

UNICAMP

NUMERAÇÃO: 428/2011

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOCIÊNCIAS ÁREA:
GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

RAFAEL RODRIGUES DE ASSIS

DEPÓSITOS AURÍFEROS ASSOCIADOS AO MAGMATISMO GRANÍTICO DO SETOR LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRATON AMAZÔNICO: TIPOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES, MODELOS GENÉTICOS E IMPLICAÇÕES PROSPECTIVAS.

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências (IG, UNICAMP) como parte dos requisitos obrigatórios para obtenção do título de Mestre em Geociências, Área de metalogênese.

UNICAMP

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier (IG, UNICAMP).

CO-ORIENTADOR: Dr. Antônio João Paes de Barros (METAMAT).

CAMPINAS (SP)
FEVEREIRO DE 2011

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

Assis, Rafael Rodrigues.
As76d Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da
Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das
mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas / Rafael
Rodrigues de Assis-- Campinas,SP.: [s.n.], 2011.

Orientador: Roberto Perez Xavier, Antônio João Paes de Barros.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Ouro – Minas e mineração – Alta Floresta (MT). 2.
Mineralizações auríferas. 3. Metalogenia. 4. Granito. 5. Alteração
hidrotermal. I. Xavier, Roberto Perez. II. Barros, Antônio João Paes
de. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
IV. Título.

Título em inglês: Granitoid-related gold deposits in the Alta Floresta Gold Province (MT),
Amazon Craton: ore-forming processes, genetic models and implications to exploration.

Keywords: - Gold – Mines and mining;
- Gold mineralization;
- Metallogeny;
- Granite;
- Hydrothermal alteration.

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: - Roberto Perez Xavier;
- Lena Virgínia Soares Monteiro;
- Valdecir Janasi.

Data da defesa: 28/02/2011

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Rafael Rodrigues de Assis

“Depósitos Auríferos associados ao Magmatismo Granítico do Setor Leste da
Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: Tipologia das Mineralizações,
Modelos Genéticos e Implicações Prospectivas”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Co-orientador: Antônio João Paes de Barros

Aprovada em: 28 / 02 / 2011

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Roberto Perez Xavier", written over a horizontal line.

- Presidente

Profa Dra Lena Virgínia Soares Monteiro

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Lena Virgínia Soares Monteiro", written over a horizontal line.

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Valdecir de Assis Janasi", written over a horizontal line.

Campinas, 28 de fevereiro de 2011

DEDICO...

Dedido a toda família Rodrigues de Assis, da qual esse projeto roubou inúmeros momentos de convivência. A compreensão e dedicação de todos foram ímpares. Vocês sempre me deram força e paciência para continuar no caminho das pedras!

...

*Em especial à minha Mãe Rosângela e meu Irmão Carlos, por terem me apoiado e me amado mesmo quando eu não merecia...
Justamente o momento em que eu mais precisei!*

*“It is our choices that show what we truly are,
far more than our abilities”*

Albus Dumbledore

...

“The more things change, the more they stay the same”.

Alphonse Karr in Efron’s speech.

Agradecimentos

Agradeço inicialmente a Deus, pois sem ELE eu jamais teria encontrado paciência, força, ânimo, sabedoria e inspiração para tocar adiante essa Dissertação de Mestrado. Sou inteiramente grato por ELE ter me apresentado à geologia logo na infância, a qual passou de *hobby* para profissão, e desde então, para um estilo de vida. Também agradeço a Deus por tudo que ocorreu, ocorre e que está por acontecer em minha vida, pois nada é em vão!

Agradeço imensamente ao meu grande professor e (des)orientador, Dr. Roberto Perez Xavier, pela enorme paciência que tem tido comigo nestes últimos anos. Pela oportunidade de ingressar em seu grupo de pesquisa quando ainda estava no segundo ano da graduação. Por todos os conhecimentos, sabedoria e confiança a mim transmitidos no decorrer de todos esses anos. Mas principalmente por não me ensinar apenas a ser geólogo, mas também como ser pesquisador.

O desenvolvimento de um projeto muito se deve ao grupo de pesquisa do qual ele é parte integrante. Desta forma, agradeço a todo o grupo de pesquisa “*Evolução Crustal e Metalogênese*”, sem o qual o convívio acadêmico jamais teria favorecido com que eu chegasse aos resultados aqui apresentados.

Agradeço aos alunos membros do grupo de pesquisa da PAAF: Rafael de Vasconcellos Teixeira, Danilo Barbuena, Jeandro Augusto Vitória, Fernanda Rodrigues da Silva, Rosana Rodrigues, Emílio Miguel Júnior e Gisele Silva Ramos. Há um pouco de cada um de vocês nesta dissertação de mestrado!

Ao meu co-orientador, Dr. Antônio João Paes de Barros, pela paciência e esforço em me apresentar à tão fascinante geologia mato-grossense, e especialmente por me ensinar o tão fascinante ritmo amazônico.

Agradeço enormemente ao prof. Dr. Wanilson Luiz Silva por todo o companheirismo, apoio, dedicação e confiança que tem demonstrado a mim. A paciência e dedicação que teve comigo durante os dois anos de desenvolvimento do nosso Projeto de Iniciação Científica foram ímpares! Jamais me esquecerei das últimas palavras que me disse no final do ano de 2010. Elas talvez tenham sido as mais importantes que já ouvi na minha estadia no IG. Muito obrigado!

Aos professores Dr. Élon de Oliveira Paiva (IG, UNICAMP), Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro (IG, UNICAMP) e Dr. Valdecir Janasi (IGc, USP) pelas inestimáveis contribuições oferecidas durante a Qualificação (os dois primeiros) e defesa (os dos últimos) deste trabalho. E agradeço duplamente à professora Lena, responsável por nada menos do que cinco das disciplinas que cursei na graduação! Meu diploma tem sua marca Sra. Lena! Mas também lhe agradeço (e lamento...rsrs) por ter sido uma vítima constante dos meus textos: TCC, Qualificação, entrevista de seleção da PG, e agora na minha Defesa de Mestrado. Espero sempre poder contar com seu profissionalismo de alto nível!

Ao geólogo e físico Rogério Marcon por ter realizado com tamanha boa vontade e competências as análises de difração de raios X que fazem parte desta Dissertação. Finalmente encontramos alunita!

Agradeço muito ao técnico em laminação Cristiano Gonçalves da Silva por toda a paciência em confeccionar as minhas incontáveis lâminas. Agradeço também a Dra. Rosane Palissari, ao aluno Flaviano Fernandes e à Dra. Érica

Tonetto por todo o tempo despendido na Microscopia Eletrônica de Varredura durante as análises das minhas amostras. Ao Ms. Dailto Silva por toda a paciência e dedicação quanto aos problemas que apareciam nos microscópios, assim como pela convivência durante o longo tempo que me apoderei do Microscópio ZEISS Axiophot do Laboratório de Microtermometria. Também aproveito para agradecer às técnicas em geoquímica Lúcia Helena dos Santos Carvalho, Margareth Sugano Navarro e Maria Aparecida Vendemiatto por todo o suporte oferecido durante as etapas de geoquímica analítica (preparação de amostras).

Os meus mais sinceros agradecimentos à METAMAT por todo o apoio logístico oferecido nas atividades de campo do grupo de pesquisa da PAAF, os quais foram vitais na realização deste trabalho. À AJAX e ao geólogo Yuri Tandel pelo acesso ao Depósito do Francisco, assim como aos perfis de sondagem.

Agradeço fortemente ao Dito (funcionário METAMAT) por todo o suporte oferecido durante os meus 30 dias de estadia em Peixoto de Azevedo. Dito, me diverti muito contigo, e essa dissertação também tem o seu suor e sangue! Valeu mesmo! E nunca se esqueça: “*Não existe rocha dura... existe homem frouxo*”. rsrs.

À FAPESP pela concessão da Bolsa de Mestrado (Processo nº 2009/04438-5) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelos auxílios a pesquisa concedidos, especialmente aqueles destinados às atividades de campo.

Agradeço profundamente a todo o pessoal da Secretaria de Pós-Graduação, nas figuras das secretárias Maria Gorete S.S. Bernardelli, Dilma Pereira e principalmente à Valdirene Pinotti. Todo o profissionalismo e dedicação transmitidos nos incontáveis momentos que precisei e que foram imprescindíveis para a realização desta Dissertação. Também lhes agradeço por todo o carinho, amizade e empenho em transformar o prédio da pós em um ambiente familiar: um esforço ímpar! Com toda a certeza essas atitudes foram vitais na harmonização do espaço físico que por tanto tempo compartilhamos.

A todos os proprietários de áreas nas agrovilas Décima (Depósito Pé Quente) e de União do Norte (Depósito do Francisco), onde tive de pedir permissão para poder entrar e roubar um pouco de amostras e da história geológica da região. Muito obrigado!

Agradeço especialmente às três mulheres mais importantes em minha vida: avó Conchetta, tia Edi, e acima de tudo à minha mãe Rosângela, as quais foram os pilares mais do que rígidos nesta minha jornada. Sem vocês eu não estaria onde estou, e não seria aquele que me esforcei em ser. Amo intensamente todas vocês!

Á toda família Rodrigues de Assis, pelo apoio e momentos a serem eternamente recordados.

Não poderia deixar de agradecer aos mais do que melhores amigos: Patrícia, Edison e Renato. À Patrícia pela paciência, confiança e críticas construtivas. Ao Édison, pelas longas conversas, apoio no começo da minha graduação e pelas zueiras. Ao Renato, que apesar de ser engenheiro (rsrs), por todo o divertimento e apoio sempre concedido nos momentos mais tensos. Contudo, aos três, pelos inúmeros momentos vividos, que mesmo escassos muitas vezes, eram tão intensos que sempre serão levados comigo. Vocês foram essenciais desde o momento em que nos conhecemos, especialmente neste meu período universitário, pois mesmo com a distância, a amizade e companheirismo mantiveram-se fortalecidos. Vocês foram excelentes!

Aos amigos mais do que especiais que a graduação fez-me o favor de me apresentar e presentear: Evângela, André e Hugo. À mamãe Eva pelas conversas maduras, pela paciência e dedicação em cuidar de seus três filhos “adultos”. Ao Hugo pelas longas conversas durante nosso primeiro ano, pelas cantadas ditas sem pensar e pelas inúmeras dores de cabeça na execução dos trabalhos (hehe). Ao André pelos mapas tão bem traçados e editados, pelo gosto em comum à prolixidade, pelo companheirismo e pelas gratificantes conversas, tanto acadêmicas quanto cotidianas. Mas a todos, pela convivência, harmonia (desarmoniosa em alguns momentos) e especial amizade que serão eternamente (re)lembradas. Nosso quarteto, sem dúvidas, foi fantástico.

Ao pessoal da salinha 11: André Pestilho, Patrícia Piaia, Carol Moreto, Paulo Donatti e Fernanda Rodrigues. O companheirismo de vocês, tanto no que se refere aos assuntos acadêmicos quanto aos rotineiros foram essenciais no decorrer desses anos. E Carol, jamais se esqueça o que eu sempre lhe digo: “(...) *no final das contas, Carajás é um grande pórfiro (...)*”. rrsr.

E a todos os demais companheiros que de forma direta e/ou indireta contribuíram na minha formação e na realização deste trabalho. Muito obrigado a todos!

SÚMULA CURRICULAR DO ALUNO

Rafael Rodrigues de Assis

Possui graduação em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas (2008). Tem experiência na área de Metalogênese, com ênfase na caracterização e evolução de fluidos na formação de zonas de alteração hidrotermal de depósitos auríferos associados ao sistema pórfiro – epitermal. Também atua na linha de petrografia e petrogênese de rochas graníticas associadas a sistemas mineralizados a ouro. Como ferramentas analíticas, utiliza-se de estudos de inclusões fluídas por microtermometria e geoquímica de rochas de composição granítica.

As atividades de pesquisa nesta temática têm se concentrado principalmente em depósitos de Au com metais de base associados que ocorrem hospedados em terrenos plutônio-vulcânicos da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Frequentemente tem desempenhado a função de monitor da disciplina de Geologia Econômica, embora também tenha participado das disciplinas de Geoquímica em função similar. Atualmente é bolsista (nível mestrado) da FAPESP e representante discente no Comitê Gestor dos Laboratórios de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências (IG, UNICAMP).

1. Formação Acadêmica / Titulação

- 2009 - 2011** Mestrado em Geociências.
Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, Campinas, Brasil
Título: Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas.
Orientador: Roberto Perez Xavier
Bolsista do: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP)
- 2004 - 2008** Graduação em Geologia.
Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, Campinas, Brasil
Trabalho de Conclusão de Curso (TCC): Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta (MT).
Orientador: Roberto Perez Xavier

2. Histórico Profissional

MONITORIA DE GEOLOGIA ECONÔMICA

Período de atividades: 2.2008; 2.2009; 2.2010.

Bolsista PED (Programa de Estágio Docente, bolsista voluntário) da disciplina GEOLOGIA ECONÔMICA (Ge 803), de responsabilidade do Prof. Dr. Roberto Perez Xavier.

MONITORIA DE GEOQUÍMICA

Período de atividades: Março 2010/Julho 2010

Bolsista PED (Programa de Estágio Docente) da disciplina GEOQUÍMICA (GE 503), de responsabilidade do Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva.

3. Produção Bibliográfica

- Assis R. R., Xavier R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena D., Silva F.R, Vitório, J.A. 2010. Alteração hidrotermal e paragéneses das mineralizações auríferas associadas a metais base na região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). *In:* 45º Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém do Pará, PA.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J. 2009. Associação paragenética, geoquímica de elementos traços e regime de fluidos em depósitos auríferos da Província de Alta Floresta (MT). *In:* II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J. 2009. Ore paragenesis and fluid regimes in gold deposits of the Alta Floresta Province (Mato Grosso, Brazil). *In:* XXVIII Curso Latino-americano de Metalogenia UNESCO-SEG-SGA, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), Belo Horizonte. MG.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Filho C.R.S. 2008. Trace element geochemistry and fluid regimes in gold deposits of the Alta Floresta Province (MT). *In:* 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba (PR). 44º Congresso Brasileiro de Geologia, p 342-342.
- Assis R.R., Luis-Silva W., Trindade R.I.F., Angélica R.S. Mineralogia e contaminação antrópica por suscetibilidade magnética no sistema estuarino de Santos-Cubatão (SP). *In:* 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba (PR). 44º Congresso Brasileiro de Geologia, p 886-886.
- Xavier R. P., Paes de Barros, A.J, Assis R. R., Barbuena D., Macambira, M, Souza Filho C.R. 2009. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios metalogenéticos e implicações prospectivas. *In:* XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2009, Cuiabá, MT.
- Barbuena D., Souza Filho C.R, Leite E.P., Magalhães L.A, Xavier R.P., Paes de Barros A.J, Assis R.R. 2010. Modelagem Metalogenética Regional na Província Aurífera de Alta Floresta (MT) com base na Análise Espacial de Dados Exploratórios. *In:* 45º Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém do Pará, PA.
- Assis R.R., Xavier R.P., Barbuena D. 2008. MAPEAMENTO GEOLÓGICO-METALOGENÉTICO DA ÁREA DE UNIÃO DO NORTE, REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO (MT).
- Assis R.R., Xavier R.P., Barbuena D. 2008. Mapa Geológico, em escala 1:100.000, da área de União do Norte. (Mapa, Cartas, Mapas ou Similares).

ÍNDICE

1. APRESENTAÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	5
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	6
2. MATERIAIS E MÉTODOS	9
2.1 TRABALHO DE CAMPO	9
2.2 PETROGRAFIA	9
2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS X.....	11
2.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	12
3. GEOLOGIA REGIONAL	15
DEPÓSITO PÉ QUENTE	23
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO PÉ QUENTE	25
4.1 Suíte Pé Quente	29
4.2 Monzonito Grosso	34
4.3 Biotita Monzogranito Porfírico	37
4.4 Biotita-Horblenda Monzogranito	41
4.5 Suíte Tonalítica	46
4.6 Sieno-monzogranito porfírico e <i>rapakivi</i>	49
4.7 Granito Indiferenciado.....	51
4.8 Diques de vulcânicas máficas	56
4.8.1 <i>Diques de basalto</i>	56
4.8.2 <i>Diques de diabásio</i>	57
4.9 Coberturas Terciárias.....	60
4.9.1 <i>Arenito grosso a médio</i>	60
4.9.2 <i>Siltito</i>	61
4.9.3 <i>Conglomerado matriz suportado</i>	61
4.10 Depósitos Aluvionares	61
5. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	63
5.1 Alteração Sódica.....	63
5.2 Alteração Potássica.....	65
5.3 Alteração Sericítica	66
5.4 Carbonatação.....	66
5.5 Alteração com muscovita grossa.....	70
5.6 Silicificação.....	70
5.7 Alteração Sódica Venular	75
5.8 Alteração Propilítica	77
5.8.1 <i>Cloritização</i>	79
5.8.2 <i>Epidotização</i>	80

5.9	Veios tardios de epidoto + clorita + clinozoisita com halos de ortoclásio	80
5.10	Meteorização	81
6.	MINÉRIO AURÍFERO.....	87
6.1	Minério Disseminado	87
6.2	Minério Venular	93
7.	LITOGEOQUÍMICA	97
7.1	GEOQUÍMICA DAS SUÍTES PLUTÔNICAS.....	97
7.1.1	Varição dos Elementos Maiores e Menores	97
7.1.2	Varição dos Elementos-Traço.....	103
7.1.3	Varição dos Elementos Terras Raras (ETR).....	109
7.1.4	Classificação do Tipo de Granito.....	112
7.1.5	Grau de Evolução Composicional	114
7.1.6	Temperaturas do Magma.....	116
7.1.6.1	<i>Temperatura de Saturação do Zircão</i>	<i>116</i>
7.1.6.2	<i>Temperatura de Saturação da Apatita</i>	<i>116</i>
7.1.7	Classificação Magmática e Afinidades Tectono-Magmáticas a partir de elementos maiores.....	118
7.1.6	Diagramas de Ambiência Tectônica	123
8.	DISCUSSÕES.....	127
8.1	Inserção no Arcabouço Geológico Regional da PAAF.....	127
8.2	Evolução do Sistema Paleo-Hidrotermal e Mecanismos de Precipitação do Minério	131
8.2.1	<i>Evolução do Sistema Hidrotermal</i>	<i>131</i>
8.2.2	<i>Mecanismos de Precipitação do Minério.....</i>	<i>140</i>
8.3	Modelo Metalogenético	143
DEPÓSITO DO FRANCISCO		147
9.	CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO FRANCISCO.....	149
9.1	UNIDADE VULCANOCLÁSTICA.....	153
9.1.1	<i>Arenito arcoseano</i>	<i>153</i>
9.1.2	<i>Grauvaca-feldspática vulcanoclástica</i>	<i>155</i>
9.1.3	<i>Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico</i>	<i>159</i>
9.1.4	<i>Conglomerado Arenoso Polimítico vulcanoclástico matriz suportado</i>	<i>163</i>
9.2	SUÍTE GRANODIORÍTICA.....	166
9.2.1	<i>Biotita-hornblenda granodiorito</i>	<i>168</i>
9.2.2	<i>Biotita-hornblenda tonalito</i>	<i>171</i>
9.3	PÓRFIRO UNIÃO DO NORTE.....	173
9.4	DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS	180
10.	ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	183
10.1	Alteração Potássica	183
10.2	Alteração Sericítica	186
10.3	Veios de ortoclásio + epidoto + clorita + clinozoisita.....	186
10.4	Alteração Argílica	190
10.5	Silicificação e Preenchimento por sílica.....	191

10.6	Alteração Propilítica.....	195
10.7	Veios Tardios de Hematita	200
11.	MINÉRIO AURÍFERO.....	201
11.1	Minério Venular.....	202
11.2	Minério Disseminado	214
12.	LITOGEOQUÍMICA.....	219
12.1	GEOQUÍMICA DAS SUÍTES PLUTÔNICAS	219
12.1.1	Elementos Maiores e Menores.....	219
12.1.2	Elementos-Traço	222
12.1.3	Elementos Terras Raras (ETR).....	228
12.1.4	Grau de Evolução Composicional	230
12.1.5	Temperaturas do Magma.....	232
	12.1.5.1 <i>Temperatura de Saturação do Zircão</i>	232
	12.1.5.2 <i>Temperatura de Saturação da Apatita</i>	232
12.1.6.	Classificação Magmática e afinidades Tectono-Magmáticas a partir de Elementos Maiores.....	234
12.1.7	Ambiência Tectônica a partir de Elementos-Traço	237
12.2	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DA UNIDADE VULCANOCLÁSTICA.....	244
12.2.1	Elementos Maiores.....	244
12.2.2	Elementos-Traço	248
12.2.3	Elementos Terras Raras.....	250
12.2.4	Estudos de Proveniência Sedimentar Clástica.....	250
	12.2.4.1 <i>Proveniência clástica com base em critérios petrográficos</i>	251
	12.2.4.2 <i>Proveniência clástica com base em critérios geoquímicos</i>	253
13.	GEOQUÍMICA DOS DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS..	261
13.1	Nomenclatura e Classificação.....	261
13.2	Variações dos Elementos Maiores e Menores	263
13.3	Variações dos Elementos-Traço	266
13.4	Elementos Terras Raras (ETR).....	268
13.5	Classificação Quanto à Ambiente Tectônica	271
14.	GEOQUÍMICA DO MINÉRIO AURÍFERO	273
15.	DISCUSSÕES.....	277
15.1	Inserção no Arcabouço Geológico Regional da PAAF.....	277
15.2	Evolução do Sistema Hidrotermal e Mecanismos de Precipitação do Minério.....	285
	15.2.1 <i>Evolução do Sistema Hidrotermal</i>	285
	15.2.1 <i>Mecanismos de Precipitação do Minério</i>	291
15.3	Moelo Metalogenético.....	296
16.	DISCUSSÕES INTEGRADAS	301
16.1	Evolução Tectono-Geológica.....	301
16.2	Compilação do Quadro Metalogenético do Setor Leste da Província Aurífera de Alta Floresta	306
	16.2.1 <i>Sistema Mineralizante Pé Quente vs. Francisco</i>	306
	16.2.2 <i>Sistemas Hidrotermais Desenvolvidos em Períodos Distintos?</i>	307
	16.2.3 <i>Quadro Metalogenético Integrado do Setor Leste da PAAF</i>	308

17. CONCLUSÕES FINAIS.....	313
17.1 Depósito Pé Quente.....	314
17.2 Depósito do Francisco.....	315
17.3 Modelo Genético Regional.....	318
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	319
ANEXOS	329
ANEXO I.....	333
Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutono-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).	333
Resumo	333
Abstract.....	333
Introdução.....	335
Contexto Geológico do Setor Leste da PAAF (MT).....	336
Materiais e Métodos.....	339
Contexto Geológico Local	340
GEOLOGIA E PETROGRAFIA	340
Unidade Vulcanoclástica.....	340
<i>Arenito arcoseano</i>	340
<i>Grauvaca-feldspática vulcanoclástica</i>	341
<i>Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico</i>	341
<i>Conglomerado arenoso polimítico vulcanoclástico matriz suportada</i>	343
Suítes Plutônicas	343
<i>Suíte Granodiorítica</i>	343
<i>Suíte Granítica</i>	344
<i>Pórfiro União do Norte</i>	344
Diques de vulcânicas máficas a félsicas.....	346
Rochas sedimentares siliciclásticas.....	348
Litogeoquímica	349
GEOQUÍMICA DAS SUÍTES PLUTÔNICAS	349
<i>Varição dos Elementos Maiores e Menores</i>	349
<i>Varição dos Elementos-Traço</i>	350
<i>Classificações Tectono-Magmáticas</i>	352
<i>Ambiência Tectônica</i>	353
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS.....	354
GEOQUÍMICA DA UNIDADE VULCANOCLÁSTICA	357
Discussão.....	358
Conclusões	364
Referências.....	367

ANEXO II	373
Resumo	373
Abstract	373
Introdução	374
Contexto Geológico-Metalogenético do Setor Leste da PAAF (MT)	375
Contexto Geológico e Litogeoquímico do Depósito do Francisco	377
Unidade Vulcanoclástica	378
Pórfiro União do Norte	379
Materiais e Métodos	379
Litogeoquímica do Pórfiro União do Norte	380
Minério Aurífero Associado a Metais de Base na Região de União do Norte	383
Alteração hidrotermal.....	383
Alteração Potássica	383
Alteração Sericítica	383
Veios de ortoclásio + epídoto + clorita + clinozoisita	385
Silicificação	386
Alteração Propilítica.....	387
Vênulas Tardias de Hematita.....	388
Paragênese do minério do Depósito do Francisco	388
Minério Venular	388
Minério Disseminado	391
Discussões.....	393
Implicações Petrogenéticas e Metalogenéticas do Pórfiro União do Norte	393
Evolução do sistema hidrotermal.....	394
Mecanismos de precipitação do minério	395
Modelo genético e implicações prospectivas	396
Conclusões	399
Agradecimentos	400
Rerefências.....	401
ANEXO III	405
Tabela com os dados obtidos a partir dos estudos petrográficos (Contagem Modal).....	405
ANEXO IV	411
Dados litogeoquímicos das suítes plutônicas, vulcânicas e sedimentares individualizadas neste trabalho.	411

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1.1.** Mapa simplificado da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) com seus principais domínios geológicos e a localização de alguns depósitos auríferos. Modificado de [Paes de Barros 2007](#).....02
- Fig. 1.2.** Localização geográfica dos depósitos auríferos investigados nesse trabalho (Depósitos Pé Quente e Francisco) no município de Peixoto de Azevedo, porção centro-norte do Estado do Mato Grosso.....07
- Fig. 3.1.** Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico segundo [Tassinari & Macambira \(1999\)](#). Notar que a PAAF insere-se entre os limites geográficos das Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro Juruena.....16
- Fig. 3.2.** Mapa geológico do segmento leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Modificado de [Souza et al., 2005](#)), que inclui alguns depósitos auríferos da região, assim como os depósitos Pé Quente e Francisco que se encontram, respectivamente, nas fácies 4 e 3 da Suíte Intrusiva Matupá.....21

DEPÓSITO PÉ QUENTE

- Fig. 4.1.** Mapa geológico de semi-detulhe (1:25.000) do entorno do Depósito Pé Quente (Vilá Décima, MT). O Depósito Pé Quente, localizado no setor centro-norte da área, é hospedado pela suíte Pé Quente, de composição monzonítica a (quartzo-) monzodiorítica.....27
- Fig. 4.2.** Diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#) com a classificação modal das suítes plutônicas individualizadas nos arredores do Depósito Pé Quente. Notar que a composição das suítes plutônicas varia de tonalítica-sienogranítica a quartzo diorítica-monzonítica. A nomenclatura dos campos segue a numeração adotada pela IUGS.....29
- Fig. 4.3.** (A) Vista geral de uma das cavas de garimpo existentes no Depósito Pé Quente, onde são observados blocos de pequenas dimensões de rocha monzodiorítica que afloram em área de topografia arrasada; (B) Monzonito isotrópico, cinza-claro e de granulação média; (C) Monzonito mineralizado, de granulação média e com aglomerados disseminados de pirita. As porções mais escuras correspondem a cloritização pouco desenvolvida; (D) “Vugs” irregulares comumente encontrados no monzonito da Suíte Pé Quente.....31
- Fig. 4.4.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do monzonito da Suíte Pé Quente: (A) Textura automórfica a sutilmente hipidiomórfica, de granulação média e cristais com contatos planares; (B) Textura hipidiomórfica com cristais em contatos irregulares; (C) Fenocristal de ortoclásio pertítico em matriz hipidiomórfica e quartzo intersticial; (D) Microclínio ígneo de granulação média, comum no monzonito da suíte; (E) Quartzo intersticial e de granulação fina, frequente nas rochas desta suíte, além de muscovita hidrotermal.....32
- Fig. 4.5.** Aspectos macroscópicos do quartzo diorito-monzodiorito da Suíte Pé Quente: (A) Quartzo diorito médio de tonalidade esverdeada, resultado da alteração clorítica; (B) Quartzo diorito médio com clorita pervasiva responsável pelas pontuações esverdeadas da rocha. Notar a presença de pirita fina disseminada; (C) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) que exhibe a típica textura hipidiomórfica mosaicada dominada por plagioclásio.....33
- Fig. 4.6.** Características macroscópicas do Monzonito grosso: (A) Extensos blocos arredondados em área de topografia arrasada correspondem ao principal modo de ocorrência das rochas desta suíte; (B-C) Aspecto isotrópico, granulação grossa e forte tonalidade avermelhada com pontuações verde-escuras decorrentes da alteração propilítica; (D) Autólitos de granulação fina e heterogeneidade quanto à forma e tamanho.....35
- Fig. 4.7.** Características petrográficas (fotomicrografias polarizadores cruzados) do Monzonito grosso: (A) Textura inequigranular e hipidiomórfica representadas por feldspato alcalino e quartzo em contato serrilhado; (B) Cristal tabular e euédrico de plagioclásio com comum contato retilíneo com os minerais da matriz; (C) Plagioclásio de aspecto fraturado; (D) Kink bands das lamelas de geminação do plagioclásio; (E) Fenocristal de ortoclásio pertítico envolto por matriz fina-média decorrente de processos hidrotermais; (F) Fenocristais de plagioclásio tabular em matriz de granulação fina. Notar que os fenocristais (ortoclásio e plagioclásio) exibem contatos retilíneos, indicando terem se cristalizado precocemente no fundido magmático.....36

- Fig. 4.8.** Aspectos macroscópicos do Biotita monzogranito porfirítico: (A) Coloração rósea esbranquiçada, granulação fina a média e textura porfirítica representada por cristais de ortoclásio com até 5 cm de comprimento; (B) Rocha isotrópica de textura porfirítica, com fenocristais de ortoclásio dispersos na matriz e que perfazem cerca de 5% do volume da rocha; (C) Fenocristal de ortoclásio euédrico de aproximados 3,5 cm de comprimento; (D) Porções de tonalidade avermelhadas atribuídas ao metassomatismo potássico com ortoclásio ± microclínio.....38
- Fig. 4.9.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do Biotita monzogranito porfirítico: (A) Textura inequigranular hipidiomórfica com cristais que exibem contatos do tipo côncavo-convexo; (B) Grãos arredondados de quartzo com textura em sub-grãos; (C) Textura poiquilítica representada por inclusões de plagioclásio sub-euédrico a euédrico, de granulação fina a média, em cristal de ortoclásio grosso; (D) Fenocristal de ortoclásio em matriz hipidiomórfica de granulação média. Notar que o fenocristal apresenta contatos ligeiramente irregulares com a matriz.....39
- Fig. 4.10.** Fotomicrografias do Biotita monzogranito porfirítico: (A) Biotita fortemente cloritizada e com inclusões de prehnita; (B) Pequena inclusão de pirita anédrica em cristal de magnetita primária parcialmente convertida para hematita; (C) Titanita em paragênese com magnetita e biotita por vezes cloritizada. Os acessórios titanita e magnetita frequentemente ocorrem em paragênese nesta suíte. FOTOMICROGRAFIAS: A: polarizadores cruzados; B: luz refletida; C: luz natural.....40
- Fig. 4.11.** Aspectos macroscópicos do Biotita-hornblenda monzogranito: (A) Regiões de relevo positivo normalmente correspondem aos domínios desta suíte; (B) Blocos métricos ovalados correspondentes ao principal modo de ocorrência do biotita-hornblenda monzogranito; (C) Extenso lajedo em alto topográfico; (D) Enclave de biotita monzogranito porfirítico de granulação média, matriz inequigranular e textura porfirítica representada por cristais de feldspato alcalino com até 2 cm; (E) Enclave alongado e irregular de Monzonito grosso fino e de tonalidade arroxeada em biotita-hornblenda monzogranito.....43
- Fig. 4.12.** Aspectos macroscópicos e petrográficos do Biotita-hornblenda monzogranito: (A) Tonalidade rósea clara ligeiramente acinzentada, granulação grossa, padrão isotrópico e textura inequigranular, características típicas do biotita-hornblenda monzogranito; Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (B) Granulação grossa, textura inequigranular hipidiomórfica e ortoclásio com textura pertítica; (C) Textura hipidiomórfica com cristais com contatos irregulares, normalmente do tipo côncavo-convexo a serrilhado; (D) Ex-solução pertítica em fenocristal de ortoclásio. Notar que textura pertítica é conferida tanto por inclusões de plagioclásio sub-euédrico e de granulação fina quanto por “flames” de microclínio; (E) Textura anti-rapakivi na qual o microclínio envolve parcialmente cristal de plagioclásio; (F) Biotita grossa parcialmente cloritizada.....44
- Fig. 4.13.** (A-B) (A-B) Fotomicrografias ilustrando a paragênese entre biotita + hornblenda + magnetita + apatita, comum no biotita-hornblenda monzogranito; (C) Monzogranito pegmatítico com fenocristais euédricos de feldspato alcalino imersos em matriz grossa constituída por quartzo + plagioclásio, além de magnetita grossa e sub-euédrica que confere o forte magnetismo a esta fácies; (D) Veio quartzo-feldspático de textura pegmatítica e com fenocristais de K-feldspato nas bordas do veio; (E) Textura granofírica comum nas porções pegmatíticas da suíte.....45
- Fig. 4.14.** Modo de ocorrência e características macroscópicas das rochas da Suíte Tonalítica: (A) Pequenos blocos ovalados de tonalito em terreno de topografia arrasada; (B-C) Injeção de tonalito em biotita-hornblenda monzogranito; (D) Padrão leucocrático, coloração cinza-esbranquiçada, textura inequigranular e biotita como máfico principal. Notar a presença de faixa de coloração avermelhada produto de metassomatismo potássico com geração de ortoclásio; (E) Fenocristal de plagioclásio em tonalito com alteração potássica atribuída por feldspato alcalino que confere uma tonalidade avermelhada a essas rochas.....47
- Fig. 4.15.** Fotomicrografias do tonalito da Suíte Tonalítica: (A) Granulação média e textura inequigranular com cristais que exibem contatos geralmente do tipo côncavo-convexo; (B) Plagioclásio euédrico com zoneamento oscilatório típico do mineral nesta suíte; (C) Plagioclásio intensamente sericitizado em contato direto com plagioclásio límpido, que sugere duas gerações de plagioclásio, sendo que os menos alterados são de composição mais cálcica do que aqueles mais sericitizados; (D) Ortoclásio intersticial com típica geminação Carlsbad; (E) Cristais euédricos a sub-euédricos de biotita parda em paragênese com magnetita.....48

- Fig. 4.16.** Fotomicrografias das fases acessórias das rochas da Suíte Tonalítica: (A) Lamelas de prehnita em biotita parcialmente cloritizada; (B) Típica paragênese dos minerais acessórios: biotita + titanita + magnetita + apatita; (C) Cristais de hornblenda anédrica e de forte pleocroísmo verde oliva. FOTOMICROGRAFIAS: A: polarizadores cruzados; B-C: luz natural.....50
- Fig. 4.17.** Aspectos macroscópicos do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Afloramento de monzogranito porfirítico e rapakivi na forma de blocos métricos ovalados; (B) intensa coloração avermelhada, estrutura isotrópica e textura porfirítica representada por cristais centimétricos de feldspato alcalino e plagioclásio em quantidades equivalentes; (C) Sienogranito com textura porfirítica marcante, representada por cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e mais restritamente por quartzo; (D) Enclave de rocha de composição tonalítica e com biotita como máfico principal.....52
- Fig. 4.18.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Textura inequigranular hipidiomórfica com cristais na matriz em contatos planares a côncavo-convexos, enquanto que os fenocristais de ortoclásio e plagioclásio exibem contatos retilíneos; (B) Fenocristal de ortoclásio peritítico com textura rapakivi; (C) Textura granofírica e esferulítica em sienogranito porfirítico; (D) Textura micrográfica em monzogranito porfirítico.....53
- Fig. 4.19.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Fenocristal de quartzo arredondado com golfos de corrosão, inclusões de ortoclásio e halo granofírico; (B) Fenocristais geminados de plagioclásio parcialmente sericitizados; (C) Aglomerados de plagioclásio em rocha monzogranítica porfirítica; (D) Fenocristal de ortoclásio com contatos retilíneos com a matriz.....54
- Fig. 4.20.** Feições macroscópicas e microscópicas do Granito Indiferenciado: (A) Sienogranito levemente intemperizado, de coloração rósea clara e com caulinita intersticial; (B) Textura hipidiomórfica granular em mozaico, comum nas rochas desta suíte; (C) Quartzo sub-arredondado e de granulação média em rocha sienogranítica; (D) Cristais arredondados de microclínio em quartzo sienito; (E) Biotita parda, sub-euédrica e de granulação média. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados; E: luz natural.....55
- Fig. 4.21.** Modo de ocorrência dos diques de vulcânicas máficas: (A) Diques de pequena extensão, normalmente com alguns metros de espessura e poucas dezenas de comprimento; (B) Dique de diabásio que trunca fácies pegmatítica do biotita-hornblenda monzogranito.....56
- Fig. 4.22.** Aspectos macroscópicos e microscópicos do basalto em diques: (A) Típica textura porfirítica representada por plagioclásio disperso em matriz afanítica; (B) Aglomerados de pirita fina disseminada; (C) Matriz de granulação muito fina, isotrópica e porfirítica, representada por fenocristais milimétricos de labradorita e augita; (D) Fenocristal de labradorita em avançado estágio de sericitização; (E) Textura sub-ofítica representada por augita que engloba parcialmente cristais de labradorita de menor granulação. FOTOMICROGRAFIAS: C-E: polarizadores cruzados.....58
- Fig. 4.23.** Aspectos macroscópicos e petrográficos dos diques de diabásio: (A) Aspecto macroscópico que exhibe padrão isotrópico, tonalidade esverdeada e textura fanerítica muito fina a fina; (B) Padrão isotrópico, textura inequigranular hipidiomórfica com minerais que exibem contatos por calçamento denotados pelo plagioclásio ripiforme; (C) Textura sub-ofítica a ofítica representada, respectivamente, pela inclusão parcial e total do plagioclásio por augita; (D) Fases intergranulares anédricas e intensamente sericitizadas não distinguíveis, e as quais magnetita e pirita ocorrem associadas. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.....59
- Fig. 4.24.** Perfil da Bacia Sedimentar Terciária exibindo a hierarquização das rochas presentes na bacia.....60
- Fig. 5.1.** Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente.....64

- Fig. 5.2.** Modos de ocorrência da alteração sódica: (A) Tonalidade branca leitosa decorrente da presença de megacrístais de albita hidrotermal; (B) A albitização pode estar associada tanto ao minério disseminado quanto ao fissural (setas); (C) Zona mineralizada com sulfetos dominados por pirita são cogenéticos a albitização. As porções mais alaranjadas representam a oxidação da pirita com a formação de óxidos-hidróxidos de Fe (e.g. lominita); (D) Megacrístal de albita hidrotermal com textura tabuleiro de xadrez; (E-F) Substituição do plagioclásio primário por albita hidrotermal. A albitização afeta não apenas o feldspato alcalino primário, mas também o plagioclásio. FOTOMICROGRAFIAS: D-E: polarizadores cruzados.....67
- Fig. 5.3.** (A) Alteração potássica pervasiva com ortoclásio + microclínio ± hematita ± quartzo em biotita monzogranito porfirítico; (B) Veio descontínuo de ortoclásio em monzodiorito hospedeiro do minério Pé Quente. As porções mais enegrecidas correspondem a biotita hidrotermal pervasiva; (C) Vênula irregular de ortoclásio ± hematita em monzodiorito da Suíte Pé Quente. A exemplo do caso anterior, biotita hidrotermal pervasiva também é observada; (D) Megacrístais de ortoclásio associado às porções mineralizadas, contudo, posteriores à alteração sódica, em monzonito da Suíte Pé Quente; (E) Alteração potássica com geração de microclínio interdigitado ao quartzo hidrotermal; (F) Plagioclásio ígneo obliterado por microclínio hidrotermal em monzonito da Suíte Pé Quente; (G) É frequente nas suítes distais ao minério a alteração potássica ser representada por “flammas” ao longo de cristais de feldspato alcalino, a exemplo daqueles observados no biotita-hornblenda monzogranito; (H) Plagioclásio ígneo obliterado por microclínio hidrotermal em monzonito da Suíte Pé Quente. FOTOMICROGRAFIAS: E-H: polarizadores cruzados.....68
- Fig. 5.4.** (A) Monzonito da Suíte Pé Quente intensamente afetado pela alteração sericítica, a qual lhe confere um aspecto sedoso; (B) Sericitização pervasiva com sericita ± muscovita em hospedeira do minério; (C) Intensa sericitização pervasiva que substituiu o ortoclásio hidrotermal; (D) Plagioclásio ígneo da Suíte Pé Quente substituído por sericita; (E) Traqui-basalto com plagioclásio moderada a intensamente sericitizado. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.....69
- Fig. 5.5.** Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (A) Carbonatação com cristais de calcita anédrica e de granulação fina em monzodiorito; (B) Calcita que oblitera a matriz da rocha, especialmente os seus interstícios. Notar que pequenas vênulas tardias de muscovita (setas) podem afetar parcialmente a carbonatação; (C) Carbonatação representada por calcita muito fina que substituiu o plagioclásio ígneo ao longo da geminação polissintética; (D) Albita hidrotermal substituída por calcita fina em hospedeira de composição monzodiorítica.....71
- Fig. 5.6.** Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (A) Muscovita fibro-radial que se sobrepõe a alteração sericítica e substitui quartzo primário de monzonito da Suíte Pé Quente; (B) Muscovita grossa intersticial e fibro-radial em hospedeira de composição monzonítica; (C) Muscovita grossa sub-euédrica substituindo albita hidrotermal e a matriz ígnea do monzonito da Suíte Pé Quente; (D) Ilhas de muscovita grossa (“muscovite island texture”) em microclínio hidrotermal; (E) Substituição do microclínio hidrotermal por muscovita fibro-radial; (E) Substituição da calcita hidrotermal por muscovita grossa; (F-G) Alteração do plagioclásio primário por muscovita fina a grossa, tanto pelas laterais quanto ao longo da geminação polissintética.....72
- Fig. 5.7.** Fotomicrografias com os polarizadores cruzados e que exibem: (A) Vênulas tardias de muscovita ± sericita que obliteram cristal de albita hidrotermal em monzodiorito; (B) Vênula irregular de muscovita grossa em hospedeira de composição monzonítica; (C) Vênulas irregulares de muscovita fina a média que truncam setor albitizado do monzonito; (D) Vênulas irregulares de muscovita grossa fibro-radial em monzodiorito. Notar que esse padrão venular se sobrepõe à alteração potássica.....73
- Fig. 5.8.** (A) Silicificação fissural em hospedeira de composição monzonítica, em que a ramificação dos veios teria favorecido a evolução para um estilo pervasivo; (B) Silicificação pervasiva que se sobrepôs a alteração sericítica anterior, em hospedeira do minério do Pé Quente; (C) Bolsões de quartzo policristalino em biotita-hornblenda monzogranito; (D) Silicificação pervasiva que teria destruído cristal de albita hidrotermal; (E) Vênulas tardias de quartzo fino em Monzonito grosso; (F) Veio de quartzo + pirita em monzonito grosso próximo a Suíte Pé Quente. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados; F: luz refletida.....74

- Fig. 5.9.** (A) Brecha hidrotermal com fragmentos do Granito Indiferenciado. A brecha apresenta matriz constituída eminentemente por quartzo + clorita ± sericita; (B) Cavidade drusiforme com cristais centimétricos de quartzo; (C) Veio com textura do tipo pente. FOTOGRAFIAS: A: proximidades do Depósito Pé Quente; B-C: prospectos da área do Depósito Pé Quente.....76
- Fig. 5.10.** Fotomicrografias com os polarizadores cruzados e que ilustram: (A) Bolsões de quartzo + albita associados aos estágios mais tardios do sistema hidrotermal da zona mineralizada; (B) Bolsões de quartzo + albita, com albita exibindo heterogeneidade de formas e tamanhos; (C) Rutilo acicular incluso em quartzo intersticial; (D) Rutilo incluso em quartzo intersticial. A alteração com quartzo + albita venular está restrita à hospedeira do minério, em especial no monzonito, no qual a albitização é mais intensa.....77
- Fig. 5.11.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) que ilustram os modos de ocorrência da alteração propilitica: (A) Chamosita, epidoto e apatita que substituem feldspato alcalino hidrotermal em Monzonito grosso; (B) Substituição total de feldspato alcalino ígneo por chamosita em Monzonito grosso; (C) Chamosita e clinocloro associadas à substituição da albita hidrotermal, novamente em Monzonito grosso; (D) Chamosita e clinocloro com rutilo associado, em bolsão propilitico; (E) Substituição das inclusões de plagioclásio no ortoclásio por clinozoisita, em que o feldspato alcalino hospedeiro permanece inalterado; (F) Consumo de albita hidrotermal e de plagioclásio ígneo por clorita + epidoto; (G) Avançada propilitização de plagioclásio primário em Monzonito grosso; (H) Megacristais de albita hidrotermal, em Monzonito grosso, substituídos por epidoto + clinozoisita ± clorita.....82
- Fig. 5.12.** Epidotização desenvolvida na forma de bolsões sub-arredondados: (A) A propilitização em estilo pervasivo pode ocorrer como pequenos bolsões irregulares a sub-arredondados, sendo que os principais exemplos são encontrados no Monzonito grosso, (B-C) Bolsões de epidoto+clinozoisita que alteram plagioclásio primário; (D-F) Bolsões de epidoto+clinozoisita+clorita, em monzonito grosso; (G) Megacristal euédrico de clinozoisita que alterou o plagioclásio primário em Monzonito grosso. Observar que nas figuras (B-G) o epidoto+clinozoisita exibem granulação grossa e formato sub-euédrico a euédrico. Tais feições são comuns a este estilo da alteração propilitica. FOTOMICROGRAFIAS: B,D: luz natural; C,E-G: polarizadores cruzados.....83
- Fig. 5.13.** (A-B) Biotita ígnea cloritizada é frequente nas unidades do entorno do Depósito Pé Quente, especialmente no biotita-hornblenda monzogranito e biotita monzogranito porfírico; (C) Vênulas tardias de clorita+epidoto em Monzonito grosso. Esse tipo de alteração pode ocorrer tanto nas porções distais do minério, onde é mais comum, quanto nas suas porções proximais, contudo, externas ao minério principal; (D) Vênula de clorita + quartzo em Granito Indiferenciado; (E) Propilitização representada por clorita anômala, calcita e apatita em sienomonzogranito porfírico e rapakivi. Nestas unidades, a alteração é normalmente de cunho intersticial; (F) Paragênese clorita + epidoto + calcita + rutilo, em monzonito grosso. A calcita associada a esta paragênese normalmente mostra-se maclada; (G) Biotita cloritizada + magnetita hidrotermal + titanita em biotita-hornblenda monzogranito; (H) Clorita + sericita de textura esferulítica em Granito Indiferenciado; (G) Propilitização intersticial que se sobrepõe a albita hidrotermal em Monzonito grosso. FOTOMICROGRAFIAS: D,E;G-H: luz natural; A-B,F: polarizadores cruzados.....84
- Fig. 5.14.** (A) Vênulas irregulares e bolsões, ambos preenchidos por epidoto + clinozoisita + clorita. À essas estruturas observam-se extensos halos de ortoclásio hidrotermal (Suíte Tonalítica); (C-D) Fotomicrografias em luz natural de halos de ortoclásio em bolsões com clorita ± rutilo comumente associados às porções intermediárias do minério Pé Quente (Monzonito grosso).....85
- Fig. 6.1.** (A) Cava de minério de um dos prospectos da área do Depósito Pé Quente; (B) Monzonito da Suíte Pé Quente com forte alteração sódica pervasiva responsável por sua tonalidade branco-leitosa; O minério é dominado por pirita grossa e ocorre tanto disseminado em zonas de alteração sódica pervasiva quanto (C) confinado a veios de quartzo + albita.....88
- Fig. 6.2.** ((A-B) Megacristais de pirita com inúmeras inclusões de quartzo, plagioclásio e ouro; (C) Barita em fratura que trunca megacristal de pirita, além de hematita especular que ocorre como inclusões na pirita; (D) Barita como borda de megacristal de pirita; (E) Barita venular e na borda da pirita que ocorre em zona de alteração sódica com eventual associada; (F) Rutilo incluso em pirita e em paragênese com barita e Au, o qual ocorre tanto como inclusões quanto nas bordas e fraturas da pirita; (G) Rutilo com halo de barita; (H-I) Inclusões anédricas de galena e fases ricas em Te+Bi, além de hematita especular. FOTOMICROGRAFIAS: A-B,F: luz refletida; C-E,G-I: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV).....90

- Fig. 6.3.** Espectros de fases minerais encontradas nas zonas mineralizadas do Depósito Pé Quente: (A) Barita; (B) Galena; (C) Wulfenita; (D) Monazita; (E) Au com concentração em Ag de 14,22%; (F) Au com concentração em Ag na ordem de 46,3%.....91
- Fig. 6.4.** (A) Inclusões anédricas de Au que exibem heterogeneidade no tamanho e forma; (B) Cristal de Au de granulação grossa em megacristal de pirita; (C) Au externo ao cristal de pirita, e em paragênese com barita + rutilo; (D) Au ao longo de pequenas fraturas inter-granulares da pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-B: luz refletida; C-D: imagem de elétrons retro-espalhados.....92
- Fig. 6.5.** (A) Pirita em vênula de quartzo + albita intensamente sericitizada; (B) Pirita euédrica, de granulação média e levemente limonitizada; (C) Pirita de granulação grossa convertida para limonita ao longo dos planos de clivagem; (D) Hematita e barita em paragênese, (E) Barita preenchendo fraturas em cristal de pirita. Observar a presença de inclusão anédrica de galena; (F) Barita nas bordas de cristal de pirita, assim como (G) ao longo de vênulas contínuas. FOTOMICROGRAFIAS: A,D: polarizadores cruzados; B-C;E-G: luz refletida.....94
- Fig. 6.6.** Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV): (A) Cristais de monazita inclusos em feldspato alcalino hidrotermal. Monazita frequentemente ocorre em paragênese com rutilo; (B) A wulfenita, embora menos comum do que no minério disseminado, pode estar confinada a pequenas fraturas na pirita, ou como cristais disseminados, entretanto, geralmente próximos a pirita; (C) Galena inclusa em pirita; (D) Tivanita associada ao rutilo e monazita; (E) Au + barita + plagioclásio que preenchem fratura na pirita. Observa-se também que o Au também pode ocorrer como diminutas inclusões na pirita.....95
- Fig. 7.1.** Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores e menores das amostras provenientes das suítes graníticas cartografadas nos arredores do Depósito Pé Quente. (*) Amostras menos alteradas; (**) Amostras hidrotermalizadas.....102
- Fig. 7.2.** Diagramas de Harker com a variação dos elementos-traço das amostras provenientes das suítes graníticas cartografadas nos arredores do Depósito Pé Quente. (*) Amostras menos alteradas; (**) Amostras hidrotermalizadas.....107
- Fig. 7.3.** Diagramas multielementares (spidergrams) normalizados em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente.....110
- Fig. 7.4.** Diagramas multielementares (spidergrams) normalizados em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente.....111
- Fig. 7.5.** Distribuição dos elementos terras raras das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente. A normalização foi feita em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995).....112
- Fig. 7.6.** Diagramas de discriminação granítica propostos por Whalen *et al.*, (1987). Observar que a totalidade das amostras das suítes plutônicas dos arredores do Depósito Pé Quente incide no campo destinado aos granitóides do tipo I e S.....114
- Fig. 7.7.** Classificação quanto ao grau de evolução magmática com base nos diagramas (A) K/Rb vs. SiO₂ proposto por Blevin (2004) e (B) Rb/Sr vs. SiO₂. Observar que as rochas graníticas estudadas incidem eminentemente no campo dos granitóides moderadamente evoluídos a não evoluídos. CAMPOS: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído.....115
- Fig. 7.8.** Diagramas de classificação tectôno-magmático com base em elementos maiores para as suítes plutônicas da área do Pé Quente: (A) Diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcalinas; (B) Diagrama sílica vs. índice cálcio alcalino segundo Brown (1982); (C) Diagrama de Wright (1969). Para rochas com mais de 50% de sílica e relação $1 < K_2O/Na_2O < 2,5$, se utiliza o valor $2 * Na_2O$ ao invés da soma dos álcalis. Exceto uma amostra do Monzogranito grosso (RA-16) e cinco da Suíte Pé Quente (RA.09.C1, RA.40, RA.40.B, RA.40.C e RA.41.A), todas as demais apresentam $K_2O/Na_2O > 1$; (D) Sílica vs. índice de saturação em alumina (ASI).....121
- Fig. 7.9.** Definição das afinidades geoquímicas das suítes plutônicas litodêmicas da área do Depósito Pé Quente com base em elementos maiores. SIMBOLOGIA: (*) amostras pouco hidrotermalizadas; (**) amostras hidrotermalizadas.....122

- Fig. 7.10.** Diagramas de discriminação tectônica de [Gorton & Schandl \(2000\)](#) e [Schandl & Gorton \(2002\)](#) para o conjunto de amostras da área do Depósito Pé Quente. **ABREVIACÕES:** MCA: Margens Continentais Ativas; (*) Amostras menos hidrotermalizadas; (**) Amostras hidrotermalizadas.....124
- Fig. 7.11.** Diagramas de ambiência tectônica propostos por (A-B) [Harris et al., \(1986\)](#); e (C-F) [Pearce et al., \(1984\)](#).....125
- Fig. 8.1.** Seção estratigráfica esquemática para as unidades geológicas cartografadas no entorno do Depósito Pé Quente.....128
- Fig. 8.2.** Diagramas de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes nas associações hidrotermais do Depósito Pé Quente. Pela ordem dos diagramas observam-se os possíveis caminhos da alteração hidrotermal no referido depósito. (A) A alteração sódica é favorecida pela alta razão aNa^+/aK^+ em elevada temperatura; (B) O rebaixamento da temperatura do sistema favoreceu a estabilidade do feldspato alcalino em detrimento da albita; (C) A redução nas razões aK^+/aH^+ e aNa^+/aH^+ causa diminuição do pH do fluido e conseqüente geração de sericita. Diagramas empíricos extraídos de [Burnham & Ohmoto \(1980\)](#); [Beane & Tittley \(1981\)](#)..... 133
- Fig. 8.3.** Diagrama de fase para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ (para $P_{H_2O} = 1$ kbar), do $\log(m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente (seta em azul). O caminho ($\bullet \rightarrow$) reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(KCl+K^+)/(HCl+H^+)$. Diagrama extraído de [Seedorff et al., \(2005\)](#).....135
- Fig. 8.4.** Diagrama de dissociação de alguns ácidos e bases inorgânicos, com destaque para a dissociação do ácido carbônico (H_2CO_3). A seta indica que a dissociação do H_2CO_3 é seguida por gradativo aumento do pH da solução. Diagrama extraído de [Barnes \(1997\)](#).....136
- Fig. 8.5.** Esquema simplificado do Depósito Pé Quente, com: (i) a sobreposição dos principais tipos da alteração hidrotermal; (ii) o deslocamento da câmara magmática para níveis crustais mais rasos; e (iii) zoneamento das texturas que denotam percolação de fluidos em nível crustal raso.....139
- Fig. 8.6.** (A) Diagrama de estabilidade de alguns sulfetos de Cu-Fe encontrados em depósitos de Cu do tipo pórfiro ([Crerar & Barnes, 1976](#); [Barnes, 1979](#)); (B) Diagrama da solubilidade do Au em função da f_{O_2} e do pH, para diversas fases minerais (adaptado de [Hodgson, 1993](#)). Os campos demarcados nas figuras (círculos vermelhos) correspondem às áreas de estabilidade propostas para o minério do Depósito Pé Quente.....141
- Fig. 8.7.** Diagrama de solubilidade da barita em temperatura em função pressão proposto por [Blount \(1997\)](#). A seta indica que a precipitação cogenética de barita e sulfetos ocorre mediante incremento da temperatura e queda da pressão, o que promove a condição de saturação em fluidos do sistema (curva de pressão de H_2O).....142

DEPÓSITO DO FRANCISCO

- Fig. 9.1.** Mapa geológico da região de União do Norte, cidade de Peixoto de Azevedo, (MT). Está plotado no mapa a localização de alguns depósitos auríferos locais (*e.g.* depósitos do Bigode, Peteca e FRANCISCO), assim como a individualização da área de estudo deste trabalho. Modificado de Assis, 2008.....150
- Fig. 9.2.** geológico de semi-detalhe (1:25.000) do entorno do Depósito do Francisco (Vila União do Norte, distrito de Peixoto de Azevedo, MT), com a individualização das quatro unidades litodêmicas em suas respectivas unidades regionais.....151
- Fig. 9.3.** Classificação modal das rochas da Unidade Vulcanoclástica com base nos diagramas ternários propostos por Pettijohn (1987). Notar a variação faciológica da unidade desde arenito arcoseano até grauavaca-feldspática.....154
- Fig. 9.4.** Características macroscópicas do arenito arcoseano: (A) S_0 sub-verticalizado sugerindo que a Unidade Vulcanoclástica tenha sido submetida a esforços tectônicos; (B) Arenito arcoseano fino, de coloração creme, brilho sedoso, maciço e truncado por vênulas sub-milimétricas de quartzo. Essas venulações são mais comuns nas proximidades do contato com o Pórfiro União do Norte; Características macroscópicas da grauavaca-feldspática vulcanoclástica: (C) Rocha de granulação fina, coloração cinza e com estratificação plano-paralela realçada pela elevada concentração de óxidos de ferro (*e.g.* magnetita e hematita); (D) Estratificações cruzadas de pequeno porte; (E) Estrutura maciça e tonalidade marrom-avermelhada.....157
- Fig. 9.5.** (A) Laminação plano-paralela conferida por cristais de granulometria muito fina e elevada concentração de óxidos de Fe que se intercalam as laminações de granulometria fina; (B) Fragmentos de cristais angulosos a sub-arredondados de baixa a moderada esfericidade. A elevada concentração de matriz e plagioclásio confere imaturidade química para essa unidade; (C) Elevada concentração de matriz. A presença de grãos de apatita na matriz da rocha indica proveniência plutônica/granítica; (D) Grãos de quartzo angulosos a sub-angulosos e de granulometria fina; (E) Cristal de microclínio com textura peritítica que indica proveniência plutônica/granítica. FOTOMICROGRAFIAS: A,D: luz natural; B-C, E: polarizadores cruzados.....158
- Fig. 9.6.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos fragmentos líticos encontrados na grauavaca-feldspática vulcanoclástica: (A) Fragmento anguloso de vulcânica máfica fina de textura sub-ofítica, em que os cristais ripiformes de plagioclásio muito fino ocorrem imersos em uma matriz de quartzo fino; (B) Fragmento de vulcânica muito fina, possivelmente de composição máfica; (C) Fragmento andesítico com fenocristais de quartzo e plagioclásio em matriz sub-ofítica muito fina; (D) Fragmento anguloso de rocha granítica com cristais de feldspato alcalino e plagioclásio, em que o primeiro exibe textura de exsolução peritítica.....159
- Fig. 9.7.** Características macroscópicas e petrográficas do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico: (A) Laminação plano-paralela realçada pela iso-orientação dos grãos de quartzo; (B) Lâminas de magnetita + hematita de até 2,5 cm de espessura; (C) Granulometria fina a média, estrutura laminada e cristais angulosos a sub-arredondados; (D) Laminação conferida predominantemente pela iso-orientação dos cristais de quartzo. FOTOMICROGRAFIAS: C: luz natural; D: polarizadores cruzados.....161
- Fig. 9.8.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico: Fragmentos de: (A) Quartzo sub-arredondados a sub-angular em estratificação plano-paralela; e de (B) Plagioclásio sub-euédrico, com geminação polissintética característica. A grande quantidade de feldspato (plagioclásio + feldspato alcalino) é diagnóstica de imaturidade química, enquanto que a heterogeneidade nas formas, com predomínio das sub-angulares a sub-arredondadas indica imaturidade textural; (C) Cimento silicoso que envolve cristal de plagioclásio; (D) Fragmento de vulcânica máfica fina com textura andesítica-traquítica, representada por plagioclásio ripiforme; (E) Fragmento sub-arredondado de rocha granítica.....162
- Fig. 9.9.** Classificação modal das fácies conglomeráticas da Unidade Vulcanoclástica, com predominância de conglomerados arenosos matriz suportada.....163
- Fig. 9.10.** Características macroscópicas do conglomerado polimítico arenoso matriz suportada: (A) Clastos centimétricos sub-arredondados a sub-angulares; (B) Furo de sondagem do Depósito do Francisco em que é possível observar que os clastos são mais angulosos e esféricos do que aqueles do caso anterior; (C) Clastos angulosos a sub-angulosos de até 6 cm de comprimento.....164

- Fig. 9.11.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) da fácies conglomerática da Unidade Vulcanoclástica: (A) Clasto de vulcânica de composição dacítica-andesítica (canto direito) e de sub-vulcânica porfírica intermediária (canto esquerdo); (B) Clastos de vulcânicas imersos em matriz clástica dominada por fragmentos de quartzo; (C) Clasto de vulcânica de composição máfica a intermediária; (D) Fragmento granítico entre fragmentos de vulcânicos de possível composição intermediária.....165
- Fig. 9.12.** Diagrama QAP (Streckeisen, 1979) com a variação na classificação modal e os campos de composição das unidades plutônicas individualizadas no entorno do Depósito do Francisco. REFERÊNCIAS: (1) este trabalho; (2) Assis (2008); (3) Assis *et al.*, (submetido). A nomenclatura dos campos segue a numeração adotada pela IUGS.....166
- Fig. 9.13.** Feições macroscópicas do granodiorito da Suíte Granodiorítica: (A) Áreas de topografia arrasada normalmente representam aquelas de ocorrência da suíte; (B) Blocos sub-arredondados e ovalados de pequenas dimensões; (C) Enclave máfico sub-arredondado rico em biotita (seta) e imerso em matriz média de textura inequigranular; (D) As porções mais avermelhadas, dispostas em faixas contínuas, são atribuídas a metassomatismo potássico com geração de ortoclásio perítico.....167
- Fig. 9.14.** Aspectos macroscópicos e petrográficos do granodiorito: (A) Padrão isotrópico, tonalidade acinzentada com pontuações enegrecidas e textura inequigranular com hornblenda (seta) como fenocristais milimétricos; (B) Rocha inequigranular, granulação média e com máficos representados por biotita e hornblenda; (C) Textura automórfica a hipidiomórfica com minerais que exibem contatos por calçamento; (D) Quartzo intersticial e de granulação fina a média; (E) Plagioclásio com zoneamento oscilatório e típico padrão de alteração, com núcleo e bordas mais internas intensamente sericitizados. FOTOMICROGRAFIAS: C-E: polarizadores cruzados.....169
- Fig. 9.15.** O microclínio (Fig. A) é normalmente intersticial, enquanto que o ortoclásio (Fig. B) pode ocorrer tanto intersticial quanto como cristais dispersos na matriz; (C) Apatita em paragênese com magnetita, que normalmente é sub-euédrica e de granulação fina a média; (D) Biotita com inclusões de prehnita hidrotermal; (E) As pontuações enegrecidas da rocha (Figs. 5.13C-D) são frequentemente de atribuídas à biotita, hornblenda, magnetita e titanita que ocorrem em paragênese. Observa-se também a alteração dos minerais ígneos, a exemplo da sericitização do plagioclásio e da cloritização da hornblenda. FOTOMICROGRAFIAS: A-B, D-E: polarizadores cruzados; C: luz natural.....170
- Fig. 9.16.** Características macroscópicas e petrográficas do biotita-hornblenda tonalito: (A) Rocha isotrópica, de granulação média, coloração esverdeada e textura inequigranular. A presença de plagioclásio verde e de anfibólio conferem a rocha uma tonalidade levemente esverdeada. A textura porfírica é conferida predominantemente por hornblenda (setas); (B) Textura inequigranular, automórfica a ligeiramente hipidiomórfica com cristais que exibem contatos planares, muitas vezes por calçamento. Notar que o quartzo é essencialmente intersticial e o plagioclásio apresenta bordas e/ou núcleos sericitizados; (C) Fenocristais eudrais a sub-euédricos de plagioclásio em matriz de granulação média constituída essencialmente por plagioclásio ripiforme e quartzo intersticial; (D) Hornblenda sub-euédrica e de granulação média a grossa. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.....172
- Fig. 9.17.** Relações de contato do Pórfiro União do Norte com as demais unidades: (A) A sua típica feição em relevo positivo é representada por um conjunto de serras alinhadas na direção NE-SW; (B) Contato brusco do Pórfiro União do Norte com rochas da Unidade Vulcanoclástica; Veios e sistema de veios são típicos nas regiões de contato do quartzo-feldspático pórfiro com a (C) Sequênia Vulcanoclástica e com a (D) Suíte Granodiorítica.....175
- Fig. 9.18.** Feições macro e microscópicas do Pórfiro União do Norte: (A) Padrão isotrópico, tonalidade avermelhada e textura porfírica; (B) Textura porfírica representada por cristas de feldspato e quartzo arredondado a bi-terminado de alta temperatura; (C) Fotomicrografia em luz natural que exhibe as representativas texturas micrográfica e porfírica do Pórfiro União do Norte.....176
- Fig. 9.19.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) das texturas do Pórfiro União do Norte: (A) Fenocristais de quartzo em matriz inequigranular de granulação fina a média e com textura micrográfica bem desenvolvida; (B) Textura micrográfica derivada do intercrescimento regular de quartzo e feldspato alcalino; (C) Intercrescimento regular de quartzo e feldspato alcalino (textura micrográfica) com casos que exibem formato em pena; (D) Quartzo com formas bem definidas em textura micrográfica.....177

- Fig. 9.20.** Fotomicrografias (polarizadores cruzados) das texturas observadas no Pórfiro União do Norte: (A) Textura porfírica representada por cristais de ortoclásio com característica geminação Carlsbad; (B) Textura microgranular dominada por cristais de quartzo; (C) Textura granofrica com intercrescimento entre quartzo e ortoclásio; (D) Textura esferulítica.....178
- Fig. 9.21.** Fotomicrografias do Pórfiro União do Norte: (A) Fenocristais de ortoclásio com geminação Carlsbad característica; (B) Fenocristais arredondados de quartzo com golfo de corrosão e pequenas inclusões de ortoclásio; (C) Plagioclásio com geminação do tipo Albita descontínua, comum na unidade sub-vulcânica; (D) Fluorita primária, anédrica e de granulação média; (E) Cristais de pirita com inclusões de calcopirita. FOTOMICROGRAFIAS: A,C: polarizadores cruzados; B,D: luz natural; E: luz refletida.....179
- Fig. 9.22.** Modos de ocorrência e relações de contato dos diques de vulcânicas máficas a félsicas: (A) Diques dacíticos com poucos metros de largura e algumas dezenas de comprimento; (B) Diques andesíticos intrusivos na Suíte Granodiorítica.....180
- Fig. 9.23.** Diagrama de álcalis total vs. sílica (TAS, *Cox et al., 1979; Le Bas et al., 1986*), com as amostras dos diques de vulcânicas máficas a félsicas da área do Depósito do Francisco.....181
- Fig. 10.1.** Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito do Francisco.....184
- Fig. 10.2.** Modos de manifestação da alteração potássica no Pórfiro União do Norte: (A) Forte tonalidade vermelho tijolo decorrente da geração de ortoclásio ± hematita hidrotermais; (B-C) Plagioclásio primário consumido a partir das bordas por ortoclásio ± hematita; (D-E) Textura gráfica substituída por ortoclásio ± hematita hidrotermal, esta última observada pelo aspecto turvo do feldspato alcalino; (F) Substituição do plagioclásio primário por quartzo + ortoclásio ± hematita hidrotermais; (G) Substituição do plagioclásio primário por ortoclásio hidrotermal. FOTOMICROGRAFIAS: B-G: polarizadores cruzados.....185
- Fig. 10.3.** (A) O principal setor mineralizado no Depósito do Francisco corresponde a veios de minério maciço envelopados por um halo de intensa alteração sericítica com pirita e sulfetos de metais de base disseminados; Fotomicrografias da área mineralizada que mostram: (B) O envelope sericítico representado predominantemente por sericita + quartzo com pirita como sulfeto dominante; (C) Adicionalmente, vênulas tardias de quartzo + pirita podem estar relacionadas aos setores de intensa alteração sericítica. FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.....187
- Fig. 10.4.** (A) Apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada e nas proximidades da zona mineralizada do Depósito do Francisco; (B) Alteração sericítica da matriz microgranular e dos fenocristais (plagioclásio?) da apófise do Pórfiro União do Norte; (C) Pórfiro União do Norte com matriz microgranular intensamente sericitizada; (D) Fenocristal de feldspato substituído por sericita + muscovita; (E) A alteração sericítica mais regional é representada pela substituição do plagioclásio ígneo por sericita. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.....188
- Fig. 10.5.** (A) Granodiorito com vênulas de epídoto + clorita com extenso halo de ortoclásio hidrotermal; (B) Halo de ortoclásio ao redor de bolsões com epídoto + clorita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica; (C) Granodiorito com bolsões de epídoto ± clorita e fraco halo de ortoclásio hidrotermal; (D) Extensos halos de ortoclásio ± hematita ao longo de vênulas de epídoto + clorita ± quartzo em granodiorito; (E) Dacito com extensos halos de ortoclásio em vênulas descontínuas de epídoto ± clorita.....189
- Fig. 10.6.** Difractograma de amostra da zona de alteração argílica do Depósito do Francisco, com a individualização dos picos da caulita e hematita. Acredita-se que o quartzo caracterizado na amostra seja proveniente da matriz da rocha e não da alteração hidrotermal.....190
- Fig. 10.7.** Aspectos macroscópicos da alteração argílica: (A-B) Zonas com forte alteração argílica posteriormente truncadas por veios de quartzo.....191
- Fig. 10.8.** A presença do Pórfiro União do Norte confere em suas encaixantes um estilo hidrotermal frequentemente representado por intensa venulação quartzosa: (A-B) Conforme se aproxima do contato com a sub-vulcânica as venulações tornam-se cada vez mais intensas e evoluem para um estilo pervasivo que oblitera quase que por completo a estrutura primária da hospedeira; (C-D) Intensa venulação de quartzo com geração de brechas hidrotermais. As fotografias correspondem às proximidades do contato do Pórfiro União do Norte com a: (A-B) Unidade Vulcanoclástica; (C-D) Suíte Granodiorítica.....192

