

Capítulo 5 – REMANESCENTE OCEÂNICO E ZONA DE SUTURA NO SETOR MERIDIONAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

5.1 – Considerações Iniciais

Este capítulo é destinado à apresentação e discussão dos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos (idades de cristalização magmática e de metamorfismo pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão e titanita, respectivamente, e idade-modelo Sm-Nd) relacionados ao Corpo Anfibolítico de Santo Antônio do Grama e rochas adjacentes. O capítulo inclui ainda, em Anexo III (*CD-Rom*), o *Mapa Geológico da região de Santo Antônio do Grama*, escala 1:50.000, e em Anexo IV (*CD-Rom*) o *Mapa de Pontos da região de Santo Antônio do Grama*, escala 1:50.000.

Ferreira *et al.* (2007), Queiroga *et al.* (2008) e Queiroga (este trabalho) investigaram as relações de campo, a composição química e isotópica das rochas anfibolíticas e meta-ultramáficas associadas na região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama, setor meridional do Orógeno Araçuaí (Figura 5.1). Os objetivos principais desta pesquisa foram a determinação da relação do grande corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama com as rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora circundantes e a realização de uma possível correlação deste corpo com uma seqüência ofiolítica tectonicamente encaixada em um terreno de alto grau metamórfico. Para tanto, foi realizado um mapeamento geológico, em escala 1:50.000 (Anexo III em *CD-Rom* e Figura 5.1), de uma área de aproximadamente 340 km² na Zona da Mata Mineira.

Dada a extrema importância da unidade geológica denominada “Anfibolito Santo Antônio do Grama (Brandalise 1991a)” para esta tese de doutorado, foi realizada uma síntese de contribuição ao estudo da mesma no item 2.3.3 do capítulo Geologia Regional.

5.2 – Geologia da região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama

A região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama ocupa a porção sudeste da Folha Rio Casca (IBGE 1979, SF-23-X-B-II-2, Carta do Brasil, escala 1:50.000) e dois terços da Folha Jequeri (IBGE 1979, SF-23-X-B-II-4, Carta do Brasil, escala 1:50.000), sendo delimitada pelas coordenadas UTM 7768000 – 7740000 N e 762000 – 746000 E (Figura 5.1). As unidades geológicas definidas na área abordada são apresentadas na Tabela 5.1. A porção central é cortada pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, que marca o contato entre os ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira, a oeste, com os gnaisses enderbíticos do Complexo Juiz de Fora, a leste. A cobertura metassedimentar de ambos os domínios é representada por paragneisses granatíferos, com rochas calcissilicáticas e quartzitos subordinados, do Grupo Andrelândia. O domínio Mantiqueira

aloja, ainda, o grande corpo de anfibolito Santo Antônio do Grama. Completa o quadro geológico da região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama um corpo de leucogranito tipo S, foliado, proveniente da fusão dos paragneisses Andrelândia. Uma descrição mais detalhada das unidades que ocorrem na região estudada e da geologia estrutural é apresentada a seguir. Ressalta-se que a unidade denominada Santo Antônio do Grama será abordada em um item específico por ser um dos alvos principais deste projeto de doutoramento.

Tabela 5.1 – Quadro estratigráfico das unidades delimitadas no mapa geológico da região estudada.

<u>NEOPROTEROZÓICO</u>
<i>EDIACARIANO</i>
GRANITÓIDE INDISCRIMINADO Granada-biotita-álcali feldspato granito, tipo S, foliado
META-ULTRAMÁFICA DO CÓRREGO DO PIMENTA Antofilita-talco xisto
ANFIBOLITO SANTO ANTÔNIO DO GRAMA Anfibolito de granulação média a grossa, foliado
<i>TONIANO - CRIOGENIANO</i>
GRUPO ANDRELÂNDIA Sillimanita-granada-biotita gnaiss, com intercalação de rochas calcissilicáticas e quartzitos
<u>PALEOPROTEROZÓICO</u>
<i>EMBASAMENTO</i>
COMPLEXO JUIZ DE FORA Ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo gnaiss, parcialmente migmatizado
COMPLEXO MANTIQUEIRA Hornblenda-biotita gnaiss, bandado e migmatizado

O Complexo Mantiqueira ocorre a oeste da Descontinuidade de Abre Campo, ocupando cerca de 100 km² (Figura 5.1). Geomorfologicamente, apresenta formas arredondadas do tipo “meia-laranja” nos altos topográficos, não exibindo formas distintivas em áreas mais baixas. A unidade é caracterizada por gnaisses bandados, foliados e migmatizados em intensidades diversas (Figura

5.2). O bandamento varia de centimétrico a decimétrico e é marcado pela alternância de bandas félsicas quartzo-feldspáticas com porções máficas ricas em biotita e/ou hornblenda.

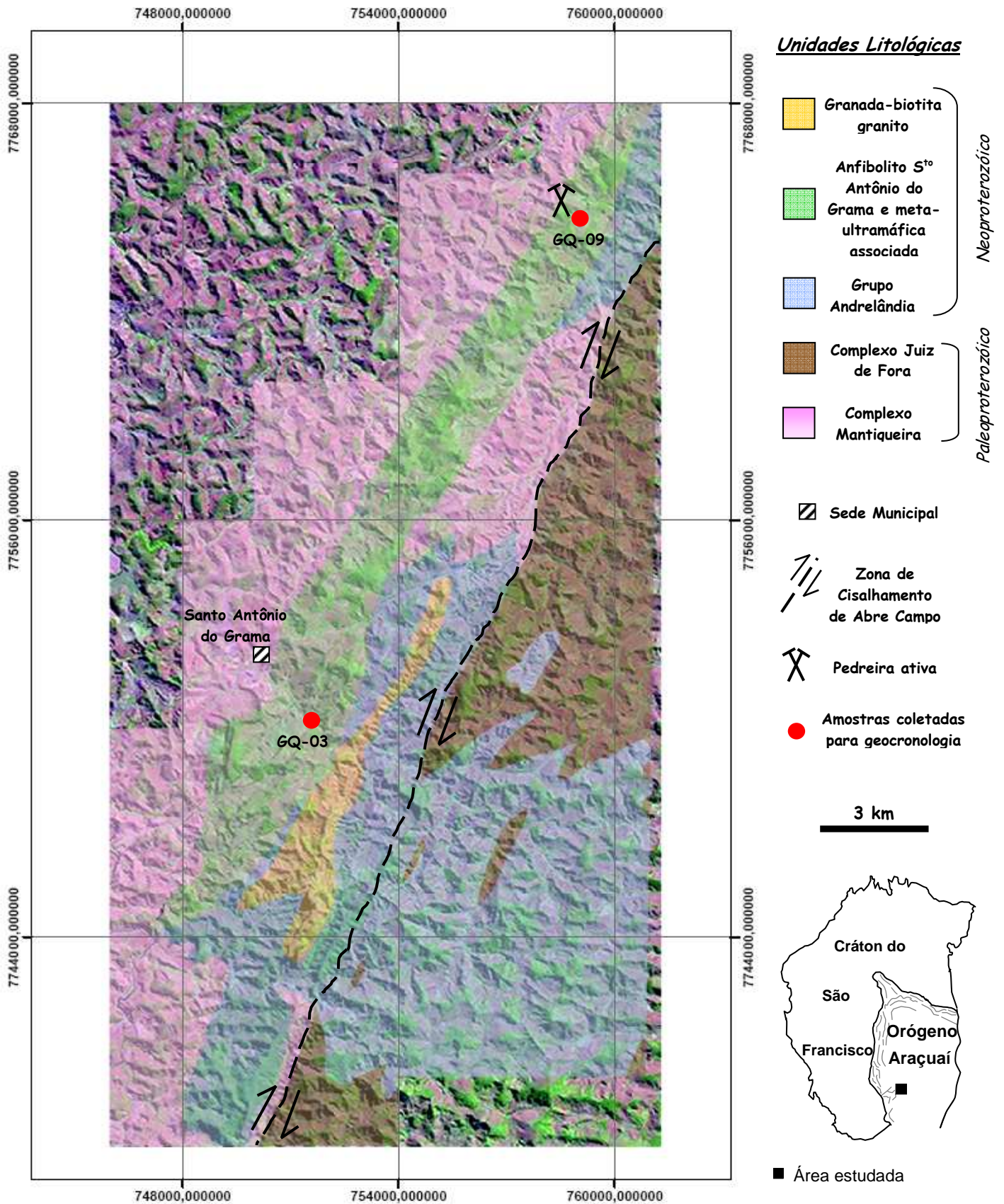


Figura 5.1. Mapa geológico simplificado, sobreposto à imagem de satélite, da região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama (este trabalho).

A paragênese mineral das bandas félsicas é representada por quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico ± biotita, enquanto que nas bandas máficas é composta por anfibólio + biotita + plagioclásio + minerais opacos + titanita ± quartzo, caracteristicamente de fácies anfibolito. Estruturas migmatíticas do tipo *schöllen*, *schlieren*, dobrada, acamadada e surreítica são comuns. Corpos de anfibolito concordantes com o bandamento, estirados e /ou boudinados são frequentes (Figura 5.2). Além dos anfibolitos, são encontradas porções pegmatóides de composição granítica e veios de quartzo com cristais centimétricos de biotita.

Microscopicamente, os gnaisses Mantiqueira possuem granulação média e textura granoblástica, subordinadamente nematoblástica. São constituídos de hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo. Os minerais acessórios mais comuns são zircão, apatita, titanita, allanita e minerais opacos. A composição modal média deste litotipo é: quartzo (40%), plagioclásio (25%), biotita (25%) e anfibólio (10%). O plagioclásio ocorre como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos e apresenta maclas polissintéticas acunhadas ou interrompidas. O quartzo mostra-se estirado paralelamente à orientação principal, com forte extinção ondulante. Geralmente o contato entre os grãos de quartzo e os outros constituintes félsicos é reto. Hornblenda é o anfibólio típico. Ocorre associada às palhetas de biotita, conferindo à rocha uma textura nematoblástica. A biotita ocorre sob a forma de palhetas orientadas, podendo ser primária ou secundária (neste caso substituindo anfibólio) (Figura 5.2).

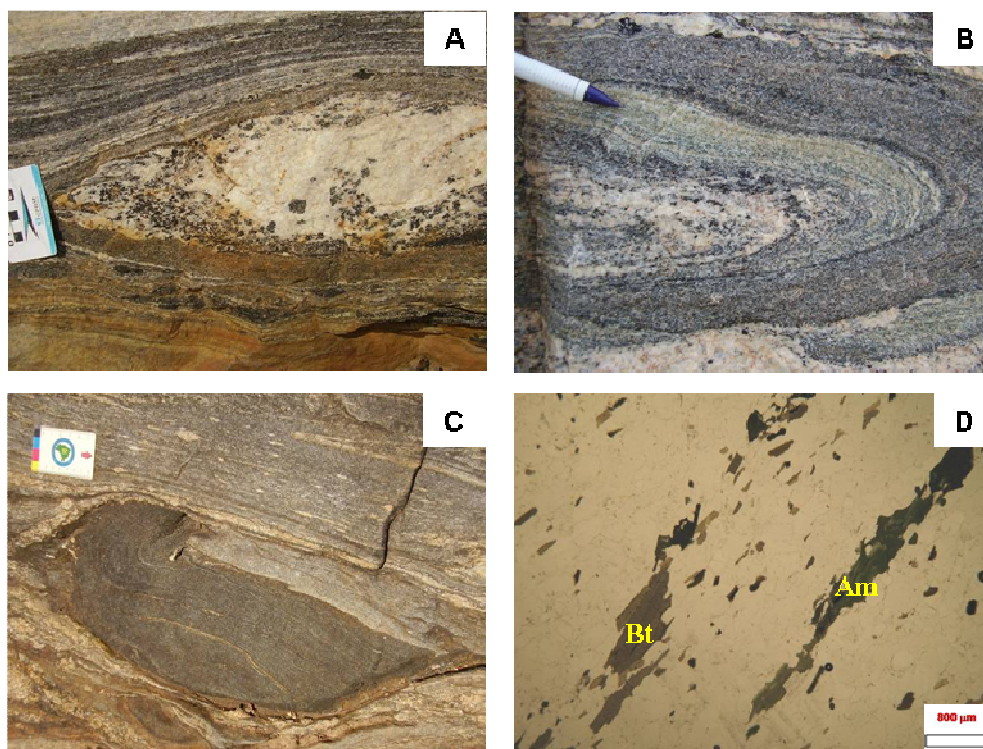


Figura 5.2. Detalhes do gnaiss Mantiqueira. A) e B) Ortognaiss bandado, dobrado e com porções migmatíticas; C) Corpo de anfibolito boudinado em meio ao ortognaiss; D) Hornblenda-biotita gnaiss, sob nicóis paralelos, exibindo a orientação dos minerais máficos e a substituição do anfibólio por biotita (Bt = biotita, Am = anfibólio).

O Complexo Juiz de Fora aflora no extremo leste da área, perfazendo pouco menos de 64 km². Ocorre sob a forma de lajedos no fundo de vales e/ou em quedas d'água ou na forma de pequenos pães-de-açúcar. É composto por gnaiss e enderbítico de coloração esverdeada, localmente descolorido, migmatítico, cuja composição mineral indica fácies granulito. Corpos de granulito básico, boudinado, ocorrem intercalados aos ortognaisses. O Complexo Juiz de Fora é representado por faixas estiradas na direção NNE intercaladas com rochas do Grupo Andrelândia (Figura 5.1).

