe2O3	0,180	0,155	0,080	0,129	0,197	0,181	0,140	0,133	0,162
MnO	0,000	0,000	0,037	0,024	0,000	0,030	0,000	0,005	0,009
MgO	0,005	0,011	0,006	0,000	0,010	0,009	0,009	0,000	0,017
CaO	5,722	5,722	5,894	5,749	5,777	5,751	5,713	5,804	5,885
Na2O	8,185	8,185	8,185	8,186	8,341	8,009	8,284	8,134	8,246
K2O	0,458	0,458	0,401	0,216	0,362	0,451	0,287	0,451	0,503
TOTAL	100,235	100,920	101,661	100,020	100,353	101,047	100,901	101,240	100,824
Si	10,897	10,956	10,918	10,919	10,885	10,965	10,911	10,963	10,882
Al	5,081	5,017	5,070	5,065	5,077	5,019	5,076	5,010	5,077
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3	0,024	0,021	0,011	0,017	0,026	0,024	0,019	0,018	0,022
Mn	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,004	0,000	0,001	0,001
Mg	0,001	0,003	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,004
Ca	1,088	1,080	1,104	1,094	1,098	1,083	1,078	1,091	1,114
Na	2,816	2,794	2,774	2,818	2,868	2,729	2,828	2,768	2,824
K	0,104	0,103	0,089	0,049	0,082	0,101	0,064	0,101	0,113
TOTAL	20,011	19,974	19,973	19,966	20,038	19,928	19,978	19,952	20,037
Ab	70,268	70,268	69,922	71,151	70,857	69,742	71,230	69,891	69,710
An	27,145	27,145	27,824	27,613	27,119	27,674	27,146	27,559	27,492
Or	2,587	2,587	2,254	1,235	2,023	2,584	1,624	2,550	2,798

Amostra	log-215 Mineral biotita	
Análise	pt21	pt22
Posição	núcleo	núcleo
SiO2	36,756	36,283
TiO2	4,987	4,629
Al2O3	14,275	14,043
FeO	18,659	19,159
MnO	0,193	0,189
MgO	11,281	11,443
CaO	0,000	0,054
Na2O	0,085	0,078
K2O	9,726	9,523
BaO	0,180	0,283
Cl	0,044	0,053
F	0,670	0,298
TOTAL	96,856	95,090
Si	5,568	5,545
AlIV	2,432	2,455
AlVI	0,117	0,074
Ti	0,568	0,532
Fe2	2,364	2,448
Mn	0,025	0,024
Mg	2,548	2,607
Ca	0,000	0,009
K	0,025	0,023
Ba	1,879	1,856
Cl	0,011	0,014
F	0,321	0,144
TOTAL	15,525	15,574

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR
Amostra log-105 Mineral Granada

Análise Posição	pt1 borda	pt1a núcleo	pt2 núcleo	pt2a núcleo	pt2b núcleo	pt3 núcleo	pt3a núcleo	pt4 núcleo	pt4a núcleo	pt4b núcleo	pt4c núcleo	pt5 núcleo	pt5a núcleo	pt5b núcleo
SiO2	36,931	37,145	37,816	38,049	37,711	37,511	37,944	38,052	37,935	37,932	37,802	37,835	37,856	37,915
TiO2	0,009	0,019	0	0	0,043	0,009	0,024	0,019	0,033	0,033	0,019	0,029	0,033	0,052
Al2O3	21,643	21,88	22,079	21,949	22,227	21,962	22,032	22,005	21,994	21,766	21,908	22,046	21,977	22,092
FeO	33,692	33,27	32,428	32,126	32,772	31,922	32,475	31,688	31,219	30,669	31,331	31,393	32,004	32,052
MnO	2,955	1,978	1,601	1,659	1,449	1,667	1,662	1,677	1,55	1,684	1,537	1,685	1,582	1,557
MgO	3,718	4,721	5,456	5,473	5,52	5,452	5,446	5,271	5,203	5,124	5,127	5,232	5,295	5,233
CaO	1,199	1,249	1,299	1,235	1,283	1,376	1,439	1,807	2,604	2,708	2,732	2,248	1,993	1,656
Total	100,15	100,26	100,68	100,49	101,01	99,9	101,02	100,52	100,54	99,92	100,46	100,47	100,74	100,56
TSi	5,913	5,896	5,942	5,989	5,906	5,937	5,944	5,987	5,961	5,997	5,948	5,952	5,944	5,967
TAI	0,087	0,104	0,058	0,011	0,094	0,063	0,056	0,013	0,039	0,003	0,052	0,048	0,056	0,033
Sum_T	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
AlVI	3,994	3,986	4,028	4,057	4,006	4,03	4,009	4,064	4,03	4,049	4,007	4,036	4,008	4,061
Ti	0,001	0,002	0	0	0,005	0,001	0,003	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,006
Sum_A	3,995	3,988	4,028	4,057	4,011	4,032	4,012	4,066	4,034	4,053	4,009	4,04	4,012	4,067
Fe2	4,511	4,416	4,262	4,229	4,293	4,225	4,255	4,169	4,102	4,055	4,123	4,13	4,203	4,218
Mg	0,887	1,117	1,278	1,284	1,289	1,286	1,272	1,236	1,219	1,208	1,203	1,227	1,239	1,228
Mn	0,401	0,266	0,213	0,221	0,192	0,223	0,221	0,223	0,206	0,226	0,205	0,225	0,21	0,208
Ca	0,206	0,212	0,219	0,208	0,215	0,233	0,242	0,305	0,438	0,459	0,461	0,379	0,335	0,279
Sum_B	6,005	6,012	5,972	5,943	5,989	5,968	5,988	5,934	5,966	5,947	5,991	5,96	5,988	5,933
Sum_cat	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Alm	75,124	73,461	71,365	71,163	71,675	70,793	71,046	70,265	68,765	68,187	68,818	69,291	70,187	71,102
Gross	3,425	3,533	3,662	3,505	3,595	3,909	4,033	5,133	7,348	7,713	7,688	6,357	5,6	4,706
Piropo	14,778	18,582	21,404	21,611	21,521	21,553	21,238	20,835	20,429	20,308	20,074	20,585	20,7	20,693
Espess	6,673	4,423	3,569	3,722	3,21	3,744	3,683	3,766	3,458	3,792	3,419	3,767	3,514	3,498

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR
Amostra log-105 Mineral Granada

Análise Posição	pt6 núcleo	pt6a núcleo	pt6b núcleo	pt7 núcleo	pt7a núcleo	pt7b núcleo	pt8 borda	pt14 borda	pt14a núcleo	pt14b núcleo	pt14c núcleo	pt15 núcleo	pt15a núcleo	pt15b núcleo
SiO2	37,99	37,653	37,701	37,123	37,103	37,151	37,182	37,27	37,822	37,801	37,298	37,844	38,001	37,807
TiO2	0,009	0	0,081	0,019	0,005	0,009	0	0,047	0	0	0	0	0,029	0,085
Al2O3	21,824	21,939	21,772	21,637	21,606	21,61	21,558	21,637	21,868	22,112	22,124	22,045	21,789	21,956
FeO	32,379	32,076	33,27	33,864	34,683	34,128	33,721	33,918	32,807	32,169	32,458	31,729	31,91	32,081
MnO	1,688	1,702	1,717	2,03	2,663	2,6	2,608	3,173	1,929	1,85	1,91	2,021	2,074	2,14
MgO	5,011	5,043	5,044	4,321	3,092	3,346	3,791	3,317	5,159	5,552	5,435	5,365	5,46	5,411
CaO	1,538	1,481	1,472	1,251	1,199	1,155	1,152	1,119	1,258	1,258	1,229	1,27	1,329	1,284
Total	100,44	99,89	101,06	100,25	100,35	100	100,01	100,48	100,84	100,74	100,45	100,27	100,59	100,76
TSi	5,999	5,973	5,927	5,914	5,954	5,969	5,957	5,964	5,951	5,933	5,878	5,971	5,979	5,941
TAI	0,001	0,027	0,073	0,086	0,046	0,031	0,043	0,036	0,049	0,067	0,122	0,029	0,021	0,059
Sum_T	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
AlVI	4,057	4,072	3,958	3,973	4,037	4,059	4,025	4,042	4,004	4,021	3,983	4,067	4,017	4,005
Ti	0,001	0	0,01	0,002	0,001	0,001	0	0,006	0	0	0	0	0,003	0,01
Sum_A	4,058	4,072	3,967	3,975	4,038	4,06	4,025	4,047	4,004	4,021	3,983	4,067	4,02	4,015
Fe2	4,276	4,255	4,374	4,511	4,655	4,586	4,518	4,539	4,317	4,223	4,278	4,187	4,199	4,216
Mg	1,18	1,193	1,182	1,026	0,74	0,801	0,905	0,791	1,21	1,299	1,277	1,262	1,281	1,268
Mn	0,226	0,229	0,229	0,274	0,362	0,354	0,354	0,43	0,257	0,246	0,255	0,27	0,276	0,285
Ca	0,26	0,252	0,248	0,214	0,206	0,199	0,198	0,192	0,212	0,212	0,208	0,215	0,224	0,216
Sum_B	5,942	5,928	6,033	6,025	5,962	5,94	5,975	5,953	5,996	5,979	6,017	5,933	5,98	5,985
Sum_cat	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Alm	71,967	71,78	72,505	74,878	78,066	77,203	75,614	76,258	71,995	70,621	71,094	70,561	70,215	70,447
Gross	4,38	4,246	4,11	3,544	3,458	3,347	3,309	3,223	3,537	3,538	3,449	3,618	3,747	3,612
Piropo	19,854	20,117	19,595	17,031	12,406	13,493	15,153	13,294	20,181	21,727	21,221	21,268	21,416	21,181
Espess	3,8	3,858	3,79	4,546	6,071	5,957	5,923	7,225	4,287	4,113	4,237	4,552	4,622	4,759

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR
Amostra log-105 Mineral Granada

