

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JULIANA COSTA

EVOLUÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DO DIABÁSIO
PENATECAUA NA REGIÃO DE MEDICILÂNDIA, PA

CURITIBA

2011

JULIANA COSTA

EVOLUÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DO DIABÁSIO
PENATECAUA NA REGIÃO DE MEDICILÂNDIA, PA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Prof^a Dra^a Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros e Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury.

CURITIBA

2011

Costa, Juliana

Evolução petrológica, geoquímica e isotópica do diabásio Penatecaua na região de Medicilândia, PA / Juliana Costa. - Curitiba, 2011.

103 f. : il., color., tabs.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientadora: Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores: Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Leonardo Fadel Cury

1. Rochas ígneas. 2. Diabásio. 3. Magmatismo. I. Vasconcellos, Eleonora Maria Gouvêa. II. Barros, Carlos Eduardo de Mesquita. III. Cury, Leonardo Fadel. IV. Título. V. Universidade Federal do Paraná.

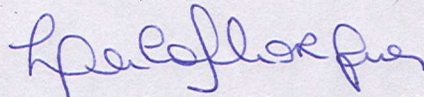
CDD 552.1

TERMO DE APROVAÇÃO

JULIANA COSTA

"Evolução Petrográfica, Geoquímica e Isotópica do diabásio Penatecaua na região de Medicilândia, PA".

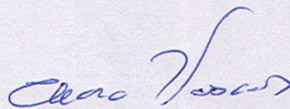
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof^a. Dr^a. Leila Soares Marques - IAG-USP



Prof^a. Dr^a. Cristina Valle Pinto-Coelho - UFPR



Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos - UFPR
Presidente

Curitiba, 30 de março de 2011.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em especial à Prof.^a Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos que, desde a iniciação científica, dispensou enorme dedicação em transmitir a mim seu conhecimento. Agradeço pelas suas palavras de incentivo, por estar sempre à disposição para discussões e esclarecer dúvidas, pela avaliação crítica dos textos e orientação exemplar de como realizar um trabalho científico. Obrigada também pela amizade estabelecida durante estes anos de trabalho conjunto e pelo esforço realizado para que esta pesquisa fosse possível.

Aos meus co-orientadores, os professores Carlos Eduardo de Mesquita Barros (Cadu) e Leonardo Fadel Cury pelos ensinamentos, auxílio, sugestões e orientações no desenvolvimento de diversas etapas do trabalho.

Ao Cadu agradeço também o grande esforço realizado para que esta pesquisa fosse realizada, principalmente no que se refere à realização da etapa de campo.

Ao Professor Fernando Mancini e ao Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica (LABAP) por todas as formas de auxílio dispensadas, mas, principalmente, pela ajuda na realização na etapa de campo, com o fornecimento de recursos para transporte, hospedagem e alimentação. Essa ajuda foi primordial para o início da pesquisa.

À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pelo suporte técnico e a CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

À Minerais do Paraná S.A. (MINEROPAR) por permitir que as amostras fossem serradas no Serviço de Laboratório (Selab) da instituição.

Ao Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR e ao funcionário técnico-administrativo Adilson Antônio Dalagassa pela confecção das lâminas petrográficas.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR e ao Prof. José Manoel dos Reis Neto pela realização das análises por Fluorescência de Raios X. Ao Dr. José Eduardo F. C. Gardolinski e à Francielle de Oliveira pelo desenvolvimento da linha analítica para óxidos e elementos traço para rochas básicas. Aos funcionários do LAMIR e amigos Secchi, Sueli, Elisiane, Evelin e Carlos pelo auxílio na preparação das amostras para as análises por FRX.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP) pela realização das análises isotópicas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Ao Prof. Oswaldo Siga Júnior pelo apoio às análises de isótopos de Nd e Sr no CPGeo/USP.

À CPRM, por meio do projeto Folha Rio Bacajá pelo financiamento das análises químicas por Plasma ICP-MS.

Ao meu noivo Kaluan pela ajuda no campo, pelo companheirismo, incentivo e apoio incondicional e irrestrito.

Ao Geólogo Maurício Lucinda pela troca de informações a respeito da geologia da região de Medicilândia (PA).

A todos os colegas e amigos que, sempre que necessário, ajudaram no transporte dos quase 200 quilos de amostra, levando-as da sala dos alunos da pós-graduação até o LAMIN e o LAMIR.

Aos amigos e colegas de pós-graduação Caique, André Spisila (Matinho) André Ramiro e Marcão pela amizade e incentivo.

À minha família pelo apoio e amor incondicional.

A geologia é a história da Terra. Tudo que acontece desde o nascimento deste nosso planeta se acha escrito nas rochas que o formam. A Terra é uma rocha, uma bola de pedra.

Como nasceu? Temos que adivinhar, porque nenhum de nós assistiu a isso. (...) Vou contar como nós, sábios, imaginamos o nascimento da terra. Em certo instante do Tempo Infinito, destacou-se do Sol um pedaço da massa de fogo que ele é e ficou regirando no espaço. A Terra, portanto, começou sendo uma bolota de fogo no espaço (...) E foi se resfriando. (...) Era uma bola de minerais derretido, ou pedra derretida. Dessa massa candente escapou mais tarde o espirro que formou a Lua.

O Poço do Visconde. Monteiro Lobato

RESUMO

A soleira de Medicilândia é um corpo ígneo intrudido em rochas sedimentares da borda sul da Bacia do Amazonas. Localizada na cidade homônima, no estado do Pará, a soleira faz parte do evento magmático Penatecaua, de idade triássico-jurássica. A área mapeada abrange cerca de 300km² e é composta por diabásios e gabros. Tendo como objetivo geral definir a evolução do magmatismo responsável pela geração destas rochas, foram realizados trabalhos de campo e coleta de amostras, análises petrográficas, estudos geoquímicos a partir de óxidos maiores, elementos traço e Terras Raras, além da análise de isótopos de Nd e Sr. A assembleia mineral primária dos diabásios e gabros é composta por augita, andesina/labradorita, minerais opacos, apatita e quartzo. Há uma paragênese de alteração hidrotermal marcante, definida por minerais opacos, sericita, clorita, uralita, hornblenda, biotita, quartzo e epidoto. Quimicamente as rochas são supersaturadas em SiO₂ e classificadas como basaltos e andesito basaltos da série toleítica e são divididas em 4 grupos geoquímicos. O grupo 1, composto por rochas mais primitivas, é formado por rochas cujos valores de mg* estão entre 0,5 e 0,6. Os grupos 2 e 3 possuem valores de mg* intermediários, entre 0,4 – 0,5 e 0,3 – 0,4, respectivamente. O grupo 4 é representado pelas rochas mais evoluídas, onde o mg* está entre 0,1 e 0,3. As rochas deste último grupo possuem TiO₂ > 2%, enquanto nos demais grupos o TiO₂ é menor do que 2%. Com base em diagramas de variação caracteriza-se que a evolução da intrusão se deu por cristalização fracionada dominada pela formação de piroxênio. A ausência de anomalias negativas de Eu em *spidergrams* indica que o fracionamento de plagioclásio por cristalização fracionada não foi significativo. Considerando os dados geoquímicos, foi elaborado um mapa faciológico, delimitando um zoneamento na soleira onde as fácies mais primitivas localizam-se nas bordas, enquanto as mais evoluídas concentram-se no centro da intrusão. A partir da assinatura geoquímica, analisada em diagramas multielementares e *spidergrams*, e diagramas de variação para elementos traço interpreta-se, como hipótese mais provável, que a origem dessas rochas deu-se por diferentes taxas de fusão parcial de uma mesma fonte, seguida por processo de cristalização fracionada. As razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(180 Ma), que estão entre 0,70640 – 0,70816, de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(180 Ma) entre 0,51230 e 0,51232 e o ε_{Nd(180 Ma)} negativo (-1,51 a -1,96) assemelham-se aos dados existentes para o grupo de baixo TiO₂ da Província Mágica do Paraná, definido, na literatura, como formado por contaminação crustal. As idades modelo T_{DM} indicam, para a soleira de Medicilândia, processo de derivação manto-crosta ocorrido entre 1,5 -1,3 Ga. Com base no parâmetro (f_{Sm/Nd}), observa-se que quanto mais primitiva é a rocha maior é sua idade T_{DM} e menor o seu fracionamento isotópico. A ausência de correlações nítidas entre SiO₂ e P₂O₅/K₂O com as razões isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, que seriam indicativas de processos de contaminação crustal, indica que as rochas da soleira de Medicilândia não passaram por processos de contaminação crustal, ou se passaram, a quantidade de material proveniente da crosta envolvido foi muito pequena. A fonte provável para estas rochas é o manto heterogêneo com provável origem por fusão parcial de fonte do manto primitivo modificado por componentes crustais, possivelmente por processos de subducção anteriores.

Palavras-chave: diabásio Penatecaua; soleira de Medicilândia; geoquímica; rochas básicas.

ABSTRACT

The Medicilândia sill, located in the homonymous city in the Pará State in the North Brazil, is an igneous body intruded in Paleozoic sedimentary rocks from the southern border of the Amazonas Basin, during the Penatecaua Magmatic Event. The mapped area covers approximately 300km² and the lithology is represented by gabbros and diabase. In order to define the magmatic evolution that generated the rocks, outcrop analysis and the collections of rock samples, petrographic analysis, and geochemical data analysis from major oxides, trace elements and rare earth elements were performed. Also Sr and Nd isotopic data was used to characterize the magmatic event. The primary mineral assemblage observed in gabbros and diabase rocks is augite, andesine/labradorite, opaque minerals, apatite and quartz. It's also observed a significant hydrothermal alteration paragenesis with the crystallization of opaque minerals, sericite, chlorite, urallite, hornblende, biotite, quartz and epidote. Chemically the rocks are supersaturated in SiO₂ and classified as basalts and andesite basalts from a toleitic series. The rocks are divided in 4 geochemical groups. Group 1 consists in more primitive rocks with mg* value between 0.5 and 0.6. Groups 2 and 3 have intermediate mg* values between 0.4 – 0.5 and 0.3 – 0.4 respectively. Group 4 is represented by the most evolved rocks, with mg* values ranging from 0.1 to 0.3. The rocks from group 4 have TiO₂ > 2%, whereas in the other groups the TiO₂ is less than 2%. Based on the variation diagrams the intrusion evolved by fractionated crystallization dominated by the pyroxene crystallization. Through the analysis of spidergrams is noted the absence of negative anomalies in Eu, which indicates the fractionation of plagioclase by fractionated crystallization was not significant. Based in the geochemical data gathered, a facies map was elaborate. Referring to the map a zonation was observed in the sill where the more primitive facies are located in the borders, meanwhile the more evolved are located in the central region of the intrusion. Based in the geochemical signature obtained by spidergrams and multielement diagrams, and variation diagrams by trace elements it's interpreted that the origin of the rocks occurred at different rates of partial melting from the same source, followed by fractional crystallization processes. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(180 Ma) ratio, which are between 0.70640 to 0.70816, of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(180 Ma) between 0.51230 to 0.51232 and εNd_(180 Ma) negative (-1.51 to -1.96) are similar to existing data for the low TiO₂ group of the Paraná Magmatic Province, defined in the literature as being formed by crustal contamination. TDM model ages indicate, to the sill of Medicilândia, derivation process mantle-crust occurred between 1.5 -1.3 Ga. Based on the parameter (fSm/Nd) it's observed that the more primitive the rock is, higher is the TDM age and smaller is their isotopic fractionation. The absence of correlations between SiO₂ e P₂O₅/K₂O with the isotopic ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, which would be indicative of crustal contamination processes, indicates that the rocks of Medicilândia sill not gone through crustal contamination, or, if passed, the amount of material from the crust was very small. The probable source for these rocks is the heterogeneous mantle, with probable origin related by partial melting of primitive source mantle source modified by crustal components, possibly by earlier subduction processes.

Key words: Penatecaua diabase; Medicilândia sill; geochemistry; basic rocks.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Mapa simplificado da Bacia do Amazonas e parte do Cráton Amazonas (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).....17
- Figura 1.2: (a) Localização geográfica e acessos à área de estudo (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). (b) Mapa simplificado da Bacia do Amazonas com ênfase no contexto geológico da área de estudo (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008)..... 18
- Figura 2.1: (a) Rodovia Transamazônica (BR-230) que passa pelo centro da cidade de Medicilândia (PA) em trecho não asfaltado; (b) estrada vicinal à BR-230, retilínea, corta a Rodovia Transamazônica perpendicularmente.20
- Figura 2.2: (a) Porções de rocha são selecionadas com a ajuda de martelo ou marreta; (b) a mesma rocha de (a) britada para, em seguida, ser quarteada e pulverizada.....21
- Figura 3.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas segundo Santos (2003).27
- Figura 3.2: Províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico segundo Tassinari e Macambira (2004).....28
- Figura 3.3: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas segundo Cunha et al. (2007).....31
- Figura 3.4: Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias intracratônicas brasileiras mostrando a correlação entre os principais eventos magmáticos (Mizusaki; Thomaz Filho 2004).35
- Figura 3.5: Localização e extensão da CAMP há 200 Ma. Notar na porção norte do Brasil, em azul escuro a localização das soleiras das bacias do Amazonas e do Solimões como integrantes da Província Magmática Central do Atlântico (COLTICE *et al.*, 2009).....36
- Figura 4.1: (a) Pedreira de diabásio localizada no km 85 da Rodovia Transamazônica; (b) afloramento de diabásio no leito de estrada vicinal; (c) em corte de estrada; (d) e matacões de dimensões métricas em meio a cultivo de cacau.42
- Figura 4.2: (a) disjunções colunares em perfil na pedreira do km 85 da BR-230 (DP-01); (b) fratura preenchida por calcita e quartzo (DP-01); (c) disjunções colunares em corte basal, localizadas em drenagem (DP-60); (d) marcas que indicam a variação de temperatura, durante o resfriamento do magma, preservadas no diabásio (DP-01)43
- Figura 4.3: (a) Bloco de diabásio com alteração esferoidal típica (DP-12); (b) diabásio apresentando, na capa de alteração, início de processo de laterização (DP-63); (c) nódulos ferruginosos encontrados em meio ao solo (DP-14).....44
- Figura 4.4: (a) Diabásio equigranular fino (DP-56); (b) diabásio equigranular médio (DP-10) (c) gabro inequigranular grosso (DP-02) (d) gabro inequigranular porfírico, com fenocristais de piroxênio de até 4,5 cm (DP-02).....45

Figura 5.1: Fotomicrografia de diabásio equigranular fino subofítico (NX). Legenda: px=piroxênio, pl=plagioclásio.	46
Figura 5.2: Fotomicrografia de diabásio inequigranular glomeroporfírico fino a médio (NX). Legenda: px=piroxênio, pl=plagioclásio.....	46
Figura 5.3: Fotomicrografia de diabásio equigranular médio (NX). Legenda: px= piroxênio, pl = plagioclásio, op= opaco.	47
Figura 5.4: Fotomicrografia do contato entre o veio da amostra DP-01/02 com o diabásio (NX).	48
Figura 5.5: Fotomicrografia do contato do veio da amostra DP-05/13 com o diabásio (NX).	48
Figura 5.6: Fotomicrografia do veio 1. Legenda: qz = quartzo, clta = clorita, ep = epidoto, cbto = carbonato (NX).....	48
Figura 5.7: Fotomicrografia do veio 2. Legenda: qz = quartzo, bt = biotita, fa = feldspato alcalino, intercrescimento gráfico (NX).	48
Figura 5.8: Fotomicrografia de gabro com textura inequigranular subofítica (NX). Legenda: px= piroxênio, pl = plagioclásio, op= opaco.....	49
Figura 5.9: Fotomicrografias (a) cristal de augita com as bordas corroídas e início da cloritização avançando das bordas para o centro do cristal (diabásio, DP-29) (NX); (b) microfenocristal de clinopiroxênio com zonamento composicional, onde as bordas apresentam birrefringência mais elevada do que o centro do mineral (diabásio, DP-58) (NX); (c) cristal de plagioclásio com as bordas corroídas envolvido por matriz cloritizada (diabásio, DP-37) (NX); (d) cristal de plagioclásio com zonamento composicional descontínuo e inclusões de minerais opacos (diabásio, DP-58) (NX); (e) mineral opaco de origem primária, pode ser magnetita ou sulfeto (diabásio, DP-31) (N//); (f) intercrescimento micrográfico de quartzo em feldspato alcalino (diabásio, DP-59) (N//).....	51
Figura 5.10: Fotomicrografia de diabásio equigranular fino intensamente alterado, mostrando a paragênese de alteração hidrotermal. Legenda: scta = sericita, px = piroxênio, urta = uralita, clta = clorita, qz = quartzo, hb = hornblenda e pl = plagioclásio. (N//).....	52
Figura 5.11: Fotomicrografias (a) minerais opacos anédricos sobrecrecidos em clinopiroxênio (diabásio, DP-01) (N//). Notar que os opacos estão desenvolvidos respeitando os limites do cristal de clinopiroxênio; (b) mineral opaco com hábito esquelético sobrecrecido em clinopiroxênio (diabásio, DP-59) (N//); (c) cristal de clinopiroxênio alterado na borda esquerda para biotita e na borda direita para anfibólio (gabro, DP-43) (N//). Notar a presença de clorita em agregados fibrorradiados na porção superior direita da foto; (d) no centro da imagem, de cor esverdeada, presença de uralita proveniente da alteração de clinopiroxênio, substituindo totalmente o mineral. Ao redor quartzo anédrico de origem hidrotermal e cristais de plagioclásio intensamente sericitizados (diabásio, DP-31) (N//); (e) cristais de biotita euédrica em meio a quartzo (gabro, DP-02) (N//); e (f) clinopiroxênio cloritizado no centro e alterado nas bordas para biotita (diabásio, DP-41) (NX).	54
Figura 6.1: O diagrama mg^*xFeO define a individualização de 4 grupos de rochas para a soleira de Medicilândia.....	57

Figura 6.2: Diagramas de variação, para óxidos maiores, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	59
Figura 6.3: Diagrama TAS, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (LE MAITRE, 1989), para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	60
Figura 6.4: Diagrama R1R2, $R_1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K}) -2(\text{Fe}+\text{Ti}) \times R_2 = 6\text{Ca}+ 2\text{Mg}+\text{Al}$ (DE LA ROCHE <i>et al.</i> , 1980) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	61
Figura 6.5: Diagrama AFM, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times (\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) \times \text{MgO}$ (IRWINE; BARAGAR, 1971) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	61
Figura 6.6: Diagrama de Jensen, $\text{Al} \times (\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}) \times \text{Mg}$ (JENSEN; PYKE, 1982) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	61
Figura 6.7: Diagramas de variação, para elementos traço analisados por FRX, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas analisadas. Símbolos como na figura 6.1.	63
Figura 6.8: Diagramas de variação para elementos traço analisados por FRX, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	64
Figura 6.9: Diagramas de variação para elementos traço analisados por Plasma ICP-MS, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	65
Figura 6.10: Diagrama multielementar para elementos traço e terras raras normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	66
Figura 6.11: Diagramas multielementar para elementos traço e terras raras normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	67
Figura 6.12: Diagrama de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	67
Figura 6.13: Diagramas de elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.	68
Figura 7.1: Diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os principais reservatórios do manto segundo Zindler e Hart (1986), para as rochas da PMP (Província Magmática do Paraná) retirado de Rocha-Júnior (2011) e para as rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Rollinson (1993). DM, <i>depleted mantle</i> ; BSE, <i>bulk silicate Earth</i> ; EMI e EMII, <i>enriched mantle</i> ; HIMU, <i>mantle with high U/Pb ratio</i> ; PREMA, <i>Prevalent mantle</i>	71
Figura 7.2: Diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas da soleira de Medicilândia.	72
Figura 7.3: Diagrama $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} \times T_{\text{DM}}$ para as rochas da soleira de Medicilândia.	72

Figura 8.1: Diagrama La x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia.	75
Figura 8.2: Diagrama Co x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia. F = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.	75
Figura 8.3: Diagrama Ni x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia. F = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.	75
Figura 8.4: Diagrama de razão Rb/Sr x Rb para as rochas da soleira de Medicilândia.	75
Figura 8.5: Diagrama multielementar normalizado para o condrito de Thompson (1982) relacionando as assinaturas geoquímicas de toleitos de ilha oceânica, basaltos tipo P-MORB (enriquecido), basaltos tipo N-MORB (depletado), rochas da Província Magmática do Paraná e das rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de WILSON (1989).....	76
Figura 8.6: Diagrama localizando os campos de abrangência da razões Y/Nd x Zr/Nb para a pluma de Tristão da Cunha, para P-MORB e N-MORB do Atlântico Sul, para a PMP e para as rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de WILSON (1989)	77
Figura 8.7: Diagrama Ba/Yb x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para basaltos HTP e LPT, da PMP e rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Wilson (1989). Símbolos como na figura 8.6.	82
Figura 8.8: Diagrama ϵ_{Nd} x $\text{Ti}/\text{Yb} \cdot 10^{-4}$ para basaltos do Deccan, HTP e LPT da PMP e rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Wilson (1989). Símbolos como na figura 8.6.	82
Figura 8.9: Diagrama SiO_2 x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 8.6.	82
Figura 8.10: Diagrama $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 8.6.	83
Figura 8.11: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ x $1/\text{Sr}$ para as rochas da soleira de Medicilândia mostra dispersão dos dados e não indica mistura. Símbolos como na figura 8.6.	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Valores de média e desvio padrão obtidos no teste de repetibilidade para os elementos traço analisados por FRX	22
Tabela 2.2: Valores de média e desvio padrão obtidos no teste de reprodutibilidade para os elementos traço analisados por FRX.....	22
Tabela 3.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas segundo as propostas de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004).....	27
Tabela 8.1: Tabela com as razões Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Th/La e Ba/La para diversos tipos de reservatórios do manto e para a Soleira de Medicilândia. Modificado de Rollinson (1993).	79
Tabela 8.2: Tabela com as características isotópicas de reservatórios do manto e da crosta (HOLLINSON, 1993).....	80

LISTA DE SIGLAS

AFM – $A=(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, $F=(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$, $M=(\text{MgO})$
CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*
CFBs – *Continental Flood Basalts*
CHUR – *Chondritic Uniform Reservoir*
CIPW – Cross, Iddings, Pearson e Washington
CPGeo/USP – Centro de Pesquisas Geocronológicas/Universidade de São Paulo
DEGEOL – Departamento de Geologia - UFPR
DF – Distrito Federal
DM – *Depleted Mantle*
DP-01 – ponto de afloramento do Diabásio Penatecaua
EMI – *Enriched Mantle I*
EMII – *Enriched Mantle II*
E-MORB – *Enriched Middle Ocean Ridge Basalts*
ETR – Elementos Terras Raras
FRX – Fluorescência de Raios X
HFSE – *High Field Strength Elements*
HIMU – *Mantle with High U/Pb Ratio*
ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectroscopy*
ID – Índice de Diferenciação
IUGS – *International Union of Geological Sciences*
Jensen – $(\text{Al} \times (\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}) \times \text{Mg})$
LABAP – Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica
LAMIN – Laboratório de Laminação Petrográfica
LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
LAPEMIN – Laboratório de Petrologia e Mineralogia
LILE – *Large Ion Lithophile Elements*
LOI – *Lost On Ignition*
 mg^* - $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$
N-MORB – *Normal Middle Ocean Ridge Basalts*
OIB – *Ocean Island Basalts*
PA – Pará
P-MORB – *Plume Middle Ocean Ridge Basalts*
PMP – Província Magmática do Paraná
 $\mu\text{g/g}$ – micrograma/grama
PREMA – *Prevalent Mantle*
 $R_1R_2 - (R_1=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}) \times (R_2=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}))$
Selab – Serviço de Laboratório
TAS – Total alcali = $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, Sílica = SiO_2
UFPR – Universidade Federal do Paraná

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1 JUSTIFICATIVA	15
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	16
1.3 OBJETIVOS	16
2. MATERIAIS E MÉTODOS	19
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	19
2.2 TRABALHO DE CAMPO.....	19
2.3 ANÁLISES PETROGRÁFICAS	19
2.4 ANÁLISES POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X	20
2.4.1 Confecção das pérolas fundidas e pastilhas prensadas	20
2.4.2 Linhas analíticas.....	21
2.5 ANÁLISES POR PLASMA ICP-MS	22
2.6 TRATAMENTO DOS DADOS QUÍMICOS	23
2.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm/Nd E Rb/Sr.....	23
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
3.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	25
3.1.1 O Cráton do Amazonas.....	25
3.1.2 A Bacia do Amazonas	29
3.1.3 O Magmatismo Penatecaua	32
3.2 CONCEITOS	37
3.2.1 Nomenclatura	37
3.2.2 Texturas das rochas e formas dos cristais	38
3.2.3 Alteração hidrotermal	39
4. GEOLOGIA LOCAL	41
4.1 LITOTIPOS.....	44
5. PETROGRAFIA	46
5.1 DIABÁSIOS	46
5.2 GABROS	49
5.3 ASSEMBLEIA MINERAL PRIMÁRIA DOS DIABÁSIOS E GABROS.....	49
5.4 PARAGÊNESE DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	50
5.5 FASES DE CRISTALIZAÇÃO	53
6. GEOQUÍMICA	56
6.1 ÓXIDOS MAIORES.....	56
6.1.1 Diagramas de variação.....	56
6.1.2 Diagramas de classificação.....	58
6.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS.....	62
6.2.1 Diagramas de variação.....	62
6.1.2 Diagramas multielementares e de Terras Raras	65
6.3 MAPA DE FÁCIES GEOQUÍMICAS.....	68
7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	70
7.1 ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm/Nd E Rb/Sr.....	70
8. DISCUSSÕES	73
8.1 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E PROCESSOS GERADORES	74
8.2 CARACTERÍSTICAS DA FONTE GERADORA	75
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	85
REFERÊNCIAS	88
APÊNDICES	92

1. INTRODUÇÃO

Entre o Triássico e o Cretáceo as bacias sedimentares do Amazonas, Solimões, Parnaíba e Paraná receberam grandes volumes e extensões de magmas basálticos, seja na forma de intrusões ou derrames. Estes eventos magmáticos estão relacionados à formação do Oceano Atlântico Equatorial durante a ruptura do Pangea e consequente separação da América do Sul e da África. As rochas básicas do Penatecaua (bacias do Amazonas e do Solimões) e das formações Mosquito e Sardinha (Bacia do Parnaíba) estão associadas ao início da abertura, no Atlântico Equatorial e, as intrusões e os derrames da Província Magmática do Paraná (Bacia do Paraná) associam-se à abertura da porção sul deste oceano (MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004).

Na Bacia do Amazonas o magmatismo está preservado na forma de intrusões, diques e soleiras, as quais estão encaixadas nas rochas sedimentares paleozóicas da bacia. As melhores exposições das intrusivas básicas ocorrem na borda sul da bacia, onde afloram próximas aos municípios de Altamira, Medicilândia e Placas (Fig. 1.1). Na borda norte os afloramentos localizam-se à noroeste da cidade de Monte Alegre.

A área selecionada para estudo, denominada nesta dissertação de soleira de Medicilândia, possui mais de 300 km² de rochas intrusivas básicas do evento Penatecaua, as quais afloram nos arredores do município de Medicilândia (PA). A região tem o acesso favorecido pela BR-230 (Rodovia Transamazônica) e pelas estradas vicinais, as quais transpõem a área de estudo nos sentidos nordeste/sudoeste e noroeste/sudeste respectivamente (Fig. 1.2).

1.1 JUSTIFICATIVA

Este estudo justifica-se pela contribuição ao conhecimento do magmatismo Penatecaua no que se refere a petrografia, geoquímica, geoquímica isotópica e evolução magmática.

Tanto o magmatismo Penatecaua, quanto o magmatismo que deu origem à Província Magmática do Paraná configuram-se dois importantes eventos magmáticos ocorridos em bacias sedimentares brasileiras durante o Mesozóico.

Estes eventos apresentam idades distintas, triássico-jurássico e cretáceo respectivamente, porém têm sua origem vinculada ao mesmo processo geotectônico, a quebra do Pangea e abertura do Oceano Atlântico. Visando o entendimento dos processos envolvidos na gênese e evolução das intrusões básicas do evento Penatecaua, a comparação entre o magmatismo Penatecaua e a Província Magmática do Paraná (PMP) é importante para o entendimento da petrogênese dessas rochas.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo localiza-se no município de Medicilândia (PA) e o acesso à região pode ser feito por via aérea de Brasília (DF) até Altamira (PA). A partir de Altamira a viagem é feita por via terrestre, seguindo de carro para oeste por cerca de 80 km pela BR-230 (Rodovia Transamazônica) até Medicilândia (Fig. 1.2 a).

O município de Medicilândia situa-se na borda sul da Bacia do Amazonas e grande parte do seu território é formado por rochas máficas intrusivas pertencentes ao magmatismo Penatecaua. As rochas máficas estão intrudidas em rochas sedimentares do Grupo Curuá e das formações Ererê e Maecuru da Bacia do Amazonas (Figura 1.2 b). Afloram numa faixa alongada paralelamente às camadas de rochas sedimentares paleozóicas, que se estendem por cerca de 60 km, sendo mais de 40 km ao longo da rodovia Transamazônica, em faixas com largura máxima de 13 km.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é definir a evolução do magmatismo responsável pela formação das rochas da soleira de Medicilândia (PA). Para atingir este objetivo são comparados os resultados de petrografia, geoquímica e isótopos de Nd e Sr com modelos da literatura sobre a origem de magmatismo básico continental, com base nas atuais discussões sobre gênese a partir da atuação de plumas do manto *versus* aquecimento global do manto por isolamento térmico, efetuado pela litosfera continental.

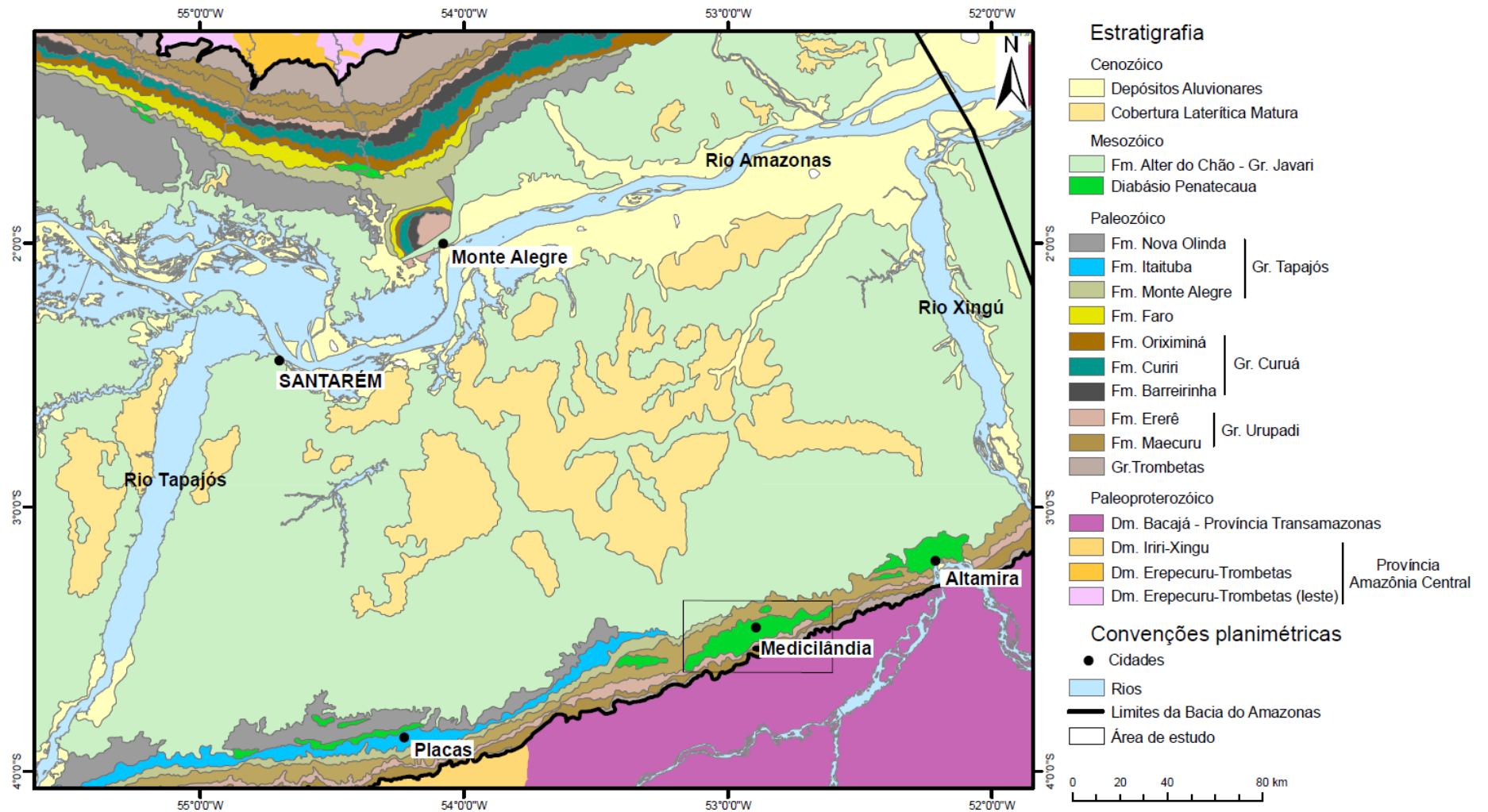


Figura 1.1: Mapa simplificado da Bacia do Amazonas e parte do Cráton Amazonas (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Objetiva-se também a correlação das características gerais do magmatismo Penatecaua com a Província Magmática do Paraná, cuja origem é classicamente considerada a partir de pluma do manto. Têm-se como objetivos específicos: a análise petrográfica; a caracterização geoquímica; a definição da assinatura geoquímica; o estudo isotópico pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr; e a elaboração do mapa de fácies geoquímica das rochas.

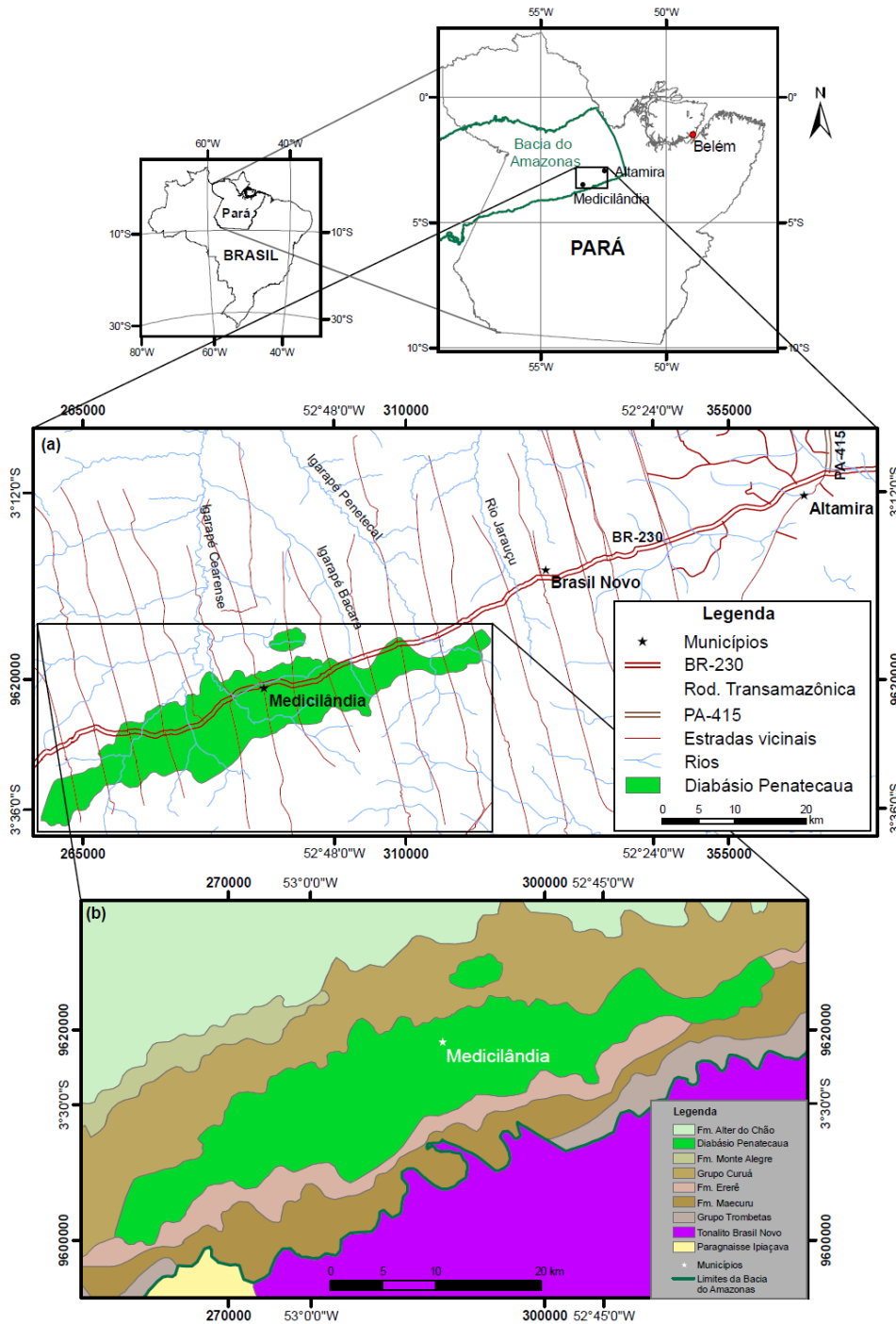


Figura 1.2: (a) Localização geográfica e acessos à área de estudo (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). (b) Mapa simplificado da Bacia do Amazonas com ênfase no contexto geológico da área de estudo (adaptado de VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica foi realizada durante toda a pesquisa, porém com focos específicos nas diferentes etapas de trabalho. No início do trabalho o levantamento bibliográfico priorizou a coleta de informações referentes à geologia da região de estudo, em específico ao que diz respeito ao magmatismo Penatecaua, à Bacia do Amazonas e ao Cráton do Amazonas. Em seguida, a pesquisa foi direcionada aos métodos e materiais utilizados no estudo e, por fim, aos trabalhos que discutem a gênese e evolução de basaltos continentais.