O gnaiss e enderbítico é o litotipo predominante na área mapeada. Apresenta-se bandado, muito deformado, com dobras e sigmóides centimétricos de feldspatos e/ou minerais máficos rotacionados (Figura 5.3) e, às vezes, preserva a foliação primária S_{n-1} , truncada pela foliação brasileira S_n de caráter regional. Nas regiões de influência da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, os gnaisses apresentam-se milonitizados, com foliação predominante ESE e mergulho de até 75°. A composição mineralógica do gnaiss e enderbítico é representada por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e hornblenda (Figura 5.3). Zircão, apatita e minerais opacos são os acessórios mais comuns. A granulação deste litotipo varia entre fina e grossa e a textura é, predominantemente, granoblástica e, subordinadamente, nematoblástica. Nas proximidades da zona de cisalhamento dúctil, a textura é milonítica.

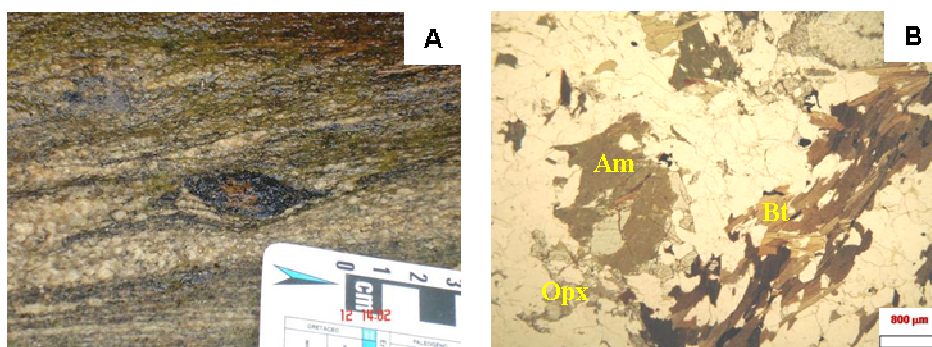


Figura 5.3. Detalhes do gnaiss Juiz de Fora. A) Ortognaiss bandado, com sigmóide de minerais máficos rotacionado; B) Gnaiss e enderbítico, sob nicóis paralelos, evidenciando a foliação regional S_n e o processo de uralitização do ortopiroxênio (Bt = biotita, Am = anfibólio, Opx = ortopiroxênio).

O Grupo Andrelândia ocorre em ambos os domínios do embasamento com uma área de pouco mais de 116 km². Caracteriza espessa cobertura metassedimentar paraderivada, composta por gnaisses granatíferos, quartzitos e rochas calcissilicáticas, recristalizados sob condições de fácies anfibolito alto a granulito. O paragneiss é o litotipo predominante do Grupo Andrelândia na área estudada. Trata-se de uma rocha bandada, de coloração acinzentada, granulação variável entre fina e média, composta por plagioclásio + quartzo + granada + biotita ± feldspato potássico ± sillimanita prismática ± zircão ± apatita ± minerais opacos (Figura 5.4). A textura é comumente granolepidoblástica, podendo ocorrer textura protomilonítica a milonítica. Os paragneisses são

freqüentemente migmatíticos, com mobilizados quartzo-feldspáticos granatíferos de granulação grossa. Estes mobilizados podem ser concordantes ou discordantes do bandamento gnáissico, e chegam a predominar em determinadas regiões. No domínio Mantiqueira, por exemplo, formam um corpo de leucogranito tipo S, foliado, que ocupa cerca de 10 km² (Figura 5.1). Trata-se de uma unidade referida como “Granitóide Indiscriminado”, composta por granada-biotita granito de granulação fina a média e coloração rosada (Figura 5.4). Aflora como maciços rochosos, geralmente alongados na direção NE-SW, ou sob a forma de lajedos.

O quartzito constitui intercalações nos paragnaisse. Os contatos entre as duas litologias podem ser tanto gradacionais quanto bruscos. Os quartzitos estão, na maioria das vezes, saprolitizados, mas quando livres da alteração intempérica, mostram-se bem recristalizados. Apresentam textura sacaróide e são compostos, basicamente, por cristais de quartzo com pequenas proporções de feldspato potássico, biotita, muscovita e granada (Figura 5.4).

As rochas calcissilicáticas, intercaladas nos paragnaisse granatíferos, constituem delgadas camadas ou lentes. São rochas de aspecto maciço, com textura predominantemente granoblástica, compostas por granada + plagioclásio + clinopiroxênio + anfibólio ± quartzo (Figura 5.4). Os minerais acessórios são apatita e opacos. Escapolita, titanita e epidoto ocorrem nas rochas do domínio Juiz de Fora.

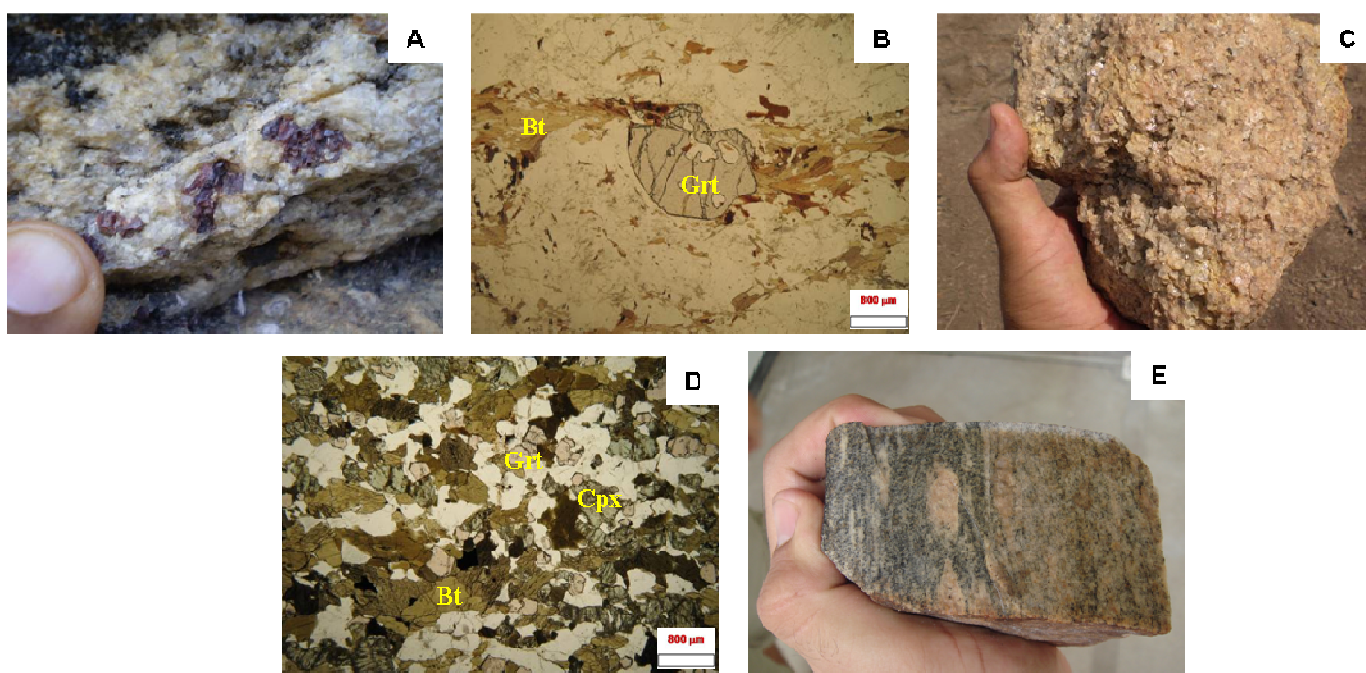


Figura 5.4. Detalhes dos litotipos do Grupo Andrelândia. A) Cristais de granada em banda félsica do paragnaisse; B) Paragnaisse, sob nicóis paralelos, evidenciando o porfiroblasto rotacionado de granada (Bt = biotita, Grt = granada); C) Quartzito de granulação grossa; D) Rocha calcissilicática, sob nicóis cruzados, mostrando a associação mineralógica clinopiroxênio + biotita + granada típica de fácies granulito (Grt = granada, Bt = biotita, Cpx = clinopiroxênio); E) Granada-biotita granito foliado, de coloração rosada, com porfiroclastos de feldspato.

O lineamento de Abre Campo – zona de cisalhamento com cinemática transcorrente dextral – se reflete em grande parte das micro, meso e macro-estruturas mapeadas. Possui cerca de 300 km de extensão, com uma média de 5 km de largura, e direção principal de alinhamento NNE (Peres *et al.* 2004). Esta estrutura secciona a região de São Pedro dos Ferros – Santo Antônio do Grama (Figura 5.1), conforme referido anteriormente.

O arcabouço estrutural é composto principalmente por estruturas de regime dúctil a dúctil-rúptil com vergência para oeste típica da orogenia brasileira. As unidades do embasamento exibem estruturas tais como bandamento e foliação, de origem metamórfico-deformacional paleoproterozóica, muito afetadas pela deformação brasileira, mas em alguns afloramentos e seções delgadas de rochas do Complexo Juiz de Fora é possível estabelecer a ordem cronológica das estruturas. A foliação principal S_n , regional e de idade brasileira, apresenta direção NNE e mergulho suave a íngreme para ESE (Figura 5.5). Os planos, paralelos ao bandamento composicional, são definidos por filossilicatos e/ou piroxênio e/ou anfibólio (no caso de ortognaisses e Anfibolito Santo Antônio do Grama). Localmente, dobras abertas a fechadas afetam a foliação principal, refletindo-se nos mergulhos para WNW exibidos nos diagramas da Figura 5.5 (especialmente nas rochas dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira).

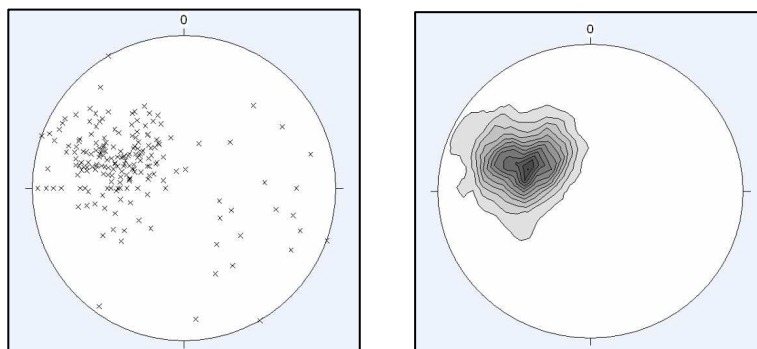


Figura 5.5. Diagrama de pólos e de contorno para a foliação principal (n=220).

A lineação de estiramento mineral, na maioria das vezes, apresenta direção NE e baixo a moderado ângulo de obliquidade com o plano de foliação (Figura 5.6). Algumas medidas *down dip* são observadas evidenciando a existência de rampas frontais. A relação angular entre a maioria das lineações, que mergulha para NE, e os planos de foliação, que mergulham essencialmente para ESE, indica movimentação tectônica predominantemente oblíqua (Figuras 5.5 e 5.6). De acordo com Fischel (1998), Noce *et al.* (2006) e Alkmim *et al.* (2007), esta geometria reflete uma movimentação ao longo da Zona de Cisalhamento de Abre Campo em duas fases deformacionais. A primeira fase, de caráter tangencial com movimentação para oeste, foi responsável pelo posicionamento de cunhas de empurrão de paragnaisses e gnaisses enderbíticos Juiz de Fora por

sobre os ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Esta fase foi sucedida por uma deformação direcional dextral, referida como “escape lateral do orógeno”.

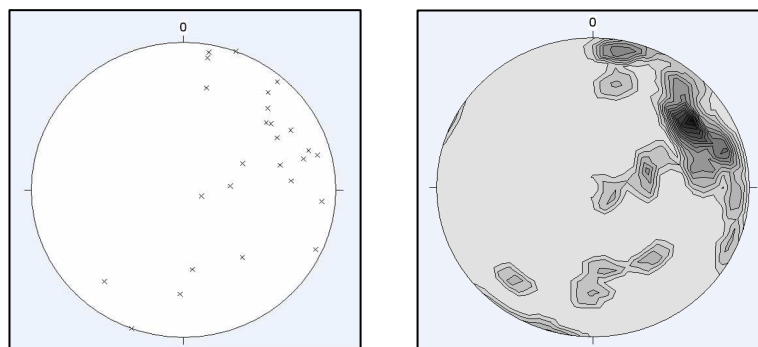


Figura 5.6. Diagrama de pólos e de contorno para a lineação de estiramento mineral (n=26).

Uma seção típica pode ser obtida em um perfil ortogonal à Zona de Cisalhamento de Abre Campo (vide mapa geológico em Anexo III). De oeste para leste caminha-se em direção à porção de maior deformação da mega estrutura. Ao longo desse caminhamento observa-se uma tendência ao aumento do ângulo de mergulho da foliação. Esta tendência geral se repete em setores menores nos quais o mergulho de foliação também aumenta rumo a leste. Esse fator associado aos dados de lineação mineral, que mostram predominância de cinemática oblíqua, sugere um arranjo de falhas com estrutura em flor positiva (Figura 5.7).