Análise Posição	pt16 núcleo	pt16a núcleo	pt16b núcleo	pt16c núcleo	pt17 núcleo	pt17a núcleo	pt18 núcleo	pt18a núcleo	pt18b núcleo	pt19 núcleo	pt19a núcleo	pt19b núcleo	pt19c núcleo	pt20 borda
SiO2	37,697	37,671	37,614	37,392	37,409	37,703	37,929	37,886	37,817	37,455	38,167	37,203	37,394	37,292
TiO2	0,076	0	0	0,104	0,057	0,099	0,029	0,009	0,009	0,014	0	0	0,009	0
Al2O3	21,744	22,141	21,635	21,735	21,944	21,94	22,027	21,767	22,025	22,113	21,915	21,948	21,938	21,718
FeO	32,608	32,344	33,614	32,878	31,826	32,253	32,098	32,109	32,546	32,512	32,382	32,943	33,175	33,53
MnO	2,315	2,152	2,188	2,102	1,984	2,009	2,071	2,036	1,915	1,954	1,8	2,264	2,554	3,211
MgO	5,166	4,973	4,383	5,038	5,25	5,379	5,502	5,479	5,445	5,429	5,254	4,625	4,277	3,57
CaO	1,186	1,169	1,223	1,184	1,234	1,279	1,297	1,296	1,236	1,174	1,186	1,09	1,045	1,101
Total	100,79	100,45	100,66	100,43	99,7	100,66	100,95	100,58	100,99	100,65	100,7	100,07	100,39	100,42
TSi	5,939	5,951	5,964	5,916	5,941	5,933	5,945	5,963	5,93	5,892	6,006	5,918	5,945	5,959
TAI	0,061	0,049	0,036	0,084	0,059	0,067	0,055	0,037	0,07	0,108	0	0,082	0,055	0,041
Sum_T	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6,006	6	6	6
AlVI	3,973	4,07	4,005	3,966	4,046	3,999	4,011	3,997	3,997	3,989	4,061	4,03	4,052	4,046
Ti	0,009	0	0	0,012	0,007	0,012	0,003	0,001	0,001	0,002	0	0	0,001	0
Sum_A	3,982	4,07	4,005	3,979	4,053	4,01	4,014	3,998	3,998	3,991	4,061	4,03	4,054	4,046
Fe2	4,296	4,273	4,458	4,351	4,227	4,244	4,207	4,226	4,268	4,278	4,261	4,383	4,411	4,481
Mg	1,213	1,171	1,036	1,188	1,243	1,262	1,286	1,286	1,273	1,273	1,232	1,097	1,014	0,85
Mn	0,309	0,288	0,294	0,282	0,267	0,268	0,275	0,271	0,254	0,26	0,24	0,305	0,344	0,435
Ca	0,2	0,198	0,208	0,201	0,21	0,216	0,218	0,219	0,208	0,198	0,2	0,186	0,178	0,188
Sum_B	6,018	5,93	5,995	6,021	5,947	5,99	5,986	6,002	6,002	6,009	5,933	5,97	5,946	5,954
Sum_cat	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Alm	71,382	72,058	74,351	72,252	71,08	70,863	70,29	70,417	71,1	71,185	71,816	73,407	74,176	75,253
Gross	3,326	3,337	3,466	3,333	3,531	3,6	3,639	3,641	3,459	3,293	3,37	3,112	2,993	3,166
Piropo	20,159	19,75	17,282	19,736	20,901	21,067	21,478	21,419	21,204	21,189	20,771	18,371	17,047	14,283
Espess	5,133	4,856	4,902	4,679	4,488	4,471	4,593	4,522	4,237	4,333	4,043	5,11	5,784	7,299

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra log-105		Mineral plagioclásio						
Análise	pt12	pt11	pt23	pt24	pt25	pt28	pt5p	pt6p
Posição	nucleo	borda	borda	nucleo	borda	nucleo	núcleo	borda
SiO2	60,886	60,465	62,287	60,326	60,382	60,813	60,493	60,437
Al2O3	25,079	25,545	24,389	25,044	24,859	24,934	24,764	24,660
TiO2	0,000	0,000	0,005	0,026	0,000	0,005	0,020	0,015
Fe2O3	0,025	0,049	0,055	0,019	0,076	0,000	0,000	0,000
MnO	0,007	0,047	0,005	0,000	0,001	0,000	0,004	0,014
CaO	6,609	6,923	5,877	6,504	6,515	6,586	6,601	6,179
Na2O	7,981	7,711	8,176	7,757	7,886	7,871	7,618	8,013
K2O	0,153	0,134	0,266	0,280	0,219	0,309	0,226	0,205
TOTAL	100,740	100,874	101,060	99,956	99,938	100,518	99,740	99,520
Si	10,761	10,681	10,942	10,746	10,761	10,776	10,789	10,802
Al	5,224	5,318	5,049	5,257	5,221	5,207	5,201	5,191
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
Fe3	0,003	0,007	0,007	0,003	0,010	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,007	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Ca	1,251	1,310	1,106	1,241	1,244	1,250	1,261	1,183
Na	2,735	2,641	2,784	2,679	2,725	2,704	2,634	2,777
K	0,034	0,030	0,060	0,064	0,050	0,070	0,051	0,047
Cations	20,010	19,993	19,951	19,989	20,011	20,006	19,942	20,004
Ab	68,017	66,332	70,491	67,245	67,806	67,194	32,000	29,500
An	31,125	32,909	28,000	31,158	30,955	31,070	66,800	69,300
Or	0,858	0,758	1,509	1,597	1,239	1,736	1,300	1,200

Amostra log-105		Mineral Cordierita		
Análise	pt1p	pt2p	pt3p	pt7p
Posição	borda	nucleo	borda	nucleo
SiO2	48,595	48,193	47,917	48,640
Al2O3	32,723	33,083	32,491	32,769
TiO2	0,000	0,054	0,015	0,000
FeO	8,883	8,979	8,661	8,523
MnO	0,129	0,216	0,173	0,189
MgO	8,142	8,207	8,213	8,138
CaO	0,025	0,013	0,004	0,002
Na2O	0,154	0,192	0,166	0,149
K2O	0,000	0,004	0,000	0,001
Total	98,650	98,940	97,640	98,410
Si	5,005	4,949	4,981	5,017
Al	3,969	4,001	3,978	3,981
Ti	0,000	0,004	0,001	0,000
Fe2	0,765	0,771	0,753	0,735
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,011	0,019	0,015	0,017
Mg	1,250	1,256	1,273	1,251
Ca	0,003	0,001	0,000	0,000
Na	0,031	0,038	0,033	0,030
K	0,000	0,001	0,000	0,000
Cations	11,034	11,040	11,034	11,031

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra log-105 Mineral Biotita

Análise Posição	pt9 ct/gr	pt10 matriz	pt13 ct/gr	pt21 ct/gr	pt22 matriz	pt26 matriz	pt27 matriz	pt4.1p borda	pt4p nucleo
SiO2	34,802	34,748	34,637	34,622	34,79	34,422	34,812	34,439	34,585
TiO2	3,471	3,949	2,98	3,881	3,675	3,983	4,034	4,571	4,642
Al2O3	19,278	18,108	18,319	18,477	17,356	18,097	18,257	17,693	17,992
FeO	18,768	19,91	20,847	19,915	19,966	19,161	19,393	20,629	20,561
MnO	0,087	0,092	0,102	0,064	0,081	0,096	0,052	0,075	0,099
MgO	8,374	8,573	8,848	8,099	8,939	8,806	8,888	8,143	8,307
CaO	0,191	0,225	0,106	0,114	0,047	0,168	0,147	0,205	0,142
Na2O	0,009	0,008	0,006	0,007	0	0,004	0	0,01	0
K2O	0,125	0,193	0,125	0,146	0,124	0,124	0,125	0,183	0,176
BaO	9,492	9,151	9,147	9,391	9,599	9,41	9,403	9,014	9,063
Cl	0,292	0,212	0,277	0,12	0,326	0,39	0,296	0,02	0,025
F	0,022	0,012	0,026	0,029	0,015	0,031	0,015	0,269	0,077
TOTAL	94,91	95,18	95,42	94,87	94,92	94,69	95,42	95,25	95,67
Si	5,338	5,343	5,334	5,337	5,384	5,323	5,331	5,558	5,538
AlIV	2,662	2,657	2,666	2,663	2,616	2,677	2,669	2,442	2,462
AlVI	0,82	0,622	0,656	0,691	0,547	0,619	0,623	0,921	0,931
Ti	0,4	0,457	0,345	0,45	0,428	0,463	0,465	0,555	0,559
Fe2	2,408	2,56	2,685	2,567	2,584	2,478	2,484	2,784	2,753
Mn	0,011	0,012	0,013	0,008	0,011	0,013	0,007	0,01	0,013
Mg	1,915	1,965	2,031	1,861	2,062	2,03	2,029	1,959	1,983
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0	0,002	0
Na	0,037	0,058	0,037	0,044	0,037	0,037	0,037	0,057	0,055
K	1,857	1,795	1,797	1,847	1,895	1,856	1,837	1,856	1,851
Cations	15,459	15,48	15,575	15,479	15,564	15,507	15,492	16,154	16,155
CF	0,283	0,206	0,27	0,117	0,319	0,381	0,287	0,275	0,078
CCI	0,011	0,006	0,014	0,015	0,008	0,016	0,008	0,011	0,014