2.2 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado entre os dias 12 e 22 de julho de 2009, na região de Medicilândia, estado do Pará, onde o Diabásio Penatecaua aflora em uma área de aproximadamente 300 km².

Ao todo foram descritos 63 afloramentos identificados pela sigla DP (Diabásio Penatecaua) seguida por um número (de 01 a 63) e coletadas 74 amostras de rochas básicas. Às amostras coletadas foi acrescentado um número (de 01 a 74) seguindo a sequência de coleta, por exemplo, a amostra DP-23/30 é a amostra número 30 que foi coletada no afloramento DP-23.

O acesso à área de estudo é facilitado pela Rodovia Transamazônica (BR-230) (Fig. 2.1a) e pelas estradas vicinais (Fig. 2.1b). Estas estradas estão dispostas a uma distância média de 5 km umas das outras e cruzam perpendicularmente a BR-230 na direção aproximada N-S.

2.3 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Para a confecção das 55 lâminas delgadas as rochas foram cortadas no Serviço de Laboratório (Selab) da Minerais do Paraná (MINEROPAR) e as lâminas confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAMIN) do Departamento de

Geologia (DEGEOL) da UFPR. A caracterização mineral e textural das rochas foi realizada a partir da descrição das lâminas delgadas no Laboratório de Petrologia e Mineralogia (LAPEMIN), também do DEGEOL, em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida, modelo Olympus BX60. As fotomicrografias foram capturadas com máquina Olympus PM20 acoplada ao microscópio, a partir do *software* de captura de imagens *Image-Pro Plus*.

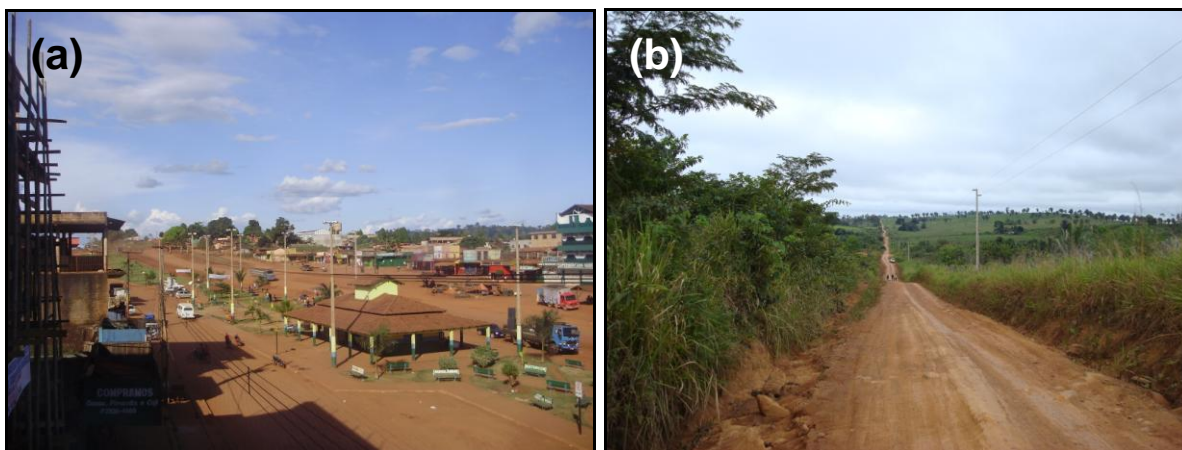


Figura 2.1: (a) Rodovia Transamazônica (BR-230) que passa pelo centro da cidade de Medicilândia (PA) em trecho não asfaltado; (b) estrada vicinal à BR-230, retilínea, corta a Rodovia Transamazônica perpendicularmente.

2.4 ANÁLISES POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

2.4.1 Confeção das pérolas fundidas e pastilhas prensadas

As análises por fluorescência de raios X (FRX) para a determinação dos 10 óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) e 10 elementos traço (Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zr e Zn) para 45 amostras de rocha foram realizadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) do DEGEOL da UFPR.

Foram seguidos os procedimentos estabelecidos como padrão de preparação de rochas para a análise química por FRX. Inicialmente as rochas foram limpas e tiveram a capa de alteração removida com a ajuda de martelo/marreta, conservando apenas as porções inalteradas (Fig. 2.2a). Em seguida, estas porções

foram britadas (Fig. 2.2b) em moinho de mandíbula e posteriormente quarteadas em quarteador de aço inoxidável.

Posteriormente foram pesados cerca de 30 gramas de rocha quarteada, que foram pulverizados em panela de carbetto de tungstênio, até atingir granulometria inferior a 325 *mesh* (menor que 44 μ m).

As pérolas para a análise dos óxidos foram confeccionadas com adição de tetraborato de lítio, nitrato de amônio e brometo de lítio ao pó da rocha e fundidas em cadinhos de platina. As pastilhas prensadas para a análise dos elementos traço foram confeccionadas com a adição de cera orgânica ao pó da rocha. A mistura foi homogeneizada e prensada. Em seguida as pérolas e as pastilhas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios X, por dispersão de comprimento de onda sequencial marca Philips/Panalytical modelo PW 2400, operando com fonte de Raios X (tubo) de Rh de 3 kW.

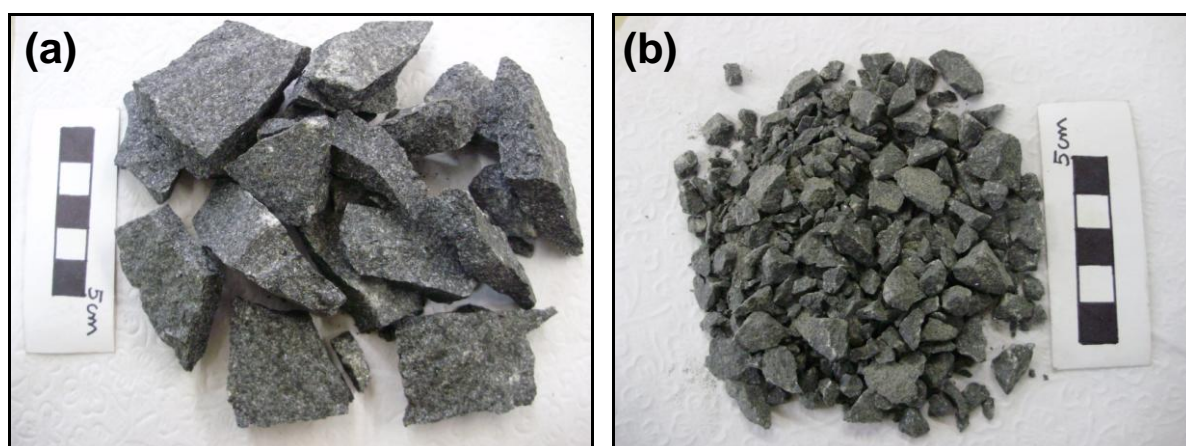


Figura 2.2: (a) Porções de rocha são extraídas com a ajuda de martelo ou marreta; (b) a mesma rocha de (a) britada para, em seguida, ser quarteada e pulverizada.

2.4.2 Linhas analíticas

As análises por FRX foram realizadas com base em duas linhas analíticas para rochas básicas, desenvolvidas pela equipe técnica do LAMIR.

A linha para a análise dos óxidos maiores foi desenvolvida a partir de 18 padrões com certificação internacional e a linha para análise dos elementos traço conta com 32 padrões internacionais. O erro analítico para os óxidos maiores é $\pm 0,5\%$.

Na linha para a análise de elementos traço foram realizados testes de repetibilidade e reprodutibilidade em rochas diferentes e calculados a média e o desvio padrão dos resultados.

Para o teste de repetibilidade, tabela 2.1, foi analisada 10 vezes a mesma pastilha prensada, proveniente de uma rocha básica, e obtendo os seguintes valores de média e desvio padrão:

Elemento (µg/g)	Cr	Cu	Nb	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zr	Zn
Média	67,0	159,0	9,0	75,0	9,0	171,0	294,0	19,0	77,0	79,0
Desvio padrão	1,4	1,9	0,9	1,6	0,5	0,4	1,6	0,8	0,8	0,6

Tabela 2.1: Valores de média e desvio padrão obtidos no teste de repetibilidade para os elementos traço analisados por FRX.

No teste de reprodutibilidade foram confeccionadas 5 pastilhas prensadas a partir da mesma rocha, a qual foi previamente britada, quarteada e pulverizada. Os resultados de média e desvio padrão estão na tabela 2.2.

Elemento (µg/g)	Cr	Cu	Nb	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zr	Zn
Média	43,0	140,0	8,0	70,0	12,0	165,0	249,0	19,0	62,0	76,0
Desvio padrão	1,9	1,1	0,5	1,5	0,5	0,4	2,9	1,0	1,1	0,4

Tabela 2.2: Valores de média e desvio padrão obtidos no teste de reprodutibilidade para os elementos traço analisados por FRX.

Observa-se que em ambos os testes o desvio padrão é menor do que 2 para quase todos os elementos. A exceção é o V, cujo desvio padrão de 2,9 foi obtido no teste de reprodutibilidade. Desse modo, a linha analítica é confiável para estes elementos.

2.5 ANÁLISES POR PLASMA ICP-MS

As análises de elementos Terras Raras (ETR) e demais elementos traço foi realizada em espectrômetro de massa com fonte de plasma pelo laboratório ALS *Laboratory Group, Mineral Division* – ALS CHEMEX, em filial localizada em Belo Horizonte (MG).

O método de análise consiste na preparação de 0,200 gramas de amostra à qual são adicionados 0,90 gramas de metaborato de lítio e, após homogeneização, a mistura é fundida em forno a 1000°C. O produto da fusão é então resfriado e dissolvido em 100 mL de solução de 4% HNO₃ / 2% HCl. Esta solução é na sequência analisada em espectrômetro de massa do tipo plasma ICP-MS.

Os elementos Terras Raras analisados por Plasma ICP-MS são La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu. Os elementos traço são Ba, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn e Zr, totalizando 32 elementos.

2.6 TRATAMENTO DOS DADOS QUÍMICOS

A partir dos resultados obtidos com a análise por FRX foi inicialmente calculada a norma CIPW, onde as porcentagens dos óxidos maiores foram recalculadas para a base anidra. Este procedimento consiste na distribuição proporcional da % de *LOI* (*Lost On Ignition*) para cada óxido analisado.

Na sequência, os dados químicos, tanto de FRX quanto de Plasma ICP-MS, foram tratados em programas geoquímicos como Iqpet e GCDkit, onde foram confeccionados diagramas de variação, de razão, de classificação de rochas, multielementares, *spidergrams* e discriminantes.

2.7 ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm/Nd e Rb/Sr

Para os procedimentos analíticos de isótopos de Nd e Sr foram escolhidas 9 amostras, as quais foram limpas e tiveram suas porções alteradas descartadas. Em seguida realizou-se, no LAMIR, a redução granulométrica das rochas em britador de mandíbula e pesaram-se cerca de 100 gramas de material britado, o qual foi enviado para análise ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP).

As etapas seguintes de trabalho, como a pulverização da rocha, os procedimentos analíticos relativos à abertura das amostras, ataque químico, soluções traçadoras utilizadas, rotina de concentração dos elementos Sr, Nd e Sm e

a obtenção dos dados espectrométricos, foram realizadas pela equipe técnica do CPGeo/USP, seguindo os métodos usuais do referido laboratório.

O método geocronológico Sm-Nd utilizado pelo CPGeo/USP está descrito no trabalho de Sato *et al.* (1995). A razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ utilizada é calculada a partir da equação: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = [(\text{Conc. Sm}/\text{Conc. Nd}) \times 0,604491]$. Os erros para a razão isotópica $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e para a idade modelo T_{DM} são calculados a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas nas respectivas equações. As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd^+) são normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo 1981). Valores das idades modelo T_{DM} são calculadas segundo a equação: $T_{\text{DM}} = 1/\lambda^{147}\text{Sm} \times \ln\{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}]/[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] + 1\}$. O parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ corresponde ao valor atual ($t = 0$) e é calculado segundo a equação: $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = \{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}/0,512638] - 1\} \times 10^4$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Hamilton *et al.* 1983). O parâmetro $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ é calculado segundo a equação: $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = \{[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}/0,1967] - 1\}$, onde $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,1967$ (Hamilton *et al.* 1983). A média de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida no padrão JNDi é de $0,512099 \pm 0,000009$ e os brancos analíticos são inferiores a 0,11 ng para Nd e 0,04 ng para Sm.

Para a análise de isótopos de Sr as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são normalizadas para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e o valor médio para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 durante a análise é $0,710242 \pm 0,000052$. Os brancos analíticos são inferiores a 0,43 ng.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no contexto da Plataforma Sul Americana, especificamente na borda sul da Bacia do Amazonas e próximo ao Escudo Guaporé do Cráton Amazonas. Por esse motivo, neste capítulo serão destacadas as características geológicas e geocronológicas do Magmatismo Penatecaua, da Bacia e do Cráton do Amazonas.

3.1.1 O Cráton Amazonas

O Cráton Amazonas, localizado na porção norte da América do Sul, é uma importante unidade geotectônica da Plataforma Sul-Americana. Cobre aproximadamente 4,5 milhões de km² abrangendo parte dos territórios do Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. O cráton é composto pelos escudos Guaporé e das Guianas, separados pelas bacias sedimentares do Amazonas e do Solimões. É limitado ao norte pela margem atlântica, a leste e sul-sudeste pelas faixas orogênicas neoproterozóicas dos cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins e a oeste pela Cadeia Andina (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Desde a década de 1970 muitos pesquisadores vêm buscando compreender a complexa geologia do Cráton Amazonas. Desse modo, ao longo de quatro décadas foram realizados diversos estudos envolvendo técnicas de geologia, geocronologia e geofísica, com o objetivo de coletar informações que possibilitem construir modelos evolutivos para o cráton.

Cordani *et al.* (1979), utilizando como base dados radiométricos, principalmente Rb-Sr, de rochas pré-cambrianas, elaboram uma das primeiras propostas de evolução para o Cráton Amazonas. A proposta sugere uma evolução tectônica relacionada a episódios de acreção crustal envolvendo quatro províncias geocronológico-estruturais, nomeadas Província Amazônia Central (>2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 a 1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,75 a 1,4 Ga) e Província Rondoniana (1,4 a 1,1 Ga). Hasui *et al.* (1984) acrescentam informações geofísicas de gravimetria e magnetometria, que, combinadas aos dados

radiométricos permitem reconhecer doze blocos crustais de idades variando do Arqueano ao Proterozóico.

Teixeira *et al.* (1989) ao trabalhar com idades Rb-Sr, K-Ar, U-Pb e Sm-Nd, dividiram o Cráton Amazonas em cinco províncias geocronológicas, mantendo a designação de Cordani *et al.* (1979) para as quatro primeiras e acrescentando a Província Sunsás. Posteriormente, Tassinari (1996), considerando novas datações Rb-Sr, dividiu o cráton em seis províncias geocronológicas, acrescentando a Província Rondoniana-San Ignácio às cinco províncias de Teixeira *et al.* (1989). Segundo a proposta de Tassinari (1996), a evolução do cráton se deu pela amalgamação de núcleos arqueanos, agregados por sucessivos arcos magmáticos durante o ciclo Transamazônico. A área continental formada foi posteriormente afetada por dois eventos orogenéticos ensiálicos, denominados Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (TASSINARI, 1996).

Atualmente, os modelos de compartimentação tectônica mais discutidos para o Cráton Amazonas referem-se aos trabalhos de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004). Estes autores, utilizando dados novos e também os disponíveis na bibliografia, propõem modelos evolutivos muito semelhantes para o cráton. As principais divergências entre estas duas propostas de compartimentação tectônica referem-se aos limites das províncias geocronológicas e aos intervalos temporais das orogenias (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

O modelo proposto por Santos (2003) divide o cráton em sete províncias geocronológicas (Tabela 3.1 e Figura 3.1). Cada província está fragmentada em domínios tectônicos, individualizados de acordo com critérios como *trends* estruturais, padrões geocronológicos, associações litológicas, assinaturas geofísicas e evolução geológica das rochas (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Os trabalhos de Tassinari e Macambira (1999, 2004) propõem um modelo de compartimentação onde o cráton é dividido em seis províncias geocronológicas (Tabela 3.1 e Figura 3.2), cujos limites estão traçados com base nas idades do embasamento metamórfico e nas características geológicas, incluindo dados geofísicos.

Santos (2003)		Tassinari & Macambira (2004)	
Província	Idade	Província	Idade
Sunsás	1450 - 1000 Ma	Sunsás	1300 - 1000 Ma
Rio Negro	1820 - 1520 Ma	Rondoniana - San Ignacio	1550 - 1300 Ma
Rondônia - Juruena	1850 - 1540 Ma	Rio Negro - Juruena	1800 - 1550 Ma
Amazônia - Central	1900 - 1860 Ma	Ventuari - Tapajós	1950 - 1800 Ma
Tapajós - Parima	2030 - 1860 Ma	Maroni - Itacaiúnas	2200 - 1950 Ma
Transamazonas	2260 - 1990 Ma	Amazônia Central	> 2500 Ma
Carajás	3000 - 2500 Ma		

Tabela 3.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas segundo as propostas de Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004).

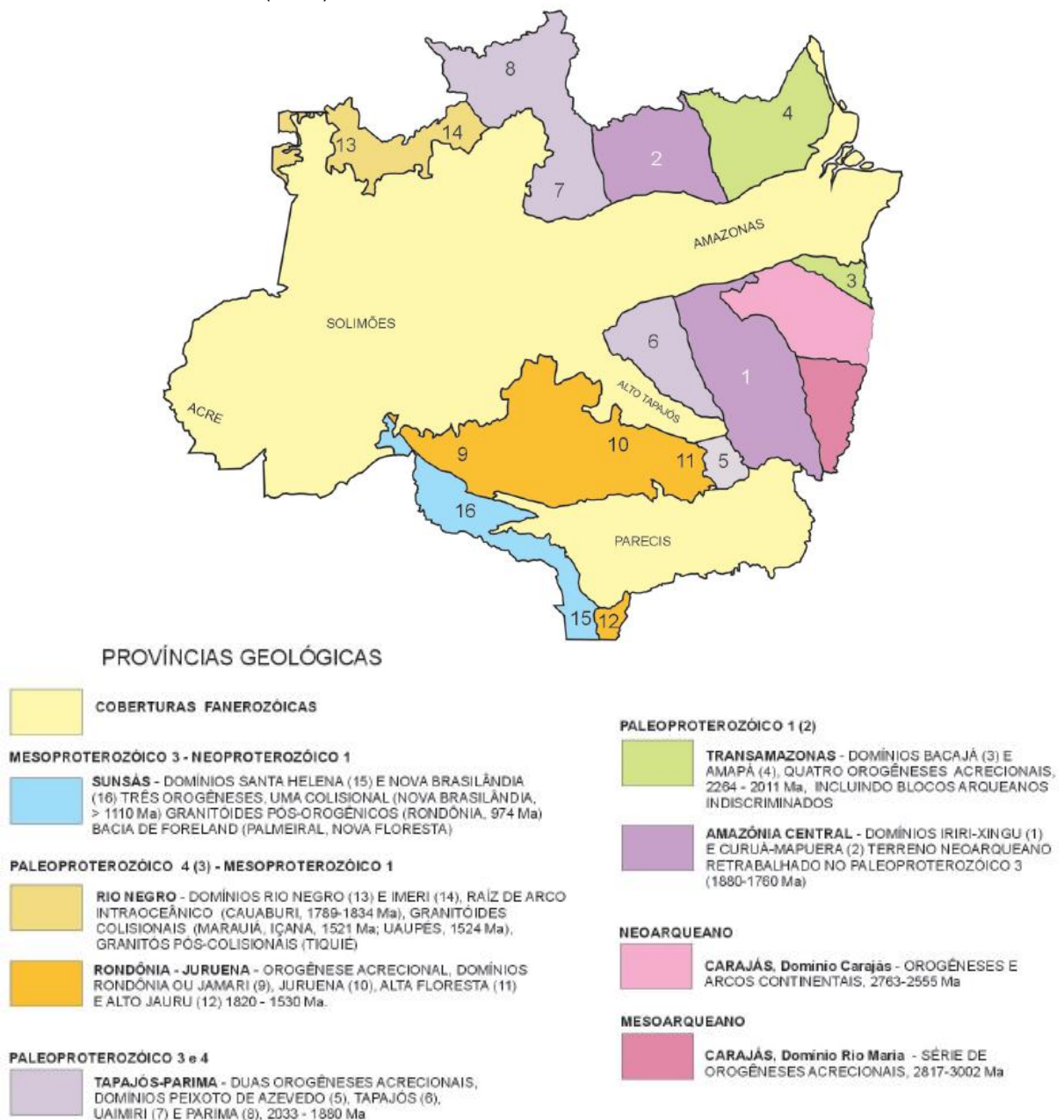
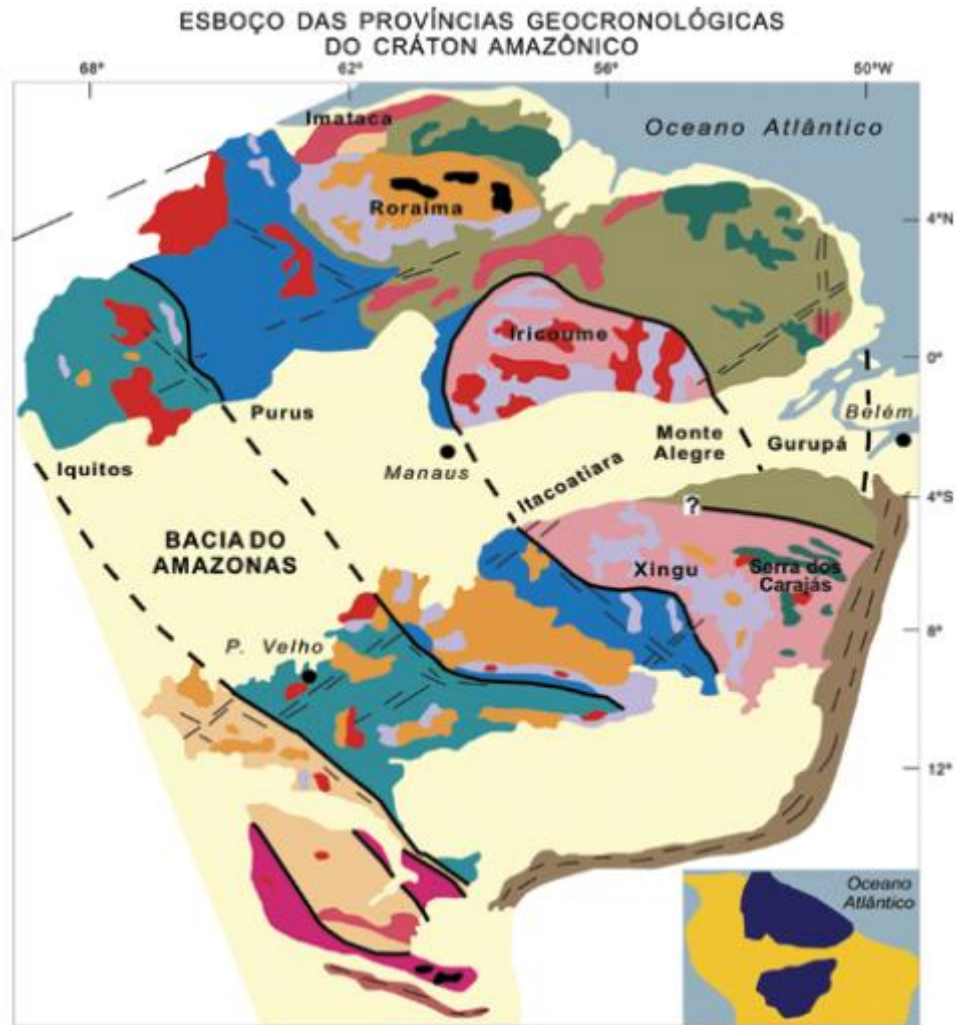


Figura 3.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas segundo Santos (2003).



PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central
> 2,5 Ga
- Maroni - Itacaiúnas
2,2 - 1,9 Ga
- Ventuari - Tapajós
1,9 - 1,8 Ga
- Rio Negro - Juruena
1,8 - 1,55 Ga
- Rondoniana - San Ignácio
1,55 - 1,3 Ga
- Sunsás
1,25 - 1,0 Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Cobertura fanerozóica
- Granitóide
- Cobertura sedimentar pré-cambriana
- Vulcanismo ácido intermediário
- Vulcanismo máfico
- "Greenstone belt"
- Complexo granulítico
- Faixas neoproterozóicas
- Alto estrutural do embasamento

Figura 3.2: Províncias geocronológicas para o Crátón Amazônico segundo Tassinari e Macambira (2004).

Apesar dos inúmeros avanços realizados, desde a década de 1970 até os modelos evolutivos atuais, ainda hoje muitas porções do cráton possuem nível de conhecimento preliminar, dificultando sua compartimentação. Nesse sentido, diversos trabalhos vêm contribuindo para a soma de informações geológicas e geocronológicas, principalmente nas regiões limítrofes de províncias, consideradas áreas-chave para a compreensão da evolução do cráton. Desse modo Faraco *et al.* (2005) realizam mapeamento geológico ao longo da Rodovia Trasmazônica a fim de cartografar a região norte da Província Carajás, com base nos dados de campo, dados aeromagnéticos, aeroradiométricos, petrográficos, geocronológicos e imagens Landsat. Contribuições significativas também são apresentadas nos trabalhos de Barros *et al.* (2007), Vasquez *et al.* (2005 e 2008) e Macambira *et al.* (2009), os quais fornecem novos dados isotópicos pelo método de evaporação de Pb em zircão, principalmente de rochas granitóides na região de Bacajá.

3.1.2 A Bacia do Amazonas

A Bacia Sedimentar do Amazonas, de idade paleozóica, está situada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas ao norte e Guaporé ao sul, sendo limitada a oeste pelo Arco de Purus e a leste pelo Arco de Gurupá. A área aproximada de ocupação da bacia consiste em 500.000 km², distribuídos entre os estados do Pará e Amazonas (CUNHA *et al.*, 1994).

O início da formação da bacia, segundo Caputo (1984) ocorreu por um rifteamento precursor provocado pelo fechamento do paleoceano Goiás, processo do qual resultou o Cinturão Paraguai. A compressão de direção E-W geradora do cinturão teria causado uma distensão N-S no Cráton Amazônico, gerando a Bacia do Amazonas. Seguindo a evolução do *rift* precursor, houve aquecimento térmico produzido em ambiente distensivo, afinamento crustal, vulcanismo seguido por rifteamento, sedimentação e erosão.

Na carta estratigráfica da bacia, proposta por Cunha *et al.* (2007) (Fig. 3.3), a coluna sedimentar é dividida em duas megassequências de primeira ordem, sendo uma paleozóica e outra mesozóica-cenozóica.

A Megassequência Paleozóica é constituída por rochas sedimentares de naturezas diversas e está associada às intrusões de diques e soleiras de diabásio

mesozóicas. Pode ser dividida em quatro sequências de segunda ordem: Sequência Ordovício-Devoniana, Sequência Devono-Tournaisiana, Sequência Neoviseana e Sequência Pensilvaniano-Permiana.

A Sequência Ordovício-Devoniana é representada pelas rochas do Grupo Trombetas que apresenta alternâncias de sedimentos glaciais e marinhos, e marca o início da deposição na sinéclise. No Grupo Trombetas encontram-se as formações Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu.

A Sequência Devono-Tournaisiana é composta pelos grupos Urupadi e Curuá, que representam um ciclo transgressivo-regressivo de deposição na bacia. No Grupo Urupadi estão as formações Maecuru e Ererê, enquanto no grupo Curuá estão as formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná.

A Sequência Neoviseana é representada pelas rochas da Formação Faro, depositadas em ambiente flúvio deltaico e de plataforma rasa.

A Sequência Pensilvaniano-Permiana tem como representante as rochas do Grupo Tapajós, onde encontram-se as formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Devido aos processos distensivos atuantes ocorreu magmatismo básico intrusivo e dentre os mais importantes, incluem-se os diques permo-jurássicos aflorantes em Rosarinho e Pantaleão, na porção ocidental da bacia, e os diabásios juro-triássicos Cassiporé, no Amapá, e Penatecaua na borda da bacia (CUNHA *et al.*, 2007).

A Megassequência Mesozóico-Cenozóica é constituída pelas seqüências Cretácea e Terciária, onde encontram-se as formações Alter do Chão e Solimões do Grupo Javari, depositado em ambiente fluvial lacustre (CUNHA *et al.*, 2007).

O magmatismo Penatecaua, o qual representa “a mais antiga manifestação de magmatismo básico registrado nas bacias intracratônicas brasileiras” (MISUZAKI; THOMAZ FILHO, 2004), presente nas bacias do Amazonas e do Solimões, é correlato ao responsável pela geração das rochas da Formação Mosquito, da Bacia do Parnaíba. Estas manifestações magmáticas são anteriores às manifestações ocorridas durante o cretáceo nas bacias do Paraná, representado pela Província Magmática do Paraná, e do Parnaíba, representado pela Formação Sardinha (MISUZAKI; THOMAZ FILHO, 2004).

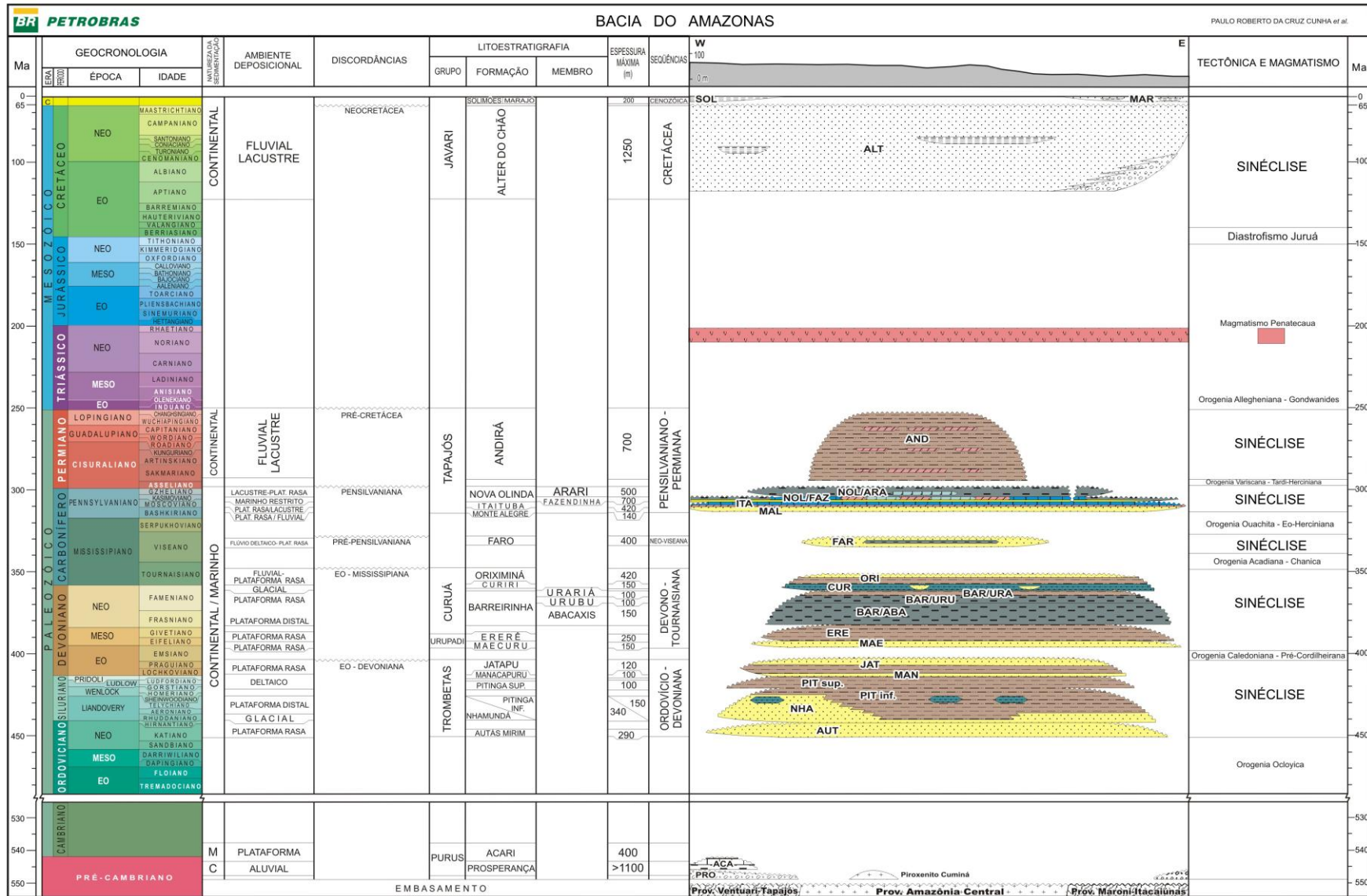


Figura 3.3: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas segundo Cunha et al. (2007).

3.1.3 O Magmatismo Penatecaua

As rochas intrusivas máficas da Bacia do Amazonas foram inicialmente denominadas “Diabásio Penatecaua” por Issler *et al.* (1974), ao descreverem as rochas aflorantes no rio Penatecaua. Segundo Issler *et al.* (1974), na região delimitada pela Folha SA.22 Belém, a distribuição do diabásio é contínua ao longo de uma faixa aproximadamente paralela às rochas paleozóicas da bacia, com cerca de 60 km de extensão e até 13 km de largura. De acordo com as oito amostras de rocha descritas pelos autores, o diabásio apresenta granulação variada, textura subofítica e, às vezes micrográfica, com porcentagem de intercrescimento de quartzo em feldspato alcalino atingindo até 35%. Nesses casos, a rocha pode ser classificada como granodiorítica. A assembleia mineral é composta por plagioclásio, com 40-65%An; piroxênio, possivelmente da série augita-pigeonita, anfibólios, intercrescimentos quartzo-feldspáticos, minerais opacos, apatita, sericita, “saussurita”, biotita e argilominerais. Os minerais hidratados estão relacionados à alteração dos minerais anidros, ocorrendo vários graus de transformação. De acordo com as características macro e microscópicas, a formação das rochas é atribuída a intrusões “hipabissais espessas”, com cristalização lenta, com resíduo final ácido e intensa hidratação dos minerais anidros.

Caputo (1984) descreve o Diabásio Penatecaua como rocha de assinatura toleítica, composta por plagioclásio, piroxênio, ilmenita e magnetita com textura ofítica. Tal rocha ocorre na forma de diques e soleiras de espessura variando de poucos metros até cerca de 200 metros, intrudidas nas rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Amazonas. De acordo com Marzolli *et al.* (1999) a média da soma das espessuras das soleiras é de 500 metros e o volume estimado é de aproximadamente 4×10^5 km³. Os diques apresentam espessura variando de 5 a 25 metros em afloramentos, porém, dados sísmicos já detectaram diques com até 1 km de espessura. Na borda sul da bacia os diques apresentam duas direções preferenciais de alinhamento, uma a N25E e outra a N40E, havendo poucos alinhados a E-W (BISCHOFF, 1963, citado por CAPUTO, 1984). Na borda norte da bacia o *trend* principal ocorre na direção N25-35E, porém diques nas direções N10-30W, N55-65W e N70-85E são observados (BISCHOFF, 1963, citado por CAPUTO, 1984).