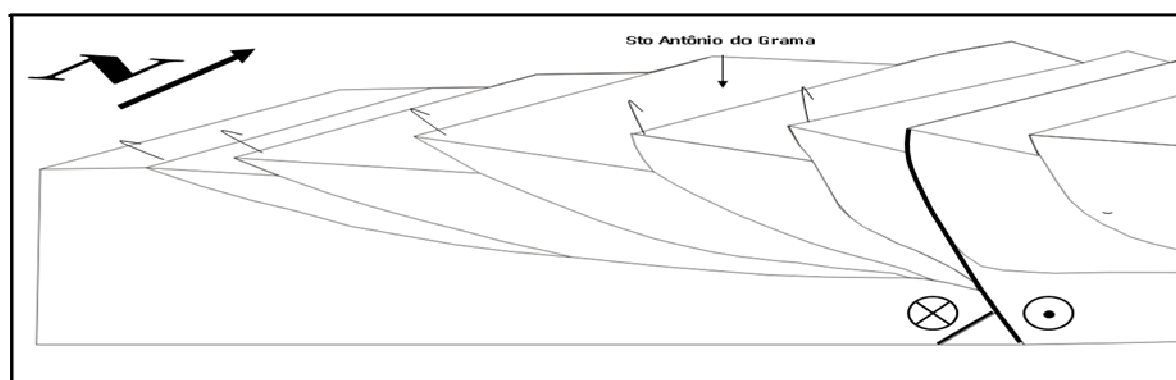


Figura 5.7. Ilustração esquemática da estruturação em flor positiva do lineamento de Abre Campo.

5.3 – O Anfibolito Santo Antônio do Grama e a rocha meta-ultramáfica do Córrego do Pimenta

O Anfibolito Santo Antônio do Grama sustenta serras alinhadas na direção NE-SW (*e.g.* Serra Queimada, Serra do Bom Destino e Morro do Petróleo), desde o sul do município de Santo Antônio do Grama até as proximidades de São Pedro dos Ferros, estendendo-se por cerca de 50 km (Figuras 5.1 e 5.8, mapa geológico em Anexo III). Na base deste corpo, no extremo sul da área de ocorrência

do mesmo, foi cartografada uma unidade ultramáfica denominada “Meta-ultramáfica do Córrego do Pimenta”. O corpo máfico-ultramáfico de Santo Antônio do Grama encontra-se em contato tectônico, ao longo da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, com os ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira e com a cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia, com os quais é estruturalmente concordante, estando também afetado pela foliação S_n regional (vide mapa geológico em Anexo III).

5.3.1 – Petrografia e mineralogia

O anfibolito Santo Antônio do Grama, petrograficamente classificado como orto-derivado, apresenta coloração verde escura e granulação predominantemente grossa a eventualmente média. É geralmente foliado a bem foliado e, algumas vezes, mostra uma laminação fina, descontínua e irregular de níveis félsicos segregados que podem conter grandes cristais de anfibólio. As venulações quartzo-feldspáticas ocorrem concordantes ou discordantes da foliação (Figura 5.8).

O anfibolito possui textura granoblástica, com junções tríplexes entre os grãos imperfeitas, a nematoblástica e é composto, essencialmente, por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio cálcico e titanita. Os principais minerais acessórios são apatita, quartzo, sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita) e outros opacos. A composição modal média deste litotipo é: anfibólio (45%), plagioclásio (30%), clinopiroxênio (13%), titanita (10%) e quartzo (2%). O anfibólio habitual é a hornblenda e sua orientação é responsável pela textura nematoblástica da rocha. Pode ter origem primária ou ser resultante do processo de uralitização do piroxênio. Inclusões de titanita e quartzo são comuns em hornblenda. Clinopiroxênio xenoblástico, de granulação média, está associado aos cristais de anfibólio, mas porfiroclastos envoltos por plagioclásio também são observados. O plagioclásio aparece como principal e, às vezes único, componente félsico. Apresenta hábito hipidioblástico e leve encurvamento das maclas polissintéticas. Titanita hipidioblástica a idioblástica, de granulação predominantemente fina, aparece sempre associada ao anfibólio e pode ocorrer geminada. Microfraturas nos constituintes máficos são preenchidas por óxido e/ou hidróxido de ferro. Sulfetos, especialmente pirita e calcopirita, ocorrem disseminados nas amostras (Figura 5.8).

O corpo de anfibolito Santo Antônio do Grama mostra uma paragênese mineral típica de fácies anfibolito alto a granulito (Yardley 2004). A substituição de clinopiroxênio por anfibólio indica que o processo foi retrógrado e atingiu o fácies anfibolito médio. Sua ortoderivação, a partir de um gabro, é sugerida pela associação mineral (já recristalizada) e pela abundância de cristais de titanita (Brandalise 1991a).

A unidade meta-ultramáfica, que ocorre na base do corpo gabróico, é representada por um antofilita-talco xisto aflorante no leito do Córrego do Pimenta. Trata-se de um corpo saprolitizado,

de coloração acinzentada a esverdeada e aspecto sedoso (Figura 5.8). Cristais milimétricos a centimétricos de antofilita e talco definem bem a foliação. A seção delgada de uma amostra evidencia granulação predominantemente muito fina, textura lepidoblástica e composição mineralógica dominada por antofilita, talco e clorita clinocloro. A antofilita é o mineral predominante e ocorre sob a forma de grandes agulhas e às vezes como pequenos prismas. Envolve massas compostas por cristais aciculares de talco (Figura 5.8). O clinocloro é comum nos interstícios entre a antofilita e o talco.

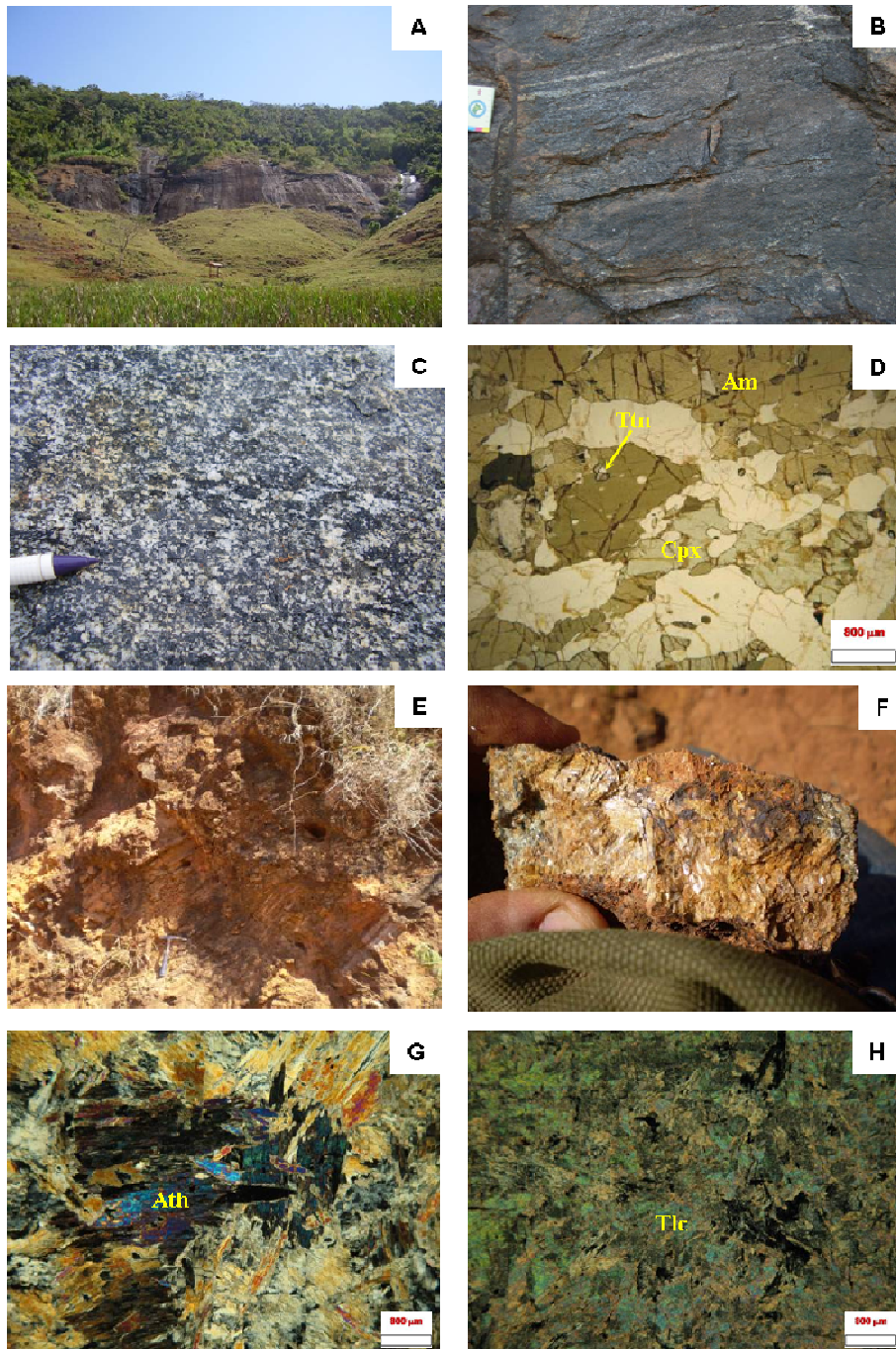


Figura 5.8. A) Paredão de anfibilito; B) Vênulas félsicas concordantes com a foliação; C) Anfibilito de granulação grossa; D) Aspecto microscópico da amostra de anfibilito evidenciando a associação anfibólio (Am) + clinopiroxênio (Cpx) + titanita (Ttn); E) Afloramento saprolitizado de antofilita-talco xisto; F) Detalhe da amostra de mão; G) Antofilita (Ath) acicular; H) Massa rica em talco (Tlc), com raros cristais de antofilita.

5.3.2 –Litoquímica

Análises quantitativas de elementos maiores, traços e terras raras, de nove amostras de anfibolito e uma amostra de rocha meta-ultramáfica, foram obtidas no Laboratório AcmeLabs - Canadá. A metodologia analítica encontra-se descrita no item 1.5.2.3 e os resultados estão dispostos na Tabela 5.2. Ressalta-se que foram utilizados gráficos desenvolvidos para rochas vulcânicas no tratamento dos gabros, devendo haver cautela na interpretação dos mesmos.

Tabela 5.2 – Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) de nove amostras de anfibolito e uma de rocha meta-ultramáfica (MU) da região de Santo Antônio do Grama.

	Anfibolitos									MU
	GQ-141	BIB	CG9C	GQ-13	GQ-04	GQ-09	GQ-63	GQ-69	GQ-03	GQ-119
SiO ₂	46.51	47.46	47.55	47.68	47.77	47.92	48.25	48.34	48.46	55.62
TiO ₂	1.55	1.14	1.45	1.32	1.37	1.35	1.58	1.32	1.26	0.03
Al ₂ O ₃	14.98	15.70	14.24	15.03	14.82	14.53	14.45	14.35	14.64	2.38
Fe ₂ O ₃	12.36	9.85	12.81	10.35	11.42	12.04	12.89	11.91	11.45	6.45
MnO	0.18	0.17	0.21	0.19	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.13
MgO	8.12	7.18	7.50	7.15	7.55	7.98	7.32	7.99	7.90	26.71
CaO	11.65	15.11	11.96	12.14	12.23	11.90	11.38	11.93	11.80	3.66
Na ₂ O	2.71	2.19	2.80	2.97	2.70	2.73	2.68	2.73	2.95	0.20
K ₂ O	0.19	0.33	0.66	0.59	0.58	0.29	0.14	0.25	0.24	0.02
P ₂ O ₅	0.171	0.220	0.203	0.194	0.168	0.144	0.151	0.125	0.122	nd
Cr ₂ O ₃	0.006	0.015	0.015	0.010	0.010	0.008	0.006	0.009	0.012	0.360
P.F.	1.30	0.40	0.40	2.10	1.00	0.70	0.70	0.60	0.80	3.80
Total	99.73	99.77	99.80	99.72	99.81	99.78	99.75	99.83	99.87	99.36
FeO ^a	11.12	8.86	11.53	9.31	10.28	10.83	11.60	10.72	10.30	5.80
FeO ^a /MgO	1.37	1.23	1.54	1.30	1.36	1.36	1.58	1.34	1.30	0.22
FeO ^a +MgO	19.24	16.04	19.03	16.46	17.83	18.81	18.92	18.71	18.20	32.51
Na ₂ O+K ₂ O	2.90	2.52	3.46	3.56	3.28	3.02	2.82	2.98	3.19	0.22
Ni	48.00	88.00	67.00	47.00	46.00	38.00	39.00	45.00	56.00	1909.00
Co	91.10	89.30	91.60	89.90	102.40	71.30	139.40	80.20	74.00	101.60
V	303.00	264.0	297.00	253.00	296.00	296.00	321.00	295.00	287.00	42.00
Zr	84.70	70.10	80.00	84.70	78.60	70.90	84.40	73.30	68.80	2.00
Y	32.70	21.00	27.40	20.50	25.50	27.10	33.80	28.40	27.70	5.30
Rb	2.10	5.30	8.00	5.80	7.90	3.40	1.30	3.20	2.20	0.40
Sr	158.40	330.30	208.10	325.50	264.80	165.60	162.40	167.00	182.90	9.70
Nb	20.50	24.10	22.00	25.30	23.70	16.40	15.10	13.50	13.40	0.70
La	12.20	19.20	15.2	17.10	18.80	12.60	10.90	8.60	8.90	9.50
Ce	27.00	36.20	32.0	35.70	35.70	26.10	25.20	19.80	20.30	3.30
Pr	3.63	4.35	4.20	4.56	4.69	3.55	3.57	2.82	2.84	2.19
Nd	15.80	17.80	17.7	18.90	19.00	14.9	16.30	13.60	12.90	8.60
Sm	3.98	3.71	4.12	3.72	4.05	3.47	4.11	3.36	3.40	1.33
Eu	1.51	1.29	1.44	1.19	1.32	1.23	1.50	1.23	1.16	0.50
Gd	4.78	3.60	4.57	3.81	4.29	4.28	5.10	4.21	4.27	1.11
Tb	0.92	0.60	0.82	0.66	0.74	0.77	0.97	0.79	0.78	0.17
Dy	5.82	3.67	4.96	3.85	4.45	4.75	5.82	4.88	4.91	0.92
Ho	1.22	0.76	1.01	0.77	0.87	1.02	1.29	1.06	1.02	0.17
Er	3.58	2.29	2.94	2.11	2.63	2.82	3.70	3.04	2.83	0.45
Tm	0.57	0.33	0.46	0.31	0.41	0.47	0.57	0.46	0.47	0.06
Yb	3.48	2.04	2.78	2.11	2.52	2.78	3.51	2.96	2.85	0.40
Lu	0.50	0.33	0.41	0.31	0.35	0.41	0.55	0.44	0.42	0.06
ΣETR	84.99	96.17	92.61	95.10	99.82	79.15	83.09	67.25	67.05	28.76
^b (Eu/Eu*)	1.06	1.08	1.01	0.97	0.97	0.98	1.00	1.00	0.93	1.26
^c (La/Ce) _{cn}	1.18	1.38	1.24	1.25	1.37	1.26	1.13	1.13	1.14	7.51
^c (La/Sm) _{cn}	1.93	3.26	2.32	2.89	2.92	2.29	1.67	1.61	1.65	4.50
^c (La/Yb) _{cn}	2.37	6.36	3.69	5.48	5.04	3.06	2.10	1.96	2.11	16.05

nd. não detectado; ^a FeO = Fe₂O₃ (análise)* 0,8998; ^b (Eu/Eu*) = Eu_N/[(Eu_N)(Gd_N)]^{1/2}, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); ^c Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978).

