

Petrografia, Geoquímica e Geocronologia das Rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: Um Registro de Crosta Oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico

João Batista de Matos¹ (jmatos@cpd.ufmt.br), Johann Hans Daniel Schorsch², Mauro Cesar Gerald³, Maria Zélia Aguiar de Souza¹, Amarildo Salina Ruiz¹

¹Departamento de Recursos Minerais - UFMT

Av. Fernando Correia da Costa s/n, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

³Departamento de Geologia Regional e Geotectônica - UERJ, Rio de Janeiro, RJ, BRA

Palavras-chave: Crosta oceânica, Mesoproterozóico, Cráton Amazônico.

RESUMO

As rochas vulcano-sedimentares do orógeno do Rio Alegre ocorrem no SW do Cráton Amazônico e compreendem rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, rochas sedimentares químicas, além de rochas intrusivas máficas a félsicas. Toda a associação apresenta metamorfismo na facies xisto-verde a anfíbolito baixo. Estudos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos permitiram a subdivisão destas rochas nas seguintes unidades: Formação Minouro (base), Santa Isabel (intermediária) e São Fabiano (topo). A Formação Minouro compreende rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas associadas a cherts e formação ferrífera bandada. Dados de litogeoquímica indicam sua origem em bacia de retroarco ou cadeia meso-oceânica. A Formação Santa Isabel compreende lavas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas. A assinatura química destas rochas sugere sua geração em arcos de ilhas, o que é corroborado pelos dados U-Pb em zircão em duas rochas metadacíticas (idades de 1509 ± 10 Ma e 1503 ± 14 Ma) e T_{DM} de 1,54 Ga e 1,48 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de +4,3 e +4,8 (respectivamente), indicando derivação mantélica. A Formação São Fabiano é constituída por rochas metassedimentares cujas composições químicas sugerem derivação a partir das rochas vulcânicas subjacentes. As rochas intrusivas básicas e ultrabásicas constituem complexos gabríticos diferenciados serpentinizados e seus resultados químicos indicam geração por processo de fracionamento magmático. As rochas intrusivas máficas e félsicas associadas são representadas por gabros, dioritos e granitos. As análises U-Pb em zircão nestas rochas indicaram idades entre 1481 ± 47 Ma e 1449 ± 07 Ma e T_{DM} variando entre 1,70 Ga e 1,52 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +4,1 e +2,6 indicando também magmas manto-derivados. Os estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos indicam que as rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas aqui estudadas foram geradas em ambiente de cadeia meso-oceânica ou de retroarco. As rochas vulcânicas básicas a intermediárias provavelmente foram geradas em ambiente de arco de ilha, cujas idades de cristalização apontam para o período entre 1509 - 1503 Ma. Estas rochas foram posteriormente intrudidas por rochas máficas e félsicas sugerindo a evolução de um mesmo arco magmático. Metamorfismo na facies xisto-verde a anfíbolito baixo, além de transposição e milonitização são possivelmente associados com processos colisionais com o Cráton Amazônico ainda no Mesoproterozóico.

Keywords: Ocean floor rocks, Amazonian Craton, Mesoproterozoic.

ABSTRACT

The volcano-sedimentary rocks of the Rio Alegre terrane occur in the SW part of the Amazonian Craton and comprise mafic and ultramafic volcanic rocks, chemical sedimentary rocks, and mafic to felsic intrusive rocks metamorphosed at greenschist to low amphibolite facies. Petrographic, chemical and isotopic studies allowed the subdivision of the complex into three subunits: the basal Minouro formation comprises abundant basic to ultrabasic volcanic rocks and subvolcanic intrusive rocks associated with cherts and banded iron formations. Chemical data indicate an ocean-floor tectonic setting for these rocks; the middle Santa Isabel formation comprises intermediate and acid lavas and pyroclastic rocks. Chemical results indicate an island arc setting for them, which is corroborated by the U-Pb zircon ages of 1509 - 1503 Ma and T_{DM} ages of

1.54 Ga and 1.48 Ga and $\epsilon_{Nd(t)}$ values from +3.7 to +4.1 for the intermediate rocks, suggesting a mantle origin for the magmas. The uppermost São Fabiano formation is composed of metasedimentary rocks with a chemical signature similar to that of the volcanic rocks, suggesting that the latter are the source rocks. The basic to ultrabasic intrusive rocks are differentiated gabbroic rocks and serpentinites. Chemical data indicate the influence of fractional crystallization in the evolution of these rocks. U-Pb zircon dating of these rocks yielded ages from 1509 Ma to 1494 Ma, T_{DM} of 1.67 to 1.48 Ga, and $\epsilon_{Nd(t)}$ values of +4.5 to +2.5 suggesting mantle-derivation. U-Pb zircon analyses carried out on associated intrusive basic and felsic rocks yielded ages of 1.48 - 1.46 Ga. T_{DM} ages vary from 1.53 Ga to 1.50 Ga and $\epsilon_{Nd(t)}$ values from +3.7 to +4.1 suggesting that they were generated in a magmatic arc environment. The lithologic association, chemical and isotopic evidence suggest that volcanic and subvolcanic basic and ultrabasic rocks originated in a back-arc basin or ocean ridge; and that the basic to intermediate rocks were formed in an island arc setting at 1.51 - 1.50 Ga. These rocks were later intruded at 1.48 - 1.46 Ga by basic and felsic rocks formed in a magmatic arc setting. Metamorphism under green-schist to lower amphibolite facies (biotite to garnet-kyanite zone), and mylonitization producing a N20W foliation were associated with collision of the arc against the Amazonian Craton during Mesoproterozoic time.

INTRODUÇÃO

O vale do rio Alegre apresenta extensão aproximada de 200 km² e foi estudado visando uma contribuição sobre a sua evolução geológica. Por sua extensão, esta região apresenta unidades geológicas importantes para a compreensão da origem deste setor do segmento sudoeste do Cráton Amazônico, com enfoque no Mesoproterozóico. A área de estudo localiza-se no limite entre os municípios de Porto Esperidião e Pontes e Lacerda, Estado de Mato Grosso, entre os paralelos 15°43'17" e 15°49'14" e os meridianos 59°04'09" e 59°15'00". Neste trabalho são apresentados os resultados de mapeamento lito-estrutural em escala 1:100.000 da área localizada na Figura 1, bem como os resultados de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Os cinturões orogênicos paleo e mesoproterozóicos do SW do Cráton Amazônico têm sido agrupados nas províncias Rio Negro/Juruena, Rondoniano/San/Ignácio e Sunsás/Aguapeí, através de estudos geocronológicos de cunho regional (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari e Macambira, 1999; Bettencourt *et al.*, 1999; e Tassinari *et al.*, 2000). Em cada uma destas províncias geocronológicas sumarizadas por Tassinari *et al.* (2000), tem sido possível caracterizar, através de estudos de maior detalhe, terrenos acrescionários distintos. As unidades geológicas paleoproterozóicas reportadas no SW do Estado de Mato Grosso, como o *greenstone belt* Alto Jauru (Monteiro *et al.*, 1986), têm sido correlacionadas com a província Rio Negro/Juruena. As unidades mesoproterozóicas, como a suíte Cachoeirinha e Santa Helena (Geraldes, 2000), são usualmente incorporadas na província Rondoniano/San Ignácio e as unidades com idades no limite entre o meso e neoproterozóico, como o Grupo Aguapeí (Saes, 1999), têm sido interpretadas como extensão das rochas geradas durante o ciclo

orogênico Sunsás na Bolívia, descrito por Litherland *et al.* (1986).

Neste sentido, a área estudada pode ser dividida em quatro grandes conjuntos lito-estruturais (Figura 1). O primeiro é representado pelos orógenos Alto Jauru (1,79 - 1,74 Ga) e Cachoeirinha (1,58 - 1,52 Ga), reportados por Van Schmus *et al.* (1998) e Ruiz *et al.* (2002), respectivamente. Mais a oeste encontra-se o orógeno Santa Helena (Geraldes *et al.*, 2000) e as rochas do terreno rio Alegre, denominadas de seqüência vulcano-sedimentar rio Alegre e intrusivas associadas por Moraes e Makhoul (1986) e Matos (1994) e constituem o objetivo deste trabalho. E por fim, o orógeno San Ignácio, que ocorre no extremo oeste da área em estudo, composto pelo Complexo Pensamiento (Litherland *et al.*, 1986), também denominado de Complexo Metamórfico Alto Guaporé por Menezes *et al.* (1993). Todas estas unidades são recobertas por rochas do Grupo Aguapeí (Souza e Hildred, 1980; Saes, 1999) formado por serras quartzíticas estreitas subparalelas cuja deposição deve ter ocorrido entre 1,1 Ga (idade do evento Nova Brasilândia, Rizzoto, 1999) e seguido de milonitização a 0,92 Ga (idades ³⁹Ar/⁴⁰Ar em sercitas formadas durante o cavalgamento Aguapeí, Thover *et al.*, 2000). Encontram-se também, disseminados por toda a região estudada, os sedimentos inconsolidados relacionados à bacia do Pantanal e produtos de intemperismo laterítico da formação Guaporé (Figueiredo *et al.*, 1974).