- Fig. 10.9.** Estruturas de saturação de fase fluida que indicam percolação de soluções em nível crustal raso: (A-B) Brechas hidráulicas cimentadas por quartzo leitoso em rochas da Unidade Vulcanoclástica, (C-D) Bolsões quartzo com textura em pente (comb-texture) em rochas da Unidade Vulcanoclástica; (E) Granodiorito com veio de quartzo de textura do tipo pente. Todas essas estruturas foram observadas nas proximidades do Pórfiro União do Norte.....193
- Fig. 10.10.** Conduto sub-vulcânico intensamente silicificado e sulfetado do Pórfiro União do Norte.....194
- Fig. 10.11.** (A) Extensa faixa de sílica estratificada, possivelmente sílica cap, nas proximidades do Depósito do Francisco; (B) Detalhe das camadas de sílica cap em que são observados estratos bem formados e horizontalizados de sílica; (C) Eventualmente, esses estratos podem ter sido afetados por deformação, com geração de dobras fechadas em estilo chevron.....195
- Fig. 10.12.** Difratograma com a composição mineral da sílica estratificada (sílica cap), a qual é dominada por quartzo com alunite e illita subordinadas.....196
- Fig. 10.13.** Embora pouco desenvolvida no Pórfiro União do Norte, a alteração propilítica pode ser representada por: (A) Calcita intersticial e clorita anômala, (B-C) Clorita magnésiana intersticial; (D-E) Substituição de ortoclásio hidrotermal por clorita; (F-G) Calcita intersticial de granulação média; (H) Espessas vênulas irregulares de epidoto + clorita ± calcita em rocha granodiorítica. FOTOMICROGRAFIAS: A, C, E-G: polarizadores cruzados; B, D: luz natural.....198
- Fig. 10.14.** A alteração propilítica na Unidade Vulcanoclástica é normalmente pouco desenvolvida, variando desde uma (A) Alteração pervasiva pouco expressiva que se sobrepõe à alteração potássica e que afeta o cimento e matriz da rocha; (B) Pequenos bolsões preenchidos por epidoto + clorita ± calcita que eventualmente apresentam halos de ortoclásio; (C) Vênulas com epidoto + clorita que truncam veios de quartzo formados no decorrer da silicificação; ou então, (D) Estilo fissural, posterior a silicificação, e ao longo de pequenas fraturas irregulares preenchidas por clorita + epidoto + clinozoisita + apatita que tendem a evoluir para um estilo pervasivo.....199
- Fig. 10.15.** (A) Vênulas tardias de hematita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica com alteração potássica que lhe confere forte tonalidade avermelhada; (B) Bolsão de hematita fina em arenito arcoseano lítico vulcanoclástico; (C) Veio de hematita ± magnetita em que as porções esbranquiçadas correspondem a quartzo, sericita e caulinita.....200
- Fig. 11.1.** (A) Vista geral do shaft do Depósito do Francisco; (B) Amostra de galena maciça proveniente da zona mineralizada do depósito.....201
- Fig. 11.2.** Modelo representativo da disposição espacial do minério no Depósito do Francisco, com a relação espacial entre: (i) Minério venular e (ii) Minério disseminado. Observar que os setores mineralizados são discordantes ao S0 sedimentar da Unidade Vulcanoclástica.....202
- Fig. 11.3.** Estruturas comumente associadas ao minério principal ou aos seus setores proximais: (A) Brecha hidrotermal em vulcanoclástica intensamente sericitizada. Notar que os fragmentos estão intensamente sericitizados; (B) Padrão em stockwork em zonas de esfalerita maciça; (C) Intensa venulação de quartzo com textura ramificada em setor de intensa precipitação de esfalerita; (D-E) Mini-geodos de quartzo eventualmente observados no minério principal; (F-G) Quartzo alongado que sugere textura do tipo pente em zona de forte silicificação. FOTOMICROGRAFIAS: D: luz natural; B-C;E-G: polarizadores cruzados.....204
- Fig. 11.4.** (A) Intensa silicificação com geração de cristais de quartzo alongado em possível textura do tipo pente, embora a orientação dos cristais na maioria dos casos ocorra de modo aleatório; (B) Quartzo de granulação muito fina comumente encontrado nas porções de minério maciço; (C) Deformação dútil representada por falhas e fraturas que truncam a zona silicificada do minério principal, assim como (D) a sua zona mineralizada. Essa deformação teria apenas propiciado a mobilização do minério; (E-F) As porções mais internas do veio são representadas por esfalerita maciça que comumente exibe um sutil padrão em estilo stockwork pouco denso. FOTOMICROGRAFIAS: A-C: polarizadores cruzados; D: luz refletida; E-F: luz natural.....205

- Fig. 11.5.** (A) Inclusões de pirita em esfalerita maciça associada ao estágio II; (B-C) Pirita granular em paragênese com esfalerita anédrica e intersticial do estágio I; (C) Pequenas inclusões de calcopirita em pirita granular; (D) Pirita fina a média com grande quantidade de esfalerita intersticial e galena subordinada; (E) Esfalerita maciça com pequena quantidade de calcopirita inclusa, típica das porções mais centrais do minério principal; (F) Galena nos interstícios da pirita; (G) Esfalerita com bordas corroídas, em zona silicificada representada por quartzo muito fino; (H) Mobilização do minério de Zn por deformação dútil posterior a precipitação do minério principal. FOTOMICROGRAFIAS: A-F;H: luz refletida; G: luz natural.....207
- Fig. 11.6.** Variedades de esfalerita observadas no minério do Depósito do Francisco: (A-B) Variedade alaranjada a verde ocre rica em inclusões de pirita; (C-D) Esfalerita verde amarelada com poucas inclusões de pirita e calcopirita; e (E-F) Esfalerita verde acinzentada rica em inclusões de calcopirita. FOTOMICROGRAFIAS: A,C,E: luz natural; B,D,F: luz refletida.....208
- Fig. 11.7.** Variações na composição da esfalerita no minério do Depósito do Francisco a partir de dados de EDS. Pelo diagrama, com vértices que mostram as concentrações de FeS:ZnS:CuS, nota-se a individualização de três grupos principais de esfalerita: (i) um rico em ferro, (ii) rico em Fe e Cu, e um (C) terceiro grupo representado pela esfalerita rica em Cu. O vértice do diagrama superior refere-se as ocorrências de greenockita (CdS), geralmente associada à substituição da esfalerita.....209
- Fig. 11.8.** (A) Galena intersticial em paragênese com pirita granular; (B) Fraturas intergranulares na pirita e preenchidas por galena fina; (C-D) Esfalerita substituída por galena; (E) Esfalerita maciça com interstícios ocupados por digenita; (F) Pequenas inclusões de digenita em esfalerita rica em Cu; (G-H) Substituição de esfalerita por digenita. FOTOMICROGRAFIAS: A,C,E-H: luz refletida; B,D: imagem de elétrons retro-espalhados.....210
- Fig. 11.9.** (A) Esfalerita do estágio II com textura da “doença da calcopirita”; (B) Textura da “doença da calcopirita” em esfalerita do estágio II, em que se observa um alinhamento das inclusões de calcopirita; (C) Inclusão de magnetita em esfalerita do estágio II. O minério ainda é truncado por vênula de digenita; (D) Hematita especular inclusa em pirita do estágio I; (E) Substituição da calcopirita inclusa na esfalerita por covelita; (F-G) Au em contato direto com galena inclusa em pirita; (H) Muitas vezes, o Au ocorre como ligas de Au-Ag também associadas à galena inclusa na pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-F: luz natural; G-H: imagem de elétrons retro-espalhados.....212
- Fig. 11.10.** Imagens de elétrons retro-espalhados de fases minerais não diagnosticadas na petrografia convencional: (A) Monazita anédrica próxima a cristal de pirita; (B) Substituição da esfalerita a partir das bordas por greenockita; (C) Greenockita derivada da alteração da esfalerita, mas substituída por galena; (D) espectro EDS de cristal de greenockita.....213
- Fig. 11.11.** (A) Minério disseminado em zona de intensa alteração sericítica que afeta possível grauvaca-feldspática vulcanoclástica; (B-C) Zonas de minério disseminado representadas predominantemente por pirita. Observar que essas zonas estão associadas à alteração sericítica, responsável pelo brilho sedoso das amostras mineralizadas.....214
- Fig. 11.12.** (A) Pirita sub-euédrica e de granulação média em halo de alteração sericítica; (B) Pirita granular com galena em seus interstícios; (C) Hematita acicular de granulação média e que normalmente forma “auréolas” na pirita. Notar a presença de calcopirita em vênula que trunca a pirita; (D-E) Substituição de pirita por hematita acicular; (F) Substituição da galena por hematita acicular; (G) Esfalerita substituída por hematita em setor de intensa alteração sericítica; (H) Hematita inclusa em esfalerita substituída por galena. FOTOMICROGRAFIAS: A-G: luz refletida; H: imagem de elétrons retro-espalhados.....217
- Fig. 11.13.** (A) Substituição de esfalerita por digenita em rocha vulcanoclástica intensamente sericitizada e próxima a zona do minério; (B) Inclusões de calcopirita em pirita; (C) Calcopirita em fratura intergranular da pirita; (D) Vênula tardia de pirita em setor de intensa alteração sericítica. FOTOMICROGRAFIAS: A-D: luz refletida.....218
- Fig. 12.1.** Diagrama multielementar com a variação dos elementos maiores e menores do Pórfiro União do Norte e da Suíte Granodiorítica. Observa-se pelo padrão de distribuição dos elementos que a unidade sub-vulcânica é eminentemente mais empobrecida em diversos óxidos, um reflexo do seu elevado grau de evolução e de sua mineralogia mais simples.....220

- Fig. 12.2.** Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores das suítes plutônicas do Depósito do Francisco.....222
- Fig. 12.3.** Diagramas de Harker para os elementos-traço das suítes plutônicas do Depósito do Francisco.....225
- Fig. 12.4.** Diagramas de Harker para alguns dos HFSE (e.g. Ta e Zr) e diagramas de correlação entre as razões Eu/Eu* vs. as concentrações dos LILE para as rochas plutônicas do entorno do Depósito do Francisco.....226
- Fig. 12.5.** Diagrama multielementar (spidergram) normalizado em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995), para o conjunto de amostras das suítes plutônicas do entorno do Depósito do Francisco.....227
- Fig. 12.6.** Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), das suítes graníticas da área do Depósito do Francisco.....228
- Fig. 12.7.** Diagramas de correlação bivariante entre Elementos Terras Raras e percentuais de sílica.....230
- Fig. 12.8.** Classificação do grau de evolução com base nos diagramas (A) K/Rb vs. SiO₂ proposto por Blevin (2004) e (B) Rb/Sr vs. SiO₂. Observar que diferentemente das suítes plutônicas do Depósito Pé Qente, a Suíte Granodiorítica e o Pórfiro União do Norte incidem no campo dos granitóides moderada a fortemente evoluídos. CAMPOS: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído.....231
- Fig. 12.9.** Diagramas de classificação tectôno-magmático com base em elementos maiores para as suítes plutônicas do entorno do Depósito do Francisco: (A) Diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcalinas; (B) Digrama sílica vs. índice cálcio alcalino segundo Brown (1982); (C) Diagrama de Wright (1969). Para rochas com mais de 50% de sílica e relação $1 < K_2O/Na_2O < 2,5$, se utiliza o valor $2 * Na_2O$ ao invés da soma dos álcalis. Exceto para cinco amostras da Suíte Granodiorítica (FR-03, FR-08, Pto.53-B, Pto.77-A e VU-09) todas as demais amostras apresentam $K_2O/Na_2O > 1$; (D) Sílica vs. índice de saturação em alumina (ASI).....235
- Fig. 12.10.** Definição das afinidades geoquímicas da Suíte Granodiorítica e do Pórfiro União do Norte. Os campos delimitados correspondem à geoquímica de trabalhos prévios na região. REFERÊNCIAS: (1) Assis (2008); (2) Assis *et al.*, (submetido); (3) Maniar & Piccoli (1989).....239
- Fig. 12.11.** Diagramas de discriminação tectônica das suítes plutônicas do entorno do Depósito do Francisco, segundo: (A-C) Gorton & Schandl (2000); Schandl & Gorton (2002) e; (D-E) Harris *et al.*, (1986). LEGENDA: MCA: Margem Continental Ativa; WPB: basaltos intra-placa.....240
- Fig. 12.12.** Diagramas de discriminação tectônica segundo Pearce *et al.*, (1984), que exibem afinidade tectono-magmática do conjunto de rochas do entorno do Depósito do Francisco. Notar que as suítes graníticas compartilham de uma tendência geoquímica compatível com um ambiente de margem continental ativa, no caso, de arcos vulcânicos que teriam evoluído para um arcabouço intra-placa com o encerramento do evento orogênico (como indicado pela seta). Neste contexto, a suíte granodiorítica representaria os estágios iniciais do evento orogênico da região, enquanto que o Pórfiro União do Norte corresponderia aos estágios finais da estabilização da plataforma continental. A Suíte Granítica de Assis *et al.*, (submetido) representaria o estágio intermediário entre ambas as suítes. REFERÊNCIAS: (1) Assis (2008); Assis *et al.*, (submetido).....241
- Fig. 12.13.** Diagramas de discriminação tectônica propostos por Whalen *et al.*, (1987). Observar que a totalidade das amostras do Pórfiro União do Norte incide no campo dos granitos do tipo A, enquanto que as amostras da Suíte Granodiorítica exibem afinidades geoquímicas com os granitóides orogênicos do tipo I. Campos: (I & S) granitóides do tipo I e S segundo Chappell & White (1974); (FG) granitos fracionados; (OGT) granitos orogênicos.....242
- Fig. 12.14.** Diagramas de discriminação geodinâmica de granitóides do tipo A (Eby, 1992), para o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte.....243
- Fig. 12.15.** Variação dos elementos maiores com o incremento da maturidade química para as rochas da Unidade Vulcanoclástica: (A) SiO₂; (B) razão SiO₂/Al₂O₃; (C) razão K₂O/Na₂O.....246

- Fig. 12.16.** Classificação geoquímica das amostras da Unidade Vulcanoclástica baseado no (A) $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log (\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O})$, e (B) $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Diagramas de Pettijohn (1972) com campos redefinidos por Herron (1988).....247
- Fig. 12.17.** Diagrama ternário CIA (*chemical index alteration*, Nesbitt & Young, 1984), que exibe as relações entre as rochas sedimentares estudadas com as tendências de algumas rochas cristalinas conhecidas. As setas 1 a 5 representam, respectivamente, a tendência de intemperismo do gabro, tonalito, diorito, granodiorito e granito (Nesbitt & Young, 1984).....247
- Fig. 12.18.** Diagrama multielementar (spidergram) normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995), para os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica.....248
- Fig. 12.19.** Diagramas de correlação linear entre LILE e HFSE. Observar que todos os elementos de grande raio iônico (LILE) exibem fortes correlações lineares com o K, enquanto que para os ETR essa relação não é tão acentuada. No caso dos HFSE a dispersão dos dados é maior, o que demonstra maior mobilidade geoquímica ou proveniência de área fonte pobre nestes elementos.....249
- Fig. 12.20.** Padrão de variação dos Elementos Terras Raras, normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995), para os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica.....250
- Fig. 12.21.** Diagrama de Weltje *et al.*, (1998), com as razões elementares de quartzo:feldspato e quartzo:fragmentos líticos. Notar que a totalidade das amostras da Unidade Vulcanoclástica incide no campo de sedimentos depositados em ambiente montanhoso de clima árido, que possivelmente tenha tido rochas plutônicas como fonte dos sedimentos.....242
- Fig. 12.22.** Diagrama de Sutter *et al.*, (1981) que mostra o efeito da rocha fonte e do clima na constituição dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica. LEGENDA: (Q) quartzo; (FL) fragmento lítico, (F) plagioclásio + K-feldspato.....253
- Fig. 12.23.** Diagramas de discriminação tectônica sugeridos por Dickinson (1985). LEGENDA: (Qt) quartzo monocristalino + quartzo policristalino); (Qm) quartzo monocristalino; (Qp) quartzo policristalino; (FL) fragmentos líticos; (Lvm) fragmentos (meta)vulcânicos e metamórficos; (Lsm) fragmentos de rochas metasedimentares; (F) feldspatos (plagioclásio+feldspato alcalino).....254
- Fig. 12.24.** Diagrama de proveniência sedimentar proposto por Roser & Korsch (1986), com base nas concentrações de SiO_2 vs. razões de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, para as vulcanoclásticas analisadas.....255
- Fig. 12.25.** Diagramas de discriminação tectônica (propostos por Bhatia, 1983), para o conjunto de amostras da Unidade Vulcanoclástica. Notar que praticamente todas as amostras incidem no campo de sedimentos depositados em ambiente de margens continentais ativas, enquanto apenas uma ocorre no campo de margens passivas. LEGENDA: (A) arco oceânico; (B) arco continental; (C) margem continental ativa; (D) margem passiva.....256
- Fig. 12.26.** Diagramas de proveniência siliciclástica para o conjunto de amostras da Unidade Vulcanoclástica, segundo: (A) Kroomenberg (1994); (B-C) Bhatia & Crook (1986). LEGENDA: (A) arco oceânico; (B) arco continental; (C) margem continental ativa; (D) margem passiva; (ACM) margem continental ativa; (CIA) arco continental; (OIA) arco oceânico; (PM) margem continental passiva.....257
- Fig. 12.27.** Diagrama de funções discriminantes (Roser & Korsch, 1988) para a assinatura da proveniência dos sedimentos vulcanoclásticos. Como pode ser observado, o conjunto de amostras analisado sugere proveniência predominantemente de fontes félsicas, a exemplo do verificado em diversos outros diagramas.....258
- Fig. 12.28.** Diagramas de discriminação da área fonte para as rochas da Unidade Vulcanoclástica, conforme: (A) Floyd & Leveridge (1987); e (B) Gu *et al.*, (2002).....259
- Fig. 13.1.** Diagrama de TAS (total alcali-silica, Zanettin, 1984; Le Bas *et al.*, 1986) com as amostras dos diques de vulcânicas da área do Pé Quente e Francisco. A partir do diagrama, observa-se a predominância de três grupos principais, mas com predominância das vulcânicas de composição basáltica a traquibasáltica.....262

- Fig. 13.2.** Diagramas classificatórios com base em elementos maiores para o conjunto de amostras dos diques de vulcânicas: (A) Diagrama AFM com a individualização das séries toleítica e cálcio-alcálica segundo Irvine & Baragar (1971). O FeO^* corresponde a todo o Fe_2O_3 expresso na forma de FeO ; (B) Índice de sub-alcálinidade elaborado por Le Maitre *et al.*, (1976).....263
- Fig. 13.3.** Diagramas bivariantes de elementos maiores e menores para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco. As setas indicam o sentido da cristalização magmática (redução nos percentuais de MgO).....265
- Fig. 13.4.** Diagramas bivariantes de elementos-traço para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco. As setas indicam o sentido da cristalização magmática (redução nos percentuais de MgO).....267
- Fig. 13.5.** Diagrama multielementar (spidergram) normalizado em relação ao Manto Primordial de McDonough & Sun (1995) para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos (A) Pé Quente e (B) Francisco. Diferentemente dos diagramas anteriores, as amostras foram individualizadas em função do tipo de rocha segundo o diagrama TAS (Fig. 13.1).....269
- Fig. 13.6.** Padrões de abundância dos ETR, normalizados pelo manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes dos diques vulcânicos da área dos depósitos (A) Pé Quente e do (B) Francisco. A exemplo do realizado para os diagramas multielementares, as amostras foram individualizadas em função da sua composição segundo o diagrama TAS (Fig. 13.1).....270
- Fig. 13.7.** Diagramas de discriminação tectônica proposto por Wood (1980) com base nas razões de elementos-traço: (A) $Nb/16 : Hf/3 : Th$; (B) $Ta : Hf /3 : Th$. CAMPOS: A: N-MORB; B: E-MORB; C: basaltos alcalinos intra-placa ou toleíticos; D: basaltos de margens destrutivas.....271
- Fig. 13.8.** Diagramas de ambiência tectônica para os diques de vulcânicas dos arredores dos depósitos Pé Quente e Francisco segundo: (A) Meschede (1986). CAMPOS: AI-II: basaltos alcalinos intra-placa, AII-C: basaltos toleíticos intra-placa, B: P-MORB, D: N-MORB, C-D: basaltos de arcos vulcânicos; (B) Cabanis & Lecolle (1989). CAMPOS: 1A: basaltos cálcio-alcálicos, 1B: toleítos de arcos vulcânicos, 1B: área de sobreposição entre 1A e 1B, 3A: basaltos alcalinos de rift continental, 3B, 3C, E-MORB (3B: enriquecido, 3C: fracamente enriquecido), 3D: N-MORB; (C) Bailey (1981).....272
- Fig. 14.1.** Variação dos elementos maiores e menores no minério dos depósitos Pé quente e Francisco. As maiores diferenças foram reportadas para o Na_2O e P_2O_5 , decorrentes das zonas de alteração hidrotermal, distintas em ambos os casos.....274
- Fig. 14.2.** Diagrama multielementar com a variação das concentrações de elementos-traço no minério aurífero dos depósitos Pé Quente e Francisco. Os valores associados a alguns elementos da figura estão abaixo do limite de detecção, tal como destacado na figura. (*) Exceto pelo Au, cuja concentração esta expressa em ppb, as concentrações dos demais elementos estão em ppm.....275
- Fig. 14.3.** Padrão de variação dos elementos terras raras normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995), para o minério dos depósitos Pé Quente e do Francisco. Notar que o padrão de distribuição é semelhante em ambos os casos.....276
- Fig. 15.1.** Coluna estratigráfica esquemática para as unidades geológicas cartografadas no entorno do Depósito do Francisco, com a ordem de colocação dos corpos ígneos.....278
- Fig. 15.2.** Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes nas associações hidrotermais do Depósito do Francisco. A seta indica uma parte da proposta de evolução do sistema hidrotermal do referido depósito. Neste cenário, a alteração potássica é representada por elevadas razões aK^+/aH^+ . Com a precipitação de ortoclásio e diminuição da temperatura do sistema (interação com fluidos externos), essas razões diminuem, o que favorece a estabilidade da serícia \pm muscovita e posteriormente da caulinita. Diagrama empírico extraídos de Burnham & Ohmoto (1980); Beane & Tittley (1981).....286

- Fig. 15.3.** Diagrama de fase para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ (para $P_{H_2O} = 1$ kbar), do $\log (m_{KCl+K^+}/(m_{HCl+H^+}))$ em função da temperatura, com a trajetória evolutiva simplificada do sistema hidrotermal do Depósito do Francisco (seta azul). O caminho ($\bullet \rightarrow$) reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(KCl+K^+)/(HCl+H^+)$ em um contínuo gradativo de rebaixamento da temperatura do sistema. A seta tracejada indica um provável aumento da temperatura do sistema (por volta dos 400 °C) como evidenciada pela paragênese clorita + epídoto + actinolita \pm carbonato. Diagrama extraído de [Seedorff et al., \(2005\)](#).....289
- Fig. 15.4.** Diagrama de solubilidade dos sulfetos de metais de base (extraído de [Lydon 1990](#)). No diagrama a seta indica a condição de ebulição que propiciou a precipitação dos minerais de metais de base (pirita + esfalerita + galena \pm calcopirita \pm digenita) no Depósito do Francisco. Essa condição foi decorrente da redução de pressão do Pórfiro União do Norte (first boiling), o que promoveu queda da temperatura e aumento do pH do fluido.....293
- Fig. 15.5.** Diagrama $\log f_{S_2}$ vs. T (modificado de [Einaudi et al., 2003](#)), que ilustra a evolução do fluido mineralizante do Depósito do Francisco, o qual exibe rebaixamento da temperatura acompanhado pela redução do estado de sulfetação do enxofre e consequente aumento da concentração de FeS na molécula da esfalerita.....294
- Fig. 15.6.** Gráfico da temperatura em função da solubilidade do Cu-Zn-Pb (log ppm), com os campos de estabilidade nos sistema Zn-Pb-Cu-Au ([Large, 1992](#)). O campo delimitado corresponde a paragênese mineral principal descrita no Depósito do Francisco, a qual delimita um campo de temperaturas entre 230-245°C.....295
- Fig. 16.1.** Seção esquemática proposta para o desenvolvimento das undiades individualizadas neste trabalho a partir do modelo geotectônico de desenvolvimento dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2,1-1,95 Ga) e Jurueña (1,8-1,75 Ga). Modificado de [Souza et al., \(2005\)](#).....305
- Fig. 16.2.** Quadro metalogenético integrado para os depósitos do setor leste da PAAF. Esses depósitos incluem os do Luizão, Abreu, Pé Quente, Aragão, Serrinha e Pombo, representantes dos depósitos de Au do tipo pórfiro e, portanto, de nível crustal profundo e variável, quando comparados aos depósitos auríferos do Bigode e Francisco, associados a sistemas epitermais de intermediária sulfetação. Os dados barométricos foram estimados a partir de assembléias de inclusões fluidas. REFERÊNCIAS: (1) [este trabalho](#); (2) [Assis \(2008\)](#); (3) [Paes de Barros \(2007\)](#); (4) [Assis \(2006\)](#) e [Assis et al., \(2008\)](#); (5) [Abreu \(2004\)](#); (6) [Bizotto \(2004\)](#); (7) [Vitório \(2010\)](#); (8) [Biondi \(2005\)](#); (9) [Moura \(1998\)](#) e [Moura et al., \(2006\)](#).....311

ANEXOS

ANEXO I: Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências.

- Fig. AI.1.** Mapa de localização da região de União do Norte e dos principais depósitos de ouro associado a metais de base (Zn+Pb±Cu) no município de Peixoto de Azevedo.....336
- Fig. AI.2.** (A) Localização da PAAF na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico segundo Santos *et al.*, (2000). (B) Mapa geológico do setor E da PAAF, com destaque na localização das principais ocorrências primárias de ouro, além dos prospectos do Francisco e do Bigode (Modificado de Souza *et al.*, 2005).....338
- Fig. AI.3.** Mapa geológico da região de União do Norte com a localização dos depósitos auríferos do Francisco e do Bigode (Modificado de Assis, 2008).....340
- Fig. AI.4.** Unidade vulcanoclástica: (A) Grauvaca-feldspática vulcanoclástica de granulometria fina e laminação plano-paralela e cruzada. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) exibindo (B) Laminação bem pronunciada e definida pela orientação dos cristais e fragmentos rochosos em grauvaca-feldspática vulcanoclástica; (C) Fragmento vulcânico com textura sub-ofítica; (D) Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico com estratificação plano-paralela bem definida e leitos de até 2,5 cm de espessura, constituídos por hematita+magnetita; (E) Conglomerado polimítico arenoso matriz suportado com clastos angulosos a sub-angulosos de até 6 cm de comprimento.....342
- Fig. AI.5.** Classificação petrográfica por meio da composição modal de amostras representativas das suítes plutônicas da região de União do Norte.....343
- Fig. AI.6.** Suíte Granodiorítica: (A) Granodiorito fanerítico grosso, isotrópico e inequigranular; Fotomicrografias (polarizadores cruzados): (B) Granodiorito inequigranular, de granulação média e textura hipidiomórfica; (C) Biotita, hornblenda, titanita e magnetita que normalmente ocorrem em paragênese. Suíte Granítica: (D) Detalhe de campo de quartzo intersticial e cristais de feldspato alcalino de granulação média a grossa; (E) Coloração avermelhada, textura inequigranular, por vezes porfirítica, de monzogranito; (F) Fotomicrografia que exibem texturas inequigranular e hipidiomórfica, típicas das rochas dessa suíte. Pórfiro União do Norte: (G) Textura porfirítica representada por cristais de feldspato alcalino e quartzo arredondado a bi-terminado; e (H) Fotomicrografia de textura micrográfica. **LEGENDA:** quartzo (Qtz); plagioclásio (Pl); ortoclásio (Or); magnetita (Mag); hornblenda (Hbl); biotita (Bt); titanita (Ttn).....345
- Fig. AI.7.** (A) Diques máficos de pequena extensão, geralmente com poucos metros de largura e algumas dezenas de comprimento; Fotomicrografias de (B) Textura porfirítica representada por cristais de plagioclásio e alanita imersos em matriz fina sub-ofítica em rocha de composição basáltica; (C) Andesito com fenocristais de plagioclásio (Pl) imersos em matriz afanítica; (D) Dacito com fenocristais de plagioclásio e piroxênio; (E) Fotomicrografia de quartzo (Qtz) bi-terminado em rocha dacítica; (F) Afloramento de arenito da sequência sedimentar de cobertura (Formação Dardanelos) com estratificação plano-paralela sotaposta por estratificação cruzada de alto ângulo.....347
- Fig. AI.8.** Diagrama de TAS (total alcali-silica, Le Bas *et al.*, 1986), com as amostras dos diques de vulcânicas da área de União do Norte. Pelo diagrama nota-se a ocorrência de três grupos de vulcânicas, com predominância daqueles de composição intermediária a ácida.....348
- Fig. AI.9.** Diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço de rochas das suítes plutônicas da região de União do Norte.....351
- Fig. AI.10.** Padrão de distribuição dos elementos terras raras e traço, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), para as rochas das suítes: (A-B) granítica; (C-D) granodiorítica e (E-F) Pórfiro União do Norte.....353
- Fig. AI.11.** Diagramas de classificação geoquímica das suítes de rochas plutônicas e dos diques máficos a félsicos da região de União do Norte, com base em elementos maiores: (A) Diagrama de Wright (1969); (B) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (C) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989); (D) K₂O vs. SiO₂ (Le Maitre *et al.*, 1989); (E) Número de Ferro (Frost *et al.*, 2001); (F) MALI (Frost *et al.*, 2001).....355

- Fig. AI.12.** Diagramas de discriminação tectônica para as suítes de rochas graníticas da região de União do Norte: (A) Rb vs. Y+Nb; (B) Nb vs. Y; (Pearce *et al.*, 1984); Diagramas propostos por Whalen *et al.*, (1987): $1000*(Ga/Al)$ versus (C) Nb; (D) Y; (E) K_2O/MgO ; (F) Ternário $3*Ga:Nb:Y$ de Eby (1992) para distinção de granitóides do tipo A.....356
- Fig. AI.13.** Geoquímica das rochas vulcânicas da região de União do Norte. Diagramas de dispersão normalizados pelo manto primordial de McDonough & Sun (1995): (A) Diagrama multielementar; (B) Padrões de distribuição dos ETR; Diagramas de discriminação tectônica com base em elementos-traço segundo (C) Wood (1980); (D) Cabanis & Lecolle (1989). CAMPOS: A: N-MORB, B: E-MORB, C: basaltos alcalinos, D: basaltos de margens destrutivas.....358
- Fig. AI.14.** Diagramas geoquímicos para as rochas da Unidade Vulcanoclástica: (A) Multielementar (spidergram), normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995); Proveniência sedimentar siliciclástica segundo: (B) Kroomenberg (1994); (C) Bhatia & Crook (1986); (D) Floyd & Leveridge (1987). CAMPOS: A e OIA: arco insular oceânico, B e CIA: arco insular continental, C e ACM: margem continental ativa, D e PM: margem passiva.....359

ANEXO II: Artigo a ser submetido à *Economic Geology*.

- AI.1.** Mapa simplificado da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) com seus principais domínios geológicos e localização de depósitos auríferos. Modificado de Paes de Barros (2007).....376
- AI.2.** Mapa geológico do setor E da PAAF, com destaque na localização das principais ocorrências primárias de ouro, além dos prospectos do Francisco e do Bigode (Modificado de Souza *et al.*, 2005).....377
- Fig. AI.3.** Mapa geológico do entorno do Depósito do Francisco com a individualização das principais unidades litodêmicas da região (Assis, 2011).....378
- Fig. AI.4.** Características gerais das rochas da Unidade Vulcanoclástica: (A) Granulação fina, coloração cinza com estratificação plano-paralela realçada pela elevada concentração de óxidos de ferro (magnetita e hematita); (B) Fragmento andesítico com fenocristais de quartzo e plagioclásio; (C) Fragmento centimétrico de rocha granítica; Características gerais do Pórfiro União do Norte: (D) Rocha isotrópica, de tonalidade avermelhada e textura porfírica representada por cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo arredondado a bi-terminado de alta temperatura; (E) Textura micrográfica bem desenvolvida; (F) Fenocristais de ortoclásio com característica geminação Carlsbad. FOTOMICROGRAFIAS: B, E-F: polarizadores cruzados.....381
- Fig. AI.5.** Diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço para o Pórfiro União do Norte. As setas indicam as tendências evolutivas definidas pelas variações dos elementos em função do incremento da sílica.....382
- Fig. AI.6.** Diagramas (A) multielementar e de (B) variação dos ETR para o Pórfiro União do Norte. Ambos os diagramas foram normalizados pelo Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).....383
- Fig. AI.7.** Diagramas de classificação tectôno-magmática para o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte: (A) Diagrama de Wright (Wright, 1969); (B) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) e (C) Número de Ferro (Frost *et al.*, 2001).....384
- Fig. AI.8.** Disposição do conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte nos diagramas de ambiência tectônica propostos por (A-B) Pearce *et al.*, (1984) e; (C-E) Whalen *et al.*, (1987). Observa-se que os resultados obtidos em cada diagrama são coerentes com a incidência das amostras no campo dos granitóides pós-colisionais e/ou intra-placa. CAMPOS: PEG: Província Estanífera de Goiás; GN: Granito Nhandu; GP: Granito Pombo; SIM: Suíte Intrusiva Matupá; PT: Granito Teles Pires; I: granitos australianos do tipo I; A: granitos australianos do tipo A. REFERÊNCIAS: Whalen *et al.*, (1987); Souza *et al.*, (2005); Vitória (2010); Souza *et al.*, (2005); Paes de Barros (2007); Biondi (2005).....385
- Fig. AI.9.** Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito do Francisco.....386

Fig. AII.10. (A) Intensa tonalidade avermelhada atribuída a geração de ortoclásio ± hematita hidrotermais no Pórfiro União do Norte; (B) Fotomicrografia com os polarizadores cruzados que mostram a substituição do plagioclásio primário por ortoclásio hidrotermal; (C) Halo de alteração sericítica com pirita e sulfetos de metais de base disseminados que envolve o minério principal do Depósito do Francisco; (D) Alteração argílica representada por argilominerais de tonalidades avermelhadas a alaranjadas e posteriormente truncada por veios de quartzo; (E) Apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada; (F) Extensos halos de ortoclásio ± hematita ao longo de vênulas de epidoto + clorita ± quartzo em rocha granodiorítica; (G) Brechas hidráulicas cimentadas por quartzo leitoso, nas sedimentares da Unidade Vulcanoclástica; (H) Bolsões de quartzo com textura em pente (comb-texture) em rochas da Unidade Vulcanoclástica; (I) Sílica cap com estratos bem formados e horizontalizados de sílica amorfa e alunita subordinada; (J) Bolsões de epidoto + clorita ± calcita com eventuais halos de ortoclásio em grauvaça-feldspática vulcanoclástica; (K) Vênulas de irregulares de clorita + epidoto + clinzoisita + apatita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica e que evoluem para um estilo pervasivo; (L) Vênulas tardias de hematita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica que truncam a alteração potássica responsável pela forte tonalidade avermelhada da rocha.....389

Fig. AII.11. (A) Zona de minério principal com galena maciça e halo de alteração sericítica com sulfetos disseminados; (B) Mini-geodos de quartzo eventualmente presentes no minério principal; (C) Intensa venulação de quartzo em setor de intensa precipitação de esfalerita; (D) Inclusões de pirita fina em esfalerita; (E) Galena intersticial e em paragênese com pirita granular e esfalerita; (F) Esfalerita maciça com digenita intersticial; (G) Esfalerita com típica textura da “doença da calcopirita”; (H) Esfalerita substituída inicialmente por digenita e posteriormente por galena; (I) Substituição de esfalerita por digenita; (J) Au em contato direto com galena incluída em pirita. O Au frequentemente ocorre como ligas de Au-Ag também associadas à galena incluída na pirita; (K) Rocha vulcanoclástica com forte alteração sericítica e elevada concentração de pirita, galena e esfalerita; (L) Minério disseminado representado predominantemente por pirita em zonas de intensa alteração sericítica; (M) Substituição de pirita por hematita acicular. FOTOMICROGRAFIAS: B: polarizadores cruzados; C: luz natural; D-I,M: luz refletida; J: imagem de elétrons retro-espalhados.....392

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULOS

CAPÍTULO 7: *LITOGEOQUÍMICA (suítes plutônicas do Depósito Pé Quente).*

Tabela 7.1. Temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) e da apatita (T_{apatita}) para as suítes plutônicas das imediações do Depósito Pé Quente.117

CAPÍTULO 9: *CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO FRANCISCO.*

Tabela 9.1. Variação granulométrica obtida nas rochas da Unidade Vulcanoclástica.....155

CAPÍTULO 12: *LITOGEOQUÍMICA (unidades geológicas do entorno do Depósito do Francisco).*

Tabela 12.1. Temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) e da apatita (T_{apatita}) para as suítes plutônicas das imediações do Depósito do Francisco.233

ANEXOS

ANEXO III.....405

Tabela com os dados obtidos a partir dos estudos petrográficos (Contagem Modal).

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito do Francisco (Anexo AIII.1).....407

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito Pé Quente (Anexo AIII.2).....408

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito Pé Quente (Anexo AIII.3).....409

ANEXO IV.....411

Dados litogeoquímicos das suítes plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas individualizadas neste trabalho.

DEPÓSITO PÉ QUENTE

Suíte Pé Quente.....	413
Monzonito grosso.....	414
Biotita monzogranito porfirítico.....	415
Biotita-hornblenda monzogranito.....	416
Suíte Tonalítica.....	417
Sieno-monzogranito porfirítico e <i>rapakivi</i>	418
Diques de vulcânicas Máficas.....	419

DEPÓSITO FRANCISCO

Suíte Granodiorítica (<u>dados: mestrado</u>)	420
Suíte Granodiorítica (<u>dados: Assis, 2008</u>)	421
Suíte Granítica (<u>dados: Assis et al., submetido</u>)	422
Pórfiro União do Norte.....	423
Unidade Vulcanoclástica.....	424
Diques de vulcânicas máficas a félsicas (<u>dados: mestrado</u>)	425
Suíte Granodiorítica (<u>dados: Assis, 2008</u>)	426
Zona Mineralizada: Halo de Alteração Sericítica.....	427

RESUMO

DEPÓSITOS AURÍFEROS ASSOCIADOS AO MAGMATISMO GRANÍTICO DO SETOR LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRATON AMAZÔNICO: TIPOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES, MODELOS GENÉTICOS E IMPLICAÇÕES PROSPECTIVAS.

A Província Aurífera de Alta Floresta, porção centro-sul do Craton Amazônico, localiza-se entre os limites das províncias geocronológicas Ventuari – Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro – Juruena (1,8-1,55 Ga). Corresponde a uma unidade tectônica essencialmente composta por sequências plutono-vulcânicas geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente no Paleoproterozóico. No segmento leste da província, na região que compreende os municípios de Nova Santa Helena – Peixoto de Azevedo – Guarantã do Norte – Novo Mundo (MT), rochas plutônicas e vulcânicas são as hospedeiras de mais de uma centena de depósitos auríferos que ocorrem concentrados ao longo do Cinturão Peru-Trairão, de direção NW-SW. Inseridos neste contexto, estão os depósitos Pé Quente e Francisco, alvos de estudo deste trabalho.

O Depósito Pé Quente hospeda-se na suíte homônima, que compreende quartzo monzodiorito-monzodiorito a leucomonzonito, isotrópicos, inequigranulares a equigranulares. Apatita, rutilo e zircão correspondem às fases acessórias comuns na suíte. Nos arredores do depósito são individualizadas uma série de manifestações plutônicas mais tardias, não cogenéticas a Suíte Pé Quente, de composição eminentemente granítica e com biotita, hornblenda, titanita, apatita e magnetita como fases acessórias. Diques de vulcânicas são comuns na região e truncam todas as suítes supracitadas. A Suíte Pé Quente exibe afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcálicas de médio K, meta-peraluminosas e magnesianas, semelhante aos granitos orogênicos do tipo I, enquanto que as demais suítes são cálcio-alcálicas de médio a alto K, metaluminosas e magnesianas, mas ligeiramente ferrosas. No geral, as observações petrográficas e geoquímicas indicam que essas suítes plutônicas correspondem a granitos do tipo I que teriam se originado em ambiente de arcos vulcânicos evoluindo para arcabouço pós-colisional.

A Suíte Pé Quente foi submetida a expressivos estágios de alteração hidrotermal, a destacar: (i) forte alteração sódica com albita; (ii) alteração potássica com ortoclásio + microclínio; (iii) alteração sericítica; (iv) carbonatação; (v) alteração pervasiva a venular com muscovita grossa fibro-radial; (vi) silicificação com brechas e veios com textura do tipo pente subordinadas; (vii) alteração sódica fissural com quartzo + albita e; (viii) alteração propilítica mais tardia e regional. O minério no Depósito Pé Quente é representado pela paragénese pirita + barita ± hematita ± calcopirita ± galena, associada tanto à alteração sódica pervasiva mais precoce quanto à fissural (quartzo + albita). O ouro é mais frequente na alteração pervasiva, na qual ocorre incluso na pirita e exibe concentrações em Ag que variam de 14,2 a 46,3%. Estudos preliminares de inclusões fluidas na zona de minério disseminado indicam fluidos eminentemente aquo-carbônicos em coexistência com fluidos aquosos bifásicos. Os principais atributos geológicos do Depósito Pé Quente correspondem: (i) íntima associação com rochas originadas em arcabouço de arcos vulcânicos (granitos tipo I); (ii) alteração hidrotermal extensa e zonada, com oscilações nas aNa^+ , aK^+ , aH^+ and aCa^{2+} ; (iii) minério que representa fluidos de natureza oxidada. Neste sentido, o Depósito Pé Quente reflete um sistema com múltiplos pulsos de fluidos hidrotermais possivelmente relacionados a estágios de desgaseificação da câmara magmática em um contínuo gradativo de rebaixamento da temperatura. A precipitação do minério aurífero teria ocorrido mediante imiscibilidade de fluidos em um sistema magmático-hidrotermal a elevadas temperaturas e fO_2 , típicos das raízes de sistemas auríferos do tipo pórfiro.

O contexto geológico do Depósito do Francisco, no entanto, é distinto daquele observado no Depósito Pé Quente. A região de União do Norte, onde se localiza o Depósito do Francisco, é constituída por uma Unidade Vulcanoclástica epiclástica que aloja uma série de intrusões graníticas paleoproterozóicas. Essa unidade vulcanoclástica é composta por arenito arcoseano, arenito arcoseano lítico, grauvaca-feldspática e lentes de conglomerado polimítico matriz suportada, todos vulcanoclásticos. Esses sedimentos teriam sido provenientes da dissecação de antigos edifícios vulcânicos de composição intermediária e depositados em uma bacia de retroarco, próxima à área fonte. As suítes intrusivas são temporalmente representadas por plútons de (i) granodiorito com tonalito e quartzo monzodiorito subordinados; (ii) sieno-monzogranito e; (iii) pelo Pórfiro União do Norte, uma manifestação sub-vulcânica que consiste de álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico. As duas primeiras suítes são cogenéticas e correlacionáveis à Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma), enquanto que o granito sub-vulcânico estaria relacionado as manifestações graníticas pós-colisionais do tipo A da Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 ± 17 Ma a 1.757 ± 16 Ma). Truncando todas essas unidades ocorrem diques de vulcânicas de composição traquibasáltica a dacítica. A litogeoquímica do Pórfiro União do Norte indica magmatismo eminentemente alcalino

de alto potássico, ferroso e meta- a peraluminoso, enquanto que os diques de vulcânicas e as demais suítes plutônicas exibem afinidades geoquímicas com as séries cálcio-alcálicas de alto K, metaluminosas, magnesianas a ligeiramente ferrosas. Evidências de campo em conjunto com os dados litogeoquímicos ainda apontam para uma evolução do magmatismo com geração de rochas mais primitivas em ambiente de arcos vulcânicos (granodiorito; Suíte Intrusiva Matupá) até o alojamento de corpos altamente evoluídos (Pórfiro União do Norte; Suíte Intrusiva Teles Pires) em contexto pós-colisional. Todas essas unidades são ainda recobertas pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos, com idade máxima de deposição entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma.

Na região de União do Norte desponta o Depósito do Francisco, o primeiro depósito epitermal polimetálico de intermediária sulfetação da Província Aurífera de Alta Floresta, e ao qual o ouro está associado a elevadas concentrações de metais de base ($Zn+Pb\pm Cu$). As zonas mineralizadas são representadas pela associação pirita + esfalerita + galena + hematita \pm calcopirita \pm magnetita \pm digenita. O minério ocorre hospedado na Unidade Vulcanoclástica em veios com intensa silicificação e extenso halo de alteração sericitica. As alterações potássica, argílica e propilitica são as mais distais ao minério, sendo que as duas primeiras ocorrem intimamente associadas ao Pórfiro União do Norte. Estudos preliminares de inclusões fluidas realizados nas zonas mineralizadas indicam regime de fluidos eminentemente aquosos, com inclusões aquosas primárias que exibem heterogeneidade no grau de preenchimento pela fase de vapor (10-70%).

Os principais atributos geológicos do depósito do Francisco podem ser considerados: (i) alteração hidrotermal e minério íntimamente associados a um granito sub-vulcânico (Pórfiro União do Norte) que teria se saturado em uma fase aquosa residual decorrente de sua cristalização; (ii) alunita, embora em pequenas concentrações, associadas a ocorrências de *silica cap*; (iii) minério hospedado em rochas sedimentares epiclásticas; (iv) zonas mineralizadas que frequentemente exibem texturas indicativas da percolação de fluidos em nível crustal raso; (v) minério aurífero associado tanto a elevadas concentrações de metais de base quanto de prata; (vi) paragênese do minério dominada por fases ricas em sulfetos, o que indica oscilações no estado de sulfetação do enxofre. Todas essas características são similares àquelas encontradas em depósitos epitermais polimetálicos de intermediária sulfetação. Devido à presença constante de texturas que tipificam a percolação de fluidos em nível crustal raso nas regiões internas, proximais e de contato do Pórfiro União do Norte, além da existência de apófises sub-vulcânicas intensamente sericitizadas e/ou silicificadas, é proposto que esta suíte tenha correspondido ao evento termal causativo da mineralização aurífera associada a metais de base do Depósito do Francisco. Desta forma, sugere-se que a Suíte Intrusiva Teles Pires, até o momento conhecida por ser estéril a ouro, possa ter potencial, mesmo que restrito às suas ocorrências sub-vulcânicas, para hospedar mineralizações auríferas com metais de base associados. Em adicional, o contexto pós-colisional em que o depósito se formou teria promovido a sua preservação quanto aos agentes erosivos, metamórficos e de deformação que posteriormente poderiam ter afetado e destruído o depósito.

Neste contexto, a deposição do ouro no Depósito do Francisco ocorreu mediante aumento das condições de f_{O_2} do fluido (precipitação de hematita) decorrente da entrada de fluidos externos e oxidantes (meteóricos), potencializada por eventos de fraturamento hidráulico quando o granito sub-vulcânico se saturou em uma fase fluida residual (expansão adiabática seguida de ebulição). As elevadas concentrações de metais de base aliadas ao processo de ebulição ainda sugerem que variações na temperatura e pH foram importantes na precipitação do minério.

Neste cenário, as suítes plutônicas individualizadas neste trabalho começaram a ser geradas em um momento anterior ao magmatismo da Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma), com a colocação da Suíte Pé Quente. Com a continuidade do evento magmático, suítes graníticas mais evoluídas foram sendo geradas, até o alojamento da Suíte Intrusiva Teles Pires (~ 1.757 Ma), que representa a colocação de intrusões mais tardias (Pórfiro União do Norte), em plataforma continental pós-colisional (granito tipo A). A depender do modelo geotectônico adotado, o conjunto dessas suítes, portanto, teria sido criado durante a instalação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2,1-1,9 Ga) e Juruena (1,8-1,75 Ga), ou então, no decorrer do Arco Magmático Ventuari-Tapajós (1,95 e 1,8 Ga).

As informações aqui reunidas indicam que os depósitos estudados podem ser enquadrados em distintos sistemas mineralizados no modelo geral dos depósitos do tipo ouro pórfiro – epitermal, no qual a colocação de intrusões paleoproterozóicas teria correspondido às fontes geradoras de calor, fluidos e metais necessários para a instalação de um sistema magmático-hidrotermal. O Depósito Pé Quente corresponderia a um sistema de maior profundidade e temperatura, no qual a forte alteração sódica com albita, com fluidos oxidados eminentemente aquosos e aquo-carbônicos representariam as zonas mais profundas de depósitos auríferos do tipo pórfiro. Em contraste, o Depósito do Francisco seria correlato às mineralizações de níveis crustais mais raros, com grande aporte de fluidos meteóricos, e relativamente distais de intrusivas félsicas. Deste modo, as mineralizações auríferas com metais de base associados seriam equivalentes aos depósitos epitermais polimetálicos de intermediária sulfetação.

Palavras-chaves: Província Aurífera de Alta Floresta, mineralizações auríferas, sistema aurífero pórfiro – epitermal.

ABSTRACT

GRANITOID-RELATED GOLD DEPOSITS IN THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE (MT), AMAZON CRATON: ORE-FORMING PROCESSES, GENETIC MODELS AND IMPLICATIONS TO EXPLORATION.

The Alta Floresta Gold Province, eastern portion of the Amazon Craton, extends between the Ventuari – Tapajós (1.95 to 1.8 Ga) and Rio Negro – Juruena (1.8 to 1.55 Ga) geochronological provinces. This province represents a tectonic unit composed primarily of plutono-volcanic sequences generated in continental arc settings during the Paleoproterozoic. At the easternmost segment of the province, in region that comprises the districts of Nova Santa Helena – Peixoto de Azevedo – Guarantã do Norte – Novo Mundo (MT), a significant number of gold deposits are distributed along a NW-SW striking belt (Peru – Trairão belt). Within this belt, the Pé Quente and Francisco gold deposits, currently exploited by local prospectors (*garimpeiros*), are the main case studies of this work.

The Pé Quente deposit is hosted by the Pé Quente Suite that consists of quartz-monzodiorite to leucomonzonite with apatite, rutile and zircon as accessory phases. Several other later granitic intrusions occur in the vicinity of the deposit, but geological relationships and geochemical data suggest neither genetic nor temporal links to the Pé Quente Suite. These suites are mainly granitic composition and have biotite, hornblende, titanite, apatite and magnetite as accessory phases. Volcanic dikes are often in the area and crosscut all these plutonic suites. The Pé Quente suite exhibits geochemistry affinities to the medium-K, calc-alkaline, meta- to peraluminous and magnesian granitic series, thus similar to the I-type orogenic granites, whereas the other suites are medium to high-K, metaluminous and magnesian, but slightly ferroan. Additionally, petrographic and geochemical data indicate that these rocks correspond to I-type granitic series that probably had been generated in a volcanic arc setting that have also evolved to a post-collisional one.

The Pé Quente Suite has been affected by the following hydrothermal alteration types (temporal sequence): (i) strong sodic alteration with albite; (ii) potassic alteration with orthoclase and microcline; (iii) sericitic alteration; (iv) carbonate alteration represented by calcite; (v) pervasive to vicular coarse muscovite alteration; (vi) silicification with breccias and comb-texture quartz veins; (vii) fissural sodic alteration that consists of quartz + albite and; (viii) later and regional propylitic alteration. The ore zones comprise pyrite + barite ± hematite ± chalcopyrite ± galena that are related to both earlier sodic alteration and later veins with quartz and albite. Gold generally occurs as small inclusions within pyrite and shows Ag concentrations that range from 14.2 to 46.3%. Preliminary studies of fluid inclusions within the disseminated ore-zones indicate carbonic fluids that coexisting with aqueous biphasic. The main geological features of this deposit are: (i) close association with rocks that have been originated in the onset of volcanic arcs (granite type I), (ii) widespread and zoned hydrothermal alteration, with oscillations in $a\text{Na}^+$, $a\text{K}^+$, $a\text{H}^+$ and $a\text{Ca}^{2+}$; (iii) ore that represents oxidized fluids. Therefore, the Pé Quente deposit is interpreted to have been formed from multiple pulses of hydrothermal fluids, possibly generated by episodes of magma degassing. The ore precipitation might have taken place by fluid immiscibility within a high-temperature and high- $f\text{O}_2$ system, similar to those related to root zones of porphyry systems.

Very dissimilar from the Pé Quente gold deposit, the Francisco gold deposit, in the União do Norte region, is hosted by an epiclastic volcanoclastic unit that is crosscut by a series of Paleoproterozoic granitic intrusions. This unit contains mainly feldspathic-arenite and feldspathic-wake, besides lenses of matrix-supported conglomerate, both volcanoclastics. The sediments that compose the rocks of this unit have possibly derived from the erosion of old volcanic centers of intermediate composition in a active continental setting. Furthermore, the sediments might have been deposited in a retroarc basin, near to the source-area. The intrusive suites are sequentially represented by: (i) granodiorite with tonalite and quartz-monzodiorite subordinate; (ii) sieno- to monzogranite and; (iii) União do Norte Porphyry, a subvolcanic manifestation that comprises porphyritic alkali-feldspar granite and porphyritic monzogranite. The first two suites are tentatively correlated with the Matupá Intrusive Suite ($1.872 \pm 12\text{Ma}$), whereas the porphyry could be related to the post-collisional A-type granitic rocks from the Teles Pires Intrusive Suite ($1.782 \pm 17\text{Ma}$ to $1.757 \pm 16\text{Ma}$). Mafic to felsic volcanic dikes that consist of trachybasalt, basaltic-trachyandesite, andesite and dacite crosscut both the volcanoclastic unit and the granitic suites. Lithochemical data from the União do Norte Porphyry indicate that this suite represents an alkaline, high-K, magnesian to ferroan, meta- to slightly peraluminous magmatism, whereas the volcanic dikes and the two other plutonic suites exhibit geochemical affinities

with to the calc-alkaline, high-K, metaluminous and magnesian to slightly ferroan series. Additionally, field and geochemical data indicate that the granitic suites represent a magmatic series that were probably formed in the onset of a volcanic arc setting, mainly with granodioritic rocks (Matupá Intrusive Suite), which evolved to the emplacement of highly-evolved granitic rocks, such as the União do Norte Porphyry (Teles Pires Intrusive Suite) in a post-collisional setting. All these units are still overlain by arenaceous sediments of the Dardanelos Formation (1.987 ±4Ma to 1.377 ±13Ma).

In this geological setting, the Francisco deposit represents the first intermediate-sulfidation epithermal gold mineralization associated with base metals (Zn+ Pb±Cu) in the Alta Floresta Gold Province. Pyrite + sphalerite + galena + chalcopyrite ± hematite ± magnetite ± digenite represent the ore zones, hosted at the Volcanilcasto unit. The ore occurs in veins with strong silicification and extensive sericitic halo. The potassic (ortoclase ± hematite ± quartz ± biotite), argillic (kaolinite + sericite + quartz ± hematite), propylitic (chlorite + epidote + magnetite ± actinolite ± calcite ± apatite ± pyrite ± chalcopyrite ± quartz ± shalerite ± margarite) alterations, plus the late-hematite veins, correspond to the distal hydrothermal alterations to the ore zone. The potassic and argillic alterations generally are closely associated to the União do Norte Porphyry. Preliminary studies of fluid inclusions within the ore zones indicate the presence of an aqueous fluid system represented by primary aqueous inclusions with heterogeneity in the vapor-phase filling degree (10-70%).

The main geological features of the deposit are: (i) hydrothermal alteration and ore closely associated with a subvolcanic granite (União do Norte Porphyry) that could have saturated in an residual aqueous fluid phase due to its crystallization; (ii) alunite, although in small concentrations, associated to the occurrences of silica cap; (iii) ore zones hosted in epiclastic sedimentary rocks; (iv) ore zones that often exhibit textures that indicate fluid percolation at shallow crustal level; (v) gold ore associated either to high concentration of base metals and silver; (vi) ore paragenesis dominated by phases rich in sulfides that are indicative of oscillations in the sulfidation state of the sulfur. All these features are similar to those found in epithermal polymetallic deposits of intermediate sulfidation. Due to the constant presence of textures that typify the percolation of fluids in shallow crustal level in the inner, proximal and contact regions of the Porphyry North Union, besides the existence of subvolcanic apophyses strongly sericitized and/or silicified, it is proposed that this suite has been responsible by the causative thermal event of gold mineralization associated with base metals at the Francisco deposit. Therefore, it is suggested that the Teles Pires Intrusive Suite, so far known to be barren of gold mineralizations, may have potential, even if restricted to occurrences of the subvolcanic from this suite, to host gold mineralizations with associated base metals. In addition, the post-collisional setting in which the deposit have been formed would have promoted its preservation from the later erosion, metamorphism and deformation events, which could have affected and destroyed the deposit.

The ore precipitation might have taken place by increase in the f_{O_2} of the fluid (hematite precipitation), possibly due to influx of oxidizing external fluids (meteoric) after hydraulic fracturing events when the subvolcanic granite had been oversaturated in a residual aqueous fluid phase. The high concentrations of base metals suggest that the variations on the temperature and pH of the fluid could have been an important key in the formation of the mineralized ore zones.

In this context, the identified plutonic suites around the Pé Quente and Francisco would have been initially formed before the magmatic event that resulted in the Matupá Intrusive Suite (1.872 ±12Ma), with the emplacement of the Pé Quente suite. With the continuity of the magmatic event, more evolved granitic suites would have been created by the emplacement of the Teles Pires Intrusive Suite (~ 1757 Ma), which represents the later intrusions (União do Norte Porphyry) within a post-collisional setting. Therefore, depending on the tectonic model adopted, all of these suites would have been created during the installation of the magmatic arc Cuiú-Cuiú (2.1-1.9 Ga) and Juruena (1.8-1.75 Ga), or then, during the Ventuari-Tapajós Magmatic Arc (1.95 to 1.8 Ga).

In this scenario, the Pé Quente and Francisco deposits could be classified as different mineralizing systems within the general model of gold-porphyry – epithermal, which the emplacement of Paleoproterozoic granitic intrusions may have served as source of heat, fluids and metals to the installation of the magmatic-hydrothermal system. The Pé Quente deposit, for instance, could correspond a system of greater depth and higher temperature, where the strong pervasive albite alteration plus highly oxidized-aqueous and carbonic fluids represent the root zones of porphyry gold deposits. The Francisco deposit, however, could be correlated to mineralization nested in shallow crustal levels with great influx of meteoric fluids and relatively distal from felsic intrusive subvolcanic granite. Therefore, the Francisco deposit could be similar to the polymetallic epithermal deposits of intermediate-sulfidation.

Keywords: Alta Floresta Gold Province, gold mineralizations, porphyry – epithermal gold system.

1 APRESENTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, no setor centro-norte do Estado do Mato Grosso, onde configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis (*Fig. 1.1*). A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Nesse sentido, insere-se entre as Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), na concepção de [Tassinari & Macambira \(1999\)](#), ou entre as Províncias Tapajós-Parima (2,03 Ga – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 Ga – 1,54 Ga), no modelo de [Santos *et al.*, \(2000\)](#). Independente da compartimentação proposta, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico ([Tassinari & Macambira 1999](#); [Souza *et al.*, 2005](#); [Santos *et al.*, 2006](#); [Silva & Abram 2008](#)).

As primeiras ocorrências auríferas na região que abrange os municípios de Peixoto de Azevedo – Matupá foram reportadas em 1978 com a construção da rodovia BR-163, que liga a capital Cuiabá a Santarém. Essas ocorrências atraíram um grande contingente de garimpeiros para a região, o que resultou na descoberta de inúmeros depósitos auríferos aluvionares ao longo do Rio Peixoto de Azevedo e seus afluentes. Com a diminuição e exaustão destas reservas de ouro coluvionar, aluvionar e de enriquecimento supérgeno, mineralizações filoneanas passaram a configurar o novo alvo das atividades garimpeiras na região. A exploração do primeiro depósito primário na região, localizado em Guarantã do Norte, teve início em 1983 ([Moura, 1998](#)). Essa etapa, que se estende até o presente, tem envolvido a exploração de mais de uma centena de depósitos primários de alto teor e pequeno porte (< 5 t Au) ([Paes de Barros, 2007](#)), atestando que mesmo após o pico aurífero do ouro na região, ocorrido entre as décadas de 1970 a 1990, a PAAF ainda exhibe comprovado potencial aurífero. Este potencial pode ser demonstrado por sua

produção acumulada no metal, na ordem de 160 t, gerada entre os períodos de 1980 e 1999 (METAMAT, 2003), o que teria culminado na transformação da região em uma das principais produtoras do metal no país.

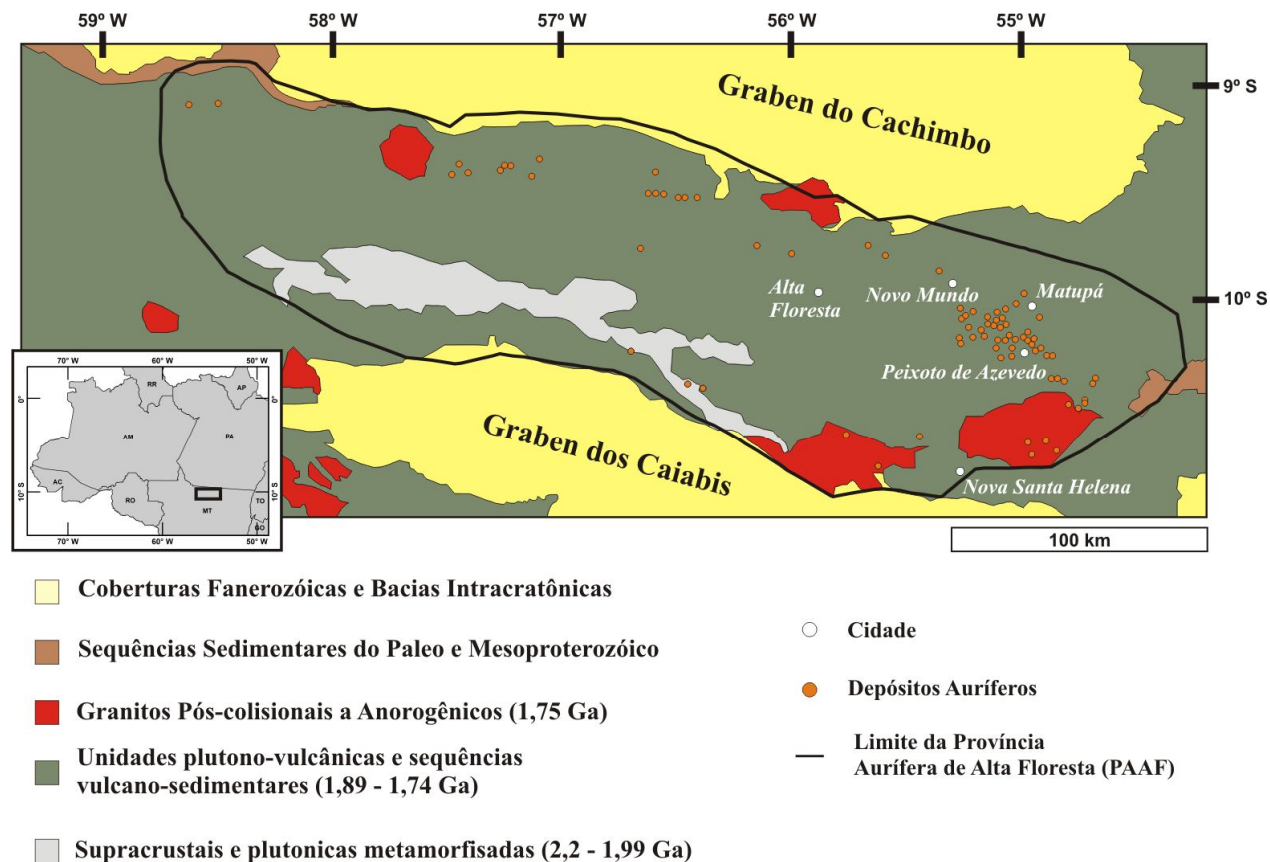


Fig. 1.1. Mapa simplificado da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) com seus principais domínios geológicos e a localização de alguns depósitos auríferos. Modificado de Paes de Barros 2007.

Com o refinamento do conhecimento geológico na província decorrente, sobretudo dos trabalhos de caráter regional realizados pela CPRM (Santos, 2000; Santos *et al.*, 2001; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), além de trabalhos de cunho acadêmico, tal como Teses de Doutorado (Paes de Barros, 2007), Dissertações de Mestrado (Paes de Barros, 1994) e Trabalhos de Conclusão de Curso (Abreu, 2004; Bizotto, 2004; Assis, 2008; Barbuena, 2009), foi possível o agrupamento dos depósitos auríferos nos seguintes modelos genéticos:

(i) Depósitos do tipo lode orogênico mesotermal em rochas de arcos magmáticos metamorfisados (e.g. Complexo Cuiú-Cuiú) (Paes de Barros, 1994; Santos *et al.*, 2001);

(ii) *Depósitos epizonais relacionados a intrusivas félsicas (intrusion-related gold systems), de estilo disseminado e/ou em sistemas stockwork (Santos et al., 2001; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008);*

(iii) *Mineralizações auríferas do tipo pórfiro disseminadas em granitos cálcio-alcalinos paleoproterozóicos (Moura 1998; Moura et al., 2006);*

Embora inúmeros modelos genéticos para os depósitos auríferos da região tenham sido propostos, é consenso de que as mineralizações estejam espacial e temporalmente relacionadas a suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, de afinidade cálcio-alcalina a sub-alcalina, metaluminosa a peraluminosa, de médio a alto potássio, magnésiana a ligeiramente ferrosa e que variam em composição de tonalito-granodiorito a sienozonogranito (Moura 1998, Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Silva & Abram 2008). Segundo esses autores, essas suítes teriam se alojado em ambiente de margem continental ativa a partir de magmas que interagiram com crosta arqueana a paleoproterozóica. Moura (1998); Paes de Barros (2007); Silva & Abram (2008) e Silva et al., (2008) ainda propõem que a colocação desses corpos ígneos paleoproterozóicos foi essencial, pois teriam servido como fonte termal, de fluidos e metais para a formação dos depósitos auríferos da PAAF a partir de um sistema do tipo magmático-hidrotermal.