A amostra de antofilita-talco xisto presente no leito do Córrego do Pimenta, extremo sul da área de ocorrência do corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama, foi coletada em uma exposição moderadamente a fortemente intemperizada, o que se reflete nos altos conteúdos de SiO_2 (55,62%) e Fe_2O_3 (6,45%) da amostra. O xisto ultramáfico apresenta alto teor de MgO (26,71%) e baixos teores de Al_2O_3 (2,38%) e CaO (3,66%), refletindo a sua composição mineralógica. No diagrama ternário $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, de Coleman (1977), a amostra analisada situa-se no campo dos cumulados ultramáficos ofiolíticos (Figura 5.9), semelhantemente às amostras de tremolita xisto do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira (vide Figura 4.4 do capítulo 4).

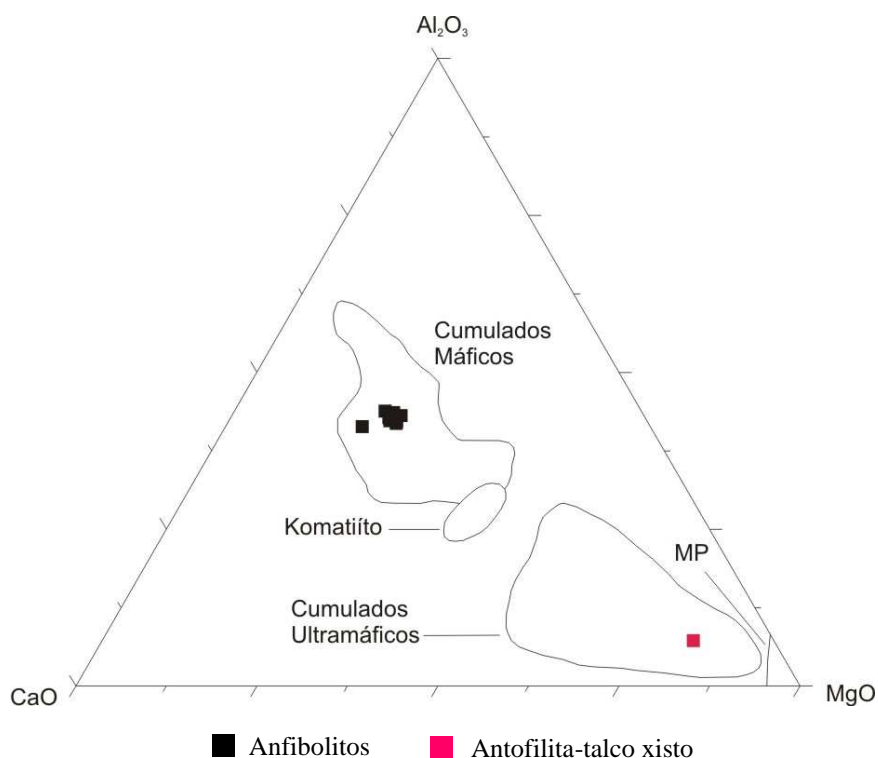


Figura 5.9. Diagrama ternário $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ para as amostras de antofilita-talco xisto e de anfibolito da região de Santo Antônio do Grama (segundo Coleman 1977). MP = Peridotito metamórfico.

Em relação os elementos traços, a amostra de antofilita-talco xisto mostra-se enriquecida em Cr e Ni, com valores iguais a 3600 ppm (0,36%) e 1909 ppm, respectivamente (Tabela 5.2).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras evidencia que a amostra analisada apresenta forte enriquecimento em terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 16,05$) em relação aos pesados e anomalia de európio fracamente a moderadamente positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,26$). O somatório dos terras raras é baixo, com valor igual a 28,76 ppm, e está condizente com o padrão para rochas ultramáficas ofiolíticas (Henderson 1984). Uma característica do antofilita-talco xisto é a presença de uma forte anomalia negativa de Ce, sugerindo marcante interação com água oceânica ou hidrotermalismo de fundo oceânico (Figura 5.10). Realizando uma análise comparativa com as amostras de rochas

meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira (capítulo 4 desta tese), percebe-se uma estreita semelhança entre os padrões de distribuição dos elementos terras raras do antofilita-talco xisto de Santo Antônio do Grama e dos meta-piroxenitos de Ribeirão da Folha. Todas estas amostras apresentam moderada a forte inclinação para a direita, com enriquecimento (adição) em terras raras leves e depleção em terras raras pesados (Figura 5.10).

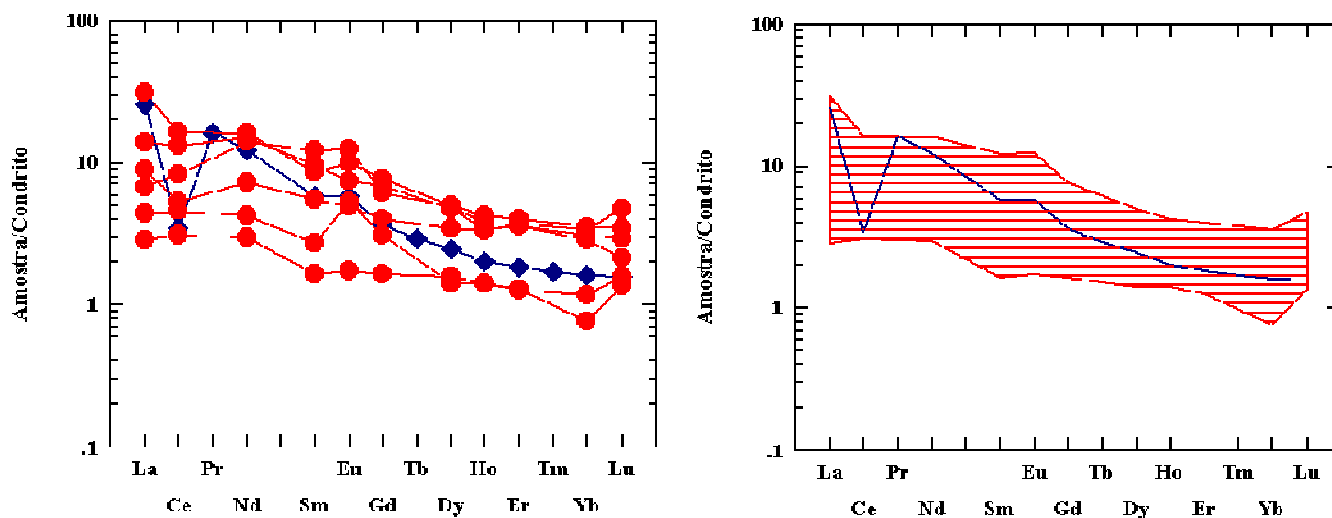


Figura 5.10. Distribuição dos elementos terras raras das amostras de antofilita-talco xisto de Santo Antônio do Grama (em azul) e de tremolita xisto de Ribeirão da Folha (em vermelho). Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978).

Os orto-anfibolitos analisados, distribuídos ao longo de toda a área de ocorrência (vide mapa de pontos em Anexo IV), mostram grande similaridade química entre si ($46,51\% < \text{SiO}_2 < 48,46\%$ e $11,38\% < \text{CaO} < 15,11\%$) e com amostras de rochas gabróicas do ofiolito neoproterozóico de Shishkhid – Marrocos ($46,01 < \text{SiO}_2 < 55,54\%$ e $8,29\% < \text{CaO} < 15,66\%$; tabela de dados em Kuzmichev *et al.* 2005). As amostras de Santo Antônio do Grama, petrograficamente caracterizadas como de origem plutônica, situam-se no campo composicional do gabro no diagrama binário SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Wilson (1989) (Figura 5.11). No diagrama ternário de Coleman (1977), as amostras plotam no campo dos cumulados máficos ofiolíticos (Figura 5.9).

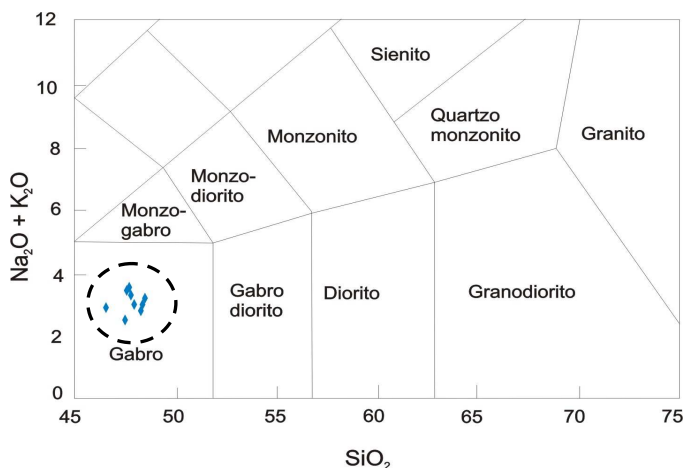


Figura 5.11. Classificação das amostras no diagrama TAS de Wilson (1989).

Trata-se, portanto, de rochas gabróicas, bastante homogêneas, com afinidade geoquímica toleítica e origem em ambiente de dorsal oceânica – assoalho e crosta oceânicos (Figura 5.12).

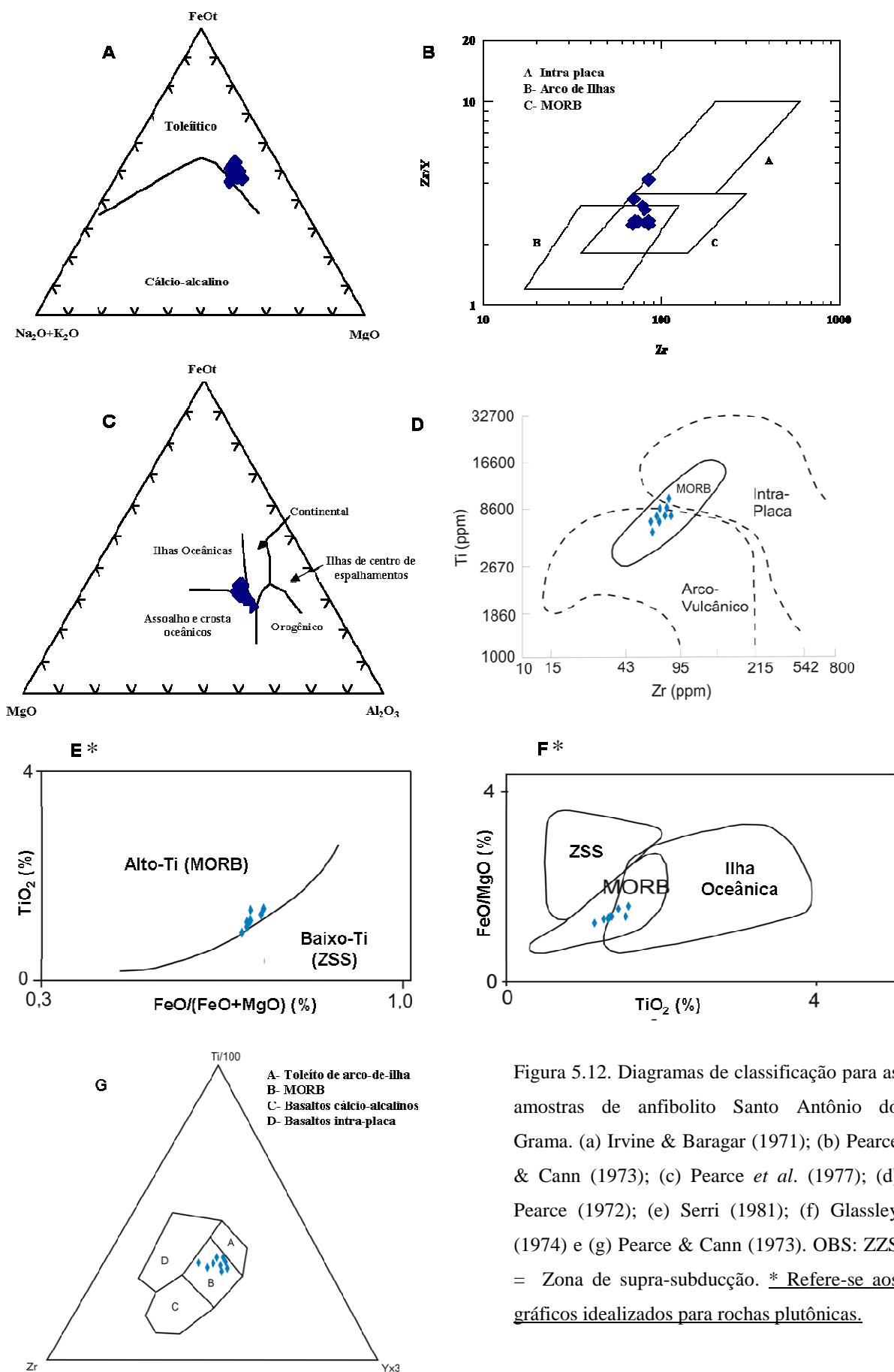


Figura 5.12. Diagramas de classificação para as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama. (a) Irvine & Baragar (1971); (b) Pearce & Cann (1973); (c) Pearce *et al.* (1977); (d) Pearce (1972); (e) Serri (1981); (f) Glassley (1974) e (g) Pearce & Cann (1973). OBS: ZSS = Zona de supra-subducção. * Refere-se aos gráficos idealizados para rochas plutônicas.