No contexto local, na área estudada ocorrem apenas rochas do orógeno Santa Helena, do orógeno San Ignácio e do terreno rio Alegre (TRA), objeto deste trabalho. Desta forma, no extremo oeste desta área (Figura 2), ocorrem gnaisses cinzentos de composição essencialmente tonalítica a granodiorítica, correspondendo à biotita-gnaisses, migmatitos e milotitos derivados de granitóides poli-metamórficos/retrometamórficos de médio grau (Pinho, 1994). Parte dos gnaisses e migmatitos apresenta características petrográficas de gnaisses TTG, onde os litotipos peraluminosos (granatíferos) e metaluminosos (com

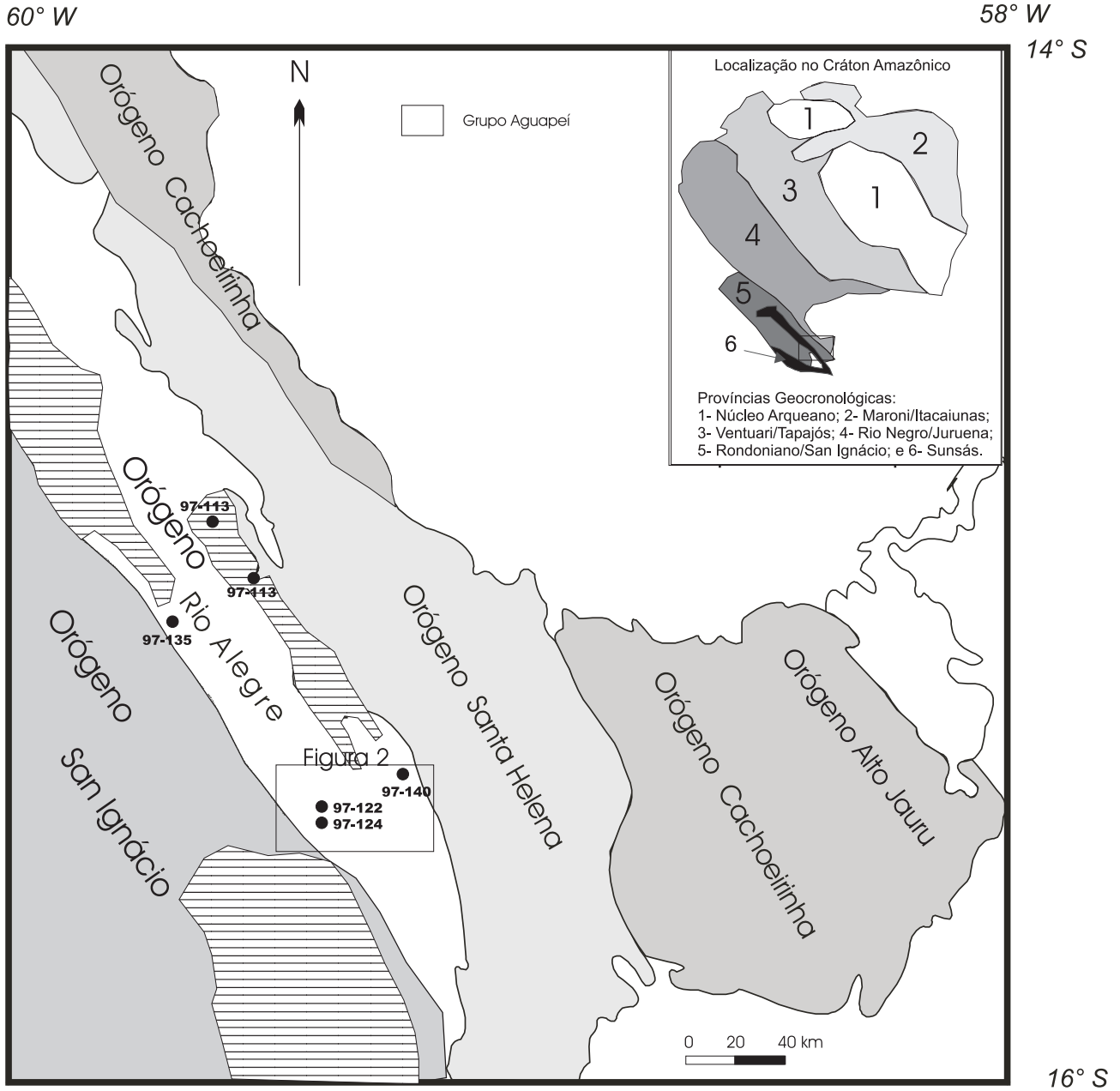


Figura 1. Mapa de divisão dos orógenos no SW do Estado de Mato Grosso com a localização da área estudada. Baseado em Geraldes (2000). Encarte modificado de Tassinari e Macambira (1999).

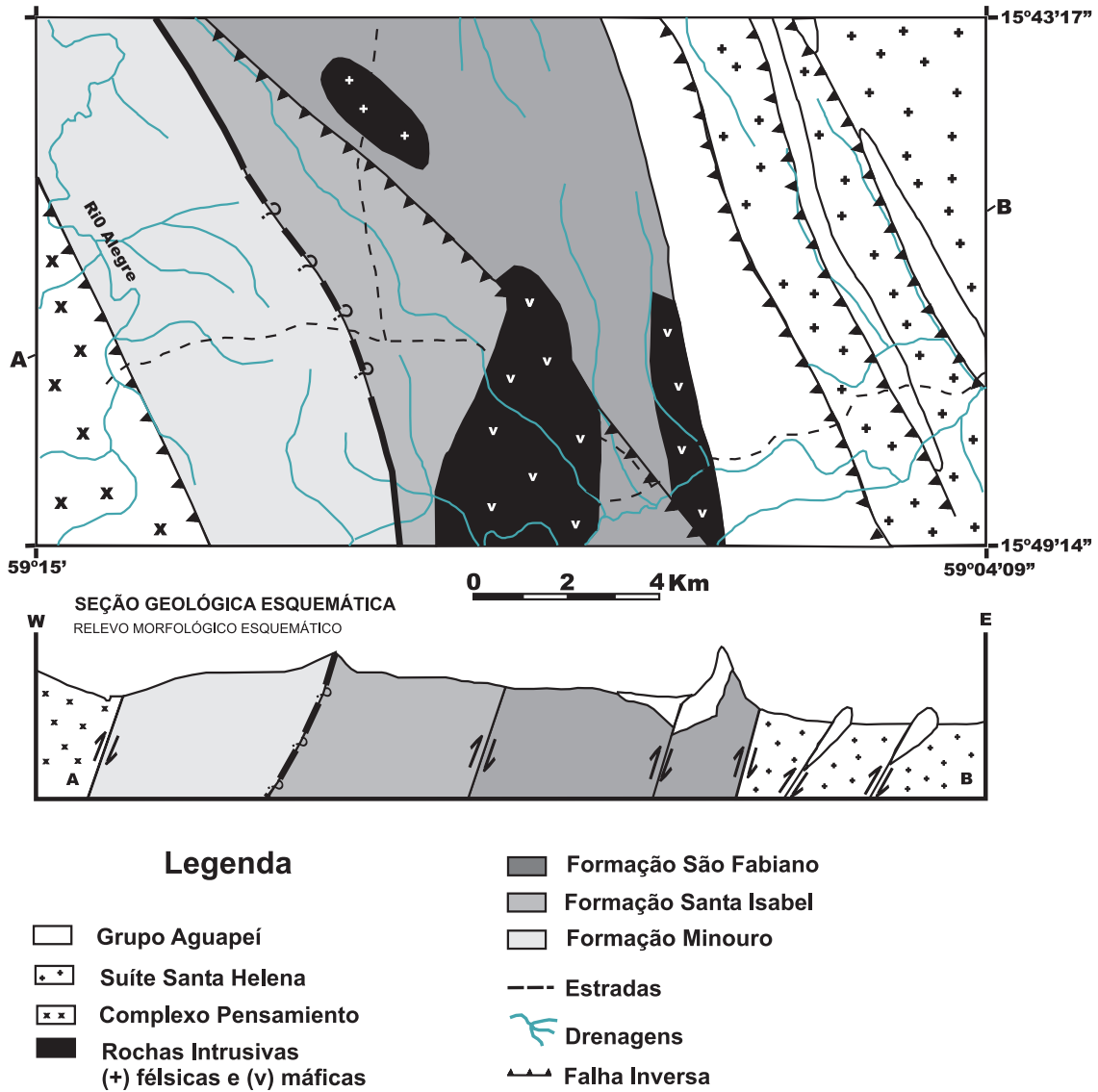


Figura 2. Mapa geológico de detalhe da área de estudo. Baseado em Matos (1992).

hornblenda) devem representar, respectivamente, associações TTG com alto e baixo alumínio no sentido de Condie (1981). Estes granitóides foram datados por Geraldès (2000), com idades U-Pb em zircão entre 1,42 Ga a 1,38 Ga, tendo sido interpretados como uma possível extensão das rochas do orógeno San Ignácio, reportado na Bolívia por Litherland *et al.* (1986). Conforme observações de campo, o contato destes gnaisses com as rochas do TRA são por zonas de cisalhamento de médio ângulo (Matos, 1992), com indicadores cinemáticos indicando direção de movimento de oeste para leste (Figura 2).

No setor leste da área estudada ocorrem rochas pertencentes à suíte Santa Helena, que corresponde a um extenso batólito (70 x 30 km), formado por granitos foliados cujas facies principais são biotita-granito, magnetita-granito, biotita-anfibólio-granito e granodiorito (Menezes *et al.*, 1993). Seu aspecto varia regionalmente com cores róseas-claras a brancas e cinzas. Estruturalmente a unidade apresenta uma intensa foliação dada pela orientação de minerais félsicos e máficos, ocorrendo rochas de granulação média (predominante), grossa (pegmatóide) e fina (milonítica). A composição predominante é granito 3b e granodiorito.

Geraldes *et al.* (2001) apresentam idades U-Pb em zircão variando entre 1444 Ma e 1420 Ma, e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,70 Ga e 1,50 Ga ($\epsilon_{Nd(t)}$ entre +3 e +1). Os dados isotópicos sugerem que as rochas da suíte Santa Helena foram formadas em ambiente de arco magmático desenvolvido na margem continental pré-existente (de idade entre 1790 Ma e 1520 Ma), representada pelas rochas dos orógenos Alto Jauru e Cachoeirinha. O contato das rochas do orógeno Santa Helena com as rochas do TRA também é controlado por zonas de cisalhamento, caracterizadas por faixas métricas a decamétricas constituídas por protólitos das duas unidades limítrofes milonitizadas.

