

Capítulo 4 – OS REMANESCENTES OCEÂNICOS DO SETOR CENTRAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

4.1 – Introdução

Este capítulo destina-se à apresentação e discussão dos dados petrográficos, geoquímicos (rocha total e química mineral) e isotópicos (métodos Sm-Nd e U-Pb LA-ICP-MS e SHRIMP em zircão) relacionados às rochas meta-ultramáficas, metamáficas e veios de plagiogranito associados e rochas metassedimentares, sulfetadas ou não, da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira. Dois apêndices, com ênfase no primeiro plagiogranito oceânico caracterizado e datado no Brasil, são apresentados no fim do capítulo. O Apêndice 4.1 contém o artigo intitulado “*Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite*”, publicado pela revista *Geonomos* – Volume especial sobre a Faixa Araçuaí e Conexões: 30 anos após Almeida 1977 (Volume 15, número 1, páginas 61-65, 2007), e apresentado no 33º International Geological Congress (Oslo/2008). Para melhor diagramação do texto, o artigo está disposto de acordo com as normas adotadas para a tese, diferindo do formato que foi originalmente publicado pela revista. O Apêndice 4.2 inclui as tabelas completas com os dados de química mineral da amostra de plagiogranito analisada. Este capítulo inclui, nos anexos I e II em CD-Rom, o *Mapa Geológico da região de Ribeirão da Folha – Baixa Quente*, escala 1:100.000, modificado de Freitas-Silva *et al.* (1987), Pedrosa-Soares (1997), Brandani & Costa (2004) e Queiroga (2006) e o *Mapa Geológico da região de São José da Safira*, escala 1:25.000, compilado de Neves & Ferreira (1999).

4.2 – Estudos prévios sobre a Formação Ribeirão da Folha

A Formação Ribeirão da Folha – topo do Grupo Macaúbas – adquire grande importância nesta tese de doutorado por conter os remanescentes oceânicos do setor central do Orógeno Araçuaí. Por esta razão, faz-se necessário uma revisão do conhecimento acerca desta formação, apresentada na Tabela 4.1, incluindo trabalhos realizados e co-orientados pela autora.

Tabela 4.1- Contribuições ao estudo da Formação Ribeirão da Folha (* trabalho co-orientado pela autora desta tese).

<i>Autores</i>	<i>Síntese do(s) trabalho(s)</i>
Ferrari (1985), com base nos dados do Projeto Jequitinhonha (Fontes <i>et al.</i> 1978)	O autor sugere a existência de uma seqüência “vulcânica com contribuição ácida, básica e ultrabásica, associada com variedades filíticas, quartzíticas e chert, de possível idade arqueana”, portadora de mineralização aurífera, nos arredores de Ribeirão da Folha e Baixa Quente.
Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (1986)	Caracterizam a sucessão metavulcano-sedimentar do vale do Ribeirão da Folha como uma seqüência rica em horizontes sulfetados, pertencentes à “Unidade Salinas” – correlata ao Grupo Macaúbas.

Freitas-Silva & Pereira (1987), Lagoeiro & Menegasse (1987) e Silva <i>et al.</i> (1987)	Nos trabalhos geológicos de graduação da UFMG, com mapeamento na escala 1:25.000, os autores caracterizaram, na região de Ribeirão da Folha, a subunidade Psx (da então “Unidade Salinas”), constituída por xisto peraluminoso, com estaurólita e/ou cianita e/ou sillimanita, intercalado com grafita xisto, quartzito, rocha calcissilicática, formações ferríferas bandadas, metachert sulfetado e anfíbolitos.
Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (1990, 1992)	Os autores atribuíram a hierarquia de Formação à “Unidade Salinas”, como uma unidade distal do Grupo Macaúbas. Caracterizaram também a “Fácies” Ribeirão da Folha como uma sucessão metavulcano-sedimentar distal da recém denominada “Formação Salinas”. Pela primeira vez a “Fácies” Ribeirão da Folha foi interpretada como representante de restos oceânicos (<i>ca.</i> 800 Ma) da margem passiva da Bacia Macaúbas.
Uhlein (1991)	Em sua tese de doutorado, apresentou estudos regionais que abordavam a região de Ribeirão da Folha, considerando a seqüência homônima como uma unidade do “Complexo Salinas” (nomenclatura utilizada pelo autor), depositada em um ambiente exclusivamente “ensialítico”.
Pedrosa-Soares (1995, 1997), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (1998, 2001)	Apresentam estudos detalhados sobre a derivação, ambiente deposicional, idade, ambiente paleotectônico e correlações da “Fácies” (ou “Membro”) Ribeirão da Folha. O acervo litológico da unidade é descrito como mica xisto peraluminoso e quartzo-mica xisto, com intercalações de diopsidito sulfetado, metacherts (sulfetados ou não), xisto grafitoso, rocha calcissilicática e formações ferríferas bandadas do tipo óxido, sulfeto e silicato. Os anfíbolitos da unidade foram caracterizados como derivados de magmas toleíticos, com assinatura de assoalho oceânico, e idade de cristalização magmática de 816 ± 72 Ma (Sm-Nd; rocha total). Lascas de rochas meta-ultramáficas, tectonicamente alojadas na “Fácies Ribeirão da Folha”, também foram descritas pelos autores.
Aracema (2000)	A autora apresentou um estudo petrográfico e geoquímico comparativo entre as rochas meta-ultramáficas das áreas de Ribeirão da Folha e São José da Safira em seu trabalho geológico de graduação da UFMG.
Lima <i>et al.</i> (2002)	Elevaram a “Fácies” Ribeirão da Folha à categoria de formação do Grupo Macaúbas, em um trabalho que redefine a Formação Salinas como uma unidade mais nova do que este grupo (idade máxima de sedimentação de 588 ± 24 Ma – sedimentação sin-orogênica da Faixa Araçuai; maiores detalhes em Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2008).
Brandani & Costa (2004) *	Os autores realizaram um mapeamento em escala 1:25.000 (trabalho geológico de graduação da UFMG) demonstrando a continuidade física da sucessão metassedimentar da Formação Ribeirão da Folha, desde os arredores de Baixa Quente às áreas adjacentes mapeadas por Freitas-Silva & Pereira (1987), Lagoeiro & Menegasse (1987) e Silva <i>et al.</i> (1987).
Suita <i>et al.</i> (2004)	Apresentam uma síntese sobre os complexos ofiolíticos do Brasil com ênfase na metalogenia comparada entre os ofiolitos das faixas Brasília e Araçuai. Segundo os autores, os estudos petrogenéticos, geotectônicos e metalogenéticos sugerem os horizontes ricos em diopsídio com estreita ligação com formações ferríferas bandadas – da Formação Ribeirão da Folha – como áreas de maior potencial para depósitos de Pt, Pd, Au e Ag.
Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2005, 2007)	Apresentam um mapa atualizado que delimita a área de ocorrência da Formação Ribeirão da Folha no contexto geral do Orógeno Araçuai.
Queiroga (2006)	Em sua dissertação de mestrado, a autora apresenta um estudo detalhado sobre a seção sedimentar sulfetada do ofiolito de Ribeirão da Folha e seu potencial metalogenético, na região englobada pelas vilas de Baixa Quente e Ribeirão da Folha.
Queiroga <i>et al.</i> (2007)	O trabalho, publicado pela revista Geonomos – volume especial sobre a Faixa Araçuai (vide APÊNDICE 4.1, no fim deste capítulo) – dá ênfase ao primeiro plagiogranito oceânico caracterizado e datado no Brasil. De acordo com os autores, o plagiogranito encontra-se encaixado na seção máfica plutônica do edifício ofiolítico de Ribeirão da Folha e sua idade de cristalização (no artigo 660 ± 29 Ma ; dados mais precisos foram obtidos e encontram-se no corpo do texto neste capítulo) balizaria a época de geração de crosta oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuai.

4.3 – O ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira

A faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira situa-se no setor central do Orógeno Araçuai, no domínio interno desta região orogênica, e é balizada pelas latitudes 17° 30' e 18° 30' S e pelas longitudes 42° e 42° 30' W. A despeito da espessa cobertura de solos e da deformação intensa, rochas meta-ultramáficas, metamáficas e metassedimentares são claramente reconhecidas na área em questão. Estes fragmentos ofiolíticos constituem seções tectonicamente desmembradas, encaixados em pacotes de rochas metassedimentares da Formação Ribeirão da Folha, e incluem da base para o topo: (1) tectonito mantélico (metaperidotito), provavelmente representante da seção ultramáfica inferior, e cumulado ultramáfico (metapiroxenito), correlacionável à seção ultramáfica superior; (2) orto-anfibolitos diversos – metagabro, metadolerito e metabasalto – representando as seções máfica plutônica, subvulcânica e vulcânica, respectivamente. Ressalta-se a presença de vênulas de meta-plagiogranito associadas aos orto-anfibolitos de granulação média a grossa; (3) seção sedimentar incluindo xistos pelágicos, metacherts sulfetados e formações ferríferas bandadas. A faixa de remanescentes oceânicos de Ribeirão da Folha – São José da Safira representa uma seqüência ofiolítica praticamente completa. Os litotipos desta seqüência podem ser organizados em uma coluna estratigráfica hipotética, representada na Figura 4.1. Na calha do Ribeirão da Folha, próximo à vila homônima, um perfil esquemático ilustra perfeitamente as relações de campo da seção vulcano-sedimentar da Formação Ribeirão da Folha e de uma lasca tectônica do substrato plutono-subvulcânico da litosfera oceânica (Figura 4.2). As Figuras 4.3 e 4.4 trazem os mapas geológicos das áreas estudadas (escalas modificadas; originais nos anexos I e II em *CD-Rom*).

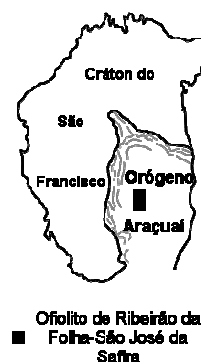
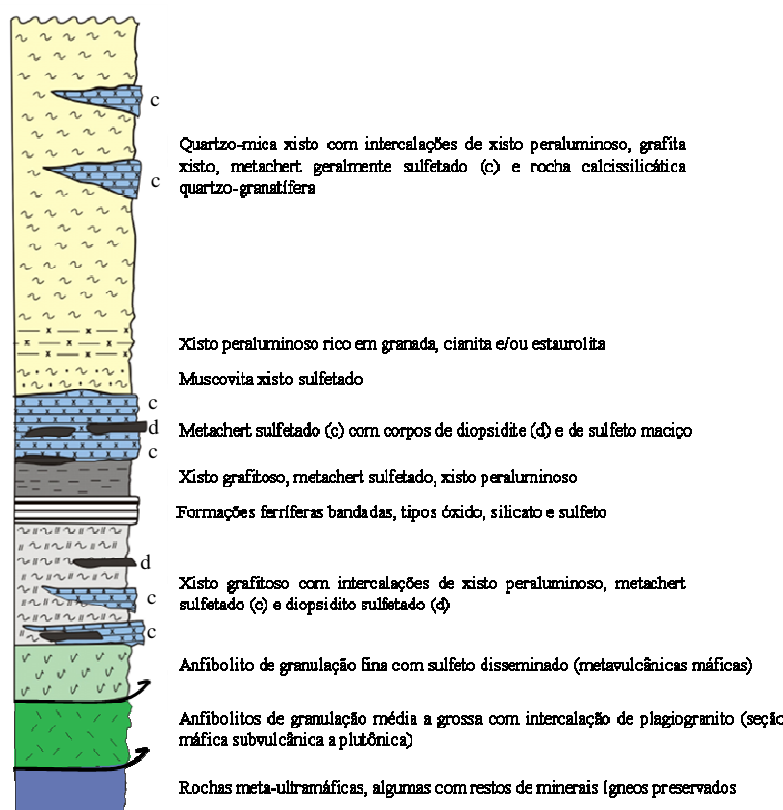


Figura 4.1. Coluna estratigráfica esquemática da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira (Pedrosa-Soares *et al.* 2004, Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006). Representam-se, com setas curvas, algumas falhas internas (sem escala).

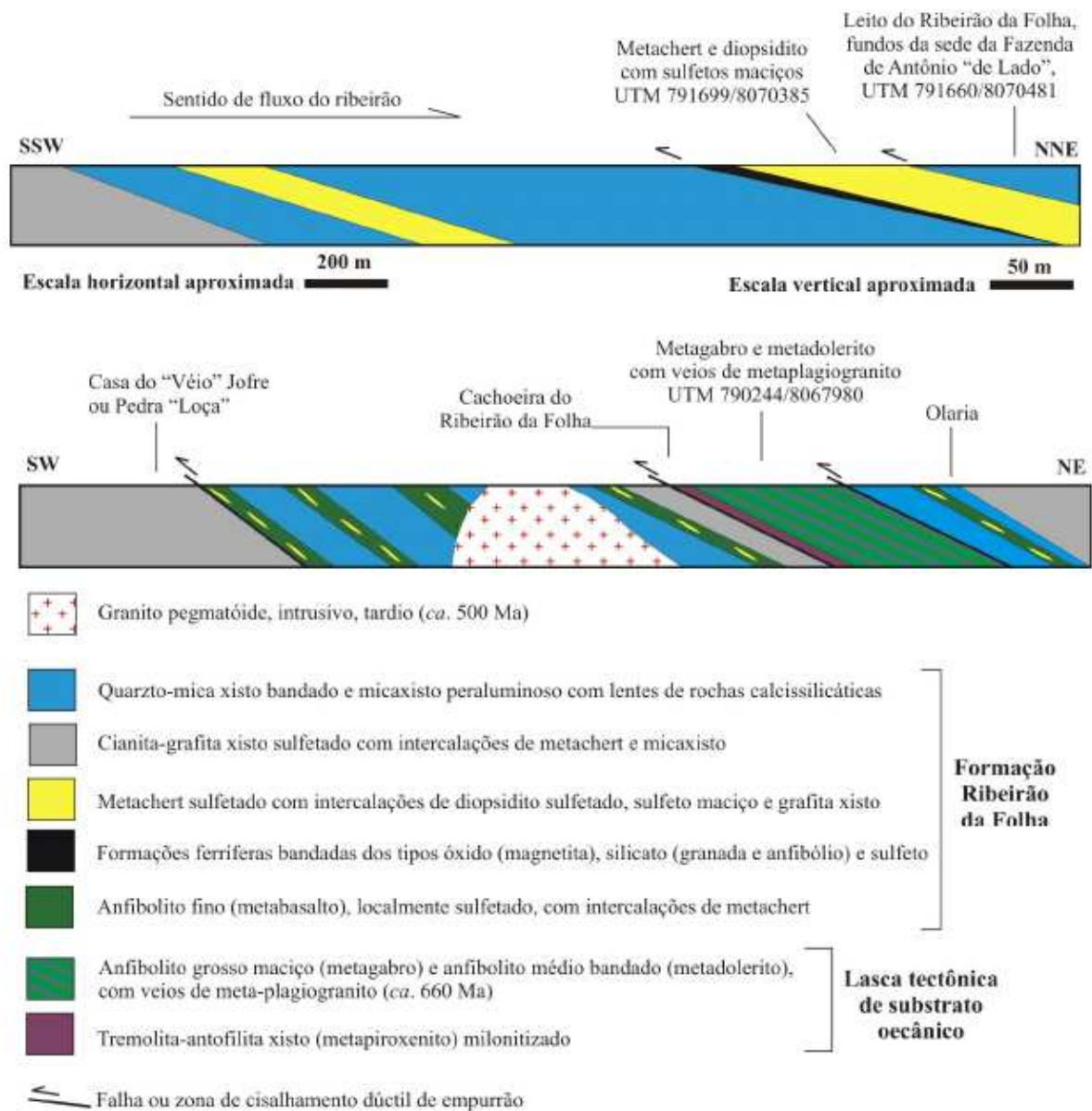


Figura 4.2. Perfil geológico ao longo da calha do Ribeirão da Folha, dos arredores da vila homônima para montante (modificado de Pedrosa-Soares 1995; localização do perfil na figura 4.3).

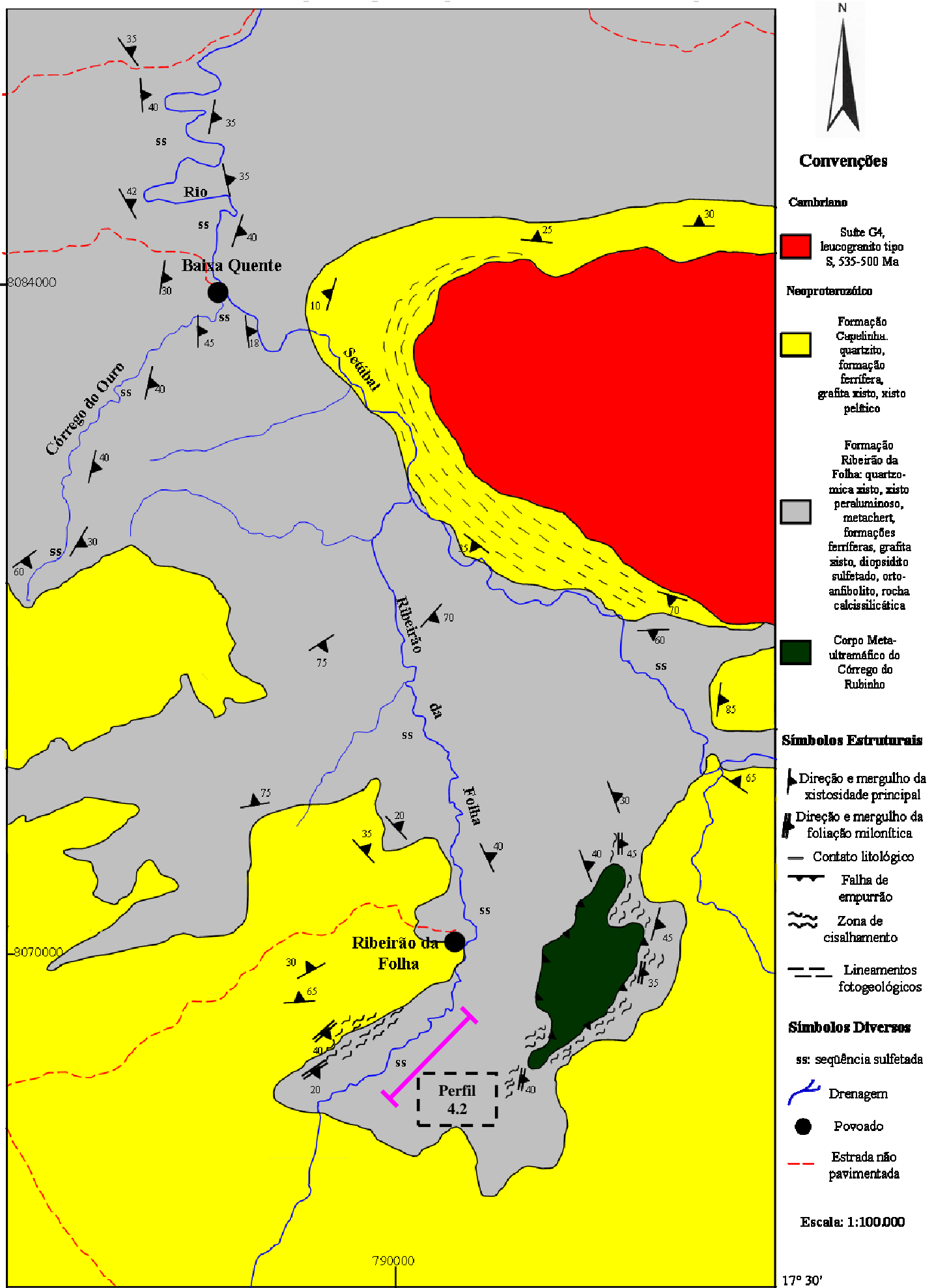


Figura 4.3. Mapa geológico da região de Ribeirão da Folha (escala modificada; original no anexo I em CD-Rom).

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DA SAFIRA

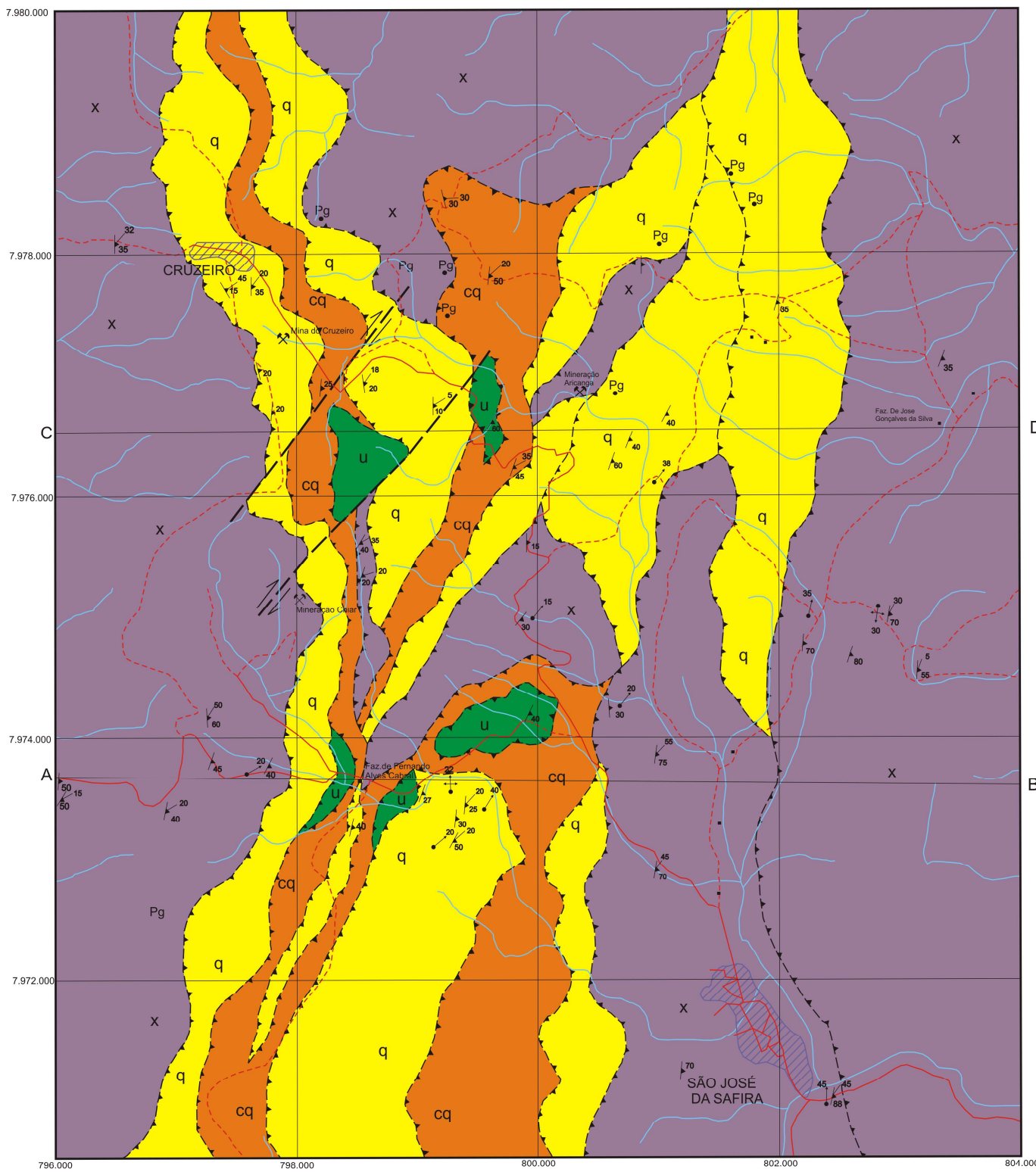
LEGENDA

- UNIDADE A: Quartzito puro, recristalizado, médio a grosso, com intercalações de quartzito micáceo e quartzito ferruginoso fino, laminado ou não.

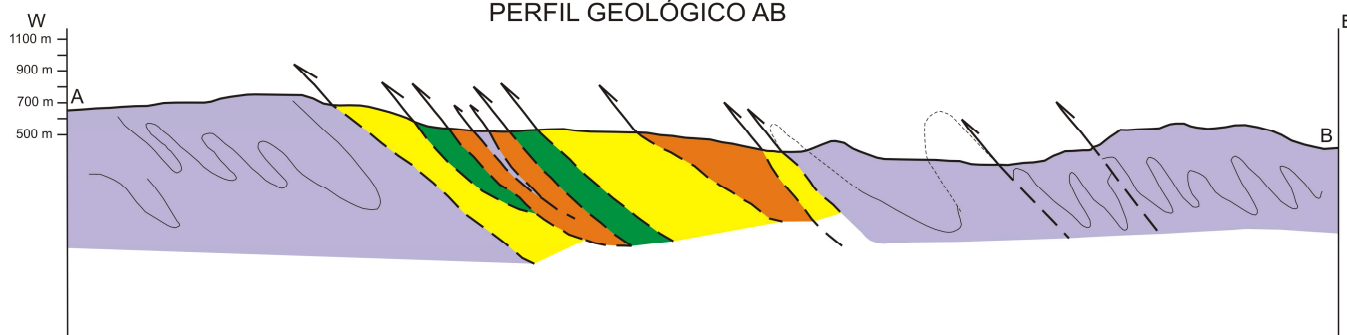
- UNIDADE B: Metassedimentos clasto-químicos incluindo formação ferrífera bandada magnetítica (localmente pirítica), muscovita xisto, xisto grafitoso, com possíveis intercalações de metachert e lascas de metaltramáficas associadas.

