



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA RIO PRETO, NOROESTE DA
BAHIA / SUL DO PIAUÍ.**

AUTOR: Fabrício de Andrade Caxito

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Nº 107

BELO HORIZONTE

DATA (01/07/10)

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA RIO PRETO, NOROESTE DA
BAHIA / SUL DO PIAUÍ.**

Autor: Fabrício de Andrade Caxito

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional
Orientação: Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Julho / 2010



Formosa do Rio Preto, Bahia, Brasil

“ ... qualquer hipótese, não importa quão estranha ela seja, merece ser considerada em seu mérito. A supressão de idéias incômodas pode ser comum em religião ou política, mas não na trilha do conhecimento; não tem abrigo no empenho da ciência. Não sabemos quem, na senda, descobrirá novos aspectos fundamentais.”

Carl Sagan, *Cosmos*

Agradecimentos

Deixo aqui os mais sinceros agradecimentos a todos que ajudaram, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho. Foram muitos os envolvidos nesses dois anos e meio, e seria impossível lembrar aqui de todos.

Ao professor Alexandre Uhlein pela orientação e companheirismo nas diversas etapas, tanto em ambiente acadêmico como fora dele. Na UFMG, agradeço ainda ao professor Antônio Carlos Pedrosa Soares (Calota) pelo auxílio com as rochas máficas, lâminas, geoquímica, e pelo apoio e incentivo contagiante; ao professor Carlos Rosière pelo auxílio e discussões das análises microestruturais; e também a todos os colegas da pós-graduação e outros professores com os quais tive a oportunidade de aprender. Aos então alunos de graduação Mônica Mendes, Julio Sanglard e Felipe Martins, que se disponibilizaram com muita coragem e espírito aventureiro para descobrir um canto escondido do Brasil.

Em Formosa do Rio Preto e arredores, agradeço a nossos amigos da Pousada O Casarão que foi a nossa casa longe de casa: Dona Dal e toda sua família, Valdo e sua família, à Luciana, Nestor e família da churrascaria na beira do rio, e todos os outros que acompanharam interessados enquanto desenvolvíamos nosso trabalho na região.

Em Montréal, agradeço ao professor Ross Stevenson do GEOTOP - Université du Québec à Montréal (UQAM), e também a todo o pessoal do Québec que me auxiliou durante o período no Canadá, em especial Jonathan Lavoie, Jacinthe Legaré, Maxime Verreault, Emillie Rolletau, Bassam Ghaleb e Nicolas Bourguignon. Je me souviens!

Ao professor Marcos Egydio Silva, da USP, pelas frutíferas discussões e “causos” do Rio Preto, além de todo o material emprestado, mapas, cadernetas, etc. Ao Luiz Morales da Université de Montpellier II, França, que realizou as análises de LPO no MEV.

Ao professor Elton Luiz Dantas da UnB, pelas análises de zircões detríticos, e por ter nos disponibilizado seu tempo e conhecimento para nos auxiliar com o trabalho. Em Barreiras, agradeço aos professores Adivane, Luiz Cláudio Viegas, Harrizon Almeida, ao Fernando Cotias e todos os alunos que mostraram interesse na geologia do noroeste baiano.

Ao Bunitú e aos moradores da República “Jardim de Alá”, em Ouro Preto, ao professor Fernando Alkmim pela disponibilização do material da CPRM referente à geologia da região e também pelas frutíferas discussões, ao Leonardo Gonçalves e Cristiane pela camaradagem e pelos artigos emprestados. No Rio, agradeço à toda a galera do time dos “Carneiros”: Leozinho, Carol e família, Garça, Smurf, Surtado, e todos os demais, além dos

professores Cláudio Valeriano e Mônica Heilbron pelas discussões, materiais e pelo incentivo para a estadia no GEOTOP.

Ao CNPq pelo apoio financeiro através do Processo 475510/2008-9, projeto “Geotectônica da Faixa Neoproterozóica Rio Preto, margem noroeste do Cráton do São Francisco, Bahia”.

Finalmente, às pessoas que foram as mais importantes, sem as quais nada disso teria sido possível: meus pais, Enida e Caxito, meus irmãos, e, em especial, à Tatiana Gonçalves Dias, que sempre esteve do meu lado tanto como geóloga quanto como amiga, me apoiando e acreditando em mim. Esse trabalho é dedicado a vocês.

Resumo

A Faixa Rio Preto bordeja o Cráton do São Francisco em sua margem noroeste, na região limítrofe entre os estados da Bahia e Piauí. Nessa área, o Grupo Rio Preto aflora nas escarpas de regressão entre o Chapadão do Urucuia, a oeste, e a Planície do Rio São Francisco, a leste. O Grupo Rio Preto representa o preenchimento sedimentar da bacia precursora da faixa dobrada, sendo subdividido nesse trabalho em duas formações: Canabravinha, a sul, e Formosa, a norte.

A Formação Canabravinha é composta por quartzito, metagrauvaca, metapelito, metaritmico areno-pelítico, metadiamicrito e, localmente, metamarga. As camadas de metadiamicrito apresentam-se interestratificadas com quartzitos com estratificação gradacional e metapelitos. Não foram encontradas evidências diretas convincentes da atuação de processos glacio-sedimentares nessas rochas, tais como, presença de clastos caídos nas intercalações de metapelitos.

A Formação Formosa aflora nas imediações do rio Preto. É composta por mica xisto granatífero, com intercalações de quartzito, metaritmico areno-pelítico, metachert ferro-manganesífero, e, localmente, clorita-actinolita-epidoto xisto verde.

As rochas do Grupo Rio Preto foram depositadas por fluxos sedimentares gravitacionais, com fluxos de lama a sul que gradam para correntes de turbidez de alta a baixa densidade a norte, que por sua vez dão lugar a processos de decantação e de precipitação química mais a norte. A análise de fácies permite modelar um ambiente marinho profundo tectonicamente ativo, do tipo *slope-apron*, com a formação de rampas íngremes devido à movimentação em falhas normais mergulhantes predominantemente para norte. Uma bacia do tipo *rift*, cuja principal área-fonte é o Cráton do São Francisco a sul, é indicada para a deposição do Grupo Rio Preto.

A Faixa Rio Preto apresenta evolução estrutural polifásica, com o desenvolvimento de três foliações durante a Orogênese Brasileira (~600 Ma). S_2 é a principal estrutura planar. De acordo com a análise de fotolineamentos combinada aos dados de campo, a área pode ser subdividida em três compartimentos estruturais: Sul (CS), Central (CC) e Norte (CN). Os compartimentos Sul e Norte apresentam direção geral dos lineamentos NE-SW, enquanto o compartimento Central apresenta orientação ENE-WSW. Os máximos modais para S_2 e L_2 (CS: 334/29 e 356/36; CC: 170/72 e 90/40; CN: 139/15 e 67/7) indicam mudança de vergência entre os três compartimentos, caracterizando um leque assimétrico de dupla

vergência. S₂ mergulha para noroeste no Compartimento Sul, tornando-se progressivamente mais empinada em direção ao norte até atingir valores sub-verticais no Compartimento Central, e invertendo seu mergulho para sudeste no Compartimento Norte. O Compartimento Central corresponde a uma zona de cisalhamento transpressional destrógiro, denominada Zona de Cisalhamento de Malhadinha / Rio Preto.

Na região da fazenda Angico, a oeste de Formosa do Rio Preto, uma camada de aproximadamente 200 metros de espessura estimada de anfibolito ocorre tectonicamente intercalada com granada-mica xistos da Formação Formosa. A análise geoquímica dos anfibolitos sugere uma afinidade com basaltos tholeiíticos oceânicos. Diagramas de discriminação de ambiente tectônico baseados tanto em elementos maiores como traços classificam os protólitos dessas rochas como IAT – Island Arc Tholeiites. Os padrões de terras raras e elementos incompatíveis (*spidergrams*) também apresentam forte correlação com padrões publicados para tholeiitos de arco de ilhas.

A análise das razões isotópicas de Nd sugere que o Grupo Rio Preto, de idade Neoproterozóica (~0,9-0,75 Ga), provém da erosão de fontes predominantemente paleoproterozóicas (T_{dm}: 1,97-2,68 Ga), com a intercalação de fontes mais novas a sul. Uma amostra de gnaiss do Complexo Cristalândia do Piauí apresenta idade modelo T_{dm} de 2,70 Ga. Isócronas rocha total / agregado mineral (granada / hornblenda) indicam que os anfibolitos da fazenda Angico foram metamorfisados entre 2,0 e 1,8 Ga atrás, evidenciando seu caráter mais antigo em relação às rochas do Grupo Rio Preto. Dessa forma, essas rochas são interpretadas como lascas de embasamento que foram tectonicamente intercaladas à Formação Formosa durante a Orogênese Brasileira.

O modelo tectônico apresentado para a Faixa Rio Preto envolve a abertura de uma bacia do tipo *rift* no Neoproterozóico (~0,9-0,75 Ga), sobre crosta continental estabilizada no Paleoproterozóico (~2,0 Ga). A inversão dessa estrutura essencialmente aulacogênica ocorreu durante a Orogênese Brasileira (~0,6 Ga), provavelmente induzida à distância pelos mecanismos de deformação nos orógenos marginais ao cráton. Devido à posição relativa entre o bloco de Cristalândia e o cráton quando ocorreram os esforços transpressivos, a faixa dobrada resultante apresenta a estruturação em leque divergente com transpressão destrógiro em sua porção central.

Abstract

The Rio Preto Fold Belt borders the São Francisco Craton in its northwestern margin, straddling the Brazilian states of Bahia and Piauí. In this region, the Rio Preto Group outcrops in the ranges between the Urucua Plateau, to the west, and the São Francisco River Plain, to the east. The Rio Preto Group represents the sedimentary infilling of the precursor basin to the fold belt, being subdivided in this work in two formations: Canabravinha, to the south, and Formosa, to the north.

The Canabravinha Formation is composed by quartzite, metagraywacke, metapelite, metarhytmite, metadiamicctite and, locally, metamarl. The metadiamicctite layers shows intercalations with quartzites with graded bedding and metapelites. Convincing direct evidences for the atuation of glacio-sedimentary processes, such as the presence of dropstones in the metapelite layers, were not found.

The Formosa Formation outcrops in the Preto River vicinities. It is composed by garnet-mica schist, with intercalations of quartzite, metarhytmite, Fe-Mn metachert, and, locally, chlorite-actinolite-epidote greenschist.

The Rio Preto Group rocks were deposited by gravitational sedimentary processes, with mudflows to the south that graded to turbidity currents to the north, that, by turn, gave place to decantation and chemical precipitation processes further north. The facies analyses allows to model a deep sea, slope-apron type environment, with the formation of steep ramps due to the movimentation on normal faults dipping to the north. The Rio Preto Group was deposited in a rift basin, which main source area was the São Francisco Craton to the south.

The Rio Preto Fold Belt presents a polyphase structural evolution, with the development of three foliations during the Brasiliano Orogenesis (~600 Ma). S_2 is the main planar structure. According to the photolineaments analysis combined with field data, the area can be subdivided into three structural compartments: South (SC), Central (CC) and North (NC). The South and North compartments shows a general NE-SW trend, while the Central Compartment shows a ENE-WSW trend. The modal maxima for S_2 and L_2 (SC: 334/29 e 356/36; CC: 170/72 e 90/40; NC: 139/15 e 67/7) points to a change of vergence between the three compartments, characterizing a doubly vergent assymmetric fan. S_2 dips northwest in the South Compartment, becoming progressively steeper northward until it reaches sub-vertical values in the Central Compartment, and inverting its dip to southeast in the North

Compartment. The Central Compartment corresponds to a transpressional dextral shear zone, the Malhadinha/Rio Preto Shear Zone.

In the Angico Farm region, west of the town of Formosa do Rio Preto, a layer of 200 meters of length of amphibolite occurs tectonically intercalated to Formosa Formation garnet-mica schists. The geochemical analysis of the amphibolites suggest an affiliation to oceanic tholeiitic basalts. Tectonic ambience discrimination diagrams based in major and trace elements data classify the protoliths as IAT – Island Arc Tholeiites. The rare earth and incompatible element spidergrams also shows a strong correlation with published patterns for island arc tholeiites.

The analysis of the Nd isotopic ratios suggests that the Rio Preto Group, of Neoproterozoic age (~0,9-0,75 Ga), comes from the erosion of predominantly Paleoproterozoic sources, with mixing of smaller amounts of younger sources to the south. A sample of gneiss from the Cristalândia do Piauí Complex shows a Tdm model age of 2,7 Ga. Whole rock / mineral aggregate (garnet and hornblende) isochrons indicates that the Angico Farm amphibolites were metamorfised between 2,0 and 1,8 Ga, therefore showing that these rocks are older than the Rio Preto Group. In this way, this rocks are interpreted as basement slices that were tectonically emplaced between the Formosa Formation sediments during the Brasiliano Orogeny.

The tectonic model presented for the Rio Preto Fold Belt involves the opening of a rift type basin in the Neoproterozoic (~0,9-0,75 Ga), within continental crust stabilized in the Paleoproterozoic (~2,0 Ga). The inversion of this essentially aulacogenic structure occurred during the Brasiliano Orogeny (~0,6 Ga), probably induced by mechanisms of deformation in the orogens that surrounded the São Francisco Craton by then. Due to the relative position between the Cristalândia block and the craton when the transpressional efforts took place, the resulting fold belt shows the doubly vergent assymetrical fan structure, with dextral transpression in its central part.

Sumário

1. Introdução	1
1.1. Localização e Acessos	1
1.2. Contexto Tectônico Regional	2
1.3. Trabalhos Anteriores	3
1.4. Estratigrafia	7
1.5. Geologia Estrutural	9
1.6. Metamorfismo Regional	11
1.7. Geocronologia	12
1.8. Questões em Aberto	13
1.9. Objetivos	14
1.10. Metodologia de Trabalho	15
2. Sedimentação Gravitacional e Ambientes Marinhos Profundos	20
2.1. Fluxos Sedimentares Gravitacionais	20
2.2. Sedimentação Marinha Profunda	24
2.3. Tilitos x diamictitos: uma discussão	27
3. Aspectos Fisiográficos	29
3.1. Geomorfologia	29
3.2. Clima e Vegetação	32
3.3. Hidrografia	34
4. Estratigrafia e Sedimentologia	35
4.1. Coluna A	35
4.2. Coluna B	38
4.3. Coluna C	41
4.4. Coluna D	44
4.5. Coluna E	49
4.6. Análise de fácies e estratigrafia genética	50
4.7. Integração das colunas e modelo deposicional	54
4.8. Contexto tectônico da Bacia Rio Preto	57
4.9. Proposta de Revisão Estratigráfica da Faixa Rio Preto	58
4.9.1. Grupo Rio Preto	60
4.9.2. Formação Canabravinha	61
4.9.3. Formação Formosa	62
5. Geologia Estrutural	64
5.1. Interpretação de fotolineamentos	64
5.2. Acervo estrutural	66

5.2.1. Foliações	66
5.2.2. Lineações	70
5.2.3. Fraturas	70
5.2.4. Veios	70
5.3. Compartimento Sul	71
5.4. Compartimento Central	74
5.4.1. Análise de LPO dos quartzitos miloníticos	77
5.4.2. Outras feições do Compartimento Central	81
5.5. Compartimento Norte	82
5.6. Evolução Estrutural	86
6. Petrografia e litoquímica dos anfibolitos da Fazenda Angico	91
6.1. Petrografia.....	91
6.2. Metamorfismo	99
6.3. Litoquímica	101
7. Geocronologia	116
7.1. Introduction	117
7.2. Geologic Setting	117
7.3. Previous Geochronological Data	120
7.4. Analytical Procedures.....	122
7.5. Sampling	123
7.6. Geochemistry Results	123
7.7. Nd Results.....	124
7.8. Discussion of Data.....	128
7.9. Tectonic Model.....	130
7.10. Conclusions.....	130
8. Conclusões e Discussões	132
8.1. Estratigrafia e Sedimentologia.....	132
8.2. Geologia Estrutural	134
8.3. Significado das rochas metabásicas	135
8.4. Geocronologia.....	136
8.5. Modelo de Evolução Tectônica para a Faixa Rio Preto	137
8.6. Sugestões para próximos trabalhos	139
9. Referências Bibliográficas	142
ANEXOS	
Anexo A – Mapa geológico da Faixa Rio Preto, escala 1:250.000	
Anexo B – Mapa geológico da região de Formosa do Rio Preto, escala 1:75.000	
Anexo C – Coordenadas GPS de alguns pontos descritos	

Lista de Figuras

Capítulo 1 - Introdução

1 – Localização e acessos.....	1
2 – Cráton do São Francisco e faixas marginais.....	4
3 - Geossinclinal do Rio Preto (Inda & Barbosa 1978).....	6
4 – Mapa geológico da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987).....	8
5 – Seção geológica NNW-SSE na Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987).....	8

Capítulo 2 – Sedimentação Gravitacional e Ambientes Marinhos Profundos

6 – Modelos verticais de fácies para turbiditos (Shanmugam 2000).....	22
7 – Variações laterais e verticais em uma seq. turbidítica (Shanmugam 2000).....	23
8 – Sistemas deposicionais marinhos profundos.....	25
9 – Processos e produtos dos ambientes marinhos profundos (Stow <i>et al.</i> 1996)..	26

Capítulo 3 – Aspectos Fisiográficos

10 – Modelo digital de elevação de terreno regional.....	30
11 – Elementos geomorfológicos do oeste baiano (Egydio-Silva 1987).....	32
12 – Compartimentação geomorfológica da área de estudo regional.....	33
13 – Modelo digital de elevação de terreno da área de estudo local.....	34

Capítulo 4 – Estratigrafia e Sedimentologia

14 – Localização das Colunas.....	36
15 – Coluna A.....	37
16 – Coluna B.....	40
17 – Fotomicrografia de quartzo lítico da Formação Canabrinha.....	42
18 – Diamictito da Formação Canabrinha.....	42
19 – Diamictito da Formação Canabrinha.....	42
20 – Camada de filito com matacão isolado, Formação Canabrinha.....	43
21 – Matacão em camada de filito, Formação Canabrinha.....	43
22 – Matacão em camada de filito, Formação Canabrinha.....	43
23 – Coluna C.....	45
24 – Coluna D.....	47
25 – Metachert ferro-manganesífero.....	48
26 – Coluna E.....	51
27 – Correlação entre as colunas.....	55

28 – Modelo de bacia para o Grupo Rio Preto	58
29 – Quadro estratigráfico do Grupo Rio Preto	61

Capítulo 5 – Geologia Estrutural

30 – Compartimentos estruturais da área e fotolineamentos interpretados	65
31 – Relações de corte entre as três foliações.....	68
32 – Filito da Formação Canabravinha com as três foliações	68
33 – Relações microestruturais entre as três foliações em fotomicrografia	68
34 – Estereogramas isoareais para as estruturas da área	69
35 – Estereograma isoareal para a ZC de Cariparé (Egydio-Silva 1987)	71
36 – Dobra D2 no Compartimento Sul	72
37 – Dobras D2 similares no Compartimento Sul.....	72
38 – Feições estruturais do Compartimento Central	75
39 – Feições estruturais da Zona de Cisalhamento de Malhadinha / Rio Preto.....	76
40 – Feições microestruturais dos quartzitos miloníticos do Comp. Central.....	78
41 – Padrões de LPO para quartzitos miloníticos do Compartimento Central	80
42 – Padrão de redobramento em laço típico das dobras do Comp. Central	81
43 – Perfil esquemático do Ponto MT007	83
44 – Rampas e patamares de cavalgamento no Compartimento Norte	85
45 – Bloco diagrama esquemático do Compartimento Norte	85
46 – Seção lito-estrutural da Faixa Rio Preto.....	88
47 – Modelo analógico de faixa dobrada de dupla vergência (McClay <i>et al.</i> 2004) 89	
48 – Seções verticais do experimento de McClay <i>et al.</i> (2004)	89

Capítulo 6 – Petrografia e litoquímica dos anfibolitos da Fazenda Angico

49 – Feições macro e microscópicas dos anfibolitos da Fazenda Angico	93
50 – Diagramas de discriminação química para anfibólitos e feldspatos.....	98
51 – Paragêneses de rochas metabásicas (Winter 2001)	100
52 – Grade petrogenética para rochas metabásicas (Winter 2001).....	100
53 – Diagramas bivariantes de elementos maiores <i>versus</i> TiO ₂	104
54 – Diagramas bivariantes de elementos traços <i>versus</i> TiO ₂	105
55 – Diagramas bivariantes de elementos terras raras <i>versus</i> TiO ₂	106
56 – Diagramas bivariantes de elementos terras raras	107
57 – Diagramas de discriminação litoquímica e de ambiência tectônica	110
58 – Padrões de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito C1 113	

59 – Padrões de ETR e elementos traços normalizados em relação ao MORB	113
60 – Padrões de elementos higromagmáticos norm. em relação ao manto	113

Capítulo 7 – Geocronologia

61 – The São Francisco Craton and its marginal fold belts	118
62 – Location of the collected samples	119
63 – Simplified geological map of the Angico Farm region	121
64 – Tectonic ambiente diagrams for the Angico Farm amphibolites.....	124
65 – Rare earth and multi-element spidergrams for the Angico Farm amphibolites	125
66 – Whole-rock / mineral Nd isochrons for samples B22B and B22C	129

Capítulo 8 – Conclusões e Discussões

67 – Modelo de evolução tectônica para a Faixa Rio Preto.....	140
---	-----

Lista de Tabelas

Capítulo 1 - Introdução

1 – Dados geocronológicos da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987).....	13
2 – Cronograma das atividades realizadas	19

Capítulo 4 – Estratigrafia e Sedimentologia

3 – Litoquímica dos metacherts Fe-Mn (Gonçalves-Dias & Mendes 2008)	46
4 – Fácies, processos e produtos sedimentares da Faixa Rio Preto	52
5 – Processos e produtos sedimentares de cada sub-ambiente proposto.....	56

Capítulo 5 – Geologia Estrutural

6 – Fases de deformação da Faixa Rio Preto	88
--	----

Capítulo 6 – Petrografia e litoquímica dos anfíbolitos da Fazenda Angico

7 – Mineralogia estimada das amostras de epidoto-anfíbolito	92
8 – Dados de química mineral (microsonda eletrônica) dos anfíbolitos	96
9 – Litoquímica (elementos maiores, traços e terras raras) dos anfíbolitos	102
10 – Norma CIPW dos anfíbolitos da Fazenda Angico.....	103

Capítulo 7 – Geocronologia

11 – Geochemical data for the Angico Farm amphibolites	126
12 – Nd isotopic data for the rocks of the Rio Preto Fold Belt	127

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Localização e Acessos

A região estudada no presente trabalho abrange a porção noroeste do estado da Bahia na região limítrofe com o estado do Piauí (Figura 1), sendo limitada pelos paralelos -10,63 e -11,53 e meridianos -45,46 e -44,73 (em graus decimais), em uma área de aproximadamente 8.000 km² (100 x 80). O principal centro urbano é a cidade de Formosa do Rio Preto - BA (21.827 habitantes, IBGE 2.008), município baiano mais distante da capital do estado, Salvador (cerca de 1.030 km).

Para acessar a região partindo de Belo Horizonte, segue-se através da BR-040 sentido Brasília até a cidade de Paracatu - MG, onde é acessada a MG-188 até Unaí, e daí a BR-251 até Planaltina - DF. De Planaltina é acessada a BR-020 até a cidade de Luís Eduardo Magalhães - BA, e daí pela BR-242 até Barreiras. A BR-135 dá acesso de Barreiras para Formosa do Rio Preto. São aproximadamente 1.500 km no trecho Belo Horizonte - Formosa do Rio Preto, por esse trajeto. As rodovias são, em sua maioria, federais e apresentam, em geral, bom estado de conservação.

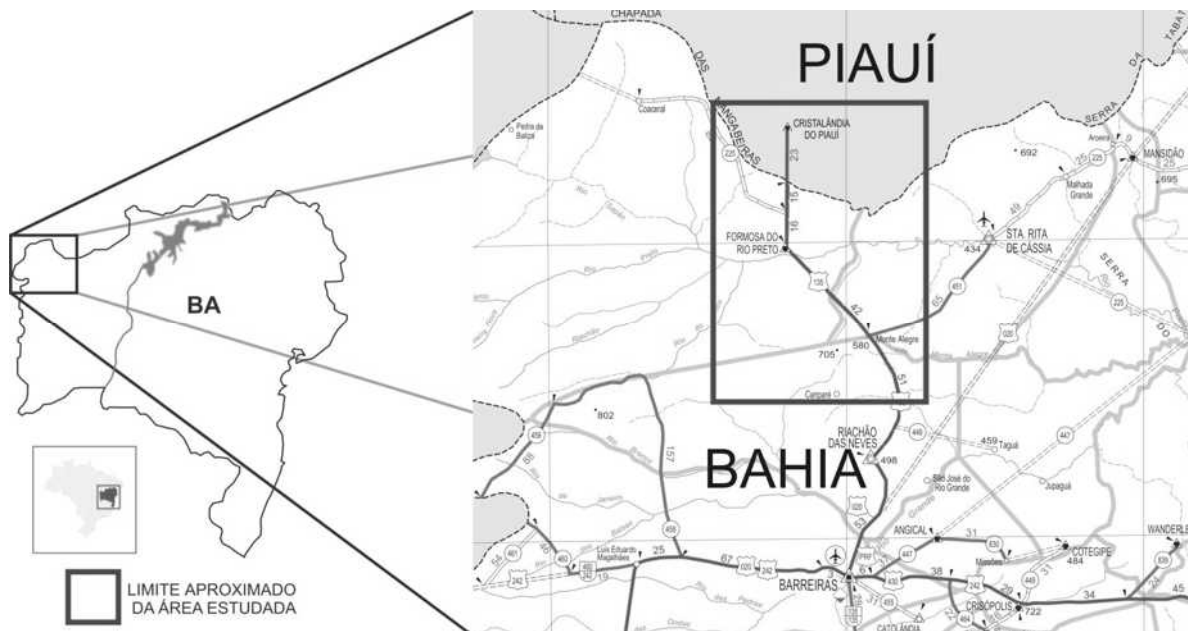


Figura 1 – Localização da área de estudo no estado da Bahia. (Modificado de DNIT 2002)

1.2. Contexto Tectônico Regional

Para melhor compreensão dos objetivos e das questões levantadas no presente trabalho, é preciso situar a região estudada no contexto tectônico e estratigráfico em que está inserida. Para tanto, uma revisão sobre o assunto será brevemente apresentada; estudos mais aprofundados podem ser encontrados nas referências citadas, que, em grande parte, representam trabalhos de síntese.

A compartimentação estrutural atual do território brasileiro é em grande parte herdada da Orogênese Brasileira / Pan-africana, evento tectono-termal responsável pela amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, cujas manifestações datam do final do Proterozóico ao início do Paleozóico (Almeida 1967; Trompette 1994). Esse evento está registrado nas faixas de dobramentos e empurrões brasileiras, que circundam os crátons, regiões relativamente poupadas de deformação dessa idade, representantes dos fragmentos continentais envolvidos na colagem do supercontinente.

O cráton brasileiro do São Francisco (Figura 2; Almeida 1977) engloba os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins, apresentando uma contraparte africana conhecida como Cráton do Congo. Almeida (1977) optou convencionalmente em delimitar o Cráton do São Francisco nas falhas de empurrão mais externas das faixas de dobramentos que o circundam: Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto, na margem norte; Brasília, nas margens oeste e sul; e Araçuaí, nas margens leste e sudeste (Figura 2). Trabalhos posteriores sugerem algumas redelimitações nas fronteiras originais do cráton (p. ex. Egydio-Silva 1987, Alkmim *et al.* 1993).

O traçado do Cráton do São Francisco / Congo é resultado do retrabalhamento imposto às margens de um fragmento continental composto por núcleos arqueanos unidos por cinturões orogênicos paleoproterozóicos (~2,0 Ga; Almeida 1981). Tal fragmento sofreu pelo menos dois eventos tafrogênicos. O primeiro, de idade inicial Estateriana (~1,75 Ga; Brito-Neves *et al.* 1996), é responsável pela formação de um sistema de riftes intracontinentais ramificados, com deposição de espessa seqüência metavulcanosedimentar, seguida por depósitos de bacias do tipo sinéclise durante o Mesoproterozóico. Os registros dessa sedimentação, englobados no Supergupo Espinhaço, fazem parte do embasamento retrabalhado das faixas Araçuaí e Brasília, além de representarem a cobertura mais antiga do Cráton do São Francisco, na região essencialmente aulacogênica do corredor do Paramirim no estado da Bahia (Alkmim *et al.* 1993, Schobbenhaus 1996; Uhlein & Chaves 2001).

O segundo evento tafrogênico, de idade Toniana (~900 Ma), é marcado por expressiva sedimentação glaciogênica, provavelmente relacionada à glaciação Sturtiana (Uhlein *et al.* 2004), e pelo desenvolvimento das margens passivas que individualizaram o Cráton do São Francisco / Congo a partir do seu predecessor paleoproterozóico. Essas rochas estão preservadas nas faixas dobradas, que representam a inversão das margens passivas durante a Orogênese Brasileira, apresentando também correlatos na região cratônica. O posterior desenvolvimento dessas margens passivas envolve, em alguns casos, a formação de crosta oceânica, hoje preservada em lascas ofiolíticas nas faixas Araçuaí e Brasília, com prováveis representantes também nas faixas dobradas da margem norte.

O Cráton do São Francisco experimenta a partir de então um intenso episódio de transgressão marinha, com a deposição do Grupo Bambuí, em grande parte relacionado a um regime flexural ligado à sobrecarga das frentes orogênicas que começam a se formar, iniciando pela Faixa Brasília (Martins-Neto & Alkmim 2001). A derradeira sedimentação do Grupo Bambuí, representada pela Formação Três Marias / Riachão das Neves, é considerada como o produto da erosão das frentes orogênicas e inversão da polaridade sedimentar, causando o completo assoreamento da bacia epicontinental.

1.3. Trabalhos Anteriores

A Faixa Rio Preto é um cinturão de dobramentos brasileiro que bordeja o Cráton do São Francisco em sua margem noroeste (Figura 2). Além de alguns projetos de ação governamental, a região foi visitada por poucos pesquisadores desde o início do Século XX. Nestes trabalhos, os metassedimentos aflorantes no vale do rio Preto já foram atribuídos ao Neo, Meso e até mesmo ao Paleoproterozóico, não havendo ainda consenso em relação ao seu posicionamento cronoestratigráfico.

O trabalho pioneiro que abrange a geologia da Faixa Rio Preto é atribuído a Moraes Rego (1926), que executou um mapeamento na escala 1:1.000.000 da parte ocidental do estado da Bahia, seguido por Domingues (1947), em um estudo regional do centro-oeste do estado. Esses autores descreveram os quartzitos e filitos do vale do rio Preto, correlacionando-os à Série Jacobina de idade Algonquiana (termo obsoleto que corresponde nos dias de hoje ao Eon Proterozóico); os calcários, filitos e arenitos que se estendem desde a região de São Desidério até a vila de Cariparé, correlacionando-os à Série Bambuí de idade Siluriana; os arenitos que ocorrem em cotas acima de 650 m, da Formação Urucuia, posteriormente elevada

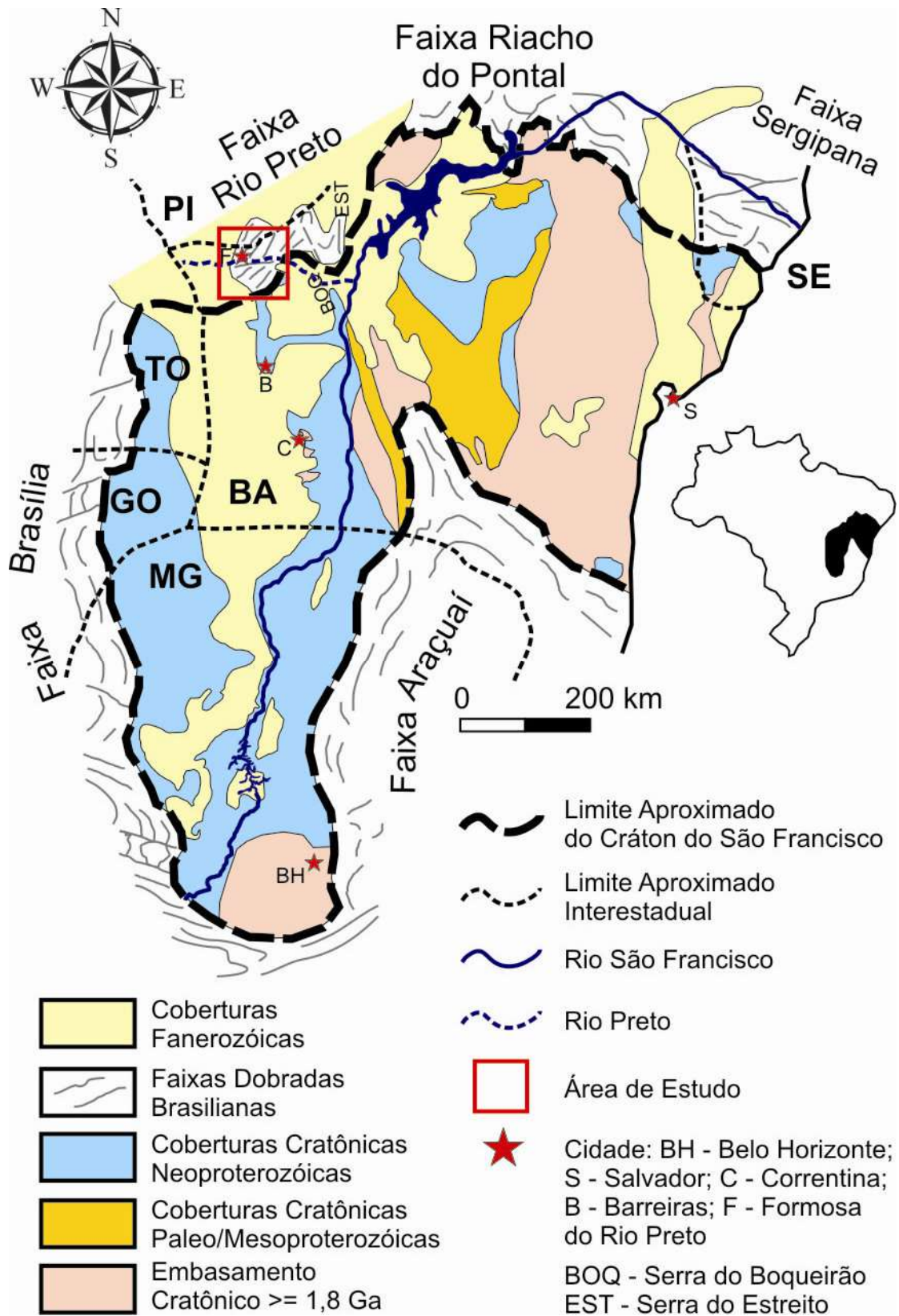


Figura 2 – O Crátom do São Francisco e suas faixas dobradas marginais. Essa figura é modificada de Alkmim (2004), principalmente no que diz respeito ao limite noroeste do Crátom.

à categoria de grupo por Campos & Dardenne (1997), de idade cretácea, e os sedimentos inconsolidados quaternários e recentes da planície do rio São Francisco, denominados Formação das Vasantes.

Winge (1968) realizou um mapeamento geológico entre as serras do Estreito e do Boqueirão, a leste da área de estudo (Figura 2), considerando os quartzitos que as compõem como pertencentes ao Grupo Itacolomi. Para esse autor, os quartzitos e filitos ocorrentes a oeste e noroeste da Serra do Boqueirão fazem parte também desse grupo, e não da Série Jacobina como considerado pelos autores anteriores.

Moutinho da Costa *et al.* (1971) apresentaram uma primeira tentativa de subdivisão geotectônica para o oeste da Bahia, ainda no contexto da escola geossinclinal, caracterizando uma zona miogeossinclinal entre Riachão das Neves e Formosa do Rio Preto, uma zona pericratônica na região de Barreiras e São Desidério e uma zona cratônica a sul de São Desidério. Esses autores posicionam as rochas da zona miogeossinclinal no Proterozóico Médio (Grupo Espinhaço Superior).

Santos *et al.* (1977) realizaram mapeamento geológico regional na Folha Rio São Francisco, englobando os metassedimentos do noroeste baiano sob a denominação Grupo Rio Preto e situando-os estratigraficamente acima do Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico, e abaixo do Grupo Bambuí, do Neoproterozóico.

Inda e Barbosa (1978) publicaram o mapa geológico do estado da Bahia em escala 1:1.000.000, através da compilação e análise crítica da massa de dados até então adquirida. Esses autores apresentam uma interpretação geotectônica para a região do rio Preto, que difere da interpretação de Moutinho da Costa *et al.* (1971) pela adição da zona eugeossinclinal, caracterizando o “Geossinclinal do Rio Preto”, com vergência tectônica de norte para sul, ou seja, em direção ao Cráton do São Francisco (Figura 3). Esses autores posicionam a deposição do Grupo Rio Preto no Proterozóico Médio, com deformação e metamorfismo brasileiros, no Neoproterozóico.

Jardim de Sá & Hackspacher (1980) realizaram um reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton do São Francisco, identificando quatro fases de deformação. Esses autores posicionam o Grupo Rio Preto no Proterozóico Inferior, por correlação com as rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal, que, à época, eram consideradas por uma corrente de pesquisadores como mais antigas do que o Grupo Chapada Diamantina; e também por acreditarem que a deformação de direção N-S registrada nas serras do Estreito e do Boqueirão (tipo “Espinhaço”) superpõe as estruturas de direção NE-SW da Faixa Rio Preto. Vale dizer

que essa relação é exatamente a contrária da observada por autores anteriores, vide Inda & Barbosa (1978).

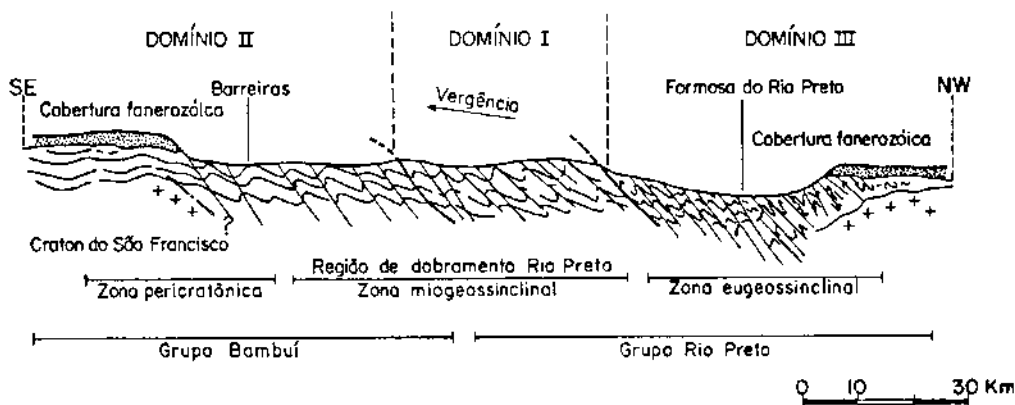


Figura 3 – Antiga interpretação geotectônica para a Faixa Rio Preto: O Geossinclinal do Rio Preto de Inda & Barbosa (1978).

Barbosa (1982) realizou um estudo sobre os depósitos de manganês do oeste da Bahia, associados aos grupos Rio Preto e Bambuí, os quais foram formados por processos supergênicos atuantes sobre protominérios (gonditos) durante os ciclos geomorfológicos Velhas, do Terciário Superior, e Paraguaçu, do Quaternário (King 1956). Este autor interpreta uma idade neoproterozóica para o Grupo Rio Preto, de deposição contemporânea ao Grupo Bambuí, levando em consideração a gradação progressiva de estilo sedimentar, deformacional, metamórfico e metalogênico entre essas duas unidades. Esta interpretação também é apresentada por Montes *et al.* (1986).

Egydio-Silva (1987), em sua tese de doutorado, desenvolveu um trabalho estratigráfico e estrutural na Faixa Rio Preto, formulando uma nova divisão litoestratigráfica para os grupos Rio Preto e Bambuí (Figura 4). Este autor realocou grande parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabravinha), considerando o restante do grupo como correlato ao Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico. Tal interpretação foi utilizada no Programa de Levantamentos Geológicos Básico da CPRM, no mapeamento das folhas Formosa do Rio Preto, Santa Rita de Cássia, Curimatá, Corrente e Xique-Xique (Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999).

Recentemente, foram realizados trabalhos de iniciação científica (Sanglard *et al.* 2008, sobre a estratigrafia e sistemas deposicionais da borda sul da Faixa Rio Preto) e de graduação

(Gonçalves-Dias & Mendes 2008, mapeamento geológico na escala 1:50.000 da região de Formosa do Rio Preto) na Faixa Rio Preto. Os resultados desses trabalhos foram parcialmente compilados por Uhlein *et al.* (2008) e também no presente trabalho.

1.4. Estratigrafia

O embasamento tectono-estratigráfico da Faixa Rio Preto é representado a norte pelo Complexo Cristalândia do Piauí (Arcanjo & Braz Filho 1994), composto por intercalações entre biotita-gnaisses e anfibólitos, e a noroeste por uma associação entre granitos, gnaisses e migmatitos aflorantes na região de Mansidão, entre as serras do Boqueirão e do Estreito (Complexo Gnáissico-Migmatítico, Arcanjo & Braz Filho 1999; Figura 4). Idades Rb-Sr e K-Ar em ambos os complexos indicam valores paleoproterozóicos (~ 2,0 Ga) rejuvenescidos total ou parcialmente no Neoproterozóico, durante o Ciclo Brasileiro (~540 Ma; Inda & Barbosa 1978; Mascarenhas & Garcia 1989; Egydio-Silva 1987).

Na região cratônica, a sul de Barreiras, o embasamento também aflora na janela estratigráfica / estrutural de Correntina, onde ocorrem gnaisses, migmatitos, anfibólitos e granitos associados (Figura 2). Para essa região, isócronas Rb-Sr revelaram valores na ordem de 2,0 Ga (Cordani *et al.* 1979), sem retrabalhamento significativo do Ciclo Brasileiro. Os referidos autores interpretam esses valores como a idade de formação desses complexos na área, admitindo porém que parte dessas rochas podem ter sido formadas no Arqueano, sofrendo retrabalhamento durante um ciclo paleoproterozóico.

Egydio-Silva (1987) caracterizou o Grupo Rio Preto, atribuindo-lhe uma idade Mesoproterozóica, e descrevendo suas rochas como quartzitos micáceos, mica xistos, filitos e ocorrências restritas de itabiritos e pequenos corpos anfibolíticos, esses últimos a noroeste da cidade de Formosa do Rio Preto. A norte o Grupo Rio Preto cavalga as rochas do Complexo Cristalândia do Piauí (Figuras 4 e 5).

O Grupo Bambuí aflorante na região da Faixa Rio Preto foi subdividido por Egydio-Silva (1987) em quatro formações. A formação basal foi denominada Canabrinha, de acordo com o local geográfico onde a seção-tipo foi levantada (Córrego Canabrinha, próximo a Monte Alegre dos Cardosos). A Formação Canabrinha é composta por quartzitos, metamargas, mica xistos, metassilitos micáceos e metadiamicritos, que constituem marcante nível estratigráfico, com clastos variando de seixos a matacões de quartzitos, gnaisses, carbonatos e metapelitos. Localmente, ocorrem estruturas sedimentares primárias na matriz (estratificação

gradacional e estratificação cruzada centimétrica), mas, em sua maior parte, os metadiamicritos apresentam estrutura maciça. A Formação Canabrinha cavalga o Grupo Rio Preto, a norte, e a Formação Serra da Mamona, a sul.

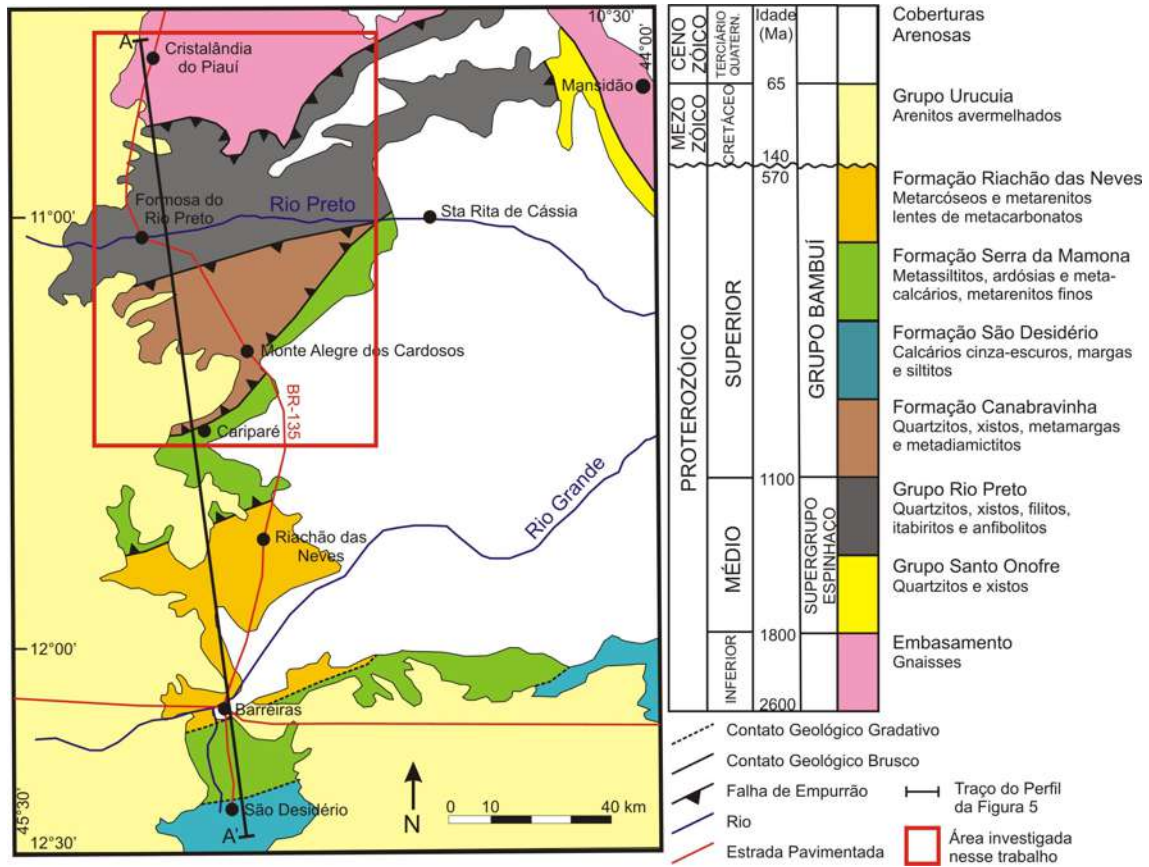


Figura 4 – Geologia da Faixa Rio Preto, segundo Egydio-Silva (1987). Modificado de Egydio-Silva *et al.* (1989).

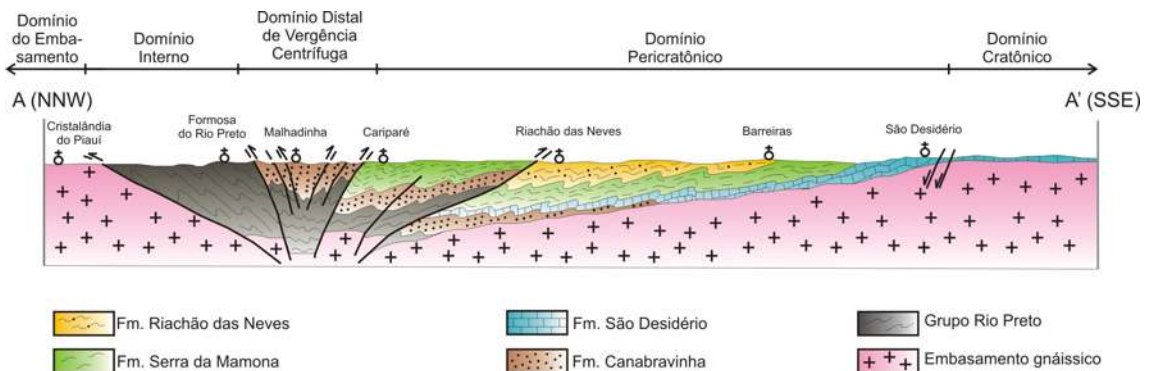


Figura 5 - Seção geológica NNW-SSE na Faixa Rio Preto, entre São Desidério (BA) e Cristalândia do Piauí (PI), segundo Egydio-Silva (1987). Modificado de Egydio-Silva (1987).

As demais formações do Grupo Bambuí ocorrem entre as cidades de Barreiras e Riachão das Neves, apresentando contatos gradacionais entre si (Figuras 4 e 5). A Formação São Desidério é constituída por calcários cinza-escuros intercalados a margas e siltitos. Foi considerada por Egydio-Silva (1987) como estratigraficamente acima da Formação Canabrinha; porém tal contato não é visível, sendo possível identificar a discordância da base da Formação São Desidério sobre o embasamento gnáissico-migmatítico de idade paleoproterozóica na região de Correntina, a sul de Barreiras (Figura 2). A Formação Serra da Mamona é composta por metassiltitos, ardósias e metacalcários intercalados a metarenitos finos, aflorantes entre as regiões de Barreiras e São Desidério. A Formação Riachão das Neves é composta por metarcóseos e metarenitos, com lentes de metamargas e metacalcários.

1.5. Geologia Estrutural

Egydio-Silva (1987) propôs a subdivisão de todo o sistema de dobramentos em cinco domínios ou unidades lito-estruturais (Figura 5), cada um caracterizado por metamorfismo e deformação próprios, separados por grandes estruturas disruptivas. Os domínios externos, na porção sul da faixa, apresentam metamorfismo fraco ou nulo e deformação que, apesar de polifásica, é pouco importante, e os domínios internos, ao norte, apresentam metamorfismo de grau mais elevado e deformação bastante intensa.

A Unidade Lito-estrutural 1 ou Domínio Cratônico é caracterizada pela horizontalidade de camadas e pela ausência de metamorfismo, apresentando associação litológica formada por rochas carbonáticas pertencentes à Formação São Desidério.

A Unidade Lito-Estrutural 2 ou Domínio Pericratônico é a unidade de maior extensão (aproximadamente 100 Km, desde São Desidério até Cariparé). As rochas pertencentes a essa unidade representam diferentes formações do Grupo Bambuí, constituídas por calcários, ardósias, grauvacas, margas e pelitos carbonáticos (formações São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves), metamorfisadas em grau incipiente a fraco, e apresentam apenas uma fase marcante de deformação.

A Unidade Lito-Estrutural 3 ou Domínio Distal de Vergência Centrífuga apresenta metamorfismo de grau fraco a médio e estruturação complexa, com três fases de

deformação e dupla vergência. Apresenta uma associação de rochas metapsamíticas, metapsefíticas e metapelíticas intercaladas pertencentes à Formação Canabravinha.

A Unidade Lito-Estrutural 4 ou Domínio Interno apresenta uma associação metassedimentar psamo-pelítica com intercalações de metabásicas, com aspectos metamórficos e estruturais semelhantes à Unidade 3, com vergência para norte. Essas rochas foram consideradas como pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, subdivididas em duas unidades: o Grupo Rio Preto, aflorante no vale do Rio Preto e nas escarpas da Serra da Tabatinga, com direção de lineamentos NE, e o Grupo Santo Onofre, aflorante na Serra do Boqueirão, com direção regional NNW.

A Unidade Lito-Estrutural 5 ou Domínio do Embasamento é representada por rochas metamorfisadas em grau médio a forte, com estruturação complexa, apresentando até quatro fases de deformação. Compreende uma associação de biotita e hornblenda gnaisses bandados, geralmente migmatizados, além de corpos anfibolíticos, englobados no Complexo Cristalândia do Piauí.

O padrão estrutural geral é marcado por uma feição em leque assimétrico, evidenciado no Domínio Distal, que caracteriza a dupla vergência da Faixa Rio Preto: para sudeste, em direção ao Cráton do São Francisco, nos domínios Cratônico, Pericratônico e porção sul do Domínio Distal, e para noroeste, na porção norte do Domínio Distal e nos domínios Interno e do Embasamento (Figura 5).

O domínio transicional entre a Faixa Rio Preto e o Cráton São Francisco apresenta deformação progressiva à medida que se aproxima da Falha de Cariparé, feição disruptiva mais externa da faixa dobrada, dessa forma considerada por Egydio-Silva (1987) como o limite noroeste do Cráton do São Francisco, aproximadamente 60 km a sul do limite anteriormente proposto (Almeida 1977; Figura 2).

No Domínio Pericratônico é identificada uma fase principal de deformação, associada a uma foliação plano axial (S_1), marcada em clivagem ardosiana ou clivagem de fratura, com vergência tectônica para sudeste.

No Domínio Distal de Vergência Centrífuga Egydio-Silva (1987) identificou três fases de deformação. A primeira fase foi responsável pela formação de dobras isoclinais cuja deformação progressiva teria ocasionado generalizada transposição e geração de dobras

intrafoliaais, subparalelizando o acamamento (S_0) e a foliação (S_1), formando planos com um máximo estatístico de N66E / 33NW.

A estrutura em leque desse domínio é caracterizada como produto da segunda fase de deformação, que gerou uma clivagem de crenulação fortemente penetrativa (S_2). Essa foliação, plano axial de dobras apertadas, apresenta mergulhos moderados para noroeste na região de Monte Alegre dos Cardosos, tornando-se progressivamente mais altos para norte até atingirem valores sub-verticais a fortemente empinados próximo ao vilarejo de Malhadinha (Figura 5). Daí para norte, a foliação S_2 mergulha para sudeste com mergulhos progressivamente mais suaves, entre a cidade de Formosa do Rio Preto e a divisa com o estado do Piauí.

As estruturas mestras rúpteis-dúcteis quilométricas da Faixa Rio Preto, evidentes na região entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, foram geradas nessa fase, assim como os falhamentos observados na região entre Monte Alegre dos Cardosos e Cariparé, onde a Formação Canabrinha é sobreposta tectonicamente à Formação Riachão das Neves.

Uma terceira fase de deformação é reponsável por dobras suaves, vergentes para noroeste, e conseqüente desenvolvimento de clivagem de crenulação (S_3) espaçada centimetricamente a decimetricamente, com mergulhos mais elevados em relação a S_2 .

O Domínio do Embasamento é complexamente deformado, onde é possível identificar quatro fases de deformação. A primeira fase teria sido responsável pela formação de dobras que possuem um bandamento gnáissico como foliação plano-axial, recumbentes e que apresentam flancos fortemente estirados. A segunda fase afeta a foliação gnáissica, gerando dobras fracamente inclinadas, às vezes recumbentes, com planos axiais mergulhando para sudeste. Dobras semelhantes às produzidas pela segunda fase, porém com atitudes distintas, são relacionadas a uma terceira fase de deformação. O desenvolvimento de uma clivagem de crenulação é relacionado a uma quarta fase deformacional.

1.6. Metamorfismo Regional

Egydio-Silva (1987) descreve as paragêneses minerais, relacionadas ao metamorfismo regional que vai desde incipiente, no Domínio Cratônico, até a fácies anfíbolito, nos domínios Interno e do Embasamento.

O Domínio Pericratônico é marcado por associações mineralógicas que indicam um grau metamórfico incipiente. A paragênese quartzo-sericita-clorita é comum em metapelitos,

com plagioclásio, calcita, turmalina e opacos como minerais acessórios. Em metagrauvacas e metarcósios predominam quartzo, plagioclásio, clorita e sericita, além de carbonatos, turmalina, titanita, zircão, fragmentos de rochas quartzíticas e opacos como minerais secundários. Em metamargas, a mineralogia principal é constituída por quartzo, calcita e clorita, e sericita e ilita como minerais secundários.