O Grupo Aguapeí é constituído por metassedimentos de cobertura plataformal formando três serras subparalelas estreitas e contínuas na direção N20W por toda a porção leste da área estudada. São metarenitos ortoquartzíticos com intercalações de metaconglomerados oligomíticos (localmente com mineralizações de Au) da formação Fortuna, e metapelitos, filitos, metarcóseos e metassiltitos da formação Vale da Promissão. Estas unidades são definidas como base e intermediária (respectivamente) da estratigrafia típica do Grupo Aguapeí, no sentido de Souza e Hildred (1980). Os contatos basais do Grupo Aguapeí são sedimentares discordantes, eventualmente tectonizados, com as rochas do TRA ou ainda rochas do orógeno Santa Helena. Entretanto, o condicionamento das serras constituídas por quartzito é tectónico, com zonas de cisalhamento de médio ângulo que evoluem para zonas transcorrentes dispostas *en echelon*, causando repetidos cavalgamentos com transporte de W para L.

A formação Guaporé, de idade terciária a quaternária, compreende sedimentos inconsolidados elúvio-coluvionares e aluvionares e os produtos de intemperismo laterítico superficiais de espessuras variáveis. Estes sedimentos depositaram-se sobre as litologias acima descritas e formaram-se por intemperismo *in situ*, mascarando os afloramentos das rochas mais antigas. Localmente podem apresentar mineralizações residuais de Au e Ni, o primeiro sendo alvo de eventuais atividades garimpeiras.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

No TRA observam-se rochas metamórficas de baixo a médio grau, composicionalmente constituídas por vulcanitos e subvulcanitos básicos, basaltos, e diabásios extrusivos e intrusivos, lavas, tufos e intrusivas subvulcânicas em pequenos corpos, de composição dacítica a riodacítica, e rochas sedimentares (clásticas, químicas e vulcano-clásticas). Em adição, ocorrem rochas intrusivas como metagabros, metapiroxenitos e serpentinitos, além de granitóides. O estudo destas rochas é o objetivo deste trabalho e serão descritas em detalhe a seguir.

A formação Minouro: nesta unidade, os litotipos mais abundantes são melanocráticos a mesocráticos (metabasaltos), com granulação fina, equigranulares, estrutura foliada e também rochas intrusivas subvulcânicas (diques) de mesma faixa composicional, associadas a restos de metassedimentos químicos (cherts e formações ferríferas bandadas). Ao microscópio, os metabasaltos e diques metabásicos exibem texturas granonematoblásticas, com orientação incipiente imposta por cristais maiores de hornblenda, em trama constituída por hornblenda + plagioclásio. Os representantes desses litotipos, quase que invariavelmente, apresentam poucas modificações estruturais pós-cristalização, com minerais metamórficos substituindo os magmáticos, sem obliteração da estrutura pretérita, nas quais é ainda possível distinguir texturas porfiríticas e relictos de textura subofítica. Os anfibólios são os constituintes fundamentais e estão representados freqüentemente por hornblenda/tschermaquita e, ocasionalmente, por tremolita/actinolita. Apresentam-se em grãos subidioblásticos a xenoblásticos, comumente agregados, substituindo os minerais máficos primários, principalmente os clinopiroxênios. Os plagioclásios ocorrem parcialmente saussuritizados e estão representados pela andesina e subordinadamente pelo oligoclásio. Os cristais apresentam comumente contornos irregulares, com geminação polissintética. As inclusões minerais encontradas nesses grãos são de hornblenda/tschermaquita e, mais raramente, de apatita. O quartzo ocorre como constituinte subordinado, em porcentagens de até 8% em grãos anédricos e freqüentemente agrupados em leitões ou como inclusões globulares nos anfibólios. Nos metabasaltos do rio Alegre, a sua ocorrência em pequenas quantidades é devida ao subproduto de metamorfismo regional de facies xisto-verde, com variações a facies epidoto-anfibolito. Pistacita, zoisita, clinozoisita, carbonatos, sericita e clorita constituem os minerais mais freqüentes nesses litotipos, sendo resultantes de reações retrometamórficas a partir de plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólios. Opacos, zircão, titanita e apatita são os minerais acessórios mais comuns, tendo-se encontrado a biotita em apenas duas amostras.

A formação Santa Isabel: é constituída por metadacitos, metarriolitos e piroclásticas associadas. As rochas vulcânicas são isótropas ou de foliação incipiente, granulação fina, de coloração entre cinza-clara a verde escura, apresentando, freqüentemente em seus afloramentos, halos de intemperismo proeminente; enquanto que, as rochas piroclásticas são caracterizadas por fragmentos “lapili” imersos em matriz microcristalina, parcialmente substituídos por carbonatos. Ao microscópio, as rochas piroclásticas exibem texturas granoblásticas e blastoporfiríticas. A microclina e o ortoclásio são os constituintes mais importantes, ocorrendo sempre em cristais

subédricos, com geminação Carlsbad e combinada albíta + periclina. O quartzo é anédrico e freqüentemente apresenta extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) tem ocorrência subordinada e se exibe em grãos subédricos, saussuritizados. Titanita, zircão, apatita, opacos e relictos de diopsídio constituem os minerais acessórios; enquanto que a clorita advém de processos de alteração da biotita.

A formação São Fabiano: é representada na área de estudos por xistos, metacherts e formações ferríferas bandadas, que apresentam cores variadas, granulação fina e estrutura xistosa e/ou bandada. Ao microscópio, os xistos podem exibir texturas lepidoblásticas e, freqüentemente, clivagem de crenulação com dobras apertadas desarmônicas. Nos xistos, o quartzo sempre ocorre sob a forma de agregados granulares de cristais anédricos, geralmente dispersos em matriz sericítica. Epidoto, clorita e sericita ocorrem, ocasionalmente, como componentes subordinados ou como minerais acessórios. A análise modal de uma amostra de formação ferrífera apresenta quartzo com textura granoblástica poligonal como constituinte fundamental, hematita e stilpnomelano como componentes subordinados. A análise das paragéneses revela um metamorfismo de facies xisto-verde baixo, correspondente à zona da clorita.

Rochas básicas ultrásicas intrusivas: esta unidade informal é constituída por peridotitos-harzburgitos, leucogabros, gabros e serpentinitos, meso a melanocráticos, de granulação grossa a muito grossa, com texturas cumuláticas denunciando diferenciação *in situ*. Ao microscópio, os plagioclásios (comumente labradorita) apresentam-se quase sempre como grãos reliquiares subédricos, saussuritizados, com vestígios de geminação polissintética. Os anfibólios estão representados por hornblenda/tschermaquita em grãos idioblásticos a subidioblásticos, com dimensões de até 7 mm, de cor verde-escura e forte pleocroísmo, podendo ter hábito poiquiloblástico, incluindo plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e opacos. Esporadicamente ocorre tremolita/actinolita. O diopsídio ocorre também em pequenos prismas, imersos na matriz. Epidoto, clorita, sericita, talco e carbonatos são os minerais metamórficos mais freqüentes nessas rochas, enquanto que a apatita, a titanita e os opacos são os minerais acessórios. Quartzo metamórfico ocorre em alguns litotipos, associado a plagioclásio e anfibólios.

As rochas serpentínicas são derivadas de peridotitos, dunitos, harzburgitos metamorfisados com texturas reliquiares cumuláticas, onde olivina e cromita (acessória) representam a fase *cumulus* e orto/clinopiroxênios representam a fase *intercumulus*. A serpentina (crisotila) é o constituinte mineralógico fundamental destas rochas, exibindo seu típico hábito fibroso. Os clinopiroxênios constituem os minerais mais preservados, enquanto que os ortopiroxênios e olivinas estão pseudomorfisados como núcleos de mine-

rais reliquiares. Clorita magnésiana, talco e apatita (além da cromita) são os minerais acessórios mais freqüentes. As rochas intrusivas associadas ao TRA são metamórficas de baixo grau, indicando condições médias da facies xisto-verde (zona da biotita) eventualmente baixa como indicada pela observação de alguns serpentinitos. Porém na parte sul da área estudada, ocorrem transições para a facies xisto-verde alta (zona da granada). No geral estas rochas intrusivas apresentam alterações típicas de metamorfismo regional de baixo grau, incluindo saussuritização (plagioclásios de gabros), cloritização e anfibolitização (piroxênios em geral) e serpentinitização (peridotitos). Destaca-se, ocasionalmente, a excelente preservação de texturas cumuláticas indicativas de processos magmáticos de diferenciação e cristalização fracionada dos corpos intrusivos.

Esta associação de rochas vulcânicas máficas, ultramáficas e intermediárias encontradas na região do rio Alegre, se estende por centenas de quilômetros através de corpos que se prolongam na direção N-NW até a região de Comodoro (Saes, 1999), constituindo os morros do Leme e Sem Boné, dentre outros, com intensa mineralização de níquel tipo garnierítico, com teor de 1,4% de Ni (Angeli *et al.*, 1997).

Rochas intrusivas máficas e félsicas associadas: estas rochas apresentam variações composicionais entre gabros, dioritos e granitos, em corpos de dimensões não mapeáveis na escala de trabalho adotada, a exemplo do garimpo da Lavrinha e Pau-a-Pique (amostras 113 e 140, respectivamente). São rochas leucocráticas, cinza a verde acinzentada, de granulação grossa a porfiróide, isotrópicas a levemente foliadas. A mineralogia essencial inclui feldspatos (principalmente plagioclásios), anfibólio, biotita e pouco quartzo. Em lâmina delgada estas rochas exibem texturas equigranulares média a grossa e, mais raramente, porfiróide. O plagioclásio ocorre como minerais idiomórficos, em prismas curtos ou alongados. Normalmente estão saussuritizados, porém permitindo a sua determinação entre oligoclásio e andesina. O quartzo é anédrico, com contatos interlobados e deformações intracristalinas como extinção ondulante e subgranulação. O anfibólio e a biotita acham-se parcialmente substituídos por actinolita e clorita, respectivamente. Zircão, apatita, allanita e opacos são os minerais acessórios mais comuns.