- UNIDADE C: Quartzo-biotita xisto bandado com granada comum ± sillimanita, estaurólita e cianita e intercalações de bandas calcissilicáticas.

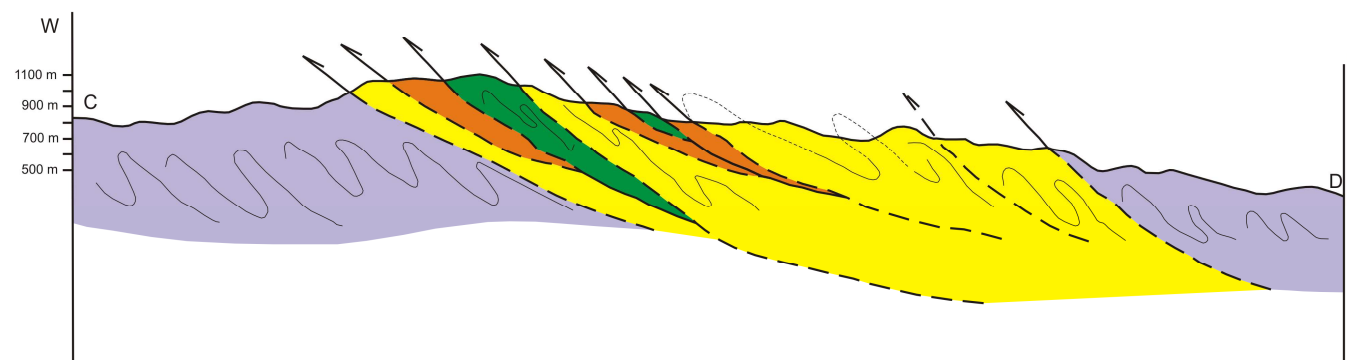
- P_g Pegmatitos
- Falha direcional inferida
- Foliação com lineação mineral
- Eixo de dobra
- Drenagem
- Estrada sem pavimentação
- Caminho ou trilha
- Mina
- Perímetro urbano



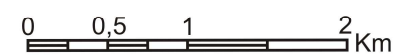
PERFIL GEOLÓGICO AB



PERFIL GEOLÓGICO CD



ESCALA 1:25.000



Mapa Geológico compilado de Neves & Ferreira (1999)



UFMG



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
CPMTC - Centro de Pesquisa Professor
Manoel Teixeira da Costa

Figura 4.4. Mapa geológico da região de São José da Safira (escala modificada; original no anexo II em CD-Rom).

4.3.1- Rochas meta-ultramáficas

As lascas tectônicas constituídas de rochas meta-ultramáficas são representantes de manto e crosta inferior do resto oceânico de Ribeirão da Folha – São José da Safira (Figuras 4.1 e 4.2). Estas lascas estão intercaladas por falhas de empurrão expressas por zonas de cisalhamento dúcteis, na Formação Ribeirão da Folha, e na zona de contato desta unidade com a formação sotoposta à ela, predominantemente quartzítica (até então denominada Formação Capelinha; vide mapas geológicos nos anexos I e II em *CD-Rom*). As melhores exposições ocorrem nos arredores de São José da Safira e no Córrego do Rubinho, nas proximidades de Ribeirão da Folha.

Trabalhos de detalhe acerca da petrografia, mineralogia e geoquímica deste pacote ultramáfico foram publicados por Pedrosa-Soares *et al.* (1992), Carvalho *et al.* (1992), Pedrosa-Soares (1995) e Aracema *et al.* (2000). Uma exposição das principais características deste pacote, com base nos trabalhos supra-citados, é realizada a seguir. No final deste item, apresentam-se dados isotópicos inéditos para as rochas da seção ultramáfica.

4.3.1.1 – Petrografia e mineralogia

Cinco corpos de rochas meta-ultramáficas estão bem expostos a nordeste da cidade de São José da Safira e apresentam pequenas dimensões. Em geral, trata-se de corpos com feições e composição ígnea mais bem preservadas se comparados ao corpo ultramáfico de Ribeirão da Folha (Aracema *et al.* 2000). As rochas meta-ultramáficas de São José da Safira estão normalmente intercaladas com rochas metassedimentares clásticas e formações ferríferas bandadas tipo óxido, e menos freqüentemente, com formações ferríferas tipos silicato e sulfeto (Figura 4.4). Nestes corpos ultramáficos predominam tremolita xisto e serpentinito, com freqüentes restos de peridotito parcialmente a fortemente alterados (Figura 4.5).

O tremolita xisto, de granulação predominantemente fina e textura nematoblástica, representa uma rocha quase monominerálica, composta por tremolita e raros cristais de minerais opacos. O serpentinito se caracteriza pela predominância de serpentina associada à antofilita e pelos conteúdos subordinados de talco e clorita. Possíveis aglomerados de cromita magmática ocorrem subordinadamente. A serpentina constitui uma matriz fina, fibrosa e marcadamente foliada, à qual clorita e talco estão associados. Antofilita forma longos cristais aciculares, deformados e arrançados sob a forma de mosaicos fibro-radiais (Neves & Ferreira 1999, Aracema *et al.* 2000). O peridotito metamórfico mostra variação no grau de alteração mineralógica e, conseqüentemente, na preservação dos minerais e textura ígnea originais. As amostras menos alteradas apresentam granulação predominantemente grossa e mostram alguns minerais primários, como cromita, olivina e ortopiroxênio. Os minerais secundários são serpentina, antofilita, talco e carbonato. Os

metaperidotitos exibem textura do tipo *mesh* razoavelmente bem preservada, na qual palhetas de serpentina se desenvolvem ao longo de fraturas nos cristais de olivina e piroxênio. A textura *mesh* encontra-se totalmente obliterada nas amostras fortemente alteradas, sendo substituída por um padrão de orientação fibroso secundário. Antofilita ocorre como cristais aciculares. Talco forma cristais idioblásticos e também ocorre na matriz juntamente com serpentina. As seguintes associações minerais representam estágios diferentes na evolução das rochas meta-ultramáficas da região de São José da Safira (Aracema *et al.* 2000): (1) *olivina + piroxênio + cromita*, representando a paragênese magmática primária; (2) *serpentina*, representando a intensa serpentinização das rochas originais por interação de fluido aquoso pobre em CO₂, o que resultou na hidratação da olivina e do ortopiroxênio. Este processo ocorre somente sobre os minerais do estágio 1, indicando tratar-se do primeiro estágio de alteração. A partir da serpentina formada neste estágio, desenvolvem-se os minerais do estágio 3; (3) *talco + carbonato + antofilita*, indicando uma mudança para o sistema de fluido aquo-carbônico dominado por CO₂, com reações como *serpentina + CO₂ → talco + carbonato* e *talco + carbonato → antofilita + H₂O + CO₂*.

Baseado em características petrográficas, sugere-se que a associação litológica de São José da Safira possa representar a seção ultramáfica inferior, peridotítica, de uma seqüência ofiolítica.

O Corpo Ultramáfico do Córrego do Rubinho, localizado nas proximidades de Ribeirão da Folha, é a maior lasca tectônica desta natureza do Orógeno Araçuai. Trata-se de um corpo tabular, com espessura em torno de 1,5 km e extensão de aproximadamente 5 km ao longo da direção média N30E, com mergulho de 40° para SE, intercalado nos xistos pelíticos da Formação Ribeirão da Folha (Figura 4.3). O manto intempérico é bastante espesso, atingindo mais de uma centena de metros em relação à cota máxima do topo da chapada. Afloramentos significativos das rochas meta-ultramáficas são encontrados apenas ao longo da margem sudeste do corpo, onde escoia o Córrego do Rubinho.

As rochas meta-ultramáficas da região de Ribeirão da Folha sofreram um forte processo de alteração hidrotermal associado ao cisalhamento dúctil, e estão completamente transformadas para tremolita e/ou antofilita-dolomita xistos e tremolítico maciço; cromita disseminada, que pode apresentar bordas metamórficas, é o único mineral primário remanescente. Ilmenita e sulfetos são acessórios comuns. Segundo Carvalho *et al.* (1992), zonas mineralogicamente diferenciadas, formadas pelo processo hidrotermal, caracterizam-se pelos seguintes estágios de alteração: (1) *zona de menor grau de alteração* – essencialmente marcada pela cloritização incipiente da tremolita; (2) *zona intermediária de alteração ou zona da carbonatação* – difere da zona anterior pela presença de carbonato, que varia sua concentração desde incipiente a 25% do volume total da rocha, como também por uma deformação mais intensa resultando numa proporção maior de matriz em relação

aos fragmentos; (3) *zona de maior grau de alteração ou zona da cloritização* – as texturas indicam um estágio com maior intensidade da deformação; a alteração da tremolita para clorita é total.

Petrograficamente, o tremolita xisto apresenta coloração verde escura, granulação variável entre fina e média, textura nematoblástica e composição mineralógica dominada por cristais de tremolita muito pobre em alumínio e clorita, em proporções diversas, com ilmenita, sulfetos e carbonato subordinados. Este último mineral pode chegar a 25% do volume total da rocha. Vênulas de serpentina fibrosa ocorrem localmente preenchendo fraturas. O antofilita-dolomita xisto apresenta ocorrência restrita na área. Trata-se de uma rocha de granulação predominantemente média, com textura nematoblástica. Apresenta um bandamento tectônico marcado pela alternância de bandas ricas em carbonato com bandas ricas em anfibólio. Em ordem decrescente de abundância, a rocha é composta por dolomita, antofilita, cromita e talco. Cromita, tal como descrito anteriormente, representa a mineralogia primária reliquiar.

Uma característica peculiar do Corpo Ultramáfico do Córrego do Rubinho é a estrutura de brecha que ocorre na zona de contato superior, na qual fragmentos e matriz têm composição muito parecidas (Figura 4.5). Os fragmentos registram intensidades diversas da deformação e são compostos, basicamente, por tremolitito (tremolita aluminosa). Alguns clastos possuem formas angulosas e outros apresentam-se estirados paralelamente à lineação mineral. A matriz encontra-se fortemente foliada e compõe-se de tremolita xisto. As relações estruturais mostram que o processo de brechação ocorreu previamente à deformação dúctil (Suito *et al.* 2004).

As características petrográficas sugerem que os xistos ultramáficos da região de Ribeirão da Folha representem a seção ultramáfica superior, de composição piroxenítica, de uma seqüência ofiolítica.



Figura 4.5. A) Metaperidotito com *pods* de cromita da região de São José da Safira; B) Fragmentos estirados de rocha meta-ultramáfica (verde escuro) imersos em uma matriz de tremolita xisto (verde claro), indicadores da seção ultramáfica superior, cujo protólito é interpretado como piroxenito, em afloramento na calha do Córrego do Rubinho; C) Brecha ultramáfica com clastos de tremolitito, em afloramento no Córrego do Rubinho.

4.3.1.2 – Litoquímica

As análises químicas das rochas meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira foram obtidas por Pedrosa-Soares (1995) e Aracema (2000). A descrição dos métodos analíticos encontra-se nestes trabalhos e os resultados estão dispostos na Tabela 4.2.

Foram analisadas dezoito amostras coletadas em exposições frescas que facilitaram a obtenção de rochas parcialmente ou totalmente isentas de alteração intempérica significativa. As amostras estudadas distribuem-se em dois grandes grupos, como exemplificado a seguir:

- *Grupo 1* – J22E, J22G, J109, J106, J108 e J55: amostras coletadas próximo a São José da Safira (vide mapa geológico em Anexo II). Trata-se de metaperidotito pouco alterado, com feições e minerais ígneos (olivina, ortopiroxênio e cromita) preservados;

- *Grupo 2* – T146D, T149B, LL84B, T141, LL67B, T148B1, T151, T148B, LL82R, T152, T138A, T140C: amostras coletadas na calha do Córrego do Rubinho, nas proximidades da vila de Ribeirão da Folha (vide mapa geológico em Anexo I). São amostras predominantemente de tremolita xisto, algumas delas com grandes quantidades de carbonato (*e.g.* T146D). As rochas deste grupo não apresentam textura e mineralogia ígneas preservadas.

Tabela 4.2- Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) para as rochas meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira.

	<i>São José da Safira</i>					
	J22E	J22G	J109	J106	J108	J55
SiO ₂	35.70	36.10	41.20	41.90	43.30	44.40
TiO ₂	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	0.23	0.28	0.59	1.15	0.31	4.28
Fe ₂ O ₃	4.20	5.32	5.11	3.35	2.29	2.29
FeO	3.83	4.84	4.02	4.14	5.20	5.20
MnO	0.11	0.10	0.16	0.12	0.11	0.15
MgO	35.20	37.30	36.00	37.70	34.40	33.30
CaO	3.73	2.52	1.24	2.40	3.99	1.66
Na ₂ O	0.22	0.21	0.21	0.21	0.20	0.21
K ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd
LOI	16.1	11.6	10.3	7.84	10.3	7.02
Total	99.42	98.37	98.93	98.91	100.20	98.64
Cr	2220	2980	3140	2200	1780	2920
Ni	490	2070	2220	1040	1010	1910
Co	47	144	133	51	52	114
V	23	42	37	27	22	59
Zr	4	4	2	2	nd	34
Y	1.30	nd	1.20	1.40	0.70	4.80
Rb	nd	1	2	2	1	nd
Sr	31	21	8	6	11	36
Nb	0.50	0.70	0.90	0.40	0.40	9.80
La	0.36	0.15	1.32	0.35	0.39	4.91
Ce	0.85	0.31	0.64	0.84	0.78	8.61
Nd	0.54	0.17	0.40	0.51	0.31	2.49
Sm	0.15	0.04	0.09	0.15	0.08	0.48
Eu	0.04	0.02	0.03	0.04	0.06	0.10
Gd	0.19	0.05	0.11	0.18	0.09	0.57
Dy	0.20	0.05	0.14	0.24	0.09	0.72
Ho	0.05	0.01	0.03	0.05	0.02	0.16
Er	0.14	0.04	0.11	0.16	0.07	0.57
Yb	0.13	0.05	0.12	0.15	0.07	0.54
Lu	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.09
ΣREE	2.67	0.90	3.01	2.69	1.97	19.23
^a (Eu/Eu*)	0.78	1.30	0.83	0.76	2.12	0.57
^b (La/Ce) _{cn}	1.10	1.26	5.38	1.09	1.30	1.49
^b (La/Sm) _{cn}	1.51	2.36	9.23	1.47	3.07	6.44
^b (La/Yb) _{cn}	1.87	2.03	7.43	1.58	3.76	6.14

Tabela 4.2- Continuação.

	<i>Ribeirão da Folha</i>											
	T146D	T149B	LL84B	T141	LL67B	T148B1	T151	T148B	LL82R	T152	T138A	T140C
SiO ₂	37.30	47.50	48.80	48.90	49.30	49.80	51.10	51.40	51.50	52.10	52.60	53.50
TiO ₂	nd	0.62	1.50	0.39	0.49	0.76	0.71	0.72	0.58	0.87	0.77	0.25
Al ₂ O ₃	0.30	7.40	5.60	3.60	8.80	5.90	5.90	5.50	3.60	5.70	4.70	3.50
Fe ₂ O ₃	0.14	2.20	8.10	2.50	8.70	2.70	3.40	2.10	1.70	2.80	3.40	2.90
FeO	3.20	6.70	1.44	2.90	1.01	4.80	4.80	5.00	4.04	3.90	4.40	3.10
MnO	0.07	0.14	0.15	0.14	0.10	0.14	0.22	0.16	0.13	0.13	0.13	0.09
MgO	24.80	20.60	21.80	18.20	17.60	19.90	18.90	19.70	19.70	18.80	19.20	23.50
CaO	14.60	9.90	9.50	16.80	10.40	12.30	11.70	12.30	14.80	13.10	11.80	9.60
Na ₂ O	0.06	0.27	0.34	0.45	0.47	0.56	0.67	0.46	0.52	0.51	0.37	0.10
K ₂ O	nd	0.07	0.03	0.05	0.15	0.09	0.11	0.08	0.06	0.11	0.05	0.02
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.08	nd	nd	nd
LOI	18.73	3.47	2.42	4.92	2.52	2.45	2.01	1.86	2.83	1.46	1.84	1.99
Total	99.20	98.87	99.68	98.85	99.54	99.40	99.52	99.28	99.54	99.48	99.26	98.55
Cr	1200	5200	2600	3000	3000	3700	2900	1520	3050	1200	4000	5900
Ni	1340	1000	590	510	650	540	660	575	650	510	560	830
Co	54	104	81	48	53	72	58	57	53	64	76	68
V	103	320	na	235	na	260	230	245	na	320	230	152
Zr	nd	24	na	38	na	120	39	38	na	100	55	nd
Y	nd	15	na	10	na	11	17	10	na	11	6	7
Rb	7	10	na	8	na	8	7	5	na	8	7	7
Sr	150	66	37	210	43	54	46	42	150	27	43	30
Nb	nd	8	na	5	na	13	16	12	na	8	nd	5
La	1.05	11.58	2.47	3.27	1.64	5.12	17.82	5.32	11.56	16.00	3.15	5.50
Ce	2.91	15.80	7.80	4.97	4.35	12.42	32.57	13.04	16.91	15.91	7.38	15.22
Nd	2.10	11.30	9.69	5.12	3.01	10.48	11.03	11.10	9.69	12.94	6.67	6.87
Sm	0.38	2.00	2.84	1.28	0.63	2.20	2.60	2.25	2.09	3.08	1.40	1.30
Eu	0.15	0.86	1.08	0.42	0.46	0.64	0.71	0.63	0.56	0.83	0.53	0.34
Gd	0.50	2.33	1.87	1.22	0.94	2.13	3.56	2.26	1.44	2.56	1.57	1.00
Dy	0.59	1.91	1.84	1.32	0.54	1.81	3.12	1.85	1.30	1.95	1.19	0.96
Ho	0.12	0.36	0.32	0.28	0.12	0.29	0.74	0.36	0.19	0.43	0.16	0.21
Er	0.32	1.00	0.88	0.93	0.31	0.89	2.14	0.90	0.62	1.01	0.53	0.50
Yb	0.19	0.87	0.70	0.83	0.29	0.75	2.83	0.78	0.52	0.73	0.45	0.37
Lu	0.05	0.13	0.08	0.18	0.06	0.11	0.39	0.13	0.07	0.12	0.08	0.09
ΣREE	8.36	48.14	29.57	19.75	12.35	36.84	77.51	38.62	44.95	55.56	23.11	32.36
^a (Eu/Eu*)	1.05	1.22	1.43	1.03	1.83	0.90	0.71	0.85	0.99	0.90	1.09	0.91
^b (La/Ce) _{cn}	0.94	1.91	0.83	1.68	0.98	1.07	1.43	1.06	1.78	2.62	1.11	0.94
^b (La/Sm) _{cn}	1.74	3.64	0.55	1.57	1.64	1.46	4.31	1.49	3.48	3.27	1.42	2.66
^b (La/Yb) _{cn}	3.73	8.99	2.38	2.61	3.82	4.61	4.26	4.61	15.02	14.81	4.73	10.04

nd, não detectado; na, não analisado. ^a(Eu/Eu*) = Eu_N/[(Eu_N)(Gd_N)]^{1/2}, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); ^b 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).

As amostras de metaperidotito de São José da Safira possuem altos teores de MgO (variando entre 33,30% e 37,70%) e baixos conteúdos de Al₂O₃ (0,23% a 4,28%) e CaO (1,24% a 3,99%). Os xistos ultramáficos de Ribeirão da Folha, comparativamente às amostras peridotíticas, apresentam menores teores de MgO (17,60% a 24,80%) e maiores conteúdos de Al₂O₃ (0,30% a 8,80%) e CaO (9,50% a 16,80%), refletindo a mineralogia particular de cada litotipo. Os valores de SiO₂ e TiO₂ também são importantes e mostram variações significativas entre os metaperidotitos e os xistos analisados, estes últimos enriquecidos relativamente às amostras de São José da Safira. Em um diagrama ternário MgO – CaO – Al₂O₃, desenvolvido por Coleman (1977), as amostras de metaperidotito distribuem-se no campo dos peridotitos metamórficos de ofiolito enquanto que as amostras de xisto ultramáfico plotam no campo de cumulado ultramáfico (Figura 4.6).

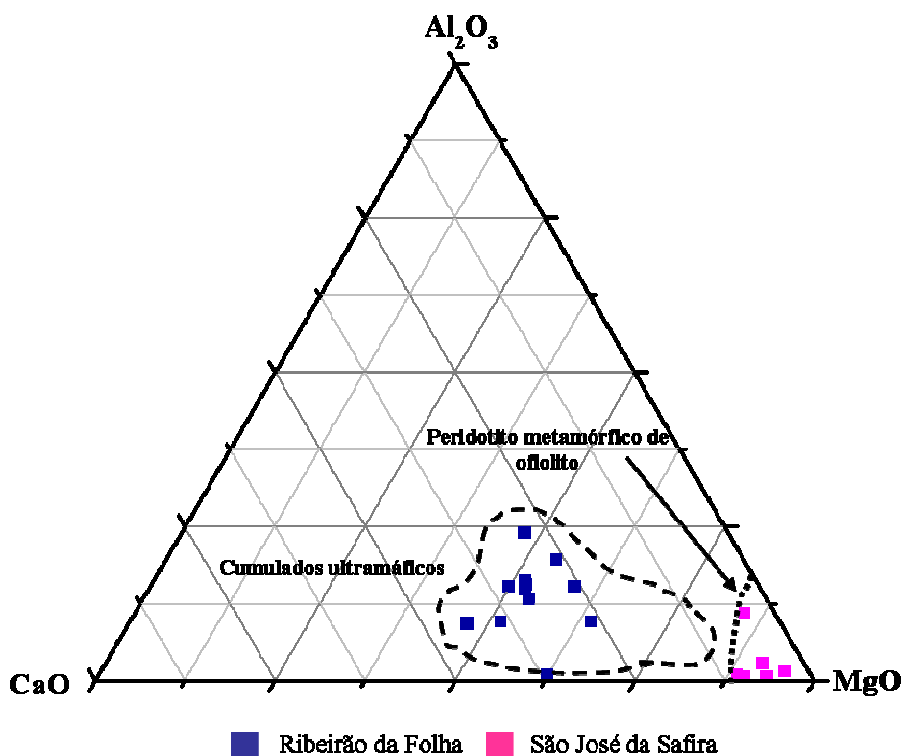


Figura 4.6. Diagrama ternário MgO – CaO – Al₂O₃ para as rochas meta-ultramáficas da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira (segundo Coleman 1977).

Em relação aos elementos traços, todas as amostras mostram-se enriquecidas em Cr e Ni, com valores nos intervalos de 1200-5900 ppm e 490-2220 ppm, respectivamente (Tabela 4.2).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras mostra que os metaperidotitos de São José da Safira apresentam assinaturas com a concavidade para cima, acentuando-se no lado dos terras raras leves, indicando moderado a forte enriquecimento em relação aos terras raras pesados ($La_N/Yb_N = 1,58-7,43$). As amostras apresentam anomalias de európio variando de negativa ($Eu/Eu^* = 0,57-0,83$) a moderadamente ($Eu/Eu^* = 1,30$) e fortemente ($Eu/Eu^* = 2,12$) positiva. O somatório dos elementos terras raras (ΣETR) é baixo (0,90 a 19,23 ppm) e está consistente com o padrão de

terras raras de rochas ultramáficas em seqüências ofiolíticas (Henderson 1984). Os xistos ultramáficos de Ribeirão da Folha apresentam, de uma maneira geral, forte enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 2,38-15,02$) e anomalia de európio levemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,71-0,99$) a moderadamente ($Eu/Eu^* = 1,03-1,43$) e fortemente ($Eu/Eu^* = 1,83$) positiva. O somatório dos elementos terras raras é baixo a moderado, com valores entre 8,36 e 77,51 ppm. Comparativamente, as amostras de xisto ultramáfico são mais enriquecidas em elementos terras raras totais (ΣETR) e em terras raras leves em relação às amostras de metaperidotito (Figura 4.7). Este fato pode estar associado à generalizada alteração hidrotermal que afetou às rochas de Ribeirão da Folha ou refletir outros fatores, tais como uma heterogeneidade da fonte mantélica e/ou processos metassomáticos que atingiram este manto previamente depletado em elementos incompatíveis (vide maiores discussões no item a seguir).

Os relictos de textura e mineralogia primárias e os dados geoquímicos (altos conteúdos de MgO, Cr e Ni e baixos teores de Al_2O_3 e CaO) evidenciam que os metaperidotitos de São José da Safira possuem protólitos essencialmente harzburgíticos. Os dados petrográficos e litoquímicos (menores conteúdos de MgO e maiores teores de Al_2O_3 e CaO) sugerem que as rochas que deram origem aos xistos ultramáficos de Ribeirão da Folha sejam, principalmente, piroxenitos cálcicos.