No setor E da PAAF, principalmente a região que abrange as cidades de Nova Santa Helena – Peixoto de Azevedo – Matupá – Guarantã do Norte – Novo Mundo concentram-se uma significativa quantidade de depósitos auríferos ao longo de um cinturão de direção NW. Nessa região esses depósitos ocorrem na forma de veios, sistemas de veios em *stockwork* ou disseminados em rochas de composição granítica (*l.s*). Inúmeros trabalhos já realizados nesta porção da PAAF sugerem a presença de dois tipos de mineralizações auríferas com paragêneses do minério e assinatura geoquímicas distintas: (i) Au – Cu – As – Bi – Te, e (ii) Au – Zn – Pb – (Cu).

(i) Depósitos com assinatura geoquímica Au – Cu – As – Bi – Te

Corresponde àqueles cuja paragênese do minério é dominada por pirita, além de concentrações subordinadas de calcopirita. Os principais representantes desta classe incluem os depósitos do Luizão (Abreu 2004; Paes de Barros 2007), Edu (Bizotto 2004; Paes de Barros, 2007), Paraíba (Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008), Serrinha (Moura et al., 2006), Pombo (Biondi, 2005; Biondi et al., 2006) e Pé Quente (esse trabalho).

(ii) Depósitos com assinatura geoquímica Au – Zn – Pb – (Cu)

Concentram-se principalmente na região de União do Norte, porção SE da cidade de Peixoto de Azevedo, e correspondem a ocorrências auríferas com concentrações significativas de esfalerita, galena e subordinadas de digenita e calcopirita. Os principais representantes desta classe incluem os depósitos do Bigode (Assis, 2008; Assis *et al.*, 2009) e Francisco (Assis 2008; Assis *et al.*, 2009; Xavier *et al.*, 2009; este trabalho).

Apesar do potencial aurífero da PAAF ter sido enfatizado por diversos autores como significativo (Paes de Barros 1994,2007; Santos *et al.*, 2001) e dos avanços obtidos com os trabalhos até então publicados (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros 1994, 2007; Biondi, 2005; Assis, 2006; Assis, 2008; Barbuena, 2008; Silva & Abram, 2008; Assis *et al.*, 2009; Barbuena, 2009), uma grande parcela dos depósitos auríferos da província ainda conta com uma documentação geológica superficial, o que impede uma melhor definição de modelos genéticos e, como consequência, impossibilita melhores estratégias à exploração do ouro na província. Essa problemática se estende para a sua porção leste, onde estudos mais detalhados e sistemáticos das ocorrências auríferas e sua relação genética com a evolução dos corpos graníticos hospedeiros necessitam ser ampliados, compreendidos e integrados. Neste contexto, tem por meta contribuir para uma melhor compreensão da metalogênese do ouro associado a sistemas graníticos na PAAF, por meio do estudo comparativo entre depósitos auríferos (estudos de caso) de assinatura geoquímica distinta: (i) Depósito Pé Quente: Au – Cu – (As – Bi – Te), e (ii) Depósito do Francisco: Au – Zn – Pb – (Cu). Para isso, esse estudo envolve o contexto geológico dos depósitos, petrografia e geoquímica das rochas hospedeiras e aflorantes nos respectivos depósitos, definição dos tipos e sequência de formação da alteração hidrotermal (*evolução paragenética do sistema hidrotermal*), paragênese e geoquímica do minério.

1.2 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Apesar do potencial aurífero da PAAF, estudos mais detalhados nos depósitos auríferos e sua relação genética com a evolução dos corpos graníticos hospedeiros ainda têm sido muito pontuais e de forma fragmentada. Esse fato tem dificultado a elaboração e/ou reavaliação mais consistente de modelos genéticos e prospectivos para a província, assim como para uma melhor compreensão do papel das suítes graníticas com as quais os depósitos encontram-se associados.

Nesse sentido, esse trabalho apresenta um estudo comparativo entre dois depósitos auríferos do setor leste da PAAF com associação espacial e/ou temporal com rochas de composição granítica, mas que apresentam atributos geológicos e geoquímicos distintos: o depósito Pé Quente, com assinatura de Au – Cu – (As – Bi – Te) e paragênese dominada por pirita + barita ± calcopirita e o Depósito do Francisco, que representa o grupo com assinatura geoquímica conferida por Au – Zn – Pb – (Cu) e paragênese representada por pirita + esfalerita + galena ± calcopirita. Para isso, os trabalhos estarão centralizados na seguinte sistemática:

- (i) *Definição do contexto geológico dos depósitos investigados;*
- (ii) *Definição das relações temporais e espaciais das mineralizações com as unidades geológicas;*
- (iii) *Caracterização petrográfica e geoquímica das hospedeiras do minério e dos diferentes litotipos mapeados no seu entorno;*
- (iv) *Identificação dos tipos e distribuição da alteração hidrotermal, assim como dos estilos das mineralizações auríferas (evolução paragenética do sistema hidrotermal);*
- (v) *Organização das paragêneses minerais nas zonas mineralizadas;*
- (vi) *Geoquímica do minério;*

A partir desta sistemática, espera-se caracterizar de forma mais consistente o modelo genético dos depósitos auríferos investigados e, particularmente, avaliar o papel da colocação das suítes graníticas paleoproterozóicas como fontes de fluidos e metais na metalogênese do ouro na PAAF.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Os depósitos estudados situam-se na porção SW da cidade de Peixoto de Azevedo, centro norte do estado do Mato Grosso, a cerca de 732 km da capital Cuiabá (*Fig. 1.2*). O acesso à área realiza-se, de Cuiabá a Peixoto de Azevedo, especialmente pela BR-163, em aproximadamente 570 km, e secundariamente pelas rodovias MT-010 e BR-364, respectivamente, em aproximados 72 km e 45 km de estrada.

O trajeto ocorre no sentido norte, iniciando-se na capital Cuiabá, e passando pelas cidades de Alcorizal, Rosário Oeste, Nobres, Diamantino, Nova Mutum, Lucas do Rio Verde, Sorriso, Sinop, Itaúba, Nova Santa Helena, Terra Nova do Norte e finalmente Peixoto de Azevedo. O trecho que liga as cidades de Cuiabá a Rosário Oeste ocorre por meio da MT-010, e desta até a cidade de Diamantino, pela BR-364. A partir de então, pela BR-163.

Nos limites entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Terra Nova do Norte (MT), o Depósito Pé Quente localiza-se nas proximidades da Décima Agrovila, a cerca de 35 km da cidade de Peixoto de Azevedo, a partir da estrada que acompanha o Rio Peixoto (*Fig. 1.2*). O Depósito do Francisco, no entanto, localizado na Agrovila de União do Norte, a partir da BR-080, está a aproximados 80 km da cidade de Matupá e há 95 km de Peixoto de Azevedo (*Fig. 1.2*).

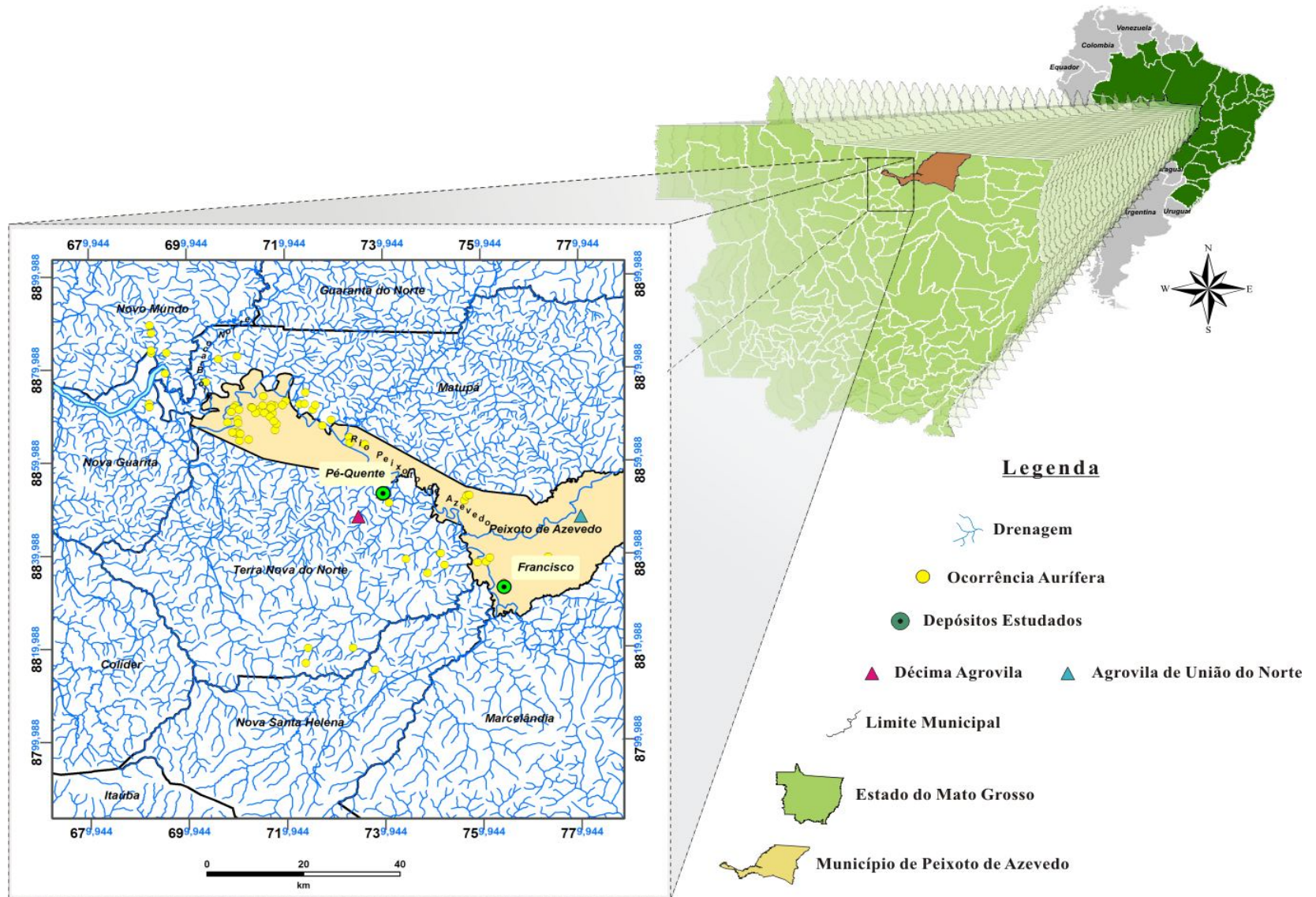


Fig. 1.2. Localização geográfica dos depósitos auríferos investigados nesse trabalho (Depósitos Pé Quente e Francisco) no município de Peixoto de Azevedo, porção centro-norte do Estado do Mato Grosso.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 TRABALHO DE CAMPO

Foram realizadas duas etapas de campo: uma primeira no período de 15-abr-09 a 26-abr-09 (11 dias) e uma segunda no período de 28-set-09 a 28-out-09 (30 dias), as quais envolveram as seguintes atividades:

2.1.1 Geologia Regional Consistiu no reconhecimento das principais unidades plutono-vulcânicas da porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), assim como a coleta de amostras representativas das mesmas.

2.1.2 Mapeamento geológico Enfocou a caracterização macroscópica, em escala 1:25.000 (semi-detalle), das principais unidades geológicas do entorno dos alvos estudados. Essas etapas permitiram o reconhecimento dos controles dos setores mineralizados, assim como o detalhamento das relações de transição entre os padrões de alteração hidrotermal em direção às zonas mineralizadas nos diferentes depósitos estudados. Como resultado, mapas geológicos em escala 1:25.000 foram elaborados com apoio de imagens de satélite ASTER, LANDSAT e QuickBird.

2.1.3 Amostragem sistemática Correspondeu à coleta sistemática de amostras representativas das hospedeiras do minério, zonas mineralizadas e de alteração hidrotermal, assim como dos diversos litotipos das unidades geológicas aflorantes no entorno dos depósitos estudados. No intuito de amenizar os efeitos causados pelo intemperismo e alteração hidrotermal, foi dada preferência, nos estudos de litogeoquímica, às amostras menos afetadas por esses eventos.

2.2 PETROGRAFIA

Essa fase foi realizada com o uso de microscópios petrográficos convencionais da ZEISS Axiophot e Leica DM-EP. Ao modelo ZEISS Axiophot foi acoplado um dispositivo de obtenção de imagens (câmera Sony Cybershot) com resolução de 12.0 megapixels, que permitiu a captura de fotomicrografias.

Realizou-se a caracterização das unidades litodêmicas do entorno dos depósitos estudados através da estimativa de sua composição modal (*análise modal quantitativa*) e relações petrográfica. Em um segundo momento favoreceu a caracterização petrográfica e textural das hospedeiras do minério, da evolução paragenética associada aos diferentes tipos e estágios da alteração hidrotermal, das relações texturais entre os minerais de minério e de ganga, das relações entre paragêneses e microestruturas, além das sobreposições dos estágios hidrotermais. Desta forma, foi possível definir a evolução temporal do sistema hidrotermal vigente nos depósitos investigados.

A *análise modal quantitativa* (realizada neste trabalho) foi empregada na quantificação das fases minerais presentes nas vulcânicas de granulação fina e em todas as suítes plutônicas através do caminhamento do *charriot* ao longo de toda a seção delgada-polida. No caso das rochas vulcânicas, as análises consistiram de um caminhamento de 5mm na vertical por 5mm na horizontal. Nas rochas de composição granítica-monzonítica, no entanto, esse caminhamento variou de 1cm (vertical e horizontal) nas rochas de granulação média, e de 1cm na vertical e 1,5cm na horizontal nas de granulação grossa (ou superior). A depender da qualidade das seções delgadas-polidas e do caminhamento realizado, o número de pontos obtidos pela análise modal quantitativa nas vulcânicas variou de 481 a 503 (média: 492 pontos/lâmina), enquanto que nas suítes plutônicas essa variação esteve compreendida entre 217 e 992 pontos (média: 439 pontos/lâmina). As tabelas com os dados obtidos a partir dos estudos petrográficos (contagem modal) podem ser visualizadas nos *ANEXOS III (Anexo AIIII-AIII.3)*.

Posteriormente, esses estudos foram refinados com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura do Instituto de Geociências, na Universidade Estadual de Campinas (IG, UNICAMP). Esta etapa enfatizou: (i) a determinação de fases minerais (fases menores), particularmente àquelas associadas à paragênese sulfetada, não reconhecidas na petrografia convencional; (ii) verificação da presença de possíveis zoneamentos composicionais nos sulfetos (*e.g.* pirita e galena) e silicatos (*e.g.* plagioclásio); (iii) verificação da presença de elementos-traço em sulfetos (*e.g.* Ag, As, Cd e Bi); (iv) complementação dos dados referentes aos modos de ocorrência do ouro, assim como a obtenção de sua composição química aproximada; e (v) relações texturais (*e.g.* exsoluções e intercrescimento). O equipamento utilizado foi um Leo 430i, da Oxford, acoplado a detectores de elétrons retroespalhados e a um sistema de microanálises, que se utiliza de um detector de dispersão de energia (*energy dispersive X-Ray spectrometer*,

EDS). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kV, distância focal de 19 mm, e corrente de fluxo de aproximadamente $3,0 \times 10^{-9}$ A.

A abreviação dos minerais utilizados neste trabalho seguiu as recomendações da USGS, Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (Siivola & Schid, 2007). As abreviações utilizadas, em ordem alfabética de abreviação, constam a seguir:

Ab = albita	Carb = carbonato	Gn = galena	Phg = prehnita
Act = actinolita	Chl = clorita	Grn = greenockita	Pl = plagioclásio
Ag = prata	Cpy = calcopirita	Hbl = hornblenda	Px = piroxênio
Agt = augita	Cv = covelita	Hem = hematita	Py = pirita
Aln = allanita	Czo = clinozoisita	Ill = illita	Qtz = quartzo
Alt = alunita	Dg = digenita	Kln = caulinita	Rt = rutilo
Am = anfibólio	Di = diopsídio	Lm = limonita	Ser = sericita
Ap = apatita	En = enstatita	Mag = magnetita	Sph = esfalerita
Au = ouro	Ep = epídoto	Mc = microclínio	Ttn = titanita
Brt = barita	FK = K-feldspato	Mnz = monazita	Tvn = tivanita
Bt = biotita	Fl = fluorita	Ms = muscovita	Wfn = wulfenita
Cal = calcita	Fr.L = fragmento lítico	Or = ortoclásio	Zrn = zircão

2.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Utilizou-se da difratometria de Raios X especialmente nos casos relacionados a rochas vulcânicas de granulação muito fina a fina e também à obtenção de fases acessórias das paragêneses da alteração hidrotermal.

As análises de difração de raios X foram realizadas por Marcon (2010) no Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin–UNICAMP (LPCM – IFGW), por meio de um difratômetro Philips PW1050 na geometria Bragg-Brentano vertical, e um difratômetro X'Pert Philips MRD com geometria Bragg-Brentano horizontal, ambos operando com tubos de Cobre ($\lambda=1,54\text{Å}$). A caracterização das fases minerais (análises qualitativas) foi realizada utilizando-se do banco de dados do programa X' Pert Highscore v1.0b, enquanto que o refinamento Rietveld, utilizado na quantificação das fases minerais identificadas, foi obtido a partir do programa de uso livre MAUD (*Materials Analysis Using Diffraction*), e dos arquivos de dados CIF (*Crystallographic Information File*) provenientes do COD

(*Crystallography Open Database*). Maiores informações quanto à metodologia empregada nesta etapa podem ser encontradas em [Marcon \(2010\)](#).

2.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Um conjunto de 46 amostras representativas das suítes graníticas, diques de vulcânicas, unidade vulcanoclástica e do minério, das áreas de estudo, foi analisado para elementos maiores, menores e traço. Deste total, 29 amostras correspondem às unidades geológicas do entorno do Depósito Pé Quente, enquanto 17 amostras são representativas das unidades dos arredores do Depósito do Francisco.

Com o objetivo de reduzir e/ou eliminar possíveis fontes de contaminação, a primeira fase desta etapa consistiu na remoção das porções intemperizadas (*e.g.* capa de alteração) e/ou hidrotermalizadas. Posteriormente, houve a britagem em um triturador de mandíbulas modelo Pulverisette II, da Fritsch, e então, sua moagem em um moinho do tipo planetário (bolas), da marca FRITSCH, modelo PULVERISETTE 5. Essa etapa de preparação (britagem e moagem) foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UNICAMP.

As análises foram realizadas pelo Laboratório ACME Lab. do Canadá, pelos seguintes procedimentos:

(a) Elementos maiores e menores na forma de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , e Cr_2O_3) e alguns elementos-traço (*e.g.* Ba, C e S) foram obtidos a partir da análise de 0,2 g de rocha total por ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer*), após fusão na presença de metaborato de lítio (LiBO_2) e posterior digestão em ácido nítrico (HNO_3).

(b) Elementos-traço: Os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) e refratários (Bi, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr, Ni, As, Cd, Sb, Hg, Tl, Se, Tm, Ni, Mo) foram determinados a partir da análise de 0,2g de amostra (rocha total) por ICP-MS após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em HNO_3 (mesma decomposição realizada para o grupo anterior). Adicionalmente, uma alíquota de 0,5g de cada amostra (rocha total) foi digerida em água-régia e analisada por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para obtenção dos metais preciosos (Au, Ag), metais de base (Cu, Zn, Pb) e alguns elementos-traço (As, Bi, Cd, Hg, Mo, Ni, Sb, Se, Tl).

(c) Perda ao fogo (LOI): foi determinada por diferença de peso após ignição a 1000°C, além do total de enxofre e carbono nas amostras por LECO.

Os limites inferiores de detecção para os óxidos SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, são de 0,01%, de 0,04% para Fe₂O₃, e de 0,002% para o Cr₂O₃, com perdas de LOI de 0,1%. No caso dos elementos-traço, e a depender do elemento analisado, estes valores mostram variação dos limites inferiores de detecção compreendidos entre 0,01 ppm e 8 ppm, ou então, de 0,5 ppb para o Au. Os limites de detecção superiores, para esses mesmos elementos, compreendem-se entre 2.000 e 50.000 ppm, ou então de 100 ppm para o Au e Ag. O Cu e Pb, no entanto, exibem limites inferiores e superiores de detecção compreendidos entre 0,1 a 10.000 ppm, enquanto que o Zn apresenta esses mesmos limites situados entre 1 a 10.000 ppm.

Os resultados obtidos por ICP-MS apresentam erro de precisão que pode chegar a ±5,0% do valor coletado, ao passo que a precisão associada ao ICM-ES, é de aproximadamente ±1%. Quanto à certificação internacional, o Laboratório foi assegurado pelo ISSO 9001, no que se refere a sua metodologia e técnicas analíticas utilizadas.

Para uma melhor avaliação da qualidade das análises e confiabilidade dos resultados, foram enviadas para análises uma duplicada da amostra FR-27 (*nomeada FR-01*) e uma amostra de referência certificada por [Cotta & Enzweiler \(2008\)](#). Os resultados obtidos para essas amostras mostram pequena variação, normalmente de até 3,98% para os elementos maiores e menores, enquanto para os elementos-traço, incluindo os ETR, tais diferenças foram inferiores a 1 ordem de grandeza (10¹ ppm).

3 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), também denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), insere-se no contexto centro-sul do Cráton Amazônico (Fig. 3.1). Neste trabalho, no entanto, adota-se a denominação de Souza *et al.*, (2005), apenas especificando o fato de corresponder a uma província eminentemente aurífera. Segundo Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico corresponde a um segmento crustal estabilizado por volta de 1,0 Ga e limitado pelas Faixas Móveis neoproterozóicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central, e Tocantins no norte do país. A evolução deste segmento crustal é ainda bastante controversa, contudo, a hipótese atualmente mais aceita seria de que durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico, teriam ocorridos processos de subducção com geração de sucessivos arcos magmáticos e consequente formação de material juvenil, além de processos de retrabalhamento crustal subordinados (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira 1999).

Em virtude da gênese controversa do Cráton Amazônico, diversas compartimentações geotectônicas têm sido propostas para a sua evolução, e a depender da hipótese adotada, a PAAF pode inserir-se em distintos segmentos. Segundo a compartimentação proposta por Santos *et al.*, (2000) e Santos (2003), por exemplo, a PAAF estaria enquadrada entre as províncias geocronológicas-geotectônicas do Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia Juruena (1,82 – 1,54 Ga), enquanto que no modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999), a PAAF estaria situada entre os limites das Províncias Geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga).

Dentro do modelo sugerido por Tassinari & Macabira (1999) (Fig. 3.1), adotado neste trabalho, as Províncias Ventuari-Tapajós (PVT) e Rio Negro-Juruena (PRNJ) correspondem a cinturões orogênicos neoproterozóicos que teriam se amalgamado à Província Amazônia Central (PAC), a qual é representada pelas rochas continentais mais antigas do cráton e que não foram afetadas pela Orogênese Transamazônica em 2,2 – 1,9 Ga.

Neste cenário, a PAAF configura uma área alongada na direção W-NW limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis e pela Chapada dos Dardanelos.

O embasamento da província, atualmente denominado de Complexo Cuiú-Cuiú, (Pessoa *et al.*, 1977; Moreton & Martins, 2005), consiste essencialmente de granitóides de composição granítica a monzogranítica, de gnaisses graníticos a tonalíticos, além de xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIFs e migmatitos (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). No entanto, esse embasamento ainda é pouco conhecido devido à escassez de afloramentos, dados geocronológicos e isotópicos. Essa fragmentação dos dados reflete na imprecisão entre os limites da PAC, PVT e PRNJ.

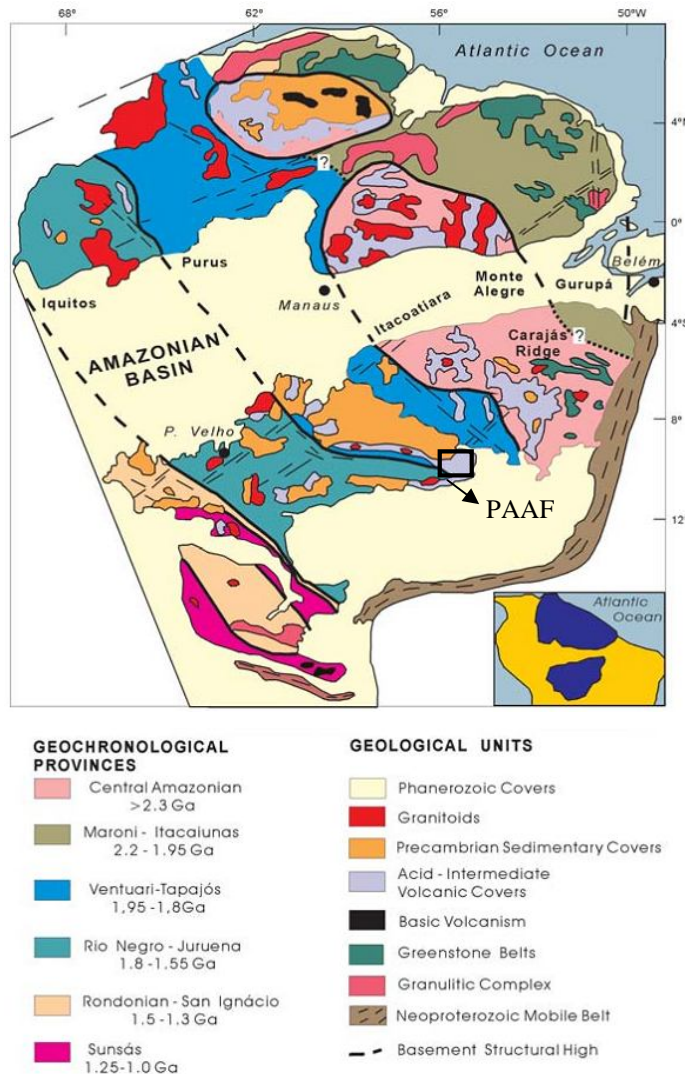


Fig. 3.1. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (1999). Notar que a PAAF insere-se entre os limites geográficos das Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro Juruena.

sutura crustal marcada por uma descontinuidade gravimétrica (Souza *et al.*, 2005). Esse segmento é representado por ortoanfíbolitos ricos em piroxênio, ortognaisses, plutônicas enderbíticas, formações ferríferas bandadas, rochas calciossilicáticas, hiperstênio-granada

quartzito, tremolita-granada quartzito, metagabro-norito e metapiroxênito que exibem foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico orientados segundo E-W e ESE-WNW, de médio a alto mergulho, típico de *underthrust* com vergência para SSE e transporte tectônico de SW para NE (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Dados geocronológicos de Sm-Nd obtidos por Pimentel (2001) em ortoanfibolitos revelam idade isocrônica de 2,24 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de 2,5.

O complexo Cuiú-Cuiú, no entanto, inclui anfibolitos e ortognaisses com bandamento composicional. Essas rochas apresentam composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados, que ocorrem ao longo de estreitas, alongadas e descontínuas faixas associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NW-SE, zonas de falhamento N-S, ou englobadas por granitóides e rochas básicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Datação U-Pb em zircão pelo método SHRIMP em ortognaisse granítico revelou idade de 1.992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2005), compatível com as idades U-Pb SHRIMP (2.005 ± 7 Ma) e U-Pb convencional (2.033 Ma), obtidas por Santos *et al.*, (1997) em rochas desta unidade, porém, aflorantes na Província do Tapajós. Devido ao aplainamento do relevo e o desenvolvimento de espesso solo, são raras as ocorrências do embasamento granito-gnáissico na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo. Entretanto, as poucas manifestações descritas por Paes de Barros (2007) são representadas por granitóides cálcio-alcálicos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica, de idade Pb-Pb em zircão (evaporação) entre 2.816 e 1.984 Ma, que sinalizam a presença de um embasamento heterogêneo e, portanto, correlacionável ao Complexo Xingu.

Inserido neste arcabouço, o setor leste da PAAF é compreendido por cinco unidades plutono-vulcânicas que se desenvolveram no decorrer do Paleoproterozóico (Orosiriano – Estateriano), além de uma sequência sedimentar clástica de provável idade mesoproterozóica, denominada de Grupo Caiabis (Fig. 3.2). As unidades plutono-vulcânicas encontram-se representadas em escala regional pelo granito Nhandu (1.889-1.879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872 Ma), Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade indeterminada), Suíte Colíder (1,786-1.781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 a 1.757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008) (Fig. 3.2).

Magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além de granitos sub-vulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granofíricos, compõem o granito Nhandu (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005).

Correspondem a rochas metaluminosas a peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas, subalcalinas, de médio K e enriquecidas em FeO^t (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Seu ambiente tectônico é interpretado como pós-colisional a intra-placa (Silva & Abram, 2008), porém Paes de Barros (2007) ainda relata uma tendência geoquímica de granitóides de arcos magmáticos a granitos intra-placa. Por hospedar mineralizações auríferas primárias (*e.g.* garimpos Natal e Trairão), essa suíte comumente mostra evidências de alteração potássica com microclínio, acompanhada de precipitação de sulfetos e magnetita. A idade do granito Nhandu foi estabelecida entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de -0,91 (Silva & Abram, 2008).

A Suíte Intrusiva Matupá é constituída por quatro litofácies que incluem biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). As *fácies 1* e *2* comumente hospedam mineralizações auríferas, sendo o Depósito de Serrinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.*, 2006). Os dados litogeoquímicos sugerem que essa suíte representa uma manifestação plutônica de composição cálcio-alcalina, metaluminosa a peraluminosa, semelhante aos granitos tipo I, além de ETR que exibem um padrão fortemente fracionado, além de forte anomalia negativa de Eu (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005). Uma idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies 1*, além de idades modelo (T_{DM}) entre 2,34-2,47 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ que variam de -2,7 a -4,3 (Moura 1998). Idades T_{DM} similares, entre 2,15 e 2,34 Ga, também foram obtidas por Souza *et al.*, (2005), contudo com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -0,98 e +3,04 (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Os dados disponíveis até o momento permitem sugerir que as rochas da Suíte Intrusiva Matupá seriam correlacionáveis àquelas da Suíte Intrusiva Parauari da Província Aurífera do Tapajós (Klein *et al.*, 2000) e que, portanto, correspondem ao mesmo evento magmático cálcio-alcalino pós-orogênico.

A Suíte Intrusiva Matupá ainda é truncada por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio e subordinadamente por traquiandesito, representantes da Suíte Intrusiva Flor da Serra (Souza *et al.*, 2005), que segundo Moura & Botelho (2002); Silva & Abram (2008) e Souza *et al.*, (2005) apresentam características geoquímicas tanto de toleióitos continentais intra-

placa quanto das séries cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos. Na ausência de dados geocronológicos, [Souza et al., \(2005\)](#) utilizam-se do conjunto dos dados de cartografia geológica (tipos de rochas que compõem a suíte), de uma idade T_{DM} de 2.336 Ma (em gabro) e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,08, para correlacioná-la com a Suíte Ingarana da Província Aurífera do Tapajós, de idades 1.887 \pm 3 Ma (Pb-Pb em zircão; [Vasquez, 2000](#)) e 1.879 \pm 3 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão; [Santos, 2000](#)). Contudo, devido à inexistência de datações em rocha para a Suíte Intrusiva Flor da Serra, estudos comparativos que se utilizam de idades $\epsilon_{Nd(t)}$ e T_{DM} apenas são coerentes se forem aliados a idade da cristalização da rocha, caso contrário, não têm significado geológico temporal, uma vez que eles não indicam o momento de cristalização de uma unidade, mas apenas permitem distinguir protólitos mantélicos dos crustais e, por consequência, o ambiente geodinâmico. Deste modo, entende-se que a correlação realizada por [Souza et al., \(2005\)](#) entre as suítes Flor da Serra (PAAF) e Ingarana (Tapajós) é equivocada. Em adicional, relações geológicas obtidas por [Moreton & Martins, \(2005\)](#) indicam que a Suíte Flor da Serra é intrusiva na Suíte Matupá, o que indicaria ser mais jovem. Logo, a idade dessa suíte ainda permanece indefinida.

A Suíte Colíder é representada por uma grande diversidade de rochas sub-vulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição intermediária a ácida em menor proporção ([Souza et al., 2005](#); [Silva & Abram, 2008](#)). Trata-se de uma unidade relacionada ao Arco Magmático Juruena, de idade entre 1,85 a 1,75 Ga ([Souza et al., 2005](#)), e que inclui rochas vulcânicas de natureza cálcio-alcálica, de composição ácida a intermediária e evolução vinculada às suítes graníticas Paranaíta, Juruena e Nhandu ([Souza et al., 2005](#)). Os termos sub-vulcânicos são representados por microgranito, micro-quartzo monzonito, micromonzonito, micromonzogranito e granófiro, todos associados a derrames de riolitos, dacitos porfíricos e andesitos localmente microporfíricos ([Moreton & Martins, 2005](#)). De modo geral, correspondem a rochas cálcio-alcálicas de alto potássio, peraluminosas a metaluminosas, que exibem afinidade geoquímica com as séries graníticas orogênicas ([Moreton & Martins, 2005](#); [Souza et al., 2005](#)). As rochas vulcanoclásticas são representadas por sedimentos arenoconglomeráticos, por vezes intercalados a lentes conglomeráticas e sedimentos arenosos ([Souza et al., 2005](#)). Essa unidade exhibe contatos tectônicos com a Suíte Intrusiva Matupá e o Granito Nhandu. Datações em riolito porfírico da Suíte Colíder pelo método U-Pb em zircão revelam idades de 1.786 \pm 17 Ma ([JICA/MMAJ, 2000](#)) e de 1.781 \pm 8 Ma ([Pimentel, 2001](#)). [Silva &](#)

Abram (2008) obtiveram idade LA-ICP-MS em zircão de $1.785 \pm 6,3$. Souza *et al.*, (2005) por sua vez, obtiveram idades modelo (T_{DM}) de 2,34 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,75. O conjunto de dados liiológicos, geoquímicos e geocronológicos obtidos para essa unidade sinaliza um magmatismo cálcio-alcálico com contaminação crustal correlacionável ao Arco Magmático Juruena (Pimentel, 2001; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

Intrusivos em todas as unidades anteriores ocorrem batólitos e *stocks* da Suíte Intrusiva Teles Pires, constituída principalmente por rochas plutônicas e sub-vulcânicas, que incluem biotita granito a álcali-feldspato granito isotrópico, de coloração avermelhada, granulação média a grossa, e de modo mais localizado, granito porfírico, microgranito, granito gráfico, granófiro, riebeckita granito, granito *rapakivi* e anti-*rapakivi* (Souza *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1980; Tassinari & Moreton, 2004; Souza *et al.*, 2005). Os dados geoquímicos apontam para granitos do tipo A, de natureza cálcio-alcálica de médio a alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, que correspondem a intrusões pós-colisionais com idades U-Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma e 1.782 ± 17 Ma, além de T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,4 a +3,0, que indicam magmas de origem mantélica com forte envolvimento de material crustal (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008).

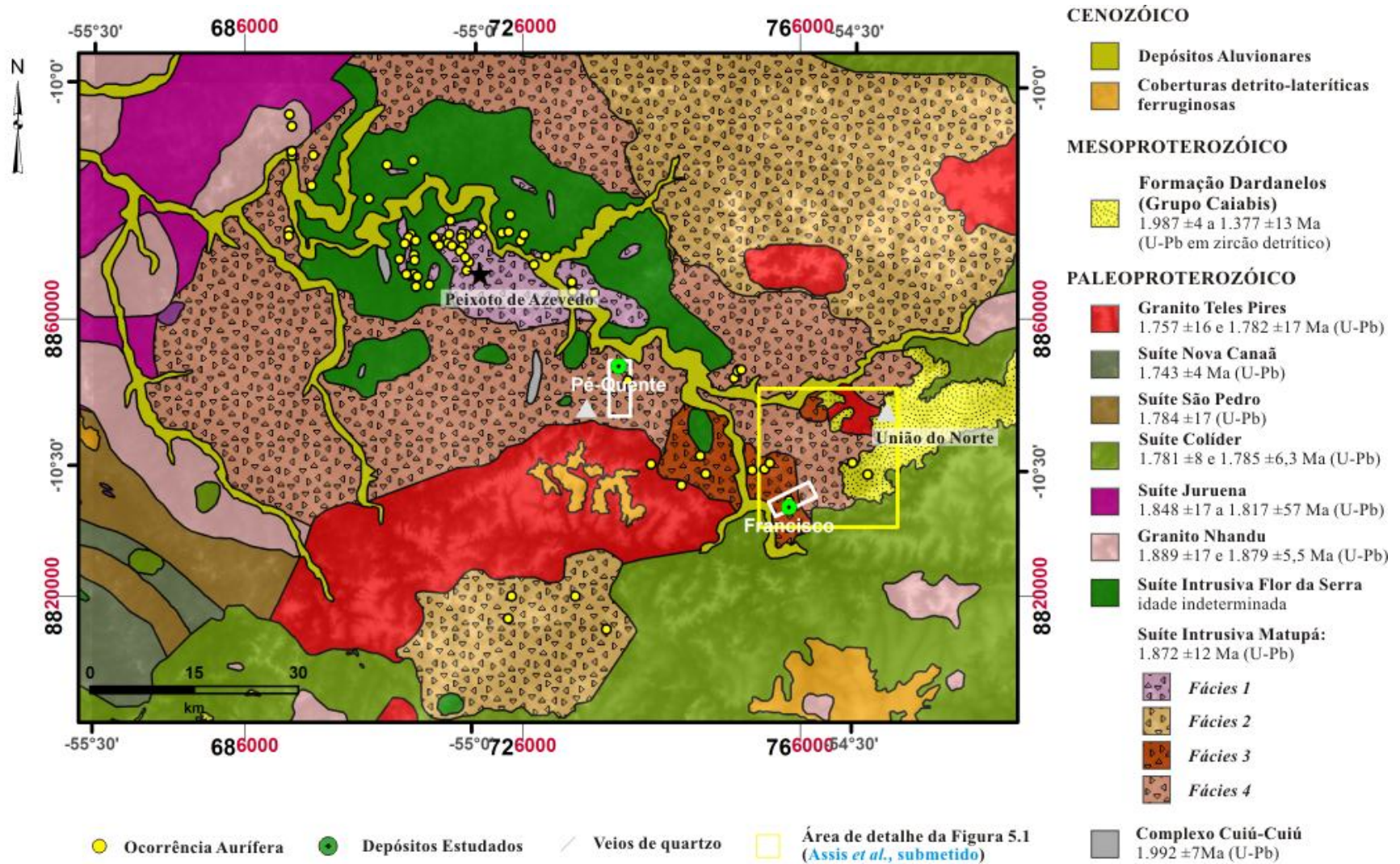


Fig. 3.2. Mapa geológico do segmento leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Modificado de Souza *et al.*, 2005), que inclui alguns depósitos auríferos da região, assim como os depósitos Pé Quente e Francisco que se encontram, respectivamente, nas fácies 4 e 3 da Suíte Intrusiva Matupá.

Recobrando as unidades plutono-vulcânicas encontram-se seqüências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos e que pertencentes a Formação Dardanelos (Grupo Caiabis). Essas coberturas apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton e Martins, 2005). Idades U-Pb em cristais de zircão detrítico estão compreendidas entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003), sugerindo a idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza *et al.*, 2005). O Grupo Caiabis é ainda interpretado como uma bacia do tipo *pull-apart*, ou possivelmente do tipo *strike-slip* onde as principais zonas de transcorrência sinistrais NW/SE foram as responsáveis pela sua geração (Souza *et al.*, 2005).

DEPÓSITO PÉ QUENTE

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO PÉ QUENTE

Na escala regional, a porção centro-noroeste da Folha Vila Guarita (1:250.000), onde se enquadra o Depósito Pé Quente (*Fig. 3.2*), é constituída por biotita granito e monzogranito, com microgranito e granófiro subordinados, atribuídos à *fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá ([Moreton & Martins, 2005](#); [Souza et al., 2005](#)). Entretanto, o mapeamento realizado em escala de detalhe na área deste depósito individualizou sete unidades plutônicas que são truncadas por diques de vulcânicas básicas e localmente recobertas por sedimentos clásticos recentes. As unidades plutônicas reconhecidas correspondem em ordem cronológica a: *(i)* Suíte Pé Quente; *(ii)* Monzonito grosso; *(iii)* Granito indiferenciado(?); *(iv)* Biotita monzogranito porfirítico; *(v)* Biotita-hornblenda monzogranito; *(vi)* Suíte tonalítica; *(vii)* Monzogranito porfirítico e *rapakivi* e; *(viii)* Diques de vulcânicas máficas. Essas unidades ainda são recobertas pelos sedimentos de uma Bacia Terciária e pelos depósitos aluvionares do rio Peixoto de Azevedo. A *Figura 4.1* ilustra a disposição espacial das unidades, assim como a disposição estratigráfica entre as mesmas. No posicionamento estratigráfico, as idades relativas da Suíte Pé Quente e do Granito indiferenciado são consideradas incertas devido à ausência de afloramentos representativos. Adicionalmente, a relação temporal entre o Monzonito grosso e a Suíte Pé Quente não foi observada em campo, o que deixa dúvidas quanto a unidade mais antiga da área em questão. Como pode ser observado pela *Figura 4.2*, as suítes plutônicas apresentam composição que varia de tonalito-sienogranito a quartzo diorito-monzonito, sendo que o Depósito Pé Quente ocorre hospedado na unidade mais primitiva e, portanto, menos fracionada e evoluída (Suíte Pé Quente, *Fig. 4.1*).

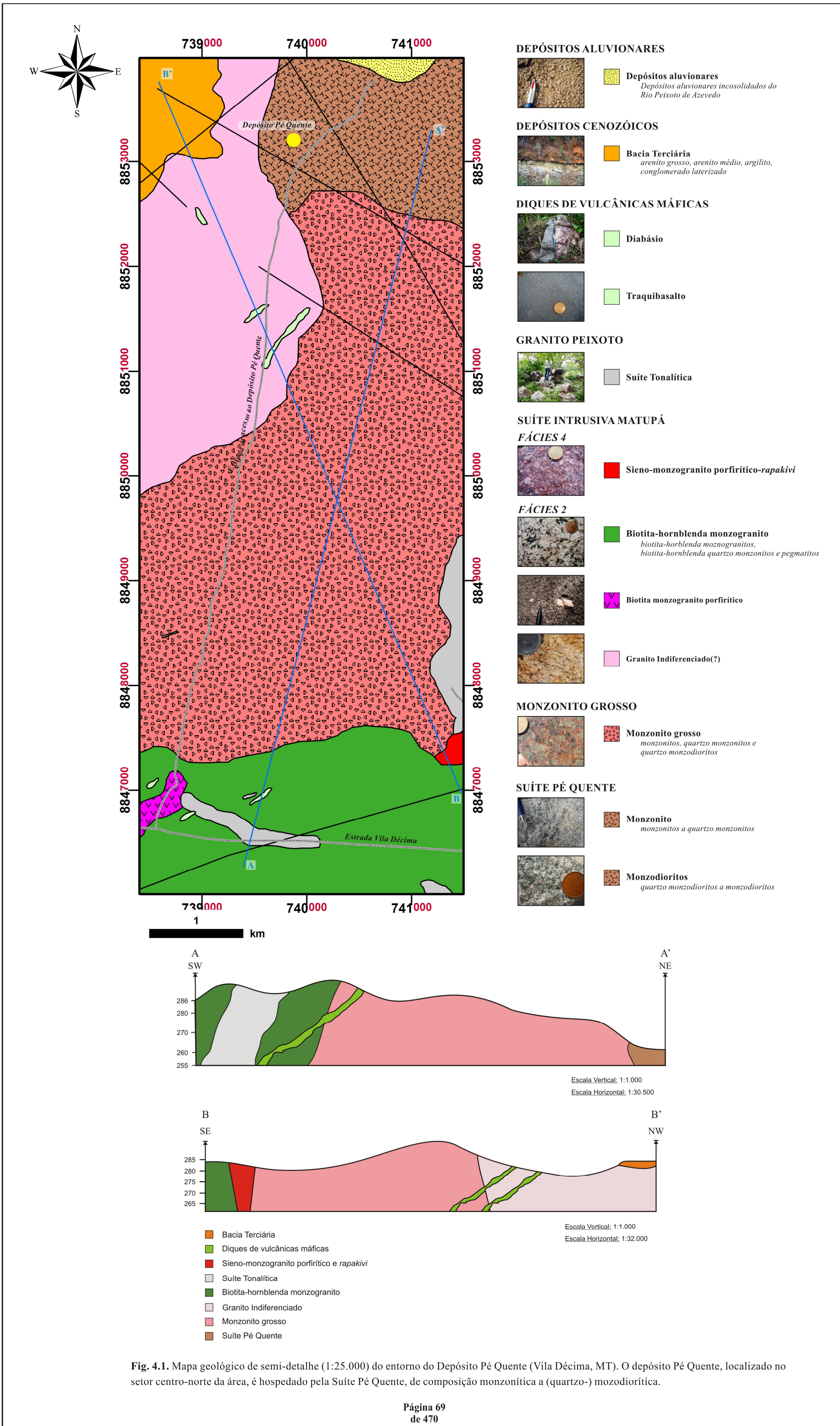


Fig. 4.1. Mapa geológico de semi-detulhe (1:25.000) do entorno do Depósito Pé Quente (Vila Décima, MT). O depósito Pé Quente, localizado no setor centro-norte da área, é hospedado pela Suíte Pé Quente, de composição monzonítica a (quartzo-) monzodiorítica.

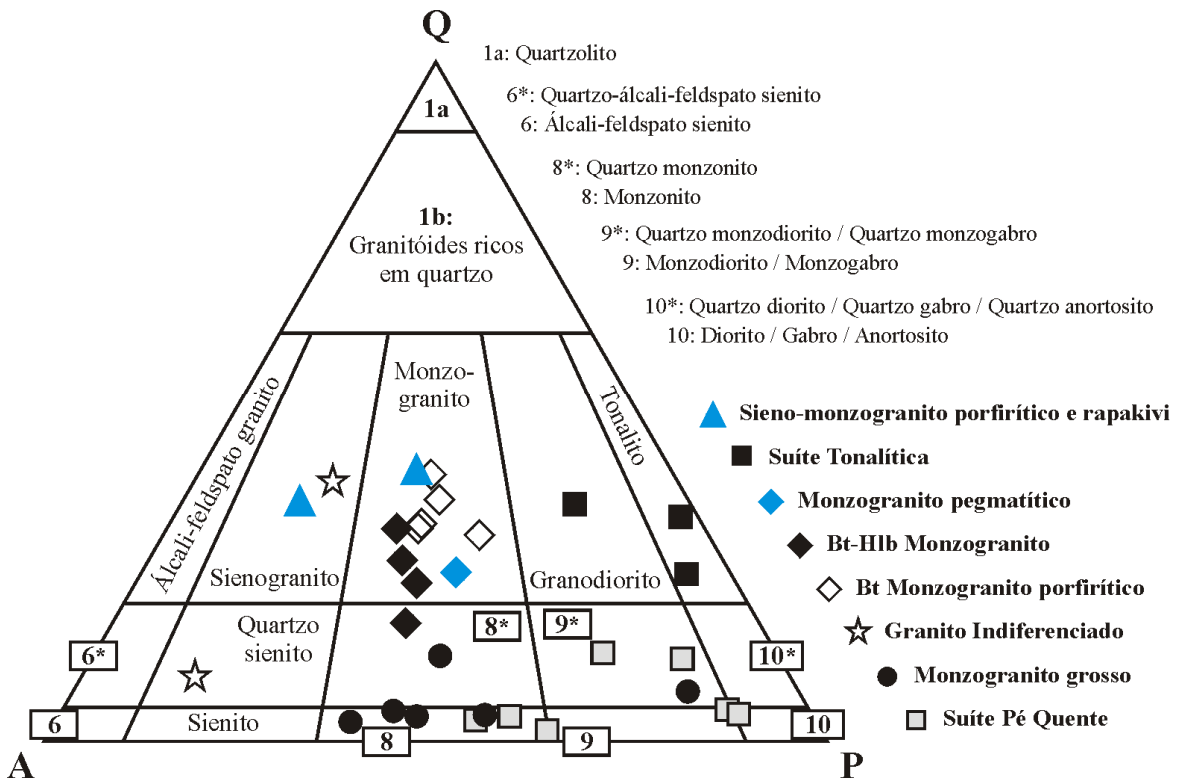


Fig. 4.2. Diagrama QAP de *Streckeisen (1976)* com a classificação modal das suítes plutônicas individualizadas nos arredores do Depósito Pé Quente. Notar que a composição das suítes plutônicas varia de tonalítica-sienogranítica a quartzo diorítica-monzonítica. A nomenclatura dos campos segue a numeração adotada pela IUGS.

4.1 SUÍTE PÉ QUENTE

Corresponde à unidade que hospeda o Depósito Pé Quente, estando restrita a porção norte-nordeste da área (*Fig. 4.1*), onde ocorre na forma de blocos de dimensões inferiores a 2 m de diâmetro, raramente maiores, que se concentram em área de topografia arrasada (*Fig. 4.3A*). É caracterizada por uma suíte magmática pobre em quartzo e composta por diorito-monzodiorito a monzonito (*Fig. 4.2*).

O monzonito e quartzo monzodiorito subordinado correspondem aos litotipos mais evoluídos da suíte. São rochas leucocráticas ($0,68\% < M < 9,3\%$), isotrópicas, de tonalidade leitosa com pontuações cinza escuras, não magnéticas e de granulação média a grossa (*Fig. 4.3B-C*). Pequenas cavidades (*vugs*) com diâmetro de até 0,5 cm e formato irregular são muito comuns (*Fig. 4.3D*), e possivelmente correspondam a feições de escape de gases. Essas rochas

apresentam matriz holocristalina e inequigranular, textura granular hipidiomórfica, com cristais que geralmente exibem contatos côncavo-convexos (*Fig. 4.4A-B*). Textura porfirítica é incomum e pouco desenvolvida, sendo representada por cristais predominantemente de plagioclásio e subordinadamente de ortoclásio com até 7,2 cm de comprimento (*Fig. 4.4C*). Quando presentes, os fenocristais não ultrapassam 10% do volume da rocha. São litotipos constituídos por plagioclásio (53-75%), feldspato potássico (12-43%) e quartzo (3-13%). Apatita e zircão ocorrem como fases acessórias, enquanto que rutilo e hematita como fases secundárias.

Devido aos padrões e estilos da alteração hidrotermal que se sobrepõem à textura ígnea, maior atenção deve ser dada aos membros de composição quartzo monzodiorítica, pois a forte alteração sódica com albita, muitas vezes com textura tabuleiro de xadrez, pode ter consumido o feldspato alcalino primário e, portanto, dificultar a verdadeira estimativa modal dessas rochas. Além do mais, o quartzo muitas vezes parece ser hidrotermal, mas sua distinção é dificultada pelas relações texturais da rocha.

Microclínio e ortoclásio correspondem aos feldspatos alcalinos dominantes. O primeiro ocorre como cristais anédricos, de granulação fina a média, por vezes intersticiais, normalmente obliterados por albita hidrotermal (*Fig. 4.4D*), e por vezes afetados por uma deformação rúptil-dúctil com geração de textura em sub-grãos. O ortoclásio é representado por cristais anédricos de granulação média, que geralmente exibem textura pertítica ou poiquilítica, ou então, por fenocristais de até 7,2 cm de comprimento com geminação *Carlsbad* característica. O plagioclásio corresponde a cristais (sub-)euédricos, de hábito tabular e predominantemente de granulação média (*Fig. 4.5A*). Fenocristais de até 3,8 cm de comprimento podem ser encontrados. Feições deformacionais, tais como *kink-bands* das lamelas de geminação e cristais de aspecto fraturado (textura em sub-grãos) são frequentes. Como fase subordinada e intersticial tem-se quartzo anédrico de granulação fina a média (*Fig. 4.5E*).

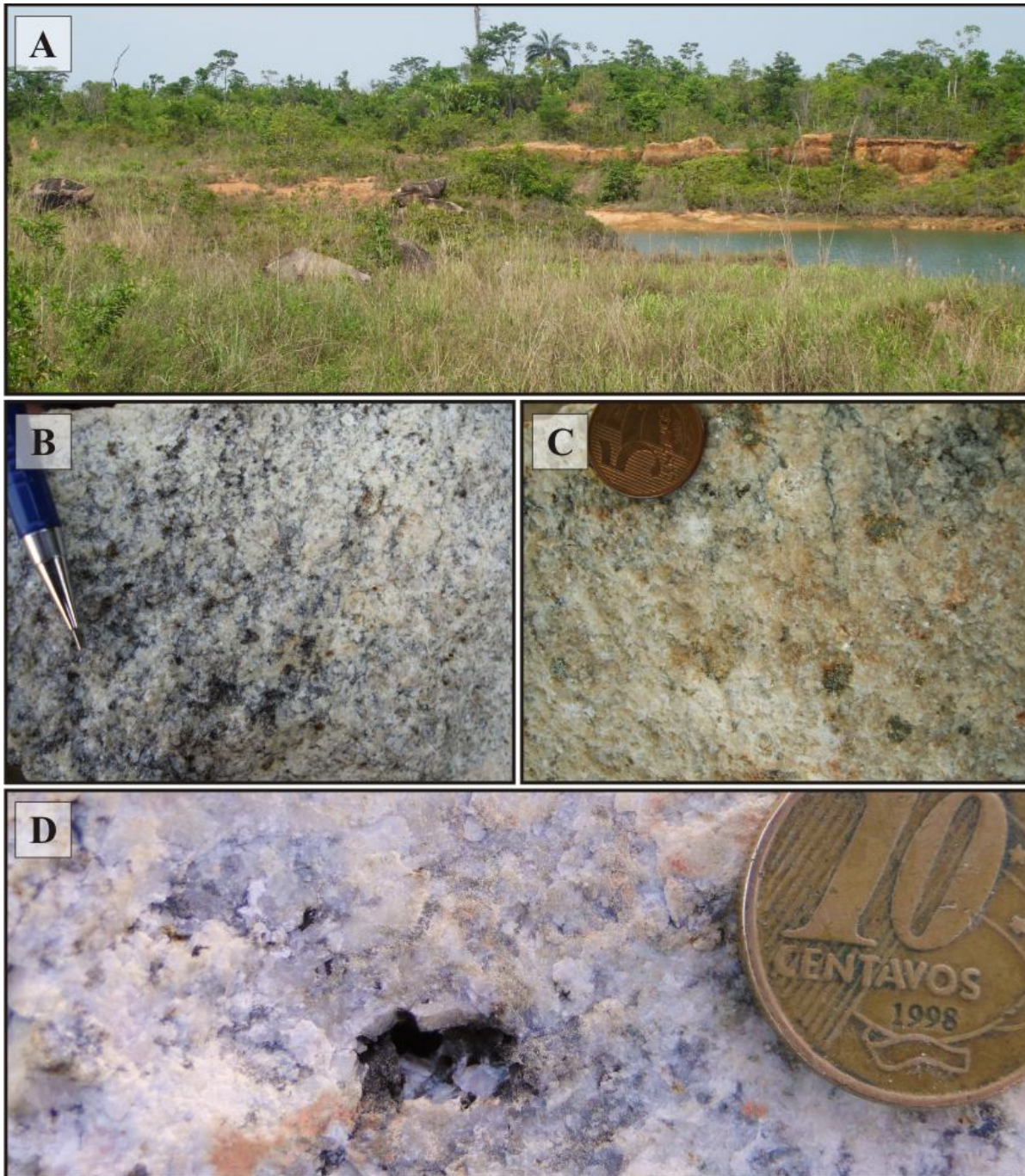


Fig. 4.3. (A) Vista geral de uma das cavas de garimpo existentes no Depósito Pé Quente, onde são observados blocos de pequenas dimensões de rocha monzodiorítica que afloram em área de topografia arrasada; (B) Monzonito isotrópico, cinza-claro e de granulação média; (C) Monzonito mineralizado, de granulação média e com aglomerados disseminados de pirita. As porções mais escuras correspondem a cloritização pouco desenvolvida; (D) “Vugs” irregulares comumente encontrados no monzonito da Suíte Pé Quente.

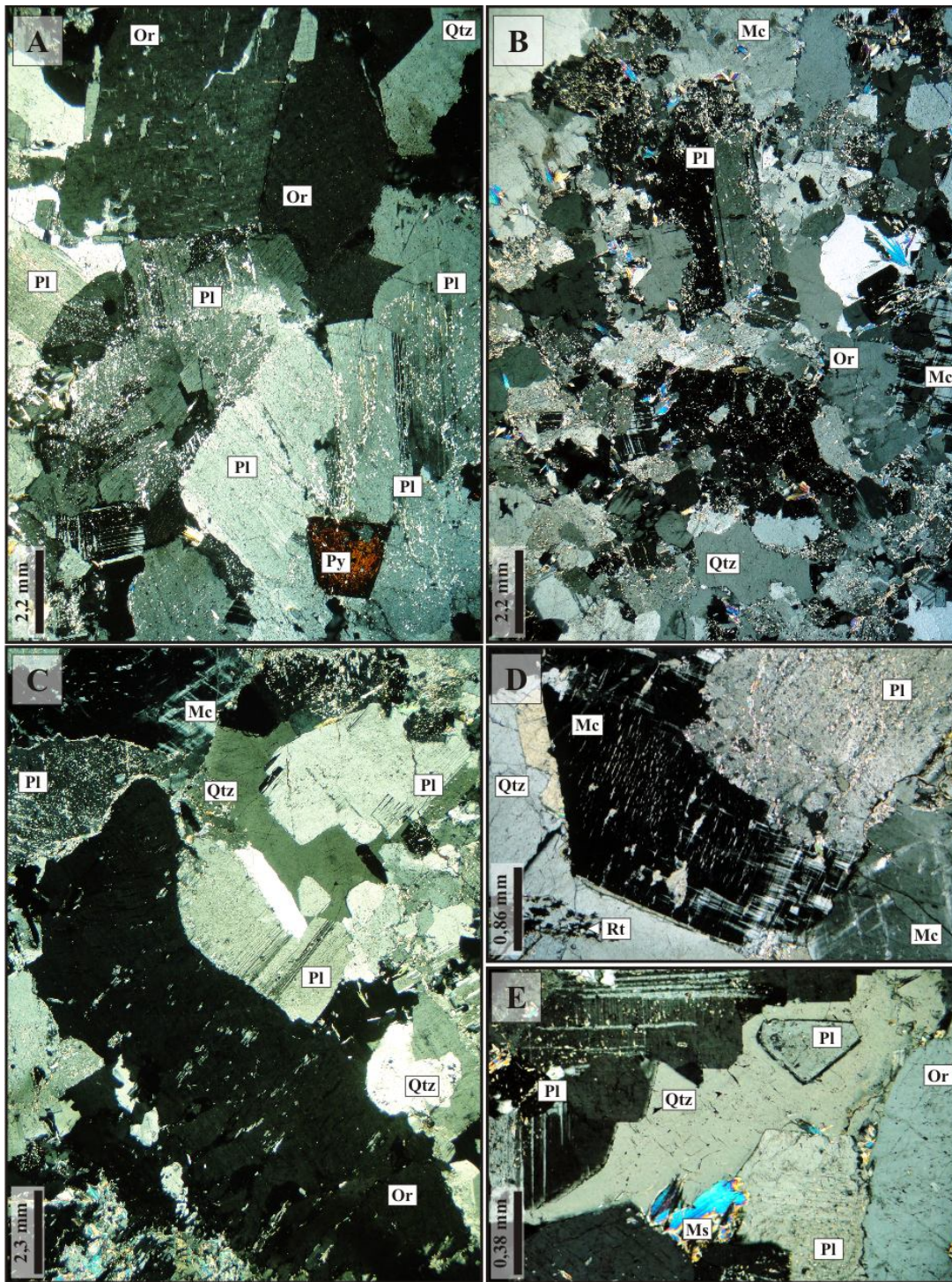


Fig. 4.4. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do monzonito da Suíte Pé Quente: (A) Textura automórfica a sutilmente hipidiomórfica, de granulação média e cristais com contatos planares; (B) Textura hipidiomórfica com cristais em contatos irregulares; (C) Fenocristal de ortoclásio pertítico em matriz hipidiomórfica e quartzo intersticial; (D) Microclínio ígneo de granulação média, comum no monzonito da suíte; (E) Quartzo intersticial e de granulação fina, frequente nas rochas desta suíte, além de muscovita hidrotermal.

Quartzo diorito e monzodiorito correspondem a rochas isotrópicas, não magnéticas, de granulação fina a média e coloração leitosa a ligeiramente esverdeada, decorrente de cloritização incipiente (Fig. 4.5). Exibem texturas holocristalina, inequigranular a panidiomórfica, com cristais em articulação mosaicada e menos frequentemente por calçamento. A rocha é basicamente monominerálica, sendo composta por plagioclásio (40-67%), feldspato alcalino (4,8-6,4%) e quartzo (2,4-3,3%). Rutilo e zircão ocorrem como acessórios, enquanto que calcita, muscovita, sericita, clorita e pirita como minerais secundários. O plagioclásio é de granulação média, formatos euédricos a sub-euédricos, o que configura textura em mosaico, por vezes, por justaposição. Ortoclásio corresponde ao feldspato alcalino dominante, ao passo que microclínio ocorre subordinadamente. O quartzo exhibe granulação fina a média e textura anédrica.

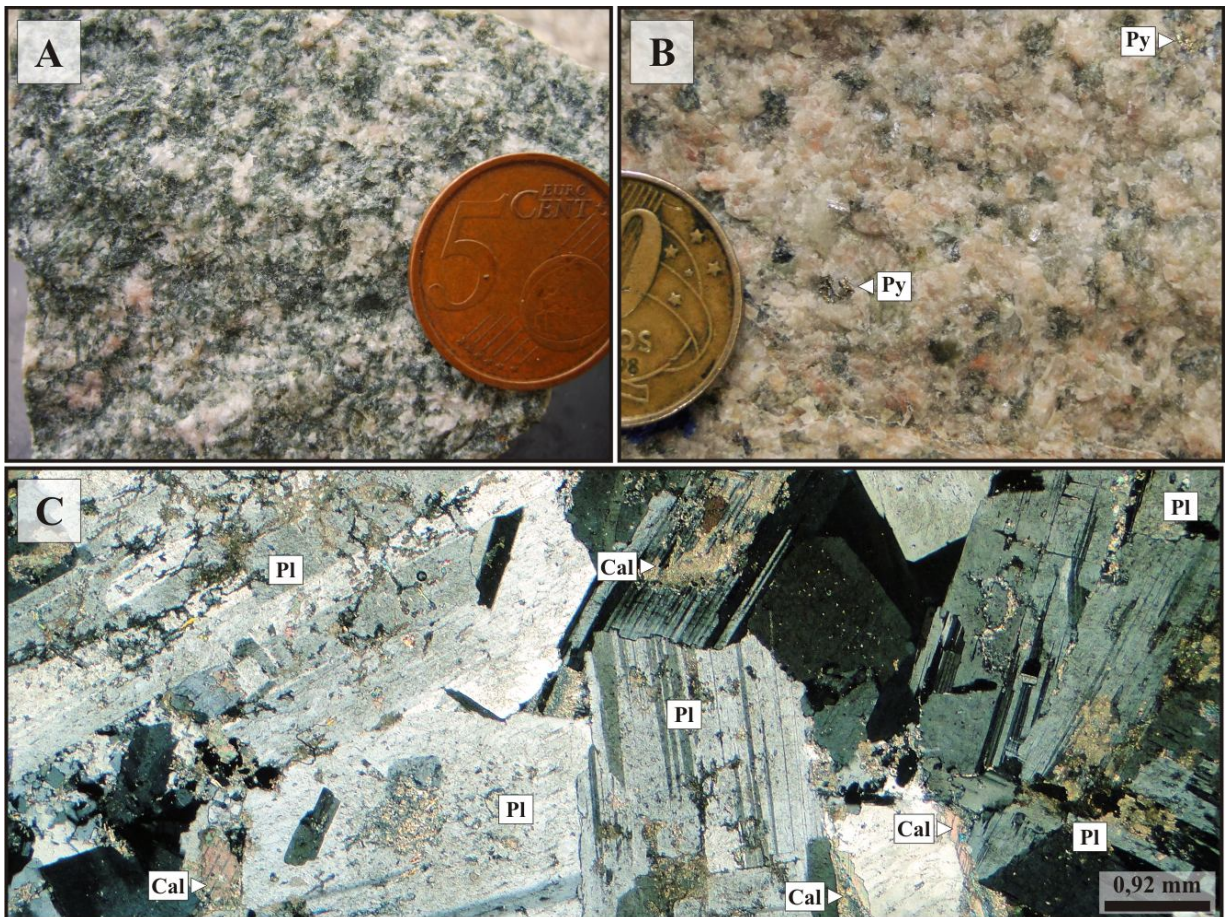


Fig. 4.5. Aspectos macroscópicos do quartzo diorito-monzodiorito da Suíte Pé Quente: (A) Quartzo diorito médio de tonalidade esverdeada, resultado da alteração clorítica; (B) Quartzo diorito médio com clorita pervasiva responsável pelas pontuações esverdeadas da rocha. Notar a presença de pirita fina disseminada; (C) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) que exhibe a típica textura hipidiomórfica mosaicada dominada por plagioclásio.

4.2 MONZONITO GROSSO

É representada por monzonito com quartzo monzonito e quartzo monzodiorito subordinados (*Fig. 4.2*), que se concentram nos setores de topografia plana, em extensos afloramentos na forma de blocos métricos ovalados (*Fig. 4.6A*). Relações de contato entre essa unidade e a Suíte Pé Quente não puderam ser estabelecidas em virtude da ausência de afloramentos significativos em região de geomorfologia plana, o que favorece no desenvolvimento de extensos perfis pedogenéticos.

Correspondem a rochas isotrópicas, não magnéticas, de granulação grossa, de tonalidade arroxeadas a avermelhadas, com pontuações esverdeadas e/ou cinza escuras e de textura inequigranular a restritamente porfirítica (*Figs. 4.6B-C*), representada por cristais de plagioclásio avermelhado e ortoclásio pertítico. Localmente, podem apresentar coloração acinzentada e granulação média. Uma forte alteração propilítica pervasiva ocorre como pequenos bolsões esverdeados na matriz. Enclaves de composição monzonítica, de granulação muito fina a fina e de 3 a 20 cm de dimensões são comuns na unidade (*Fig. 4.6D*). Devido à composição dos enclaves ser similar à da rocha que os hospeda, podem corresponder a autólitos, entretanto, de uma *fácies* mais fina, possivelmente englobada durante a colocação magmática da unidade.

Em termos petrográficos são litotipos holocristalinos, predominantemente de textura granular hipidiomórfica, mas automórfica comum. O contato entre os cristais é irregular, geralmente côncavo-convexo (*Fig. 4.7A*). Textura poiquilítica é frequente e geralmente se manifesta entre cristais de feldspato. São rochas constituídas por plagioclásio (21-50%), feldspato potássico (10-36%) e quartzo (1,6-7,6%). Zircão, magnetita e titanita ocorrem como fases acessórias, enquanto que epidoto, clorita, calcita, fengita, sericita, apatita e hematita correspondem a fases secundárias.

O plagioclásio é representado predominantemente por cristais (sub-)euédrico, tabulares e de granulação média a grossa (*Fig. 4.7B*). Eventualmente, os cristais podem apresentar aspecto fragmentado, ou então, exibirem *kink bands* das lamelas de geminação, o que sugere atuação de alguma tensão durante o alojamento da intrusão (*Figs. 4.7C-D*). O ortoclásio é o feldspato alcalino dominante, enquanto microclínio ocorre em quantidades subordinadas. Ambos exibem granulação média a grossa e geralmente formam cristais anédricos a sub-euédricos, com texturas pertíticas e mesopertíticas comuns (*Fig. 4.7E*). Os fenocristais de ortoclásio e plagioclásio exibem contatos retilíneos com os minerais da matriz, o que indica terem se nucleado precocemente

durante a cristalização da suíte (Fig. 4.7F). O quartzo é intersticial, de granulação média, ou como produto hidrotermal confinado a vênulas discretas e irregulares e/ou a bolsões. Quando confinado a vênulas pode apresentar textura sacaroidal.