Um outro corpo, de composição granítica denominado de Maraboa, localizado em garimpo homônimo, corresponde a um corpo alongado formado por rochas róseas a avermelhadas, porfiróides, de granulação grossa, isotrópicas e inequigranulares (amostra 141). A composição mineralógica é ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. A alteração para sericita dos feldspatos pode ser intensa a parcial (limitadas às bordas). As reações retrometamórficas são características distintivas de outros corpos intrusivos félsicos, como as rochas da suíte Santa Helena.

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Para analisar as tendências geoquímicas das rochas do TRA, foram realizadas análises multielementares por fluorescência de raios X nos laboratórios do Instituto Geológico da Universidade de Hamburgo (Alemanha). Foram analisados elementos maiores, menores e traços de 23 amostras de rochas metaígneas félsicas, máficas e ultrabásicas, de rochas metassedimentares e ainda de corpos intrusivos gabróicos e serpentiniticos/peridotíticos associados. Em adição foram realizadas duas análises multielementares (incluindo os elementos terras raras) das rochas intrusivas máficas e félsicas associadas no laboratório canadense ACTLAB, utilizando-se ICP-MS e ativação neutrônica.

As análises U-Pb por diluição isotópica foram realizadas no Isotope Geochemistry Laboratories na Universidade de Kansas (EUA). A separação de zircões envolveu a coleta de 10 a 20 kg de amostras, britagem, moagem, concentração em mesa vibratória, separação magnética e em líquidos densos, abrasão em ar comprimido. Os grãos foram dissolvidos individualmente com HF e adicionado o traçador misto ^{205}Pb - ^{235}U . Após a dissolução completa (3 a 5 dias a 200°C) Pb e U foram separados em colunas de troca catiônica. As razões isotópicas foram medidas usando um espectrômetro de massa VG sector com multicoletor usando-se o detector Daly. As constantes de decaimento utilizadas foram as definidas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda (^{238}\text{U}) = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e $\lambda (^{235}\text{U}) = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$. As composições isotópicas de ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb radiogênicos foram calculadas levando em conta correções para o branco de Pb (entre 7 e 14 pg) e para as composições não radiogênicas destes isótopos foram efetuadas correções utilizando-se o modelo de Stacer e Krammers (1975). Os erros gerados pela incerteza na regressão das discordâncias foram calculados para 2σ . Os resultados são apresentados em diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ com elipses cujas dimensões são representativas dos erros analíticos obtidos. Detalhes sobre o procedimento podem ser obtidos em Geraldès *et al.* (2001).

Para as análises de Sm-Nd foram utilizadas rochas pulverizadas, dissolvidas em HF e os traçadores ^{145}Nd e ^{144}Sm foram adicionados às soluções. A separação dos elementos terras raras foi feita por colunas de troca catiônica com resina. As concentrações isotópicas destes elementos foram medidas no espectrômetro VG Sector multicoletor. Para os cálculos de razões isotópicas, do parâmetro \mathcal{E}_{Nd} e de idade modelo T_{DM} foram utilizadas as seguintes constantes (DePaolo, 1988): $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e $\lambda_{\text{Sm}} = 0,654 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$.

GEOQUÍMICA

As análises litogeoquímicas tiveram por objetivo a caracterização composicional das rochas da TRA de forma a

permitir a investigação dos possíveis ambientes geológicos e processos de geração a partir das assinaturas destas rochas. Os resultados estão na Tabela 1 e a partir deles foram elaborados os diagramas apresentados e discutidos a seguir.

Os resultados químicos indicam, para as rochas básicas e ultrabásicas, processos magmáticos de fracionamento e acumulação de clinopiroxênios além de um tipo de epidotização forte, induzindo anomalias combinadas de extrema lixiviação de Na e enriquecimento de Sr. Da mesma forma para as rochas básicas a intermediárias, observam-se alguns valores anômalos quando comparados com as rochas ígneas basálticas a andesíticas equivalentes, indicando alteração mineralógico-aloquímica seletiva, diferente da epidotização comum nas amostras de origem extrusiva, responsável pela lixiviação de Na e enriquecimento de Sr.

Os resultados das análises químicas de parte das rochas metavulcânicas e intrusivas subvulcânicas básicas, intermediárias e ácidas da TRA indicam que estas rochas apresentam a assinatura predominantemente toleítica. Por exemplo, a amostra 126, que apresenta baixo Na (provavelmente pela epidotização) e ao mesmo tempo altos valores de Fe e Mg, sendo a amostra mais básica da população analisada. Observam-se, no entanto, variações que apontam para a existência de basaltos toleíticos ricos em Mg e Fe, e basaltos, andesitos, dacitos e riódacitos subalcalinos transicionais a cálcio-alcalinos. Tais dados, aliados às características petrográficas subvulcânicas, apontam para processos de cristalização fracionada de caráter subalcalino e formação incipiente de cumulados máficos magmáticos.

O *spidergrama* para as rochas metabásicas (amostras 15, 15A, 15B, 25 e 27) indica enriquecimentos em elementos incompatíveis e variações positivas e negativas dos elementos compatíveis. Algumas variações não sistemáticas de enriquecimentos e empobrecimentos em alguns elementos (Rb e Ba, entre outros), podem indicar efeitos de alteração hidrotermal/metassomática nessas rochas, em relação àquelas sem evidências de alteração. Entretanto, essas variações não são tão fortes para conferir características de heterogeneidade ao conjunto. Os espectros são caracterizados por uma forte anomalia positiva de U e empobrecimento em La, acompanhados por empobrecimentos em Nb e Ce e pode representar uma característica peculiar deste magmatismo tanto para as rochas básica-ultrabásicas (Figura 3A) como para uma amostra de composição intermediária (amostra 12; Figura 3B). Em adição, as rochas intrusivas associadas ao complexo metagábrico do TRA, compreendidos desde serpentinitos/peridotitos (amostras 22 e 43; Figura 3C) até gabros toleíticos (amostras 30 e 31; Figura 3D), apresentam comportamento geoquímico dos elementos compatíveis e incompatíveis coerentes com os padrões de diferenciação por cristalização fracionada.

Tabela 1. Resultados químicos das análises realizadas nas amostras do TRA (rocha total).

Grupos	Metaígneas								Intrusivas			Serpentinitos		Metassedimentos			Intrusivas	
	15	15A	15B	25	27	126	55	51	12	22	43	39	40	13	33	34	113	140
SiO ₂	49,46	67,1	45,16	53,16	50	49,1	53,16	50	66,31	48,51	46,25	40,14	43,39	61,3	74,84	50,05	55,99	50,02
TiO ₂	1,27	1,17	0,93	1,34	0,93	0,95	1,34	0,93	0,35	0,82	1,37	0,12	0,06	0,46	0,25	0,75	0,35	1,78
Al ₂ O ₃	12,39	17,75	16,26	14,37	11,01	13,2	14,37	11,01	14,74	10,53	17,41	1,73	0,61	19,38	11,54	9,36	16,15	16,37
Fe ₂ O ₃ *	12,31	10,61	12,71	12,84	10,29	16,06	12,84	10,29	2,78	11,84	12,23	12,55	13,2	10,86	6,75	9	6,58	11,13
MnO	0,16	0,13	0,18	0,22	0,17	0,26	0,22	0,17	0,05	0,19	0,18	0,2	0,17	0,02	0,04	0,15	0,12	0,15
MgO	5,64	4,15	4,26	3,49	12,42	6,79	3,49	12,42	1,22	11,63	6,48	33,01	29,26	0,08	0,57	13,57	5,14	3,97
CaO	11,59	12,29	16,04	5,2	9,44	9,13	5,2	9,44	2,77	10,5	9,97	0,1	0,31	0,09	0,1	11,93	6,87	8,97
Na ₂ O	0,07	2,93	0,07	3,01	1,85	0,84	3,01	1,85	4,81	1,82	3,31	0,01	-	2,89	0,24	1,66	3,07	1,78
K ₂ O	1,73	1,12	0,43	1,41	0,52	0,34	1,41	0,52	2,27	0,66	0,6	0,03	0,01	1,34	2,57	0,36	1,2	1,84
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,07	0,32	0,19	0,09	0,32	0,19	0,1	0,06	0,14	0,04	0,17	0,02	0,04	0,1	0,09	0,09
Total	94,7	97,36	96,11	95,36	96,82	96,76	95,36	96,82	95,5	96,56	97,94	87,92	87,18	96,45	96,95	96,93	95,56	96,1
H ₂ O	0,67	0,13	0,65	0,08	0,13	0,22	0,08	0,13	-	0,18	0,1	0,35	0,8	0,19	0,29	0,09	0,119	0,098
P.F.	3,94	2,19	3,45	3,4	2,33	4,48	3,4	2,33	3,5	2,32	1,68	11,35	10,78	3,46	3,29	1,88	0,1	0,14
Mg#	47,59	43,65	39,9	34,99	70,5	45,57	34,99	70,5	45,62	66,05	51,2	83,89	81,45	1,44	14,31	74,91	43,85	26,29
Cr	443	401	355	42	842	-	42	842	52	1082	43	4993	4626	44	5	1025	162	34
Ni	185	121	145	24	319	-	24	319	20	259	63	1038	1940	14	3	284	85	36
Co	70	40	93	32	48	-	32	48	4	66	63	89	90	4	15	89	40	35
V	231	148	173	205	184	-	205	184	50	261	176	53	33	98	40	185	89	470
Pb	10	14	11	22	11	-	22	11	25	7	8	12	11	11	12	9	10	19
Zn	74	66	61	164	90	-	164	90	64	96	113	180	100	40	50	74	114	97
S	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	-	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-
K	1436	9297	3570	11705	4317	-	11705	4317	18844	5479	4981	249	83	11124	21334	2988	-	-
Rb	22	38	8	31	14	-	31	14	68	18	13	7	4	40	57	6	25	62
Ba	185	286	97	499	159	-	499	159	712	154	219	-	15	232	936	140	428	784
Sr	1811	299	1173	255	330	-	255	330	541	115	678	-	6	237	12	236	666	626
Ga	26	32	38	20	23	-	20	23	25	20	28	1	-	7	14	28	19	21
Nb	9	7	2	13	15	-	13	15	8	14	13	19	15	7	11	16	4,9	2,3
Zr	135	82	105	143	82	-	143	82	130	47	96	11	7	99	195	61	81	50
Ti	7614	7014	5575	8033	5575	-	8033	5575	2098	4916	8213	719	360	2758	1499	4496	7,6	-
Y	20	18	22	26	24	-	26	24	9	29	11	10	8	10	20	18	1,16	12
Th	-	7	-	7	2	-	7	2	4	-	-	-	1	5	9	1	0,7	1,28
U	-	7	1	7	7	-	7	7	6	4	5	5	-	5	5	4	17,4	0,52
La	2	-	-	2	-	-	2	-	-	-	-	-	-	5	5	12	28,5	7,19
Ce	22	5	3	29	21	-	29	21	41	5	17	3	5	5	3	22	2,949	15,6
Nd	47	24	30	55	33	-	55	33	39	39	49	42	44	42	40	36	12	9,12
Sm																	2,13	2,18
Eu																	0,784	1,093
Gd																	1,53	2,22
Tb																	0,27	0,36
Dy																	1,27	2,01
Ho																	0,24	0,4
Er																	0,65	1,19
Tm																	0,091	0,184
Yb																	0,58	1,14
Lu																	0,095	0,175