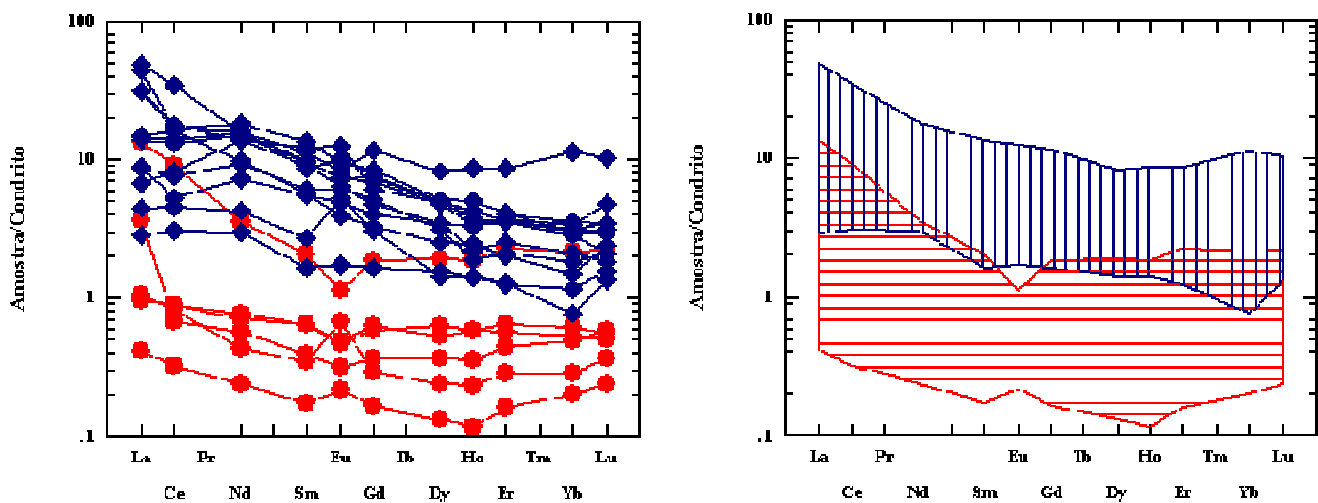


Figura 4.7. Distribuição dos elementos terras raras das amostras de metaperidotito (em vermelho) e de xisto ultramáfico (em azul) do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira. Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978).

Rochas ultramáficas pré-cambrianas, do complexo ofiolítico de Fuchuan (China) e da região de Cromínia e Pontalina (Goiás), também apresentam padrões de distribuição de ETR semelhantes aos que foram observados para as amostras da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira. Zou *et al.* (1995) mostram que os peridotitos serpentinizados do ofiolito chinês apresentam forte enriquecimento em terras raras leves ($La_N/Yb_N = 5,6-9,2$) em relação aos pesados e anomalia

negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,41-0,85$). Estes autores sugerem uma fonte mantélica mais enriquecida (ou menos depletada) em elementos incompatíveis, o que seria consistente com um ambiente associado a uma bacia de retro-arco. As rochas meta-ultramáficas de Goiás, representadas por serpentinitos e talco xistos e cujos protólitos seriam rochas duníticas a peridotíticas, também apresentam forte enriquecimento em terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,25-11,8$ para o serpentinito e $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,1-45,57$ para o talco xisto) (Navarro & Zanardo 2005). Strieder & Nilson (1992) e Navarro & Zanardo (2005) sugerem que este enriquecimento seja influenciado pela completa serpentinização a que estas rochas foram submetidas.

4.3.1.3 – Dados isotópicos Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd para as rochas meta-ultramáficas foram obtidos por Pedrosa-Soares (1995) e nunca antes publicados. Estes dados estão sendo trabalhados no contexto geral desta tese e os resultados encontram-se na Tabela 4.3.

Tabela 4.3- Dados Sm-Nd para amostras de rochas meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (640)
Ribeirão da Folha						
T138A	1.400	6.670	0.1498	0.512636 (13)	1.0	+3.83
T141	1.280	5.120	0.1681	0.512670 (15)	1.2	+2.98
T146B			0.0960	0.512309 (16)	1.0	+1.89
T146D	0.380	2.100	0.1252	0.512440 (24)	1.0	+2.04
T148B	2.250	11.100	0.1118	0.512601 (11)	0.7	+6.29
T148B1	2.200	10.480	0.1469	0.512621 (10)	1.0	+3.78
T149B	2.000	11.300	0.1388	0.512584 (16)	1.0	+3.73
T151	2.600	11.030	0.1315	0.512327 (14)	1.3	-0.69
T152	3.080	12.940	0.1576	0.512689 (11)	1.0	+4.22
LL84B	2.840	9.690	0.1759	0.512667 (10)	1.4	+2.28
São José da Safira						
J55	0.524	2.515	0.126	0.512328 (10)	1.2	-0.22
J22E	0.165	0.588	0.169	0.512687 (10)	1.2	+3.24

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

Os resultados Sm-Nd fornecem uma idade-modelo (T_{DM}) de *ca.* 1,0 Ga, sugerindo uma idade máxima para a cristalização dos protólitos magmáticos das rochas meta-ultramáficas estudadas. Os parâmetros ϵNd iniciais variam no intervalo de -0,69 a + 6,29 (Figura 4.8), refletindo uma heterogeneidade isotópica do manto. Os baixos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($< 0,180$) encontrados para todas as amostras analisadas (Figura 4.8) indicam enriquecimento nos padrões de distribuição dos elementos terras raras leves, o que pode ser constatado também pelas análises litoquímicas (vide diagramas apresentados no item 4.3.1.2). Os dados isotópicos juntamente com os dados geoquímicos evidenciam que a fonte mantélica que deu origem a estas rochas deveria ser, pelo

menos em parte, pouco depletada ou enriquecida em elementos incompatíveis. Outra sugestão é que esta fonte, inicialmente depletada, teria sofrido processos metassomáticos devido à sua posição subcontinental durante a abertura da Bacia Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 1998).

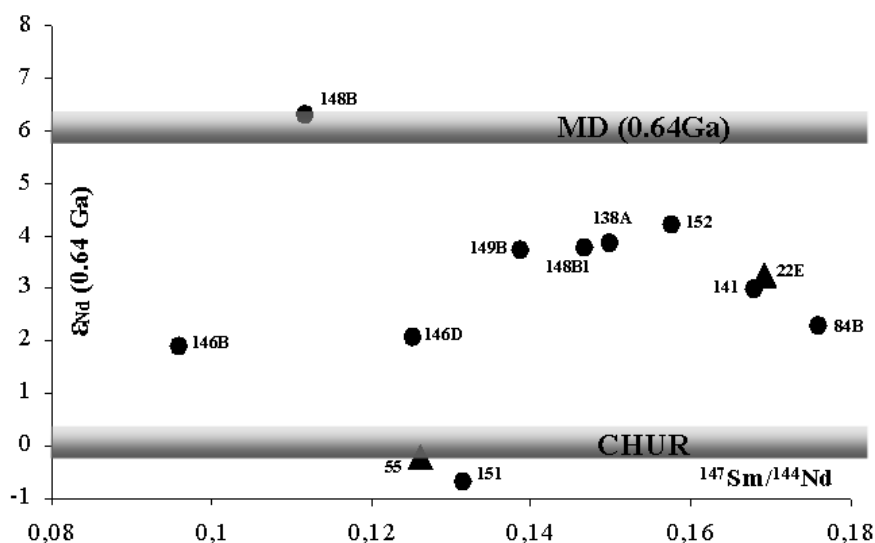


Figura 4.8. Valores iniciais de ϵ_{Nd} versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira. MD = manto depletado, CHUR = manto primordial. Baseado nos princípios de Kuzmichev *et al.* (2005).

4.3.2- Rochas metamáficas

A síntese sobre as rochas metamáficas da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira baseia-se nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1998, 2001), Pedrosa-Soares (1995) e Suita *et al.* (2004). A seção máfica deste complexo ofiolítico ocorre, predominantemente, na calha do Ribeirão da Folha, próximo à vila homônima (Figuras 4.2 e 4.3).

4.3.2.1 – Petrografia e mineralogia

Os orto-anfibolitos representantes da seção máfica do ofiolito possuem composição mineralógica essencial formada por plagioclásio (andesina a bytownita), hornblenda e clinopiroxênio. Titanita é o mineral acessório principal e sua abundância reflete, marcantemente, a variação no conteúdo de titânio. Sulfetos (pirrotita, pirita e raras calcopirita e arsenopirita) podem ocorrer disseminados nos orto-anfibolitos de granulacão fina. Raríssimos cristais de zircão encontram-se nas espécies mais ricas em minerais de titânio, enquanto que as mais pobres neste elemento possuem magnetita como acessório eventual. Os minerais de alteração hidrotermal, quando ocorrem, são epidoto, carbonato, plagioclásio sódico e clorita, que tendem a se concentrar nas zonas de cisalhamento.

Os orto-anfibolitos intercalados, tectonicamente ou não, na Formação Ribeirão da Folha representam seções diversas da crosta oceânica (Figuras 4.1 e 4.2). A seção gabróica maciça é representada por orto-anfibolito de granulação grossa, homogêneo (Figura 4.9). Orto-anfibolitos bandados, com variação de granulação desde grossa, no interior das bandas, a fina, nas bordas, podem representar prováveis diques em lençol (*sheeted dikes*; metadolerito). Na zona de contato entre o metagabro e o metadolerito ocorrem corpos de meta-plagiogranito (Figuras 4.1 e 4.2). A seção máfica vulcânica é representada por orto-anfibolito de granulação predominantemente fina, bandado ou maciço, com sulfetos disseminados, que contém eventuais intercalações de metachert e possível resto de estrutura almofadada (Figura 4.9).



Figura 4.9. A) Orto-anfibolito de granulação fina, maciço, representante da seção vulcânica; B) Orto-anfibolito bandado, com porções internas de granulação média a grossa e bordas de granulação fina (provável dique em lençol); C) Orto-anfibolito de granulação grossa, foliado, representante da seção plutônica.

4.3.2.2 – Litoquímica

As análises químicas em amostras de orto-anfibolitos foram obtidas por Uhlein (1991) e Pedrosa-Soares (1995). A metodologia analítica encontra-se descrita nos trabalhos supra-citados e os resultados estão dispostos na Tabela 4.4. Ressalta-se que os diversos tipos de anfibolito, definidos no item petrografia e mineralogia, foram tratados em conjunto neste item sobre litoquímica.

Os dados composicionais e geoquímicos sugerem que os orto-anfibolitos da região de Ribeirão da Folha sejam derivados de rochas toleíticas. Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos, os orto-anfibolitos indicam origem em ambiente de dorsal oceânica – assoalho e crosta oceânicos (Figura 4.10). O padrão de distribuição de elementos terras raras nas amostras analisadas evidencia moderado a forte enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 1,06-16,70$) e anomalias de európio variando de levemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,92-0,98$) a moderadamente positiva ($Eu/Eu^* = 1,01-1,55$). Além disso, as assinaturas de elementos terras raras e o diagrama de multi-elementos (*spider diagram*) são indicativos de uma sucessão de rochas máficas de cadeia meso-oceânica dos tipos MORB enriquecido (E), transicional (T) e normal (N) (Figura 4.11).

Tabela 4.4- Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) para os orto-anfibolitos do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira.

	Orto-anfibolitos																
	ANF5 ^a	ANF8	T107K	T114C	ANF6	T114A	T107W	T118	T123	T121A	ANF7	T119	T120	ANF4	ANF9	T113	ANF2
SiO ₂	43.90	45.00	46.00	47.50	47.60	47.70	48.00	48.50	48.60	48.90	49.10	49.40	49.80	49.90	50.20	50.90	51.60
TiO ₂	3.80	3.70	1.80	1.90	0.80	1.90	1.30	0.42	0.50	0.55	0.78	3.20	1.50	0.33	0.62	1.10	0.37
Al ₂ O ₃	13.10	13.30	11.20	13.10	15.50	11.10	10.50	23.10	15.90	17.30	15.40	12.80	8.00	16.50	15.90	5.90	17.10
Fe ₂ O ₃	1.40	1.30	1.90	2.80	4.10	2.30	2.80	1.40	3.70	3.20	3.20	5.80	2.10	1.10	2.40	1.60	0.44
FeO	10.20	9.90	4.90	6.10	4.50	6.10	5.50	2.50	3.20	3.60	4.90	7.20	6.50	5.10	5.20	4.20	4.10
MnO	0.26	0.28	0.27	0.21	0.14	0.18	0.31	0.07	0.12	0.12	0.13	0.22	0.18	0.12	0.16	0.12	0.11
MgO	8.80	8.80	7.90	11.20	9.80	10.10	11.70	6.50	10.40	8.10	9.70	5.40	14.80	10.50	9.10	15.10	9.50
CaO	15.40	15.40	22.70	14.50	14.80	16.80	16.90	15.20	15.00	15.40	14.20	12.40	15.20	14.13	13.30	18.80	14.80
Na ₂ O	1.00	0.42	0.38	1.20	1.60	1.30	0.55	1.10	1.40	1.70	1.80	0.78	0.11	1.30	2.50	0.53	1.00
K ₂ O	0.27	0.21	0.24	0.16	0.28	0.22	0.17	0.05	0.14	0.15	0.23	0.21	0.09	0.19	0.25	0.14	0.11
P ₂ O ₅	0.51	0.59	0.46	0.60	na	0.44	0.22	na	na	na	na	0.50	na	na	na	na	na
LOI	0.73	0.56	1.53	0.45	0.51	1.33	1.39	0.56	0.73	0.52	0.42	0.74	1.06	0.51	0.34	1.38	0.58
Total	99.37	99.46	99.28	99.72	99.63	99.47	99.34	99.40	99.69	99.54	99.86	98.65	99.34	99.68	99.97	99.77	99.71
Cr	207	207	840	800	197	1880	600	280	840	340	197	240	3800	146	126	1860	143
Ni	94	94	300	280	86	440	260	188	270	160	86	88	420	236	68	460	126
Co	na	na	52	56	na	66	34	28	46	45	na	50	55	na	na	46	na
V	na	na	335	295	na	305	305	200	315	395	na	320	350	na	na	325	na
Zr	110	140	102	118	na	180	96	32	46	54	na	280	54	na	na	96	na
Y	15	18	33	17	11	18	20	na	8	9	11	36	18	na	na	9	na
Rb	14	13	18	7	14	10	7	na	10	9	14	10	9	11	13	10	na
Sr	120	140	780	560	330	450	420	3420	260	380	330	140	110	290	na	260	300
S	3600	2700	2700	200	50	300	3000	200	200	100	50	11000	500	na	na	300	50
La	na	na	28.18	10.08	na	17.39	28.55	3.93	1.61	1.02	na	20.81	2.10	na	na	7.26	na
Ce	na	na	51.90	24.30	na	35.10	56.10	8.63	3.78	2.88	na	43.60	8.64	na	na	11.90	na
Nd	na	na	29.64	18.63	na	21.37	29.03	7.00	2.43	2.70	na	28.84	11.1	na	na	6.72	na
Sm	na	na	5.40	3.40	na	4.00	5.20	1.60	0.84	0.75	na	6.00	2.80	na	na	1.50	na
Eu	na	na	1.55	1.09	na	1.49	1.50	0.85	0.44	0.48	na	1.96	1.27	na	na	0.58	na
Gd	na	na	4.90	3.19	na	3.29	4.17	1.09	0.90	1.21	na	5.74	3.00	na	na	1.77	na
Dy	na	na	3.68	2.63	na	2.70	2.83	0.86	1.32	1.32	na	4.74	2.69	na	na	1.62	na
Ho	na	na	0.62	0.46	na	0.38	0.53	0.17	0.28	0.25	na	0.89	0.40	na	na	0.22	na
Er	na	na	1.65	1.34	na	1.13	1.39	0.37	0.58	0.72	na	2.87	1.20	na	na	0.56	na
Yb	na	na	1.14	1.19	na	1.07	1.22	0.25	0.60	0.65	na	2.48	0.97	na	na	0.61	na
Lu	na	na	0.13	0.19	na	0.15	0.15	0.07	0.11	0.12	na	0.36	0.16	na	na	0.07	na
ΣREE	-	-	128.79	66.50	-	88.07	130.67	24.82	12.89	12.10	-	118.29	34.33	-	-	32.81	-
^b (Eu/Eu*)	-	-	0.92	1.01	-	1.26	0.98	1.97	1.55	1.54	-	1.02	1.34	-	-	1.09	-
^c (La/Ce) _{cn}	-	-	1.42	1.08	-	1.29	1.33	1.19	1.11	0.92	-	1.24	0.63	-	-	1.59	-
^c (La/Sm) _{cn}	-	-	3.28	1.87	-	2.74	3.46	1.55	1.21	0.86	-	2.18	0.47	-	-	3.05	-
^c (La/Yb) _{cn}	-	-	16.70	5.72	-	10.98	15.81	10.62	1.81	1.06	-	5.67	1.46	-	-	8.04	-

nd, não detectado; na, não analisado. ^a ANF refere-se às amostras de Uhlein (1991); ^b (Eu/Eu*) = $\text{Eu}_N / [(\text{Eu}_N) + (\text{Gd}_N)]^{1/2}$, 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).

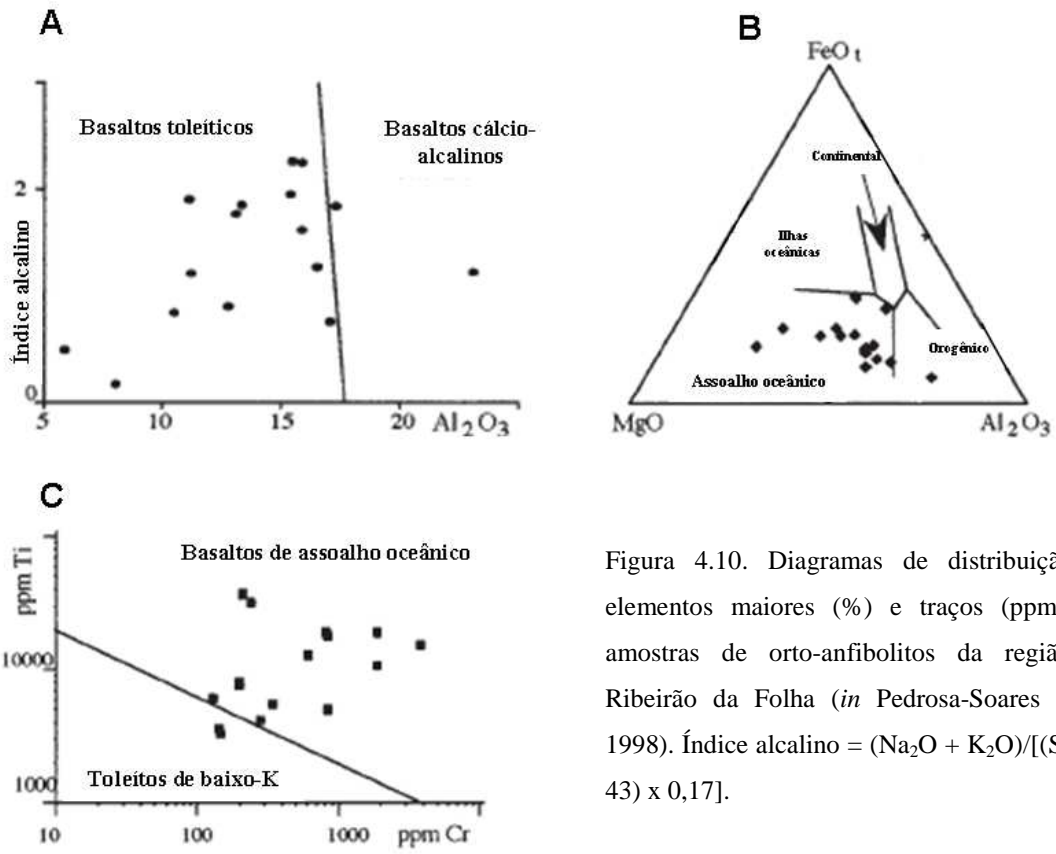


Figura 4.10. Diagramas de distribuição de elementos maiores (%) e traços (ppm) das amostras de orto-anfibolitos da região de Ribeirão da Folha (*in* Pedrosa-Soares *et al.* 1998). Índice alcalino = $(Na_2O + K_2O) / [(SiO_2 - 43) \times 0,17]$.

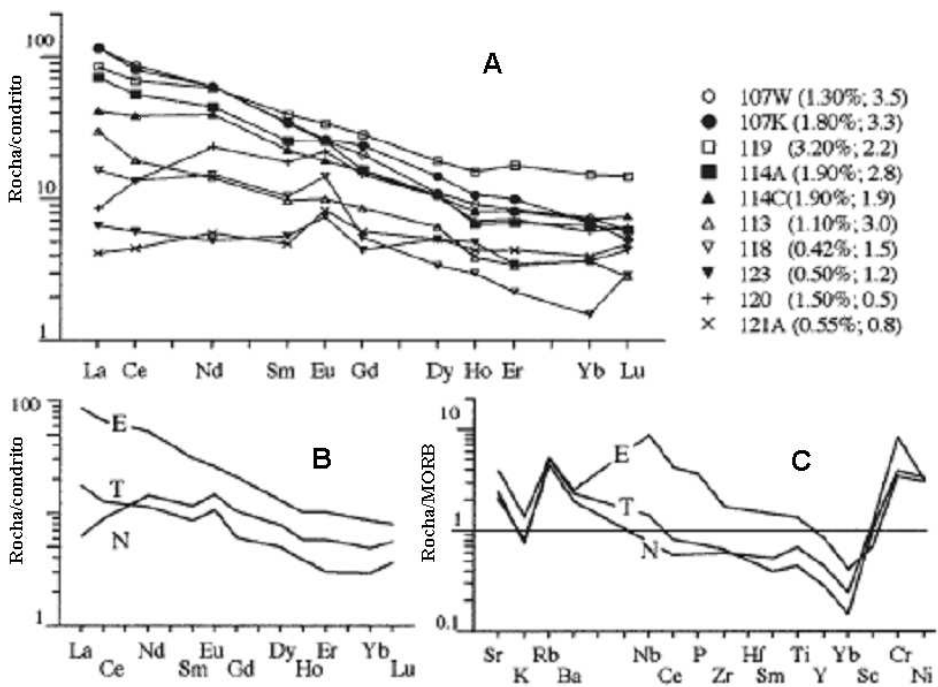


Figura 4.11. Diagramas das amostras de orto-anfibolito da região de Ribeirão da Folha. A) Distribuição de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito; B) Curvas principais para as rochas máficas dos tipos MORB enriquecido (E) (107W, 107K, 119, 114A, 114C), transicional (T) (113, 118, 123) e normal (N) (120, 121A); C) Diagrama de multi-elementos normalizados em relação ao MORB. Todos os dados e referências encontram-se em Pedrosa-Soares *et al.* (1998).

4.3.2.3 – Dados isotópicos Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd para as rochas máficas do ofiolito de Ribeirão da Folha foram publicados por Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1998) e retrabalhados nesta tese em termos da nova idade do ofiolito obtida em amostras de plagiogranito (Tabela 4.5).

Tabela 4.5- Dados Sm-Nd para amostras de orto-anfibolitos do ofiolito de Ribeirão da Folha.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (640)
T114C	3.77	17.65	0.1292	0.512461 (11)	1.0	+2.12
T119	7.29	33.11	0.1332	0.512525 (11)	0.98	+3.04
T120	3.04	9.49	0.1938	0.512797 (11)	---	+3.34
T123	1.08	3.46	0.1885	0.512828 (15)	---	+4.38
T121A	0.71	1.61	0.2661	0.513213 (13)	---	+5.49

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

Os resultados Sm-Nd fornecem uma idade-modelo (T_{DM}) de *ca.* 1,0 Ga, sugerindo uma idade máxima para a cristalização dos protólitos magmáticos dos orto-anfibolitos analisados. Os valores de ϵNd iniciais variam no intervalo entre +2,12 a +5,49 (Figura 4.12), revelando fontes que evoluíram com uma depleção em elementos incompatíveis. Estas taxas iniciais, no entanto, são menores do que aquelas esperadas para os reservatórios modernos do tipo MORB. Além disso, os baixos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($< 0,1950$) encontrados para quatro das cinco amostras (Figura 4.12), indicam enriquecimento nos padrões de distribuição dos elementos terras raras leves, o que pode ser constatado também pelas análises geoquímicas (vide diagramas apresentados no item 4.3.2.2). De acordo com alguns autores (*e.g.* Zou *et al.* 1995, Kuzmichev *et al.* 2005), a variabilidade geoquímica e isotópica encontrada nas amostras estudadas pode refletir tanto a heterogeneidade da fonte mantélica quanto um processo de metassomatismo no manto altamente depletado, enriquecendo-o em elementos incompatíveis. Desta forma, os dados geoquímicos em conjunto com as análises isotópicas sugerem que processos metassomáticos tiveram lugar em uma fonte mantélica depletada, associada com a extração de magmas do tipo MORB enriquecido, na bacia precursora do Orógeno Araçuaí. Uma interpretação sugerida por Pedrosa-Soares *et al.* (1998), com base nos dados anteriormente expostos, é a seguinte: (a) uma fonte mantélica, que experimentou metassomatismo devido à sua prévia posição subcontinental, produziu magmas basálticos enriquecidos em alguns elementos incompatíveis; (b) a herança metassomática cessaria com o alargamento da bacia, dando lugar aos magmas do tipo MORB-N ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} < 1,0$; Tabela 4.5).