A presença de zoisita e clinozoisita nos domínios Distal e Interno indica a passagem do grau metamórfico de incipiente para fraco (início da fácies xisto-verde). Nesse domínio, a associação quartzo-muscovita-clorita é preponderante, com zoisita e/ou clinozoisita, titanita, zircão, turmalina, pirita, feldspatos e opacos como acessórios.

No domínio do Embasamento, identifica-se a paragênese quartzo-plagioclásio (andesina)-muscovita, com biotita e hornblenda como minerais secundários, como indicativa de grau metamórfico médio (fácies anfíbolito). Uma segunda paragênese identificada no mesmo domínio, constituída por quartzo, plagioclásio sódico, muscovita e clorita, com zoisita e clinozoisita subordinados, típica de fácies xisto-verde, sugere a ocorrência de reações retrometamórficas sobre a paragênese primária.

1.7. Geocronologia

Os estudos geocronológicos realizados sobre a Faixa Rio Preto são ainda escassos, com pouquíssimas datações anteriores ao trabalho de Egydio-Silva (1987), como compilado por Mascarenhas & Garcia (1989). Os dados obtidos através dessas análises convergem em torno da importância do Ciclo Brasileiro sobre as seqüências estudadas neste trabalho.

Para o Domínio do Embasamento, datações obtidas por isócronas Rb-Sr forneceram idade de 2.146 ± 149 Ma ($R_i = 0,704$) em rocha total, em gnaisses aflorantes próximo a Cristalândia do Piauí. Em biotitas desses gnaisses, a idade obtida pelo método K/Ar corresponde a 540 Ma, e em anfíbolio, 1.176 Ma (Egydio-Silva *et al.* 1989). Esses valores sugerem a impressão de um ciclo paleoproterozóico e retrabalhamento do Ciclo Brasileiro sobre as rochas do embasamento da Faixa Rio Preto, inclusive indicando diferenças na perda isotópica de minerais com temperaturas de fechamento distintas.

As análises realizadas através do método K/Ar em muscovita das rochas do Grupo Rio Preto mostram idades em torno de 547 Ma. Já nos anfíbolitos aflorantes próximo à cidade de Formosa do Rio Preto, a idade K-Ar em anfíbolio é de 840,2 Ma. Egydio-Silva (1987) interpretou essas rochas como diques básicos, dessa forma sugerindo uma idade

mesoproterozóica para o Grupo Rio Preto. As datações realizadas sobre a seqüência do Grupo Bambuí através do método Rb/Sr fornecem idades também brasileiras, com valores que gradam de 500 a 700 Ma, em direção ao cráton.

A Tabela 1 resume os dados geocronológicos levantados na região da Faixa Rio Preto, disponibilizados por Egydio-Silva (1987).

Complexo Cristalândia do Piauí	Grupo Rio Preto	Grupo Bambuí
2.146 Ma, Rb/Sr em rocha total (gnaisse) 1.176 Ma, K/Ar em anfibólio 540 Ma, K/Ar em biotita	547 Ma, K/Ar em muscovita 840,2 Ma, K/Ar em anfibólio (anfíbolito)	595 Ma, K-Ar, Fm. Canabrinha (muscovita e rocha total) Idades Rb/Sr entre 500 e 700 Ma

Tabela 1 – Dados geocronológicos disponíveis para a Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987).

1.8. Questões em aberto sobre a geologia da Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto é a região menos investigada cientificamente no âmbito das faixas dobradas marginais ao Cráton do São Francisco. A compreensão dos problemas geológicos nessa região e suas possíveis soluções são importantes para a elucidação dos processos envolvidos na colagem de Gondwana Ocidental e da geologia da Era Neoproterozóica em geral. Nesse sentido, questões relacionadas à geologia da Faixa Rio Preto foram apresentadas por Fuck *et al.* (1993), como segue:

- A unidade Rio Preto não deveria receber o status de grupo, uma vez que suas rochas não são naturalmente subdivididas em formações. É importante ressaltar, neste caso, que nem Egydio-Silva (1987) nem Santos *et al.* (1977), que primeiro propuseram essa nomenclatura, cometeram impropriedade nessa denominação, uma vez que, de acordo com o próprio Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica / Guia de Nomenclatura Estratigráfica (CBNE), “... Excepcionalmente, em áreas pouco conhecidas, sob o ponto de vista geológico, o termo grupo pode ser usado para designar uma sucessão de rochas de vários tipos, que provavelmente

serão divididas em formações.” (Petri *et al.* 1986, p. 379, § 4). Como bem deduzido por aquela comissão, esse é exatamente o caso na Faixa Rio Preto.

- É levantada a importância da investigação das rochas metabásicas intercaladas no Grupo Rio Preto, para a melhor compreensão do contexto geodinâmico da Faixa Rio Preto (substrato ensialico / ensimático?).

- É questionado também o significado estrutural e o possível mecanismo gerador da feição em leque assimétrico (*pop-up*, convergência oblíqua?).

1.9. Objetivos

Pretende-se, com a realização do presente trabalho, contribuir para a compreensão de alguns aspectos ligados à evolução geológica da Faixa Rio Preto. Desta forma, quatro questões principais, interligadas, são apontadas:

- 1. Natureza do preenchimento sedimentar da bacia precursora da Faixa Rio Preto** – Foi investigada através do levantamento de colunas estratigráficas esquemáticas aliado ao estudo faciológico e petrográfico dos metassedimentos. Tais dados foram integrados visando ao modelamento do tipo de bacia sedimentar precursora da faixa dobrada.
- 2. A estruturação peculiar da Faixa Rio Preto** – O mapeamento da curvatura NW do Cráton do São Francisco, buscando identificar aspectos cinemáticos regionais, aliado a um trabalho de análise estrutural, ajudou a reconhecer as causas da estruturação incomum da Faixa Rio Preto. Esse estudo se apóia em dados coletados em diferentes escalas, tais como lineamentos em imagens de sensoriamento remoto, análise de afloramentos, lâminas delgadas e de orientação cristalográfica preferencial (LPO).
- 3. Os anfibólitos intercalados no Grupo Rio Preto** – A natureza e significado dessas rochas foi investigada através de um estudo petrográfico e geoquímico, visando reconhecer o ambiente petrogenético de seus protólitos.
- 4. Geocronologia da Faixa Rio Preto** - Idades radiométricas Sm-Nd foram obtidas em amostras selecionadas, como peça fundamental para o entendimento das outras

três questões. Além disso, amostras de zircão detrítico de metassedimentos foram encaminhadas para análises U-Pb.

Ao final dos estudos propostos acima, obteve-se um modelo de evolução geotectônica para a Faixa Rio Preto, onde espera-se contribuir com dados inéditos para a comunidade científica em geral.

1.10. Metodologia de Trabalho

Para levar a cabo os objetivos propostos nesse trabalho, foi necessária a alternância de períodos de trabalho de campo, laboratório e escritório.

Trabalhos de campo – Foram realizadas quatro campanhas de campo, totalizando 50 dias, onde foram descritos 298 pontos.

Campanha 1 – 20 a 29 de Fevereiro de 2008. Foi realizado um trabalho de reconhecimento regional na região de Formosa do Rio Preto e um trabalho de mapeamento na escala 1:100.000 na região de Monte Alegre dos Cardosos, apresentado por Sanglard *et al.* (2008). Nessa ocasião foram levantadas duas das colunas estratigráficas apresentadas nesse trabalho (A e B).

Campanha 2 – 08 a 28 de Julho de 2008. Foi realizado um mapeamento na escala 1:50.000 na região de Formosa do Rio Preto, apresentado por Gonçalves-Dias & Mendes (2008). Nesse trabalho foram levantadas as colunas C e D do presente trabalho.

Campanha 3 – 23 de Fevereiro a 05 de Março de 2009. Nesse trabalho foi mapeada na escala 1:50.000 a área a noroeste de Formosa do Rio Preto (vilarejo de Arroz), com coleta de metabásicas para petrografia, geoquímica e geocronologia, e levantamento da Coluna E do presente trabalho. Foram coletadas amostras de toda a Faixa Rio Preto para geocronologia U-Pb e Sm-Nd, além de amostras para análise estrutural em lâmina delgada e determinação de LPO.

Campanha 4 – 05 a 14 de Agosto de 2009. Campo para checagem de pontos e fechamento dos mapas geológicos.

Os resultados desses trabalhos de campo foram integrados em um mapa regional na escala 1:250.000 (Anexo A), parcialmente compilado de outros levantamentos geológicos realizados na região (Egydio-Silva 1987, Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999, Gonçalves-Dias & Mendes 2008), e um mapa local na escala 1:70.000, da região entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha. A localização desses mapas pode ser visualizada na Figura 10. Além destes produtos, são apresentados também as colunas e perfis regionais confeccionados no decorrer desses trabalhos.

As colunas estratigráficas esquemáticas foram levantadas utilizando, quando possível, trena e, quando não possível, o altímetro do GPS Garmin e-TREX, sempre que este fornecia margem de erro compatível com o levantamento proposto (~ 8 m), combinado ao uso do mapa topográfico com pontos cotados. Vale lembrar que, devido à deformação superposta, as colunas levantadas em regiões de faixas dobradas sempre terão um aspecto esquemático, refletindo a posição aparente dos estratos rochosos, não obstante a seleção de locais apropriados para a execução dessa rotina (zonas de baixa deformação). Tal aspecto, entretanto, não invalida a utilização das mesmas para a elucidação dos processos sedimentares envolvidos nessas regiões, vide a grande miríade de trabalhos publicados envolvendo o desenvolvimento bacinal precursor de faixas dobradas.

As localizações das cinco colunas estratigráficas (Anexo A) foram escolhidas de modo a representar significativamente os litotipos aflorantes em cada porção da área de estudo, durante as campanhas de mapeamento.

Análise de Imagens de Sensoriamento Remoto – Foi realizada continuamente durante o trabalho, como auxílio ao trabalho de campo e para elaborar o mapa de lineamentos estruturais.

Foram utilizadas: 9 fotos aéreas de visada lateral, como pares estereográficos, de um vôo executado em maio de 1968, em escala 1:70.000; e uma imagem de radar regional LANDSAT-7 2000, com resolução de 30 metros, acoplada ao respectivo modelo digital de elevação de terreno gerado a partir dos dados topográficos da missão de radar SRTM com resolução de 3" (90 metros), disponíveis no site <http://seamless.usgs.gov>.

Essas imagens de sensoriamento remoto foram utilizadas conjuntamente e em alternância, de acordo com o objetivo em questão, principalmente para a separação de domínios texturais cujas características refletem diferentes substratos rochosos e para a interpretação de lineamentos estruturais.

A metodologia de interpretação das imagens de sensoriamento remoto aplicada à geologia seguiu a sistemática de Lima (1995), segundo os estádios de leitura, reconhecimento, identificação, análise e interpretação.

Análises Petrográficas – Foram descritas 50 lâminas delgadas em microscópio ótico de luz transmitida, sendo: 17 de quartzitos; 10 de metapelitos (xistos e filitos); 9 de anfibolito; 8 de diamictito (matriz e clastos); 3 de xisto verde; 2 de gnaiss; e 1 de metamarga.

Além destas, foram ainda confeccionadas e descritas 2 lâminas delgadas polidas de anfibolito para, além de estudo em microscópio ótico, determinação de química mineral através de microssonda eletrônica. A metodologia utilizada na análise dessas lâminas será descrita no Capítulo 6.

Os principais objetivos das análises petrográficas realizadas foram: caracterização do conteúdo mineralógico e textural dos litotipos; análise comparativa do grau de maturidade composicional e do grau metamórfico dos metassedimentos de distintas porções da área; e análise estrutural de seções delgadas orientadas, daí o maior número de lâminas de quartzitos e metapelitos, com o intuito de determinar critérios cinemáticos e feições deformacionais microscópicas. As amostras foram coletadas, orientadas e analisadas segundo o procedimento descrito por Passchier & Trouw (1996).

Para auxiliar os estudos de análise estrutural, os padrões de LPO de duas amostras orientadas de quartzito foram analisados na Universidade de Montpellier II, na França, através da técnica de *electron backscatter diffraction* (EBSD) em microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM 5600, equipado com um detector EBSD Oxford Instruments/HKL Nordlys e com a suíte de programas Channel 5®.

Litoquímica – Os teores de elementos maiores, traços e terras raras foram determinados para seis amostras de anfibolito, pela ACME Analytical Laboratories Ltd. em Vancouver, Canadá. A metodologia utilizada para essas análises será descrita no Capítulo 6.

Geocronologia – O autor deste trabalho realizou um estágio de cinco meses, entre Dezembro / 2009 e Abril / 2010, no laboratório GEOTOP, na Université du Québec à Montréal, em Montréal, Canadá, sob a orientação do professor Dr. Ross Stevenson, onde foram realizados estudos isotópicos do sistema Sm-Nd em amostras da Faixa Rio Preto. Foram selecionadas 13 amostras para esses estudos, sendo 6 de anfibolitos, 6 de

metassedimentos e uma de gnaiss; além dessas, foi separada granada de duas amostras de anfibólito e anfibólito de uma amostra, totalizando 16 análises Sm-Nd realizadas em um equipamento TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), modelo VG Sector 54. A metodologia dessas análises será detalhada no Capítulo 7.

Além disso, concentrados de zircão detrítico de três amostras de metassedimentos da Faixa Rio Preto foram separados no LOPAG – UFOP e enviados para o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, onde as idades U/Pb serão determinadas.

Estruturação da Dissertação – Este trabalho está dividido em 9 Capítulos. O Capítulo 1 apresenta uma introdução englobando localização da área de estudo, revisão dos trabalhos anteriores, objetivos e metodologia de trabalho. O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica dos fundamentos teóricos e da evolução dos conhecimentos envolvidos com um dos temas principais da dissertação, a modelagem da bacia precursora da Faixa Rio Preto. O Capítulo 3 sintetiza os principais aspectos fisiográficos da região estudada, cujo conhecimento é essencial para a realização dos trabalhos de campo.

Os Capítulos 4 e 5 apresentam a compilação dos resultados obtidos em campo e laboratório sobre o arcabouço estratigráfico e estrutural da Faixa Rio Preto, respectivamente. O Capítulo 6 apresenta o estudo petrográfico e litoquímico detalhado das ocorrências de anfibólito da Faixa Rio Preto.

O Capítulo 7 descreve os resultados dos estudos geocronológicos e foi escrito na forma de esboço de um artigo científico, a ser submetido para periódico especializado internacional, após revisão dos autores envolvidos.

O Capítulo 8 apresenta a discussão dos dados e as principais conclusões obtidas nesse trabalho. Finalmente, o Capítulo 9 apresenta as referências bibliográficas utilizadas.

Os Anexos A e B apresentam os mapas e seções geológicas confeccionados, e o Anexo C, as coordenadas UTM dos pontos descritos mais importantes.

A Tabela 2 mostra um cronograma das atividades realizadas no âmbito desse trabalho.

	Mar/08	Abr a Jun/08	Jul/08	Ago/08 a Jan/09	Fev/09	Mar a Jul/09	Ago/09	Set a Dez/09	Jan a Abr/10	Mai e Jun/10
Trabalho de Campo										
Análise de Imagens										
Confeção de Mapas e Seções										
Microscopia Ótica										
Microsonda										
Litoquímica										
Geocronologia Sm-Nd (estágio no GEOTOP)										
Confeção da Dissertação										

Tabela 2 – Cronograma das atividades realizadas.

CAPÍTULO 2 - SEDIMENTAÇÃO GRAVITACIONAL E AMBIENTES MARINHOS PROFUNDOS

Nesse capítulo será apresentado um resumo da fundamentação bibliográfica necessária para a compreensão do principal assunto tratado nessa dissertação, isto é, o estilo de preenchimento sedimentar da bacia precursora da faixa dobrada. A principal referência para a parte de fluxos gravitacionais é o trabalho de Fritz & Moore (1988).

2.1. Fluxos Sedimentares Gravitacionais

Fluidos viscosos e densos, compostos por grandes quantidades de sedimentos (20 a 70%), dependem da própria carga sedimentar para manter o fluxo. Tais fluxos são conhecidos como fluxos sedimentares gravitacionais, sendo o resultado da atração gravitacional nos próprios grãos sedimentares. Formam misturas desde completamente secas (fluxos de grãos) até misturas com grandes proporções de fluidos, com densidade pouco maior que a da água, podendo ocorrer tanto em ambientes subaéreos quanto subaquosos.

Fluxos gravitacionais podem se mover de dois modos: como fluxos de massa, que se comportam plasticamente (fluxos de grãos, de detritos e de lama), e como fluxos fluidos (fluxos liquificados, fluidizados, e correntes de turbidez). Esses tipos de fluxo e mecanismos de movimentação formam um *continuum*, interdigitando-se no tempo e no espaço em um determinado sítio bacinal.

Fluxos de Grãos – Se formam através da interação grão-a-grão, através da pressão dispersiva em fluxos altamente concentrados. Os únicos fluidos presentes (água ou ar) são intersticiais, nos poros entre os grãos. Se desenvolvem melhor em sedimentos altamente selecionados, pois a presença de materiais finos entre os grãos impede a interação grão-a-grão. Formam camadas muito finas (<5 cm), pois grandes espessuras causariam o congelamento do fluxo devido à fricção entre os grãos.

Um exemplo de fluxo de grãos facilmente observável ocorre nas dunas arenosas. Quando a areia se acumula acima de um certo ângulo de repouso (~30° em ambientes subaéreos e ~14° em ambientes subaquosos), as forças friccionais entre os grãos são vencidas pela gravidade, e a areia se move, formando línguas ou lobos arenosos decimétricos.

Fluxos de Detritos e de Lama – Dependem da força coesiva da matriz para suportar os grãos durante o fluxo. Se formam quando água suficiente se mistura com os sedimentos a ponto de se formar um material plástico, viscoso, mas não a ponto de se formar um material fluido ou turbulência. Os clastos maiores são suportados pela alta viscosidade e densidade da mistura matriz-água.

Os fluxos de lama carregam clastos mas contêm uma grande quantidade de material fino. São formados depósitos matriz-suportados (diamictitos, paraconglomerados), geralmente maciços devido à ausência de turbulência ou processos trativos. Os fluxos de detritos se formam quando a concentração de clastos na matriz é suficiente para que haja contato entre eles, porém a matriz continua agindo como agente transportador. Os depósitos normalmente são clasto-suportados (ortoconglomerados, brechas). Em regiões vulcânicas, material piroclástico se mistura com água, formando fluxos de lama de materiais finos (tufos e cinzas vulcânicas) conhecidos como *lahars*.

Fluxos Liquefificados e Fluidizados – Ocorrem quando o principal mecanismo que mantém o fluxo resulta do movimento de fluidos através do sedimento. Exibem frequentemente estruturas do tipo *dish* e *pillar*, que se formam quando colunas de água se movem através do sedimento, durante a desidratação. Sedimentos grossos (areias e cascalhos) não se fluidizam facilmente, devido à grande quantidade de poros conectados, à boa compactação e às próprias dimensões dos grãos.

Os fluxos fluidizados são acionados quando massas de sedimentos instáveis são atingidas por terremotos, causando escape ascendente de fluidos que inibem o contato direto grão-a-grão. Os grãos dessa forma tornam-se suspensos pelo efeito boiante do fluido, diminuindo grandemente a força coesiva do sedimento e causando o fluxo, até mesmo em declives muito suaves (~3 a 10°). Exemplos espetaculares se formam nas cadeias de montanhas, quando grandes massas de sedimentos deslizam nas escarpas montanhosas e se tornam fluidizadas pelo escape ascendente de ar dos sedimentos.

Os fluxos liquefificados ocorrem quando grandes concentrações de grãos se depositam através do fluido ao invés do fluido escapar ascendentemente através do sedimento. Se formam provavelmente durante os últimos estágios de deposição por correntes de turbidez de alta densidade.

Correntes de Turbidez – Se formam quando a turbulência é o principal mecanismo que mantém os grãos suportados, em áreas subaquosas em declive, de forma que à medida que os sedimentos se movem, eles se misturam com água. Quando o sedimento adquire água suficiente, é criado um fluido denso que se move turbulentamente com incrível velocidade e a enormes distâncias, até que a água possa escapar, o fluxo desacelere progressivamente, e os depósitos conhecidos como turbiditos sejam formados.

As correntes de turbidez podem ser divididas em correntes de alta e baixa densidade, de acordo com a granulometria predominante do sedimento transportado, com todos os termos gradacionais e híbridos entre estes (Figura 6; Stow *et al.* 1996, Bouma 2000, Shanmugam 2000).

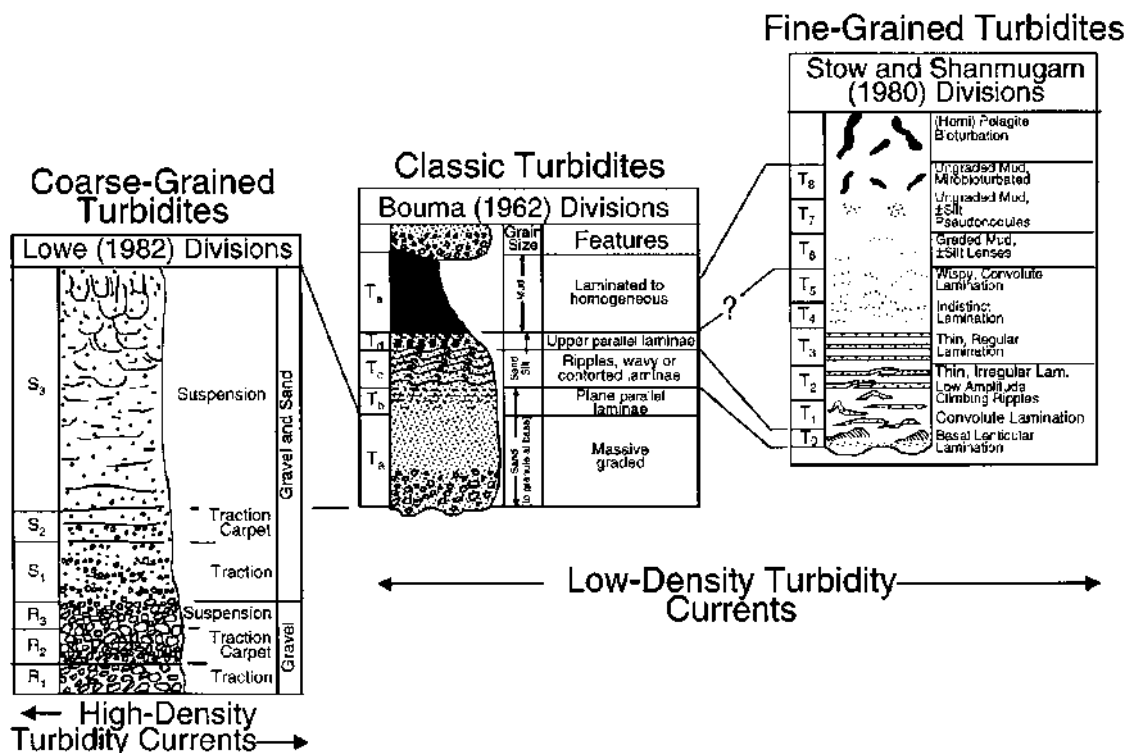


Figura 6 – Modelos verticais de fácies para turbiditos (Shanmugam 2000).

Bouma (1962) apresentou o primeiro modelo vertical de fácies para depósitos turbidíticos, dividindo a sequência ideal em cinco fácies (Figura 6), baseado em turbiditos de baixa densidade dos Alpes franceses. À medida que o fluxo desacelera, o material grosso (até areias médias) carregado em suspensão pela turbulência atinge o fundo e é carregado por tração. Pode ser gerada estratificação gradacional normal, devido à desaceleração gradual do fluxo, ou mais raramente inversa, se a turbulência for capaz de gerar um efeito de peneira ou

se o cisalhamento na base do fluxo forçar os grãos maiores para cima (T_a). A sedimentação ocorre ainda em altas velocidades e em fluxo pouco espesso, formando laminação plana, sob regime de fluxo superior (T_b). À medida que a velocidade continua a decair, o regime de fluxo inferior cria camadas onduladas, formando estratificações e laminações cruzadas. Como nesse estágio a velocidade cai muito rápido, sedimentos podem ser depositados diretamente por decantação, formando laminações cavalgantes (T_c). A seguir, o silte carregado em suspensão deposita-se e pode ser modificado pelas correntes de tração remanescentes, formando camadas típicas de regime de fluxo inferior (T_d). Finalmente, quando o fluxo cessa, os sedimentos remanescentes carregados em suspensão são depositados formando siltitos e argilitos (T_e), que muitas vezes gradam para sedimentação hemipelágica, não-turbidítica.

É importante frisar que a sequência de Bouma completa, assim como os modelos para turbiditos grossos e finos, raramente é encontrada, pois vários níveis podem estar ausentes devido à variação lateral (e consequentemente vertical) de fácies e também por retrabalhamento posterior (Figura 7; Shanmugam 2000).

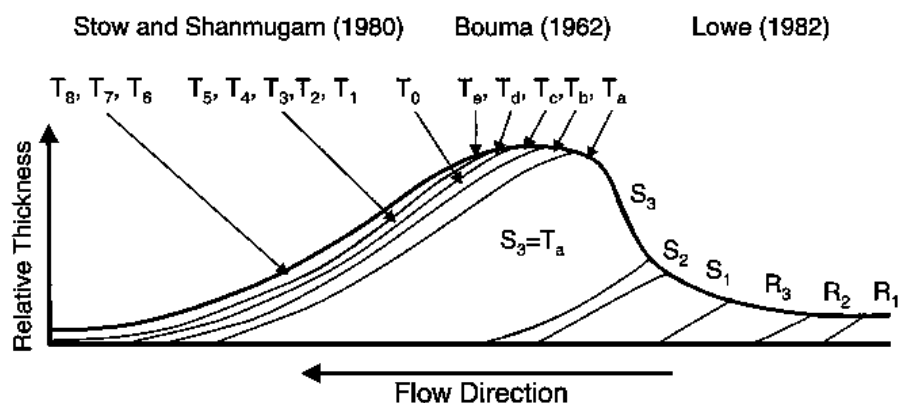


Figura 7 – Variações laterais e verticais em uma sequência turbidítica. Colunas estratigráficas levantadas em diferentes pontos não irão conter toda a sequência esperada, em decorrência da distância relativa da área-fonte (Shanmugam 2000, a partir de Lowe 1982).

As correntes de alta densidade formam o único tipo de fluxo fluido que consegue suportar e transportar grãos maiores que areia. Dessa forma os turbiditos de alta densidade diferem dos de baixa densidade texturalmente (Figura 6), como descrito por Lowe (1982), formando depósitos cascalhosos com estratificação gradacional normal e / ou inversa na base (S_1), que gradam para camadas arenosas com estruturas de fluidização e liquificação no topo (S_2 e S_3).

2.2. Sedimentação Marinha Profunda

Podem ser idealizados doze sistemas deposicionais principais, com todos os termos híbridos entre eles, nos ambientes marinhos profundos, ou seja, englobando o talude e sopé da bacia (Figura 8; Reading & Richards 1994; Richards *et al.* 1998; Stow & Mayall 2000). Essa subdivisão é baseada no volume e granulometria do suprimento sedimentar (variação horizontal na Figura 8) e na natureza do sistema de abastecimento da bacia – fonte pontual, múltipla ou linear, gerando três geometrias principais para os ambientes relacionados: leque submarino, rampa submarina e *slope-apron*, respectivamente (variação vertical na Figura 8).

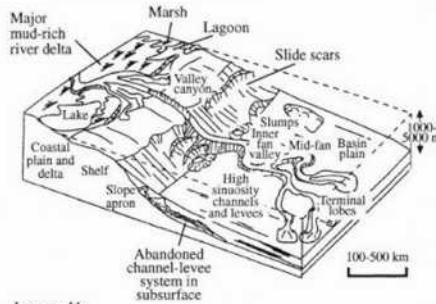
O sistema deposicional predominante em determinado ambiente marinho profundo depende principalmente de três fatores: tipo de sedimento e taxa de suprimento sedimentar, controles tectônicos e nível relativo do mar (global e / ou regional; Stow *et al.* 1985; Richards *et al.* 1998).

A sedimentação marinha profunda envolve principalmente processos sedimentares gravitacionais, em um *continuum* que vai desde fluxos altamente densos (queda de blocos, arraste, deslizamento) até correntes de turbidez de baixa densidade (Figura 9). Os depósitos podem ser concomitantemente retrabalhados por correntes de fundo oceânico (formando contornitos) e interagem diretamente com processos de sedimentação pelágica e hemipelágica (Stow *et al.* 1996; Stow & Mayall 2000).

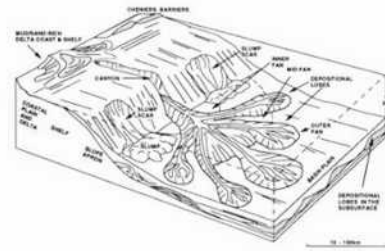
O termo leque submarino é comumente (e erroneamente) utilizado na literatura para descrever qualquer ambiente marinho profundo clástico / turbidítico. Reading & Richards (1994) restringem o uso do termo apenas para ambientes alimentados por uma fonte pontual, onde a clássica divisão tripartite é aplicável (leque superior / proximal, médio e inferior / distal). A fonte pontual pode ser, por exemplo, um rio, um delta, um canal de degelo, ou qualquer termo híbrido entre estes. Normalmente o leque se forma por desconfinamento ao final de um canal alimentador principal através do declive. O leque superior principal pode se dividir em uma rede distributária no leque médio (Stow *et al.* 1996).

Além da clássica geometria radial, os leques submarinos podem apresentar também geometria alongada, que se desenvolve devido ao afunilamento efetivo dos sedimentos para lobos terminais no final dos canais, no leque distal ou inferior. Esse tipo de leque pode se formar também em bacias de fossa tectônica, devido ao confinamento estrutural (Stow *et al.* 1996).

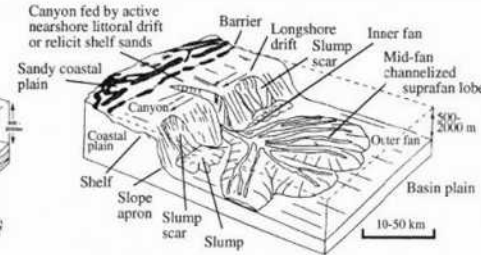
Mud-rich
Rico em lama



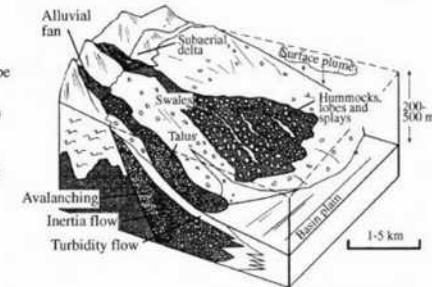
Mixed sand-mud-rich
Rico em areia e lama



Sand-rich
Rico em areia



Gravel-rich
Rico em cascalho



Fonte Pontual
Leque Submarino

Fonte Múltipla
Rampa Submarina

Fonte Linear
Slope-apron

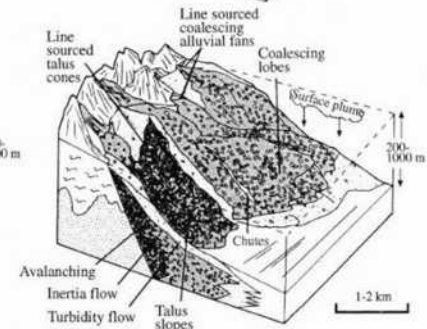
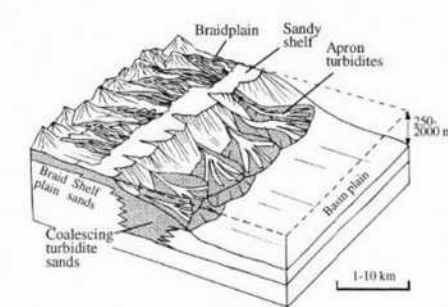
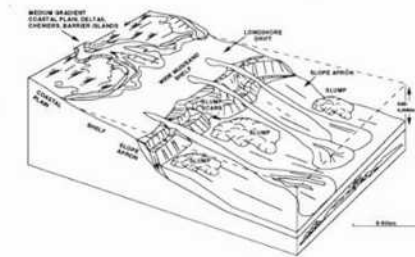
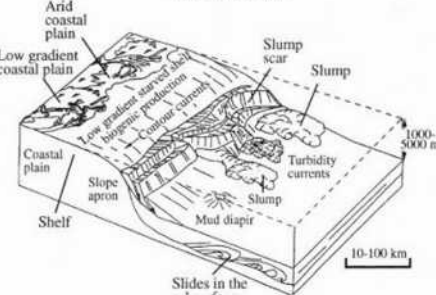
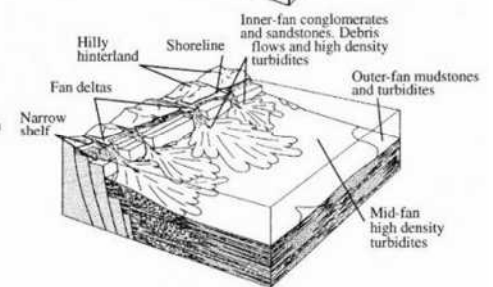
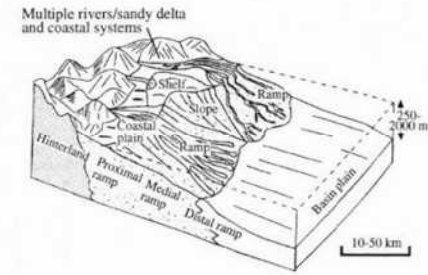
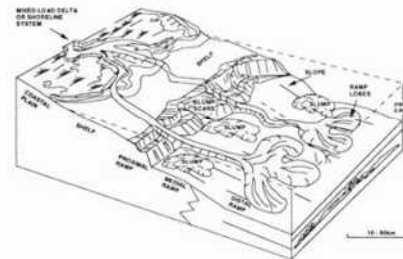
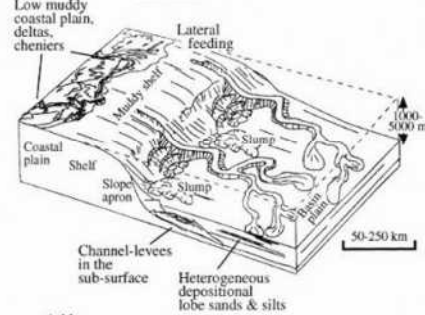


Figura 8 – Principais sistemas deposicionais marinho profundos, baseados no tipo de suprimento sedimentar (horizontal) e no tipo de abastecimento da bacia (vertical). Compilado de Reading & Richards (1994); Richards *et al.* 1998 e Stow & Mayall (2000).

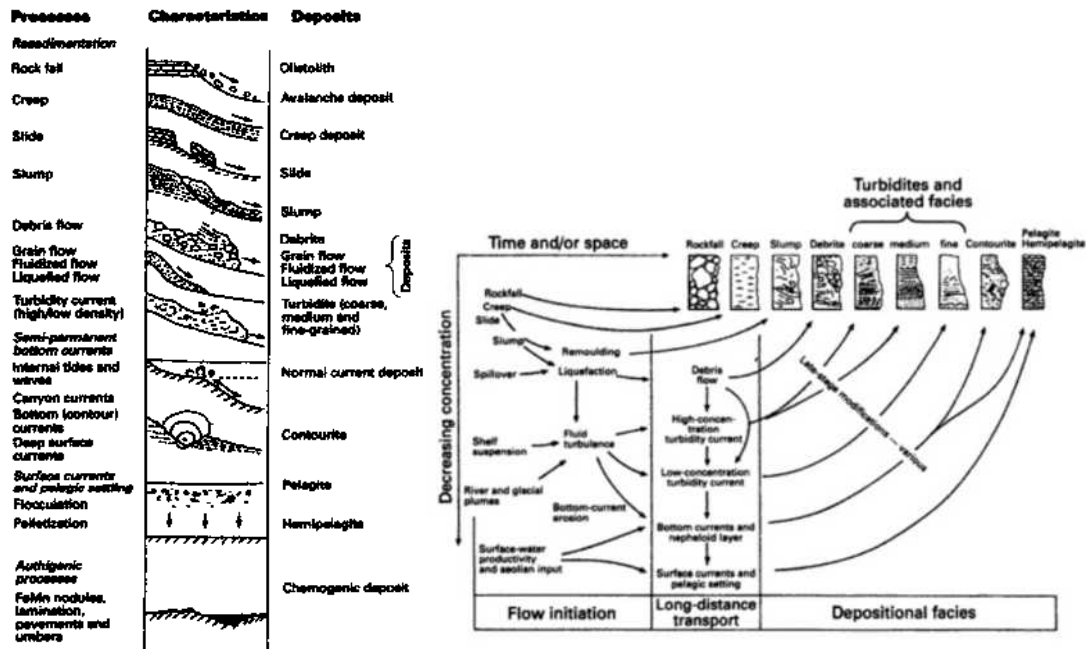


Figura 9 – Processos e produtos dos ambientes marinhos profundos (Stow *et al.* 1996).

As rampas submarinas se formam devido ao afluxo de material sedimentar por fontes múltiplas. As características sedimentares e elementos arquiteturais são semelhantes aos dos leques submarinos.

Os *slope-aprons* se formam quando existe uma fonte múltipla linear, alimentando a bacia através de um sistema não-canalizado, diretamente no talude. Os leques desenvolvidos se coalescem formando sistemas turbidíticos interrelacionados, caracterizados por um afluxo sedimentar baixo a médio, com granulometria variada que vai desde cascalho até areia em pequenas bacias tectonicamente ativas, podendo ser dominados por lama em taludes continentais. Dessa forma desenvolve-se uma geometria em lençol ou avental (*apron*), não sendo reconhecível a morfologia dos leques. Esse tipo de sedimentação é muito bem desenvolvida em margens falhadas, tais como as das bacias do tipo *rift* imaturas e em margens transformantes, onde quantidades consideráveis de sedimentos são jogados através de um talude escarpado para a bacia adjacente, rapidamente subsidente. Se desenvolvem também entre os leques das margens passivas maduras.

O nível relativo do mar influencia diretamente a formação e desenvolvimento dos sistemas deposicionais marinhos profundos. Períodos de mar baixo causam um aumento na frequência das correntes de turbidez, pois grande parte da plataforma pode se tornar exposta, afunilando os sedimentos mais rapidamente através dos *canyons* e leques para as bacias profundas. Já os períodos de mar alto inibem o desenvolvimento dos leques, pois a maioria dos detritos se concentra nos estuários, lagunas, e outros ambientes próximos à costa, não chegando à plataforma e aos *canyons* alimentadores. Dessa forma, a ciclicidade na sedimentação marinha profunda pode se relacionar às flutuações no nível do mar, com vários estilos de desenvolvimento dos leques: seqüências progradacionais, rejuvenescimento e incisão de canais durante os períodos de mar baixo; e seqüências retrogradacionais com abandono de canais e lobos deposicionais durante períodos de mar alto (Stow *et al.* 1985).

2.3. Tilitos x Diamictitos: uma discussão

Uma rápida comparação, de suma importância para o presente trabalho, pode ser delineada entre dois tipos de rochas de características bastante semelhantes, porém que podem representar processos e ambientes sedimentares completamente distintos no registro geológico. Ainda ocorre bastante confusão, na literatura científica em geral, quando se trata da distinção entre tilitos e diamictitos.

Tilitos são rochas glácio-continentais formadas pela litificação de sedimentos que foram produzidos e depositados pelas geleiras. A erosão glacial arranca fragmentos do substrato incorporando-os ao gelo, nesse processo produzindo pavimentos estriados e polidos. Os fragmentos podem sofrer cominuição acentuada durante o transporte pela geleira, resultando em um material fino e mal selecionado, que se tornará a matriz do tilito; os clastos maiores podem adquirir forma facetada ou pentagonal (“ferro de engomar”) devido à abrasão paralela à superfície do substrato. Clastos grandes de material pelítico, como filitos e metassilitos, dificilmente sobrevivem a esse processo. Tilitos geralmente apresentam geometria lenticular, são maciços e possuem pequena espessura preservada. Dessa forma, tilito é um termo genético, implicando invariavelmente em uma rocha cujo protólito foi depositado pela ação de geleiras em ambiente glacial continental (Boulton & Deynoux 1981; Dreimanis & Schucluter 1985; Eyles 1993; Uhlein *et al.* 2004; Uhlein *et al.* 2007). Tilitos verdadeiros são raros no registro geológico pré-Fanerozóico, devido às suas condições especiais de preservação.

Diamictito é um termo descritivo para um sedimento clástico mal selecionado, contendo clastos de granulometria e composição diversa, dispersos em uma matriz fina cuja proporção é amplamente dominante sobre o arcabouço, sendo dessa forma um tipo de paraconglomerado polimítico (Moncrieff 1989; Uhlein *et al.* 2004). Um diamictito pode ser um tilito quando depositado pela ação de geleira em ambiente glácio-continental; porém diamictitos são também importantes constituintes de ambientes de sedimentação gravitacionais, tais como leques aluviais continentais, *fan deltas* e leques submarinos (Fritz & Moore 1988; Stow *et al.* 1996).

Não obstante, fluxos gravitacionais podem ocorrer em ambiente glácio-marinho, nas margens das geleiras. Períodos glaciais favorecem particularmente o desenvolvimento de ambientes marinhos profundos, pois são períodos de mar baixo onde grande parte da água está aprisionada nas geleiras, expondo a plataforma e também fornecendo um volumoso suprimento sedimentar de granulometria e área fonte variada (muitas vezes a centenas de quilômetros da bacia) diretamente aos *canyons*, *aprons*, rampas e leques submarinos. Diamictitos glácio-marinhos são reconhecidos pela associação com ritmitos e pelitos com clastos caídos (*dropstones*), predomínio de diamictitos estratificados e com poucos clastos, orientação dos eixos maiores dos clastos paralelamente ao fluxo, gradação incipiente dos clastos e estruturas de carga e escape (Eyles & Eyles 1992; Eyles 1993; Uhlein *et al.* 2004; Uhlein *et al.* 2007).

Até meados da década de 50 do século XX, a teoria de sedimentação glacial era amplamente aplicada na interpretação de unidades portadoras de diamictitos. O impulso das teorias de sedimentação gravitacional a partir de então, porém, levou à reavaliação de grande parte desses depósitos (Schermerhorn 1974; Miller 1996; Uhlein *et al.* 2004; Eyles & Januszczac 2004). A correta distinção entre tilitos, diamictitos glaciais e não-glaciais já é complicada em ambientes não-deformados, e se torna particularmente difícil em um contexto tectônico de faixa dobrada, onde nem sempre é possível observar a forma original dos clastos e suas relações com o acamamento sedimentar. Neste caso, o geólogo deve trabalhar não só com as evidências encontradas, mas, sobretudo, com a falta delas. Exemplos clássicos são os trabalhos de Porada & Wittig (1983) e Martin *et al.* (1985), que reinterpretaram rochas que eram tidas até então como glaciais, como diamictitos de fluxo de massa no Orógeno Damara, na Namíbia. Esses autores apontam para a ausência de evidências definitivas para a caracterização de processos sedimentares glaciais nessas rochas, principalmente clastos caídos nos níveis pelíticos associados.

CAPÍTULO 3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

3.1. Geomorfologia

Expressão Orográfica - Em todo trabalho de geologia regional é interessante, ou até mesmo necessário, conhecer os aspectos fisiográficos da região estudada, pois estes em geral estão estritamente ligados à litologia, estruturas e compartimentação tectônica regional. Dessa forma, a análise do modelo digital de elevação de terreno da área de estudo e adjacências (Figura 10) permite reconhecer as duas grandes feições geotectônicas do noroeste baiano / sul do Piauí, a Faixa Rio Preto com seu relevo enrugado e estruturas alinhadas, e o Cráton do São Francisco, de relevo plano e suave. Os modelos das Figuras 10, 12 e 13 foram gerados através dos dados topográficos da USGS (SRTM 3", disponível em <http://seamless.usgs.gov>), com iluminação ao azimute 315 e 45° de elevação.

O Cráton do São Francisco pode ser facilmente delimitado na Figura 10 pelas feições de abatimento circulares, interpretadas como feições cársticas (dolinas) nos calcários do Grupo Bambuí, sob a fina cobertura sedimentar quaternária da planície do São Francisco. Nessa região uma protuberância do cráton para norte caracteriza um identante rígido, configurando um par sintaxe – antitaxe com a Faixa Rio Preto a oeste.

Dessa forma a Faixa Rio Preto na região estudada configura basicamente uma estrutura antitaxial, lembrando que a expressão orográfica atual possivelmente se assemelha muito pouco ao produto final do espessamento e encurtamento crustal brasileiro, devido à erosão imposta posteriormente nesse domínio.

Evolução do Relevo - A geomorfologia do oeste baiano é marcada por duas grandes unidades: O Chapadão do Urucuia, que abrange os estados de Goiás, Tocantins, Minas Gerais e Bahia, e a Planície do São Francisco, que abrange os estados de Minas Gerais e Bahia (Figuras 11 e 12).

O Chapadão do Urucuia, também denominado localmente Serra Geral ou Espigão Mestre, a oeste da área de estudo, é sustentado pelos arenitos cretáceos de acamamento sub-horizontal do Grupo Urucuia, aplainados desde cotas entre 900 e 1000 metros no estado de Goiás até 600 a 750 metros no estado da Bahia (Egydio-Silva 1987; Campos & Dardenne 1997). Dessa forma, trata-se de uma feição em peneplano

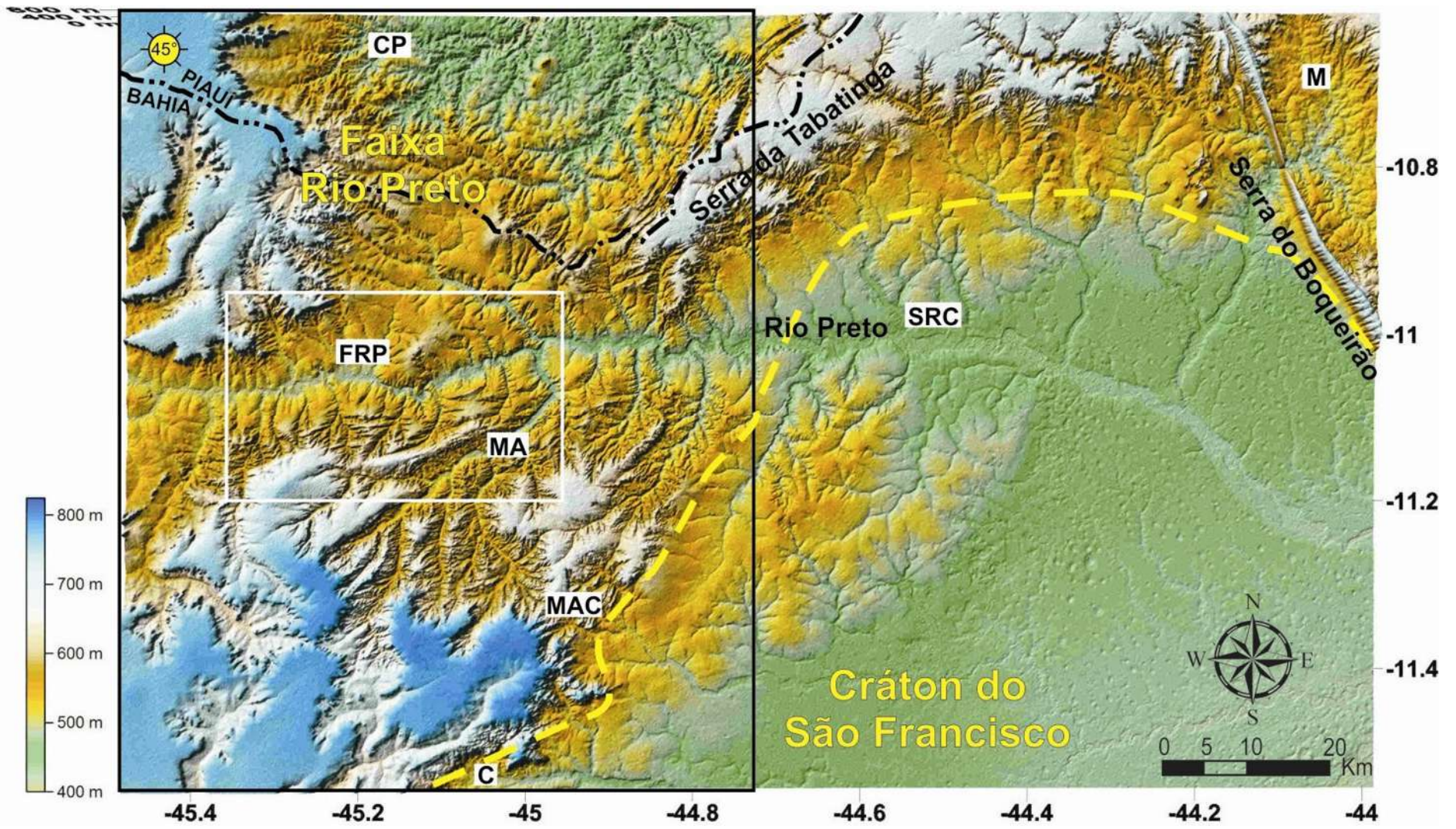


Figura 10 – Modelo digital de elevação de terreno da região noroeste do estado da Bahia / sul do Piauí. C: Cariparé; MAC: Monte Alegre dos Cardosos; MA: Malhadinha; FRP: Formosa do Rio Preto; CP: Cristalândia do Piauí; SRC: Santa Rita de Cássia; M: Mansidão. A linha pontilhada amarela fornece o limite aproximado do Cráton do São Francisco. Quadro de borda negra: Área de estudo regional, Figura 12. Quadro de borda branca: Área de estudo local, Figura 13. A legenda para as cidades é a mesma para essas duas últimas figuras.

abaulada com mergulho regional para leste, correlacionável à Superfície Sul-Americana, um elemento marcante no cenário geomorfológico brasileiro, gerado por denudação e posterior soerguimento seguido de dissecação por erosão policíclica no Terciário Inferior (King 1956).

A Planície do São Francisco corresponde a uma superfície de peneplano correlacionada à Superfície de Aplainamento Velhas do Terciário Superior (Braun 1970), que diseca a superfície Sul-Americana e é preenchida por sedimentos areno-argilosos terciário-quadernários. Na área estudada atinge cotas de 400 a 500 metros de altitude e os seus remanescentes esparsos podem ser observados capeando grande parte dos metassedimentos da Faixa Rio Preto a leste do Chapadão do Urucuia.

O retrabalhamento desses sedimentos devido a um soerguimento Quaternário provocado por um período de instabilidade da crosta deu origem à Superfície de Aplainamento Paraguaçu (King 1956) e conseqüente depósito dos sedimentos carreados nas margens do rio São Francisco.

Dessa forma é possível modelar a evolução geomorfológica da oeste baiano como o resultado da erosão remontante das escarpas da Superfície Sul Americana tornando aflorantes as rochas proterozóicas da Faixa Rio Preto nas escarpas a leste do Chapadão do Urucuia. Essa exposição evoluiu em pelo menos dois ciclos de aplainamento principais: Velhas, no Terciário Superior, com o desenvolvimento de ampla sedimentação terciário-quadernária sobre os metassedimentos da Faixa Rio Preto, e Paraguaçu, no Quaternário, com erosão desses sedimentos junto às rochas mais antigas e deposição às margens do rio São Francisco a leste.

Compartimentação Geomorfológica - A análise do modelo digital de terreno gerado para a área de estudo regional (Figura 12) permite identificar três domínios geomorfológicos principais.

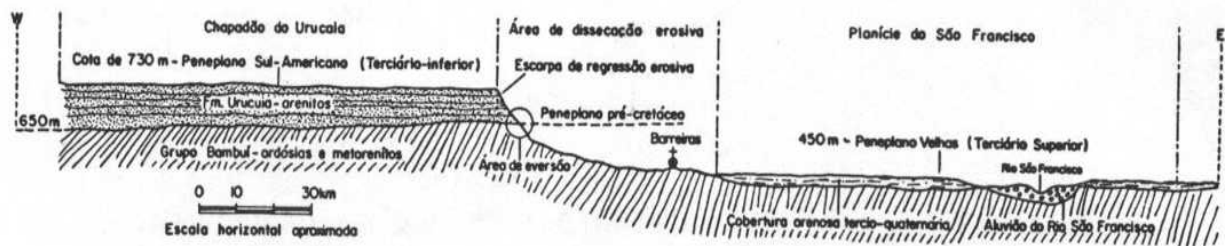


Figura 11 - Seção esquemática com os principais elementos geomorfológicos do oeste baiano (Egydio-Silva 1987).

Domínio das Chapadas (I) – Trata-se do Chapadão do Urucua, com relevo plano e suave, materializado pelos arenitos subhorizontais do grupo homônimo. Na área de estudo recebe nomes locais tal como Serra Santa Rosa e Chapada da Boa Vista, compondo as superfícies de maior altitude da região (~600-800 m).

Domínio das Escarpas (II)- É formado pelas escarpas geradas pela erosão remontante do Chapadão do Urucua, onde afloram as rochas proterozóicas da Faixa Rio Preto, além de pequenos morros formados por sedimentos terciário-quadernários que capeam a Superfície Velhas. Nesse domínio as drenagens apresentam padrões encaixados nas estruturas regionais e locais. Pode ser subdividido em dois subdomínios, que se tornam evidentes quando é analisado o modelo digital de terreno da área de estudo local (Figura 13):

Subdomínio IIa - Apresenta alta densidade de elementos estruturais e texturais, sendo materializado por metassedimentos predominantemente psamíticos, com intercalações de ruditos e pelitos, da Formação Canabrinha e do Grupo Rio Preto de Egydio-Silva (1987), este último nas escarpas da Serra da Tabatinga.

Subdomínio IIb - Apresenta densidade média de elementos texturais e estruturais, sendo materializado pelos metassedimentos predominantemente pelíticos do Grupo Rio Preto nas margens do rio Preto, e pelos gnaisses e anfibolitos do Complexo Cristalândia do Piauí a norte, na porção mais rebaixada da área de estudo.

Domínio das Planícies (III) – Trata-se da Planície do São Francisco, onde afloram rochas do Grupo Bambuí capeadas por sedimentos quadernários e recentes.

3.2. Clima e Vegetação

O tipo de clima característico da região é tropical quente e úmido, com precipitações médias anuais que ultrapassam os 700 mm, com período de maior pluviosidade entre novembro e abril e estiagem quase total durante os meses restantes. No verão, as temperaturas

médias máximas flutuam em torno de 33° C e no inverno, os valores ficam em torno de 18° C (Aond & Barbosa 1975).