De acordo com Wanderley Filho *et al.* (2006), o magmatismo na Bacia do Amazonas é aparentemente controlado por grandes altos estruturais, formados antes das intrusões de rochas básicas. As soleiras são mais espessas próximo ao depocentro da bacia e mais adelgadas próximo aos altos estruturais. Os autores, baseados em trabalhos internos da PETROBRAS, afirmam que os dados de geoquímica de elementos maiores e traço de rochas das bacias do Amazonas e Parnaíba são muito semelhantes, impossibilitando assumir fontes diferentes para o magmatismo das duas bacias. Afirmam também a existência de variações nos teores de Cr e Ni, aumentando de 40 ppm nas soleiras mais rasas para 200 ppm nas soleiras mais profundas.

Issler *et al.* (1974) consideram as rochas intrusivas básicas que compõem o diabásio Penatecaua como derivadas de uma ativação tectônica ou reativação ocorrida no Jurássico-Cretáceo. Thomaz Filho *et al.* (1974) realizam trinta e três datações K/Ar, sendo treze em plagioclásios e vinte em rocha total, com o objetivo de determinar o intervalo de tempo abrangido pelo magmatismo. As amostras foram selecionadas de testemunhos obtidos pela PETROBRAS, coletadas pelo Projeto RADAM e diversos outros coletores, distribuídas pela bacia sedimentar e seu embasamento. Os resultados obtidos permitem a identificação de dois ciclos magmáticos distintos, ambos com cerca de 50 Ma de duração, associados à fragmentação do Pangea.

O primeiro ciclo definido é atribuído ao período entre o fim do Permiano e o Triássico e foi associado pelos autores à abertura do Oceano Atlântico Equatorial. As intrusões desse ciclo ocorrem em geral na porção oriental estudada. As idades mais ativas deste pulso magmático são definidas em 250, 230 e 200 Ma. O segundo ciclo configura a evolução do magmatismo na porção mais ocidental estudada e é atribuído a reflexos do fraturamento, associados à abertura do Oceano Atlântico Sul. As épocas mais ativas deste ciclo possuem idades entre 170 e 140 Ma. Tassinari (1996) em sua tese de livre docência apresenta idades “prévias” K-Ar e Rb-Sr de 148 ± 6 e 181 ± 5 Ma.

Thomaz Filho *et al.* (2000) consideram que o processo de separação entre a América do Sul e a África iniciou no Triássico na margem equatorial brasileira e ocorreu de NW para SE, associado a manifestações magmáticas nas bacias do Amazonas, Acre, Solimões e Parnaíba. Thomaz Filho *et al.* (2008) descrevem que nas bacias do Amazonas e Solimões ocorreram dois picos magmáticos, ao redor de

215 Ma e 180 Ma, relacionados ao início da separação da América do Sul com a África. Nestas bacias o magmatismo ocorreu na forma de diques e derrames de composição toleítica (THOMAZ FILHO *et al.*, 2008). Na sequência da abertura do Oceano Atlântico, desta vez na sua porção sul, ocorre um evento magmático a 130 Ma, representado por intensos derrames basálticos na Bacia do Paraná (THOMAZ FILHO *et al.*, 2008). Os eventos magmáticos que ocorrem nas bacias do Amazonas, Solimões, Parnaíba e Paraná são correlacionados por Misuzaki & Thomaz Filho (2004), conforme pode ser observado nas cartas estratigráficas da figura 3.4. A comparação mostra que o magmatismo Penatecaua, nas bacias do Amazonas e Solimões é correlato ao evento magmático que gerou a Formação Mosquito, da Bacia do Parnaíba, ambos desenvolvidos entre o Triássico e o Jurássico. No Cretáceo ocorreram os eventos responsáveis pelo magmatismo das formações Sardinha e Serra Geral das bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente.

Marzulli *et al.* (1999) propõem a utilização da denominação *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP) para agrupar os basaltos toleíticos que ocorrem em porções da América do Norte, África, Europa e América do Sul, incluindo o magmatismo Penatecaua (Fig 3.2). O modelo proposto, o qual define um único e breve evento magmático para a geração da CAMP, implica na presença de anomalias quentes do manto estendidas sob uma extensa área da crosta. Entretanto, os autores reconhecem a existência de outro modelo para a CAMP, onde a origem do magmatismo estaria vinculada a anomalias termais rasas, refutando a hipótese de pluma do manto.

A relação entre as rochas das diferentes regiões é feita com base em análises geocronológicas, que possibilitam definir um único e breve episódio magmático para a província magmática. Segundo Marzulli *et al.* (1999) datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U/Pb indicam idades entre 191 e 205 Ma, com idade média a $199 \pm 2,4$ Ma e pico principal a 200 ± 4 Ma, em basaltos do oeste da África, sudeste da América do Norte e norte da América do Sul.

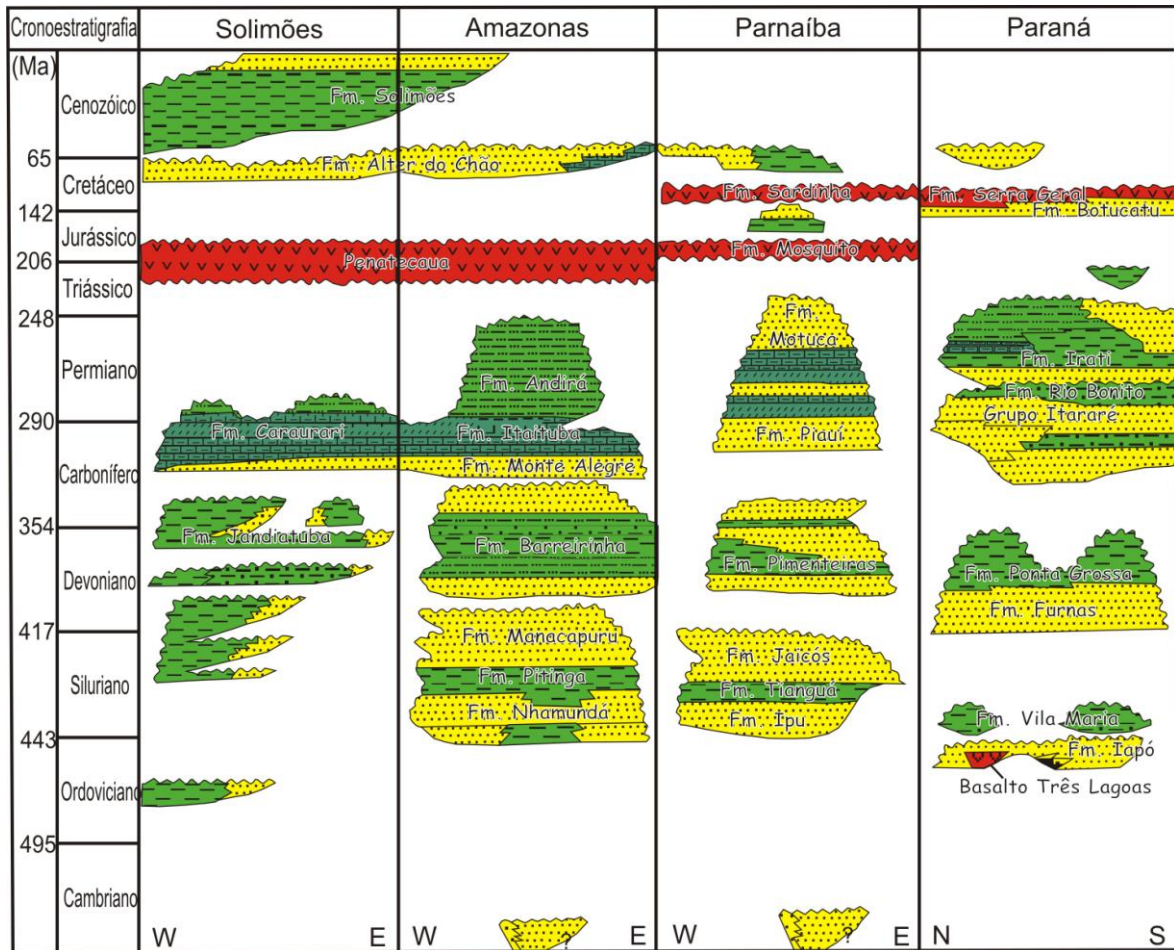


Figura 3.4: Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias intracratônicas brasileiras mostrando a correlação entre os principais eventos magmáticos (MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004).

De acordo com o estudo de Marzoli *et al.* (1999) as composições dos basaltos nas áreas que abrangem a CAMP são similares e apresentam baixa concentração de TiO_2 ($< 2\%$), anomalias negativas de Nb em relação ao manto normalizado, sendo moderadamente a fortemente enriquecidos em elementos Terras Raras (ETR). Alguns poucos toleítos evoluídos, encontrados em localidades isoladas, apresentam variações dos elementos traço e das composições isotópicas. Segundo os autores, estas variações ocorrem devido a fatores como processos de diferenciação em baixa pressão e o possível envolvimento do manto litosférico na petrogênese das rochas, sugerindo importante contribuição heterogênea.

Estudos mais recentes (COLTICE *et al.*, 2007, 2009; SANTOSH *et al.*, 2009) defendem a existência de dois tipos de basaltos continentais: os gerados por plumas do manto e os gerados pelo aquecimento global do manto. De acordo com Coltice *et al.* (2007), a agregação e a separação de supercontinentes podem promover fusão do manto em grande escala, sem necessariamente envolver plumas.

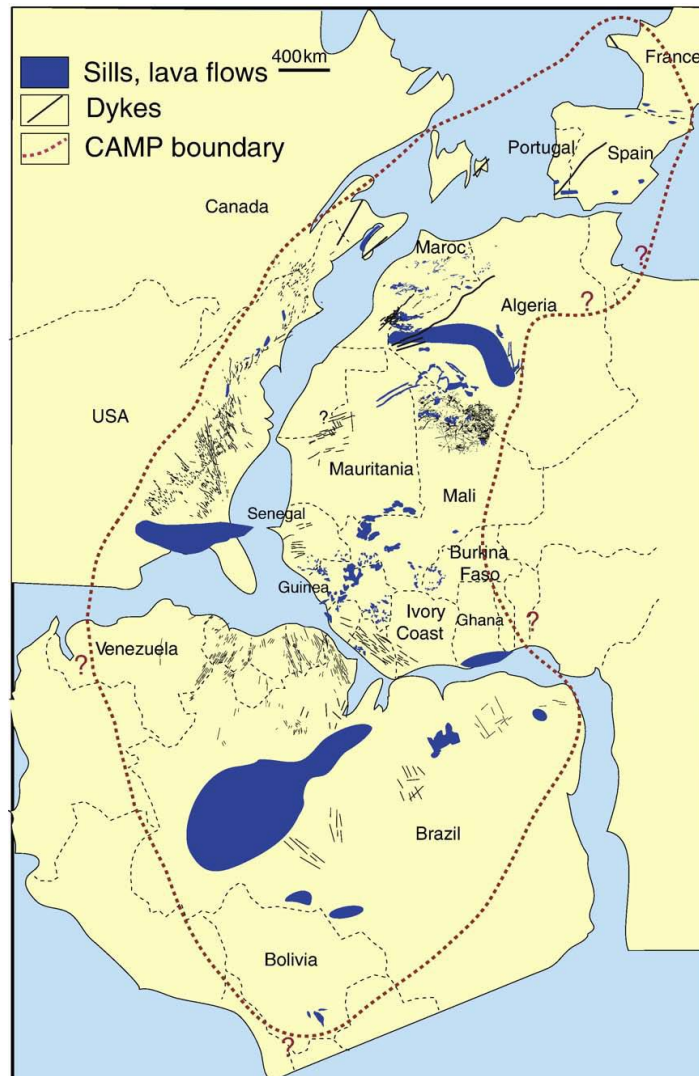


Figura 3.5: Localização e extensão da CAMP há 200 Ma. Notar na porção norte do Brasil, em azul escuro a localização das soleiras das bacias do Amazonas e do Solimões como integrantes da Província Magmática Central do Atlântico (COLTICE *et al.*, 2009).

Coltice *et al.* (2007 e 2009) defendem a não existência de pluma do manto na origem da CAMP e apresentam diversos argumentos que corroboram sua hipótese. Por exemplo, não se observa o “caminho” trilhado pelo suposto *hot spot* no assoalho do Oceano Atlântico; a geometria da CAMP é alongada e não radial como deveria ser caso estivesse associada à pluma; e ainda, as assinaturas geoquímica e isotópica são características do manto raso e não de plumas profundas. O grupo de baixo-TiO₂ é predominante e tem por características anomalias negativas de Nb e Ta, enriquecimento em *LILE* (*Large Ion Lithophile Elements*) em relação aos *HFSE* (*High Field Strength Elements*), e as composições isotópicas de Nd-Sr são diagnósticas de fontes litosféricas enriquecidas por processos de subducção anteriores. A presença de grupo de alto-TiO₂ é quimicamente subordinada,

isotopicamente distinta e indica contribuição de manto astenosférico. Por fim, nenhuma das áreas da CAMP onde há dados isotópicos de Nd-Sr-Pb disponíveis suportam a assinatura HIMU (manto com alta razão U/Pb) das plumas do Atlântico atuais, as quais poderiam ter iniciado o magmatismo da CAMP durante o Triássico.

3.2 CONCEITOS

Devido ao fato de haver divergência entre autores no que diz respeito aos conceitos de alguns termos geológicos, são apresentados neste subcapítulo os principais conceitos utilizados nesta dissertação, de modo a facilitar o entendimento do leitor. São apresentados a nomenclatura utilizada para a classificação petrográfica das rochas e os conceitos das texturas e alterações hidrotermais citadas.

3.2.1 Nomenclatura

Desde a década de 1970 pesquisadores das geociências, principalmente Albert Streckeisen, trabalham no intuito de criar uma classificação única para as rochas ígneas, que venha a homogeneizar as diversas classificações e conceitos existentes. Um dos mais recentes trabalhos a esse respeito é o livro *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (1989), editado por R. W. Le Maitre e reeditado em 2003, que consiste na classificação recomendada por uma subcomissão da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) para a sistematização das rochas ígneas.

Entretanto, às vezes, o uso de alguns termos ou conceitos na descrição e classificação de rochas gera dúvidas. Desse modo, segue uma breve apresentação dos termos utilizados neste trabalho.

Granulação: Refere-se ao tamanho dos cristais e, conseqüentemente, à granulação da rocha. Usa-se nesta dissertação a classificação de MacKenzie *et al.* (1982):

Granulação grossa: cristais > 5 mm

Granulação média: cristais entre 1 - 5 mm

Granulação fina: cristais < 1 mm

Diabásio: De acordo com Le Maitre (2003) diabásio é o “termo utilizado para rochas de granulação média e composição basáltica, o qual tem sido usado de duas formas distintas. Os britânicos utilizam o termo para alteração, enquanto franceses, alemães e americanos utilizam para uma textura ofítica. A definição original incluía uma textura transicional entre os basaltos e as rochas de granulação grossa. Atualmente é considerado como um sinônimo de dolerito e de microgabro”. De acordo com o autor o termo microgabro deve ser preferido em relação aos seus sinônimos diabásio e dolerito. Porém neste trabalho prefere-se utilizar “diabásio” por este ser um termo consagrado na literatura abrangente às rochas máficas da Bacia do Amazonas. As rochas em questão são chamadas de “Diabásio Penatecaua” desde a década de 70, quando Issler *et al.* (1974) assim denominaram as rochas intrusivas da bacia.

Gabro: Segundo Le Maitre (2003) gabro é uma “rocha plutônica de granulação grossa composta essencialmente por plagioclásio cálcico, piroxênio e óxidos de ferro”. Entretanto, apesar de diques e soleiras não serem considerados corpos plutônicos, mas sim intrusivos rasos, nesta dissertação são denominadas como gabros as rochas provenientes de soleiras e cuja granulação é grossa, ou seja, maior do que 5 mm.

3.2.2 Texturas das rochas e forma dos cristais

Hábito euédrico: possui hábito euédrico o mineral que apresenta todas, ou quase todas, as faces externas de um cristal perfeito (WERNICK, 2003).

Hábito subédrico: possui hábito subédrico o mineral que apresenta apenas algumas faces externas correspondentes a um cristal perfeito e as demais faces são compostas por planos irregulares (MACKENZIE, *et al.* (1982); WERNICK, (2003)).

Hábito anédrico: ocorre quando o mineral não apresenta faces externas características; a morfologia do cristal é dada por superfícies irregulares (MACKENZIE *et al.*, (1982); WERNICK, (2003)).

Textura holocristalina: rocha composta 100% por cristais, ou seja, não possui vidro vulcânico (MACKENZIE *et al.*, 1982).

Textura fanerítica: quando todos os cristais dos principais minerais componentes da rocha podem ser distinguidos a olho nu (MACKENZIE *et al.*, 1982).

Textura equigranular: quando todos os cristais possuem aproximadamente o mesmo tamanho (MACKENZIE *et al.*, (1982); WERNICK, (2003)).

Textura inequigranular: presente quando os cristais possuem tamanhos diferentes (MACKENZIE *et al.*, 1982).

Textura porfírica: textura tida como cristais relativamente grandes (fenocristais) visíveis a olho nu (SHELLEY, 1993) envolvidos por matriz de granulação fina (COX *et al.*, (1979); MACKENZIE *et al.*, (1982), CARMICHAEL *et al.*, (1974); SHELLEY, (1993)).

Textura ofítica: de acordo com Wernick (2003), a textura ofítica é formada por grandes cristais de piroxênio que englobam ripas menores de plagioclásio formando uma rede aberta onde a maioria das ripas não se tocam.

Textura subofítica: segundo Williams *et al.* (1982), os cristais de piroxênio envolvem parcialmente os cristais de plagioclásio e são em parte intersticiais a eles.

Textura intergranular: de acordo com Williams *et al.* (1982), os cristais de piroxênio são intersticiais aos cristais de plagioclásio.

Textura gráfica: é formada pelo intercrescimento regular entre dois minerais produzindo formas de aparência cuneiforme, semítica ou rúnica. É comum entre quartzo e feldspato alcalino, mas pode ocorrer também, por exemplo, entre piroxênio e nefelina. Quando o intercrescimento não é visível a olho nu é chamado de micrográfico (MACKENZIE *et al.*, 1982).

Textura mirmequítica: segundo MacKenzie *et al.* (1982) e Wernick (2003), é formada pelo intercrescimento entre cristais de plagioclásio ou feldspato potássico com quartzo. Formam-se vênulas de quartzo em formato de bastões irregulares ou forma vermicular.

3.2.3 Alteração hidrotermal

Devido à expressiva paragênese hidrotermal presente nas rochas estudadas, são apresentados os termos e conceitos sobre alteração hidrotermal utilizados nesta dissertação.

Uralitização: é o processo de transformação do piroxênio em uralita. Segundo Deer *et al.* (2000), uralita é o nome dado a um anfibólio fibroso de cor verde pálido ou verde-azulado claro, comum em rochas básicas e cuja composição é indeterminada. Também pode ocorrer hornblenda secundária derivada da alteração do piroxênio. A origem de ambas, uralita e hornblenda, é atribuída à ação de soluções hidrotermais que podem estar associadas às fases tardias da cristalização da rocha ígnea, ou pode ser um processo posterior à consolidação, sem relação com a atividade ígnea que deu origem à rocha (DEER *et al.*, 2000).

Cloritização: alteração de hornblenda, biotita e outros minerais máficos para formar clorita (SGARBI, 2007).

Saussuritização: segundo Wernick (2003), é a alteração do plagioclásio em quartzo, calcita, epidoto e sericita.

Sericitização: processo hidrotermal ou metamórfico envolvendo a introdução ou substituição por sericita (MCGRAW-HILL, 2003). De acordo com Deer *et al.* (2000) é comum a formação de sericita a partir da alteração hidrotermal de plagioclásio.

4. GEOLOGIA LOCAL

Em Medicilândia, PA, a área de exposição do diabásio Penatecaua abrange mais de 300 km². O relevo da região é pouco acidentado, composto por pequenas elevações com declives suaves, situadas entre as cotas 80 e 260 metros de altitude, onde predomina a presença de blocos e matacões de rocha em meio ao solo. Foram descritos 63 afloramentos conforme pode ser observado no mapa anexo 1.

A melhor exposição do diabásio Penatecaua consiste em uma pedreira (Fig. 4.1 a) localizada no km 85 da Rodovia Transamazônica, a 5 km da cidade de Medicilândia. A pedreira está em funcionamento, porém com atividades reduzidas. A rocha extraída tem como destino a pavimentação da rodovia e das estradas vicinais, por isso a extração ocorre apenas para suprir a necessidade do município. A pedreira possui aproximadamente 20 m de largura, formato alongado e é composta por duas paredes com cerca de 100 m de comprimento e 8 m de altura, as quais estão alinhadas na direção E-W e paralelas à BR-230. Sobre a rocha há um perfil de solo que varia de poucos centímetros a até 4 metros de espessura.

Os demais afloramentos são encontrados nos leitos (Fig. 4.1b) e cortes de estrada (Fig. 4.1c), e na forma de blocos e matacões, assim denominados de acordo com a escala de Wentworth de classificação granulométrica, dispersos nos campos e em meio aos cultivos de cacau (Fig. 4.1d).

Em campo são observadas algumas feições e estruturas comuns às rochas originadas por intrusões básicas. Como exemplo têm-se as disjunções colunares, definidas por planos verticais muitas vezes ondulados (Fig. 4.2a) e que formam prismas cujas bases podem ser quadradas, pentagonais ou hexagonais (Fig. 4.2b). Discordantes aos planos das disjunções, ocorrem planos de fraturas abertas e preenchidas por calcita e quartzo (Fig. 4.2 c).

No diabásio da pedreira observam-se marcas de variação de temperatura que delimitam isotermas, feições que indicam a direção do resfriamento do magma. A atitude das marcas é N210/06 (Fig. 4.2 d), o que indica direção de resfriamento do magma NE/SW e mergulho sub-horizontal para NW.

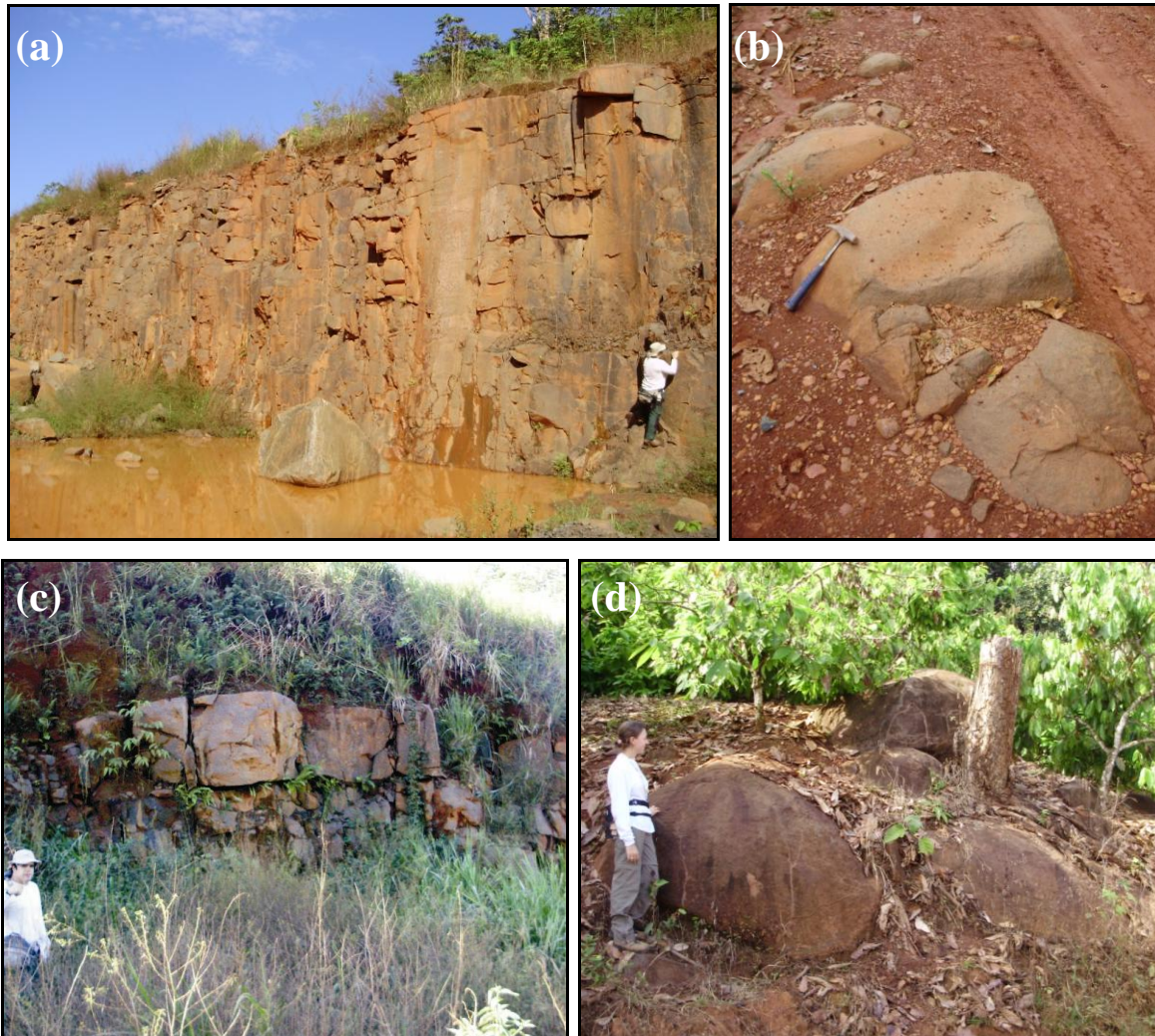


Figura 4.1: (a) Pedreira de diabásio localizada no km 85 da Rodovia Transamazônica (DP-01); (b) afloramento de diabásio no leito de estrada vicinal (DP-12); (c) em corte de estrada (DP-02); (d) e matacões de dimensões métricas em meio a cultivo de cacau (DP-47).

Em geral os blocos e matacões de diabásio possuem formas arredondadas esféricas ou alongadas e apresentam alteração esferoidal característica deste litotipo (Fig. 4.3 a). A capa de alteração é em geral pouco espessa, com no máximo 1 cm de espessura e, abaixo as rochas tem aspecto são. Entretanto, a alteração intempérica é intensa e propícia à formação de grandes espessuras de solo. O solo avermelhado, somado ao clima equatorial úmido da região, permite o extenso cultivo de cacau que consiste, na prática agrícola, de base da economia de Medicilândia. O município é considerado atualmente um importante produtor de cacau do Brasil.

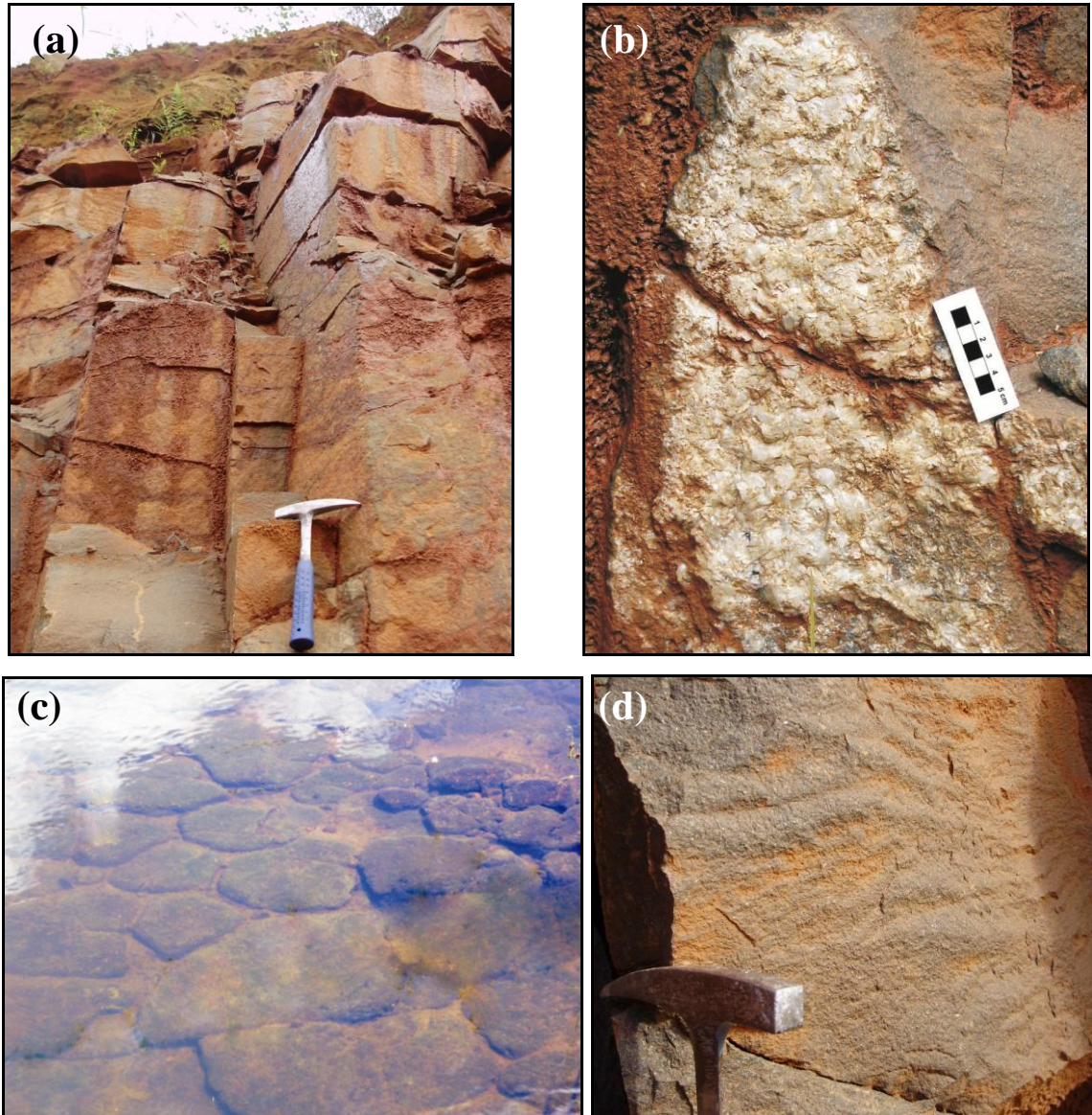


Figura 4.2: (a) disjunções colunares em perfil na pedra do km 85 da BR-230 (DP-01); (b) fratura preenchida por calcita e quartzo (DP-01); (c) disjunções colunares em corte basal, localizadas em drenagem (DP-60); (d) marcas que indicam a variação de temperatura, durante o resfriamento do magma, preservadas no diabásio (DP-01).

Devido ao clima e atuação da pedogênese é comum encontrar indícios de processos de laterização no solo e rochas estudadas. Na capa de alteração de alguns blocos de diabásio observa-se a formação de uma fina crosta ferruginosa (Fig. 4.3b) e concentração deste material em reentrâncias da rocha. Em alguns locais ocorrem nódulos dispersos no solo (Fig. 4.3c) de cor castanho escuro avermelhada, forma arredondada e diâmetro entre 0,5 e 1 cm. Possivelmente, estes nódulos sejam compostos por óxidos e hidróxidos de ferro.

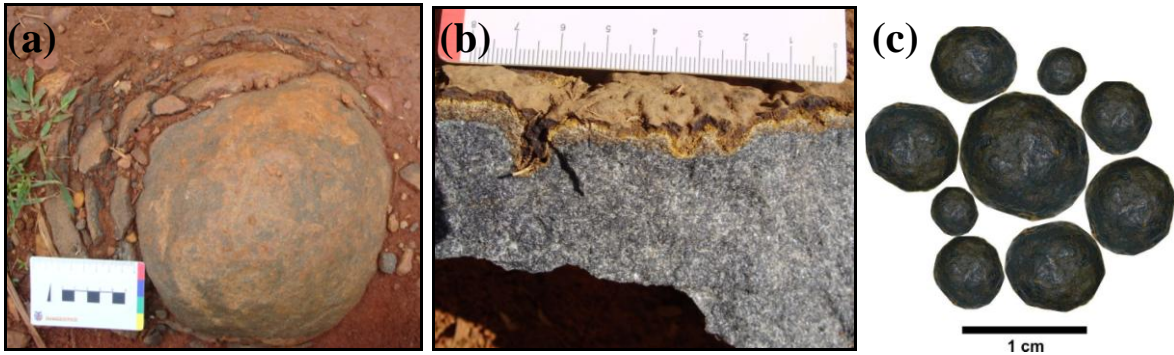


Figura 4.3: (a) Bloco de diabásio com alteração esferoidal típica (DP-12); (b) diabásio apresentando, na capa de alteração, início de processo de laterização (DP-63); (c) nódulos ferruginosos encontrados em meio ao solo (DP-14).

4.1 LITOTIPOS

De acordo com a granulação, as rochas são classificadas como diabásios e gabros, que possuem cores variando de cinza claro a escuro e cinza esverdeado, com índice de cor mesocrático a melanocrático, onde a porcentagem de máficos varia de 40 a 65%. Macroscopicamente os diabásios são rochas faneríticas, holocristalinas, equigranulares, subofíticas a intergranulares. A granulação varia de fina (Fig. 4.4a), onde os cristais tem dimensões inferiores a 1 mm, a média (Fig. 4.4b) onde os cristais tem dimensões entre 2 e 5 mm.

Os gabros são rochas faneríticas, holocristalinas, subofíticas e possuem granulação grossa (> 5 mm). Podem apresentar textura inequigranular grossa (Fig. 4.4c) ou inequigranular porfirítica, com a presença de megacristais de piroxênio prismático de até 4,5 cm (Fig. 4.4d). Os diabásios predominam em área aflorante em relação aos gabros, os quais estão restritos aos afloramentos DP-02 e DP-43.

A assembleia mineral de ambas as rochas é composta por piroxênio, plagioclásio, minerais opacos e sulfetos subordinados. O piroxênio perfaz entre 35 – 60% da moda das rochas e ocorre com hábito euédrico a subédrico prismático. O plagioclásio possui hábito euédrico a subédrico ripiforme e compõe entre 35 – 60% da moda. Os minerais opacos apresentam magnetismo fraco a moderado e são possivelmente magnetita, que representa entre 5 - 15% da composição modal das rochas. De modo subordinado observam-se sulfetos.

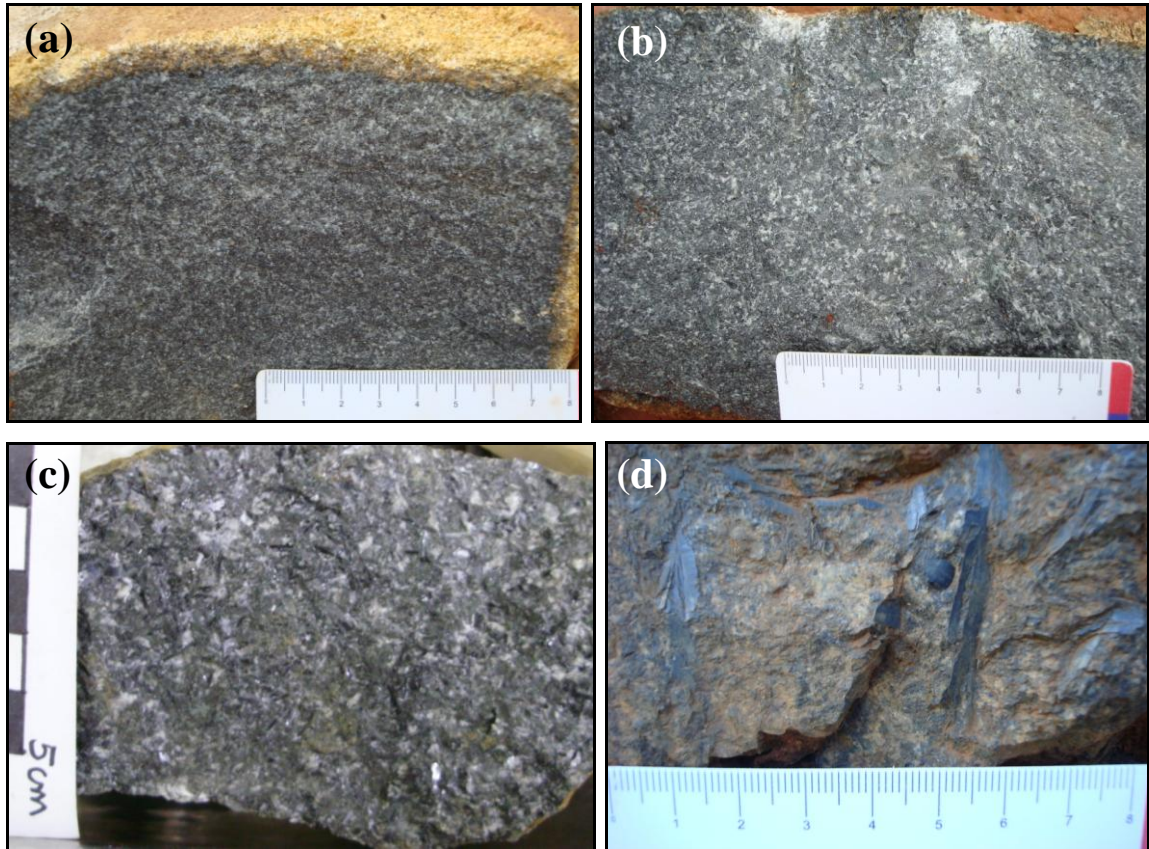


Figura 4.4: (a) Diabásio equigranular fino (DP-56); (b) diabásio equigranular médio (DP-10) (c) gabro ineigranular grosso (DP-02) (d) gabro ineigranular porfíritico, com fenocristais de piroxênio de até 4,5 cm (DP-02).