Fig. 4.6. *Características macroscópicas do Monzonito grosso:* (A) Extensos blocos arredondados em área de topografia arrasada correspondem ao principal modo de ocorrência das rochas desta suíte; (B-C) Aspecto isotrópico, granulação grossa e forte tonalidade avermelhada com pontuações verde-escuras decorrentes da alteração propilitica; (D) Autólitos de granulação fina e heterogeneidade quanto à forma e tamanho.

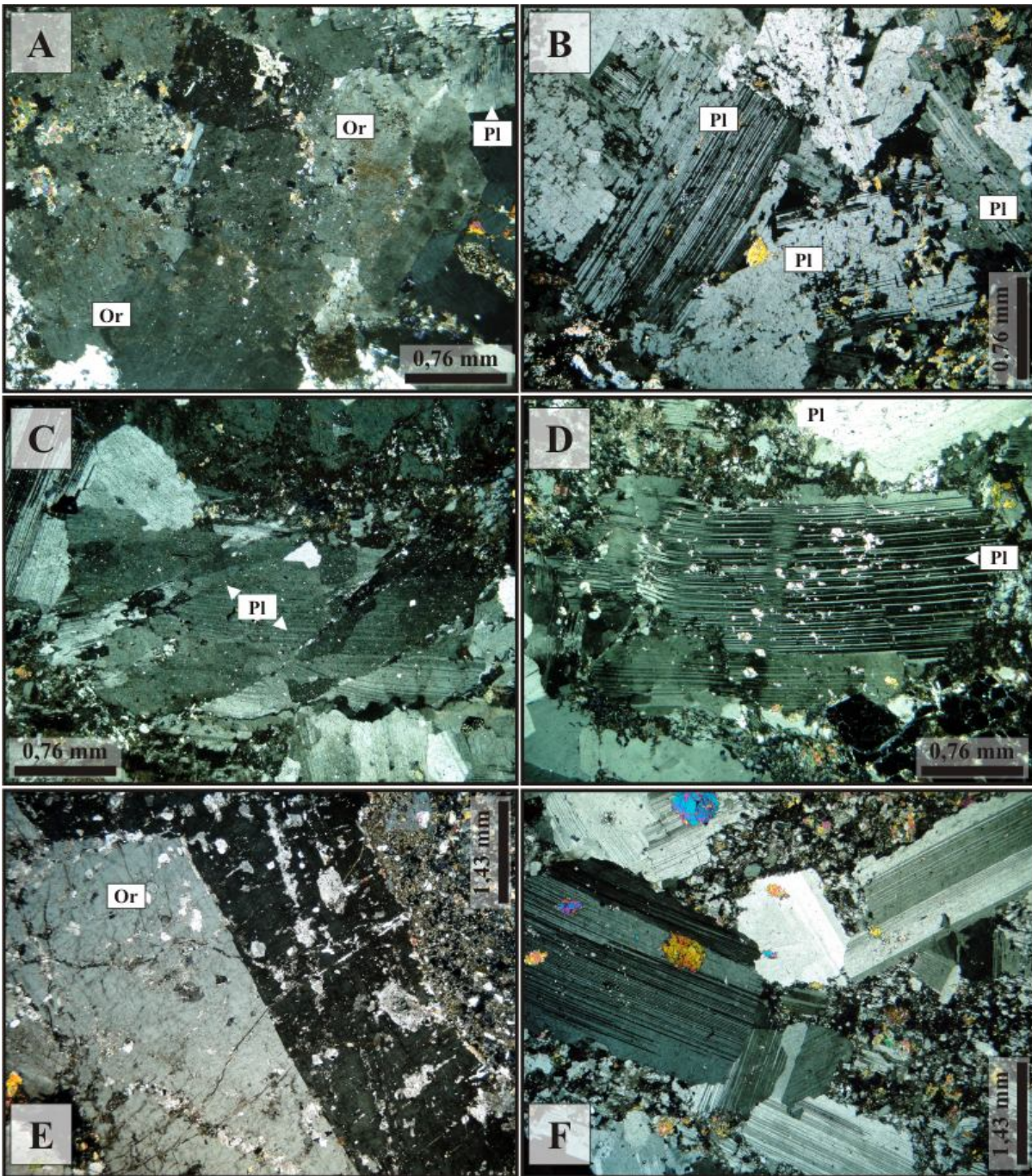


Fig. 4.7. Características petrográficas (fotomicrografias polarizadores cruzados) do Monzonito grosso: (A) Textura inequigranular e hipidiomórfica representadas por feldspato alcalino e quartzo em contato serrilhado; (B) Cristal tabular e euédrico de plagioclásio com comum contato retilíneo com os minerais da matriz; (C) Plagioclásio de aspecto fraturado; (D) Kink bands das lamelas de geminação do plagioclásio; (E) Fenocristal de ortoclásio perítico envolto por matriz fina-média decorrente de processos hidrotermais; (F) Fenocristais de plagioclásio tabular em matriz de granulação fina. Notar que os fenocristais (ortoclásio e plagioclásio) exibem contatos retilíneos, indicando terem se cristalizado precocemente no fundido magmático.

4.3 BIOTITA MONZOGRANITO PORFIRÍTICO

Ocorre na forma de blocos com dimensões inferiores a 2 m de diâmetro em porções de relevo acidentado, geralmente nas cotas mais baixas dos altos topográficos. É composta por biotita monzogranito porfirítico (*Fig. 4.2*), holocristalino, isotrópico, fracamente magnético, de tonalidade rósea esbranquiçada a ligeiramente avermelhada, de granulação média e textura granular hipidiomórfica-xenomórfica e porfirítica. Os fenocristais, predominantemente de ortoclásio, exibem até 5 cm de comprimento, totalizam aproximados 3-7% do volume da rocha e apresentam contatos irregulares com a matriz (*Figs. 4.8A-C*). Na matriz os cristais exibem contatos do tipo côncavo-convexos (*Fig. 4.9A*). Faixas avermelhadas e contínuas são comuns, e representam metassomatismo potássico com geração de feldspato alcalino (*Fig. 4.9D*).

São rochas constituídas por quartzo (28-32%), plagioclásio (29-37%), feldspato alcalino (27-33%) e biotita (2-3%). Zircão, apatita, titanita, magnetita e rara monazita ocorrem como fases acessórias, enquanto clorita, epídoto, apatita, rutilo e pirita correspondem a fases hidrotermais.

O quartzo exibe fraca a moderada extinção ondulante, ocorre tanto como cristais policristalinos arredondados, sub-(euédricos) e de granulação média a grossa quanto como cristais intersticiais. Por vezes, ocorre como fenocristais com textura em sub-grãos (*Fig. 4.9B*).

Feldspato potássico e plagioclásio ocorrem em concentrações equivalentes. O plagioclásio é representado por cristais de granulação média, formas mais euédricas do que o feldspato alcalino, e por vezes exibem geminações levemente onduladas. Embora incomum, fenocristais de plagioclásio podem ser observados. Eventualmente, duas gerações química e texturalmente distintas de plagioclásio estão presentes. A primeira, de composição da andesina ($An_{34}-An_{49}$), corresponde a cristais sub-(euédricos) intensamente sericitizados, enquanto que a segunda é praticamente não alterada, mais rica em Ca (labradorita e bytownita) e representada por cristais mais euédricos.

Ortoclásio e microclínio pertítico correspondem aos feldspatos alcalinos dominantes, sendo de caráter anédrico e que frequentemente exibem textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio e raramente de quartzo (*Fig. 4.9C-D*).

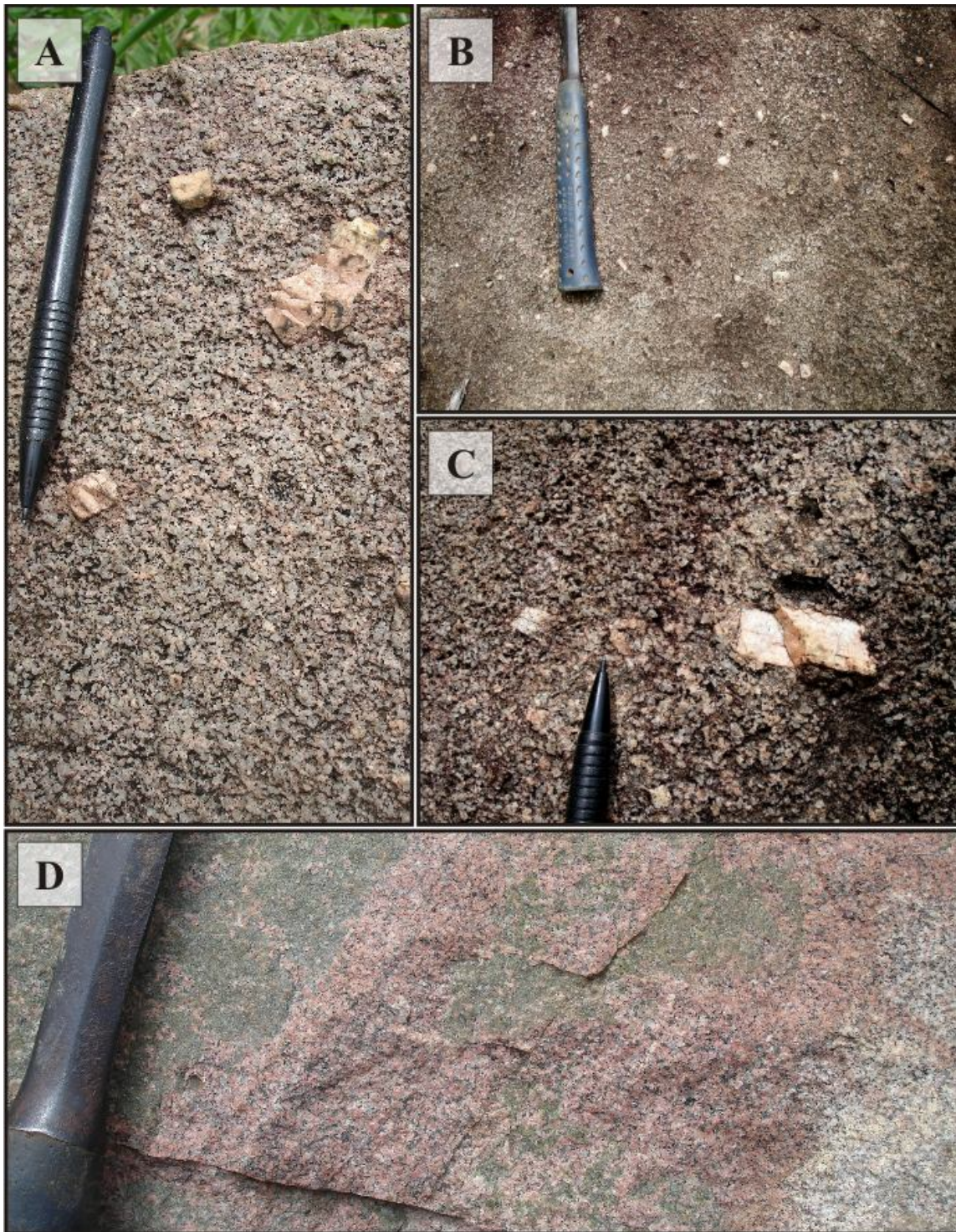


Fig. 4.8. Aspectos macroscópicos do *Biotita monzogranito porfírico*: (A) Coloração rósea esbranquiçada, granulação fina a média e textura porfírica representada por cristais de ortoclásio com até 5 cm de comprimento; (B) Rocha isotrópica de textura porfírica, com fenocristais de ortoclásio dispersos na matriz e que perfazem cerca de 5% do volume da rocha; (C) Fenocristal de ortoclásio euédrico de aproximados 3,5 cm de comprimento; (D) Porções de tonalidade avermelhadas atribuídas ao metassomatismo potássico com ortoclásio \pm microclínio.

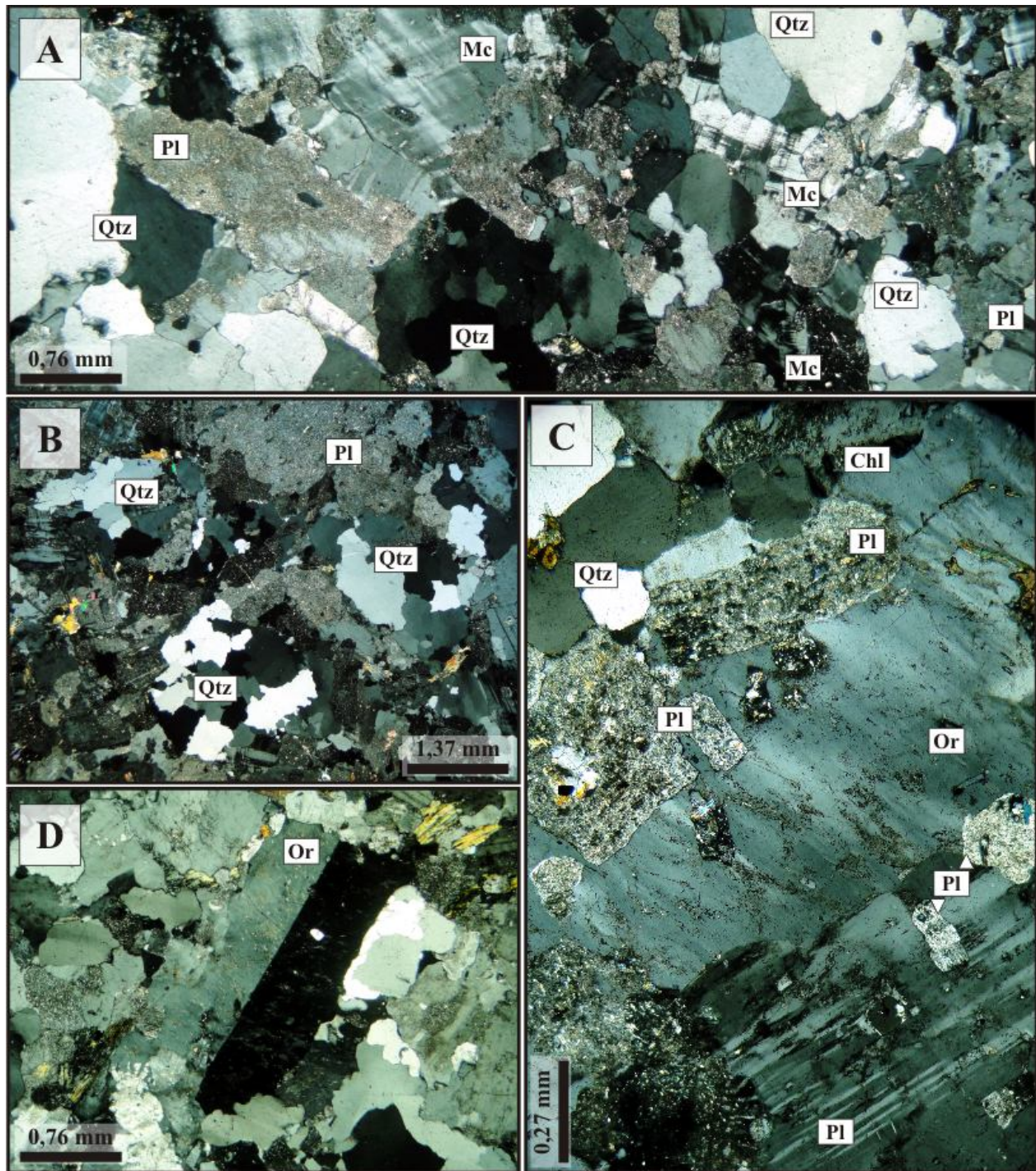


Fig. 4.9. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do Biotita monzogranito porfírico: (A) Textura inequigranular hipidiomórfica com cristais que exibem contatos do tipo côncavo-convexo; (B) Grãos arredondados de quartzo com textura em sub-grãos; (C) Textura poiquilítica representada por inclusões de plagioclásio sub-euédrico a euédrico, de granulação fina a média, em cristal de ortoclásio grosso; (D) Fenocristal de ortoclásio em matriz hipidiomórfica de granulação média. Notar que o fenocristal apresenta contatos ligeiramente irregulares com a matriz.

A biotita é primária, euédrica, de granulação média, com bordas laterais irregulares e frequentemente exhibe prehnita ao longo de seus planos de clivagem (Fig. 4.10A). A magnetita é primária, (sub)-euédrica e por vezes apresenta pequenas inclusões de pirita (Fig. 4.10B). Apatita ocorre como aglomerados arredondados dispersos na matriz e na maioria dos casos em paragênese com biotita + magnetita. Titanita exhibe granulação fina e ocorre dispersa na matriz, ou então como produto de alteração da magnetita, possivelmente decorrente de processos pós-magmáticos (Fig. 4.10C). O zircão frequentemente exhibe zoneamento oscilatório e normalmente ocorre em paragênese com magnetita+biotita, além de eventualmente apresentar inclusões de magnetita e rutilo.

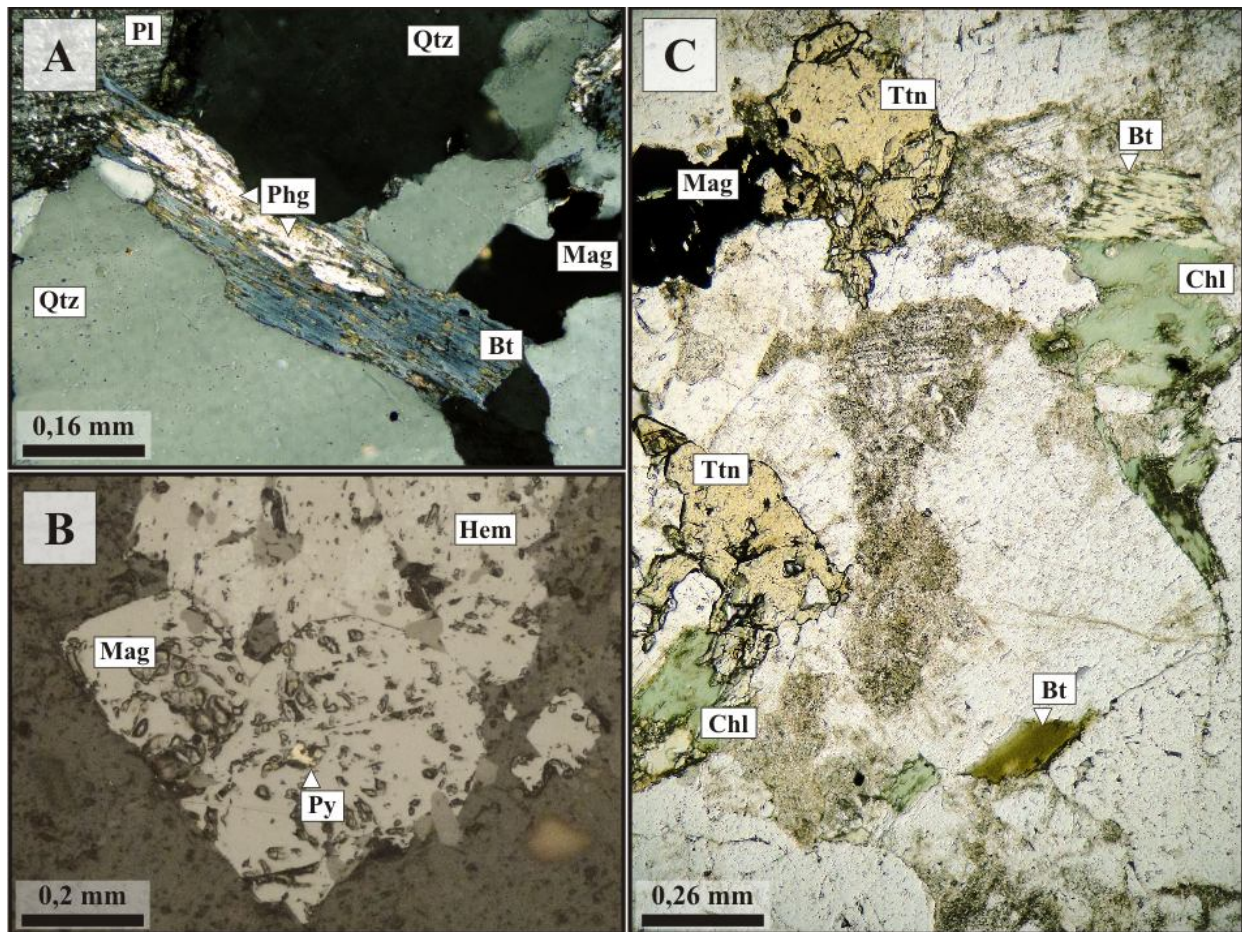


Fig. 4.10. Fotomicrografias do Biotita monzogranito porfirítico: (A) Biotita fortemente cloritizada e com inclusões de prehnita; (B) Pequena inclusão de pirita anédrica em cristal de magnetita primária parcialmente convertida para hematita; (C) Titanita em paragênese com magnetita e biotita por vezes cloritizada. Os acessórios titanita e magnetita frequentemente ocorrem em paragênese nesta suíte. **FOTOMICROGRAFIAS:** A: polarizadores cruzados; B: luz refletida; C: luz natural.

4.4 BIOTITA-HORBLENDA MONZOGRANITO

Essa suíte concentra-se na porção sudeste-sudoeste da área, sendo composta predominantemente por biotita-hornblenda monzogranito com biotita-hornblenda quartzo monzonito e monzogranito pegmatítico subordinados (*Figs. 4.1 e 4.2*). Ocorrem como blocos métricos e/ou extensos lajedos que se concentram nos altos topográficos ou nas porções de quebra de relevo (*Figs. 4.11A-C*). A suíte exibe contatos intrusivos na suíte anterior, pois além de apresentar enclaves angulosos a sub-angulosos de aproximados 25 cm de diâmetro (*Fig. 4.11D*), pode ocorrer como corpos circulares de pequenas dimensões (métricas) dentro do biotita monzogranito porfirítico. Adicionalmente, enclaves de rocha monzonítica de coloração arroxeada e com até 36 cm de comprimento podem ocasionalmente estar presentes (*Fig. 4.11E*). Esses enclaves correspondem aos mesmos autólitos encontrados no Monzonito grosso. Essas relações, embora incomuns, indicam uma idade relativamente mais jovem para o biotita-hornblenda monzogranito em relação ao Monzogranito grosso e biotita monzogranito porfirítico.

Essa suíte consiste de rochas fracamente magnéticas, isotrópicas, leucocráticas, de granulação grossa a muito grossa, tonalidade rósea clara com porções cinza escura, holocristalinas e com texturas hipidiomórfica inequigranular (*Figs. 4.12A*). Os cristais são predominantemente sub-euédricos e de contato irregular do tipo côncavo-convexo a serrilhado (*Figs. 4.12B-C*). Assim como nas suítes anteriores, textura poiquilítica é comum, com inclusões de plagioclásio em ortoclásio pertítico (*Fig. 4.12D*). Textura anti-*rapakivi* foi descrita em apenas um caso (*Fig. 4.12E*).

São rochas compostas por feldspato alcalino (34-42%), plagioclásio (25-35%), quartzo (12-27%), hornblenda (2-6%) e biotita (3,2%). Apatita, titanita, magnetita e zircão correspondem às fases acessórias (< 3%), enquanto que clorita, epídoto, rutilo e hematita representam fases hidrotermais.

Ortoclásio pertítico corresponde ao feldspato alcalino dominante, seguido de ocorrências subordinadas de microclínio. Esses minerais geralmente exibem granulação grossa ou muito grossa, mas sempre com formatos sub-euédricos a anédricos (*Fig. 4.12B*). O plagioclásio forma cristais tabulares, sub-euédricos, de granulação média e que por vezes ocorrem como pequenos aglomerados. Frequentemente exibem bordas límpidas e núcleo sericitizado (*Fig. 4.12C*). Cristais maclados, embora raros, podem ser observados.

O quartzo é representado por cristais de moderada extinção ondulante, granulação fina a grossa, formatos anédricos e menos frequentemente como cristais cominuídos.

A biotita ocorre como cristais lamelares de granulação média geralmente cloritizados (*Figs. 4.12F; 4.13A-B*). Inclusões de rutilo, quartzo e hematita podem estar presentes e refletem processos hidrotermais. A hornblenda forma cristais sub-euédricos, de granulação média a grossa, de forte pleocroísmo verde oliva a incolor e frequentemente associada à paragênese hornblenda + biotita + titanita + apatita + magnetita (*Figs. 4.12A-B*). É comum estar cloritizada e, por vezes, apresentam inclusões de quartzo (*Fig. 4.12A*). Apatita exhibe granulação fina a média (*Figs. 4.12A-B*), enquanto que a titanita pode ocorrer: (*a*) em paragênese com magnetita, geralmente ao longo de seus limites externos; (*b*) como lamelas na biotita; (*c*) dispersa na matriz, em cristais sub-euédricos de granulação média; e raramente (*d*) inclusa no plagioclásio, como cristais anédricos de granulação fina. Os dois primeiros casos possivelmente correspondam a um processo pós-magmático associado à expulsão do Ti presente na magnetita e biotita.

Fácies pegmatíticas, isotrópicas, magnéticas, de tonalidade rósea esbranquiçada, granulação muito grossa e com textura inequigranular e granofírica em alguns setores ocorre associada a esta suíte (*Figs. 4.12C-E*). As porções róseas são conferidas por fenocristais de feldspato alcalino de 3 a 9 cm de comprimento, enquanto que as porções leucocráticas (matriz) são anédricas e constituídas por plagioclásio e quartzo que exibem textura gráfica (*Figs. 4.12D-E*). Corresponde a uma *fácies* de composição monzogranítica, representada por plagioclásio (40%), feldspato alcalino (35%) e quartzo (25%) (*Fig. 4.2*). Magnetita corresponde o único acessório e ocorre como cristais euedrais a sub-euedrais (*Fig. 4.12C*). Em adicional, zonas mais concentradas em quartzo, veios e bolsões (glomeroblastos) tardios de quartzo são constantes no biotita-hornblenda monzogranito e denotam que a unidade teria se saturado em uma fase fluida.

Por vezes, injeções de granito médio de coloração rósea esbranquiçada e textura equigranular podem ocorrer tanto nas porções pegmatíticas quanto na *fácies* principal. Trata-se de injeções constituídas por plagioclásio (25%), quartzo (27%), feldspato alcalino (35%) e biotita (3%) como fase subordinada.

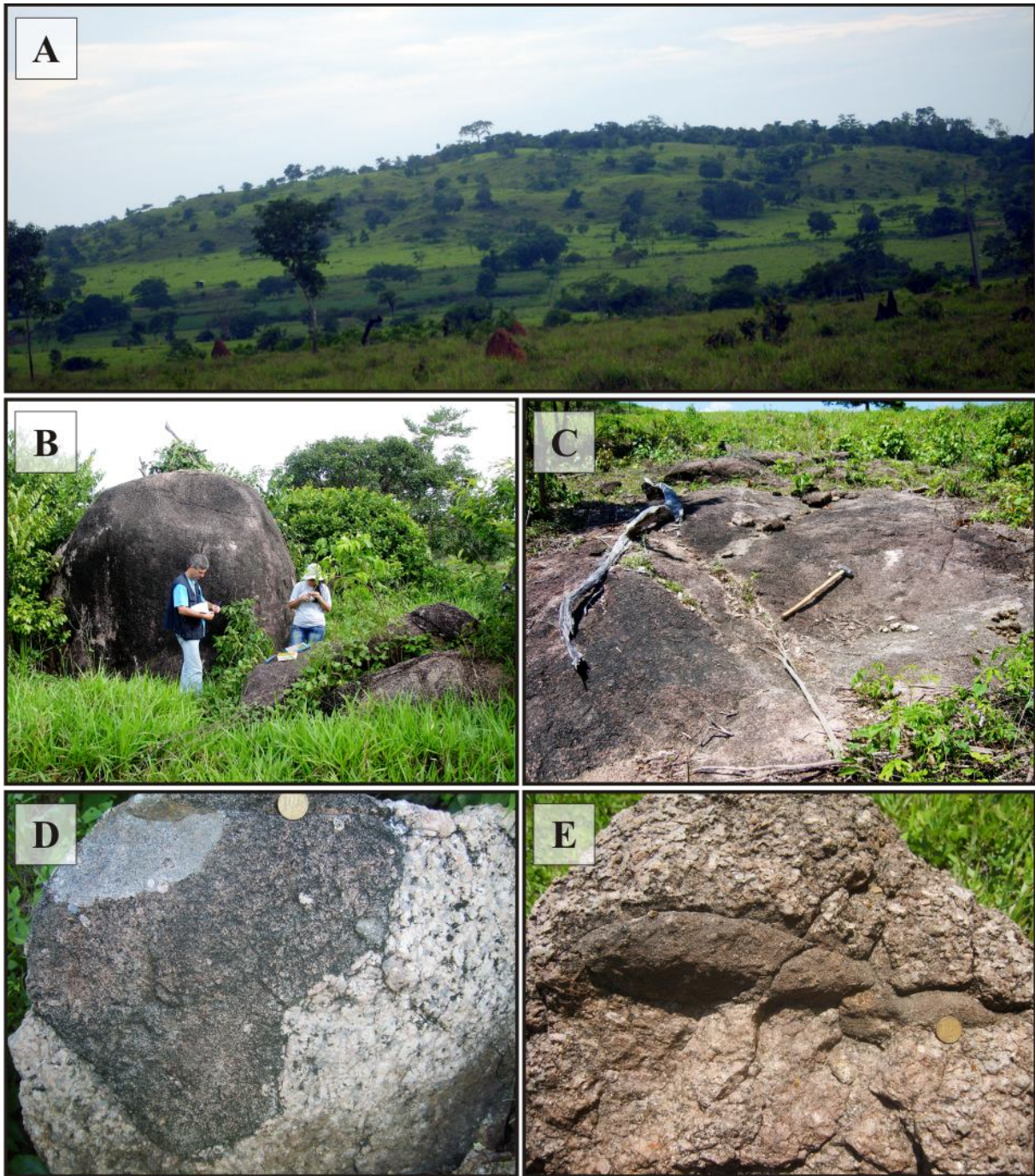


Fig. 4.11. Aspectos macroscópicos do Biotita-hornblenda monzogranito: (A) Regiões de relevo positivo normalmente correspondem aos domínios desta suíte; (B) Blocos métricos ovalados correspondentes ao principal modo de ocorrência do biotita-hornblenda monzogranito; (C) Extenso lajedado em alto topográfico; (D) Enclave de biotita monzogranito porfírico de granulação média, matriz inequigranular e textura porfírica representada por cristais de feldspato alcalino com até 2 cm; (E) Enclave alongado e irregular de Monzonito grosso fino e de tonalidade arroxeadada em biotita-hornblenda monzogranito.

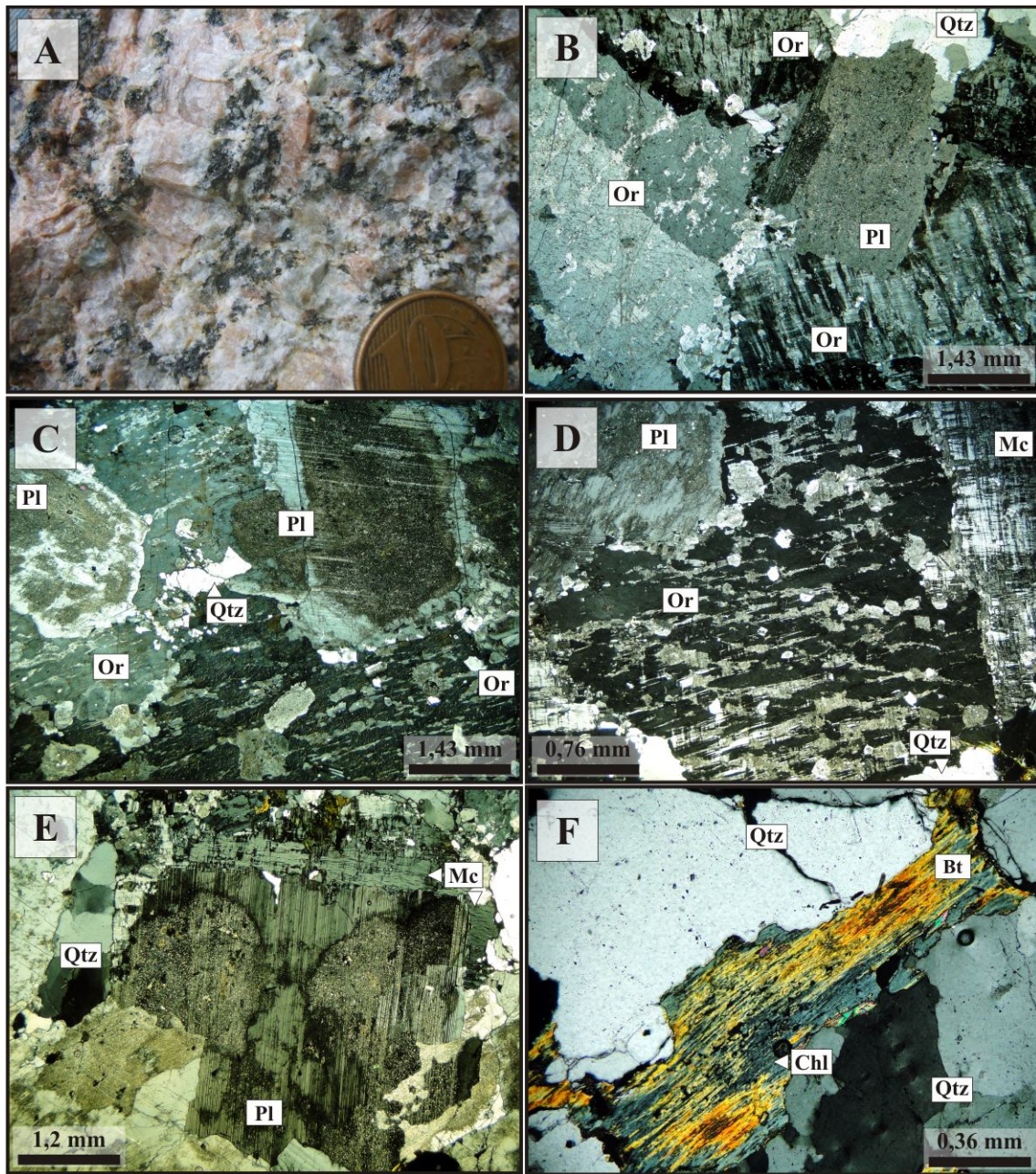


Fig. 4.12. Aspectos macroscópicos e petrográficos do Biotita-hornblenda monzogranito: (A) Tonalidade rósea clara ligeiramente acinzentada, granulação grossa, padrão isotrópico e textura inequigranular, características típicas do biotita-hornblenda monzogranito; Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (B) Granulação grossa, textura inequigranular hipidiomórfica e ortoclásio com textura pertítica; (C) Textura hipidiomórfica com cristais com contatos irregulares, normalmente do tipo côncavo-convexo a serrilhado; (D) Ex-solução pertítica em fenocristal de ortoclásio. Notar que textura pertítica é conferida tanto por inclusões de plagioclásio sub-euédrico e de granulação fina quanto por “flames” de microclínio; (E) Textura anti-rapakivi na qual o microclínio envolve parcialmente cristal de plagioclásio; (F) Biotita grossa parcialmente cloritizada.

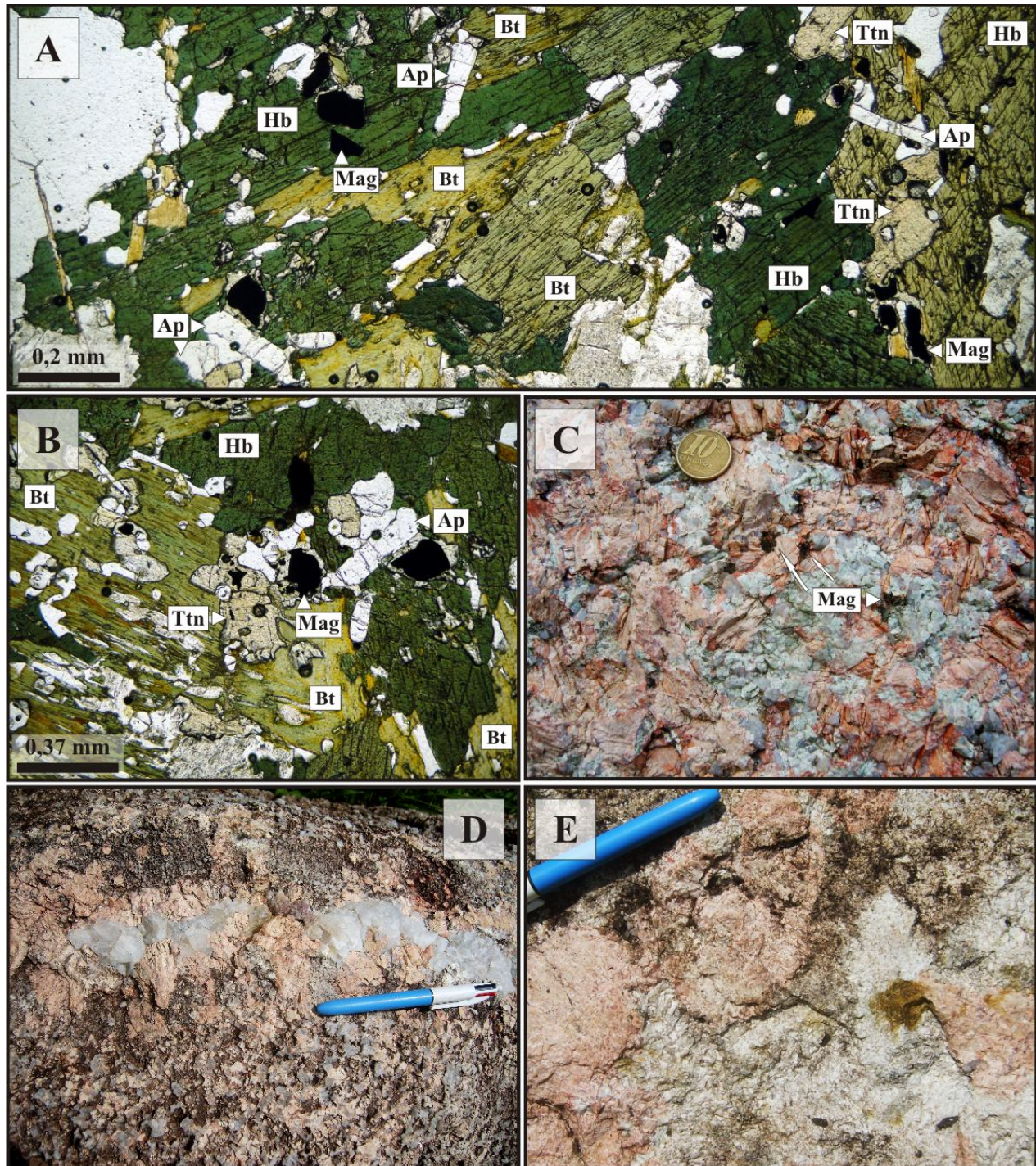


Fig. 4.13. (A-B) Fotomicrografias ilustrando a paragênese entre biotita + hornblenda + magnetita + apatita, comum no biotita-hornblenda monzogranito; (C) Monzogranito pegmatítico com fenocristais euédricos de feldspato alcalino imersos em matriz grossa constituída por quartzo + plagioclásio, além de magnetita grossa e sub-euédrica que confere o forte magnetismo a esta fácies; (D) Veio quartzo-feldspático de textura pegmatítica e com fenocristais de K-feldspato nas bordas do veio; (E) Textura granofírica comum nas porções pegmatíticas da suíte.

4.5 SUÍTE TONALÍTICA

Suíte constituída por tonalito com granodiorito subordinado (*Fig. 4.2*) que ocorrem tanto como blocos com menos de 2 m de diâmetros (*Fig. 4.14A*) quanto ao longo de possíveis diques de 30-40 m de espessura e de direção NW-SE. Esses diques frequentemente cortam o biotita-hornblenda monzogranito indicando ser o tonalito mais jovem que essa suíte (*Figs. 4.14B-C*). Com as demais unidades, os contatos são marcados por injeções centimétricas de alguns metros de extensão ou como pequenos corpos circulares de aproximados 50-60 m de diâmetro.

Unidade representada por rochas leucocráticas, isotrópicas, fraca a moderadamente magnéticas, de tonalidade branca leitosa com finas faixas avermelhadas e pontuações verdes escuras. Exibem granulação média, textura holocristalina, inequigranular e raramente porfirítica, conferida por cristais de plagioclásio entre 5 e 10 mm de comprimento (*Figs. 4.14D-E; 4.15A*). Textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio em feldspato alcalino é incomum. São rochas constituídas por plagioclásio (45-62%), quartzo (22-31%), feldspato alcalino (2-13%), biotita (3-6%) e hornblenda (~2,3%). Zircão, titanita, apatita e magnetita ocorrem como fases acessórias, enquanto que epidoto, clorita, prehnita e sericita correspondem a fases secundárias.

O plagioclásio ocorre como cristais de variadas dimensões, mas geralmente de granulação média e formato euédrico a sub-euédrico. No tonalito o zoneamento oscilatório corresponde a uma característica marcante deste mineral (*Fig. 4.15B*). A presença de cristais de plagioclásio fortemente saussuritizados em contato com cristais não alterados denota a presença de duas gerações do mineral (*Fig. 4.15C*). Entretanto, ambos os casos são representados cristais sub-euédricos a euédricos de labradorita. Essa distinção na composição do plagioclásio é nítida pelo zoneamento oscilatório, em que o núcleo e as bordas mais internas encontram-se fortemente saussuritizadas. Por vezes, as porções centrais apresentam composição mais sódica do que os setores externos.

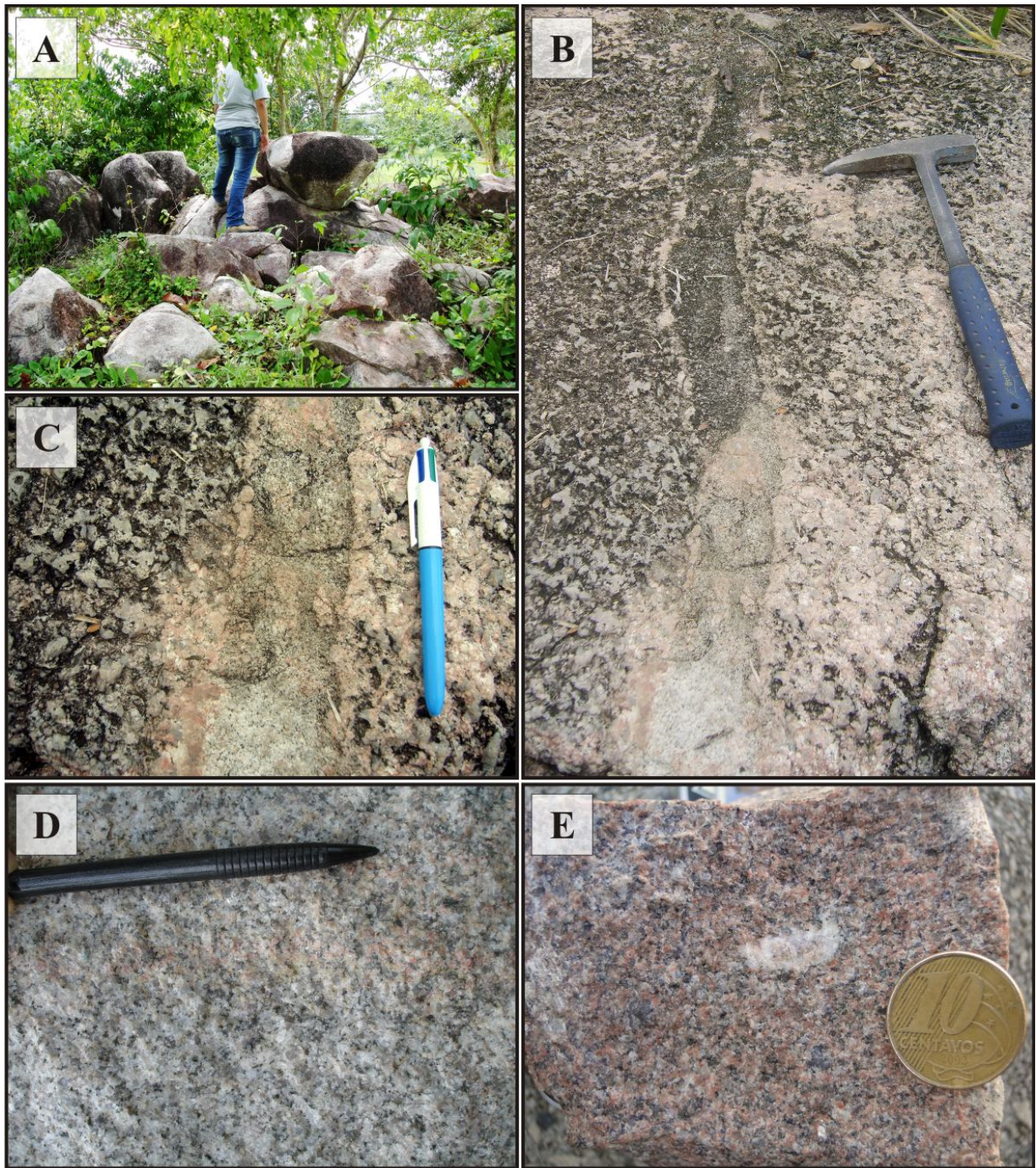


Fig. 4.14. *Modo de ocorrência e características macroscópicas das rochas da Suíte Tonalítica: (A) Pequenos blocos ovalados de tonalito em terreno de topografia arrasada; (B-C) Injeção de tonalito em biotita-hornblenda monzogranito; (D) Padrão leucocrático, coloração cinza-esbranquiçada, textura inequigranular e biotita como máfico principal. Notar a presença de faixa de coloração avermelhada produto de metassomatismo potássico com geração de ortoclásio; (E) Fenocristal de plagioclásio em tonalito com alteração potássica atribuída por feldspato alcalino que confere uma tonalidade avermelhada a essas rochas.*

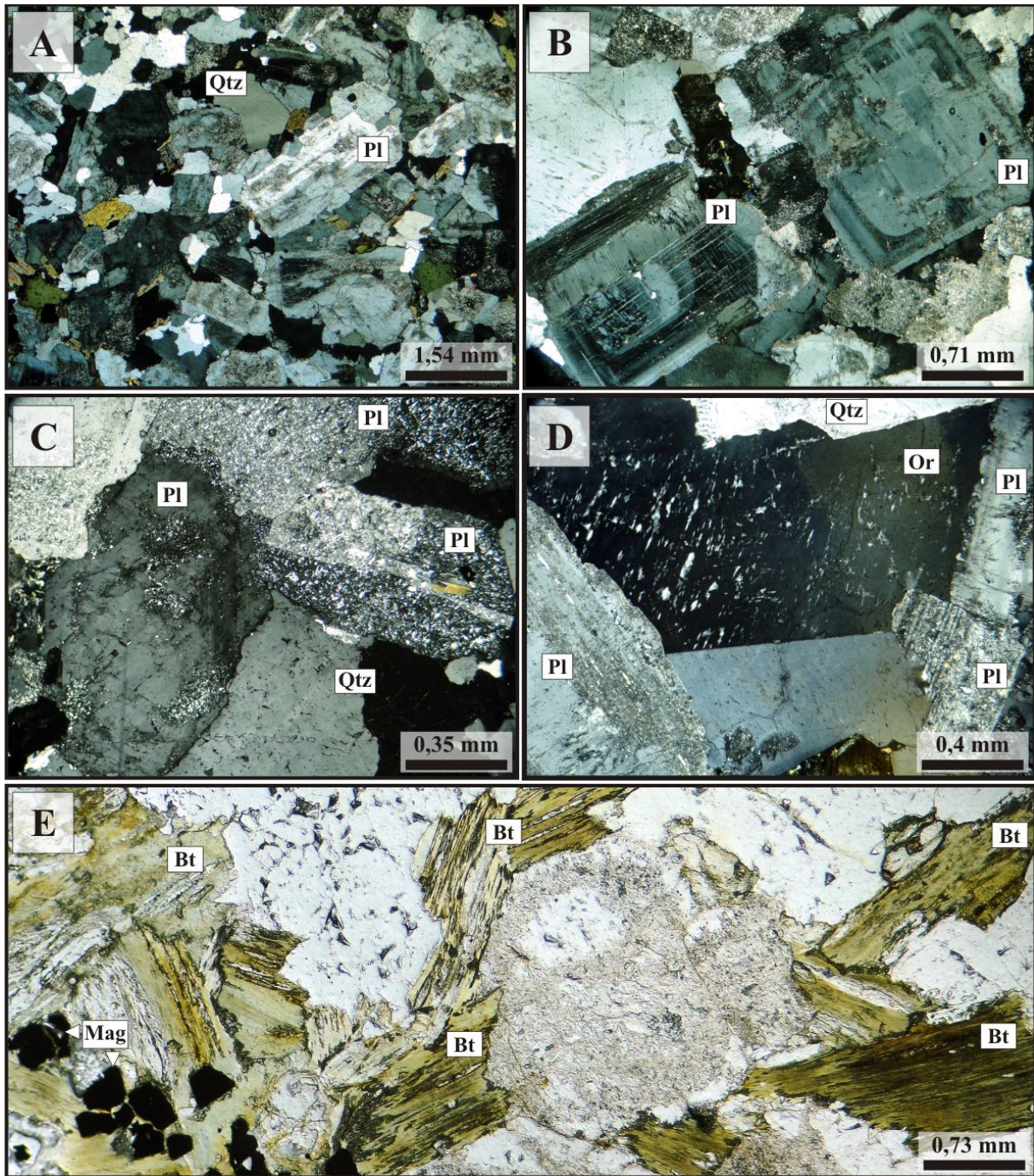


Fig. 4.15. Fotomicrografias do tonalito da *Suíte Tonalítica*: (A) Granulação média e textura inequigranular com cristais que exibem contatos geralmente do tipo côncavo-convexo; (B) Plagioclásio euédrico com zoneamento oscilatório típico do mineral nesta suíte; (C) Plagioclásio intensamente sericitizado em contato direto com plagioclásio límpido, que sugere duas gerações de plagioclásio, sendo que os menos alterados são de composição mais cálcica do que aqueles mais sericitizados; (D) Ortoclásio intersticial com típica geminação Carlsbad; (E) Cristais euédricos a sub-euédricos de biotita parda em paragênese com magnetita.

Embora de ocorrência subordinada, o ortoclásio ocorre como cristais anédricos de pequenas dimensões localizados nos interstícios do plagioclásio (*Fig. 4.15D*). Por vezes, podem estar nos limites do plagioclásio ou então engolfá-lo. Mimerquita derivada da desestabilização do feldspato alcalino em meio ao metassomatismo potássico pode eventualmente estar presente.

O quartzo é anédrico e quando exhibe maiores dimensões apresenta forte extinção ondulante que salienta sua textura em sub-grãos. A biotita é tabular, de granulação fina a média, de forte pleocroísmo marrom e frequentemente exhibe inclusões de prehnita (*Figs. 4.15E; 4.16A*). Titanita ocorre como (a) cristais de granulação média, formato sub-euédrico e dispersos na matriz; (b) em paragênese com biotita + hornblenda, como cristais sub-euédricos e de granulação fina a média; ou então (c) como bordas na biotita e/ou inclusões na mesma (*Fig. 4.16B*). A hornblenda é anédrica a sub-euédrica, média a grossa e com forte pleocroísmo verde oliva (*Fig. 4.16C*). A magnetita é sub-euédrica a euédrica, de granulação fina, frequentemente oxidada e que normalmente ocorre em paragênese com biotita. Embora incomum, pirita ± calcopirita podem ocorrer como pequenas inclusões na magnetita primária.

4.6 SIENO-MONZOGRANITO PORFIRÍTICO E RAPAKIVI

Suíte composta por rochas de composição sienogranítica a monzogranítica (*Fig. 4.2*) que exibem contatos intrusivos no biotita-hornblenda monzogranito, formando pequenos corpos circulares dentro na mesma (*Fig. 4.1*), na forma de blocos métricos a decamétricos arredondados em região de relevo arrasado (*Fig. 4.17A*).

São rochas isotrópicas, não magnéticas, de granulação média, tonalidade avermelhada e com texturas *rapakivi* e porfirítica marcantes (*Figs. 4.17B-E*). Os fenocristais perfazem cerca de 40-60% do volume da rocha, e correspondem a cristais euédricos de plagioclásio e feldspato alcalino em concentrações equivalentes. Em menor quantidade, o quartzo é sub-arredondado a bi-terminado, porém, fenocristais também são observados. Os fenocristais de plagioclásio normalmente apresentam dimensões entre 0,2 e 1,7 cm de comprimento, enquanto que os de ortoclásio alcançam até 1 cm de extensão e os de quartzo chegam a 0,8 cm de dimensão (*Figs. 4.17B-C*). Pequenos enclaves de rocha granodiorítica/tonalítica eventualmente podem ser encontrados (*Fig. 4.17D*), o que atesta a posterioridade desta suíte em relação à Suíte Tonalítica.

As rochas dessa suíte são constituídas por quartzo (32-36%), ortoclásio (30-46%), plagioclásio (14-25%) e biotita (<1%). Magnetita, zircão, apatita e fluorita ocorrem como fases

acessórias, enquanto que clorita, epidoto, calcita, sericita, apatita e muscovita correspondem a fases secundárias.

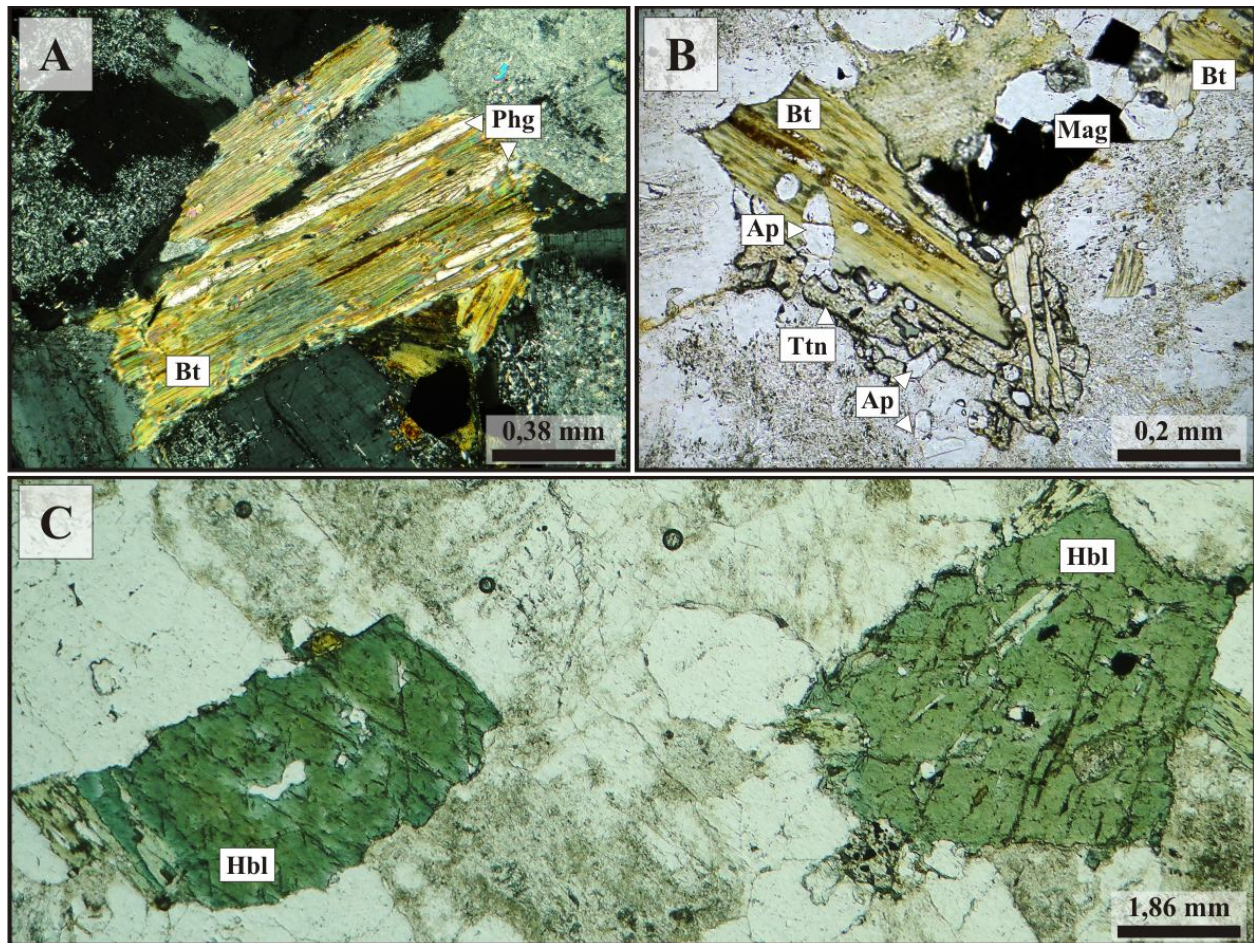


Fig. 4.16. Fotomicrografias das fases acessórias das rochas da Suíte Tonalítica: (A) Lamelas de prehnita em biotita parcialmente cloritizada; (B) Típica paragénese dos minerais acessórios: biotita + titanita + magnetita + apatita; (C) Cristais de hornblenda anédrica e de forte pleocroísmo verde oliva. **FOTOMICROGRAFIAS:** A: polarizadores cruzados; B-C: luz natural.

Petrograficamente são rochas hipidiomórficas com minerais que exibem contatos retilíneos a côncavo-convexos e que normalmente apresentam textura granular (Figs. 4.18A-B). As rochas desta suíte apresentam texturas micrográfica, granofírica e *rapakivi*, sendo as duas primeiras pouco desenvolvidas. A textura micrográfica é geralmente representada pela exsolução do quartzo e feldspato alcalino, enquanto que a granofírica normalmente ocorre no contato entre os

fenocristais de feldspato alcalino (*Figs. 4.18C-D*). A textura *rapakivi* é frequente e apresenta fenocristais de ortoclásio envolvidos por plagioclásio leitoso e anédrico (*Fig. 4.17B*).

O quartzo ocorre como (i) fenocristais arredondados a bi-terminados que frequentemente exibem golfos de corrosão; (ii) pequenas inclusões no ortoclásio das texturas micrográfica e granofírica, ou então (iii) como cristais finos e intersticiais (*Fig. 4.19A*). Representado por cristais tabulares, o plagioclásio está principalmente presente como fenocristais, por vezes em aglomerados ou mais raramente como finos cristais dispersos na matriz (*Figs. 4.18A; 4.19B-C*). Ortoclásio corresponde ao feldspato alcalino dominante, e pode ser encontrado tanto na matriz (texturas micrográfica e granofírica), como em cristais sub-euédricos de granulação fina. Os fenocristais, essencialmente de ortoclásio perítico, exibem contatos retilíneos, sugerindo terem sido nucleados precocemente na cristalização da rocha (*Figs. 4.18B; 4.19D*). A magnetita, a exemplo da maioria das suítes anteriores, é primária e forma cristais anédricos a euédricos de granulação fina a média. Em alguns casos a substituição de magnetita por hematita é comum.

4.7 GRANITO INDIFERENCIADO

Devido à precariedade de afloramentos, as relações temporais dessa suíte com as demais unidades não foram observadas. Esse fator é agravado pelo fato da suíte ocorrer em área de topografia arrasada, na forma de afloramentos intensamente intemperizados e raramente conservados (*Fig. 4.20A*).

A suíte é constituída por sienogranito a quartzo sienito (*Fig. 4.2*), ambos isotrópicos, não magnéticos, de granulação fina e tonalidade rósea clara (*Fig. 4.20A*). A petrografia indica corresponderem a rochas holocristalinas e de textura granular em mosaico (*Fig. 4.20B*). De composição mineralógica simples, são rochas constituídas por quartzo (7-35%), feldspato alcalino (44-59%) e plagioclásio (11-18%). Biotita (<2%), zircão e monazita ocorrem como fases acessórias, enquanto que clorita, sericita, muscovita, epídoto e hematita como fases secundárias.

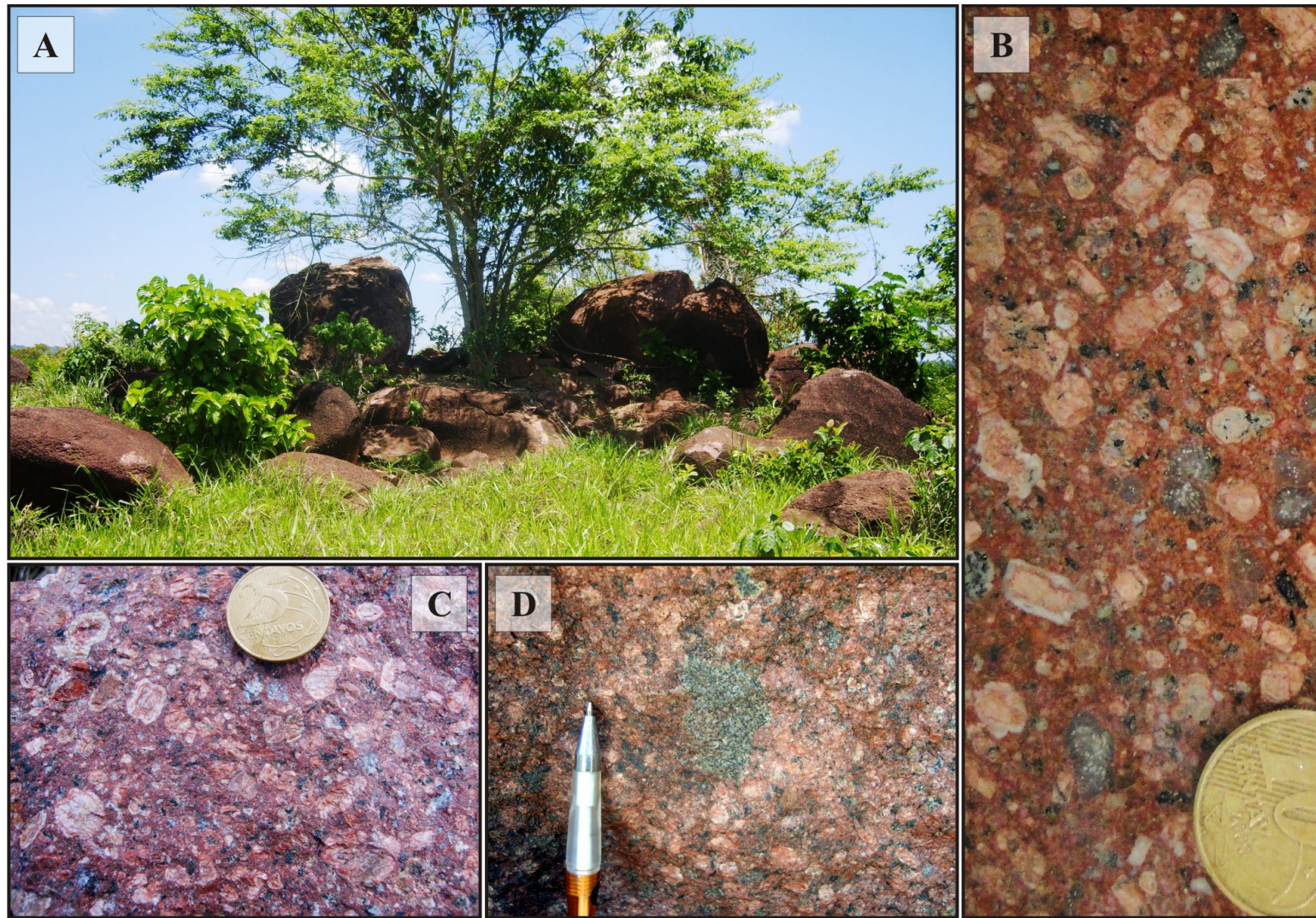


Fig. 4.17. Aspectos macroscópicos do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Afloramento de monzogranito porfirítico e rapakivi na forma de blocos métricos ovalados; (B) intensa coloração avermelhada, estrutura isotrópica e textura porfirítica representada por cristais centimétricos de feldspato alcalino e plagioclásio em quantidades equivalentes; (C) Sienogranito com textura porfirítica marcante, representada por cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e mais restritamente por quartzzo; (D) Enclave de rocha de composição tonalítica e com biotita como máfico principal.

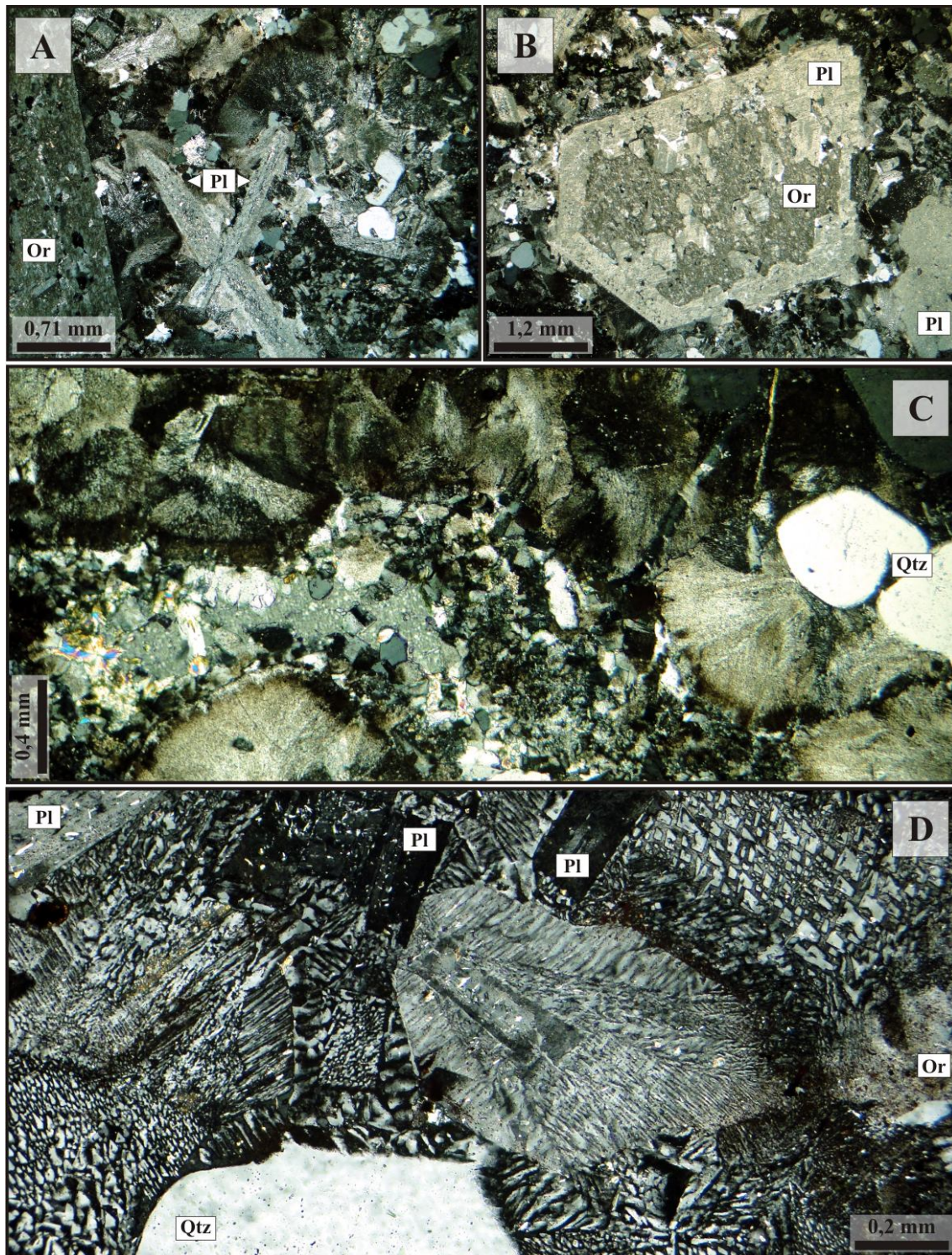


Fig. 4.18. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Textura inequigranular hipidiomórfica com cristais na matriz em contatos planares a côncavo-convexos, enquanto que os fenocristais de ortoclásio e plagioclásio exibem contatos retilíneos; (B) Fenocristal de ortoclásio perítico com textura rapakivi; (C) Textura granofíbrica e esferulítica em sienogranito porfirítico; (D) Textura micrográfica em monzogranito porfirítico.