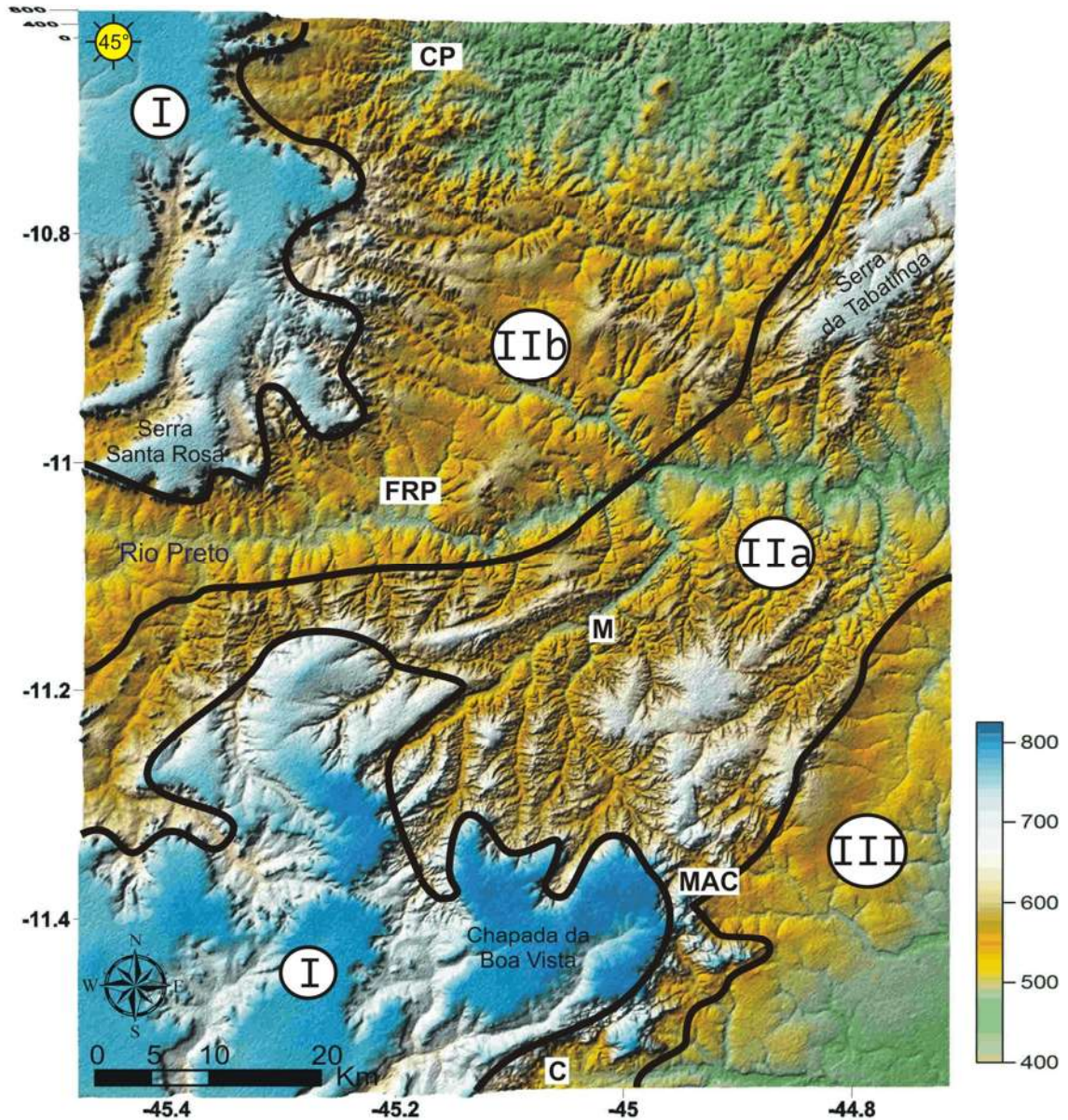


Figura 12 – Compartimentação geomorfológica da área de estudo regional. Legenda para as cidades: idem Figura 10.

A caatinga e o cerrado compõem os tipos de vegetação dominantes na região, com espécies arbustivas muitas vezes espinhosas. Matas de galeria fechadas, com espécies arbóreas de médio porte são restritas a áreas adjacentes ao rio Preto e seus tributários.

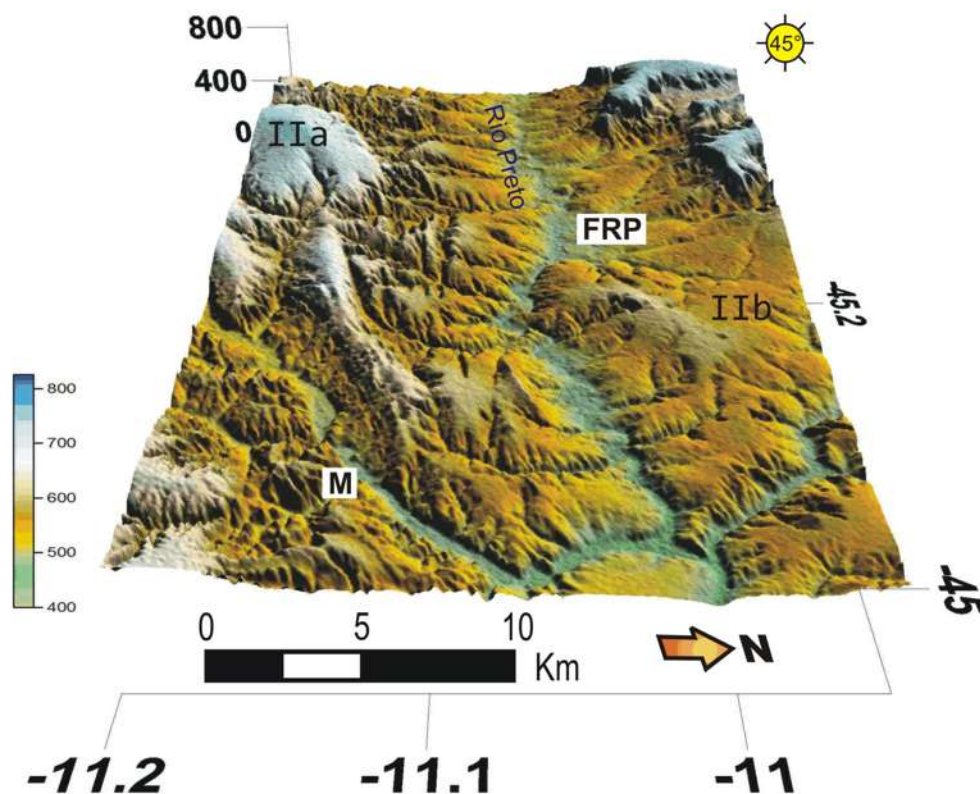


Figura 13 – Modelo digital de elevação de terreno da área de estudo local, visada para jusante do rio Preto. Notar a diferença de relevo entre os subdomínios IIa e IIb, devida principalmente à diferenças litológicas entre a Formação Canabrinha e o Grupo Rio Preto de Egydio-Silva (1987).

3.3. Hidrografia

O rio Preto, afluente da margem esquerda do rio São Francisco, é a principal feição hidrográfica e cruza toda a área de estudo, com sentido de fluxo aproximadamente oeste-leste. Trata-se de um rio perene, com alto curso sobre as rochas do Grupo Urucuia, médio curso sobre o Grupo Rio Preto, e baixo curso sobre uma fina cobertura sedimentar cenozóica que capeia o Grupo Bambuí.

As estruturas da Faixa Rio Preto condicionam em grande parte o curso do rio Preto e de seus afluentes em sua porção média. Nessa porção o rio Preto encontra-se encaixado em lineamentos oeste-leste e seus meandros apresentam formas quadradas e retas, condicionadas por fraturas geológicas de direções principais nordeste – sudoeste e noroeste - sudeste. Já em seu baixo curso o rio corre sobre um substrato bem mais plano, apresentando meandros arredondados e abandonados, devido à maior liberdade de fluxo, como por exemplo próximo à cidade de Santa Rita de Cássia.

CAPÍTULO 4 – ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

O objetivo desse capítulo é descrever as relações estratigráficas e sedimentológicas observadas na Faixa Rio Preto na área de estudo. Para tanto, além dos mapas geológicos dos anexos A e B, serão utilizadas cinco colunas litoestratigráficas esquemáticas levantadas em áreas-chave para a compreensão dessas relações (Figura 14), amarradas às respectivas descrições petrográficas das rochas aflorantes. É importante enfatizar o caráter esquemático dessas colunas, inerente a estudos desse tipo em faixas dobradas. A metodologia de correlação de colunas foi escolhida devido à praticidade de visualização das relações estratigráficas e sedimentológicas no tempo e no espaço.

As colunas A, B e C foram levantadas sobre a Formação Canabrinha e as colunas D e E sobre o Grupo Rio Preto de Egydio-Silva (1987). Os códigos alfanuméricos em cada uma das colunas indicam pontos descritos (coordenadas UTM no Anexo C).

No desenvolvimento do capítulo, as fácies sedimentares identificadas em cada coluna serão integradas para que os ambientes de sedimentação possam ser deduzidos e, a partir desses, um conjunto de sistemas deposicionais seja indicado para a Faixa Rio Preto. A partir dessas informações e da correlação entre as colunas levantadas, o ambiente tectônico da bacia precursora da faixa dobrada poderá ser modelado, ao final do capítulo.

4.1. Coluna A

A Coluna A (Figura 15) foi levantada nas escarpas da Chapada Boa Vista, na porção extremo sul da área de estudo (UTM 512249 E / 8738285 N; Datum SAD69 Zona 23S, idem para as outras colunas); observa-se nesta região, como exemplificado na coluna levantada, uma sequência dominada por litofácies de granulometria grossa, psamo-psefítica. O metadiamicrito basal dessa coluna aflora na rodovia BR-135 (Figura 15a). Na porção intermediária ocorrem sequências granodecrescentes de metabrecha arenosa a grânulo e seixo, quartzito imaturo com estratificação gradacional de grosso a fino (Figura 15b) e metaritimto areno-pelítico com estratificação plano-paralela. No topo da escarpa ocorre novamente um metadiamicrito a bloco, caracterizando a ciclicidade dos processos sedimentares atuantes (Figura 15).

Mapa Geológico da Faixa Rio Preto na região entre Cariparé - BA e Cristalândia do Piauí - PI
 Parcialmente compilado de Egydio-Silva (1987), Andrade Filho et al. (1994), Arcaño & Braz Filho (1999) e Gonçalves-Dias & Mendes (2008).

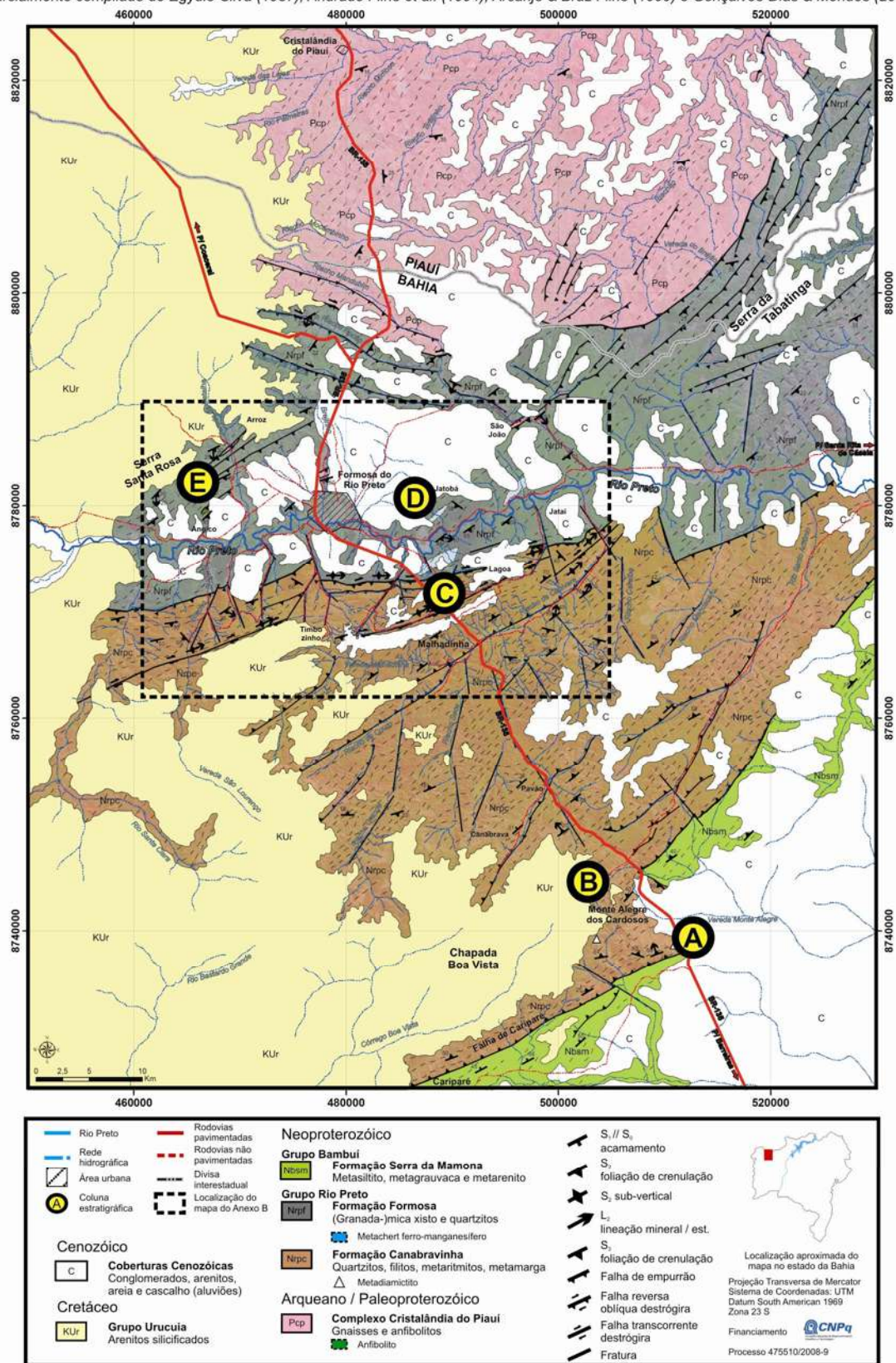
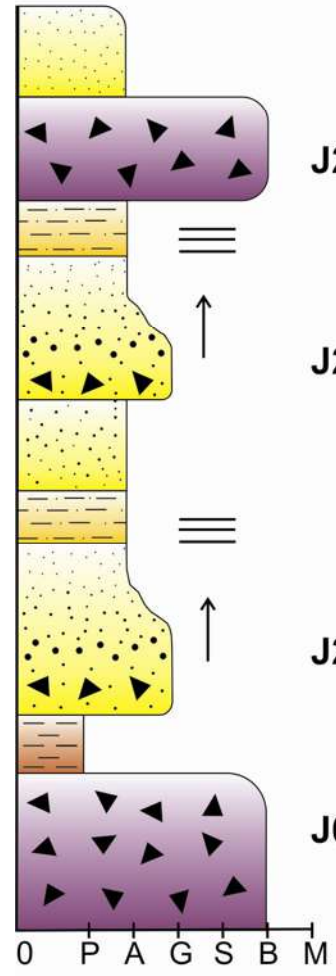


Figura 14 – Localização das colunas estratigráficas esquemáticas levantadas na área de estudo.

Coluna A

~60 m

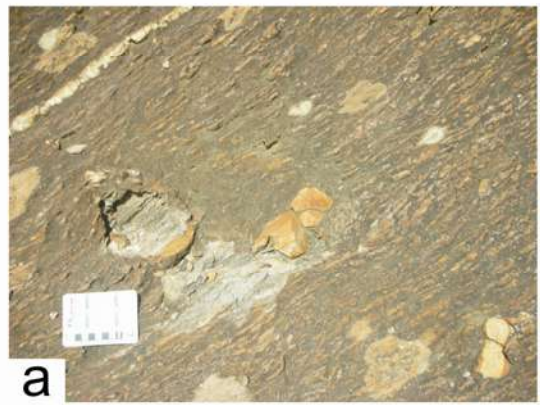
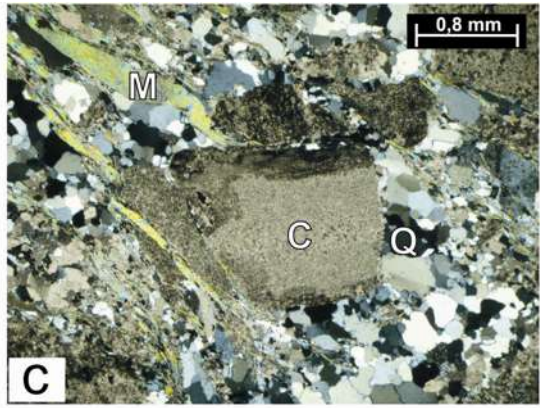


J24

J23

J22

J01



P - pelito, A - areia, G - grânulo,
S - seixo, B - bloco, M- matação



- Metarritmito areno-pelítico
- Quartzito lítico (com grânulos até fino)
- Metabrecha arenosa
- Metapelito
- Metadiamicrito
- Estratificação Gradacional
- Estratificação / Laminação Plana

Figura 15 – Coluna A. a) Metadiamictito a bloco, com seixos não deformados em meio a outros fortemente orientados; b) quartzito imaturo com estratificação gradacional; c) fotomicrografia de quartzito lítico (ponto B107), sob nicóis cruzados; Q: quartzo, M: muscovita, C: carbonato.

Os metadiamictitos da Coluna A apresentam clastos de carbonato, gnaiss, quartzo, quartzito lítico (com grãos de carbonato, muscovita e plagioclásio), quartzito limonítico e granito (*sensu lato*) flutuantes em uma matriz predominantemente metapelítica formada por filossilicatos finos (mica branca), quartzo, carbonatos e opacos, orientados segundo uma foliação metamórfica paralela ao acamamento. Grande parte dos clastos do metadiamictito basal encontram-se fortemente estirados nesse plano de foliação (Figura 15a), adquirindo geometria elipsoidal e raramente sigmoidal, o que dificulta sobremaneira a caracterização de sua granulometria e formato originais.

A deformação desse metadiamictito deve-se à proximidade com a Zona de Cisalhamento de Cariparé, feição rúptil-dúctil de grande escala que causa o empurrão da Formação Canabrinha, a norte, sobre a Formação Serra da Mamona, a sul (Anexo A). Não obstante, muitos clastos conservam o formato e granulometria originais, provavelmente devido principalmente à sua disposição espacial quando da aplicação do campo deformacional sobre essa rocha (Figura 15a). Esses clastos não apresentam geometria preferencial, variando em geral de subarredondados a subangulosos.

Os clastos de quartzito, quartzo leitoso, gnaiss e granito apresentam maiores granulometrias, atingindo em geral o tamanho de bloco. Os clastos de carbonato apresentam-se em geral nas granulometrias seixo e grânulo, dispersos abundantemente na rocha. Não é possível observar a relação original entre esses clastos e o acamamento sedimentar, devido à deformação superposta.

Os quartzitos que compõem a Coluna A são altamente imaturos, em termos texturais e composicionais. São compostos por quartzo, muscovita, fragmentos líticos (carbonato, gnaiss e granito), plagioclásio, feldspato potássico e opacos (Figura 15c).

4.2. Coluna B

A coluna B (Figura 16) foi levantada no Córrego Canabrinha, próximo a Monte Alegre dos Cardosos (UTM 504030 E / 8744592 N). No leito desse córrego observa-se uma sequência de camadas decimétricas de metadiamictitos, que em geral variam de 5 a 20 cm de espessura (Figura 16b), intercaladas a quartzitos e metapelitos,

que podem ou não conter clastos esparsos, além de uma camada métrica de metamarga. Os contatos entre essas litologias são, em geral, gradativos.

Na base da coluna ocorrem intercalações entre quartzitos impuros de coloração cinza-esverdeada, conglomeráticos a grossos, às vezes com estratificação gradacional, metapelitos e metadiamicritos. Análises microscópicas dos quartzitos (Figura 17) indicam que esses são formados por quartzo, muscovita, plagioclásio, carbonato, gnaiss, feldspato potássico, granito, limonita e opacos, e dessa forma podem ser classificados como quartzito lítico conglomerático a grosso, carbonático. Nas camadas de metadiamicrito a seixo predominam amplamente clastos de carbonato, gnaiss, quartzo e quartzito, sendo comuns também os clastos de granito (*sensu lato*). Em geral esses encontram-se achatados na foliação metamórfica principal, o que dificulta a interpretação tanto de sua geometria original quanto de sua relação com o acamamento. A matriz dos metadiamicritos pode contar grandes proporções de carbonato, assim como os metapelitos intercalados a esses.

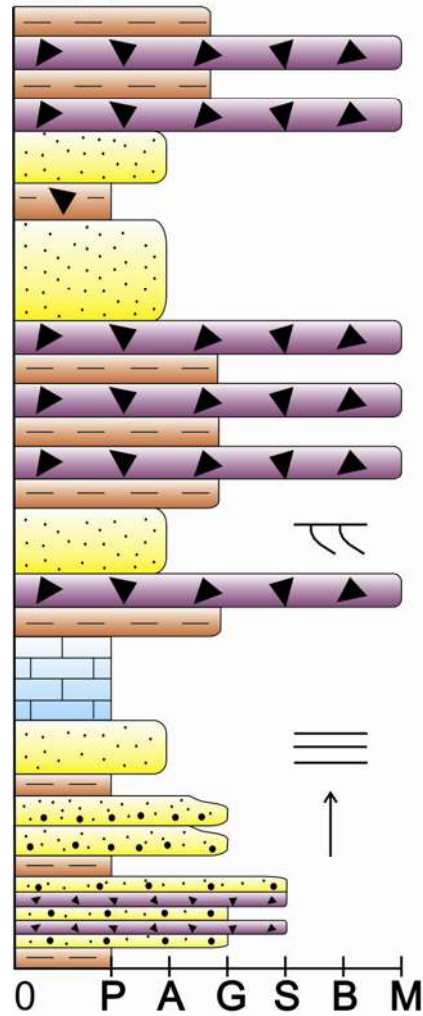
Subindo na coluna, ocorrem quartzitos médios com estratificação plano-paralela, intercalados a filitos, sob uma camada métrica de metamarga de coloração arroxeada. Acima desta a coluna é dominada por camadas de metadiamicrito a matacão, com clastos de quartzito, gnaiss e granito, além de abundantes seixos e grânulos de carbonato e quartzo (Figura 18). A geometria original desses clastos encontra-se bem preservada, não apresentando um padrão dominante, com variação, mais comumente, de tipos subangulosos a subarredondados (Figura 16c e d). A matriz é formada principalmente por carbonatos e filossilicatos (mica branca) orientados e quartzo estirado segundo duas foliações principais, sendo a mais antiga paralela ao acamamento.

As camadas de metadiamicritos intercalam-se principalmente com quartzo-mica-carbonato metapelito de coloração marrom (Figura 16b). Localmente, é possível observar que alguns dos clastos basais das camadas de metadiamicrito deformam o contato entre estas e as camadas de metapelito (Figura 19).

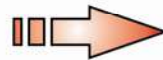
Associado a essas camadas, ocorre ainda quartzito fino a médio com laminação cruzada de porte centimétrico (Figura 20a). Sob o microscópio é possível discernir níveis de opacos materializando as lâminas cruzadas, além da foliação metamórfica principal que as corta obliquamente, materializada pela orientação de cristais de quartzo estirados e de cristais de mica orientados.

Coluna B

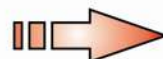
~60 m



J47

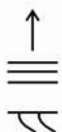


J46



P - pelito, A - areia, G - grânulo,
S - seixo, B - bloco, M- matação

J45



↑ Estratificação Gradacional
≡ Estratificação / Laminação Plana
⌒ Estratificação / Laminação Cruzada



- Metadiamiccito
- Metapelito
- Metamarga
- Quartzito lítico

Figura 16 – Coluna B. a) Quartzito lítico com laminação cruzada; b) camada decimétrica de metadiamiccito a matacão (seta branca) intercalada a quartzo-mica filito. Uma falha normal preenchida por veio de quartzo (345/80) secciona a camada; c) matacão de quartzito arredondado em camada de metadiamiccito; d) matacão de granitóide subanguloso em camada de metadiamiccito.

Próximo ao topo da coluna B, ocorre uma camada de filito acinzentado de aproximadamente 40 centímetros de espessura, intercalada a quartzito fino a grosso, imaturo, com matações de quartzito isolados (Figuras 18, 19 e 20). Não é possível reconhecer a relação entre esses matações e o acamamento, devido à deformação superposta. Não ocorrem clastos de outras granulometrias nessa camada, ao contrário das camadas de metadiamiccitos descritos no restante coluna B.

No topo da coluna B, voltam a ocorrer camadas de metadiamiccito intercaladas a metapelito.

4.3. Coluna C

A coluna C (Figura 23) foi levantada na BR-135 entre Malhadinha e Formosa do Rio Preto (UTM 488396 E/ 8771374 N). Observa-se nesta região um amplo predomínio de metaritmitos formados por intercalações centimétricas a decimétricas entre metagrauvas e metapelitos (xistos e filitos, na maioria das vezes carbonosos e manganésíferos), com ocorrência local de camadas espessas de quartzitos micáceos (Figura 23a) que sustentam a morfologia de morrotes alinhados segundo a principal direção estrutural (leste-oeste). Por vezes os metaritmitos apresentam-se bastante ricos em limonita euédrica centimétrica, como bem exemplificado pelos filitos prateados nos arredores de Malhadinha. Os quartzitos nessa região variam de líticos a micáceos.

Em geral, a disposição de fácies dos metaritmitos segue o esquema de turbiditos clássicos de Bouma (1962; Figura 23). Os metaritmitos são formados por camadas centimétricas de metagrauvas com estratificação gradacional grosso-fino (Ta), seguido por metagrauva com estratificação / laminação plana (Tb), raramente cruzada (Tc) e por camadas de metapelitos (Tde). Essas são truncadas por outra camada de metagrauva, seguida por outra de metapelito, e assim por diante. É interessante notar a ocorrência também rítmica de crostas manganésíferas pouco espessas intercaladas entre esses litotipos, paralelamente ao plano de acamamento (Figura 23b e c).

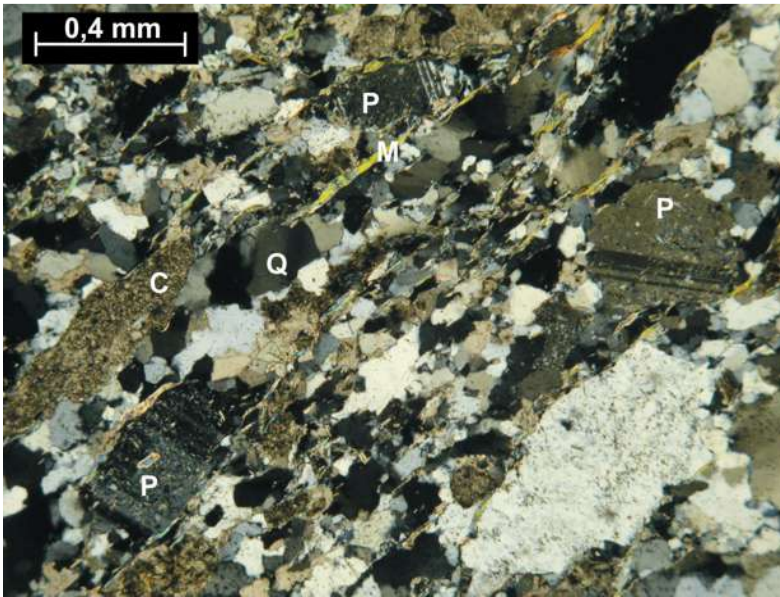


Figura 17 –
Fotomicrografia de
quartzito lítico grosso da
Formação Canabrinha.
Q: quartzo; M: muscovita;
P: plagioclásio; C:
carbonato. Ponto J49.



Figura 18 – Seixo
retangular de carbonato e
clastos angulosos de
quartzito em camada de
metadiamictito do Ponto
J46.



Figura 19 – Seixo de
quartzo penetrativo no
contato entre uma camada
de metapelite (abaixo) e
uma camada de
metadiamictito (acima). A
foliação metamórfica
principal, oblíqua ao
acamamento, é mais
vível na camada de
metadiamictito. Ponto J46.

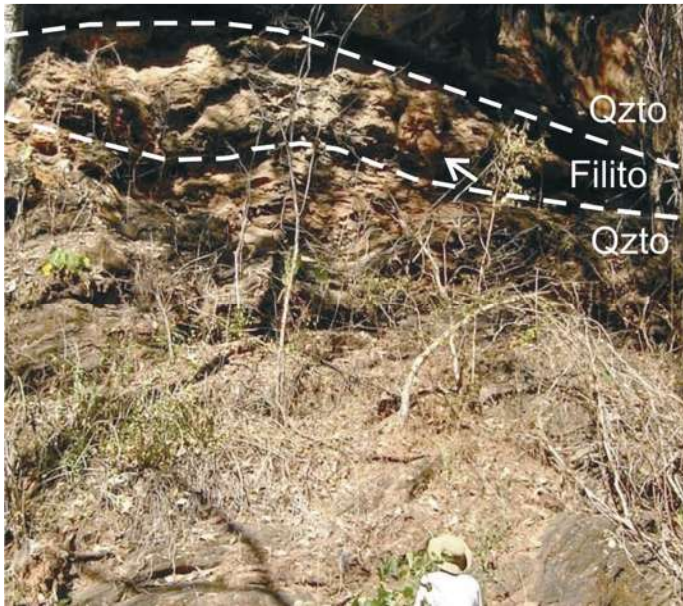


Figura 20 – Camada de filito com matacão de quartzito isolado (seta branca) intercalada a camadas de quartzito. Entre os pontos J46 e J47.



Figura 21 – Detalhe da Figura 20. Matacão subanguloso de quartzito isolado em camada de filito.



Figura 22 – Matacão subanguloso de quartzito isolado em camada de filito (Figura 20).

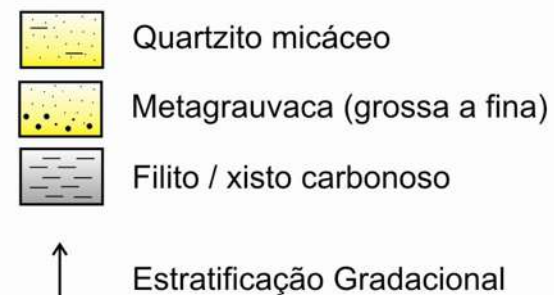
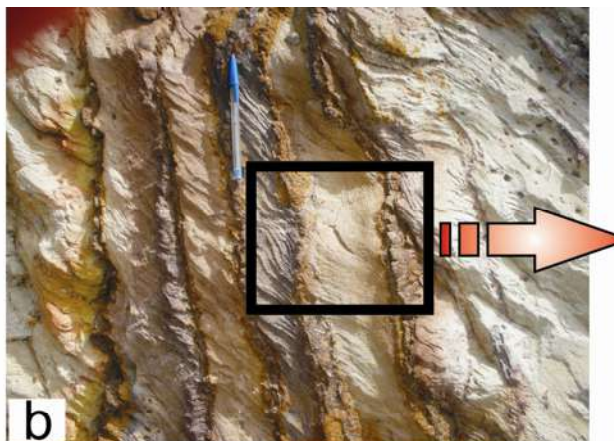
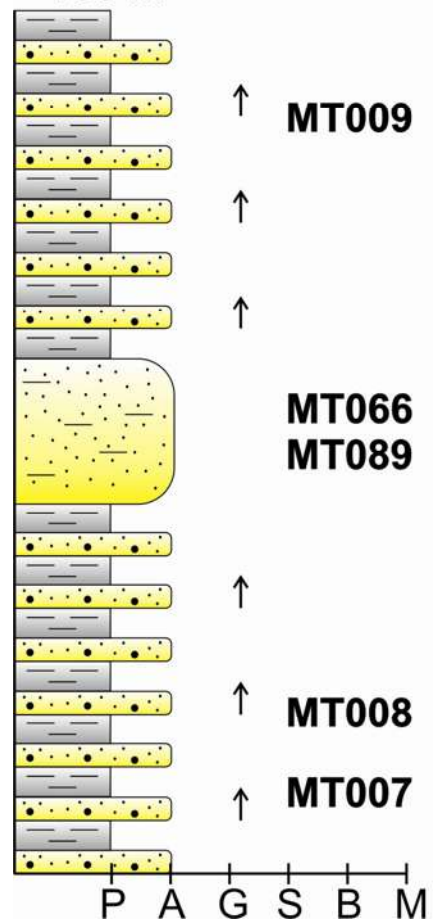
Camadas grossas (> 1 m) e maciças de arenitos puros a micáceos são comumente encontradas em associação com depósitos turbidíticos distais e depósitos de sopé submarino. Stow & Mayall (2000) discutem os principais mecanismos provedores de areia limpa em bacias marinhas profundas, que, em geral, resultam do retrabalhamento dos sedimentos marinhos profundos por uma variedade de correntes atuantes no fundo oceânico, formando os depósitos denominados contornitos. As camadas decamétricas de quartzito micáceo, maciço, intercaladas nos metaturbiditos na região de Malhadinha, como exemplificado na coluna C, podem representar depósitos desse tipo.

4.4. Coluna D

Nas imediações do rio Preto, uma sequência de xistos carbonosos e manganésíferos predomina sobre qualquer outro litotipo. Esses xistos são compostos basicamente por muscovita, quartzo e granada, que se torna abundante a norte de Formosa do Rio Preto; a granulação desses minerais aumenta progressivamente em direção ao Piauí. Outros litotipos, que aparecem intercalados nos mica xistos, são: quartzito puro a micáceo, metachert ferro-manganésífero, xisto ferruginoso, e xisto verde (actinolita-epidoto-clorita xisto).

A coluna D (Figura 24) foi levantada na margem norte do rio Preto, na vereda Jatobá, a leste de Formosa do Rio Preto (UTM 488830 E / 8778597 N). Em sua base observa-se um quartzito micáceo encontrado na estrada não pavimentada Formosa do Rio Preto – Santa Rita de Cássia, que beira a margem norte do rio Preto. Para o topo, predomina mica xisto carbonoso e manganésífero, que passa para quartzito-mica xisto. Acima deste ocorre metachert ferro-manganésífero, uma camada-guia importante que ocorre nos arredores do rio Preto, tanto em sua margem norte quanto na sul. Essas rochas são sobrepostas por um xisto de cor vermelho vivo, ferruginoso. Para o topo ocorrem novamente mica xisto carbonoso e quartzito-mica xisto. Nessa região a duplicação tectônica de camadas é importante, pois uma coluna estratigráfica muito semelhante à da vereda Jatobá pode ser levantada também a sul do Rio Preto, próximo à Fazenda Lagoa, onde também ocorrem metacherts ferro-manganésíferos (pontos MT029 e MT070).

Coluna C
~ 100 m



P - pelito, A - areia, G - grânulo,
S - seixo, B - bloco, M- matação

Figura 23 – Coluna C. a) Camada decamétrica de quartzito puro a micáceo, maciço. b) metaturbiditos de baixa densidade. Camadas centimétricas arenosas (creme) intercalam-se a camadas pelíticas (cinza). c) Detalhe de b, mostrando estratificação gradacional no quartzito.

Os metacherts ferro-manganesíferos da região do rio Preto, que já foram descritos na literatura como itabiritos (Egydio-Silva 1987, Andrade Filho *et al.* 1994), foram estudados por Gonçalves-Dias & Mendes (2008), que realizaram análises petrográficas utilizando técnicas de microscopia ótica e eletrônica, além de análises químicas de elementos maiores nessas rochas (Tabela 3).

Macroscopicamente os metacherts ferro-manganesíferos podem ser divididos em subtipos bandado / laminado, (Figuras 22a, b; 23b), às vezes com estruturas *pinch-and-swell* (Pettijohn 1975; Figura 24a); maciço (Figura 25a); e brechóide (Figura 24c). Microscopicamente esses metacherts caracterizam-se pela forte recristalização dinâmica e padrão granulométrico bimodal (Figura 25f), extinção ondulante e contatos serrilhados (indícios de migração de borda de grãos).

A mineralogia dessas rochas (Figura 25c, d e e) é composta predominantemente por quartzo, óxidos e hidróxidos de ferro (hematita e goethita), óxidos e hidróxidos de manganês, incluindo litioforita, e granada espessartita esqueletal. Esses minerais encontram-se dispersos pela rocha ou concentrados em níveis. Localmente ocorre material manganesífero amorfo preenchendo cavidades milimétricas.

Os dados de análises químicas de elementos maiores obtidos para os metacherts (Gonçalves-Dias & Mendes 2008) nos laboratórios do CDM – Vale (Santa Luzia), confirmam a predominância da sílica sobre os outros elementos (Tabela 3). A ocorrência de abundantes venulações de quartzo nessas rochas é um empecilho à correta determinação da sua composição química, podendo contribuir significativamente no resultado final, não obstante a seleção de amostras apropriadas para tal fim.

%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	FeO	Mn	MgO	CaO	K ₂ O	P (ppm)	PF
Amostra											
MT21A	97,7	< 0,01	0,102	1,35	0,862	0,042	< 0,02	0,031	< 0,01	123,1	< 0,50
MT21B	99,9	< 0,01	0,032	0,62	0,309	< 0,01	< 0,02	0,011	< 0,01	< 100	< 0,50
MT21C	97,39	< 0,01	0,100	0,410	0,381	0,043	< 0,02	0,013	< 0,01	< 100	0,923
MT29	90,49	< 0,01	0,113	2,43	< 0,02	3,543	< 0,02	0,036	0,95	142,9	1,11

Tabela 3: Resultado das análises químicas dos metacherts ferro-manganesíferos da Faixa Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes 2008).

Coluna D

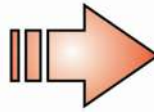
~100 m



MT061

MT060
MT022

MT059
MT021








MT057

MT015

MT019

P A G S B M



-  Xisto ferruginoso
-  Metachert Fe-Mn
-  Quartzo-mica xisto
-  Xisto carbonoso
-  Quartzito micáceo

P - pelito, A - areia, G - grânulo,
S - seixo, B - bloco, M- matação

Figura 24 – Coluna D. Subtipos de metachert ferro-manganesífero: a) com possível molde de estruturas *pinch-and-swell*; b) bandado; c) brechóide.

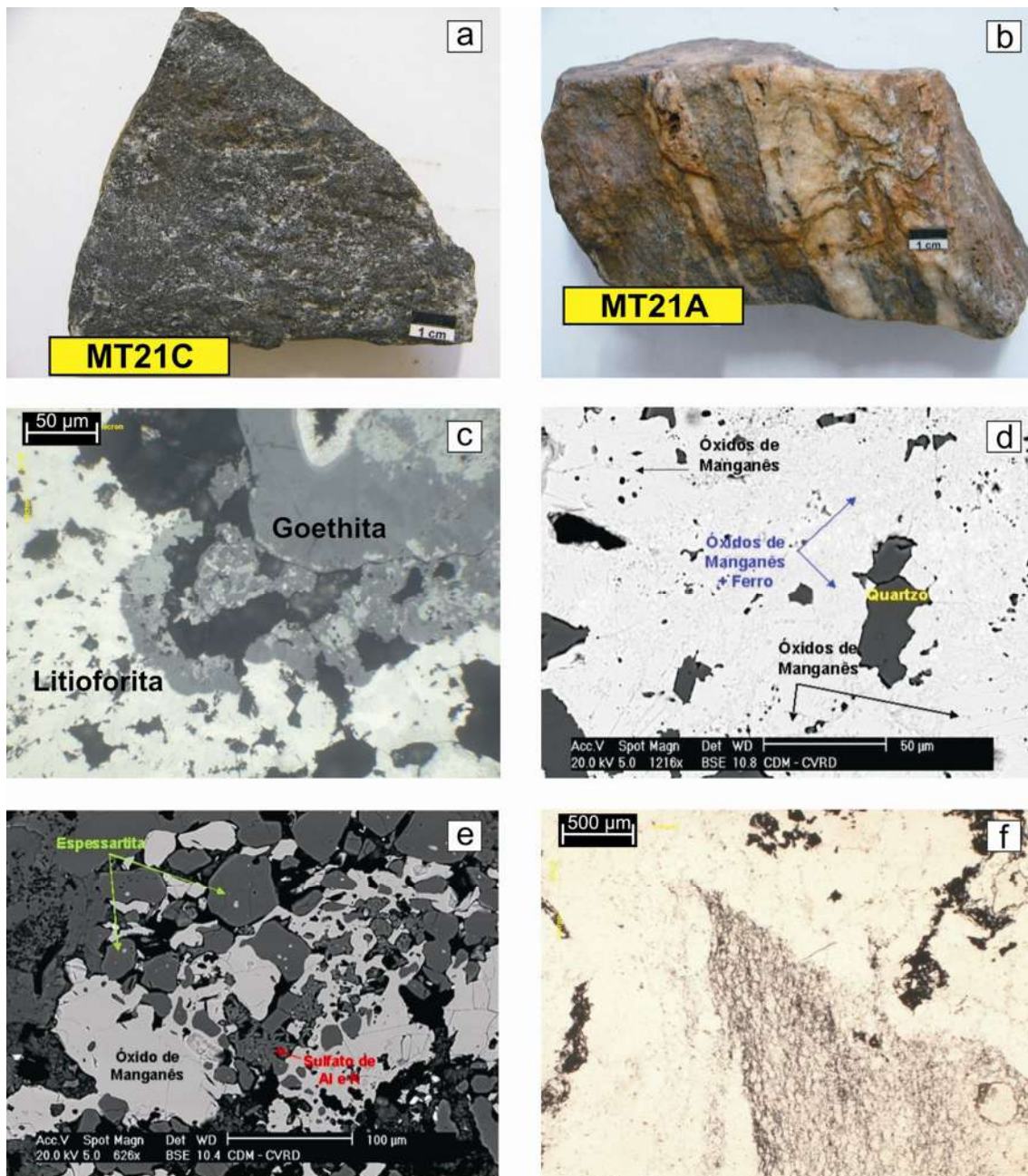


Figura 25 - Metachert ferro-manganesífero a) maciço; b) bandado; c) cristais de goethita e litioforita, vistos ao microscópio óptico (amostra MT029); d) óxidos de manganês, apresentando morfologias diversas. Imagem obtida no MEV (amostra MT029); e) cristal de granada fraturado, envolto por óxidos de Mn. Imagem obtida no MEV (amostra MT021C); f) padrão bimodal do tamanho dos cristais de quartzo. Observa-se, na figura, concentração de opacos finos na porção mais fina, e cristais maiores na porção quartzosa mais grossa (amostra MT021C). Gonçalves-Dias & Mendes (2008).

Grande parte da extensão aflorante do Grupo Rio Preto é capeada por espessas coberturas lateríticas ferro-manganesíferas, que podem atingir teores de Fe e Mn na escala de 20 a 50%. Dessa forma pode ser apresentado um modelo de metalogênese de Fe e Mn em três possíveis fases evolutivas para a Faixa Rio Preto: uma primeira fase sedimentar, uma possível segunda fase de remobilização hidrotermal, e uma terceira fase de enriquecimento supergênico policíclico durante os ciclos geomorfológicos fanerozóicos (Barbosa 1982; Gonçalves-Dias & Mendes 2008).

4.5. Coluna E

A coluna E (Figura 26) foi levantada na região do vilarejo Arroz, a noroeste de Formosa do Rio Preto, em uma pedreira artesanal onde são retirados blocos do arenito Urucuia (UTM 468197 E / 8781497 N). Na subida para essa pedreira aflora uma sequência de granada-mica xistos (Figura 26b) com intercalações concordantes decimétricas a métricas de xistos verdes grossos, de textura nematoblástica, compostos basicamente por clorita, actinolita, epidoto e plagioclásio, fortemente orientados na foliação principal (Figura 26a). O principal acessório é a titanita. A ausência de quartzo nessas rochas sugere uma origem magmática das mesmas (Williams *et al.* 1954; Winkler 1979; Best 2003). Outros afloramentos de granada-mica xisto com intercalações centimétricas de xistos verdes semelhantes podem ser observados no perfil da BR-135 entre Formosa do Rio Preto e a divisa com o estado do Piauí.

No vilarejo de Arroz ocorrem também intercalações tectônicas de gnaiss composto por quartzo, k-feldspato, biotita e anfibólio, do Complexo Cristalândia do Piauí (Figura 26c). Outras lascas de gnaiss podem ser encontradas próximo à BR-135, a norte de Formosa do Rio Preto (Anexo A), e na vereda Boa Sorte, região de São João (Ponto B098).

Na fazenda Angico, a sudoeste do vilarejo de Arroz e a norte do rio Preto (Anexo B; UTM 466798 E/ 8779571 N), ocorre uma faixa de epidoto(clinozoisita)-anfíbolitos que pode atingir até 200 metros de espessura estimada, intercalados entre mica-granada xisto e metarritmito areno-pelítico; o contato entre esses litotipos não é visível. Os anfíbolitos apresentam textura nematogranoblástica e granulação média a grossa, e são compostos por hornblenda, actinolita, clinozoisita, albita, oligoclásio, clorita, granada almandina e diopsídio, com quantidades subordinadas de quartzo, muscovita e biotita. Os principais acessórios são ilmenita, titanita, apatita, pirita e

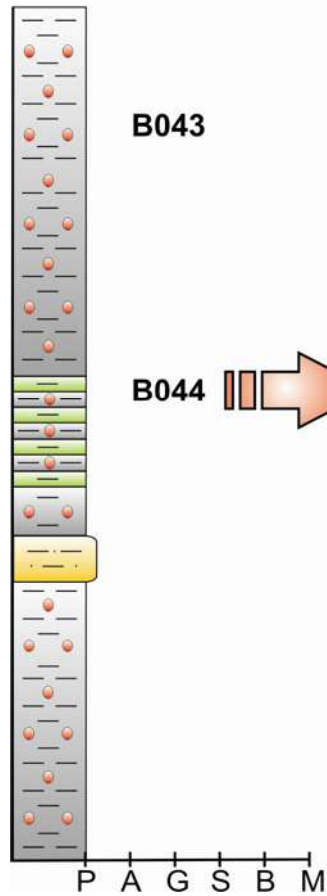
calcopirita. Alguns subtipos são formados quase exclusivamente por granada almandina e actinolita, com abundante quartzo e raro plagioclásio. O caráter petrográfico dessas rochas indica que elas são completamente distintas dos xistos verdes da pedreira do Arroz, apresentando grau metamórfico mais alto (epidoto-anfibolito). A presença de lascas de gnaiss do Complexo Cristalândia nas proximidades sugere a provável intercalação tectônica de rochas metabásicas do embasamento em meio à sequência supracrustal do Grupo Rio Preto. A petrografia, litoquímica e geocronologia detalhada dessas rochas metabásicas, será apresentada nos capítulos 6 e 7.




4.6. Análise de fácies e estratigrafia genética

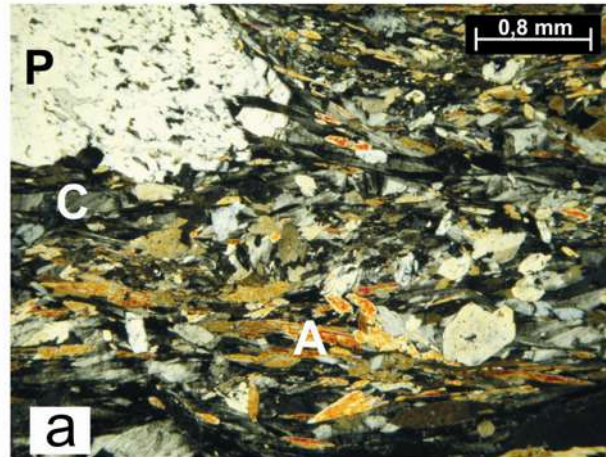
Afim de fornecer as bases para a interpretação dos processos sedimentares atuantes na Faixa Rio Preto e seus respectivos produtos, é possível distinguir um conjunto de fácies sedimentares nas colunas apresentadas anteriormente (Tabela 4). A classificação e análise dessas fácies segue a metodologia proposta por Miall (1985), com a atribuição de códigos distintivos para cada fácies, nos quais a primeira letra, maiúscula, indica o litotipo (p. ex., A = arenito, C = conglomerado), seguida por uma ou mais letras minúsculas indicativas de uma característica marcante das fácies (p. ex., cx = estratos cruzados, oh = estratos ondulados e do tipo *hummocky*). Para facilitar a compreensão das relações bacinais, a nomenclatura sedimentar será utilizada, pois a natureza do protólito pode ser reconhecida na maioria das vezes, apesar do metamorfismo de baixo grau imposto nas rochas da Faixa Rio Preto.

As camadas de diamictito das colunas A e B indicam a atuação periódica de fluxos de lama, que ocasionalmente gradam para correntes de turbidez de alta densidade (metabrecha a grânulo e seixo) e essas para correntes de baixa densidade, com intervalos Tabc de Bouma (1962) representados por quartzitos conglomeráticos a grossos, invariavelmente imaturos, com estratificação gradacional, plana e cruzada, conforme a diminuição da velocidade de fluxo da corrente. As camadas de metapelitos intercaladas são o produto da decantação da pluma de materiais finos em suspensão gerada após cada fluxo de lama. As litofácies das colunas A e B foram, dessa forma, muito provavelmente depositadas por fluxos sedimentares gravitacionais na porção proximal de um sistema dominado por cascalho (*gravel-rich*).

Coluna E
~100 m



-  Xisto verde
-  Metaritimto areno-pelítico
-  Xisto carbonoso granatífero



P - pelito, A - areia, G - grânulo,
S - seixo, B - bloco, M- matacão



Figura 26 – Coluna E. a) Fotomicrografia de xisto verde sob nicóis cruzados, ponto B044; P = plagioclásio; C = clorita; A = actinolita. b) e c), outros litotipos aflorantes a norte do rio Preto. b) Granada mica-xisto na rodovia BR-135, entre Formosa do Rio Preto e a divisa Bahia / Piauí (Ponto B006); c) Anfibólio-biotita gnaïsse do Complexo Cristalândia do Piauí, intercalado tectonicamente a granada-mica xisto do Grupo Rio Preto no vilarejo Arroz (Ponto B036);

<i>Fácies</i>	<i>Produtos</i>	<i>Processos</i>	<i>Colunas Principais</i>
Dm	Diamictito maciço com matriz pelito-carbonática, com clastos de carbonato, gnaïsse, quartzito, quartzo e granito.	Fluxo de lama	A e B
Alg Alp Alex	Arenito lítico formado por grãos de carbonato, gnaïsse, feldspatos e muscovita, com estratificação gradacional grosso-fino (g), estratificação plana (p) e cruzada (cx).	Correntes de turbidez de alta a baixa densidade (Tabc)	A, B e C
M	Marga	Decantação e precipitação química	B
Rap	Ritmito areno-pelítico, formado por camadas centimétricas a decimétricas plano-paralelas de arenito e pelito, muitas vezes carbonosos e / ou manganésíferos.	Correntes de turbidez de baixa densidade	B, C e E
Pcm	Pelito carbonoso e manganésífero	Decantação e correntes de turbidez diluídas	D e E
Cfm	Chert ferro-manganésífero, bandado, maciço ou brechóide.	Precipitação de sílica coloidal com Fe e Mn em suspensão	D
Mb	Xisto verde	Magmatismo básico	E

Tabela 4 – Fácies, processos e produtos sedimentares identificados na Faixa Rio Preto.

Para norte predominam ritmitos areno-pelíticos compostos por camadas de metagrauvaca com estratificação gradacional, plana e cruzada intercalados a camadas de pelitos, interpretados como produtos de correntes de turbidez diluídas, como bem observado na BR-135 entre Malhadinha e Formosa do Rio Preto (Coluna C). Eventualmente, correntes de fundo oceânico podem ter retrabalhado esses depósitos.

As colunas D e E indicam o predomínio de processos de decantação, com importante atuação de sedimentação química, e possivelmente com atuação restrita de correntes de turbidez diluídas na parte norte da Faixa Rio Preto. Os metacherts ferro-manganesíferos podem ser interpretados como produtos da precipitação de sílica coloidal com algum ferro e manganês em suspensão. Uma possível atividade magmática básica é singenética aos processos de sedimentação nesse sítio bacinal.

Não foram encontradas evidências convincentes de influência glacial sob a sedimentação da Faixa Rio Preto, com base na análise sedimento-estratigráfica. A intercalação entre camadas de diamictito com pelito depositado em condições submarinas (decantação) e a associação com turbiditos impede a interpretação dessas rochas como tilitos (rocha glácio-terrestre). Uma sedimentação do tipo glácio-marinha também não encontra suporte, pois se esse fosse o caso, seria de se esperar a ocorrência de clastos isolados nos ritmitos e pelios distantes dos fluxos de lama das coluna A e B, por exemplo na coluna C.

A presença de clastos isolados em camadas pelíticas na coluna B pouco fortalece a hipótese de sedimentação glacial, devido à dificuldade de visualizar as relações entre esses clastos e o contato entre as camadas sedimentares (Figuras 18, 19 e 20), e à posição proximal dessas camadas na bacia. A presença de clastos que deformam localmente o contato (Figura 19) também é uma evidência muito fraca para se basear uma hipótese de sedimentação glacial, pois esses clastos encontram-se na base de camadas de diamictito e não isolados em metapelito.

A confirmação da presença ou ausência da influência de processos glaciais na Faixa Rio Preto pode tomar outras vias, como por exemplo o uso de técnicas de geoquímica isotópica, porém é preciso enfatizar o cuidado necessário para que os turbiditos com alta proporção de material carbonático não sejam interpretados erroneamente como *cap carbonates*, uma vez que os processos sedimentares envolvidos em cada caso são completamente diferentes.

4.7. Integração das colunas esquemáticas e modelo deposicional

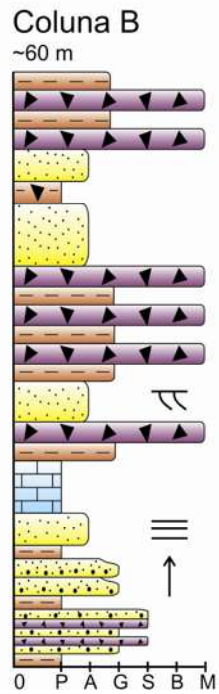
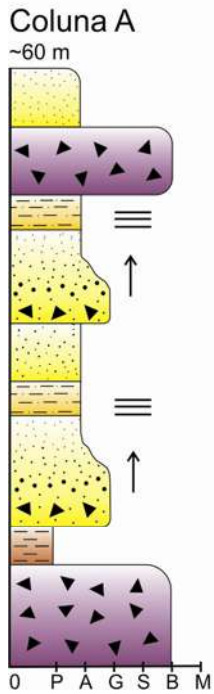
As colunas esquemáticas levantadas na Faixa Rio Preto podem ser comparadas em uma seção sul-norte (Figura 27). A partir dessa comparação e dos dados apresentados para cada coluna, se torna claro que um modelo de sedimentação para a(s) bacia(s) precursora(s) da Faixa Rio Preto, deve levar em consideração os seguintes pontos:

- a) Existe uma nítida diminuição na granulometria dos sedimentos, com aumento gradual na proporção de finos, de sul para norte. Na região de Monte Alegre dos Cardosos, predominam pséfitos e psamitos; a norte desse vilarejo não ocorrem mais camadas de diamictito, com o predomínio de psamitos sobre pelitos até a região de Malhadinha, onde as intercalações entre esses dois litotipos são predominantes. Já de Formosa do Rio Preto para norte, a proporção de sedimentos pelíticos prevalece sobre qualquer outra granulometria.
- b) A área-fonte dos sedimentos, como bem demonstrado pelos clastos nos diamictitos e pelos grãos nos arenitos líticos, engloba rochas de variados tipos, sendo proeminentes os carbonatos, quartzitos, gnaisses e granitóides. A alta proporção de carbonatos em todas essas rochas indica a erosão de uma área rica nessas rochas, tal como uma rampa ou plataforma carbonática, e do seu embasamento (gnaisses e granitos).

Com base nessas informações e na análise das fácies interpretadas em cada porção da Faixa Rio Preto, pode ser modelado um ambiente marinho profundo com três sub-ambientes principais, de sul para norte: proximal, médio e distal (Figura 28). A Tabela 5 resume os principais processos e produtos em cada sub-ambiente.