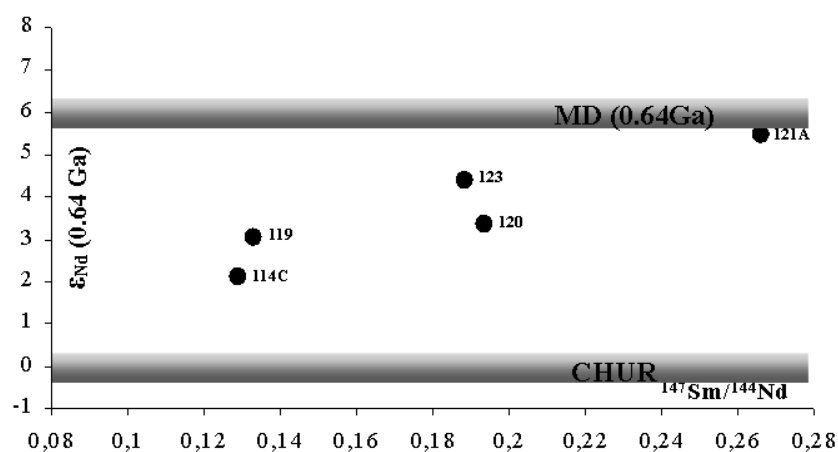


Figura 4.12. Valores iniciais de ϵNd versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os orto-anfibolitos do ofiolito de Ribeirão da Folha. MD = manto depletado, CHUR = manto primordial. Baseado nos princípios de Kuzmichev *et al.* (2005).

4.3.3- Meta-plagiogrânito

4.3.3.1 – O que é um plagiogrânito e por que estudá-lo?

A definição clássica de um *plagiogrânito oceânico* é aquela apresentada por Coleman & Peterman (1975) na qual afirmam que “plagiogrânitos são rochas leucocráticas, geralmente com granulação variável entre fina e média, compostas predominantemente por quartzo e plagioclásio, com pequeno conteúdo de minerais ferro-magnesianos (usualmente menor que 10% do volume total da rocha)”. Aproximadamente todas as amostras contêm plagioclásio que podem estar fortemente zonado – núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas. Ao contrário de intrusões graníticas de margens continentais, rochas leucocráticas ofiolíticas contêm feldspato potássico em raras situações. Caracteristicamente, o pequeno conteúdo de potássio presente em determinadas amostras está associado aos cristais de plagioclásio. Os minerais ferro-magnesianos primários identificados são, mais comumente, hornblenda e/ou piroxênios. Por estas rochas representarem produto de diferenciação de um magma basáltico, suas composições variam de albita granito a trondhjemito e de tonalito a diorito.

Quimicamente, plagiogrânitos são muito similares no que diz respeito aos elementos maiores e traços (Aldiss 1981). Para amostras pouco deformadas, metamorfisadas e hidrotermalizadas, alto teor em sílica, baixo a moderado em alumina, baixo conteúdo de ferro e magnésio e baixíssimo teor em K_2O (geralmente menor que 0,7%) caracterizam plagiogrânitos oceânicos e rochas associadas. Outra evidência da singularidade deste tipo litológico pode ser evidenciada pelos baixos conteúdos de Rb, Nb e Y (Tabela 4.6). Os elementos terras raras possuem um padrão de distribuição muito amplo (e.g. Borsi *et al.* 1996, Samson *et al.* 2004), mas de um modo geral apresentam depleção ou leve enriquecimento em terras raras leves ($La_N/Yb_N < 1$ ou ~ 1 ; similar ao N-MORB moderno), anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* < 1$) e somatório de ETR extremamente baixo (e.g. $\Sigma_{ETR} = 17-23$ ppm para os plagiogrânitos do ofiolito de Tasriwine, Marrocos; dados de Samson *et al.* 2004).

Tabela 4.6 – Elementos traços: média para plagiogrânitos ofiolíticos (Aldiss 1981) e teores para amostra desta tese.

	<i>Média para plagiogrânitos ofiolíticos</i>	<i>Plagiogrânito desta pesquisa</i>
K_2O (%)	0.02 – 0.68	0.01
Rb (ppm)	< 1 – 5	0.30
Nb (ppm)	< 1 – 14	0.30
Y (ppm)	2 – 88	2.40

O estudo de plagiogrânitos oceânicos é importante pelo fato de estas rochas conterem, freqüentemente, zircão como mineral acessório e, com isso, se tornarem alvo de estudos

geocronológicos pelo método U-Pb (*e.g.* Mukasa & Ludden 1987, Borsi *et al.* 1996, Clark *et al.* 1998, Samson *et al.* 2004, Dilek & Thy 2006, dentre outros). Este fato adquire extrema relevância pela enorme dificuldade de obtenção de idades radiométricas consistentes em rochas máficas e ultramáficas de complexos ofiolíticos. Segundo Samson *et al.* (2004), estabelecer idades precisas nestes complexos é uma das tarefas mais críticas envolvendo sua completa caracterização e se faz necessário para maximizar as informações tectônicas oferecidas por estes fragmentos litosféricos.

4.3.3.2 – O plagiogranito da região de Ribeirão da Folha

4.3.3.2.1- Petrografia e mineralogia

As vênulas de plagiogranito situam-se na calha do Ribeirão da Folha, nas proximidades da vila homônima, como exemplificado na Figura 4.2. Trata-se de corpos leucocráticos, que ocorrem sob a forma de veios irregulares com dimensões milimétricas a centimétricas (até 50 cm de diâmetro). São encaixados por orto-anfibolito bandado de granulação variável entre média e grossa – metagabro e/ou metadolerito (Figura 4.13). Os veios leucocráticos consistem de meta-plagiogranito foliado, composto por plagioclásio, quartzo, anfibólio e epidoto, com titanita, clorita, sulfeto, apatita e zircão como os principais minerais acessórios. O plagioclásio é geralmente anortita (predomina An₉₀₋₉₅) com bordas albíticas. A alteração do plagioclásio produz grande quantidade de epidoto, essencialmente zoisita, e em determinadas porções este mineral secundário predomina na amostra. O anfibólio que ocorre no plagiogranito é hornblenda, algumas vezes com núcleos tremolíticos, podendo estar parcialmente alterado para Mg-clorita (Tabela 4.7, Figura 4.14). A análise modal dos minerais félsicos pouco alterados sugere composição variável entre quartzo diorito e diorito, em concordância com plagiogranitos de ofiolitos modernos e antigos (*e.g.* Coleman & Peterman 1975, Aldiss 1981, Samson *et al.* 2004).

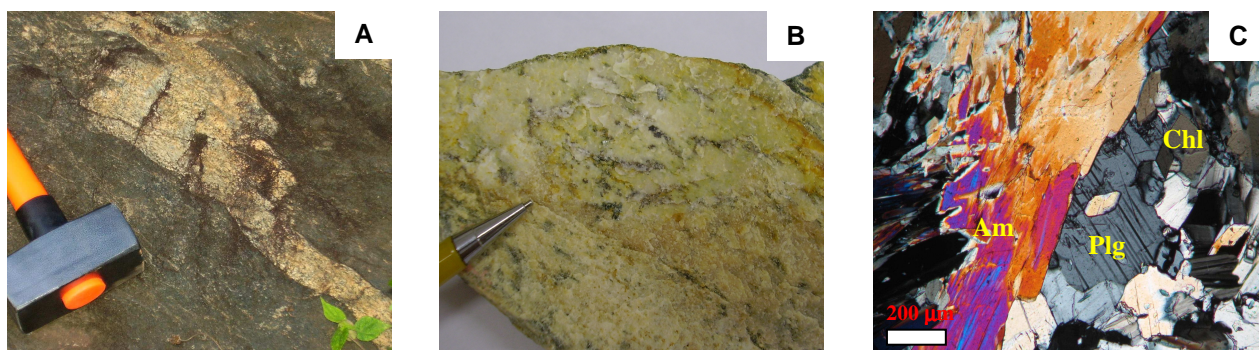


Figura 4.13. A) Veio de plagiogranito (~50 cm de diâmetro) encaixado em orto-anfibolito maciço na calha do Ribeirão da Folha; B) Detalhe de amostra de mão; C) Fotomicrografia da amostra estudada, nicóis cruzados, aumento de 100 vezes (Plg = plagioclásio; Am = anfibólio; Chl = clorita).

Tabela 4.7- Composição química simplificada dos minerais da amostra de plagiogranito estudada.

Plg				Ep			Chl		
	núcleo	intermediário	borda ^a		SiO ₂			SiO ₂	
SiO ₂	42.69	43.12	38.86	SiO ₂	38.96	SiO ₂	28.02		
Al ₂ O ₃	36.77	35.70	31.23	TiO ₂	0.05	TiO ₂	0.02		
FeO	0.03	0.12	0.07	Al ₂ O ₃	32.43	Al ₂ O ₃	23.69		
CaO	20.21	19.77	12.36	Fe ₂ O ₃ ^b	1.68	FeO	8.83		
Na ₂ O	0.10	0.24	2.83	MnO	0.04	MnO	0.20		
K ₂ O	0.03	0.15	0.04	MgO	0.03	MgO	26.30		
Total	99.83	99.10	85.39	CaO	24.31	CaO	0.05		
Ano	98.99	97.00	70.50	Na ₂ O	0.05	Na ₂ O	0.06		
Ab	0.85	2.15	29.24	K ₂ O	0.03	K ₂ O	0.04		
Or	0.16	0.85	0.26	H ₂ O ^c	2.00	H ₂ O ^d	12.24		
				Total	99.58	Total	99.45		

Am			
	núcleo	intermediário	borda
SiO ₂	54.50	44.70	45.07
TiO ₂	0.09	0.43	0.40
Al ₂ O ₃	4.69	16.00	15.22
FeO	4.88	7.60	7.31
MnO	0.10	0.13	0.13
MgO	19.34	14.10	14.44
CaO	13.31	12.99	13.02
Na ₂ O	0.35	1.47	1.40
K ₂ O	0.06	0.32	0.42
F	0.04	0.06	0.03
Cl	0.00	0.01	0.05
H ₂ O ^e	2.19	2.13	2.13
Total	99.55	99.94	99.62

^a grão saussuritizado; ^b Fe₂O₃ = FeO (análise)*1,1113; ^c Parâmetro H₂O assumido como 2,00 %; ^d Parâmetro H₂O assumido como 12,24 %; ^e Parâmetro H₂O assumido como 2,19 e 2,13 %. Plg: plagioclásio; Ep: epidoto; Chl: clorita; Am: anfibólio.

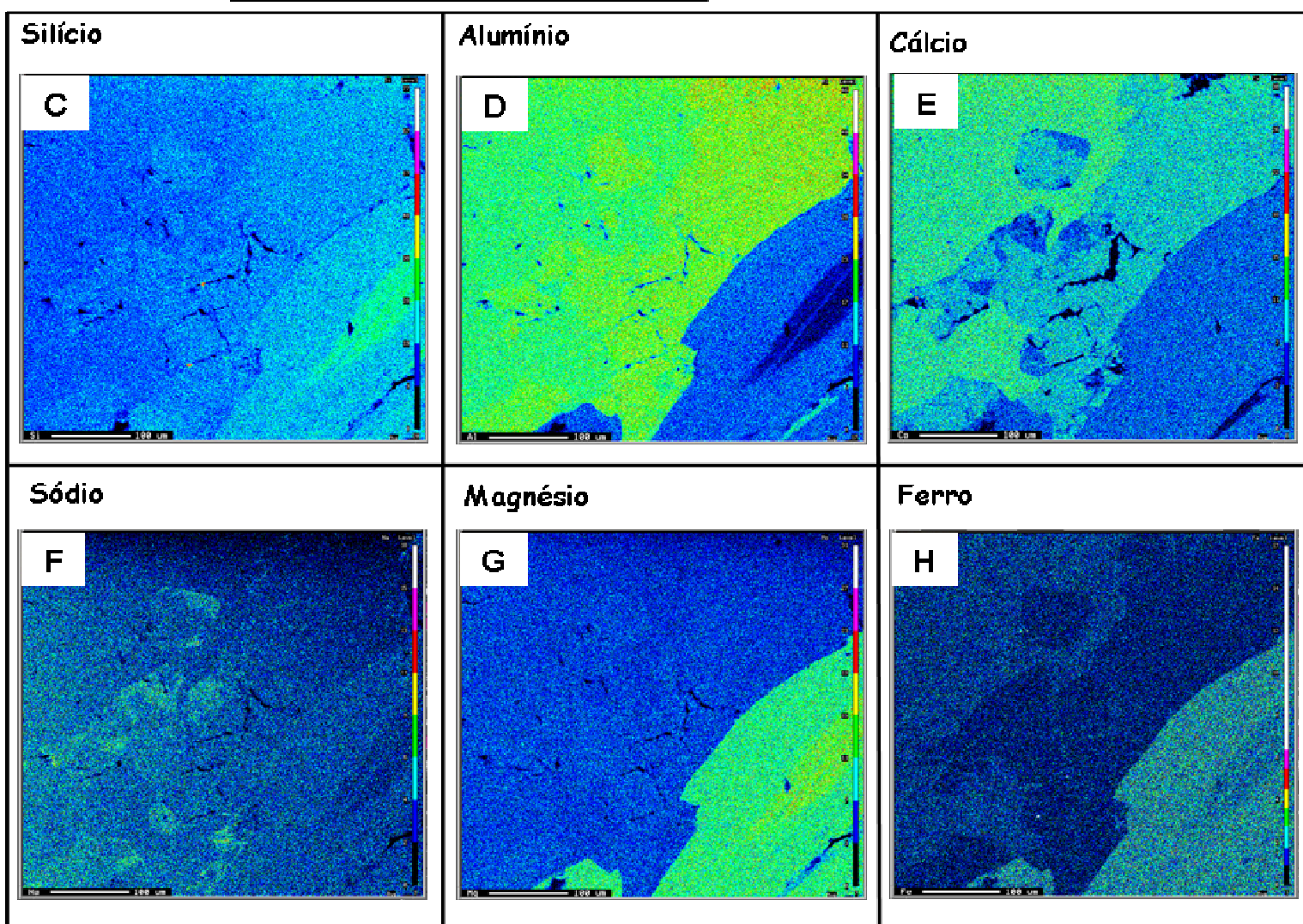
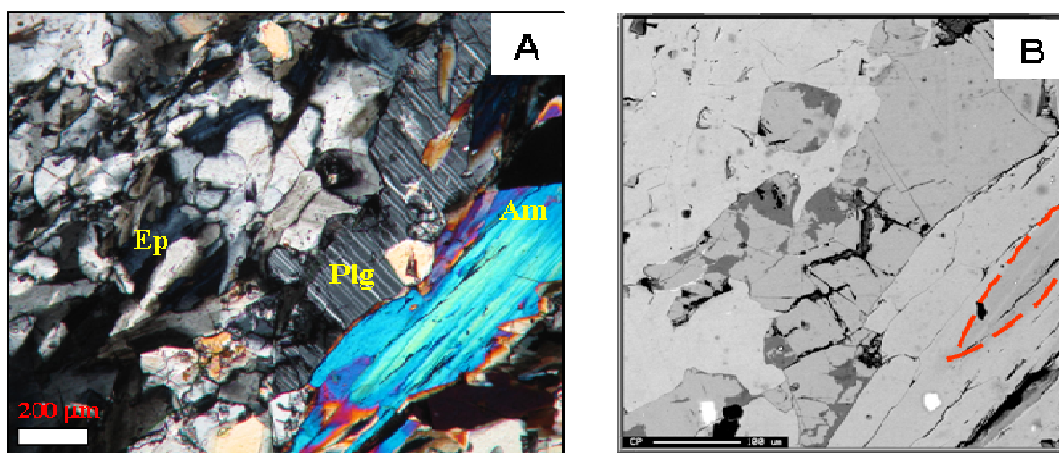


Figura 4.14. Variações nos elementos Si, Al, Ca, Na, Mg e Fe em mapas de distribuição qualitativa de raios-x obtidos em cristais de anfibólio zonado, plagioclásio e epidoto da amostra de plagiogranito. A) Fotomicrografia da seção analisada, nicóis cruzados, aumento de 100 vezes (Plg = plagioclásio; Am = anfibólio; Ep = epidoto); B) Imagem de elétrons retroespalhados (detalhe em vermelho do núcleo tremolítico); C a H) Mapas químicos.

4.3.3.2.2- Litoquímica

Análises quantitativas de elementos maiores, traços e terras raras, de uma amostra de plagiogranito foliado, 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 4.8.

Tabela 4.8- Teores de elementos maiores (%), traços (ppm) e terras raras (ppm) para a amostra de plagiogranito analisada.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total	FeO ^a	Cr
37.86	32.74	0.06	1.72	0.03	0.80	23.80	0.01	0.01	0.02	2.80	99.85	1.55	na
Ni	Co	V	Zr	Y	Rb	Sr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
91.00	98.80	60.00	1.70	2.40	0.30	1831.00	0.30	3.60	2.40	0.64	2.50	0.45	0.41
Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣETR	(Eu/Eu*) ^b	(La/Ce) _N	(La/Sm) _N	(La/Yb) _N	
0.51	0.08	0.46	0.10	0.25	0.04	0.18	0.03	11.65	2.62	3.91	5.04	13.51	

na. não analisado; ^a FeO = Fe₂O₃ (análise)* 0.8998; ^b (Eu/Eu*) = Eu_N/[(Eu_N)(Gd_N)]^{1/2}, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985).

O plagiogranito analisado apresenta teores de K₂O (0,01%), Rb (0,30 ppm), Nb (0,30 ppm) e Y (2,40 ppm) extremamente baixos, em concordância com as características geoquímicas de plagiogranitos oceânicos definidos por Coleman & Peterman (1975). A rocha analisada, entretanto, possui um conteúdo de SiO₂ (37,86%) muito menor que a média das amostras ofiolíticas mundiais (ca. 70% SiO₂; Samson *et al.* 2004). Esta composição peculiar resulta, provavelmente, da intensa hidrotermalização e da forte troca química entre as vênulas de plagiogranito e as rochas encaixantes, e pode não ser uma feição primária característica. Intensa epidotização está associada a este evento de alteração. Uma amostra de plagiogranito dos Apeninos Setentrional, de idade mesozóica, também apresenta baixo teor de sílica em sua composição. De acordo com Borsi *et al.* (1996), este fato se deve a uma forte modificação metamórfica que levou à formação de uma paragênese mineral com prehnita, vesuvianita e hidro-grossulária.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras no plagiogranito de Ribeirão da Folha mostra forte enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados (La_N/Yb_N = 13,51) e uma significativa anomalia positiva de európio (Eu/Eu* = 2,62), indicando retenção de plagioclásio na amostra (notar semelhança com o plagiogranito RG-1 dos Apeninos Setentrional, que apresenta Eu/Eu* = 2,13, na Figura 4.15). Uma característica peculiar desta amostra de plagiogranito é a presença de uma forte anomalia negativa de Ce, sugerindo marcante interação com água oceânica ou hidrotermalismo de fundo oceânico (Figura 4.15). O somatório dos elementos terras raras (ΣETR) é extremamente baixo (11,65 ppm) e está consistente com as análises de plagiogranitos de outros complexos ofiolíticos (*e.g.* ofiolito de Taswirine, Marrocos; ofiolito de Ankara, Turquia e

ofiolito de Semail, Oman). Apesar disso, o padrão de distribuição dos ETR do plagiogrânito brasileiro não se assemelha àquele dos plagiogrânitos e rochas mantélicas associadas de seqüências ofiolíticas totalmente desenvolvidas, como o ofiolito de Troodos (Chipre), e nem dos padrões de distribuição de basaltos de cadeias meso-oceânicas (MORB). Com base nos dados de Aldiss (1981), Borsi *et al.* (1996) e Samson *et al.* (2004), os padrões de distribuição de ETR nos plagiogrânitos dos ofiolitos de Semail e Troodos são caracterizados por depleção (*e.g.* $La_N/Yb_N = 0,5-0,8$) ou leve enriquecimento ($La_N/Yb_N = 1,1-1,2$) em terras raras leves (Figura 4.15). Estes padrões são similares àqueles dos basaltos de cadeia meso-oceânica “normais” (N-MORB) e geralmente refletem uma natureza depletada em elementos terras raras leves, típica de fontes mantélicas. É muito improvável que a fonte das vênulas de plagiogrânito de Ribeirão da Folha seja similar às fontes que geraram os plagiogrânitos dos ofiolitos mesozóicos de Troodos e Semail. Na verdade, os padrões de ETR do plagiogrânito brasileiro sugerem uma fonte mais enriquecida em elementos terras raras leves, concordantemente com o que foi exposto para as rochas meta-ultramáficas e metamáficas da região de Ribeirão da Folha – São José da Safira abordadas anteriormente.

Plagiogrânitos de idades neoproterozóica, do Marrocos, e mesozóica, dos Apeninos Setentrional, também apresentam padrões de distribuição de ETR enriquecidos em terras raras leves, semelhantemente ao que foi observado para o plagiogrânito de Ribeirão da Folha (Figura 4.15). De acordo com Borsi *et al.* (1996) e Samson *et al.* (2004), o enriquecimento mantélico em terras raras leves pode ser resultado da liberação de fluidos durante a subducção litosférica, previamente à geração das rochas leucocráticas de fundo oceânico associadas com rochas máficas e ultramáficas.

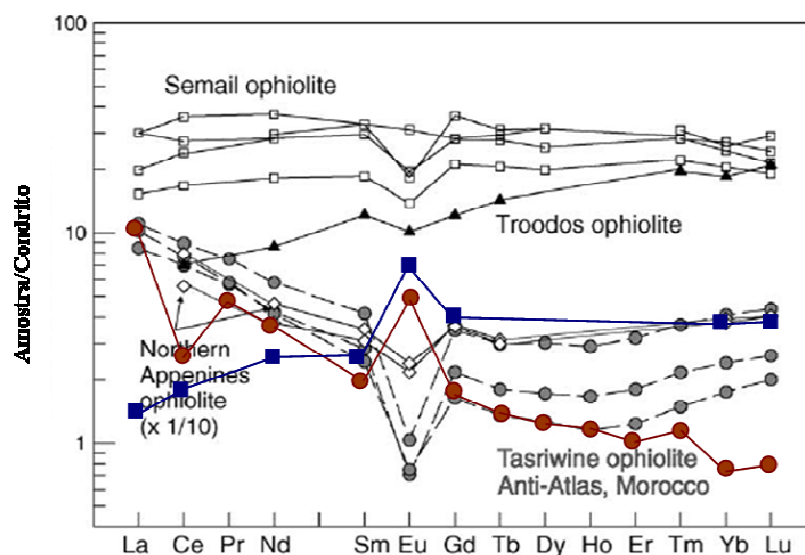


Figura 4.15. Distribuição dos elementos terras raras da amostra de plagiogrânito do ofiolito de Ribeirão da Folha (marcada em vermelho na figura) em comparação com amostras dos ofiolitos de Semail, Troodos e Apeninos Setentrional (a amostra RG-1, dos Apeninos Setentrional, encontra-se destacada em azul). Os dados encontram-se em Aldiss (1981), Borsi *et al.* (1996) e Samson *et al.* (2004). 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).

4.3.3.2.3- Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS

Este estudo foi realizado sobre uma amostra de plagiogranito no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Os procedimentos analíticos e as condições operacionais do LA-ICP-MS estão sintetizados no item 1.5.2.4.1.

Foram analisados 31 *spots* em 31 cristais, sendo os resultados dispostos na Tabela 4.9 e a distribuição das análises nos diagramas concórdia da Figura 4.16. Trata-se de zircões com tamanho médio de 100 μm , límpidos, com tom de cor levemente alaranjado e poucas inclusões. São cristais prismáticos com bipirâmides levemente arredondadas (Figura 4.17).

Os zircões analisados possuem conteúdos de U e Th no intervalo entre 56-444 ppm e 31-147 ppm, respectivamente, indicando razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relativamente altas, variando entre 0,14 e 0,78, típicas de grãos derivados de rochas magmáticas. Levando-se em consideração apenas os zircões mais velhos e concordantes (< 10% de discordância), assinalados em negrito na Tabela 3.8, conclui-se que a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **646 \pm 3 Ma** é a melhor aproximação para o evento de cristalização magmática da amostra de plagiogranito, e conseqüentemente, para a geração de crosta oceânica no setor central da bacia precursora do Orógeno Araçuai. As menores idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes, englobadas no intervalo entre 610 \pm 10 Ma e 582 \pm 7 Ma (2σ) e obtidas nos *spots* B-II-04b, Q-05B-07, Q-05B-09, Q-05B-19, Q-05B-12, Q-05B-18 e A-I-06, são interpretadas como derivadas da perda de Pb devido ao metamorfismo de fácies anfibolito no estágio sin-colisional do orógeno (*ca.* 585 Ma).