As curvas de elementos terras raras dos orto-anfibolitos, normalizados em relação ao condrito, são muito semelhantes entre si (Figura 5.13). Todas as amostras apresentam fracionamento similar no padrão de terras raras, ocorrendo leve a moderada inclinação para a direita, com enriquecimento em terras raras leves e depleção em terras raras pesadas ($La_N/Yb_N = 1,96-6,36$). Existe um enriquecimento em La da ordem de vinte a cinquenta vezes os valores condriticos em todo o conjunto de amostras e enriquecimentos da ordem de oito a vinte vezes nos elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento da curva sub-horizontalizado em todas as amostras. As anomalias de európio são muito discretas, variando de levemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,93-0,98$) a levemente positiva ($Eu/Eu^* = 1,0-1,08$) (Figura 5.13).

Os anfibolitos mostram composição similar ao padrão MORB-E (Sun & McDonough 1989), com leve enriquecimento (1 a 3 vezes os padrões) em todos os elementos analisados (Figura 5.13).

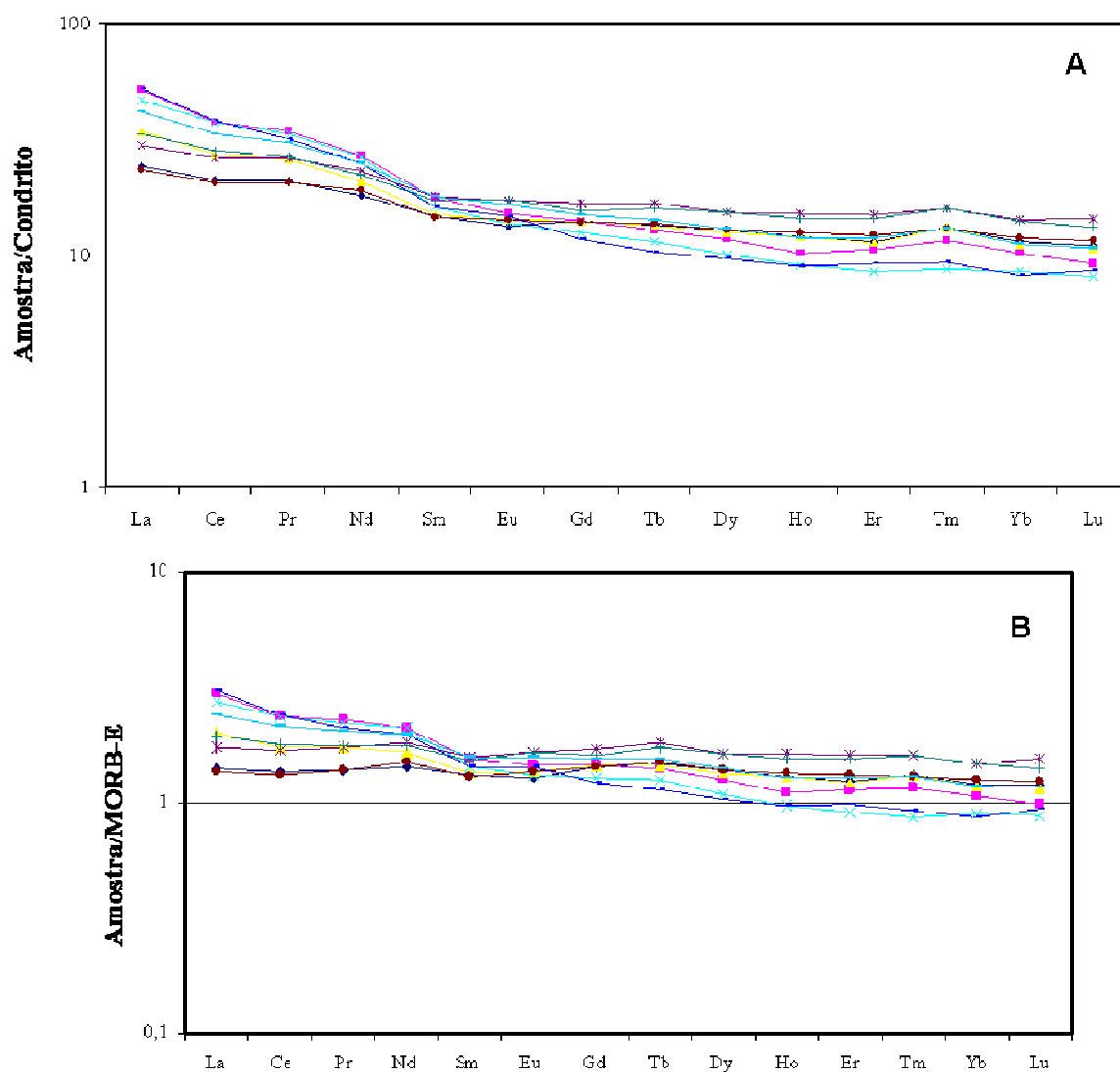


Figura 5.13. Distribuição dos elementos terras raras das amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama. A) Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978); B) Valores de normalização com base no MORB-E de Sun & McDonough (1989).

Nos diagramas do tipo *spider* (multi-elementar), as amostras de anfibólito, normalizadas em relação ao MORB de Pearce (1983), mostram leve enriquecimento, de cerca de 10 vezes, em alguns elementos litófilos de grande raio iônico (LILE; *Ba, Th, Ce*) com relação aos elementos de alto campo ou *high field strength elements* (HFSE; *Zr, Ti, Y*), que se apresentam em curvas sub-horizontalizadas em todas as amostras (Figura 5.14). Com relação ao condrito de Thompson (1982), percebe-se um enriquecimento fraco a moderado, da ordem de 10 a 90 vezes, nos elementos Ba, Th, K, Nb, Ta e La, e um comportamento semelhante dos elementos HFSE (Figura 5.14).

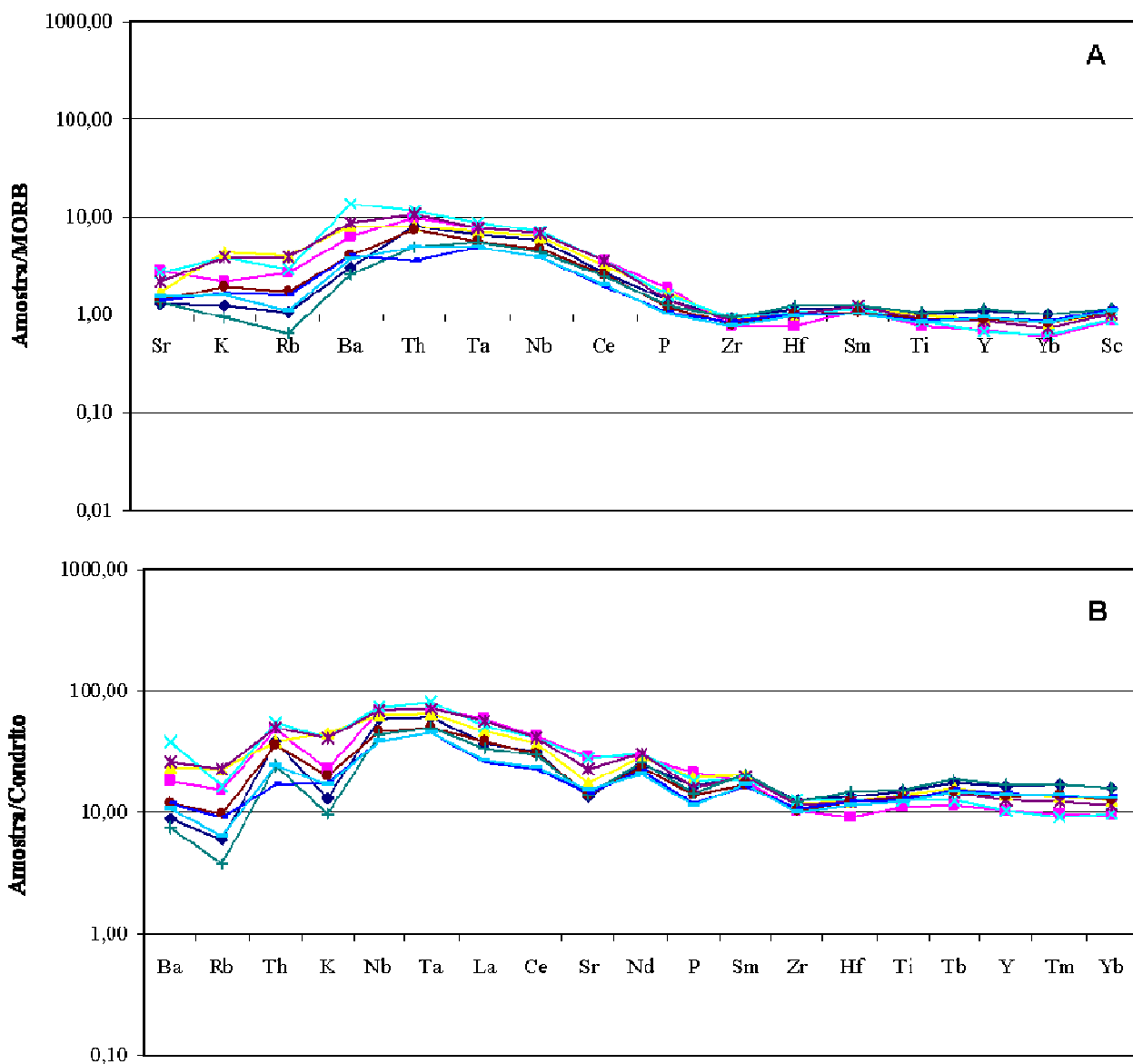


Figura 5.14. Diagramas de variação multi-elementar das amostras de anfibólito Santo Antônio do Grama. A) Valores de normalização com base no MORB de Pearce (1983); B) Valores de normalização com base no condrito de Thompson (1982).

Na região de Santo Antônio do Grama é importantíssimo se considerar o fator zona de subducção, ativa no período de geração desta crosta oceânica, que atua como agente de percolação

de fluidos. De acordo com Hawkins (2003), a componente subducção é a própria litosfera oceânica, da qual as contribuições mais importantes provêm da crosta oceânica, do manto superior alterado e da delgada carapaça sedimentar, todas estas enriquecidas em voláteis (*e.g.* H₂O, CO₂ e CH₄) e em elementos de grande raio iônico (LILE). O enriquecimento variável de LILE é atribuído, justamente, a esta componente de subducção (fluidos, *melts*, ou ambos, derivados dos sedimentos subductados e da litosfera). Neste sistema de subducção, é possível também gerar magma enriquecido, do tipo MORB-E, nas regiões de ante-arco onde o manto pode estar relativamente “fértil”. Este manto relativamente fértil se forma quando material mantélico entra convectivamente debaixo da zona de subducção por meio de uma espécie de “dragagem” exercida pela placa subductada, e retorna sob o ante-arco e/ou arco magmático (Hawkins 2003).

5.3.3 – Dados isotópicos Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd de orto-anfibolitos foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da UnB. Os procedimentos analíticos estão sintetizados no item 1.5.2.3.4 e os resultados dispostos na Tabela 5.3. Ressalta-se que neste item foram tratados os dados obtidos por Fischel (1998) em uma amostra de anfibolito localizado nas proximidades de Santo Antônio do Grama (amostra DP-22).

Tabela 5.3 – Dados isotópicos Sm-Nd para amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama (amostra DP-22 de Fischel 1998).

<i>Amostra</i>	<i>Sm (ppm)</i>	<i>Nd (ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (595)
<i>GQ-03</i>	3.458	12.879	0.1623	0.512684 (9)	1.06	+3.51
<i>GQ-09</i>	4.461	17.903	0.1506	0.512514 (16)	1.26	+1.08
<i>DP-22</i>	3.477	12.929	0.1630	0.512745 (5)	0.895	+4.73

Os números entre parênteses indicam erro de 2 σ nos dois últimos dígitos da taxa isotópica.