5. PETROGRAFIA

O estudo petrográfico de 55 lâminas delgadas de amostras provenientes da área de estudo permite, assim como a classificação feita em campo, separar as rochas em dois grupos: diabásios e gabros. O critério de separação utilizado é a granulação das rochas, visto que a composição mineral de ambos os grupos é muito semelhante.

5.1 DIABÁSIOS

Dentre as rochas estudadas os diabásios são as mais abundantes. São rochas de estrutura maciça, com granulação que varia de fina (< 1 mm) (Fig. 5.1 e 5.2) à média (1 - 5 mm) (Fig. 5.3). Possuem textura equigranular fina, equigranular média, ou inequigranular glomeroporfírica fina à média. Neste último caso a matriz da rocha é fina, mas há agregados de microfenocristais de piroxênio e plagioclásio de granulação média. Os diabásios são holocristalinos e, considerando a relação entre os cristais de piroxênio e plagioclásio, a textura pode ser subofítica ou intergranular. É comum a presença de intercrescimento micrográfico e raro intercrescimento mirmequítico.

A assembleia mineral primária é composta por traços de minerais opacos e apatita, como acessórios, 40-55% de clinopiroxênio (augita) e 40-55% de plagioclásio (andesina ou labradorita), como minerais essenciais, além de traços de quartzo intersticial.



Figura 5.1: Fotomicrografia de diabásio equigranular fino subofítico (NX). Legenda: px=piroxênio, pl=plagioclásio.

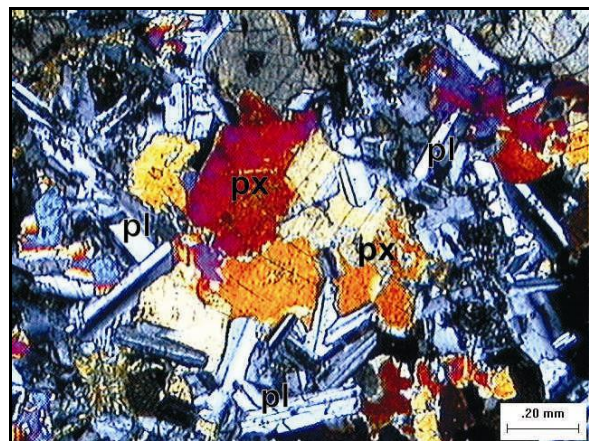


Figura 5.2: Fotomicrografia de diabásio inequigranular glomeroporfírico fino a médio (NX). Legenda: px=piroxênio, pl=plagioclásio.

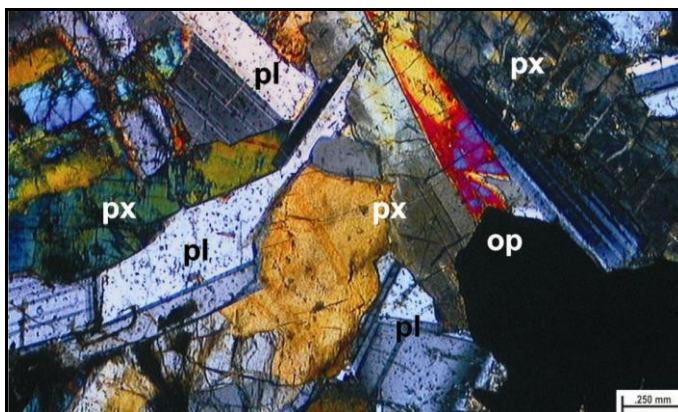


Figura 5.3: Fotomicrografia de diabásio equigranular médio (NX). Legenda: px= piroxênio, pl = plagioclásio, op= opaco.

Os diabásios estão hidrotermalmente alterados, em intensidades que variam de fraca à intensa. A paragênese de alteração hidrotermal é composta por até 10% de minerais opacos, até 5% de quartzo e traços de clorita, sericita, anfibólio (uralita e hornblenda), biotita e epidoto.

Em duas amostras de diabásio verifica-se a presença de veios que cortam as rochas. Os veios têm entre 0,5 - 0,6 cm de espessura, possuem contato retilíneo com a rocha (veio 1, Fig. 5.4) ou curvilíneo (veio 2, Fig. 5.5) e apresentam composições minerais diferentes, como pode ser observado nas descrições a seguir:

Veio (1): descrito na amostra DP-01/02, relativa ao afloramento DP-01, apresenta como paragênese: quartzo+carbonato+clorita+epidoto (Fig. 5.6). O quartzo, que perfaz cerca de 45% da moda do veio, é subédrico a euédrico fino e possui extinção ondulante. Ocorre principalmente nas bordas externas do veio e, em menor porcentagem, no centro deste. Há 35% de carbonato subédrico de granulação média (1 a 2 mm) e que ocupa a porção central do veio. A clorita (15% da moda) ocorre na forma de agregados fibrorradiados, distribuídos ao longo do veio. O epidoto ocorre de forma subordinada e apresenta-se de duas formas, totalizando 5% da moda. É euédrico prismático fino próximo aos cristais de carbonato e subédrico muito fino, associado à clorita. Dentro do veio principal há um veio secundário, com espessura < 1 mm e que está preenchido por carbonato de granulação muito fina.

Veio (2): encontrado na amostra DP-05/13, relativa ao afloramento DP-05, apresenta como paragênese: feldspato alcalino+quartzo+clorita+opacos+biotita (Fig. 5.7). O feldspato alcalino perfaz 40% da moda do veio, é subédrico fino e está intensamente alterado, apresentando aspecto turvo. Além do feldspato alcalino, há

30% de quartzo euédrico hexagonal a subédrico fino, disseminado. A biotita (5%) é subédrica fina e está associada à clorita (15%), a qual ocorre como agregados fibrorradiados; os minerais opacos (15%) são anédricos finos.

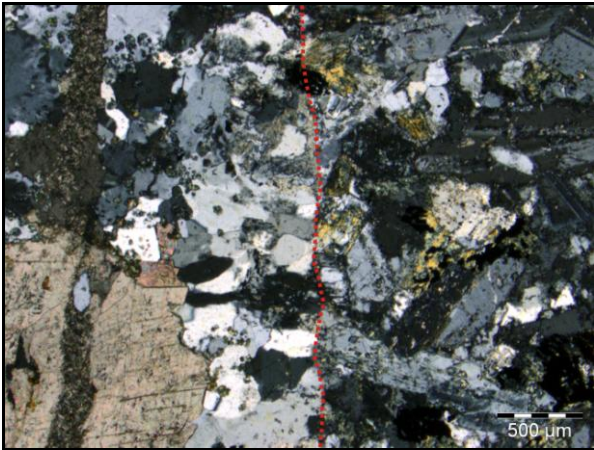


Figura 5.4: Fotomicrografia do contato entre o veio da amostra DP-01/02 com o diabásio (NX).

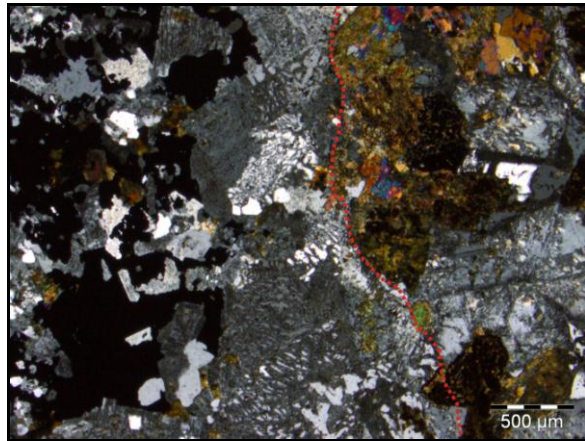


Figura 5.5: Fotomicrografia do contato do veio da amostra DP-05/13 com o diabásio (NX).

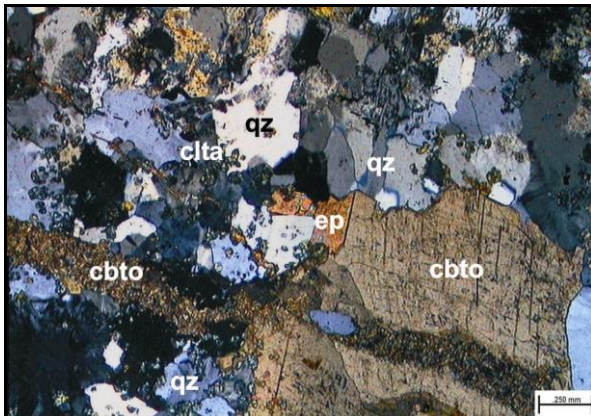


Figura 5.6: Fotomicrografia do veio da amostra DP-01/02. Legenda: qz = quartzo, clta = clorita, ep = epidoto, cbto = carbonato (NX).

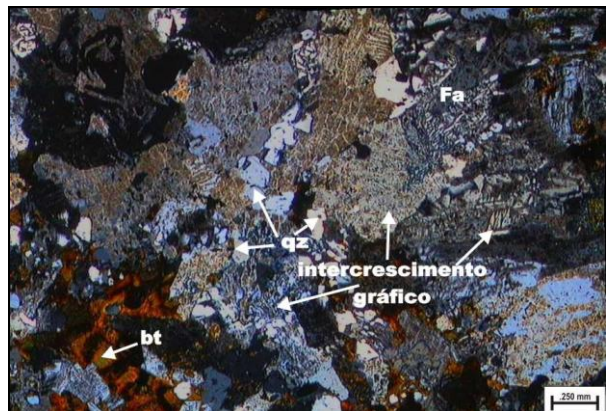


Figura 5.7: Fotomicrografia do veio da amostra DP-05/13. Legenda: qz = quartzo, bt = biotita, fa =feldspato alcalino, intercrescimento gráfico (NX).

5.2 GABROS

São rochas pouco abundantes em relação aos diabásios, encontradas em apenas 2 afloramentos, mas que se destacam por apresentar cristais de granulação predominantemente grossa (> 5 mm) (Fig. 5.8) e raros macrofenocristais de piroxênio de até 4,5 cm de comprimento. São maciços, apresentam intercrescimento micrográfico e a textura pode ser inequigranular ou inequigranular porfirítica e subofítica.

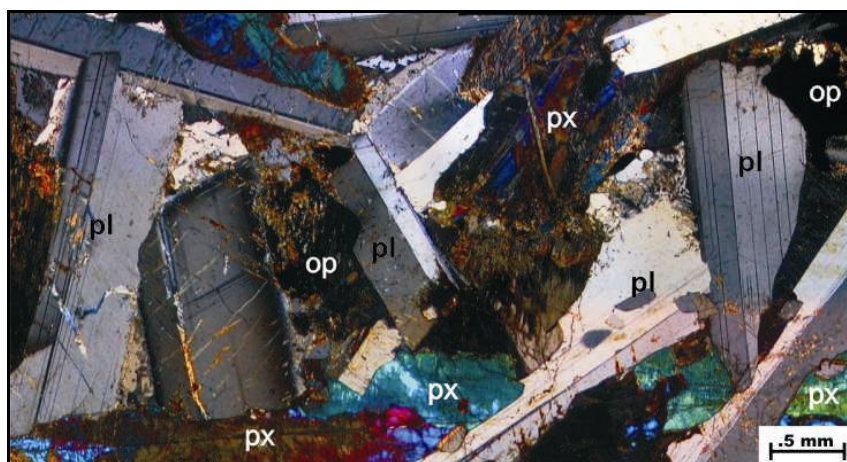


Figura 5.8: Fotomicrografia de gabro com textura inequigranular subofítica (NX). Legenda: px= piroxênio, pl = plagioclásio, op= opaco.

A assembleia mineral primária é composta por 45-50% de clinopiroxênio (augita), 45-50% de plagioclásio (andesina/labradorita), traços de minerais opacos, quartzo e apatita. A assembleia hidrotermal é constituída por até 5% de quartzo, até 5% de minerais opacos e traços de clorita, biotita, sericita, anfibólio (uralita e hornblenda).

5.3 ASSEMBLEIA MINERAL PRIMÁRIA DOS DIABÁSIOS E GABROS

Ao microscópio o clinopiroxênio apresenta cor marrom pálido, relevo alto é classificado como augita, que perfaz entre 40 - 55% da composição modal das rochas. Possui, em geral, hábito euédrico a subédrico prismático, porém os cristais de menor granulação podem ser anédricos granulares. Alguns possuem as bordas corroídas (Fig. 5.9a) e outros apresentam zonamento composicional definido zonas

com birrefringências distintas (Fig. 5.9b). O clinopiroxênio está frequentemente alterado, sendo rara a presença de cristais límpidos. As alterações principais são a cloritização, a uralitização e o sobrecrescimento de opacos anédricos (secundários) sobre a augita, muitas vezes ocupando toda a superfície do mineral original. Subordinadamente ocorre anfibólio como produto de alteração, possivelmente hornblenda, e mica de cor castanha, provavelmente biotita, desenvolvida nas bordas da augita.

Os plagioclásios são classificados como andesina e labradorita (An= 40-55%) e perfazem entre 40 – 55% da composição modal das rochas. São euédricos a subédricos ripiformes, estão pouco a intensamente sericitizados e, às vezes, saussuritizados. De modo subordinado ocorrem cristais de plagioclásio com franja de albita, com as bordas corroídas (Fig. 5.9c), intercrescimento mirmequítico e com zonamento composicional, que pode ser contínuo ou descontínuo (Fig. 5.9d).

Os minerais opacos de origem primária (Fig. 5.9e) são pouco frequentes, ocorrem como traços e são, provavelmente, cristais de magnetita. São euédricos, em seções quadradas e triangulares e possuem granulação fina à média. Estão geralmente inclusos nos cristais de clinopiroxênio e plagioclásio.

A apatita é comum a todas as rochas e ocorre como traço, na forma de cristais euédricos hexagonais ou prismáticos de granulação fina, inclusos nos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio.

O quartzo de origem primária compõe a matriz da rocha e é pouco frequente nos diabásios e gabros. Quando ocorre, encontra-se em cristais subédricos a anédricos finos, intersticiais à rocha. Entretanto o quartzo é comum em quase todas as amostras na forma de intercrescimento micrográfico em feldspato alcalino (Fig. 5.9f). O feldspato alcalino ocorre exclusivamente como componente do intercrescimento gráfico e não teve seu tipo determinado por petrografia.

5.4 PARAGÊNESE DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A alteração hidrotermal, originada pelos fluidos finais do magmatismo, ocorre em todas as rochas máficas descritas. Entretanto, em algumas amostras a alteração é mais intensa do que em outras. As rochas menos alteradas apresentam a seguinte paragênese secundária: minerais opacos+sericita+clorita. Nas amostras onde o

processo hidrotermal foi mais intenso a paragênese é formada por minerais opacos+sericita+clorita+uralita+hornblenda±biotita±quartzo±epidoto (Fig. 5.10).

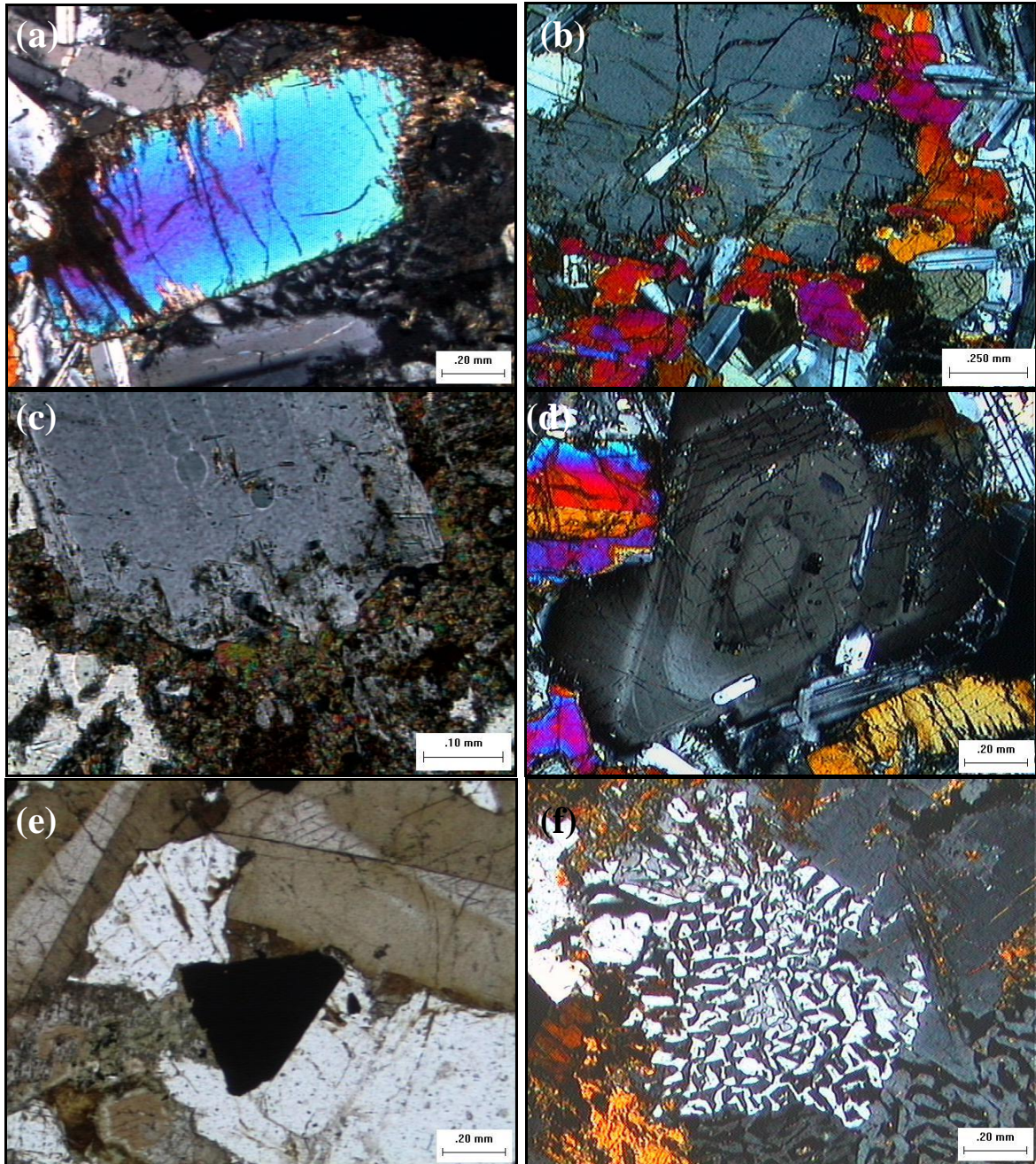


Figura 5.9: Fotomicrografias (a) cristal de augita com as bordas corroídas e início da cloritização avançando das bordas para o centro do cristal (diabásio, DP-29) (NX); (b) microfenocristal de clinopiroxênio com zonamento composicional, onde as bordas apresentam birrefringência mais elevada do que o centro do mineral (diabásio, DP-58) (NX); (c) cristal de plagioclásio com as bordas corroídas envolvido por matriz cloritizada (diabásio, DP-37) (NX); (d) cristal de plagioclásio com zonamento composicional descontínuo e inclusões de minerais opacos (diabásio, DP-58) (NX); (e) mineral opaco de origem primária, pode ser magnetita ou sulfeto (diabásio, DP-31) (N//); (f) intercrescimento micrográfico de quartzo em feldspato alcalino (diabásio, DP-59) (N//).

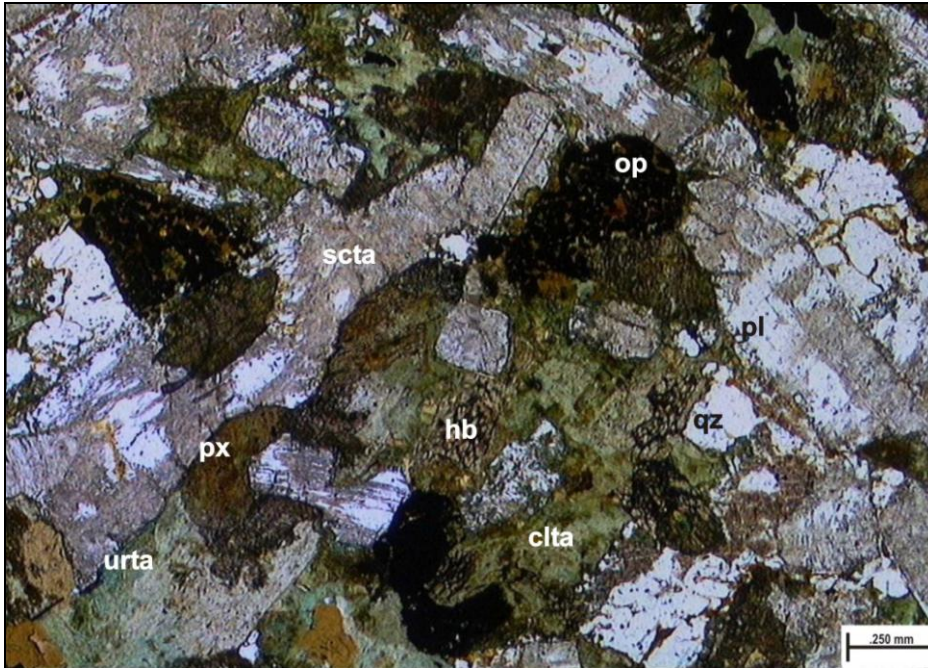


Figura 5.10: Fotomicrografia de diabásio equigranular fino intensamente alterado, mostrando a paragênese de alteração hidrotermal. Legenda: scta = sericita, px = piroxênio, urta = uralita, clta = clorita, qz = quartzo, hb = hornblenda e pl = plagioclásio. (N//).

Os minerais opacos compõem a fase mineral mais frequente da paragênese hidrotermal. Ocorrem em todos os diabásios e gabros em porcentagens que variam de traço a até 10%, onde as porcentagens modais mais elevadas estão nas rochas intensamente alteradas. Ocorrem de duas formas distintas: com hábito anédrico, formato arredondado e granulação fina, e hábito esqueletal com granulação média. No primeiro caso, os minerais opacos estão sobrecrecidos no clinopiroxênio (Fig. 5.11a) e muitas vezes formam pseudomorfos deste mineral. Quando apresenta hábito esqueletal estes minerais são intersticiais à rocha (Fig. 5.11b).

A clorita ocorre com granulação fina e hábito acicular ou fibroso. Desenvolve-se nas bordas dos cristais de augita ou, quando a cloritização da rocha é intensa, ocupa toda a superfície do clinopiroxênio. Nas rochas intensamente alteradas é comum também a presença de clorita em agregados fibrorradiados (Fig. 5.11c).

A hornblenda possui hábito subédrico e granulação fina à média, desenvolvida principalmente nas bordas do clinopiroxênio (Fig. 5.11c). Porém também é encontrada no núcleo deste mineral. Associa-se aos demais minerais de alteração derivados do clinopiroxênio como a clorita, a uralita, a biotita e os minerais opacos.

A uralita possui hábito anédrico fibroso e granulação fina à média. Ocorre nas bordas dos cristais de augita, porém pode ocorrer substituindo totalmente o cristal de clinopiroxênio (Fig. 5.11d).

A sericita possui hábito acicular e granulação fina. Ocorre preenchendo fraturas, ao longo dos planos de clivagem do plagioclásio e, nas amostras intensamente alteradas, substitui toda a superfície do plagioclásio (Fig. 5.11d).

O quartzo hidrotermal ocorre na forma de cristais anédricos de granulação fina à média. É raro encontrá-lo nas rochas pouco alteradas, porém é frequente nas rochas onde a alteração é intensa. Nestas rochas ocorre principalmente nas porções de menor granulação, ocupando os espaços entre os cristais de clinopiroxênio e plagioclásio (Fig. 5.11d).

A biotita, assim como a uralita, ocorre nas bordas do clinopiroxênio, com hábito subédrico e granulação fina à média. Entretanto, nas rochas intensamente alteradas é comum a presença de agregados de biotita euédrica de granulação fina (Fig. 5.11e e f).

O epidoto ocorre como cristais anédricos, de granulação fina, associado à sericita como produto da saussuritização do plagioclásio.

5.5 FASES DE CRISTALIZAÇÃO

A análise petrográfica permite identificar dois estágios de geração de minerais nos diabásios e gabros.

No primeiro estágio, chamado magmático, são identificadas quatro fases de cristalização. Durante a primeira fase cristalizaram os acessórios apatita e minerais opacos (primários) e na segunda fase tiveram origem os fenocristais de piroxênio. Na terceira fase formaram-se o piroxênio e o plagioclásio da matriz, os quais ocuparam o mesmo intervalo de cristalização, definido pela presença simultânea das texturas subofítica e intergranular. Na quarta fase formou-se o quartzo intersticial, ocupando os espaços entre os cristais de piroxênio e plagioclásio.

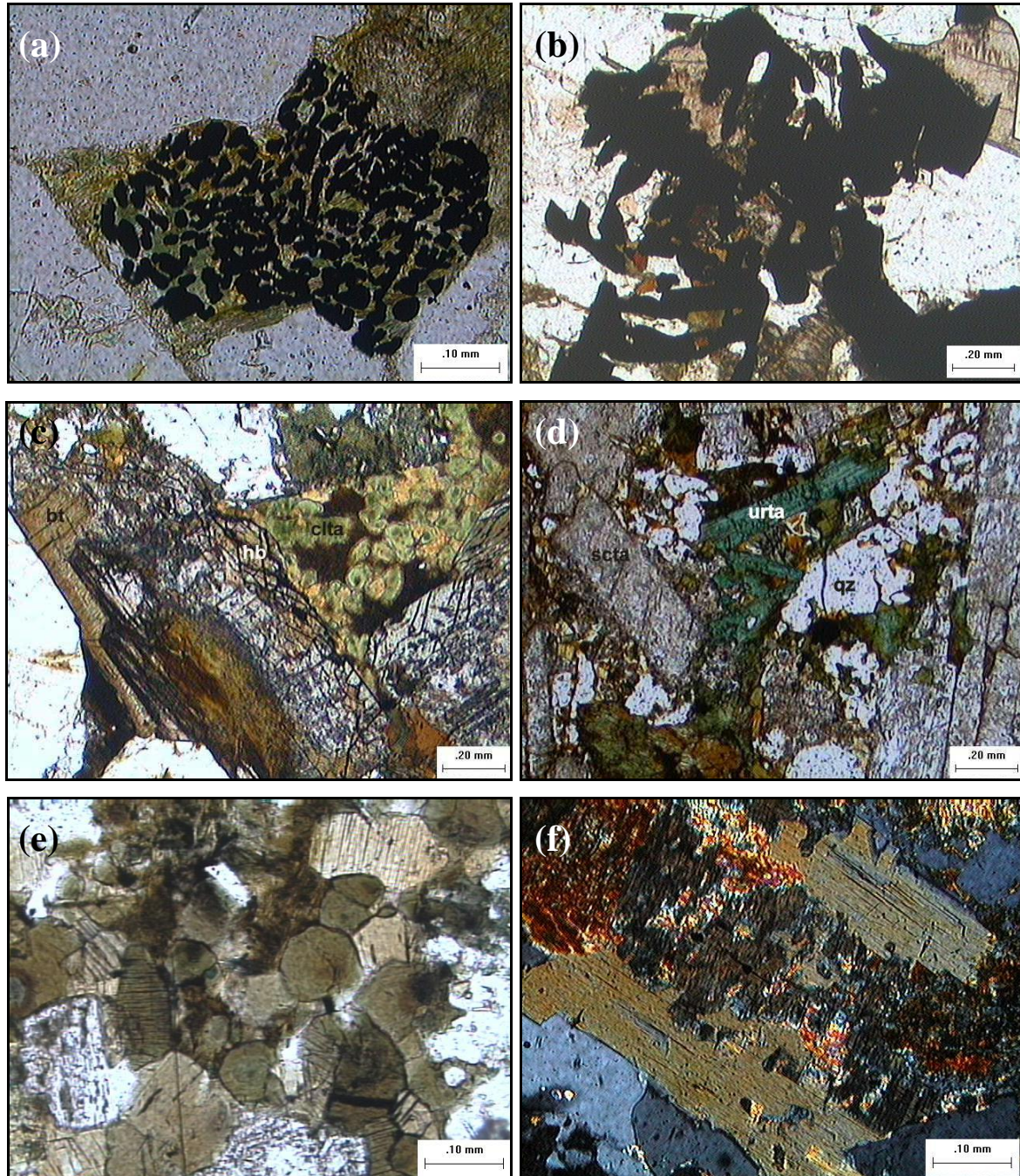


Figura 5.11: Fotomicrografias (a) minerais opacos anédricos sobrecrecidos em clinopiroxênio (diabásio, DP-01) (N//). Notar que os opacos estão desenvolvidos respeitando os limites do cristal de clinopiroxênio; (b) mineral opaco com hábito esquelético sobrecrecido em clinopiroxênio (diabásio, DP-59) (N//); (c) cristal de clinopiroxênio alterado na borda esquerda para biotita e na borda direita para anfibólio (gabro, DP-43) (N//). Notar a presença de clorita em agregados fibrorradiados na porção superior direita da foto; (d) no centro da imagem, de cor esverdeada, presença de uralita proveniente da alteração de clinopiroxênio, substituindo totalmente o mineral. Ao redor quartzo anédrico de origem hidrotermal e cristais de plagioclásio intensamente sericitizados (diabásio, DP-31) (N//); (e) cristais de biotita euédrica em meio a quartzo (gabro, DP-02) (N//); e (f) clinopiroxênio cloritizado no centro e alterado nas bordas para biotita (diabásio, DP-41) (NX).

O segundo estágio de geração mineral é o estágio hidrotermal, definido pela alteração dos minerais primários pelos fluidos finais do magmatismo. Neste estágio ocorreram a sericitização e a saussuritização do plagioclásio, a cloritização, uralitização e o sobrecrescimento de minerais opacos no clinopiroxênio. Subordinadamente, o hidrotermalismo tardi-magmático propiciou o desenvolvimento de biotita e anfibólio a partir do clinopiroxênio, e quartzo, formado possivelmente devido ao excesso de sílica resultante das reações de alteração. O registro do estágio hidrotermal apresenta maior intensidade em algumas rochas e menor intensidade em outras. No primeiro caso a atuação do hidrotermalismo foi intensa o suficiente para substituir totalmente os minerais primários pelos minerais de alteração, gerando pseudomorfos.

A presença de cristais de clinopiroxênio e plagioclásio com as bordas corroídas indicam reações de corrosão magmática possivelmente causada por instabilidade das fases minerais com o líquido residual, diante as variações de pressão e temperatura no processo magmático. A existência de quartzo modal primário seja intersticial ou formador do intercrescimento micrográfico, indica a supersaturação das rochas em SiO_2 .

6. GEOQUÍMICA

6.1 ÓXIDOS MAIORES

Os elementos maiores analisados por fluorescência de raios X para 45 amostras são: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO e P_2O_5 . O valor de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ foi transformado em $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, aplicando-se a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0,2$ de acordo com Middlemost (1989). A tabela 1 (ver apêndice 2) discrimina os dados dos óxidos em porcentagem peso e os valores da norma CIPW, ambos recalculados para a base anidra. A tabela fornece também o ID (índice de diferenciação) de Thorton e Tuttle (1960), os valores de mg^* ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) e LOI (*Lost On Ignition*).

Todas as rochas são supersaturadas em SiO_2 com quartzo normativo variando de 1,41 a 9,22% e uma rocha com 16,52%. Os demais minerais normativos são plagioclásio (entre 38,77 – 54,79%), ortoclásio (entre 2,95 – 11,52%), diopsídio (entre 12,91 – 23,20%), hiperstênio (entre 15,11 – 23,38%), ilmenita (entre 1,77 – 5,49%), magnetita (entre 3,12 – 5,71%) e apatita (entre 0,19 e 0,90%).

6.1.1 Diagramas de variação

Os valores de mg^* ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$) *versus* o conteúdo de FeO permitem a individualização de 4 grupos distintos de rochas para a soleira de Medicilândia, conforme pode ser observado no diagrama da figura 6.1. A análise detalhada dos diagramas de variação (Fig. 6.2) confirma a separação das rochas em 4 grupos, conforme descrição a seguir.

O primeiro grupo é composto por rochas mais primitivas, cujos valores de mg^* variam de 0,544 – 0,520, ID entre 49,35 – 50,70, e sua individualização é evidente em todos os diagramas. Estas rochas apresentam baixos teores de SiO_2 (51,4 – 51,7%) e os menores teores em TiO_2 (0,93 – 1,01%), FeO (7,72 – 8,0%), Fe_2O_3 (2,15 – 2,2%), Na_2O (1,77 – 1,93%), K_2O (0,38 – 0,5%), e P_2O_5 (0,08 – 0,1%). Em contrapartida, são as rochas mais ricas em MgO (8,59 – 9,22%) e CaO (11,54 –

11,87%). Em relação à alumina, estas rochas pertencem ao grupo cujos teores de Al_2O_3 estão acima de 14%, porém há pouca variação deste óxido (14,17 – 14,64%).

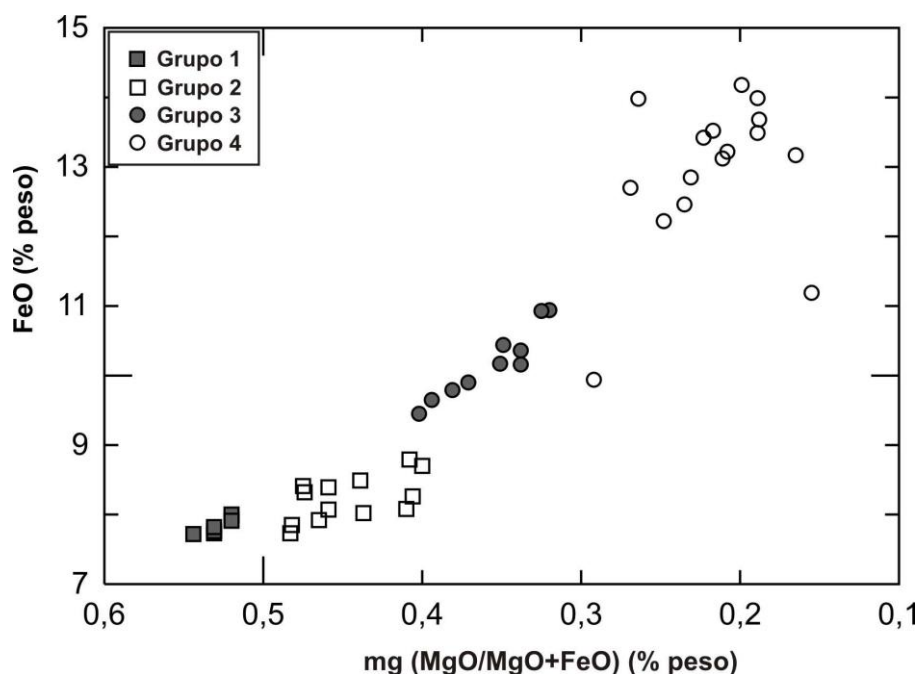


Figura 6.1: O diagrama mg^*xFeO define a individualização de 4 grupos de rochas para a soleira de Medicilândia.

O segundo grupo é caracterizado por apresentar mg^* entre 0,483 – 0,400 e ID entre 53,78 – 61,04, e composições intermediárias de MgO (5,82 – 7,23%) relativas às rochas primitivas e as evoluídas (grupos 1 e 4, respectivamente). Sua individualização é evidente no diagrama mg^*xFeO e nos diagramas de variação em relação ao TiO_2 , FeO, Fe_2O_3 , MnO e principalmente em relação ao Al_2O_3 . Este grupo, assim como o primeiro, possui teor de alumina superior a 14%, porém com porcentagem mais elevada, atingindo 16,82%. Os demais óxidos não permitem a distinção deste grupo, o qual se confunde com rochas do grupo 3.

No terceiro grupo o mg^* varia de 0,402 – 0,320, com ID entre 54,41 – 57,09 e MgO com teores intermediários (5,16 – 6,36%) relativos às rochas primitivas e às evoluídas. O teor de alumina na maior parte destas rochas está entre 13 – 14%. A distinção deste grupo é visível no diagrama mg^*xFeO e nos diagramas de variação em relação ao TiO_2 , FeO, Fe_2O_3 , MnO e Al_2O_3 . Nos demais diagramas as rochas do grupo 3 se confundem com as do grupo 2.

O quarto grupo geoquímico é composto pelas rochas mais evoluídas analisadas, nas quais o mg^* varia de 0,292 – 0,155 e o ID de 48,65 – 66,81.