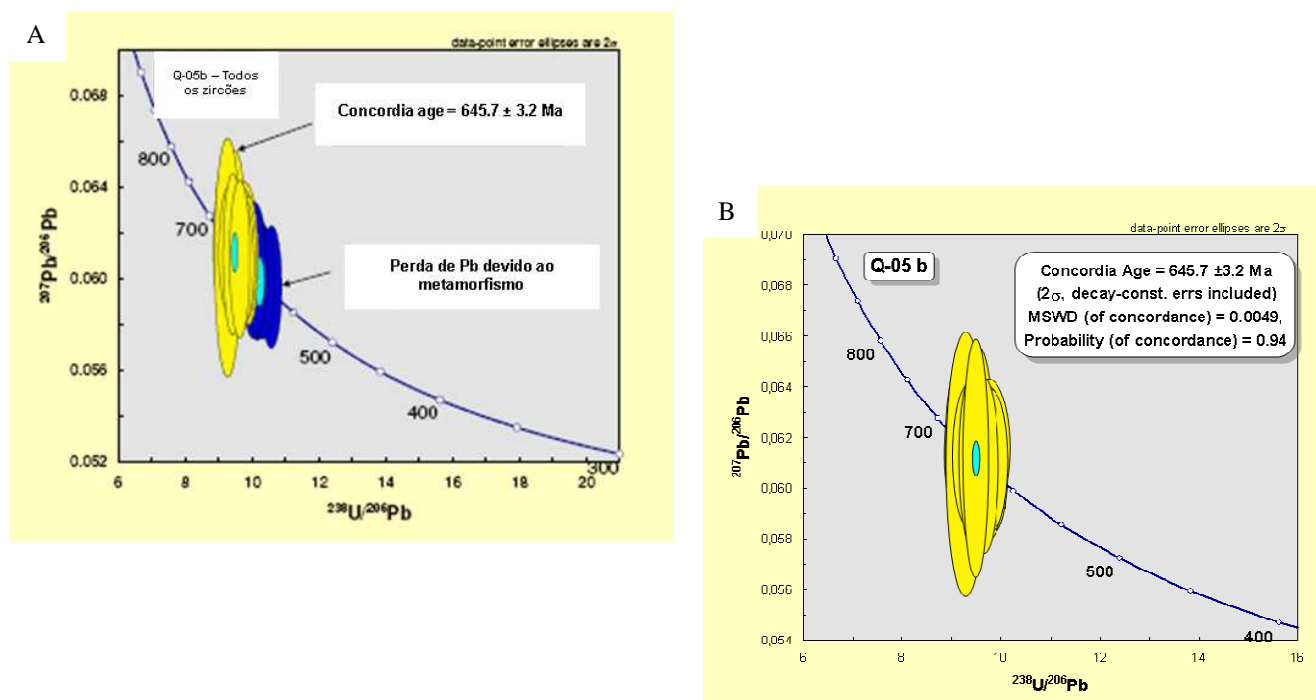


Figura 4.16. Diagramas concórdia da amostra de plagiogranito de Ribeirão da Folha. A) Gráfico contendo todas as análises, incluindo aquelas que estão associadas à perda de Pb devido ao metamorfismo; B) Detalhe dos zircões mais velhos e concordantes.

Tabela 4.9 – Sumário dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircão para a amostra Q-05B.

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	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} (\pm\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} (\pm\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} (\pm\%)$
Q-05B-16	142.4	70.9	17.1	0.50	651 ± 8	645 ± 14	625 ± 11	-4	0.0606 ± 1.75	0.8882 ± 2.17	0.1063 ± 1.27
A-I-02	164.9	77.7	19.5	0.47	640 ± 9	649 ± 13	679 ± 11	6	0.0621 ± 1.59	0.8950 ± 2.07	0.1044 ± 1.33
Q-05B-04	94.0	35.7	11.2	0.38	642 ± 8	639 ± 15	631 ± 13	-2	0.0608 ± 2.03	0.8769 ± 2.38	0.1047 ± 1.24
Q-05B-06	56.9	33.5	7.4	0.59	656 ± 9	648 ± 16	622 ± 13	-5	0.0605 ± 2.14	0.8937 ± 2.52	0.1071 ± 1.33
Q-05B-08	148.5	70.6	18.5	0.48	640 ± 7	639 ± 12	637 ± 9	0	0.0609 ± 1.45	0.8767 ± 1.84	0.1043 ± 1.13
A-I-03	133.3	48.4	15.5	0.37	643 ± 8	643 ± 16	643 ± 14	0	0.0611 ± 2.19	0.8838 ± 2.53	0.1049 ± 1.28
A-I-05	160.8	56.8	20.0	0.36	662 ± 9	658 ± 14	645 ± 11	-3	0.0612 ± 1.65	0.9118 ± 2.18	0.1081 ± 1.43
A-I-12	89.6	46.2	11.4	0.52	642 ± 7	640 ± 15	634 ± 13	-1	0.0608 ± 2.01	0.8788 ± 2.31	0.1048 ± 1.15
B-II-02	163.2	78.1	19.6	0.47	650 ± 8	650 ± 15	650 ± 13	0	0.0613 ± 1.98	0.8969 ± 2.32	0.1061 ± 1.21
B-II-04a	90.2	43.5	11.0	0.49	635 ± 8	639 ± 15	652 ± 13	3	0.0614 ± 1.92	0.8767 ± 2.31	0.1036 ± 1.30
B-II-06	125.5	59.4	15.6	0.47	644 ± 8	646 ± 14	653 ± 11	1	0.0614 ± 1.74	0.8891 ± 2.11	0.1050 ± 1.20
B-II-09	206.6	68.8	23.9	0.33	624 ± 8	625 ± 13	632 ± 11	1	0.0608 ± 1.74	0.8514 ± 2.15	0.1016 ± 1.26
B-II-11	58.3	32.2	7.6	0.55	644 ± 9	649 ± 19	665 ± 17	3	0.0617 ± 2.57	0.8943 ± 2.91	0.1051 ± 1.38
B-II-13	190.4	45.9	22.2	0.24	628 ± 8	628 ± 14	627 ± 11	0	0.0606 ± 1.78	0.8559 ± 2.18	0.1024 ± 1.27
A-I-01a1	171.9	69.7	20.9	0.41	650 ± 9	650 ± 14	652 ± 11	0	0.0614 ± 1.70	0.8973 ± 2.22	0.1061 ± 1.37
A-I-09a	245.9	146.7	35.0	0.60	630 ± 12	637 ± 17	660 ± 12	5	0.0616 ± 1.80	0.8718 ± 2.60	0.1026 ± 1.88
A-I-09a1	134.6	42.1	16.2	0.32	672 ± 7	667 ± 12	649 ± 9	-3	0.0613 ± 1.50	0.9283 ± 1.80	0.1099 ± 1.05
A-I-12a	172.5	134.1	21.4	0.78	629 ± 9	635 ± 14	653 ± 11	4	0.0614 ± 1.70	0.8682 ± 2.20	0.1026 ± 1.36
B-II-03a	240.1	52.4	24.1	0.22	628 ± 10	631 ± 15	642 ± 12	2	0.0611 ± 1.90	0.8611 ± 2.42	0.1022 ± 1.52
B-II-05a1	181.1	86.6	23.6	0.48	668 ± 8	666 ± 17	659 ± 15	-1	0.0616 ± 2.30	0.9263 ± 2.59	0.1091 ± 1.24
B-II-12a	99.4	53.8	13.0	0.54	659 ± 11	654 ± 26	637 ± 22	-3	0.0609 ± 3.50	0.9041 ± 3.91	0.1076 ± 1.72
B-II-13a	269.3	126.9	34.2	0.47	655 ± 9	654 ± 15	649 ± 12	-1	0.0613 ± 1.90	0.9038 ± 2.33	0.1070 ± 1.40
B-II-15a	109.6	60.6	14.8	0.56	649 ± 8	648 ± 17	642 ± 15	-1	0.0611 ± 2.40	0.8921 ± 2.67	0.1059 ± 1.24
B-II-17a1	198.7	72.9	22.0	0.37	635 ± 8	635 ± 17	635 ± 15	0	0.0609 ± 2.30	0.8691 ± 2.64	0.1036 ± 1.25
B-II-04b	421.3	73.8	12.5	0.17	582 ± 7	583 ± 13	591 ± 11	2	0.0596 ± 1.84	0.7764 ± 2.20	0.0944 ± 1.20
Q-05B-07	144.2	31.5	16.7	0.22	604 ± 7	603 ± 13	599 ± 10	-1	0.0599 ± 1.74	0.8108 ± 2.10	0.0982 ± 1.17
Q-05B-09	187.2	39.5	19.7	0.21	603 ± 8	602 ± 12	595 ± 8	-1	0.0598 ± 1.39	0.8085 ± 1.93	0.0981 ± 1.33
Q-05B-19	443.6	61.0	45.5	0.14	596 ± 8	596 ± 13	599 ± 10	1	0.0599 ± 1.72	0.7993 ± 2.18	0.0968 ± 1.35
Q-05B-12	78.5	34.6	9.9	0.26	610 ± 10	611 ± 16	617 ± 13	1	0.0604 ± 2.03	0.8254 ± 2.56	0.0992 ± 1.56
Q-05B-18	292.0	107.4	31.7	0.37	608 ± 8	605 ± 10	596 ± 7	-2	0.0598 ± 1.10	0.8150 ± 1.73	0.0989 ± 1.33
A-I-06	172.9	32.2	18.9	0.19	605 ± 7	607 ± 13	613 ± 11	1	0.0603 ± 1.82	0.8175 ± 2.15	0.0984 ± 1.16

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).

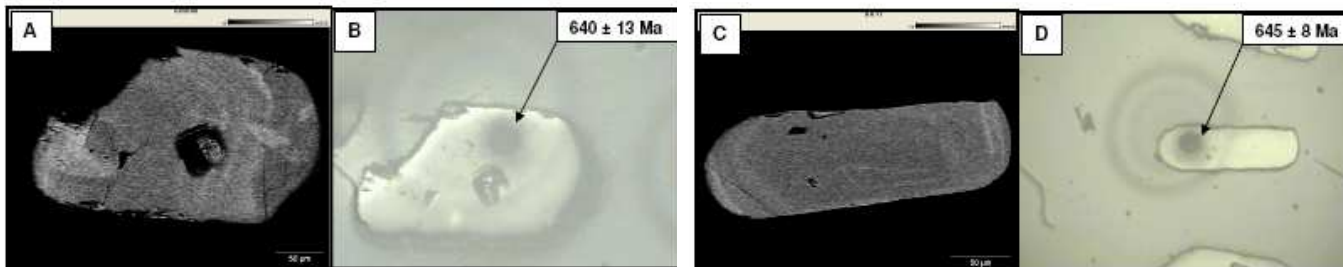


Figura 4.17. Imagens MEV (A, C) e de microscópio óptico (B, D) com spot de 40 µm (microsonda a laser) de alguns zircões datados. A) e B) Cristal Q-05B-08; C) e D) Grão B-II-11.

4.3.3.2.4- Geocronologia U-Pb SHRIMP

A mesma seção de zircões do plagiogranito analisada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS foi enviada para análise no Laboratório de Geocronologia da Australian National University (Canberra). A metodologia da análise e as condições operacionais do SHRIMP encontram-se descritas no item 1.5.2.4.2.

Foram analisados 20 *spots* em 20 cristais, sendo a distribuição das análises disposta no diagrama concórdia da Figura 4.18 e no diagrama da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (para todos os *spots* da amostra) da Figura 4.19. A partir da análise dos gráficos, conclui-se que a idade de **637 ± 6 Ma** é a melhor aproximação para o evento de cristalização magmática da amostra de plagiogranito. Ressalta-se que a idade obtida pelo SHRIMP é muito semelhante àquela obtida pelo método LA-ICP-MS e, assim, pode-se concluir que a geração de crosta oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuaí ocorreu em *ca.* **640 Ma**.

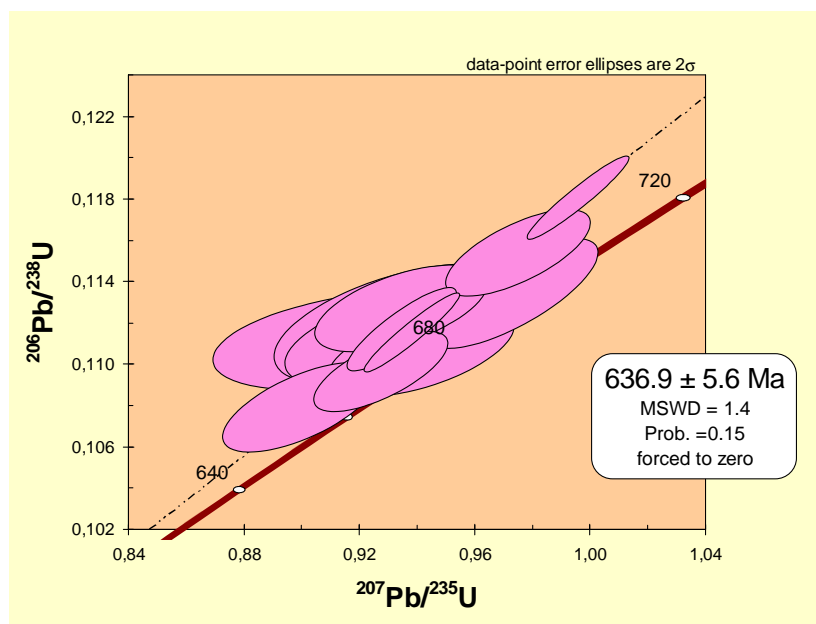
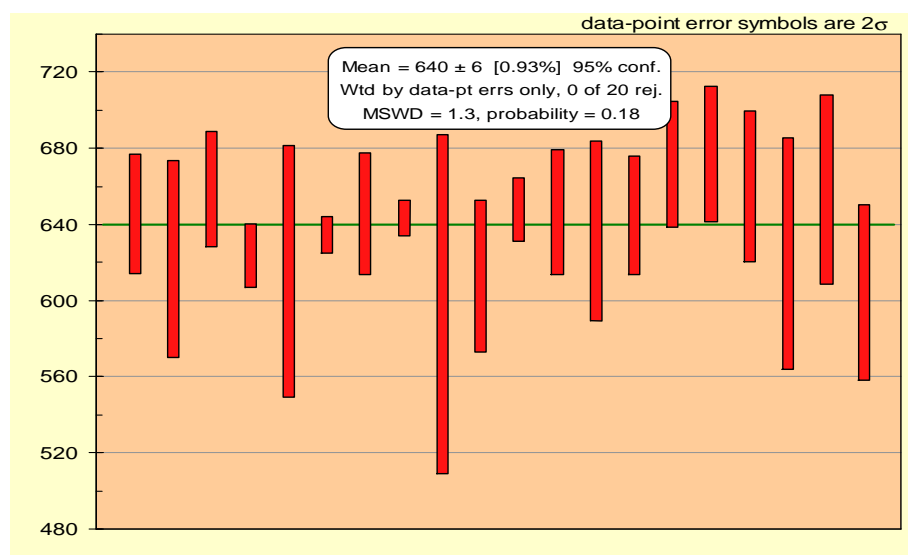


Figura 4.18. Diagrama concórdia da amostra de plagiogranito.

Figura 4.19. Diagrama da média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para todos os *spots* da amostra.



4.3.4- Rochas metassedimentares

4.3.4.1 – Petrografia e mineralogia

As rochas metassedimentares estão amplamente distribuídas na faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira (Figuras 4.3 e 4.4). Excluídas as particularidades de cada região abordada, a seção sedimentar deste ofiolito é composta por quartzo-mica xisto, xisto peraluminoso, xisto grafitoso, variedades de metachert, formações ferríferas bandadas, rochas calcissilicáticas e diopsiditos (Figura 4.1). Eflorescências e películas de sulfatos de ferro são muito comuns e indicam a marcante presença de rochas sulfetadas, especialmente na região de Ribeirão da Folha – Baixa Quente (Figura 4.3). As rochas sulfetadas mais abundantes e mais ricas neste mineral são as variedades de xisto grafitoso, metachert e diopsidito. As duas últimas são as mais bem estudadas do ponto de vista petrográfico, calcográfico e geoquímico, enquanto que o xisto grafitoso teve apenas poucas lâminas delgadas descritas devido à dificuldade de coleta de amostras livres de intemperismo.

O quartzo-mica xisto é a rocha mais abundante na região abordada. Apresenta coloração acinzentada, granulação variável entre fina e média e um bandamento milimétrico a decimétrico marcado por variações nas proporções de quartzo e mica. A mineralogia principal é composta basicamente por quartzo e biotita, podendo ocorrer com frequência muscovita, granada e/ou estauroлита e/ou cianita. Estes três últimos são minerais varietais muito importantes como denominadores da rocha e indicadores da aluminosidade do protólito. Minerais acessórios comuns são feldspato potássico, plagioclásio, titanita, sulfeto, apatita, zircão, magnetita e ilmenita. A composição mineralógica do quartzo-mica xisto bandado sugere derivação a partir de sedimentos psamo-pelíticos (Pedrosa-Soares 1995).

O xisto peraluminoso é constituído essencialmente por biotita, muscovita, quartzo, granada, cianita e estauroлита (Figura 4.20). Os demais minerais são os mesmos do quartzo-mica xisto. O xisto peraluminoso apresenta textura lepidoblástica e granulação variável entre média e grossa. Geralmente os cristais de granada, cianita e estauroлита ocorrem como porfiroblastos e/ou poiquiloblastos orientados em relação à foliação principal. Análises quantitativas em microsonda eletrônica mostram que os porfiroblastos de granada apresentam zonamento interno, com zonas mais centrais ricas em cálcio e manganês e bordas enriquecidas em magnésio e ferro. A composição é dominada por moléculas de almandina, seguida de espessartita, piropo e grossulária. As palhetas de biotita são praticamente homogêneas, com leve zonamento interno. Em relação à composição, a biotita é uma solução sólida da série annita-flogopita, tendendo a este último membro final (Queiroga 2006). A grande quantidade de minerais metamórficos ricos em alumínio (micas, granada, cianita e estauroлита) evidencia a composição peraluminosa da rocha. Este fato é indicador

do alto conteúdo de fração argila nos protólitos, os quais são interpretados como pelitos pelágicos (Pedrosa-Soares 1995, Queiroga 2006). As paragêneses metamórficas e os dados geotermobarométricos quantitativos do xisto peraluminoso evidenciam metamorfismo em fácies anfibolito médio, zona da estauroлита e cianita, sob condições de temperatura entre 530-600 °C e pressão entre 4,9-5,3 kbar (Pedrosa-Soares 1995, Queiroga *et al.* 2006).

O xisto grafitoso é composto por proporções variáveis de quartzo, grafita, cianita, estauroлита, micas e sulfetos. Este xisto representa sedimento argiloso com contribuição orgânica (*black shales*) que, muito provavelmente, assimilou fluidos vulcano-exalativos – como sugere a associação com metacherts e rochas metabásicas, além da presença de sulfetos (Figura 4.2). O cianita-grafita xisto, presente no alto vale do Ribeirão da Folha (Figura 4.2), é a rocha sulfetada mais abundante da área e pode atingir 200 metros de espessura. Como mencionado anteriormente, somente estudos petrográficos foram realizados sobre esta litologia devido ao alto grau de alteração intempérica das amostras.

Os metacherts representam intercalações de espessuras decimétricas a decamétricas na pilha metassedimentar da Formação Ribeirão da Folha, especialmente na área entre as vilas de Ribeirão da Folha e Baixa Quente (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3). São rochas compostas essencialmente por quartzo, mas geralmente contêm minerais que evidenciam contribuição pelítica (micas e granada), cálcico-ferro-magnésiana (anfíbólios e plagioclásio cálcico), titanífera (ilmenita e titanita) e orgânica (grafita) em quantidades diversas. Sulfetos estão presentes em proporções consideráveis, atingindo até 15% do volume total da rocha, ou como minerais acessórios. Os atributos mineralógicos e geoquímicos (vide item 4.3.4.3) evidenciam que os metacherts representam sedimentos químico-exalativos distais em relação aos focos vulcânicos. Quatro variedades de metachert, descritas a seguir, são reconhecidas com base, principalmente, na composição mineralógica, coloração e presença de sulfetos:

↳ **Tipo 1 – Metachert branco a cinza-claro, puro**

Neste tipo, o mais raro dos metacherts da região de Ribeirão da Folha – Baixa Quente, o quartzo é o mineral predominante, perfazendo, em geral, mais de 80% do volume total. Os grãos são xenoblásticos a hipidioblásticos, possuem granulação predominantemente fina e apresentam, em sua maioria, contatos poligonais, com junção tríplice dos cristais. Os minerais acessórios comuns são biotita, muscovita fina e raro sulfeto.

↳ **Tipo 2 – Metachert branco a cinza-claro, micáceo**

É composto essencialmente por quartzo (60-70%) e muscovita (20-30%), ambos com granulação predominantemente fina. Sulfetos e poucos cristais de plagioclásio ocorrem como

minerais acessórios e este primeiro mineral pode atingir até 10% do volume da rocha. Uma orientação incipiente da muscovita é observada, conferindo a textura granolepidoblástica à rocha (Figura 4.20).

↳ **Tipo 3 – Metachert cinza-claro, impuro**

Esta variedade é composta por quartzo (40-55%), anfibólio ($\leq 20\%$), muscovita ($\leq 15\%$), sulfetos (10-15%), titanita ($\leq 10\%$), plagioclásio (3-10%) e granada ($< 5\%$), além de epidoto como mineral de alteração (Figura 4.20). Os sulfetos estão orientados segundo a foliação principal. Análises quantitativas em microsonda eletrônica evidenciam que os grãos de plagioclásio são pouco zonados, com composição marcadamente cálcica ($An_{88-92,3}$; $Ab_{0,2-0,3}$; $Or_{7,6-11,7}$). O anfibólio deste subtipo é uma solução sólida da série da tremolita (Queiroga 2006).

↳ **Tipo 4 – Metachert cinza-escuro, impuro**

É a variedade mais comum da região de Ribeirão da Folha – Baixa Quente. Apresenta sulfetos disseminados ou alinhados sob a forma de “esteiras”, paralelos à xistosidade principal e, comumente, eflorescências de sulfatos amarelados e esbranquiçados (Figura 4.20). Este tipo de metachert apresenta variações composicionais mais marcantes que os demais tipos, a saber:

- ♣ Metachert composto por quartzo (60%), anfibólio (15-20%) e carbonato (~20%). Minerais opacos, especialmente sulfetos, são os acessórios comuns. Clorita pleocróica e biotita aparecem como minerais secundários, provenientes da alteração do anfibólio. O carbonato encontra-se intimamente associado ao anfibólio;

- ♣ Metachert de granulação predominantemente fina, composto por quartzo (50%), biotita (30%), carbonato (10%) e sulfetos (10%). Zircão é o principal mineral acessório. A textura é lepidoblástica, com sulfetos e carbonatos orientados em relação à xistosidade principal;

- ♣ Metachert laminado a bandado, composto por proporções variáveis de quartzo ($\leq 40\%$), muscovita (35-40%), biotita (10-15%) e sulfetos (5-10%). Pode apresentar uma foliação crenulada parcialmente transposta pela foliação principal;

- ♣ Metachert composto por quartzo ($\leq 40\%$), anfibólio (30%), biotita (10%), granada (7%) e minerais opacos, englobando sulfetos e ilmenita (10%). Clorita maclada é comum como produto de alteração do anfibólio. Análises de microsonda eletrônica mostram que os cristais de granada apresentam zonamento interno, com enriquecimento de cálcio e manganês nas zonas mais centrais diagnosticado por uma correlação inversa com os conteúdos de ferro e magnésio. A composição é dominada pelas moléculas de almandina, espessartita e grossulária, seguidas de piropo. As palhetas de biotita são homogêneas, com leve zonamento interno. Em relação à composição, a biotita é uma

solução sólida da série annita-flogopita, tendendo a este último membro final. O anfibólio associado à biotita e granada é um membro intermediário da série das hornblendas (Queiroga 2006).

As formações ferríferas bandadas ocorrem em camadas delgadas, muito dobradas, sob uma sucessão dominada por metachert, na calha do Ribeirão da Folha, e sob a pilha de quartzo-mica xisto na região de São José da Safira (Figura 4.1). A formação ferrífera do tipo óxido é composta por bandas de quartzo alternadas com bandas de magnetita (Figura 4.20). Os minerais acessórios são anfibólio (termo próximo da actinolita), granada e biotita. Na formação ferrífera tipo silicato metamórfico, as bandas escuras são compostas por granada, anfibólio, biotita e clorita como produto de alteração (Figura 4.20). Uma feição marcante destas bandas é o *hábitus* da granada, que se apresenta estirada na forma de fita e possui inúmeras inclusões de quartzo, magnetita e ilmenita orientadas em relação ao bandamento composicional (paralelo à xistosidade principal). Segundo Pedrosa-Soares (1995), a granada é rica nos termos almandina e piropo ($al_{79,23}/pi_{15,43}/gr_{4,17}/es_{0,22}/ad_{0,86}/uv_{0,10}$) e o anfibólio é um membro intermediário da série cummingtonita-grunerita. Em menor expressão ocorre a formação ferrífera bandada tipo sulfeto, composta por bandas ricas, quase que exclusivamente, em pirita alternadas com bandas ricas em quartzo. Estes três tipos de formações ferríferas representam sedimentos químico-exalativos, depositados em diferentes condições de oxi-redução e relacionados ao vulcanismo básico representado pelos orto-anfibolitos finos, com alguma contribuição argilosa evidenciada pela formação ferrífera tipo silicato.

As rochas calcissilicáticas ocorrem como lentes centimétricas a decimétricas concordantes com a xistosidade principal do quartzo-mica xisto. São compostas por quartzo, plagioclásio intermediário a cálcico, grossulária, hornblenda, diopsídio, epidoto e minerais opacos. As rochas calcissilicáticas representam sedimentos pelito-carbonatados (margas).