Os dados Sm-Nd da análise de rocha total das amostras estudadas são: Sm = entre 3,477 e 4,461; Nd = entre 12,879 e 17,903; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = entre 0,1506 e 0,1630 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = entre 0,512514 e 0,512745. Estes dados fornecem idades-modelo (T_{DM}) entre 0,895 e 1,26 Ga, indicando um intervalo máximo de idade para a cristalização dos protólitos magmáticos das amostras analisadas. Os valores iniciais de ϵNd variam no intervalo entre +1,08 e +4,73 (Figura 5.15), revelando fontes mantélicas depletadas em elementos incompatíveis. Estas taxas iniciais, entretanto, são menores do que aquelas esperadas para os reservatórios modernos do tipo MORB. Somado a este fato, os baixos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (< 0,170) para todas as amostras indicam enriquecimento em elementos terras raras leves, o que pode ser comprovado no item “litoquímica”. Segundo alguns autores, a variabilidade geoquímica e isotópica encontrada nas amostras estudadas

pode refletir tanto uma heterogeneidade da fonte mantélica quanto um processo de metassomatismo no manto altamente depletado, enriquecendo-o em elementos incompatíveis (Borsi *et al.* 1996, Zou *et al.* 1995, Samson *et al.* 2004). Para a região de Santo Antônio do Grama, semelhantemente ao que foi obtido para a faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira (vide itens 4.3.1.3 e 4.3.2.3), sugere-se a presença de uma fonte mantélica depletada, porém metassomatizada. No caso de Santo Antônio do Grama, outro fato que deve ser levado em consideração é a presença da zona de subducção, que teve participação ativa no enriquecimento em alguns elementos (*e.g.* La, Ce, Ba,Th, dentre outros).

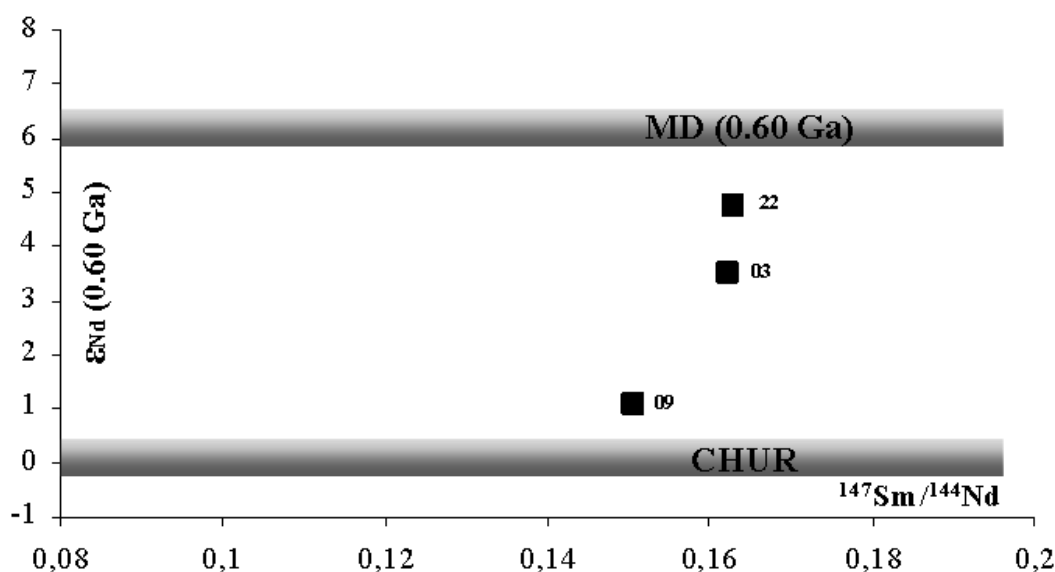


Figura 5.15. Valores iniciais de ϵ_{Nd} versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os anfibólitos de Santo Antônio do Grama. MD = manto depletado, CHUR = manto primordial. Baseado nos princípios de Kuzmichev *et al.* (2005).

5.3.4 – Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS

Este item apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb LA-ICP-MS, realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, sobre amostras da região de Santo Antônio do Grama. A metodologia analítica encontra-se sumarizada no item 1.5.2.4.1 e a localização das amostras na Figura 5.1. Os estudos geocronológicos aqui expostos visam à obtenção das seguintes idades:

- de cristalização magmática (cristais de zircão) do corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama;
- de recristalização metamórfica deste corpo, através da datação de grãos de titanita.

5.3.4.1. Zircão

Os zircões foram enviados ao laboratório sob a forma de concentrados minerais e montados em uma seção polida. Por tratar-se de amostras da mesma unidade geológica e considerando os poucos grãos de zircão encontrados na amostra GQ-03, os resultados foram tratados conjuntamente. Foram analisados 12 *spots* em 12 cristais, sendo os resultados mostrados na Tabela 5.4 e a distribuição das análises no diagrama concórdia da Figura 5.16. Trata-se de zircões límpidos, uniformes e com poucos zonamentos (Figura 5.17). Nas duas amostras constata-se uma grande quantidade de titanitas incolores e com características muito semelhantes aos zircões, dificultando assim a sua identificação.

Os zircões analisados possuem conteúdo de U e Th no intervalo entre 92-258 ppm e 35-194 ppm, respectivamente, indicando razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relativamente altas, variando entre 0,15 e 1,52, típicas de grãos derivados de rochas magmáticas. Considerando-se apenas os zircões mais velhos e concordantes (< 10% discordância), assinalados com um asterisco na Tabela 5.4, conclui-se que a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **595 ± 6 Ma** é a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática do anfibolito Santo Antônio do Grama e, conseqüentemente, para a geração de crosta oceânica no setor meridional da bacia precursora do Orógeno Araçuai. As menores idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes, incluídas no intervalo entre 579 ± 6 Ma e 560 ± 7 Ma, são interpretadas como resultantes da perda de Pb devido ao metamorfismo de alto grau no estágio sin-colisional do orógeno.

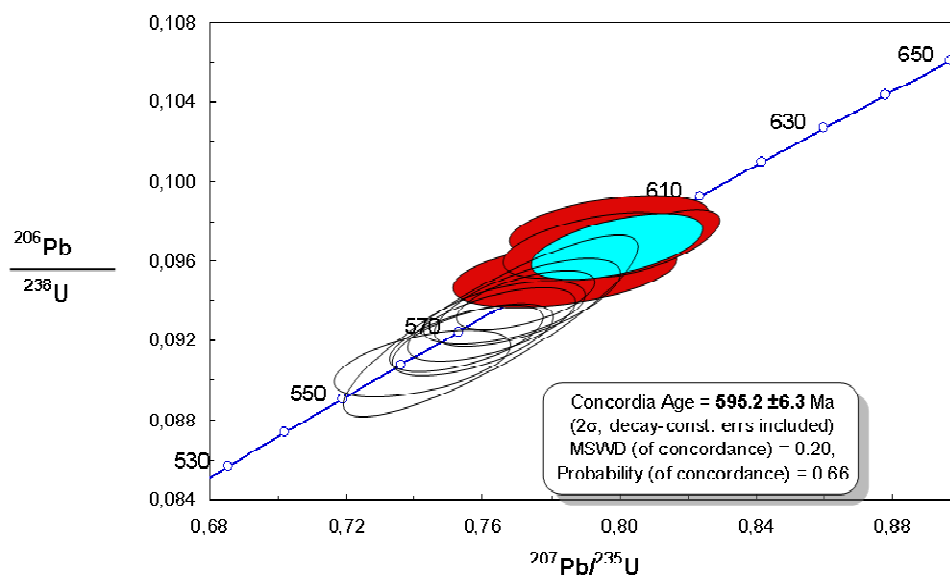


Figura 5.16. Diagrama concórdia para as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama.

Tabela 5.4 – Sumário dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircão para as amostras GQ-03 e GQ-09.

Grão spot	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Discordância	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (±%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (±%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (±%)
A-I-04*	92.6	103.0	11.9	1.12	601 ± 6	595 ± 14	575 ± 13	-4	0.0592 ± 2.180	0.7975 ± 2.42	0.0977 ± 1.06
A-I-05*	151.3	78.9	18.6	0.53	595 ± 7	593 ± 13	583 ± 11	-2	0.0594 ± 1.857	0.7924 ± 2.18	0.0967 ± 1.13
A-I-08*	128.4	193.1	17.7	1.52	587 ± 7	588 ± 16	593 ± 15	1	0.0597 ± 2.500	0.7845 ± 2.76	0.0953 ± 1.18
A-I-20*	129.2	161.4	22.0	1.26	596 ± 7	602 ± 10	625 ± 8	5	0.0606 ± 1.240	0.8092 ± 1.69	0.0968 ± 1.15
A-I-02	136.5	70.8	14.5	0.52	571 ± 19	576 ± 22	592 ± 11	4	0.0597 ± 1.858	0.7628 ± 3.74	0.0927 ± 3.24
A-I-03	101.8	102.3	14.2	1.01	560 ± 7	564 ± 13	578 ± 11	3	0.0593 ± 1.935	0.7426 ± 2.30	0.0908 ± 1.24
A-I-10	135.4	43.7	16.0	0.33	575 ± 6	578 ± 12	588 ± 10	2	0.0596 ± 1.700	0.7668 ± 2.04	0.0934 ± 1.13
A-I-11	120.8	79.6	17.0	0.66	568 ± 7	572 ± 11	587 ± 9	3	0.0595 ± 1.530	0.7557 ± 1.96	0.0921 ± 1.21
A-I-12	257.4	101.5	17.7	0.40	572 ± 8	576 ± 12	591 ± 10	3	0.0597 ± 1.670	0.7629 ± 2.13	0.0927 ± 1.33
A-I-15	144.8	101.2	17.0	0.70	578 ± 9	582 ± 14	595 ± 10	3	0.0598 ± 1.730	0.7733 ± 2.32	0.0939 ± 1.55
A-I-16	136.3	64.6	17.2	0.48	567 ± 7	572 ± 12	593 ± 10	4	0.0597 ± 1.630	0.7573 ± 2.07	0.0920 ± 1.28
B-II-01	244.6	35.4	26.8	0.15	579 ± 6	581 ± 10	589 ± 8	2	0.0596 ± 1.380	0.7728 ± 1.73	0.0940 ± 1.05

* Spots utilizados para cálculo da idade concórdia.

Notas: 1. Amostra e padrão corrigidos pelo branco de Pb e Hg. 2. Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidas pelo Pb comum; Pb comum assumindo idade de concordância $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. 3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{U}_{\text{total}}$. 4. Padrão GJ-1. 5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$. 6. Erros são de 1-sigma (% para taxas isotópicas; absoluto para idades).

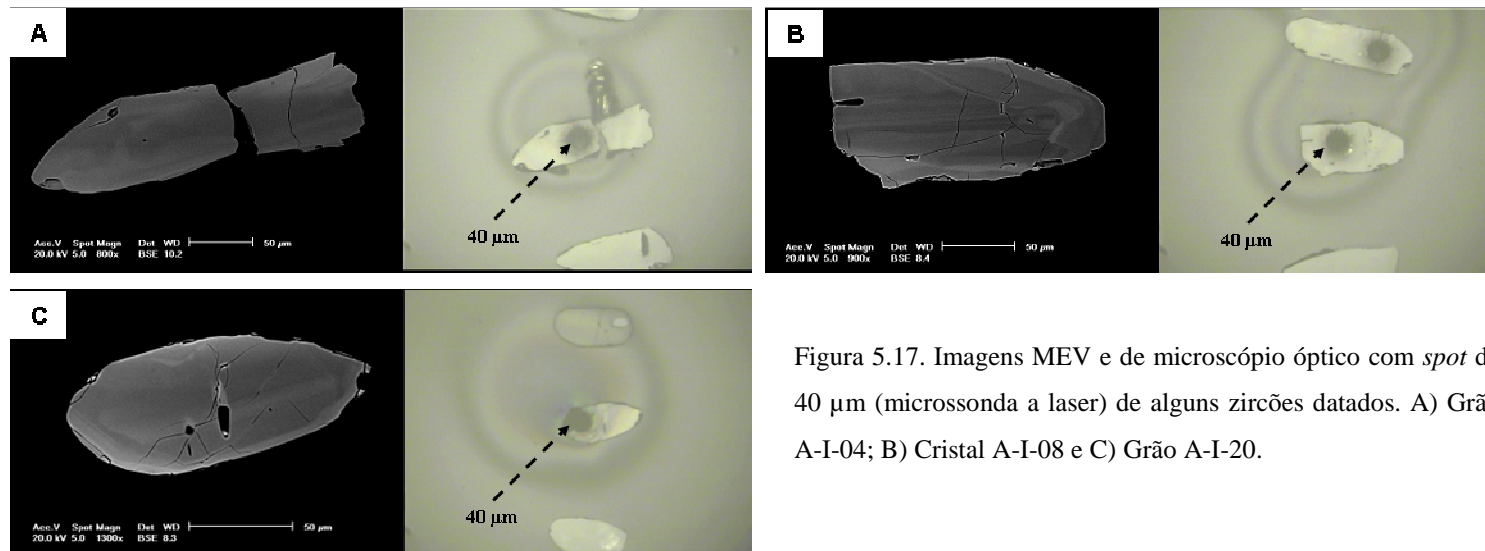


Figura 5.17. Imagens MEV e de microscópio óptico com spot de 40 µm (microsonda a laser) de alguns zircões datados. A) Grão A-I-04; B) Cristal A-I-08 e C) Grão A-I-20.