A alta proporção de ruditos no sub-ambiente proximal, com sedimentação episódica / cíclica denotada pela intercalação entre camadas de diamictitos e pelitos, indica que o ambiente marinho profundo é do tipo rico em cascalho, com forte controle tectônico no suprimento sedimentar (Figura 8). Dessa forma o mais provável é que se trate de um ambiente de *slope-apron*, com a formação de rampas íngremes devido à movimentação em falhas normais mergulhantes predominantemente para norte. O *slope-apron* caracteriza um suprimento linear de sedimentos para a bacia, com coalescência de leques submarinos dominados por processos sedimentares

SSE



NNW

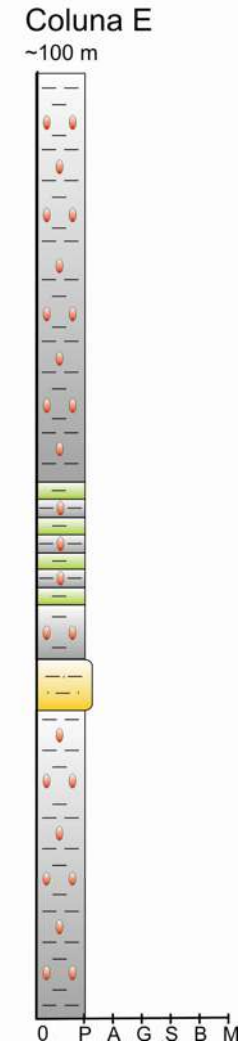
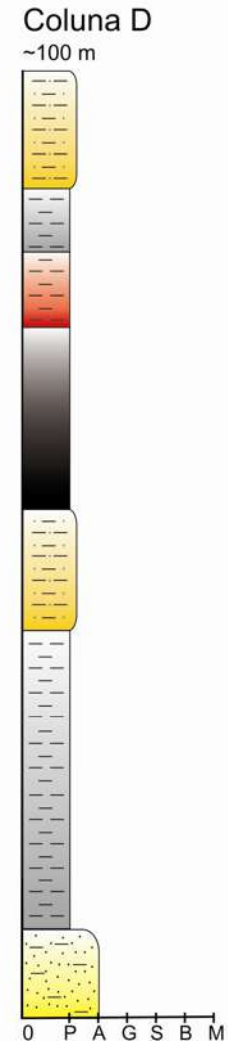
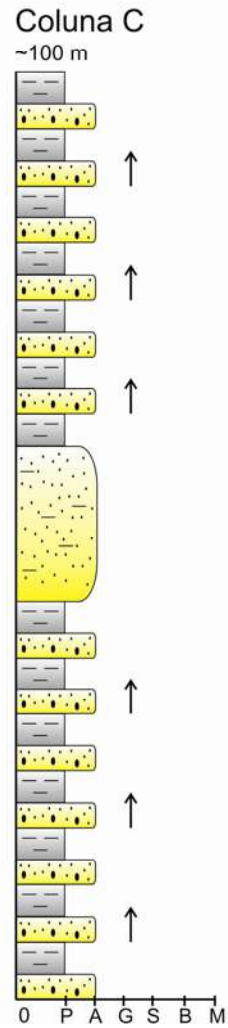


Figura 27 – Correlação espacial entre as colunas esquemáticas levantadas na Faixa Rio Preto.

SUB-AMBIENTE	PROCESSOS	PRODUTOS
Proximal	Fluxos de lama Correntes de turbidez de alta a baixa densidade	Diamictitos Turbiditos de alta a baixa densidade Pelitos
Médio	Correntes de turbidez diluídas Decantação	Turbiditos de baixa densidade Pelitos
Distal	Decantação Precipitação de Si, Fe e Mn Correntes de turbidez diluídas Magmatismo básico	Pelitos carbonosos e manganésíferos Cherts ferro-manganésíferos Ritmitos areno-pelíticos finamente laminados Xisto verde

Tabela 5 – Processos e produtos sedimentares de cada sub-ambiente proposto para a bacia Rio Preto.

gravitacionais. Cada fluxo gravitacional acionado pela movimentação nas falhas normais é seguido pela deposição de pelitos suspensos em plumas de decantação, denotando fases de quiescência tectônica na bacia. Essas fases são seguidas por novos movimentos tectônicos episódicos, com geração de novos fluxos gravitacionais, e assim por diante.

A Zona de Cisalhamento de Cariparé, no extremo sul da área de estudo, causa o cavalgamento de diamictitos da Formação Canabravinha (Coluna A), a norte, sobre rochas do Grupo Bambuí, a sul, depositadas sobre contexto marinho raso, plataformar (Egydio-Silva 1987). Provavelmente essa falha representa a inversão da falha normal de borda da bacia Rio Preto, que separa ambientes de profundidade e contexto tectônico distintos: a plataforma continental, a sul, e o ambiente marinho profundo, a norte.

A área-fonte da bacia Rio Preto deveria possuir, à época, grande quantidade de rochas carbonáticas, quartzitos, granitóides e gnaisses. O mais provável é que esses sedimentos sejam originários do Cráton do São Francisco, a sul. Aventa-se a possibilidade de erosão da plataforma carbonática da base do Grupo Bambuí (Formação São Desidério), a ser confirmada por estudos isotópicos. Nesse caso, ao menos parte da sedimentação dos grupos Bambuí e Rio Preto seria contemporânea.

Muito menos provável é que os sedimentos sejam originados da própria Faixa Rio Preto e de regiões adjacentes, no sul do Piauí, como sugerido, por exemplo, por Gonzaga & Walde (2007). Nesse caso torna-se complicado explicar a onipresença de clastos de carbonato e granitóide nos diamictitos, uma vez que nenhuma dessas duas rochas pode ser encontrada em abundância na Faixa Rio Preto.

No sub-ambiente médio, os sedimentos foram intensamente retrabalhados por correntes de turbidez, formando intervalos de turbiditos de baixa densidade clássicos (Bouma 1962), que por sua vez foram retrabalhados ocasionalmente por correntes de fundo oceânico.

No sub-ambiente distal predominam processos de decantação, com possível atividade magmática básica associada. Esse magmatismo básico pode ter gerado fumarolas hidrotermais que injetaram pequenas quantidades de ferro e manganês na bacia (Figura 26). Esses metais, dissolvidos em soluções hidrotermais, foram depositados juntamente à sílica coloidal na forma de cherts ferro-manganesíferos intercalados aos sedimentos majoritariamente pelíticos dessa porção da bacia.

4.8. Contexto Tectônico da Bacia Rio Preto

Dois modelos podem ser aventados para a bacia precursora da Faixa Rio Preto:

Um *rift* assimétrico, desenvolvido sob condições marinhas, com transporte de sedimentos de sul para norte; ou, alternativamente, o talude submarino relacionado à plataforma carbonática da Formação São Desidério. A principal área-fonte indicada é a região do Cráton do São Francisco, a sul. O sistema deposicional marinho profundo é do tipo *slope-apron*, com importante controle tectônico e eustático sobre a sedimentação.

Para o caso de uma bacia do tipo *rift*, uma geometria de hemi-graben com borda falhada a sul (Falha de Cariparé) e possível borda flexural a norte, onde não são encontrados depósitos psefíticos, pode ser indicada (Figura 28). Movimentações nas falhas normais de borda da bacia, em sua porção sul, favoreceram episódios de fluxos de massa que evoluíram para correntes de turbidez em sua porção interna, que se tornam progressivamente mais diluídas para norte.

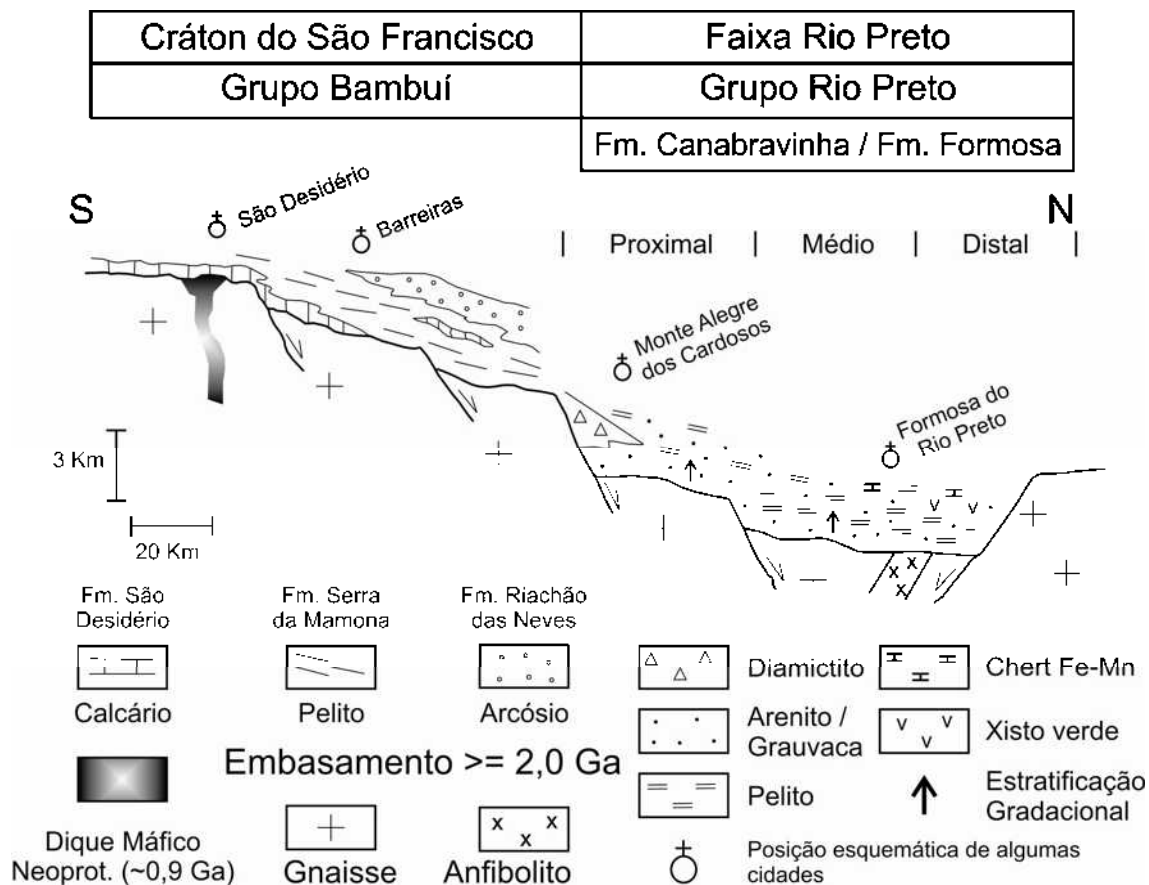


Figura 28 – Modelo de bacia *rift* para o Grupo Rio Preto, com sub-ambientes proximal, médio e distal.

4.9. Proposta de revisão estratigráfica da Faixa Rio Preto

A partir da modelagem estratigráfica e sedimentológica apresentada anteriormente, é possível propor uma revisão na coluna litoestratigráfica da Faixa Rio Preto. Segundo o Código Brasileiro e Guia de Nomenclatura Estratigráfica (CBNE), “As formações são unidades fundamentais na descrição e interpretação da geologia de uma região, principalmente no que diz respeito à distribuição espacial de sucessões e fácies deposicionais em áreas proximais e distais da bacia.” (Petri *et al.* 1986, p. 377, § 1). Dessa forma, é possível redefinir o Grupo Rio Preto a partir de critérios genéticos, dentro das limitações inerentes aos estudos em áreas pré-Cambrianas, como bem demonstrado e discutido por Petri *et al.* (1986). Nesse sentido, é proposto:

1) Retirada da Formação Canabrinha da base do Grupo Bambuí.

Como demonstrado, o contexto deposicional e tectônico dessas duas unidades é totalmente diferente (ambiente marinho profundo / faixa dobrada e ambiente marinho raso plataformar / cráton, respectivamente). É importante apontar que a Formação São Desidério se assenta diretamente sobre o embasamento paleoproterozóico na região de Correntina, ou seja, ainda não foi encontrado um equivalente estratigráfico à Formação Canabrinha no contexto cratônico próximo à Faixa Rio Preto.

Egydio-Silva (1987) propôs a subdivisão do Grupo Bambuí no oeste da Bahia em comparação aos outros locais aflorantes desse grupo em Minas Gerais e Bahia, correlacionando a Formação Canabrinha às formações Jequitaí e Bebedouro, ambas depositadas em contexto cratônico. Em Minas Gerais, Uhlein *et al.* (1999 e 2007) sugerem uma passagem gradual da Formação Jequitaí para o Grupo Macaúbas da Faixa Araçuaí. Dessa forma, é mais provável que a Formação Canabrinha da Faixa Rio Preto represente o equivalente tectono-estratigráfico das formações basais do Grupo Macaúbas da Faixa Araçuaí, portadoras de diamictitos (formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã; Noce *et al.* 1997).

2) Revisão de hierarquia do Grupo Rio Preto.

É proposta a revisão do Grupo Rio Preto conforme definido por Egydio-Silva (1987), da categoria de grupo para formação, sob a denominação **Formação Formosa**. Essa proposição deve-se à não possibilidade de subdivisão natural dessa unidade em formações, conforme previsto no CBNE (Petri *et al.* 1986). As bases para a definição da Formação Formosa serão apresentadas a seguir, em item específico.

3) Agrupamento das formações Canabrinha e Formosa no Grupo Rio Preto redefinido.

Essa proposição segue as recomendações do CBNE (Petri *et al.* 1986) apresentadas no início desse item. Como hipótese de trabalho a ser confirmada pelos trabalhos geocronológicos, pode ser atribuída uma idade neoproterozóica para a deposição do Grupo

Rio Preto, em correlação às unidades correlatas das faixas dobradas marginais ao Cráton do São Francisco.

Segue abaixo uma descrição das bases para a redefinição das unidades estratigráficas da Faixa Rio Preto, e o quadro estratigráfico do Grupo Rio Preto redefinido (Figura 29). A proposta de revisão estratigráfica formal será publicada em artigo científico em periódico especializado, conforme exigido pelo CBNE (Petri *et al.* 1986).

4.9.1. Grupo Rio Preto

O Grupo Rio Preto representa o preenchimento sedimentar da bacia precursora da faixa dobrada homônima, no noroeste da Bahia e sul do Piauí. A nomenclatura foi inicialmente proposta por Santos *et al.* (1977), informalmente, e revisada por vários autores, dentre eles Egydio-Silva (1987). É composto por metassedimentos predominantemente areno-pelíticos, com intercalações de metadiamicititos, metamargas, metacherts, e, localmente, xistos verdes. Metarritmitos areno-pelíticos de fácies xisto verde são característicos e podem ser observados abundantemente na seção-tipo, ao longo da rodovia BR-135, entre Monte Alegre dos Cardosos e a divisa Bahia-Piauí.

Os limites sul e norte são de caráter tectônico: a sul o Grupo Rio Preto é empurrado sobre o Grupo Bambuí de idade neoproterozóica e a norte, sobre o Complexo Cristalândia do Piauí de idade arqueana / paleoproterozóica. A oeste o Grupo Rio Preto é recoberto discordantemente pelos sedimentos de idade cretácea do Grupo Urucuia, e a leste pelos sedimentos inconsolidados cenozóicos da planície do rio São Francisco.

O Grupo Rio Preto foi depositado durante o Neoproterozóico em uma bacia do tipo *rift* ou talude submarino, com geometria em hemi-gráben, borda falhada a sul e flexural a norte. O Grupo Rio Preto sofreu deformação e metamorfismo no Ciclo Brasileiro, e pode ser correlacionado às unidades das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco, por exemplo a seção *rift* do Grupo Macaúbas da Faixa Araçuaí. A espessura do Grupo Rio Preto é impossível de ser estimada com segurança, devido à deformação brasileira imposta, com formação de dobras isoclinais e estruturação em leque de dupla vergência durante o evento deformacional principal. Todavia, Egydio-Silva (1987) apresentou um valor de aproximadamente 7.500 metros de espessura, baseado em dados gravimétricos da região, valor que está dentro das possibilidades para sedimentação *sin-rift* em um hemi-gráben.

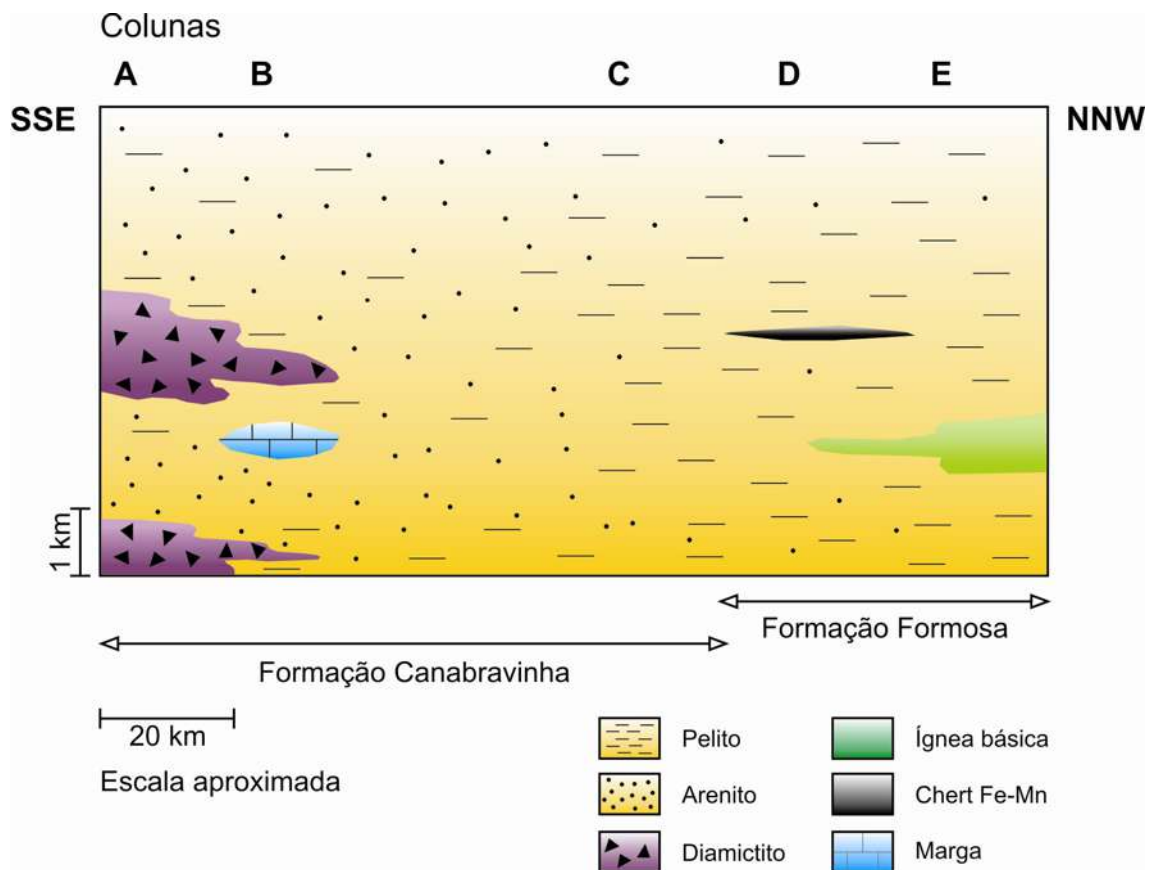


Figura 29 – Quadro estratigráfico esquemático do Grupo Rio Preto redefinido.

O Grupo Rio Preto é subdividido nas formações Canabravinha a sul e Formosa a norte. Essa subdivisão baseia-se em uma relação proximal-distal entre essas duas formações, representando variações verticais e laterais na bacia.

Nesse trabalho não foram estudados os metassedimentos aflorantes entre as serras do Estreito e Boqueirão, a oeste da área de estudo, que segundo Andrade Filho *et al.* (1999) fazem parte também do Grupo Rio Preto, sendo composto nessa localidade por xistos e filitos grafitosos, sericíticos e granatíferos, com intercalações de metaconglomerados e quartzitos subordinados.

4.9.2. Formação Canabravinha

A Formação Canabravinha foi definida por Egydio-Silva (1987) e proposta formalmente por Egydio-Silva *et al.* (1989). A nomenclatura refere-se ao córrego Canabravinha, próximo à fazenda homônima, no município de Monte Alegre dos Cardos, local onde o autor realizou a seção-tipo esquemática dessa formação.

A Formação Canabravinha é composta por quartzitos líticos conglomeráticos, feldspáticos, carbonáticos e / ou micáceos, com estratificação gradacional, plana, cruzada ou aspecto maciço; metagrauvascas, metapelitos, filitos carbonosos e mica xistos; metaritmitos areno-pelíticos; metadiamicititos; e, subordinadamente, lentes de metamarga. Vários desses litotipos apresentam limonitas euédricas milimétricas a centimétricas abundantemente disseminadas. Além da seção-tipo do córrego Canabravinha, na rodovia BR-135 entre Cariparé e Formosa do Rio Preto ocorrem bons afloramentos de metaritmitos turbidíticos dessa formação.

A Formação Canabravinha apresenta variação lateral e vertical com litofácies psefíticas e psamíticas a sul gradando progressivamente para litofácies com maior proporção de material pelítico a norte.

A sul a Formação Canabravinha é empurrada por falha reversa sobre a Formação Serra da Mamona do Grupo Bambuí (Egydio-Silva 1987; Egydio-Silva *et al.* 1989); a norte faz contato também tectônico, através de falha oblíqua reversa destrógiara com transporte para norte, com a Formação Formosa.

4.9.3. Formação Formosa

A Formação Formosa ocorre nas margens do rio Preto, e foi nomeada em respeito à cidade de Formosa do Rio Preto. É composta por mica xisto grosso frequentemente granatífero, com intercalações de quartzito puro a micáceo, metaritmito areno-pelítico, metachert ferro-manganesífero, e, localmente, clorita-actinolita-epidoto xisto verde. O estratótipo pode ser observado na BR-135 entre Formosa do Rio Preto e a divisa Bahia-Piauí. Seções de referência subsidiárias, onde as intercalações de metachert e xisto verde podem ser visualizadas com maior facilidade, são indicadas na vereda Jatobá e na região do vilarejo de Arroz, a leste e a noroeste de Formosa do Rio Preto, respectivamente. Intercalações métricas de quartzitos micáceos podem ser observadas na estrada para o Coaceral (Portal do Jalapão), próximo à divisa Bahia-Piauí.

Boas ocorrências de metachert ferro-manganesífero afloram na região de Jataí, 20 km a leste de Formosa do Rio Preto, na estrada não pavimentada para Santa Rita de Cássia, e na região da Fazenda Lagoa, na BR-135 antiga (não pavimentada), acessada a partir do pontilhão de madeira que cruza o rio Preto em Formosa, na direção sudoeste.

Intercalações tectônicas de gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí são comumente encontradas na Formação Formosa, aflorantes principalmente no vilarejo de Arroz e próximo à BR-135, a norte de Formosa do Rio Preto. Na região da Fazenda Angico, a oeste de Formosa do Rio Preto, ocorrem também intercalações tectônicas de epidoto-anfibolito, em uma faixa de aproximadamente 200 metros de espessura intercalada entre granada-mica xisto e metarritmito areno-pelítico.

A Formação Formosa faz contato a sul com a Formação Canabrinha através de falha oblíqua reversa destrógiro, e a norte cavalga em baixo ângulo os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí. A oeste a Formação Formosa é empurrada sobre os quartzitos do Grupo Santo Onofre na Serra do Boqueirão (Egydio-Silva 1987). Grande parte da Formação Formosa encontra-se encoberta tanto pelos sedimentos cretáceos do Grupo Urucua quanto por sedimentos inconsolidados cenozóicos ligados à evolução das superfícies de aplainamento Sul-americana e Velhas, além da sedimentação holocênica da planície do São Francisco.

A forte deformação e metamorfismo brasileiros superpostos à Formação Formosa torna impossível a estimativa de sua espessura.

CAPÍTULO 5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. Interpretação de fotolineamentos

A interpretação de fotolineamentos foi realizada como etapa preliminar à análise estrutural, com o objetivo de caracterizar as principais direções estruturais e a compartimentação da área. Os fotolineamentos foram interpretados utilizando imagens de sensoriamento remoto (fotos aéreas e imagens de radar LANDSAT 7 – 2000) associadas a um modelo digital de elevação de terreno, como descrito no ítem 1.10.

A partir desses dados foi gerado um mapa de lineamentos da área de estudo regional, com ênfase nas estruturas planares e lineares positivas e negativas, onde a área de estudo pode ser dividida em três compartimentos estruturais: Norte, Central e Sul (Figura 30). Esses compartimentos são separados por lineamentos negativos interpretados como grandes estruturas disruptivas entre as cidades de Malhadinha e Formosa do Rio Preto. Os compartimentos Norte e Sul apresentam direção estrutural predominante NE-SW, separados pelo compartimento Central de orientação E-W.

Os fotolineamentos positivos apresentam forte correlação, como constatado em campo, com a foliação metamórfica mais penetrativa (S_2) por toda a área, e por essa razão na Figura 30 (a,b e c) são representados os estereogramas de contorno isoareal dos pólos dessa estrutura em cada compartimento, acompanhados das respectivas lineações L_2 . Os fotolineamentos negativos são, possivelmente, originados em zonas de falha / cisalhamento e fraturas. Essas zonas disruptivas podem ser divididas em duas categorias: lineamentos negativos subparalelos à S_2 e lineamentos negativos que truncam esses primeiros e defletem os lineamentos positivos. Enquanto os primeiros são possivelmente co-genéticos a S_2 , os últimos são claramente mais novos, ou tardios, em relação a essa estrutura.

Os lineamentos interpretados na Faixa Rio Preto apresentam notável continuidade lateral, não sendo possível reconhecer envoltórias superficiais dobradas em grande escala. Como bem sugerido por Inda & Barbosa (1978), isso deve-se em parte ao elevado grau de transposição das superfícies primárias nas rochas do Grupo Rio Preto. Essa transposição associa-se ao desenvolvimento da foliação S_2 , plano axial de dobras fechadas a isoclinais, que na maioria das vezes podem ser classificadas como subhorizontais normais ou inclinadas.

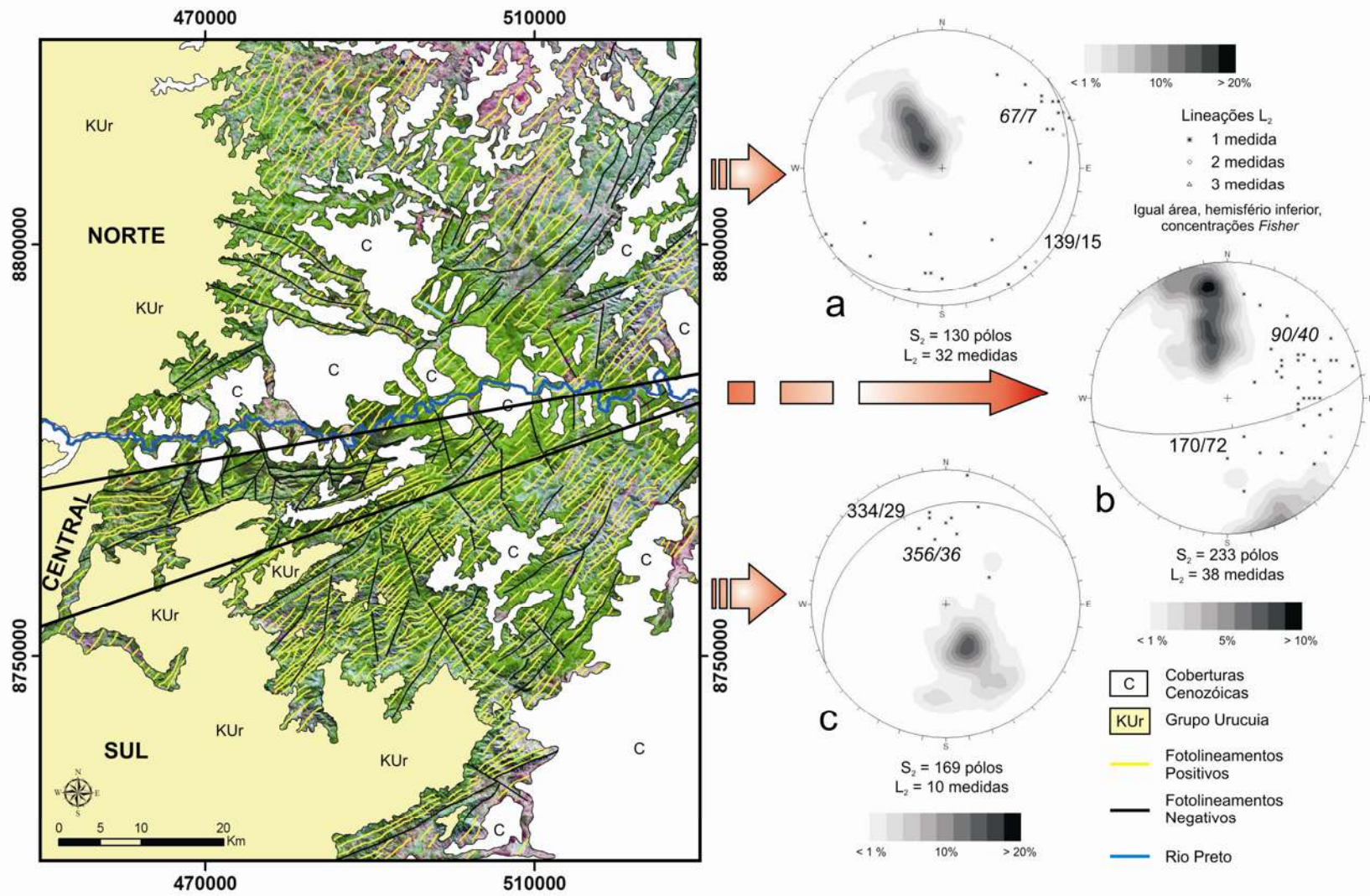


Figura 30 – Compartimentos estruturais da área de estudo, mostrando grupos de fotolineamentos interpretados sobre modelo digital de elevação de terreno superposto a imagem de satélite (LANDSAT 7-2000). Estereogramas de contorno isoareal de pólos da foliação S_2 e de pontos espalhados da lineação L_2 para os compartimentos a) Norte, b) Central, c) Sul. As atitudes em cada estereograma representam os máximos modais para S_2 e L_2 (essa última em itálico).

5.2. Acervo Estrutural

5.2.1. Foliações

Três foliações secundárias são reconhecíveis por toda a área de estudo (Egydio-Silva 1987; Figuras 31 a 33). As características morfológicas de cada uma dessas foliações não variam consideravelmente entre os três compartimentos estruturais da Figura 30, levando em consideração as variações morfológicas relativas ao litotipo, ao grau metamórfico e à posição em grandes estruturas dobradas (Hobbs *et al.* 1976).

A estrutura planar principal, em toda a área de estudo, é uma foliação de crenulação bastante apertada e penetrativa (S_2). Trata-se de uma foliação plano axial milimetricamente espaçada, que passa gradativamente, de norte para sul, de uma xistosidade nas rochas da Formação Formosa para uma clivagem de crenulação na Formação Canabravinha, e para uma clivagem ardosiana nos metapelitos de grau metamórfico incipiente da Formação Serra da Mamona. Para cada compartimento estrutural, S_2 apresenta atitude modal máxima distinta, materializando a estrutura em leque de dupla vergência da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987; Figura 30).

Os domínios de clivagem de S_2 apresentam geralmente forma suave, volume entre 30 a 70% (clivagem zonal), relação espacial paralela a anastomosada, e transição discreta a gradacional para os micrólitos, onde são observadas microdobras simétricas a assimétricas de $S_1 // S_0$ (*cf.* Passchier & Trouw 1996).

Em metapelitos e rochas com grande proporção de micas, S_2 é materializada pela acumulação preferencial de filossilicatos (muscovita, clorita, biotita) e opacos orientados nos domínios de clivagem, o que sugere que o principal mecanismo de formação da foliação foi o microdobramento seguido por dissolução por pressão preferencialmente nos flancos das microdobras. Já em rochas predominantemente metapsamíticas, S_2 é materializada pela orientação preferencial de cristais de quartzo, feldspato, opacos, e outros minerais. Os cristais de quartzo geralmente apresentam extinção ondulante, bordas serrilhadas, desenvolvimento de subgrãos, e outras

microestruturas que indicam a atuação de processos de deformação cristal-plástica como os principais mecanismos de formação da foliação. Nessas últimas rochas, S_2 raramente é uma clivagem de crenulação; normalmente se apresenta como uma xistosidade anastomosada contínua, ou como uma xistosidade anastomosada espaçada em domínios, quando a rocha possui proporção de micas suficiente.

O desenvolvimento de S_2 foi acompanhado de recristalização dinâmica de quartzo, blastese de muscovita, clorita, e, mais notavelmente, das granadas almandina e espessartita (nos xistos das formações Formosa e Canabrinha e nos gonditos dessa última, respectivamente). S_2 se relaciona intimamente, dessa forma, com o evento metamórfico principal da Faixa Rio Preto.

Entre as estruturas contemporâneas a S_2 , podem ser destacadas, principalmente no compartimento Central: uma foliação milonítica desenvolvida próximo às principais estruturas disruptivas, que configura com S_2 um par S-C (figuras 38f e 40e); e o intenso desenvolvimento de venulações e veios de quartzo subparalelos a S_2 .

Quando os planos S_2 encontram-se localmente espaçados milimetricamente, pode ser observada uma foliação precedente nos micrólitos ($S_1 // S_0$), apresentando microdobras cujos flancos são seccionados por S_2 . A foliação S_1 é uma clivagem contínua invariavelmente paralela ao acamamento (S_0), sendo materializada pelo achatamento de cristais de quartzo e orientação preferencial de micas brancas de granulação fina. A presença de veios de quartzo paralelos a S_0 , dobrados por S_2 , indica sua possível contemporaneidade ao desenvolvimento de S_1 .

Pouco pode ser dito sobre os mecanismos de formação de S_1 , principalmente devido aos efeitos da superposição de S_2 , que muitas vezes chegam à transposição total das superfícies mais antigas. Não foram observadas dobras de S_0 relacionadas a S_1 , dessa forma é provável que essa foliação não seja do tipo plano axial. A Figura 34c caracteriza o estilo de dobramento predominantemente apertado de $S_0 // S_1$ na área de estudo, com plano axial $// S_2$. Os pólos de $S_0 // S_1$ concentram-se nos quadrantes noroeste e sudeste, com máximos modais 334/69 e 169/65 e eixo construído 251/16.

A foliação S_3 é uma clivagem de crenulação ou clivagem de fratura, dependendo do litotipo, com espaçamento centimétrico a decimétrico, que apresenta geometria em leque em relação a dobras abertas e suaves ondulações da foliação S_2 . Apresenta em geral morfologia áspera (*rough*) a suave, relação espacial paralela, volume menor do que 30% (clivagem espaçada), e transição gradacional para os micrólitos. Os planos de S_3 muitas vezes se distribuem de maneira descontínua, e às vezes de forma escalonada,

nos afloramentos. S_3 por vezes se relaciona a falhas de empurrão e fraturas, muitas vezes acompanhadas por veios de quartzo. A atitude de S_3 não varia consideravelmente entre os três compartimentos estruturais, apresentando valor modal máximo de 187/32 (Figura 34e). Não foi observada blastese contemporânea ao desenvolvimento de S_3 , que é materializada, em geral, pela acumulação preferencial de opacos finos em planos discretos, sugerindo uma origem por dissolução por pressão em flancos de microdobras suaves.

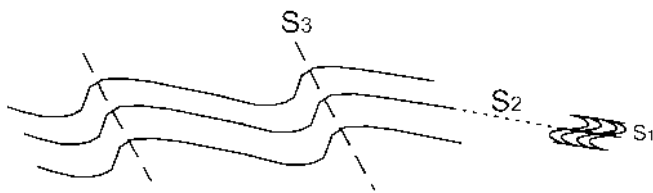


Figura 31 – Relações esquemáticas entre as três foliações secundárias da área de estudo. Modificado de Gonçalves-Dias & Mendes (2008).

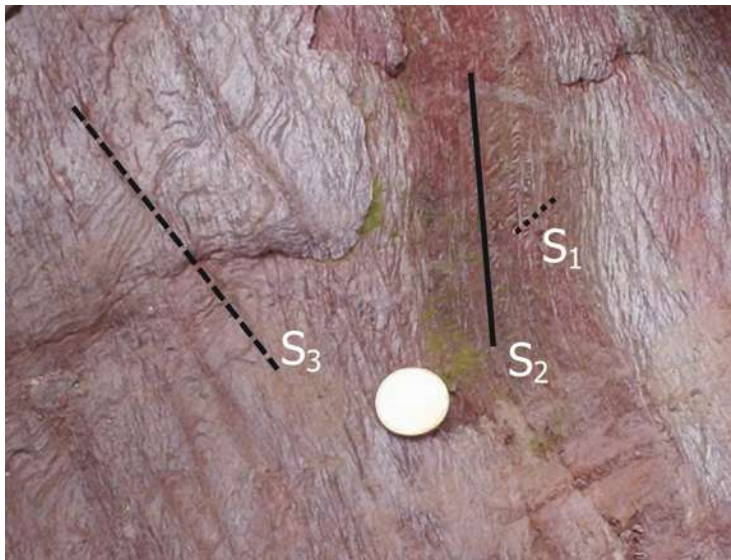


Figura 32 – Filito da Formação Canabravinha com as três foliações secundárias da área de estudo. Ponto J06.

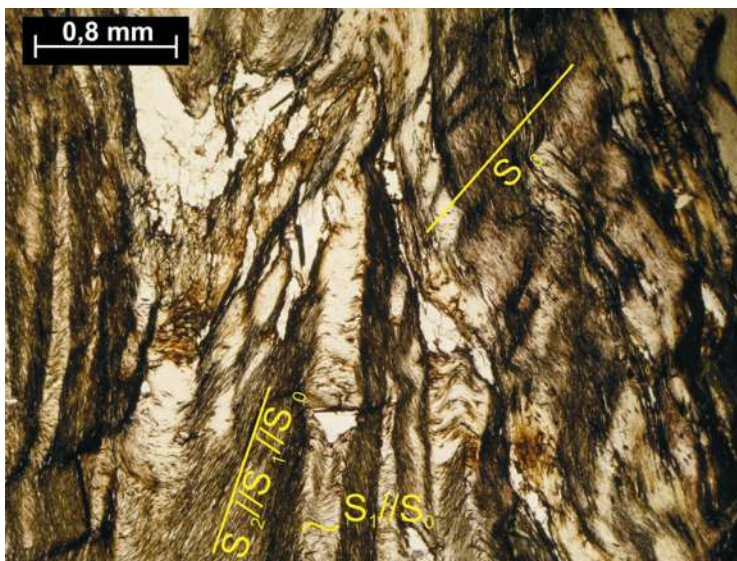


Figura 33 – Relações microestruturais entre as foliações da área de estudo. S_2 transpõe intensamente $S_1 // S_0$, que só se torna claramente visível próximo às zonas de charneira de dobras apertadas a isoclinais D2. S_3 corta todas as estruturas antecedentes. Ponto MT003, nicóis descruzados.

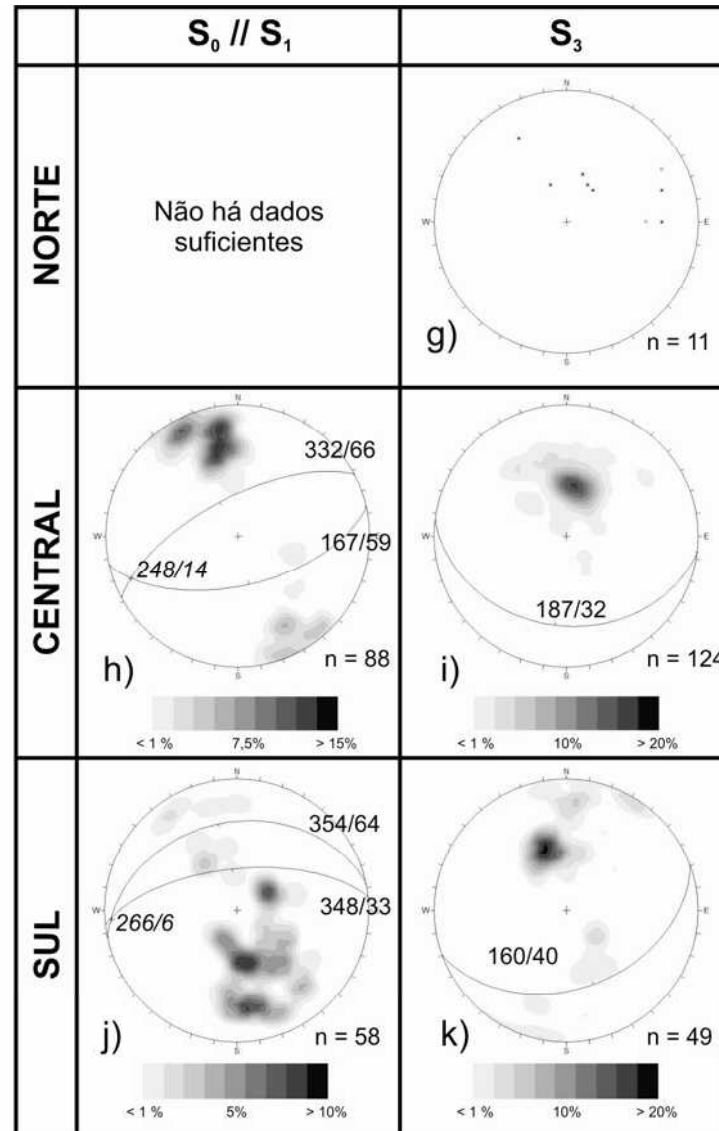
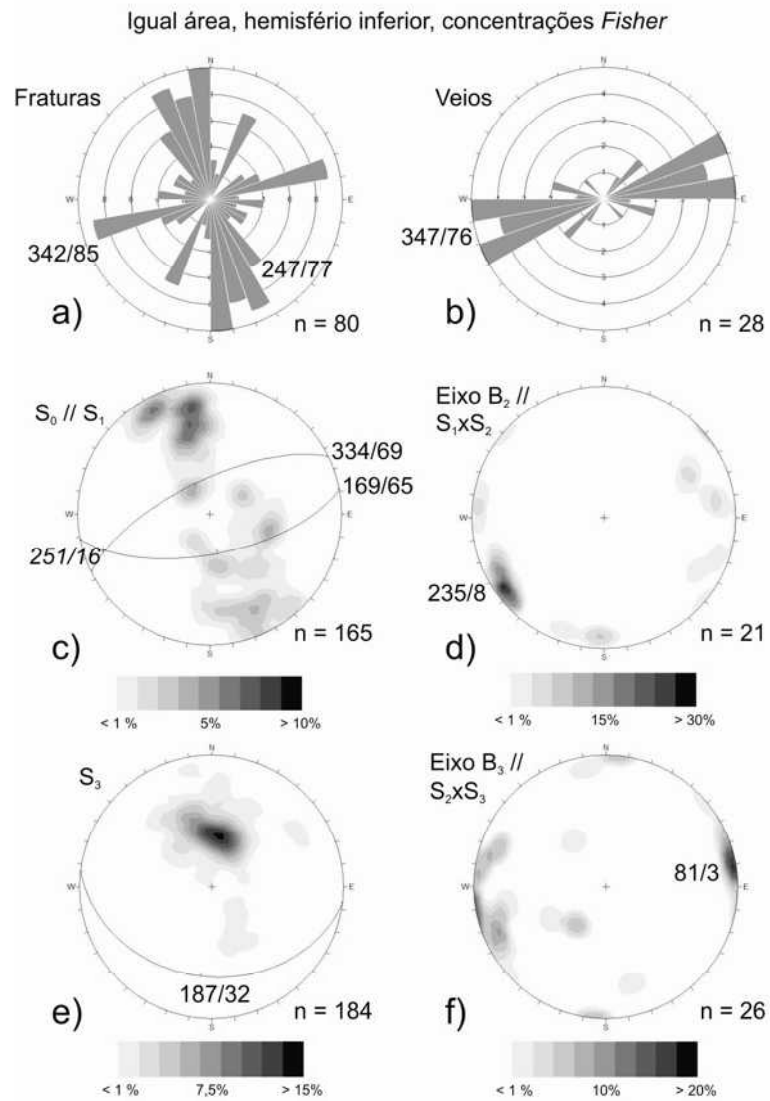


Figura 34 – Estereogramas para as estruturas de toda a área estudada (a a f) e separadas por compartimento estrutural (g a k). As atitudes em cada estereograma representam os máximos modais para cada estrutura, e o eixo construído (em itálico) para os dobramentos de $S_1 // S_0$.

5.2.2. Lineações

O conjunto L_2 representa lineações minerais (mica, clorita, anfibólio, opacos) e de estiramento (cristais e agregados de quartzo) contidas no plano de S_2 . L_2 apresenta atitudes distintas para cada compartimento estrutural (Figura 30).

As lineações de interseção $S_1 \times S_2$ e $S_2 \times S_3$ foram consideradas juntamente a medidas diretas de eixos de dobras relacionadas a S_2 e S_3 , respectivamente (Figura 34d e f). O eixo B_2 apresenta valor modal máximo 235/8, próximo ao eixo construído para o estereograma de $S_0 // S_1$ (Figura 34c). O eixo B_3 apresenta valor modal máximo 81/3, caracterizando dessa forma os dobramentos relacionados a S_2 e S_3 como aproximadamente coaxiais.

5.2.3. Fraturas

Os planos de fraturas coletados em campo apresentam distribuição bimodal, com máximos modais 342/85 e 247/77 (diagrama de roseta da Figura 34a). Em imagens de sensoriamento remoto alguns lineamentos observados coincidem com essas direções, especialmente no compartimento Central, onde esses lineamentos deslocam porções do contato tectônico entre as formações Canabrinha e Formosa (Zona de Cisalhamento do Rio Preto). Dessa forma, essas estruturas rúpteis provavelmente representam etapas tardias no processo de deformação progressiva.

5.2.4. Veios

A análise estrutural das atitudes de veios de quartzo na área estudada deve ser realizada com cuidado, pois existem veios de diferentes gerações, paralelos a S_1 , S_2 , S_3 , ou sem relação direta com essas estruturas. A maioria das atitudes plotadas no diagrama de roseta da Figura 34b, com máximo modal 347/76, relacionam-se provavelmente a veios associados a fraturas tardias (Figura 34a).

5.3. Compartimento Sul

As estruturas do Compartimento Sul são materializadas sobre as rochas das formações Canabrinha e Serra da Mamona. Predominam lineamentos positivos na direção NE-SW, correlacionados a estruturas com atitudes de máximo modal $S_2 = 334/29$ e $L_2 = 356/36$ (Figura 30a); o que, apesar dos poucos dados coletados para L_2 , caracteriza cinemática predominantemente frontal.

O lineamento contínuo mais meridional corresponde à Zona de Cisalhamento (ZC) de Cariparé, que configura o contato tectônico entre as formações Canabrinha e Serra da Mamona. As lineações de estiramento de clastos dos diamictitos da Formação Canabrinha que ocorrem adjacentes a essa zona de falha encontram-se concentradas no quadrante nor-noroeste (ponto J01; Egydio-Silva 1987), configurando uma lineação no mergulho (*down-dip*) e caracterizando a zona de cisalhamento como um empurrão frontal com transporte tectônico de nor-noroeste para sul-sudeste (Figuras 15a e 35).

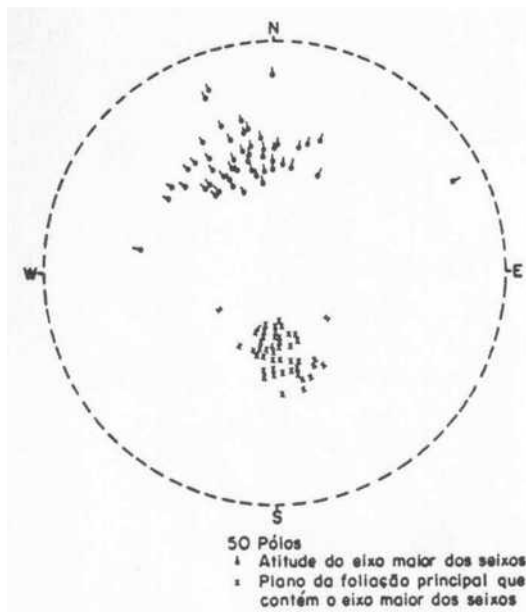


Figura 35 – Estereograma isoareal de pontos espalhados da foliação S_2 e lineação de estiramento L_2 para metadiamictito da Formação Canabrinha, adjacente à ZC de Cariparé (Ponto J01). L_2 representa medidas de eixo maior de clastos estirados no plano de S_2 . Extraído de Egydio-Silva (1987).

Nas rochas da Formação Canabrinha do Compartimento Sul, S_2 é uma clivagem de crenulação plano axial de dobras apertadas a isoclinais em escala de afloramento, vergentes para sudeste (máximos modais: $348/33$ e $354/64$; eixo construído: $266/6$; figuras 34j e 36). Essas dobras são particularmente bem visíveis em metarritmitos e em veios de quartzo paralelos a S_1 , devido ao contraste entre os litotipos envolvidos. É comum o desenvolvimento de dobras decimétricas de menor ordem, em

Z e S nos flancos e em M nas charneiras das dobras mesoscópicas, o que auxilia na determinação do transporte tectônico de noroeste para sudeste (Figura 36).

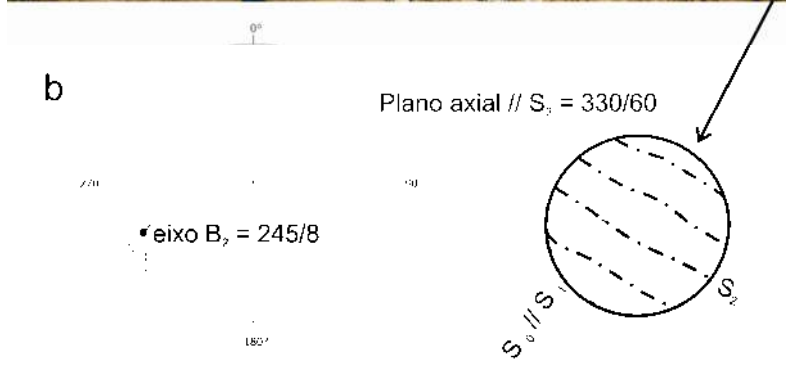


Figura 36 – a) Dobra D2 apertada inclinada subhorizontal, vergente para sudeste, em metarritmito areno-pelítico da Formação Canabravinha (Ponto J56). Notar o desenvolvimento de dobras parasíticas em Z, no flanco curto, e em M, na charneira da dobra. b) estereograma sintético e detalhe esquemático mostrando a relação entre S_2 e S_0/S_1 , visível mais facilmente na zona de charneira.



Figura 37 – Dobras D2 similares (charneira espessada em relação aos flancos) em metarritmito da Formação Canabravinha. Notar o caráter discreto dos planos de foliação plano axial $S_2 = 330/30$, que separam as superfícies dobradas (S_1/S_0) em porções distintas (micrólitos). Ponto J06.

As dobras enquadram-se, na classificação a partir do mergulho do plano axial e do eixo (Turner & Weiss 1963; Hobbs *et al.* 1976), em geral, como dobras inclinadas subhorizontais, assimétricas, com flanco sudeste curto e flanco noroeste longo. Na classificação de Ramsay (1967), as dobras encaixam-se visualmente na Classe 2, sendo comuns as dobras similares, com encurtamento dos flancos e espessamento da charneira, que apresenta em geral morfologia curva a arredondada (Figura 37).

Dobras similares são geralmente encontradas na parte central de cinturões dobrados, onde as rochas estiveram sujeitas, durante a deformação, a altas pressões e temperaturas, em profundidades crustais consideráveis (Ramsay 1967). Dessa forma são dobras indicativas de regime altamente dúctil, associadas ao desenvolvimento dos planos de foliação através da dissolução por pressão e remoção de material dos domínios de clivagem (Davis & Reynolds 1996). Geralmente esse tipo de dobra começa a se desenvolver após certo grau de dobramento flexural, representando um estágio progressivo à medida que as rochas passam pelos diferentes regimes de deformação. Os planos de remoção de material por dissolução por pressão (foliações) podem ser tão pouco espaçados que não são visíveis em escala de afloramento, mas podem também se apresentar como planos discretos que separam a superfície dobrada em porções distintas (Figura 37).

Em metapelitos da Formação Serra da Mamona, S_2 é uma clivagem ardosiana plano-axial de dobras fechadas a abertas horizontais normais. A morfologia da charneira varia de arredondada a angular. As dobras se tornam mais apertadas nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Cariparé.

S_3 apresenta distribuição homogênea para o compartimento Sul, com máximo modal 160/40 (Figura 34k). Algumas vezes atitudes sub-verticais a fortemente empinadas são encontradas para essa foliação, o que pode ser melhor observado no perfil do córrego Canabrinha e adjacências (pontos J45 a J47). Essas atitudes coincidem com mergulhos de baixo ângulo de $S_0 // S_1$, portanto devem representar variações devido à geometria em leque plano-axial de S_3 , que mergulha com ângulos mais fortes que a superfície dobrada, nos flancos normais.

No córrego Canabrinha também são encontradas falhas normais preenchidas por veios de quartzo, de rejeito centimétrico a decimétrico, que truncam camadas de metadiamicrito intercaladas a metapelito (ponto J46; figura 16b). Essas falhas apresentam atitude modal máxima 343/79, com movimentação normal de topo para noroeste.

5.4. Compartimento Central

O Compartimento Central é caracterizado por uma mudança na atitude geral dos fotolineamentos, de NE-SW para E-W, impressos em metarritmos da Formação Canabrinha. S_2 assume valores fortemente empinados a sub-verticais, com máximo modal 170/72 (Figura 30b). A atitude máxima modal das lineações L_2 , 90/40, indica a predominância de cinemática oblíqua no Compartimento Central (Figura 30b).

O Compartimento Central é separado dos compartimento Sul e Norte por dois lineamentos limítrofes (Figura 38). O lineamento limítrofe meridional é caracterizado, em campo, como uma zona de forte transposição de $S_0 // S_1$ pela foliação S_2 subvertical (máximo modal: 355/86; Figura 38f). Trata-se de uma zona de cisalhamento de direção NE-SW, materializada por quartzitos micáceos miloníticos, denominada aqui como Zona de Cisalhamento de Malhadinha. L_2 apresenta atitudes de baixa a média obliquidade, mergulhantes para NE (máximo modal: 57/38). A maioria dos indicadores cinemáticos analisados em diferentes escalas (imagem de radar, afloramento, amostra de mão, lâmina delgada) indica movimentação reversa oblíqua destrógiro, com topo para noroeste, para a Zona de Cisalhamento de Malhadinha (figuras 38f e 40).

O lineamento limítrofe setentrional é caracterizado por uma feição disruptiva denominada Zona de Cisalhamento do Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes 2008), com atitude variável, muitas vezes subvertical, mas outras vezes com mergulhos de alto ângulo para sul-sudeste (máximo modal: 170/74; Figura 38a). L_2 apresenta atitudes de baixa a média obliquidade, mergulhantes para NE (máximo modal: 63/36). A direção em geral é E-W a WNW-ENE, mas essa feição é deslocada e transladada por falhas tardias, a sul do rio Preto (Figura 38). É possível que essas falhas de rasgamento sejam do tipo falhas em tesoura, o que explicaria a atitude variável da zona de cisalhamento do Rio Preto, seccionada e rotacionada de forma distinta em diferentes porções. É notável, em imagens de sensoriamento remoto, o forte gradiente apresentado pelas porções da zona de cisalhamento que apresentam atitudes subverticais em campo, em contraste com os lineamentos planares positivos mais fracos coincidentes com as porções da zona de cisalhamento que apresentam atitudes mergulhantes para sul-sudeste.