Pequenas ocorrências de diopsidito sulfetado foram encontrados, exclusivamente, no médio e alto cursos do Ribeirão da Folha (Figuras 4.1 e 4.2). Trata-se de corpos lenticulares, com formas irregulares e dimensões laterais decimétricas a métricas, compostos basicamente por megacristais de diopsídio e sulfetos. O corpo de diopsidito do médio Ribeirão da Folha encontra-se intercalado em camadas de metachert. É composto por diopsídio (~35%), quartzo (~30%), anfibólio (20%; termo próximo da tremolita) e sulfetos (~10%) (Figura 4.20). Os minerais acessórios são titanita e carbonato. A rocha apresenta bandas ricas em cristais idioblásticos de diopsídio, anfibólio e sulfetos, com titanita e carbonato subordinados, e bandas ricas em quartzo com sulfetos e anfibólios disseminados. Sulfetos idioblásticos formam inclusões alinhadas no interior dos cristais de diopsídio. Cristais xenoblásticos de sulfeto preenchem os interstícios entre cristais de diopsídio. No alto Ribeirão da Folha o diopsidito sulfetado associa-se ao xisto grafitoso e apresenta mineralogia composta por diopsídio (~40%), quartzo (~25%), anfibólio (15%; termo próximo da tremolita),

titanita (~5%) e sulfetos (15%). A rocha apresenta um bandamento discreto, marcado por bandas de cristais idioblásticos de diopsídio, anfibólio, sulfetos e titanita, intercaladas com bandas ricas em quartzo com sulfetos subordinados. Os diopsiditos têm sido interpretados como produtos metamórficos de depósitos de condutos exalativos, em decorrência da associação litológica e assinatura geoquímica (vide item 4.3.4.3).

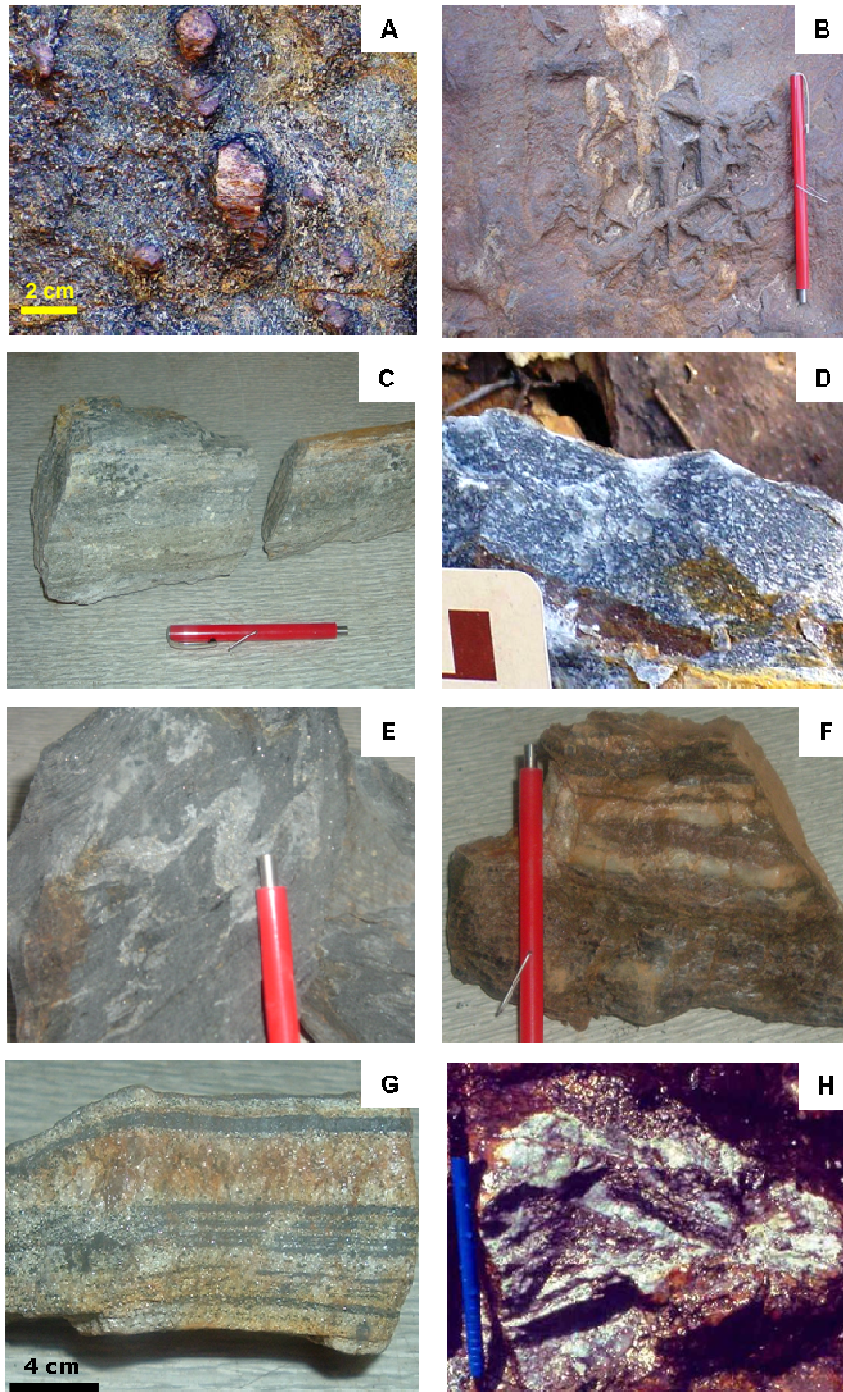


Figura 4.20. Fotos ilustrando as diversas litologias metassedimentares da faixa ofiolítica de Ribeirão da Folha – São José da Safira. A) Xisto peraluminoso rico em granada; B) Xisto peraluminoso com grande cristais de estauroilita; C) Metachert cinza-claro, micáceo (Tipo 2); D) Metachert cinza-claro, impuro (Tipo 3); E) Metachert cinza-escuro, impuro, sulfetado (Tipo 4); F) Formação ferrífera tipo silicato; G) Formação ferrífera tipo óxido; H) Diopsidito sulfetado do médio Ribeirão da Folha.

4.3.4.2 – Calcografia e química mineral das rochas metassedimentares sulfetadas

Os estudos calcográficos e de química mineral detalhados foram realizados por Queiroga (2006) sobre amostras dos vários tipos de metachert e diopsidito e são abordados em conjunto para os sulfetos de ambas as rochas (Tabela 4.10). Em ordem decrescente de abundância, os sulfetos mais importantes destas litologias são pirrotita, pirita, pirita botrioidal, calcopirita, esfalerita, covelita, marcassita e arsenopirita.

Nas variedades de metachert, especialmente nos tipos 3 e 4, a principal geração de sulfeto associa-se à foliação principal e, portanto, é interpretada como produto da recristalização metamórfica regional em fácies anfíbolito médio, sob temperatura e pressão relativamente altas (530-600 °C e 4,9-5,3 kbar). Nos diopsiditos, os sulfetos ocupam os espaços intergranulares ou ocorrem como inclusões nos grandes cristais de diopsídio.

Tabela 4.10- Principais sulfetos presentes nas amostras de metachert e diopsidito (+ indica o mineral principal, x indica subordinados). pr, pirrotita; py, pirita; pb, pirita botrioidal; cp, calcopirita; es, esfalerita; cv, covelita; mc, marcassita; ar, arsenopirita.

Litotipo	Sulfetos							
	pr	py	pb	cp	es	cv	mc	ar
Metachert micáceo (tipo 2)	+	x						
Metachert cinza-claro (tipo 3)	+	x	x		x		x	x
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 1)	+			x				
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 2)	+			x				
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 3)	x		+					
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 3)	+		x	x				
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 3)		+				x		
Metachert cinza-escuro (tipo 4, subtipo 4)		+		x	x			
Diopsidito sulfetado	+	x		x	x			
Diopsidito sulfetado	+	x	x	x	x			

A análise química dos sulfetos, em microsonda eletrônica, evidencia uma distribuição homogênea dos elementos, sem diferenças significativas entre borda e núcleo dos cristais. A pirrotita, por exemplo, apresenta teores de ferro total entre 58,83% e 62,06% e de enxofre entre 38,07% e 40,35%. Dentre os elementos traços, o níquel é o que mais se destaca, especialmente na amostra de diopsidito sulfetado do médio Ribeirão da Folha. Nesta rocha, os cristais de pirrotita analisados apresentam teores de Ni variáveis entre 0,48% e 0,59%, muito superiores aos valores encontrados nos grãos das variedades de metachert (0,05% e 0,21% Ni). As inclusões principais encontradas na pirrotita deste diopsidito são pentlandita cobaltífera (Fe = 27-29%, S = 34%, Ni = 27-30%, Co = 10-11%) e de um mineral cromífero não identificado (Cr = 53,5-57,5%, Fe = 28,5-32,5%, Al = 8,5-11,5%). Estes raros cristais cromíferos podem ser herança química de fluidos extraídos de rochas máfica-ultramáficas.

4.3.4.3 – Litoquímica

A caracterização litoquímica aqui sumarizada foi elaborada por Queiroga (2006) para avaliar a origem das rochas sulfetadas e sua relação com outras rochas da região de Ribeirão da Folha – Baixa Quente. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 4.11.

Em diagramas discriminadores de contribuições de diferentes fontes, as rochas sulfetadas organizam-se segundo uma tendência indicadora de contribuição argilosa crescente (Figura 4.21).

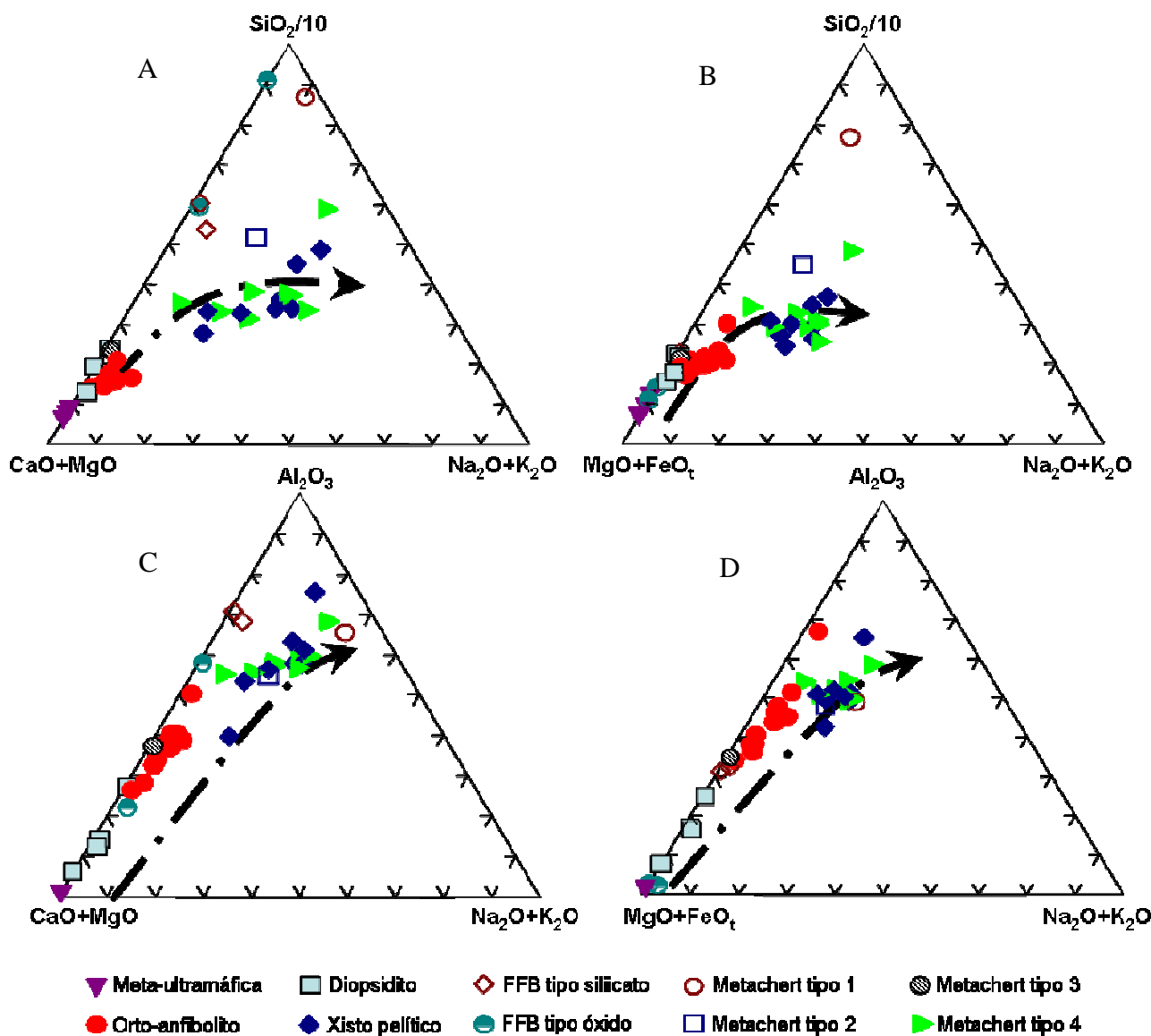


Figura 4.21. Distribuição de amostras de rochas da Formação Ribeirão da Folha e outras rochas associadas em diagramas discriminadores de contribuições pelítica (Al_2O_3), da água do mar ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) e das rochas máficas e ultramáficas ($\text{CaO} + \text{MgO}$ e $\text{MgO} + \text{FeO}_t$). A seta aponta para o aumento da contribuição pelítica. Como as amostras plotadas contêm pouco ou nenhum carbonato e os diagramas C e D mostram ótima correlação entre si, considera-se que o Ca, Mg e Fe sejam indicadores de contribuição ígnea.

Tabela 4.11- Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) para as rochas metassedimentares do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira.

	<i>Xistos pelíticos</i>								<i>Diopsiditos</i>				<i>Metacherts</i>	
	T191X	T3230	T3695A	DL-28B	DL-75	Q-25	DL-45A	T3696	Q-22	Q-07	T3275	T3267	Tipo 1 Q-16	Tipo 2 Q-08A(1)
SiO ₂	69.60	65.10	63.10	62.80	61.60	60.60	59.90	58.50	58.50	57.80	47.70	45.20	94.20	76.70
TiO ₂	0.67	0.61	0.81	0.74	0.82	0.92	0.81	1.10	0.14	0.36	0.26	0.23	0.15	0.45
Al ₂ O ₃	13.30	11.30	14.80	15.40	16.60	19.80	15.70	19.60	1.60	6.90	4.40	5.00	2.70	8.60
Fe ₂ O ₃	3.00	nd	nd	2.20	2.50	0.72	1.80	2.30	4.50	1.80	-	-	0.28	1.00
FeO	2.70	3.90	6.40	4.30	5.00	3.60	6.00	5.30	6.60	10.80	-	-	1.20	3.40
^a FeO _t	5.40	-	-	6.28	7.25	4.25	7.62	7.37	10.65	12.42	9.04	11.53	1.45	4.30
MnO	0.21	0.99	0.24	0.08	0.19	0.05	0.17	0.06	0.22	0.32	0.48	0.47	0.02	0.08
MgO	3.30	6.90	4.70	3.00	3.70	2.20	4.20	5.60	9.50	8.20	12.90	12.80	0.30	2.60
CaO	0.71	5.80	4.90	2.90	2.20	0.15	3.70	0.53	15.20	10.10	18.20	17.10	0.03	2.00
Na ₂ O	1.60	1.90	0.71	2.70	3.40	0.54	1.70	1.90	nd	0.11	0.44	0.37	0.24	1.40
K ₂ O	2.90	2.50	2.50	2.60	2.80	3.50	2.60	3.30	0.03	0.14	0.18	0.18	0.87	1.20
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.19	0.22	0.24	0.04	0.25	0.19	0.02	0.09	0.17	0.15	Nd	0.12
S	na	na	na	0.07	0.17	1.84	0.80	na	2.78	5.20	5.20	5.90	0.01	1.57
LOI	1.55	0.84	0.85	1.56	1.23	7.88	2.05	1.35	1.64	na	1.72	1.95	0.43	1.09
Total	99.63	99.97	99.20	98.57	100.45	101.84	99.68	99.73	100.73	101.82	100.69	100.88	100.43	100.21
Cr	na	na	na	82	86	122	86	na	2485	27	na	na	21	36
Ni	na	na	na	24	41	45	47	na	553	154	na	na	8.50	38
Co	na	na	na	18	29	18	28	na	54	27	na	na	nd	11
V	na	na	na	105	103	169	118	na	84	42	na	na	nd	46
Zr	na	na	na	94	150	231	136	na	5.80	48	na	na	48	102
Y	na	na	na	12	11	6	26	na	nd	13	na	na	nd	5.90
Rb	na	na	na	97	82	174	85	na	nd	nd	na	na	nd	27
Sr	na	na	na	218	113	48	251	na	44	104	na	na	18	81
La	26.64	24.79	37.57	15.00	42.70	75.40	42.00	34.06	na	na	16.49	17.72	41.10	23.00
Ce	62.23	72.29	80.91	35.20	96.70	117.10	89.40	67.72	na	na	29.36	30.86	60.50	51.60
Nd	25.80	27.34	38.87	11.30	31.60	19.30	29.60	31.45	na	na	15.09	15.44	9.50	13.40
Sm	5.04	5.56	7.32	2.10	5.10	3.10	5.00	5.96	na	na	3.28	3.46	1.50	2.20
Eu	0.90	1.04	1.45	0.49	1.10	0.48	0.98	1.23	na	na	0.67	0.65	0.30	0.51
Gd	3.47	4.21	5.27	2.00	4.40	2.10	4.50	4.51	na	na	2.52	2.62	1.10	1.80
Dy	2.50	4.57	5.47	1.30	1.90	0.41	2.50	4.58	na	na	2.17	2.18	0.32	0.45
Ho	0.53	0.97	1.04	0.16	0.27	0.05	0.34	0.94	na	na	0.40	0.41	0.05	0.05
Er	1.28	2.63	2.99	0.84	0.74	0.21	0.98	2.66	na	na	1.15	1.21	0.23	0.22
Yb	1.28	2.70	2.83	0.79	0.50	0.08	0.65	2.75	na	na	1.02	1.08	0.23	0.07
Lu	0.22	0.37	0.36	0.14	0.08	0.03	0.10	0.36	na	na	0.14	0.14	0.06	0.03
ΣREE	129.89	146.89	184.08	69.32	185.09	218.26	176.05	156.22	-	-	72.29	75.77	114.89	93.33
^b (Eu/Eu*)	0.66	0.66	0.71	0.73	0.71	0.57	0.63	0.73	-	-	0.71	0.66	0.71	0.78
^c (La/Ce) _{cn}	1.12	0.89	1.21	1.11	1.15	1.68	1.23	1.31	-	-	1.46	1.50	1.77	1.16
^c (La/Sm) _{cn}	3.33	2.81	3.23	4.50	5.27	15.31	5.29	3.60	-	-	3.16	3.22	17.25	6.58
^c (La/Yb) _{cn}	14.06	6.20	8.97	12.83	57.71	636.89	43.66	8.37	-	-	10.92	11.09	120.75	222.03

Tabela 4.11- Continuação.

	Metacherts									Formações ferríferas bandadas			
	Tipo 3 Q-08A(4)	Tipo 4 DL-67	Tipo 4 Q-02B	Tipo 4 DL-08B	Tipo 4 DL-78	Tipo 4 DL-51	Tipo 4 DL-56	Tipo 4 Q-02A	Tipo 4 DL-15A	Silicato Q-06A	Silicato PS01	Óxido Q-06B	Óxido PS02
SiO ₂	54.10	68.90	65.40	64.40	63.50	63.30	60.30	58.60	58.30	65.10	62.10	61.50	51.30
TiO ₂	0.62	0.54	0.70	0.79	0.76	0.74	0.79	0.89	0.90	0.72	0.87	0.05	0.22
Al ₂ O ₃	10.60	10.30	14.10	14.50	14.40	15.20	15.20	17.20	17.10	10.30	11.40	0.83	1.00
Fe ₂ O ₃	1.30	0.86	1.30	2.60	1.10	1.10	2.50	1.90	1.40	7.90	1.10	7.20	25.20
FeO	9.70	2.00	4.90	3.80	6.00	5.40	5.30	5.30	4.60	12.10	17.90	30.60	17.20
^a FeO _t	10.87	2.77	6.07	6.14	6.99	6.39	7.55	7.01	5.86	19.21	18.89	37.08	39.87
MnO	0.37	0.05	0.19	0.18	0.37	0.18	0.20	0.12	0.27	0.20	0.12	0.03	0.06
MgO	8.70	1.20	3.20	3.10	3.30	2.90	3.60	3.60	3.50	3.00	4.00	0.33	2.70
CaO	8.80	0.23	2.10	3.30	6.50	2.30	5.00	1.50	4.40	1.10	0.63	0.26	0.69
Na ₂ O	0.19	0.89	3.20	2.00	0.76	3.60	0.90	2.30	2.70	nd	0.27	nd	0.03
K ₂ O	0.17	2.50	2.20	2.00	1.10	1.90	2.70	4.30	2.20	0.16	0.42	0.02	0.13
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.13	0.19	0.34	0.13	0.20	0.17	0.17	0.18	0.16	0.24	0.42
S	4.86	0.96	0.35	0.33	0.92	0.83	1.38	1.03	1.45	0.06	0.01	0.02	0.05
LOI	nd	11.58	3.38	3.62	1.12	3.65	3.45	3.66	3.03	nd	0.20	nd	0.65
Total	99.58	100.09	101.15	100.81	100.17	101.23	101.52	100.57	100.02	100.82	99.18	101.08	99.65
Cr	49	151	70	87	81	94	90	85	91	75	na	12	na
Ni	124	38	24	25	43	42	60	58	64	29	na	nd	na
Co	13	13	16	17	22	23	27	30	27	14	na	nd	na
V	92	704	94	106	93	123	120	121	114	126	na	49	na
Zr	72	118	132	123	110	132	113	165	131	94	na	23	na
Y	17	6.60	12	17	32	13	32	6.70	16	10	na	7.80	na
Rb	nd	81	77	67	26	73	90	115	69	nd	na	nd	na
Sr	103	73	110	142	284	121	191	78	240	11	na	21	na
La	25.70	47.90	44.10	40.50	47.00	30.30	42.40	40.00	31.80	na	28.96	6.50	6.67
Ce	55.20	98.30	86.20	69.80	89.70	69.20	79.90	77.10	65.50	na	60.61	15.00	18.98
Nd	13.90	22.60	31.10	15.10	22.00	20.10	20.00	28.90	14.60	na	28.64	7.10	9.76
Sm	2.50	4.60	4.50	3.00	3.80	3.80	3.80	4.50	2.40	na	5.43	1.40	2.11
Eu	0.56	0.82	0.99	0.59	0.75	0.85	0.84	0.90	0.54	na	1.12	0.18	0.34
Gd	2.30	3.80	4.00	2.40	3.20	3.40	4.10	3.30	1.80	na	2.14	1.40	2.17
Dy	1.20	1.60	2.00	1.10	1.50	1.90	2.40	1.40	0.64	na	4.24	0.73	2.75
Ho	0.17	0.25	0.30	0.17	0.17	0.26	0.36	0.19	0.07	na	0.89	0.12	0.58
Er	0.59	0.69	0.97	0.56	0.55	1.20	1.50	0.68	0.30	na	2.75	0.32	1.83
Yb	0.46	0.46	0.73	0.42	0.32	1.30	1.50	0.55	0.16	na	3.05	0.23	2.12
Lu	0.08	0.08	0.12	0.08	0.05	0.21	0.25	0.09	0.03	na	0.45	0.04	0.34
ΣREE	102.66	181.10	175.01	133.72	169.04	132.52	157.05	157.61	117.84	-	138.28	33.02	47.65
^b (Eu/Eu*)	0.71	0.60	0.71	0.67	0.66	0.72	0.65	0.71	0.79	-	1.00	0.39	0.49
^c (La/Ce) _{cn}	1.77	1.16	1.21	1.27	1.33	1.51	1.37	1.14	1.38	-	1.25	1.13	0.92
^c (La/Sm) _{cn}	17.25	6.58	6.47	6.55	6.17	8.50	7.79	5.02	7.02	-	3.36	2.92	1.99
^c (La/Yb) _{cn}	120.75	222.03	37.75	70.37	40.82	65.16	99.25	15.75	19.10	-	6.42	19.10	2.13

nd, não detectado; na, não analisado. ^a FeO_t = FeO + (0.8998*Fe₂O₃); ^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).

Diopsidito sulfetado, formação ferrífera tipo óxido e metachert tipo 3 são as rochas que mais sugerem contribuição química fornecida por fontes ígneas ferro-magnesianas, pois se distribuem próximo das amostras de rochas ultramáficas e máficas (orto-anfibolitos), tanto em termos de elementos maiores (Figura 4.21) quanto em relação aos elementos traços (Figura 4.22). Em contrapartida, a maioria das amostras de metachert, que é do tipo 4, se concentra próximo às amostras de xistos micáceos, evidenciando contribuição argilosa na sedimentação química.