5.3.4.2. Titanita

Os cristais de titanita foram enviados ao laboratório sob a forma de concentrados minerais e montados em uma seção polida. Foram analisados 10 *spots* em 10 cristais, sendo quatro da amostra GQ-03 e seis da amostra GQ-09 (Tabela 5.5). Trata-se de titanitas incolores, límpidas, uniformes, pouco a moderadamente arredondadas (Figura 5.18).

As titanitas da amostra GQ-03 possuem baixos conteúdos de U e Th – entre 0,30-0,80 ppm e 0,60-2,30 ppm, respectivamente – e razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ altas, variando entre 1,70 e 2,80. No anfibolito GQ-09, os teores de U e Th das titanitas datadas estão entre 0,50-0,90 ppm e 0,70-1,50 ppm e as razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ compreendidas no intervalo entre 0,84 e 1,95 (Tabela 5.5). Os resultados de todos os cálculos realizados são altamente discordantes (14% a 32% de discordância), impossibilitando a obtenção de idades precisas.

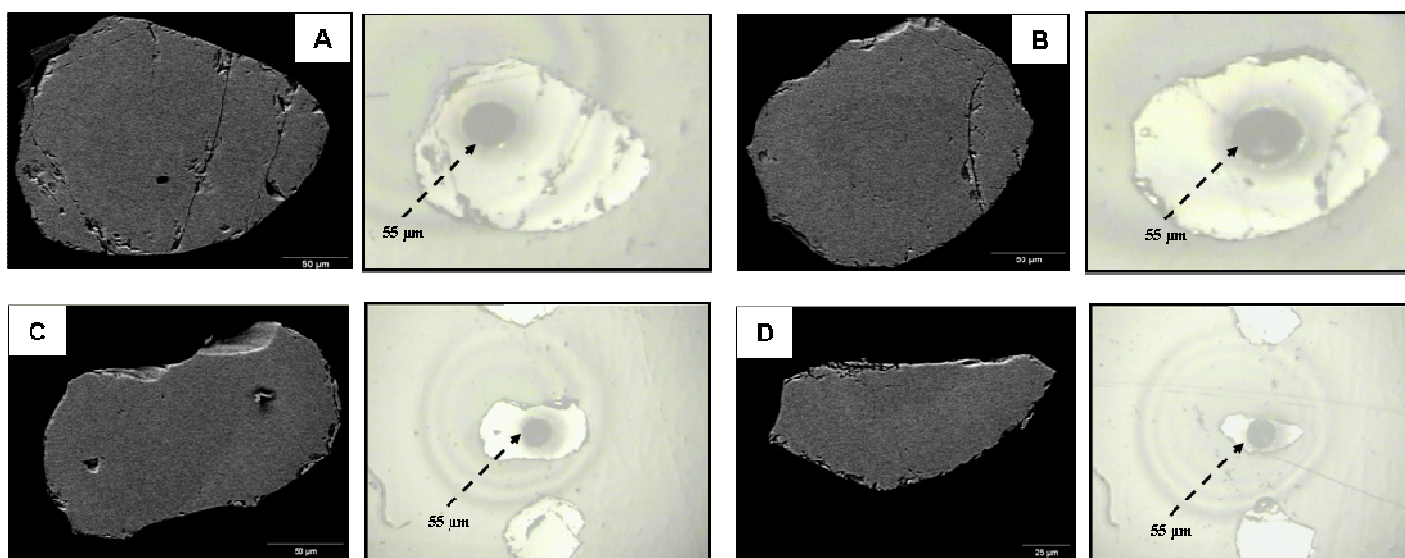


Figura 5.18. Imagens MEV e de microscópio óptico com *spot* de 55µm (microsonda a laser) de algumas titanitas datadas. A) Grão C-III-01 (amostra GQ-09); B) C-III-02 (amostra GQ-09); C) Grão B-II-02 (amostra GQ-03) e D) Grão B-II-17 (amostra GQ-03).

Tabela 5.5 – Sumário dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em titanita para as amostras GQ-03 e GQ-09.

Amostra	Grão spot	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Discordância	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (±%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (±%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (±%)
GQ-09	C-III-01	0.70	1.40	2.90	1.95	571 ± 4	590 ± 24	661 ± 26	14	0.06162 ± 3.96	0.78724 ± 4.04	0.09266 ± 0.77
GQ-09	C-III-02	0.80	1.50	3.10	1.91	563 ± 5	589 ± 25	692 ± 28	19	0.06252 ± 4.08	0.78654 ± 4.16	0.09124 ± 0.82
GQ-09	C-III-03	0.90	1.30	2.90	1.50	569 ± 4	594 ± 20	690 ± 22	18	0.06246 ± 3.25	0.79412 ± 3.32	0.09221 ± 0.70
GQ-09	C-III-06	0.50	0.70	1.90	1.46	567 ± 4	600 ± 32	725 ± 39	22	0.06349 ± 5.34	0.80543 ± 5.39	0.09201 ± 0.71
GQ-09	C-III-07	0.80	0.70	2.20	0.84	582 ± 3	604 ± 22	686 ± 25	15	0.06234 ± 3.64	0.81268 ± 3.69	0.09455 ± 0.56
GQ-09	C-III-09	0.90	1.10	2.70	1.17	588 ± 4	618 ± 30	731 ± 35	20	0.06367 ± 4.76	0.83824 ± 4.81	0.09548 ± 0.67
GQ-03	B-II-02	0.30	0.70	1.20	2.15	587 ± 7	648 ± 31	866 ± 41	32	0.06792 ± 4.68	0.89340 ± 4.83	0.09540 ± 1.23
GQ-03	B-II-08	0.80	2.30	3.40	2.80	580 ± 7	608 ± 31	715 ± 35	19	0.06319 ± 4.95	0.81982 ± 5.08	0.09409 ± 1.12
GQ-03	B-II-17	0.50	1.40	2.10	2.57	581 ± 5	634 ± 38	831 ± 49	30	0.06680 ± 5.87	0.86788 ± 5.94	0.09423 ± 0.85
GQ-03	B-II-18	0.40	0.60	1.30	1.70	579 ± 8	639 ± 37	857 ± 48	32	0.06761 ± 5.59	0.87550 ± 5.77	0.09391 ± 1.45

Notas: **1.** Amostra e padrão corrigidos pelo branco de Pb e Hg. **2.** Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidas pelo Pb comum; Pb comum assumindo idade de concordância $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. **3.** $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{U}_{\text{total}}$. **4.** Padrão Khan. **5.** $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$. **6.** Erros são de 1-sigma (% para taxas isotópicas; absoluto para idades).

5.3.5 – Discussão dos dados obtidos para o Corpo Máfico-Ultramáfico de Santo Antônio do Grama

O capítulo 5 desta tese teve como principal objetivo a caracterização e conseqüente reconstrução paleogeográfica da zona de sutura no setor meridional do Orógeno Araçuaí. Pela abrangência do tema, foram realizadas análises petrográfica, geoquímica, isotópica e geocronológica no grande corpo máfico-ultramáfico de Santo Antônio do Grama. Neste contexto, este subitem visa integrar e discutir os resultados obtidos neste projeto de doutoramento com trabalhos que estão direta e indiretamente associados com o tema abrangido, trazendo comparações com rochas de arco magmático continental (*e.g.* Andes e Arco Magmático do Orógeno Araçuaí) e com associações plutônicas de ofiolitos pré-cambriano e moderno (ofiolito Fawakhir – Egito e Maciço de Voykar – Rússia).

☞ *Corpo máfico-ultramáfico de Santo Antônio do Grama versus arco magmático continental e ofiolitos pré-cambriano e moderno*

Arco magmático continental se forma em ambiente convergente, resultante da subducção de uma placa oceânica sob uma margem continental. A associação rochosa presente neste sistema inclui representantes plutônicos e vulcânicos, que variam de basalto (gabro) a riolito (granito); ***rochas ultramáficas estão ausentes neste contexto*** (Wilson 1989). Geoquimicamente, as rochas de arco podem ter assinaturas que vão desde alcalina à sub-alcalina (termos cálcio-alcalino e toleítico) e caracterizam-se por altos valores de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th e U (Wilson 1989). Esta breve introdução se fez necessária tendo em vista que as amostras de Santo Antônio do Grama, com idade de cristalização em *ca.* 600 Ma, enquadram-se no intervalo de tempo atribuído ao estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí (630-582 Ma; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Silva *et al.* 2005) e poderiam representar raiz profunda de um arco magmático, tectonicamente transportado para oeste. Desta forma, uma série de comparações será realizada a seguir visando responder, de maneira clara e objetiva, a seguinte questão: ***“Qual é o significado geotectônico do Corpo Máfico-Ultramáfico de Santo Antônio do Grama no contexto do Orógeno Araçuaí?”*** A abordagem comparativa utilizará gráficos geoquímicos construídos com os dados compilados de Wilson (1989) e Novo (2009), para rochas de arco magmático, além daqueles obtidos nesta tese e pela doutoranda durante seu estágio no ofiolito Voykar (dados inéditos) e por El-Rahman *et al.* (2009) para um ofiolito egípcio.

O diagrama TAS evidencia que as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama e as rochas gabróicas do ofiolito Voykar são empobrecidas em álcalis e apresentam uma distribuição bastante uniforme se comparadas àquelas de composição gabróica a monzo-gabróica do arco magmático pré-

colisional do Orógeno Araçuaí (Suíte Divino; Figura 5.19). No diagrama AFM, as amostras de anfibolitos e gabros ofiolíticos mostram uma assinatura única, toleítica, ao passo de que as amostras de gabro dos Andes e de granitóide charno-enderbítico da Suíte Divino apresentam assinatura do tipo cálcio-alcina expandida, com raros termos toleíticos (Figura 5.20).

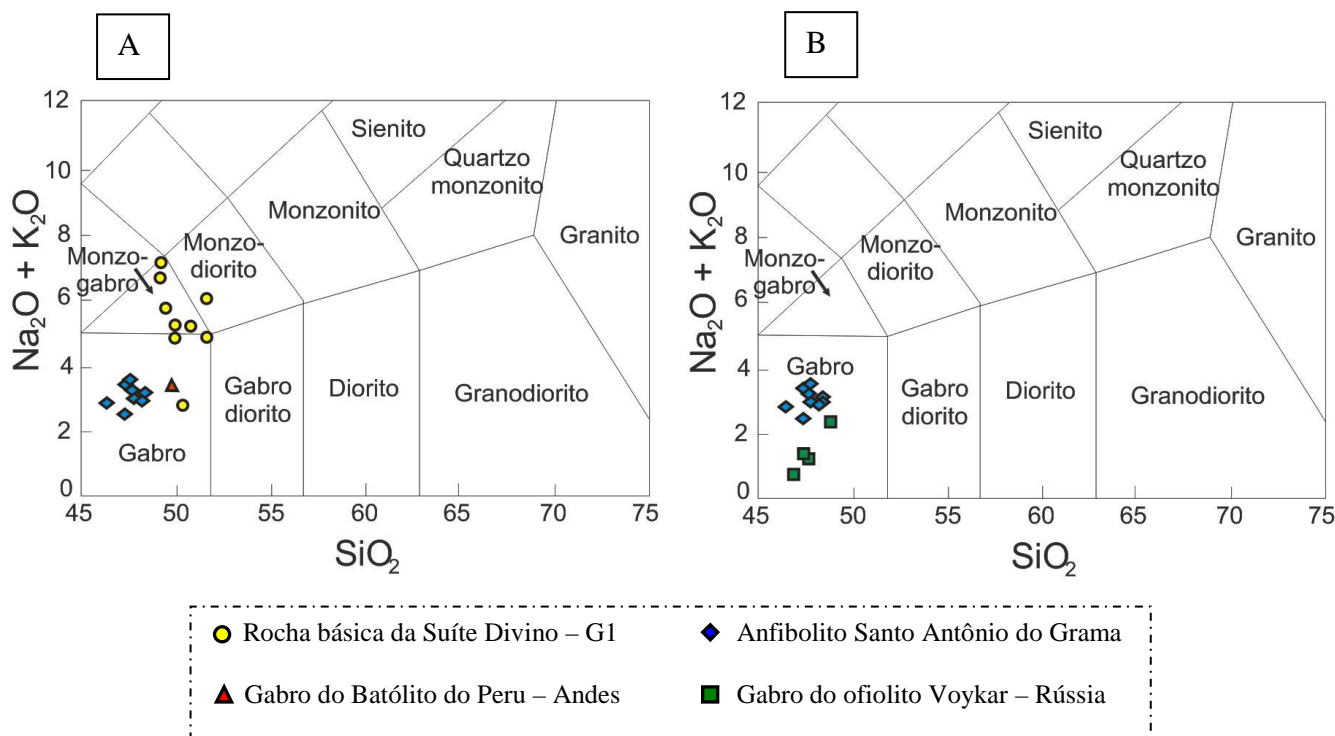


Figura 5.19. Classificação das amostras no diagrama TAS de Wilson (1989).