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra log-107 Mineral granada													
Análise	p07	p08	p08a	p09	p10	p11	p11a	p12	p13	p17	p18	p19	p20
Posição	borda	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo
SiO2	37,809	37,457	37,747	37,834	38,144	37,95	38,165	37,851	37,751	37,855	37,929	37,802	37,782
TiO2	0	0	0,018	0,024	0	0,027	0,026	0,007	0	0,075	0,02	0,015	0,016
Al2O3	22,061	21,928	21,711	22,076	22,222	21,972	22,118	21,968	21,731	21,722	22,071	21,828	21,893
Cr2O3	0,006	0,066	0,011	0,025	0,036	0,03	0,007	0,019	0	0	0,054	0,048	0
FeO	31,582	32,035	31,748	32,003	31,471	31,572	31,319	31,728	32,813	31,075	31,213	31,896	31,561
MnO	1,488	1,435	1,446	1,436	1,403	1,337	1,363	1,311	1,645	1,385	1,348	1,284	1,356
MgO	5,899	5,784	6,173	5,861	6,044	6,243	6,283	6,297	5,014	6,361	6,315	6,263	6,263
CaO	1,364	1,298	1,229	1,332	1,276	1,231	1,315	1,359	1,356	1,139	1,24	1,284	1,31
Na2O	0,035	0	0,038	0,032	0,012	0	0	0,003	0,01	0,007	0	0,033	0
Total	100,24	100,01	100,12	100,62	100,61	100,36	100,6	100,55	100,32	99,62	100,19	100,46	100,18
TSi	5,943	5,913	5,938	5,93	5,969	5,951	5,966	5,924	5,973	5,975	5,952	5,924	5,935
TAI	0,057	0,087	0,062	0,07	0,031	0,049	0,034	0,076	0,027	0,025	0,048	0,076	0,065
Sum_T	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
AlVI	4,027	3,99	3,961	4,005	4,064	4,009	4,037	3,973	4,022	4,013	4,03	3,953	3,985
Ti	0	0	0,002	0,003	0	0,003	0,003	0,001	0	0,009	0,002	0,002	0,002
Cr	0,001	0,008	0,001	0,003	0,004	0,004	0,001	0,002	0	0	0,007	0,006	0
Sum_A	4,028	3,998	3,964	4,011	4,068	4,016	4,041	3,976	4,022	4,021	4,039	3,96	3,987
Fe2	4,152	4,229	4,177	4,195	4,118	4,14	4,094	4,153	4,342	4,102	4,096	4,18	4,146
Mg	1,382	1,361	1,448	1,37	1,41	1,459	1,464	1,469	1,183	1,497	1,477	1,463	1,467
Mn	0,198	0,192	0,193	0,191	0,186	0,178	0,18	0,174	0,22	0,185	0,179	0,17	0,18
Ca	0,23	0,22	0,207	0,224	0,214	0,207	0,22	0,228	0,23	0,193	0,208	0,216	0,22
Na	0,011	0	0,012	0,01	0,004	0	0	0,001	0,003	0,002	0	0,01	0
Sum_B	5,972	6,002	6,036	5,989	5,932	5,984	5,959	6,024	5,978	5,979	5,961	6,04	6,013
Sum_cat	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Alm	69,513	70,466	69,199	70,05	69,429	69,188	68,706	68,931	72,631	68,61	68,715	69,215	68,945
Gross	3,828	3,452	3,397	3,658	3,497	3,364	3,674	3,724	3,845	3,222	3,332	3,42	3,666
Piropo	23,145	22,679	23,985	22,869	23,769	24,388	24,57	24,387	19,784	25,035	24,782	24,227	24,388
Espess	3,317	3,197	3,192	3,183	3,135	2,968	3,028	2,885	3,688	3,097	3,006	2,822	3
Uvaro	0,018	0,206	0,034	0,077	0,109	0,093	0,021	0,059	0	0	0,166	0,15	0

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra log-107 Mineral granada										
Análise	p21	p22	p30	p30a	p31	p31a	p31b	p32	p33	p34
Posição	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	borda
SiO2	37,735	37,701	37,758	38,103	37,81	37,84	37,762	37,565	37,902	37,961
TiO2	0,016	0	0,015	0,083	0,013	0,004	0	0,007	0	0,023
Al2O3	21,804	21,853	21,865	21,875	21,879	21,884	21,953	22,046	21,818	21,987
Cr2O3	0,017	0	0	0,053	0,009	0,067	0,014	0,011	0,035	0,018
FeO	31,31	32,019	32,001	31,727	31,686	31,991	31,587	31,171	32,678	31,413
MnO	1,349	1,368	1,392	1,307	1,307	1,288	1,312	1,445	1,488	1,34
MgO	6,232	5,92	5,899	6,375	6,077	6,19	6,308	6,148	5,635	6,178
CaO	1,358	1,333	1,319	1,337	1,275	1,261	1,203	1,255	1,286	1,227
Na2O	0	0	0,011	0,014	0	0	0,024	0	0	0,014
Total	99,82	100,2	100,26	100,88	100,06	100,52	100,17	99,65	100,84	100,16
TSi	5,948	5,936	5,941	5,944	5,953	5,93	5,93	5,931	5,946	5,964
TAI	0,052	0,064	0,059	0,056	0,047	0,07	0,07	0,069	0,054	0,036
Sum_T	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
AlVI	3,995	3,987	3,992	3,962	4,01	3,969	3,989	4,03	3,977	4,032
Ti	0,002	0	0,002	0,01	0,002	0	0	0,001	0	0,003
Cr	0,002	0	0	0,007	0,001	0,008	0,002	0,001	0,004	0,002
Sum_A	3,999	3,987	3,994	3,978	4,012	3,978	3,991	4,032	3,981	4,037
Fe2	4,127	4,216	4,211	4,139	4,172	4,193	4,148	4,116	4,287	4,127
Mg	1,464	1,389	1,384	1,482	1,426	1,446	1,477	1,447	1,318	1,447
Mn	0,18	0,182	0,186	0,173	0,174	0,171	0,175	0,193	0,198	0,178
Ca	0,229	0,225	0,222	0,223	0,215	0,212	0,202	0,212	0,216	0,207
Na	0	0	0,003	0,004	0	0	0,007	0	0	0,004
Sum_B	6,001	6,013	6,006	6,022	5,988	6,022	6,009	5,968	6,019	5,963
Sum_cat	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Alm	68,775	70,117	70,114	68,733	69,676	69,629	69,032	68,96	71,229	69,211
Gross	3,769	3,74	3,702	3,547	3,564	3,308	3,325	3,523	3,482	3,408
Piropo	24,402	23,109	23,039	24,619	23,821	24,016	24,574	24,245	21,895	24,264
Espess	3,001	3,034	3,089	2,868	2,911	2,839	2,904	3,238	3,285	2,99
Uvaro	0,053	0	0	0,164	0,028	0,208	0,043	0,034	0,109	0,055

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

Amostra log-107		Mineral plagioclásio						
Análise	p14	p15	p16	p35	p36	p43	p47	p51
Posição	borda	borda	borda	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo
SiO2	60,44	59,646	60,791	59,613	59,878	59,251	60,051	60,165
Al2O3	24,694	24,474	24,662	24,637	24,547	24,688	24,252	25,17
Fe2O3	0	0,002	0,031	0,049	0,025	0	0,025	0,072
MnO	0,011	0	0	0	0,007	0,015	0,019	0,039
CaO	6,335	6,405	6,436	6,58	6,425	6,702	6,332	7,082
Na2O	7,81	7,506	7,499	7,837	7,82	7,963	7,998	7,565
K2O	0,342	0,511	0,46	0,287	0,333	0,238	0,335	0,185
BaO	0	0,111	0,062	0,015	0,15	0,158	0,019	0
SrO	0,016	0,054	0,067	0,018	0,053	0,034	0,11	0
Total	99,65	98,71	100,01	99,04	99,24	99,05	99,14	100,28
Si	10,796	10,777	10,822	10,735	10,767	10,694	10,805	10,697
Al	5,195	5,208	5,171	5,225	5,198	5,247	5,139	5,27
Fe3	0	0	0,004	0,007	0,003	0	0,003	0,01
Mn	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0,003	0,006
Ca	1,212	1,24	1,228	1,27	1,238	1,296	1,221	1,349
Na	2,705	2,63	2,589	2,737	2,727	2,787	2,79	2,608
K	0,078	0,118	0,104	0,066	0,076	0,055	0,077	0,042
Ba	0	0,008	0,004	0,001	0,011	0,011	0,001	0
Sr	0,002	0,006	0,007	0,002	0,006	0,004	0,011	0
Cations	19,99	19,987	19,929	20,043	20,027	20,096	20,05	19,982
Ab	67,7	65,9	66	67,2	67,5	67,4	68,2	65,2
An	30,3	31,1	31,3	31,2	30,6	31,3	29,9	33,7
Or	2	3	2,7	1,6	1,9	1,3	1,9	1,1

Amostra log-107	
Mineral ilmenita	
Análise	p46
TiO2	51,950
Cr2O3	0,015
Al2O3	0,007
Nb2O5	0,078
FeO	45,465
MnO	0,319
MgO	1,042
CaO	0,000
SiO2	0,000
TOTAL	98,876
Ti	1,985
Cr	0,001
Al	0,000
Nb	0,002
Fe	1,931
Mn	0,014
Mg	0,079
Ca	0,000
Si	0,000
TOTAL	4,012

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR
Amostra log-107 Mineral biotita

Análise Posição	p1 ct/gr	p2 ct/gr	p3 incl/gr	p4 incl/gr	p6 ct/gr	p26 ct/gr	p27 incl/gr	p28 incl/gr	p29 matriz	p40 ct/and	p42 matriz	p45 matriz	p48 matriz
SiO2	35,647	35,368	35,479	35,994	35,645	35,775	36,025	36,57	35,501	35,293	35,401	35,497	35,345
TiO2	4,245	4,406	5,075	3,584	4,351	4,208	5,157	3,293	5,116	4,605	4,269	3,741	3,984
Al2O3	18,824	18,478	18,308	18,841	19,127	18,625	17,324	18,665	18,268	18,608	18,839	18,602	18,528
FeO	17,618	18,964	18,164	17,987	17,977	17,802	14,087	14,962	18,371	18,621	19,275	19,078	18,734
MnO	0,054	0,095	0,024	0,095	0,039	0,055	0	0,006	0,039	0,102	0,079	0,083	0,069
MgO	9,282	8,92	9,305	9,847	8,999	9,427	12,437	12,725	8,897	9,101	8,467	9,52	9,433
BaO	0,144	0,11	0,277	0,159	0,158	0,02	0,1	0,169	0,102	0,118	0,04	0,111	0,15
CaO	0,054	0	0	0,016	0,02	0,002	0	0,004	0	0	0	0,033	0
Na2O	0,102	0,105	0,175	0,162	0,144	0,121	0,172	0,345	0,124	0,093	0,057	0,182	0,157
K2O	9,928	9,841	9,762	9,65	9,707	9,844	9,695	9,249	9,77	9,702	9,824	9,656	9,887
F	0,204	0,21	0,451	0,271	0,137	0,455	0,362	0,529	0,299	0,389	0,275	0,318	0,15
Cl	0,027	0,031	0,028	0,029	0,028	0,025	0,032	0,014	0,019	0,028	0,034	0,016	0
Total	96,13	96,53	97,05	96,64	96,33	96,36	95,39	96,53	96,51	96,66	96,56	96,84	96,44
Si	5,611	5,583	5,568	5,636	5,594	5,628	5,631	5,649	5,591	5,561	5,589	5,586	5,578
AlIV	2,389	2,417	2,432	2,364	2,406	2,372	2,369	2,351	2,409	2,439	2,411	2,414	2,422
AlVI	1,1	1,018	0,952	1,11	1,129	1,078	0,82	1,045	0,979	1,014	1,092	1,034	1,021
Ti	0,503	0,523	0,599	0,422	0,514	0,498	0,606	0,383	0,606	0,546	0,507	0,443	0,473
Fe2	2,319	2,504	2,384	2,355	2,359	2,342	1,841	1,933	2,419	2,454	2,545	2,511	2,472
Mn	0,007	0,013	0,003	0,013	0,005	0,007	0	0,001	0,005	0,014	0,011	0,011	0,009
Mg	2,178	2,099	2,177	2,299	2,105	2,211	2,898	2,93	2,089	2,138	1,993	2,233	2,219
Ba	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01
Ca	0,009	0	0	0,003	0,003	0	0	0,001	0	0	0	0,006	0
Na	0,031	0,032	0,053	0,049	0,044	0,037	0,052	0,103	0,038	0,028	0,017	0,056	0,048
K	1,994	1,982	1,954	1,928	1,943	1,976	1,933	1,823	1,963	1,95	1,979	1,939	1,99
Cations	16,151	16,181	16,142	16,189	16,112	16,149	16,16	16,229	16,109	16,154	16,144	16,243	16,242
CF	0,203	0,21	0,448	0,268	0,136	0,453	0,358	0,517	0,298	0,388	0,275	0,317	0,15
CCI	0,014	0,017	0,015	0,015	0,015	0,013	0,017	0,007	0,01	0,015	0,018	0,009	0