Apresentam os mais elevados teores de TiO_2 (1,6 – 2,89%), onde a maior parte das rochas possuem $\text{TiO}_2 > 2\%$, FeO (9,94 – 14,18%), Fe_2O_3 (2,76 – 3,89%), Na_2O (2,20 – 3,14%), K_2O (0,58 – 1,95%) e P_2O_5 (0,15 – 0,39%). Em contrapartida, possuem os menores teores de MgO (2,06 – 5,04%), CaO (5,54 – 10,12%) e Al_2O_3 (12,10 – 12,73%, com exceção de uma amostra cujo teor de alumina chega a 16,66%).

Para a confecção dos diagramas de variação utiliza-se o MgO como índice fracionante. Este índice é amplamente utilizado nas bibliografias de geoquímica de rochas básicas como ocorre, por exemplo, no trabalho de Piccirillo & Melfi (1988) para a Província Magmática do Paraná.

Nas rochas da soleira de Medicilândia o MgO ocorre em teores variando de 2,06 – 9,22%, enquanto o teor de SiO_2 apresenta pequena variação, 49,65 – 54,43%, com exceção de uma rocha na qual a sílica atinge 58,85%. Os diagramas de variação definem, em linhas gerais, para todo o grupo de rochas, uma tendência linear positiva para SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5 , enquanto o CaO apresenta tendência linear negativa em relação à diminuição de MgO . Somente o Al_2O_3 mostra duas tendências, separando um grupo cujo valor de alumina é superior a 14% com correlação linear positiva, e outro grupo com Al_2O_3 inferior a 14% com tendência linear negativa.

Nos diagramas de variação (Fig. 6.2) para os óxidos observam-se tendências retilíneas de correlação entre os pontos para CaO , Na_2O e P_2O_5 . Para TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MnO e K_2O o melhor ajuste dos pontos é definido por curvas polinomiais. Isso indica que a evolução do magma pode ter ocorrido por cristalização fracionada com assimilação e/ou mudança de assembleia fracionante.

6.1.2 Diagramas de classificação

Os diagramas de classificação utilizados são o AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ x $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ x MgO) (IRWINE; BARAGAR, 1971), o TAS ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ x SiO_2) (LE MAITRE, 1989), o R_1R_2 ($R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ x $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$) (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) e de Jensen (Al x $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) + \text{Ti}$ x Mg) (JENSEN; PYKE, 1982).

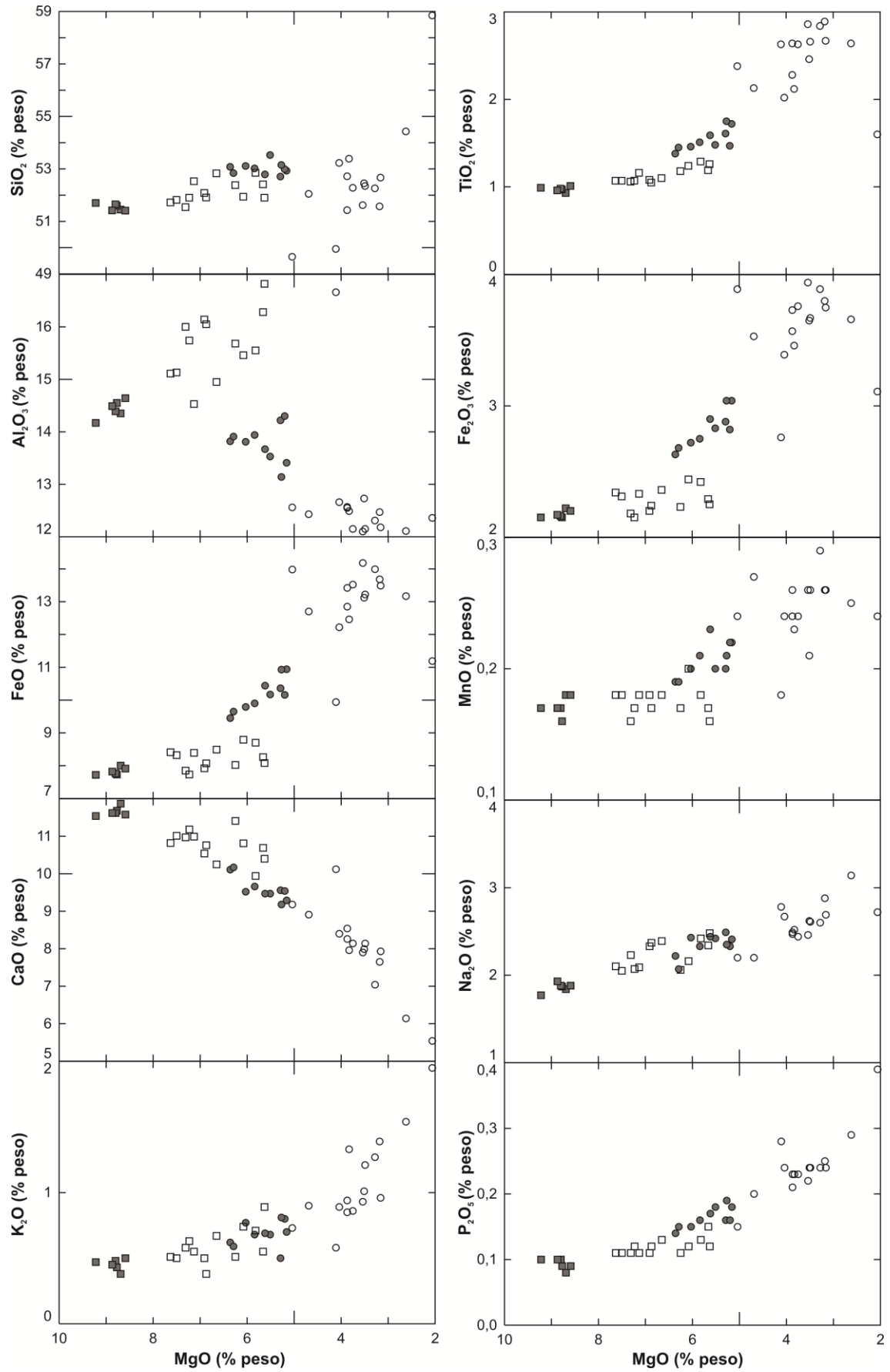


Figura 6.2: Diagramas de variação, para óxidos maiores, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

No diagrama TAS ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$) (LE MAITRE, 1989), (Fig. 6.3) a grande maioria das rochas concentra-se entre os campos do basalto e do andesito basáltico sendo que apenas uma localiza-se no campo do andesito. Em contrapartida, no diagrama R1-R2 ($R_1=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}) \times R_2=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$) (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) (Fig. 6.4) é possível observar a individualização dos quatro grupos de rochas. As rochas dos grupos 1 e 2 concentram-se no campo do toleíto, enquanto as do grupo 3 reúnem-se no campo do andesito basáltico. As rochas do grupo 4 distribuem-se principalmente no campo do andesito basáltico, porém há algumas nos campos do basalto, lati-andesito e dacito.

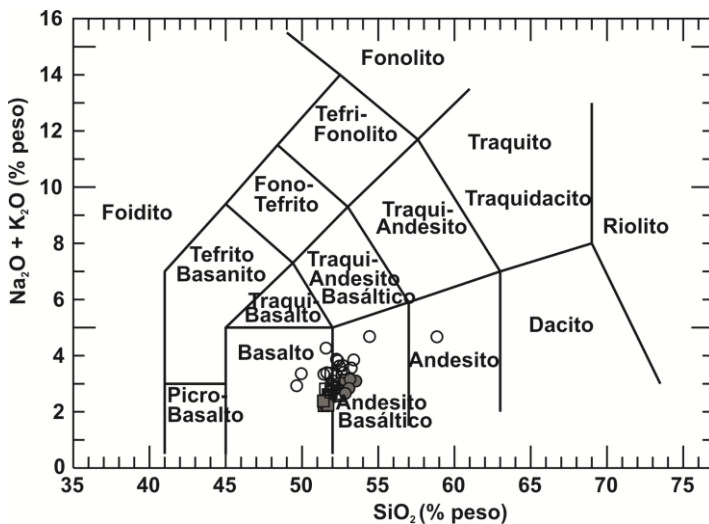


Figura 6.3: Diagrama TAS, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (LE MAITRE, 1989), para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

No diagrama AFM ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \times (\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) \times \text{MgO}$) (IRWINE; BARAGAR, 1971) (Fig. 6.5) as rochas pertencem à série toleítica e configuram padrão típico com enriquecimento em FeO_t . Neste diagrama podem-se observar os quatro grupos geoquímicos onde as rochas mais primitivas (grupo 1) são as mais ricas em MgO e na sequência há o enriquecimento em FeO_t , passando pelas rochas dos grupos 2 e 3 até chegar às do grupo 4, que são as mais ricas em FeO_t e mais evoluídas.

De acordo com o diagrama de Jensen ($\text{Al} \times (\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}) \times \text{Mg}$) (JENSEN; PYKE, 1982) (Fig. 6.6) as rochas são principalmente toleíticas, onde os grupos 1 e 2 concentram-se na porção de alto MgO , enquanto os grupos 3 e 4 na porção de alto FeO .

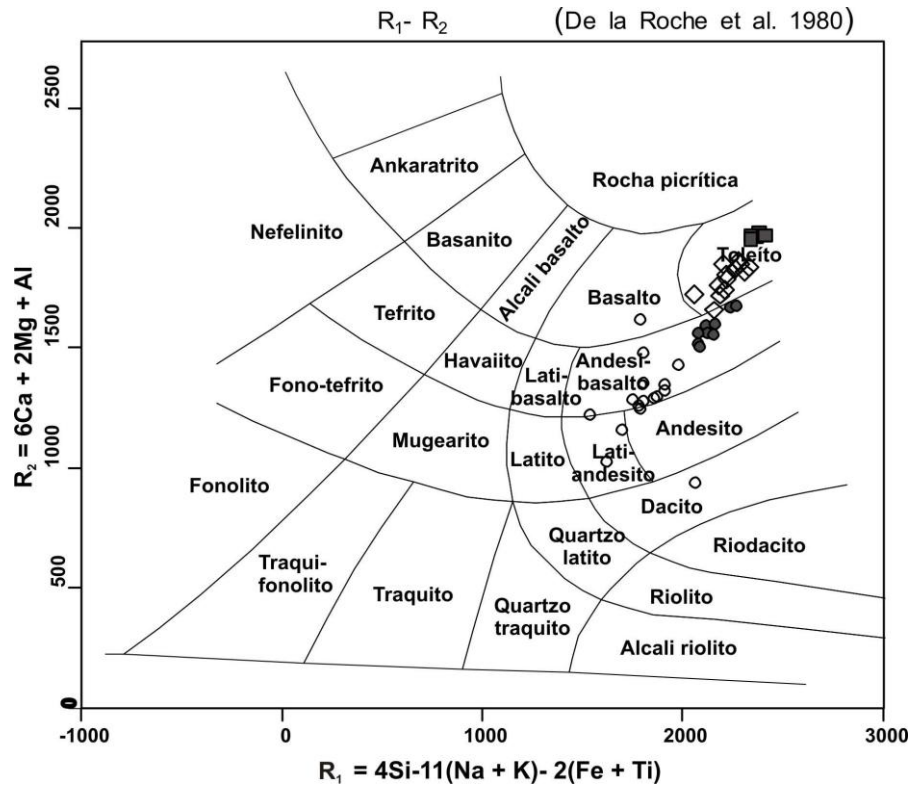


Figura 6.4: Diagrama R1R2, $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ x $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

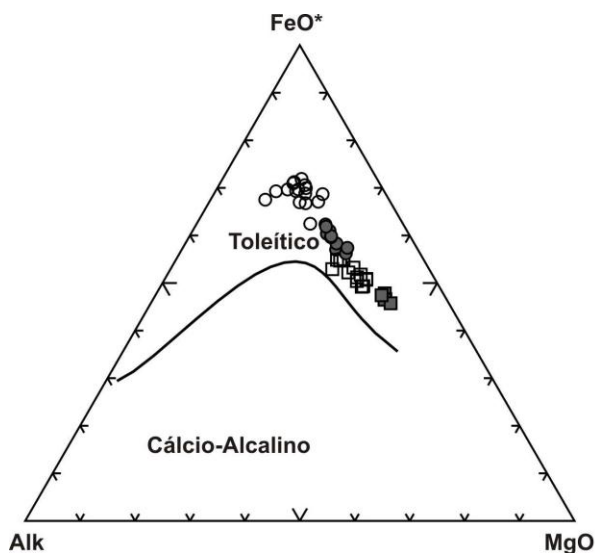


Figura 6.5: Diagrama AFM, $(Na_2O + K_2O)$ x $(FeO + Fe_2O_3)$ x MgO (IRWINE; BARAGAR, 1971) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

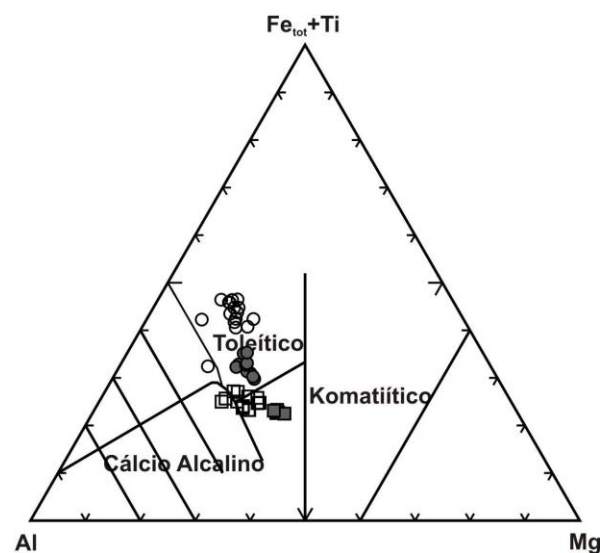


Figura 6.6: Diagrama de Jensen, Al x $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti)$ x Mg (JENSEN; PYKE, 1982) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

6.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS

Em 45 amostras de diabásios e gabros foram analisados 10 elementos traço (Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zr, Zn) por FRX (ver apêndice 3) além de 32 elementos (Ba, Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Ni, Pr, Rb, Sm, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn e Zr) por Plasma ICP-MS (ver apêndice 4). Estes elementos foram utilizados na construção de diagramas de variação, multielementares e de classificação.

6.2.1 Diagramas de variação

Para a construção dos diagramas de variação foram utilizados os 10 elementos traço analisados por FRX, além de Ba, Ga, Hf e U analisados por Plasma ICP-MS.

Analisando-se os diagramas, nos quais o MgO é o índice fracionante, observa-se o fracionamento de Cr e Ni (Fig. 6.7) concomitante ao fracionamento de MgO, o que indica fracionamento de piroxênio durante a evolução do magma. Em contrapartida, ocorre o aumento de teor dos demais elementos traço em relação ao empobrecimento em MgO (Figs. 6.7, 6.8 e 6.9). Entretanto, nos diagramas para Ba, Nb e Sr ocorre dispersão dos dados, dificultando a sua interpretação. Porém, no que diz respeito ao Sr, apesar da dispersão dos dados, é possível inferir duas tendências evolutivas, sendo uma tendência de enriquecimento em Sr (para os grupos geoquímicos 1 e 2) e outra de fracionamento de Sr (para os grupos 3 e 4) em relação à diminuição de MgO. Este comportamento do estrôncio é semelhante ao comportamento da alumina.

Nos diagramas de variação também é possível identificar a divisão das rochas em 4 grupos, conforme a individualização proposta com base nos óxidos maiores no item 6.1.1.

Nos diagramas para elementos traço o grupo 1, composto pelas rochas mais primitivas, é facilmente individualizado dos demais grupos. As rochas deste grupo apresentam elevados valores de Cr (148 – 181 µg/g) e Ni (104 – 145 µg/g) e, em geral, os menores teores dos demais elementos. Possuem entre 108 – 117 µg/g de Cu, 7 – 9 µg/g de Nb, 8 – 11 µg/g de Rb, 137 – 149 µg/g de Sr, 225 – 242 µg/g de V,

13 – 16 $\mu\text{g/g}$ de Y, 45 – 52 $\mu\text{g/g}$ de Zr, 63 – 70 $\mu\text{g/g}$ de Zn, 108 – 188,5 $\mu\text{g/g}$ Ba, 15,5 – 16,3 $\mu\text{g/g}$ de Ga, 1,8 – 2,0 $\mu\text{g/g}$ de Hf e 0,25 – 0,30 $\mu\text{g/g}$ de U.

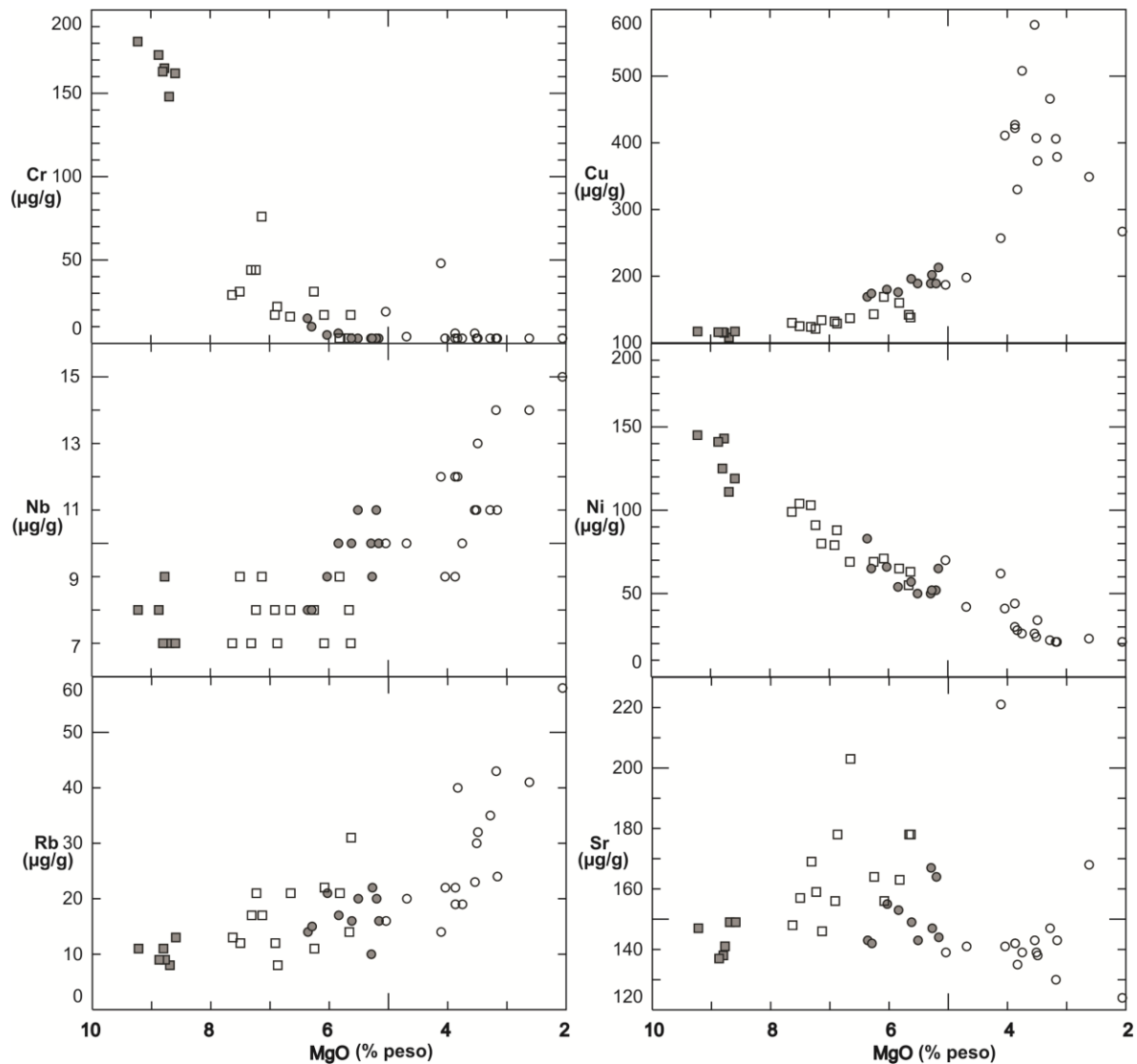


Figura 6.7: Diagramas de variação, para elementos traço analisados por FRX, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

Os grupos 2 e 3 são individualizados de forma clara somente nos diagramas dos elementos V, Zr, Hf e U. Nestes diagramas as rochas do grupo 2 apresentam 228 – 276 $\mu\text{g/g}$ de V, 56 – 80 $\mu\text{g/g}$ de Zr, 2,1 – 2,8 $\mu\text{g/g}$ de Hf e 0,32 – 0,41 $\mu\text{g/g}$ de U, enquanto as do grupo 3 possuem 288 – 370 $\mu\text{g/g}$ de V, 88 – 132 $\mu\text{g/g}$ de Zr, 3,1 – 3,8 $\mu\text{g/g}$ de Hf e 0,46 – 0,60 $\mu\text{g/g}$ de U. Nos demais diagramas a separação não é claramente evidenciada devido à sobreposição dos dados. Porém, em geral, as amostras do terceiro grupo são mais evoluídas do que as do segundo. Em

comparação ao grupo 1 é marcante o empobrecimento das rochas dos grupos 2 e 3 em Cr (3 – 44 $\mu\text{g/g}$ nos grupos 2 e 3) e Ni (50 – 104 $\mu\text{g/g}$ nos grupos 2 e 3).

O quarto grupo, definido pelas rochas mais evoluídas, é individualizado na maior parte dos diagramas. As rochas deste grupo apresentam, contrariamente ao grupo 1, teores extremamente baixos de Cr (em geral 3 – 6 $\mu\text{g/g}$, com exceção de uma amostra com 19 e outra com 48 $\mu\text{g/g}$) e baixos valores de Ni (21 – 62 $\mu\text{g/g}$). Os valores de Sr, que variam de 124 – 168 $\mu\text{g/g}$ (com exceção de uma amostra com 221 $\mu\text{g/g}$), são semelhantes aos teores deste elemento no grupo 1 e inferiores aos valores nos grupos 2 e 3. Em geral as rochas do grupo 4 são as mais enriquecidas nos demais elementos: Cu (180 – 577 $\mu\text{g/g}$), Nb (9 – 15 $\mu\text{g/g}$), Rb (14 – 58 $\mu\text{g/g}$), V (149 – 179 $\mu\text{g/g}$), Y (21 – 43 $\mu\text{g/g}$), Zr (112 – 256 $\mu\text{g/g}$), Zn (54 – 187 $\mu\text{g/g}$), Ba (160 – 534 $\mu\text{g/g}$), Ga (20,2 – 25,3 $\mu\text{g/g}$), Hf (3,2 – 7,6 $\mu\text{g/g}$) e U (0,40 – 1,16 $\mu\text{g/g}$).

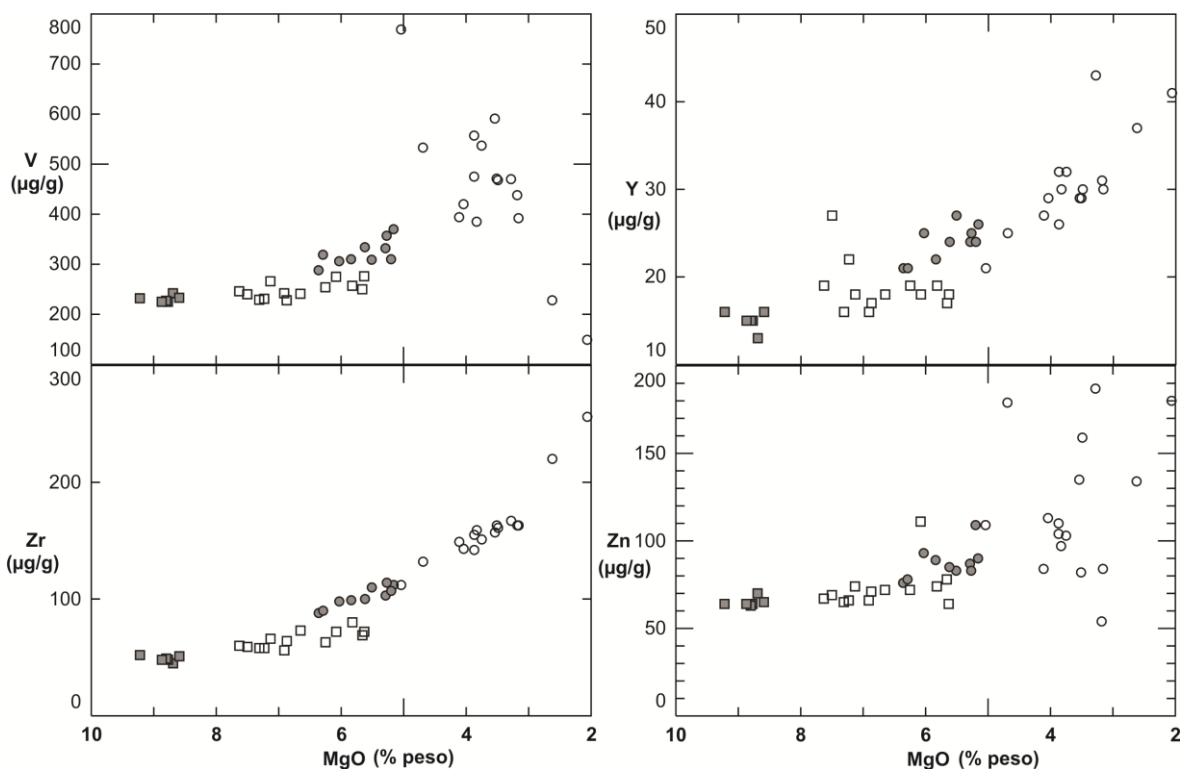


Figura 6.8: Diagramas de variação para elementos traço analisados por FRX, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

Analisando os diagramas de variação para elementos traço define-se para Cr, Cu, Ni, V, Y, Zr, Zn, Hf e U que o melhor ajuste dos pontos configura curvas polinomiais, sugerindo a evolução do magma por cristalização fracionada com assimilação e mudança de assembleia fracionante.

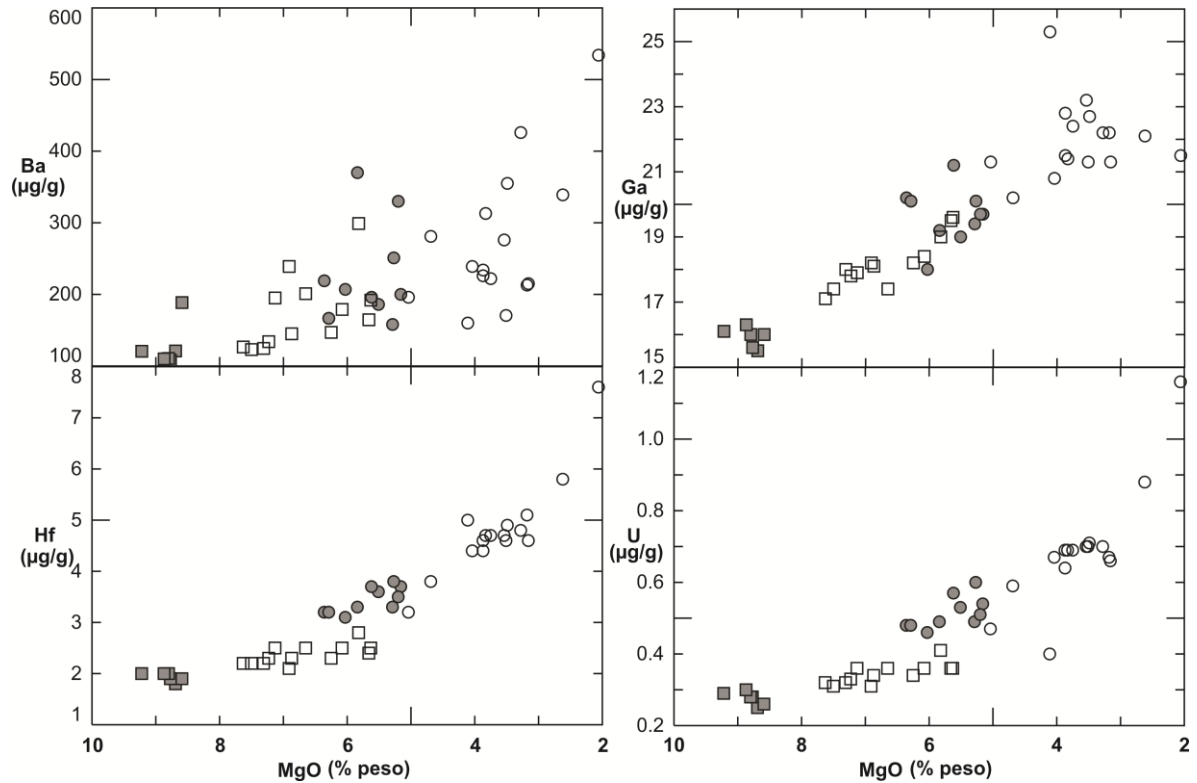


Figura 6.9: Diagramas de variação para elementos traço analisados por Plasma ICP-MS, utilizando MgO como índice fracionante para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

6.2.2 Diagramas multielementares e de terras raras

Os elementos traço e terras raras são também analisados na forma de diagramas multielementares e, na construção destes diagramas, foram utilizadas as análises adquiridas por Plasma ICP-MS.

A distribuição dos padrões dos elementos traço e terras raras, normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) (Fig. 6.10), é muito semelhante para todas as 45 amostras analisadas. Para facilitar a visualização da assinatura geoquímica foram construídos diagramas individuais para os grupos de rochas pré-definidos.

Em diagrama multielementar, normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) (Fig. 6.10), o padrão das assinaturas é retilíneo e observa-se anomalia positiva de Cs, K e Pb e negativa de Nb e P para todas as rochas, e anomalia negativa de Sr para os grupos 3 e 4.

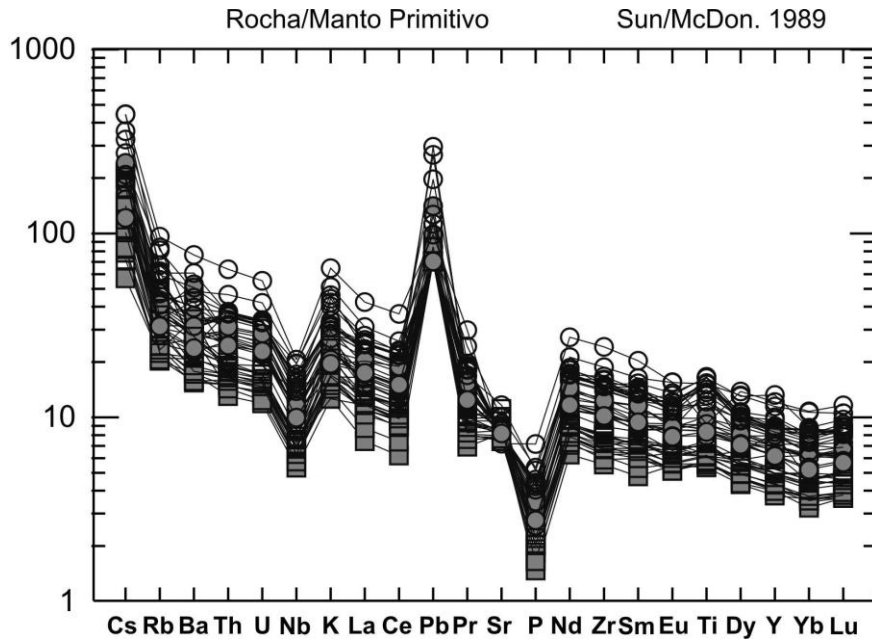


Figura 6.10: Diagrama multielementar para elementos traço e terras raras normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

Apesar dos padrões das assinaturas serem semelhantes, ocorre um fracionamento significativo desde o grupo 1 até o grupo 4, sendo que o teor de Cs varia de 50 vezes o valor do manto primitivo de Sun e McDonough (1989), no grupo 1, a 450 vezes no grupo 4. No grupo 1, onde estão as rochas menos diferenciadas, o conteúdo de Cs varia de 50 a 150 vezes o valor do manto primordial. No grupo 2 o Cs varia de 70 a 200 vezes, no grupo 3 de 200 a 250 vezes e no grupo 4, o mais diferenciado, varia de 250 a 450 vezes o valor do manto primordial (Fig. 6.11).

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) (Fig. 6.12), definem padrão retilíneo com enriquecimento pouco significativo dos ETR leves em relação aos pesados, onde a razão La/Lu_N varia de 2,02 a 3,63. Para facilitar a visualização do padrão geoquímico foram construídos diagramas separados para cada grupo de rochas pré-definido. Analisando estes diagramas observa-se que as assinaturas são em geral muito semelhantes, mas o fracionamento do conjunto de amostras é importante, pois, na soleira de Medicilândia, o La varia de 20 a 130 vezes mais enriquecido que o condrito. Este fracionamento de ETR é marcante entre os grupos de rochas, onde, nas rochas mais primitivas (grupo 1, Fig. 6.13) as concentrações de La variam de 20 a 34 vezes o valor do condrito e nas mais evoluídas (grupo 4, Fig. 6.13), estas concentrações variam de 45 a 130 vezes o valor do condrito.

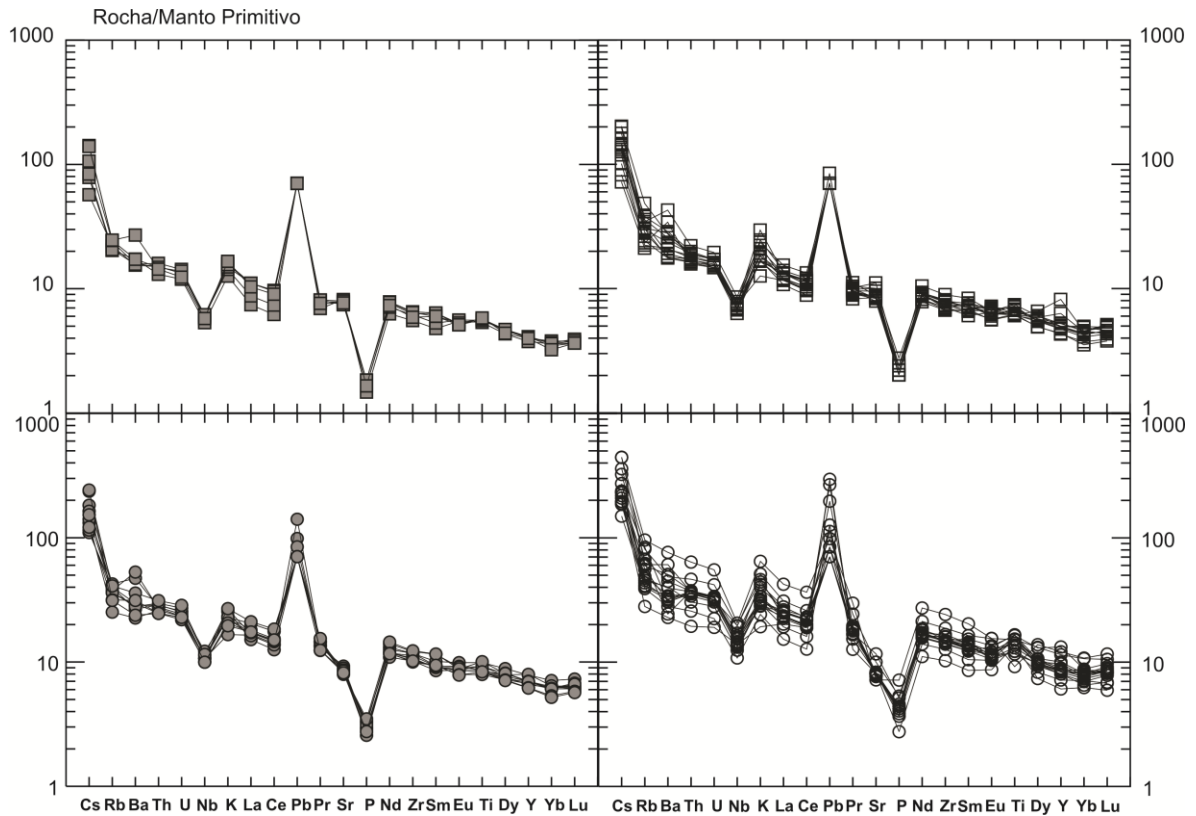


Figura 6.11: Diagramas multielementar para elementos traço e terras raras normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

O importante fracionamento de ETR entre os diferentes grupos de rocha sugere, assim como ocorre com os diagramas multielementares para elementos traço, evolução do magma a partir de fontes distintas ou de diferentes taxas de fusão parcial de uma mesma fonte ou taxas diferenciadas de cristalização fracionada.