Os serpentinitos apresentam anomalia expressiva de Cu mostrando (amostras 40 e 39; Figura 4A), entre eles e com litotipos semelhantes do corpo gabróide central, a similaridade geoquímica relacionada à grande maioria das rochas ultramáficas. Para as rochas metassedimentares do TRA, incluindo uma brecha piroclástica carbonatizada e xistos pelíticos, silticos e tufitos básicos, observam-se em *spidergrama* (amostras 11, 13, 33 e 34; Figura 4B) anomalias positivas de Cu que indicam concentrações anômalas deste

elemento e importância metalogenética para estas unidades, assim como a similaridade geral com os diagramas análogos para as rochas metaígneas vulcânicas e subvulcânicas, indicativas da participação destas últimas na formação dos sedimentos.

Para as amostras de rochas intrusivas básicas e félsicas associadas, os baixos valores de elementos traços como Rb, Y e Nb apontam para uma origem em ambiente de arco magmático. O *spidergrama* (amostras 113 e 141; Figura 4C)

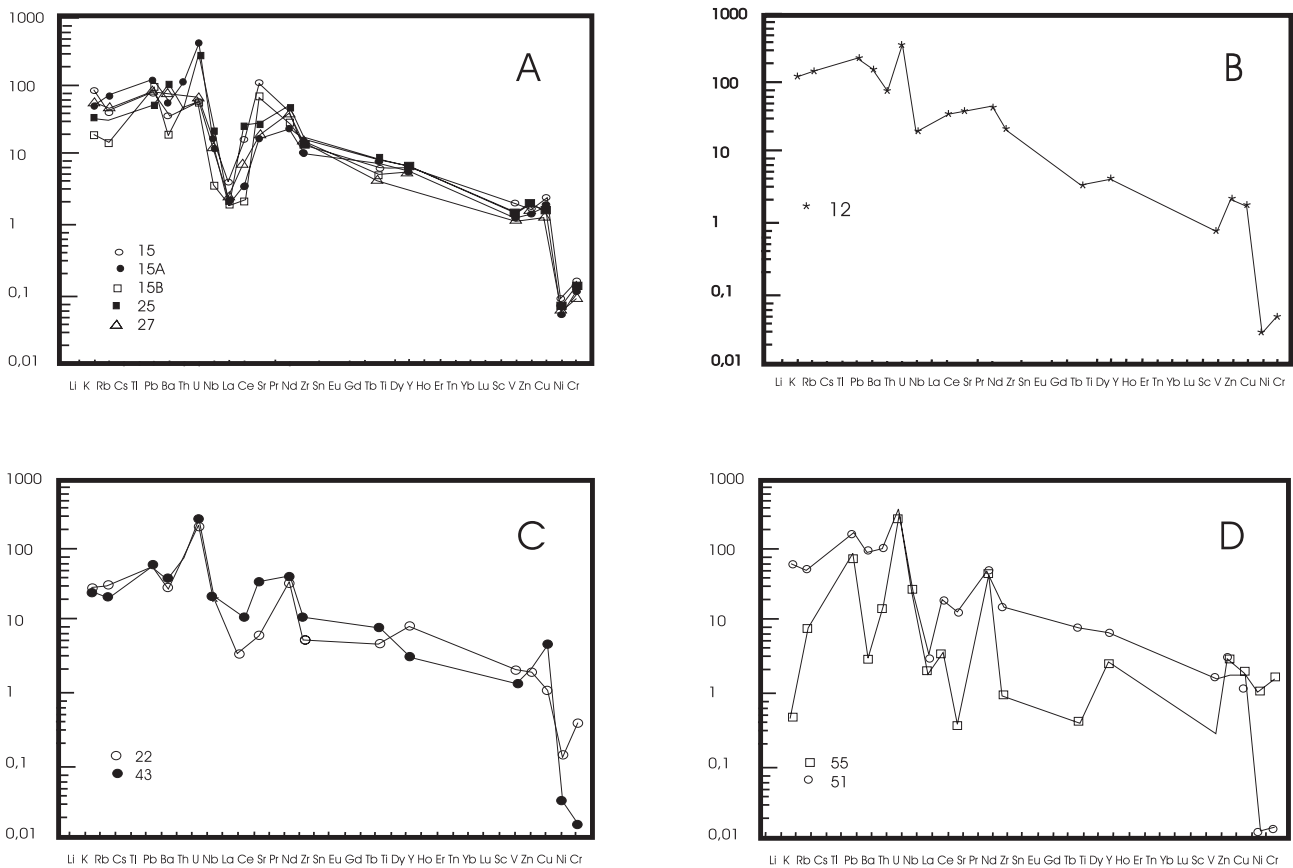


Figura 3. Padrões de variação de elementos compatíveis e incompatíveis normalizados para o manto primitivo (Taylor e McLennan, 1985) para as rochas metavulcânicas e intrusivas máficas do TRA. **A** - rochas vulcânicas metabásicas. **B** - rochas vulcânicas metaintermediárias. **C** - diques metamáficos a metaultramáficos. **D** - metagabbros intrusivos.

indica enriquecimento de elementos incompatíveis (mais intensos na amostra 113 e menos intenso na amostra 141), com exceção da anomalia negativa de Th. Em adição, não há anomalia positiva de U, como observado nas rochas intrusivas máficas, o que pode indicar fontes diferentes. Anomalias positivas de Eu indicam a existência de processos de fracionamento magmático onde o plagioclásio representa o mineral cumulático.

GEOCRONOLOGIA

Seis amostras do TRA foram analisadas pelos métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. Os resultados iso-

tópicos estão apresentados nas Tabelas 2 e 3. Na Tabela 4 estão sumarizadas as principais propriedades isotópicas e dos zircões das amostras analisadas. As amostras 122 (metadiorito), 124 (metadacito) e 135 (anfibolito gnáissico) indicaram idades U-Pb em zircão entre 1509 ± 10 Ma e 1494 ± 11 Ma com idades T_{DM} entre 1,67 Ga e 1,48 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,8 e + 4,3. As idades U-Pb das rochas básicas (gabro e diorito) e félsica (granito) indicam idades U-Pb entre 1481 ± 47 e 1449 ± 07 Ma e idades T_{DM} entre 1,70 Ga e 1,50 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,1 e + 2,6. Os diagramas da concórdia das rochas datadas são apresentadas individualmente na Figura 5, e o diagrama de evolução isotópica de Nd é apresentado na Figura 6.