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO BANDADO

Amostra	log43	Mineral anfibólio							
Análise	p01	p02	p06	p07	p14	p16	p17	p18	p24
SiO2	41,702	41,421	41,244	41,875	42,693	41,189	41,192	41,389	42,055
TiO2	0,492	0,685	0,631	0,654	0,589	0,638	0,61	0,458	0,563
Al2O3	12,696	12,869	12,757	12,599	12,068	13,172	12,926	12,919	12,241
FeO	15,66	16,054	15,171	15,285	14,725	15,602	15,348	15,254	15,254
MnO	0,258	0,221	0,253	0,238	0,249	0,324	0,287	0,277	0,293
MgO	11,428	11,298	11,739	11,802	12,5	11,36	11,552	11,694	11,885
CaO	12,138	11,905	12,055	12,167	12,373	12,143	12,142	12,187	12,05
Na2O	1,387	1,465	1,529	1,364	1,221	1,488	1,502	1,427	1,395
K2O	1,474	1,524	1,566	1,437	1,302	1,547	1,536	1,5	1,411
Total	97,59	97,78	97,07	97,69	98,01	97,89	97,52	97,42	97,54
Si	6,204	6,150	6,152	6,201	6,270	6,123	6,142	6,158	6,239
Al (iv)	1,796	1,850	1,848	1,799	1,730	1,877	1,858	1,842	1,761
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al (vi)	0,430	0,402	0,395	0,399	0,359	0,431	0,414	0,423	0,379
Ti	0,055	0,076	0,071	0,073	0,065	0,071	0,068	0,051	0,063
Fe(iii)	0,707	0,798	0,719	0,731	0,756	0,713	0,702	0,736	0,757
Fe(ii)	1,241	1,196	1,173	1,162	1,052	1,226	1,212	1,161	1,135
Mn	0,033	0,028	0,032	0,030	0,031	0,041	0,036	0,035	0,037
Mg	2,535	2,501	2,610	2,605	2,737	2,518	2,568	2,594	2,629
C	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,935	1,894	1,926	1,930	1,947	1,934	1,940	1,942	1,915
Na	0,065	0,106	0,074	0,070	0,053	0,066	0,060	0,058	0,085
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,335	0,315	0,369	0,322	0,294	0,363	0,374	0,354	0,316
K	0,280	0,289	0,298	0,271	0,244	0,293	0,292	0,285	0,267
A	0,614	0,604	0,667	0,593	0,538	0,656	0,666	0,639	0,583
*Mg	0,67	0,68	0,69	0,69	0,72	0,67	0,68	0,69	0,7
*Fe	0,62	0,67	0,65	0,65	0,68	0,62	0,63	0,64	0,67

***Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺)**

***Fe = Fe³⁺/(Fe³⁺+^[6]Al)**

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO BANDADO

Amostra	log-43		Mineral	piroxênio	
Análise	p10	p11	p12	p19	p20
Posição	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO2	52,395	52,418	52,104	52,526	52,256
Al2O3	1,912	2,008	1,951	1,85	1,985
Cr2O3	0,05	0,019	0,041	0,001	0,021
TiO2	0,063	0,024	0,035	0,036	0,136
MgO	13,354	13,197	13,379	13,216	13,156
FeO	7,989	8,347	8,266	8,184	8,33
MnO	0,323	0,339	0,343	0,308	0,356
CaO	24,224	24,039	24,331	24,325	24,163
Na2O	0,449	0,489	0,445	0,456	0,454
K2O	0,013	0	0,002	0	0
Total	100,77	100,88	100,9	100,9	100,86
TSi	1,933	1,933	1,92	1,937	1,929
TAI	0,067	0,067	0,08	0,063	0,071
M1Al	0,016	0,02	0,005	0,017	0,015
M1Ti	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004
M1Fe2	0,246	0,253	0,255	0,252	0,256
M1Cr	0,001	0,001	0,001	0	0,001
M1Mg	0,734	0,726	0,735	0,726	0,724
M2Fe2	0	0,005	0	0	0,001
M2Mn	0,01	0,011	0,011	0,01	0,011
M2Ca	0,957	0,95	0,961	0,961	0,956
M2Na	0,032	0,035	0,032	0,033	0,032
M2K	0,001	0	0	0	0
Sum_cat	3,999	4	4	4	4
Q	1,938	1,933	1,95	1,94	1,937
J	0,064	0,07	0,064	0,065	0,065
WO	49,14	48,875	48,986	49,296	49,06
EN	37,692	37,333	37,479	37,265	37,167
FS	13,168	13,791	13,536	13,439	13,773
WEF	96,808	96,526	96,859	96,763	96,771
JD	3,192	3,474	3,141	3,237	3,229

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO BANDADO

Amostra	log-43		Mineral	plagioclásio		
Análise	p3	p4	p5	p21	p22	p23
Posição	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda
SiO2	56,23	55,873	54,529	56,195	54,338	54,503
Al2O3	27,404	27,143	27,721	27,513	27,862	28,074
Fe2O3	0,162	0,233	0,176	0,14	0,148	0,158
MnO	0	0,025	0	0	0,021	0,007
CaO	9,708	9,632	10,439	9,811	10,693	10,556
Na2O	6,145	5,867	5,681	6,043	5,577	5,56
K2O	0,125	0,283	0,229	0,189	0,222	0,21
BaO	0,023	0	0,003	0,049	0,05	0,033
SrO	0,096	0,115	0,138	0,102	0,167	0,139
Total	99,89	99,17	98,92	100,04	99,08	99,24
Si	10,131	10,143	9,96	10,116	9,922	9,923
Al	5,815	5,803	5,963	5,833	5,991	6,019
Fe3	0,022	0,032	0,024	0,019	0,02	0,022
Mn	0	0,004	0	0	0,003	0,001
Ca	1,874	1,873	2,043	1,892	2,092	2,059
Na	2,147	2,065	2,012	2,109	1,975	1,963
K	0,029	0,066	0,053	0,043	0,052	0,049
Ba	0,002	0	0	0,003	0,004	0,002
Sr	0,01	0,012	0,015	0,011	0,018	0,015
Cations	20,03	19,998	20,07	20,026	20,077	20,053
Ab	53	51,6	49	52,2	47,9	48,2
An	46,3	46,8	49,7	46,8	50,8	50,6
Or	0,7	1,6	1,3	1,1	1,3	1,2

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO

Amostra log-56 Mineral anfibólio											
Análise	p01	p06	p8	p11	p13	p14	p23	p27	p31	p32	p34
SiO2	44,923	44,421	44,972	44,531	44,414	44,764	44,801	44,267	43,98	44,667	51,985
TiO2	1,438	1,177	1,304	1,6	1,702	1,505	2,571	1,737	1,611	1,526	0,095
Al2O3	11,168	11,917	11,117	10,954	10,984	10,522	10,476	11,274	12,156	11,289	3,795
FeO	12,956	13,105	12,759	13,719	14,052	13,965	12,208	12,962	13,223	13,273	13,132
MnO	0,199	0,181	0,182	0,187	0,173	0,157	0,177	0,149	0,198	0,173	0,213
MgO	13,112	12,947	12,979	12,14	12,327	12,553	12,704	12,844	12,398	12,656	15,013
CaO	12,157	12,034	11,754	11,978	12,185	12,062	12,958	12,206	12,15	12,214	12,862
Na2O	1,213	1,271	1,067	1,036	1,148	1,132	1,032	1,22	1,21	1,051	0,269
K2O	1,029	1,071	1,074	1,071	1,107	1,032	0,842	1,114	1,158	1,021	0,055
Total	98,37	98,54	97,36	97,52	98,28	98,02	98,1	98,26	98,2	98,06	97,55
Si	6,509	6,433	6,552	6,551	6,494	6,552	6,576	6,468	6,408	6,507	7,503
Al (iv)	1,491	1,567	1,448	1,449	1,506	1,448	1,424	1,532	1,592	1,493	0,497
T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al (vi)	0,417	0,467	0,461	0,450	0,386	0,367	0,388	0,409	0,495	0,446	0,148
Ti	0,157	0,128	0,143	0,177	0,187	0,166	0,284	0,191	0,177	0,167	0,010
Fe(iii)	0,455	0,554	0,531	0,374	0,396	0,454	0,000	0,367	0,394	0,413	0,265
Fe(ii)	1,115	1,033	1,024	1,314	1,322	1,255	1,498	1,217	1,217	1,204	1,320
Mn	0,024	0,022	0,022	0,023	0,021	0,019	0,022	0,018	0,024	0,021	0,026
Mg	2,832	2,795	2,819	2,662	2,687	2,739	2,780	2,798	2,693	2,749	3,230
C	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Ca	1,887	1,867	1,835	1,888	1,909	1,891	2,038	1,911	1,897	1,906	1,989
Na	0,113	0,133	0,165	0,112	0,091	0,109	-0,038	0,089	0,103	0,094	0,011
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,228	0,224	0,136	0,183	0,234	0,213	0,331	0,256	0,238	0,203	0,064
K	0,190	0,198	0,200	0,201	0,206	0,193	0,158	0,208	0,215	0,190	0,010
A	0,418	0,422	0,336	0,384	0,441	0,405	0,489	0,464	0,454	0,393	0,074
*Mg	0,72	0,73	0,73	0,67	0,67	0,69	0,65	0,70	0,69	0,70	0,71
*Fe ³⁺	0,52	0,54	0,54	0,45	0,51	0,55	0,00	0,47	0,44	0,48	0,64