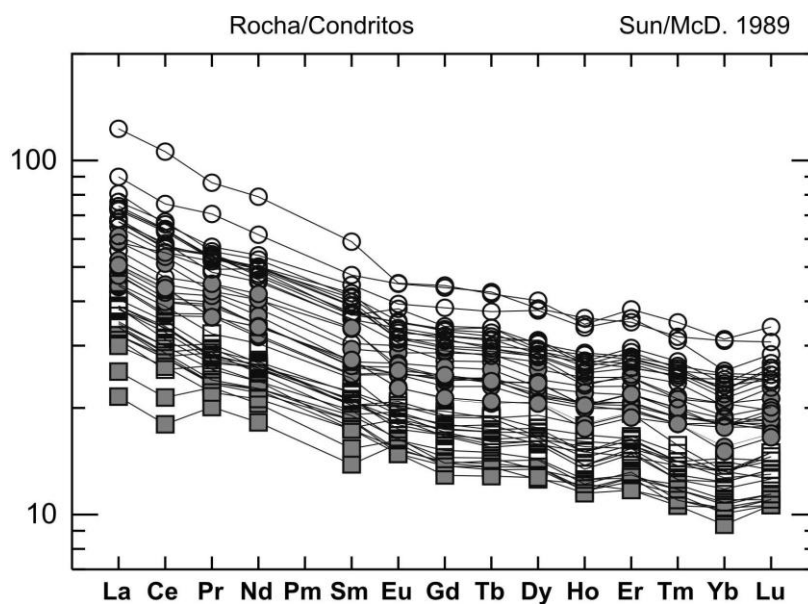


Figura 6.12: Diagrama de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

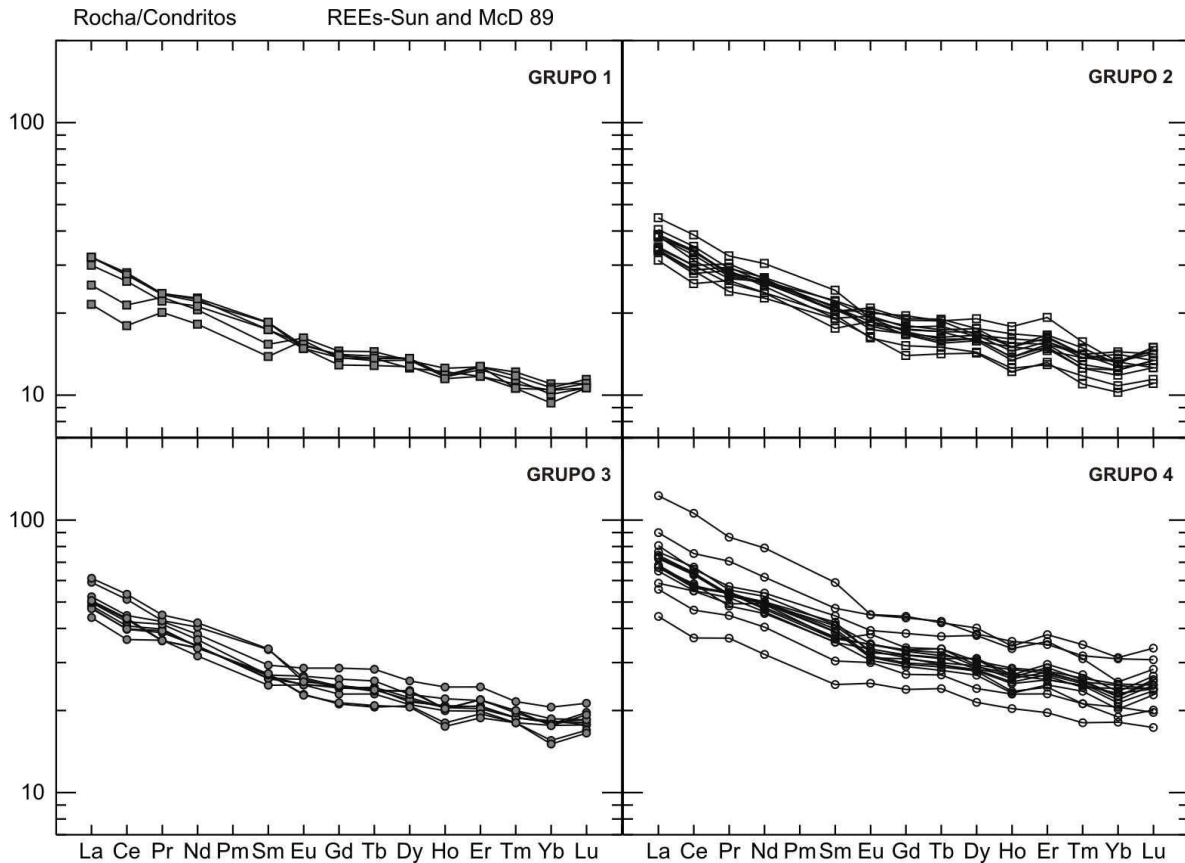


Figura 6.13: Diagramas de elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 6.1.

A ausência de anomalia negativa de Eu para todo o conjunto de 45 amostras indica que o fracionamento de plagioclásio, por processo de cristalização fracionada, não foi significativo. A concentração de ETR pesados de mais de 10 vezes o condrito sugere a ausência de granada na fonte.

A razão La/Yb_N é de 2,07 a 3,92, sendo superior a 1. Comparando-se com os dados de Melfi *et al.*, (1989) estes valores são típicos de CFBs (*Continental Flood Basalts*) e muito similares às razões dos E-MORB (basalto de cordilheira meso-oceânica enriquecido), que variam de $2,4 \leq La/Yb_N \leq 7,1$.

6.3 MAPA DE FÁCIES GEOQUÍMICAS

Com base na individualização das rochas em 4 grupos geoquímicos, é possível elaborar um mapa de fácies geoquímicas para a soleira de Medicilândia (apêndice 5). Os limites das fácies 1, 2, 3 e 4 foram inferidos utilizando como

parâmetro a localização das 45 amostras de rocha analisadas e a sua classificação geoquímica, de acordo com a divisão definida a partir dos diagramas de variação.

Este mapa é uma proposta de divisão faciológica que tenta demonstrar a variação composicional existente dentro da soleira. Em geral as fácies constituem faixas estreitas alongadas na direção NE, de forma concordante ao maior eixo da intrusão. As rochas mais primitivas, grupo 1, distribuem-se em duas faixas localizadas na borda sudeste da soleira, em contato com as rochas sedimentares da bacia do Amazonas. O grupo 2 é constituído de duas faixas localizadas na borda sudeste, logo acima do grupo 1, duas faixas na borda noroeste e uma porção isolada também a noroeste, ambas em contato com as rochas sedimentares da bacia. O grupo 3 é constituído por 3 faixas, uma na porção oeste da soleira, uma na borda noroeste e outra na porção leste da borda noroeste. As rochas do grupo 4, constituído pelas rochas mais evoluídas, distribuem-se ao longo de uma faixa de posição central na soleira.

Em suma, o mapa mostra um zoneamento geoquímico na soleira onde as rochas menos evoluídas distribuem-se nas bordas da intrusão enquanto as mais evoluídas concentram-se na porção central desta.

A precisão do mapa de fácies está vinculada à amostragem realizada. Devido a esta limitação, os contatos traçados são inferidos e podem variar, caso se faça um estudo de maior detalhe. Outro problema está relacionado ao fato de alguns afloramentos ocorrerem na forma de blocos e matacões. Deve-se considerar a possibilidade de que alguns destes blocos ou matacões possam não estar na sua posição original.

7. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

7.1 ANÁLISES ISOTÓPICAS Nd E Sr

A análise dos isótopos de Nd e Sr foram utilizadas com o intuito de compreender os aspectos petrogenéticos das rochas estudadas, visando identificar os tipos de processos geológicos ocorridos e a composição das fontes que deram origem a estas rochas.

Foram realizadas análises isotópicas para Sr e Nd em 9 amostras selecionadas e os dados obtidos para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, assim como os demais parâmetros calculados, constam nas tabelas 4 e 5 dos apêndices 6 e 7, respectivamente.

As concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd utilizadas foram determinadas por plasma ICP-MS. As amostras contêm concentrações de Rb entre 12,90 e 53,20 $\mu\text{g/g}$, Sr entre 164 e 188 $\mu\text{g/g}$, Sm entre 2,43 e 6,20 $\mu\text{g/g}$ e Nd entre 9,08 e 24,41 $\mu\text{g/g}$ (ver apêndices 6 e 7). Destes valores resultam razões Rb/Sr que apresentam grande variação, entre 0,07 a 0,32 e razões Sm/Nd muito semelhantes, entre 0,25 a 0,26.

As idades de cristalização utilizadas para os cálculos das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são 180 Ma e 215 Ma, consideradas por Thomas Filho *et al.*, (2008) idades ápices para o magmatismo básico registrado nas bacias do Amazonas e do Solimões.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(180 \text{ Ma})}$ obtidas estão entre 0,70640 a 0,70816 e mostram variação significativa para o conjunto de amostras, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(180 \text{ Ma})}$ estão entre 0,51230 e 0,51232 e o $\epsilon_{\text{Nd}(180 \text{ Ma})}$ varia de -1,51 a -1,96 (tabela 4 apêndice 6). O diagrama da figura 1 apresenta a correlação isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ para as rochas analisadas e os campos definidos por Zindler e Hart (1986) para os principais reservatórios do manto e para as rochas da PMP retirado de Rocha-Júnior (2011). Neste diagrama as rochas da soleira de Medicilândia distribuem-se no quadrante de altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Observa-se que estes valores são distintos daqueles encontrados nas fontes do manto como: manto depletado (DM), PREMA, HIMU e diferentes dos reservatórios dos tipos BSE, EMI e EMII. Entretanto, observa-se que algumas rochas da soleira de

Medicilândia têm razões isotópicas semelhantes às definidas para as rochas da PMP segundo Rocha-Júnior (2011).

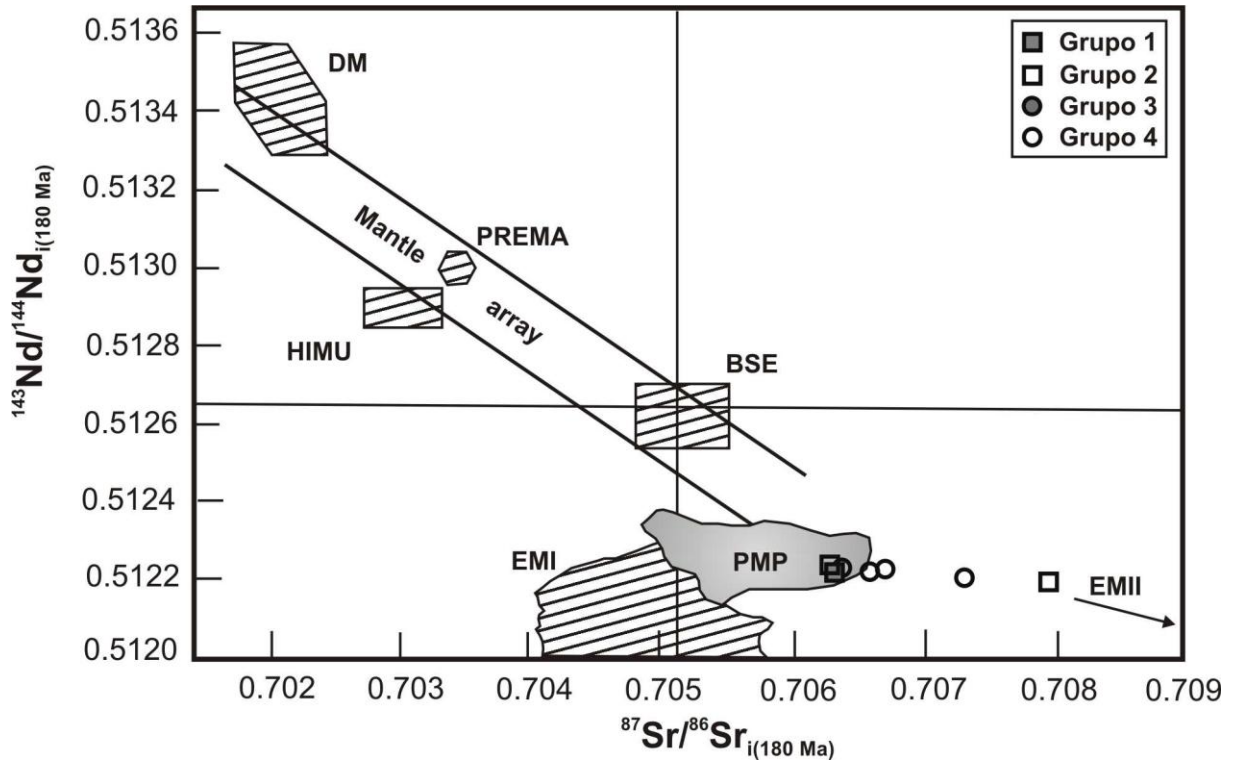


Figura 7.1: Diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os principais reservatórios do manto segundo Zindler e Hart (1986), para as rochas da PMP (Província Magmática do Paraná) retirado de Rocha-Júnior (2011) e para as rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Rollinson (1993). DM, *depleted mantle*; BSE, *bulk silicate Earth*; EMI e EMII, *enriched mantle*; HIMU, *mantle with high U/Pb ratio*; PREMA, *Prevalent mantle*.

Na figura 7.2 é apresentado o diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas estudadas. O posicionamento das retas em relação à curva do manto indica evolução em estágio simples e possível origem por fonte única. O cálculo das idades modelo T_{DM} indica que a derivação manto-crosta do magma primitivo ocorreu entre 1,5 e 1,3 Ga.

Sabendo-se que o parâmetro $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ reflete o fracionamento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ na amostra em relação ao CHUR, a análise do diagrama $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} \times T_{DM}$ (Fig. 3) mostra que as rochas mais fracionadas do ponto de vista geoquímico (grupo 4) são também as que apresentam maior fracionamento isotópico ($f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ entre -0,21 e -0,23). Seguindo este princípio, a rocha que apresenta menor fracionamento geoquímico (grupo 1) é a que possui menor $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ (-0,18). Com relação à idade

modelo T_{DM} , observa-se que quanto mais primitiva é a rocha mais antiga é sua idade de diferenciação manto-crosta.

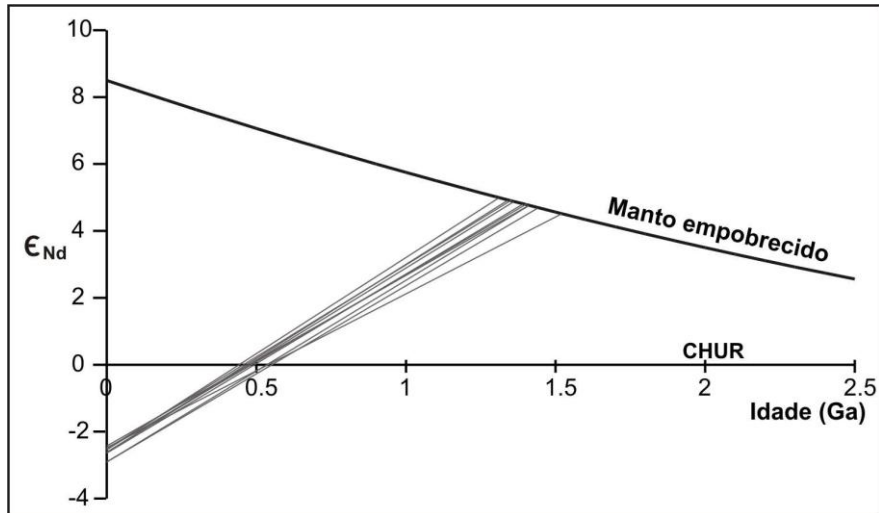


Figura 7.2: Diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas da soleira de Medicilândia.

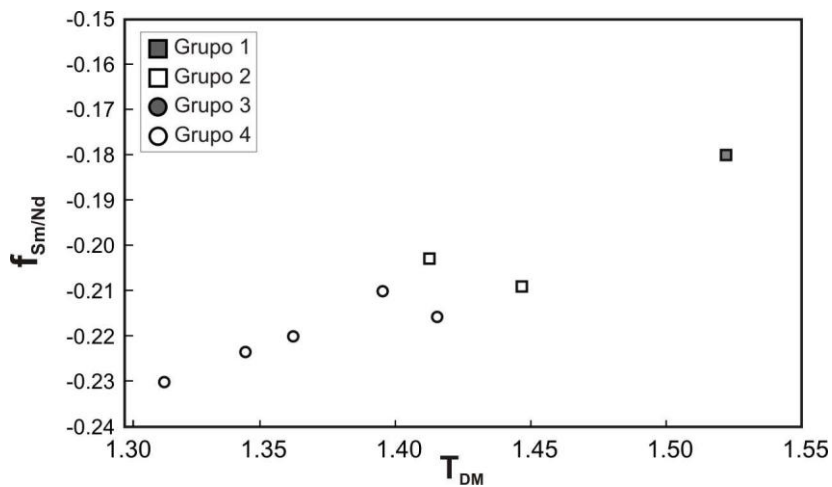


Figura 7.3: Diagrama $f_{Sm/Nd} \times T_{DM}$ para as rochas da soleira de Medicilândia.

Não será apresentado o diagrama isocrônico para Sr, pois a projeção dos resultados isotópicos em gráfico do tipo $^{87}Rb/^{86}Sr \times ^{87}Sr/^{86}Sr$ mostra considerável dispersão dos dados, não resultando em uma isócrona confiável. Esta isócrona, elaborada para todas as amostras analisadas, resulta em idade de 264 ± 140 Ma e não possui significado geológico.

8. DISCUSSÕES

Na região de Medicilândia as rochas máficas configuram uma soleira cuja dimensão, em área aflorante, aproxima-se de 300 km². Não é possível definir quais as dimensões reais da soleira, entretanto, informações provenientes de sondagens roto-percursivas em rochas sedimentares, localizadas entre as estradas vicinais dos km 85 e 100 da Rodovia Transamazônica, indicam a presença de diabásio nas cotas inferiores a 100 m de altitude, de acordo com relatórios internos da Octa Mineração Ltda. Estas informações sugerem a continuidade do diabásio sob as rochas do Grupo Curuá, da Bacia do Amazonas, localizadas ao norte de Medicilândia.

Quanto aos litotipos descritos, observa-se que os diabásios prevalecem na região enquanto os gabros são encontrados em apenas dois afloramentos (DP-02 e DP-43). Não foi observada em campo a relação de contato entre os dois litotipos, por isso não se pode definir se este é abrupto ou gradacional. Entretanto, devido à proximidade vertical e horizontal entre os litotipos, supõe-se que os gabros possam constituir parte da porção central da intrusão, que é geralmente mais evoluída e possui maior granulação do que as rochas da borda e que, de alguma forma, foi colocada ao lado do diabásio. Há três hipóteses para explicar o fato de o gabro e o diabásio estarem tão próximos. A primeira hipótese considera que o intemperismo atuante nas rochas alterou o topo da intrusão, fazendo com que em alguns locais aflorem rochas do núcleo próximas a rochas da borda. A segunda hipótese consiste no processo de colocação ter ocorrido contemporaneamente ao magmatismo, onde, devido às correntes de convecção na câmara magmática, uma porção do magma localizado originalmente no centro da câmara é deslocada para um nível superior, instalando-se próximo à borda da intrusão. A terceira hipótese baseia-se na atuação de tectônica rúptil da Bacia do Amazonas. Segundo Dressel (2009) há registros no diabásio Penatecaua da atuação de uma fase de deformação compressiva com sigma 1 de direção NE-SW, a qual está presente também em rochas da bacia e do embasamento. Com a instalação de falhas pode ter havido soerguimento de blocos, permitindo o contato lateral de rochas formadas em profundidades diferentes.

8.1 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E PROCESSOS GERADORES

O estudo geoquímico da soleira, com a individualização das rochas em quatro grupos geoquímicos com características distintas, permite avaliar a evolução geoquímica da intrusão, assim como estabelecer correlação com as rochas da Província Magmática do Paraná (PMP). Os grupos 1, 2 e 3 da soleira de Medicilândia apresentam baixo teor de TiO_2 ($< 2\%$), assim como ocorre com os basaltos de baixo TiO_2 , tipos Gramado, Esmeralda e Ribeira (PEATE *et al.*, 1992) da PMP. O grupo 4 possui rochas com alto teor de TiO_2 ($> 2\%$) e os mais elevados teores de P_2O_5 , Zr, Hf, Ta e Y, semelhante ao que ocorre com os basaltos de alto TiO_2 , tipos Urubici, Pitanga e Paranapanema (PEATE *et al.*, 1992) da PMP.

O importante fracionamento de elementos traço e ETR observados entre os grupos de rocha nos diagramas multielementares sugere três possibilidades de gênese para a soleira de Medicilândia. A primeira refere-se à origem por fontes distintas, a segunda, mais provável, relaciona-se a diferentes taxas de fusão parcial de uma mesma fonte onde, para a origem do grupo 4, teria ocorrido baixa taxa de fusão parcial, menor do que para os grupos 1, 2 e 3. A terceira hipótese refere-se a diferentes taxas de cristalização fracionada, menor nas rochas dos grupos 1, 2 e 3 em relação às do grupo 4.

Com o objetivo de verificar as três possíveis gênese indicadas pela geoquímica de elementos traço e terras raras foram elaborados os diagramas das figuras 8.1 a 8.4. No diagrama La x Zr ($\mu\text{g/g}$) (Fig. 8.1) há correlação linear entre as rochas da soleira de Medicilândia, onde o alinhamento dos pontos gera uma única reta que passa pela origem do diagrama. Esta reta indica a participação de fonte única na geração das rochas, excluindo a hipótese de fontes distintas, seguida por processo de cristalização fracionada.

De acordo com Allegre e Minster (1978) os elementos compatíveis variam drasticamente, em concentração, durante a cristalização fracionada, enquanto a concentração dos elementos incompatíveis varia significativamente em processos de fusão parcial. Desse modo os diagramas das figuras 8.2 e 8.3 indicam que as rochas dos grupos 1, 2, 3 e 4 da soleira de Medicilândia podem refletir diferenças no grau de fusão parcial da fonte. Assim, o grupo 1 teria sido originado por maior grau de fusão parcial que os demais grupos e em cada grupo a formação das rochas se deu por cristalização fracionada.

O diagrama de razão Rb/Sr x Rb (Fig. 8.4) também permite distinguir os processos de fusão parcial entre os grupos de rocha e a cristalização fracionada ocorrida dentro de cada grupo.

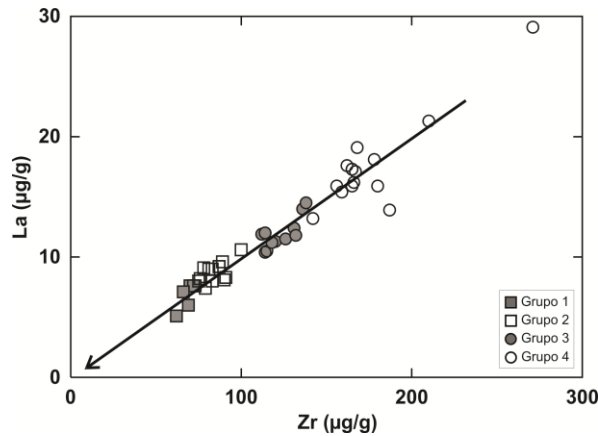


Figura 8.1: Diagrama La x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia.

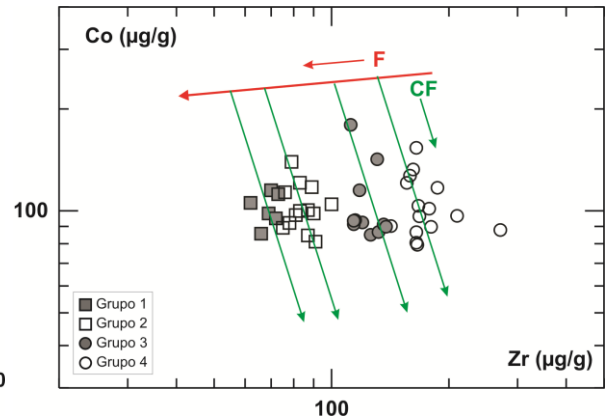


Figura 8.2: Diagrama Co x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia. F = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.

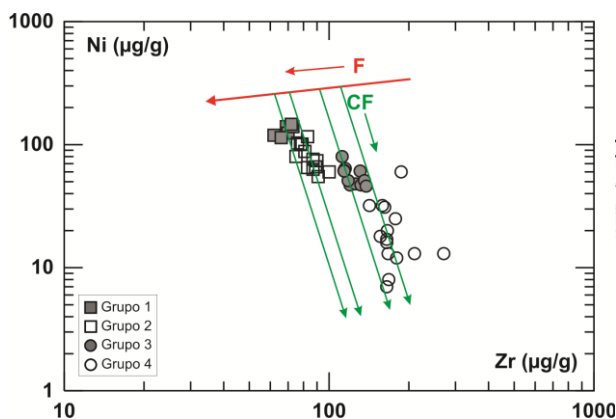


Figura 8.3: Diagrama Ni x Zr para as rochas da soleira de Medicilândia. F = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.

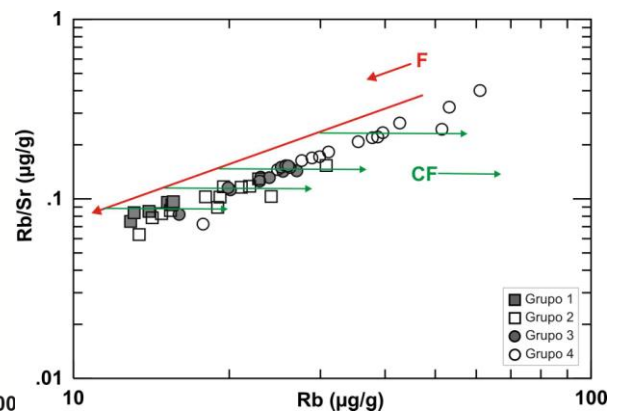


Figura 8.4: Diagrama de razão Rb/Sr x Rb para as rochas da soleira de Medicilândia.

8.2 CARACTERÍSTICAS DA FONTE GERADORA

Com o objetivo de identificar a possível fonte mantélica relacionada à origem das rochas estudadas e utilizando-se dados de elementos maiores, traços e terras raras, foi elaborado um diagrama multielementar, normalizado para o condrito de Thompson (1982). A este diagrama foram sobrepostas as assinaturas geoquímicas médias de toleítos de ilha oceânica, basaltos tipo P-MORB (basalto de cordilheira meso-oceânica enriquecido), basaltos tipo N-MORB (basalto de cordilheira meso-

oceânica depletado) e da Província Magmática do Paraná (PMP) apresentados por Wilson (1989) (Fig. 8.5). Ao realizar uma análise comparativa entre as assinaturas geoquímicas observam-se algumas semelhanças entre os padrões do Diabásio Penatecaua, da Província Magmática do Paraná e dos toleítos P-MORB, onde são marcantes, em ambas as assinaturas, as anomalias negativas de Sr e positivas de Nd. Porém, as rochas da soleira de Medicilândia e da PMP apresentam padrão mais enriquecido do que o P-MORB.

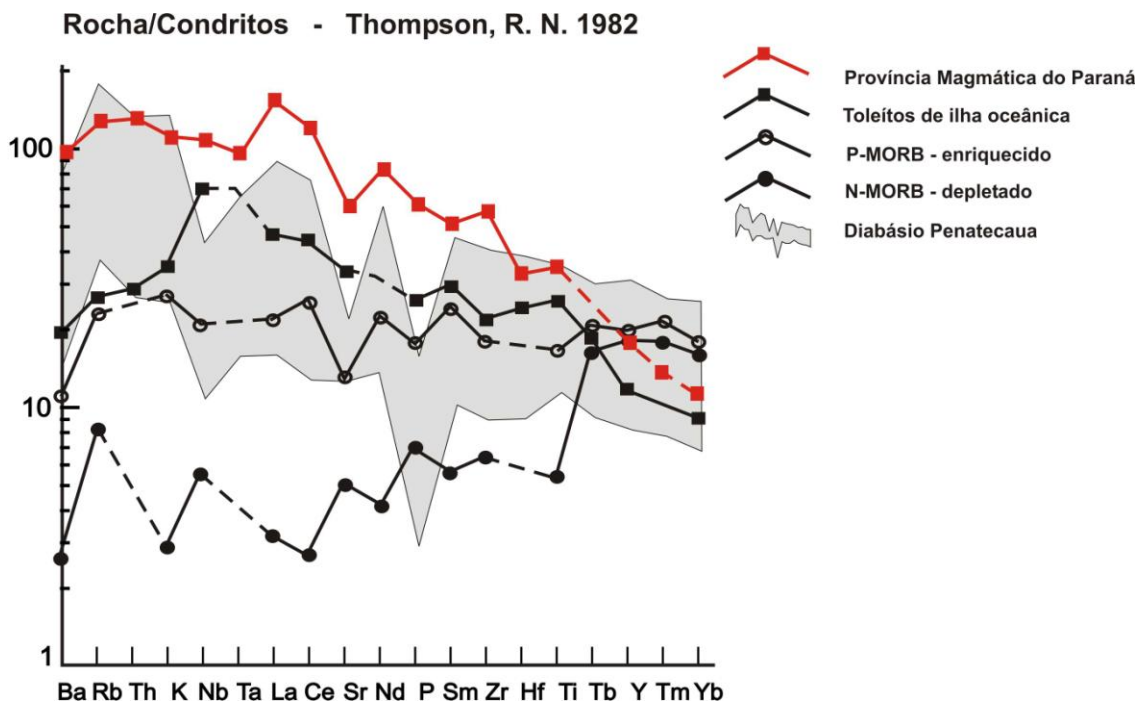


Figura 8.5: Diagrama multielementar normalizado para o condrito de Thompson (1982) relacionando as assinaturas geoquímicas de toleítos de ilha oceânica, basaltos tipo P-MORB (enriquecido), basaltos tipo N-MORB (depletado), rochas da Província Magmática do Paraná e das rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de WILSON (1989).

Para avaliar a possível influência de plumas OIB (basaltos de ilhas oceânicas) na geoquímica de MORB foi elaborado o diagrama da figura 8.6. Neste diagrama Wilson (1989) localiza os campos de abrangência das razões $Y/Nb \times Zr/Nb$ para a pluma do manto de Tristão da Cunha, P-MORB e N-MORB do Atlântico Sul e para a PMP. A localização do campo da PMP entre a pluma de Tristão da Cunha e MORB depletado e próximo ao MORB enriquecido sugere que a pluma do manto de Tristão da Cunha pode ter sido a fonte alimentadora para a zona de fusão abaixo da Bacia do Paraná, antes do início da fragmentação do Pangea. Quando projetadas neste diagrama as razões das rochas da Soleira de Medicilândia observa-se que a

concentração destas ocorre muito próxima ao campo definido para a PMP. Isso indica que no Magmatismo Penatecaua, assim como na PMP, pode ter ocorrido interação entre plumas do manto (ou uma fonte enriquecida) com o MORB depletado.

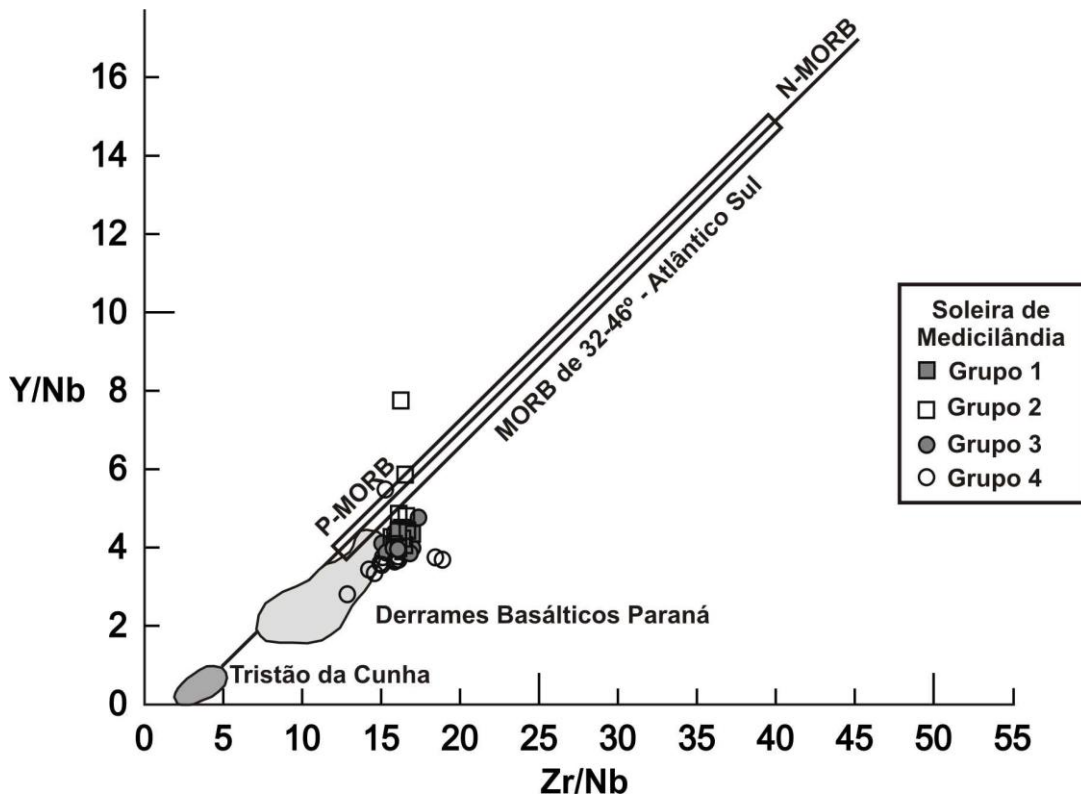


Figura 8.6: Diagrama localizando os campos de abrangência das razões $Y/Nd \times Zr/Nb$ para a pluma de Tristão da Cunha, para P-MORB e N-MORB do Atlântico Sul, para a PMP (Derrames Basálticos Paraná) e para as rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de WILSON (1989).

Entretanto, não há consenso na literatura sobre a influência de pluma na geração dos basaltos pertencentes à Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). A denominação CAMP foi proposta por Marzulli *et al.* (1999) para agrupar basaltos toleíticos continentais que ocorrem em porções da América do Norte, África, Europa e América do Sul, incluindo o magmatismo Penatecaua. As principais características das rochas que compõem a CAMP, segundo Marzulli *et al.* (1999), são a baixa concentração de TiO_2 ($< 2\%$), anomalias negativas de Nb em relação ao manto normalizado e o moderado a forte enriquecimento em ETR. Destas três características a primeira e a última são identificadas na soleira de Medicilândia (Diabásio Penatecaua). Porém a anomalia negativa de Nb é fraca nas rochas dos grupos 1, 2 e 3 e inexistente no grupo 4, o qual é composto por rochas cujo teor de

TiO₂ é superior a 2%. Em suma, observa-se que as rochas da soleira de Medicilândia possuem algumas das características geoquímicas características das rochas que compõem a Província Magmática do Atlântico Central.

Atualmente são discutidos dois modelos de geração de magma para a CAMP, sendo o primeiro relacionado a anomalias quentes do manto (plumas) estendidas sob uma vasta área da crosta e o segundo, vinculado a anomalias termais rasas. Coltice *et al.* (2007, 2009) defendem a ausência de pluma do manto na origem da CAMP e apresentam diversos argumentos que corroboram sua hipótese (conforme discutido no item 3.1.3, no capítulo 3).

Algumas características geoquímicas do Diabásio Penatecaua na soleira estudada coincidem com os argumentos apresentados em defesa da origem não relacionada à pluma. Por exemplo, o predomínio de rochas com baixo teor de TiO₂ (< 2%), enriquecimento em *LILE* em relação aos *HFSE* e as assinaturas isotópicas de Nd e Sr (capítulo 7 desta dissertação) divergentes da assinatura HIMU das plumas do Atlântico (as quais poderiam ter originado o magmatismo na CAMP durante o Triássico). Estas semelhanças geoquímicas e isotópicas corroboram a hipótese de não envolvimento de plumas do manto na gênese da CAMP e, por analogia, no Magmatismo Penatecaua.

Entretanto, como já visto, alguns dados de elementos traço como a assinatura geoquímica em diagrama multielementar normalizado por Thompson (1982) (Fig. 8.5), as razões Y/Nb x Zr/Nb (Fig. 8.6) e a razão La/Yb_N, sugerem a influência de fonte enriquecida tipo P-MORB. Estas informações são conflitantes daquelas que indicam o não envolvimento de plumas do manto na fonte. Este conflito de informações pode ser justificado pelo fato de que, segundo Wilson (1989), a geoquímica de elementos traço de CFBs pode muitas vezes sugerir derivação por fontes enriquecidas do manto. Entretanto basaltos continentais podem apresentar variados graus de contaminação por rochas crustais. Neste caso, a contaminação crustal pode levar a interpretações equivocadas sobre as características e tipo da fonte.

Foram calculadas as razões Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Th/La e Ba/La visando caracterizar a possível fonte magmática das rochas estudadas. Os resultados obtidos são comparados aos valores das mesmas razões em diferentes fontes, conforme pode ser observado na tabela 8.1. Após a análise comparativa observa-se que os valores das razões na soleira de Medicilândia são,

em geral, mais elevados do que os das fontes tipo Manto Primitivo, N-MORB, E-MORB, HIMU OIB, EMI OIB e EMII OIB, mas aproximam-se das razões da crosta continental, sugerindo um componente crustal na formação das rochas da soleira.