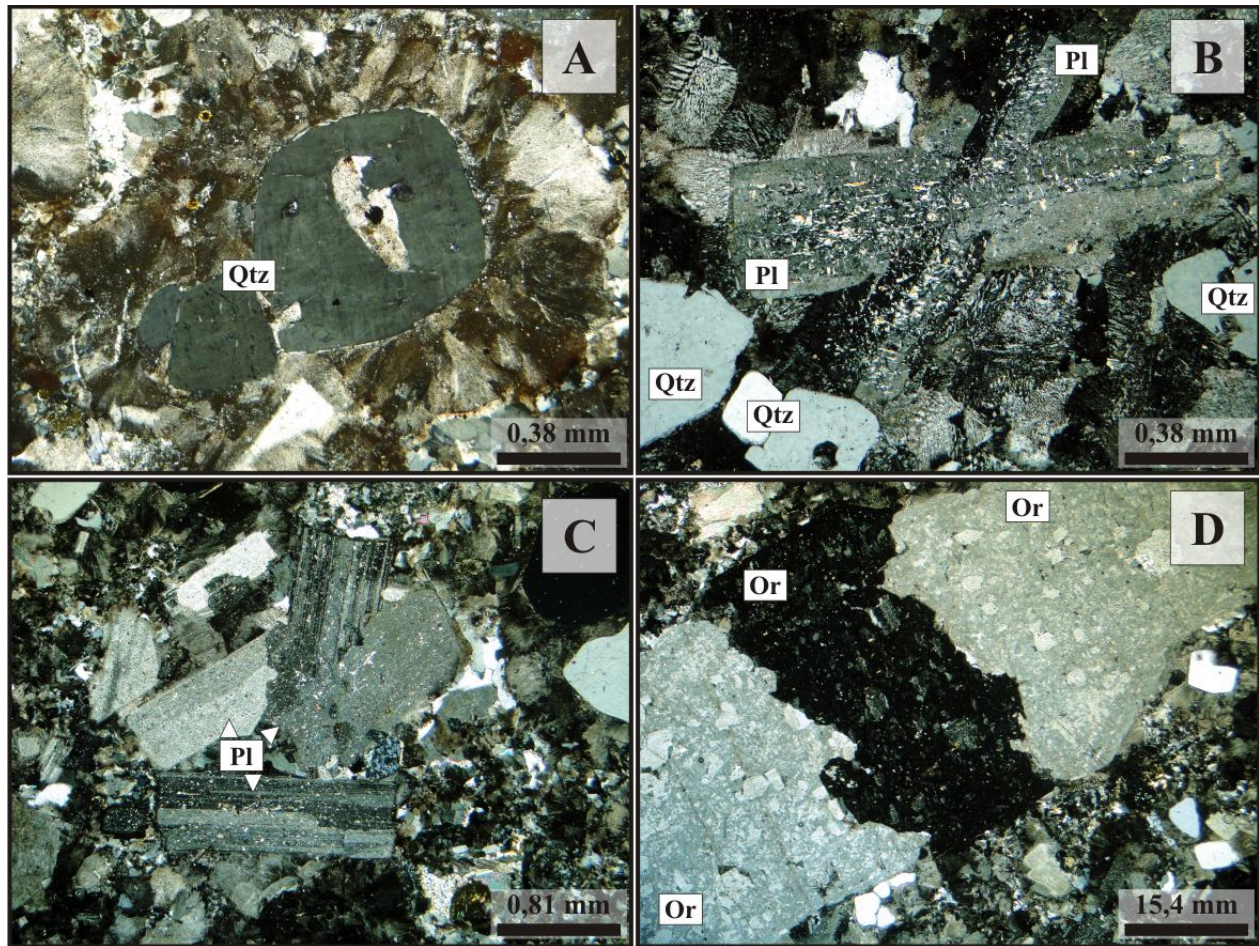


Fig. 4.19. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi: (A) Fenocristal de quartzo arredondado com golfos de corrosão, inclusões de ortoclásio e halo granofírico; (B) Fenocristais geminados de plagioclásio parcialmente sericitizados; (C) Aglomerados de plagioclásio em rocha monzogranítica porfirítica; (D) Fenocristal de ortoclásio com contatos retilíneos com a matriz.

O quartzo é representado por cristais anédricos, no entanto, cristais sub-arredondados a arredondados são comuns (Fig. 4.20C). Microclínio é o feldspato alcalino dominante, com ortoclásio em concentrações subordinadas. De modo geral, o feldspato alcalino é anédrico a sub-euédrico, de granulação média e com textura em sub-grãos (Fig. 4.27D). O plagioclásio é predominantemente sub-euédrico e de menor granulação do que o feldspato alcalino. A biotita, quando presente, é primária, sub-euédrica, de granulação grossa e geralmente cloritizada (Fig. 4.27E).

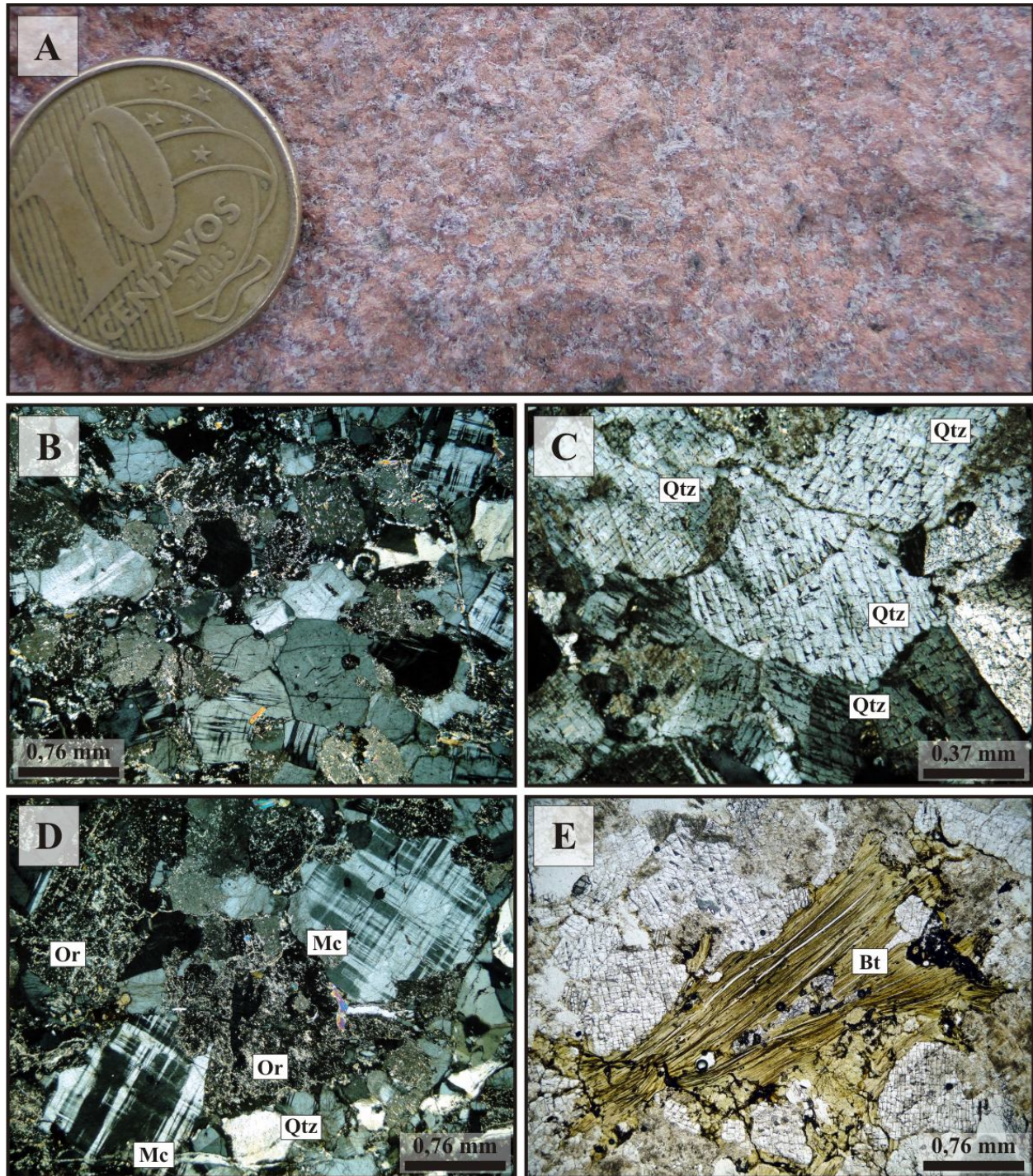


Fig. 4.20. *Feições macroscópicas e microscópicas do Granito Indiferenciado:* (A) *Sienogranito levemente intemperizado, de coloração rósea clara e com caulinita intersticial;* (B) *Textura hipidiomórfica granular em mosaico, comum nas rochas desta suíte;* (C) *Quartzo sub-arredondado e de granulação média em rocha sienogranítica;* (D) *Cristais arredondados de microclínio em quartzo sienito;* (E) *Biotita parda, sub-euédrica e de granulação média.* **FOTOMICROGRAFIAS:** B-D: *polarizadores cruzados;* E: *luz natural.*

4.8 DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS

Correspondem a rochas vulcânicas máficas, não deformadas e não metamorfisadas, que ocorrem como diques de pequena expressão regional, geralmente entre 8-10 m de largura e algumas dezenas de metros de extensão (Fig. 4.21A). Esses diques estão preferencialmente alinhados na direção N31-82E e truncam, com exceção das unidades sedimentares, todas as demais unidades (Fig. 4.21B). São representados por dois grupos principais distinguíveis pela granulação: (i) basalto e (ii) diabásio.



Fig. 4.21. *Modo de ocorrência dos diques de vulcânicas máficas: (A) Diques de pequena extensão, normalmente com alguns metros de espessura e poucas dezenas de comprimento; (B) Dique de diabásio que trunca fácies pegmatítica do biotita-hornblenda monzogranito.*

4.8.1 Diques de basalto

Os diques basálticos apresentam maior abrangência geográfica, sendo constituídos por rochas isotrópicas, de tonalidade cinza esverdeada, afanítica e de textura porfirítica, poiquilítica, intersticial e sub-ofítica (Figs. 4.22A-C). Os fenocristais perfazem cerca de 2-3% do volume da rocha e correspondem a cristais euédricos de plagioclásio que exibem comprimentos que variam de 4 a 5 mm (Figs. 4.22A;D), ou então a cristais anédricos de piroxênio com dimensões entre 1,6 e 1,9 mm. Texturas poiquilítica e sub-ofítica são comuns (Figs. 4.22C;E). A matriz é composta por plagioclásio euédrico, raramente anédrico. São rochas compostas por plagioclásio (40%), clinopiroxênio (14%), ortopiroxênio (4%), quartzo (3,5%) e feldspato alcalino (<1%). Magnetita

e K-feldspato ocorrem como fases acessórias, enquanto que epídoto, clorita, pirita, hematita, sericita + muscovita, calcopirita, actinolita e calcita correspondem a fases secundárias.

O plagioclásio, de composição da labradorita ($An_{51}-An_{66}$), ocorre tanto como finas ripas imersas na matriz como fenocristais. Geralmente são cristais (sub-)euédricos que devido ao hidrotermalismo mostram contatos difusos na maioria dos casos. Na matriz, os cristais não excedem 0,6-0,7 mm. Entretanto, cristais ripiformes de aproximados 1,7 mm são relativamente comuns. Os fenocristais estão frequentemente propilitizados ou fortemente sericitizados (*Figs. 4.22C-D*). Em raros casos, cristais de plagioclásio formam agregados circulares que envolvem um único cristal de piroxênio. Augita corresponde ao piroxênio dominante, enquanto que enstatita é subordinada (*Figs. 4.22C-E*). De modo geral, o quartzo é anédrico, de granulação fina e ocorre nos interstícios dos cristais de plagioclásio, enquanto que o feldspato alcalino, também anédrico e de granulação fina, está disperso na matriz. Os opacos, representados por pirita + hematita ± calcopirita, ocorrem disseminados e associados à alteração propilitica.

4.8.2 *Diques de diabásio*

Esses diques truncam frequentemente o biotita-hornblenda monzogranito (*Fig. 4.21B*). São rochas de coloração cinza escura com pontuações esverdeadas, de granulação fina, isotrópicas, magnéticas, holocristalinas, de textura inequigranular hipidiomórfica e minerais que exibem contatos planares (*Fig. 4.23*). Texturas sub-ofíticas e de calçamento são comuns, enquanto que ofítica ocorre em menor quantidade (*Figs. 4.23B-C*). A rocha é praticamente bi-minerálica, sendo composta por plagioclásio (68%), clinopiroxênio (20%), além de ocorrências subordinadas de magnetita (4%), ortopiroxênio (1,3%) e quartzo (<0,5%). Estudos de determinação mineral pelo método de quantificação de Rietveld realizados por [Marcon \(2010\)](#) indicam composições mineralógicas semelhantes àquelas obtidas pela petrografia convencional.

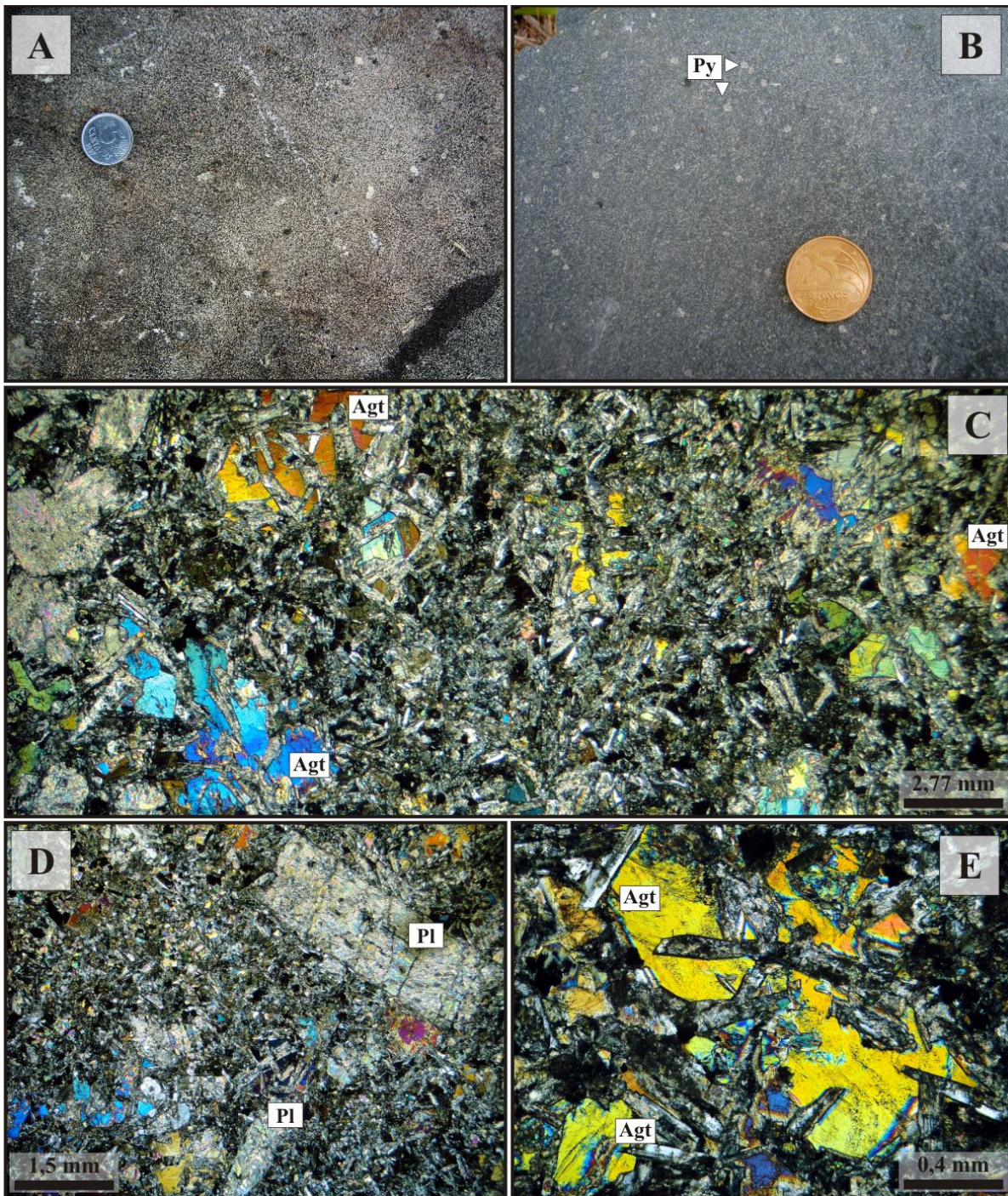


Fig. 4.22. Aspectos macroscópicos e microscópicos do basalto em diques: (A) Típica textura porfírica representada por plagioclásio disperso em matriz afanítica; (B) Aglomerados de pirita fina disseminada; (C) Matriz de granulação muito fina, isotrópica e porfírica, representada por fenocristais milimétricos de labradorita e augita; (D) Fenocristal de labradorita em avançado estágio de sericitização; (E) Textura sub-ofítica representada por augita que engloba parcialmente cristais de labradorita de menor granulação. FOTOMICROGRAFIAS: C-E: polarizadores cruzados.

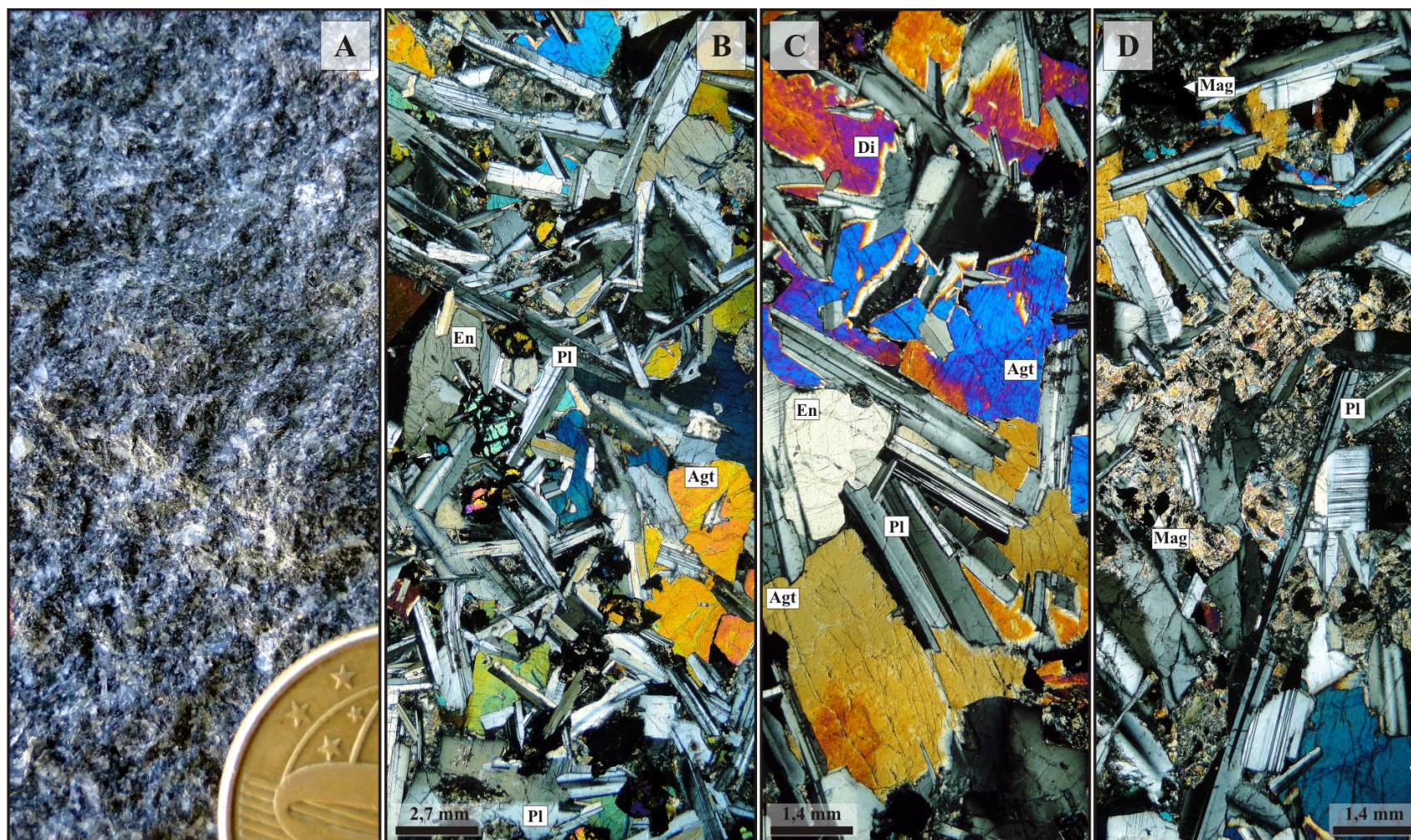


Fig. 4.23. Aspectos macroscópicos e petrográficos dos diques de diabásio: (A) Aspecto macroscópico que exhibe padrão isotrópico, tonalidade esverdeada e textura fanerítica muito fina a fina; (B) Padrão isotrópico, textura inequigranular hipidiomórfica com minerais que exibem contatos por calçamento denotados pelo plagioclásio ripiforme; (C) Textura sub-oftítica a oftítica representada, respectivamente, pela inclusão parcial e total do plagioclásio por augita; (D) Fases intergranulares anédricas e intensamente sericitizadas não distinguíveis, e as quais magnetita e pirita ocorrem associadas. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.

4.9 COBERTURAS TERCIÁRIAS

Inserida no extremo noroeste da área, corresponde a uma sequência de rochas sedimentares clásticas que repousam discordantemente sobre o granito indiferenciado(?) intensamente intemperizado (Fig. 4.24). Essa sequência é composta por quatro litotipos que da base para o topo compreendem: (i) arenito grosso, (ii) arenito médio, (iii) argilito, (iv) conglomerado laterizado, de atitude N25E 10SE (Fig. 4.31). Adicionalmente, acima dessa sequência, ocorre solo coluvionar(?) de coloração alaranjada e frequentes fragmentos rochosos aleatoriamente dispersos.

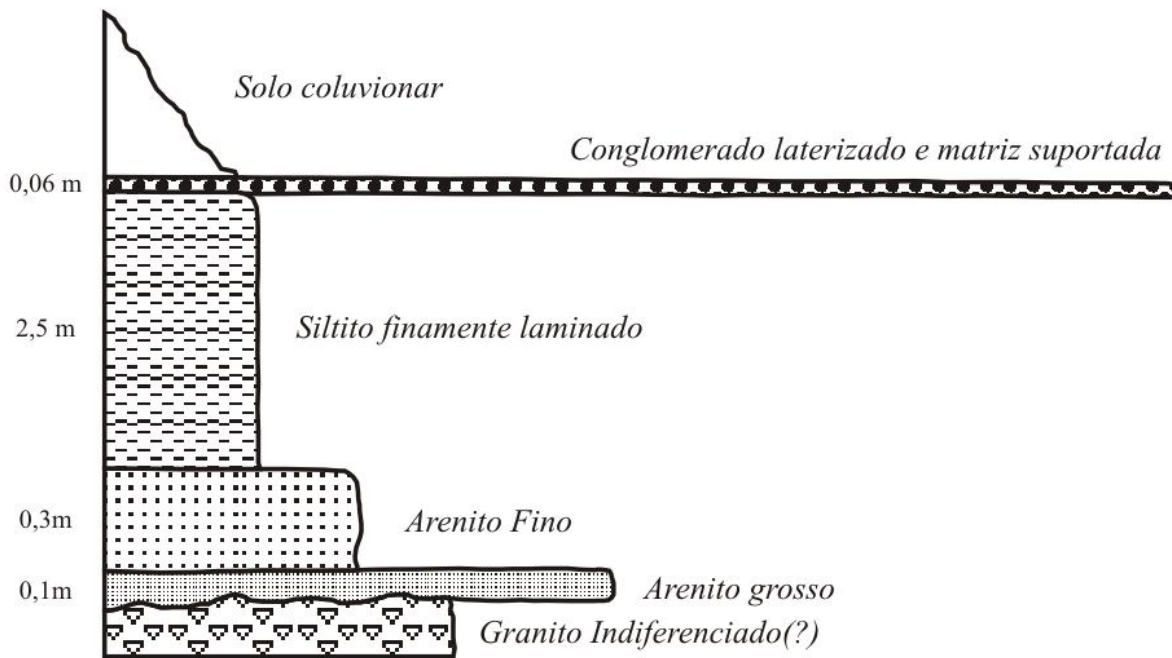


Fig. 4.24. Perfil da Bacia Sedimentar Terciária exibindo a hierarquização das rochas presentes na bacia.

4.9.1 Arenito grosso a médio

Apresenta homogeneidade textural, coloração rósea clara a bege-amarelada, estrutura maciça e avançado estágio intempérico. No perfil estudado, as camadas de arenito grosso e arenito fino não ultrapassam, respectivamente, os 10-20 cm e 30-35 cm de espessura (Fig. 4.24).

4.9.2 *Siltito*

Caracteriza-se pela coloração rósea, granulometria muito fina e laminação plano-paralela pouco espaçada. Está localmente afetado por um sistema discreto de falhas espaçadas com rejeito de até 1,5 mm.

4.9.3 *Conglomerado matriz suportado*

Apresenta tonalidade marrom ocre, espessura de 4-6 cm, gradação normal, afinamento granulométrico em direção ao topo e avançado estágio de laterização. Os clastos, com até 7 mm de diâmetro, são angulares a sub-angulares, constituídos basicamente por quartzo e, subordinadamente por feldspato. Localmente, esse litotipo grada para um conglomerado clasto suportado com fragmentos arredondados de quartzo.

4.10 DEPÓSITOS ALUVIONARES

Restritos ao extremo nordeste da área correspondem à planície de inundação do rio Peixoto de Azevedo descrita por [Souza et al., \(2005\)](#). É representada por depósitos aluvionares inconsolidados constituídos por material rico em areia grossa, cascalho e fragmentos rochosos angulosos que ocorrem nas porções mais proximais do rio Peixoto de Azevedo.

Assim como no passado, essas regiões são atualmente de grande interesse garimpeiro devido a concentrações de ouro nas porções de granulometria mais grossa do (paleo)canal, o que acarreta em uma extração desordenada do metal, e conseqüente degradação ambiental acelerada ([Souza et al., 2005](#)).

5 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

No Depósito Pé Quente, a suíte plutônica homônima assim como as unidades adjacentes foram, com exceção das sedimentares clásticas recentes, variavelmente afetadas por diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal. Com base em relações de campo e estudos petrográficos de detalhe estabeleceu-se a evolução temporal dos tipos de alteração no sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente (*Fig. 5.1*).

5.1 ALTERAÇÃO SÓDICA

Corresponde ao primeiro estágio da alteração hidrotermal, cogenético ao minério aurífero e melhor desenvolvido na Suíte Pé Quente, na qual confere uma tonalidade branca-leitosa as rochas, especialmente nas porções de minério disseminado do monzonito (*Fig. 5.2A-C*). No quartzo diorito-monzodiorito, no entanto, essa alteração encontra-se pobremente desenvolvida.

É representada pela geração de albita ± quartzo de forma pervasiva na matriz, com albita na forma de cristais anédricos a sub-euédricos e textura tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*) característica (*Figs. 5.2D-F*). A albita ocorre como megacristais principalmente originados a partir da substituição do microclínio primário e, de forma mais restrita, da substituição do plagioclásio primário (*Figs. 5.2D;F*). Albita sem geminação, de granulação fina e localizada como reentrâncias no feldspato primário também está presente nas porções mais distais da zona mineralizada, a exemplo do Monzonito grosso, porém sua identificação é dificultada pela obliteração dos demais estágios hidrotermais.

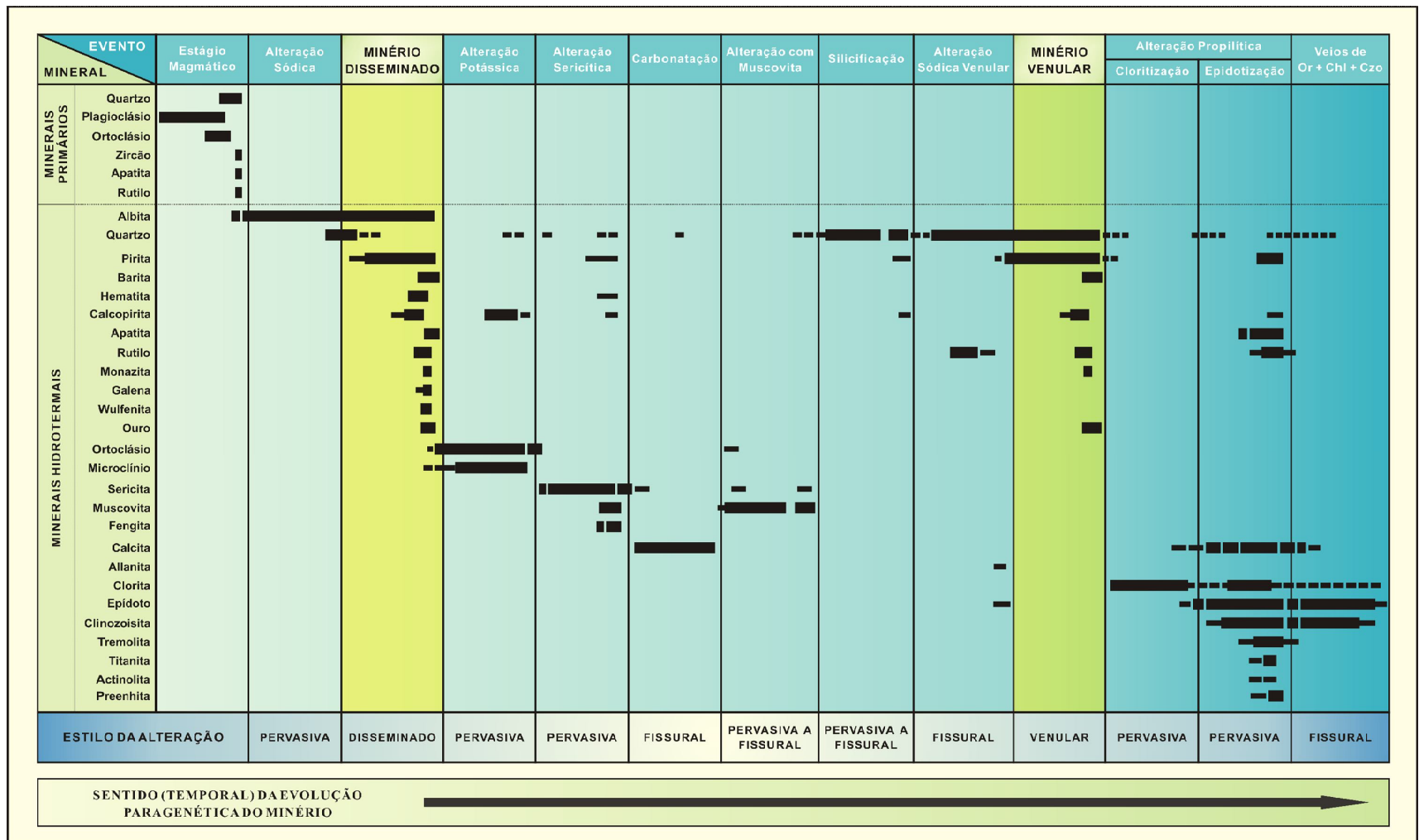


Fig. 5.1. Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente.

5.2 ALTERAÇÃO POTÁSSICA

A alteração potássica geralmente confere tonalidades avermelhadas às rochas, sendo representada por ortoclásio + microclínio \pm biotita \pm hematita \pm quartzo em estilo pervasivo (Figs. 5.3A-B). A hematita ocorre como inclusões muito finas no feldspato potássico hidrotermal, o que lhe confere um aspecto turvo em luz transmitida. O quartzo, menos frequente, exhibe granulação fina, contatos irregulares com o feldspato potássico hidrotermal e está raramente incluso no mesmo. Eventuais veios e/ou bolsões tardios com ortoclásio podem eventualmente ocorrer na Suíte Pé Quente, especialmente nos membros de composição quartzo diorítica – monzodiorítica (Fig. 5.3B-D). A alteração potássica frequentemente se sobrepõe à alteração sódica pela substituição da albita hidrotermal. Neste caso, é mais intensa nos setores proximais ao minério do Depósito Pé Quente, onde pode gerar megacristais de ortoclásio e microclínio (Figs. 5.3C-D) que frequentemente estão interdigitados com albita hidrotermal ou plagioclásio ígneo (Fig. 5.3E-H).

O feldspato potássico ígneo é frequentemente substituído pelo hidrotermal, o que lhe confere um aspecto manchado (*flames*) (Fig. 5.3F-G). Essa feição está mais evidente em cristais de maior granulação, a exemplo dos observados no biotita-hornblenda monzogranito e monzogranito grosso. A biotita é frequente nos termos de composição (quartzo-)diorítica da Suíte Pé Quente, nos quais ocorre em estilo pervasivo como cristais sub-euédricos a euédricos de granulação média (Figs. 5.3B.C). É comum a biotita encontrada nesses setores estar parcialmente cloritizada.

Nas rochas representantes das suítes mais distais ao minério do Depósito Pé Quente, a alteração potássica é essencialmente representada por microclínio \pm ortoclásio. No biotita monzogranito porfirítico, por exemplo, ocorre como faixas contínuas avermelhadas que desaparecem gradativamente. As rochas da Suíte Tonalítica mais fortemente afetadas por esse tipo de alteração podem apresentar uma falsa composição granodiorítica (Figs. 4.14E). Neste caso, a alteração potássica é com ortoclásio anédrico ao longo de pequenas faixas contínuas. Nos diques de traquibasalto, em especial àqueles associados ao monzonito grosso, a alteração potássica é incipiente e de estilo pervasivo que ocasionalmente ocorre ao longo de pequenas vênulas descontínuas. Finalmente, observou-se que na maioria das suítes plutônicas distais ao minério do Depósito Pé Quente, a ocorrência de pequenas vênulas paralelas de até 1,5 cm de espessura com ortoclásio \pm microclínio.

5.3 ALTERAÇÃO SERICÍTICA

De estilo pervasivo, a alteração sericítica é mais evidente nas porções externas à zona mineralizada, sendo representada pela paragênese sericita \pm quartzo \pm muscovita \pm fengita \pm pirita \pm hematita \pm calcopirita, que substitui parcial e/ou totalmente o plagioclásio e que confere a rocha um aspecto sedoso (*Figs. 5.4A-D*). Frequentemente pode substituir a albita e o feldspato alcalino hidrotermais dos estágios anteriores. Pirita muito fina ocorre como pequenas inclusões no plagioclásio intensamente alterado. Nas rochas vulcânicas o piroxênio encontra-se levemente sericitizado, enquanto que os fenocristais de plagioclásio mostram-se geralmente alterados por sericita e muscovita (*Fig. 5.4E*). Pirita fina, ou como pequenos aglomerados, estão geralmente associadas aos basaltos.

5.4 CARBONATAÇÃO

Alteração pouco expressiva, de estilo pervasivo e desenvolvida apenas na Suíte Pé Quente, sendo representada pela geração de calcita anédrica a euédrica, de granulação fina a média (*Figs. 5.5A-D*). Essa alteração está fortemente associada à alteração do plagioclásio ígneo e/ou albita tabuleiro de xadrez (*Figs. 5.5C-D*). Eventualmente ocorre como pequenas inclusões no plagioclásio primário, ou então, obliterando bolsões de quartzo + feldspato \pm rutilo. Embora incomum, pirita \pm calcopirita podem estar associadas a esse estágio hidrotermal.

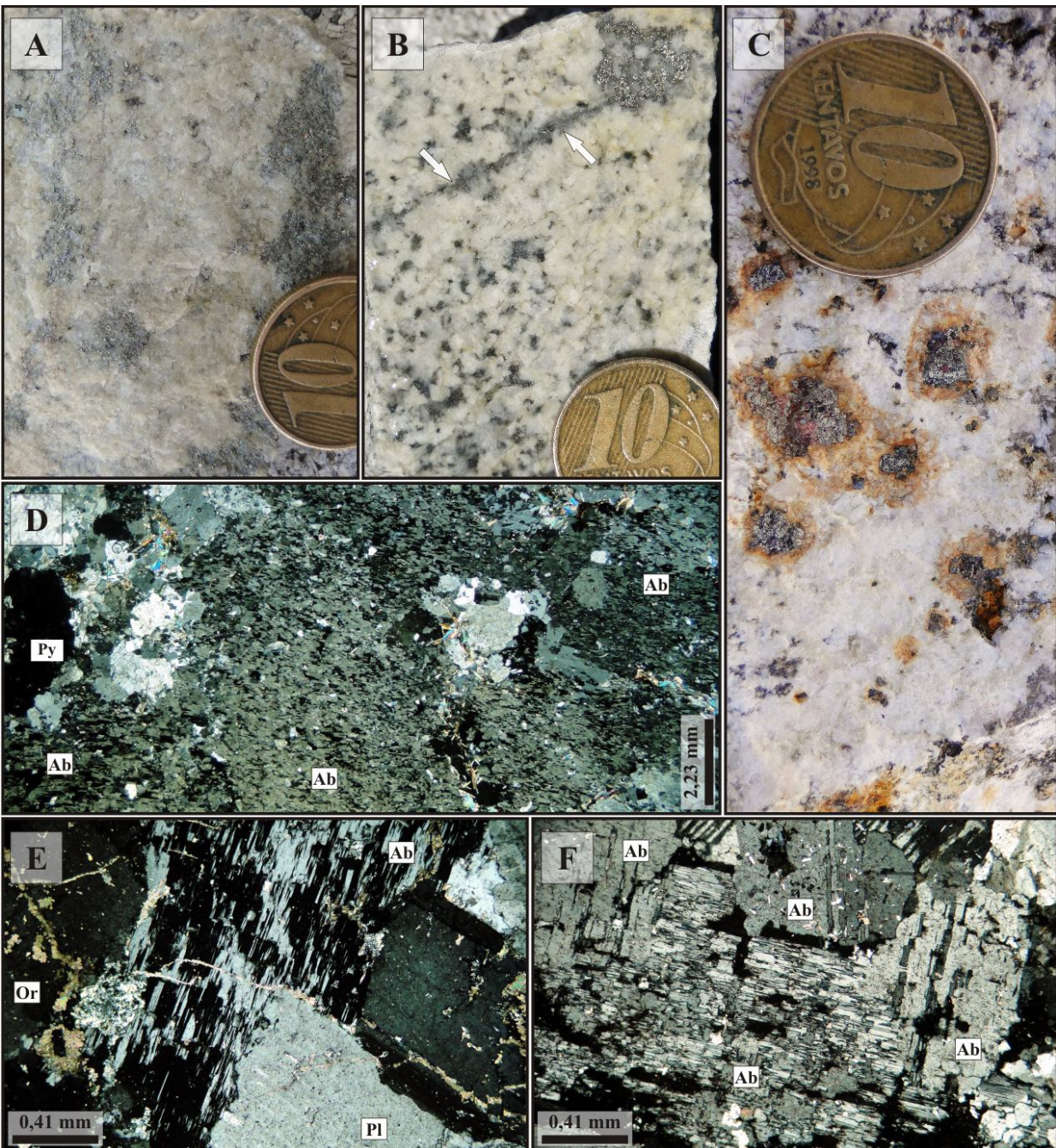


Fig. 5.2. *Modos de ocorrência da alteração sódica:* (A) Tonalidade branca leitosa decorrente da presença de megacristais de albita hidrotermal; (B) A albitização pode estar associada tanto ao minério disseminado quanto ao fissural (setas); (C) Zona mineralizada com sulfetos dominados por pirita são cogenéticos a albitização. As porções mais alaranjadas representam a oxidação da pirita com a formação de óxidos-hidróxidos de Fe (e.g. lominita); (D) Megacristal de albita hidrotermal com textura tabuleiro de xadrez; (E-F) Substituição do plagioclásio primário por albita hidrotermal. A albitização afeta não apenas o feldspato alcalino primário, mas também o plagioclásio. **FOTOMICROGRAFIAS:** D-E: polarizadores cruzados.

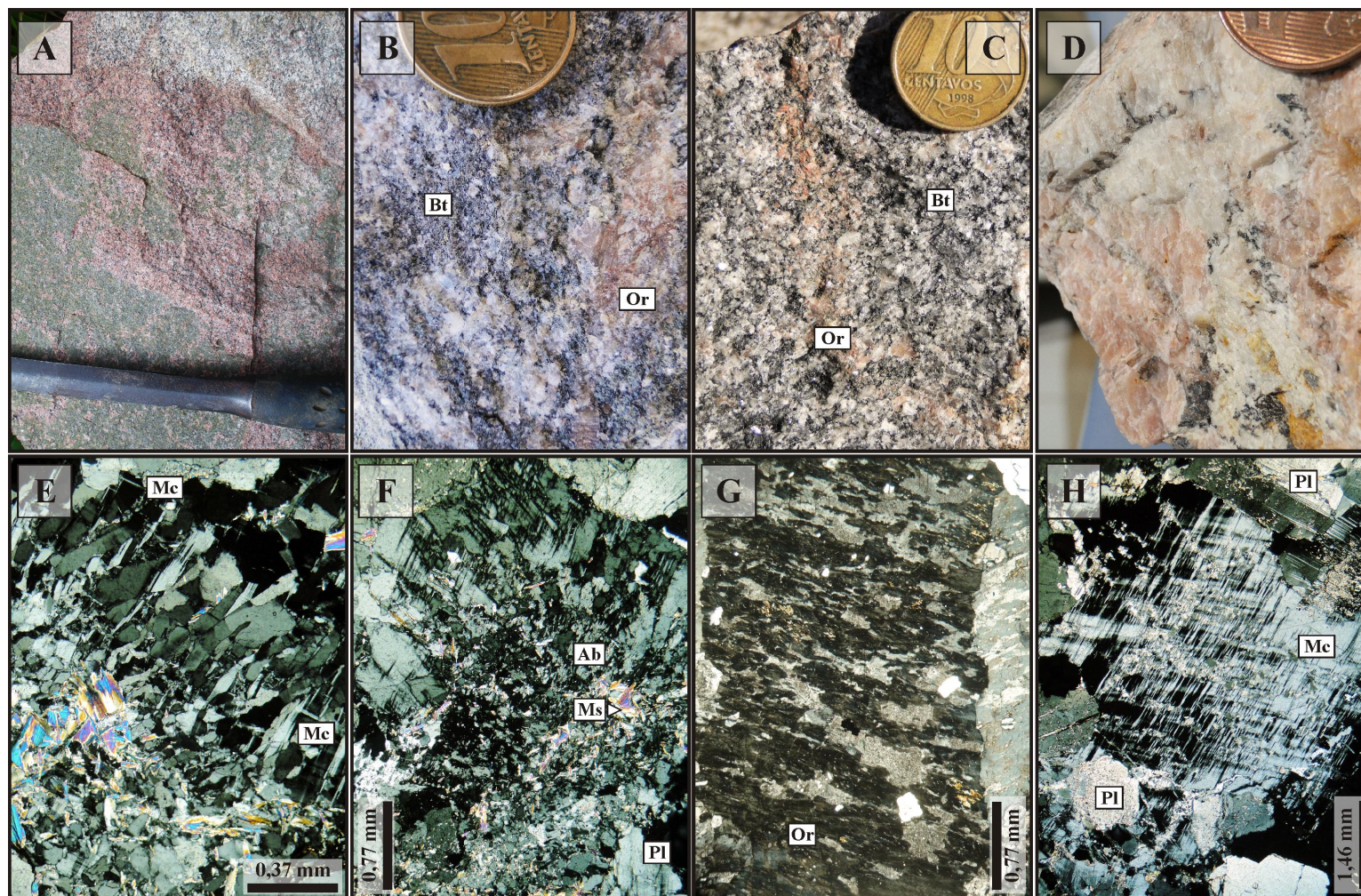


Fig. 5.3. (A) Alteração potássica pervasiva com ortoclásio + microclínio ± hematita ± quartzo em biotita monzogranito porfirítico; (B) Veio descontínuo de ortoclásio em monzodiorito hospedeiro do minério Pé Quente. As porções mais enegrecidas correspondem a biotita hidrotermal pervasiva; (C) Vênula irregular de ortoclásio ± hematita em monzodiorito da Suíte Pé Quente. A exemplo do caso anterior, biotita hidrotermal pervasiva também é observada; (D) Megacristais de ortoclásio associado às porções mineralizadas, contudo, posteriores à alteração sódica, em monzonito da Suíte Pé Quente; (E) Alteração potássica com geração de microclínio interdigitado ao quartzo hidrotermal; (F) Plagioclásio ígneo obliterado por microclínio hidrotermal em monzonito da Suíte Pé Quente; (G) É frequente nas suítes distais ao minério a alteração potássica ser representada por “flammas” ao longo de cristais de feldspato alcalino, a exemplo daqueles observados no biotita-hornblenda monzogranito; (H) Plagioclásio ígneo obliterado por microclínio hidrotermal em monzonito da Suíte Pé Quente. FOTOMICROGRAFIAS: E-H: polarizadores cruzados.

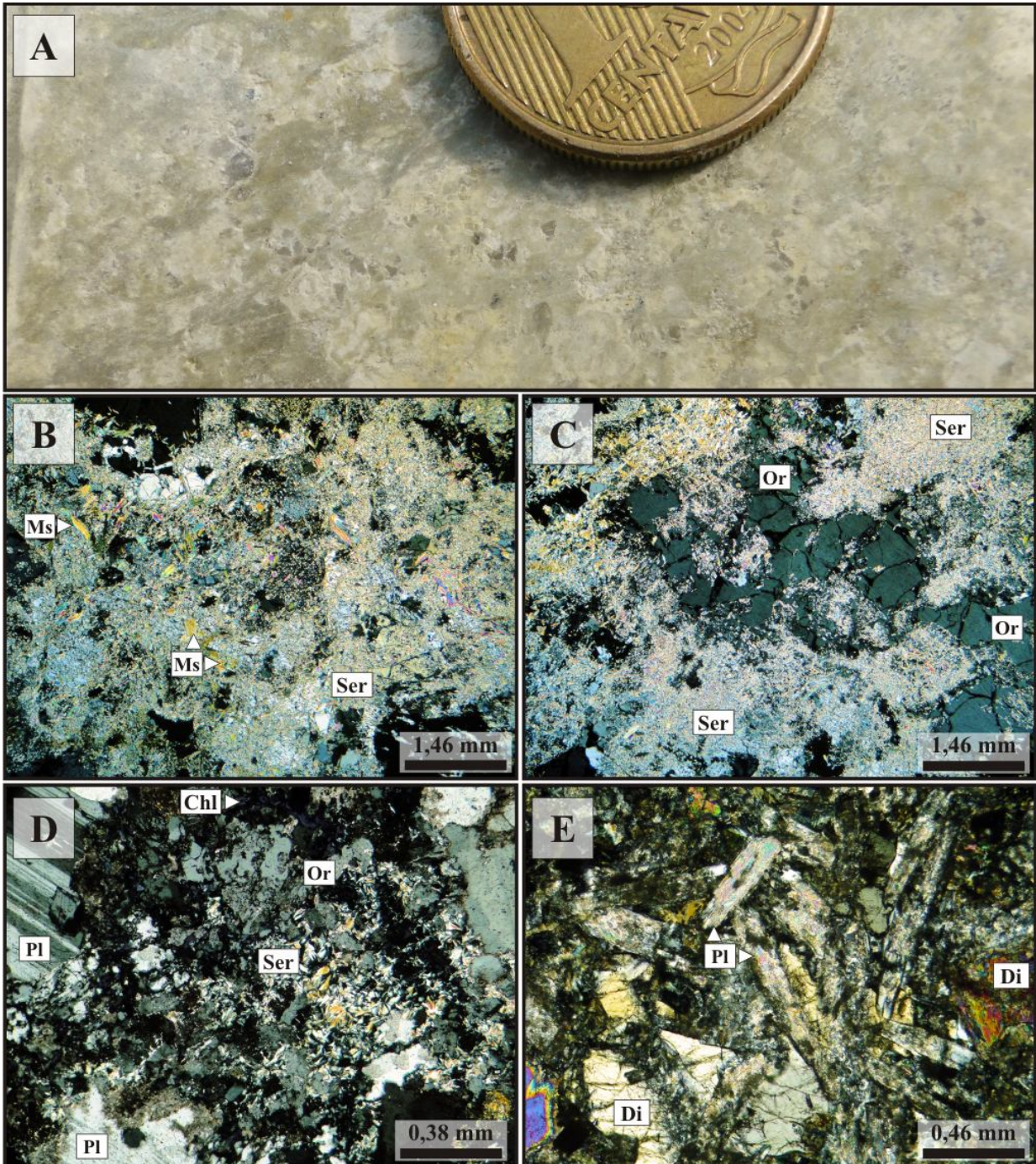


Fig. 5.4. (A) Monzonito da Suíte Pé Quente intensamente afetado pela alteração sericítica, a qual lhe confere um aspecto sedoso; (B) Sericitização pervasiva com sericita \pm muscovita em hospedeira do minério; (C) Intensa sericitização pervasiva que substituiu o ortoclásio hidrotermal; (D) Plagioclásio ígneo da Suíte Pé Quente substituído por sericita; (E) Traqui-basalto com plagioclásio moderada a intensamente sericitizado. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.

5.5 ALTERAÇÃO COM MUSCOVITA GROSSA

Esta alteração está melhor desenvolvida na hospedeira do minério, onde é representada predominantemente pela geração de muscovita grossa de textura fibro-radial com sericita subordinada, ambas em estilo pervasivo (*Figs. 5.6A-H*) e venular. Entretanto, vênulas tardias de muscovita grossa com quartzo associado também são observadas. A alteração com muscovita grossa substitui a albita, ortoclásio e microclínio gerados nas alterações anteriores (*Fig. 5.6D-H*). Ao afetar as zonas com carbonatação, os cristais de calcita são gradativamente substituídos por muscovita, o que causa a dissolução do mineral carbonático (*Figs. 5.6F*), e favorece a geração de uma porosidade secundária, com a criação de cavidades (*vugs*) milimétricas e irregulares. No Granito Indiferenciado, a alteração com muscovita é restrita e geralmente associada à obliteração do núcleo do microclínio e/ou ortoclásio hidrotermais. Nestes casos pode haver a formação de muscovita de granulação média e textura esferulítica. Na hospedeira do minério a muscovita fibro-radial pode ocorrer como pequenas inclusões no ortoclásio hidrotermal, com a geração de uma textura em ilhas (*muscovite island texture*) (*Fig. 5.6D*).

Em adicional, o estilo pervasivo parece progredir para um sistema de vênulas contínuas, meandantes e tardias de muscovita \pm quartzo, que truncam todas as alterações anteriores (*Fig. 5.7A-B*), especialmente aquelas relacionadas à Suíte Pé Quente. Essa venulação pode ainda evoluir para trilhas anastomosadas na matriz da rocha ou para um sistema de veios ramificados. Em ambos os casos, são representadas por muscovita grossa que por vezes exibem hábito fibro-radial (*Fig. 5.7C-D*).

5.6 SILICIFICAÇÃO

Representada pela geração de quartzo policristalino que varia do estilo pervasivo ao fissural (*Fig. 5.8A*), com concentrações subordinadas de pirita. O estilo pervasivo é representado tanto por quartzo intersticial quanto por bolsões de quartzo policristalino que por vezes obliteram os minerais pré-existentes (*Figs 5.8B-D*). Na hospedeira do minério, especialmente nos setores proximais à zona mineralizada, é comum observar a substituição da sericita por quartzo (*Fig. 5.8B*).

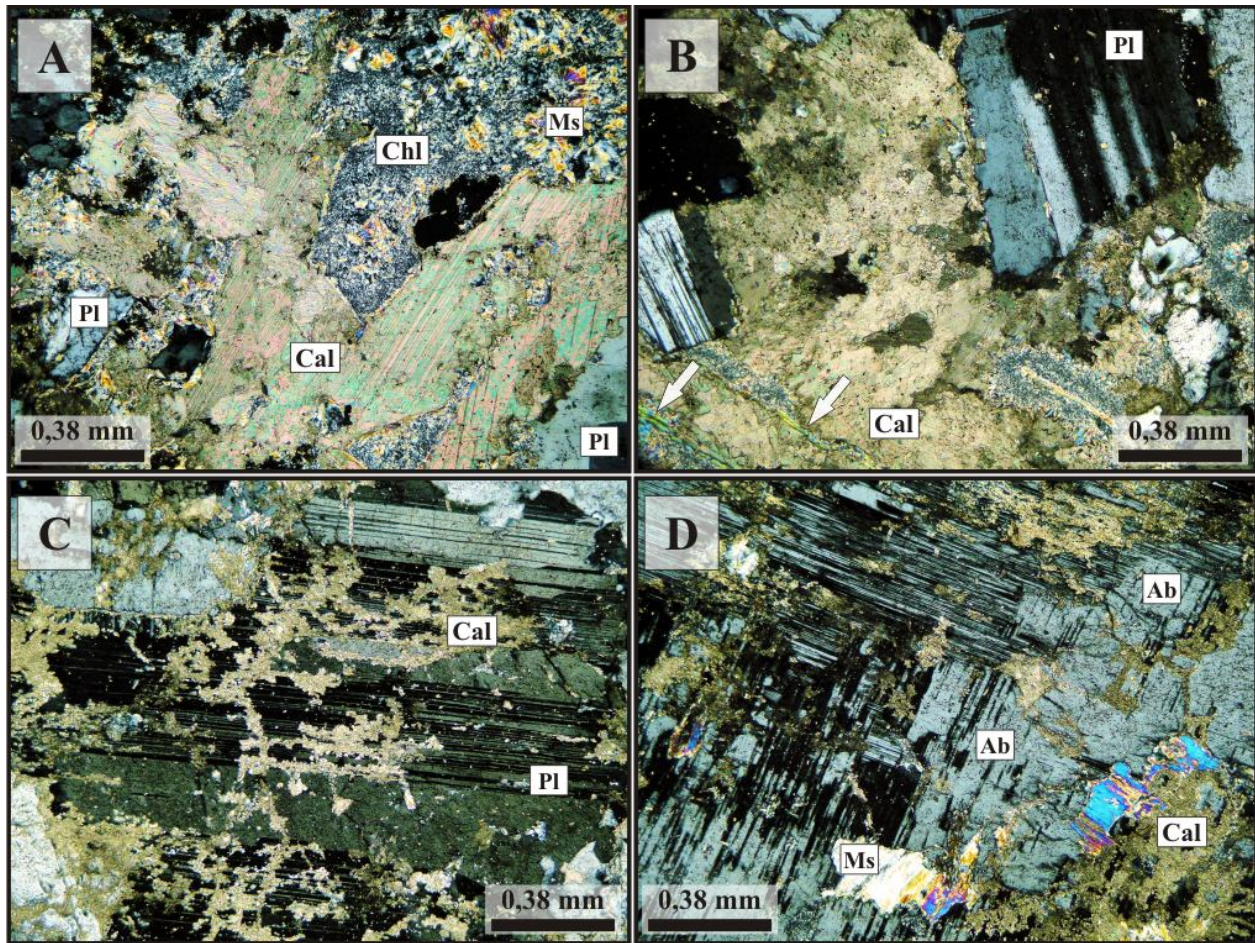


Fig. 5.5. Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (A) Carbonatação com cristais de calcita anédrica e de granulação fina em monzodiorito; (B) Calcita que oblitera a matriz da rocha, especialmente os seus interstícios. Notar que pequenas vênulas tardias de muscovita (setas) podem afetar parcialmente a carbonatação; (C) Carbonatação representada por calcita muito fina que substituiu o plagioclásio ígneo ao longo da geminação polissintética; (D) Albita hidrotermal substituída por calcita fina em hospedeira de composição monzodiorítica.

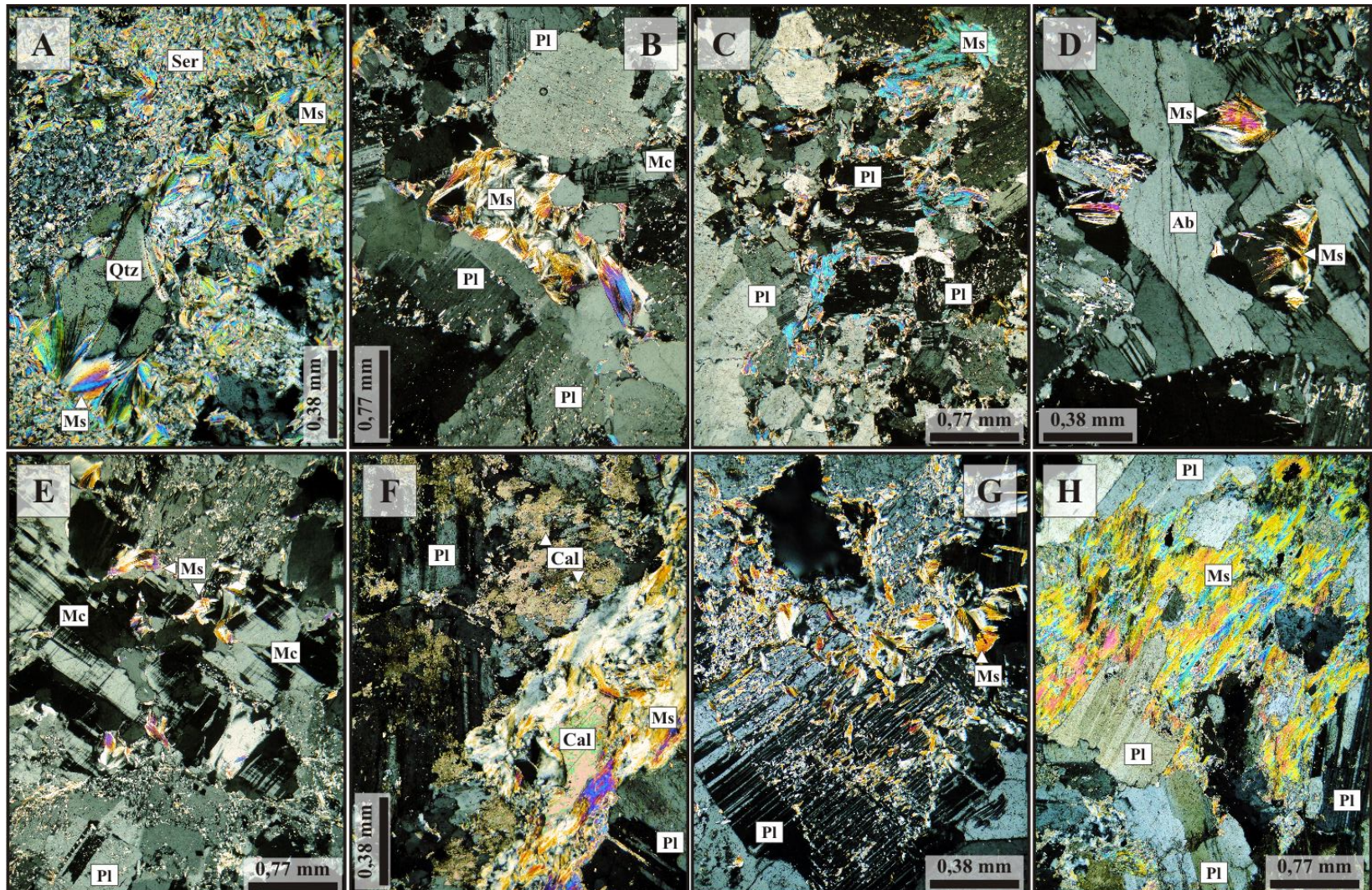


Fig. 5.6. *Fotomicrografias com os polarizadores cruzados exibindo: (A) Muscovita fibro-radial que se sobrepõe a alteração sericítica e substitui quartzo primário de monzonito da Suíte Pé Quente; (B) Muscovita grossa intersticial e fibro-radial em hospedeira de composição monzonítica; (C) Muscovita grossa sub-euédrica substituindo albita hidrotermal e a matriz ígnea do monzonito da Suíte Pé Quente; Continuação da legenda na próxima página (▼).*

Fig. 5.6. *Continuação legenda anterior: (▲): (D) Ilhas de muscovita grossa (“muscovite island texture”) em microclínio hidrotermal; (E) Substituição do microclínio hidrotermal por muscovita fibro-radial; (E) Substituição da calcita hidrotermal por muscovita grossa; (F-G) Alteração do plagioclásio primário por muscovita fina a grossa, tanto pelas laterais quanto ao longo da geminação polissintética.*

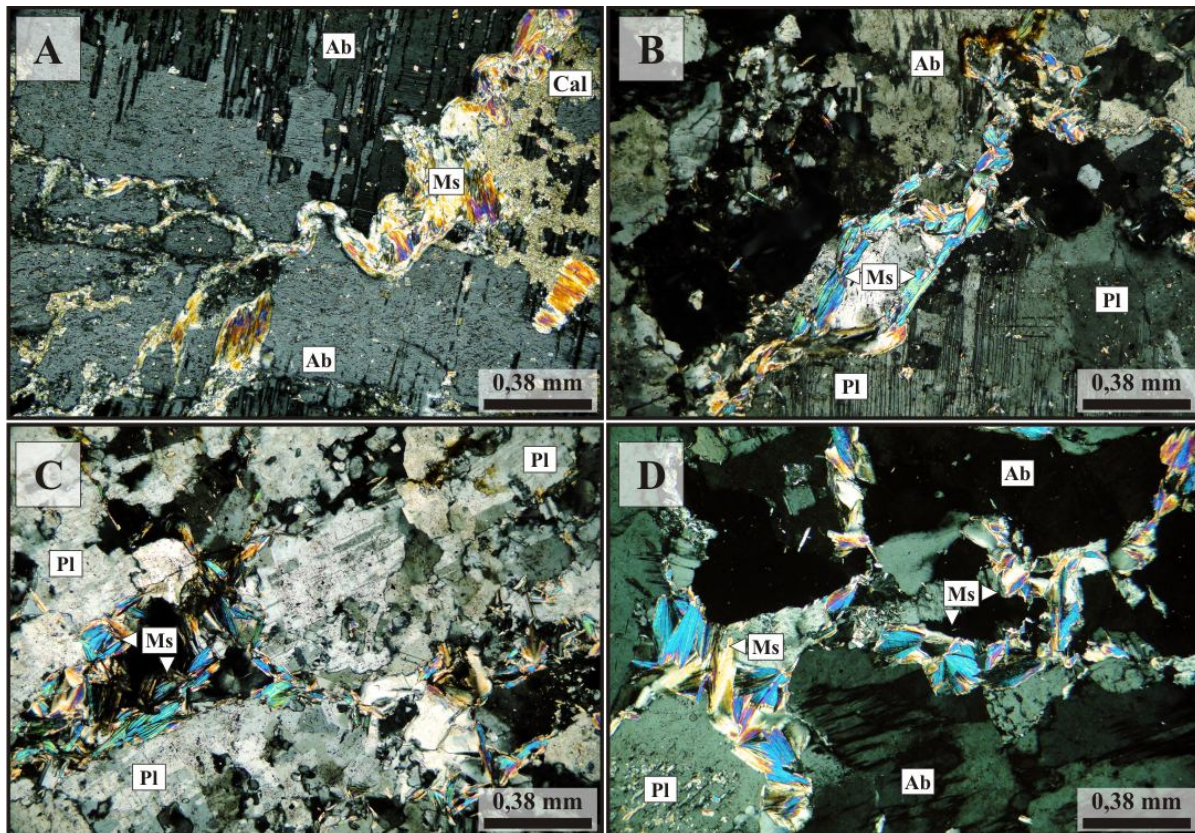


Fig. 5.7. *Fotomicrografias com os polarizadores cruzados e que exibem: (A) Vênulas tardias de muscovita ± sericita que obliteram cristal de albita hidrotermal em monzodiorito; (B) Vênula irregular de muscovita grossa em hospedeira de composição monzonítica; (C) Vênulas irregulares de muscovita fina a média que truncam setor albitizado do monznito; (D) Vênulas irregulares de muscovita grossa fibro-radial em monzodiorito. Notar que esse padrão venular se sobrepõe à alteração potássica.*

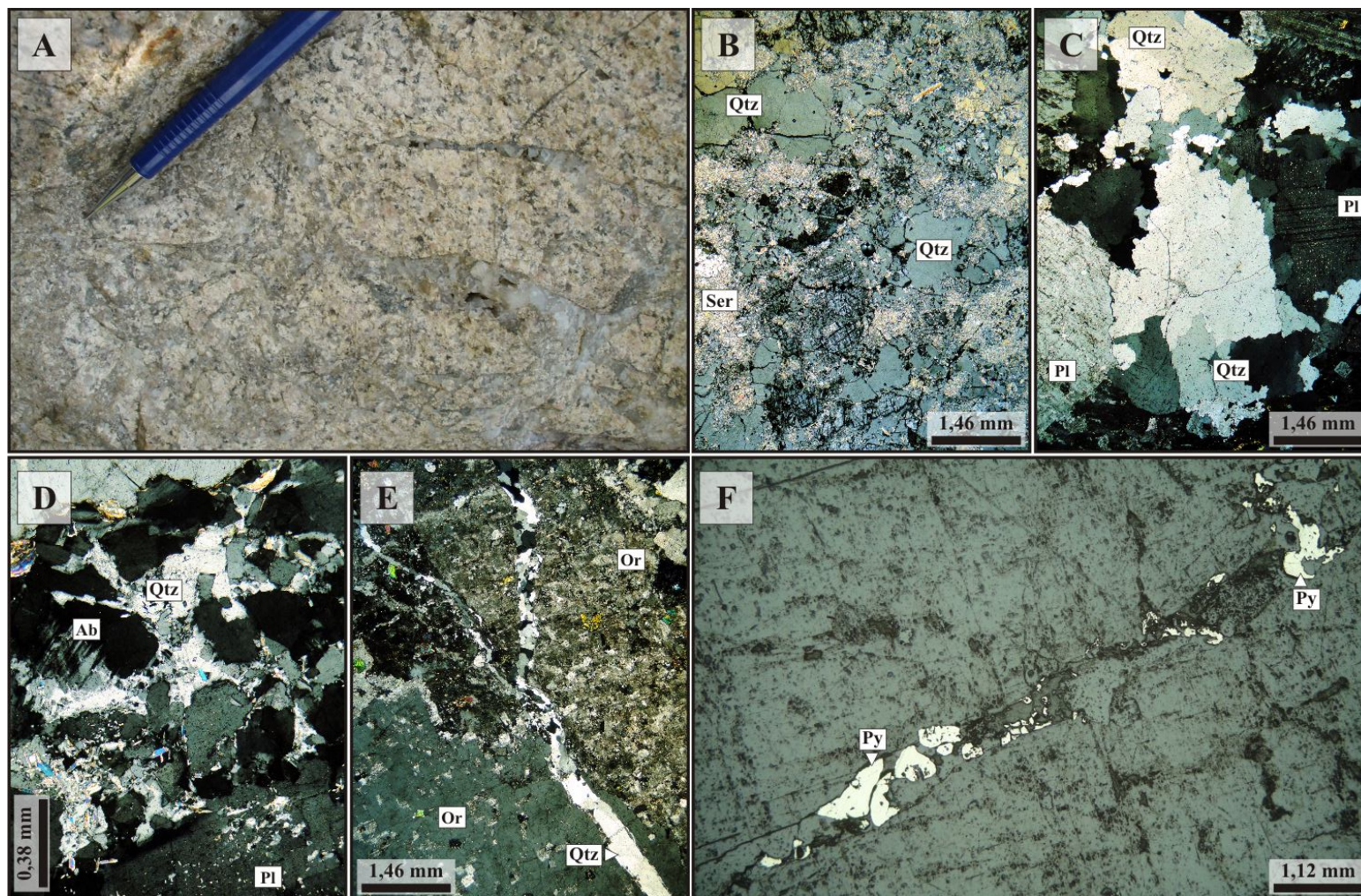


Fig. 5.8. (A) Silicificação fissural em hospedeira de composição monzonítica, em que a ramificação dos veios teria favorecido a evolução para um estilo pervasivo; (B) Silicificação pervasiva que se sobrepôs a alteração sericítica anterior, em hospedeira do minério do Pé Quente; (C) Bolsões de quartzo policristalino em biotita-hornblenda monzogranito; (D) Silicificação pervasiva que teria destruído cristal de albita hidrotermal; (E) Vênulas tardia de quartzo fino em Monzonito grosso; (F) Veio de quartzo + pirita em monzonito grosso próximo a Suíte Pé Quente. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados; F: luz refletida.