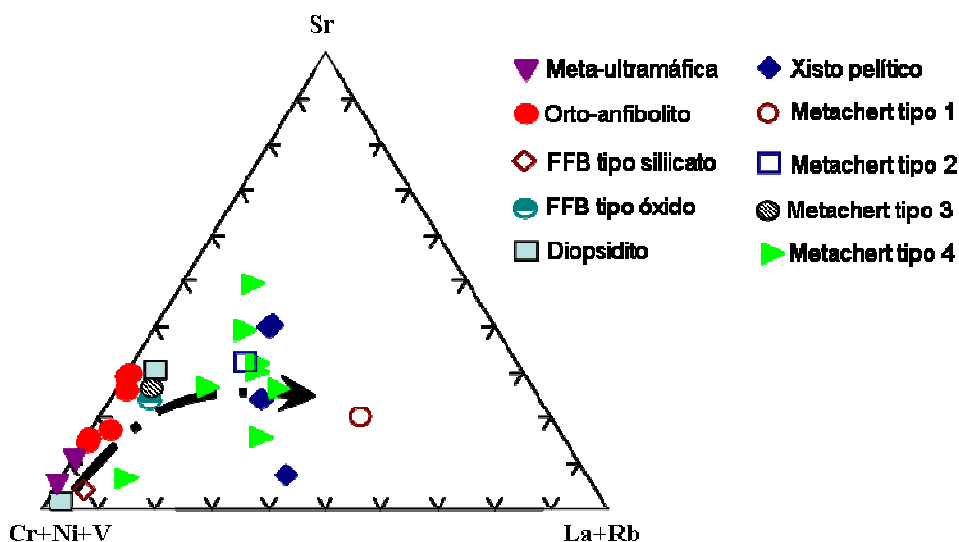


Figura 4.22. Diagrama ternário Sr versus Cr + Ni + V versus La + Rb ilustrando a similaridade composicional de amostras de diopsidito com os orto-anfibolitos e rochas meta-ultramáficas, e das variedades de metachert sulfetado tipo 2 e tipo 4 com os xistos pelíticos. A seta indica aumento da contribuição argilosa.

Desta forma, os dados litoquímicos em conjunto com a petrografia e a química mineral evidenciam que fluidos envolvidos na origem das rochas sulfetadas da Formação Ribeirão da Folha teriam relação genética com as rochas magmáticas máficas (anfibolitos) e meta-ultramáficas, mas a importância desta contribuição química é muito variável, apontando para sítios sedimentares com localizações diversas (proximal a distal) em relação aos focos exalativos (Figuras 4.2, 4.21 e 4.22).

As variedades de metachert (tipos 1 a 4) apresentam contribuição argilosa crescente, indicada pelo aumento dos conteúdos de mica e silicatos aluminosos e dos teores de Al_2O_3 , K_2O , La e Rb. O conteúdo de enxofre (*e.g.* de sulfeto) decresce à medida que aumenta a fração aluminosa. A assinatura de terras raras dos metacherts, especialmente do tipo 4, é próxima dos xistos pelíticos. A forte anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* para metacherts entre 0,60 e 0,79 e para xistos pelíticos entre 0,57 e 0,71) é outro fator importante, pois reafirma a contaminação do precipitado hidrotermal com sedimento de origem pelítica (Taylor & McLennan 1985, McLennan 1989). O metachert cinza-claro, impuro (tipo 3) apresenta grande contribuição química provinda de rocha máfica,

evidenciada pela mineralogia e conteúdos de elementos maiores e traços semelhantes aos orto-anfibolitos. A maioria das amostras de metachert analisadas mostram teores de Cu (53 a 68 ppm) maiores que os xistos pelíticos, mas inferiores ao conteúdo de Cu do diopsidito (~ 110 ppm).

A origem dos diopsiditos requer grande disponibilidade de cálcio e magnésio, provavelmente lixiviados das rochas máficas e ultramáficas suboceânicas. Os dados de elementos maiores e traços evidenciam assinatura geoquímica híbrida que, juntamente com as inclusões niquelíferas e cromíferas, sustentam a interpretação de que estas rochas representariam depósitos de condutos exalativos, ou seja, uma origem hidrotermal associada a fumarolas, ou algum tipo de *vent* submarino.

As variedades de metachert e formações ferríferas bandadas da Formação Ribeirão da Folha teriam se depositado longe da fonte hidrotermal, visto que o padrão químico destas rochas é distinto daquele apresentado pelos sedimentos e partículas depositados próximos à fonte hidrotermal em zonas ativas (Figura 4.23). Além disso, a notável contribuição pelítica, particularmente do metachert tipo 4, indica ambiente calmo, distal em relação à atividade de fumarolas e *vents* em geral.

A formação ferrífera tipo silicato está intimamente associada aos xistos pelíticos (no campo e pelos atributos mineralógicos e geoquímicos), sugerindo que houve adição de material argiloso às substâncias ferro-silicosas exalativas.

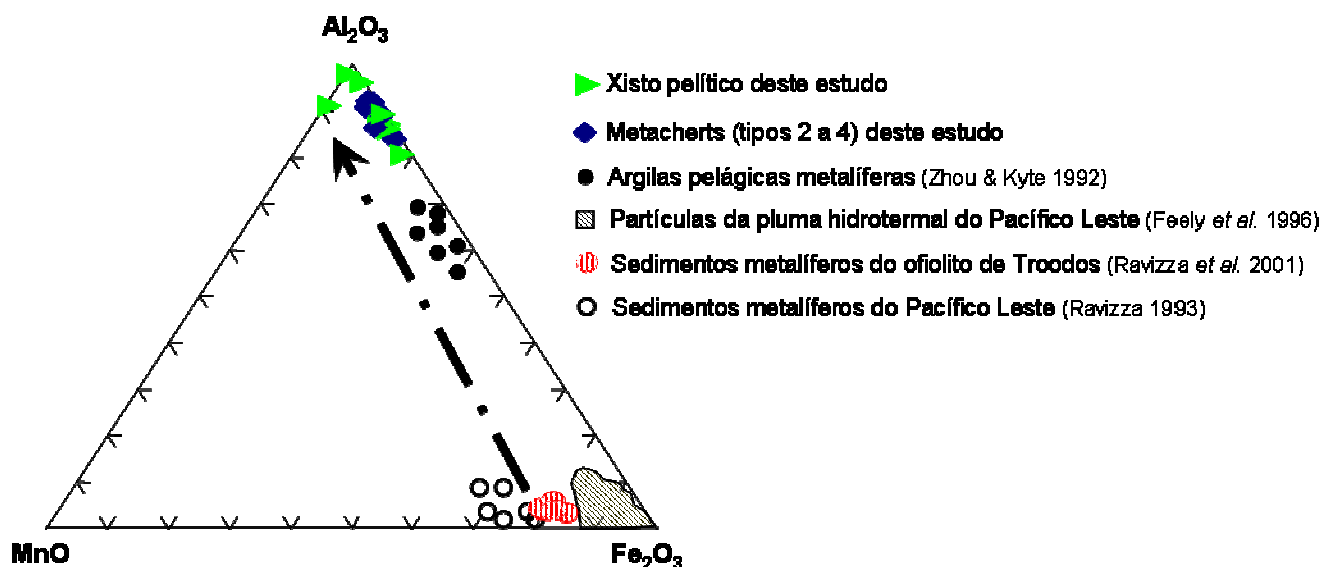


Figura 4.23. Diagrama Al₂O₃ – MnO – Fe₂O₃ ilustrando a similaridade composicional entre sedimentos metalíferos (*umber*) do ofiolito de Troodos, partículas da pluma hidrotermal e sedimentos metalíferos do Pacífico Leste. As amostras de metachert (tipos 2 a 4) do ofiolito de Ribeirão da Folha apresentam altos teores de Al₂O₃ e se assemelham às argilas pelágicas metalíferas do Pacífico Leste. A seta indica aumento da fração argila.

4.3.4.4 –Dados isotópicos Sm-Nd

Dados geocronológicos para as rochas metassedimentares da Formação Ribeirão da Folha restringem-se às análises Sm-Nd em amostras de metachert, diopsidito sulfetado, formações ferríferas bandadas tipos óxido, silicato e sulfeto e quartzo-mica xisto. A idade-modelo (T_{DM}) destas amostras varia entre 1,5 e 2,03 Ga, indicando que as rochas metassedimentares representam protólitos formados por misturas de sedimentos fornecidos por fontes paleoproterozóicas a neoproterozóicas (Tabela 4.12). Os arcos magmáticos paleoproterozóicos situados nos crátons do Congo e São Francisco, e no próprio embasamento do Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2007a) são, certamente, fontes destes sedimentos. Outra fonte paleoproterozóica provável é o magmatismo estateriano de *ca.* 1,7 Ga (*e.g.* Dussin & Dussin 1995). Fontes mesoproterozóicas seriam o magmatismo mais jovem da bacia Espinhaço (*ca.* 1,5 Ga; Danderfer *et al.* 2009) e os enxames de diques (1,1 Ga) da região de Itabuna-Oliveira (D'Agrella-Filho *et al.* 1989). Uma provável fonte neoproterozóica é o magmatismo do *rift* precursor do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, que teve lugar entre 990 Ma e 870 Ma, consideradas as contrapartes africana e brasileira da bacia (Tack *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2008). É improvável que o arco magmático do Orógeno Araçuaí tenha contribuído para esta sedimentação, já que suas idades variam de 630 a 585 Ma e isto poderia trazer as idades-modelo Sm-Nd para valores bem mais jovens do que os verificados na Tabela 4.12.

Tabela 4.12- Dados Sm-Nd para amostras de rochas metassedimentares do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira.

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (1 σ)	T_{DM} (Ga)
3274	Metachert	3.901	19.73	0.120	0.511982	1.68
3267	Diopsidito	3.056	16.06	0.115	0.511684	2.03
3283	FFB tipo óxido	1.962	7.877	0.151	0.512354	1.64
AF144B	FFB tipo sulfeto	2.236	12.03	0.113	0.511904	1.69
3287	FFB tipo silicato	5.332	27.18	0.119	0.512068	1.55
T192A	Quartzo-mica xisto	7.202	36.06	0.121	0.511978	1.71
3696	Quartzo-mica xisto	6.677	33.61	0.120	0.512096	1.52

Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Aracuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite

Gláucia Nascimento Queiroga¹, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹, Carlos Maurício Noce¹, Fernando Flecha de Alkmim², Márcio Martins Pimentel³, Elton Dantas³, Maximiliano Martins¹, Cristiane Castañeda¹, Marcos Tadeu de Freitas Suita², Hazel Prichard⁴

¹ CPMTC – IGC – UFMG, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte, MG glauciaqueiroga@yahoo.com.br

² DEGEO – EM – UFOP, Ouro Preto, MG

³ Laboratório de Geocronologia – IG – UnB, Brasília

⁴ Cardiff University, Wales, U.K.

Resumo

O Orógeno Araçuaí, de idade neoproterozóica, se estende da margem sudeste do Cráton do São Francisco ao Oceano Atlântico, entre os paralelos 15° e 21° S. O estágio rifte da bacia precursora do Orógeno Araçuaí é balizado pela idade U-Pb SHRIMP de *ca.* 875 Ma dada por granitos anorogênicos. A evolução orogênica é subdividida nos estágios pré-colisional (*ca.* 630-585 Ma), sin-colisional (*ca.* 585-560 Ma), tardi-colisional (*ca.* 560-530 Ma) e pós-colisional (*ca.* 530-490 Ma). Remanescentes de rochas magmáticas de assoalho oceânico, localizados no setor central deste orógeno, têm sido descritos na literatura geológica desde 1990. O mais completo destes registros oceânicos é o ofiolito de Ribeirão da Folha, situado nos arredores da vila homônima, no município de Minas Novas, MG. O ofiolito de Ribeirão da Folha é uma associação litológica tectonicamente desmembrada, composta por fatias de rochas meta-ultramáficas e metamáficas que foram embutidas por empurrões em pacotes da Formação Ribeirão da Folha (unidade distal do Grupo Macaúbas). Esta formação, na área enfocada, consiste de micaxistos e cianita-grafita xistos (pelitos pelágicos), com intercalações de metacherts sulfetados, diopsiditos sulfetados, corpos de sulfetos maciços, formações ferríferas bandadas dos tipos óxido, sulfeto e silicato, e orto-anfibolitos finos (metabasaltos), metamorfisados nas zonas da cianita da fácies anfibolito médio. Dados geotermobarométricos dos micaxistos peraluminosos revelaram condições metamórficas em torno de 550° C a 5,5 kbar. As assinaturas litoquímicas das rochas metamáficas e meta-ultramáficas revelam afinidade ofiolítica e origem em assoalho oceânico. Os dados isotópicos Sm-Nd destas rochas mostram valores positivos de epsilon Nd (+3 a +7), e as idades modelo e isocrônica sugerem desenvolvimento de litosfera oceânica durante o Neoproterozóico. Todas as tentativas anteriores de recuperação de zircão a partir de volumosas amostras das rochas metamáficas foram infrutíferas. Contudo, corpos leucocráticos semelhantes a plagiogranito foram reconhecidos poucos anos atrás e se tornaram um dos principais alvos da tese de doutorado da primeira autora. Estes corpos ocorrem sob a forma de veios irregulares com dimensões milimétricas a centimétricas (até 50 cm), e são encaixados por orto-anfibolito bandado de granulação média a grossa (metadolerito a metagabro). Os corpos leucocráticos consistem de meta-plagiogranito foliado, composto essencialmente por plagioclásio cálcico com bordas albíticas, quartzo, hornblenda e epidoto, com titanita, sulfeto, apatita e zircão como os principais minerais acessórios. Os cristais de zircão da amostra de plagiogranito são euédricos e muito límpidos, e mostram morfologia prismática alongada (3:1), sugerindo origem magmática. Análises U-Pb por LA-ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry) foram realizadas em dezoito cristais de zircão e mostram resultados concordantes, indicando idade de cristalização magmática de 660 ± 29 Ma. Esta idade baliza a época de geração de crosta oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuaí. O espalhamento de algumas das análises ao longo da curva concórdia sugere perda de Pb devido ao metamorfismo de fácies anfibolito em *ca.* 580 Ma. A idade de *ca.* 660 Ma plagiogranito precede a maior idade U-Pb (*ca.* 630 Ma) de tonalitos deformados do arco magmático pré-colisional, bem como a idade U-Pb (*ca.* 582 Ma) dos granitos sin-colisionais mais antigos.

Keywords: plagiogranite, oceanic crust, ophiolite, Ribeirão da Folha, Araçuaí Orogen

INTRODUCTION

The Neoproterozoic Araçuaí Orogen extends from the eastern margin of the São Francisco Craton to the Atlantic Ocean, between the 15° and 21° S parallels, in southeastern Brazil (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008). This paper focuses on the Ribeirão da Folha area (Minas Novas region, Minas Gerais State), located in the western-central sector of the Araçuaí Orogen (Figure 4.24).

The discovery of Neoproterozoic oceanic remnants in the Ribeirão da Folha area was published in the international literature by the beginning of the 1990th decade (Pedrosa-Soares *et al.* 1992). Since then several studies have been carried out on metamagmatic and metasedimentary rocks from this and other ophiolite slivers of the Araçuaí Orogen (*e.g.*, Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, Aracema *et al.* 2000, Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006). Although a Neoproterozoic age was suggested by Sm-Nd isotopic analysis on metamafic and meta-ultramafic rocks, all attempts to recover zircon crystals from large amounts of metamafic rock samples have been unsuccessful. However, leucocratic bodies resembling plagiogranite were recognized a few years ago (Suita *et al.* 2004) and became one of the main study targets of the first author's doctorate thesis.

This paper presents a preliminary characterization of the plagiogranite bodies, and summarizes the U-Pb dating carried out by using Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS) on zircon crystals recovered from them.

GEOLOGICAL SETTING

The geotectonic setting, stratigraphy and tectonic evolution of the Araçuaí Orogen are synthesized in Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2008) and Alkmim *et al.* (2006, 2007). This orogen shows lithological records of all evolutionary stages, from the precursor basin to the post-collisional plutonism. The early rift stage of the precursor basin is constrained by the *ca.* 906 Ma mafic dykes and 875 Ma anorogenic granites. U-Pb dates of detrital zircon grains suggest a maximum sedimentation age of *ca.* 900 Ma for the continental rift-related units of the Macaúbas Group, and of *ca.* 864 Ma for sand-pelite deposits of the proximal passive margin. Distal passive margin and oceanic successions are represented by the Ribeirão da Folha Formation (distal unit of the Macaúbas Group) that mainly consists of sand-pelite turbidites, pelagic pelites and chemical-exhalative sediments. Metamafic and meta-ultramafic rocks of ophiolite affinity record the generation of oceanic lithosphere in the distal sector of the precursor basin. The orogenic evolution has been subdivided into the pre-collisional (*ca.* 630-585 Ma; formation of a calc-alkaline magmatic arc and related basins), syn-collisional (*ca.* 582-560 Ma; regional deformation and metamorphism, and generation of a huge amount of S-type granites), late collisional (*ca.* 560-530 Ma; S-type

granites) and post-collisional (*ca.* 530-490 Ma; gravitational collapse of the orogen, and latest S-type and I-type plutonisms) stages.

THE RIBEIRÃO DA FOLHA OPHIOLITE

In spite of the intense tropical weathering and thick soil covers, metamafic and meta-ultramafic rocks, as well as sulfide-rich rocks can be clearly recognized in the Ribeirão da Folha area (Figure 4.24). This ophiolite is a tectonic dismembered rock-assemblage composed of slices of meta-magmatic rocks thrust onto packages of the Ribeirão da Folha Formation. The main structures are shear zones and complex folding related to the regional foliation of the Araçuaí Orogen.

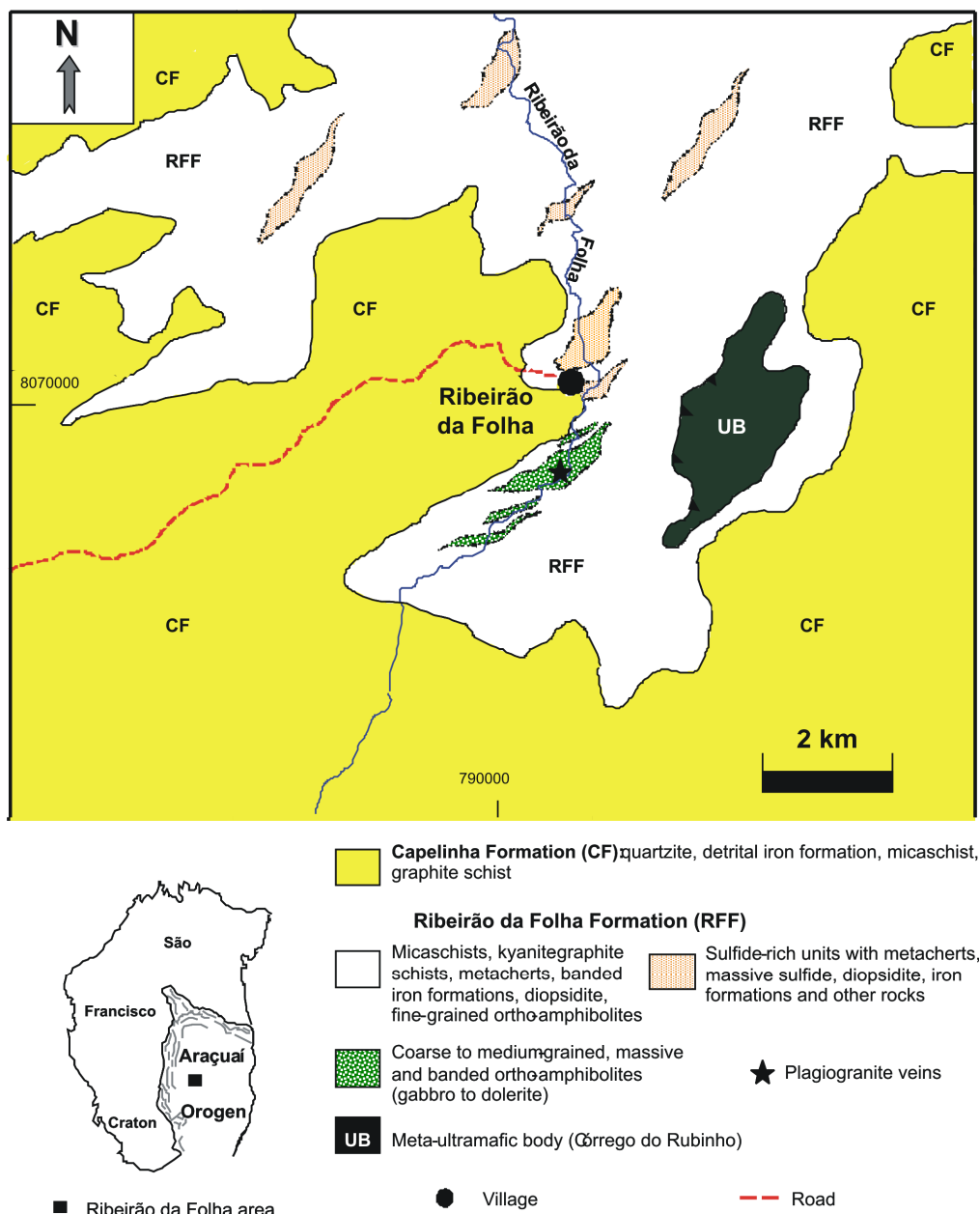


Figure 4.24. Sketch geological map of the Ribeirão da Folha area (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 1992 and Queiroga *et al.* 2006).

The thickest ophiolite slice, named Córrego do Rubinho ultramafic body (Figure 4.24), is mainly composed of tremolite schists and carbonate-tremolite-anthophyllite schists (Pedrosa-Soares *et al.* 1992). Some metamafic rocks are massive coarse-grained ortho-amphibolites interpreted as metamorphosed gabbros. They are associated with medium-grained banded ortho-amphibolites, with fine-grained borders, that resemble metamorphosed dolerite (and could represent strongly deformed sheeted dikes). The geochemical signatures of the metamafic and meta-ultramafic rocks indicate ophiolite affinity and ocean-floor origin. Sm-Nd isotopic data from both the metamafic and meta-ultramafic rocks yielded positive epsilon Nd values (+3 to +7). Their Sm-Nd whole-rock isochrons, as well as Sm-Nd T_{DM} model ages, suggested development of oceanic lithosphere in Neoproterozoic times (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2001).

The Ribeirão da Folha Formation consists of micaschists and kyanite-graphite schists (pelagic pelites), with intercalations of sulfide-bearing metacherts and diopside, massive sulfide bodies, banded iron formations (oxide, silicate and sulfide types), and rare fine-grained ortho-amphibolites (basalts), metamorphosed in the kyanite zone of the intermediate pressure amphibolite facies (Figure 4.24). Geothermobarometric data indicate metamorphic PT conditions around 550 °C and 5,5 kbar (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, Queiroga *et al.* 2006).

THE PLAGIOGRANITE AND U-Pb AGE

Leucocratic bodies resembling plagiogranite were recognized a few years ago (Suita *et al.* 2004). These leucocratic bodies show irregular vein-like shapes, ranging in size from millimeters to 50 cm, and are hosted by medium- to coarse-grained ortho-amphibolites (Figure 4.25).

The leucocratic veins consist of foliated meta-plagiogranite composed of plagioclase, quartz, amphibole and epidote, with titanite, chlorite, sulfide, apatite and zircon as the main accessory minerals. The plagioclase is generally anorthite (An_{90-95}) with albitic rims and its alteration produced very significant amounts of epidote. The amphibole is hornblende with tremolite cores. It can be partially altered to Mg-chlorite. Modal proportions of felsic minerals suggest quartz diorite to diorite composition, in agreement with modern and old plagiogranites (*e.g.*, Coleman & Peterman 1975, Aldiss 1981, Mukasa & Ludden 1987).

The zircon crystals recovered from a plagiogranite sample are euhedral and very clean, and show elongated prismatic (3:1) morphology, suggesting magmatic origin. U-Pb analyses using Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS) were carried out on eighteen zircon crystals which yielded concordant results, indicating a crystallization age of 660 ± 29 Ma (Figure 4.26). This age constrains the timing of oceanic crust generation in the precursor basin of the Araçuaí Orogen. The spread of analyses along the concordia curve suggests Pb loss due

to the amphibolite facies metamorphism at *ca.* 580 Ma. The *ca.* 660 Ma plagiogranite predates the oldest U-Pb ages (*ca.* 630 Ma) of tonalites of the pre-collisional magmatic arc of the Araçuaí Orogen, as well as the U-Pb age (*ca.* 582 Ma) of the oldest syn-collisional granites (*cf.* Pedrosa-Soares et al. 2007, 2008).