Reservatórios	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
Soleira Medicilândia	12,9 - 19,9	1,14 - 1,98	15,2 - 53,1	54 - 178	1,8 - 5,7	486 - 1368	0,17 - 0,37	0,119 - 0,218	10,5 - 33,0
Manto primitivo	14,8	0,94	9	77	0,91	323	0,117	0,125	9,6
N-MORB	30	1,07	1,7 - 8,0	60	0,36	210 - 350	0,025 - 0,071	0,067	4
E-MORB			4,9 - 8,5			205 - 230	0,06 - 0,08		
Crosta continental	16,2	2,2	54	124	4,7	1341	0,44	0,204	25
HIMU OIB	3,2 - 5,0	0,66 - 0,77	4,9 - 6,9	49 - 77	0,35 - 0,38	77 - 179	0,078 - 0,101	0,107 - 0,133	6,8 - 8,7
EMI OIB	4,2 - 11,5	0,86 - 1,19	11,4 - 17,8	103 - 154	0,88 - 1,17	213 - 432	0,105 - 0,122	0,107 - 0,128	13,2 - 16,9
EMII OIB	4,5 - 7,3	0,89 - 1,09	7,3 - 13,3	67 - 84	0,59 - 0,85	248 - 378	0,111 - 0,157	0,122 - 0,163	8,3 - 11,3

Tabela 8.1: Tabela com as razões Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Th/La e Ba/La para diversos tipos de reservatórios do manto e para a Soleira de Medicilândia. Modificado de Rollinson (1993).

O estudo de isótopos de Nd e Sr, aliado à geoquímica convencional de rochas, é uma ferramenta importante na tarefa de tentar identificar a origem de uma fonte. Cada tipo de fonte apresenta padrões isotópicos característicos, que auxiliam na sua identificação.

A tabela 8.2, extraída de Rollinson (1993), relaciona as características isotópicas de reservatórios do manto e da crosta. Ao comparar as razões isotópicas de Nd e Sr da soleira estudada com os valores estabelecidos para cada tipo de fonte, há dificuldade em estabelecer uma correlação (como também pode ser observado no diagrama da figura 7.1). Os valores obtidos para o Diabásio Penatecaua, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5123$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7064$ a $0,7081$, na soleira de Medicilândia não ocorrem concomitantemente em nenhuma das fontes mantélicas segundo os dados do autor. Aparentemente o problema está nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que são elevados demais para o manto depletado, HIMU, EMI, PREMA e *Bulk Earth* e, baixos demais para o EMII. Isso pode indicar que a fonte que deu origem às rochas da soleira de Medicilândia pode não ser homogênea ou pode ter sido contaminada.

De acordo com Cordani *et al.* (1988) as altas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ocorrer em 3 diferentes modelos: (1) por contaminação do magma com a crosta continental, possivelmente ocorrida na rota do magma em direção à superfície; (2) por introdução de Sr crustal no manto superior, provavelmente devido a processos

de subducção em eventos orogenéticos anteriores; (3) desenvolvimento de alta razão Rb-Sr e K-Ti no manto superior, relacionado a processos de subducção ou por um tipo de metassomatismo hidratado.

	Tipo de fonte	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
Crosta continental	Crosta superior	Alto Rb/Sr Alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Baixo Sm/Nd Baixo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (épsilon negativo)
	Crosta média	Mod. alto Rb/Sr (0.2-0.4) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.72-0.74$	evolução atrasada de Nd na crosta em relação à fonte condrítica
	Crosta inferior	RbSr <ca0.04 Baixo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702-0.705)	
Litosfera subcontinental	Arqueano	Baixo Rb/Sr	Baixo Sm/Nd
	Proterozóico ao recente	Alto Rb/Sr	Baixo Sm/Nd
Fontes de basaltos oceânicos (Zindler and Hart, 1986)	Manto depletado	Baixo Rb/Sr Baixo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Alto Sm/Nd Alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
	HIMU	Baixo Rb/Sr Baixo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (= 0.7029)	Sm/Nd intermediário (<0.51282)
	Manto enriquecido		
	EMI	Baixo Rb/Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.705$	Baixo Sm/Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5112$
	EMII	Alto Rb/Sr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.722$	Baixo Sm/Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (=0.511-0.5121)$
	PREMA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$
	<i>Bulk Earth</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51264$ igual ao condrito

Tabela 8.2: Tabela com as características isotópicas de reservatórios do manto e da crosta (ROLLINSON, 1993).

Desse modo, devem-se considerar processos de contaminação crustal, processos de interação entre plumas do manto (OIB) com MORB e a possibilidade da presença de um manto modificado por subducção.

Segundo Condie (2001) os processos de modificação do manto ocorreram e ainda ocorrem na história da Terra. Componentes enriquecidos do manto EMI, EMII e HIMU são representantes das interações do manto com plumas e material crustal. Possivelmente o EMI representa interações do manto com a litosfera, o EMII

interações do manto com a crosta continental e o HIMU representa interações do manto com crosta oceânica. Os processos que propiciam estas interações são a subducção e processos de delaminação durante colisão de placas (CONDIE, 2001).

Para avaliar a possível presença de contaminação crustal nas rochas da soleira de Medicilândia foram elaborados alguns diagramas discriminantes. O diagrama $Ba/Yb \times {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ (Fig. 8.7) define tendências que indicam fonte do manto enriquecido ou contaminação crustal (WILSON, 1989). Neste diagrama, a distribuição das rochas da soleira de Medicilândia é próxima à do grupo de baixo TiO_2 (LPT) da PMP, localizado no campo indicativo de contaminação crustal, onde a razão Ba/Yb é baixa e a razão ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(i)}$ é alta. Em contrapartida, as rochas de alto TiO_2 (HPT) da PMP concentram-se no campo que indica fontes enriquecidas do manto, onde a razão Ba/Yb é alta e a ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(i)}$ é relativamente baixa. De acordo com Wilson (1989), aparentemente o conteúdo de TiO_2 em CFBs pode ser um sensível indicador de contaminação crustal.

O diagrama $\epsilon_{Nd} \times Ti/Yb$ (Fig. 8.8) mostra que parte das rochas da soleira de Medicilândia analisadas são similares à Formação Poladpur, da Província do Deccan, que possui contaminação crustal. Por outro lado, especificamente as rochas do grupo 4, assemelham-se à Formação Mahabaleshwar, também da Província do Deccan, tida como fonte enriquecida.

Alguns testes geoquímicos foram efetuados para verificar a presença de processos de contaminação crustal nas rochas da soleira de Medicilândia. De acordo com Taylor e McLennan (1985, citado por ROCHA-JÚNIOR, 2011) quando o magma, durante a diferenciação, assimila rochas crustais os índices de fracionamento magmático (MgO e SiO_2) e as razões isotópicas indicativas de contaminação como ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ apresentam correlação significativa. Outra relação eficiente para identificar processos de contaminação crustal é entre P_2O_5/K_2O e ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$. Magmas derivados do manto possuem altos valores de P_2O_5/K_2O enquanto que esta razão é baixa nos materiais crustais, assim, se há mistura entre um magma básico com material da crosta esta razão decresce.

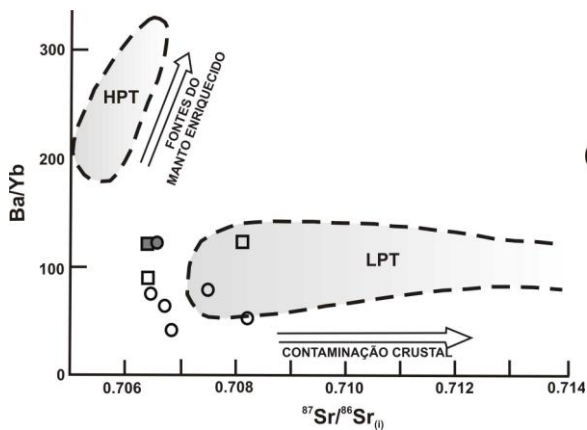


Figura 8.7: Diagrama Ba/Yb x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para basaltos HPT e LPT, da PMP e rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Wilson (1989). Símbolos como na figura 8.6.

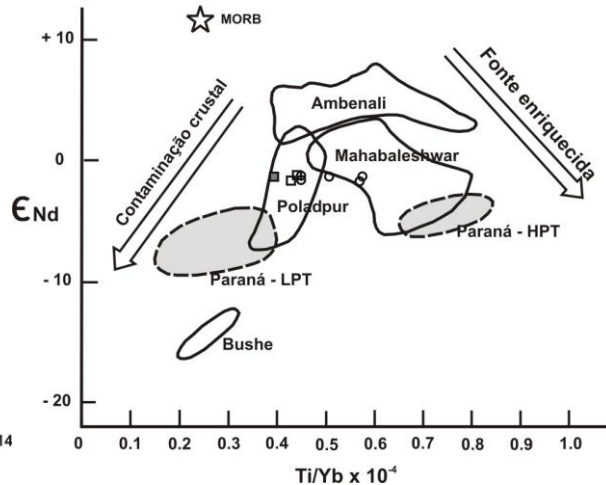


Figura 8.8: Diagrama ϵ_{Nd} x $\text{Ti}/\text{Yb} \times 10^{-4}$ para basaltos do Deccan, HPT e LPT da PMP e rochas da soleira de Medicilândia. Adaptado de Wilson (1989). Símbolos como na figura 8.6.

Nas rochas da soleira de Medicilândia não há correlações nítidas entre SiO_2 e $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ com as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 8.9 e 8.10) que seriam indicativas de processos de contaminação crustal. Esse comportamento indica que estas rochas não foram afetadas por processos de contaminação crustal, ou se foram contaminadas, a quantidade de material envolvido, proveniente da crosta, foi muito pequena.

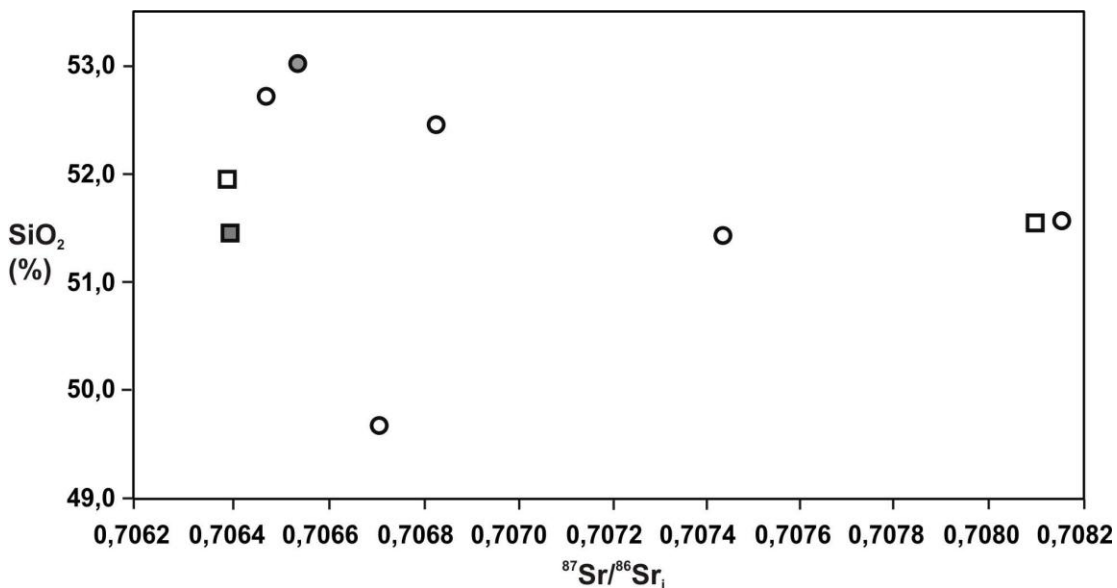


Figura 8.9: Diagrama SiO_2 (% peso) x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 8.6.

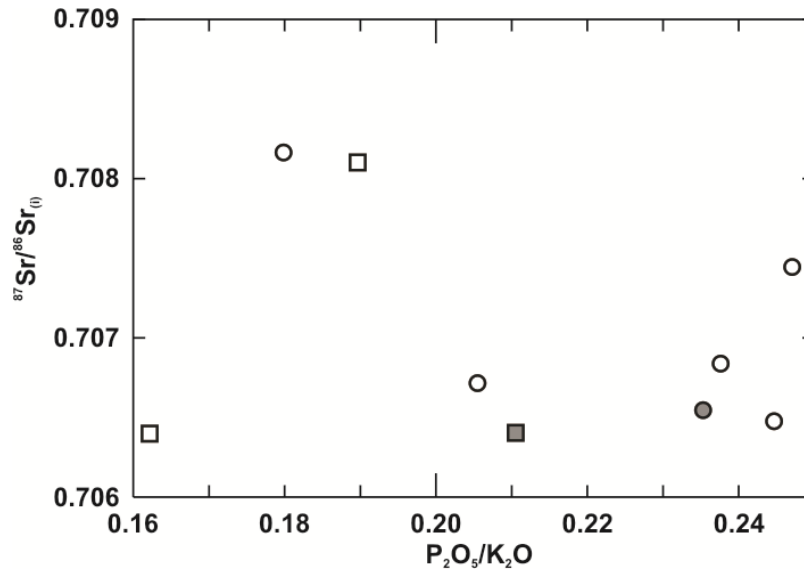


Figura 8.10: Diagrama $P_2O_5/K_2O \times ^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ para as rochas da soleira de Medicilândia. Símbolos como na figura 8.6.

No diagrama da figura 8.11 não ocorre correlação entre $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ e $1/Sr$, que seria indicativa de mistura.

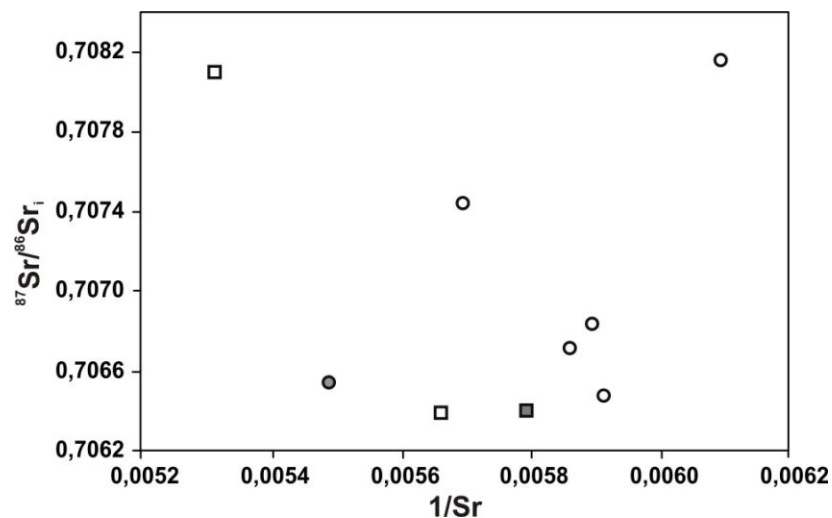


Figura 8.11: Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} \times 1/Sr$ para as rochas da soleira de Medicilândia mostra dispersão dos dados e não indica mistura. Símbolos como na figura 8.6.

A hipótese da presença de contaminação crustal nas rochas da soleira de Medicilândia não foi confirmada pelos diagramas entre razões isotópicas com P_2O_5/K_2O , SiO_2 e razão $1/Sr$. Desse modo considera-se que a fonte provável para estas rochas é o manto heterogêneo. A hipótese evolutiva mais provável refere-se à origem por fusão parcial de fonte do manto primitivo modificado por componentes

crustais, possivelmente por processos de subducção anteriores. Vale ressaltar que entre 2,5 – 1,0 Ga houve a colagem de diversos núcleos arqueanos, os quais compõem o Cráton Amazônico, onde processos de subducção podem ter contaminado o manto com crosta continental. Neste modelo, a mistura de fontes poderia justificar as idades T_{DM} de 1,5 a 1,3 Ga, assim como as altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, os indícios de contaminação crustal e a dificuldade para definição da fonte.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- As rochas básicas da região de Medicilândia (PA) configuram uma soleira, cuja área aflorante abrange cerca de 300 km², denominada soleira de Medicilândia, encaixada em rochas sedimentares da Bacia do Amazonas.
- O litotipo predominante na soleira é o diabásio, ocorrendo gabro em porcentagem subordinada.
- A assembleia mineral primária é composta por clinopiroxênio (augita), plagioclásio (andesina ou labradorita), minerais opacos, apatita e quartzo.
- Há paragênese de alteração hidrotermal marcante, representada por minerais opacos, sericita, clorita, uralita, hornblenda, biotita, quartzo e epidoto.
- Os diabásios e gabros são rochas supersaturadas em SiO₂ e são divididos em quatro grupos geoquímicos.
- A análise de mg* (MgO/(MgO+FeO)) individualiza os grupos em: Grupo geoquímico 1: mg* entre 0,5 – 0,6 e representa as rochas mais primitivas estudadas. Grupos 2 e 3 com valores de mg* intermediários, entre 0,4 – 0,5 e 0,3 – 0,4 respectivamente. Grupo 4: são as rochas mais evoluídas, com mg* entre 0,1 – 0,3.
- Com exceção do grupo 4, onde o teor de TiO₂ está entre 2 e 3%, todas as demais rochas possuem baixos teores de TiO₂ (< 2%).
- Com base na interpretação dos diagramas de variação caracteriza-se que a evolução do magma se deu por processo de cristalização fracionada com assimilação e mudança de assembleia fracionante. O fracionamento de piroxênio é indicado nos diagramas de variação que relacionam MgO com CaO e Ni.
- A ausência de anomalia negativa de Eu indica que o fracionamento de plagioclásio por cristalização fracionada não foi significativo.
- As rochas são classificadas, com base no diagrama TAS, como basaltos e andesito basaltos e com base no diagrama R1R2, as rochas dos grupos 1 e 2 são classificadas como toleíto, do grupo 3 como andesi-basalto e o grupo 4 varia de basalto, andesi-basalto a lati-andesito.
- No diagrama AFM as rochas são classificadas como toleítos, com enriquecimento em FeO_t, assim como ocorre no diagrama de Jensen.
- As assinaturas geoquímicas são semelhantes para todas as rochas, em diagramas multielementares para elementos traço e terras raras.

- O padrão geral da assinatura em diagrama multielementar para elementos traço é retilíneo, porém, há anomalia positiva de Cs, K e Pb e negativa de Nb e P para todas as rochas, e anomalia negativa de Sr para os grupos 3 e 4.
- Em diagramas multielementares para elementos traço observa-se fracionamento importante das rochas, onde as concentrações de Cs variam de 50 a 450 vezes o valor do manto primordial.
- Nos diagramas de elementos terras raras o fracionamento das rochas é evidenciado pela variação nas concentrações de La, que varia de 20 a 130 vezes maior que o teor do condrito.
- ETR leves são pouco mais enriquecidos do que os ETR pesados.
- A concentração de ETR pesados de mais de 10 vezes o condrito indica a inexistência de granada na fonte.
- Os diagramas de razão para elementos traço indicam que a gênese da soleira de Medicilândia está relacionada a diferentes taxas de fusão parcial da mesma fonte, seguido por cristalização fracionada.
- Dentro dos grupos geoquímicos observa-se que a taxa de fusão parcial para a gênese do grupo 1 é a mais elevada. Esta taxa diminui para a geração das rochas dos grupos 2 e 3 e, no grupo 4 é a menos elevada. Em cada grupo ocorre a formação das rochas por processos de cristalização fracionada.
- O mapa faciológico indica a existência de um zoneamento geoquímico na soleira onde as fácies mais primitivas e formadas pelas maiores taxas de fusão parcial, localizam-se nas bordas, enquanto as mais evoluídas concentram-se no centro da intrusão.
- O estudo geoquímico de elementos traço e terras raras não é suficiente para a determinação do tipo de fonte envolvida na gênese das rochas estudadas, mas indica a possível influência de material crustal ou de fonte enriquecida.
- Valores das razões Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Th/La e Ba/La da soleira assemelham-se aos valores destas razões na crosta continental, sugerindo influência de material crustal no magma básico gerador das rochas.
- Razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70640 – 0,70816) mostram-se mais radiogênicas do que as fontes do manto depletado, HIMU, PREMA, BSE e EMI.
- Valores iniciais (calculados para 180 Ma) de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,51230 e 0,51232 são pouco radiogênicos e o parâmetro ϵ_{Nd} é pouco negativo (-1,51 a -1,96).

- Idades modelo T_{DM} indicam processo de derivação manto-crosta ocorrido entre 1,5 -1,3 Ga.
- A partir da correlação dos dados isotópicos com os geoquímicos é possível definir que quanto mais primitiva é a rocha maior é a sua idade T_{DM} e menor é o fracionamento isotópico ($f_{Sm/Nd}$).
- A correlação dos dados isotópicos da soleira de Medicilândia com dados da mesma natureza publicados para a PMP mostra semelhanças geoquímicas e isotópicas entre as rochas de ambos os eventos.
- Razões $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ e valores de ϵ_{Nd} da soleira de Medicilândia assemelham-se aos valores do grupo de baixo TiO_2 da Província Magmática do Paraná, o qual apresenta indícios de contaminação crustal.
- Entretanto não há correlações nítidas entre SiO_2 e P_2O_5/K_2O com as razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que seriam indicativas de processos de contaminação crustal. Esse comportamento indica que as rochas da soleira de Medicilândia não sofreram processos de contaminação crustal, ou se sofreram, a quantidade de material proveniente da crosta envolvido foi muito pequena.
- Desse modo considera-se que a fonte provável para estas rochas é o manto heterogêneo. A hipótese evolutiva mais provável refere-se à origem por fusão parcial de fonte do manto primitivo modificado por componentes crustais, possivelmente por processos de subducção anteriores. Vale ressaltar que entre 2,5 – 1,0 Ga houve a colagem de diversos núcleos arqueanos, os quais compõem o Cráton Amazônico, onde processos de subducção podem ter contaminado o manto com crosta continental. Neste modelo, a mistura de fontes poderia justificar as idades T_{DM} de 1,5 a 1,3 Ga, assim como as altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, os indícios de contaminação crustal e a dificuldade para definição da fonte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEGRE, C.J.; MINSTER, J.F. Quantative models of trace element behaviour in magnetic processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v.38 p.1-25. 1978.

BARROS, C. E. de M. *et al.* Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, n.2, p.293-304. 2007.

BISCHOFF, G.O. Geology of the Erepecuru, Trombetas, Óbidos and Mamuru areas. **Petrobrás Internal Report**. n.161, Belém, Brazil. 1957. Citado por CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. Tese doutorado, Santa Barbara, Califórnia University. 586p. 1984.

CAPUTO M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. Tese doutorado, Santa Barbara, Califórnia University. 586p. 1984.

CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. **Igneous Petrology**. McGraw Hill Book Co., New York, 334 p. 1974.

COLTICE, N. *et al.* Global warming of the mantle beneath continents back to the Archean. **Gondwana Research**, v.15, p.254–266. 2009.

COLTICE, N., *et al.* Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. **Geology**, v.35, p. 391–394. 2007.

CONDIE, K. C. **Mantle Plumes and Their Record in Earth History**. Cambridge University Press, New York, 306p. 2001.

CORDANI, U.G., *et al.* Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso de Geologia Chileno, 2. Chile. **Actas**, p.137-148. 1979.

CORDANI, U. G., *et al.* Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical Aspects**. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, p.157-178. 1988.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. George Allen & Unwin. 1979.

CUNHA, P.R.C., *et al.* Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p-47-55. 1994.

DE LA ROCHE, H., *et al.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p.183-210. 1980.

DE PAOLO D. J. Nd isotopic studies: Some new perspectives on earth structure and evolution: **EOS, Transactions American Geophysics Union**, v.62, p.137-140. 1981.

DEER, A.A.W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas – uma introdução**. Lisboa: Logmans, Green and Co. Ltd. 727p. 2000.

DRESSEL, B.C. Análise estrutural preliminar de paleotensões na Área Transamazônica, Bacia do Amazonas, Pará. In: 17º EVINCI, 1, **Livro de Resumos**. 2009.

- FARACO, M.T.L., *et al.* Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: HORBE, A.; SOUZA, W. (eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**, v.4, p.16-31. 2005.
- HAMILTON P.J., *et al.* Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. **Earth and Planetary Science Letters**, v.62, n.2, p.263-272. 1983.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus. **Anais**. Brasília: DNOM, p. 129-147. 1984.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.8, p.523-548. 1971.
- ISSLER, R.S., *et al.* Geologia da folha S.A.22. Belém, Brasil. In: Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro, DNPM. v.5, p.1-60. 1974.
- JENSEN, L.S.; PYKE, D.R. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: **Komatiites**. ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds.) London. George Allen and Unwin, 147-157. 1982.
- LE MAITRE, R. W. **A classification of igneous rocks and glossary terms**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p. 1989.
- LE MAITRE, R.W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p. 2003.
- MACAMBIRA, M. J. B., *et al.* Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic Bacajá domain, SE Amazonian craton: juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, v.27, p.235-246. 2009.
- MACKENZIE, W.S; DONALDSON, C.H; GUILFORD, C. **Atlas of Igneous Rocks and their Textures**. Wiley, New York, 148p. 1982.
- MARZOLLI, A., *et al.* Extensive 200-million-year-old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v.284, p.616-618. 1999.
- MCGRAW-HILL. **Dictionary of Geology and Mineralogy**. 2ª Edition, USA, The McGraw-Hill Companies, Inc. 420p. 2003.
- MELFI, R. J. *et al.* Geoquímica dos elementos Terras Raras em rochas vulcânicas. In: FORMOSO, M. L. L.; NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. **Geoquímica dos elementos Terras Raras no Brasil**. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, SBGq, p.23-33. 1989.
- MIDDLEMOST, E. A. K. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. **Chemical Geology**, v.77, p.19-26. 1989.
- MIZUZAKI, A.M.P; THOMAS FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO V., *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida**. São Paulo: BECA. p. 471-486. 2004.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v.55, p.119-139. 1992.
- PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical Aspects**. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600p. 1988.

ROCHA-JÚNIOR, E. R. V. **Sistemática isotópica de Os-Nd-Pb-Sr e geoquímica de elementos traço litófilos e siderófilos de basaltos da Província Magmática do Paraná.** Tese doutorado, São Paulo, Universidade de São Paulo. 153p. 2010.

ROLLINSON, H. R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.** Longman, UK. 352p. 1993.

SANTOS, J.O.S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L. A., *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG.** Brasília, SGM-CPRM. 692p. 2003.

SANTOSH, M.; MARUYAMA, S.; YAMAMOTO, S. The making and breaking of supercontinents: Some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. **Gondwana Research**, v.15, p.324–341. 2009.

SATO K., *et al.* O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.67, p.315-336. 1995.

SGARBI, P. B. A. Rochas Magmáticas. In: SGARBI, G. N. C. (org.) **Petrografia Macroscópica de Rochas ígneas, sedimentares e metamórficas.** Belo Horizonte, Editora UFMG, 559p. 2007.

SHELLEY, D. **Igneous and metamorphic rocks under the microscope.** Chapman and Hall, London, 444p. 1993.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUDERS, M. J. **Magmatism in the ocean basins.** Londres, Geological Society Special Publ. v.42, p.313-345. 1989.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSONETO, V.; *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida.** São Paulo: BECA, p.471-486. 2004.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v.22, p.174-182. 1999.

TASSINARI, C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos. São Paulo: USP,. 139p. Tese de livre docência. 1996. Citado por: SANTOS, J.O.S. *et al.* Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. In: **Journal of South Earth Sciences**, v.15, p.409-429. 2002.

TEIXEIRA, W., *et al.* A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v.42, p.213-227. 1989.

THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: SBG, **XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre, v.6, p.273-278. 1974.

THOMAZ FILHO, A., *et al.* Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup. **Revista Brasileira de Geociências**. Rio de Janeiro, v.30, n.1, p.17-19. 2000.

THOMAZ FILHO, A., *et al.* Magmatismo nas bacias sedimentares e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.2, p.128-137. 2008.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Scottish Journal of Geology**, v.18, p.49-107. 1982.

THORTON, C.P.; TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index, **American Journal Science**, v.258, p.664-684. 1960.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.da. **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará**. Belém. CPRM. 328 p. 2008.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. A. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. **Precambrian Research**, v.161, p.279–302. 2008.

VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingé, Pará – Novos dados geológicos e geocronológicos. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, v.4, p.16-31. 2005.

WANDERLEY FILHO, J.Q.; TRAVASSOS, W.A.S.; ALVES, D.B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão?. In: **Bol. Geo. Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.14, n.1, p.177-184. 2006.

WERNICK, E. **Rochas Magmáticas – Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo, Ed. UNESP, 655p. 2003.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. **Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections**. San Francisco: Freeman, 626 p. 1982.

WILSON, M. **Igneous petrogenesis: A global tectonic approach**. Unwin Hyman, London, 466p. 1989.

ZALÁN, P. V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V., *et al.* (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p.595-612. 2004.

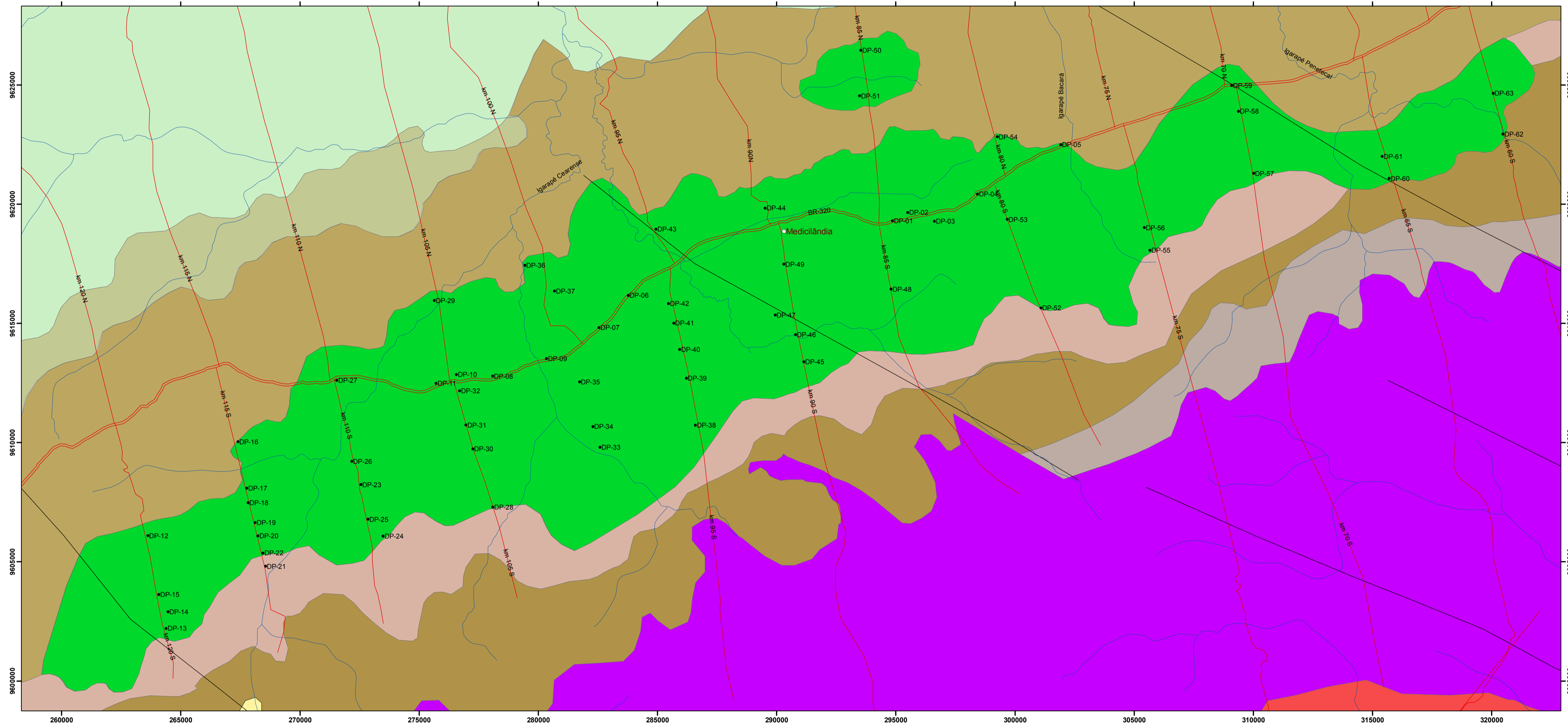
ZINDLER, A.; HART, S. Chemical Geodynamics. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** v.14, p.493-571. 1986.

APÊNDICES

Apêndice 1 - Mapa geológico da área de estudo com destaque para a localização dos afloramentos descritos na soleira de Medicilândia	93
Apêndice 2 - Tabela 1: Análises por Fluorescência de Raios X dos óxidos, recalculados para base anidra, LOI, mg* e minerais normativos para as rochas da soleira de Medicilândia.....	94
Apêndice 3 - Tabela 2: Análises por Fluorescência de Raios X para elementos traço (µg/g) para as rochas da soleira de Medicilândia	97
Apêndice 4 - Tabela 3: Análises por Plasma ICP-MS para elementos traço e ETR (µg/g) para as rochas da soleira de Medicilândia	99
Apêndice 5 - Mapa de fácies geoquímicas da soleira de Medicilândia	102
Apêndice 6 - Tabela 4: Dados isotópicos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas da soleira de Medicilândia	103
Apêndice 7 - Tabela 5: Dados isotópicos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas da soleira de Medicilândia	103

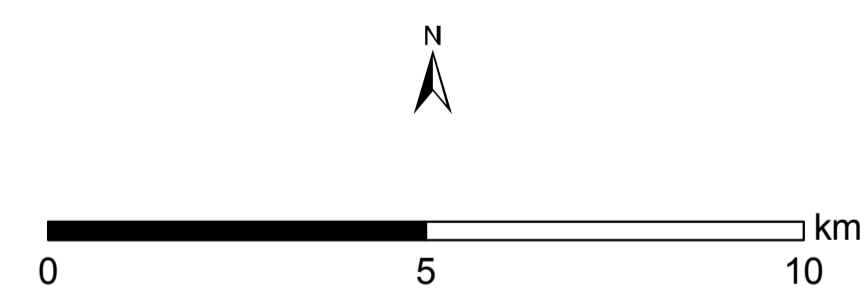
Apêndice 1 - Mapa geológico da área de estudo com destaque para a localização dos afloramentos descritos na soleira de Medicilândia.

Apêndice 1 - Mapa geológico da área de estudo (modificado de VASQUEZ; ROSA COSTA, 2008) com destaque para a distribuição e localização dos afloramentos descritos na soleira de Medicilândia (Diabásio Penatecaua, Bacia do Amazonas).



- | | |
|---|---|
| Estratigrafia | |
| Mesozóico | |
| Fm. Alter do Chão - Gr. Javari | Fm. Ererê Gr. Urupadi |
| Diabásio Penatecaua | Fm. Maecuru |
| Paleozóico | |
| Fm. Monte Alegre - Gr. Tapajós | Gr. Trombetas |
| Grupo Curuá | Paleoproterozóico |
| | Tonalito Brasil Novo |
| | Suite Intrusiva João Jorge |

- Convenções planimétricas
- | |
|---|
| Cidades |
| Rios |
| Estradas vicinais |
| Rodovia Transamazônica (BR-230) |
| Afloramentos |
| Lineamentos estruturais |



Universidade Federal do Paraná Departamento de Geologia Programa de Pós-graduação em Geologia
Mapa geológico da área de estudo (modificado de VASQUEZ; ROSA COSTA, 2008) com destaque para a distribuição e localização dos afloramentos descritos na soleira de Medicilândia.
Execução: Juliana Costa
Escala: 1:100.000
Ano: 2011

Apêndice 2 - Tabela 1: Análises por Fluorescência de Raios X dos óxidos, recalculados para base anidra, LOI, mg*, ID e minerais normativos para as rochas da soleira de Medicilândia.