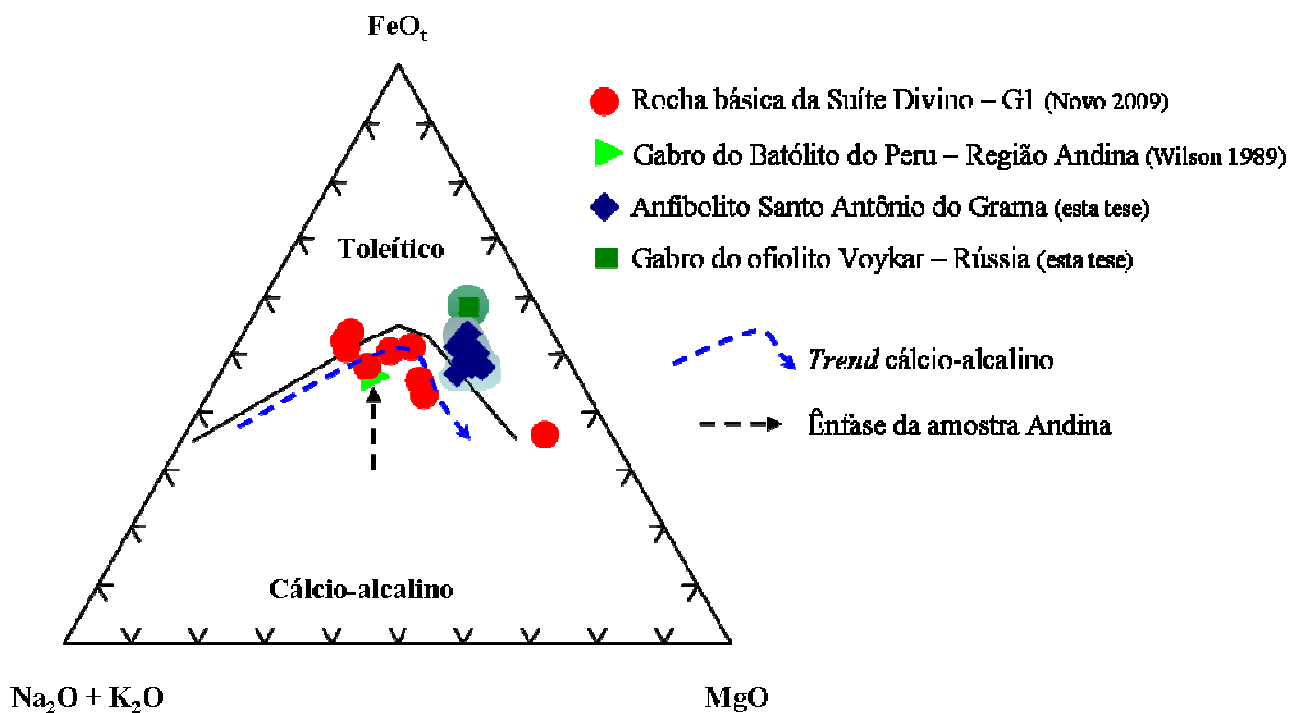


Figura 5.20. Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) comparativo entre amostras ofiolíticas e de arco magmático continental.

As curvas de elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito, mostram diferenças significativas entre as rochas de arco magmático e de ofiolito (Figura 5.21). Os anfibolitos apresentam um padrão de distribuição contínuo, homogêneo, pouco enriquecido em terras raras leves e com anomalias de európio variando de levemente negativa a levemente positiva (vide item 5.3.2). Os charno-enderbitos da Suíte Divino mostram-se medianamente a fortemente enriquecidos em terras raras leves, com anomalias de Eu predominantemente negativas ($Eu/Eu^* = 0,45-0,92$). De acordo com Novo (2009), o empobrecimento de elementos terras raras pesados em relação aos leves para estas rochas indica fonte mantélica com granada residual, fusão parcial de crosta inferior e/ou precipitação de granada em porção profunda do magma.

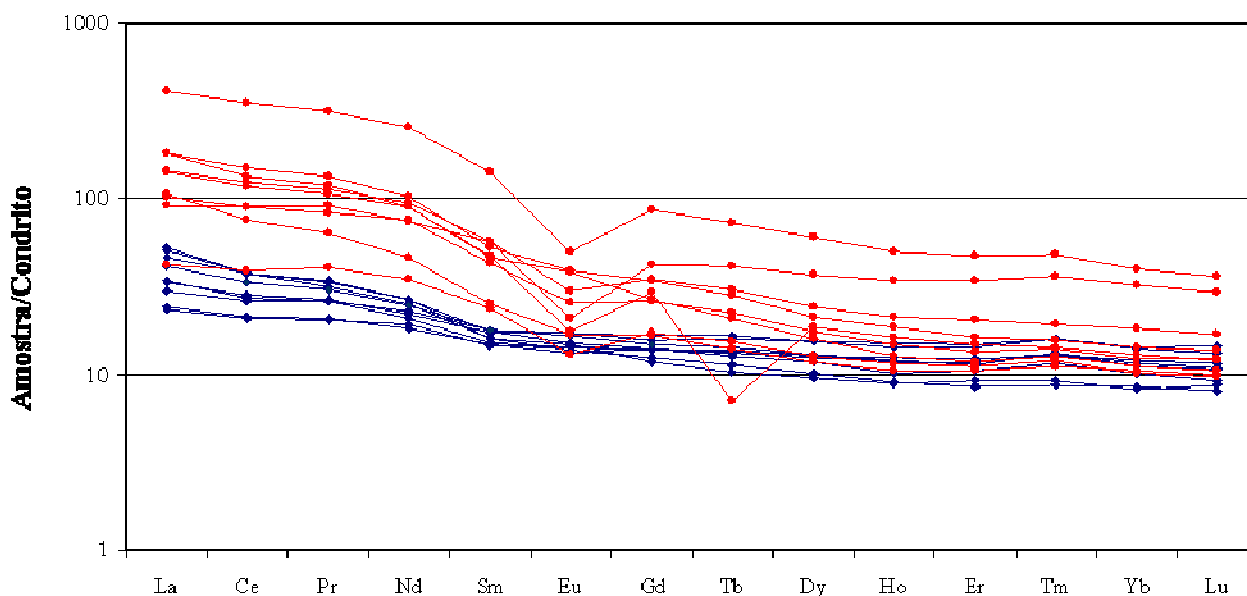


Figura 5.21. Distribuição dos elementos terras raras das amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama (em azul) e dos granitóides charno-enderbíticos da Suíte Divino (em vermelho). Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978).

De um modo geral, as rochas básicas de Santo Antônio do Grama apresentam-se empobrecidas em elementos incompatíveis e intermediários relativamente à Suíte Divino, unidade esta que experimentou contribuição crustal significativa (Novo 2009) (Figura 5.22). Importante ressaltar a forte anomalia positiva de K nos charno-enderbitos G1, elemento tipicamente com filiação associada à crosta terrestre. Para o ofiolito Fawakhir – Egito, exemplar com origem associada à zona de supra-subducção, El-Rahman *et al.* (2009) apresentam uma caracterização geoquímica de detalhe da seqüência gabróica, evidenciando padrões enriquecidos em Ba e Th (LILE), relativamente aos elementos do tipo HFSE (Zr, Ti, Y) e aos terras raras pesados. De acordo com os autores, o edifício ofiolítico de Fawakhir experimentou percolação de fluidos que afetou, principalmente, as rochas vulcânicas (não caracterizadas aqui por fugir do objetivo proposto), e

subordinadamente as rochas gabróicas, com enriquecimento em elementos incompatíveis (Figura 5.23), mostrando semelhanças com as rochas de Santo Antônio do Grama.

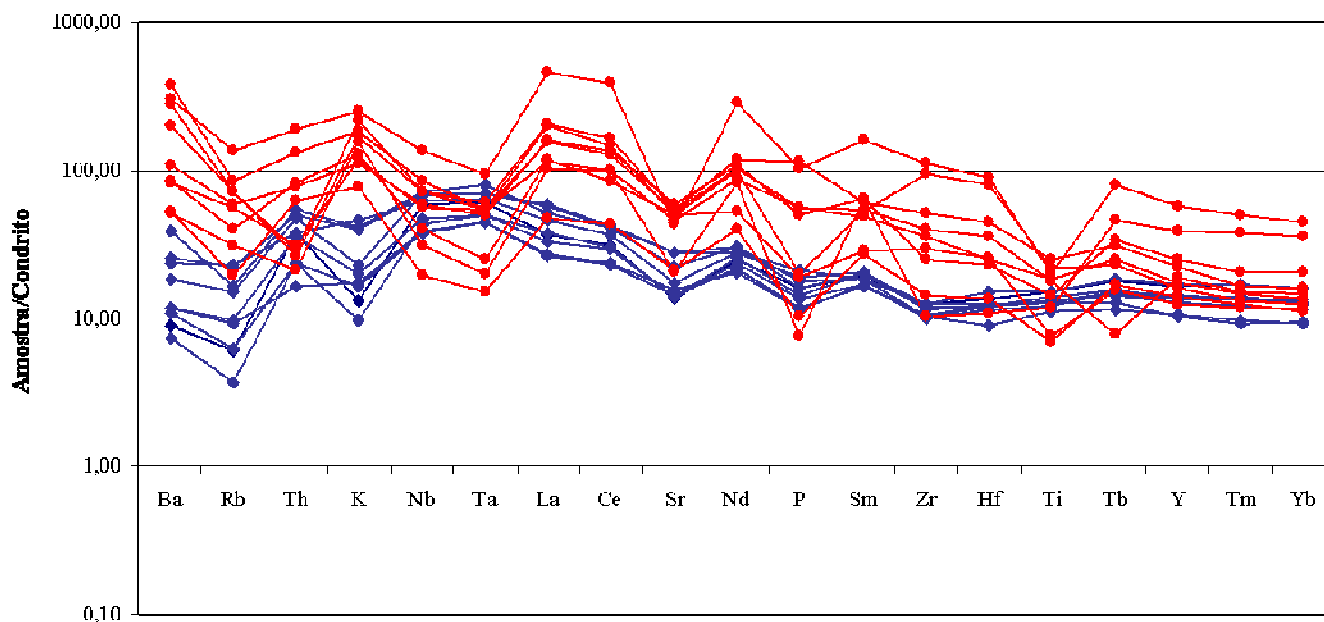


Figura 5.22. Diagrama de variação multi-elementar das amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama (em azul) e dos granitóides charno-enderbíticos da Suíte Divino (em vermelho). Valores de normalização com base no condrito de Thompson (1982).

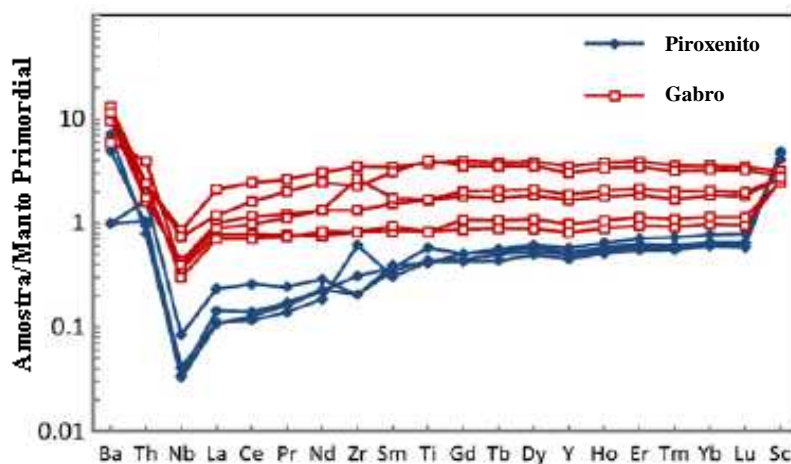


Figura 5.23. Diagrama de variação multi-elementar, normalizado para o manto primitivo, das amostras de gabro do ofiolito Fawakhir - Egito. Todos os dados e referências encontram-se em El-Rahman *et al.* (2009).

Em resumo, os atributos litoquímicos dos orto-anfibolitos e da rocha meta-ultramáfica da região de Santo Antônio do Grama são compatíveis com a assinatura geoquímica de rochas máficas e ultramáficas de seqüências ofiolíticas descritas em Zou *et al.* (1995), Pedrosa-Soares *et al.* (1998), Aracema *et al.* (2000), Navarro & Zanardo (2005), Kuzmichev *et al.* (2005), El-Rahman *et al.* (2009), dentre outros. ***Desta forma, interpreta-se o conjunto de Santo Antônio do Grama como uma lasca tectônica de origem ofiolítica, encaixada nas rochas do embasamento***

paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí, já com influência da zona de subducção instaurada a leste. Somam-se a isto dois fatos importantes: (a) presença de rocha ultramáfica na base do corpo; este litotipo normalmente não ocorre em ambiente de arco magmático; (b) os valores de ϵNd , calculados para 595 Ma, das rochas gabróicas de Santo Antônio do Grama (+1,08 a +4,73) são marcadamente diferentes aos da Suíte Divino (-10,6 a -10,2), evidenciando que esta última unidade experimentou contribuição crustal expressiva. A Tabela 5.6 traz um resumo comparativo de todos os dados apresentados neste item para o corpo máfico-ultramáfico de Santo Antônio do Grama e para as rochas da Suíte Divino, representantes da raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí.

Tabela 5.6- Dados comparativos entre as rochas máficas (\pm ultramáficas) de Santo Antônio do Grama e da Suíte Divino – representante do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí. * Rocha ultramáfica.

ROCHAS MÁFICAS (\pm ULTRAMÁFICAS)		
	Santo Antônio do Grama	Suíte Divino (Arco magmático)
Litotipo (s)	Anfibolito de granulação grossa, com antofilita-talco xisto na base do corpo*	Granitóide charno-enderbítico de granulação grossa
Composição	Rocha máfica de composição gabróica	Gabróica a monzo-gabróica
Assinatura química	Toleíto gerado em ambiente de assoalho oceânico	Suíte cálcio-alcalina expandida, com termos toleíticos
Idade de cristalização	600 Ma	Entre 592-595 Ma
Idade de metamorfismo	---	---
ϵNd (600)	Valores entre + 1,08 e + 4,73	Valores entre – 10,51 e – 10,16
Referências	Esta tese	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2007), Novo (2009)