A zona de cisalhamento do Rio Preto é o limite tectônico entre as formações Canabrinha e Formosa, onde a primeira é jogada por falha com movimentação reversa oblíqua destrógiro, com movimento de topo para norte, sobre a segunda. Essa cinemática é interpretada a partir dos mesmos critérios citados para a Zona de

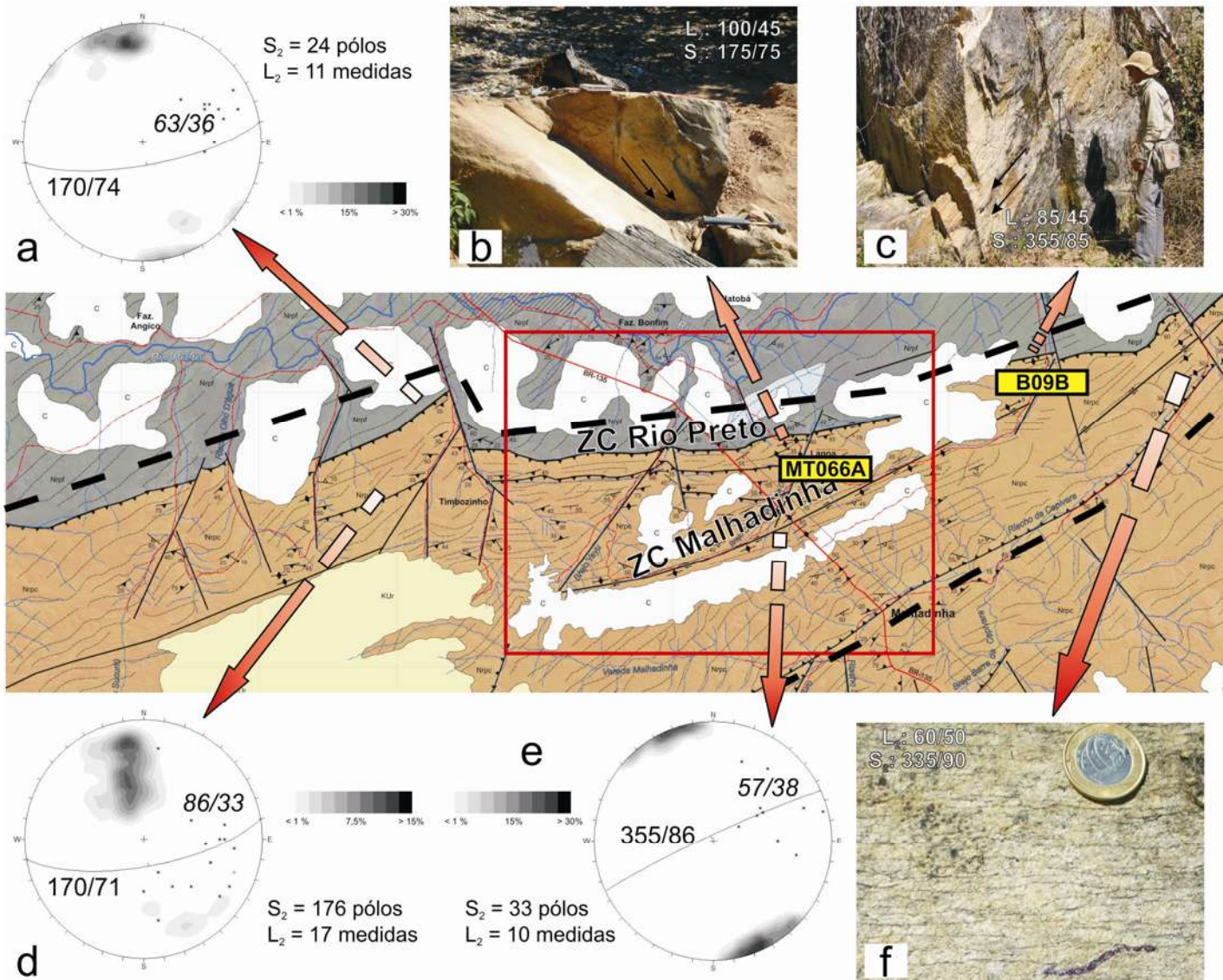


Figura 38 – Feições estruturais do Compartimento Central. Estereogramas de contorno isoareal de S_2 e de pontos espalhados de L_2 para a) Zona de Cisalhamento do Rio Preto; d) Compartimento Central entre os dois lineamentos limítrofes; e e) Zona de Cisalhamento de Malhadinha; os máximos modais para as duas estruturas são indicados (L_2 em itálico); b) e c) afloramentos de quartzito milonítico com lineação oblíqua indicando movimentação reversa oblíqua destrógiira na ZC do Rio Preto (pontos MT031 e B009, respectivamente); f) aspecto em afloramento de foliação S-C em quartzito milonítico da ZC de Malhadinha (ponto B074) indicando cinemática destrógiira. O retângulo vermelho indica a localização do esquema da Figura 39.

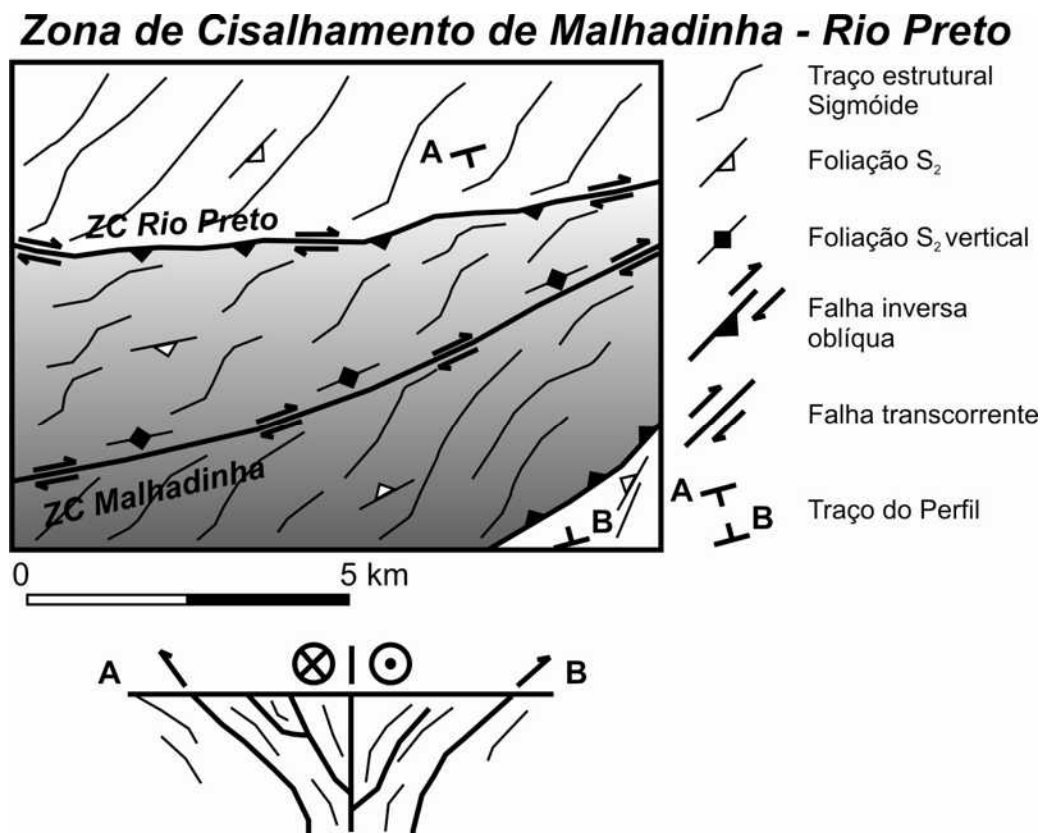


Figura 39 - Esquema das principais feições da Zona de Cisalhamento de Malhadinha – Rio Preto.

Cisalhamento de Malhadinha. As principais estruturas analisadas para distinguir a cinemática dessas duas zonas de cisalhamento são: padrões de deflexão em “S” da envoltória superficial da foliação S_2 em imagens de radar (figuras 34 e 35), padrão em “S” de planos S-C em afloramento (Figura 38e), e diversas microestruturas em escala de lâmina, tais como porfiroclastos rotacionados com cauda de recristalização ou sombra de pressão assimétrica, *mica-fish* e *foliation-fish*, foliações oblíquas, *etc.* (Figura 40; Passchier & Trouw 1996).

Dessa forma, o Compartimento Central pode ser compreendido como uma região de intensa movimentação direcional oblíqua destrógiro, composta por diversas zonas de cisalhamento que se ramificam de forma amendoada em planta e, provavelmente, em leque em subsuperfície (Figura 39). Esse arranjo é típico de zonas de deformação transcorrente a oblíqua, gerado pela ligação entre os diversos segmentos de falha desenvolvidos contemporaneamente, de forma independente (Sylvester & Smith 1976, Woodcock & Schubert 1994). As duas principais zonas de cisalhamento são a de Malhadinha e do Rio Preto. Dessa forma, para efeito de simplificação, todo o Compartimento Central pode ser denominado de Zona de Cisalhamento de Malhadinha - Rio Preto (Figura 39).

Os quartzitos micáceos miloníticos que caracterizam a Zona de Cisalhamento de Malhadinha - Rio Preto apresentam, em lâmina delgada, feições microestruturais indicativas da atuação de processos de recristalização dinâmica, superpostos parcialmente por processos de recristalização estática (Figura 40). Dentre as primeiras, podem ser visualizadas em cristais de quartzo: extinção ondulante, subgrãos rotacionados, bordas serrilhadas associadas a grãos de granulação mais fina que sugerem processos de migração de borda de grãos; dentre as segundas, podem ser citadas estruturas do tipo *window*, *dragging*, *pinning*, embainhamento de bordas de grãos, e subgrãos com contatos retilíneos e poligonizados (Passchier & Trouw 1996). Aparentemente a milonitização nessas rochas congelou-se em um ponto em que os processos de recristalização estática não conseguiram obliterar completamente os indícios de recristalização dinâmica.

5.4.1. Análise de LPO dos quartzitos miloníticos da Zona de Cisalhamento Malhadinha – Rio Preto

Com o objetivo de melhor caracterizar o processo deformacional e o sentido de cisalhamento na ZC de Malhadinha – Rio Preto, duas amostras de quartzito milonítico foram selecionadas para estudo da orientação preferencial da estrutura cristalina de grãos de quartzo (LPO – *Lattice Preferred Orientation*). A utilidade desses estudos vem do fato que, em muitos tectonitos, a LPO dos cristais não é distribuída aleatoriamente, mas sim arranjada de forma sistemática, o que pode fornecer pistas para o entendimento do processo deformacional (Price 1985; Passchier & Trouw 1996).

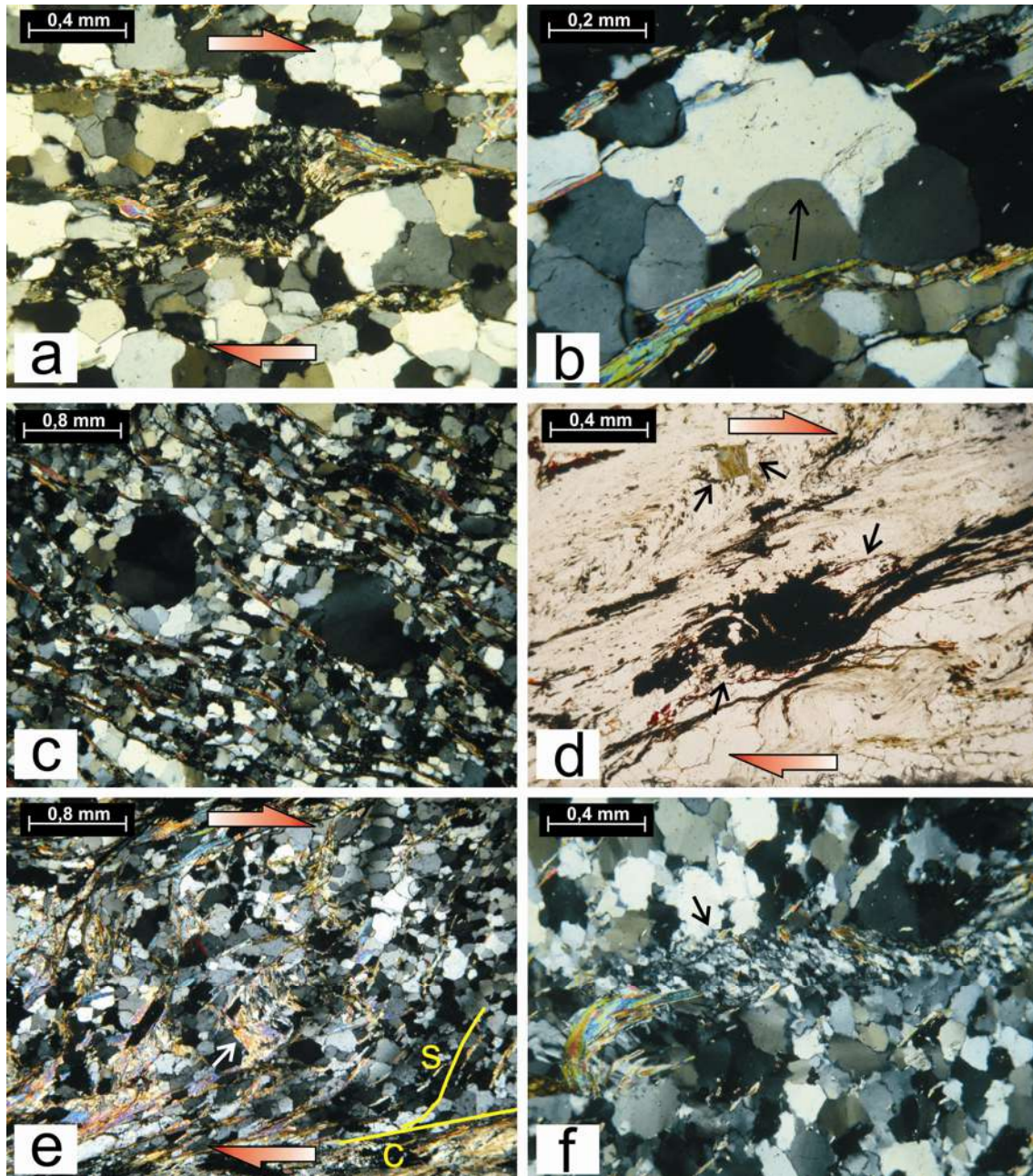


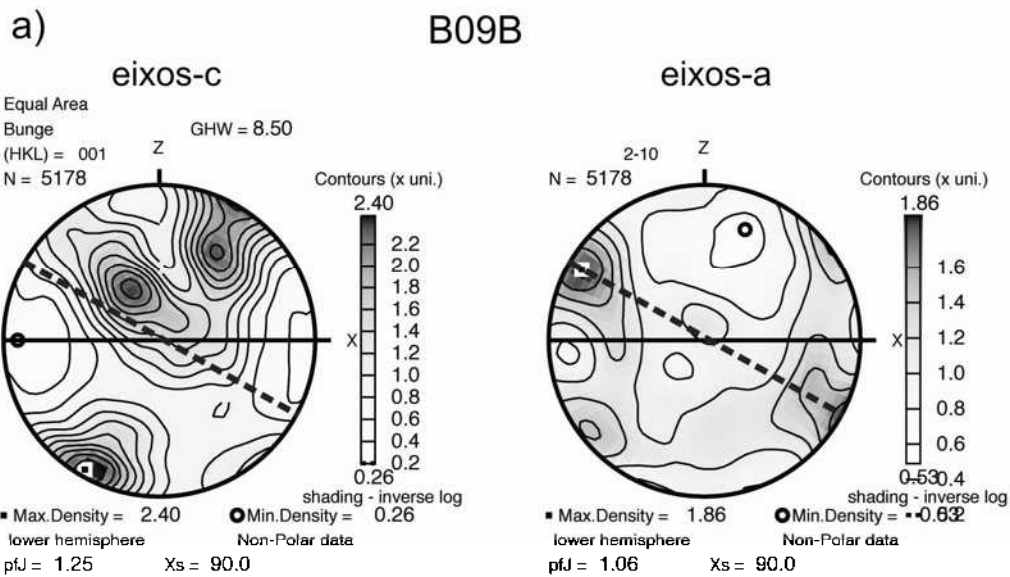
Figura 40 – Feições microestruturais de quartzitos miloníticos do Compartimento Central; a) porfiroclasto rotacionado assimétrico tipo σ , indicador cinemático destrógiro; b) microestrutura *dragging* e subgrãos com contatos poligonizados, feições de recrystalização estática, e grãos de quartzo com extinção ondulante, feição de recrystalização dinâmica; c) porfiroclastos simétricos de quartzo com extinção ondulante em meio a quartzo com indícios de intensa recrystalização dinâmica e estática; d) sombras de pressão nas bordas de objetos rígidos, cinemática destrógiro; e) foliação S-C destrógiro. Os planos C, com concentração de minerais micáceos, ocorrem nos cantos inferior direito e superior esquerdo da foto. No centro, *foliation-fish* destrógiro; f) feixes de quartzo com intensa recrystalização dinâmica, indicando diminuição de granulação por processos de deformação cristal-plástica (milonitização); a,b (ponto B009) e c (ponto MT066): ZC do Rio Preto; d,e (ponto B073) e f (ponto MT089): ZC de Malhadinha. Nicóis cruzados, com exceção de d.

As amostras foram analisadas na Universidade de Montpellier II, na França, através da técnica de *electron backscatter diffraction* (EBSD) em microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM 5600, equipado com um detector EBSD Oxford Instruments/HKL Nordlys e com a suíte de programas Channel 5[®]. Essa técnica baseia-se no fato de que planos específicos na estrutura cristalina de um mineral, com diferentes orientações no espaço, geram padrões específicos de difração quando atacados por um feixe de elétrons (Prior *et al.* 1999). Esses padrões são imageados e a informação pode ser codificada na forma de diagramas onde a orientação no espaço dos eixos e planos cristalográficos é plotada.

Uma representação completa da posição do cristal no espaço envolve diagramas tridimensionais de difícil visualização e interpretação; dessa forma, na prática são mais utilizados diagramas polares, tais como estereogramas, onde apenas uma direção cristalográfica é plotada, por exemplo eixos-c ou eixos-a de quartzo (Passchier & Trouw 1996). A Figura 41 mostra os estereogramas com a distribuição dos eixos-c e dos eixos-a dos cristais de quartzo das amostras B09B e MT066A. A Figura 38 mostra a localização dessas amostras na ZC Malhadinha – Rio Preto. Nesses diagramas a foliação da amostra (plano xy) está orientada como um plano vertical E-W, e a lineação (x) como uma linha horizontal E-W; o eixo y está na vertical e o eixo z, no sentido N-S.

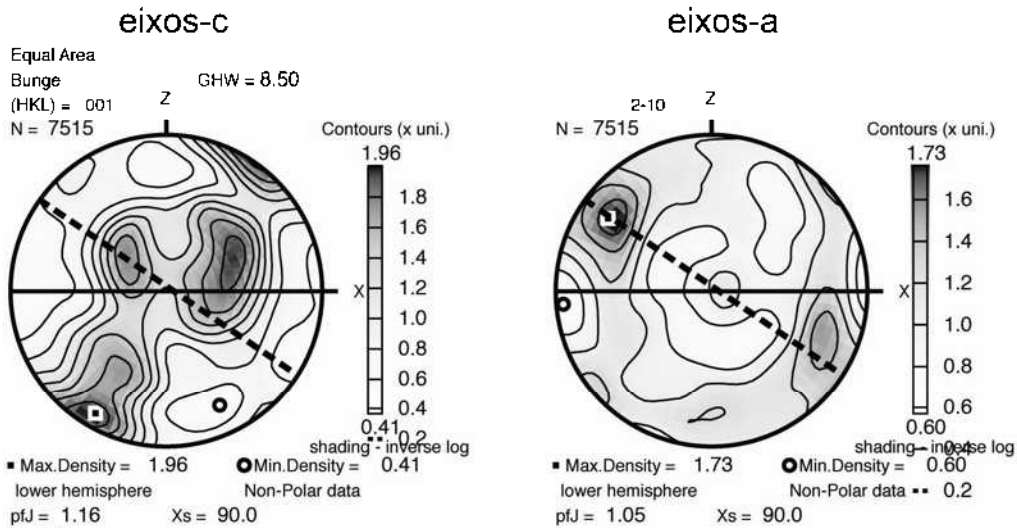
A distribuição dos eixos cristalográficos nos diagramas da Figura 41 leva, primeiramente, a duas conclusões: 1) existe orientação preferencial da estrutura cristalina do quartzo, e 2) a orientação é assimétrica em relação aos eixos de referência externos (x, y, z; foliação e lineação); essa assimetria, tanto para os eixos-c quanto para os eixos-a, confirma o sentido de cisalhamento destrógiro constatado em campo e em lâmina delgada. A distribuição dos eixos-a indica o plano de cisalhamento, oblíquo à foliação, de maneira análoga aos planos S-C nos milonitos.

O padrão para os eixos-c é semelhante a uma guirlanda cruzada do tipo I (Lister 1977; Price 1985; Passchier & Trouw 1996) inclinada em relação aos eixos de referência. O desenvolvimento preferencial do braço menor no quadrante NW em relação ao sudeste deve-se à diferença de tamanho dos domínios de rotação das linhas materiais, efeito típico de regime de deformação não-coaxial (Passchier & Trouw 1996). A distribuição dos eixos da periferia para o centro dos estereogramas indica ainda grande atividade nos planos basal e rômboico, mas pouca a nenhuma atividade no plano do prisma. O esqueleto da fábrica permite inferir que esses milonitos foram gerados em regime de baixa temperatura, sob baixo grau metamórfico (Passchier & Trouw 1996).



Guirlanda tipo I
Assimétrica

MT066A



Guirlanda tipo I
Assimétrica

--- Plano de cisalhamento
— Plano da foliação (XY)

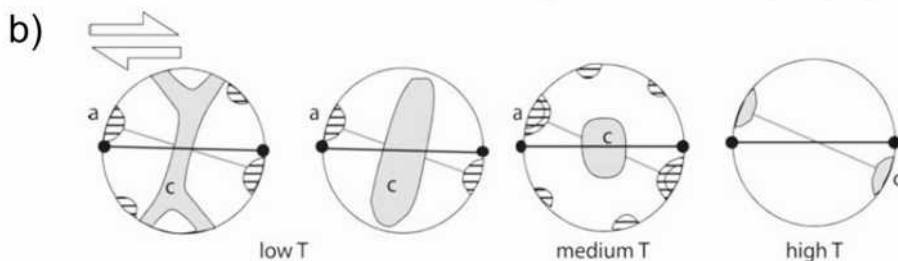


Figura 41 – a) Estereogramas de contorno isoareal para a orientação dos eixos cristalográficos a e c (LPO) de amostras da Zona de Cisalhamento Malhadinha – Rio Preto. b) Padrões de LPO esperados para deformação progressiva não-coaxial destrógrica, com o aumento da temperatura e do grau metamórfico (Passchier & Trouw 1996). As amostras analisadas correlacionam-se com o diagrama para baixas temperaturas (guirlanda tipo I assimétrica).

5.4.2. Outras feições do Compartimento Central

A Zona de Cisalhamento de Malhadinha - Rio Preto apresenta uma notável mudança de atitude dos planos S_2 em relação ao Compartimento Sul. O máximo modal de 170/71 indica a reversão da vergência geral da faixa dobrada, direcionada agora para nor-noroeste (Figura 38d). L_2 apresenta máximo modal 90/40, atestando a cinemática oblíqua destrógiira predominante nessa região.

Um estilo de redobramento muito específico pode ser encontrado em alguns afloramentos do Compartimento Central. As dobras mais antigas possuem S_2 como plano axial, são isoclinais a muito fechadas, e de geometria horizontal normal. S_2 transpõe fortemente as superfícies dobradas $S_1 // S_0$. As zonas de charneira são raramente visíveis, dessa forma aflorando em geral uma superfície vertical a empinada $S_2 // S_1 // S_0$. A essas dobras antigas, sobrepõe-se um dobramento mais novo, aberto, horizontal inclinado a recumbente, com a foliação S_3 como plano axial em leque.

A figura de interferência gerada por esses dois dobramentos corresponde ao tipo 3 de Ramsay (1967), em “laço”, ocasionada pelo caráter aproximadamente coaxial das duas fases de dobramento superpostas (Figura 42).

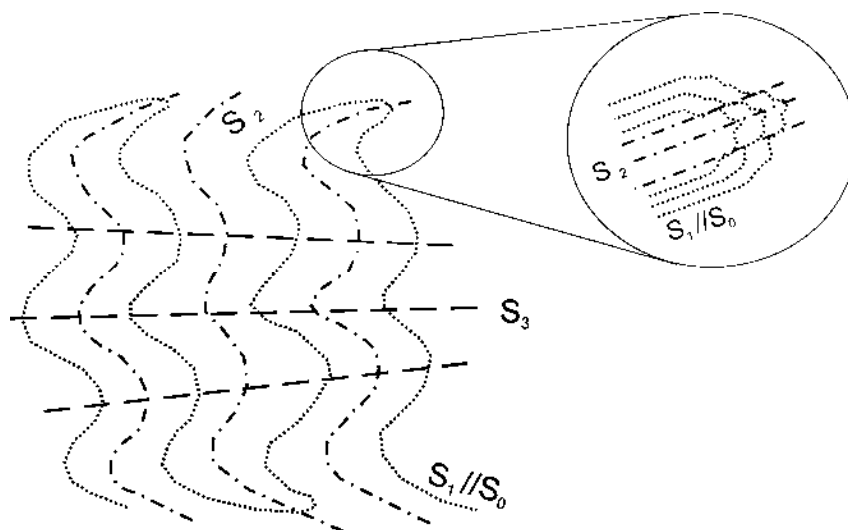


Figura 42 – Padrão de redobramento em laço, tipo 3 de Ramsay (1967), típico das dobras do Compartimento Central. $S_1 // S_0$ apresenta-se, na maioria dos afloramentos, fortemente transposto por S_2 ; somente nos flancos de dobras D2 é possível reconhecer a relação de superposição dessas duas estruturas.

Os máximos modais para as atitudes dos eixos B2 (235/8) e B3 (81/3), e o eixo construído para os dobramentos de $S_0 // S_1$ no compartimento Central (248/14) confirmam o caráter aproximadamente coaxial dos dobramentos relacionados a S_2 e S_3 (figuras 34d, f e h).

O ponto MT007 (UTM 488396 / 8771374), na rodovia BR-135 entre Malhadinha e Formosa do Rio Preto, foi levantado em detalhe, na escala 1:100, devido à qualidade de exposição das relações estruturais no compartimento Central (Figura 43). Esse afloramento é composto por metaturbiditos finos da Formação Canabravinha, com alternância entre camadas pelíticas e arenosas de cores variadas, milimétricas a centimétricas. Localmente, pode ser observada estratificação gradacional nas camadas arenosas.

$S_2 // S_1 // S_0$ apresenta máximo modal 164/55, sendo que as dobras D2 podem ser tanto normais horizontais como inclinadas horizontais, com flanco longo mergulhante para sul, invariavelmente isoclinais (figuras 43a e e). Sobre essas superfícies fortemente transpostas, ocorrem dobras abertas recumbentes a inclinadas horizontais, com plano axial S_3 : 192/40 e eixo B₃: 279/7, que pode ser constatado também através das lineações de crenulação $S_2 \times S_3$ (figuras 43c e d).

S_3 relaciona-se a falhas de empurrão com vergência para norte, que truncam as camadas dobradas de $S_2 // S_1 // S_0$ originando dobras de arraste fechadas (Figura 43b). Lineações minerais e de estiramento com atitude *down-dip* atestam a cinemática frontal dessas falhas. Veios de quartzo sigmoidais acumulam-se nessas zonas de falha, que conjuntamente a sigmóides da foliação S_2 indicam cinemática reversa com topo para norte.

5.5. Compartimento Norte

No Compartimento Norte, predominam lineamentos na direção NE-SW, reconhecíveis tanto sobre os xistos da Formação Formosa quanto sobre os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí. A estrutura tipo desse compartimento é a foliação de crenulação S_2 mergulhante com baixos ângulos para sudeste (máximo modal: 139/15), com geometria em rampa e patamar de cavalgamento para noroeste (Figura 44). L_2 apresenta máximo modal 67/7, o que caracteriza cinemática predominante oblíqua destrógiro (Figura 30a).

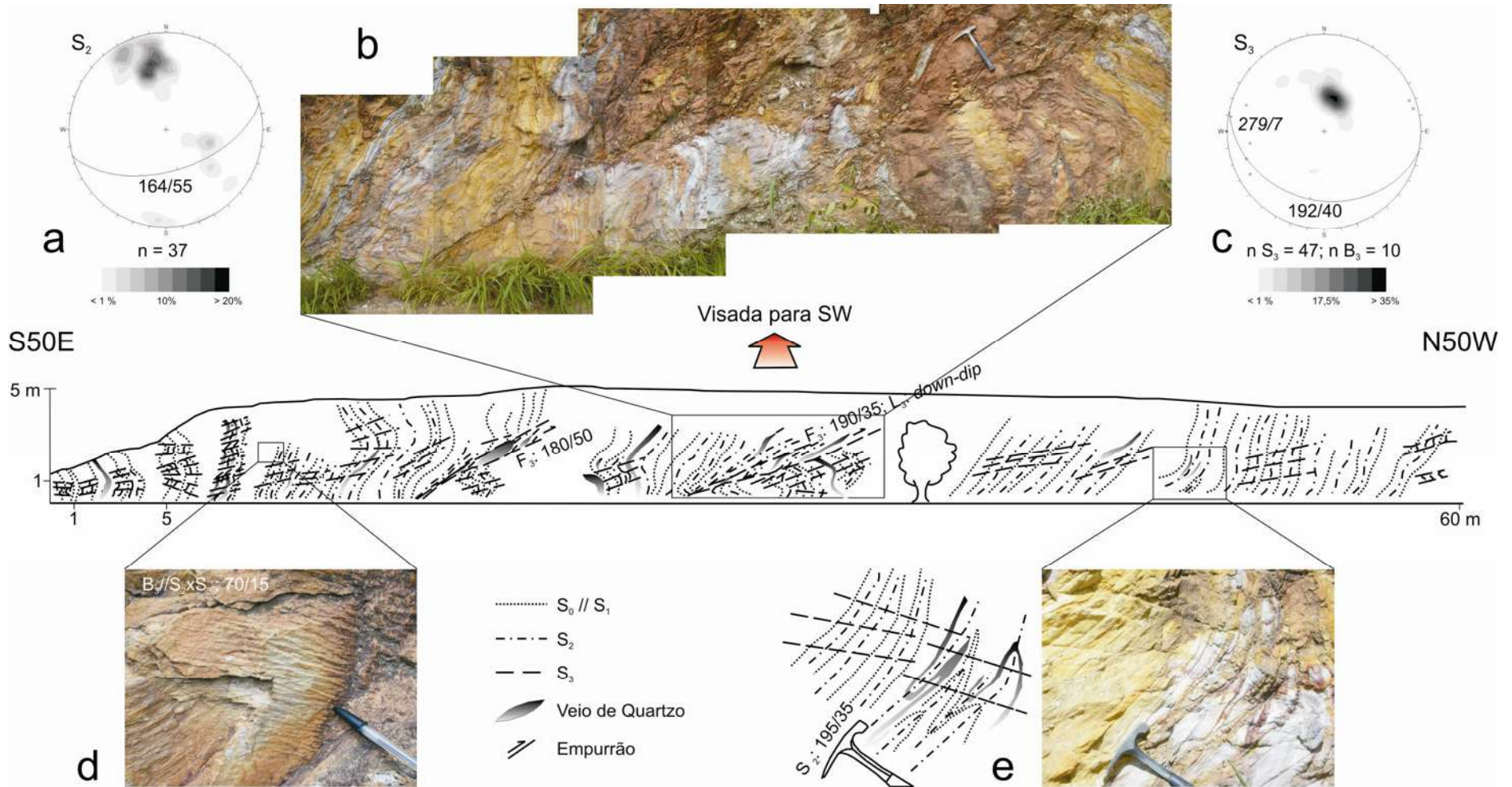


Figura 43 – Perfil esquemático do ponto MT007, em escala original 1:100. Explicações no texto.

$S_0 // S_1$ é raramente visível no Compartimento Norte, devido à forte transposição por S_2 e aos efeitos do metamorfismo mais elevado que dos compartimentos anteriores, atingindo a transição entre as fácies xisto-verde e anfibólito. S_3 aflora esporadicamente, sem mudança significativa de atitude em relação aos outros compartimentos (Figura 34g).

As relações estruturais entre a Formação Formosa e o Complexo Cristalândia do Piauí configuram um problema significativo no compartimento Norte. Os baixos ângulos de mergulho da foliação penetrativa podem indicar deformação concentrada em rampas e patamares de cavalgamento, ou ainda deslocamentos expressivos na forma de *nappes*. Os fotolineamentos positivos na zona de contato entre as duas unidades, próximo à divisa Bahia-Piauí, indicam a direção estrutural principal NE-SW; porém os fotolineamentos negativos, muito bem demarcados nessa área e encaixantes das principais drenagens (riachos da Lagoa, Rocão e Mandubim) indicam a direção estrutural WNW-ESE. Os valores de S_2 encontrados nessa área apresentam as duas direções, com lineações L_2 em geral oblíquas. Uma explicação plausível para esse quadro é que o contato entre as duas unidades, nos arredores da BR-135, ocorra por meio de rampas de cavalgamento laterais; dessa forma a direção estrutural da foliação (NE-SW) é aproximadamente perpendicular à direção das superfícies falhadas (WNW-ESE), exceto nas proximidades dessas superfícies onde as duas estruturas se tornam paralelas (Figura 45).

Na estrada para Coaceral (Portal do Jalapão), podem ser observadas belíssimas dobras apertadas em escala métrica (Figura 45). Essas dobras apresentam geometria horizontal inclinada, com plano axial mergulhante com baixos ângulos para sudeste, denotando vergência para noroeste, e são do tipo similar de Ramsay (1967).

É importante observar que frequentemente podem ser encontradas lascas de gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí intercaladas tectonicamente aos xistos da Formação Formosa no compartimento Norte. Essa relação pode ser bem observada no vilarejo Arroz e em uma estrada de terra que pode ser acessada poucos quilômetros a norte de Formosa a partir da BR-135, para oeste (Anexo A). As relações estruturais e microestruturais dos granada-mica xistos aos quais esses gnaisses estão intercalados indicam zonas de falha frontais a oblíquas, com cinemática reversa com topo para noroeste. Essas intercalações provavelmente indicam pouca espessura do pacote metassedimentar no compartimento Norte.



Figura 44 – Foliação S₂ de baixo ângulo (150/15), com geometria de rampa-e-patamar de cavalgamento vergente para noroeste, em xisto da Formação Formosa, ponto B006.

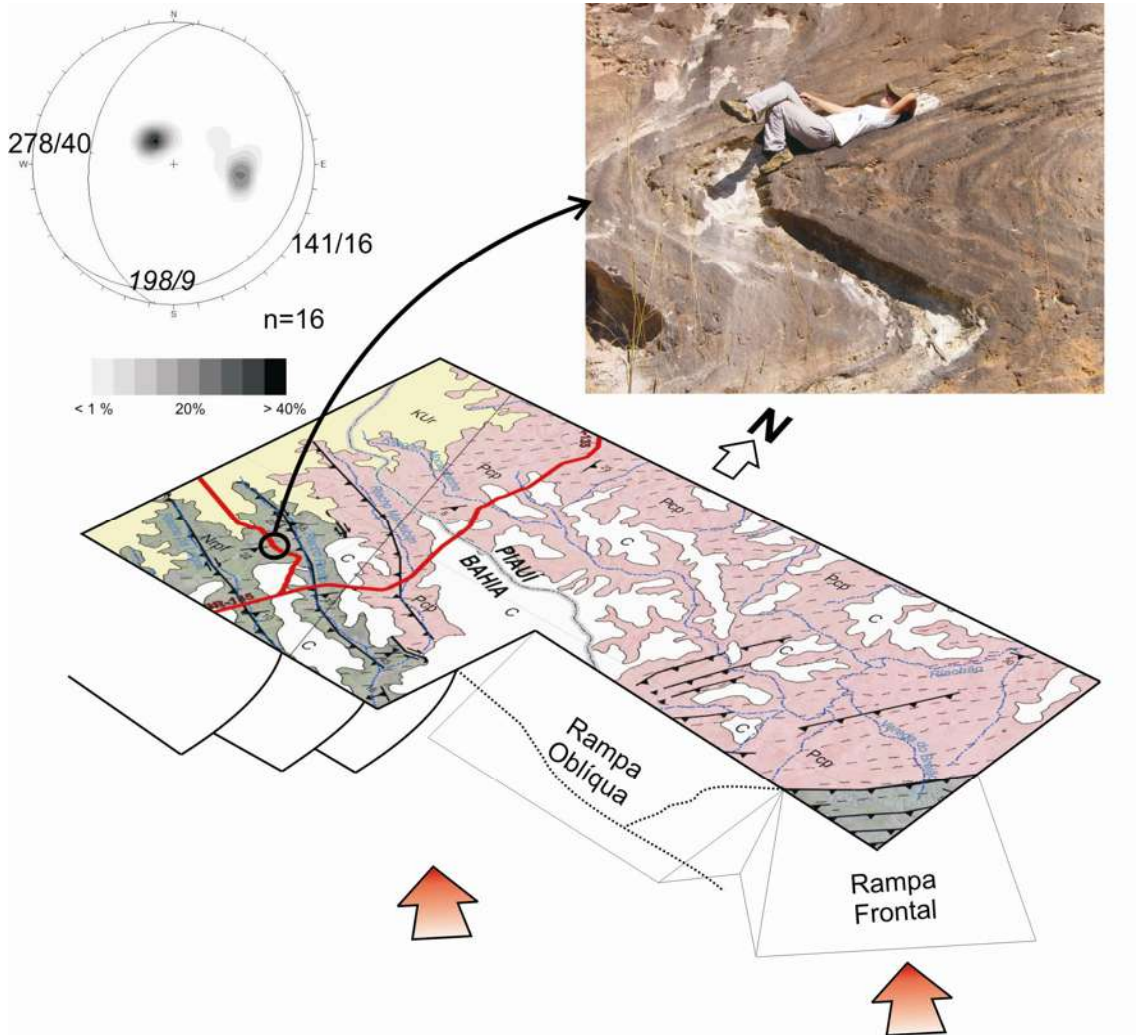


Figura 45 – Bloco diagrama esquemático mostrando as possíveis relações estruturais entre a Formação Formosa e o Complexo Cristalândia do Piauí no compartimento Norte. Dobra similar horizontal inclinada, vergente para noroeste, em metarritmito do ponto B019; à esquerda, estereograma sintético para essa dobra.

5.6. Evolução Estrutural

O acervo estrutural da Faixa Rio Preto aponta para uma evolução polifásica atribuída à tectogênese brasileira (~ 600-500 Ma), como demonstrado pelas datações K-Ar de Egydio-Silva (1987). Podem ser distinguidas três fases deformacionais, possivelmente progressivas (*sensu* Passchier & Trouw 1996). A Tabela 6 resume as principais estruturas associadas a cada fase de deformação.

Fase D₁ - À primeira fase de deformação atribui-se o desenvolvimento da foliação penetrativa S₁. Pouco pode ser dito sobre as estruturas e o significado tectônico dessa fase, devido à escassez de dados e a generalizada transposição posterior. Não foram encontrados indícios de que S₁ relacione-se a dobramentos. É possível que essa foliação não seja do tipo plano-axial, e sim uma foliação metamórfica que mimetiza uma foliação sedimentar precedente, como é o caso em diversas áreas onde ocorre superposição de um grupo de estruturas sobre outro (Hobbs *et al.* 1976).

Fase D₂ - A segunda fase de deformação é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa S₂ e pelas lineações associadas, além da marcante estruturação em leque de dupla vergência da Faixa Rio Preto (Egydio-Silva 1987; Figura 44). Essa fase gerou dobras em um gradiente de estilo que varia de suaves e concêntricas no Grupo Bambuí cratônico (Egydio-Silva 1987), tornando-se progressivamente mais apertadas à medida que se aproxima da Zona de Cisalhamento de Cariparé, feição limítrofe cráton / faixa dobrada, até dobras similares apertadas a isoclinais, parcialmente a totalmente transpostas, nas rochas do Grupo Rio Preto. Essa fase gerou também as grandes estruturas dúcteis/rúpteis da Faixa Rio Preto, por exemplo as ZC de Cariparé, Malhadinha, e do Rio Preto. O principal evento metamórfico foi contemporâneo à fase D₂, com blastese dos principais minerais metamórficos acompanhando a foliação S₂.

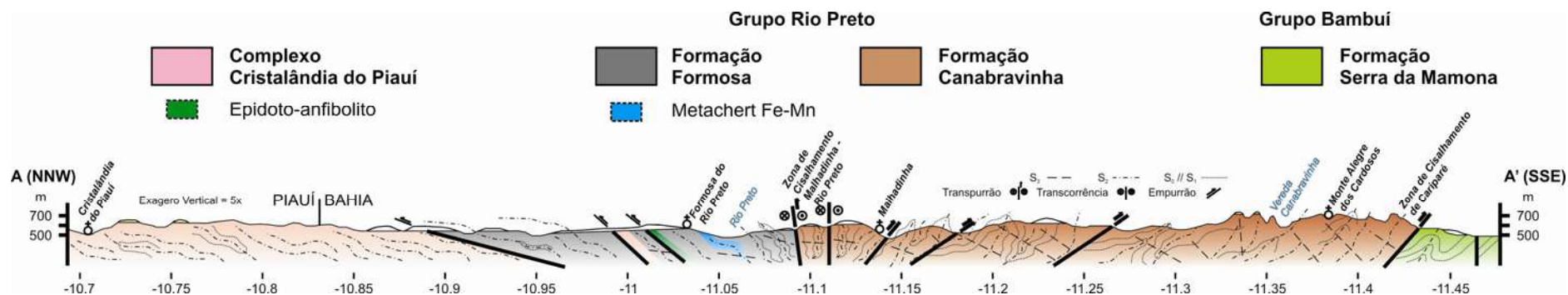
Vários modelos foram propostos teoricamente e experimentalmente para explicar o desenvolvimento de estruturas em leque divergente. Alguns autores (Sylvester & Smith 1976, Oddone & Vialon 1983, Woodcock & Schubert 1994) consideram que o movimento de falhas transcorrentes a oblíquas no embasamento cristalino faz refletir na cobertura sedimentar uma estruturação extrusiva típica. Essas estruturas podem ser desenvolvidas tanto em regime cisalhante associado à distensão (transtensão), denominadas então como estruturas em flor negativa, quanto associado à

compressão (transpressão), gerando então estruturas em flor positiva. É muito importante observar, porém, que o termo “estrutura em flor” foi proposto originalmente para estruturas em escalas de afloramento e seção sísmica, tipicamente rúpteis, e por esse motivo é preferível adotar o termo leque divergente ou leque de dupla vergência para a estrutura quilométrica, de origem dúctil, da Faixa Rio Preto. Os processos relacionados ao desenvolvimento desses dois tipos de estrutura podem ser, inclusive, completamente diferentes.

McClay *et al.* (2004) realizaram experimentos utilizando caixas de areia onde simulam o desenvolvimento de faixas de dobramentos e falhamentos de dupla vergência, através da variação do ângulo de interação entre dois blocos litosféricos em regime destrutivo. Esses autores concluem que sob baixos ângulos entre o traço da zona de interação destrutiva e a tensão principal σ_1 ($\sim 30^\circ$), desenvolvem-se pseudo estruturas em flor, cuja porção central é demarcada por uma zona de falha anastomosada onde dominam falhas transcorrentes e oblíquas na cobertura (figuras 40 e 41).

No modelo de McClay *et al.* (2004), a deformação progressiva começa com o desenvolvimento de uma frente de falhas de empurrão em direção ao antepaís e sempre com o desenvolvimento de uma frente de retro-empurrões (empurrões com vergência oposta) para o outro lado. As feições transpressivas na porção central da faixa são tardias. Em outras palavras, a geometria divergente se deve principalmente ao nucleamento de empurrões e retro-empurrões / cavalgamentos nas fases iniciais da deformação progressiva, com o desenvolvimento de zonas transpressivas nas fases tardias, quando a deformação não consegue mais ser acomodada totalmente pela tectônica tangencial. A escala e a assimetria da feição em leque e o grau de desenvolvimento das estruturas direcionais depende, nesse modelo, principalmente do ângulo entre o traço da zona de interação e a tensão principal, embora em situações reais outros fatores possam interagir, tais como a presença de blocos identantes de rigidez relativa variada e o coeficiente de atrito entre o embasamento e a cobertura.

Fase D₃ - Na terceira fase deformacional, foram geradas dobras e ondulações suaves de S₂, com o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação espaçada S₃ plano-axial em leque, com mergulho predominante para sudeste. Essa foliação associa-se a falhas de empurrão vergentes para noroeste, e possivelmente com os fraturamentos observados tanto em escala de afloramento quanto de imagem aérea. Quando comparadas ao eixo de dobramentos B₃ construído (81/3), essas fraturas podem



I
 Figura 46 – Seção lito-estrutural da Faixa Rio Preto entre Caripará e Cristalândia do Piauí. A faixa dobrada apresenta uma estruturação em leque divergente gerada pela principal fase de deformação (D2). Retirada do Anexo A.

Fase	Estruturas
D1	Foliação definida pela orientação de minerais planares e achatamento de cristais, paralela às superfícies sedimentares ($S_1 // S_0$).
D2	Foliação de crenulação S_2 penetrativa, plano axial de dobras apertadas a isoclinais, similares. Leque de dupla vergência, para SE e NW. Cavalgamentos e cisalhamentos dúcteis-rúpteis, de escala quilométrica. Concomitante ao pico metamórfico.
D3	Clivagem de de crenulação S_3 espaçada, plano axial de dobras abertas a suaves, vergentes para NW. Falhas de empurrão, falhas de rasgamento, e fraturas dos tipos b e ac associadas. Sem blastese associada.

Tabela 6 – Fases de deformação e principais estruturas associadas na Faixa Rio Preto.

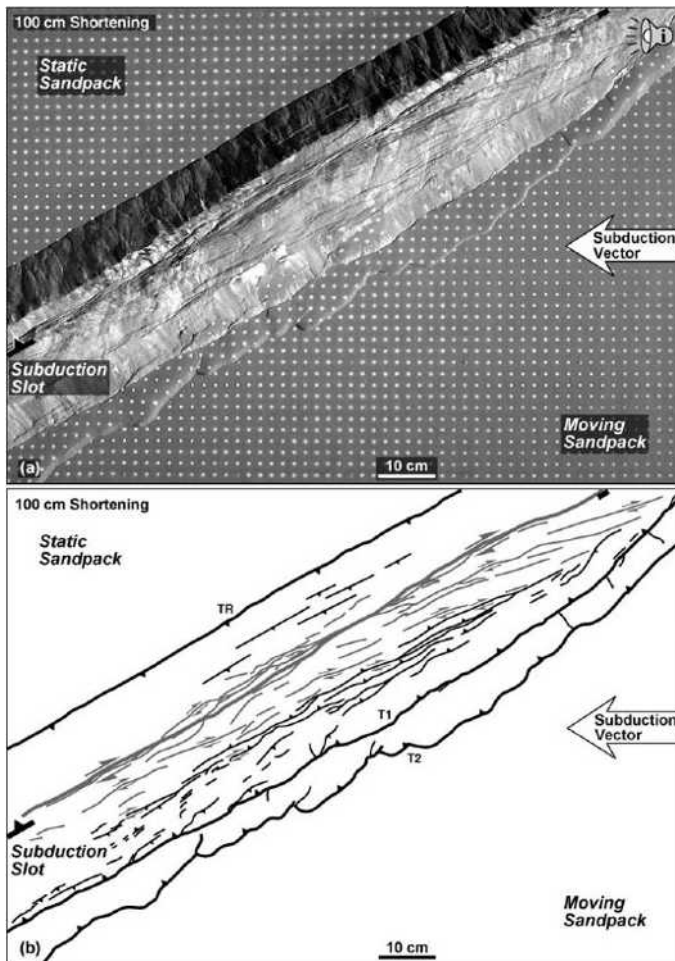


Figura 47 – Modelo analógico em escala construído em caixa de areia para simular o desenvolvimento de cinturões de cavalgamento de dupla vergência. Nesse experimento o ângulo entre o traço da zona de interação e a tensão compressiva principal aplicada é de 30°. a) fotografia e b) desenho esquemático do experimento após 100 cm de encurtamento; forma-se um sistema orogênico assimétrico, paralelo à zona de interação e oblíquo à tensão compressiva principal, constituído por uma cunha estreita de retro-empurrões no pós-país, uma cunha larga no antepaís formada por apenas duas falhas inversas principais e um núcleo central fortemente soerguido cortado por um sistema bem desenvolvido de falhas direcionais destróginas (McClay *et al.* 2004).

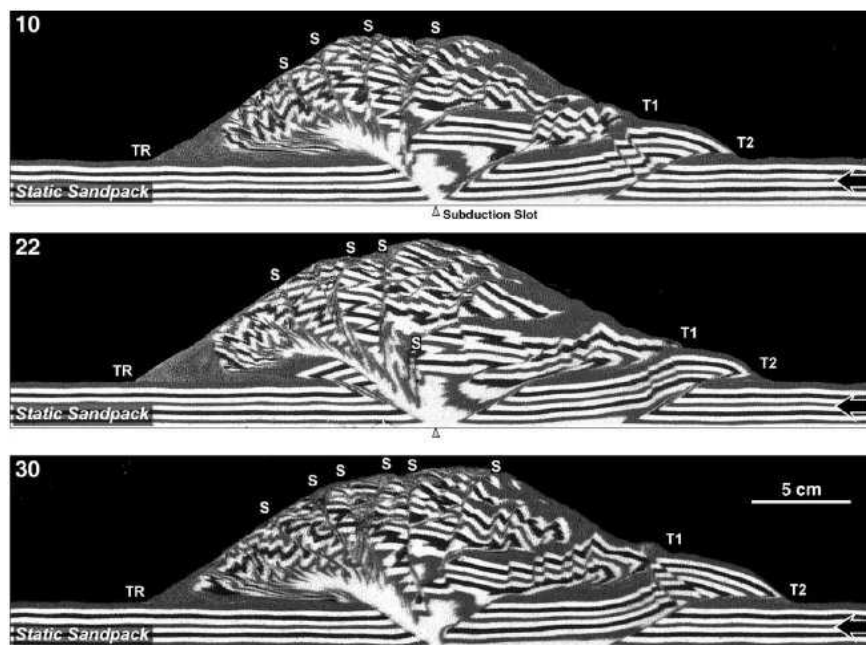


Figura 48– Fotografias de uma série de seções verticais do experimento da Figura 19, em graus diferentes de encurtamento (10, 22 e 30 cm). TR = Retro-empurrão principal, S = falhas direcionais, T1 e T2 = Empurrões frontais por ordem de nucleamento (McClay *et al.* 2004). Comparar as figuras 47 e 48 com o mapa e seção (Figura 44) do Anexo A.

representar planos dos tipos b (342/85) e ac (247/77); (Figura 34a, b e f; Hobbs *et al.* 1976).

Dessa forma a fase D3 representa possivelmente uma fase compressiva final, dominada por estruturas vergentes para noroeste, ou seja, do cráton para a faixa dobrada. Essas estruturas foram geradas em regime rúptil-dúctil, sem blastese associada, em nível crustal mais raso em relação à fase D2.

CAPÍTULO 6 - PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DOS ANFIBOLITOS DA FAZENDA ANGICO

6.1. Petrografia

Na região da fazenda Angico, que pode ser acessada através da estrada para São Marcelo, aproximadamente 1 quilômetro a norte de Formosa do Rio Preto na BR-135, a sudoeste do vilarejo de Arroz, ocorrem lascas de rochas metabásicas, com espessura estimada máxima de 200 metros, intercaladas à granada-mica xisto e metaritmito areno-pelítico da Formação Formosa. A importância do significado dessas rochas no contexto geotectônico da Faixa Rio Preto foi levantada por diversos autores (Egydio-Silva 1987; Fuck *et al.* 1993; Uhlein *et al.* 2008). Nesse capítulo serão apresentados os resultados dos estudos petrográficos e litoquímicos realizados com o intuito de esclarecer essas relações.

As rochas metabásicas compreendem anfibolitos equigranulares de granulação média a grossa e textura nematogranoblástica. A foliação metamórfica, paralela à S_2 nos metapelitos encaixantes, é definida pela orientação de cristais prismáticos de anfibólio.

Nove amostras de anfibolito foram selecionadas para sua caracterização petrográfica e litoquímica. Dessas, foram realizadas oito lâminas delgadas, duas lâminas delgadas polidas, e seis amostras foram selecionadas para litoquímica. Os minerais identificados em cada amostra são sumarizados na Tabela 7. As análises petrográficas macro e microscópicas aliadas aos dados de química mineral permitem separar os anfibolitos em três grupos distintos:

- *Grupo 1* – Anfibolitos de coloração verde-escura, compostos por clinozoisita, hornblenda, actinolita, oligoclásio, clorita e diopsídio, além de rara muscovita e biotita. Os principais acessórios são ilmenita, titanita, apatita, pirita e calcopirita. Podem ocorrer também agregados centimétricos de granada almandina.

- *Grupo 2* – Anfibolitos de coloração verde-clara, compostos por clinozoisita, hornblenda, actinolita, albita, clorita, diopsídio, granada almandina, e, eventualmente, quartzo. Os principais acessórios são ilmenita, titanita, pirita e calcopirita.

- *Grupo 3* – Anfibolitos compostos basicamente por hornblenda, actinolita, granada almandina, quartzo e clorita, com diopsídio e raro plagioclásio. Redes de venulações penetrativas, de espessura milimétrica, permeiam essas rochas.

As características petrográficas dos anfibolitos dos grupos 1 e 2, com proporção aproximadamente igual entre anfibólio e plagioclásio e escassez a total ausência de quartzo,

Amostra	B3	B3A	B21	B22A	B22B	B22C	B23	B24A
Grupo	3	3	2	2	1	2	1	1
<i>Clinozoisita</i>	5%	5%	20%	22%	20%	22%	20%	20%
<i>Hornblenda</i>	15%	15%	20%	23%	30%	23%	30%	30%
<i>Actinolita</i>	15%	15%	10%	15%	10%	15%	10%	10%
<i>Oligoclásio</i>	-	-	-	-	20%	-	20%	20%
<i>Albita</i>	3%	3%	15%	15%	-	15%	-	-
<i>Clorita</i>	5%	5%	10%	10%	10%	10%	10%	10%
<i>Diopsídio</i>	5%	5%	5%	5%	5%	5%	5%	5%
<i>Almandina</i>	30%	30%	8%	5%	-	5%	-	-
<i>Quartzo</i>	18%	18%	7%	-	-	-	-	-
<i>Ilmenita</i>	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%
<i>Titanita</i>	1%	1%	2%	2%	2%	2%	2%	2%
<i>Apatita</i>	<1%	<1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%
<i>Pirita</i>	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%
<i>Calcopirita</i>	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%	<1%
<i>Muscovita</i>	-	-	-	-	-	-	<1%	-
<i>Biotita</i>	-	-	-	-	-	-	<1%	-

Tabela 7 - Mineralogia (% estimada) das amostras de anfibolito da fazenda Angico.

apontam para protólitos ígneos intrusivos (gabros; Williams *et al.* 1954). Além disso, é possível observar nesses anfibolitos feições primárias preservadas tais como bandamento ígneo (Figura 49a), textura ofítica a subofítica (Figura 49d) e *batches* máficos. As principais diferenças entre os dois grupos são, do Grupo 1 para o 2: aluminosidade decrescente do anfibólio; teor de Ca (componente anortita) decrescente do plagioclásio (Figura 50), maior abundância de granada e presença ocasional de quartzo nos anfibolitos do Grupo 2. Essas variações podem ser explicadas em função do grau metamórfico, levemente mais elevado nos anfibolitos do Grupo 1.