	Amostra	Grupo 1						Grupo 2									
		14/22	19/27	33/41	46/56	52/62	55/66	16/24	22/29	23/30	29/36	36/45	38/47	40/49	51/61	56/67	57/68
Óxidos maiores (% peso)	SiO ₂	51,45	51,6	51,65	51,42	51,70	51,41	52,83	52,41	51,91	51,72	52,53	52,85	51,82	51,94	51,90	51,54
	TiO ₂	0,93	0,97	0,98	0,96	0,99	1,01	1,10	1,19	1,05	1,07	1,16	1,29	1,07	1,24	1,07	1,06
	Al ₂ O ₃	14,35	14,55	14,39	14,49	14,17	14,64	14,95	16,28	16,05	15,11	14,53	15,55	15,13	15,46	15,74	16,00
	Fe ₂ O ₃	2,22	2,15	2,16	2,17	2,15	2,20	2,36	2,29	2,24	2,34	2,33	2,42	2,31	2,44	2,15	2,18
	FeO	8,00	7,73	7,76	7,82	7,72	7,91	8,49	8,26	8,07	8,41	8,39	8,70	8,32	8,79	7,73	7,85
	MnO	0,18	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20	0,17	0,16
	MgO	8,69	8,77	8,80	8,87	9,22	8,59	6,65	5,66	6,87	7,63	7,13	5,82	7,5	6,08	7,23	7,31
	CaO	11,87	11,68	11,62	11,62	11,54	11,58	10,25	10,69	10,76	10,82	10,99	9,94	11,01	10,81	11,18	10,97
	Na ₂ O	1,84	1,87	1,88	1,93	1,77	1,88	2,39	2,34	2,37	2,10	2,09	2,42	2,05	2,16	2,07	2,23
	K ₂ O	0,38	0,43	0,48	0,45	0,47	0,50	0,67	0,55	0,38	0,51	0,55	0,71	0,50	0,74	0,63	0,58
	P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,13	0,15	0,12	0,11	0,11	0,13	0,11	0,12	0,12	0,11
	Total	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	100,01	100,00	99,98	99,99	99,99
	LOI	0,36	0,30	0,40	0,43	0,54	0,48	0,70	0,70	0,46	0,57	0,71	0,74	0,57	0,69	0,71	0,58
	mg*	0,520	0,531	0,531	0,531	0,544	0,520	0,439	0,406	0,459	0,475	0,459	0,400	0,474	0,408	0,483	0,482
	ID	49,59	50,47	50,18	49,95	49,35	50,7	56,32	60,09	57,23	53,78	53,99	59,15	54,01	56,8	56,03	56,1
Minerais normativos	qz	2,00	2,07	2,02	1,41	2,26	1,81	4,05	4,75	2,89	2,70	4,41	5,00	3,11	3,85	3,00	1,87
	pl	45,34	45,86	45,32	45,88	44,31	45,94	48,31	52,09	52,09	48,07	46,33	49,95	47,95	48,58	49,31	50,8
	or	2,25	2,54	2,84	2,66	2,78	2,95	3,96	3,25	2,25	3,01	3,25	4,20	2,95	4,37	3,72	3,43
	di	23,20	22,13	22,35	22,24	22,05	21,76	17,95	16,24	16,8	18,48	20,55	15,62	19,00	18,53	18,63	17,73
	hy	22,04	22,24	22,25	22,61	23,38	22,21	19,92	17,73	20,45	22,07	19,62	18,98	21,35	18,48	19,9	20,73
	il	1,77	1,84	1,86	1,82	1,88	1,92	2,09	2,26	1,99	2,03	2,20	2,45	2,03	2,36	2,03	2,01
	mt	3,22	3,12	3,13	3,15	3,12	3,19	3,42	3,32	3,25	3,39	3,38	3,51	3,35	3,54	3,12	3,16
	ap	0,19	0,21	0,23	0,23	0,23	0,21	0,30	0,35	0,28	0,25	0,25	0,30	0,25	0,28	0,28	0,25

Apêndice 2 - Tabela 1: continuação....

	Amostra	Grupo 2			Grupo 3										Grupo 4			
		58/69	60/71	62/73	08/16	09/17	10/18	15/23	27/34	28/35	37/46	43/52	59/70	63/74	01/01	01/03	01/05	
Óxidos maiores (% peso)	SiO ₂	52,08	51,90	52,38	52,71	53,11	52,93	52,99	53,02	53,53	52,79	53,15	53,08	52,84	52,67	52,45	52,05	
	TiO ₂	1,08	1,26	1,18	1,61	1,46	1,72	1,47	1,51	1,48	1,59	1,75	1,38	1,45	2,67	2,46	2,13	
	Al ₂ O ₃	16,14	16,82	15,68	14,22	13,81	13,41	14,3	13,94	13,53	13,67	13,14	13,82	13,91	12,18	12,73	12,43	
	Fe ₂ O ₃	2,20	2,25	2,23	2,88	2,72	3,04	2,82	2,75	2,83	2,90	3,04	2,63	2,68	3,75	3,65	3,53	
	FeO	7,92	8,08	8,02	10,36	9,79	10,94	10,16	9,90	10,17	10,44	10,93	9,45	9,65	13,49	13,12	12,7	
	MnO	0,18	0,16	0,17	0,20	0,20	0,22	0,22	0,21	0,20	0,23	0,21	0,19	0,19	0,26	0,21	0,27	
	MgO	6,91	5,63	6,25	5,29	6,03	5,16	5,20	5,84	5,51	5,62	5,27	6,36	6,29	3,16	3,51	4,69	
	CaO	10,54	10,4	11,41	9,56	9,52	9,29	9,54	9,66	9,47	9,47	9,18	10,11	10,17	7,93	7,99	8,91	
	Na ₂ O	2,33	2,48	2,06	2,49	2,43	2,41	2,33	2,33	2,42	2,44	2,35	2,22	2,07	2,69	2,62	2,20	
	K ₂ O	0,50	0,89	0,51	0,50	0,77	0,70	0,80	0,68	0,68	0,69	0,81	0,62	0,59	0,96	1,01	0,90	
	P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,11	0,16	0,15	0,18	0,16	0,16	0,18	0,17	0,19	0,14	0,15	0,24	0,24	0,20	
	Total	99,99	99,99	100,00	99,98	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,02	100,00	99,99	100,00	99,99	100,01
	LOI	0,63	1,17	0,47	0,62	0,72	0,72	0,74	0,63	0,84	0,63	0,81	0,82	1,31	1,72	0,68	0,77	
	mg*	0,465	0,410	0,437	0,338	0,381	0,320	0,338	0,371	0,351	0,349	0,325	0,402	0,394	0,189	0,211	0,269	
	ID	57,88	61,04	57,49	56,39	55,13	55,06	57,09	55,53	55,59	54,82	54,74	54,41	54,46	55,20	55,78	52,34	
Minerais normativos	qz	3,11	2,66	5,02	6,22	5,52	6,82	6,45	6,23	7,05	5,78	7,15	6,05	6,53	8,44	7,65	7,02	
	pl	51,82	53,12	49,46	47,22	45,06	44,10	45,91	45,28	44,52	44,96	42,80	44,70	44,44	41,09	42,16	40,00	
	or	2,95	5,26	3,01	2,95	4,55	4,14	4,73	4,02	4,02	4,08	4,79	3,66	3,49	5,67	5,97	5,32	
	di	15,89	15,34	19,53	16,79	17,94	17,64	16,67	17,6	18,03	17,86	17,78	19,19	18,57	16,53	15,31	18,04	
	hy	20,73	17,68	17,25	19,19	19,85	19,21	18,97	19,65	19,05	19,71	19,34	19,65	19,98	17,21	18,39	20,01	
	il	2,05	2,39	2,24	3,06	2,77	3,27	2,79	2,87	2,81	3,02	3,32	2,62	2,75	5,07	4,67	4,05	
	mt	3,19	3,26	3,23	4,18	3,94	4,41	4,09	3,99	4,10	4,20	4,41	3,81	3,89	5,44	5,29	5,12	
	ap	0,25	0,28	0,25	0,37	0,35	0,42	0,37	0,37	0,42	0,39	0,44	0,32	0,35	0,56	0,56	0,46	

Apêndice 2 - Tabela 1: conclusão.

	Amostra	Grupo 7												
		02/07	11/19	12/20	17/25	31/39	32/40	35/43	41/50	44/54	47/57	48/58	54/65	61/72
Óxidos maiores (%) peso	SiO ₂	51,57	49,65	54,43	53,23	51,43	52,35	52,28	52,72	53,39	52,26	51,62	58,85	49,95
	TiO ₂	2,89	2,38	2,64	2,02	2,64	2,66	2,63	2,28	2,12	2,84	2,86	1,60	2,63
	Al ₂ O ₃	12,47	12,56	12,11	12,66	12,57	12,15	12,15	12,55	12,49	12,31	12,10	12,36	16,66
	Fe ₂ O ₃	3,80	3,89	3,66	3,39	3,73	3,67	3,76	3,57	3,46	3,89	3,94	3,11	2,76
	FeO	13,68	13,98	13,17	12,22	13,42	13,22	13,52	12,85	12,46	13,99	14,18	11,19	9,94
	MnO	0,26	0,24	0,25	0,24	0,24	0,26	0,24	0,26	0,23	0,29	0,26	0,24	0,18
	MgO	3,18	5,04	2,62	4,04	3,87	3,49	3,75	3,87	3,83	3,28	3,54	2,06	4,11
	CaO	7,65	9,18	6,14	8,40	8,54	8,14	8,14	8,26	7,96	7,04	7,90	5,54	10,12
	Na ₂ O	2,88	2,2	3,14	2,67	2,49	2,61	2,44	2,47	2,52	2,60	2,46	2,72	2,78
	K ₂ O	1,39	0,73	1,54	0,89	0,85	1,21	0,86	0,94	1,33	1,27	0,93	1,95	0,58
	P ₂ O ₅	0,25	0,15	0,29	0,24	0,21	0,24	0,23	0,23	0,23	0,24	0,22	0,39	0,28
	Total	100,02	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,02	100,01	100,01	99,99
	LOI	0,59	0,35	1,04	0,73	0,80	0,76	0,59	0,71	0,75	0,87	0,56	1,01	0,57
mg*	mg*	0,188	0,264	0,165	0,248	0,223	0,208	0,217	0,231	0,235	0,189	0,199	0,155	0,292
	ID	54,76	48,65	59,29	55,46	53,28	54,3	53,84	54,99	55,96	55,59	53,26	66,81	61,00
Minerais normativos	qz	5,19	3,48	9,22	7,68	6,58	7,20	8,45	8,15	7,94	7,91	7,72	16,52	2,78
	pl	41,36	40,86	40,97	42,52	41,68	39,95	40,31	41,28	40,16	40,17	40,04	38,77	54,79
	or	8,21	4,31	9,1	5,26	5,02	7,15	5,08	5,56	7,86	7,51	5,50	11,52	3,43
	di	16,42	18,73	12,1	16,98	17,21	17,74	16,25	16,12	16,15	12,91	15,71	7,87	14,23
	hy	17,26	22,12	17,61	18,25	18,59	17,04	18,94	18,86	18,33	19,93	19,38	16,87	15,11
	il	5,49	4,52	5,01	3,84	5,01	5,05	4,99	4,33	4,03	5,39	5,43	3,04	4,99
	mt	5,51	5,64	5,31	4,92	5,41	5,32	5,45	5,18	5,02	5,64	5,71	4,51	4,00
	ap	0,58	0,35	0,67	0,56	0,49	0,56	0,53	0,53	0,53	0,56	0,51	0,90	0,65

Apêndice 3 – Tabela 2: Análises por Fluorescência de Raios X para elementos traço em µg/g para as rochas da soleira de Medicilândia.

		Grupo 1						Grupo 2									
Amostra		14/22	19/27	33/41	46/56	52/62	55/66	16/24	22/29	23/30	29/36	36/45	38/47	40/49	51/61	56/67	57/68
Elementos traço (µg/g)	Ba	121	108	100	102	132	197	175	153	119	122	185	291	129	176	131	117
	Co	81	77	86	88	72	66	77	62	89	105	79	82	75	89	72	86
	Cr	148	165	163	173	181	162	16	3	22	29	76	3	31	17	44	44
	Cu	108	115	116	116	117	117	137	142	129	130	134	160	125	169	121	124
	Nb	7	9	7	8	8	7	8	8	7	7	9	9	9	7	8	7
	Ni	111	143	125	141	145	119	69	55	88	99	80	65	104	71	91	103
	Sr	149	141	138	137	147	149	203	178	178	148	146	163	157	156	159	169
	Rb	8	9	11	9	11	13	21	14	8	13	17	21	12	22	21	17
	V	242	225	227	225	232	233	241	250	228	246	266	257	240	275	231	229
	Zr	45	48	49	48	52	51	73	69	64	60	66	80	59	72	58	58
	Y	13	15	15	15	16	16	18	17	17	19	18	19	27	18	22	16
	Zn	70	64	63	64	64	65	72	78	71	67	74	74	69	111	66	65

		Grupo 2			Grupo 3										Grupo 4		
Amostra		58/69	60/71	62/73	08/16	09/17	10/18	15/23	27/34	28/35	37/46	43/52	59/70	63/74	01/01	01/03	01/05
Elementos traço (µg/g)	Ba	224	169	148	161	189	155	289	338	158	154	234	183	151	163	131	227
	Co	69	64	78	74	70	114	64	91	61	68	64	135	69	59	66	70
	Cr	17	17	31	3	5	3	3	6	3	3	3	15	10	3	3	4
	Cu	132	138	143	189	180	213	189	176	189	196	202	169	174	379	407	198
	Nb	8	7	8	10	9	10	11	10	11	10	9	8	8	11	11	10
	Ni	79	63	69	50	66	65	52	54	50	57	52	83	65	21	24	42
	Sr	156	178	164	167	155	144	164	153	143	149	147	143	142	143	139	141
	Rb	12	31	11	10	21	16	20	17	20	16	22	14	15	24	30	20
	V	242	276	254	332	306	370	310	310	309	334	357	288	319	392	471	533
	Zr	56	72	63	103	98	112	107	99	110	100	114	88	90	163	163	132
	Y	16	18	19	24	25	26	24	22	27	24	25	21	21	30	29	25
	Zn	66	64	72	87	93	90	109	89	83	85	83	76	78	84	82	179

Apêndice 3 – Tabela 2: conclusão.

		Grupo 4												
Amostra		02/07	11/19	12/20	17/25	31/39	32/40	35/43	41/50	44/54	47/57	48/58	54/65	61/72
Elementos traço (µg/g)	Ba	175	151	281	178	191	311	185	193	264	373	217	467	169
	Co	74	68	78	103	91	75	118	100	68	72	76	63	100
	Cr	3	19	3	3	6	3	3	3	3	3	6	3	48
	Cu	406	187	349	411	427	373	508	422	330	466	577	267	257
	Nb	14	10	14	9	9	13	10	12	12	11	11	15	12
	Ni	21	70	23	41	30	34	26	44	28	22	26	21	62
	Sr	130	139	168	141	142	138	139	142	135	147	143	124	221
	Rb	43	16	41	22	19	32	19	22	40	35	23	58	14
	V	438	769	228	420	557	468	537	475	385	470	591	149	394
	Zr	163	112	220	143	142	161	151	155	159	167	157	256	149
	Y	31	21	37	29	26	30	32	32	30	43	29	41	27
	Zn	54	109	134	113	110	159	103	104	97	187	135	180	84

Apêndice 4 – Tabela 3: Análises por Plasma ICP-MS para elementos traço e ETR ($\mu\text{g/g}$) as rochas da soleira de Medicilândia.

	Amostra	Grupo 1						Grupo 2									
		14/22	19/27	33/41	46/56	52/62	55/66	16/24	22/29	23/30	29/36	36/45	38/47	40/49	51/61	56/67	57/68
Elementos traço e terras raras ($\mu\text{g/g}$)	Ba	121,0	108,0	110,5	110,0	120,5	188,5	201,0	164,5	145,0	126,5	195,0	299,0	123,0	179,0	134,0	124,5
	Ce	11,0	13,1	16,9	17,2	16,9	16,0	17,6	18,3	17,1	15,7	20,5	23,7	19,1	21,5	20,0	18,3
	Co	105,5	98,2	115,0	112,0	95,0	85,6	98,2	81,1	121,0	139,5	100,5	104,5	92,1	117,5	97,1	113,5
	Cs	0,6	0,5	0,8	0,7	1,1	1,1	1,2	1,1	0,6	1,0	1,1	1,0	0,7	1,4	1,1	1,6
	Cu	111,0	114,0	116,0	118,0	120,0	114,0	139,0	150,0	133,0	132,0	141,0	165,0	130,0	177,0	130,0	127,0
	Dy	3,2	3,4	3,4	3,5	3,5	3,2	4,5	4,2	4,2	4,0	4,1	4,5	4,8	4,1	4,3	3,7
	Er	1,9	2,1	2,1	2,1	2,1	1,9	2,7	2,6	2,5	2,4	2,5	2,7	3,2	2,5	2,8	2,1
	Eu	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1	1,2	1,1	1,1	0,9
	Ga	15,5	15,6	16,0	16,3	16,1	16,0	17,4	19,5	18,1	17,1	17,9	19,0	17,4	18,4	17,8	18,0
	Gd	2,8	3,0	2,8	2,9	2,9	2,7	3,9	3,9	3,7	3,6	3,5	3,7	4,0	3,5	3,6	3,1
	Hf	1,8	1,9	2,0	2,0	2,0	1,9	2,5	2,4	2,3	2,2	2,5	2,8	2,2	2,5	2,3	2,2
	Ho	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	1,0	0,8	0,9	0,7
	La	5,1	6,0	7,6	7,6	7,6	7,1	8,1	8,3	8,0	7,4	9,2	10,6	9,1	9,6	9,0	8,2
	Lu	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
	Nb	3,8	4,3	4,2	4,3	4,4	4,1	5,4	5,6	5,3	4,9	5,2	6,1	4,8	5,4	4,9	4,8
	Nd	8,5	9,6	10,3	10,6	10,5	9,9	12,1	12,5	11,7	11,1	12,3	14,2	12,2	12,6	12,0	11,1
	Ni	119,0	140,0	124,0	140,0	146,0	114,0	74,0	55,0	116,0	101,0	76,0	60,0	100,0	66,0	88,0	103,0
	Pr	1,9	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,8	2,9	2,7	2,5	2,7	3,1	2,5	2,8	2,6	2,4
	Rb	12,9	14,0	15,2	13,1	15,5	15,6	24,1	19,0	13,4	18,0	19,5	21,9	15,4	22,8	21,1	19,2
	Sm	2,1	2,4	2,8	2,8	2,7	2,7	3,1	3,1	2,9	2,7	3,2	3,7	3,4	3,4	3,2	3,0
	Sr	172,5	164,5	159,0	156,5	167,5	162,0	234,0	212,0	212,0	175,5	167,0	186,5	179,0	176,5	182,0	188,0
	Ta	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,3	0,6	0,4	0,7	0,3	0,4	0,7	0,5	0,7	0,3	0,6
	Tb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6
	Th	1,1	1,3	1,3	1,4	1,3	1,2	1,7	1,6	1,6	1,5	1,6	1,9	1,4	1,6	1,4	1,4
	Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
	U	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3
V	293,0	270,0	298,0	278,0	293,0	290,0	301,0	304,0	287,0	291,0	330,0	338,0	317,0	344,0	302,0	293,0	
W	351,0	323,0	829,0	399,0	317,0	261,0	347,0	271,0	465,0	536,0	406,0	442,0	293,0	535,0	573,0	528,0	
Y	17,1	18,2	18,6	18,7	18,6	18,1	22,7	22,6	22,6	23,8	22,6	23,8	37,2	21,9	28,7	19,6	
Yb	1,8	1,9	1,7	1,8	1,8	1,6	2,5	2,4	2,2	2,3	2,1	2,3	2,3	2,1	2,2	1,8	
Zn	94,0	82,0	77,0	76,0	78,0	74,0	95,0	107,0	96,0	88,0	93,0	91,0	84,0	136,0	79,0	78,0	
Zr	62,0	69,0	70,0	73,0	72,0	66,0	90,0	91,0	83,0	79,0	87,0	100,0	78,0	89,0	81,0	76,0	
	La/Yb _N	2,1	2,3	3,2	3,0	3,1	3,2	2,4	2,5	2,7	2,4	3,1	3,4	2,9	3,3	2,9	3,2
	La/Nb _N	1,4	1,4	1,9	1,8	1,8	1,8	1,6	1,5	1,6	1,6	1,8	1,8	2,0	1,8	1,9	1,8
	Σ ERT	41,0	46,4	52,4	53,4	52,7	49,7	60,8	61,7	58,3	54,9	63,2	71,7	64,3	65,2	62,9	56,6

Apêndice 4 – Tabela 3: continuação.....

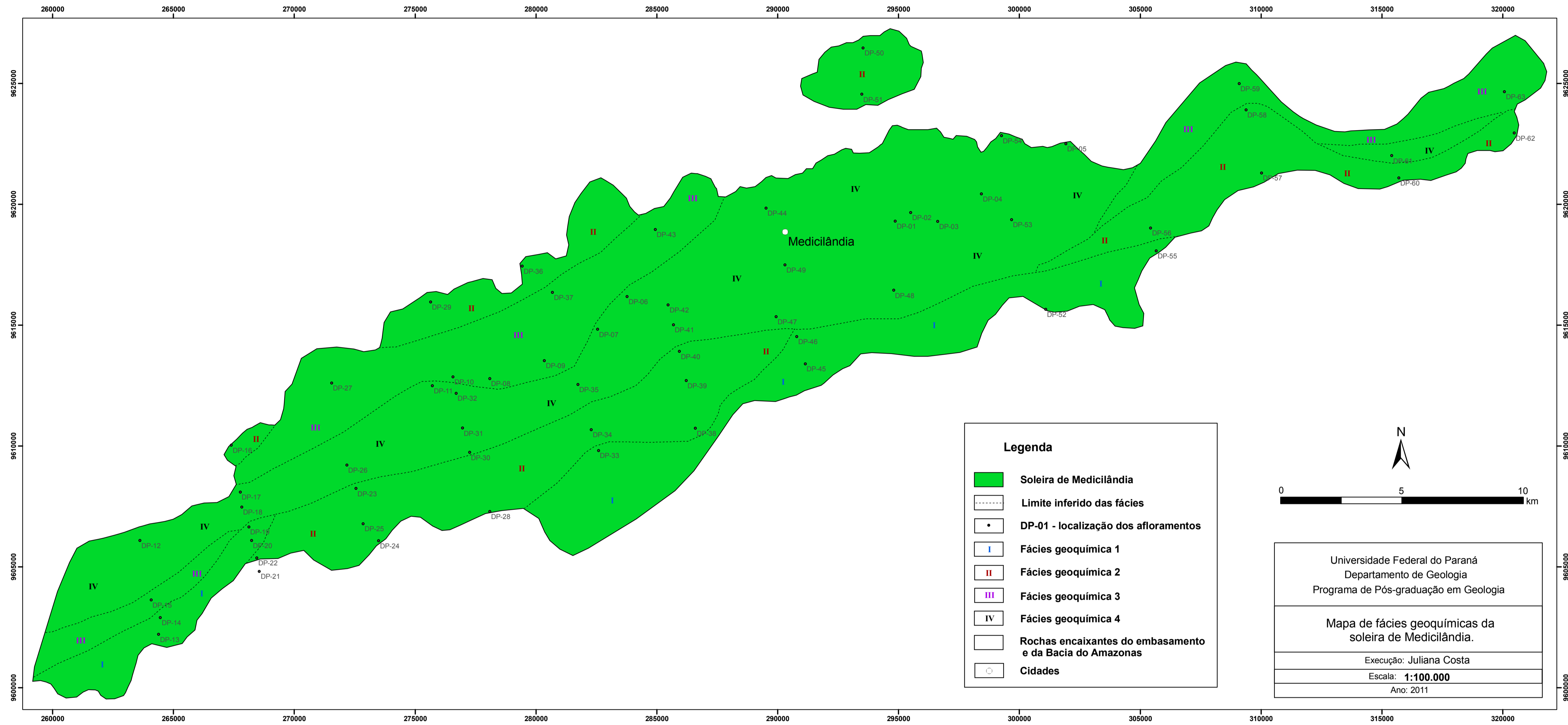
	Amostra	Grupo 2			Grupo 3										Grupo 4		
		58/69	60/71	62/73	08/16	09/17	10/18	15/23	27/34	28/35	37/46	43/52	59/70	63/74	01/01	01/03	01/05
Elementos traço e terras raras (µg/g)	Ba	239,0	192,0	147,0	158	207	200	330	370	186	196	251	219	166,5	215,0	170,5	281
	Ce	17,5	20,8	20,6	24,3	22,3	27,3	25	24,4	25,9	31,3	32,7	26,4	26,7	34,8	35,2	28,6
	Co	89,1	84,6	99,9	92,4	91,3	142	85	115	86,6	91,2	89,8	179,5	93,5	80,5	79,4	90,2
	Cs	0,9	1,6	0,8	1,04	0,87	0,91	1,44	1,11	1,87	1,29	1,21	1,91	0,96	1,5	3,52	1,73
	Cu	135,0	147,0	143,0	196	182	221	196	182	193	221	212	192	192	409,0	448	211
	Dy	3,6	4,0	4,2	5,66	5,34	6,52	5,46	5,56	5,82	6,01	5,96	5,29	5,23	7,5	7,36	6,12
	Er	2,2	2,5	2,6	3,44	3,29	4,04	3,42	3,36	3,6	3,63	3,62	3,22	3,11	4,5	4,42	3,81
	Eu	1,0	1,1	1,0	1,45	1,44	1,66	1,44	1,51	1,55	1,53	1,48	1,33	1,32	2,0	2,02	1,74
	Ga	18,2	19,6	18,2	19,4	18	19,7	19,7	19,2	19	21,2	20,1	20,2	20,1	21,3	21,3	20,2
	Gd	2,9	3,4	3,5	4,97	4,72	5,88	5,05	4,98	5,36	5,04	5,09	4,34	4,39	6,9	6,83	5,58
	Hf	2,1	2,5	2,3	3,3	3,1	3,7	3,5	3,3	3,6	3,7	3,8	3,2	3,2	4,6	4,6	3,8
	Ho	0,7	0,8	0,8	1,16	1,13	1,38	1,18	1,16	1,25	1,15	1,15	1,02	0,99	1,6	1,54	1,3
	La	8,0	9,2	9,0	11,3	10,4	12,4	11,5	11,2	11,8	14	14,5	11,9	12	15,9	16,2	13,2
	Lu	0,3	0,3	0,4	0,45	0,45	0,54	0,46	0,47	0,47	0,5	0,49	0,43	0,42	0,6	0,61	0,5
	Nb	4,5	5,4	5,0	7,6	7,2	8,7	7,6	7,7	7,6	8	8,2	7,1	7,1	11,6	10,3	8,9
	Nd	10,6	12,4	12,1	16,1	14,8	17,8	16	16,1	17	18,9	19,6	15,9	15,8	22,9	22,3	18,9
	Ni	80,0	63,0	65,0	47	62	61	48	51	47	51	46	80	61	7,0	20	32
	Pr	2,3	2,7	2,6	3,67	3,44	4,03	3,78	3,73	3,94	4,06	4,26	3,42	3,43	5,2	5,09	4,24
	Rb	14,8	30,8	14,2	16	25,4	23	27	23,9	25,2	22,9	26	20,1	19,9	35,5	39,6	28,9
	Sm	2,9	3,2	3,2	4	3,79	4,49	4,1	4,02	4,13	5,12	5,15	4,15	4,18	5,6	5,69	4,65
	Sr	179,0	201,0	181,0	195,5	178,5	174	188,5	182	168	182,5	170,5	179	172,5	170,5	169,5	171
	Ta	0,3	0,5	0,3	0,5	0,6	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	1	0,7	0,7	0,7	0,5
	Tb	0,5	0,6	0,6	0,91	0,86	1,06	0,9	0,89	0,96	0,88	0,89	0,77	0,78	1,3	1,22	1,01
	Th	1,3	1,6	1,5	2,21	2,09	2,42	2,34	2,3	2,45	2,52	2,65	2,1	2,09	3,0	3,18	2,59
Tm	0,3	0,3	0,4	0,48	0,46	0,55	0,48	0,48	0,51	0,5	0,51	0,46	0,46	0,7	0,62	0,54	
U	0,3	0,4	0,3	0,49	0,46	0,54	0,51	0,49	0,53	0,57	0,6	0,48	0,48	0,7	0,7	0,59	
V	308,0	352,0	318,0	409	366	443	373	380	367	449	463	399	414	417,0	534	633	
W	667,0	321,0	385,0	310	292	626	258	428	290	308	337	813	334	223,0	215	245	
Y	19,9	21,5	24,0	31,8	30,4	35,7	31,1	29,8	36,2	31,9	31,6	28,3	28,1	39,9	38	32,7	
Yb	1,7	2,0	2,3	3,12	3	3,5	3,07	3,08	3,17	3,03	2,99	2,64	2,56	4,2	4,1	3,5	
Zn	80,0	81,0	86,0	125	123	129	149	120	112	119	113	108	106	130,0	129	238	
Zr	75,0	87,0	83,0	120	114	131	126	118	132	136	138	112	114	165,0	166	142	
	La/Yb _N	3,3	3,3	2,9	2,60	2,49	2,54	2,69	2,61	2,67	3,31	3,48	3,23	3,36	2,7	2,83	2,71
	La/Nb _N	1,8	1,8	1,9	1,54	1,50	1,48	1,57	1,51	1,61	1,82	1,84	1,74	1,75	1,4	1,63	1,54
	ΣERT	54,4	63,2	63,3	81,01	75,42	91,15	81,84	80,94	85,46	95,65	98,39	81,27	81,37	113,6	113,2	93,69

Apêndice 4 – Tabela 3: conclusão.

	Amostra	Grupo 4												
		02/07	11/19	12/20	17/25	31/39	32/40	35/43	41/50	44/54	47/57	48/58	54/65	61/72
Elementos traço e terras raras (µg/g)	Ba	213	196	339	239	234	355	222	226	313	426	276	534	160
	Ce	34,5	22,6	46,1	33,7	35,7	41,1	39	39,2	38,9	40,4	38,5	64,8	33,6
	Co	89,7	93,9	96,7	127	121	101,5	153,5	132,5	86,5	96,4	103,5	87,8	117
	Cs	2,84	1,47	1,82	1,88	1,55	1,85	1,18	1,49	2,56	1,83	2,16	3,5	1,65
	Cu	442	197	388	431	485	428	540	453	359	514	637	298	330
	Dy	7,71	5,44	9,7	7,21	6,85	7,81	7,89	7,41	7,1	9,58	7,17	10,2	7,07
	Er	4,62	3,25	5,78	4,3	4,11	4,76	4,89	4,58	4,29	5,93	4,48	6,28	4,03
	Eu	2,21	1,46	2,6	1,95	1,77	2,04	1,89	1,81	1,82	2,28	1,84	2,61	1,92
	Ga	22,2	21,3	22,1	20,8	22,8	22,7	22,4	21,5	21,4	22,2	23,2	21,5	25,3
	Gd	6,99	4,91	8,99	6,58	5,96	6,77	6,56	6,36	6,07	7,88	6,14	9,11	6,43
	Hf	5,1	3,2	5,8	4,4	4,4	4,9	4,7	4,6	4,7	4,8	4,7	7,6	5
	Ho	1,62	1,15	2,03	1,52	1,31	1,5	1,53	1,48	1,42	1,91	1,44	1,95	1,33
	La	15,9	10,5	21,3	15,4	15,9	18,1	17,3	17,6	17,3	19,1	17,1	29,1	13,9
	Lu	0,63	0,44	0,78	0,61	0,58	0,66	0,68	0,65	0,6	0,72	0,63	0,86	0,51
	Nb	14	7,7	13,9	9,4	9,7	12,2	10,4	10	10,4	11	11,1	14,7	9,9
	Nd	22	15	28,8	21,5	21,2	24,5	23,4	23	23,3	25,2	23,4	36,9	23,1
	Ni	12	64	13	32	18	25	16	31	17	8	13	13	60
	Pr	5,12	3,5	6,71	4,93	4,59	5,26	5,08	5,01	5,05	5,42	5	8,22	4,68
	Rb	53,2	24,8	51,5	31,1	26,2	37,8	25,7	27,6	42,7	38,7	29,9	61	17,8
	Sm	5,59	3,81	7,26	5,44	5,46	6,32	6,45	5,94	5,97	6,81	6,1	9,02	6,26
	Sr	164	170,5	211	170,5	175,5	172,5	168	169	161,5	175	174	152	246
	Ta	0,9	0,5	1,1	0,9	0,7	1	0,7	1	0,9	0,8	0,8	1,3	1
	Tb	1,26	0,9	1,59	1	1,05	1,19	1,16	1,12	1,08	1,4	1,1	1,57	1,1
	Th	3,04	2,19	3,95	3	2,89	3,19	3,06	3,14	3,16	3,11	3,13	5,43	1,65
	Tm	0,67	0,46	0,81	0,63	0,6	0,66	0,69	0,65	0,63	0,79	0,64	0,89	0,54
	U	0,67	0,47	0,88	0,67	0,64	0,71	0,69	0,69	0,69	0,7	0,7	1,16	0,4
V	480	925	214	485	731	589	686	607	458	545	751	155	468	
W	279	254	348	486	526	364	694	543	295	319	707	423	492	
Y	39,3	27,7	52,2	38,6	36,6	40,8	45,6	44,1	37,9	60,3	39,5	55,1	36,5	
Yb	4,25	3,08	5,26	3,93	3,44	3,83	3,99	3,82	3,62	4,33	3,72	5,32	3,22	
Zn	110	174	193	165	164	219	155	145	129	239	190	226	124	
Zr	180	115	210	159	156	178	165	162	165	168	167	271	187	
	La/Yb _N	2,68	2,45	2,90	2,81	3,32	3,39	3,11	3,30	3,43	3,16	3,30	3,92	3,10
	La/Nb _N	1,18	1,42	1,59	1,70	1,70	1,54	1,73	1,83	1,73	1,80	1,60	2,05	1,46
	ΣERT	113,07	76,5	147,71	108,87	108,52	124,5	120,51	118,63	117,15	131,75	117,26	186,83	107,69

Apêndice 5 - Mapa de fácies geoquímicas da soleira de Medicilândia.

Apêndice 5 - Mapa de fácies geoquímicas da soleira de Medicilândia.



Apêndice 6 - Tabela 4: Dados isotópicos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas da soleira de Medicilândia.

Amostra	Rocha	Coordenadas		Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro ¹	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2 σ)	f _{Sm/Nd}	T _{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(180 \text{ Ma})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (T = 180 Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (T = 215 Ma)
		UTM do ponto amostrado	UTM do ponto amostrado												
DP-01/03	Diabásio	294913	9616330	6,032	24,026	0,1518	0,0010	0,512508	0,000009	-0,23	1,3	-2,54	-1,51	0,512329	0,512294
DP-02/07	Gabro	295474	9619458	6,202	24,417	0,1536	0,0010	0,512504	0,000015	-0,22	1,4	-2,62	-1,63	0,512323	0,512288
DP-11/19	Diabásio	275860	9612506	4,446	17,358	0,1549	0,0009	0,512502	0,000007	-0,21	1,4	-2,64	-1,68	0,512320	0,512285
DP-14/22	Diabásio	264463	9602898	2,413	9,081	0,1607	0,0010	0,512511	0,000009	-0,18	1,5	-2,48	-1,65	0,512322	0,512285
DP-31/39	Diabásio	276963	9610734	5,501	21,559	0,1543	0,0011	0,512489	0,000009	-0,22	1,4	-2,91	-1,93	0,512307	0,512272
DP-41/50	Diabásio	285688	9615005	6,020	23,835	0,1527	0,0017	0,512503	0,000004	-0,22	1,3	-2,62	-1,61	0,512324	0,512289
DP-51/61	Diabásio	293484	9624542	3,328	12,837	0,1568	0,0011	0,512513	0,000011	-0,20	1,4	-2,43	-1,52	0,512329	0,512293
DP-57/68	Diabásio	310022	9621288	2,950	11,463	0,1556	0,0010	0,512489	0,000010	-0,21	1,4	-2,91	-1,96	0,512306	0,512270

Apêndice 7 - Tabela 5: Dados isotópicos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas da soleira de Medicilândia.

Amostra	Rocha	Coordenadas		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2 σ)	T _{DM} (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T 180 Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T 215 Ma)	ϵ_{Sr} (180 Ma)
		UTM do ponto amostrado	UTM do ponto amostrado									
DP-01/03	Diabásio	294913	9616330	39,60	169,50	0,6762	0,708569	0,000038	700,8	0,706838	0,706501	36,17
DP-02/07	Gabro	295474	9619458	53,20	164,00	0,9391	0,710567	0,000037	651,3	0,708164	0,707696	54,99
DP-11/19	Diabásio	275860	9612506	24,80	170,50	0,4210	0,707793	0,000034	1033,4	0,706716	0,706506	34,42
DP-14/22	Diabásio	264463	9602898	12,90	172,50	0,2164	0,706957	0,000063	1936,8	0,706403	0,706296	29,99
DP-27/34	Diabásio	271547	9612600	23,90	182,00	0,3801	0,707519	0,000053	1102,8	0,706546	0,706357	32,02
DP-31/39	Diabásio	276963	9610734	26,20	175,50	0,4321	0,708551	0,000077	1140,9	0,707445	0,707229	44,78
DP-41/50	Diabásio	285688	9615005	27,60	169,00	0,4727	0,707687	0,000041	890,7	0,706477	0,706242	31,04
DP-51/61	Diabásio	293484	9624542	22,80	176,50	0,3739	0,707354	0,000050	1088,6	0,706398	0,706211	29,91
DP-57/68	Diabásio	310022	9621288	19,20	188,00	0,2956	0,708858	0,000038	1851,2	0,708101	0,707954	54,10