$$*Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$$

$$*Fe^{3+} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+[^{6}Al])$$

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO

Amostra log-56 Mineral piroxênio								
Análise	p18	p21	p24	p25	p28	p33	p37	p4
Posição	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO2	52,512	53,935	53,476	53,473	53,756	54,18	53,79	53,448
Al2O3	1,183	0,186	0,449	0,889	0,579	0,179	0,204	0,486
Cr2O3	0	0,007	0	0,042	0	0	0	0,014
TiO2	0,229	0,105	0,084	0,166	0,132	0,003	0,04	0,046
MgO	13,415	13,217	14,004	13,749	14,007	14,228	13,891	14,045
FeO	9,121	8,627	7,886	7,887	8,116	7,477	7,757	7,702
MnO	0,246	0,27	0,234	0,252	0,183	0,245	0,265	0,265
CaO	23,685	25,167	24,923	25,102	24,779	25,365	25,277	25,108
Na2O	0,163	0,065	0,059	0,064	0,097	0,082	0,087	0,075
K2O	0	0	0,001	0	0,004	0	0,002	0,005
Total	100,55	101,58	101,12	101,62	101,65	101,76	101,31	101,19
TSi	1,952	1,989	1,97	1,962	1,971	1,981	1,979	1,966
TAI	0,048	0,008	0,019	0,038	0,025	0,008	0,009	0,021
M1Al	0,004	0	0	0,001	0	0	0	0
M1Ti	0,006	0,003	0,002	0,005	0,004	0	0,001	0,001
M1Fe2	0,246	0,266	0,228	0,241	0,231	0,224	0,237	0,228
M1Cr	0	0	0	0,001	0	0	0	0
M1Mg	0,743	0,727	0,769	0,752	0,766	0,776	0,762	0,77
M2Fe2	0,037	0	0,015	0,001	0,018	0,004	0,002	0,009
M2Mn	0,008	0,008	0,007	0,008	0,006	0,008	0,008	0,008
M2Ca	0,943	0,994	0,984	0,987	0,973	0,994	0,996	0,99
M2Na	0,012	0,005	0,004	0,005	0,007	0,006	0,006	0,005
Sum_cat	4	4	4	4	4	4	4	4
Q	1,97	1,987	1,996	1,981	1,988	1,998	1,997	1,997
J	0,023	0,009	0,008	0,009	0,014	0,012	0,012	0,011
WO	47,69	49,831	49,111	49,621	48,828	49,549	49,69	49,356
EN	37,583	36,413	38,395	37,816	38,404	38,672	37,995	38,415
FS	14,727	13,756	12,494	12,563	12,768	11,779	12,314	12,229
WEF	98,826	99,536	99,581	99,544	99,313	99,424	99,385	99,469
JD	1,174	0	0	0,456	0	0	0	0
AE	0	0,005	0,004	0	0,007	0,006	0,006	0,006

METABASITO BANDADO - ANFIBOLITO A DIOPSÍDIO

Amostra log-56 Mineral plagioclásio					
Análise	p5	p20	p29	p30	p36
Posição	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo
SiO2	44,885	44,844	44,725	44,562	45,977
Al2O3	35,131	35,207	35,256	35,03	34,391
Fe2O3	0,092	0,109	0,113	0,084	0,087
MnO	0	0	0	0	0
CaO	18,896	18,743	19,056	18,815	17,726
Na2O	0,926	0,907	0,878	0,935	1,27
K2O	0,012	0,02	0,008	0,003	0,112
BaO	0	0,01	0	0	0
SrO	0,141	0,088	0,198	0,09	0,047
Total	100,08	99,93	100,23	99,52	99,61
Si	8,292	8,29	8,258	8,277	8,495
Al	7,643	7,665	7,666	7,663	7,483
Fe3	0,013	0,015	0,016	0,012	0,012
Mn	0	0	0	0	0
Ca	3,74	3,712	3,77	3,744	3,509
Na	0,332	0,325	0,314	0,337	0,455
K	0,003	0,005	0,002	0,001	0,026
Ba	0	0,001	0	0	0
Sr	0,015	0,009	0,021	0,01	0,005
Cations	20,038	20,022	20,047	20,044	19,985
Ab	8,1	8	7,7	8,3	11,4
An	91,8	91,8	92,3	91,7	87,9
Or	0,1	0,1	0	0	0,7

METABASITO MACIÇO LAGOA GRANDE

Amostra	log-114	Mineral piroxênio								
Análise	p2	p6	p6a	p8	p19	p22	p27	p32	p34	p36
Posição	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO2	43,79	43,353	43,132	43,65	41,818	43,468	42,578	43,876	44,29	44,755
Al2O3	9,427	9,384	9,383	9,855	11,289	9,816	10,482	9,264	9,467	8,949
Cr2O3	0	0,007	0,045	0,017	0	0,001	0	0	0	0
TiO2	0,698	0,584	0,742	0,692	1,337	0,881	1,36	0,608	0,673	0,532
MgO	8,808	8,949	8,767	8,631	8,201	8,717	8,424	8,742	8,894	9,227
FeO	12,052	11,893	12,128	12,236	12,533	12,1	12,41	12,267	12,555	11,874
MnO	0,239	0,197	0,218	0,238	0,189	0,244	0,255	0,204	0,192	0,24
CaO	24,001	24,449	24,517	24,379	24,202	24,291	24,441	24,507	24,395	24,36
Na2O	0,236	0,261	0,221	0,225	0,258	0,267	0,213	0,238	0,27	0,302
K2O	0,017	0,001	0	0,001	0	0,012	0	0,005	0,003	0
Total	99,27	99,08	99,15	99,92	99,83	99,8	100,16	99,71	100,74	100,24
TSi	1,668	1,651	1,645	1,653	1,587	1,647	1,611	1,665	1,663	1,685
TAI	0,332	0,349	0,355	0,347	0,413	0,353	0,389	0,335	0,337	0,315
M1Al	0,091	0,072	0,067	0,092	0,091	0,085	0,078	0,079	0,082	0,081
M1Ti	0,02	0,017	0,021	0,02	0,038	0,025	0,039	0,017	0,019	0,015
M1Fe2	0,384	0,379	0,387	0,387	0,398	0,383	0,393	0,389	0,394	0,374
M1Cr	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0
M1Mg	0,5	0,508	0,499	0,487	0,464	0,492	0,475	0,494	0,498	0,518
M2Mn	0,008	0,006	0,007	0,008	0,006	0,008	0,008	0,007	0,006	0,008
M2Ca	0,979	0,998	1,002	0,989	0,984	0,986	0,991	0,996	0,981	0,982
M2Na	0,017	0,019	0,016	0,017	0,019	0,02	0,016	0,018	0,02	0,022
M2K	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0
Sum_cat	3,999	4	4	4	4	3,999	4	4	4	4
Q	1,863	1,885	1,887	1,864	1,846	1,862	1,859	1,88	1,873	1,874
J	0,035	0,039	0,033	0,033	0,038	0,039	0,031	0,035	0,039	0,044
WO	52,344	52,761	52,891	52,852	53,139	52,741	53,075	52,809	52,214	52,212
EN	26,728	26,87	26,315	26,035	25,054	26,334	25,453	26,211	26,487	27,517
FS	20,928	20,369	20,794	21,113	21,807	20,925	21,473	20,98	21,3	20,272
WEF	98,171	98,002	98,304	98,265	97,991	97,945	98,353	98,178	97,951	97,711
JD	1,829	1,998	1,696	1,735	2,009	2,055	1,647	1,822	2,049	2,289

METABASITO MACIÇO LAGOA GRANDE

Amostra	log-114	Mineral plagioclásio						
Análise	p03	p04	p07	p09	p16	p21	p33	p35
Posição	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
SiO2	43,111	43,074	43,383	43,063	43,461	42,742	43,606	43,426
Al2O3	35,853	35,68	35,825	35,578	36,1	35,795	36,018	36,174
Fe2O3	0,262	0,285	0,293	0,286	0,245	0,329	0,279	0,277
MnO	0,012	0	0	0	0	0,023	0	0,007
CaO	19,752	19,712	19,698	19,294	20,012	19,826	19,884	19,816
Na2O	0,276	0,228	0,251	0,306	0,14	0,261	0,285	0,252
K2O	0,011	0,041	0,032	0,063	0,014	0,013	0,043	0,054
BaO	0,065	0	0,047	0	0	0,005	0	0
SrO	0,468	0,37	0,411	0,397	0,412	0,351	0,419	0,481
Total	99,81	99,39	99,94	98,99	100,38	99,35	100,53	100,49
Si	8,037	8,054	8,068	8,078	8,046	8,004	8,063	8,036
Al	7,871	7,857	7,846	7,859	7,87	7,894	7,843	7,883
Fe3	0,037	0,04	0,041	0,04	0,034	0,046	0,039	0,039
Mn	0,002	0	0	0	0	0,004	0	0,001
Ca	3,945	3,949	3,925	3,878	3,969	3,978	3,939	3,929
Na	0,1	0,083	0,091	0,111	0,05	0,095	0,102	0,09
K	0,003	0,01	0,008	0,015	0,003	0,003	0,01	0,013
Ba	0,005	0	0,003	0	0	0	0	0
Sr	0,051	0,04	0,044	0,043	0,044	0,038	0,045	0,052
Cations	20,051	20,033	20,026	20,024	20,016	20,062	20,041	20,043
Ab	2,5	2,1	2,3	2,8	1,2	2,3	2,5	2,2
An	97,5	97,7	97,5	96,9	98,7	97,6	97,2	97,4
Or	0,1	0,2	0,2	0,4	0,1	0,1	0,2	0,3

METABASITO MACIÇO LAGOA GRANDE**Amostra log-114 Mineral Granada**

Análise Posição	p01 núcleo	p05 núcleo	p14 núcleo	p15 núcleo	p18 núcleo
SiO2	37,167	37,092	36,693	36,912	37,214
TiO2	0,85	0,732	1,224	0,882	1,064
Al2O3	13,643	12,872	13,081	13,566	13,506
Cr2O3	0	0	0,015	0	0,022
FeO	12,6	14,138	13,981	13,106	13,094
MnO	1,003	0,602	0,6	0,888	0,817
MgO	0,463	0,538	0,604	0,596	0,583
CaO	32,425	32,225	32,209	32,185	32,019
Total	98,15	98,2	98,41	98,14	98,32
TSi	5,906	5,907	5,833	5,869	5,91
TAI	0,094	0,093	0,167	0,131	0,09
Sum_T	6	6	6	6	6
AlVI	2,459	2,322	2,283	2,409	2,435
Ti	0,102	0,088	0,146	0,105	0,127
Cr	0	0	0,002	0	0,003
Sum_A	2,561	2,409	2,431	2,514	2,565
Fe2	1,674	1,883	1,859	1,743	1,739
Mg	0,11	0,128	0,143	0,141	0,138
Mn	0,135	0,081	0,081	0,12	0,11
Ca	5,52	5,499	5,486	5,483	5,448
Sum_B	7,439	7,591	7,569	7,486	7,435
Sum_cat	16	16	16	16	16
Alm	22,507	24,807	24,558	23,278	23,39
Gross	74,204	72,44	72,406	73,237	73,168
Pyrope	1,474	1,683	1,891	1,887	1,856
Spess	1,815	1,07	1,067	1,597	1,478
Uvaro	0	0	0,077	0	0,108