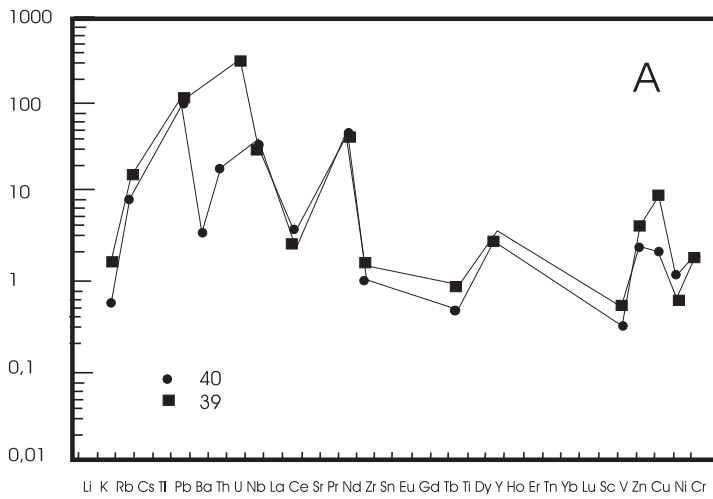
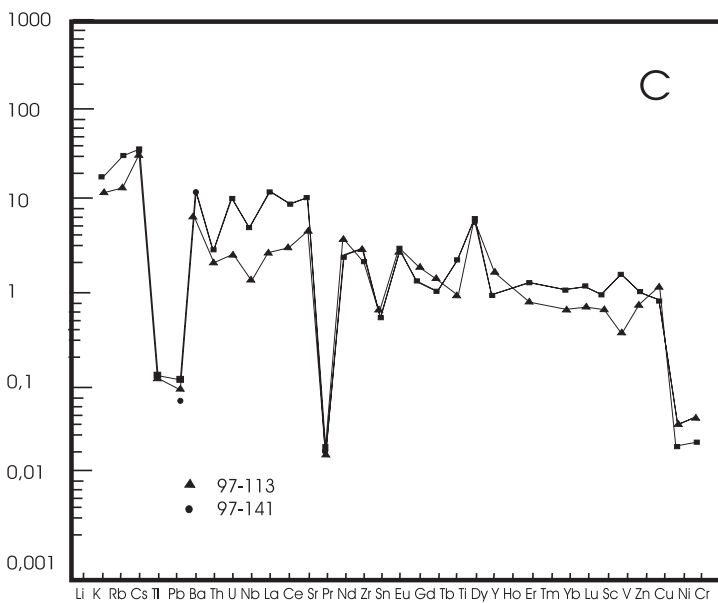
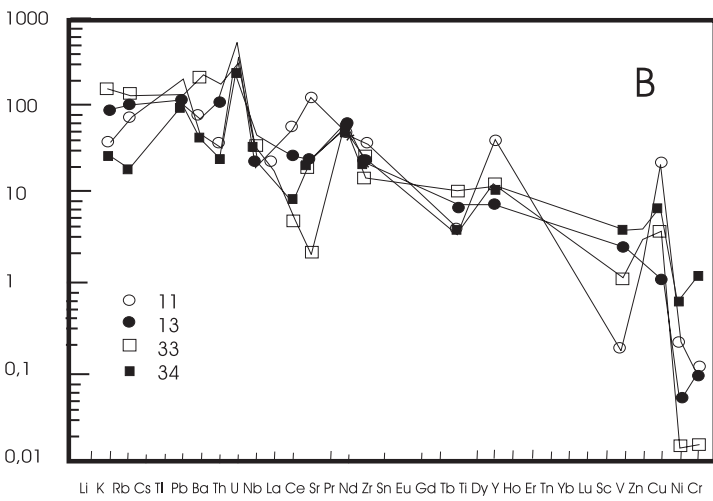


Figura 4. Padrões de variação de elementos compatíveis e incompatíveis normalizados para o manto primitivo (Taylor e McLennan, 1985) para as rochas metavulcânicas e intrusivas máficas do TRA. **A** - rochas serpentiniticas. **B** - rochas metassedimentares. **C** - rochas intrusivas máficas e félsicas.



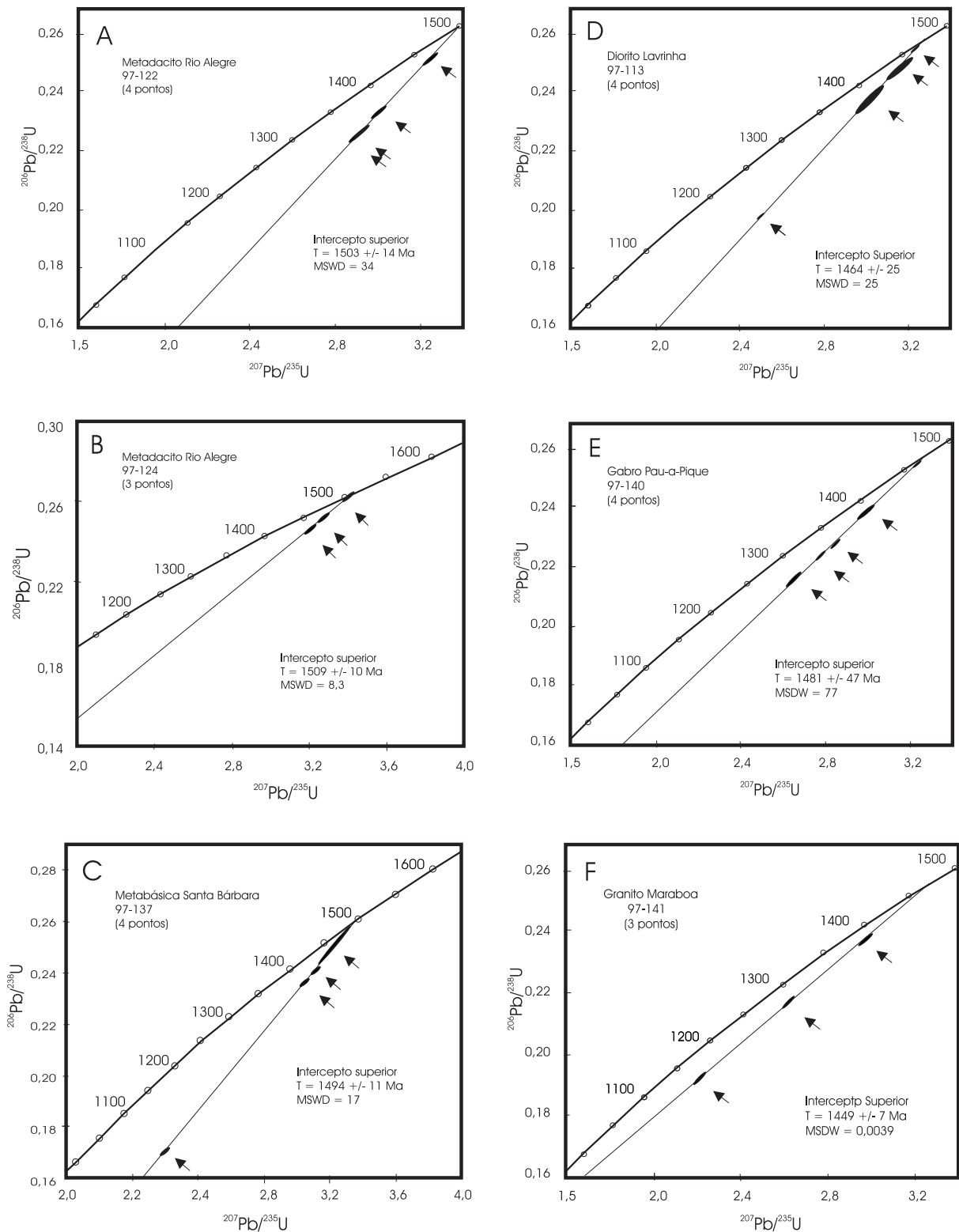


Figura 5. Diagramas da concórdia para as amostras metavulcânicas intermediárias e metaintrusivas do TRA datadas pelo método U-Pb (monocristal em zircão) convencional.

Tabela 2. Resultados analíticos U-Pb por diluição isotópica em monocristal de zircão para as rochas do TRA.

Fração*	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Observado** $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Razões \pm 2SE (%)				(Rho)	Idades calculadas \pm 2SE (Ma)***				
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	207/206			
122 Metadiorito														
M(0) [1]	0,008	2180	514	2839	2,994960	1,02	0,233027	1,02	0,0932145	0,09	0,996	1406 \pm 14	1350 \pm 14	1492 \pm 1,8
M(3) [1]	0,004	2280	552	2170	2,910510	0,82	0,225307	0,80	0,0936903	0,20	0,969	1385 \pm 11	1310 \pm 10	1502 \pm 3,9
M(4) [1]	0,005	1272	366	1405	3,254870	0,84	0,250522	0,81	0,0942294	0,21	0,970	1470 \pm 13	1441 \pm 13	1513 \pm 3,9
M(5) [1]	0,002	2450	594	1344	2,891710	0,66	0,224218	0,65	0,0935369	0,14	0,979	1380 \pm 10	1303 \pm 08	1499 \pm 2,6
124 Metadacito														
M(5) [N]	0,005	832	248	645	4,731440	0,64	0,282322	0,62	0,1215480	0,15	0,974	1773 \pm 23	1603 \pm 18	1979 \pm 2,6
M(5) "C"	0,002	522	169	744	3,399010	0,79	0,262408	0,74	0,0939453	0,27	0,939	1504 \pm 12	1501 \pm 13	1507 \pm 5,1
M(5) "B"	0,003	420	124	750	3,269750	0,85	0,252398	0,82	0,0939566	0,19	0,973	1474 \pm 12	1451 \pm 12	1507 \pm 3,6
M(5) "B"	0,007	1201	304	933	2,236330	0,50	0,186724	0,48	0,0868632	0,13	0,966	1193 \pm 06	1104 \pm 05	1358 \pm 2,5
M(5) "A"	0,009	552	165	1619	3,208880	0,53	0,246816	0,53	0,0942930	0,08	0,988	1459 \pm 07	1422 \pm 08	1514 \pm 1,5
M(5) "D"	0,006	2187	2631	19	0,927812	14,60	0,074100	9,48	0,0908160	10,40	0,706	666 \pm 100	461 \pm 41	1443 \pm 200
137 Metabásica Santa Bárbara														
M(4) E [1]	0,003	333	90	422	3,107700	1,13	0,241959	1,11	0,0931531	0,19	0,985	1435 \pm 16	1397 \pm 15	1491 \pm 2,6
M(4) A [1]	0,004	175	49	266	2,892400	1,44	0,236560	1,42	0,0886782	0,25	0,985	1380 \pm 20	1369 \pm 20	1397 \pm 4,9
M(4) F [1]	0,005	792	141	1124	2,233180	0,62	0,173024	0,61	0,0936089	0,09	0,990	1192 \pm 07	1029 \pm 06	1500 \pm 1,6
M(4) C [1]	0,005	471	123	263	3,105810	0,63	0,240893	0,62	0,0935082	0,08	0,992	1434 \pm 09	1391 \pm 08	1498 \pm 1,5
M(4) D [1]	0,003	95	31	139	3,266130	3,15	0,254835	3,11	0,0929551	0,47	0,989	1473 \pm 46	1463 \pm 45	1487 \pm 8,9
113 Diorito Lavrinha														
NM(-3) [4]	0,025	296	16	992	0,641500	0,84	0,050450	0,80	0,0922170	0,23	0,961	503 \pm 04	317 \pm 04	1471 \pm 4,4
NM(-3) [4]	0,015	46	12	590	3,174800	1,02	0,250900	0,10	0,0917720	0,20	0,980	1451 \pm 15	1443 \pm 15	1463 \pm 3,8
M(-2) [4]	0,017	45	12	482	3,155000	1,70	0,248850	1,51	0,0919520	0,72	0,905	1446 \pm 25	1433 \pm 22	1466 \pm 14
M(3) [7]	0,016	159	33	3855	2,508100	0,52	0,200700	0,50	0,0906340	0,14	0,966	1274 \pm 07	1179 \pm 76	1439 \pm 2,6
M(3) [3]	0,009	129	31	3002	3,048370	2,08	0,238740	1,98	0,0926050	0,62	0,954	1420 \pm 28	1380 \pm 28	1480 \pm 12
140 Gabro Pau-a-Pique														
M(0) [1] B	0,007	633	160	892	2,797430	0,55	0,226209	0,78	0,0896926	0,13	0,973	1355 \pm 07	1315 \pm 07	1419 \pm 2,4
M(1) [1] C	0,003	710	183	685	2,858590	0,66	0,228904	0,59	0,0905728	0,28	0,902	1371 \pm 09	1329 \pm 08	1438 \pm 5,4
M(2) [1]	0,003	1111	258	1219	2,656430	0,90	0,216785	0,90	0,0888724	0,11	0,992	1316 \pm 12	1265 \pm 11	1401 \pm 2,2
M(-1) "J"	0,002	385	126	121	2,529120	2,16	0,215253	1,88	0,0852157	0,97	0,894	1280 \pm 27	1257 \pm 23	1320 \pm 19
M(-1) "I"	0,002	313	88	294	2,991280	1,18	0,238621	1,14	0,0909175	0,27	0,973	1405 \pm 17	1380 \pm 16	1445 \pm 5,2
141 Granito Maraboa														
M(2) [1]	0,005	295	106	122	2,755277	0,68	0,222840	0,52	0,0896000	0,42	0,792	1342 \pm 09	1297 \pm 07	1417 \pm 08
M(3) [3]	0,006	297	72	215	2,230610	0,55	0,185630	0,52	0,0871508	0,19	0,938	1191 \pm 07	1098 \pm 06	1364 \pm 3,7
M(5) [1]	0,006	1949	272	541	1,280920	1,34	0,123610	1,31	0,0751571	0,29	0,977	837 \pm 11	751 \pm 10	1073 \pm 5,8
M(2) [1]	0,005	295	106	122	2,755277	0,68	0,222840	0,52	0,0896000	0,42	0,792	1342 \pm 09	1297 \pm 07	1417 \pm 08
M(3) [3]	0,006	297	72	215	2,230610	0,55	0,185630	0,52	0,0871508	0,19	0,938	1191 \pm 07	1098 \pm 06	1364 \pm 3,7