A sílica também ocorre ao longo de vênulas e veios tardios discretos e irregulares, com quartzo de granulação média e textura sacaroidal (*Fig. 5.8D*), que afeta todas as suítes plutônicas da região. Nas unidades mais proximais da Suíte Pé Quente pirita fina a média está eventualmente associada a essas vênulas de quartzo (*Fig. 5.8F*). As porções de quartzo policristalino parecem estar associadas temporal e espacialmente às zonas de alteração propilítica, especialmente àquelas proximais aos bolsões de epidoto + clinozoisita + calcita ± clorita ± quartzo. Portanto, podem representar um estágio que teria se iniciado concomitantemente a propilitização, mas recorrente a geração de venulações mais desenvolvidas.

Na área de maior concentração de prospectos auríferos na região do Pé Quente, intensa silicificação e cloritização podem estar associadas às zonas de brechação, representadas por brechas hidráulicas que apresentam clastos angulosos e de dimensões variadas do Granito Indiferenciado (*Fig. 5.9A*). Em adicional, veios quartzosos com fragmentos de vulcânicas(?) também estão associados e apresentam pequena concentração de sulfetos, tais como pirita ± calcopirita. Cavidades abertas, drusiformes e texturas do tipo pente (*comb-texture*), embora incomuns, são observadas nos arredores de alguns dos prospectos auríferos na área do Depósito Pé Quente (*Figs. 5.9B-C*).

5.7 ALTERAÇÃO SÓDICA VENULAR

Corresponde a um estilo recorrente da alteração sódica pervasiva e que também se restringe à hospedeira do minério. Este estilo da alteração hidrotermal é representada por veios e bolsões de quartzo anédrico a sub-euédrico com plagioclásio euédrico incluso, ambos de granulação média a grossa (*Figs. 5.10A-B*), que truncam todos os estágios anteriores da alteração hidrotermal, mas sobreposto pela alteração propilítica, especialmente pela cloritização. Pirita de granulação média é comum neste estilo, além de eventual allanita ± epidoto. Rutilo acicular de granulação muito fina a fina normalmente ocorre incluso nos cristais de quartzo da alteração (*Figs. 5.10C-D*), podendo ocasionalmente estar em paragênese com allanita ± epidoto.

Associado a essa alteração sódica venular está a precipitação de um minério aurífero mais tardio, dominado por pirita e com concentrações subordinadas de barita, calcopirita, rutilo e monazita. Não se observa gradação entre a alteração sódica pervasiva e a fissural, pois ambas

estão temporalmente separadas por uma sequencia bem definida de tipos metassomáticos que se substituem gradativamente.



Fig. 5.9. (A) Brecha hidrotermal com fragmentos do Granito Indiferenciado. A brecha apresenta matriz constituída eminentemente por quartzo + clorita \pm sericita; (B) Cavidade drusiforme com cristais centimétricos de quartzo; (C) Veio com textura do tipo pente. FOTOGRAFIAS: A: proximidades do Depósito Pé Quente; B-C: prospectos da área do Depósito Pé Quente.

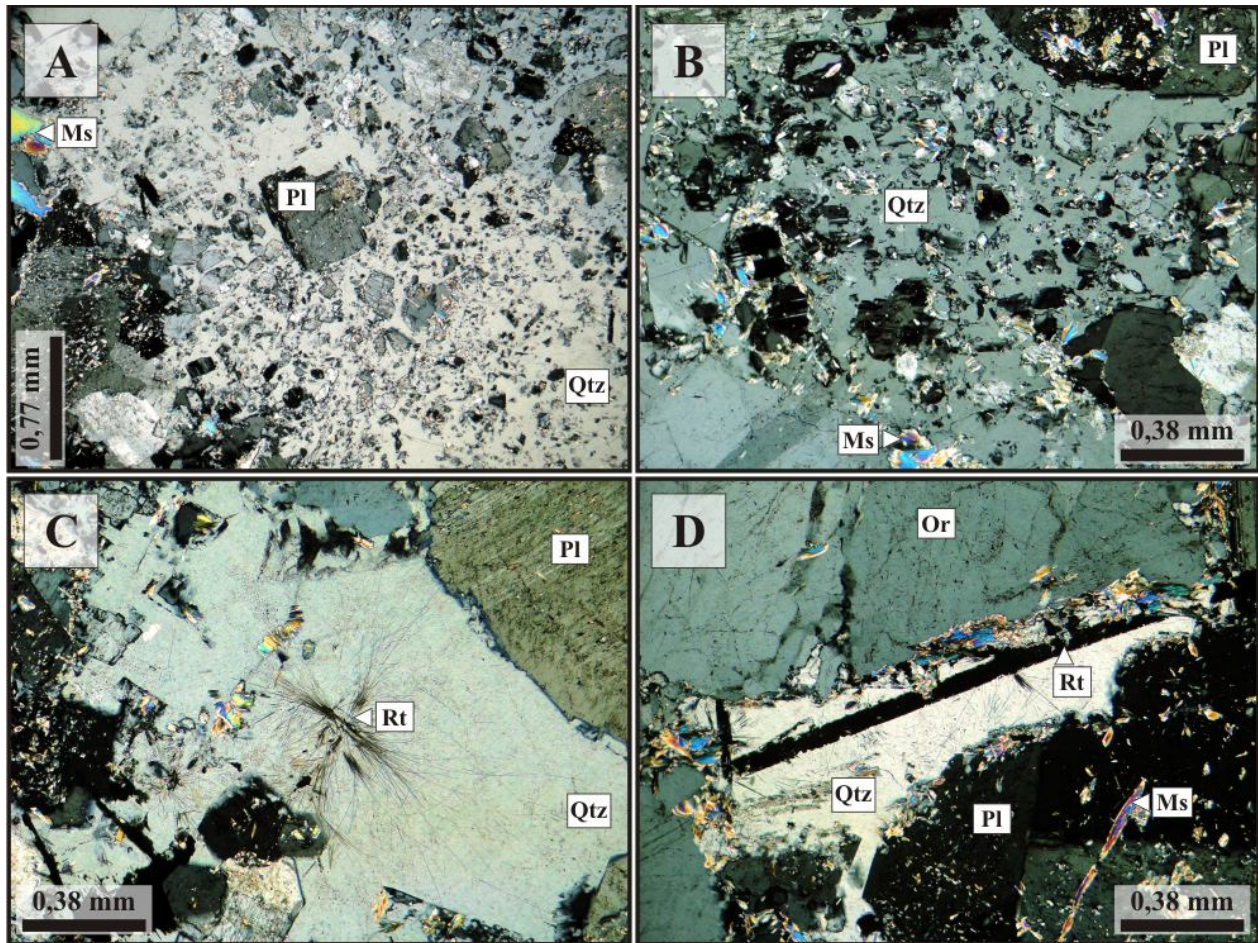


Fig. 5.10. Fotomicrografias com os polarizadores cruzados e que ilustram: (A) Bolsões de quartzo + albita associados aos estágios mais tardios do sistema hidrotermal da zona mineralizada; (B) Bolsões de quartzo + albita, com albita exibindo heterogeneidade de formas e tamanhos; (C) Rutilo acicular incluído em quartzo intersticial; (D) Rutilo incluído em quartzo intersticial. A alteração com quartzo + albita venular está restrita à hospedeira do minério, em especial no monzonito, no qual a albitização é mais intensa.

5.8 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

De estilo pervasivo e fissural, corresponde à alteração de escala mais regional e representada pela associação mineral: clorita + epídoto + clinzoisita + apatita + tremolita + pirita + rutilo ± titanita ± quartzo ± calcita ± actinolita ± prehnita ± calcopirita. Quando pervasiva, três modos de ocorrências são observados: (i) cloritização (Fig. 5.11A-D); (ii) propilitização, por vezes seletiva, que normalmente substitui a biotita, plagioclásio e magnetita (Fig. 5.11E-H); e (iii) epidotização em bolsões sub-arredondados (Figs. 5.12-5.13). Embora

incomum, observa-se que em todos os casos, clorita e epídoto normalmente obliteram os tipos anteriores, em especial a albita hidrotermal, a muscovita fibro-radial e os bolsões de quartzo + albita. Entretanto, como esses tipos de alteração estão geralmente relacionados aos setores proximais do minério, essa substituição não é comum, pois os minerais da alteração propilítica representam uma alteração hidrotermal distal, de abrangência regional. Em adicional, observa-se um zoneamento hidrotermal no que concerne a alteração propilítica. Clorita é normalmente mais abrangente, pois ocorre tanto nas proximidades do minério como em setores distais do mesmo, enquanto que epídoto + actinolita + clorita + tremolita representam uma paragênese mais distal ao minério, e epídoto aos estilos da alteração mais regionais.

Quando não relacionada aos bolsões de epídoto, a alteração propilítica é representada pela paragênese clorita + titanita + apatita + hematita \pm rutilo \pm prehnita que substitui a biotita + magnetita \pm plagioclásio, sendo incomum a presença de epídoto + clinozoisita \pm tremolita. A clorita está comumente relacionada à substituição da biotita, com a formação de pseudomorfos (*Figs. 5.13A-B*), enquanto prehnita ocorre como cristais alongados nos planos de clivagem da biotita (*Fig. 4.16A*). A magnetita normalmente oxida-se para hematita, com clorita + titanita + rutilo + apatita \pm epídoto associados. Eventuais vênulas e veios tardios de clorita + epídoto \pm quartzo podem estar presentes (*Fig. 5.13C*), assim como vênulas com muscovita + clorita + clinozoisita + epídoto + rutilo \pm quartzo \pm sericita \pm pirita (*Figs. 5.13D*). Neste último caso, a muscovita é restrita ao centro da vênula, enquanto que os demais minerais restringem-se às paredes da mesma.

A calcita é fina a média, anédrica e apresenta íntima relação com os bolsões de epídoto + clinozoisita + hematita \pm clorita do Monzonito grosso (*Fig. 5.11C-D*). De forma restrita, a calcita também substitui o plagioclásio, ocorrendo como pequenas inclusões no mesmo (*Fig. 5.13E*). Apatita e rutilo frequentemente são observados como inclusões na biotita cloritizada (*Figs. 5.13F*), enquanto que rutilo acicular ocorre em paragênese com clorita + epídoto + clinozoisita + calcita \pm tremolita (*Figs. 5.11A-B*). Titanita hidrotermal está relacionada à oxidação da magnetita e subordinadamente a presença de rutilo (*Figs. 5.13B;F*).

Os minerais ferro-magnesianos (*e.g.* hornblenda e biotita) normalmente são alterados por clorita \pm epídoto \pm quartzo \pm hematita \pm rutilo. Essa associação pode comumente ser observada no biotita-hornblenda monzogranito. Contudo, um padrão distinto de substituição é observado entre as fases acessórias ricas em Fe e Mg. Clorita + hematita + rutilo \pm quartzo estão associados

à substituição do anfibólio, enquanto que clorita + titanita ± hematita ± apatita ± quartzo ± epidoto estão comumente relacionados à alteração da biotita e magnetita (*Figs. 5.13A-B; G-H*).

A alteração propilítica nos diques de vulcânicas está melhor desenvolvida no basalto, na qual é representada por epidoto + clorita + pirita + hematita ± calcopirita, de estilo pervasivo e que afetou tanto a matriz quanto os fenocristais de plagioclásio. Na matriz oblitera o plagioclásio e menos intensamente o piroxênio. Pirita + calcopirita estão intimamente associados a este estilo hidrotermal, ou então, à alteração sericítica. Eventualmente, pirita fina ainda pode formar aglomerados sub-milimétricos e disseminados.

5.8.1 CLORITIZAÇÃO

A cloritização é representada eminentemente por clorita anédrica e de granulação muito fina a média. Com base na cor de birrefringência, três variedades composicionais de clorita foram identificadas. A primeira corresponde àquelas de birrefringência bege dourada, diretamente associadas à calcita, seja como inclusões ou halos na mesma (*Figs. 5.11C-D*). Uma segunda variedade é de ocorrência dominante, e retrata a clorita anômala (cor de birrefringência azul a arroxeadada), associadas tanto a alteração da biotita-magnetita-plagioclásio quanto aos interstícios minerais (*Fig. 5.13A-B; G-H; 5.11A-B*). E finalmente, um terceiro tipo é ilustrado por clorita de baixa birrefringência e de ocorrência intersticial e responsável pela tonalidade ligeira a moderadamente esverdeada da hospedeira (*Figs. 4.5A; 5.6A*). Diferenças baseadas na cor de interferência correspondem a um reflexo das variações nas razões Fe/Mg. Clorita anômala corresponde a variedade mais rica em ferro (*chamosita*, clorita ferrífera), a bege dourada representaria a variedade mais rica em magnésio (*clinocloro*, clorita magnésiana), enquanto que aquelas de birrefringência baixa apresentam razões de Fe/Mg intermediárias (*Deer et al., 2000*). Entretanto, não foi diagnosticada nenhuma relação temporal entre as variantes composicionais. O que se observa, contudo, é uma relação espacial da composição da clorita com o distanciamento do minério (Suíte Pé Quente). Os termos mais ricos em Fe estão normalmente associados à substituição dos minerais ferro-magnesianos, geralmente de ocorrência regional, que com exceção da Suíte Pé Quente, são encontradas em praticamente todas as suítes plutônicas. A variedade magnésiana por sua vez está normalmente associada à Suíte Pé Quente, onde oblitera a calcita gerada durante a carbonatação, ou então ao Monzonito grosso, no qual está em paragênese com epidoto, clinozoisita, tremolita e apatita. A clorita de baixa birrefringência,

relacionada aos interstícios minerais, está fortemente associada à Suíte Pé Quente, e menos frequentemente às demais unidades. Clorita rica em ferro, embora extremamente incomum, pode estar associada às porções proximais da zona mineralizada.

5.8.2 EPIDOTIZAÇÃO

A alteração propilítica quando associada aos bolsões (*Figs. 5.12-5.13*), é representada por uma intensa epidotização com epidoto + clinozoisita + clorita + tremolita + calcita \pm quartzo. A epidotização está melhor desenvolvida no Monzonito grosso, onde epidoto e clinozoisita, de granulação média a grossa, ocorrem como cristais granulares, euédricos a anédricos, de formato prismático a tabular e que substituem preferencialmente o núcleo do plagioclásio primário (*Fig. 5.13*). A epidotização por vezes exibe natureza seletiva, pois está normalmente relacionada à substituição do plagioclásio encontrado tanto na matriz ígnea quanto como inclusões no feldspato alcalino, ou ainda às porções mais sódico-cálcicas das texturas pertíticas (*Fig. 5.12E*). Nos dois últimos casos, observa-se que os setores dominados por feldspato alcalino permanecem inalterados. Embora não frequente nota-se a substituição dos (raros) megacristais de albita hidrotermal por epidoto e clinozoisita (*Fig. 5.11G-H*). Observa-se que no Monzonito grosso, especialmente os setores mais distais às zonas mineradas, megacristais euédricos de epidoto e tremolita, ambos com até 2,0 mm de comprimento, estão relacionados à epidotização pervasiva (*Fig. 5.12G*).

5.9 VEIOS TARDIOS DE EPÍDOTO + CLORITA + CLINOZOISITA COM HALOS DE ORTOCLÁSIO

Corresponde a veios tardios preenchidos por epidoto + clorita + clinozoisita \pm apatita e que exibem estreitos e irregulares halos de ortoclásio hidrotermal (*Fig. 5.14*). Nos arredores do Depósito Pé Quente essa alteração está normalmente associada às unidades distais a zona mineralizada, tal como observado na Suíte Tonalítica, biotita monzogranito porfirítico, biotita-hornblenda monzogranito e Monzonito grosso. Essa alteração é muito comum no setor leste da PAAF, onde geralmente ocorre nas regiões em que se concentram depósitos auríferos, a exemplo dos depósitos Bigode ([Assis, 2008](#)), Francisco ([este trabalho](#)), João Oficial ([Teixeira, 2011](#)).

Os veios neste tipo de alteração são preenchidos por epidoto + clinozoisita + clorita. A este estilo, halos de ortoclásio hidrotermal e anédrico estão desenvolvidos de forma heterogênea,

sendo mais extensos (~7 cm) ao redor de vênulas e veios mais espessos e contínuos, enquanto que ao longo de vênulas e veios descontínuos os halos são pouco desenvolvidos (~2-3 cm de extensão).

5.10 *METEORIZAÇÃO*

Representada pela oxidação do Fe^{2+} da magnetita e pirita devido à atuação de processos intempéricos. A oxidação da magnetita corresponde a martitização, com geração de hematita, muitas vezes de hábito esquelético. Este estágio não está associado à oxidação da magnetita gerada durante a propilitização, pois neste caso, a hematita está em paragênese com uma série de outros minerais. A substituição da pirita por limonita ± hematita é registrada no minério, sendo que a substituição ocorre pelas bordas e/ou ao longo de seus planos de clivagens. Hematita geralmente ocorre como inclusões muito finas na limonita.

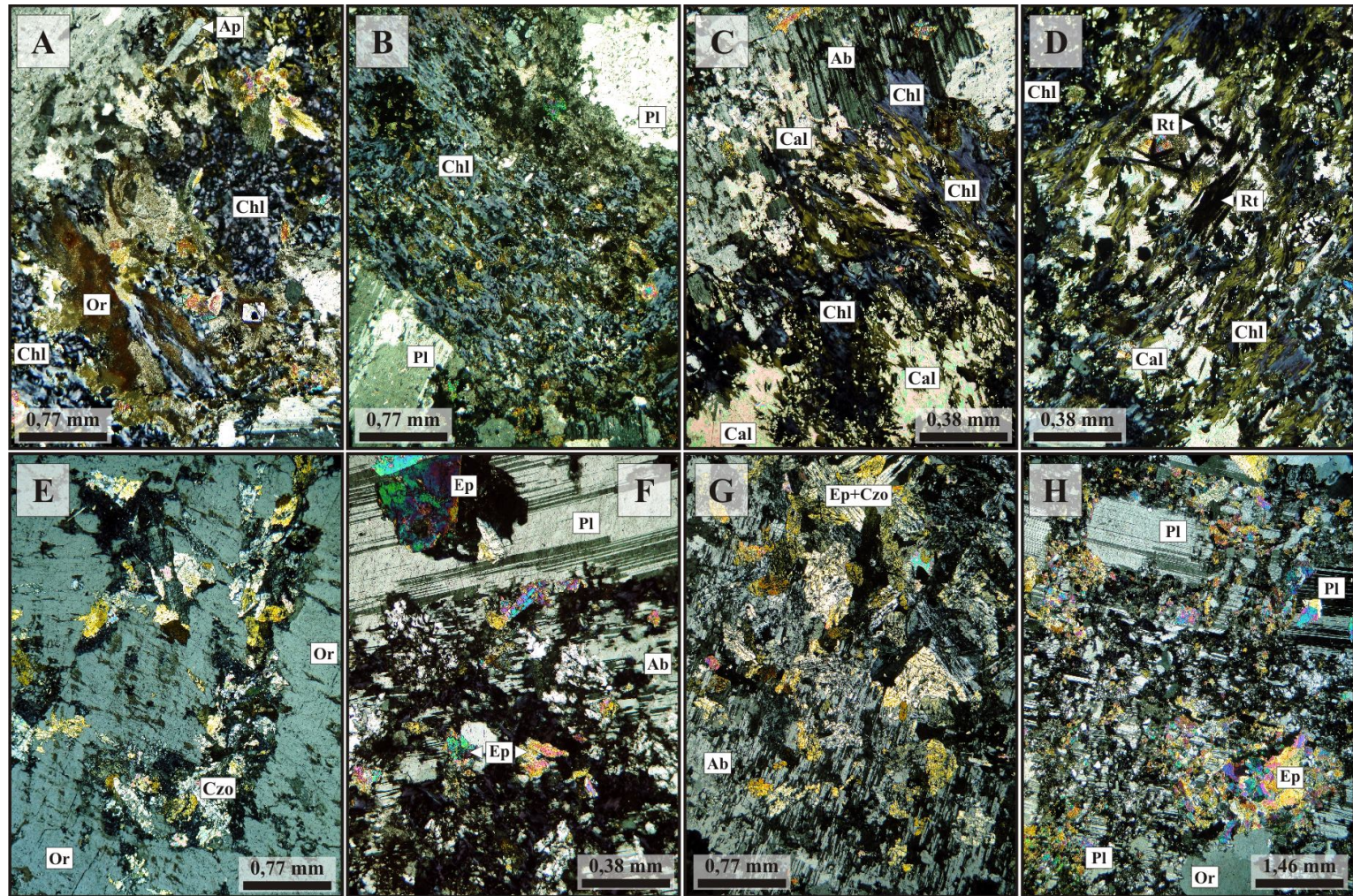


Fig. 5.11. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) que ilustram os modos de ocorrência da alteração propílica: (A) Chamosita, epídoto e apatita que substituem feldspato alcalino hidrotermal em Monzonito grosso; (B) Substituição total de feldspato alcalino ígneo por chamosita em Monzonito grosso; (C) Chamosita e clinocloro associadas à substituição da albita hidrotermal, novamente em Monzonito grosso; (D) Chamosita e clinocloro com rutilo associado, em bolsão propílica; (E) Substituição das inclusões de plagioclásio no ortoclásio por clinzoisita, em que o feldspato alcalino hospedeiro permanece inalterado; (F) Consumo de albita hidrotermal e de plagioclásio ígneo por clorita + epídoto; (G) Avançada propilitização de plagioclásio primário em Monzonito grosso; (H) Megacristais de albita hidrotermal, em Monzonito grosso, substituídos por epídoto + clinzoisita ± clorita.

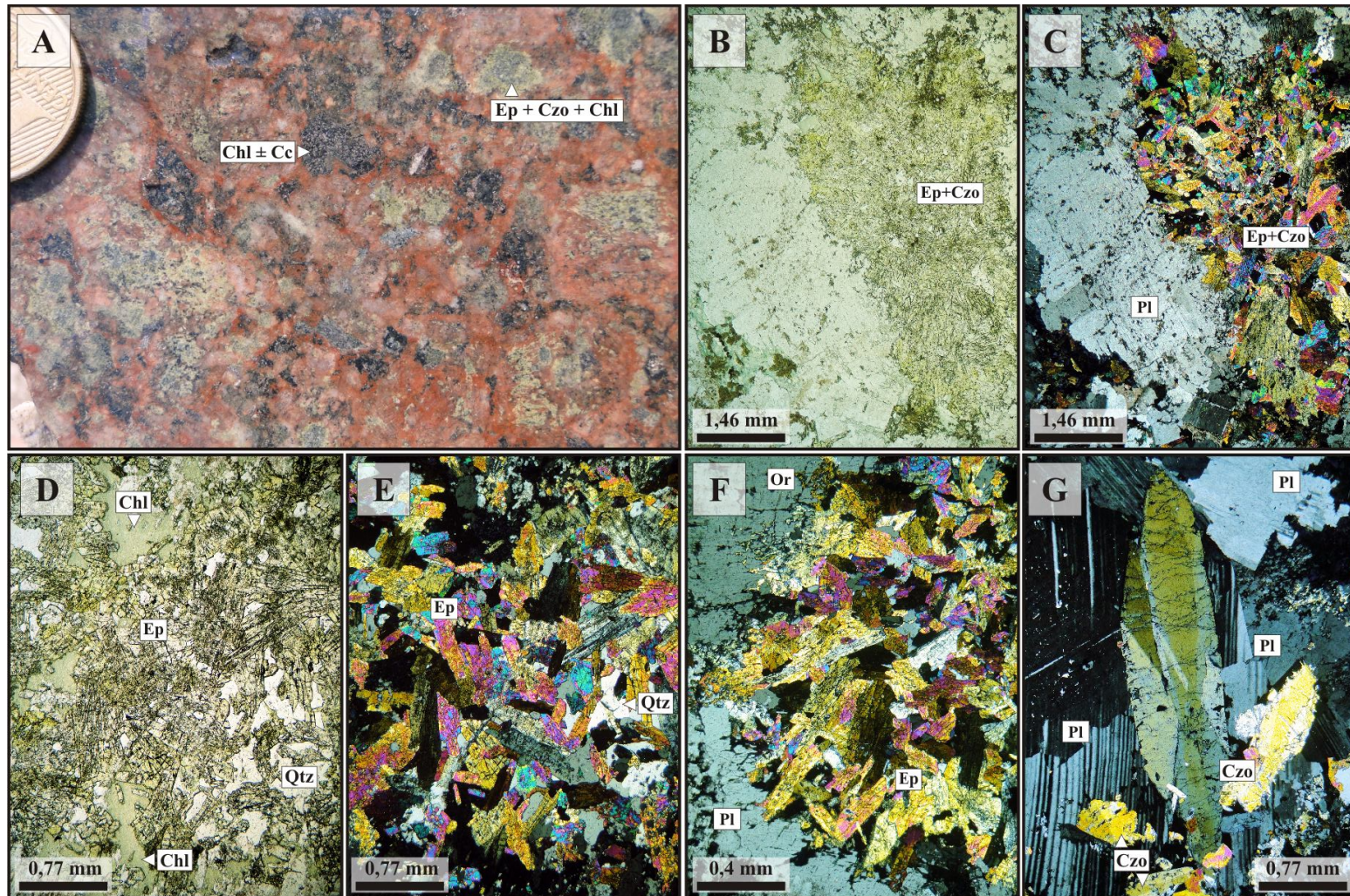
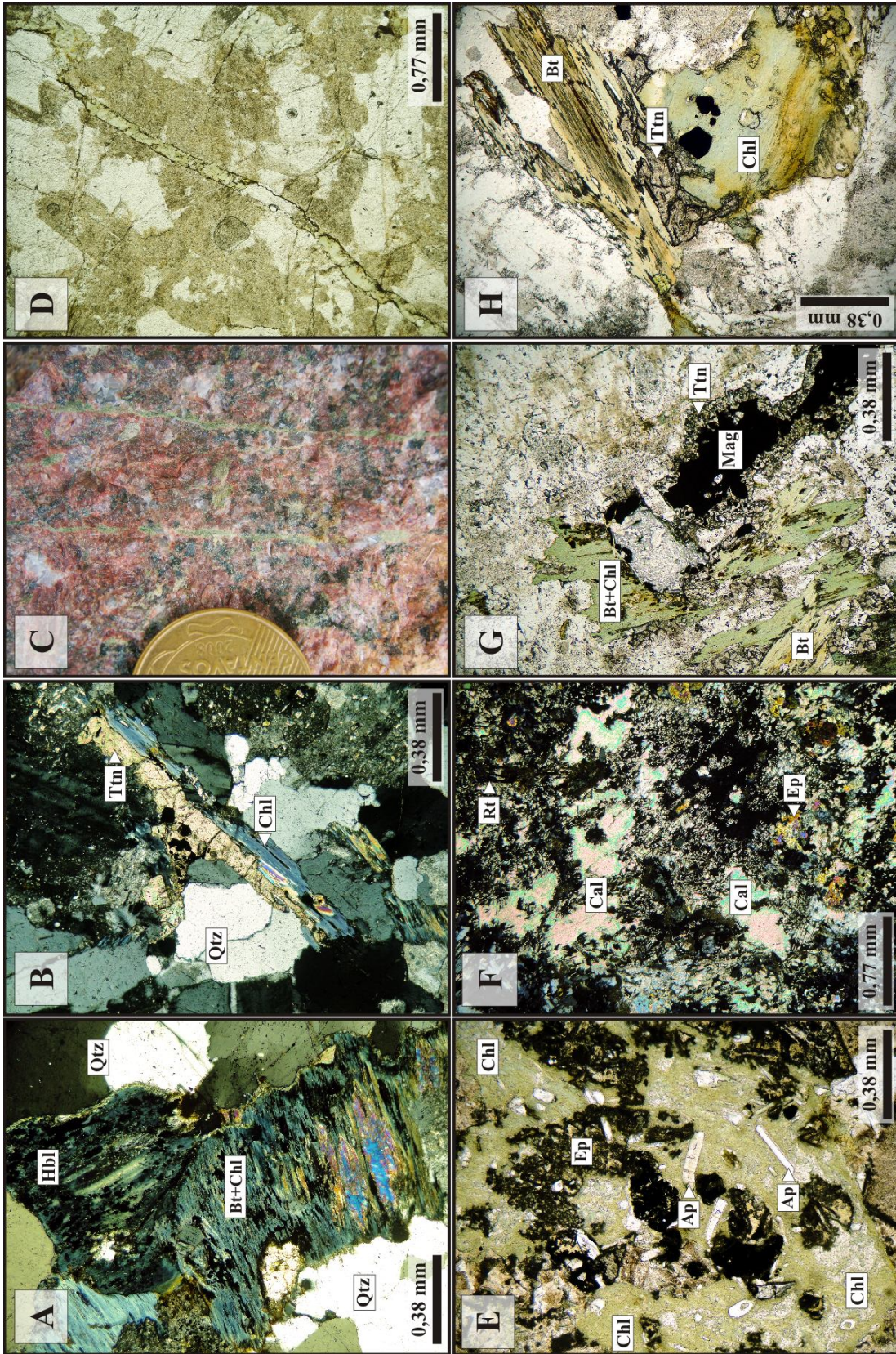


Fig. 5.12. Epidotização desenvolvida na forma de bolsões sub-arredondados: (A) A propilitização em estilo pervasivo pode ocorrer como pequenos bolsões irregulares a sub-arredondados, sendo que os principais exemplos são encontrados no Monzonito grosso, (B-C) Bolsões de epídoto+clinozoisita que alteram plagioclásio primário; (D-F) Bolsões de epídoto+clinozoisita+clorita, em monzonito grosso; (G) Megacristal euédrico de clinozoisita que alterou o plagioclásio primário em Monzonito grosso. Observar que nas figuras (B-G) o epídoto+clinozoisita exibem granulação grossa e formato sub-euédrico a euédrico. Tais feições são comuns a este estilo da alteração propilitica. FOTOMICROGRAFIAS: B,D: luz natural; C,E-G: polarizadores cruzados.



Legenda na página seguinte. ▶

Fig. 5.13. *Figura na página anterior (▲): (A-B) Biotita ígnea cloritizada é frequente nas unidades do entorno do Depósito Pé Quente, especialmente no biotita-hornblenda monzogranito e biotita monzogranito porfirítico; (C) Vênulas tardias de clorita+epídoto em Monzonito grosso. Esse tipo de alteração pode ocorrer tanto nas porções distais do minério, onde é mais comum, quanto nas suas porções proximais, contudo, externas ao minério principal; (D) Vênula de clorita + quartzo em Granito Indiferenciado; (E) Propilitização representada por clorita anômala, calcita e apatita em sieno-monzogranito porfirítico e rapakivi. Nestas unidades, a alteração é normalmente de cunho intersticial; (F) Paragênese clorita + epídoto + calcita + rutilo, em monzonito grosso. A calcita associada a esta paragênese normalmente mostra-se maclada; (G) Biotita cloritizada + magnetita hidrotermal + titanita em biotita-hornblenda monzogranito; (H) Clorita + sericita de textura esferulítica em Granito Indiferenciado; (G) Propilitização intersticial que se sobrepôs a albita hidrotermal em Monzonito grosso. FOTOMICROGRAFIAS: D,E;G-H: luz natural; A-B,F: polarizadores cruzados.*

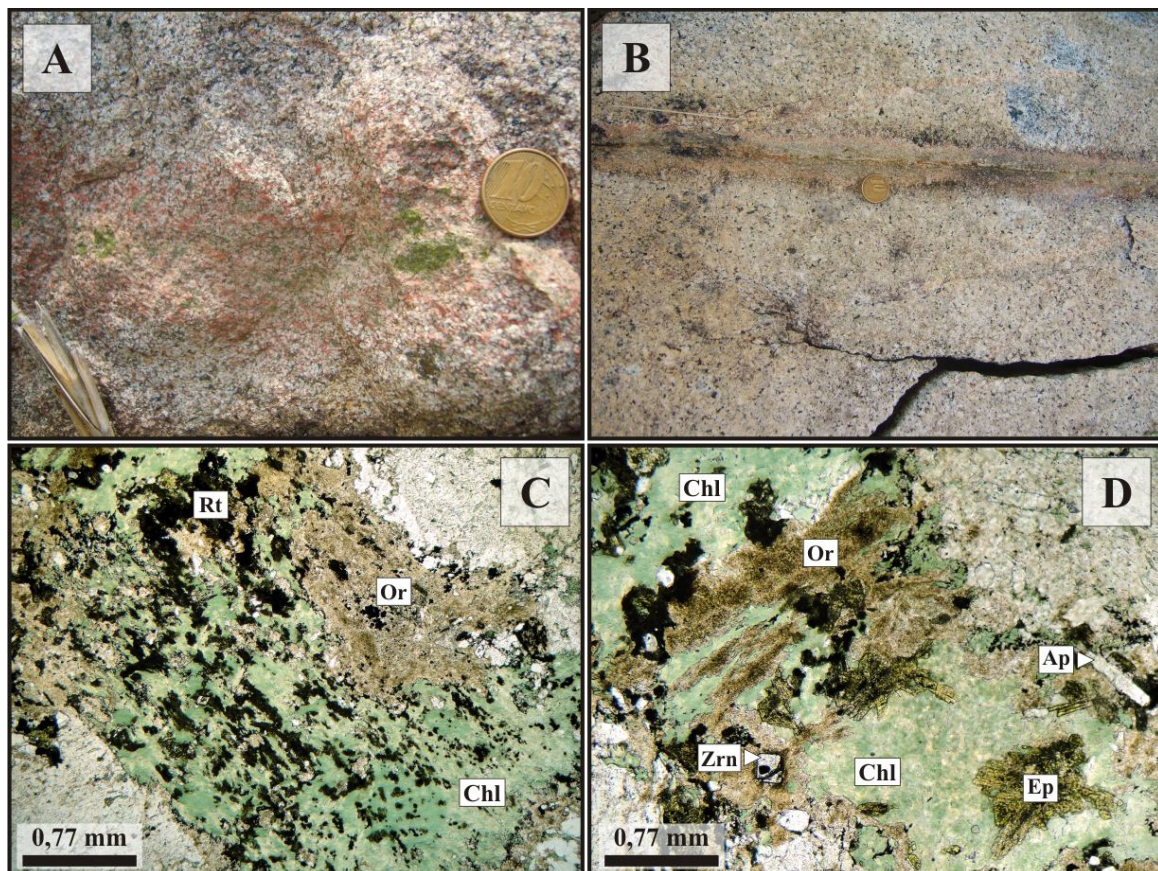


Fig. 5.14. (A) Vênulas irregulares e bolsões, ambos preenchidos por epídoto + clinozoisita + clorita. À essas estruturas observam-se extensos halos de ortoclásio hidrotermal (Suíte Tonalítica); (C-D) Fotomicrografias em luz natural de halos de ortoclásio em bolsões com clorita ± rutilo comumente associados às porções intermediárias do minério Pé Quente (Monzonito grosso).

6 MINÉRIO AURÍFERO

Na área do Depósito Pé Quente ocorrem diversas cavas de extração de minério aurífero (extração por garimpeiros locais) que normalmente exibem orientação preferencial NE, a exemplo do Filão da Nilza, de direção N18E (*Figs. 4.3A; Fig. 6.1A*). O minério aurífero encontra-se hospedado em rochas da Suíte Pé Quente intensamente afetadas por diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal. Os estudos petrográficos das amostras mineralizadas do Depósito Pé Quente mostram que o ouro associa-se a uma paragênese mineral simples, com pirita disseminada e venular, esta última espacialmente vinculada à alteração sódica com quartzo + albita. Nas rochas de composição monzonítica, por exemplo, o minério aurífero é representado por pirita fina a grossa que está disseminada em zonas de intensa alteração sódica (*Figs. 5.2A-C; 6.1B*), ou então, ao longo de vênulas com quartzo + albita (*Fig. 6.1C*). Nas hospedeiras de composição diorítica-monzodiorítica o setor mineralizado é dominado por pirita fina também associada à alteração sódica, posteriormente obliterada por calcita e muscovita grossa fibro-radial (disseminada e fissural).

6.1 MINÉRIO DISSEMINADO

O minério disseminado corresponde ao principal setor mineralizado, estando representado pela paragênese pirita + barita + ouro \pm calcopirita \pm hematita \pm apatita, restrita às zonas de forte alteração sódica com geração de megacristais de albita com textura tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*). Esses setores são posteriormente obliterados pela alteração potássica com ortoclásio \pm microclínio pervasivos e/ou restritos a veios sub-milimétricos.



Fig. 6.1. (A) Cava de minério de um dos prospectos da área do Depósito Pé Quente; (B) Monzonito da Suíte Pé Quente com forte alteração sódica pervasiva responsável por sua tonalidade branco-leitosa; O minério é dominado por pirita grossa e ocorre tanto disseminado em zonas de alteração sódica pervasiva quanto (C) confinado a veios de quartzo + albita.

O minério é representado principalmente por pirita euédrica a sub-euédrica, de granulação média a grossa (até 9,5 mm de diâmetro) e que por vezes exhibe inúmeras inclusões de quartzo e albita (*Figs. 6.2A-B*). Na hospedeira de composição diorítica-monzodiorítica, a pirita é euédrica a sub-euédrica e de granulação fina a média. A hematita está predominantemente inclusa na pirita, exhibe granulação fina e hábito acicular (*Figs. 6.2C;I*). Barita é encontrada na borda da pirita, em fraturas e/ou como inclusões na mesma (*Figs. 6.2C-E; 6.3A*), e raramente disseminada na ganga. Adicionalmente, apatita pode estar disseminada na matriz ou ocorrer inclusa na pirita como cristais sub-euédricos. De acordo com [Barbuena \(2009\)](#) apatita também pode ser observada como inclusões no quartzo. Embora em pequenas quantidades, calcopirita fina ocorre disseminada na alteração sódica ou como inclusões anédricas na pirita (*Figs. 6.2H-I*).

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foram observadas concentrações significativas de rutilo e galena, além de ocorrências subordinadas de wulfenita (PbMoO_4), monazita, e fases ricas em $\text{Te} \pm \text{Bi}$. O rutilo forma inclusões sub-arredondadas e de granulação média na pirita e, menos frequentemente cristais anédricos nos limites externos da mesma (*Figs. 6.2F-G*). A galena ocorre como inclusões arredondadas a ovaladas na pirita, ao longo de fraturas e/ou na borda da mesma (*Figs. 6.2H-I; 6.3B*). A wulfenita é representada por cristais anédricos de granulação fina que estão inclusos na pirita, ou então como cristais muito finos dispersos nas zonas de alteração sódica (*Figs. 6.2E; 6.3C*), enquanto que monazita está normalmente dispersa na trama da rocha.

Fases ricas em Te e Bi foram diagnosticadas como inclusões na pirita, especialmente nas hospedeiras de composição diorítica-monzodiorítica. Adicionalmente, inclusões muito pequenas de molibdenita podem ocorrer no rutilo. Ainda com o auxílio do MEV constatou-se que barita, rutilo e galena podem apresentar concentrações de até 8% de Mo. O ouro está restrito aos megacristais de pirita, ocorre como inclusões anédricas que variam de 3,5 a 185 μm e que comumente estão em contato com o quartzo incluso na pirita (*Figs. 6.2B; F;D; 6.4*). O Au associado a esse estágio exhibe concentrações em Ag que variam de 14 a 46% (*Figs. 6.3E-F*).

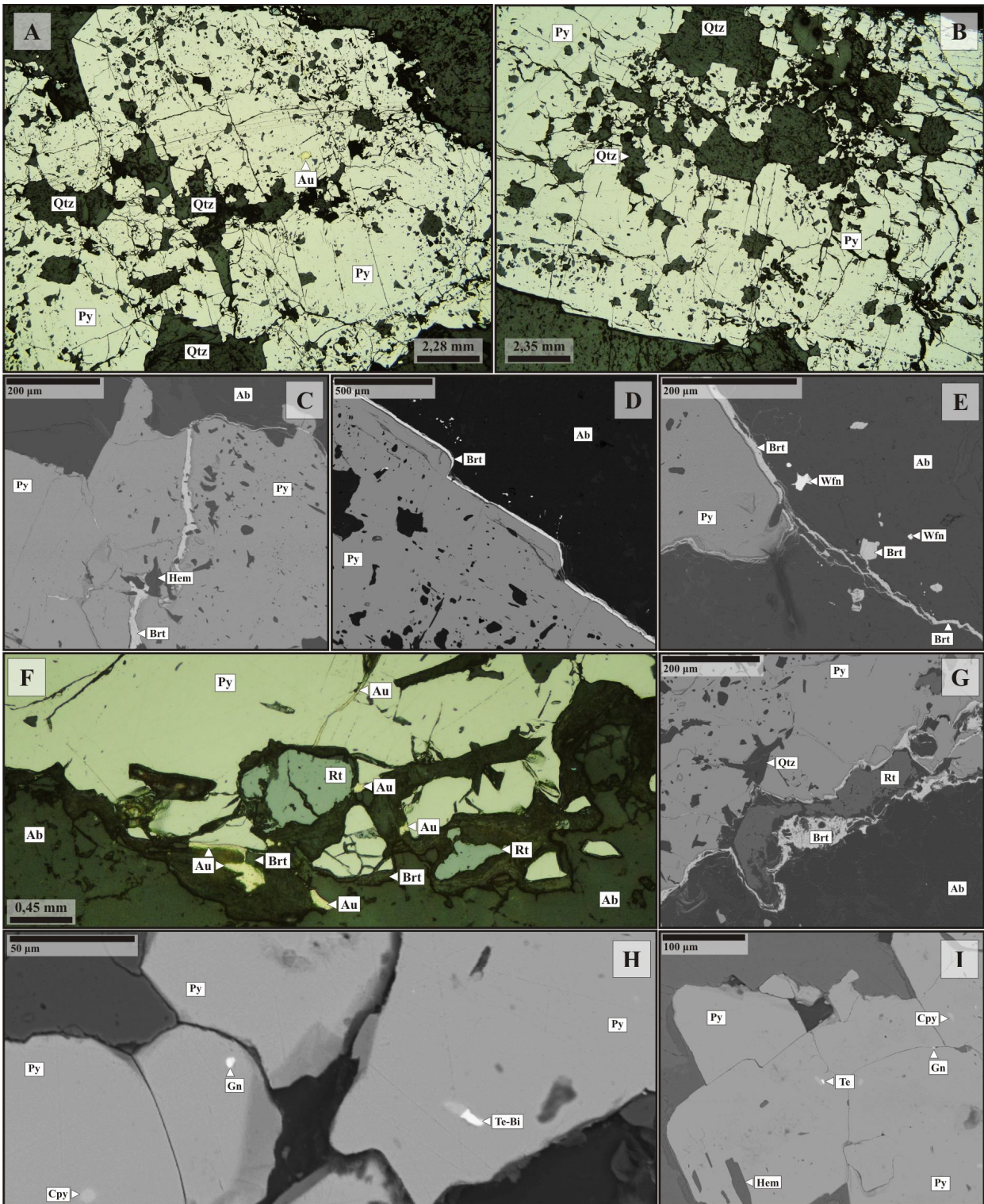


Fig. 6.2. (A-B) Megacristsais de pirita com inúmeras inclusões de quartzo, plagioclásio e ouro; (C) Barita em fratura que trunca megacrystal de pirita, além de hematita especular que ocorre como inclusões na pirita; (D) Barita como borda de megacrystal de pirita; Continuação da legenda na próxima página (►).

Fig. 6.2. *Continuação da legenda anterior (▲): (E) Barita venular e na borda da pirita que ocorre em zona de alteração sódica com eventual associada; (F) Rutilo incluído em pirita e em paragênese com barita e Au, o qual ocorre tanto como inclusões quanto nas bordas e fraturas da pirita; (G) Rutilo com halo de barita; (H-I) Inclusões anédricas de galena e fases ricas em Te+Bi, além de hematita especular. FOTOMICROGRAFIAS: A-B,F: luz refletida; C-E,G-I: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV).*

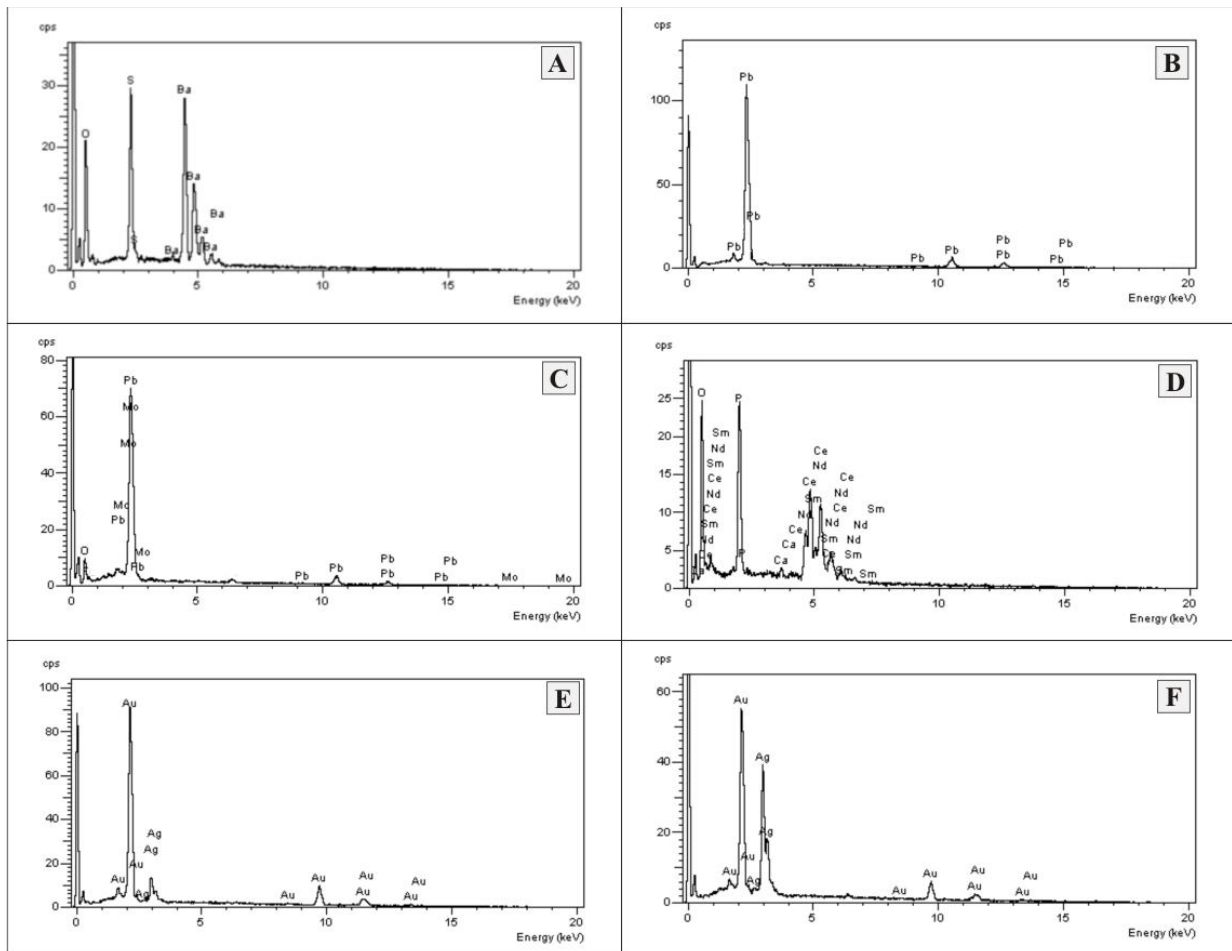


Fig. 6.3. *Espectros de fases minerais encontradas nas zonas mineralizadas do Depósito Pé Quente: (A) Barita; (B) Galena; (C) Wulfenita; (D) Monazita; (E) Au com concentração em Ag de 14,22%; (F) Au com concentração em Ag na ordem de 46,3%.*

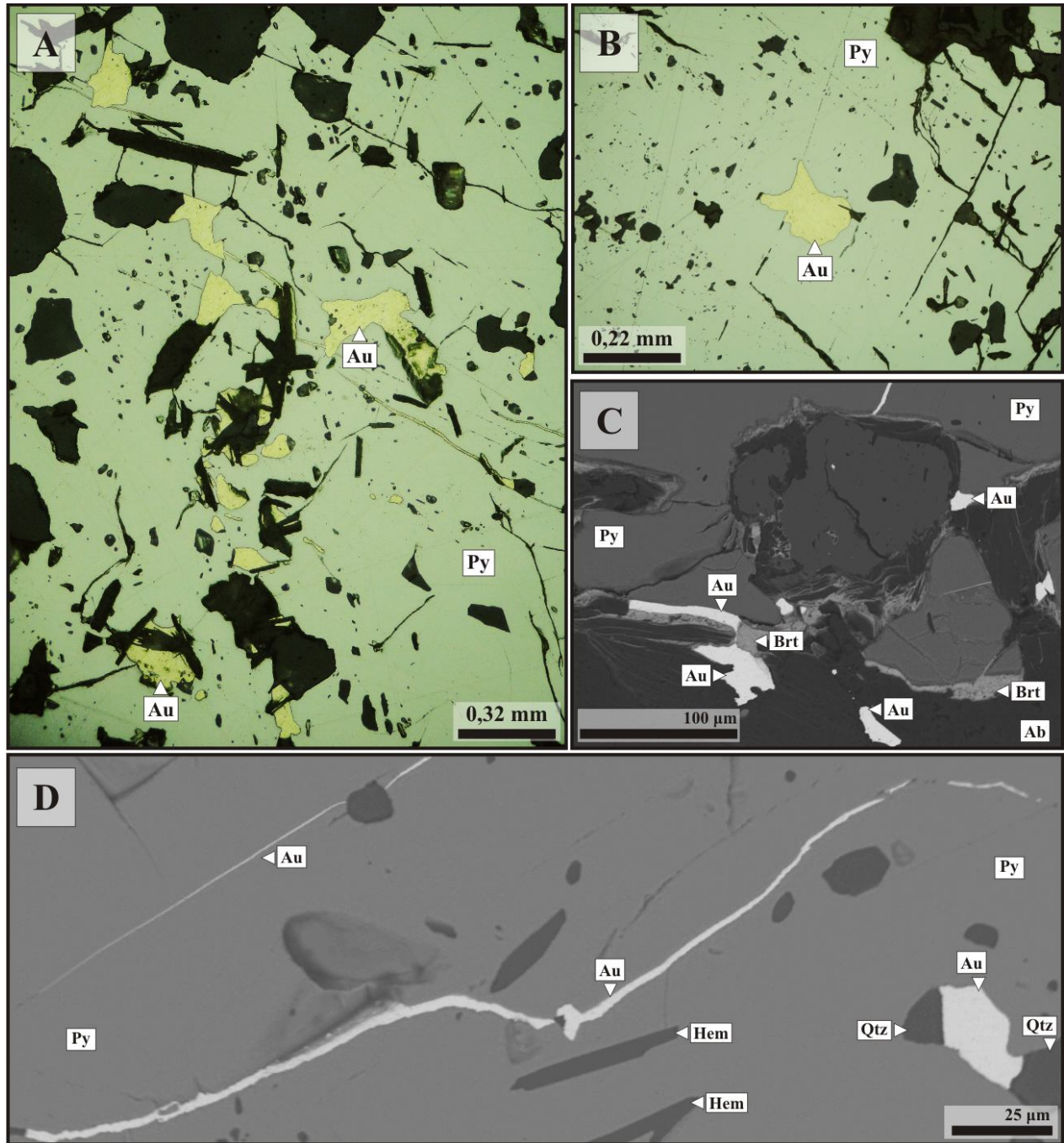


Fig. 6.4. (A) Inclusões anédricas de Au que exibem heterogeneidade no tamanho e forma; (B) Cristal de Au de granulação grossa em megacristal de pirita; (C) Au externo ao cristal de pirita, e em paragênese com barita + rutilo; (D) Au ao longo de pequenas fraturas inter-granulares da pirita. *FOTOMICROGRAFIAS: A-B: luz refletida; C-D: imagem de elétrons retro-espalhados.*

6.2 MINÉRIO VENULAR

O minério venular é representado pela paragênese pirita \pm barita \pm calcopirita \pm ouro \pm rutilo \pm monazita \pm galena que ocorre em veios de quartzo com plagioclásio (*Fig. 5.10; 6.1C; 6.5A*). Corresponde a um estágio mais tardio do sistema hidrotermal, pois trunca diversas fases da alteração hidrotermal, a exemplo da sódica, potássica, sericítica, carbonatação, muscovita fibro-radial e silicificação. Contudo, essa relação temporal na hospedeira nem sempre está muito clara.

Neste estágio, o minério é novamente dominado por pirita (sub-)euédrica e de granulação fina a grossa (*Figs. 6.5A;C*). Embora rara, calcopirita ocorre como finas inclusões anédricas na pirita. Hematita está eventualmente presente como cristais ripiformes de granulação fina inclusos na pirita. A barita ocorre principalmente associada à pirita, tanto ao longo de suas fraturas quanto nas suas bordas. Embora de ocorrência restrita, vênulas tardias de barita podem ser observadas neste minério venular (*Figs. 6.5E-F*).

A exemplo do minério disseminado, foram diagnosticadas ao MEV concentrações significativas de monazita, wulfenita e galena. Monazita é representada por cristais de granulação muito fina que estão intimamente associados ao rutilo (*Figs. 6.6A;C*). A wulfenita pode ocorrer como inclusões na pirita ou em fraturas na mesma (*Fig. 6.6B*). Embora incomum, galena normalmente ocorre como inclusões arredondadas na pirita (*Fig. 6.6C*). Em adicional, observa-se tivanita $V^{3+}TiO_3(OH)$ associada à wulfenita inclusa na pirita, ou menos comumente dispersa na matriz, geralmente em paragênese com monazita (*Fig. 6.6D*). Ainda com o auxílio do MEV, observou-se que a barita apresenta concentrações de Mo e Pb de até 4,8% e 7,2%, respectivamente. O ouro embora seja restrito no minério venular, preenche fraturas na pirita, exibe dimensões aproximadas de 38,5 μm e concentrações em Ag na ordem de 23% (*Fig. 6.6E*).

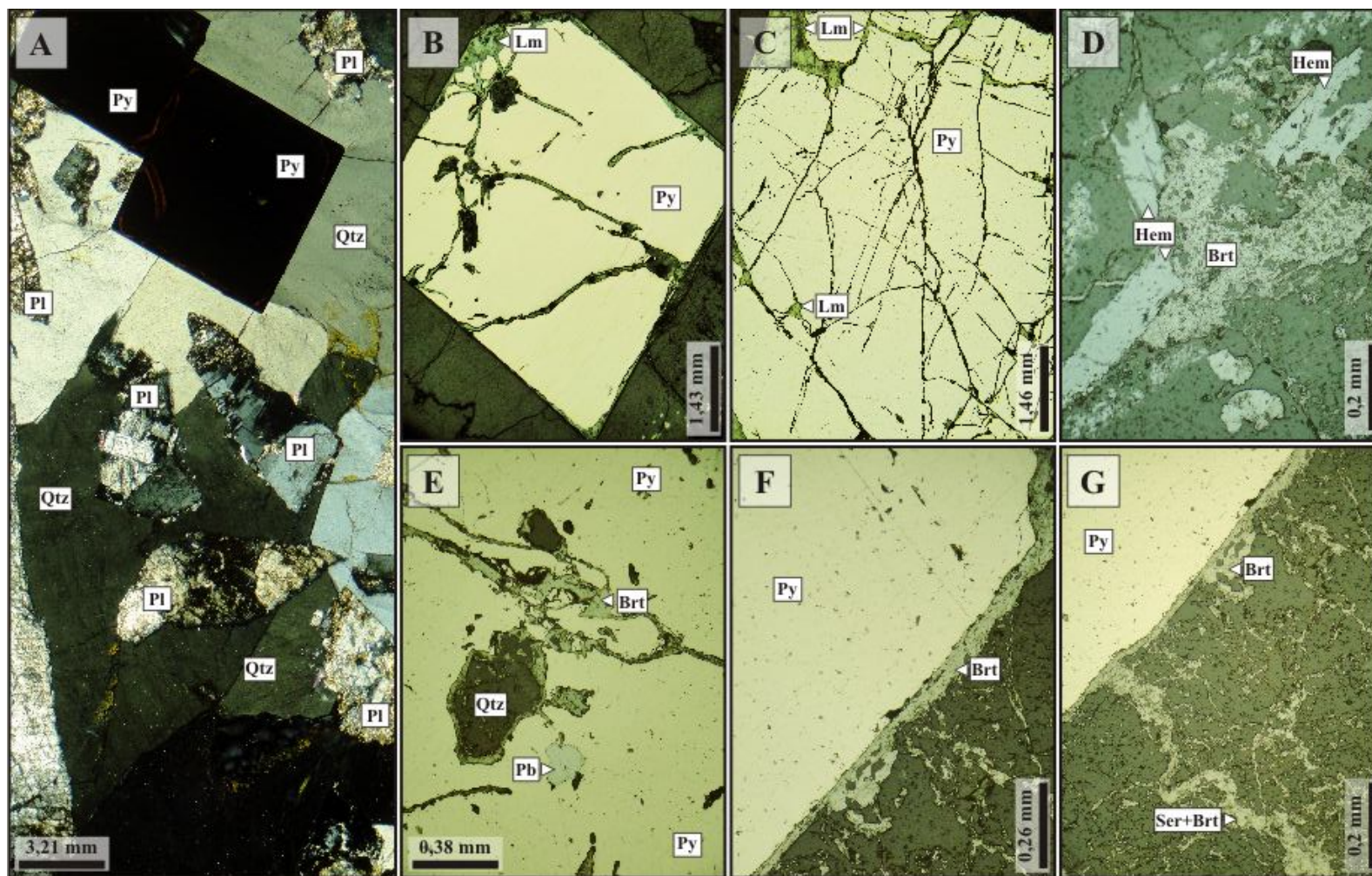


Fig. 6.5. (A) Pirita em vênula de quartzo + albita intensamente sericitizada; (B) Pirita euédrica, de granulação média e levemente limonitizada; (C) Pirita de granulação grossa convertida para limonita ao longo dos planos de clivagem; (D) Hematita e barita em paragénese, (E) Barita preenchendo fraturas em cristal de pirita. Observar a presença de inclusão anédrica de galena; (F) Barita nas bordas de cristal de pirita, assim como (G) ao longo de vênulas contínuas. FOTOMICROGRAFIAS: A,D: polarizadores cruzados; B-C;E-G: luz refletida.

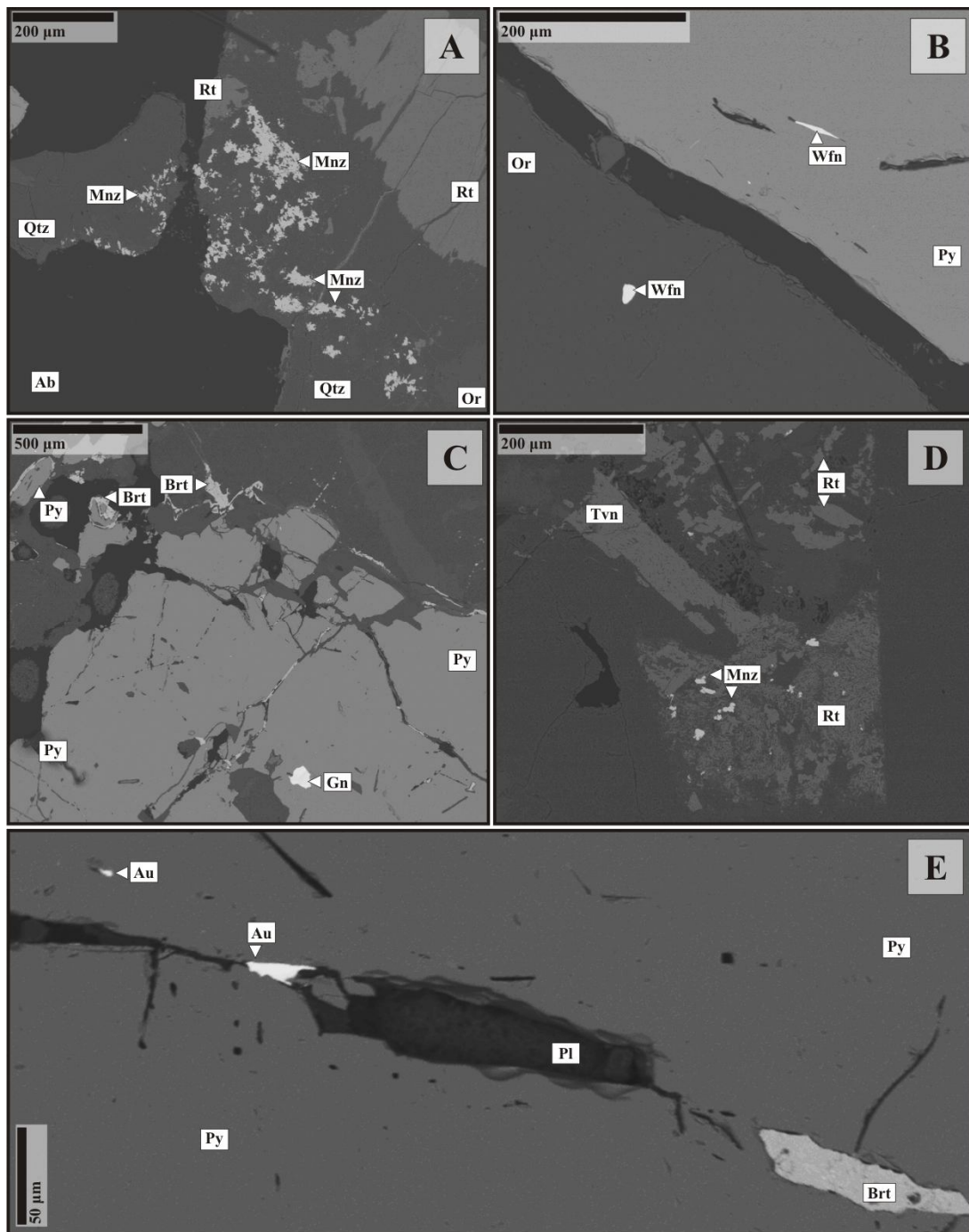


Fig. 6.6. *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV): (A) Cristais de monazita inclusos em feldspato alcalino hidrotermal. Monazita frequentemente ocorre em paragênese com rutilo; (B) A wulfenita, embora menos comum do que no minério disseminado, pode estar confinada a pequenas fraturas na pirita, ou como cristais disseminados, entretanto, geralmente próximos a pirita; (C) Galena inclusa em pirita; (D) Tivanita associada ao rutilo e monazita; (E) Au + barita + plagioclásio que preenchem fratura na pirita. Observa-se também que o Au também pode ocorrer como diminutas inclusões na pirita.*

7 LITOGEOQUÍMICA

Em virtude dos diversos estágios de alteração hidrotermal que afetaram as unidades geológicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco, foram selecionadas amostras cujo controle petrográfico seja bem conhecido. Em adicional, as amostras com valores de perda ao fogo (P.F.; *LOI*) superiores a 2% e com teores de elementos maiores móveis (*e.g.* SiO₂, K₂O, CaO e Na₂O) fora da faixa de composição de rochas graníticas (*l.s.*) do diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#), foram individualizadas nos diagramas geoquímicos. Esses procedimentos mostram-se essenciais na caracterização das amostras menos alteradas das mais afetadas por processos hidrotermais, e por consequência, minimiza os processos secundários nas discussões petrogenéticas.

A litogeoquímica das rochas do entorno do Depósito Pé Quente totalizou 29 amostras (*Tabelas AIV.1 – AIV.7*). Deste total, foram analisadas: cinco amostras do biotita-hornblenda monzogranito, quatro do monzonito grosso, da Suíte Tonalítica e dos diques de vulcânicas máficas, enquanto que para o biotita monzogranito porfirítico e sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* foram analisadas, respectivamente, três e duas amostras. A Suíte Pé Quente contou com um total de sete amostras, das quais três são provenientes de setores mineralizados. Em virtude das amostras coletadas para o Granito Indiferenciado estarem em moderado estágio de alteração intempérica, não foram realizadas análises geoquímicas para essa suíte.

7.1 GEOQUÍMICA DAS SUÍTES PLUTÔNICAS

7.1.1 VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Exceto pela Suíte Pé Quente e pelo Monzonito grosso, os elementos maiores e menores das demais suítes plutônicas do entorno do Depósito Pé Quente exibem concentrações relativamente similares, com pouca variação entre as amostras investigadas. Todas as amostras, exceto por três da Suíte Pé Quente e duas do Monzonito Grosso, exibiram valores de P.F. inferiores a 2%. Essas amostras (P.F. > 2%) foram individualizadas das demais nos diagramas geoquímicos, porém excluídas das discussões a respeito das variações elementares e petrogenéticas.

Os valores de SiO₂ estão compreendidos entre 59,7-61,6% (Monzogranito grosso), 65,2-69,8% (Suíte Pé Quente), 66,7-74,8% (biotita-hornblenda monzogranito), 67,1-69,8% (Suíte Tonalítica), 69,5-70% (monzogranito porfirítico e *rapakivi*) e 70,8-72,1% (biotita monzogranito porfirítico), enquanto que os de Al₂O₃ compreendem-se entre 12,7-14,9% (biotita-hornblenda monzogranito), 14,1-14,3% (monzogranito porfirítico e *rapakivi*), 14,2-14,7% (biotita monzogranito porfirítico), 15,2-16,4% (Suíte Tonalítica), 17,6-18,4% (Monzogranito grosso) e 16-20,1% (Suíte Pé Quente).

Exceto para a Suíte Pé Quente e o biotita-hornblenda monzogranito, cujos valores de CaO variam de 0,06-3,2% e 0,88-2,5%, respectivamente, as demais suítes apresentam relativa homogeneidade do elemento, com percentuais entre 1,3-1,5% (biotita monzogranito porfirítico), 1,4-1,5% (monzogranito porfirítico e *rapakivi*), 2,7-2,8% (Monzogranito grosso) e 2,7-3,4% (Suíte Tonalítica). As heterogeneidades nos valores de CaO para o biotita-hornblenda monzogranito podem estar relacionadas às variações nas concentrações de hornblenda e titanita, como observado durante a petrografia, enquanto que na Suíte Pé Quente a alteração sódica, mesmo que incipiente, tenderia a concentrar mais Na₂O em detrimento do CaO devido a geração de albita. As razões K₂O/Na₂O e MgO/TiO₂ variam, respectivamente, entre 0,46-0,76 e 2,18-3,28 (Suíte Tonalítica), 0,54-1,0 e 1,62-2,63 (Monzogranito grosso), 0,58-106,5 e 3,33-4,22 (Suíte Pé Quente), 1,07-1,51 e 0,66-1,59 (biotita-hornblenda monzogranito), 1,2-1,24 e 1,33-1,34 (monzogranito porfirítico e *rapakivi*) e 1,52-1,46 e 1,52-1,66 (biotita monzogranito porfirítico). Em adicional, os percentuais de Cr₂O₃ e FeO mantiveram-se praticamente equivalentes entre as suítes, enquanto que os de TiO₂ exibiram as maiores variações, com percentuais entre 0,05 e 0,42% na Suíte Pé Quente, e de 0,57 a 0,74% no Monzonito grosso.