A gênese dos anfibolitos do Grupo 3 é mais complicada. Essas rochas podem representar o metamorfismo de sedimentos relacionados à atividade ígnea (calcissilicáticas, tufos?), e / ou, como sugerido pelas redes de venulações que permeiam essas rochas, modificações por atividade hidrotermal atuante sobre os protólitos (Figura 49h).

Duas amostras foram selecionadas com o intuito de representar os grupos 1 e 2 (B22A e B23), das quais foram realizadas lâminas delgadas polidas para determinação da química

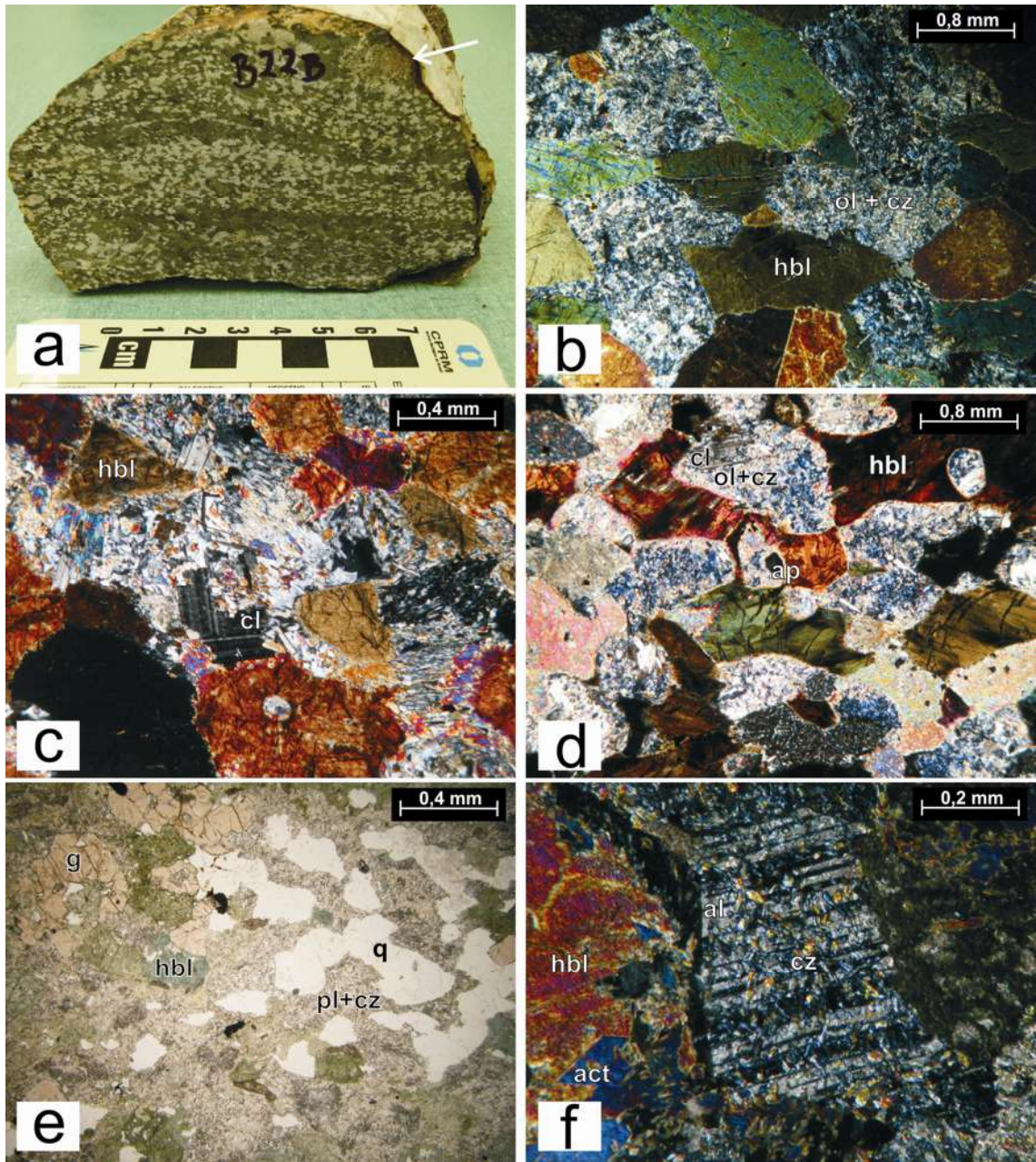


Figura 49 – Feições macro e microscópicas dos anfibolitos da Fazenda Angico. Aspecto macro (a) e microscópico (b) da amostra B22B. Bandamento ígneo mimetizado por camadas centimétricas ricas em anfibólio intercaladas a camadas ricas em plagioclásio; em lâmina podem ser observadas proporções aproximadamente iguais de hornblenda e pseudomorfos de plagioclásio, agora formados por cristais micrométricos de clinozoisita sobre oligoclásio. A seta branca em a) indica agregado centimétrico de granada. As outras fotos representam aspectos microscópicos das amostras: c) B23, ripas de clorita macladas em meio a hornblenda + pseudomorfos de plagioclásio; d) B24A, hornblendas engolfando total ou parcialmente os pseudomorfos de plagioclásio, indicando possível textura reliquiar sub-ofítica; notar a cor de interferência azul anômala da clinozoisita/zoisita; e) B21; hornblenda de coloração verde clara, menos aluminosa em relação às amostras do Grupo 1; f) B22A; detalhe em pseudomorfo de plagioclásio, composto por cristais micrométricos euédricos de clinozoisita sobre albita maclada “fantasma”. Notar a actinolita euédrica parcialmente engolfada por hornblenda. Todas as fotos sob nicóis cruzados, exceto e.

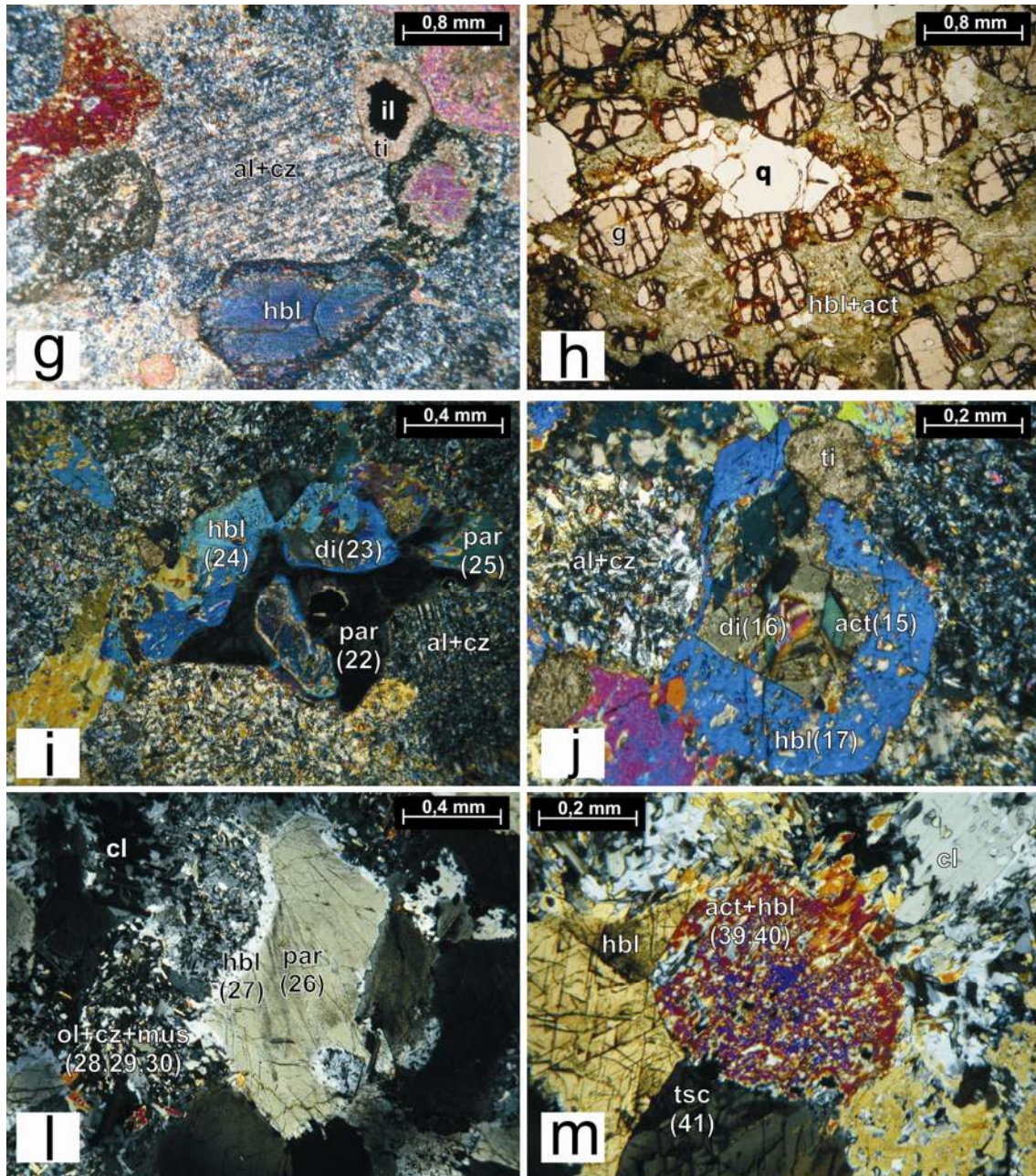


Figura 49 (continuação) – g) B22C; clinozoisita sobre “fantasma” de albita maclada, hornblenda límpida com borda rica em inclusões, titanita formada às custas de ilmenita; h) B3; amostra formada basicamente por granada almandina e anfibólio, com quartzo e raro plagioclásio associados. Notar a rede de venulações penetrativa por toda a rocha. As fotos i a m correspondem a imagens das lâminas polidas delgadas sobre as quais foram realizadas análises química mineral na microsonda. Os números indicam os pontos analisados correspondentes na Tabela 8. i) B22A; agregado de cristais (pseudomorfo de piroxênio?) com diopsídio no núcleo, hornblenda e pargasita nas bordas; j) B22A; agregado de cristais com diopsídio no núcleo, hornblenda e actinolita euédrica nas bordas; l) B23; alteração de pargasita no núcleo para hornblenda na borda de cristal de anfibólio; os pseudomorfos de plagioclásio são compostos por clinozoisita ± muscovita euédricas sobre oligoclásio; m) B23; actinolita com lamelas de exsolução de hornblenda, cristal de tschermakita, seções basais de cristais de hornblenda com as duas clivagens típicas em 120°, e ripas de clorita. Todas as fotos sob nicóis cruzados.

mineral através de microsonda eletrônica (WDS), no Instituto de Ciências Exatas da UFMG. A Tabela 8 sumariza os dados obtidos para cada ponto analisado pela microsonda.

A Figura 50 mostra que os anfibólios apresentam composição cálcica, com termos que variam entre a tschermakita e a actinolita, de acordo com o grau de substituição de alumínio e sódio por sílica. A maioria dos anfibólios é classificada como hornblenda magnesianas; alguns apresentam sódio no sítio atômico A, sendo classificados como pargasita a Fe-pargasita.

As propriedades microscópicas da hornblenda variam de acordo com as alterações químicas evidenciadas na Figura 49. Nos anfibólitos do Grupo 1, a hornblenda apresenta hábito prismático subédrico, pleocroísmo verde-escuro a pardo com variedades de tons azulados, e cores de interferência de segunda ordem (Figura 49b, c, d, l e m). Normalmente o aspecto é límpido, mas podem ocorrer inclusões micrométricas de ilmenita, titanita e óxidos de ferro. São comuns as seções basais com dois planos de clivagem intersectantes em ângulo de aproximadamente 120° (Figura 49m). Cristais geminados em $\{100\}$ são também comuns (Figura 49b). Já nos grupos 2 e 3, a hornblenda apresenta hábito anédrico e pleocroísmo verde pálido a verde azulado (Figura 49e a j). São comuns as hornblendas zonadas, com núcleo límpido e bordas ricas em inclusões (Figura 49g). A granulação média da hornblenda em todos os grupos varia entre 1 e 5 mm, com alguns cristais atingindo até 1 cm.

É comum encontrar seções de cristais de anfibólio com núcleo de pargasita e bordas de hornblenda (Figura 49l), e agregados de cristais com núcleo de diopsídio e bordas de hornblenda e pargasita. A actinolita ocorre associada a esses agregados, normalmente com hábito euédrico, cuja seção é facilmente reconhecível pelo formato losangular e pelas duas clivagens intersectantes em 120° ; o pleocroísmo varia de verde pálido a quase incolor (Figura 49f e j). É comum encontrar cristais com lamelas de exsolução de actinolita em hornblenda e vice-versa (Figura 49m). É importante notar que as bordas de diopsídio, hornblenda e actinolita em contato são invariavelmente retilíneas e límpidas, enquanto as bordas entre hornblenda e pargasita são difusas (Figura 49i, j e l).

Conjuntamente aos anfibólios, o principal componente mineral dos anfibólitos é representado por pseudomorfos de plagioclásio cálcico, de granulação e abundância aproximadamente igual à hornblenda, nos grupos 1 e 2. Esses pseudomorfos são formados por abundantes cristais micrométricos euédricos de clinzoisita, crescidos sobre plagioclásio sódico com maclas polissintéticas “fantasmas” (Figura 49b a h). A cor de interferência azul profundo, anômala, pode indicar a ocorrência de zoisita associada à clinzoisita, porém a granulação micrométrica dos cristais dificulta a correta classificação ótica desses minerais

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Fórmula Mineral	Mineral
1	B22A-C1-1 (anf)	50,65	0,12	5,31	16,06	0,17	12,32	12,59	0,72	0,17	98,11	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ ₂ Al ₂ Si ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
2	B22A-C1-2 (px)	52,55	0,25	2,79	10,92	0,28	11,14	22,36	0,88	0	101,16	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
3	B22A-C1-3 (plag)	63,82	0,02	19,4	0,11	0	0,01	0,37	10,31	0,06	94,08	NaAlSi ₃ O ₈ ; An/Ab/Or: 1,94 / 97,69 / 0,37	Albita
4	B22A-C1-4 (epid)	39,63	0,15	28,57	7,37	0,12	0	24,27	0,02	0,02	100,15	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	Clinozoisita
5	B22A-C2-5 (gran)	38,53	0,05	21,91	25,88	1,54	4,63	7,5	0,02	0,01	100,06	(Fe,Mg,Ca) ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃ ; Al/Py/Gr/Es/Uv/An/Ca-Ti: 57,13 / 18,22 / 21,18 / 3,44 / 0 / 0 / 0,03	Almandina
6	B22A-C2-6 (anf)	52,3	0,17	5,18	15,66	0,21	12,79	12,17	0,76	0,21	99,45	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ ₂ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Actinolita
7	B22A-C2-7 (anf)	48,8	0,09	3,92	15,56	0,24	13,47	11,5	0,7	0,16	94,42	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
8	B22A-C2-8 (plag)	73,26	0	21,03	0,08	0,01	0	0,2	10,44	0,03	105,05	NaAlSi ₃ O ₈ ; An/Ab/Or: 1,05/98,77/0,19	Albita
9	B22A-C2-9 (epid)	39,4	0,1	28,04	7,19	0,09	0	23,57	0,03	0	98,4	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	Clinozoisita
10	B22A-C3-10 (gran)	38,97	0,07	22,19	28,11	1,48	4,61	7,17	0	0	102,59	(Fe,Mg,Ca) ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃ ; Al/Py/Gr/Es/Uv/An/Ca-Ti: 59,49 / 17,61 / 19,43 / 3,21 / 0 / 0,22 / 0,04	Almandina
11	B22A-C3-11 (anf)	51,29	0,16	4,36	15,86	0,17	13,59	11,08	0,86	0,18	97,54	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
12	B22A-C3-12 (px)	51,2	0,26	2,78	10,92	0,2	11,58	21,67	0,71	0	99,32	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
13	B22A-C4-13 (ilm)	0	53,85	0,02	45,55	1,49	0,31	0,01	0	0,02	101,25	FeTiO ₃	Ilmenita
14	B22A-C4-14 (tit)	31,51	39,59	0,79	0,22	0,09	0	28,88	0,03	0,01	101,12	CaTiSiO ₅	Titanita
15	B22A-C5-15 (anf)	51,81	0,18	5,26	15,48	0,2	12,77	11,41	0,91	0,2	98,22	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ ₂ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Actinolita
16	B22A-C5-16 (px)	48,08	0,29	3,57	11,15	0,08	10,93	21,15	0,96	0,02	96,22	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
17	B22A-C5-17 (anf)	50,36	0,12	4,41	15,74	0,22	13,51	12,12	0,57	0,16	97,22	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
18	B22A-C6-18 (anf)	49,23	0,13	4,74	15,68	0,12	13,01	11,75	0,8	0,16	95,63	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
19	B22A-C6-19 (px)	50,79	0,23	2,91	11,64	0,24	11,62	21,79	0,65	0,02	99,9	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
20	B22A-C6-20 (gran)	38,16	0,08	22,33	28,43	1,66	4,95	6,93	0,02	0,01	102,57	(Fe,Mg,Ca) ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃ ; Al/Py/Gr/Es/Uv/An/Ca-Ti: 58,10 / 19,07 / 18,25 / 3,63 / 0 / 0,9 / 0,04	Almandina
21	B22A-C6-21 (px)	51,44	0,19	2,81	10,78	0,17	11,6	21,94	0,78	0,04	99,75	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
22	B22A-C7-22 (anf)	43,82	1,65	12,09	18,16	0,16	9,63	11,44	1,83	0,87	99,66	NaCa ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ ₂ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Pargasita

Tabela 8 – Dados de química mineral (microsonda eletrônica) dos anfibolitos da fazenda Angico.

		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Fórmula Mineral	Mineral
23	B22A-C7-23 (px)	47,63	0,3	3,41	10,87	0,23	11,49	21,51	0,76	0,01	96,2	MgCaSi ₂ O ₆	Diopsídio
24	B22A-C7-24 (anf)	42,95	0,2	5,55	15,99	0,23	13,13	11,52	0,91	0,22	90,7	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
25	B22A-C7-25 (anf)	35,84	0,15	5,82	15,54	0,11	12,51	11,88	0,81	0,18	82,83	NaCa ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Fe ³⁺ AlSi ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Pargasita
26	B23-C1-1 (anf)	43,59	2,05	12,73	14,28	0,11	11,11	11,76	1,43	1,33	98,4	NaCa ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Pargasita
27	B23-C1-2 (anf)	45,81	0,08	16,14	14,72	0,28	9,7	10,08	2,02	0,27	99,1	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Fe ³⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
28	B23-C1-3 (plag)	66,92	0	24,61	0,12	0,03	0	4,52	8,18	0,08	104,45	(Na,Ca)AlSi ₃ O ₈ ; An/Ab/Or : 23,28/76,23/0,49	Oligoclásio
29	B23-C1-4 (epid)	39,62	0,06	31,42	4,08	0,18	0,03	23,96	0,02	0,01	99,39	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	Clinozoisita
30	B23-C1-6 (musc)	48,51	0,35	33,98	1,49	0,01	1,63	0,02	1,02	9,57	96,58	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	Muscovita
31	B23-C2-7 (anf)	44,09	2,19	11,37	14,07	0,25	11,38	11,62	1,22	1,21	97,39	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Al ₂ Si ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
32	B23-C2-8 (anf)	45,97	0,13	15,64	14,8	0,36	10,09	10,39	1,81	0,29	99,48	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Fe ³⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
33	B23-C3-9 (clo)	28,1	0	22,63	18,13	0,13	20,88	0,01	0,03	0,04	89,97	Mg ₃ Fe ²⁺ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	Clorita
34	B23-C4-10 (clo)	27,79	0,06	22,62	17,77	0,14	20,31	0	0,06	0,09	88,82	Mg ₃ Fe ²⁺ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	Clorita
35	B23-C4-11 (epid)	40,44	0,05	30,09	5,24	0,14	0,04	23,85	0,02	0,03	99,9	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	Clinozoisita
36	B23-C4-12 (plag)	64,4	0	23,43	0,06	0	0	4,08	8,4	0,04	100,41	(Na,Ca)AlSi ₃ O ₈ ; An/Ab/Or : 23,28/76,23/0,49	Oligoclásio
37	B23-C4-13 (anf)	44,99	0,15	16,43	14,15	0,18	9,69	10,95	1,7	0,36	98,6	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Fe ³⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
38	B23-C5-14 (anf)	44,19	2,14	12,4	14,66	0,2	11,12	11,34	1,57	1,33	98,95	NaCa ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Pargasita
39	B23-C8-15 (anf)	55,34	0,16	3,75	10,33	0,23	17	11,81	0,5	0,06	99,18	Ca ₂ Mg ₄ Fe ²⁺ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Actinolita
40	B23-C8-16 (anf)	47,39	0,2	13,05	13,16	0,26	11,7	10,92	1,52	0,29	98,48	Ca ₂ Mg ₃ Fe ²⁺ Al ₂ Si ₇ O ₂₂ (OH) ₂	Hornblenda
41	B23-C8-17 (anf)	43,62	1,16	14,42	14,35	0,14	10,37	11,41	1,36	1,18	98	Ca ₂ Mg ₂ Fe ²⁺ Fe ³⁺ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂	Tschermakita

Tabela 8 – Continuação.

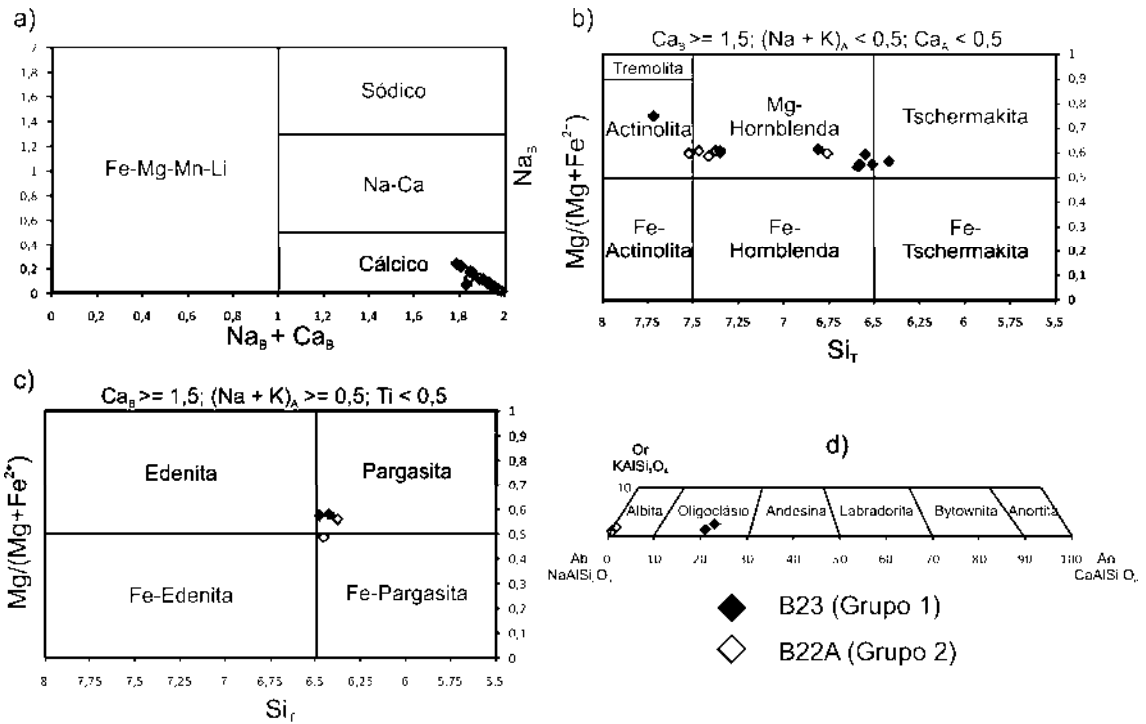


Figura 50 – Diagramas de discriminação química para anfibólios (a,b e c; Leake *et al.* 1997) e para feldspatos (d).

(Figura 49d). O diagrama de discriminação de plagioclásios da Figura 50d indica que o grau de decalcificação do plagioclásio aumenta do Grupo 1 (albita; $An_{1,5}$) para o Grupo 2 (oligoclásio; An_{23}). Podem ocorrer também muscovita e biotita associadas a esses pseudomorfos. Esses minerais apresentam hábito ripiforme euédrico a subédrico e granulação micrométrica, só sendo facilmente reconhecíveis na microsonda eletrônica.

A clorita ocorre como ripas euédricas a subédricas milimétricas de granulação média 0,2 mm (Figura 49c, l e m), incolores sob nicóis descruzados e com cores de interferência de primeira ordem, comumente cinza claro a escuro, sob nicóis cruzados. Maclas polissintéticas são típicas desses minerais, exclusivamente nos anfibólitos do Grupo 1. Podem ocorrer também como franjas nas bordas de cristais de anfibólios. A química mineral indica composição predominante de clinocloro (Tabela 8).

A granada ocorre como cristais avermelhados euédricos a subédricos que podem atingir até 1 mm de diâmetro, normalmente visíveis a olho nu ou com auxílio de lupa. A química mineral revela alta proporção do componente almandina (~60%), com teores de CaO entre 6,93 e 7,5 %, típicos de granadas de rochas metabásicas (entre 6 e 10%), que apresentam, em geral, teores maiores desse óxido do que as granadas de metapelitos, devido às diferenças químicas dos protólitos associados (Miyashiro 1973). Podem ocorrer também

agregados (“*batches*”) centimétricos compostos basicamente por granada. Nos anfíbolitos do Grupo 3 a granada chega a predominar sobre os outros minerais, igualando-se aproximadamente aos anfíbólios (actinolita + hornblenda).

Dentre os principais minerais acessórios, destacam-se a ilmenita e a titanita, que ocorrem associadas em cristais com ilmenita no núcleo e titanita nas bordas (Figura 49g). Normalmente a titanita é mais abundante e ocorre como cristais anédricos (Figura 49j), de granulação média 0,1 a 0,2 mm. A apatita ocorre como cristais euédricos a subédricos, de 0,1 a 0,2 mm, com seção pseudo-hexagonal isotrópica (Figura 49d). Pirita e calcopirita ocorrem normalmente em agregados micrométricos anédricos.

6.2. Metamorfismo

Os anfíbolitos da Fazenda Angico representam os produtos do metamorfismo regional sobre protólitos ígneos básicos. Os minerais metamórficos apresentam desde bordas difusas até retilíneas, representando diferentes graus de obliteração da fábrica magmática original.

A paragênese clinozoisita + hornblenda + actinolita + plagioclásio (An_{0-20}) + clorita + titanita \pm granada almandina \pm quartzo indica fácies epidoto-anfíbolito, que corresponde à transição entre as fácies xisto-verde e anfíbolito (Figura 51). Essa paragênese indica que essas rochas atingiram condições de temperatura em torno de 500° C e pressões entre 2 e 5 Kbar, em profundidades de 10 a 20 km na crosta terrestre (Winter 2001). A sequência de fácies corresponde à série intermediária de P-T de Miyashiro (1973), na qual a fronteira entre as fácies epidoto-anfíbolito e anfíbolito é demarcada pela ocorrência de plagioclásio com aproximadamente 30 % do componente anortita, em equilíbrio com epidoto / zoisita.

As principais reações metamórficas identificáveis são a hidratação dos minerais máficos (piroxênios), que gerou hornblenda, actinolita, clorita e diopsídio, e a decalcificação do plagioclásio, com formação de clinozoisita (Figura 52). O cálcio disponibilizado por essa última reação também reagiu com ilmenita, formando titanita.

A ocorrência simultânea de actinolita e hornblenda nas mesmas rochas é um dos principais indicativos da fácies metamórfica epidoto-anfíbolito (Figura 51). A mudança composicional entre hornblenda e actinolita é comumente descontínua, isso é, não pode ser interpretada como um simples *trend* de perda de alumínio do anfíbólio (Miyashiro 1973), como pode ser sugerido pela Figura 50b. A ocorrência de actinolita euédrica nos núcleos de cristais de hornblenda, em crescimento paralelo a essa e sempre com bordas retilíneas e

Metamorphic Grade →

Metamorphic Facies	Greenschist	Transitional States	Amphibolite	Granulite			
Albite	-----			Andesine			
Plagioclase > An ₁₂	-----			-----			
Epidote	-----			-----			
Actinolite	-----			-----			
Hornblende	-----			-----			
Augite	-----			-----			
Orthopyroxene	-----			-----			
Chlorite	-----			-----			
Garnet	-----			-----			
Biotite	-----			-----			
Quartz	-----			-----			
Phengite	-----			-----			
Cummingtonite	-----			-----			
Zone for associated metapelites	Chlorite Zone	Biotite Zone	Garnet Zone	Staurolite and Kyanite Zones	Sillimanite-Muscovite Zone	K-feldspar-Sillimanite Zone	Cordierite-Garnet Zone

Figura 51 – Mudanças minerais típicas em rochas metabásicas durante o metamorfismo progressivo na série de P-T intermediária de Miyashiro (1973). As localizações aproximadas das zonas barrovianas em metapelitos são incluídas para comparação (Winter 2001).

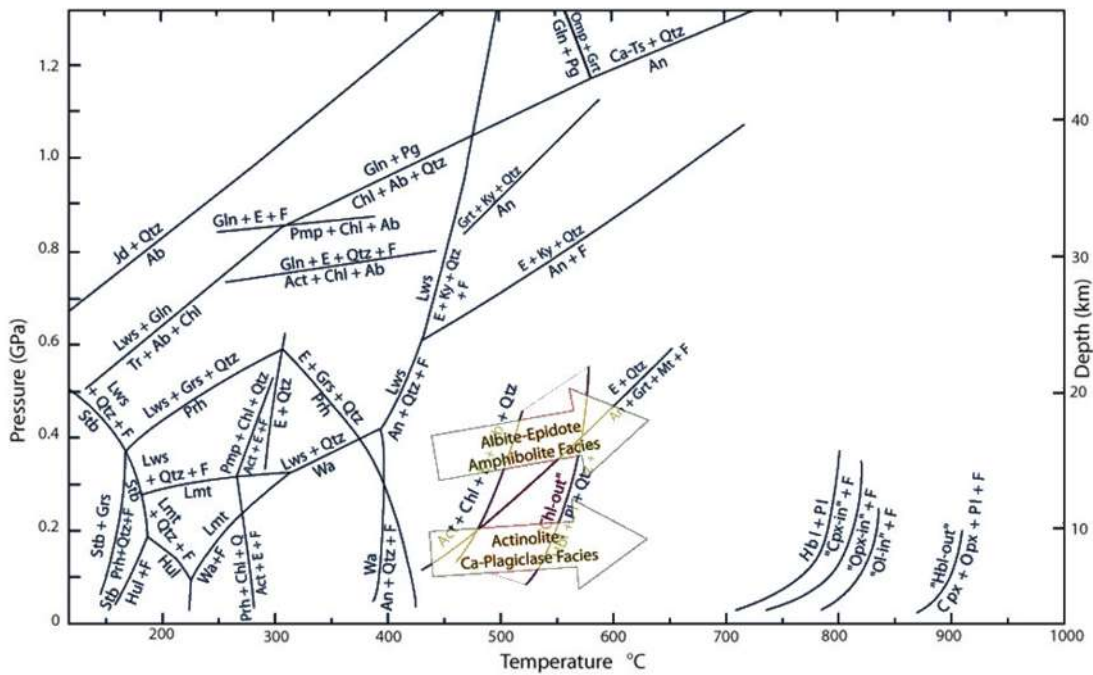


Figura 52 – Grade petrogenética simplificada para rochas metabásicas, com a localização de várias reações univariantes no sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-(Na₂O). As reações mais importantes para os anfibólitos da Fazenda Angico são indicadas pelas setas. Winter (2001).

límpidas de contato, e também a ocorrência de lamelas de exsolução de actinolita em hornblenda e vice-versa, são fortes indícios de que esses minerais cresceram juntos, sob as mesmas condições metamórficas.

A granada ocorre em rochas com química apropriada, ou seja, excesso de alumínio e ferro. Segundo Miyashiro (1973), é comum a ocorrência de rochas metabásicas portadoras de granada almandina em associação com outras livres desse mineral, até em um mesmo afloramento. A granada em rochas metabásicas aparece aproximadamente na mesma temperatura que em metapelitos adjacentes (zona da granada; Miyashiro, 1973).

6.3. Litoquímica

Os teores de elementos maiores, traços e terras raras foram determinados pela ACME Analytical Laboratories em Vancouver, Canadá, para seis amostras de anfibolitos da fazenda Angico, com o intuito de fornecer dados que possam indicar as condições de petrogênese e ambiência geotectônica dessas rochas (Tabela 9). Os elementos maiores foram analisados por ICP seguida à fusão utilizando metaborato / tetraborato de lítio e digestão por ácido nítrico diluído, com precisão de 0,01 % para a maioria dos elementos. O teor de FeO T foi calculado volumetricamente a partir do teor de Fe₂O₃. Os elementos traços e terras raras foram analisados por ICP – MS seguida à mesma decomposição dos elementos maiores, com limite mínimo de detecção de 0,1 ppm para a maioria dos elementos. Os metais base e preciosos foram determinados por digestão em Aqua Regia e análise por ICP - MS. A perda ao fogo (PF; precisão 0,1%) foi determinada pela diferença de peso após ignição a 1000° C.

Foram escolhidas amostras frescas, livres de intemperismo e sem indícios de hidrotermalismo expressivo, tendo sofrido apenas metamorfismo aparentemente isoquímico, na fácies epidoto-anfibolito. Somente as porções homogêneas das amostras foram utilizadas, tomando-se o cuidado de excluir veios e “*batches*”, além de outras heterogeneidades. Os baixos valores de perda ao fogo (PF), carbono e enxofre encontrados ratificam as observações acima.

A partir dos dados litoquímicos da Tabela 9, a norma CIPW dos anfibolitos pôde ser calculada (Tabela 10). Com exceção da amostra B21, todas as outras são olivina-normativas e não possuem quartzo normativo; isso se deve ao maior teor de sílica dessa última amostra, que possui quartzo na mineralogia analisada em lâmina. As amostras B24A, B23 e B21 apresentam hiperstênio e não apresentam nefelina na norma.

Amostra	B22B	B24A	B23	B22A	B22C	B21		B22B	B24A	B23	B22A	B22C	B21
Elementos Maiores (%)							Co	57,2	124,5	63,5	51,4	38,9	46,8
SiO₂	44,04	46,21	47,01	47,78	48,88	49,44	Sc	35	33	32	37	38	37
TiO₂	0,96	0,83	0,84	1,10	1,02	1,03	V	232	203	200	242	240	231
Al₂O₃	17,78	16,92	16,00	15,34	15,80	15,56	Cu	99,4	49,0	67,7	187,0	81,0	94,3
Fe₂O₃	12,60	12,42	12,82	12,24	10,24	12,53	Pb	0,9	0,3	0,9	0,4	0,7	0,5
FeO T	11,34	11,18	11,54	11,01	9,21	11,27	Zn	40	21	44	17	24	19
MnO	0,17	0,18	0,17	0,17	0,12	0,18	Bi	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
MgO	7,79	8,12	8,71	5,35	5,05	4,36	Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
CaO	12,04	11,09	9,45	13,70	14,54	14,78	Sn	<1	<1	1	2	2	3
Na₂O	2,20	2,20	2,47	2,82	2,73	0,64	W	5,5	514,5	56,6	0,8	<0,5	1,5
K₂O	0,55	0,30	0,66	0,14	0,10	0,13	Mo	0,4	<0,1	0,3	0,7	0,9	1,1
P₂O₅	0,07	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09	Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cr₂O₃	0,038	0,030	0,031	0,037	0,040	0,032	Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
PF	1,4	1,3	1,4	1,0	1,2	1,0	Au	1,7	1,5	1,5	1,5	1,4	0,7
C	<0,02	0,02	<0,02	0,11	0,13	0,05	Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
S	<0,02	<0,02	0,03	0,13	0,08	<0,02	As	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	0,8
Sum	99,72	99,68	99,72	99,76	99,80	99,80	Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Elementos Traços (ppm)							Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	236	95	136	89	22	33	Terras Raras (ppm)						
Rb	7,1	2,1	4,7	2,2	0,9	1,5	La	5,7	3,0	5,8	6,3	4,9	6,7
Sr	225,3	154,5	202,9	255,6	239,7	187,8	Ce	14,7	8,1	12,8	13,8	11,0	11,7
Cs	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	Pr	2,00	1,19	1,63	1,92	1,48	2,37
Ga	17,7	16,3	14,7	16,2	14,8	17,5	Nd	10,3	5,6	7,4	9,7	6,3	10,3
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	Sm	2,30	1,69	1,94	2,54	1,69	2,98
Ta	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	Eu	0,90	0,72	0,77	0,98	0,65	0,95
Nb	3,5	2,4	2,7	4,0	3,3	3,7	Gd	2,74	2,21	2,43	3,05	1,86	3,21
Hf	1,4	1,2	1,1	1,7	1,5	2,2	Tb	0,49	0,42	0,46	0,52	0,30	0,60
Zr	34,8	36,2	39,3	53,1	42,0	69,9	Dy	2,85	2,53	2,66	2,81	1,52	3,51
Y	17,1	15,3	17,0	16,6	7,1	18,8	Ho	0,62	0,55	0,60	0,63	0,28	0,73
Th	0,2	<0,2	0,4	0,4	0,3	<0,2	Er	1,74	1,73	1,77	1,73	0,74	2,27
U	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	Tm	0,25	0,27	0,27	0,26	0,10	0,32
Ni (MS)	55,4	68,0	137,5	47,9	106,1	49,5	Yb	1,50	1,59	1,59	1,52	0,53	2,21
Ni	120	126	251	113	239	161	Lu	0,23	0,24	0,27	0,23	0,09	0,33

Tabela 9 – Dados litogeoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras dos anfibolitos da fazenda Angico. As amostras estão arranjadas por teor crescente de SiO₂ (%).

Vários estudos geoquímicos indicam que os elementos HFS (*High Field Strength*; Ti, Zr, Y, Sc, Th, U, Pb, Hf, Nb e Ta), elementos terras raras, V e Al, são elementos incompatíveis menos susceptíveis a alterações pós-magmáticas em rochas ígneas máficas a

ultramáficas, permanecendo relativamente imóveis durante os processos de metamorfismo regional e hidrotermalismo de fundo oceânico (Pearce & Cann 1973; Humphris & Thompson 1978; Saunders 1984).

Norma	B22B	B24A	B23	B22A	B22C	B21
Q	0	0	0	0	0	7,77
or	3,35	1,82	4,02	0,85	0,6	0,79
ab	11,51	19,09	21,48	21,17	22,68	5,53
an	38,03	36,32	31,47	29,4	31,22	40,05
ne	4,13	0	0	1,74	0,5	0
Di wo	9,61	8,26	6,81	16,53	17,58	14,38
Di en	5,18	4,52	3,78	7,77	8,77	6,02
Di fs	4,1	3,43	2,76	8,55	8,43	8,41
Hy en	0	2,58	3,68	0	0	5,13
Hy fs	0	1,96	2,68	0	0	7,16
Ol fo	10,4	9,62	10,46	4,13	2,9	0
Ol fa	9,08	8,07	8,41	5,02	3,08	0
mt	2,59	2,55	2,63	2,5	2,09	2,56
il	1,88	1,62	1,64	2,14	1,98	2
ap	0,16	0,16	0,18	0,2	0,18	0,2
Total	100	100	100	100	100	100

Tabela 10 – Norma CIPW dos anfibolitos da Fazenda Angico.

O teor de TiO₂ (%), elemento maior de determinação analítica relativamente segura, pode ser usado como parâmetro de comparação em diagramas bivariantes com os elementos maiores, traços e terras raras (figuras 53, 54 e 55). As retas de regressão simples e os respectivos coeficientes de correlação (R²) servem como parâmetro estatístico indicador do comportamento geoquímico desses elementos. O coeficiente R² indica a porcentagem de pontos resolvida pela reta de regressão simples; uma correlação perfeita (R²=1) indica que todos os pontos caem sobre a reta e que os elementos apresentam comportamento idêntico na diferenciação química. Dessa forma, esse parâmetro serve como medida da semelhança de comportamento entre o TiO₂ e os outros elementos, podendo ser utilizado como indicador da relativa imobilidade desses elementos durante os processos pós-magmáticos.

A Figura 53 indica que os elementos maiores apresentam fraca a média correlação com TiO₂. Destaca-se a boa correlação entre MgO e CaO com TiO₂. Para os elementos traços, a correlação é em geral melhor, com exceção de Rb e Ni, de correlação fraca (Figura 54). Destacam-se as correlações quase perfeitas de V e Nb com TiO₂, importantes pois esses

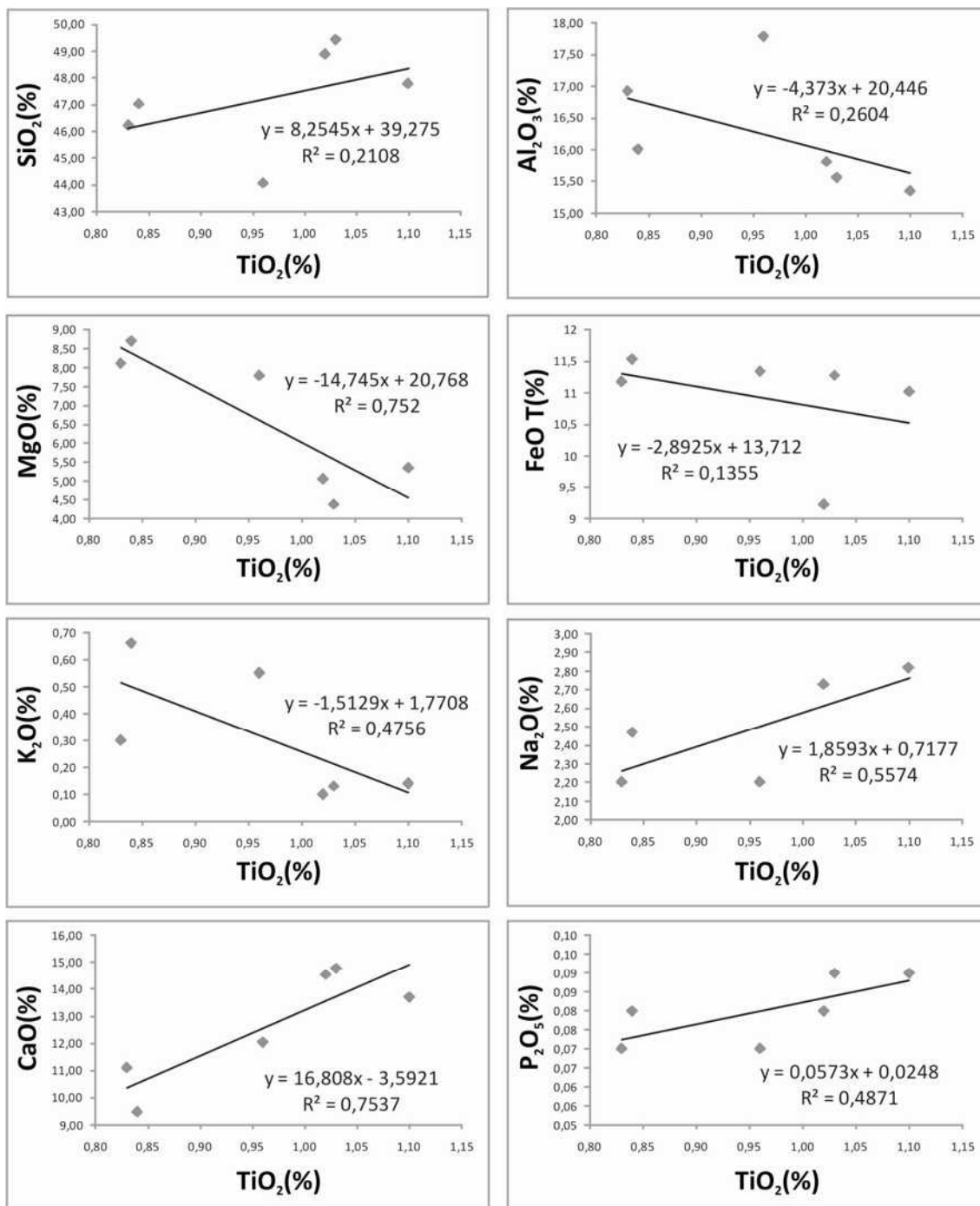


Figura 53 – Diagramas bivariantes de elementos maiores versus TiO_2 (em % peso), para os anfibolitos da fazenda Angico.

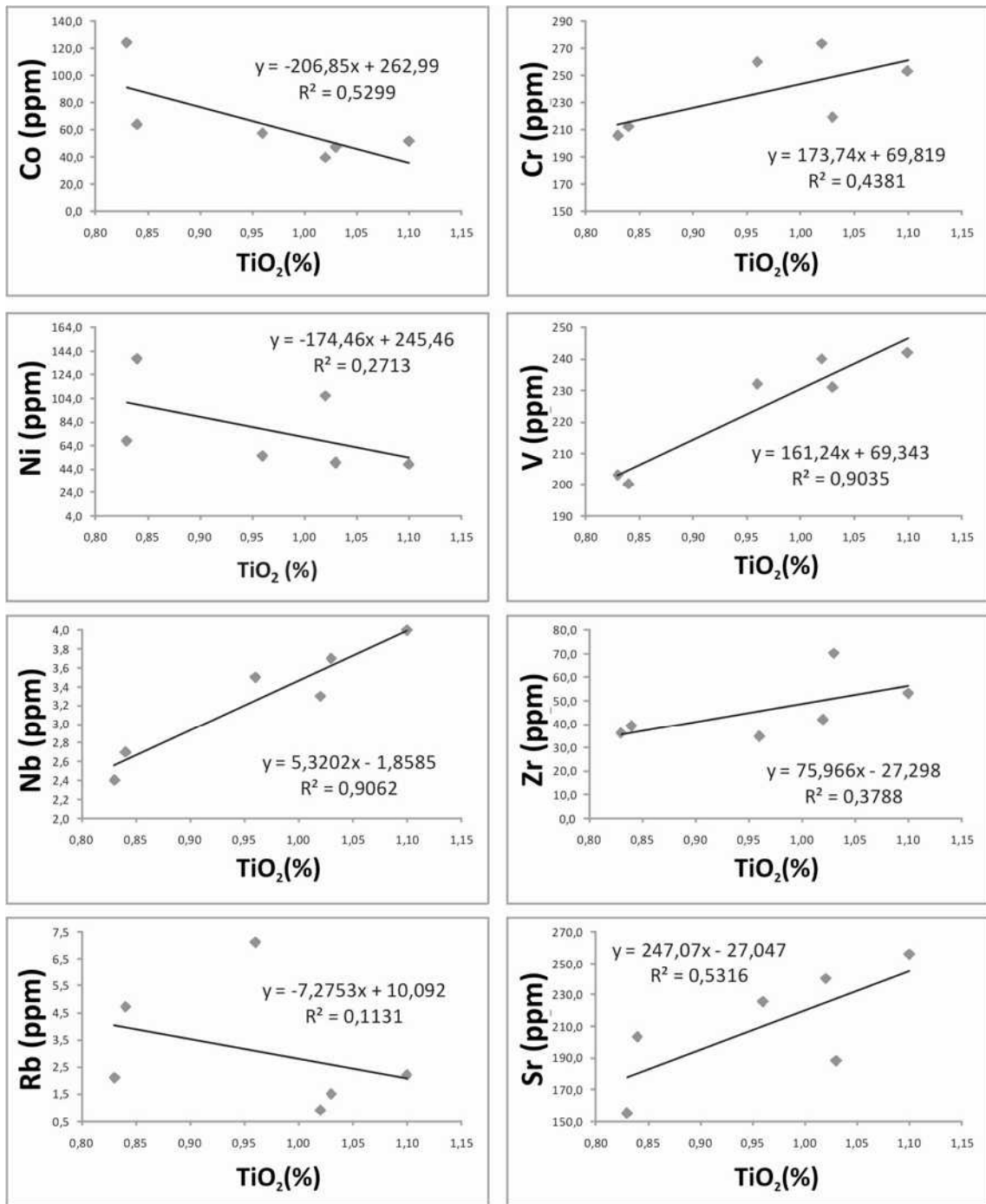


Figura 54 – Diagramas bivariantes de elementos traços (ppm) versus TiO₂ (em % peso), para os anfibólitos da fazenda Angico.

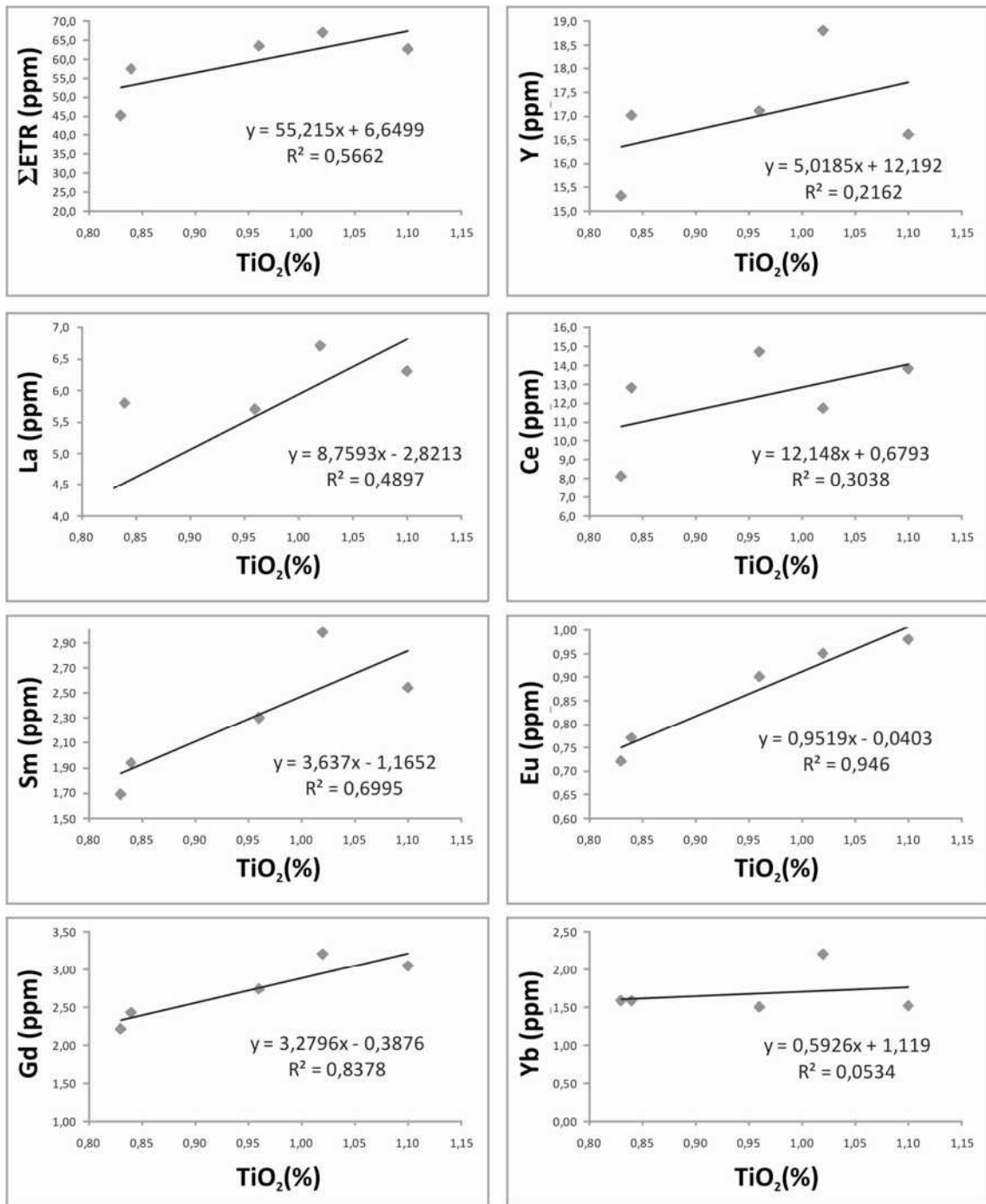


Figura 55 – Diagramas bivariantes de elementos terras raras e ítrio (ppm) versus TiO₂ (em % peso), para os anfibolitos da fazenda Angico.

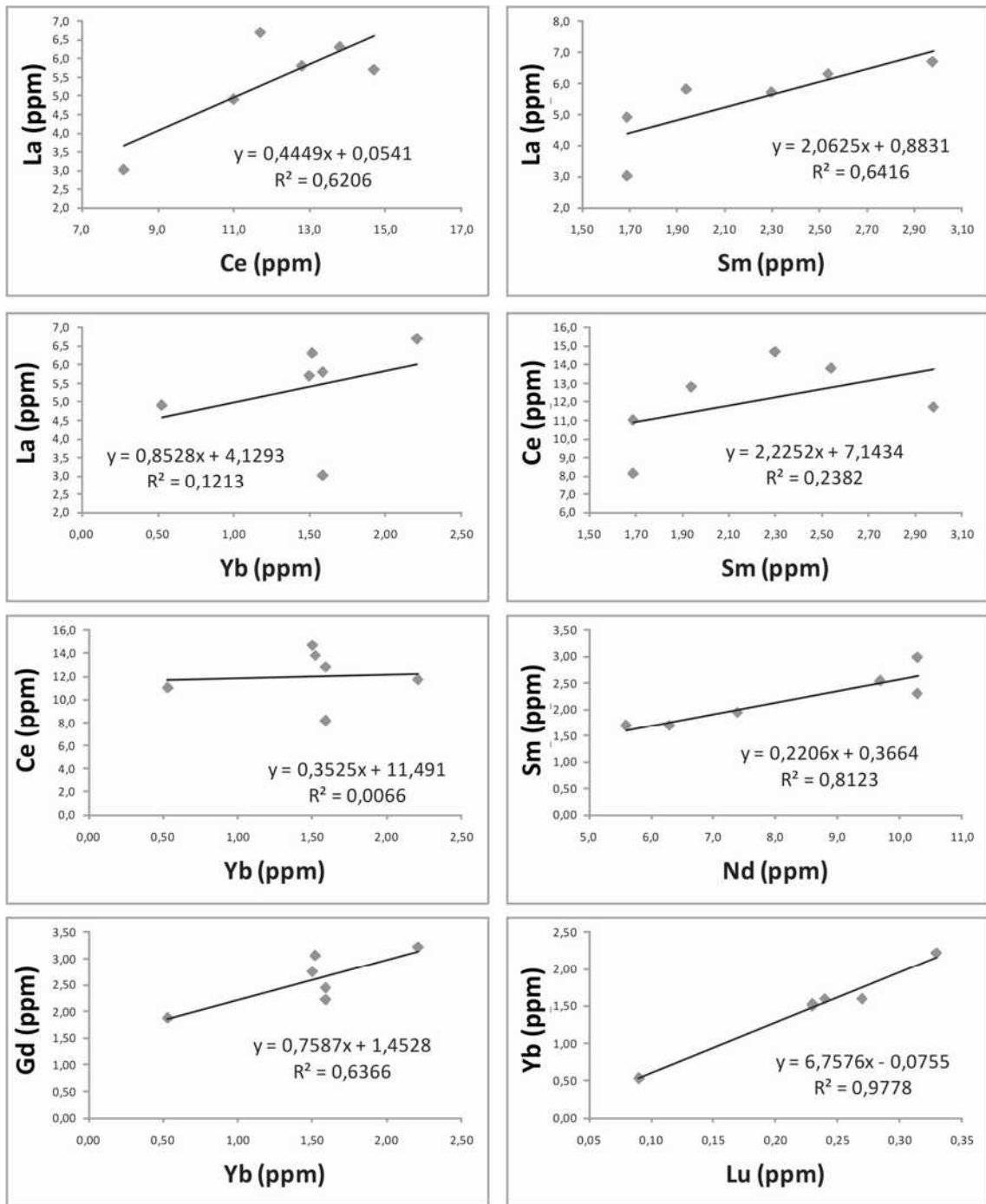


Figura 56 – Diagramas bivariantes de elementos terras raras para os anfíbolitos da fazenda Angico.

elementos são utilizados subsequentemente em diagramas de discriminação geotectônica. Os elementos terras raras apresentam correlações médias a boas com TiO_2 (Figura 55). Para esses diagramas, foram excluídos os dados da amostra B22C, por claramente apresentar teores de elementos terras raras médios a pesados muito menores do que as outras amostras, indicando perda parcial desses elementos, que atrapalharia o coeficiente de correlação. A correlação inexistente do Yb é forçada pelo valor anômalo da amostra B21; sem essa amostra, R^2 sobe para 0,6382. Os elementos terras raras foram também comparados em diagramas bivariantes na Figura 56. Nesses diagramas, observa-se correlação boa a ótima entre os elementos de propriedades químicas semelhantes (La/Ce, Sm/Nd, Yb/Lu) e correlação fraca a nula quando se plotam elementos terras raras leves contra pesados (La/Yb, Ce/Yb).