* M e N referem-se à inclinação utilizada para a separação das frações magnéticas a 0,5 A no Frantz. [1] refere-se ao número de grãos analisados.

** Valores corrigidos pelo branco analítico e/ou Pb comum.

*** Baseadas nas constantes de Steiger e Jäger (1977).

Tabela 3. Resultados analíticos de Sm-Nd em rocha total para as rochas do TRA.

Amostra	Rocha	Idade U/Pb	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t=0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t(\text{U/Pb}))$	T_{DM} (Ma)	f
122	metadacito	1503	9,29	2,46	0,16007	0,512497	-2,75	4,32	1536	-0,19
124	metadiorito	1510	4,68	1,23	0,15967	0,512412	-2,46	4,73	1484	-0,19
137	anfibilito	1494	25,12	5,19	0,12501	0,512061	-11,26	2,48	1677	-0,36
113	gabro	1464	11,97	2,11	0,10658	0,511965	-13,12	3,76	1532	-0,45
140	diorito	1434	9,11	2,22	0,14737	0,512385	-4,94	4,14	1500	-0,25
141	granito	1449	139,35	33,39	0,14485	0,512274	-7,11	2,61	1698	-0,26

Tabela 4. Sumário das principais propriedades das amostras (rochas e zircões) analisadas.

Amostra	Rocha	Tipologia do zircão	Idade U-Pb (Ma)	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Figura
124	metadiorito	translúcidos caramelados (4:1)	1509 ± 10	1,48	4,7	6A
122	metadacito	translúcidos marrons (2:1)	1503 ± 14	1,54	4,3	6B
135	anfibilito	translúcidos caramelados (3:1)	1494 ± 11	1,67	2,5	6C
113	diorito	translúcidos caramelados (4:1)	1464 ± 25	1,53	3,8	6D
140	gabro	pouco translúcidos marrons (3:1)	1481 ± 47	1,50	4,1	6F
141	granito	translúcidos caramelados (2:1)	1449 ± 7	1,70	2,6	6G

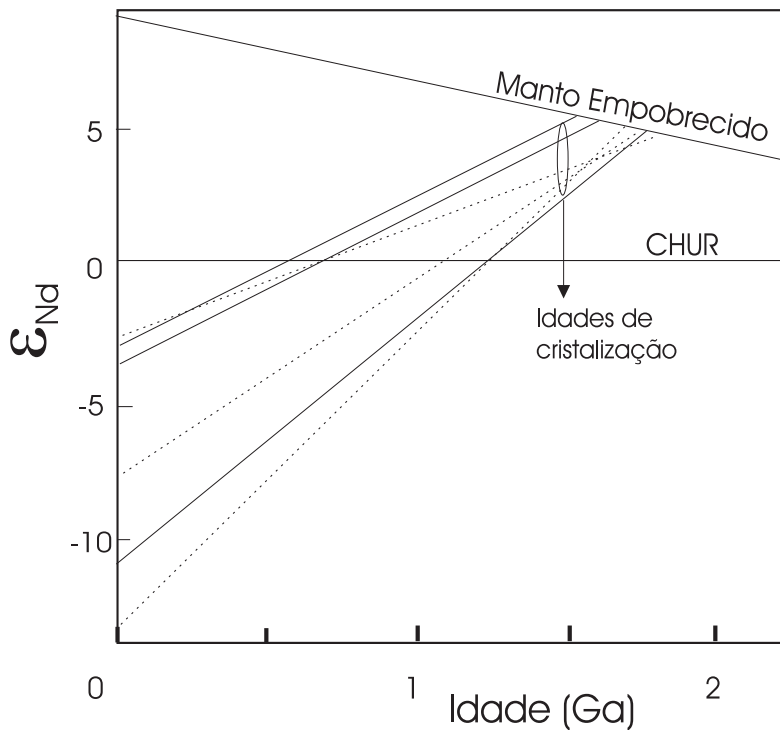


Figura 6. Diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas metavulcânicas (122, 124), metabásicas (135) (linhas contínuas); e intrusivas félsicas (113, 140 e 141) (linhas descontinuas).

DISCUSSÃO

Os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas do TRA permitem sugerir tipos de processos, fontes e ambientes de formação para este grupo de rochas, caracterizando importantes eventos formadores de crosta na região SW do Cráton Amazônico durante o Mesoproterozóico.

No TRA observam-se rochas metamórficas de baixo e médio grau que podem ser subdivididas na formação Minouro (metavulcanitos e subvulcanitos básicos, basaltos e diabásios extrusivos e intrusivos); formação Santa Isabel (metalavas, tufos e intrusivas subvulcânicas em pequenos corpos, de composições dacíticas a riódacíticas); e formação São Fabiano (rochas metassedimentares clásticas, químicas e vulcano-clásticas como sericita-biotita-xistos, metacherts ferruginosos e formações ferríferas bandadas). As rochas vulcânicas máficas, intermediárias e ácidas que compõem as formações Minouro e Santa Isabel evidenciam alterações mineralógicas sugestivas de processos aloquímicos hidrotermais/metassomáticos, pré-metamórficos, do tipo epidotização, espilitização e subordinadamente carbonatação e sericitização, sendo interpretadas como alterações de fundo oceânico, em sistema de atividade hidrotermal, em concordância com as conclusões de Matos e Schorscher (1997a) e Matos *et al.* (2001).

Os metagabros compreendem litotipos que sugerem diferenciação *in situ*, com membros apresentando variações desde peridotíticos-harzburgíticos ultramáficos a gábricos e de leuco-gabros como termos mais diferenciados. Os dados químicos destas rochas mais evoluídas apontam para uma evolução/diferenciação tipicamente toleítica com anomalias positivas de Cu e Zn e subordinadamente Cr e Ni, enquanto que os litotipos ultramáficos ora transformados em serpentinitos constituem peridotitos, dunitos e harzburgitos de granulação grossa que preservam as texturas magmáticas originais. Nestas rochas a cromita acessória e a olivina representam as fases *cumulus* e, principalmente o orto e o clinopiroxênio, as fases *intercumulus*, com os piroxênios nitidamente preservados dos efeitos do metamorfismo regional.

Os estudos geoquímicos e petrográficos das rochas vulcânicas e intrusivas associadas indicam que as rochas básicas a ultrabásicas possuem tendência toleítica, e representam litotipos provavelmente formados em assoalhos oceânicos gerados em bacia de retroarco ou cadeia meso-oceânica. Esta hipótese é corroborada pelas alterações hidrotermais acima descritas (epidotização, carbonatação, e sericitização), conforme já haviam apontado Matos e Schorscher (1997b).