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA**Amostra log-80 Mineral piroxênio**

Análise	p2	p4	p9	p14	p17	p19	p20	p23
Posição	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda
SiO2	50,827	51,292	51,083	50,364	50,878	50,85	51,159	51,112
Al2O3	0,667	0,27	0,374	0,643	0,667	0,512	0,362	0,452
Cr2O3	0,021	0,029	0,016	0	0	0	0,009	0,035
TiO2	0,102	0	0,049	0,056	0,053	0,046	0,016	0,043
MgO	7,357	7,757	7,01	6,715	6,981	7,327	7,447	7,358
FeO	16,789	16,331	17,095	17,128	17,094	16,99	16,532	16,376
MnO	1,252	1,123	1,305	1,217	1,167	0,901	1,217	1,188
CaO	23,449	23,729	23,866	23,758	23,859	23,66	23,945	24,065
Na2O	0,119	0,069	0,056	0,091	0,105	0,093	0,094	0,111
K2O	0	0	0,012	0,01	0,004	0,005	0	0,01
Total	100,58	100,6	100,87	99,98	100,81	100,4	100,78	100,75
TSi	1,971	1,985	1,982	1,972	1,973	1,976	1,979	1,978
TAI	0,029	0,012	0,017	0,028	0,027	0,023	0,016	0,021
M1Al	0,002	0	0	0,001	0,003	0	0	0
M1Ti	0,003	0	0,001	0,002	0,002	0,001	0	0,001
M1Fe2	0,545	0,529	0,555	0,561	0,554	0,552	0,535	0,53
M1Cr	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0,001
M1Mg	0,425	0,448	0,405	0,392	0,404	0,425	0,429	0,424
M2Mn	0,041	0,037	0,043	0,04	0,038	0,03	0,04	0,039
M2Ca	0,974	0,984	0,992	0,997	0,991	0,985	0,992	0,998
M2Na	0,009	0,005	0,004	0,007	0,008	0,007	0,007	0,008
M2K	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Sum_cat	4	4	3,999	4	4	4	4	4
Q	1,944	1,96	1,952	1,949	1,949	1,962	1,957	1,952
J	0,018	0,01	0,008	0,014	0,016	0,014	0,014	0,017
WO	49,077	49,274	49,726	50,088	49,875	49,46	49,706	50,11
EN	21,424	22,412	20,322	19,698	20,305	21,32	21,509	21,318
FS	29,499	28,313	29,951	30,214	29,82	29,22	28,784	28,572
WEF	99,107	99,484	99,579	99,31	99,212	99,3	99,299	99,17
JD	0,893	0	0	0,69	0,788	0	0	0
AE	0	0,005	0,005	0	0	0,007	0,007	0,009

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA
Amostra log-80 Mineral plagioclásio

Análise	p5	p7	p10	p11	p12	p13	p24	p25
Posição	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
SiO ₂	44,935	44,665	44,194	44,155	44,163	44,08	44,863	45,451
Al ₂ O ₃	34,822	35,178	35,29	35,053	35,089	35,027	34,927	34,819
Fe ₂ O ₃	0,039	0,138	0,094	0,011	0,111	0,071	0,113	0,059
MnO	0	0,005	0	0	0,001	0,032	0	0,022
CaO	18,554	18,726	19,116	19,151	18,855	19,094	18,798	18,397
Na ₂ O	0,922	0,996	0,735	0,68	0,815	0,831	0,862	1,156
K ₂ O	0,016	0,013	0,016	0,007	0,008	0,034	0,022	0,026
BaO	0	0	0,049	0	0,016	0	0	0,111
SrO	0,027	0,054	0,012	0,051	0,046	0,091	0,079	0,108
Total	99,32	99,77	99,51	99,11	99,1	99,26	99,66	100,15
Si	8,346	8,273	8,216	8,238	8,239	8,223	8,315	8,382
Al	7,617	7,673	7,726	7,702	7,709	7,695	7,624	7,562
Fe ₃	0,005	0,019	0,013	0,002	0,016	0,01	0,016	0,008
Mn	0	0,001	0	0	0	0,005	0	0,003
Ca	3,692	3,716	3,808	3,828	3,769	3,816	3,733	3,635
Na	0,332	0,358	0,265	0,246	0,295	0,301	0,31	0,413
K	0,004	0,003	0,004	0,002	0,002	0,008	0,005	0,006
Ba	0	0	0,004	0	0,001	0	0	0,008
Sr	0,003	0,006	0,001	0,006	0,005	0,01	0,008	0,012
Cations	19,999	20,049	20,037	20,024	20,036	20,068	20,011	20,029
Ab	8,2	8,8	6,5	6	7,3	7,3	7,7	10,2
An	91,7	91,1	93,4	93,9	92,7	92,5	92,2	89,7
Or	0,1	0,1	0,1	0	0	0,2	0,1	0,1

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA
Amostra log-80 Mineral anfibólio

Análise	p03	p08	p16	p21	p22
SiO ₂	48,19	48,189	48,261	47,386	46,84
TiO ₂	0,389	0,376	0,351	0,245	0,204
Al ₂ O ₃	5,34	4,987	4,598	5,506	7,507
FeO	21,007	21,823	22	21,382	21,535
MnO	1,034	1,077	1,08	1,035	0,982
MgO	8,639	8,528	8,347	8,451	8,012
CaO	11,806	11,534	11,604	11,402	11,533
Na ₂ O	0,326	0,382	0,261	0,437	0,487
K ₂ O	0,307	0,313	0,282	0,361	0,357
Total	97,16	97,39	96,78	96,27	97,62
Si	7,276	7,266	7,321	7,212	7,029
Al (iv)	0,724	0,734	0,679	0,788	0,971
T	8	8	8	8	8
Al (vi)	0,227	0,152	0,143	0,200	0,357
Ti	0,044	0,043	0,040	0,028	0,023
Fe(iii)	0,435	0,600	0,553	0,615	0,649
Fe(ii)	2,218	2,152	2,238	2,107	2,054
Mn	0,132	0,138	0,139	0,133	0,125
Mg	1,945	1,917	1,888	1,918	1,793
C	5	5	5	5	5
Ca	1,910	1,863	1,886	1,859	1,854
Na	0,090	0,112	0,077	0,129	0,142
B	2	2	2	2	2
Na	0,005	0	0	0	0
K	0,059	0,060	0,055	0,070	0,068
A	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07
*Mg	0,47	0,47	0,46	0,48	0,47
*Fe ³⁺	0,66	0,8	0,79	0,75	0,64

*Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺)

*Fe₃₊ = Fe³⁺/(Fe³⁺+^[6]Al)

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA

Amostra log-198		Mineral piroxênio						
Análise	pt1	pt3	pt4	pt22	pt23	pt25	pt26	pt30
Posição	borda	nucleo	borda	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo
SiO2	50,608	50,596	51,01	51,546	51,452	51,615	51,618	51,019
Al2O3	0,344	0,222	0,122	0,804	0,819	0,343	0,411	0,346
MgO	6,327	6,319	7,765	9,176	9,323	9,434	9,126	8,343
FeO	18,604	18,819	15,916	13,007	12,978	13,15	13,665	14,738
MnO	1,393	1,096	1,34	1,279	1,226	1,203	1,187	1,457
CaO	23,519	23,891	24,338	24,803	24,746	24,257	24,226	24,16
Na2O	0,092	0,091	0,038	0,113	0,113	0,122	0,12	0,106
K2O	0	0	0	0,014	0,012	0,001	0	0
Total	100,89	101,03	100,53	100,74	100,67	100,13	100,35	100,17
TSi	1,974	1,97	1,975	1,965	1,961	1,979	1,979	1,971
TAI	0,016	0,01	0,006	0,035	0,037	0,015	0,019	0,016
M1Al	0	0	0	0,001	0	0	0	0
M1Fe2	0,607	0,613	0,515	0,415	0,414	0,422	0,438	0,476
M1Mg	0,368	0,367	0,448	0,521	0,53	0,539	0,522	0,481
M2Mn	0,046	0,036	0,044	0,041	0,04	0,039	0,039	0,048
M2Ca	0,983	0,997	1,009	1,013	1,01	0,996	0,995	1
M2Na	0,007	0,007	0,003	0,008	0,008	0,009	0,009	0,008
M2K	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0
Sum_cat	4	4	4	3,999	3,999	4	4	4
Q	1,957	1,977	1,973	1,949	1,954	1,957	1,955	1,957
J	0,014	0,014	0,006	0,017	0,017	0,018	0,018	0,016
WO	49,054	49,527	50,053	50,895	50,691	49,913	49,921	49,893
EN	18,361	18,226	22,219	26,198	26,573	27,01	26,166	23,972
FS	32,584	32,247	27,728	22,907	22,736	23,077	23,913	26,135
WEF	99,31	99,322	99,718	99,168	99,169	99,1	99,113	99,214
JD	0	0	0	0,832	0	0	0	0
AE	0,007	0,007	0,003	0	0,009	0,009	0,009	0,008