Em geral, os diagramas das figuras 53 a 56 mostram que não houveram mudanças pós-magmáticas significativas no arcabouço litoquímico dos anfibolitos da fazenda Angico, pois não são observados comportamentos anômalos que possam ter sido causados pela atuação de processos metamórficos ou hidrotermais. A correlação positiva de SiO_2 , CaO, P_2O_5 , Nb, Zr, Y, e dos elementos terras raras, particularmente os leves, e a correlação negativa de MgO com TiO_2 indicam *trends* normais de diferenciação magmática.

A Figura 57 mostra diagramas de classificação de rochas (a a d) e de ambiência geotectônica (e a n), a partir dos dados de litoquímica, para os anfibolitos da fazenda Angico. Foram escolhidos diversos diagramas de autores diferentes, nos quais as amostras selecionadas encaixam-se nas condições limite, com o intuito de fornecer o máximo possível de confiabilidade na interpretação dos dados. Os diagramas utilizados foram amplamente testados na literatura e utilizam diversos elementos, na maioria das vezes considerados como relativamente imóveis durante as alterações pós-magmáticas em protólitos ígneos básicos (Rollinson 1993).

No diagrama classificatório para rochas vulcânicas de Cox (1979), os protólitos apresentam química de basalto (Figura 57a). A amostra B21 plota fora de qualquer campo nesse diagrama, devido ao valor anômalo de Na_2O , provavelmente lixiviado durante alterações pós-magmáticas. Esse problema pode ser resolvido utilizando o diagrama de Winchester & Floyd (1977), que não utiliza Na_2O como parâmetro, no qual todas as amostras caem no campo de basaltos sub-alcalinos (Figura 57b).

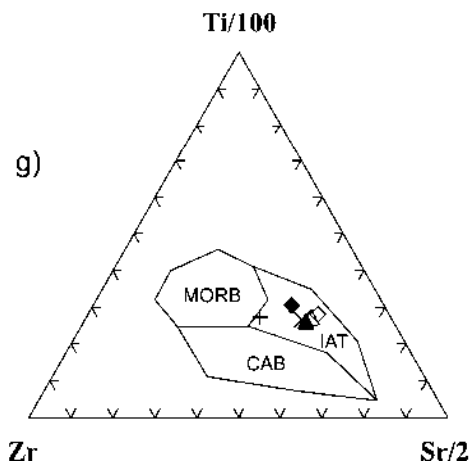
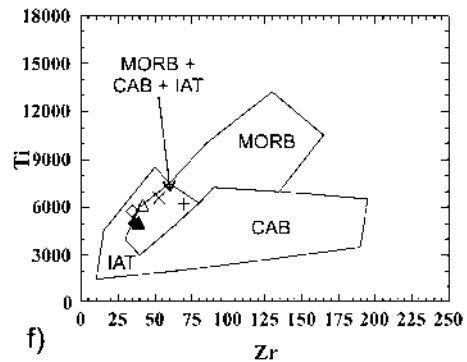
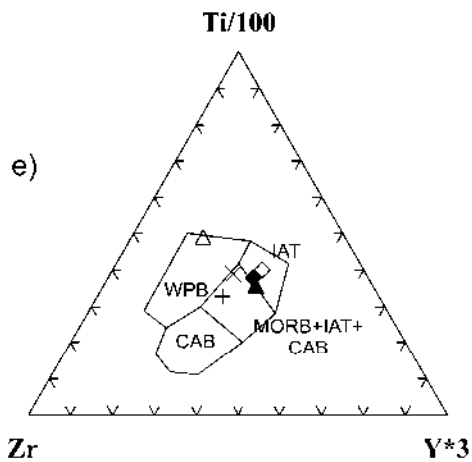
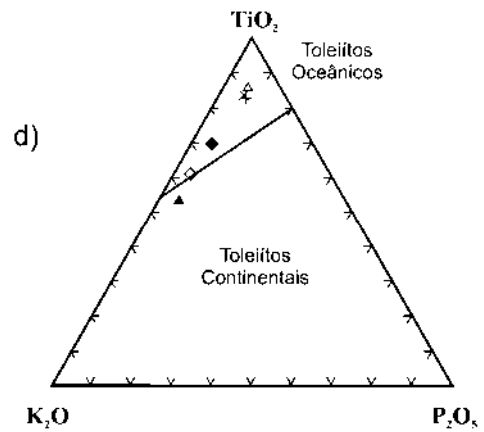
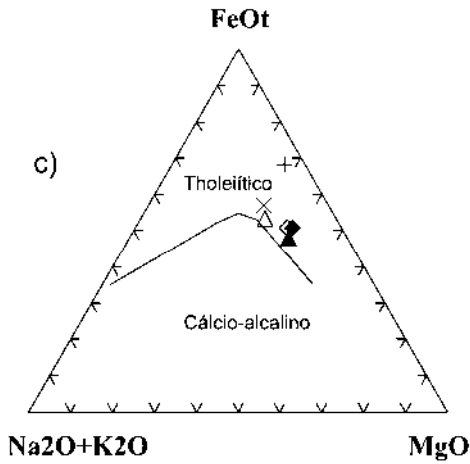
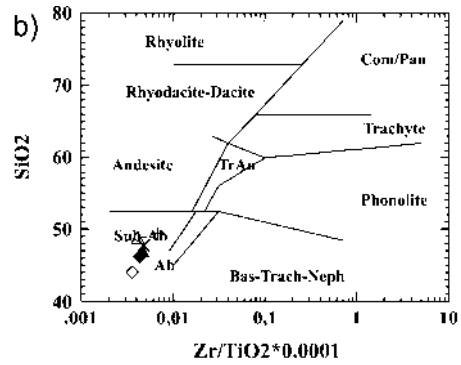
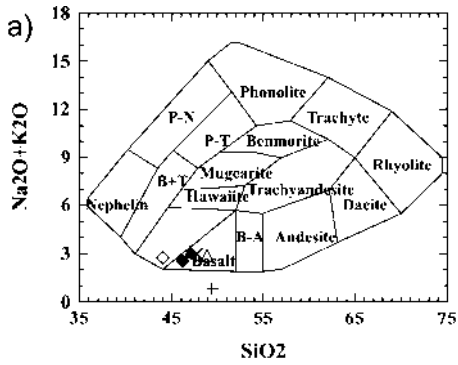
No diagrama discriminatório de série magmática de Irvine & Baragar (1977), as amostras são classificadas como basaltos tholeiíticos (Figura 57c), o que pode ser confirmado

em vários outros diagramas com essa mesma função, aqui omitidos. No diagrama de Pearce *et al.* (1975) as amostras são subclassificadas como tholeiítos oceânicos (Figura 49d).

Os diagramas e, f e g da Figura 57 são os esquemas discriminatórios de ambiência geotectônica mais amplamente utilizados e testados na literatura para rochas ígneas básicas e metabásicas, propostos por Pearce & Cann (1973). Todas as amostras apresentam teor de CaO + MgO (18,16 a 19,83%) dentro das condições limites propostas nestes diagramas (12 a 20%). Esses autores desenvolveram esses três diagramas para serem usados em conjunto e da seguinte forma: Em primeiro lugar o diagrama Ti-Zr-Y deve ser utilizado para separar basaltos intra-placa dos outros tipos. A Figura 57e mostra que as amostras não plotam como basaltos intra-placa, com exceção da amostra B22C que possui teor de Y anômalo em relação às outras (Tabela 9). Em seguida o diagrama Ti-Zr é utilizado para separar diferentes tipos de basaltos oceânicos, que não caem no campo intra-placa do diagrama anterior. Nesse diagrama (Figura 57f) as amostras plotam majoritariamente no campo misto, o que torna ainda difícil a sua separação.

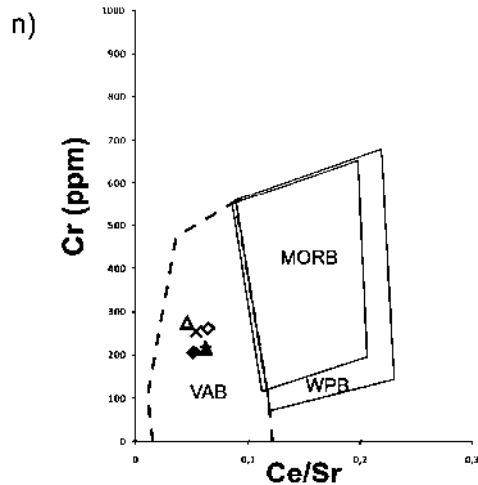
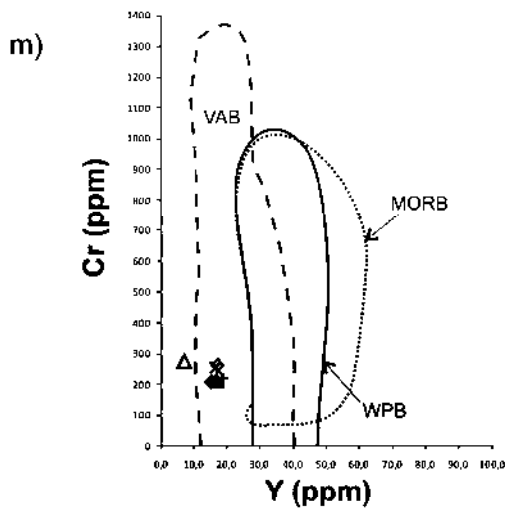
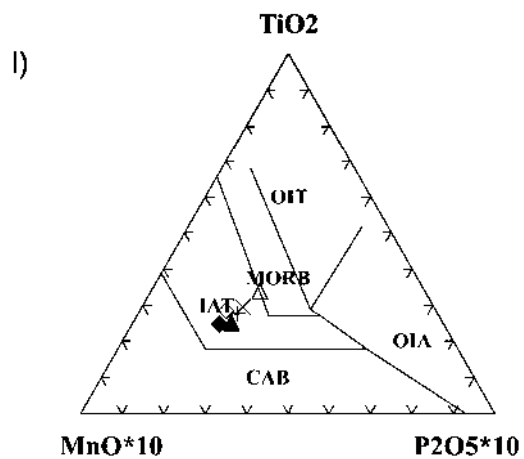
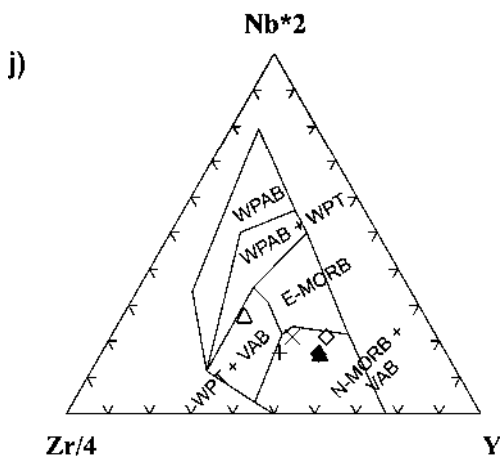
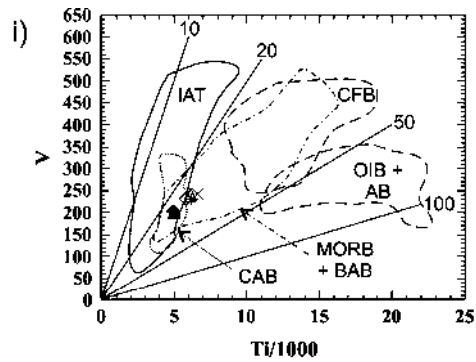
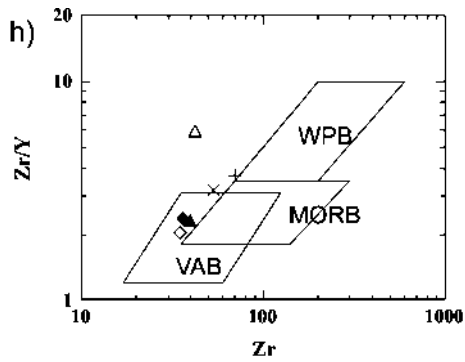
Finalmente, o diagrama Ti-Zr-Sr pode ser utilizado para separar amostras relativamente frescas, uma vez que o Sr é um elemento móvel em fluidos hidrotermais (Humphris & Thompson 1978). O diagrama bivalente Sr-TiO₂ da Figura 54 apresenta correlação razoável ($R^2 = 0,5316$), o que indica que provavelmente o teor desse elemento não foi significativamente alterado durante as alterações pós-magmáticas. Dessa forma, no diagrama da Figura 57g, os protólitos dos anfibolitos são todos classificados coerentemente como IAT – *Island Arc Tholeiites* ou Tholeiítos de Arco-de-Ilhas.

Os diagramas h a n da Figura 57 ratificam as observações encontradas pelo diagramas de Pearce & Cann (1973). Desses, o diagrama da Figura 57l é o único que utiliza elementos maiores e não traços. O diagrama de Shervais (1982) que plota Ti contra V é particularmente interessante (Figura 57i), devido à correlação quase perfeita entre esses dois elementos ($R^2 = 0,9035$), como observado na Figura 54. Nesse diagrama, as amostras plotam entre os campos de IAT e MORB + BAB (*Mid-Ocean Ridge Basalt + Back-Arc Basalt* / Basalto de Dorsal Oceânica + Basalto de Retro-Arco). Os padrões de elementos terras raras podem ser utilizados como parâmetros bastante confiáveis na interpretação da evolução química de basaltos, e conseqüentemente, sua evolução petrogenética e ambiência geotectônica. Esses elementos comportam-se mimeticamente à fonte durante os processos magmáticos, p.ex. fusão parcial e mistura de magmas, e permanecem relativamente imóveis durante o metamorfismo regional (Henderson 1984; Saunders 1984; Rollinson 1993).



- | | | | |
|---|------|---|------|
| + | B21 | △ | B22C |
| × | B22A | ▲ | B23 |
| ◇ | B22B | ◆ | B24A |

MORB = Basalto de Dorsal Meso-Oceânica
 CAB = Basalto Cálcio-Alcalino
 IAT = Tholeiíto de Arco-de-Ilhas
 WPB = Basalto Intra-placa



a) Cox *et al.* (1979); b) Winchester & Floyd (1977); c) Irvine & Baragar (1971); d) Pearce *et al.* (1975); e), f) e g) Pearce & Cann (1973); h) Pearce & Norry (1979); i) Shervais (1982); j) Meschede (1983); l) Mullen (1983); m) e n) Pearce (1982).

VAB = Basalto de Arco Vulcânico
 CFB = Basalto de Derrame Continental
 OIB = Basalto de Ilha Oceânica
 AB = Basalto Alcalino
 BAB = Basalto de retro-arco
 WPAB = Basalto Alcalino Intra-Placa

Figura 57 – Diagramas de discriminação litoquímica e de ambiência tectônica para os anfibolitos da Fazenda Angico.

A Figura 58 mostra os padrões de elementos terras raras das amostras, normalizados em relação ao condrito C1 de Sun & McDonough (1989); as curvas de referência para N-MORB e E-MORB dessa figura são retiradas deste mesmo trabalho. Observam-se padrões relativamente planos (*flat*), com curvas de inclinação negativas e leve enriquecimento em terras raras leves. A amostra B22C apresenta-se depletada em elementos terras raras médios a pesados. Essa variação pode ser explicada pela presença de granada como fase residual na fonte, que aprisionou esses elementos em sua estrutura cristalina (Saunders 1984). É importante notar que o enriquecimento em terras raras leves não ultrapassa os valores das curvas de referência para N-MORB e E-MORB, o que enfatiza o seu caráter oceânico; basaltos intra-placa contaminados por crosta continental apresentariam valores significativamente mais elevados de terras raras leves do que o E-MORB. Os valores mais baixos de terras raras pesados em relação às curvas do MORB, no entanto, devem indicar que esses protólitos são relativamente mais diferenciados do que os basaltos de dorsal oceânica.

Diagramas de multi-elementos (*spidergrams* ou aranhogramas) são também bastante utilizados no estudo geoquímico de basaltos, pois são baseados em agrupamentos de elementos incompatíveis em relação à uma mineralogia mantélica típica (Rollinson 1993). Nesse sentido a proposta de diagrama apresentada por Pearce (1982) foi escolhida pela ampla utilização na literatura e pela eficiência na separação de diferentes tipos de basaltos, especialmente entre os tipos gerados sob e fora da influência de zonas de subducção. Informações sobre os parâmetros de escolha dos elementos nesse diagrama podem ser encontradas no trabalho citado.

No diagrama da Figura 59, pode ser observado que o padrão de multi-elementos normalizados em relação ao MORB aproxima-se bastante da curva de referência para basaltos de arco vulcânico. Pearce (1982) enfatiza as principais características que diferem os basaltos de arco vulcânico dos outros tipos (intra-placa e dorsal oceânica), a saber:

- Enriquecimento nos elementos Sr a Th relativamente aos elementos Ta a Cr. Os primeiros elementos apresentam baixo potencial iônico (carga/raio) e portanto tendem a ser mobilizados por fluidos aquosos. Dessa forma, essa variação pode ser explicada pelo enriquecimento da fonte mantélica por fluidos aquosos provindos da crosta oceânica subductante, que contém os elementos alcalinos e terro-alcalinos originados durante o intemperismo de fundo oceânico, que são liberados pela desidratação dos minerais portadores;

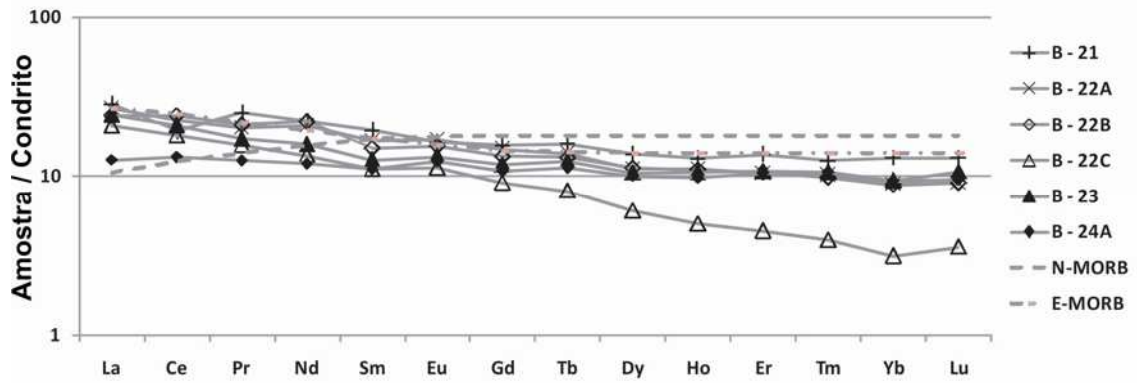


Figura 58 – Padrões de elementos terras raras dos anfibólitos da Fazenda Angico, normalizados em relação ao condrito C1. Valores de normalização e curvas de referência para N-MORB e E-MORB retiradas de Sun & McDonough (1989).

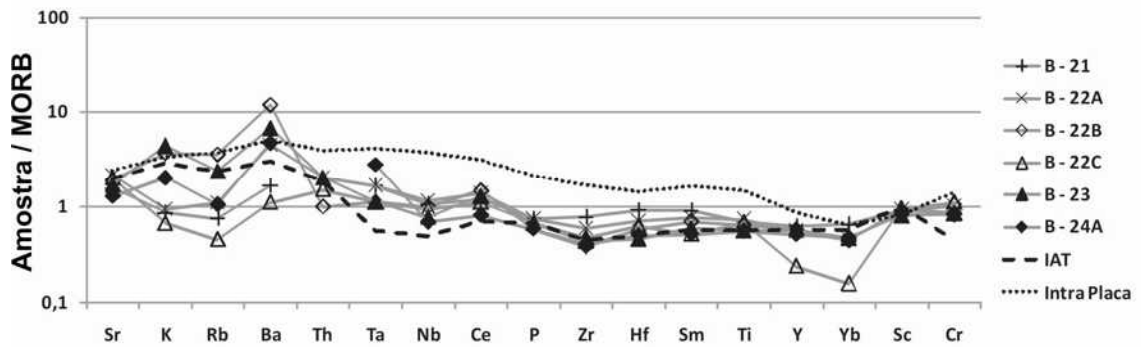


Figura 59 – Padrões de elementos traços e terras raras (diagrama de multi-elementos ou *spidergram*) para os anfibólitos da Fazenda Angico, normalizados em relação ao MORB. Valores de normalização, curvas de referência para IAT (*Island Arc Tholeiite* = Tholeiíto de Arco de Ilhas) e Basalto Intra-placa são retiradas de Pearce (1982).

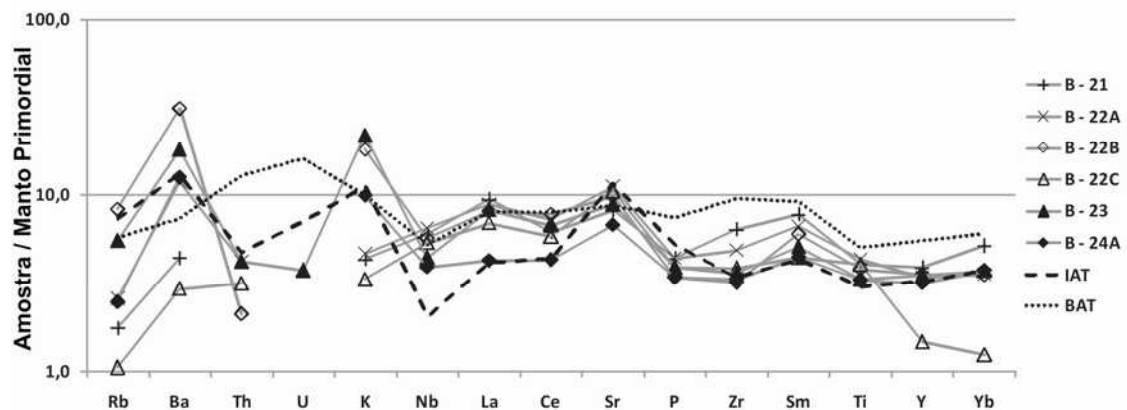


Figura 60 – Padrões de elementos higromagmáticos para os anfibólitos da Fazenda Angico, normalizados em relação ao manto primordial. Valores de normalização e curvas de referência para IAT e BAT (*Back-arc Tholeiite* = Toleiíto de Retro-arco) retirados de Holm (1985).

- Valores mais baixos dos elementos Ta a Yb do que a curva de referência do MORB; o elemento compatível Cr pode também apresentar esse comportamento. Esses elementos apresentam alto potencial iônico e sua depleção está ligada a vários mecanismos que podem atuar concomitantemente: presença de fases minerais estáveis portadoras de elementos incompatíveis no resíduo de fusão, tais como titanita, rutilo e zircão; alto grau de fusão parcial e refusão de manto já depletado. Esses mecanismos podem ser explicados, novamente, pela presença de água derivada da zona de subducção na fonte mantélica, no primeiro caso, causando aumento da fugacidade de O₂ e, por conseguinte, aumentando o campo de estabilidade de óxidos residuais.

Dessa forma as diferenças geoquímicas entre os basaltos relacionados a arco vulcânico e os outros tipos podem ser explicada pela contaminação seletiva da cunha mantélica por fluidos ricos em elementos LIL (*Large Ion Lithophile*, incompatíveis), e também provavelmente por sedimentos oceânicos, fornecidos pela desidratação da litosfera oceânica subductante; e também pela refusão repetida da fonte mantélica, extraindo os elementos incompatíveis da mesma. O efeito final desses processos é o mesmo: altas razões LIL/HFS nos magmas gerados sob a influência de zonas de subducção (Saunders & Tarney 1984).

Um problema na classificação da ambiência tectônica de rochas básicas é a separação entre os diversos subambientes relacionados à zona de subducção. Pearce (1982) discute os padrões geoquímicos de basaltos de arco vulcânico “anômalos”, ou seja, aqueles gerados em áreas de retro-arco extensional, próximos aos limites laterais de zonas de subducção, ou onde zonas de fratura são subductadas. Saunders & Tarney (1984) atentam para o fato de que basaltos gerados em bacias de retro-arco apresentam características intermediárias entre basaltos de arco vulcânico e basaltos de dorsal oceânica, e às vezes também entre basaltos cálcio-alcálicos. Segundo esses autores, com o amadurecimento progressivo da zona de subducção, a evolução magmática de basaltos retro-arco pode ser modelada desde valores iniciais indistinguíveis dos N-MORB até valores cada vez mais próximos de basaltos de arco vulcânico, à medida que a razão LIL/HFS aumenta.

Holm (1985) sugere a utilização de padrões de elementos higromagmatófilos (incompatíveis) como uma maneira de separar tholeiítos de sub-ambientes geotectônicos semelhantes. Particularmente, os padrões para tholeiítos de arco-de-ilhas (IAT ou LKT = *Low-K Tholeiíte*) diferem dos padrões para BAT (*Back-arc Tholeiútes*) pelo maior número de anomalias pronunciadas, principalmente a anomalia negativa de Nb e positiva de Sr; a

anomalia negativa de Th também é importante, mas esse elemento só foi determinado com precisão para duas das seis amostras estudadas. Essas anomalias quase obscurecem a inclinação negativa da curva de referência para IAT; pelo contrário, a curva para BAT é relativamente plana, com anomalias menos pronunciadas, o que reflete seu caráter intermediário entre os IAT e basaltos mais primordiais.

A Figura 60 mostra o padrão de elementos higromagmatófilos das amostras. A correlação visual com as curvas de referência para IAT e BAT é quase perfeita, mas é difícil distinguir à qual curva de referência as amostras se adaptam melhor. É importante notar que as amostras B22B (44,04 % SiO₂) e B24A (46,21 % SiO₂) saem ligeiramente do conjunto de dados de referência utilizados por Holm (1985), em que os tholeiítos apresentam 47 a 53,5 % SiO₂. Para os elementos Nb a Ce a correlação é quase perfeita com a curva de referência para BAT, enquanto o segmento Sr-Yb ajusta-se melhor à curva para IAT. Os poucos dados de Th indicam melhor correlação com a curva para IAT. Esses dados podem indicar uma composição transicional entre os dois tipos, como sugerido também pelo diagrama Ti-V de Shervais (1982) da Figura 57i.

As propriedades litoquímicas dos anfibólitos da fazenda Angico, analisadas através de esquemas classificatórios de diversos autores utilizando elementos distintos, apontam coerentemente para protólitos gerados sob a influência de uma zona de subducção. Essas rochas podem relacionar-se tanto à atividade vulcânica supra-zona de subducção (basaltos de arco vulcânico), ou representarem resquícios de vulcanismo extensional em uma bacia de retro-arco. Neste último caso, a melhor opção é que os protólitos tenham sido gerados em ambiente de retro-arco sob a influência de uma zona de subducção relativamente madura, por apresentarem assinatura mais próxima aos IAT do que aos MORB; o que seria esperado, uma vez que os componentes obductados são geralmente os mais novos, leves e “boiantes” da litosfera oceânica em subducção.

CAPÍTULO 7 – GEOCRONOLOGIA

Nesse capítulo serão apresentados os resultados das análises de razões isotópicas Sm-Nd das rochas da Faixa Rio Preto, realizadas no laboratório GEOTOP-UQÀM em Montréal, Canadá. O capítulo será apresentado em forma de esboço de um artigo, a ser enviado, após finalização e revisão pelos autores, para um periódico científico especializado internacional. Por essa razão, o capítulo está escrito em inglês.

Além dos dados de litoquímica e de isótopos de Nd, análises U-Pb em zircões detríticos estão sendo realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, e serão adicionadas ao artigo previamente à publicação.

Tectonic evolution of the Neoproterozoic Rio Preto Fold Belt, central eastern Brazil, based on new geochemical and Nd isotopic data.

Abstract – The Rio Preto Fold Belt borders the northwestern margin of the Brasiliano São Francisco Craton in central eastern Brazil. The Rio Preto Group represents the precursor basin to the fold belt, and is composed by the Canabrinha Formation to the south and the Formosa Formation to the north. It consists of a rift sequence which was inverted during the Neoproterozoic, in the Brasiliano Cycle (~0,6-0,5 Ga). Near the town of Formosa do Rio Preto, a layer of ~200 m of metamafic rocks (amphibolite) is tectonically interleaved with the Formosa Formation rocks. We present new geochemical and Nd isotopic data on these rocks, which has long been regarded as a key unit to the understanding of the Rio Preto Fold Belt tectonic evolution. The major, trace, and rare earth element patterns points to an island arc tholeiite affiliation, with slight enrichment of light rare earths in comparison to heavy rare earth elements, a negative Nb anomaly, and high LIL/HFS ratios. Garnet-whole rock Sm-Nd isochrons suggest that these rocks were metamorphosed around 2,0 Ga ago. The Cristalândia do Piauí gneisses, which outcrop north of the Formosa Formation, yield a 2,7 Ga T_{DM} model age. The Rio Preto Group rocks have Paleoproterozoic to Neoproterozoic T_{DM} model ages (1,97-2,68 Ga), with slightly younger values to the south, in the Canabrinha Formation, and much lower negative ϵ Nd to the north, in the Formosa Formation. These values indicate the erosion of mainly Paleoproterozoic crust with the mixing of a smaller amount of a younger component to the south, perhaps represented by Neoproterozoic (~0,9 Ga) mafic dykes that can be found widespread all around the craton and in the surrounding fold belts. Based on these new data, a four stage tectonic evolution is proposed for the Rio Preto Fold Belt area: (1) crustal accretion at about 2,7 Ga, probably with the generation of island arc tholeiites; (2) metamorphism of these crustal sections around 2,0 Ga; (3) opening of a Neoproterozoic (~0,9-0,75 Ga) rift basin within the Archean/Paleoproterozoic crust, accompanied by sedimentation of the Rio Preto Group; and (4) inversion of the rift basin in the Brasiliano Cycle, around 0,6 Ga ago, with the overprinting of greenschist facies metamorphism and deformation, and the tectonic interleaving of slices of basement amphibolite and gneiss between the Formosa Formation sediments.

7.1. Introduction

The tectonic background of Brazil is strongly influenced by the Brasiliano / Pan-African Orogeny, which is the final stage of a complete Wilson Cycle from the break-up of the Rodinia Supercontinent in the Early Neoproterozoic (1000-750 Ma) to the amalgamation of Western Gondwana in the Late Neoproterozoic to Cambrian (650 – 500 Ma; Cordani *et al.* 2003 and references therein). In this context, Brazilian geology can be seen as a network of older cratons linked by Brasiliano age fold belts (Figure 61).

The São Francisco Craton (Figure 61; Almeida 1977), in central eastern Brazil, is a crustal fragment individualized in the late Neoproterozoic, which basement was stabilized in the Paleoproterozoic (~2,0 Ga). It is surrounded by Brasiliano age fold belts, which represents the inversion of Meso to Neoproterozoic rift and passive margin sequences. The Rio Preto Fold Belt (Figure 61) borders the São Francisco Craton along its northwestern margin and straddles the Brazilian states of Bahia and Piauí. It is the least investigated marginal fold belt of the São Francisco Craton, and perhaps, up to now, one of the regions in Brazil whose geology is least understood. The aim of this paper is to provide new geochemical and geochronological data on the rocks of the Rio Preto fold belt, to help clarify its tectonic evolution and its role within the greater Western Gondwana puzzle.

7.2. Geologic Setting

The studied region is located between the cities of Monte Alegre dos Cardosos, Bahia, and Cristalândia do Piauí, Piauí. The main urban center is the town of Formosa do Rio Preto, Bahia, in the margin of the Preto river, which transversally crosscuts the fold belt (Figure 62).

In this area, the Rio Preto Group outcrops in the escarpments between the Urucua Plateau, to the west, and the São Francisco river plain, to the east. It is composed by the Canabrinha Formation (diamictite, quartzite, metaturbidite and phyllite) to the south and the Formosa Formation (garnet-mica schist, Fe-Mn metachert, quartzite and chlorite-actinolite-epidote greenschist) to the north (Egydio-Silva *et al.* 1989; Uhlein *et al.* 2008). The Canabrinha Formation was deposited in a submarine slope-apron environment. Regional uplift associated with north-northwest dipping normal faults strongly influenced the deposition of sediments originating mainly from the São Francisco Craton, creating debris flows and mud flows in the proximal regions that progressively graded to turbiditic flows and

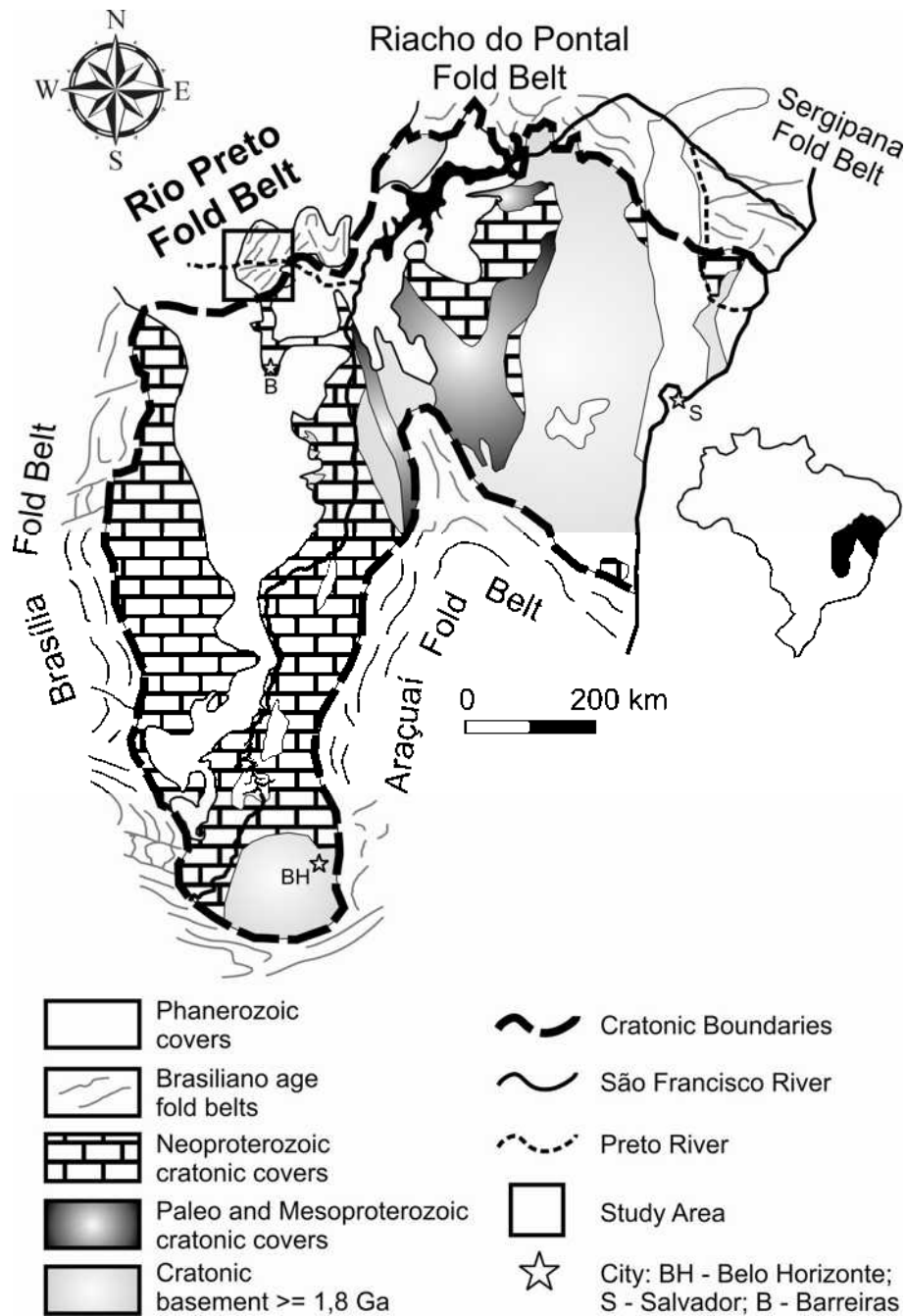


Figure 61 – Simplified tectonic and stratigraphic features of the São Francisco Craton and its marginal fold belts, central-eastern Brazil. The square indicates the location of Figure 62.

Modified from Alkmim (2004).

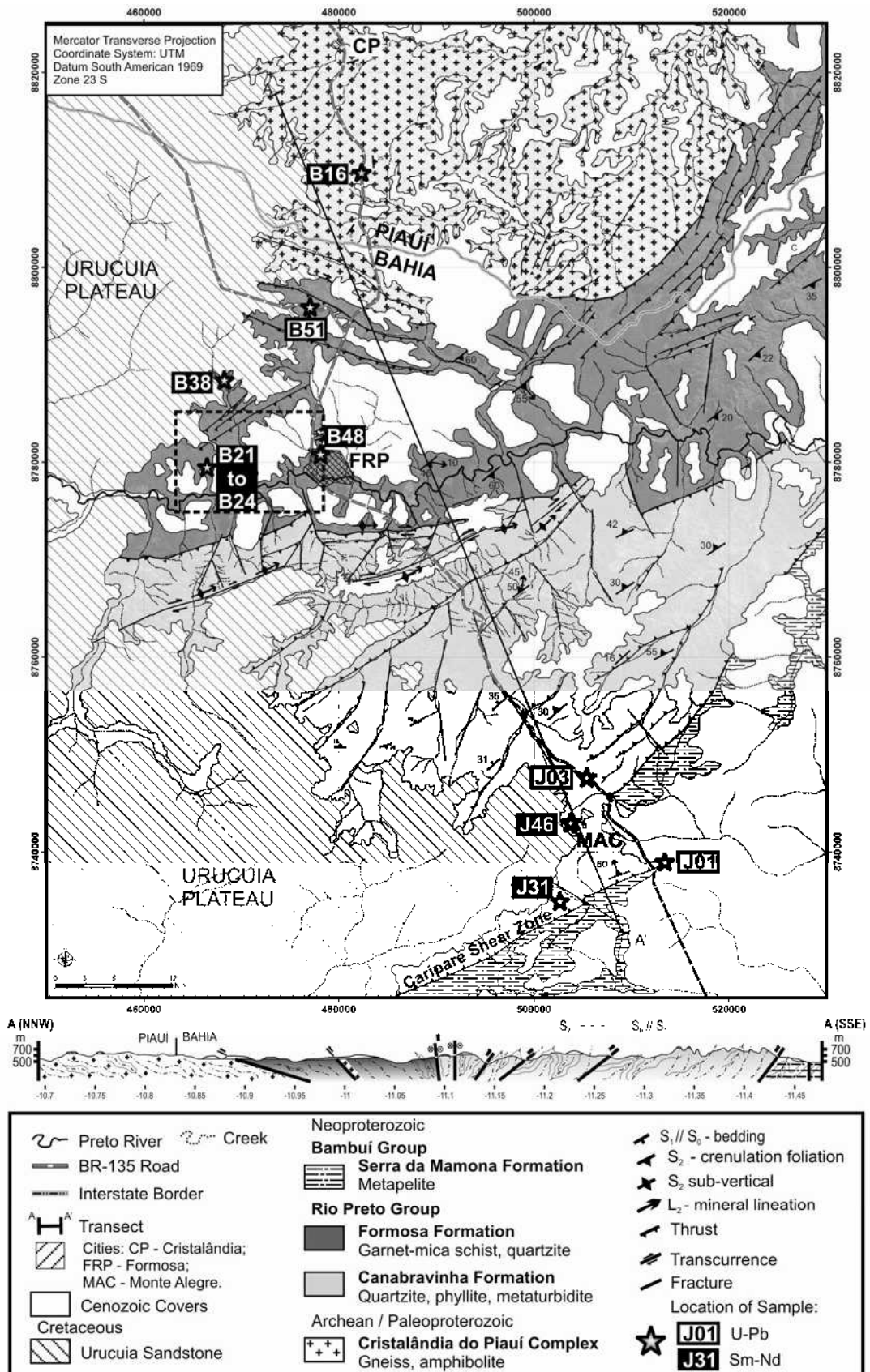


Figure 62 – Simplified geologic map and transect of the Rio Preto Fold Belt, with location of the samples analysed.

eventually hemipelagic deposition in the distal regions, to the north (Uhlein *et al.* 2008; Sanglard *et al.* 2008). The Formosa Formation may represent the more distal portion of this basin, dominated by pelagic sedimentation and, locally, chemical precipitation of colloidal silica with some iron and manganese associated, which might be related to coeval mafic magmatic activity (Uhlein *et al.* 2008; Gonçalves-Dias & Mendes 2008).

In the northern part of the Rio Preto Fold Belt, a ca. 200 meters long layer of amphibolite occurs tectonically interleaved with garnet-mica schists of the Formosa Formation, in the Angico farm region (Figure 63). The importance of the study of these rocks and the understanding of its role in the Rio Preto fold belt tectonic context has been pointed out by several workers (Egydio-Silva 1987; Fuck *et al.* 1993; Uhlein *et al.* 2008). The amphibolites are medium to coarse grained and composed by clinozoisite, hornblende, actinolite, oligoclase, albite, chlorite, diopside, and rare biotite and muscovite. Almandine garnet is sometimes present as an important phase. The principal accessories are ilmenite, titanite, apatite, pyrite and chalcopyrite. Exsolution lamellae of hornblende over actinolite and *vice-versa*, along with the compositional range of the plagioclases and the paragenesis indicate that these rocks are the product of epidote-amphibolite facies metamorphism (~500° C, 2-5 Kbar, 10-20 km depth) of basic igneous protoliths (gabbros and / or basalts).

The Canabrinha Formation is thrust over the cratonic cover of the São Francisco Craton (Bambuú Group, composed by limestone, pelite and arkose) to the south, in the Cariparé Shear Zone (Figure 2), which corresponds to the craton / fold belt boundary in the area (Egydio-Silva 1987). To the north, the Formosa Formation is thrust against the Cristalândia Complex, made up of gneisses and amphibolites, which is covered by the Phanerozoic sediments of the Parnaíba basin further north. In effect, the Rio Preto Fold Belt displays a doubly-vergent structural style (Figure 62), as the result of the inversion of a classic intra-continental fold belt (Egydio-Silva *et al.* 1989; Uhlein *et al.* 2008).

7.3. Previous geochronological data

The scarce geochronological data available for the area (K-Ar and Rb-Sr ages) was provided by the PhD work of Egydio-Silva (1987), and published in Egydio-Silva *et al.* (1989).

For the Cristalândia do Piauí Complex gneisses, an Rb-Sr whole-rock isochron yielded an age of $2,146 \pm 149$ Ma ($R_i = 0.704$), while K-Ar dating of amphibole and biotite from the

same gneisses yielded ages of 1,176 Ma and 540 Ma, respectively. These ages were interpreted as suggesting formation or metamorphism of these gneisses in the Paleoproterozoic era followed by superposition of the Brasiliano metamorphism. The differences in the mineral ages were interpreted to reflect distinct closure temperatures for the different minerals in the Ar-Ar system.

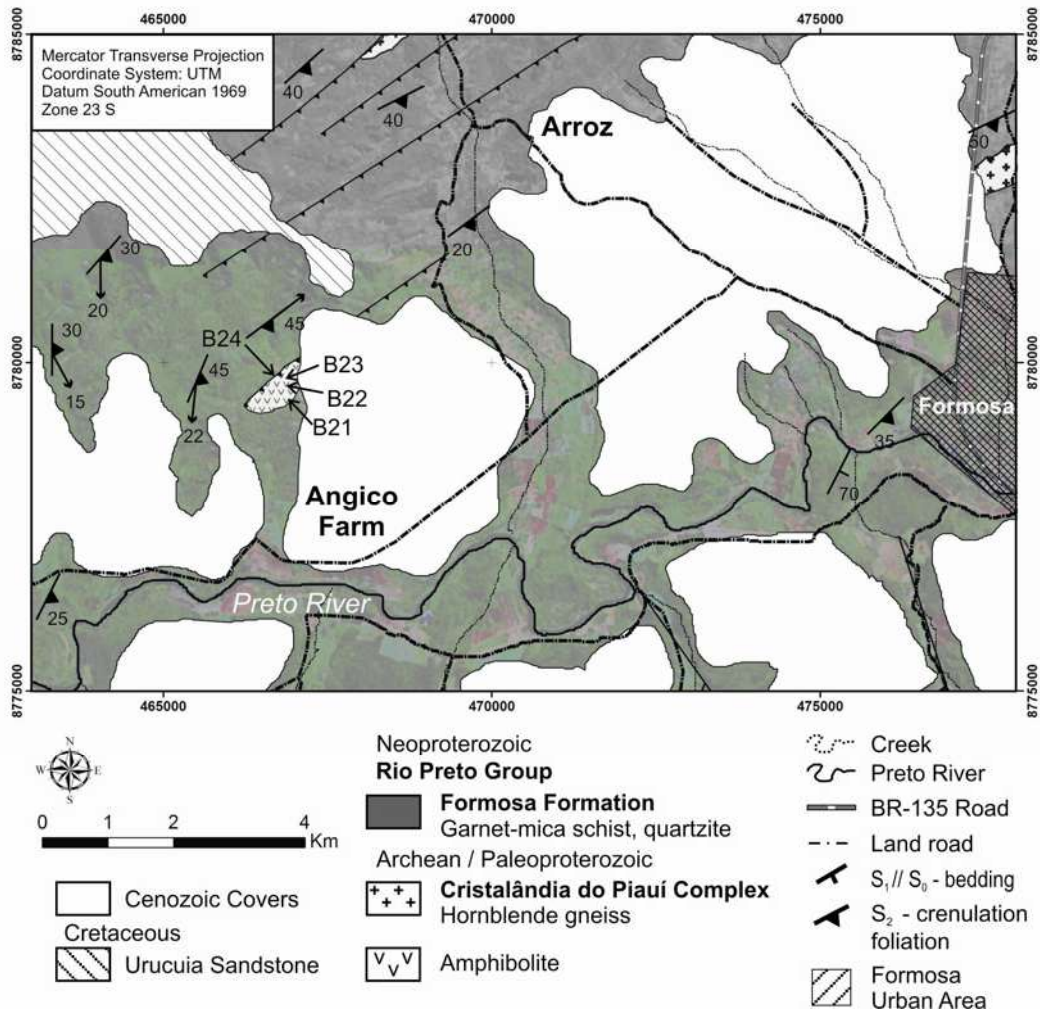


Figure 63 – Simplified geological map of the Angico Farm region. See location on Figure 62.

The location of samples B21 to B24 is indicated.

For the Rio Preto Group, K-Ar ages ranging from 547 to 595 Ma were obtained for muscovites and whole rocks of the Formosa and Canabrinha formations. A K-Ar analysis of hornblende from an amphibolite sample of the Angico farm region yielded an 840,2 Ma value. For the Bambuí Group cratonic cover, Rb-Sr isochrons with ages from 500 to 700 Ma were obtained, the younger ones closer to the fold belt boundaries and the older ones to the south, into more stable cratonic context.

Although the interpretation of these analysis is not straight forward, the K-Ar and Rb-Sr values obtained by Egydio-Silva (1987) confirm the importance of Brasiliano age metamorphism and deformation of the rocks of the Rio Preto Fold Belt, with the rocks of the Rio Preto Group crossing the blocking temperature for muscovite near the end of the Neoproterozoic.

7.4. Analytical Procedures

Unweathered and homogeneous samples were crushed in a press and then a fraction of the resulting fragments was powdered in a shatterbox in preparation for the geochemical and isotopic analysis. A fraction of the crushed material from two amphibolite samples was also sieved and pure mineral separates (garnet and hornblende) were obtained through magnetic and hand-picking techniques.

Major, trace and rare earth elements analysis on selected samples were conducted at the ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canadá. The elements were analysed via ICP-MS after fusion with lithium metaborate / tetraborate and digestion with diluted nitric acid, with 0,01 % precision for most of the major elements and 0,1 ppm for most of the trace and rare earth elements. Base and precious metal grades were determined by digestion in Aqua Regia followed by ICP-MS analysis. The lost on ignition (LOI) was determined by the weighing difference after ignition at 1000 °C.

The Sm-Nd isotopic analysis where conducted at the GEOTOP-UQÀM Research Center, Montréal, Canadá. Samples for Sm-Nd isotopic analysis were dissolved in a HF-HNO₃ mixture in high-pressure Teflon vessels. A ¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Richard *et al.* (1976). The total procedural blanks are less than 150 pg. The Sm and Nd analyses were done using a triple filament assembly in a VG-Sector-54 mass spectrometer. The Nd and Sm isotopes were measured in dynamic and static modes, respectively. Repeated measurements of the JNdi standard yielded a value of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd= 0,512102 ± 0.000006 (n=12). The Sm and Nd concentrations and the ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial ε_{Nd} value of ± 0.5 epsilon units.

7.5. Sampling

Six samples of amphibolite from the Angico farm were selected for geochemical analysis, and care was taken to select fresh samples free from weathering and whose protoliths suffered only apparently isochemical post-igneous transformations. Only the homogeneous parts of the samples were used (e.g. to avoid veins), and the low LOI, C e S values obtained confirm the choice of these samples.

For the Nd isotope analysis, in addition to the six amphibolite samples that were chosen for geochemical analysis, six samples of metasediments from the Rio Preto Group were also collected: three from the Canabrinha Formation and three from the Formosa Formation. These samples were chosen systematically to cover most of the stratigraphic record of the Rio Preto Group, taking into account the vertical and lateral variations. A sample of hornblende-biotite gneiss from the Cristalândia do Piauí Complex and two garnet and one hornblende aggregates from two of the amphibolite samples were also analysed, totalizing sixteen samples whose Sm-Nd isotopic ratios were determined. The almandine garnets (60 % Al/ 18% Py/ 19% Gr/ 3% Sp) are, in general, idiomorphic and clear, showing no significant inclusions.

7.6. Geochemistry Results

Data for major and trace element geochemical analyses from six samples of amphibolite from the Angico Farm suggest an affinity with oceanic tholeiitic basalts (Table 11; 44,04 - 49,44 % SiO₂; 0,10 – 0,66 % K₂O; 0,64 – 2,82 % Na₂O; 0,96 – 1,10 % TiO₂). In the classic Ti-Zr-Y-Sr tectonic discrimination diagrams of Pearce & Cann (1973) the samples fall within the field of IAT – Island Arc Tholeiites (Figure 64). Other discrimination diagrams (e.g. Ti-V, Shervais 1982; Cr-Y-Ce-Sr, Pearce 1982; and TiO₂-MnO-P₂O₅, Mullen 1983), based both in major and trace elements, also indicate an affinity to volcanic arc basalts.

The spidergram patterns for rare earth and incompatible elements (Figure 65) show strong correlation with published patterns for island arc related tholeiites (Pearce 1982; Holm 1985; Sun & McDonough 1989). The most striking features are the flat rare earths pattern with enrichment of light rare earth elements in comparison to heavy rare earth elements, a negative Nb anomaly, and high LIL/HFS ratios. All these variations are regarded as the fingerprints of a subduction zone and can be explained by the selective contamination of the

mantle wedge by aqueous fluids that carried highly soluble LIL and light rare earth elements extracted from the subducting slab (Pearce 1982; Saunders & Tarney 1984). The negative Nb anomaly, as well as other high ionic potential elements (e.g., Yb), may be related to the presence of mineral phases that trap these elements, such as rutile, in the melt residues. The presence of water introduced by the dehydration of the subducting slab may also be the cause of these anomalies, as it broadens the stability field of this oxide.

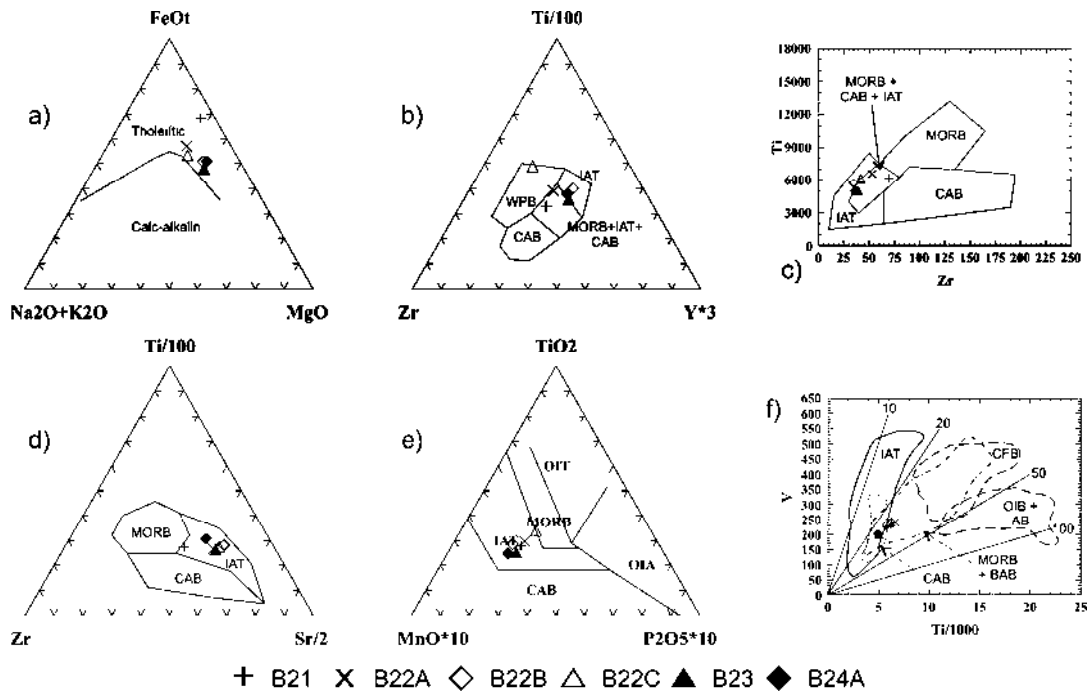


Figure 64 – Tectonic ambience discrimination diagrams for the Angico Farm amphibolites. From: a) Irvine & Baragar (1971); b), c) and d) Pearce & Cann (1973); e) Mullen (1983); f) Shervais (1982).

7.7. Nd results

Table 12 show the results obtained for the Nd isotope analyses. Initial isotope ratios from the metasediments were recalculated to 600 Ma, the probable age of the peak of Brasiliano metamorphism in the area, to eliminate possible fractionation effects in the original depositional Nd isotopic signatures during regional metamorphism.

The Rio Preto Group rocks yield Paleoproterozoic to Neoproterozoic depleted mantle model ages (T_{dm}). The Canabrinha Formation rocks have slightly younger T_{dm} ages (1,97 – 2,57 Ga, ε_{Nd}(t): -8,64 to -13,13), which might indicate an addition of material from younger sources. The Formosa Formation yield Neoproterozoic model ages (2,50 – 2,68 Ga), and

the lower $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (-17,72 to -26,47) indicates a prolonged crustal residence time for the source rocks. This indicates that the Rio Preto Group was formed largely from the erosion of Paleoproterozoic to Neoproterozoic sources, with the addition of smaller amounts of younger sources to the south.