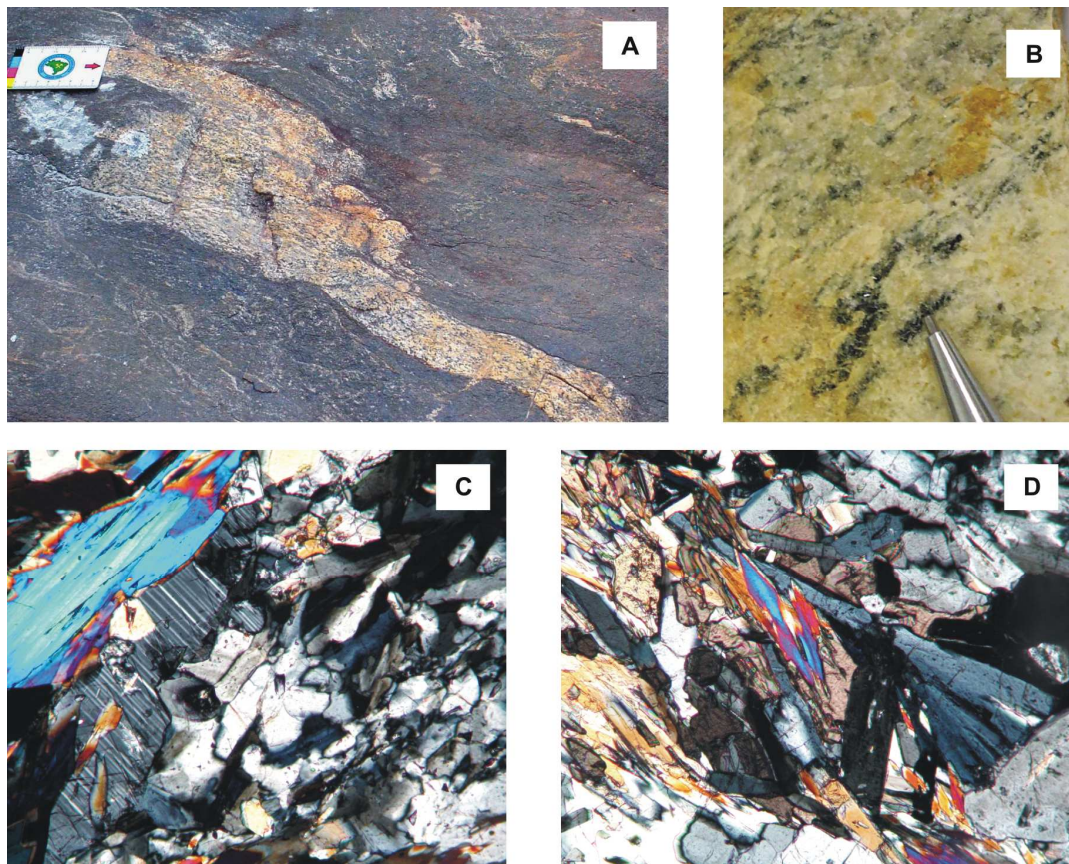


Figure 4.25. One of the biggest meta-plagiogranite veins (~ 50 cm long) found in the Ribeirão da Folha area is shown in photo A. The regional foliation is marked by oriented amphibole crystals and light minerals in the meta-plagiogranite vein (photo B). Photomicrographies C and D show mineralogical assemblages (plagioclase, amphibole, quartz, epidote, titanite) and textures of the meta-plagiogranites.

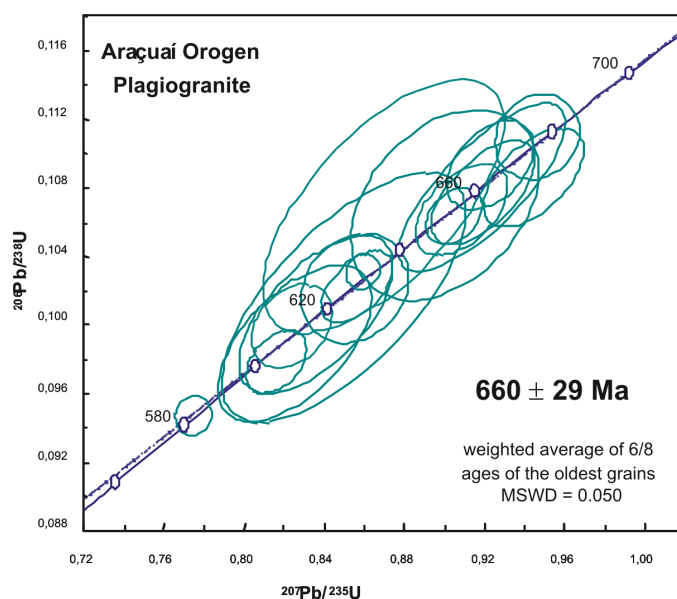


Figure 4.26. Concordia diagram for the U-Pb (LA-ICPMS) data from zircons of the Ribeirão da Folha plagiogranite. Analysis performed by Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

APÊNDICE 4.2- Resultados completos de análise química mineral em amostra de plagiogranito

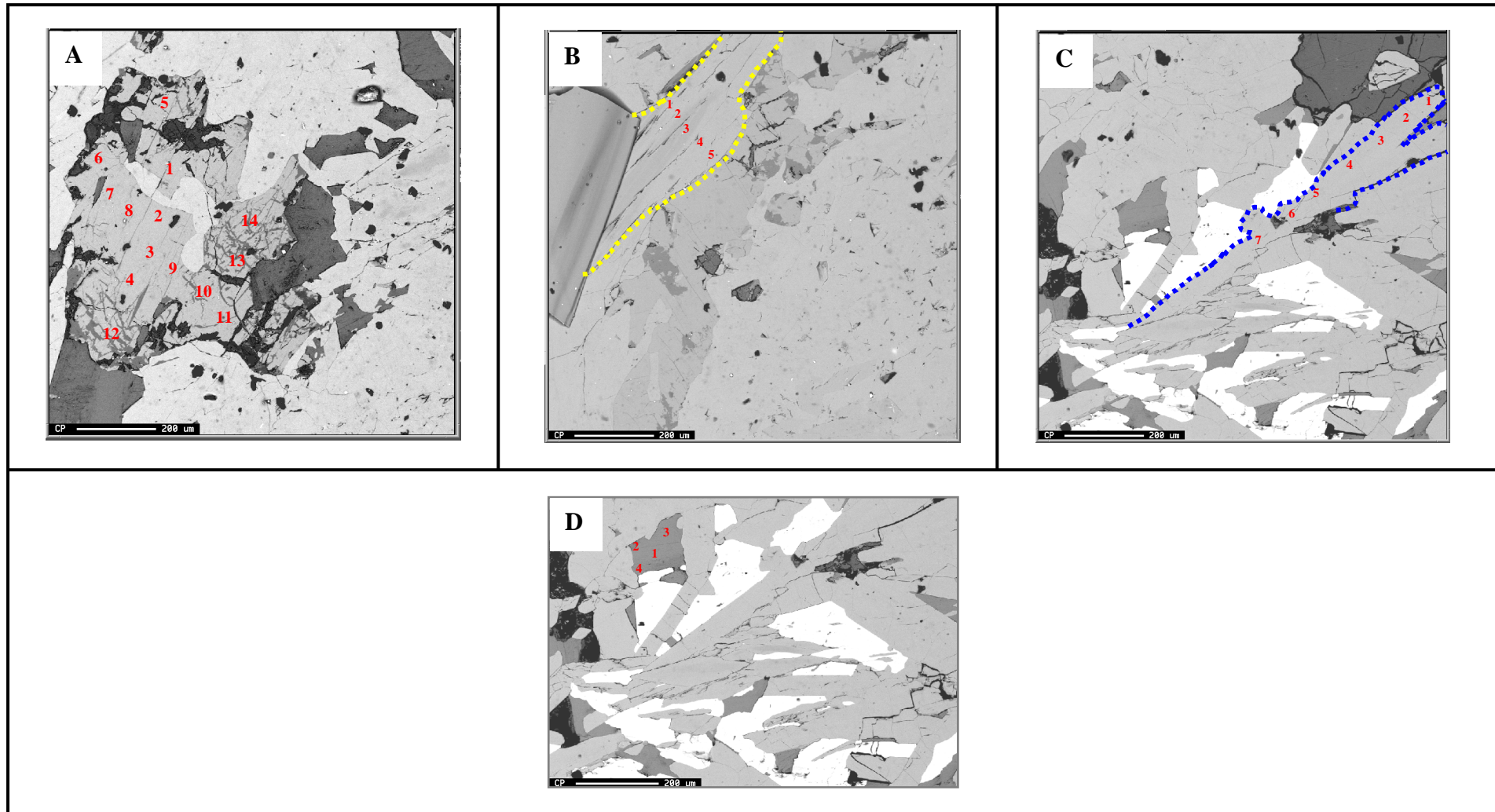


Figura 4.27. Imagens de elétrons retroespalhados com a localização de alguns perfis de análise em microsonda eletrônica. A) Pontos analisados em cristal de plagioclásio (grão 3); B) Perfil de análise em anfibólio zonado (grão 2); C) Pontos analisados em epidoto (grão 3) e D) Perfil de análise em clorita (grão 2) (*Metodologia de análise química mineral no item 1.5.2.2*).

Tabela 4.13 - Resultados de análise química mineral em plagioclásios de uma amostra de plagiogranito do ofiolito de Ribeirão da Folha.

<i>Plagioclásio</i>																
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Posição	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Interm.	Borda	Interm.	Interm.	Borda	Borda	Interm.
SiO ₂	43,33	43,52	43,08	42,86	43,06	42,86	43,45	42,96	42,82	43,17	42,81	43,11	43,06	43,23	43,54	43,09
Al ₂ O ₃	37,12	37,05	36,96	36,61	36,81	36,92	36,36	36,34	36,05	36,40	36,09	36,25	36,56	36,26	37,03	36,73
FeO	0,07	0,15	0,05	0,00	0,00	0,07	0,05	0,11	0,10	0,00	0,10	0,06	0,00	0,04	0,11	0,00
CaO	20,41	20,11	20,25	20,09	20,17	20,16	19,82	19,82	19,77	19,83	19,74	19,89	19,66	19,57	19,84	19,78
Na ₂ O	0,10	0,09	0,07	0,04	0,10	0,03	0,05	0,17	0,04	0,05	0,35	0,06	0,05	0,07	0,06	0,08
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,07	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02
Total	101,05	100,95	100,43	99,61	100,18	100,04	99,76	99,42	98,78	99,49	99,15	99,38	99,34	99,21	100,60	99,70
Si	7,95	7,99	7,95	7,97	7,97	7,94	8,06	8,01	8,03	8,03	8,01	8,03	8,02	8,06	8,01	8,00
Al	8,03	8,02	8,04	8,03	8,03	8,06	7,95	7,99	7,97	7,98	7,96	7,96	8,02	7,97	8,03	8,04
Fe	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Na	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	3,94	3,96	3,97	3,95	3,96	3,97	3,92	3,91	0,02	0,03
Ca	4,01	3,96	4,01	4,00	4,00	4,00	0,02	0,06	0,01	0,02	0,13	0,02	0,02	0,03	3,91	3,93
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ano	98,97	99,00	99,28	99,59	98,86	99,68	99,39	98,32	99,65	99,37	96,56	99,36	99,46	99,09	99,31	99,17
Ab	0,90	0,82	0,66	0,38	0,92	0,25	0,49	1,49	0,35	0,43	3,05	0,50	0,49	0,67	0,55	0,69
Or	0,14	0,18	0,06	0,04	0,22	0,06	0,12	0,19	0,00	0,20	0,38	0,14	0,05	0,24	0,14	0,14

Tabela 4.13 – Continuação.

<i>Plagioclásio</i>																
Grão	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3
Posição	Núcleo	Interm.	Borda	Borda	Borda	Interm.	Interm.	Borda	Interm.	Interm.	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda	Borda
SiO ₂	43,21	43,35	43,49	42,94	43,09	43,06	43,11	42,49	43,57	43,04	42,97	42,65	42,69	43,03	42,88	43,18
Al ₂ O ₃	37,06	36,91	37,08	36,28	36,09	36,48	36,23	35,86	36,47	36,43	37,17	36,80	36,77	36,99	35,65	36,29
FeO	0,16	0,01	0,07	0,06	0,00	0,08	0,04	0,11	0,06	0,10	0,13	0,12	0,03	0,00	0,00	0,07
CaO	19,67	19,64	20,11	20,01	19,44	19,47	19,32	19,61	19,59	19,64	20,07	20,22	20,21	19,89	19,11	19,97
Na ₂ O	0,06	0,06	0,11	0,08	0,04	0,07	0,06	0,14	0,06	0,06	0,10	0,05	0,10	0,08	0,36	0,03
K ₂ O	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00
Total	100,19	99,99	100,88	99,38	98,68	99,19	98,79	98,25	99,76	99,29	100,45	99,85	99,82	100,03	98,02	99,54
Si	7,98	8,01	7,99	8,01	8,07	8,03	8,06	8,01	8,07	8,02	7,93	7,93	7,93	7,96	8,09	8,03
Al	8,07	8,05	8,03	7,97	7,97	8,02	7,99	7,97	7,96	8,00	8,09	8,06	8,05	8,07	7,93	7,96
Fe	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,02	0,02	0,04	0,03	3,90	3,89	3,87	3,96	3,89	3,92	0,03	0,02	0,03	0,03	3,86	3,98
Ca	3,89	3,89	3,96	4,00	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	3,97	4,03	4,02	3,95	0,13	0,01
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ano	99,28	99,34	98,86	99,21	99,51	99,20	99,27	98,41	99,33	99,31	99,11	99,58	98,99	99,05	96,61	99,76
Ab	0,50	0,58	0,90	0,68	0,36	0,63	0,59	1,30	0,52	0,59	0,90	0,42	0,84	0,75	3,30	0,24
Or	0,22	0,08	0,19	0,11	0,13	0,17	0,14	0,29	0,14	0,10	0,04	0,00	0,16	0,20	0,08	0,00

Tabela 4.13 – Continuação.

<i>Plagioclásio</i>								
Grão	3	3	3	3	3	3	3	3
Posição	Interm.	Núcleo	Interm.	Interm.	Borda	Borda	Borda	Borda
SiO ₂	43,12	43,41	43,43	43,21	43,33	43,57	40,79	38,86
Al ₂ O ₃	35,70	36,42	36,45	36,33	36,38	36,44	29,86	31,23
FeO	0,12	0,04	0,09	0,02	0,04	0,02	0,07	0,07
CaO	19,77	19,73	19,98	19,69	19,77	19,86	12,07	12,36
Na ₂ O	0,24	0,06	0,05	0,06	0,04	0,13	1,73	2,83
K ₂ O	0,15	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,12	0,04
Total	99,08	99,68	99,99	99,32	99,58	100,03	84,64	85,39
Si	8,07	8,05	8,04	8,05	8,05	8,06	8,75	8,35
Al	7,88	7,97	7,96	7,98	7,97	7,95	7,55	7,91
Fe	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	3,96	3,92	3,96	3,93	3,94	3,94	2,78	2,84
Ca	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,72	1,18
K	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
Ano	97,00	99,31	99,59	99,36	99,49	98,71	78,69	70,50
Ab	2,15	0,57	0,41	0,54	0,32	1,20	20,41	29,24
Or	0,85	0,12	0,00	0,10	0,19	0,09	0,91	0,26

Tabela 4.14 - Resultados de análise química mineral em anfibólios de uma amostra de plagiogranito do ofiolito de Ribeirão da Folha (núcleo tremolítico destacado em vermelho).

<i>Anfibólio</i>															
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
Posição	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda
SiO ₂	44,17	44,62	44,66	44,92	43,96	45,50	44,56	44,57	44,89	44,51	45,78	45,49	54,86	45,05	45,05
TiO ₂	0,36	0,37	0,35	0,40	0,39	0,38	0,38	0,33	0,36	0,31	0,35	0,40	0,06	0,36	0,37
Al ₂ O ₃	15,90	15,73	15,70	15,96	17,01	14,62	15,99	15,58	15,94	15,87	14,97	15,31	4,58	15,97	16,16
FeO	7,05	7,66	7,41	7,49	7,52	7,29	7,74	7,14	7,31	7,52	7,01	7,00	4,39	7,16	7,54
MgO	14,15	14,09	14,13	14,13	13,66	14,94	14,45	14,42	14,45	14,22	14,74	14,46	19,61	14,08	14,44
MnO	0,10	0,18	0,20	0,19	0,20	0,17	0,09	0,14	0,10	0,04	0,11	0,15	0,09	0,11	0,05
CaO	12,93	13,06	13,20	12,98	13,05	13,14	13,03	12,91	12,99	13,10	13,01	12,94	13,35	13,09	12,92
Na ₂ O	1,63	1,46	1,39	1,41	1,51	1,41	1,48	1,50	1,46	1,55	1,32	1,40	0,32	1,52	1,44
K ₂ O	1,19	0,31	0,32	0,32	0,30	0,46	0,31	0,34	0,32	0,34	0,28	0,31	0,05	0,29	0,36
F	0,07	0,11	0,05	0,13	0,04	0,15	0,09	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Cl	0,25	0,01	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03
O=F	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
O=Cl	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
H ₂ O ⁺	2,05	2,10	2,13	2,11	2,14	2,08	2,13	2,15	2,14	2,14	2,17	2,16	2,22	2,14	2,17
Total	99,76	99,65	99,52	99,97	99,76	100,11	100,22	99,07	99,99	99,63	99,72	99,63	99,53	99,81	100,52
Si	6,15	6,20	6,21	6,21	6,10	6,29	6,16	6,21	6,20	6,18	6,32	6,29	7,42	6,23	6,19
Al	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04
Ti	2,61	2,58	2,57	2,60	2,78	2,38	2,61	2,56	2,60	2,60	2,44	2,50	0,73	2,60	2,62
Fe ⁺²	0,82	0,89	0,86	0,87	0,87	0,84	0,90	0,83	0,84	0,87	0,81	0,81	0,50	0,83	0,87
Mg	2,94	2,92	2,92	2,91	2,82	3,08	2,98	2,99	2,97	2,94	3,03	2,98	3,95	2,90	2,96
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	1,93	1,94	1,96	1,92	1,94	1,95	1,93	1,93	1,92	1,95	1,92	1,92	1,93	1,94	1,90
Na	0,44	0,39	0,37	0,38	0,41	0,38	0,40	0,40	0,39	0,42	0,35	0,37	0,08	0,41	0,38
K	0,21	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,01	0,05	0,06
OH	1,91	1,95	1,98	1,94	1,98	1,92	1,96	2,00	1,97	1,98	2,00	2,00	2,00	1,97	1,99
F	0,03	0,05	0,02	0,06	0,02	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cl	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
%H ₂ O	2,05	2,10	2,13	2,11	2,14	2,08	2,13	2,15	2,14	2,14	2,17	2,16	2,22	2,14	2,17

Tabela 4.14 – Continuação.

<i>Anfibólio</i>								
Grão	3	3	3	3	4	4	4	4
Posição	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda
SiO ₂	48,50	45,79	44,41	44,28	44,52	54,14	43,55	43,87
TiO ₂	0,37	0,45	0,58	0,62	0,53	0,11	0,61	0,50
Al ₂ O ₃	10,72	13,90	15,36	15,50	16,03	4,80	17,10	16,23
FeO	6,51	6,92	7,44	7,05	7,61	5,37	8,82	8,30
MgO	16,19	14,89	14,22	13,95	13,88	19,06	13,31	13,73
MnO	0,10	0,07	0,15	0,21	0,02	0,11	0,17	0,18
CaO	13,22	12,78	12,76	12,84	12,97	13,27	12,91	12,94
Na ₂ O	0,91	1,24	1,40	1,38	1,44	0,39	1,57	1,45
K ₂ O	0,14	0,24	0,36	0,33	0,36	0,08	0,36	0,39
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	2,16	2,15	2,14	2,13	2,12	2,17	2,16	2,14
Total	98,82	98,43	98,82	98,31	99,52	99,54	100,56	99,74
Si	6,72	6,39	6,21	6,21	6,18	7,36	6,03	6,11
Al	0,04	0,05	0,06	0,07	0,06	0,01	0,06	0,05
Ti	1,75	2,29	2,53	2,56	2,63	0,77	2,79	2,66
Fe ⁺²	0,75	0,81	0,87	0,83	0,88	0,61	1,02	0,97
Mg	3,34	3,10	2,96	2,92	2,87	3,86	2,75	2,85
Mn	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02
Ca	1,96	1,91	1,91	1,93	1,93	1,93	1,92	1,93
Na	0,24	0,33	0,38	0,38	0,39	0,10	0,42	0,39
K	0,02	0,04	0,06	0,06	0,06	0,01	0,06	0,07
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	1,97	1,97	2,00	1,99
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
%H ₂ O	2,16	2,15	2,14	2,13	2,12	2,17	2,16	2,14

Tabela 4.15 - Resultados de análise química mineral em grãos de epidoto de uma amostra de plagiogranito do ofiolito de Ribeirão da Folha.

<i>Epidoto</i>															
Grão	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3
Posição	Borda	Interm.	Interm.	Núcleo	Borda	Interm.	Interm.	Núcleo	Borda	Interm.	Interm.	Núcleo	Interm.	Interm.	Interm.
SiO ₂	39,20	39,11	39,00	39,01	40,13	39,64	39,75	40,12	38,42	38,13	38,39	38,51	38,30	38,11	37,95
TiO ₂	0,06	0,05	0,05	0,06	0,02	0,06	0,03	0,03	0,07	0,06	0,05	0,00	0,01	0,05	0,10
Al ₂ O ₃	32,00	32,25	32,25	32,68	32,52	32,94	32,87	32,84	32,58	31,81	31,95	31,93	32,24	32,39	32,06
Fe ₂ O ₃ *	2,14	1,77	2,01	2,27	2,02	1,51	1,53	1,28	1,38	2,15	1,39	2,07	1,98	1,11	1,45
MnO	0,10	0,03	0,07	0,05	0,07	0,06	0,04	0,00	0,05	0,11	0,02	0,01	0,06	0,00	0,01
MgO	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04
CaO	24,45	24,17	23,99	23,67	24,58	24,40	24,16	24,42	24,38	24,13	24,29	24,08	24,48	24,31	24,43
Na ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,07	0,04	0,21	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,05
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,29	0,02	0,01	0,03	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	2,00	1,99	1,99	2,00	2,03	2,02	2,02	2,03	1,98	1,97	1,97	1,97	1,98	1,96	1,96
Total	100,02	99,44	99,47	99,90	101,44	101,17	100,48	100,76	98,93	98,45	98,12	98,62	99,12	98,00	98,07
Si	2,94	2,94	2,93	2,92	2,96	2,93	2,95	2,97	2,90	2,90	2,93	2,92	2,90	2,91	2,90
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	2,83	2,86	2,86	2,88	2,83	2,87	2,88	2,86	2,90	2,86	2,87	2,86	2,88	2,91	2,89
Fe ⁺³	0,12	0,10	0,11	0,13	0,11	0,08	0,09	0,07	0,08	0,12	0,08	0,12	0,11	0,06	0,08
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	1,96	1,95	1,93	1,90	1,94	1,93	1,92	1,94	1,98	1,97	1,98	1,96	1,98	1,99	2,00
Na	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
%H ₂ O	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0

* Fe₂O₃ = FeO (análise)*1.1113.

Tabela 4.15 - Continuação.

<i>Epidoto</i>						
Grão	4	4	5	5	5	5
Posição	Borda	Interm.	Borda	Interm.	Interm.	Núcleo
SiO ₂	38,16	38,18	39,15	39,90	39,41	39,51
TiO ₂	0,06	0,07	0,06	0,04	0,07	0,01
Al ₂ O ₃	32,22	32,02	32,87	33,30	32,65	32,74
Fe ₂ O ₃ *	1,56	1,98	1,23	1,10	1,98	1,41
MnO	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,08	0,01
CaO	24,13	24,50	24,60	24,86	23,74	24,66
Na ₂ O	0,02	0,05	0,20	0,05	0,04	0,06
K ₂ O	0,01	0,01	0,06	0,00	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	1,97	1,97	2,01	2,03	2,01	2,01
Total	98,19	98,85	100,18	101,31	99,98	100,41
Si	2,91	2,90	2,92	2,94	2,94	2,94
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,89	2,86	2,89	2,89	2,87	2,87
Fe ⁺³	0,09	0,11	0,07	0,06	0,11	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	1,97	1,99	1,97	1,96	1,90	1,97
Na	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
%H ₂ O	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0

* Fe₂O₃ = FeO (análise)*1.1113.

Tabela 4.16- Resultados de análise química mineral em cloritas de uma amostra de plagiogranito do ofiolito de Ribeirão da Folha.

<i>Clorita</i>									
Grão	1	1	1	1	1	2	2	2	2
Posição	Borda	Interm.	Núcleo	Interm.	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda
SiO₂	28,02	28,35	27,92	28,12	28,12	28,18	27,92	28,12	27,71
TiO₂	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,06	0,08	0,08
Al₂O₃	23,69	23,55	23,61	23,26	23,64	23,39	23,68	23,50	22,70
FeO	8,83	8,50	7,99	8,53	8,09	8,85	9,29	8,52	9,06
MgO	26,30	26,33	26,08	26,65	26,33	25,92	25,88	26,00	25,49
MnO	0,20	0,07	0,19	0,11	0,10	0,12	0,13	0,05	0,12
CaO	0,05	0,01	0,04	0,02	0,00	0,08	0,06	0,07	0,07
Na₂O	0,06	0,01	0,04	0,02	0,07	0,06	0,16	0,06	0,06
K₂O	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,08	0,07	0,12
H₂O⁺	12,24	12,24	12,15	12,22	12,20	12,19	12,22	12,18	12,02
Total	99,44	99,13	98,08	98,99	98,61	98,85	99,47	98,63	97,43
Si	5,49	5,55	5,51	5,52	5,52	5,54	5,48	5,53	5,52
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Al	5,47	5,43	5,49	5,38	5,47	5,42	5,47	5,45	5,33
Fe	1,45	1,39	1,32	1,40	1,33	1,46	1,53	1,40	1,51
Mg	7,67	7,68	7,67	7,79	7,71	7,59	7,56	7,62	7,57
Mn	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
Na	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,06	0,02	0,02
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
%H₂O	12,24	12,24	12,15	12,22	12,20	12,19	12,22	12,18	12,02