As rochas metavulcânicas intermediárias (metadacitos) com idades U-Pb em zircão entre 1509 - 1504 Ma apresentam

características geoquímicas (enriquecimento de elementos incompatíveis) e isotópicas (valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,3 e + 4,8) que indicam sua geração em ambiente de arco de ilhas. As rochas básicas e félsicas com idades de cristalização (U-Pb em zircão) entre 1481 - 1449 Ga são caracterizadas por enriquecimento em elementos incompatíveis e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,1 e + 2,6, corroborando com a hipótese de que a sua geração ocorreu em arco magmático. Estes resultados podem indicar a evolução contínua da subducção, de forma que a geração das rochas migrou de litotipos vulcânicos intermediários (no período entre 1,51 - 1,50 Ga) para rochas gábricas a graníticas intrusivas (entre 1,48 - 1,45 Ga).

A pequena diferença de idade (50 - 60 Ma) desta unidade em relação às rochas da suíte Santa Helena e o posicionamento a oeste indicam que a colagem do TRA ao Cráton Amazônico ocorreu posteriormente a 1424 Ma (idade mais jovem da suíte Santa Helena). Diante destas características, é possível sugerir que as rochas aqui estudadas foram geradas em processos orogênicos de escala regional. Este orógeno é representado por rochas de fundo oceânico (de idade provavelmente superior a 1,51 Ga), colisão de placas oceânicas e formação de rochas vulcânicas e plutônicas em ambiente de arcos de ilhas no período entre 1,51 - 1,50 Ma, com a simultaneidade de deposição de sedimentos em ambiente de bacia de retroarco. E geração de rochas plutônicas básicas e félsicas em ambiente de arco magmático maduro resultado da colisão de placa oceânica com crosta sílica previamente formada, cujas idades de cristalização estão entre 1,48 - 1,45 Ma.

CONCLUSÕES

Os dados petrográficos e geoquímicos adicionados aos resultados isotópicos U-Pb e Sm-Nd aqui reportados permitem apresentar sugestões sobre a evolução geológica das rochas do vale do rio Alegre:

1. as rochas metamórficas vulcânicas e subvulcânicas de composições básicas a ultrabásicas aqui estudadas apresentam características petrográficas (textura cumulática) e assinaturas químicas (enriquecimento em elementos incompatíveis) coerentes com o fracionamento magmático de caráter toleítico. Estas rochas provavelmente se formaram em ambiente de cadeia meso-oceânica.

2. as rochas metamórficas vulcânicas e intrusivas associadas apresentam assinaturas químicas (enriquecimento em elementos incompatíveis) coerentes com o fracionamento magmático. Estas rochas apresentam idades U-Pb entre 1,51 - 1,50 Ga, idades T_{DM} entre 1,54 - 1,48 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,8 e + 4,3 e indicam terem sido geradas em ambiente de arcos de ilhas. Sedimentação contemporânea pode ter se depositado em bacias de retroarco.

3. as rochas plutônicas representadas por gabros, dioritos e granitos apresentam idades U-Pb entre 1,48 - 1,45 Ga e idades T_{DM} entre 1,70 - 1,53 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre + 4,1 e + 2,6. Estas rochas se originaram em ambiente de arco magmático provavelmente resultado da evolução dos arcos de ilhas de idades entre 1,51 - 1,50 Ga, tendo intrudido estas rochas mais antigas.

AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram para com essa pesquisa. Os trabalhos analíticos foram realizados nos laboratórios de geoquímica do DGM-UNICAMP e no Instituto Geológico da Universidade de Hamburgo, Alemanha, Auxílio para Pesquisa CNPq a JHDS (Proc. Nº 405600/87-9), bolsas de Pós-Graduação CAPES/PICDT a JBM, pesquisa e Pós-Doutorado no exterior a JHDS, respectivamente, do CNPq (Proc. Nº 303876/77-8) e da FAPESP-DAAD (Proc. 91/1340-9), assim como com auxílios materiais e logísticos diversos da METAMAT, UFMT, IGc-USP e da UNICAMP. Este trabalho teve o financiamento da FAPESP Proc. 96-04819-7 para M. C. Geraldes e NSF Proc. EAR97-05759 para W. R. Van Schmus. Este trabalho é uma contribuição para o IGCP-426 *Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELI, N.; GREGO, M. I. B. M.; VIDIGAL, F. G.; CARVALHO, S. G. Pesquisa de Platinóides e Ouro no Maciço Meta Máfico/Ultramáfico do Morro do Leme, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá, SBG Centro-Oeste e Brasília, 1997. p. 50-51.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, p. 41-67, 1999.
- CONDIE, K. C. *Archean Greenstone Belts*. New York: Elsevier. 1981. 434 p.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEL, M. A. S.; KAWASHITA, K. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: II CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 1979, Arica. *Anais...* Arica: 1979, p. 137-48.
- FIGUEIREDO, A. J.; BARROS, A. M.; EULÁLIO FILHO, A.; RODRIGUES, A. P.; BARRETO, B. F.; COUTO, J. G. P.; REICHL, J. L.; COSTA, S. A. G.; REZENDE FILHO, S. T.; PASTORE JÚNIOR, W. P.; BERBERT, C. O.; OLIVATTI, O.; ARAÚJO, A. G.; TRIGUIS, J. A.; MELO, J. C. R. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia: CPRM/DNPM, 1974. v. 2 e 11.
- GERALDES, M. C. *Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico)*. 2000. 193 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- GERALDES, M. C. *Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda MT*. 1996. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas.
- GERALDES, M. C.; KOZUCH, M.; TEIXEIRA, W.; VAN SCHMUS, R. U/Pb constrains on the origin of Mesoproterozoic granites of Pontes e Lacerda region, SW of Amazonian Craton. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos de Jordão. *Extend Abstracts...* Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, 1997. p. 126-128.
- GOUVÊA, C. A. T.; GOUVÊA, J. G. B. Prospecção geoquímica do corpo serpentínico do Morro Sem Boné – Vila Bela, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Camboriu. *Anais...* Camboriu, SBG, 1980. v. 3, p. 1525-1539.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R. N.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C. J. N.; HAWKINS, M. P.; KLINK, B. A.; MITCHEL, W. I.; O'CONNOR, E. A.; PITFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEBB, B. C. The Proterozoic Eastern Bolívia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, v. 43, p. 157-174, 1989.
- MATOS, J. B. *Contribuição à Geologia de Parte da Porção Meridional do Cráton Amazônico, Região do Rio Alegre MT*. 1994. 133 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MATOS, J. B.; RUIZ, A. S. Contribuição à Geologia da Folha Santa Rita - Mato Grosso. In: ENCONTRO CIENTÍFICO PARA O DESENVOLVIMENTO TÉCNICO DA AMAZÔNIA E CENTRO-OESTE, 1., 1990. Cuiabá. Atas. Breves Comunicações. Cuiabá: UFMT, p. 43-44, 1990.
- MATOS, J. B.; RUIZ, A. S. Contribuição à Geologia da Folha Santa Rita – Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991. Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG p. 122-130.
- MATOS, J. B.; SCHORSCHER, J. H. D. 1997a. Tendências Geoquímicas da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Rio Alegre MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1977^a. Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG, 1977a. p. 26-27.
- MATOS, J. B.; SCHORSCHER, J. H. D. Geologia da Região do Rio Alegre MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1977b. Cuiabá. *Anais...* Cuiabá:

- SBG, 1997b. p. 85-87.
- MATOS J. B.; SCHORSCHER, J. H. D.; GERALDES, M. C.; SOUSA, M. Z. A. 2001. The Rio Alegre Volcanosedimentary Sequence (SW Amazonian Craton, Brazil): Chemical and Isotopes (U/Pb and Sm/Nd) Constrains and Tectonic Implications. In: WORKSHOP "GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART." 2001. São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: IGc-USP, 2001. p. 56-59.
- MENEZES, R. G.; SILVA, L. C.; LOPES JÚNIOR, I.; BEZERRA, J. R. L.; TAKAHASHI, A. T.; FERREIRA, J. C. G. *Geologia Arqueano-Proterozóica da Folha Pontes e Lacerda – Estado de Mato Grosso SD-21-Y-C-II*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1993. Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG, 1993. p. 131-143.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P. M.; SILVA, M. D.; MORAES, A. A.; MARCHETTO, C. M. L. O Greenstone Belt do Alto Jauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v. 2, p. 630-646.
- MORAES, I. R.; MAKHOUL, E. R. O. *Contribuição à Geologia da Serra Salto do Aguapei – Sub-Área I. Cáceres MT*. 1986. 86 f. Trabalho de Graduação-Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá.
- NEDER, R. D.; RESENDE, W. M.; RONDON, S. L. *Projeto rochas Máficas/Ultramáficas das Cabeceiras do Rio Guaporé*. Comp. Matogr. Mineração-METAMAT, 1984. 26 p. (Relatório Interno).
- RIZZOTO, G. J. *Petrologia e Ambiente Tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. 1999. 136 f. Master Thesis - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- RUIZ, A. S.; FERNANDES, C. J.; PINHO, F. E. C. Compartimentação da deformação da Faixa Móvel Aguapeí e as mineralizações auríferas associadas. In: WORKSHOP "GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART." 2001. São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: IGc-USP, 2001. p. 120-124.
- SAES, G. S. *Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapei (1.2-1.0 Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico*. 1999. 135 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SOUZA, A. E. P.; HILDRED, P. R. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31., 1980. Mato Grosso. *Anais...* Mato Grosso: 1980. v. 2, p. 587-598.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221, 1975.
- STEIGER, R. H.; JÄGER, E. Subcommission on Geochronology-convention and use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362, 1977.
- TASSINARI, C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazon craton. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Tectonic evolution of South America. In: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 2000. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, 2000, p. 41-95.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- VAN SCHMUS, W. R.; GERALDES, M. C.; KOZUCH, M.; FETTER, A. H.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W. U/Pb and Sm/Nd constraints on the age and origin of proterozoic crust in southwestern Mato Grosso, Brazil: Evidence for a 1450 Ma magmatic arc in SW Amazonia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 1998. Ouro Preto. *Extend Abstract...* Ouro Preto, 1998, p. 121-125.