A Suíte Pé Quente exhibe uma dispersão mais acentuada no caso do Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, CaO, MgO e P₂O₅, enquanto que no Monzonito grosso essa variação é mais nítida para o Al₂O₃ e MgO. A geração de clorita e epídoto durante a alteração propilítica, mesmo que de forma incipiente como observado nas seções polidas, teria promovido a dispersão destes elementos no Monzonito grosso. Na Suíte Pé Quente, no entanto, os estudos petrográficos indicam a geração de muscovita fibro-radial e muscovita a partir do consumo de fases primárias, a exemplo do plagioclásio e feldspato potássico, o que teria contribuído na dispersão dos valores observados, especialmente no caso do Al₂O₃ e CaO. A ausência de óxidos de ferro e de fases ricas em P₂O₅ (*e.g.* apatita) como constatado durante a petrografia da Suíte Pé Quente corresponderia a um

segundo fator na variação destes elementos. Neste sentido, os processos de cristalização magmática não teriam sido efetivos na remoção do Fe_2O_3 e do P_2O_5 do magma remanescente, e por consequência, os tornaria acessíveis a outros minerais. O Fe_2O_3 , por exemplo, poderia ser incorporado pelo rutilo e magnetita enquanto que o P_2O_5 pela monazita, fases acessórias observadas na hospedeira do minério. O enriquecimento de Fe_2O_3 poderia ainda ter sido favorecido pela geração de pirita disseminada, tal como constatado nas seções polidas. Em adicional, a Suíte Pé Quente exhibe as mais elevadas variações nas concentrações de Na_2O , CaO e K_2O . A ampla variação modal das rochas descritas nesta suíte, a qual comporta desde termos dioríticos até monzoníticos, seria o indício mais direto da grande variação nos percentuais dos álcalis. Essa discrepância entre os valores também poderia ser acentuada pelos processos hidrotermais, especialmente pelas alterações sódica e potássica, que teriam gerado albita e ortoclásio. Esse fato é reforçado pelos estudos petrográficos que indicam, mesmo que de modo incipiente, a geração destas novas fases minerais.

O monzonito grosso, por sua vez, apresenta os maiores percentuais de Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 e P_2O_5 , sendo que estes últimos podem estar relacionados às ocorrências de clorita, epidoto e apatita nas associações da alteração propilítica. Em adicional, observam-se elevadas concentrações de CaO e K_2O , atribuídas a presença de epidoto, tremolita, calcita e ortoclásio hidrotermais. Entretanto, os valores de SiO_2 compreendidos entre 59,7-61,6% são tidos como os mais baixos dentre as suítes estudadas na área do Depósito Pé Quente. A pequena quantidade de quartzo ígneo, tal como observado durante os estudos petrográficos (*Fig. 4.2*), é coerente com esses resultados.

O biotita monzogranito porfirítico, no entanto, corresponde a rocha que no geral exhibe valores intermediários de elementos maiores, exceto pelos baixos percentuais de Al_2O_3 , MgO , TiO_2 e P_2O_5 , e elevadas concentrações de K_2O , este último um reflexo da presença de fenocristais de ortoclásio. A pequena quantidade de minerais ferro-magnesianos (*e.g.* biotita) e de fases acessórias (*e.g.* apatita, titanita), normalmente responsáveis pela retenção dos elementos citados poderia justificar a baixa concentração dos mesmos na suíte. Comportamento semelhante é observado na Suíte Tonalítica, com exceção dos baixos percentuais de K_2O (2,3-3,5%) e elevados de CaO (2,7-3,4%), uma consequência direta da composição menos evoluída da suíte.

O biotita-hornblenda monzogranito, entretanto, corresponde à unidade que além de apresentar elevadas variações nos percentuais dos elementos maiores e menores, mostra

enriquecimento nos mesmos. A grande variedade de fases acessórias, tais como hornblenda, biotita, apatita, titanita e magnetita, observadas durante a petrografia, seria um reflexo direto desta assinatura. Contudo, os valores de Al_2O_3 compreendidos entre 12,7-14,9%, são um dos mais baixos encontrados.

Como discutido anteriormente, a Suíte Pé Quente corresponde à unidade com as maiores variações nos percentuais dos elementos maiores e menores, em muitos casos atribuídas à atuação de soluções hidrotermais (*Fig. 7.1*). Essa heterogeneidade nos valores é ampliada ao serem consideradas as amostras mais hidrotermalizadas (P.F. > 2%). No caso da sílica, observam-se dois grupos de rochas para a unidade: (i) um primeiro com percentuais compreendidos entre 58,7-59,6% e (ii) um segundo entre 65,7-69,8%. Esses valores são um reflexo da ampla variação modal da suíte, que compreende desde rochas dioríticas a monzodioríticas, até rochas mais evoluídas, tal como monzonitos. Essa variação na composição modal destas rochas também reflete nos percentuais de K_2O , CaO e Na_2O , pois estão diretamente relacionados as concentrações de feldspato potássico e plagioclásio, responsáveis pelo grau de evolução da suíte. Em adicional, a atuação de fluidos hidrotermais também favoreceria na concentração e dispersão destes valores nos diagramas de Harker (*Fig. 7.1*). A ampla heterogeneidade nos valores de K_2O , por exemplo, estaria relacionada à alteração potássica com geração de ortoclásio e microclínio, enquanto que a substituição do plagioclásio ígneo e do feldspato hidrotermal pela calcita gerada durante a carbonatação seriam os responsáveis pelas variações do CaO .

A alteração hidrotermal na Suíte Pé Quente talvez tenha como melhor marcador as variações do Na_2O em virtude da alteração sódica com albita. No entanto, uma amostra hidrotermalizada e mineralizada (PQ-01) ocorre próxima das menos alteradas (*Fig. 7.1*). As relações petrográficas desta amostra indicam consumo do plagioclásio ígneo e albita hidrotermal por ortoclásio e microclínio hidrotermal. Esse fato se confirma pela comparação dos valores de K_2O e Na_2O desta amostra. Neste sentido, as amostras mais alteradas da Suíte Pé Quente correspondem àquelas com os menores percentuais de sílica, enquanto que os percentuais mais elevados são reportados as fácies mais evoluídas e menos hidrotermalizadas. Essa relação entre intensidade da alteração hidrotermal com o percentual de sílica é confirmado pela petrografia, que a exemplo da incipiente alteração com muscovita fibro-radial nas amostras menos alteradas, seria a responsável pelas variações nos valores de Al_2O_3 obtidos na Suíte Pé Quente, enquanto

que nas amostras mais alteradas (P.F. > 2%), é mais comum observá-la tanto em estilo pervasivo quanto em pequenas vênulas (Figs. 5.6; 5.7). As variações obtidas para o Fe_2O_3 , no entanto, podem estar associadas à ausência (ou pequenas quantidades) de minerais máficos, responsáveis pela retenção do metal durante a cristalização magmática. A deficiência em fases ferromagnesianas teria feito com que o Fe estivesse disponível no magma para incorporação por minerais que se cristalizam em momentos diferentes durante o fracionamento ígneo, a exemplo do rutilo e magnetita. A ocorrência de clorita magnésiana poderia estar relacionada às variações de MgO obtidas.

A partir dos diagramas de Harker (Figura 7.1), observa-se uma tendência geral de diminuição dos elementos maiores e menores com o incremento da sílica. Essa relação inversa é observada principalmente para o Fe_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , P_2O_5 e MnO no biotita monzogranito porfirítico, biotita-hornblenda monzogranito e Suíte Tonalítica, e com exceção do Fe_2O_3 e MgO, para o Monzonito grosso. No caso das primeiras suítes, essa correlação é o indicativo da participação do plagioclásio, hornblenda, biotita, titanita, magnetita e apatita na evolução magmática destas rochas, fases comumente observadas durante a petrografia.

Dentre os elementos analisados o K_2O apresenta o espectro amplamente mais disperso, um reflexo do metassomatismo potássico com geração de ortoclásio que teria afetado de forma mais ou menos efetiva as suítes no entorno do Depósito Pé Quente. Esse fato está melhor representado pela dispersão dos dados da Suíte Pé Quente, com a individualização de dois grupos, um com valores de K_2O compreendidos entre 1,9-2,3% e um segundo entre 5,6-6,3% (Fig. 7.1). Entretanto, as suítes mais evoluídas, tais como o biotita monzogranito porfirítico, o sienomonzogranito porfirítico e *rapakivi* e o biotita-hornblenda monzogranito, apresentam sutil correlação positiva do K_2O com o incremento da sílica, enquanto que as rochas pouco evoluídas, a exemplo dos tonalitos, exibem relação negativa pouco pronunciada com o aumento do fracionamento magmático.

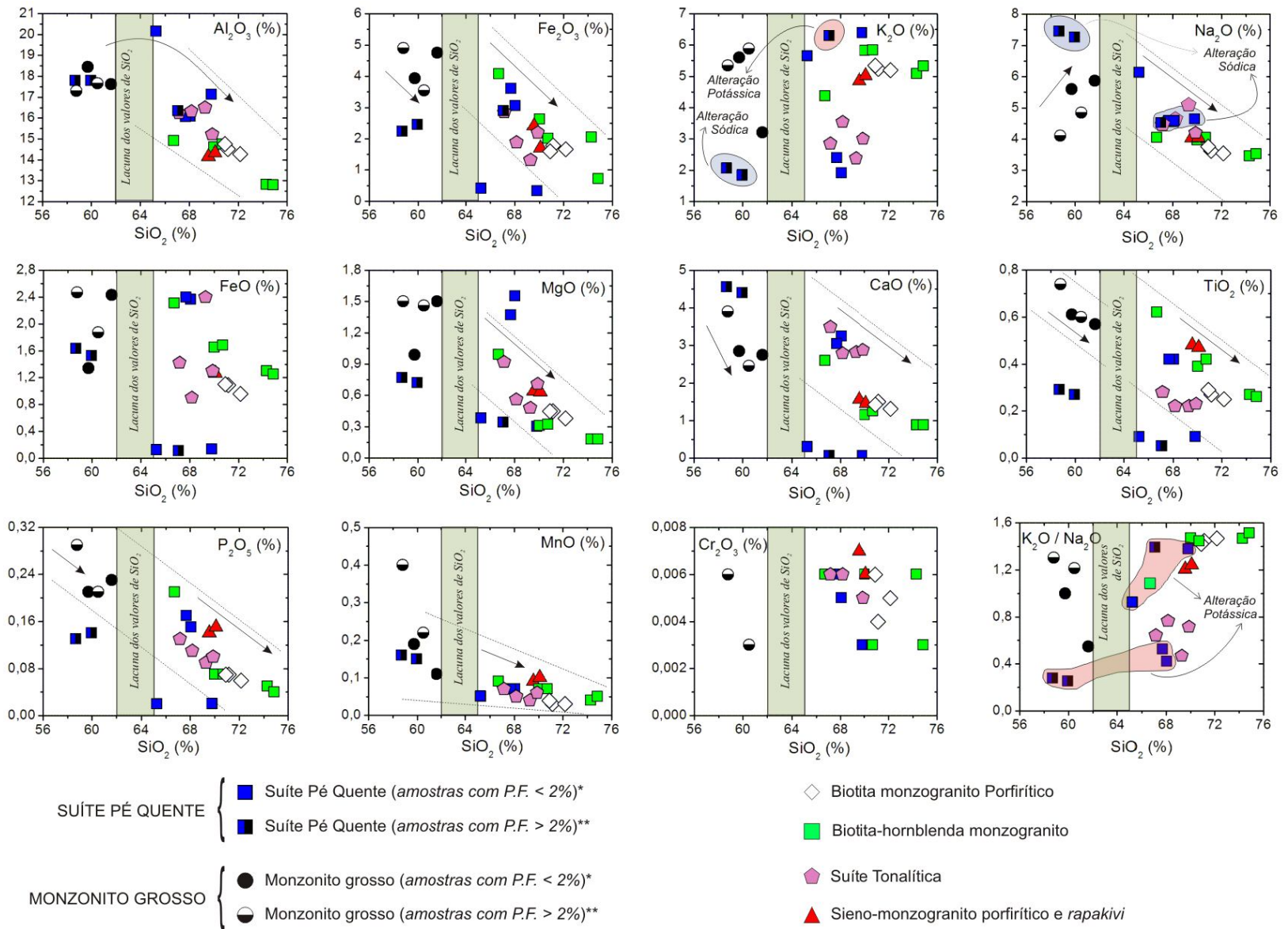


Fig. 7.1. Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores e menores das amostras provenientes das suítes graníticas cartografadas nos arredores do Depósito Pé Quente. (*) Amostras menos alteradas; (**) Amostras hidrotermalizadas.

Em adicional, percebe-se que as razões K_2O/Na_2O não configuram tendências bem estabelecidas com o aumento dos teores de sílica. Exceção é observada no caso do biotita-hornblenda monzogranito e do biotita monzogranito porfirítico, que apresentam relações positivas entre as razões K_2O/Na_2O e os percentuais de sílica, enquanto que a Suíte Tonalítica apresenta uma sutil relação inversa (*Fig. 7.1*).

Em adicional, notam-se pelos diagramas de Harker da *Figura 7.1* que as amostras das diferentes suítes analisadas tendem a se sobrepor na maioria dos casos, não configurando, portanto, um padrão agrupado comum em suítes pouco fracionadas. Observa-se que as amostras exibem uma faixa contínua de teores de sílica entre 59,7 e 74,8%, exceto por uma pequena lacuna entre 62 e 65% que individualiza o Monzonito grosso das demais unidades. Contudo, mesmo com essa lacuna, os *trends* geoquímicos discutidos se mantêm para a maioria dos elementos. Com exceção das amostras com valores de P.F. superiores a 2%, a grande maioria das demais são quimicamente homogêneas. Essas características são indicativas de que as suítes plutônicas do entorno do Depósito Pé Quente, exceto pela Suíte Pé Quente e pelo Monzonito grosso, correspondam a unidades cogenéticas, possivelmente representantes de uma mesma câmara magmática.

7.1.2 VARIACÃO DOS ELEMENTOS-TRAÇO

A exemplo dos elementos maiores e menores, as amostras com valores de P.F. superiores a 2% foram excluídas das comparações quanto aos teores de elementos-traço entre as suítes em questão. Essas amostras, no entanto, foram individualizadas nos diagramas geoquímicos. Novamente percebe-se uma relativa dispersão dos dados para as amostras da Suíte Pé Quente e Monzonito grosso.

A Suíte Pé Quente exhibe concentrações heterogêneas de Ni (0,7-8,9 ppm), Sr (122,3-473 ppm) e Ba (623-1.606 ppm), no entanto, intermediárias de Ta (0,5-1,1 ppm) e Rb (75,3-115 ppm), e baixas de Hf (2-5,4 ppm), Y (8,5-13,6 ppm) e Zr (48,5-193,9 ppm). As variações encontradas para o Ba e Sr podem ser um reflexo da incipiente alteração potássica com geração de ortoclásio e microclínio, os quais tendem a incorporar tais elementos-traço em seu retículo cristalino, enquanto que as baixas concentrações de Hf, Zr e Y podem ser atribuídas às pequenas quantidades de zircão, que em alguns casos não foi observado durante a petrografia destas amostras.

A exemplo da Suíte Pé Quente, o Monzonito grosso também apresenta heterogeneidade nos teores de elementos-traço, embora de modo menos pronunciado. São reportadas para essa unidade baixos valores de Rb (70,5-92,8 ppm), intermediárias de Ta (0,8-1 ppm), Sr (364,7-549,1 ppm) e Ba (1.341-1.598 ppm), no entanto, elevadas de Lu (0,5-1 ppm), Ni (4,5-5,8 ppm), La (98,3-126 ppm) e dos HFSE, estes últimos atribuídos a grande quantidade de zircão de granulação grossa e com zoneamento oscilatório bem desenvolvido, enquanto que o Ni pode estar como traço na estrutura da magnetita ígnea.

A Suíte Tonalítica apresenta grande homogeneidade nos valores de elementos-traço, compatível com a natureza pouco hidrotermalizada das amostras analisadas. Na maioria dos casos, as amostras desta suíte exibem concentrações de elementos-traço semelhantes àqueles observados para a Suíte Pé Quente. Os tonalitos exibem baixas concentrações de Lu (0,1-0,2 ppm), Y (4,4-9 ppm), La (13,5-45,7 ppm), Rb (32,5-56,7 ppm), de HFSE (*high field-strength elements* – elementos de elevada força de campo), a exemplo do Ta (0,3-0,5 ppm), U (0,7-1,2 ppm), Hf (2,2-3,1 ppm), Nb (3,8-6,8 ppm) e Zr (75,3-120,6 ppm); intermediárias de Ni (1,1-1,6 ppm) e as mais elevadas concentrações de LILE (*large ion lithophile elements* – elementos litófilos de grande raio iônico), tais como Sr (644,8-1.075 ppm) e Ba (1.430-2.717 ppm). A natureza pouco evoluída da suíte reflete diretamente nas concentrações dos elementos-traço, sendo que o Sr e Ba normalmente substituem o Ca na estrutura do plagioclásio, enquanto que a pequena quantidade de fases acessórias, tal como zircão e apatita, poderiam refletir as baixas concentrações obtidas para os HFSE.

Como no caso anterior, o biotita monzogranito porfirítico apresenta grande homogeneidade nos dados, um reflexo do baixo fracionamento magmático e da pequena (ou ausente) mobilização dos elementos por processos metassomáticos. Com exceção do Rb (143-157,8 ppm) que exhibe uma das mais elevadas concentrações entre as suítes em questão, os teores dos demais elementos-traço mantêm-se intermediários entre os grupos de rochas analisadas. Observam-se baixas concentrações de Lu (~0,2 ppm), Hf (5,4-6,9 ppm) e Sr (227,4-253,2 ppm), intermediárias de Ta (0,6-0,8 ppm), Ni (1,9-2,6 ppm) e Nb (9,4-10,7 ppm), mas elevadas de U (2-2,8 ppm), La (56,1-63,1 ppm), Rb (143-157,8 ppm), Zr (199-240,9 ppm) e Ba (1.363-1.414 ppm). As elevadas concentrações de HFSE podem ser atribuídas à presença de zircão e rara monazita. No entanto, os elevados valores de Ba podem estar relacionadas a presença de fenocristais de ortoclásio com característica geminação *Carlsbad*. Segundo Cox *et al.*, 1996 e

Moore & Sisson (2008) o Ba pode ser admitido na estrutura cristalina do ortoclásio, o que favorece, portanto, a ocorrência da geminação do tipo *Carlsbad*.

O biotita-hornblenda monzogranito, entretanto, apresenta uma pequena variação nos valores de elementos-traço em função do incremento da sílica. Essa variação, contudo, é atribuída aos processos de cristalização fracionada, uma vez que as relações de campo e petrográficas não sugerem atuação significativa de mobilização por fluidos hidrotermais. Essa suíte mostra baixos valores de Ni (0,4-4,9 ppm) e Y (16-96,8 ppm), intermediários de Lu (0,3-1,1 ppm), U (1-1,6 ppm), Rb (74,1-90,6 ppm) e Sr (121-341,1 ppm), e elevadas de La (44-83,1 ppm), Ba (1.134-1.679 ppm) e de alguns HFSE, a exemplo do Ta (0,5-1,7 ppm), Hf (7,9-13,4 ppm), Nb (10,2-24,4 ppm) e Zr (290,2-466 ppm). Observa-se frequentemente que a amostra RA-75 (SiO₂=66,7%; K₂O/Na₂O=1,07; CaO=2,59% e MgO/TiO₂=1,59) normalmente é a responsável por várias das concentrações mais elevadas reportadas para a suíte, a exemplo do Ta, Y, Zr, Nb e Lu. Esses resultados são compatíveis com a elevada concentração de hornblenda, apatita, zircão e titanita observadas durante a petrografia dessa amostra.

O monzogranito porfirítico e *rapakivi*, assim como as suítes anteriores, apresentam grande homogeneidade dos dados, reflexo da fraca (a ausente) atuação de fluidos hidrotermais, o que preservou as características primárias da suíte. Essas rochas apresentam baixas concentrações de Sr (215,7-241,1 ppm), reflexo da menor concentração de plagioclásio e fases ricas em Ca, tal como do anfibólio cálcico. No entanto, por corresponder a uma das suítes mais evoluídas e fracionadas, apresenta uma das concentrações mais elevadas de Lu (~0,6 ppm), Ta (1-1,1 ppm), U (3-3,3 ppm), Nb (18,4-18,6 ppm), La (66,8-67,9 ppm) e Ba (1.464-1.492 ppm).

Na *Figura 7.2* estão expressas as variações de alguns elementos-traço em função do conteúdo de sílica, utilizado como índice de fracionamento magmático. Novamente percebe-se uma relativa dispersão dos dados para as amostras da Suíte Pé Quente e Monzonito grosso, e homogeneidade geoquímica entre as demais amostras. Observa-se também que o comportamento de alguns elementos-traço é semelhante ao observado para alguns elementos maiores e menores. Nota-se, por exemplo, que no biotita monzogranito porfirítico e no biotita-hornblenda monzogranito o Sr exibe uma distribuição parecida com a do CaO (correlação negativa com o aumento da sílica), indicando que o Sr teria sido incorporado a estrutura do plagioclásio. Padrão semelhante é observado entre o Rb e K₂O (biotita-hornblenda monzogranito), Sr e TiO₂ (Suíte Pé Quente), Ta-TiO₂, La-P₂O₅ e Zr-Fe₂O₃ (Monzonito grosso). No primeiro caso, o Rb teria sido

incorporado à estrutura do ortoclásio, enquanto que no Monzonito grosso o comportamento dos elementos-traço pode estar relacionado à formação de apatita, rutilo, magnetita e zircão ígneos.

Ainda com base na *Figura 7.2*, constata-se que com o incremento da sílica, o biotita-hornblenda monzogranito corresponde a suíte que apresenta as melhores correlações negativas dos elementos-traço analisados. Com exceção do Rb e U, essa correção é observada para todos os demais elementos. Esse fato, aliado a variação nos teores de sílica (66,7-74,8%) implica em uma evolução fortemente controlada pela cristalização fracionada, em que a geração das novas fases acaba por consumir os elementos disponíveis no magma. Uma hipótese alternativa poderia estar no maior número de amostras analisadas para a suíte, o que favorece no realce dos processos magmáticos envolvidos.

São observadas em praticamente todas as suítes uma redução nas concentrações de Sr e Ba com o aumento do fracionamento magmático. Como discutido anteriormente, esse comportamento deve estar relacionado à cristalização do plagioclásio e feldspato alcalino, assim como de hornblenda no biotita-hornblenda monzogranito, pois o Sr e Ba tendem a substituir, respectivamente, o Ca e K, na estrutura cristalina dos minerais. Essa hipótese é reforçada pela semelhança de comportamento geoquímico entre os elementos envolvidos, tal como discutido anteriormente.

A redução nas concentrações de Zr no Monzonito grosso, biotita monzogranito porfirítico e biotita-hornblenda monzogranito com o aumento do grau de fracionamento ígneo sugerem a cristalização de zircão como fase acessória, especialmente na primeira. Em adicional, a relação direta do Zr com o incremento da sílica sugere a incompatibilidade deste elemento nos magmas que deram origem a tais rochas. Essa hipótese é reforçada pelas pequenas, por vezes raras, ocorrências de zircão observadas durante a petrografia das suítes Tonalítica e sienomonzogranítica porfirítica e *rapakivi*.

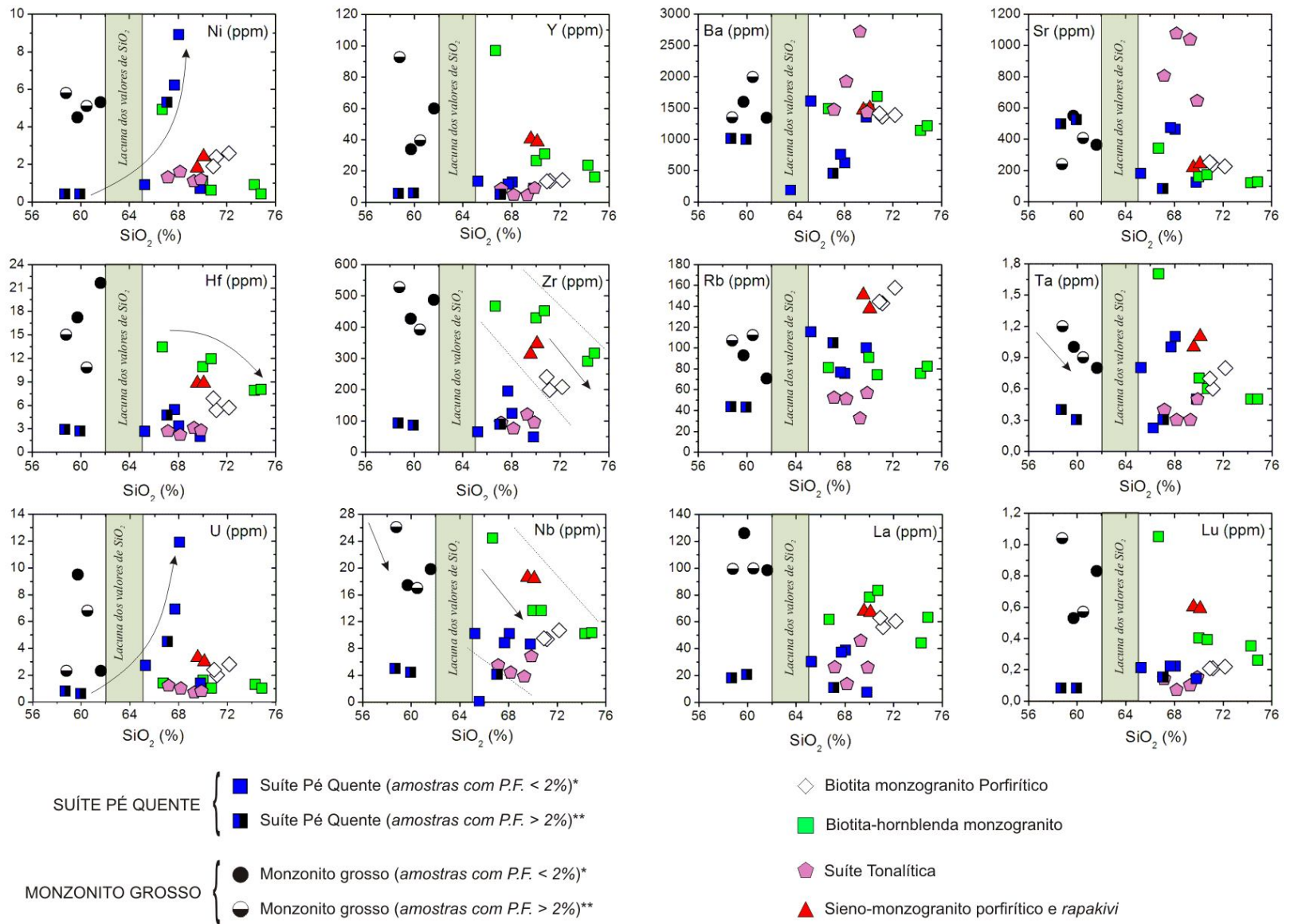


Fig. 7.2. Diagramas de Harker com a variação dos elementos-traço das amostras provenientes das suítes graníticas cartografadas nos arredores do Depósito Pé Quente. (*) Amostras menos alteradas; (**) Amostras hidrotermalizadas.

Em relação aos diagramas multielementares, diversas semelhanças e diferenças entre as suítes plutônicas investigadas podem ser observadas (*Figs. 7.3 e 7.4*). Nota-se pelas *Figuras 7.3 e 7.4* que o padrão de distribuição dos elementos-traço entre as suítes é similar, inclusive sobrepondo-se na grande maioria dos casos. Em geral, todas as suítes exibem importantes anomalias negativas de Nb, Sr e Ti. Com exceção da Suíte Tonalítica e das amostras mais hidrotermalizadas da Suíte Pé Quente, todas as demais unidades compartilham de uma mesma anomalia negativa de Sr. O Pb apresenta comportamento variável entre as suítes: (i) leve anomalia negativa no biotita monzogranito porfirítico e no sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*; (ii) leve anomalia positiva na Suíte Pé Quente; ou (iii) ausência de variações, tal como observado nas demais unidades. O Ba também exibe alguns valores anômalos: está enriquecido no biotita-hornblenda monzogranito e nas rochas tonalíticas. Pequenas anomalias positivas de U e Th podem ainda estar relacionadas a algumas suítes em específico, a exemplo da Suíte Pé Quente, Monzogranito grosso e biotita monzogranito porfirítico.

Ainda a partir das *Figuras 7.3 e 7.4*, observa-se que a Suíte Pé Quente corresponde àquela com a maior variação nos elementos, em contraste com o biotita-hornblenda monzogranito e sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*, que exibem comportamentos mais homogêneos. Observa-se que a variação dos elementos-traço do Monzonito grosso e Suíte Pé Quente é similar ao obtido para as amostras menos alteradas.

A Suíte Tonalítica por sua vez, além de apresentar um padrão mais fracionado, com constante empobrecimento em Nd, Hf, Zr, Sm e Eu, também se torna a mais empobrecida nos elementos mais incompatíveis após o Ti (*e.g.* Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu), enquanto que o Monzonito grosso e o biotita-hornblenda monzogranito correspondem às unidades mais enriquecidas nos elementos-traço após o Nb. Valores mais empobrecidos do Cs ao Ti se alternam entre a Suíte Pé Quente e a Suíte Tonalítica, exceto pelas elevadas concentrações de Pb e U na primeira, e de Ba na segunda.

De acordo com [Yang *et al.*, \(2008\)](#); [Chandrasekharam *et al.*, \(2009\)](#) e [Wernick \(2004\)](#), as pronunciadas anomalias negativas de Nb, Sr e Ti encontradas nas rochas estudadas, assim como as baixas concentrações de Ta, Y e Nb, são indicativas de granitos do tipo I, originados em ambiente de arcos vulcânicos.

7.1.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), exibe um comportamento similar entre as unidades analisadas, com típico enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e empobrecimento dos terras raras pesadas (ETRP) (Figs. 7.5).

As suítes Tonalítica e biotita monzogranítica porfirítica apresentam as maiores razões La_n/Lu_n , respectivamente compreendidas entre 17,8-47,6 e 27,8-31,2, enquanto que a Suíte Pé Quente e o biotita-hornblenda monzogranito apresentam razões similares, respectivamente compreendidas entre 5,4-26,5 e 6,0-25,2. O Monzonito grosso e a Suíte Sieno-monzogranítica porfirítica e *rapakivi* obtiveram razões La_n/Lu_n intermediárias, que variam de 11,78 a 11,79 e de 9,9 a 24,7, concomitantemente. Esses resultados sugerem que o fracionamento magmático teria sido mais efetivo no biotita monzogranito porfirítico e na Suíte Tonalítica do que nas rochas com as menores razões La_n/Lu_n . Nota-se em adicional, que ocorre um padrão estabilizado para os ETRP na Suíte Pé Quente, com razões Gd_n/Lu_n entre 2,79 - 2,2, enquanto que os ETRL exibem padrão moderadamente fracionado ($La_n/Eu_n \approx 7,17 - 11,24$).

A Suíte Pé Quente, contudo, mesmo com a maior variação entre os valores obtidos, mostra-se mais empobrecida em ETR, especialmente nos ETRL. As amostras mais hidrotermalizadas desta suíte apresentam concentrações de ETR superiores as registradas para as amostras menos alteradas. Esse comportamento é compartilhado com a Suíte Tonalítica, que também exibe valores mais empobrecidos em ETRP. Em contrapartida, o Monzonito grosso e o biotita-hornblenda monzogranito são mais enriquecidos em ETR, enquanto que as demais unidades apresentam valores intermediários.

Adicionalmente, as baixas a ausentes anomalias negativas de Eu na Suíte Pé Quente ($Eu/Eu^* \approx 0,59-1,02$), no biotita-hornblenda monzogranito ($Eu/Eu^* \approx 0,34-0,84$) e na Suíte Tonalítica ($Eu/Eu^* \approx 0,92-1,25$) atestam que o plagioclásio não correspondeu a uma fase participativa durante a cristalização destas rochas. Padrão oposto foi encontrado para o Monzonito grosso ($Eu/Eu^* \approx 0,36-0,52$), biotita monzogranito porfirítico ($Eu/Eu^* \approx 0,53-0,58$) e sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* ($Eu/Eu^* \approx 0,6-0,62$), para os quais as anomalias negativas de Eu sugerem que o plagioclásio teria se fracionado de modo muito mais eficiente durante a cristalização destas rochas.

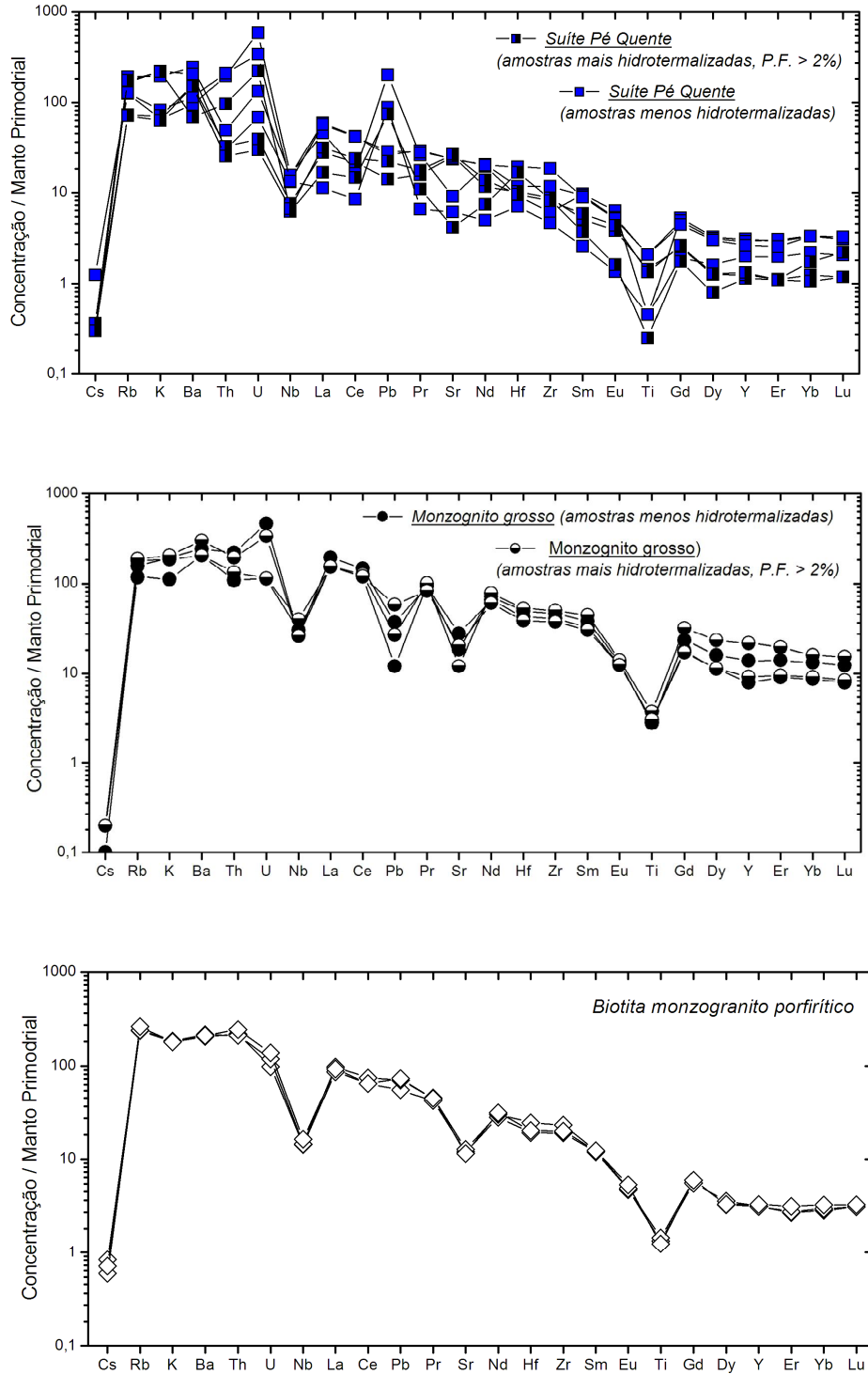


Fig. 7.3. Diagramas multielementares (spidergrams) normalizados em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente.

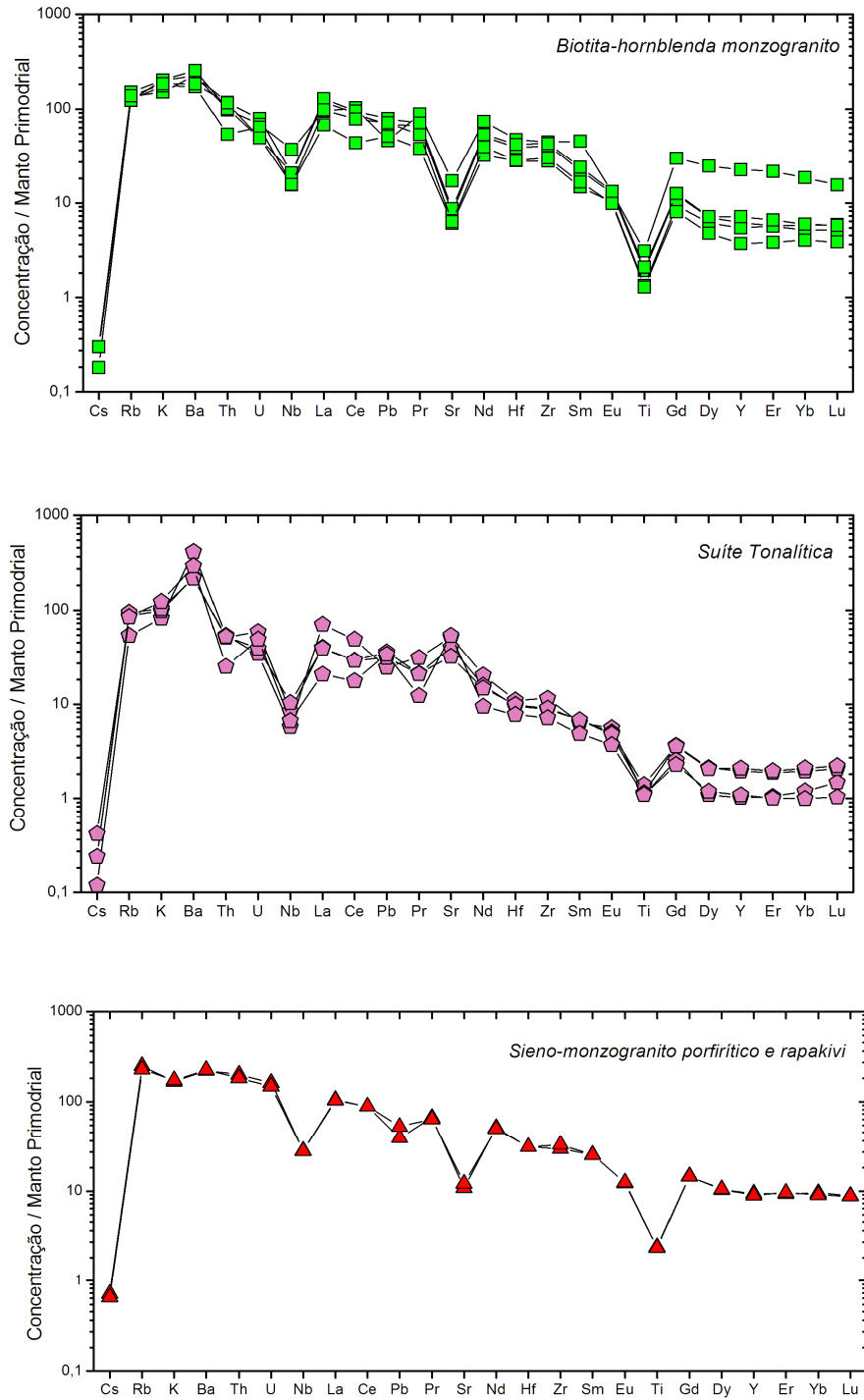


Fig. 7.4. Diagramas multielementares (spidergrams) normalizados em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente.

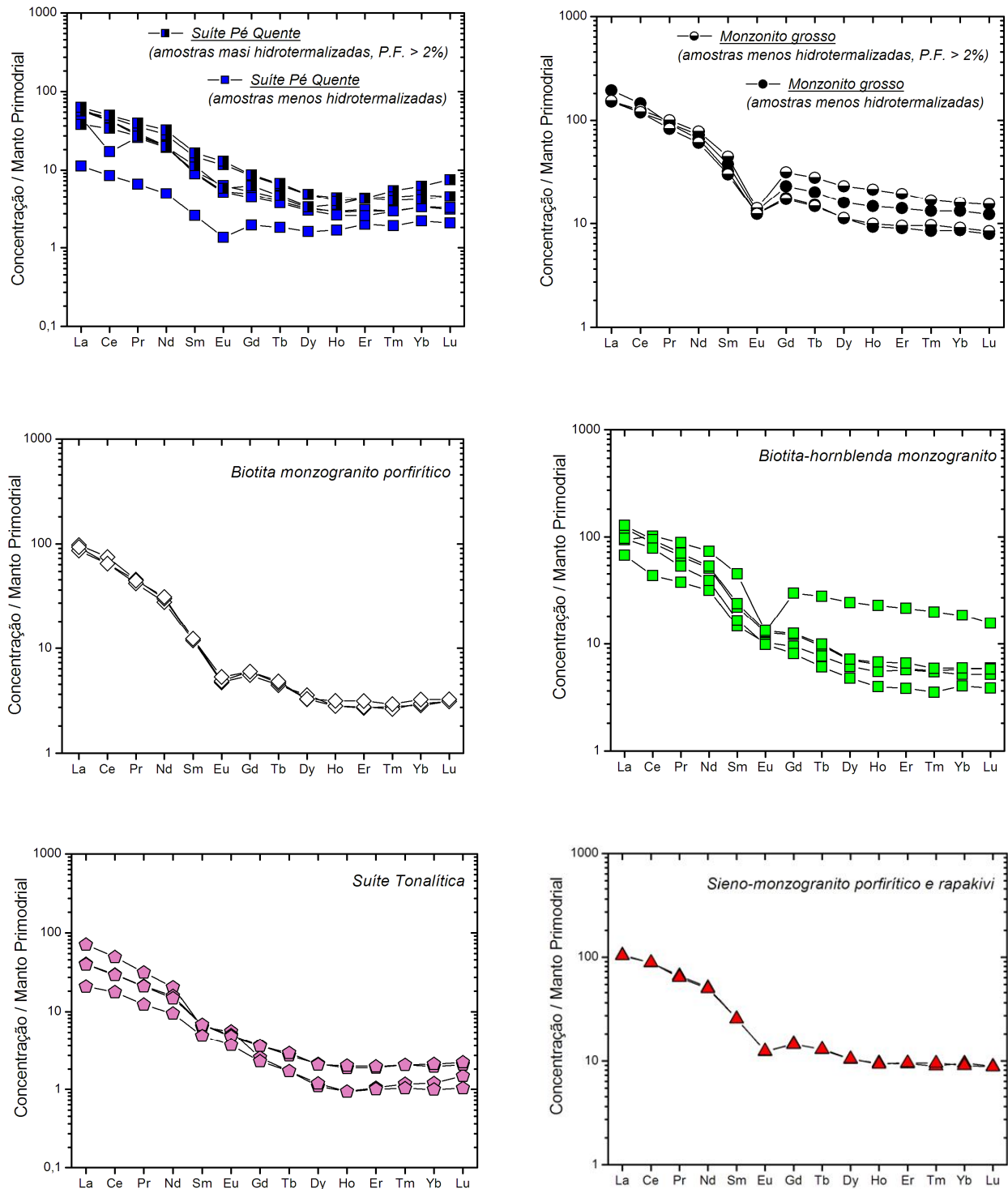


Fig. 7.5. Distribuição dos elementos terras raras das amostras provenientes das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente. A normalização foi feita em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995).

7.1.4 CLASSIFICAÇÃO DO TIPO DE GRANITO

As rochas plutônicas individualizadas nas imediações do Depósito Pé Quente exibem composição que variam de (quartzo-)monzodiorito-monzonito a tonalito-sienogranito (*Fig. 4.2*). São rochas que constantemente apresentarem hornblenda, biotita, apatita e titanita como fases acessórias comuns, além de apresentam percentuais intermediários a elevados de CaO ($1,2\% < \text{CaO} < 7,3\%$) e baixos valores do ASI (índice de saturação em alumina; $0,74 < \text{ASI} < 1,03$). Exceto pela Suíte Pé Quente e Monzonito grosso (mais fortemente afetados por fluidos hidrotermais), as demais suítes também apresentam boas correlações dos elementos maiores, menores e traços com a variação da sílica (índice de fracionamento ígneo). Segundo [Cobbing \(2000\)](#) e [Chappell & White \(2001\)](#) todas essas características são usualmente utilizadas na caracterização de granitos do tipo I. De acordo com [Chappell & White \(2001\)](#), esse grupo de granitóides normalmente exibe maior homogeneidade nas concentrações dos elementos, o que reflete sua origem eminentemente mantélica com fraca (a ausente) incorporação de material crustal. Segundo [Cobbing \(2000\)](#), granitos desta classe estão usualmente relacionados a arcabouços de margem continental ativa em ambiente de arco plutono-vulcânico, a exemplo dos granitóides estudados neste trabalho.

A partir da divisão de [Champion & Heinemann \(1994\)](#) que definem o valor de 68% de sílica como o limite entre as rochas ígneas máficas e félsicas, observa-se que apenas a Suíte Pé Quente ($58,7\% < \text{SiO}_2 < 69,8\%$) e o Monzonito grosso ($58,7\% < \text{SiO}_2 < 61,6\%$) exibem composição máfica, enquanto que todas as demais apresentam composição félsica, com destaque para o biotita monzogranito porfirítico, cujos valores de sílica ($70,8\% < \text{SiO}_2 < 72,1\%$) correspondem aos mais elevados do conjunto de rochas descrito na área do Depósito Pé Quente.

As razões $(\text{Ga}/\text{Al}) \cdot 10^4$ para as suítes plutônicas do entorno do Depósito Pé Quente estão compreendidas entre 1,73 e 1,58 (*Fig. 7.6*). De acordo com [Whalen et al., \(1987\)](#) essas razões podem ser utilizadas na distinção entre as séries de granitos do tipo I-S daqueles do tipo A. Os valores das razões $(\text{Ga}/\text{Al}) \cdot 10^4$ aliadas aos dados anteriormente apresentados permitem classificar essas suítes como típicos granitos do tipo I.

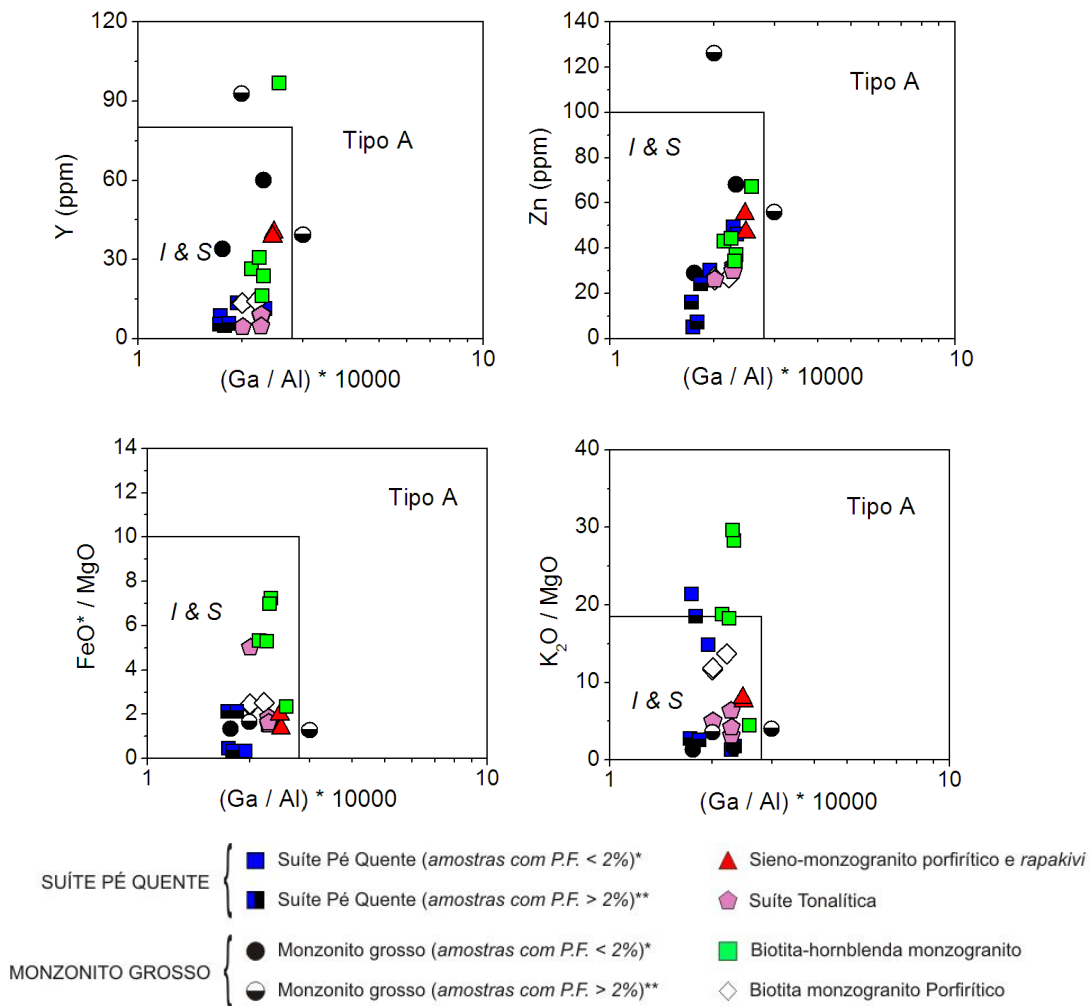


Fig. 7.6. Diagramas de discriminação granítica propostos por *Whalen et al., (1987)*. Observar que a totalidade das amostras das suítes plutônicas dos arredores do Depósito Pé Quente incide no campo destinado aos granitóides do tipo I e S.

7.1.5 GRAU DE EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL

A partir das razões K/Rb em função da sílica é observado que os granitóides da região do Depósito Pé Quente variam de moderadamente evoluídos a não evoluídos ($210,5 < K/Rb < 654,2$) (Fig. 7.7A). Enquanto que o biotita-hornblenda monzogranito e Suíte tonalítica incidem inteiramente no campo dos granitos não evoluídos, o biotita monzogranito porfirítico e o sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* se enquadram no dos moderadamente evoluídos. A Suíte Pé Quente e o Monzonito grosso, entretanto, apresentam características de ambos os grupos.

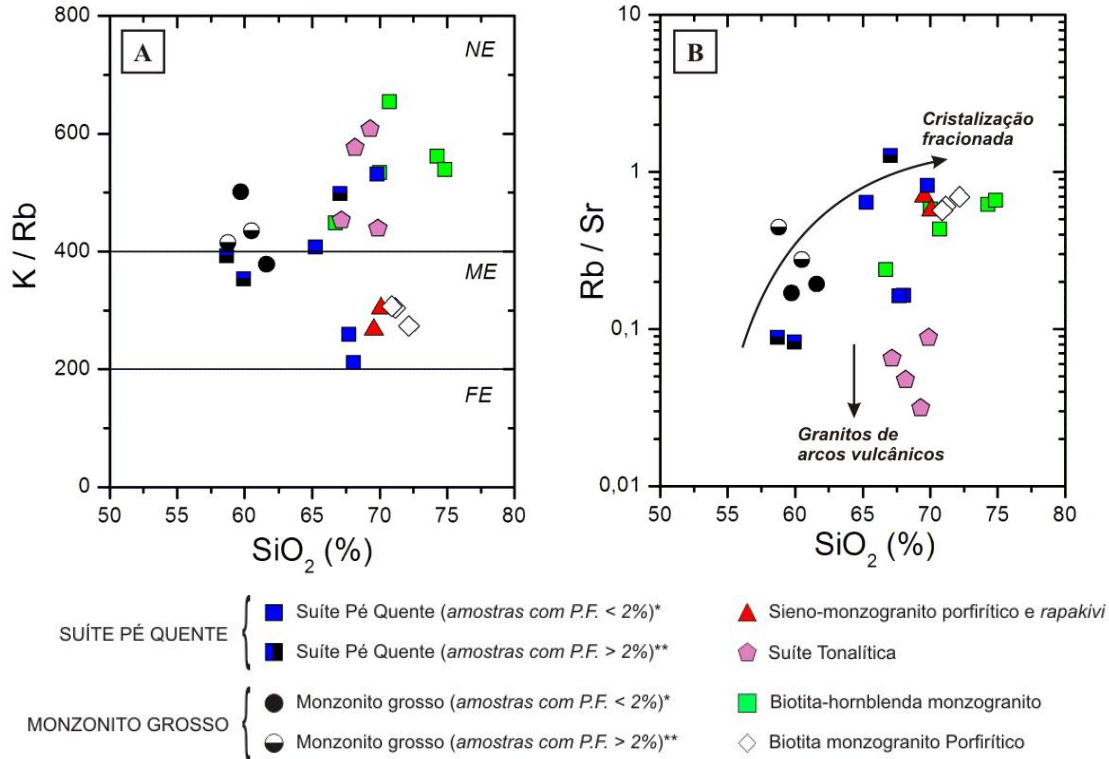


Fig. 7.7. Classificação quanto ao grau de evolução magmática com base nos diagramas (A) K/Rb vs. SiO_2 proposto por Blevin (2004) e (B) Rb/Sr vs. SiO_2 . Observar que as rochas graníticas estudadas incidem eminentemente no campo dos granitóides moderadamente evoluídos a não evoluídos. CAMPOS: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído.

Segundo Blevin & Chappell (1995), as razões Rb/Sr além de corresponderem a excelentes indicadores do grau de cristalização fracionada de magmas félsicos, também podem ser utilizadas para demonstrar as tendências evolutivas de séries graníticas. Neste sentido, observa-se que as unidades plutônicas estudadas apresentam razões Rb/Sr inferiores a 1,26, com destaque para a Suíte Tonalítica, com as menores razões obtidas ($0,03 < Rb/Sr < 0,08$) (Fig. 7.7B). Em adicional, nota-se que ocorre um incremento das razões Rb/Sr com o aumento do fracionamento ígneo, o que é condizente com as típicas tendências via cristalização fracionada. As baixas razões Rb/Sr reportadas para a Suíte Tonalítica ($0,03 < Rb/Sr < 0,08$) são segundo Blevin & Chappell (1995), coerentes com granitóides originados a partir de magmas mantélicos, a exemplo daqueles originados em arcabouço de arcos vulcânicos.

Deste modo, esses resultados quando aliados ao padrão de distribuição dos ETR (*Fig. 7.5*) permitem concluir que as suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente representam um magmatismo fraco a moderadamente evoluído, em que a cristalização fracionada correspondeu ao principal mecanismo de evolução destas rochas.

7.1.6 TEMPERATURAS DO MAGMA

A temperatura do magma foi estimada com base nas temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) e da apatita (T_{apatita}), fases observadas durante os estudos petrográficos e que fornecem dois parâmetros (temperatura) independentes para cada rocha granítica analisada. Os dados encontram-se sumarizados na *Tabela 7.1*. As amostras com P.F. superior a 2% foram excluídas, pois os processos de alteração hidrotermal podem ter mobilizado o Zr, P_2O_5 e SiO_2 e, portanto, não fornecerem parâmetros termométricos confiáveis.

7.1.6.1 Temperatura de Saturação do Zircão

Foram utilizadas as concentrações de Zr (ppm) provenientes das análises de rocha total como uma aproximação da real composição do fundido (*Tab. AIV.1-AIV.6*) no modelo de [Watson & Harrison \(1983\)](#) para o cálculo das temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) (*Tabela 7.1*). Neste sentido, o biotita-hornblenda monzogranito apresentou as maiores $T_{\text{zircão}}$ ($843,7\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 875,6\text{ °C}$), seguindo do Monzogranito grosso ($830,1\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 855,5\text{ °C}$) → Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* ($833,2\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 846,6\text{ °C}$) → biotita monzogranito porfirítico ($799,6\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 818,1\text{ °C}$) → Suíte Tonalítica ($703,6\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 744,4\text{ °C}$) e finalmente pela Suíte Pé Quente ($710\text{ °C} < T_{\text{zircão}} < 778,2\text{ °C}$).

7.1.6.2 Temperatura de Saturação da Apatita

Considerando os percentuais de SiO_2 e P_2O_5 obtidos pelas análises de rocha total (*Tab. AIV.1-AIV.6*) para representar a composição do fundido no modelo de solubilidade da apatita proposto por [Harrison & Watson \(1984\)](#), as temperaturas de saturação da apatita (T_{apatita}) foram calculadas e comparadas com às $T_{\text{zircão}}$ (*Tabela 7.1*). Das temperaturas obtidas, apenas o Monzonito grosso e o biotita-hornblenda monzogranito apresentaram T_{apatita} similares às $T_{\text{zircão}}$, enquanto que as demais suítes apresentaram T_{apatita} superiores. O Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* exhibe as T_{apatita} mais elevadas ($906,7\text{ °C} < T_{\text{apatita}} < 918,9\text{ °C}$), seguido do biotita-hornblenda monzogranito ($842,6\text{ °C} < T_{\text{apatita}} < 920,7\text{ °C}$) → Suíte Tonalítica ($862\text{ °C} < T_{\text{apatita}} <$

876,3 °C) → Biotita monzogranito porfirítico (851,9 °C < T_{apatita} < 855,9 °C) → Monzonito grosso (828,3 °C < T_{apatita} < 853,7 °C) → Suíte Pé Quente (689,6 °C < T_{apatita} < 907 °C).

As T_{apatita} superiores às T_{zircão} ocorrem segundo Yang *et al.*, (2008) devido à presença de outras fases portadoras de P₂O₅, a exemplo da monazita. As T_{apatita} similares as T_{zircão} para o Monzonito grosso e o biotita-hornblenda monzogranito sugere que apenas o zircão e a apatita corresponderam às fases sequestradores de Zr e P₂O₅, respectivamente.

Tabela 7.1. Temperaturas de saturação do zircão (T_{zircão}) e da apatita (T_{apatita}) para as suítes plutônicas das imediações do Depósito Pé Quente.

UNIDADE GEOLÓGICA	Rocha	N ^(*)	T _{zircão} (°C)	T _{apatita} (°C)
Suíte Pé Quente	Monzonito	2	710,2-728 (média: 719,1)	689,6-738,8 (média: 714,2)
	Monzodiorito	2	740-778,2 (média: 759,1)	897,9-907 (média: 902,5)
Monzonito grosso	Monzonito	4	830,1-855,5 (média: 842,8)	828,3-853,7 (média: 841)
Biotita monzogranito porfirítico	Biotita monzogranito	3	799,6-818,1 (média: 808,8)	851,9-855,9 (média: 853,8)
Biotita-hornblenda monzogranito	Biotita-hornblenda monzogranito	5	843,7-875,6 (média: 858,4)	842,6-920,7 (média: 863,2)
Sieno-monzogranito porfirítico e <i>rapakivi</i>	Sienogranito	1	~ 846,6	~ 906,7
	Monzogranito	1	~ 833,2	~ 918,9
Suíte Tonalítica	Tonalito	4	703,6 – 744 (média: 719,4)	862-876,3 (média: 870,2)

(*) Número de amostras.

7.1.7 CLASSIFICAÇÃO MAGMÁTICA E AFINIDADES TECTONO-MAGMÁTICAS A PARTIR DE ELEMENTOS MAIORES

Utilizando-se das concentrações de SiO_2 , Na_2O e K_2O no diagrama que individualiza as séries alcalinas das sub-alcalinas proposto por [Irvine & Baragar \(1971\)](#), todas as amostras, exceto aquelas provenientes do Monzonito grosso e algumas da Suíte Pé Quente, revelam afinidade com as séries sub-alcalinas (*Fig. 7.8A*). Entretanto, como essas amostras correspondem a granitos do tipo I gerados em ambiente de arcos vulcânicos (como discutido a seguir), entende-se que os processos de alteração hidrotermal mobilizaram os elementos considerados e, portanto, teriam deslocado as amostras para o lado esquerdo do diagrama (campo alcalino). Esse fato é novamente confirmado pela maior dispersão das amostras no diagrama considerado, o qual mostra valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e SiO_2 compreendidos, respectivamente, entre 6,4 – 11,7% e 58,7 – 69,8% (Suíte Pé Quente) e 9,08 – 11,2% e 58,7 – 61,6%. A pequena dispersão entre os dados das demais suítes reforçam a hipótese de corresponderem a unidades cogenéticas. Novamente observa-se maior dispersão dos dados referentes à Suíte Pé Quente, o que sugere maior mobilização por fluidos hidrotermais, a exemplo do observado anteriormente.

De acordo com o diagrama sílica vs. índice cálcio-alcalino de [Brown \(1982\)](#), as amostras das suítes plutônicas do entorno do Depósito Pé Quente situam-se no domínio dos granitóides cálcio-alcalinos, exceto por algumas da Suíte Pé Quente, que por exibirem alteração sódica e potássica pervasivas, tendem a concentrar K_2O e Na_2O (*Fig. 7.8B*). Neste sentido, observa-se uma coerência entre os diagramas de [Le Maitre et al., \(1989\)](#) e [Brown \(1982\)](#), que se utilizam dos índices de alcalinidade. Em relação ao Índice de Wright (IW), apropriado para províncias que não contenham uma série completa e cujas rochas sejam ricas em sílica (> 50%), as amostras incidem no campo das séries alcalinas, exceto a Suíte Tonalítica, que ocorre no domínio cálcio-alcalino (*Fig. 7.8C*). Como indicado por um Índice de Saturação em Alumina (ASI) constante e próximos a 1, as suítes não são fracionadas (*Fig. 7.8D*).

Quanto ao índice de sub-alcalinidade proposto por [Le Maitre et al., \(1989\)](#), observa-se grande dispersão dos resultados, especialmente para a Suíte Pé Quente e Monzonito grosso (*Fig. 7.9A*). A dispersão pode ser um reflexo da alteração potássica vigente em maior ou menor intensidade em ambas as suítes, a exemplo do evidenciado pelas relações de campo e petrográficas. Contudo, as amostras menos hidrotermalizadas da Suíte Pé Quente exibem

características de médio K. Devido à elevada dispersão dos dados das amostras do monzonito grosso, tal índice não corresponde a um critério confiável na classificação da unidade supracitada. No entanto, todas as demais suítes apresentam características de médio a alto K. A Suíte Tonalítica, por exemplo, exibe afinidade de médio K, enquanto que o biotita monzogranito porfirítico e o sienozonogranito porfirítico e *rapakivi* apresentam assinaturas de alto K, com ligeira tendência para as séries shoshoníticas. O biotita-hornblenda monzogranito, porém, apresenta afinidade geoquímica tanto de alto K quanto shoshonítica (Fig. 7.9A).

Em relação ao índice de saturação em alumina (*aluminum saturation index, ASI*), proposto por Maniar & Piccoli (1989), as amostras são essencialmente metaluminosas, exceto pelas amostras menos alteradas da Suíte Pé Quente que mostram leve característica peraluminosa (Fig. 7.9B). Novamente maior atenção deve ser dada a essa unidade, pois os elevados valores de Al_2O_3 causam grande dispersão dos pontos. Muscovita e clorita formadas nas assembléias hidrotermais podem ser as responsáveis pelos valores anômalos obtidos, devido ao fato de reterem elevadas concentrações de alumina e de álcalis.

Com base na classificação de rochas graníticas sugerida por Frost *et al.*, (2001), observa-se que todas as suítes, exceto o biotita-hornblenda monzogranito, posicionam-se no campo de rochas magnesianas (Fig. 7.9C). Esse mesmo comportamento é compartilhado entre a Suíte Pé Quente e Monzonito grosso, as rochas mais afetadas por fluidos metassomáticos (Fig. 7.9C). A variação obtida nas razões $FeO^l/(FeO^l+MgO)$ para estas duas suítes podem ser um reflexo da alteração propilítica, com a geração de clorita pervasiva, eminentemente magnesiana no Monzogranito Grosso e rica em Fe na Suíte Pé Quente (Figs. 5.11A-D; 5.13). A ocorrência de magnetita e rutilo hidrotermais nas associações da alteração propilítica também podem ter contribuído com o enriquecimento nos valores de FeO^l e MgO . Portanto, novamente maior atenção deve ser dada aos resultados destas duas unidades plutônicas. O biotita-hornblenda monzogranito, com as maiores razões de $FeO^l/(FeO^l+MgO)$, compreendidas entre 0,69-0,77, enquadra-se no campo dos granitóides ferrosos, enquanto que a Suíte Pé Quente, hospedeira do minério, exibe as menores e mais variáveis razões $FeO^l/(FeO^l+MgO)$, inseridas entre 0,23 e 0,67 (Fig. 7.9C). Com base no índice de alcalinidade modificado (*modified alkali-lime index – MALI*) proposto pelos mesmos autores, é observado que as unidades apresentam afinidades geoquímicas com as séries cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas (Fig. 7.9D). Novamente, o Monzogranito grosso e a Suíte Pé Quente exibem grande dispersão dos pontos, reflexo da alteração potássica e sódica,

tal como observado em seções petrográficas. Contudo, os membros menos alterados da Suíte Pé Quente exibem características da série cálcio-alkalina (*Fig. 7.9D*). Em decorrência da grande mobilidade de álcalis durante os estágios hidrotermais, o diagrama MALI não corresponde a uma classificação confiável para o Monzonito grosso (*Fig. 7.9D*), a exemplo do observado para o índice de sub-alkalinidade (*Fig. 7.9A*). Em adicional, o biotita-hornblenda monzogranito exhibe uma sutil tendência para as séries alcalinas e shoshoníticas (*Figs. 7.9A;C*). As alterações potássica e/ou sericítica, pobremente desenvolvidas na suíte e que poderiam causar dispersão dos pontos pela incorporação de K_2O , possivelmente não tenham influenciado significativamente o índice MALI da suíte.