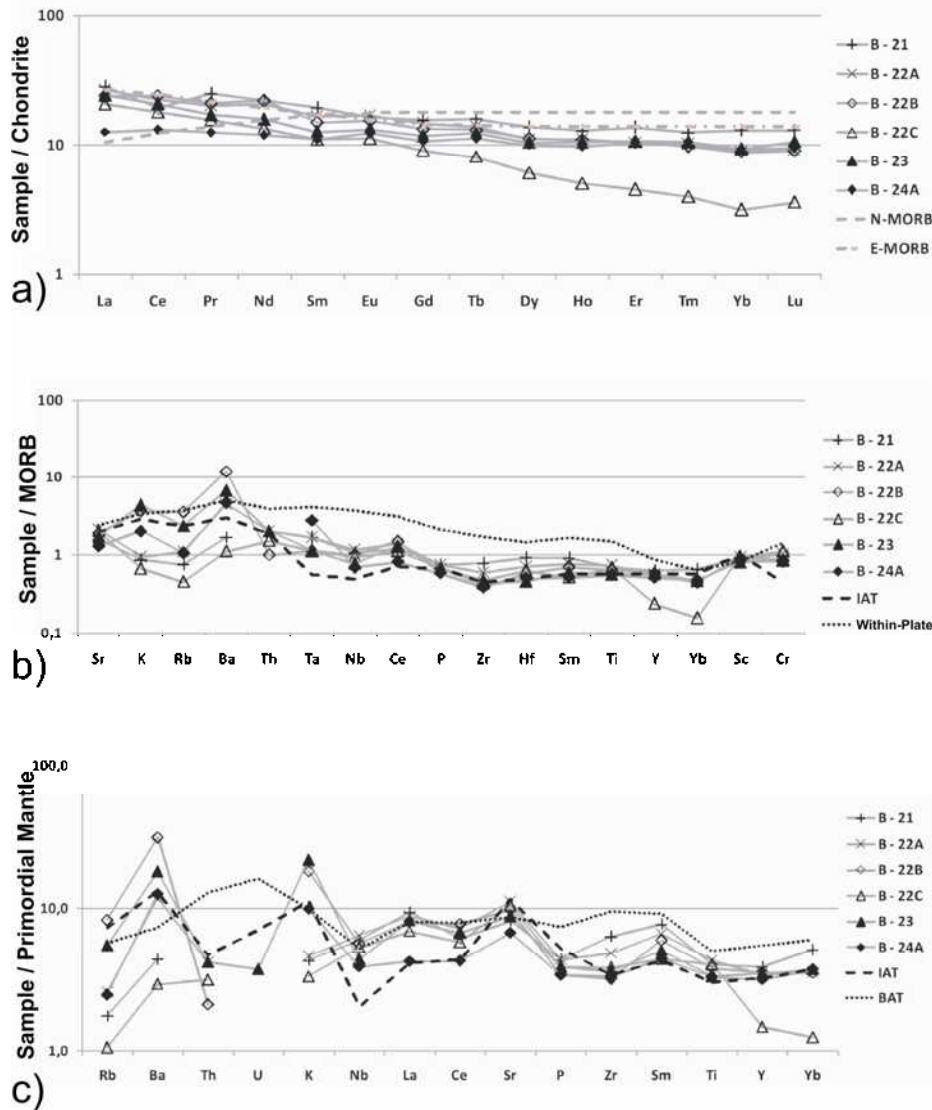


Figure 65 - Rare Earth and multi-element (spidergram) patterns of the Angico Farm amphibolites. Reference curves for MORB from Sun & McDonough (1989), IAT and Within-Plate from Pearce (1982), IAT and BAT (Back-arc Tholeiite) from Holm (1985).

The Cristalândia gneiss yields a T_{dm} age of 2,70 Ga, indicating that these rocks have an older story than suggested by the 2,1 Ga Rb-Sr isochron of Egydio-Silva (1987). The general tendency of rare earth elements to remain relatively immobile during metamorphism

Sample	B22B	B24A	B23	B22A	B22C	B21
Major Elements						
SiO ₂	44,04	46,21	47,01	47,78	48,88	49,44
TiO ₂	0,96	0,83	0,84	1,1	1,02	1,03
Al ₂ O ₃	17,78	16,92	16	15,34	15,8	15,56
Fe ₂ O ₃	12,6	12,42	12,82	12,24	10,24	12,53
FeO T	11,34	11,18	11,54	11,01	9,21	11,27
MnO	0,17	0,18	0,17	0,17	0,12	0,18
MgO	7,79	8,12	8,71	5,35	5,05	4,36
CaO	12,04	11,09	9,45	13,7	14,54	14,78
Na ₂ O	2,2	2,2	2,47	2,82	2,73	0,64
K ₂ O	0,55	0,3	0,66	0,14	0,1	0,13
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09
Cr ₂ O ₃	0,038	0,03	0,031	0,037	0,04	0,032
LOI	1,4	1,3	1,4	1	1,2	1
C	<0,02	0,02	<0,02	0,11	0,13	0,05
S	<0,02	<0,02	0,03	0,13	0,08	<0,02
Sum	99,72	99,68	99,72	99,76	99,8	99,8
Trace Elements						
Ba	236	95	136	89	22	33
Rb	7,1	2,1	4,7	2,2	0,9	1,5
Sr	225,3	154,5	202,9	255,6	239,7	187,8
Ga	17,7	16,3	14,7	16,2	14,8	17,5
Ta	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3
Nb	3,5	2,4	2,7	4	3,3	3,7
Hf	1,4	1,2	1,1	1,7	1,5	2,2
Zr	34,8	36,2	39,3	53,1	42	69,9

Sample	B22B	B24A	B23	B22A	B22C	B21
Y	17,1	15,3	17	16,6	7,1	18,8
Th	0,2	<0,2	0,4	0,4	0,3	<0,2
Ni	55,4	68	137,5	47,9	106,1	49,5
Co	57,2	124,5	63,5	51,4	38,9	46,8
Sc	35	33	32	37	38	37
V	232	203	200	242	240	231
Cu	99,4	49	67,7	187	81	94,3
Pb	0,9	0,3	0,9	0,4	0,7	0,5
Zn	40	21	44	17	24	19
Sn	<1	<1	1	2	2	3
W	5,5	514,5	56,6	0,8	<0,5	1,5
Mo	0,4	<0,1	0,3	0,7	0,9	1,1
Rare Earth Elements						
La	5,7	3	5,8	6,3	4,9	6,7
Ce	14,7	8,1	12,8	13,8	11	11,7
Pr	2	1,19	1,63	1,92	1,48	2,37
Nd	10,3	5,6	7,4	9,7	6,3	10,3
Sm	2,3	1,69	1,94	2,54	1,69	2,98
Eu	0,9	0,72	0,77	0,98	0,65	0,95
Gd	2,74	2,21	2,43	3,05	1,86	3,21
Tb	0,49	0,42	0,46	0,52	0,3	0,6
Dy	2,85	2,53	2,66	2,81	1,52	3,51
Ho	0,62	0,55	0,6	0,63	0,28	0,73
Er	1,74	1,73	1,77	1,73	0,74	2,27
Tm	0,25	0,27	0,27	0,26	0,1	0,32
Yb	1,5	1,59	1,59	1,52	0,53	2,21
Lu	0,23	0,24	0,27	0,23	0,09	0,33

Table 11 – Geochemical data for the Angico Farm amphibolites.

Stratigraphic Unit	Sample	Rock Type	t	Nd (ppm)	Sm (ppm)	147/144Nd	143/144Nd (± 2a)	eNd(t)	Tdm (Ga)
Cristalândia Complex	B16A	Biotite-hornblende gneiss		174,01	23,89	0,0830	0,510827 (9)		2,70
Canabravinha Fm.	J31	Metarhytmite	0,6	34,00	6,46	0,1148	0,511869 (8)	-8,74	1,97
	J46A	Metamarl	0,6	44,09	8,08	0,1108	0,511628 (10)	-13,13	2,25
	J46D	Metapelite	0,6	6,52	1,40	0,1296	0,511725 (8)	-12,68	2,57
Formosa Fm.	B24D	Mica schist	0,6	95,50	11,07	0,0700	0,510785(8)	-26,47	2,50
	B38	Garnet-mica schist	0,6	4,32	0,73	0,1017	0,511297 (13)	-18,89	2,51
	B48	Metapelite	0,6	7,66	1,46	0,1149	0,511409 (8)	-17,72	2,68
Angico Farm (Informal)	B21	Amphibolite	2	11,22	3,09	0,1662	0,512296 (9)	1,18	
	B22A	Amphibolite	2	12,67	3,48	0,1658	0,512257 (9)	0,49	
	B22B	Amphibolite	2	8,56	2,33	0,1643	0,512214 (10)	0,05	
	B22C	Amphibolite	2	5,46	1,47	0,1632	0,512240 (8)	0,86	
	B23	Amphibolite	2	6,60	1,88	0,1725	0,512366 (11)	0,91	
	B24B	Amphibolite	2	10,39	2,82	0,1644	0,512209 (9)	-0,06	
	B22B-G	Garnet from Amphibolite		0,81	0,68	0,5099	0,516318 (25)		
	B22C-G	Garnet from Amphibolite		2,50	2,10	0,5066	0,516844 (8)		
	B22B-M	Hornblende from Amphibolite		10,69	3,01	0,1701	0,512270 (20)		

Table 12 – Nd isotopic data for the rocks of the Rio Preto Fold Belt.

means that Sm-Nd model ages calculated from whole-rock samples reasonably constrain the time of protolith extraction from the mantle (DePaolo and Wasserburg 1976).

Model ages for the Angico Farm amphibolites cannot be properly calculated due to the low slope angle of the regression line. The almost identical $^{147}/^{144}\text{Nd}$ values obtained for each sample also prevent the calculation of an accurate regression and isochron. If the $\epsilon\text{Nd}(t)$ are calculated for values younger than 2,0 Ga, all the amphibolites yield negative $\epsilon\text{Nd}(t)$, which must not be true because of the pure island arc geochemistry patterns obtained for these rocks. Any sort of contamination that would lower the $\epsilon\text{Nd}(t)$ to negative values would also produce changes in the lithochemical character of these rocks. So, it is reasonable to suggest that these rocks may be older than 2,0 Ga.

To test this hypothesis, two garnet aggregates and one hornblende aggregate were obtained from two of the amphibolite samples (B22B and B22C). Garnets usually have much higher Sm/Nd ratios than most other metamorphic minerals, and are useful because geochemical fractionation between Sm and Nd, although slight, is relatively constant across the petrological spectrum (Allègre 2008). These data can be used to define mineral isochron ages, which approach the time of thermal peak of metamorphism more closely than other systems (e.g. K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr) that have lower closure temperatures for different minerals.

Figure 66 shows the two mineral isochrons obtained from the whole rock and mineral aggregates. The ages obtained (1,8 and 2,0 Ga) indicate the effects of a Paleoproterozoic metamorphic event on these rocks. Therefore, the amphibolites have to be $\geq 2,0$ Ga. As these ages are obtained from a two-point regression, their respective errors (about 15 Ma) reflect uncertainty related to the analyses rather than the regression. Further work is required to constrain the true metamorphic age.

7.7. Discussion of data

Crustal accretion events around 2,70 Ga are well constrained in the São Francisco Craton basement (Figure 61), in the eastern portion, near Salvador (Silva *et al.* 2002), and in the southern portion, near Belo Horizonte (Carneiro *et al.* 1998). Similarly, metamorphic ages around 2,1 Ga are well known in all parts of the craton and in the basement of the marginal fold belts (Machado *et al.* 1996, Silva *et al.* 2002).

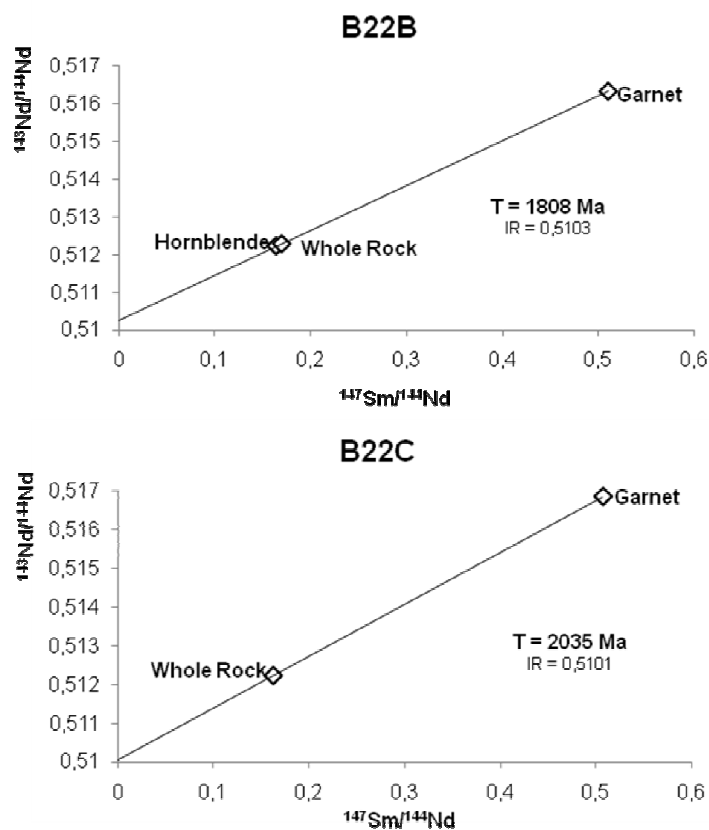


Figure 66 – Whole rock-mineral Nd isochrons for samples B22B and B22C, indicating metamorphism around ~2,0-1,8 Ga.

The Cristalândia do Piauí Complex and the Angico Farm amphibolites seems to show a crustal evolution similar to the São Francisco Craton. Thus, this crust must have grown sometime in the Neoproterozoic (~2,7 Ga), and subsequently was metamorphosed during the Paleoproterozoic (~2,1-1,8 Ga). Therefore, we interpret the Cristalândia do Piauí Complex as a autochthon or parautochthon block that is part of the cratonic basement reworked in the fold belt area. In this way, the continental crust in the region was contiguous in a Paleoproterozoic paleocontinent, and was rifted apart during the Neoproterozoic. The resulting sedimentary basin was filled by material eroded from the craton, forming the Rio Preto Group, which was subsequently metamorphosed and deformed during the Neoproterozoic Brasiliano event. The Cristalândia do Piauí Complex shows evidence of retrograde greenschist metamorphism (Egydio-Silva 1987) which is correlated with Brasiliano overprint, as shown by the K-Ar and Rb-Sr ages discussed previously.

Nd isotope signatures of the Rio Preto Group indicate that these sediments formed mainly from the erosion of Paleoproterozoic to Neoproterozoic crustal material,

with some mixing with smaller younger sources from the south. U-Pb detrital zircon data from the Rio Preto Group, which is being acquired in the Laboratório de Geocronologia of the Universidade de Brasília, in Brasília, Brazil, indicate the predominance of 2,2 to 1,8 Ga zircon populations, with the youngest zircons around 900 Ma. This last value corresponds to the age of widespread mafic dykes (the smaller younger source) in the basement of the São Francisco Craton and in the surrounding fold belts (Machado *et al.* 1989, Danderfer *et al.* 2009), indicating a time of major crustal stretching and rift opening in the São Francisco – Congo paleocontinent.

7.9. Tectonic model

Based on the lithochemical and isotopic data, a tectonic evolutionary model for the Rio Preto Fold Belt area can be proposed as follows:

1 – ~2,7 Ga - Crustal accretion of the Cristalândia do Piauí Complex in the Neoproterozoic / Paleoproterozoic boundary, with the possible development of island arc rocks, represented by the Angico Farm amphibolites;

2 – ~2,1-1,8 Ga - Metamorphism of this crustal section during the Paleoproterozoic;

3 – ~0,9-0,75 Ga - Opening of a rift basin with sedimentation of the Rio Preto Group, and with the intrusion of basic dykes to the south, in the São Francisco Craton region;

4 - ~0,6-0,55 Ga – Inversion of the Rio Preto rift basin, Brasiliano cycle deformation and metamorphism. The Angico Farm amphibolites are tectonically interleaved between the Formosa Formation sediments. Greenschist facies retrograde metamorphism overprints the Cristalândia do Piauí complex gneisses.

7.10. Conclusions

The Rio Preto Fold Belt involves a Neoproterozoic (~0,9-0,75 Ga) rift basin which was inverted in the Brasiliano Cycle, around 0,6-0,55 Ga. This rift basin opened over a section of continental crust generated in the Neoproterozoic / Paleoproterozoic boundary (~2,7 Ga) and metamorphosed in the Paleoproterozoic (~2,1-1,8 Ga), locally intruded by Neoproterozoic (~0,9 Ga) mafic dykes. The Cristalândia do Piauí Complex represents, in this way, a piece of cratonic basement that was rifted apart in the

beginning of the Neoproterozoic and then deformed and metamorphosed under greenschist facies conditions, in the fold belt area, during the end of the Neoproterozoic.

Metamorphosed mafic rocks are found tectonically interleaved with the metasediments of the Rio Preto Group in the northern part of the belt, near the town of Formosa do Rio Preto, in the Angico Farm region. The importance of understanding the tectonic significance of these rocks has been pointed out by several workers in the area. These amphibolites show island arc tholeiite major, trace, and rare earth element data signatures, with flat rare earths pattern with slight enrichment of light rare earths in comparison to the heavier ones, a negative Nb anomaly, and high LIL/HFS ratios. They were metamorphosed around 2,1 Ga ago. In this way, they are interpreted as basement slices that were tectonically interleaved within the Rio Preto Group sediments during the Brasiliano Orogeny.

The Rio Preto Group seems to represent the infilling of a rift basin which is part of a much larger rift system in the Neoproterozoic, involving the Santo Onofre and Macaúbas basins further south (Schobbenhaus 1996, Uhlein *et al.* 2008). We interpret the Rio Preto Fold Belt as an essentially aulacogenic structure, inverted obliquely during the Brasiliano Orogeny. As no evidences for a Brasiliano subduction zone are found near the Rio Preto Fold Belt, we suggest that this inversion occurred as the result of induced stress fields generated in the surrounding Brasília and Borborema Orogens. The São Francisco Craton suffered compression from all sides during the Brasiliano Orogeny, which occasionated the reactivation of normal faults and weakness zones in its interior, as thrust faults and transpression zones. The Rio Preto basin suffered extrusion and metamorphism because it was located in a weakness zone, an aulacogenic “elbow” inside the craton. Because of the relative position between the Cristalândia block and the São Francisco Craton when the transpressional tensions took place, the resulting fold belt presents the doubly vergent structure with dextral transpressive systems in its central portion.

CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Através dos estudos estratigráficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos desenvolvidos na região da Faixa Rio Preto, é possível delinear as seguintes conclusões para cada objetivo proposto neste trabalho:

8.1. Estratigrafia e Sedimentologia

O Grupo Rio Preto representa o preenchimento sedimentar da bacia precursora da Faixa Rio Preto, aflorante nas escarpas entre o Chapadão do Urucuia (Serra Geral de Goiás ou Espigão Mestre) a oeste, materializado por arenitos cretáceos do Grupo Urucuia, e a planície cenozóica do Rio São Francisco, a leste. Neste trabalho, o Grupo Rio Preto é redefinido, contendo as formações Canabrinha e Formosa.

A Formação Canabrinha é composta por metagrauvas, quartzitos líticos conglomeráticos, feldspáticos, carbonáticos e / ou micáceos, com estratificação gradacional, plana, cruzada ou aspecto maciço; metapelitos, filitos carbonosos e mica xistos; metarritmitos areno-pelíticos; metadiamicritos; e, subordinadamente, lentes de metamarga. A Formação Canabrinha apresenta variação lateral e vertical com litofácies pséfíticas e psamíticas a sul gradando progressivamente para litofácies com maior proporção de material pelítico a norte. As camadas de metadiamicrito, importante litotipo da Formação Canabrinha, apresentam-se interestratificadas com quartzitos com estratificação gradacional e metapelitos, e contêm clastos de tamanho grânulo a matacão de carbonatos, gnaisse, quartzito, quartzo e granito *sensu lato*. A sul, a Formação Canabrinha é empurrada por falha reversa sobre a Formação Serra da Mamona do Grupo Bambuí, cobertura cratônica; a norte faz contato também tectônico, através de falha oblíqua reversa destrógiara com transporte para norte, com a Formação Formosa.

A Formação Canabrinha pode ser considerada, a grosso modo, como um equivalente cronoestratigráfico das formações basais do Grupo Macaúbas (seção *rift*), em Minas Gerais, também depositada em contexto de faixa dobrada. Não foi encontrado um equivalente estratigráfico à Formação Bebedouro ou Jequitaí na região cratônica próxima à Faixa Rio Preto, uma vez que os calcários da Formação São Desidério, da base do Grupo Bambuí, ocorrem diretamente em discordância erosiva sobre os gnaisses do embasamento na região de Correntina – Bahia (Egydio-Silva 1987).

Não foram encontradas evidências diretas convincentes da atuação de processos glacio-sedimentares nas rochas da Formação Canabrinha, tais como, presença de clastos caídos nas intercalações de metapelitos ou clastos estriados. Todavia, nada impede que essas rochas tenham sido depositadas à mesma época em que fácies glaciais ligadas à glaciação Sturtiana (~750 Ma) estariam se desenvolvendo em outras porções do Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. De fato, períodos glaciais favorecem particularmente o desenvolvimento de ambientes marinhos profundos, pois são períodos de mar baixo onde grande parte da água está aprisionada nas geleiras, expondo a plataforma e também fornecendo um volumoso suprimento sedimentar de granulometria e área fonte variada diretamente aos *canyons*, *aprons*, rampas e leques submarinos.

A Formação Formosa, sugerida nesse trabalho, ocorre nas imediações do rio Preto. É composta por mica xisto grosso, frequentemente granatífero, com intercalações de quartzito puro a micáceo, metaritmito areno-pelítico, metachert ferro-manganesífero, e, localmente, clorita-actinolita-epidoto xisto verde. A Formação Formosa faz contato a sul com a Formação Canabrinha através de falha oblíqua reversa destrógiara, e a norte cavalga em baixo ângulo os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí. A oeste a Formação Formosa é empurrada sobre os quartzitos do Grupo Santo Onofre na Serra do Boqueirão (Egydio-Silva 1987). Grande parte da Formação Formosa encontra-se encoberta tanto pelos sedimentos Cretáceos do Grupo Urucuia quanto por sedimentos inconsolidados cenozóicos ligados à evolução das superfícies de aplainamento Sul-americana e Velhas, além da sedimentação holocênica da planície do São Francisco.

As fácies sedimentares identificadas nas formações Canabrinha e Formosa indicam a atuação de fluxos sedimentares gravitacionais, com fluxos de lama e detritos a sul que gradam para correntes de turbidez de alta a baixa densidade a norte, que por sua vez dão lugar a processos de decantação e de precipitação química mais a norte. A análise de fácies permite modelar um ambiente marinho profundo tectonicamente ativo, do tipo *slope-apron*, com a formação de rampas íngremes devido à movimentação em falhas normais mergulhantes predominantemente para norte. Cada fluxo gravitacional acionado pela movimentação nas falhas normais é seguido pela deposição de pelitos suspensos em plumas de decantação, denotando fases de quiescência tectônica na bacia. Essas fases são seguidas por novos movimentos tectônicos episódicos, com geração de novos fluxos gravitacionais, e assim por diante. Baseado em observações do conteúdo litológico dos clastos de diamictitos, a área-fonte principal apontada é o Cráton do São

Francisco, a sul. Dessa forma, uma bacia do tipo *rift*, com geometria em hemi-gráben com borda falhada a sul e possível borda flexural a norte, é indicada para a deposição do Grupo Rio Preto.

8.2. Geologia Estrutural

A Faixa Rio Preto apresenta evolução estrutural polifásica, com o desenvolvimento de três foliações durante a Orogênese Brasileira. S_2 é uma foliação de crenulação apertada penetrativa, plano axial de dobras fechadas. Quando há espaçamento milimétrico entre seus planos, pode ser observada uma foliação remanescente nos micrólitos, S_1 , paralela a S_0 . S_3 é uma clivagem de crenulação ou de fratura espaçada decimetricamente, plano axial de dobras abertas da foliação S_2 .

A análise de fotolineamentos em imagens de sensoriamento remoto levou à individualização de três compartimentos estruturais. Os compartimentos Sul (CS) e Norte (CN) apresentam direção geral dos lineamentos NE-SW, enquanto o Compartimento Central (CC) apresenta orientação ENE-WSW. Em campo constata-se uma forte correlação da direção dos fotolineamentos com a atitude de S_2 .

Os máximos modais para S_2 e L_2 (CS: 334/29 e 356/36; CC: 170/72 e 90/40; CN: 139/15 e 67/7) indicam mudança de vergência entre os três compartimentos. S_2 mergulha para noroeste no Compartimento Sul, tornando-se progressivamente mais empinada em direção ao norte até atingir valores sub-verticais no Compartimento Central, e invertendo seu mergulho para sudeste no Compartimento Norte.

O Compartimento Central é caracterizado pela ocorrência de quartzitos miloníticos, com foliação vertical a sub-vertical e lineação oblíqua a direcional. Em planta, as estruturas nesse compartimento apresentam geometria amendoada com padrões de deflexão em S. Estruturas em campo e microestruturas em lâmina delgada, tais como pares de planos S-C, *mica-fish* e porfiroblastos rotacionados indicam cinemática reversa oblíqua destrógiro para esses milonitos. Dessa forma, todo o Compartimento Central pode ser entendido como uma zona de cisalhamento de alguns quilômetros de espessura por 80 km de extensão aflorante, denominada Zona de Cisalhamento de Malhadinha - Rio Preto.

Foi efetuada a análise do LPO através de MEV-EBSD para duas amostras de quartzito milonítico do Compartimento Central. Os estereogramas para eixos-c são interpretados como guirlandas cruzadas assimétricas do tipo I, evidenciando orientação

preferencial dos cristais de quartzo gerada sob regime de deformação não-coaxial. A assimetria das guirlandas confirma o sentido de cisalhamento destrógiro.

A Faixa Rio Preto apresenta estruturação em leque assimétrico de dupla vergência, de dimensões quilométricas. Não é aconselhável a utilização do termo “estrutura em flor”, uma vez que o mesmo foi cunhado para estruturas em escala de afloramento e seção sísmica, tipicamente rúpteis. Experimentos publicados simulam o desenvolvimento de faixas dobradas divergentes utilizando modelos análogos, onde a escala e a assimetria da feição em leque depende principalmente do ângulo entre o traço da zona de interação destrutiva e a tensão principal (McClay *et al.* 2004). Dessa forma, é proposto que a feição divergente da Faixa Rio Preto originou-se durante a convergência oblíqua entre o Cráton do São Francisco, a sul, e o bloco de Cristalândia do Piauí, a norte.

Uma hipótese alternativa é que a feição transpressiva do Compartimento Central represente uma ramificação do Lineamento Transbrasiliano, um cinturão milonítico transcorrente com mais de 1.500 km de extensão, que atravessa a Província Tocantins a oeste, na direção NE-SW, e continua sob a bacia do Parnaíba até emergir na Província Borborema, na costa equatorial do Brasil (Schobbenhaus *et al.* 1975). Dessa forma a Zona de Cisalhamento de Malhadinha / Rio Preto seria uma feição tardia no processo deformacional da Faixa Rio Preto. Estudos sobre as relações geocronológicas absolutas entre as fases deformacionais da Faixa Rio Preto e áreas adjacentes são necessários para esclarecer esse ponto.

8.3. Significado das rochas metabásicas intercaladas no Grupo Rio Preto

Na parte norte da Faixa Rio Preto, uma camada de aproximadamente 200 metros de espessura estimada de anfibolito ocorre tectonicamente intercalada com granada-mica xistos da Formação Formosa, na região da Fazenda Angico, a oeste de Formosa do Rio Preto. A importância do estudo dessas rochas, primeiramente identificadas por Egydio-Silva (1987), foi apontada por diversos autores (Fuck *et al.* 1993, Uhlein *et al.* 2008).

Os anfibolitos da Fazenda Angico apresentam granulação média a grossa, e são compostos por clinozoisita, hornblenda, actinolita, oligoclásio, albita, clorita, diopsídio, e, raramente, biotita e muscovita. Algumas vezes granada almandina é um componente importante. Os principais acessórios são ilmenita, titanita, apatita, pirita e calcopirita.

Lamelas de exsolução de hornblenda sobre actinolita e *vice-versa*, a composição dos plagioclásios e as paragêneses encontradas indicam que essas rochas são o produto de metamorfismo de grau baixo a médio, na fácies epidoto-anfibolito (~500° C, 2-5 Kbar, 10-20 km depth), sobre protólitos ígneos básicos (gabros e / ou basaltos).

As análises litoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras dos anfibolitos da Fazenda Angico sugerem uma afinidade com basaltos tholeiíticos oceânicos. Nos diagramas clássicos Ti-Zr-Y-Sr de Pearce & Cann (1973), as amostras são classificadas como IAT – Island Arc Tholeiites, assim como em vários outros diagramas discriminatórios de ambiente tectônico baseados tanto em elementos maiores como traços (Shervais 1982, Pearce 1982, Mullen 1983).

Os padrões de terras raras e elementos incompatíveis também mostram forte correlação com padrões publicados para tholeiitos relacionados com arcos de ilha. As características mais marcantes são: padrão plano com leve enriquecimento de terras raras leves em relação aos pesados; anomalia negativa de Nb; e alta razão LIL/HFS. Todas essas variações são características de protólitos gerados sob a influência de uma zona de subducção, e podem ser explicadas pela contaminação seletiva da cunha mantélica por fluidos aquosos que carregam LIL altamente solúveis e terras raras leves extraídos da litosfera subductante. A anomalia negativa de Nb, assim como outros elementos de alto potencial iônico, tal como Yb, pode ser relacionada à presença de fases minerais que prendem esses elementos, tais como rutilo. A presença de água provinda da desidratação da placa subductante pode explicar essas anomalias, uma vez que ela aumenta o campo de estabilidade desse óxido.

8.4. Geocronologia da Faixa Rio Preto

A análise das razões isotópicas de Nd sugere que o Grupo Rio Preto provêm da erosão de fontes predominantemente paleoproterozóicas, com a intercalação de fontes mais novas a sul. A Formação Canabrinha mostra idades modelo Tdm ligeiramente mais jovens e valores de ϵNd (600 Ma) mais elevados (1,97 – 2,57 Ga, ϵNd (t): -8,64 to -13,13) do que a Formação Formosa (Tdm: 2,50 – 2,68 Ga, ϵNd (t): -17,72 to -26,47), indicando que esta última apresenta um tempo de residência crustal maior de seus protólitos. Isso pode indicar menor influência das fontes mais jovens, que provavelmente representam diques básicos neoproterozóicos (~0,9 Ga) na região do Cráton do São Francisco, encobertos pelos sedimentos do Grupo Bambuí.

Uma amostra de gnaiss do Complexo Cristalândia do Piauí apresenta idade modelo Tdm de 2,70 Ga, indicando que essas rochas apresentam uma história mais velha do que sugerido pela isócrona Rb-Sr de 2,1 Ga obtida por Egydio-Silva (1987).

Para os anfibolitos da Fazenda Angico, idades modelo não puderam ser calculadas de forma segura devido ao baixo ângulo da linha de regressão. Os valores quase idênticos para as razões $^{147}/^{144}\text{Nd}$ obtidos para cada amostra inibe também o cálculo de uma regressão e isócrona acurada. Para ajudar a resolver esse problema, agregados minerais de granada e hornblenda foram separados de duas amostras de anfibolito. As isócronas Sm-Nd resultantes indicam valores de 2,0 e 1,8 Ga para o metamorfismo dessas rochas, revelando o caráter dos anfibolitos da Fazenda Angico, mais antigos em relação às rochas do Grupo Rio Preto. Essas rochas foram intercaladas tectonicamente entre os sedimentos da Formação Formosa durante a Orogênese Brasileira, há aproximadamente 600 Ma atrás.

8.5. Modelo de evolução tectônica para a Faixa Rio Preto

Através dessas conclusões, pode ser confeccionado o seguinte modelo de evolução tectônica para a Faixa Rio Preto:

1 – ~2,7 Ga – Acresção crustal do Complexo Cristalândia do Piauí na fronteira entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, com o possível desenvolvimento de rochas de arco de ilha, cujos fragmentos foram preservados como fatias tectônicas na região da Fazenda Angico.

2 – ~2,1-1,8 Ga – Metamorfismo dessa porção crustal, durante o Paleoproterozóico. Evidências de uma Orogênese Paleoproterozóica de aproximadamente 2,0 Ga são encontradas em toda parte no embasamento do Cráton do São Francisco, sendo referida por vezes como “Orogênese Transamazônica” (Carneiro *et al.* 1998, Silva *et al.* 2002). Dessa forma propõe-se que o Complexo Cristalândia do Piauí represente um bloco autóctone ou para-autóctone, parte do embasamento cratônico retrabalhado no domínio da faixa dobrada, ou seja, que a crosta continental na região era contígua em um paleocontinente Paleoproterozóico e foi separada individualizando o bloco crustal de Cristalândia durante a abertura da bacia Rio Preto, no Neoproterozóico (Figura 67a).

3 – ~0,9-0,75 Ga – Abertura de uma bacia do tipo *rift* preenchida pelo Grupo Rio Preto, com a intrusão de diques básicos ao sul, no Cráton do São Francisco (Figura 67a). A bacia abriu na direção norte-sul, com o desenvolvimento de uma borda falhada a sul e de uma possível borda flexural a norte. Como sugerido por Schobbenhaus (1996), o Grupo Rio Preto é cronocorrelato aos grupos Santo Onofre, na Bahia, e à seção *rift* do Grupo Macaúbas, em Minas Gerais. Todas essas unidades apresentam conteúdo litológico e posição cronoestratigráfica semelhante, e foram depositadas em um sistema de bacias do tipo *rift* ramificadas, com junções tríplexes localizadas nas extremidades sul e norte do aulacógeno do Paramirim (Figura 67a). Dessa forma, é proposto que a Faixa Rio Preto represente a terminação norte de um sistema de *riffts* neoproterozóicos que atravessava o Cráton do São Francisco de norte a sul (referências geográficas atuais), durante a chamada tafrogênese Toniana (~0,9 Ga), quando ocorreu a quebra do Supercontinente Rodínia.

4 - ~0,6-0,55 Ga – Inversão da bacia *rift* Rio Preto, com deformação e metamorfismo das rochas durante a Orogênese Brasileira (Figura 67b). Rochas do embasamento foram intercaladas tectonicamente entre as rochas da Formação Formosa, com superposicionamento de metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde sob as rochas previamente metamorfisadas no Paleoproterozóico. A inversão da Faixa Rio Preto ocorreu de forma oblíqua, como resultado da interação destrutiva transpressiva destrógrira entre o bloco de Cristalândia do Piauí, a norte, e o Cráton do São Francisco, a sul (Figura 67b).

Dessa forma a Faixa Rio Preto é interpretada como uma estrutura essencialmente aulacogênica, invertida obliquamente durante a Orogênese Brasileira. Como evidências para uma zona de subducção próxima à Faixa Rio Preto ainda não foram encontradas, é sugerido que essa inversão foi induzida à distância pelos mecanismos de deformação na Faixa Brasília Setentrional, a oeste, e na Província Borborema, a nordeste. Dessa forma o Cráton do São Francisco sofreu compressão por todos os lados, diacronicamente, durante a Orogênese Brasileira, o que ocasionou a reativação de falhas normais e zonas de fraqueza em seu interior, gerando falhas de empurrão e transpurrões. A bacia do Rio Preto sofreu extrusão e metamorfismo pois estava localizada em uma zona de fraqueza do cráton, um “cotovelo” aulacogênico, e devido à posição relativa entre o bloco de Cristalândia e o cráton quando ocorreram os esforços transpressionais, a faixa dobrada

resultante apresenta a estruturação em dupla vergência com transpressão destrógiara em sua porção central.

8.6. Sugestões para próximos trabalhos

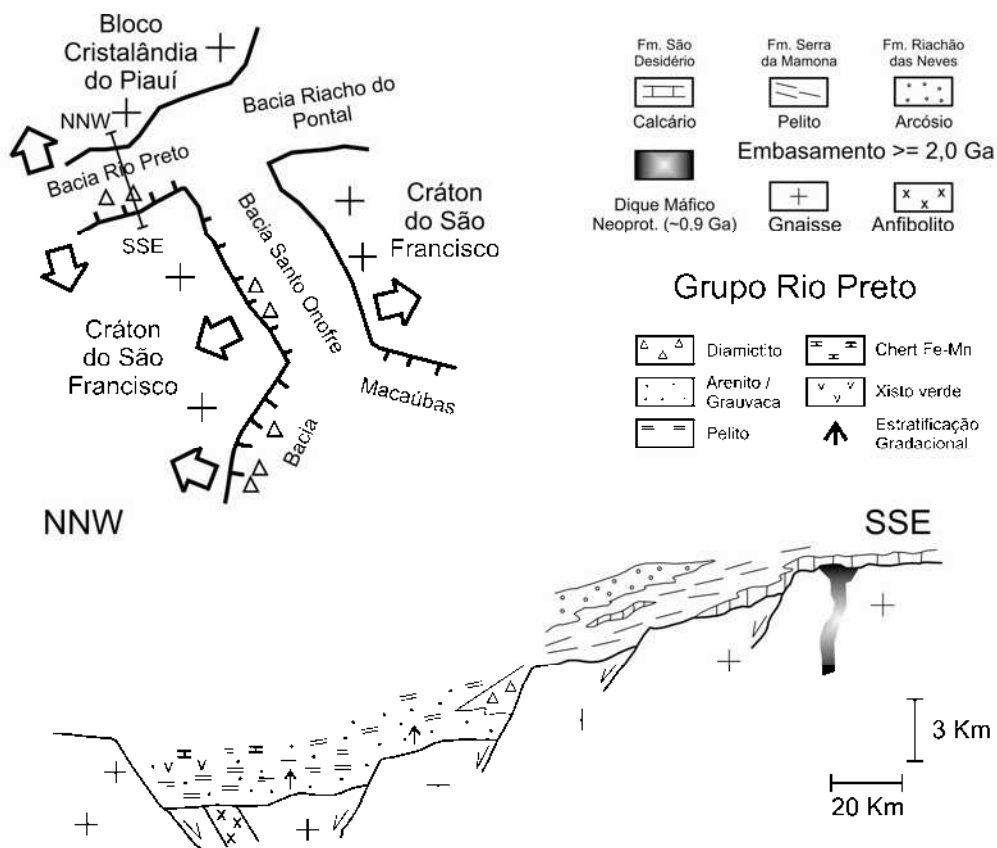
Muitas questões ainda permanecem em aberto sobre a geologia da Faixa Rio Preto, que permanece como a área menos investigada no contexto das faixas dobradas marginais ao Cráton do São Francisco. Alguns pontos podem ser levantados, para trabalhos futuros, tais como:

- Realização de campanhas de datação U-Pb em zircão, principalmente sobre os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí, com o objetivo de melhor caracterizar as etapas de acreção crustal e metamorfismo no Neoarqueano / Paleoproterozóico, e possível superposição do Ciclo Brasileiro;

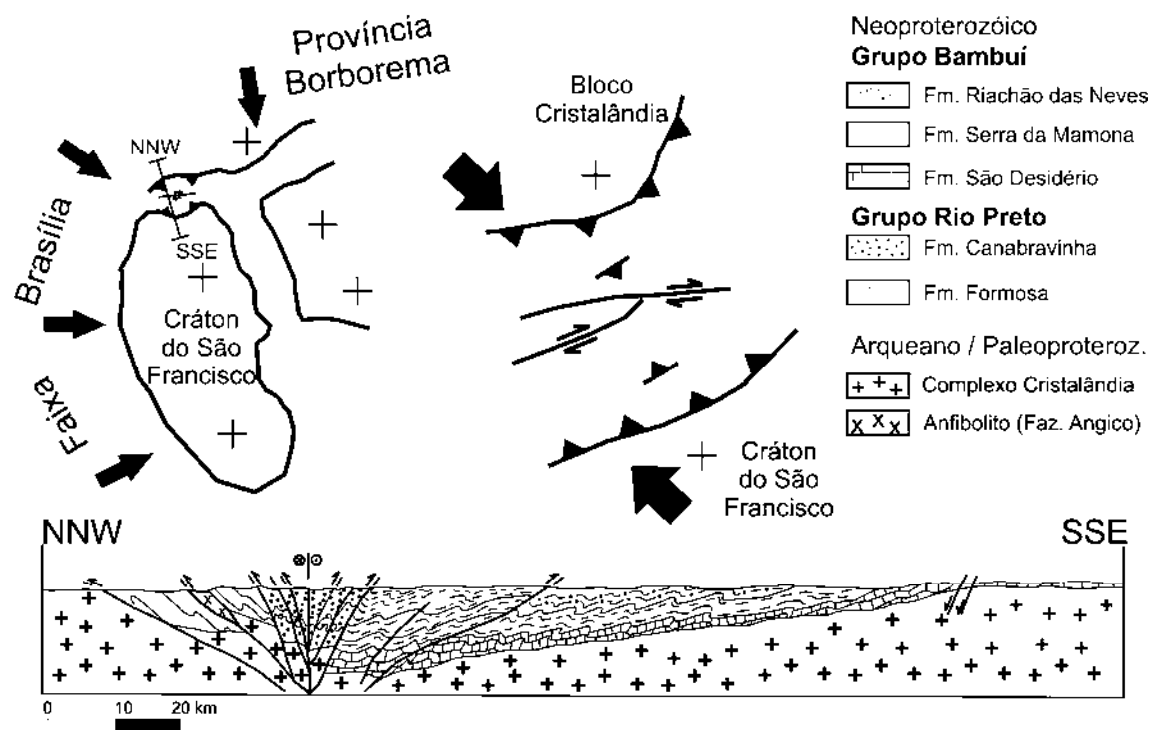
- Detalhamento da geologia entre as serras do Estreito e Boqueirão, a nordeste da área estudada nesse trabalho. Essa área permanece relativamente virgem devido à dificuldade de acesso, porém a compreensão de sua evolução geológica é uma peça chave fundamental para entender a zona de ligação entre as faixas Rio Preto e Riacho do Pontal. Os estudos devem começar do nível mais básico, isto é, mapeamento geológico de detalhe, com ênfase nas relações estratigráficas e estruturais, e a partir daí avançar para estudos geoquímicos e geocronológicos;

- Estudos litoquímicos, geocronológicos e de isótopos estáveis sobre as rochas do Grupo Bambuí na região cratônica adjacente à Faixa Rio Preto podem ajudar a melhor compreender as relações entre este e o Grupo Rio Preto, dessa forma auxiliando a compreensão do seu papel no panorama global do Cráton do São Francisco e da Era Neoproterozóica em geral;

- Estudos mais aprofundados sobre a geologia estrutural e a determinação da geocronologia absoluta dos eventos deformacionais da Faixa Rio Preto e das áreas adjacentes, principalmente a porção setentrional da Faixa Brasília e a região entre as serras do Estreito e do Boqueirão, ajudarão a melhor compreender a evolução estrutural



a) ~900-750 Ma



b) ~600-550 Ma

Figura 67 – Modelo de evolução tectônica para a Faixa Rio Preto. a) Abertura de uma bacia tipo *rift* em torno de 900-750 Ma atrás; b) inversão da estrutura aulacogênica com estruturação em dupla vergência, ocasionada por esforços transpressivos induzidos pela deformação na Faixa Brasília e na Província Borborema, entre 600 e 550 Ma atrás.

Modificado de: a) Schobbenhaus (1996); b) Egydio-Silva (1987).

e comportamento da margem norte do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira.

CAPÍTULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B., Castro-Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds.), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 45-62.
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p. 17-35.
- Allègre C.J. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press, New York, 512 p.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim DNPM/DGM*, **241**, 36 p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, 1981, *Anais*: **1-10**.
- Andrade Filho E.L., Neves J.P. e Guimarães J.T. orgs. 1994. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil*. Folhas Santa Rita de Cássia (SC. 23-Z-C) e Formosa do Rio Preto (SC. 23-Y-D). Estados da Bahia e Tocantins. Escala 1:250.000. Sec. Minas Energ., CPRM, Brasília: 68 p.
- Aond M.S. & Barbosa D.V.N. 1975. Atlas climatológica do Estado da Bahia. Análise espacial da temperatura. SPCT, DGE, Doc 1., Salvador, BA.
- Aranjo J. B.A. & Braz Filho P.A. 1994. O mapeamento geológico das folhas Curimatá/Corrente – Uma abordagem sobre os principais aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Bol. de Res. Exp.*, **2**:106-107.
- Aranjo J.B.A. & Braz Filho P.A. (orgs.) 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Curimatá. Folha SC.23-Z-A. Corrente. Folha SC.23-Y-B (Parcial) e Xique-Xique. Folha SC.23-Z-B (Parcial). Estados da Bahia e do Piauí. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 84 p.
- Barbosa J.S.F. 1982. *O manganês do oeste da Bahia*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, 129 p.

- Best M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd ed, Blackwell Scientific Publications, 729 p.
- Boulton G.S. & Deynoux M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, **11**: 397-422.
- Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Bouma A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:137-143.
- Braun O.P.G. 1970. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, **3**, 36 p.
- Brito-Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**:1-21.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27(3)**:269-282.
- Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho I.M. & Fernandes R.A. 1998. Ensilic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28(2)**:189-200.
- Cordani U.G., Inda H.A.V. & Kawashita K. 1979. O embasamento do Grupo Bambuí na região de Correntina, Bacia do São Francisco, estado da Bahia. In: SBG, Simpósio sobre a Geologia do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, I, Salvador, *Resumos*.
- Cordani U.G., Brito-Neves, B.B. & D'Agrella-Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*, **6(2)**:275-283.
- Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p.
- Danderfer A., DeWaele B., Pedreira A.J. & Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116–128.
- Davis G.H. & Reynolds S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, New York, 776 p.

- DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**:249-252.
- DNIT 2002. *Rede rodoviária do PNV – Divisão em Trechos*. [on-line] Disponível em <http://www1.dnit.gov.br/rodovias/mapas>.
- Domingues A.J. 1947. Contribuição à geologia da região centro-ocidental da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, p. 57-82.
- Dreimanis A. & Schucluter C. 1985. Field criteria for the recognition of till or tillite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **51**:7-10.
- Egydio-Silva M. 1987. *O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco*. Tese de doutorado, IGC-Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 p.
- Egydio-Silva M., Karmann I., Trompette R.R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **19(2)**:101-112.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. Glacial Depositional Systems. In: R.G. Walker & N.P. James (edits.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Stittsville, p. 73-100.
- Eyles N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, **34**: 1-248.
- Eyles N. & Januszczac N. 2004. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, **65**:1-73.
- Fritz W.J. & Moore J.N. 1988. Transport and Deposition by Sediment Flows. In: Fritz W. J. & Moore J. N. (eds.), *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*, John Wiley & Sons Inc., 337 p.
- Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese do conhecimento. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 121-146.
- Gonçalves-Dias T. & Mendes M.C.O. 2008. *Geologia da Faixa Rio Preto entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, Bahia*. Trabalho de Graduação, IGC – UFMG, Belo Horizonte, 62 p. + anexos.

- Gonzaga G.M. & Walde D.H.G. 2007. Glaciação de montanha em faixas orogênicas Brasileiras no Cráton do São Francisco? Uma revisão e uma proposta. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4 - suplemento)**: 234-243.
- Henderson P. 1984. General geochemical properties and abundances of rare earth elements. In: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-32.
- Hobbs B.E.; Means W.D. & Williams P.F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. New York, John Wiley and Sons, 571 p.
- Holm P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, **51**:303-323.
- Humphris S.E. & Thompson G. 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:127-136.
- Inda H.A.V. e Barbosa J.F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia*. Sec. Minas Energ., CPRM, Salvador, 97 p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bulletin of the Geological Society of America*, **83**:29-40.
- Jardim de Sá E.F. & Hackspacher P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SC, *Anais*, **5**:2719-2731.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **2**:147-265.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.
- Lima M.I.C. 1995. *Introdução à Interpretação Radargeológica*. Rio de Janeiro, IBGE/DRNE, Série Manuais Técnicos em Geociências, **3**, 124 p.
- Lister G.S. 1977. Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**:51-54

- Lowe D.R. 1982. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35(5)**:765-776.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G. & Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *In: SBG, V Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, Anais*, p. 171-174.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M. & Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean – Paleoproterozoic sequences, implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Martin H., Porada H. & Walliser O.H. 1985. Mixtite deposits of the Damara sequence, Namibia, problems of interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**:159-196.
- Martins-Neto M.A. & Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (Eds), Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, SBG/MG*, p. 9-30.
- Mascarenhas J.F. & Garcia F.W. 1989. *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo*. Salvador: SME/SGM, 189 p.
- McClay K.R., Whitehouse P.S., Dooley T., Richards M. 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, **21**: 857–877.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**:207-218.
- Miall A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22(4)**: 261-300.
- Miller J.M.G. 1996. Glacial sediments. *In: Reading H.G. (ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed., Blackwell Scientific Publications, p. 454-484.
- Miyashiro A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London, 492 p.
- Moncrieff A.M.C. 1989. Classification of poorly-sorted sedimentary rock. *Sedimentary Geology*, **65**:191-194.

- Montes M.L., Monteiro N., Silva L.L. 1986. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL, Folha SC-23, Rio São Francisco (inédito).
- Moutinho da Costa L.A., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Menegusso G., Stein J.H. 1971. *Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco – LETOS*. DNPM/CPRM/PROSPEC, Relatório Final Integrado, Petrópolis, Rio de Janeiro, 300 p.
- Moraes Rego L.F. 1926. *Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia. Rio de Janeiro*, SGM, Boletim 13, p. 33-54.
- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. & Roque N.C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, **14**: 29-31
- Oddone F. & Vialon P. 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics* **99**:31-46.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlim, Springer-Verlag, 289 p.
- Pearce J.A. 1982. *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In: Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. Ed. John Wiley & Sons, New York, p. 526-548.
- Pearce T.H., Gorman B.E. & Birkett T.C. 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **24**:419-426.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.
- Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:33-47.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G. & Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(4)**:376-415.
- Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Row, 628 p.
- Porada H. & Wittig R. 1983. Turbidites in the Damara orogen. In: Martin H. & Eder F.W. (eds), *Intracontinental Fold Belts*. Springer, New York, p. 543-576.

- Price G.P. 1985. Preferred Orientations in Quartzites. *In: Wenk H.F. (ed.), Preferred orientations in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis.* Academic Press Inc, New York, p. 385-406.
- Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.C., Day A., Lopez G., Potts G.J., Reddy S., Spiess R., Timms N., Trimby P., Wheeler J., Zetterstrom L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, **84**:1741–1759
- Ramsay J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks.* McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Reading H. & Richards M. 1994. The classification of deep water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder systems. *AAPG Bulletin*, **78**:792-822.
- Richard P., Shimizu N., Allègre C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**:269–278.
- Richards M., Bowman M. & Reading H. 1998. Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, **15**:689-717.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Prentice Hall, Londres, 352 p.
- Sanglard J.C.D., Uhlein A., Caxito F.A. & Suckau G.L. 2008. Estratigrafia e sistemas deposicionais da Faixa Rio Preto. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba, *Anais*, p. 14.
- Santos A.R.; Meneses P.R.; Santos U.P. 1977. *Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional - Folha Rio São Francisco.* Instituto Nacional de Pesquisas Energéticas, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 168 p.
- Saunders A.D. 1984. The Rare Earth Element Characteristics of Igneous Rocks from the Ocean Basins. *In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry.* Amsterdam, Elsevier, p. 205-236.
- Saunders A.D. & Tarney J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *In: Kokelaar B.P. & Howells M.F. (eds.) Marginal Basin Geology.* Geological Society Special Publication, **16**:59-76.
- Schermerhorn L.J.G. 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non glacial. *American Journal of Science*, **274**:673-824.
- Schobbenhaus C., Oguino G., Ribeiro D.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T. 1975. *Folha Goiás SD 22.* Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. DNPM, Brasília, Brasil.

- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26(4)**:265-276.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:285-342.
- Shervais J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**:101-118.
- Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré- Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb shrimp, parte I: limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**:501-512.
- Stow D.A.V., Howell D.V. & Nelson C.H. 1985. Sedimentary, Tectonic and Sea-Level Controls. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. (eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems, Frontiers in Sedimentary Geology*, Springer-Verlag, 351 p.
- Stow D.A.V., Reading H.G. & Collinson J.D. 1996. Deep Seas. In: Reading H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed., Blackwell Scientific Publications, p. 395-453.
- Stow D.A.V. & Mayall M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:125-135.
- Sun S.-S & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norris M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, **42**:313-345.
- Sylvester A.G. & Smith R.R. 1976. Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. *AAPG Bulletin*, **60(12)**:2081–2102.
- Turner F.J. & Weiss L.E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Trompette R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Uhlein A., Trompette R.R. & Alvarenga C.J.S. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas

- sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:435-451.
- Uhlein A. & Chaves M.L.S.C. 2001. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e Bahia: correlações estratigráficas, conglomerados diamantíferos e evolução geodinâmica. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:433-444.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R.R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, p. 539-553.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M. & Vauchez A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos* **15(1)**:45-60.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Suckau G.L., Mendes M.C.O., Gonçalves-Dias T., Uhlein G.J. 2008. As faixas dobradas da margem norte do Cráton do São Francisco: estratigrafia e tectônica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba, *Anais*, p. 6.
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.M. 1954. *Petrography – An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 406 p.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Winge M. 1968. *Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão, NW da Bahia e SSE do Piauí*. SUDENE, Relatório Inédito, Recife, 80 p (Série Geologia Regional, 17).
- Winkler H.G.F. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 348 p.
- Winter 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 p.
- Woodcock N. H. & Schubert C. 1994. Continental strike-slip tectonics. *In: Hancock, P. L. (ed) Continental Tectonics*, Pergamon Press, Oxford, pp. 251-263.

ANEXOS

Anexo A - Mapa geológico da Faixa Rio Preto na região entre Cariparé (Bahia) e Cristalândia do Piauí (Piauí), escala 1:250.000.

Anexo B - Mapa geológico da região de Formosa do Rio Preto, Bahia, escala 1:75.000.

Anexo C - Coordenadas UTM (Datum SAD69, Zona 23S) de alguns dos pontos descritos.

Anexo C

Coordenadas UTM (Datum SAD69, Zona 23S) de alguns dos pontos descritos

Ponto	Easting	Northing	Ponto	Easting	Northing
B003	466798	8779571	J31	502273	8734596
B006	480194	8791986	J45	504030	8744592
B009	498610	8776225	J46	503721	8743881
B016	482207	8809763	J47	503691	8743422
B019	478897	8795569	J49	504855	8737333
B020	477362	8783424	J56	492673	8765775
B021	466855	8779438	MT003	491004	8768751
B022	466805	8779677	MT007	488396	8771374
B023	466689	8779704	MT008	488242	8771535
B024	466629	8779757	MT009	486856	8772926
B036	469126	8785509	MT015	483256	8777219
B038	468919	8785738	MT019	487473	8776707
B043	468071	8781491	MT021	495544	8780684
B044	468197	8781497	MT022	496011	8780781
B048	477594	8780123	MT029	487563	8774601
B050	477952	8782806	MT031	489597	8773252
B051	476049	8796092	MT057	488830	8778597
B073	502902	8774727	MT059	488419	8779061
B074	504189	8776221	MT060	487915	8779005
B098	496530	8788002	MT061	488094	8779641
B107	504953	8739507	MT066	489399	8772994
J01	512249	8738285	MT070	489742	8774835
J03	506060	8747048	MT089	483956	8772051
J06	504100	8745809			

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)