Amostra log-198	
Mineral anfibólio	
Análise	pt31
SiO2	48,708
TiO2	0,03
Al2O3	5,503
FeO	21,83
MnO	0,704
MgO	8,275
CaO	12,321
Na2O	0,375
K2O	0,246
TOTAL	97,992
Si	7,329
Al (iv)	0,671
T	8,000
Al (vi)	0,304
Ti	0,003
Fe(iii)	0,232
Fe(ii)	2,515
Mn	0,090
Mg	1,856
C	5,000
Ca	1,986
Na	0,014
B	2,000
Na	0,095
K	0,047
A	0,143
*Mg	0,425
*Fe ³⁺	0,257

$$*Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$$

$$*Fe^{3+} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+[Al])$$

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA

Amostra log-198 Mineral plagioclásio

Análise	pt19	pt20	pt21	pt27	pt28	pt29	pt29a
Posição	borda	nucleo	borda	borda	borda	nucleo	nucleo
SiO2	44,981	44,829	44,969	45,463	45,495	45,225	45,542
Al2O3	35,446	35,501	35,703	35,807	35,689	36,031	35,805
TiO2	0,000	0,005	0,000	0,072	0,000	0,000	0,000
Fe2O3	0,042	0,029	0,104	0,111	0,069	0,058	0,037
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,022
MgO	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,012
CaO	19,123	18,807	18,811	19,216	18,897	19,235	19,197
Na2O	0,005	0,005	0,002	0,682	0,869	0,640	0,788
K2O	0,016	0,017	0,014	0,029	0,025	0,035	0,021
TOTAL	99,614	99,194	99,603	101,380	101,044	101,234	101,424
Si	8,312	8,310	8,302	8,279	8,307	8,248	8,290
Al	7,719	7,756	7,768	7,685	7,679	7,744	7,681
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,006	0,004	0,014	0,015	0,009	0,008	0,005
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Ca	3,786	3,735	3,721	3,749	3,696	3,758	3,744
Na	0,002	0,002	0,001	0,241	0,308	0,226	0,278
K	0,004	0,004	0,003	0,007	0,006	0,008	0,005
TOTAL	19,828	19,811	19,809	19,975	20,006	19,994	20,009
Ab	0,047	0,048	0,019	6,025	7,671	5,668	6,906
An	99,853	99,845	99,892	93,807	92,184	94,129	92,973
Or	0,099	0,107	0,089	0,169	0,145	0,204	0,121

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA
Amostra log-198 Mineral granada

Análise Posição	pt2 borda	pt2a borda	pt5 borda	pt6 borda	pt6a nucleo	pt6b nucleo	pt7 nucleo	pt7a nucleo	pt7b nucleo	pt7c nucleo	pt8 nucleo	pt8a nucleo	pt9 nucleo	pt9a nucleo
SiO2	37,392	37,791	37,752	38,348	38,142	37,258	37,548	37,896	37,452	37,752	37,716	37,452	37,723	37,903
TiO2	0,162	0,23	0,103	0,129	0,044	0,049	0,049	0,103	0,068	0,093	0,024	0,112	0,313	0,206
Al2O3	21,374	21,085	21,239	21,034	21,188	21,123	21,344	21,327	21,343	21,2	21,36	21,191	20,982	21,076
FeO	15,78	16,477	19,877	11,177	13,928	17,986	15,326	18,31	18,872	19,031	19,602	19,672	16,514	16,467
MnO	8,807	8,808	6,974	9,909	10,084	7,601	10,527	7,964	7,308	7,279	7,304	6,845	9,037	8,988
MgO	0,329	0,313	0,721	0,177	0,308	1,439	0,411	0,412	0,575	0,562	0,649	0,748	0,319	0,325
CaO	16,098	15,509	13,966	19,804	16,985	15,357	14,969	14,914	14,34	14,487	14,058	13,81	15,405	15,559
Total	99,94	100,21	100,63	100,58	100,68	100,81	100,17	100,93	99,96	100,4	100,71	99,83	100,29	100,52
TSi	2,959	2,99	2,978	2,995	2,992	2,915	2,971	2,98	2,971	2,983	2,973	2,977	2,985	2,99
TAI	0,041	0,01	0,022	0,005	0,008	0,085	0,029	0,02	0,029	0,017	0,027	0,023	0,015	0,01
Sum_T	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
AlVI	1,952	1,954	1,951	1,929	1,95	1,861	1,96	1,955	1,966	1,957	1,955	1,96	1,94	1,948
Ti	0,01	0,014	0,006	0,008	0,003	0,003	0,003	0,006	0,004	0,006	0,001	0,007	0,019	0,012
Sum_A	1,961	1,968	1,957	1,937	1,952	1,864	1,963	1,961	1,97	1,962	1,957	1,967	1,958	1,96
Fe2	1,044	1,09	1,311	0,73	0,914	1,177	1,014	1,204	1,252	1,258	1,292	1,308	1,093	1,086
Mg	0,039	0,037	0,085	0,021	0,036	0,168	0,048	0,048	0,068	0,066	0,076	0,089	0,038	0,038
Mn	0,59	0,59	0,466	0,655	0,67	0,504	0,706	0,53	0,491	0,487	0,488	0,461	0,606	0,601
Ca	1,365	1,315	1,18	1,657	1,428	1,287	1,269	1,256	1,219	1,227	1,187	1,176	1,306	1,315
Sum_B	3,039	3,032	3,043	3,063	3,048	3,136	3,037	3,039	3,03	3,038	3,043	3,033	3,042	3,04
Sum_cat	16	16	15,999	16	16,001	16	16	15,999	16	16,001	15,999	16,001	16,002	16
Alm	34,371	35,956	43,1	23,831	29,985	37,53	33,391	39,617	41,322	41,403	42,459	43,111	35,922	35,733
Gross	44,922	43,359	38,797	54,097	46,846	41,054	41,783	41,342	40,227	40,379	39,012	38,774	42,931	43,256
Pyrope	1,277	1,218	2,787	0,673	1,182	5,352	1,596	1,589	2,244	2,18	2,506	2,922	1,237	1,257
Spess	19,429	19,467	15,316	21,398	21,987	16,064	23,229	17,452	16,207	16,039	16,024	15,193	19,91	19,754

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA
Amostra log-198 Mineral granada

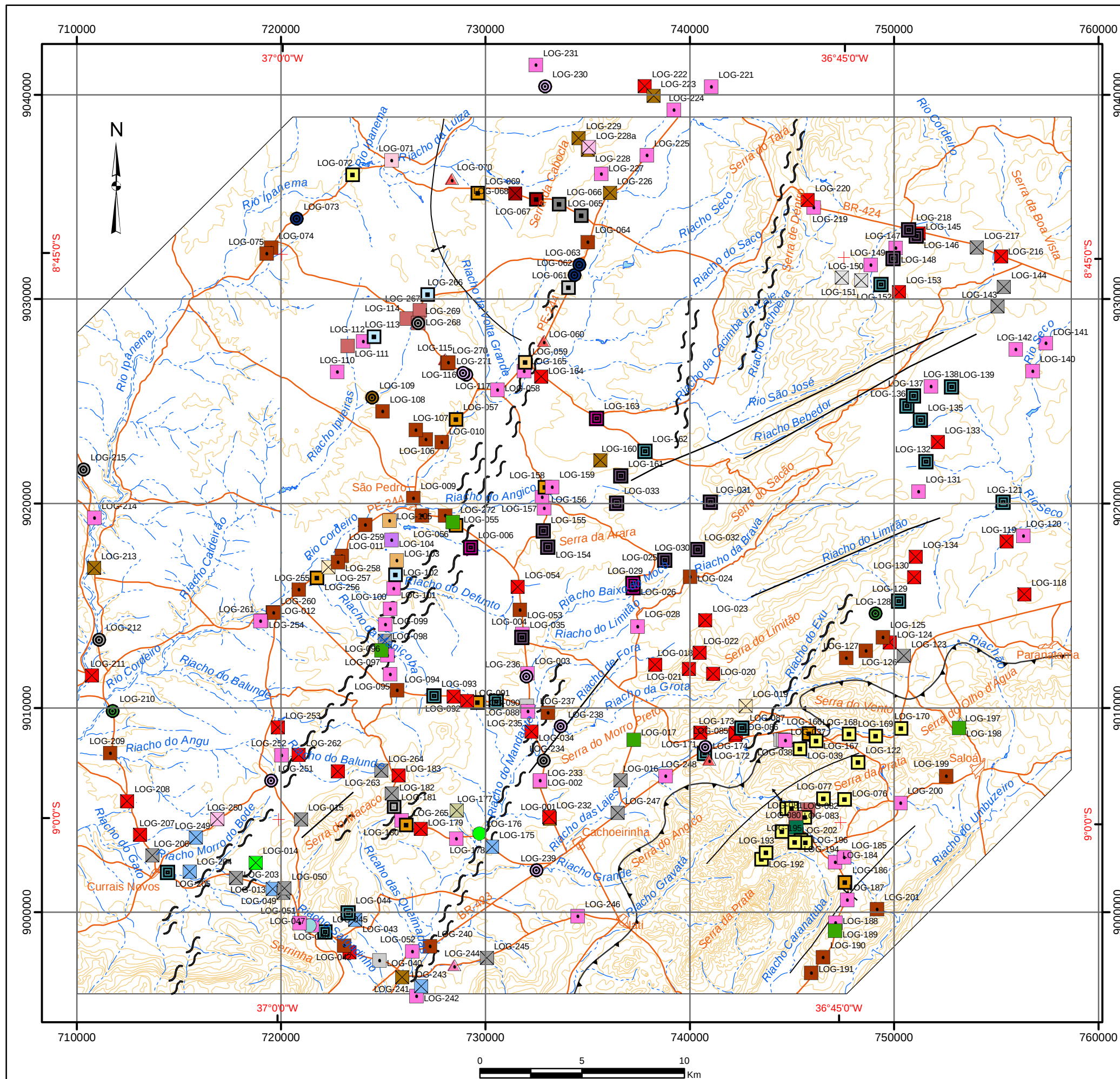
Análise	pt9b	pt10	pt10a	pt11	pt11a	pt11b	pt12	pt12a	pt13	pt13a	pt14	pt14a	pt14b
Posição	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda
SiO2	37,763	37,738	37,445	37,689	37,527	37,618	37,539	37,788	37,309	37,266	37,571	37,356	37,388
TiO2	0,171	0,186	0,068	0,23	0,201	0,201	0,093	0,24	0,084	0,283	0,088	0,171	0,059
Al2O3	21,172	21,113	21,185	21,078	21,262	21,001	21,229	20,91	21,233	20,989	21,28	21,265	21,128
FeO	16,427	15,954	18,198	16,153	16,546	16,49	18,75	16,207	9,989	17,325	18,917	18,856	17,76
MnO	8,861	8,823	7,722	8,95	8,87	9,045	7,686	9,035	13,096	8,732	7,397	7,632	6,645
MgO	0,342	0,311	0,481	0,318	0,317	0,349	0,639	0,323	0,308	0,353	0,66	0,593	0,705
CaO	15,55	15,765	14,705	15,603	15,343	15,402	14,195	15,741	17,38	14,904	14,91	14,854	15,28
Total	100,29	99,89	99,8	100,02	100,07	100,11	100,13	100,24	99,4	99,85	100,82	100,73	98,96
TSi	2,984	2,992	2,975	2,986	2,973	2,98	2,975	2,989	2,958	2,964	2,954	2,943	2,985
TAI	0,016	0,008	0,025	0,014	0,027	0,02	0,025	0,011	0,042	0,036	0,046	0,057	0,015
Sum_T	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
AlVI	1,954	1,963	1,958	1,953	1,957	1,94	1,956	1,936	1,94	1,93	1,925	1,915	1,971
Ti	0,01	0,011	0,004	0,014	0,012	0,012	0,006	0,014	0,005	0,017	0,005	0,01	0,004
Sum_A	1,965	1,974	1,962	1,967	1,969	1,952	1,961	1,951	1,945	1,947	1,93	1,925	1,974
Fe2	1,086	1,058	1,209	1,07	1,096	1,093	1,242	1,072	0,662	1,152	1,244	1,242	1,186
Mg	0,04	0,037	0,057	0,038	0,037	0,041	0,075	0,038	0,036	0,042	0,077	0,07	0,084
Mn	0,593	0,592	0,52	0,601	0,595	0,607	0,516	0,605	0,879	0,588	0,493	0,509	0,449
Ca	1,317	1,339	1,252	1,325	1,302	1,307	1,205	1,334	1,476	1,27	1,256	1,254	1,307
Sum_B	3,035	3,026	3,038	3,033	3,031	3,048	3,039	3,049	3,055	3,053	3,07	3,075	3,026
Sum_cat	16	16	16	16,001	15,999	16	16	15,999	15,998	15,999	16	16	16,001
Alm	35,763	34,955	39,807	35,288	36,165	35,844	40,886	35,156	21,683	37,751	40,519	40,4	39,186
Gross	43,372	44,252	41,21	43,67	42,964	42,891	39,656	43,745	48,334	41,607	40,915	40,773	43,192
Pyrope	1,327	1,215	1,876	1,238	1,235	1,352	2,484	1,249	1,192	1,371	2,52	2,265	2,773
Spess	19,538	19,579	17,108	19,803	19,636	19,913	16,975	19,85	28,792	19,271	16,047	16,562	14,849

METABASITO MACIÇO SERRA DA PRATA
Amostra log-198 Mineral granada

Análise Posição	pt15 borda	pt15a nucleo	pt15b nucleo	pt16 nucleo	pt16a nucleo	pt16b nucleo	pt17 nucleo	pt17a nucleo	pt18 nucleo	pt18a nucleo	pt18b borda	pt18c borda	pt18d borda
SiO2	37,432	37,477	37,94	37,869	37,137	37,66	37,479	37,64	37,761	38,04	38,019	37,479	37,613
TiO2	0,122	0,113	0,034	0,083	0,201	0,093	0,068	0,073	0,112	0,054	0,103	0,481	0,289
Al2O3	21,449	21,224	21,29	21,105	21,025	21,185	21,232	21,339	21,201	21,219	21,292	21,008	20,928
FeO	17,506	17,932	19,017	18,857	16,176	19,348	19,314	19,779	19,778	17,508	17,719	17,007	16,703
MnO	7,541	7,483	7,256	7,393	8,997	7,431	7,546	6,975	7,199	8,259	7,697	10,517	9,089
MgO	0,547	0,464	0,644	0,552	0,302	0,657	0,723	0,745	0,715	0,462	0,532	0,419	0,315
CaO	15,332	15,912	14,457	14,598	15,712	14,169	13,83	13,756	13,826	14,874	15,269	13,478	15,269
Total	99,93	100,61	100,64	100,46	99,55	100,54	100,19	100,31	100,59	100,42	100,63	100,39	100,21
TSi	2,963	2,95	2,989	2,991	2,957	2,974	2,969	2,978	2,981	3,003	2,992	2,975	2,98
TAI	0,037	0,05	0,011	0,009	0,043	0,026	0,031	0,022	0,019	0	0,008	0,025	0,02
Sum_T	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3,003	3	3	3
AlVI	1,963	1,918	1,965	1,954	1,928	1,944	1,95	1,966	1,952	1,973	1,965	1,939	1,933
Ti	0,007	0,007	0,002	0,005	0,012	0,006	0,004	0,004	0,007	0,003	0,006	0,029	0,017
Sum_A	1,97	1,924	1,967	1,959	1,94	1,949	1,954	1,97	1,959	1,976	1,971	1,968	1,95
Fe2	1,159	1,18	1,253	1,246	1,077	1,278	1,28	1,309	1,306	1,156	1,166	1,129	1,107
Mg	0,065	0,054	0,076	0,065	0,036	0,077	0,085	0,088	0,084	0,054	0,062	0,05	0,037
Mn	0,506	0,499	0,484	0,495	0,607	0,497	0,506	0,467	0,481	0,552	0,513	0,707	0,61
Ca	1,3	1,342	1,22	1,235	1,34	1,199	1,174	1,166	1,17	1,258	1,287	1,146	1,296
Sum_B	3,03	3,076	3,033	3,041	3,06	3,051	3,046	3,03	3,041	3,021	3,029	3,032	3,05
Sum_cat	16	16	16	16	16	16,001	15,999	16	16	15,999	15,999	16	16
Alm	38,255	38,379	41,309	40,966	35,199	41,881	42,02	43,19	42,942	38,267	38,499	37,236	36,286
Gross	42,924	43,63	40,233	40,63	43,802	39,293	38,548	38,484	38,459	41,65	42,503	37,806	42,496
Pyrope	2,131	1,77	2,494	2,138	1,171	2,535	2,804	2,9	2,767	1,8	2,06	1,635	1,22
Spess	16,69	16,221	15,964	16,267	19,828	16,291	16,628	15,426	15,831	18,283	16,938	23,322	19,998

ANEXO 4

MAPA DE PONTOS



ANEXO 4
Mapa de Pontos da região situada entre Paranatama e Currais Novos (PE)

Parte integrante da tese de doutoramento de Liliana Sayuri Osako
UFPE/CTG/Departamento de Geologia
Tese intitulada: "Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paranatama e Currais Novos (PE), porção centro-norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Província Borborema"

ROCHAS CATACLÁSTICAS

- Filonito
- Pseudotaquilito

ROCHAS METABÁSICAS

- anfibolito
- metabásica granatífera
- metabásica

PEGMATÓIDES

- pegmatito

GRANITÓIDES

- biotita granito
- granada muscovita biotita granito
- biotita granada granito
- granada biotita granito
- biotita muscovita granito
- muscovita biotita granito
- biotita sienogranito

GRANITÓIDES FOLIADOS

- biotita granito milonitizado
- biotita granito diatexitico
- biotita sienogranito diatexitico
- anfibólio biotita sienogranito
- anfibólio biotita sienogranito diatexitico

ROCHAS SUPRACRUSTAIS

- calciosilicática
- quartzito feldspático
- quartzito

GNAISSES

- granada biotita gnaiss
- biotita granada gnaiss
- muscovita biotita gnaiss
- granada muscovita biotita gnaiss
- granada biotita gnaiss
- anfibólio gnaiss
- biotita muscovita gnaiss
- biotita gnaiss porfirítico
- biotita gnaiss

MIGMATITO DE PROTÓLITO SEDIMENTAR

- biotita migmatito metatexitico
- muscovita biotita migmatito metatexitico
- granada biotita migmatito metatexitico
- biotita migmatito
- granada biotita migmatito
- granada biotita migmatito diatexitico

MIGMATITO DE PROTÓLITO ÍGNEO

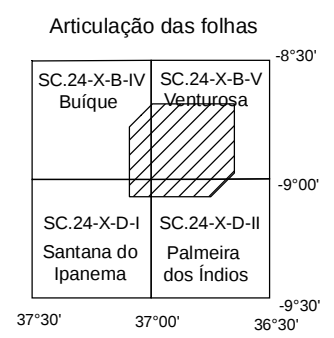
- anfibólio biotita migmatito diatexitico
- anfibólio biotita migmatito metatexitico
- biotita anfibólio migmatito diatexitico
- biotita anfibólio migmatito metatexitico

Convenções Cartográficas

- Cidade
- Estrada principal e secundária
- Rio
- Açude, lagoa
- Curvas de nível (Fonte: SUDENE)

Convenções Geológicas

- Falha indiscriminada
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Cavalcamento
- Antiforme
- Sinforme



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central: 39W.GR"
Datum horizontal: WGS 84
Declinação magnética do centro da folha 3,4' anualmente

ANEXO 5

MAPA GEOLÓGICO

ANEXO 5

Mapa Geológico da região entre Paranatama e Currais Novos (PE)

Parte integrante da tese de doutoramento de Liliana Sayuri Osako
UFPE/CTG/Departamento de Geologia

Tese intitulada: "Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paranatama e Currais Novos (PE), porção centro-norte do Domínio Tectônico Pernambuco-Alagoas, Província Borborema"

NEOPROTEROZOÍCO

- Granitóides isotrópicos
- Hornblenda sienogranito
 - Biotita monzogranito com muscovita e/ou granada, coloração cinza claro, granulação média (Pluton Serra do Macaco e da Cabocla)
 - Muscovita biotita sienogranito, coloração rósea, granulação média Pluton Várzea dos Bois)
 - Biotita monzo a sienogranito, mesocrático, coloração cinza, granulação média, inequigranular (Pluton Serra do Morro Preto e do Limitão)

- Granitóides (diatexitos) foliados
- Leucogranito a biotita foliado, coloração cinza claro
 - Sienogranito a biotita e anfibólio foliado, coloração rósea

- Rochas Supracrustais
- Quartzito intercalado com níveis micáceos e feldspáticos
 - Rochas metabásicas (plagioclásio+diopsídio) foliados a hornblenda

- Migmatitos de Protólito Sedimentar
- Migmatito metatexitico a biotita, coloração cinza claro a róseo
 - Migmatito metatexitico a biotita, localmente granatífero, coloração cinza claro a róseo
 - Migmatito metatexitico a andalusita, cordierita, granada e biotita

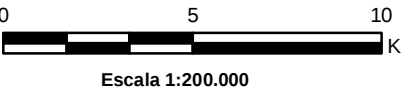
- PALEOPROTEROZOÍCO
- Rochas metabásicas (plagioclásio+diopsídio+granada) foliados a hornblenda
 - Ortognaisses migmatítico a biotita e hornblenda, tonalítico a quartzo-diorítico, metaluminoso

Convenções Cartográficas

- Cidade
- Estrada principal e secundária
- Rio
- Açude, lagoa

Convenções Geológicas

- Falha indiscriminada
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Cavalcamento
- Antiforme
- Sinforme
- Foliação principal
- Estiramento mineral
- Lineamentos extraídos das imagens LANDSAT7/ETM+



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39W.GR"
Datum horizontal: WGS84
Declinação magnética do centro da folha 3,4'anualmente