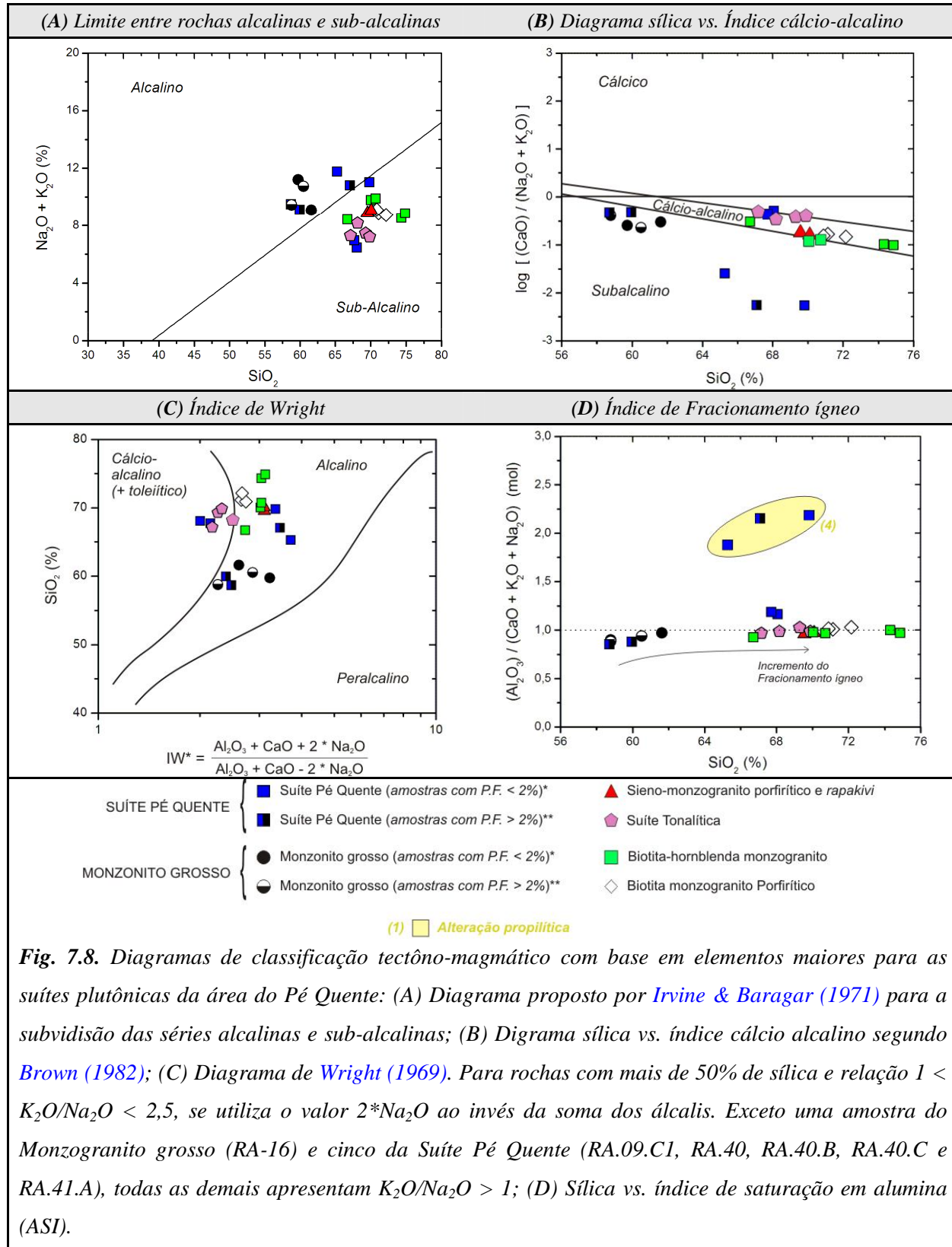
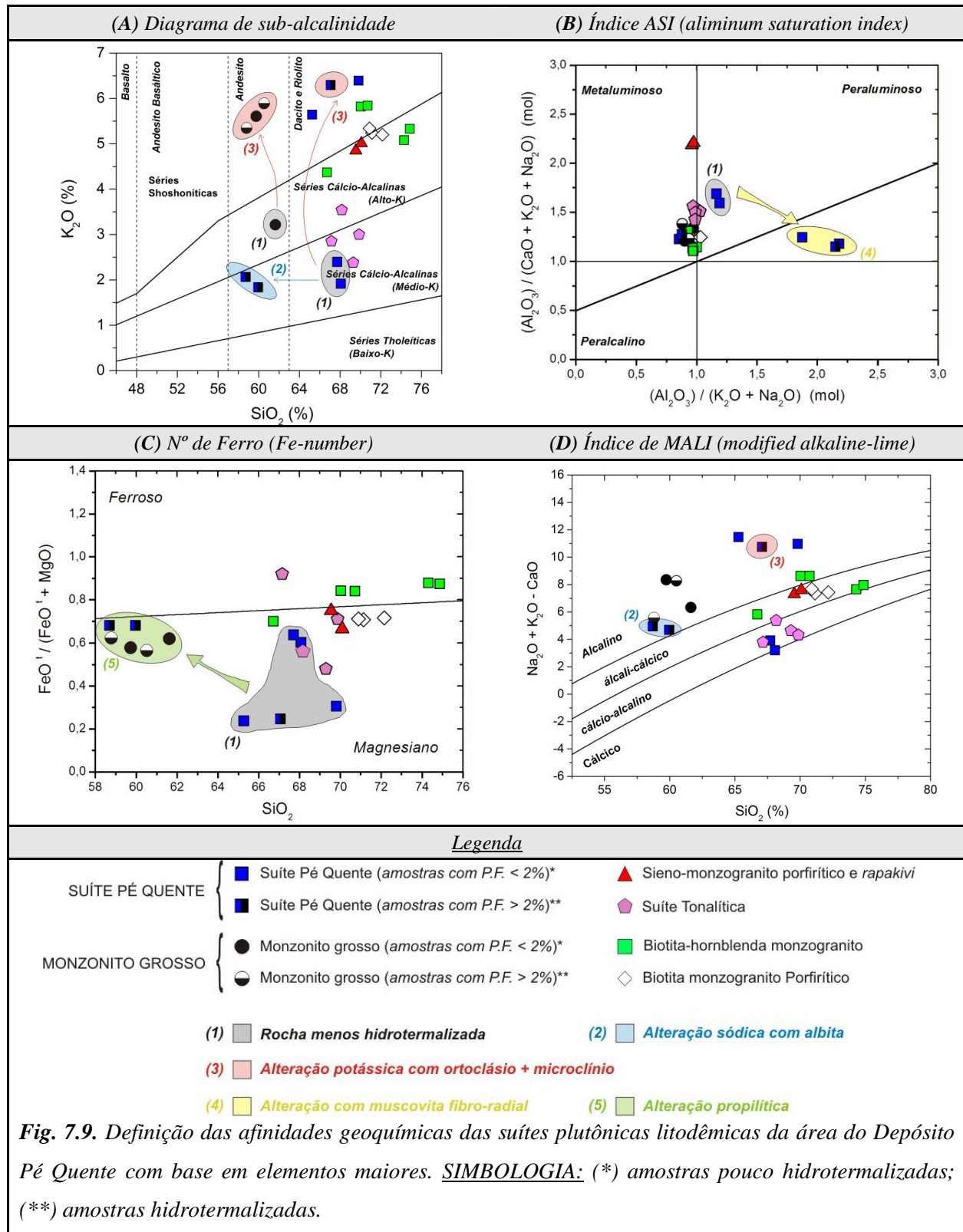


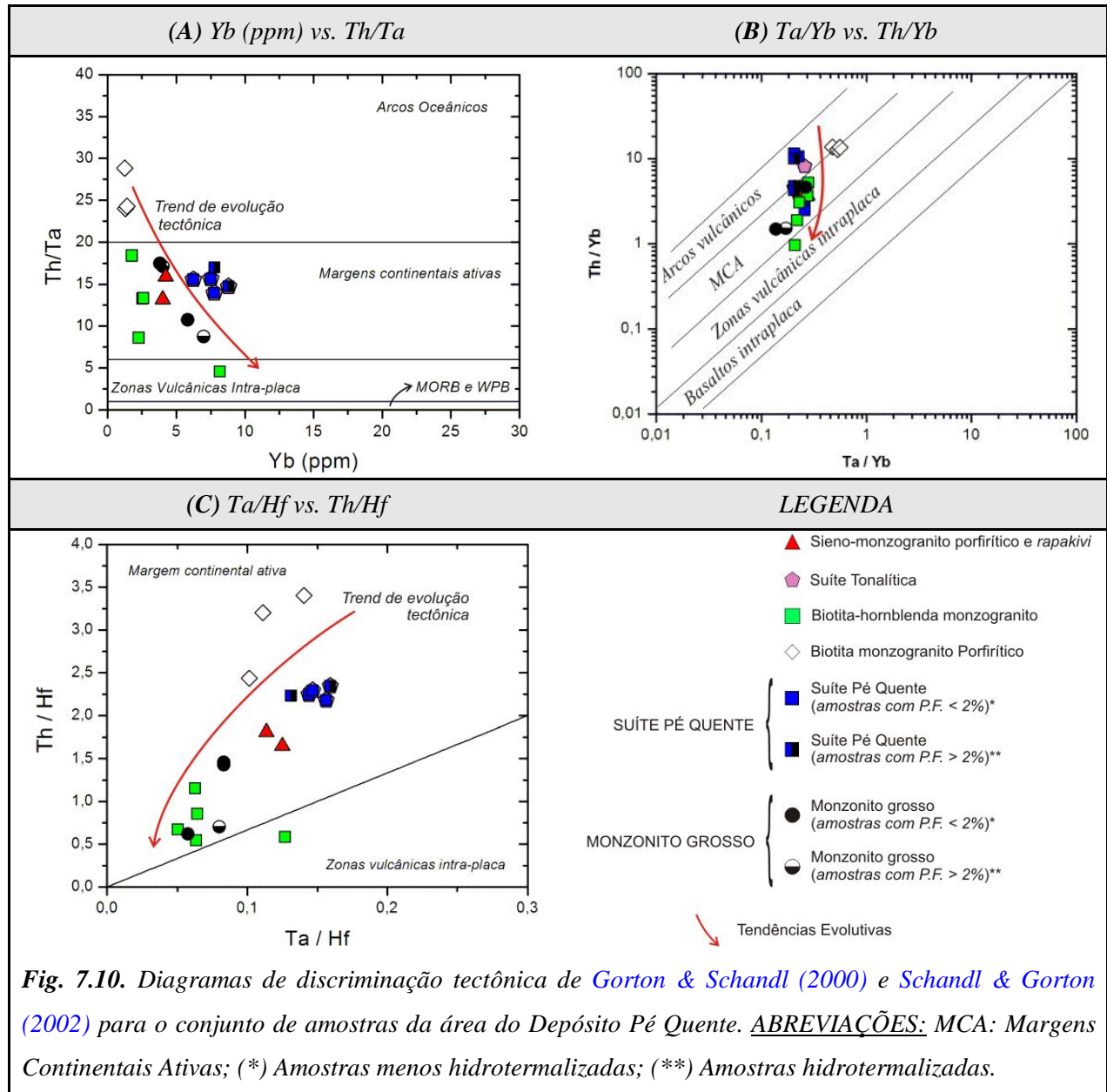
Fig. 7.8. Diagramas de classificação tectono-magmático com base em elementos maiores para as suítes plutônicas da área do Pé Quente: (A) Diagrama proposto por *Irvine & Baragar (1971)* para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcalinas; (B) Diagrama sílica vs. índice cálcio alcalino segundo *Brown (1982)*; (C) Diagrama de *Wright (1969)*. Para rochas com mais de 50% de sílica e relação $1 < K_2O/Na_2O < 2,5$, se utiliza o valor $2*Na_2O$ ao invés da soma dos álcalis. Exceto uma amostra do Monzogranito grosso (RA-16) e cinco da Suíte Pé Quente (RA.09.C1, RA.40, RA.40.B, RA.40.C e RA.41.A), todas as demais apresentam $K_2O/Na_2O > 1$; (D) Sílica vs. índice de saturação em alumina (ASI).

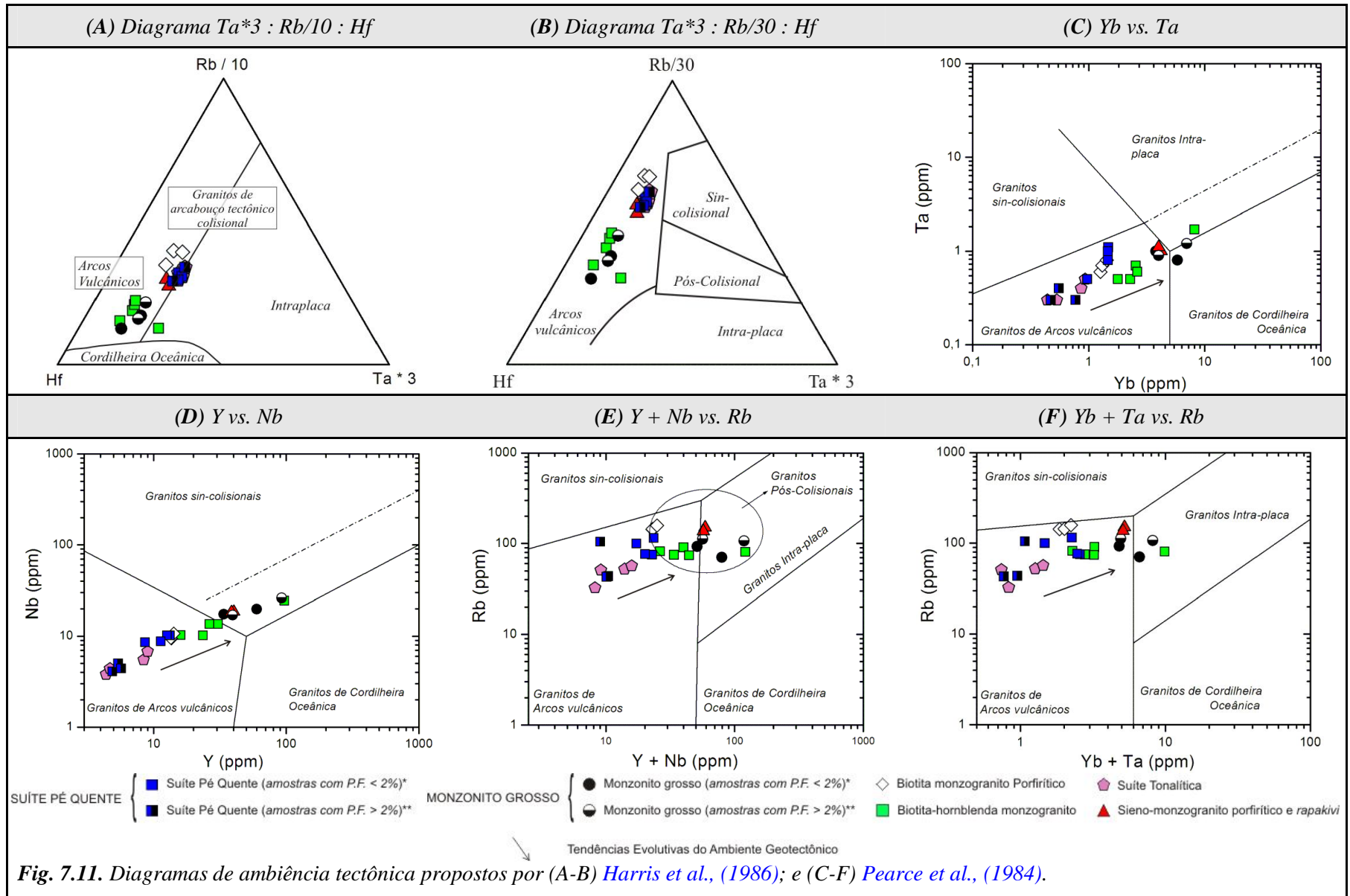


7.1.6 *DIAGRAMAS DE AMBIÊNCIA TECTÔNICA*

A partir das concentrações de Th, Ta e Hf, [Gorton & Schandl \(2000\)](#); [Schandl & Gorton \(2002\)](#) propuseram alguns diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para rochas de composição granítica. Segundo esses diagramas, representados na *Figura 7.10*, as amostras das suítes plutônicas da área do Depósito Pé Quente tendem a se agrupar no campo dos granitóides de margens continentais ativas. Nota-se, no entanto, uma pequena dispersão dos dados referentes à Suíte Pé Quente Pé Quente em direção ao campo dos granitos de arcos vulcânicos. Adicionalmente, observa-se que as razões Ta/Yb vs. Th/Ta, assim como os valores de Y vs. Th/Ta do biotita monzogranito porfirítico, apontam para arcos oceânicos (*Fig. 7.10*). Com base nos diagramas de [Harris et al., \(1986\)](#), percebe-se que essas mesmas suítes exibem afinidades geoquímicas com granitóides gerados em arcos vulcânicos (*Figs. 7.11A-B*). Neste sentido, observa-se coerência entre os resultados obtidos pelos diferentes utilizados.

Quanto aos diagramas de discriminação tectônica propostos por [Pearce et al., \(1986\)](#), nota-se que os litotipos estudados apresentam, sobretudo, afinidade geoquímica com granitóides de arcos vulcânicos, com leve tendência para os granitos intra-placa (*Fig. 7.11C-F*). Neste sentido, o *trend* geoquímico observado poderia representar a evolução geodinâmica do ambiente, desde arcos vulcânicos mais primitivos, representados pelas Suítes Pé Quente e Tonalítica, até o encerramento do evento orogenético, com rochas moderadamente evoluídas. Essa hipótese é reforçada pela cogeneticidade entre as suítes em questão. Contudo, a Suíte Tonalítica, uma das mais jovens individualizadas em campo, exibe afinidade com magmatismo de arco vulcânico (início do magmatismo de arco). Essa incoerência na tendência evolutiva do sistema vs. idade relativa entre as suítes poderia estar associada aos diferentes estágios de desenvolvimento de arcos magmáticos no Cráton Amazônico. Neste sentido, a Suíte Tonalítica poderia estar diretamente relacionada ao desenvolvimento do Arco Magmático Juruena (1,85-1,75 Ga), enquanto que as demais unidades poderiam estar relacionadas ao que [Souza et al., \(2005\)](#) chama de fase pré-arco (Arco Cuiú-Cuiú, 1,9-1,85 Ga).





8 DISCUSSÕES

As discussões serão individualizadas nos seguintes tópicos: (i) inserção das suítes descritas no arcabouço geológico regional da PAAF, (ii) evolução do sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente; e seu (iii) modelo metalogenético.

8.1 INSERÇÃO NO ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL DA PAAF

Segundo os trabalhos mais regionais realizados pela CPRM na escala 1:250.000 (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008) o Depósito Pé Quente estaria inserido na *Fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá, caracterizada por biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados. Contudo, a área é dominada por rochas de composição monzogranítica a monzonítica que frequentemente apresentam biotita e/ou hornblenda como minerais acessórios e normativos. Com base nas relações de campo, a idade relativa sugerida para a colocação das unidades plutônicas individualizadas no entorno deste depósito corresponde (*Fig. 8.1*): (i) Suíte Pé Quente; (ii) Monzonito grosso; (iii) Granito Indiferenciado(?); (iv) Biotita monzogranito porfirítico; (v) Biotita-hornblenda monzogranito; (vi) Suíte Tonalítica e; (vii) Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*. Sobrepondo-se a todas essas unidades ocorrem as rochas sedimentares da Bacia Terciária e, por fim, os depósitos aluvionares do rio Peixoto de Azevedo. A ordem temporal proposta indica que o magmatismo tornou-se mais evoluído e fracionado em função do tempo, com o alojamento inicial das unidades de composição mais primitiva, e posteriormente o das rochas mais tardias, de natureza evoluída e fracionada.

Exceto pelas suítes mais afetadas pela alteração hidrotermal (*e.g.* Suíte Pé Quente e Monzonito grosso), a variação dos elementos maiores, menores e traços em função da sílica indica que essas unidades plutônicas exibem tendências evolutivas bem definidas, com comportamentos semelhantes e de sobreposição na maioria dos casos. Essas suítes representam predominantemente uma filiação magmática do tipo cálcio-alcalina, de médio a alto K, metaluminosa e magnésiana a ligeiramente ferrosa, em que a cristalização fracionada teve um importante papel na história evolutiva de cada unidade. Exceto pelo Monzonito grosso que se individualizada das demais suítes por apresentar valores mais empobrecidos em sílica e pela Suíte Pé Quente, todas as demais unidades plutônicas são compreendidas como pertencentes a uma

expressão magmática única (cogenética). Os diagramas de ambiência geodinâmica apontam uma tendência evolutiva geodinâmica, representada pela geração de rochas mais primitivas em arcabouço de arcos vulcânicos (*e.g.* Suíte Pé Quente e Monzonito grosso) que teriam evoluído até estágios mais tardios da orogênese, com a colocação de granitóides mais evoluídos (*e.g.* Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*) em plataforma mais estável. Essa tendência evolutiva também é observada a partir das relações de contato entre as suítes.

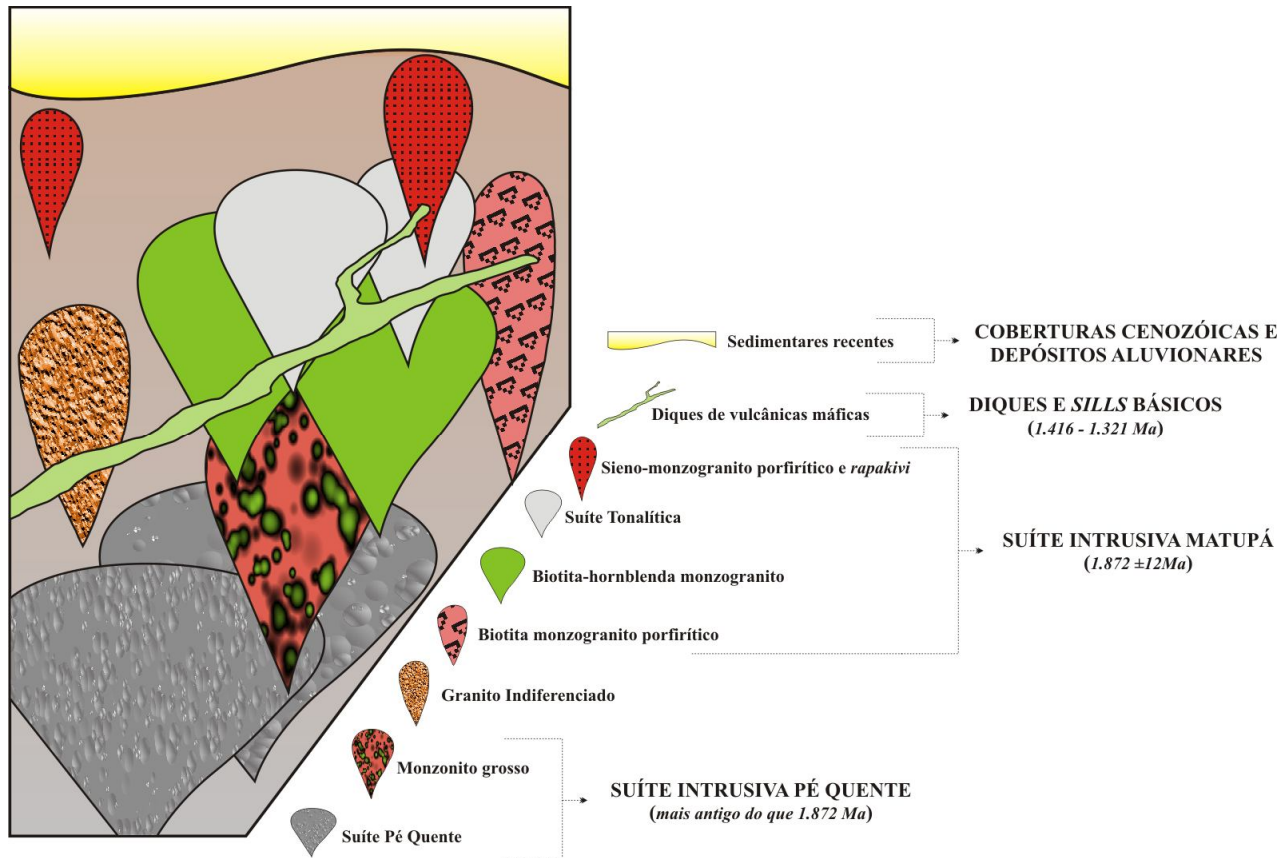


Fig. 8.1. Seção estratigráfica esquemática para as unidades geológicas cartografadas no entorno do Depósito Pé Quente.

Neste cenário, considerando a cogeneticidade entre unidades plutônicas, sugere-se que com exceção da Suíte Pé Quente e Monzonito grosso, todas as demais suítes sejam correlatas a distintas *fácies* da Suíte Intrusiva Matupá. Entretanto, os dados geoquímicos e geocronológicos disponíveis na literatura estão restritos a *fácies* 1, que representa um magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, fortemente fracionado, de ambiente de arco-vulcânico ou pós-colisional (Moura & Botelho, 1992; Moura, 2008; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005;

Silva & Abram, 2008), coerente, portanto, com os dados reportados neste trabalho para as suítes mais evoluídas e fracionadas deste trabalho. De acordo com Moura (1998), a *fácies* 1 apresenta idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma.

De posse destas informações, as suítes individualizadas neste trabalho podem ser organizadas da seguinte forma:

(1) As unidades de composição monzonítica (e.g. Suíte Pé Quente e Monzonito grosso) correspondem a uma nova unidade magmática regional, representada por rochas félsicas pouco evoluídas e fracionadas, pobres em sílica e de forte afinidade com magmas gerados em arcos vulcânicos. Em contraste, as rochas da Suíte Intrusiva Matupá por apresentarem assinatura de granitóides de arcos vulcânicos a pós-colisionais (Moura 1998; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), representariam um estágio posterior a esse magmatismo. Neste sentido, é sugerido neste trabalho a denominação de Suíte Intrusiva Pé Quente para representar as rochas de composição diorítica a monzonítica típicas de ambiente de arcos vulcânicos (Suíte Pé Quente e Monzonito grosso) e que, portanto, poderiam corresponder aos estágios iniciais da atividade orogênica da região, mas que também exibem potencial metalogénico, tal como a Suíte Intrusiva Matupá.

(2) O biotita monzogranito porfirítico e o biotita hornblenda monzogranito normalmente estão associados, sendo este último intrusivo na suíte porfirítica (Fig. 8.1). As características destas duas unidades permitem correlacioná-las à *fácies* 2 da Suíte Intrusiva Matupá, que segundo Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.*, (2005) é representada por granitóides isotrópicos, acinzentados a lilás, de textura média a grossa e que comumente ocorrem truncados pelos diques máficos da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Ainda segundo os autores, essa *fácies* é constituída por hornblenda monzogranito, hornblenda monzodiorito e biotita-hornblenda monzonito, aos quais fenocristais de feldspato alcalino são comuns. Entretanto, a inexistência de dados litogeoquímicos para a *fácies* 2 da Suíte Intrusiva Matupá dificulta maiores comparações entre as unidades.

(3) A Suíte Tonalítica é de difícil inserção na Suíte Intrusiva Matupá, a qual apresenta *fácies* de composição eminentemente granítica, com ausência de termos pouco evoluídos descritos na literatura. Entretanto, a Suíte Tonalítica poderia ser equivalente ao Granito Peixoto descrito por Paes de Barros (2007), e que de biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, de cores cinza a localmente cinza-rosadas, isotrópicos,

equigranulares de granulação média, textura porfirítica e com cristais centimétricos de plagioclásio zonado, geralmente com os núcleos mais cálcicos saussuritizados. O Granito Peixoto é essencialmente composto por oligoclásio, andesina, pertita, ortoclásio, microclínio pertítico e quartzo, além de biotita, hornblenda, titanita, apatita, zircão e magnetita como fases acessórias (Paes de Barros, 2007). Ainda segundo o autor, corresponde a uma expressão magmática cálcio-alcalina de médio K, magnésiana e meta a levemente peraluminosa, com idade Pb-Pb por evaporação de zircão em idade $1.792 \pm 2\text{Ma}$.

(4) Os corpos sub-vulcânicos individualizados neste trabalho como sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi* poderiam ser equivalentes aos corpos epizonais da *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá, que segundo a delimitação regional proposta por Souza *et al.*, (2005) tem como área de ocorrência a região de entorno do Depósito Pé Quente (Fig. 3.2). De acordo com esses autores, essa *fácies* compreende granito e biotita granito com microgranitos e granófiros subordinados, ambos de textura fina a média, por vezes porfirítica, em matriz granular fina, além de texturas *rapakivi* e anti-*rapakivi*. Essas informações estão, portanto, coerentes com as descritas para o sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*.

(5) O Granito Indiferenciado por sua vez, representa uma unidade pobremente definida neste trabalho, pois exhibe escassos afloramentos que frequentemente estão em avançado estágio intempérico. Em adicional, a falta de dados litogeoquímicos dificulta a correlação desta unidade tanto com as demais do entorno do Depósito Pé Quente quanto com as de âmbito regional. Neste sentido, as informações reunidas neste trabalho não se mostram suficientes em correlações de cunho regional. Desde modo, opta-se pela sua não inserção em uma unidade geológica regional, e sugere-se que trabalhos mais sistemáticos, embora dificultados pelas raras exposições da unidade, sejam pertinentes para uma melhor avaliação do Granito Indiferenciado quanto ao arcabouço geológico regional do setor leste da PAAF.

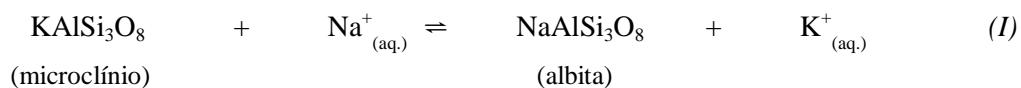
(6) Finalmente teríamos as unidades sedimentares da área, representadas pela Bacia Terciária e pelos Depósitos Aluvionares do Rio Peixoto. Essas unidades estariam relacionadas, respectivamente, às Coberturas Lateríticas e Depósitos Aluvionares dos trabalhos de cunho regional realizados pela CPRM (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005).

8.2 EVOLUÇÃO DO SISTEMA PALEO-HIDROTHERMAL E MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO DO MINÉRIO

8.2.1 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL

A Suíte Pé Quente, hospedeira do depósito homônimo, foi submetida à expressiva alteração hidrotermal que deu origem a diferentes estilos metassomáticos sobrepostos temporal e espacialmente, o que torna complexa a individualização do sequenciamento do padrão da alteração em alguns casos. Os tipos e distribuição das zonas de alteração hidrotermal descritos permitem traçar a evolução do sistema hidrotermal e processos responsáveis pela precipitação do minério aurífero do Depósito Pé Quente (*Fig. 5.1*).

O primeiro estágio (*mais precoce*) hidrotermal é caracterizado por uma intensa alteração sódica com albita (*albitização*) que afeta principalmente a hospedeira do minério (Suíte Pé Quente). É caracterizada pela conversão, por vezes completa, dos minerais magmáticos por uma paragênese rica em sódio e a qual o minério principal (*minério disseminado*) está associado. Essa alteração está principalmente relacionada à substituição do feldspato alcalino pela albita com geração de texturas do tipo tabuleiro de xadrez, a qual pode ser representada pela troca do K^+ do feldspato alcalino pelo Na^+ , como ilustrado na *expressão I* (Pirajno, 1992). Secundariamente, é representada pela perda de Ca^{2+} do plagioclásio ígneo decorrente da formação de albita.



Essa fase de alteração sódica (albitização) teria se processado mediante elevada aNa^+ , alto pH (baixa aH^+) e baixa a moderadas aK^+ , como pode ser observado na *Figura 8.2A*. A geração de albita hidrotermal tem sido discutida como diagnósticas das porções mais profundas de mineralizações do tipo ouro pórfiro (*root zone of porphyry deposits*) (Carten, 1986; Seedorff *et al.*, 2008). Segundo Dilles & Einaudi (1992), a introdução de concentrações significativas de Na^+ durante a alteração sódica de depósitos auríferos associados a rochas graníticas são comumente atribuídas a fluidos magmáticos de elevadas temperaturas. De acordo com Pollard (1983), temperaturas entre 400 a 600°C são geralmente reportadas às zonas de alteração sódica pervasiva, com formação de albitos. Em adicional, estudos preliminares de inclusões fluidas realizados neste trabalho, indicam a presença de fluidos ricos em CO_2 em coexistência com fluidos aquosos bifásicos nas zonas de alteração sódica. Essas evidências sugerem um sistema em imiscibilidade

associada a rochas félsicas que tenham se posicionado em níveis crustais profundos e a elevadas temperaturas.

O estágio posterior é representado pela alteração potássica com ortoclásio + microclínio \pm hematita \pm quartzo em estilo pervasivo. Em alguns casos, as relações petrográficas parecem demonstrar que a alteração potássica teria sido contemporânea a alteração sódica. No entanto, tais relações nem sempre são comuns e claras. No entanto, o que é frequente a ambos os estágios (*alteração sódica e potássica*) é que correspondem a alterações fortemente desenvolvidas em estilo pervasivo e sempre associadas à hospedeira do minério (Suíte Pé Quente) e, menos frequentemente no Monzonito grosso.

Após a geração de albita hidrotermal (*equação II*) houve o conseqüente aumento na aK^+ e/ou ligeira diminuição na aH^+ (*Fig. 8.2B*). O primeiro caso ($\uparrow aK^+$) pode ter sido decorrente da liberação de K^+ pela substituição do ortoclásio e microclínio por albita ainda a elevadas temperaturas, enquanto que a presença de hematita associada à paragênese da alteração potássica requer um aumento, mesmo que em pequena proporção, da acidez do fluido. Na Mina de Yerington em Nevada, por exemplo, a alteração potássica está normalmente associada a cúpulas graníticas de intrusões profundas a rasas ([Carten, 1986](#)). No entanto, no depósito de Ann-Mason, também no estado de Nevada, essa alteração encontra-se novamente em cúpulas graníticas, contudo, ainda mais profunda do que no primeiro caso ([Proffett & Dilles, 1984](#)). Deste modo, embora as condições de P-T associadas à alteração potássica não estejam ainda bem esclarecidas para sistemas auríferos do tipo pórfiro, estudos de inclusões fluidas indicam temperaturas entre 320 e 700°C com pressões entre 1,2 e 2 kbar ([Pirajno, 1992](#)) o que refletem, portanto, fontes de K^+ eminentemente magmáticas.

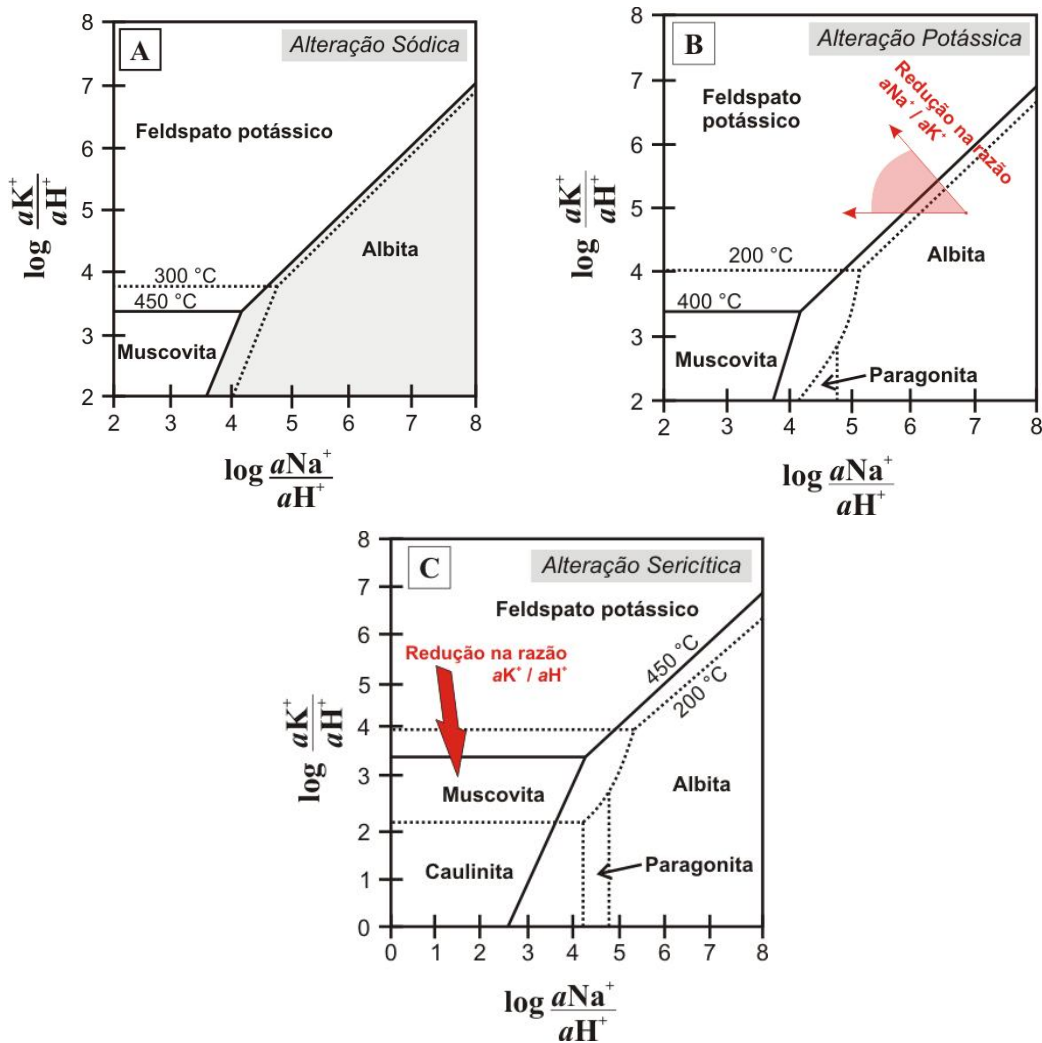
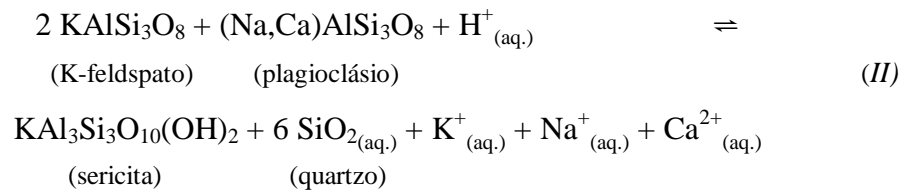


Fig. 8.2. Diagramas de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes nas associações hidrotermais do Depósito Pé Quente. Pela ordem dos diagramas observam-se os possíveis caminhos da alteração hidrotermal no referido depósito. (A) A alteração sódica é favorecida pela alta razão aNa^+/aK^+ em elevada temperatura; (B) O rebaixamento da temperatura do sistema favoreceu a estabilidade do feldspato alcalino em detrimento da albita; (C) A redução nas razões aK^+/aH^+ e aNa^+/aH^+ causa diminuição do pH do fluido e consequente geração de sericita. Diagramas empíricos extraídos de *Burnham & Ohmoto (1980)*; *Beane & Titley (1981)*.

O sistema hidrotermal posteriormente evoluiu para um metassomatismo de natureza ácida, representado pelo aumento das atividades de aH^+ com consequente rebaixamento da aNa^+ , das razões aK^+/aH^+ e do $\log [(m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})]$ (Figs. 8.2C e 8.3), seguido do decréscimo da temperatura do sistema. A precipitação inicial de albita no estágio mais precoce da alteração,

acompanhada pela geração de ortoclásio e/ou microclínio posteriores durante a história evolutiva (de cristalização) da Suíte Pé Quente favoreceu com que houvesse disponibilidade de íons H^+ e consequente aumento da aH^+ . Essa alteração, embora intensa, é restrita e consiste da geração de sericita \pm quartzo \pm muscovita \pm fengita \pm pirita \pm hematita \pm calcopirita em estilo pervasivo, que substituiu parcial e/ou totalmente o plagioclásio. Como reflexo da redução do pH do fluido essa alteração promoveu uma intensa lixiviação de álcalis do sistema (*e.g.* Ca^{2+} , Na^+) devido a destruição especialmente do plagioclásio e feldspato alcalino ígneos (*equação II*).



A carbonatação corresponde a etapa seguinte na evolução do sistema metassomático, sendo representada por calcita grossa relacionada à alteração do plagioclásio ígneo e hidrotermal. Assim como a sericitização, também corresponde a uma alteração restrita a hospedeira do minério (Suíte Pé Quente). Representa, entretanto, a um estilo de condições físico-químicas distintas da alteração anterior, pois está associada a fluidos neutros a levemente alcalinos, de baixa salinidade e com alta pressão parcial de dióxido de carbono (P_{CO_2}) (Robb, 2006). Segundo Barnes (1997), a solubilidade do carbonato diminui com o aumento da temperatura. Deste modo, a precipitação de minerais carbonáticos, a exemplo da calcita, pode ter sido um reflexo da injeção de fluidos quentes ao sistema, ou então, da transferência de calor da hospedeira para o fluido. Contudo, as paragêneses da alteração hidrotermal associadas ao Depósito Pé Quente não sugerem a incorporação de fluidos externos e quentes ao sistema. Ainda segundo o autor, há quatro mecanismos principais para a precipitação de uma ganga carbonática a partir de soluções hidrotermais: (i) aquecimento da solução a baixas salinidades e/ou temperaturas; (ii) diminuição da salinidade; (iii) desgaseificação do CO_2 , com domínio do íon HCO_3^- sobre o ácido carbônico (H_2CO_3); e (iv) aumento do pH. Como não há até o momento evidências, especialmente as petrográficas, para nenhum dos dois fatores iniciais, acredita-se que a precipitação de calcita tenha ocorrido mediante o incremento do pH da solução (Fig. 8.4; solução tamponada pela presença de carbonato), pois o CO_2 em conjunto ao H_2O , teriam produzido ácido carbônico, o qual posteriormente teria se dissociado (*equações III-IV*). Além do mais, supõe-se que a

desgaseificação também foi importante na evolução do sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente, tal como discutido adiante.

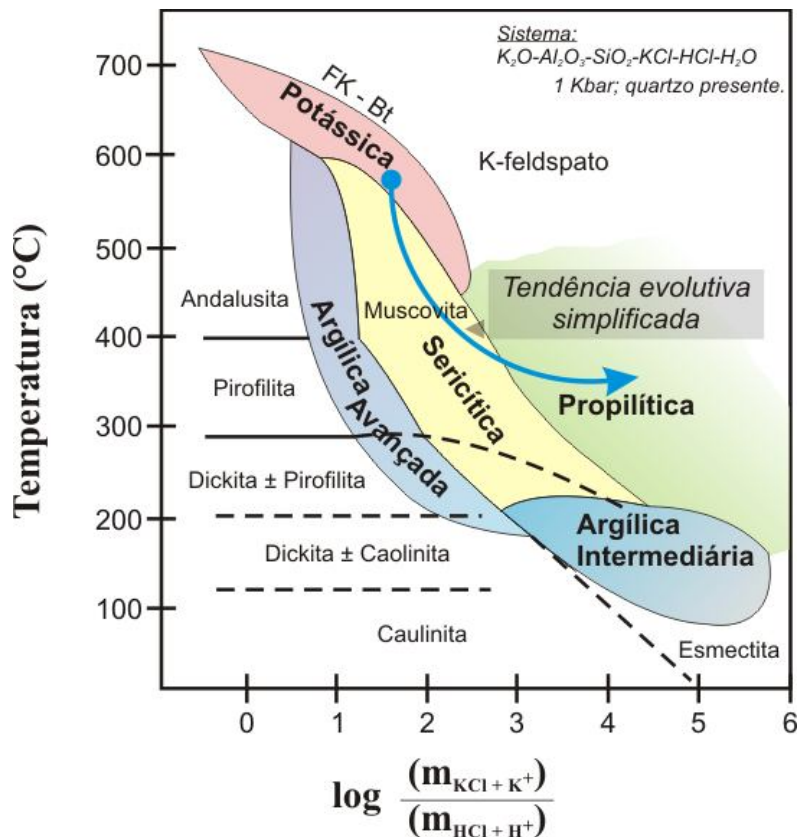
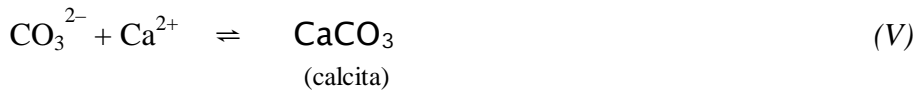


Fig. 8.3. Diagrama de fase para o sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{HCl}$ (para $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar), do $\log (m_{\text{KCl}+\text{K}^+})/(m_{\text{HCl}+\text{H}^+})$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente (seta em azul). O caminho (• →) reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(\text{KCl}+\text{K}^+)/(\text{HCl}+\text{H}^+)$. Diagrama extraído de Seedorff et al., (2005).

Neste cenário, como o H_2CO_3 corresponde a um ácido fraco e composto por 2 mols de H, a sua dissociação ocorre mediante várias etapas que são acompanhadas por leves aumentos de pH

(eqs. III-IV) A elevação do pH, portanto, causa a dissociação do HCO_3^- em CO_3^{2-} , o que favorece, a atividade do íon carbonato e, conseqüente precipitação de calcita (equação VI). Essa dissociação pode ser observada na Figura 8.4.

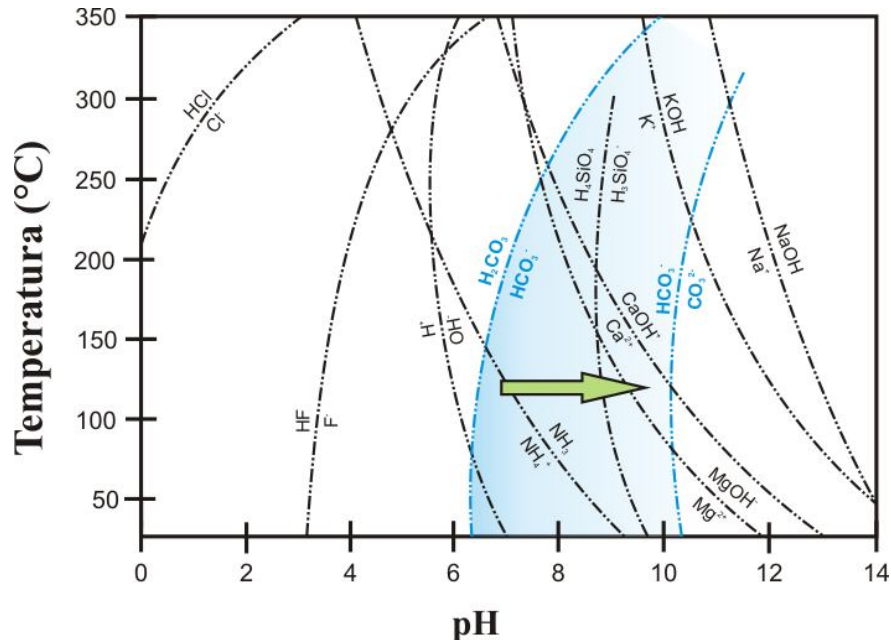


Fig. 8.4. Diagrama de dissociação de alguns ácidos e bases inorgânicos, com destaque para a dissociação do ácido carbônico (H_2CO_3). A seta indica que a dissociação do H_2CO_3 é seguida por gradativo aumento do pH da solução. Diagrama extraído de Barnes (1997).

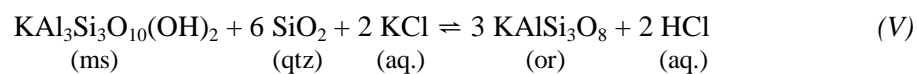
Entretanto, a evolução do sistema hidrotermal é posteriormente representada por um novo aporte de fluidos ácidos, que frequentemente dissolve a calcita gerada anteriormente (Figs. 5.5B; 5.6F). Esse novo estágio hidrotermal é representado por uma alteração com muscovita grossa fibro-radial e quartzo subordinado, que corresponde, portanto, a uma zona de alteração do tipo *greisen*. A denominação de *greisen* aplicada neste trabalho segue a definição de Seedofort *et al.*, (2005, 2008) apenas para designar uma alteração hidrotermal com agregados de muscovita grossa, e não remete, portanto, a denotação genética da clássica alteração do tipo *greisen*, que segundo Shcerba (1970) e Pirajno (1992) corresponde a assembléia hidrotermal de quartzo + muscovita com fluorita, topázio e turmalina subordinados, associada às porções apicais de granitos anorogênicos altamente fracionados e mineralizados a Sn-W-U.

No Depósito Pé Quente esse tipo de alteração com muscovita grossa (*greisen*) ocorre tanto de modo pervasivo quanto confinada, e representa um novo aporte de fluidos ácidos ricos K^+ ao

sistema. Posteriormente, um novo estágio do tipo *greisen*, mas com muscovita grossa fibro-radial ao longo de vênulas descontínuas sucede a alteração hidrotermal, o que indica novos pulsos de fluidos mais ácidos a temperaturas relativamente altas.

Seedofortt *et al.*, (2005) discute que tais oscilações em um sistema magmático-hidrotermal estariam relacionadas a um período tardio de desgaseificação da câmara magmática em zonas profundas de sistemas auríferos do tipo pórfiro. Segundo os autores, a presença de fluidos distintos, um decorrente da desgaseificação magmática (fluidos neutros) e outro responsável pela geração de zonas do tipo *greisen* (fluido ácido) são normalmente estéreis. Uma segunda alternativa para a geração de muscovita, e considerada pelos próprios autores, seria a que esses fluidos tenham se originado em níveis crustais mais rasos, e que de algum modo tenham sido guiados por convecção para as porções mais profundas do sistema (*root zone of porphyry deposits*). Contudo, os autores fazem a ressalva de não haver evidências para esse processo na escala dos depósitos estudados. Essas possíveis evidências também não são observadas no Depósito Pé Quente.

Segundo Pirajno (1992) e Seedofortt *et al.*, (2005), essa alteração do tipo *greisen* ocorre a elevadas temperaturas e normalmente está associada ao resfriamento da intrusão granítica. No Depósito Pé Quente, portanto, essa alteração corresponde justamente a um estágio em que o sistema hidrotermal começa a apresentar indícios de alívio de pressão e possível decréscimo da temperatura. A ocorrência de inclusões de muscovita em cristais de microclínio, que configuram uma textura do tipo em ilhas (*Figs. 5.6D*), corresponde ao indício mais direto de um possível alívio da pressão interna da câmara magmática. Neste caso, a redução da pressão de um sistema em que prevalece o equilíbrio entre feldspato alcalino e muscovita (*equação V*) favorece a geração de feldspato potássico, com o deslocamento da reação para o lado direito (favorecimento dos produtos), e com concomitante produção de HCl (Barnes, 1997).



Esse equilíbrio (muscovita \rightleftharpoons K-feldspato) prevalece em zonas de elevadas temperaturas associadas à ocorrência de alteração potássica em depósitos cupríferos do tipo pórfiro. A queda na pressão teria sido o reflexo da mudança do regime litostático para o hidrostático ($P_{\text{litostática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$), com posterior fraturamento. Esses episódios favoreceriam tanto a produção de feldspato potássico (*equação VI*) quanto de fluidos ricos em HCl (Barnes, 1997). Contudo, esse

estágio de produção de feldspato alcalino parece ter sido pouco duradouro, pois a geração de muscovita grossa além de ser ampla e dominante em todo este estágio metassomático gera uma textura do tipo ilha (*sericite island texture*; Meyer, 1965) que oblitera o pouco feldspato potássico gerado durante o evento de mudanças do regime de pressão da intrusão. A dissociação do HCl (gerado durante a formação de ortoclásio; Equação V) em meio aquoso promoveria um ambiente altamente ácido, com geração de íons H^+ e Cl^- , que por consequência ocasionaria a diminuição das razões de aK^+/aH^+ necessárias para a estabilidade da muscovita. Esse fator, portanto, levaria a desestabilização do feldspato alcalino e plagioclásio, com consequente geração de muscovita grossa.

Com a evolução do sistema hidrotermal em regime de decréscimo da temperatura, observa-se um metassomatismo a base de SiO_4^- , que teria gerado zonas silicificadas com pirita subordinada e rara calcopirita. Essas zonas, normalmente concentradas em bolsões e veios de quartzo (Fig. 5.8), reforçam a hipótese de que o sistema hidrotermal tenha se saturado em uma fase fluída com constante decréscimo da temperatura e possível fraturamento. A hospedeira do minério (Suíte Pé Quente) teria alcançado o seu ápice de saturação em uma fase fluída, com consequente geração de brechas hidráulicas (Fig. 5.9A). Com a liberação desses fluidos da câmara magmática houve uma gradação das texturas hidrotermais em função do nível crustal. Neste contexto, zonas de brechas hidráulicas representariam os relativamente mais profundos e proximais ao centro intrusivo, enquanto que drusas e veios de quartzo com textura do tipo pente (Fig. 5.9B-C) em nível crustal mais raso e, portanto, mais distais da câmara magmática. Essa gradação das texturas pode ser observada na Figura 8.5.

Veios de quartzo + albita com concentrações significativas de pirita ± barita ± calcopirita ± ouro ± rutilo ± monazita ± Pb nativo ± Au são relativamente comuns na hospedeira do minério (Suíte Pé Quente) (Fig. 5.10). Veios desta natureza, aos quais magnetita e anfibólio podem estar presentes, estão normalmente associados a fluidos quentes e precoces do sistema hidrotermal (Arancibia & Clark, 1996; Seedofortt *et al.*, 2005). A precipitação de Au, sulfetos e barita no Depósito Pé Quente, no entanto, não é restrita às zonas de alteração sódica pervasiva, mas também está associadas aos bolsões de quartzo + albita, mais tardios no sistema hidrotermal (Fig. 5.1).

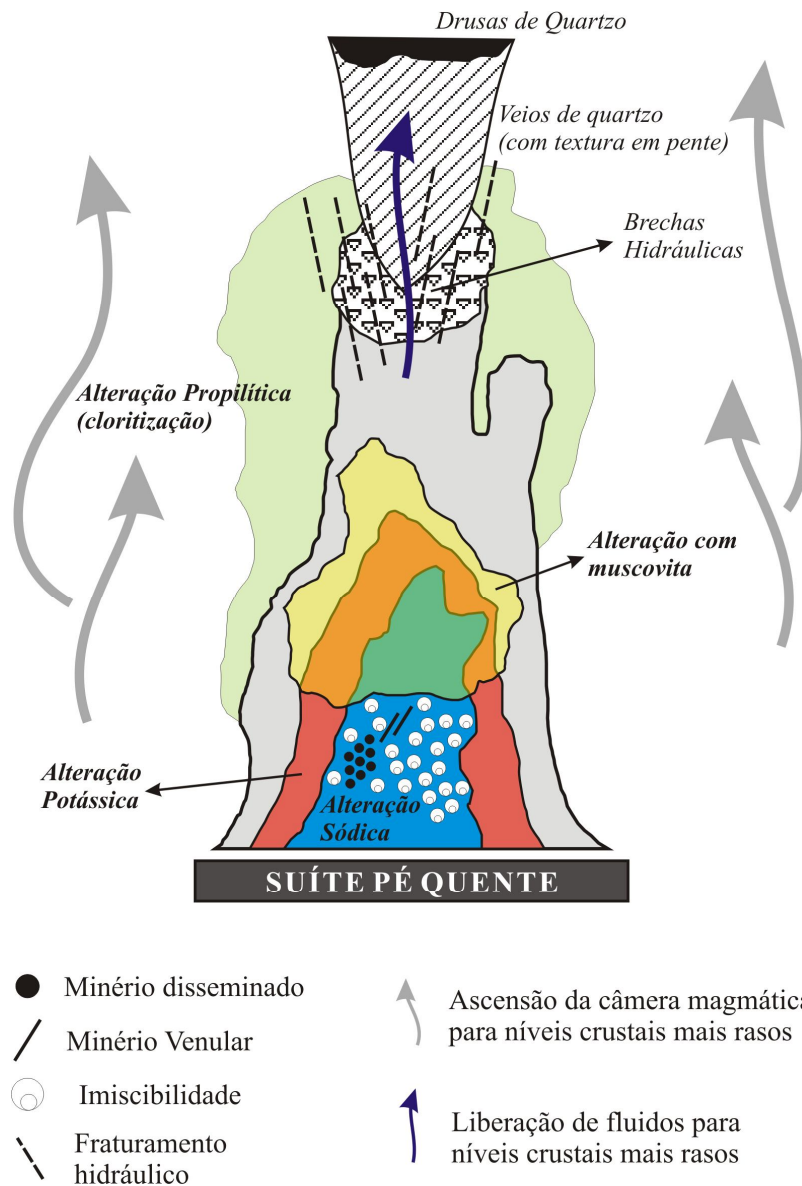


Fig. 8.5. Esquema simplificado do Depósito Pé Quente, com: (i) a sobreposição dos principais tipos da alteração hidrotermal; (ii) o deslocamento da câmara magmática para níveis crustais mais rasos; e (iii) zoneamento das texturas que denotam percolação de fluidos em nível crustal raso.

Ao considerar a evolução do sistema hidrotermal tipificada por zonas de carbonatação com posterior alteração do tipo *greisen* (muscovita grossa fibro-radial) e veios de quartzo + albita, nota-se a presença de um sistema com múltiplos pulsos de fluidos hidrotermais. Esse sistema possivelmente estaria relacionado a momentos de desgaseificação da câmara magmática em um

contínuo gradativo de rebaixamento da temperatura. Uma segunda alternativa seria o de uma intrusão suprida por contínuas injeções magmáticas, o que favoreceria na liberação de fluidos quentes e tardios. Entretanto, não há evidências de campo que sustentem essa alternativa, tal como a ocorrência de intrusões interminerais (*intermineral intrusions*) que segundo Sinclair (2007) tipificariam essa situação.

Neste contexto, o estágio final e de escala mais regional da evolução do sistema hidrotermal é representado pela associação mineral da alteração propílica. Este estágio corresponderia à fase de resfriamento e encerramento do sistema hidrotermal. Essa etapa é marcada pelo aumento das razões $(m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})$ (Fig. 8.3) e indica atuação de fluidos fracamente ácidos a neutros. A presença de clorita magnésiana nos setores proximais ao minério remete a razões aMg^{2+}/aH^+ superiores àquelas de cloritas ricas em ferro. Essa relação sugere que fluidos relativamente mais frios estiveram relacionados à geração da clorita rica em Mg (Bowers *et al.*, 1984; Johnson *et al.*, 1992).

8.2.2 MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO DO MINÉRIO

As relações texturais e paragênese das tipologias da alteração hidrotermal e do minério no Depósito Pé Quente, do mesmo modo como as relações de campo e petrográficas da hospedeira sugerem que os mecanismos de precipitação do minério teriam sido:

A ocorrência de assembléias hidrotermais de elevadas temperaturas (albitização, potássica e greisen) indicam liberação de fluidos quentes, típicos das zonas mais profundas de sistemas auríferos do tipo pórfiro (*root zones of porphyry systems*). A presença, embora subordinada, de hematita e calcopirita normalmente como fases inclusas na pirita (sulfeto dominante) implica em condições levemente redutoras em pH neutro a levemente ácido à precipitação do minério do Depósito Pé Quente (Fig. 8.6A-B). Neste sistema teria ocorrido inicialmente a precipitação de pirita e calcopirita, seguida da geração de pirita-hematita mediante ligeiro aumento do pH e da fO_2 , que por sua vez promoveu a precipitação de barita (*seta Fig. 8.6A*).

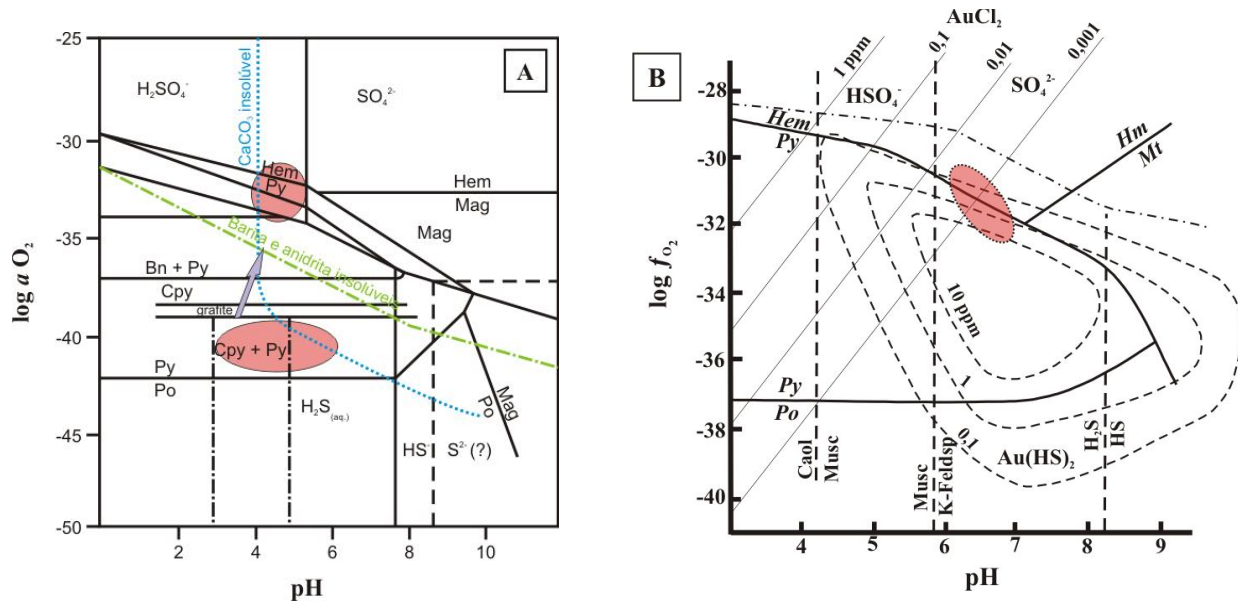


Fig. 8.6. (A) Diagrama de estabilidade de alguns sulfetos de Cu-Fe encontrados em depósitos de Cu do tipo pórfiro (Crerar & Barnes, 1976; Barnes, 1979); (B) Diagrama da solubilidade do Au em função da f_{O_2} e do pH, para diversas fases minerais (adaptado de Hodgson, 1993). Os campos demarcados nas figuras (círculos vermelhos) correspondem às áreas de estabilidade propostas para o minério do Depósito Pé Quente.

As quantidades relativamente elevadas de barita ($BaSO_4$) nas zonas mineralizadas, a qual foi concomitante ao estágio de alteração sódica (*albitização*), indicam atuação de fluidos quente e altamente oxidantes. Sob condições hidrotermais, os minerais do grupo dos sulfatos tornam-se mais solúveis com o aumento da pressão e diminuição da temperatura em fluidos próximos a neutralidade. Em adicional, a estabilidade de sulfetos e sulfatos é facilmente alcançada em temperaturas acima dos 200°C (Barnes, 1997). Blount (1997) também discute a solubilidade da barita em função da pressão, sendo que a redução desta variável causa precipitação do sulfato de bário (Fig. 8.7). Portanto, a precipitação cogenética de sulfetos e sulfatos implicaria no aumento da temperatura e diminuição da pressão de confinamento do corpo ígneo. Esse alívio de pressão está melhor representado pela gradação das paragêneses da alteração hidrotermal. Em adicional, texturas porfíricas, mesmo que restritas na Suíte Pé Quente (Fig. 4.5C), também podem refletir o deslocamento da câmara magmática para níveis crustais mais rasos, embora ainda a grandes profundidades. O diagrama da Figura 8.7 indica que a precipitação de barita sob condições de aumento da temperatura e diminuição da pressão desloca o sistema para a condição de saturação

de H₂O. A saturação da câmara magmática em uma fase aquosa é observada especialmente pela presença de druzas, veios quartzosos e brechas hidráulicas cimentadas por quartzo, ambos relacionados à silicificação: um dos eventos mais tardios no sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente.

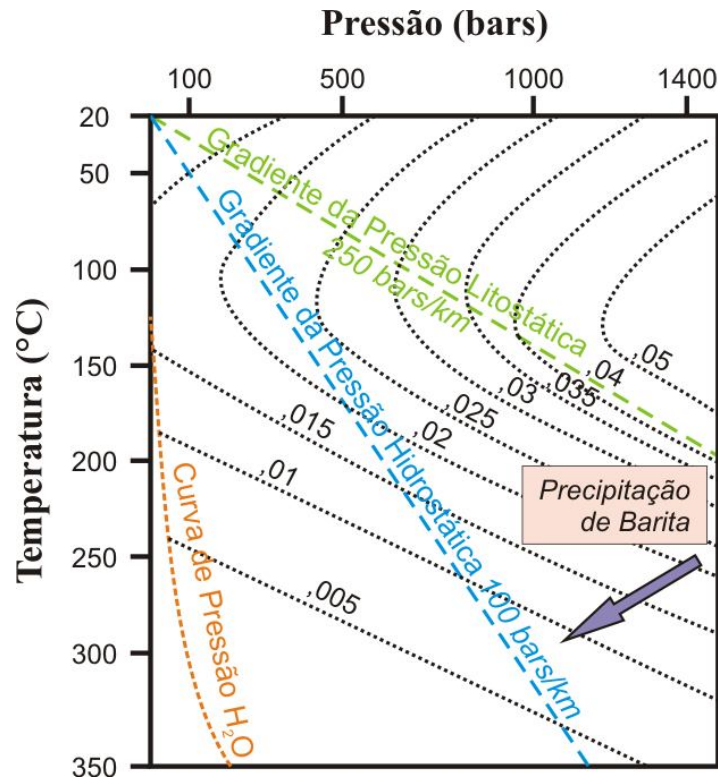


Fig. 8.7. Diagrama de solubilidade da barita em temperatura em função pressão proposto por Blount (1997). A seta indica que a precipitação cogenética de barita e sulfetos ocorre mediante incremento da temperatura e queda da pressão, o que promove a condição de saturação em fluidos do sistema (curva de pressão de H₂O).

A presença de fluidos aquo-carbônicos em coexistência com fluidos aquosos está intimamente associada aos estágios mineralizados e que, portanto, são indicativas de que processos de imiscibilidade possivelmente tenham sido essenciais na precipitação do minério no Depósito Pé Quente (Fig. 8.5).

Deste modo, compreende-se que processos de imiscibilidade de fluidos em um sistema de alta temperatura, elevada fO_2 e com rebaixamento gradativo da temperatura (mistura de fluidos meteóricos?), o qual foi impulsionado pelo relaxamento de pressão interna do sistema, teriam sido essenciais na precipitação do minério no Depósito Pé Quente.

8.3 MODELO METALOGENÉTICO

O Depósito Pé Quente associa-se espacial e geneticamente a um contexto de múltiplas intrusões graníticas do tipo I, de composição intermediária a félsica e que teriam se alojado em ambiente de margem continental ativa. Essas intrusões estiveram relacionadas a um magmatismo cálcio-alcálico, de médio a alto K, eminentemente metaluminoso e magnésiano. A associação geotectônica destas rochas é exemplificada por uma orogênese inicialmente relacionada a arcos vulcânicos pré a *sin*-colisionais que teriam evoluído para um arcabouço mais estável, com o encerramento do evento orogênético. As assembléias de fases acessórias, dominadas por biotita, hornblenda, titanita, apatita e magnetita tipificam granitos hidratados e de natureza oxidada. Esses critérios são semelhantes àqueles descritos para depósitos curpo-aruíferos do tipo pórfiro (Pirajno, 1992; Sillitoe, 1991; Corbett & Leach 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Robb, 2006; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

Entretanto, o Depósito Pé Quente também poderia ser correlato aos depósitos aríferos associados à sistemas intrusivos (*intrusion-related gold systems* – IRGS). Embora o arcabouço tectônico destes depósitos seja um tema de constante debate na literatura (Lang & Baker, 2001), parece haver relativo consenso de que eles tenham sua origem temporal e espacial associada às porções mais internas de extensas províncias magmáticas, no entanto, distais do intenso magmatismo típico das margens continentais ativas (Lang & Baker, 2001; Hart, 2007). Mineralizações auríferas no modelo IRGS normalmente ocorrem hospedadas em rochas de composição granítica – monzonítica – granodiorítica, de natureza metaluminosa a localmente peraluminosa que refletem um magmatismo cálcio-alcálico (Lang & Baker, 2001; Hart, 2007). Nesse contexto, existem também exemplos de hospedeiras altamente félsicas e de composição peraluminosa, que apresentam muscovita, turmalina e granada como fases acessórias. Outras intrusões ainda são alcalinas, principalmente das séries potássicas, localmente supersaturadas em sílica e enriquecidas em LILE e HFSE, o que correspondem a típicas características das séries graníticas do tipo A (Hart, 2007; Hart *et al.*, 2005). Essas características, no entanto, não são coerentes com as observadas para a Suíte Pé Quente, hospedeira do depósito homônimo.

A alteração hidrotermal é relativamente extensa e zonada, sendo representada por reações de: (i) mudanças de álcalis (sódica com albita e albita+quartzo, além de potássica com ortoclásio e microclínio); (ii) hidrólise (*e.g.* sericítica e muscovita fibro-radial); (iii) adição de sílica (silicificação) e; (vi) adição de voláteis (carbonatação e propilitização). O minério,

dominantemente representado por pirita e com barita, calcopirita e hematita subordinadas, está associado às alterações sódica com albita (minério disseminado) e com quartzo + albita (minério venular). O diagrama da *Figura 8.3* ilustra a passagem gradual desses tipos de alteração em função do rebaixamento da temperatura e das razões entre álcalis (Na^+ e K^+) e íons H^+ . Esse padrão e zoneamento da alteração hidrotermal é, portanto, coerente com quele normalmente desenvolvido em depósitos cupro-auríferos do tipo pórfiro ([Seedorff et al., 2005](#); [Sinclair, 2007](#); [Sillitoe, 2010](#)). Nos IRGS, no entanto, a alteração hidrotermal é representada pelas alterações sódica (com albita) e potássica (com feldspato alcalino) geralmente precoces, seguidas de alteração do tipo *greisen* (muscovita grossa) e silicificação, a exemplo das descritas para o Depósito Pé Quente. Embora os tipos e gradação da alteração hidrotermal sejam semelhantes entre o Depósito Pé Quente e modelo IRGS, os estilos da alteração do primeiro são intensos e predominantemente pervasivos, com a completa destruição da textura ígnea da rocha em alguns casos. Essa característica difere do padrão IRGS que está usualmente associado à fraturas (*fracture-controlled alteration*) com estreitos halos metassomáticos ([Thompson et al., 1999](#); [Lang & Baker, 2001](#); [Hart, 2007](#)), o que vem a refletir em um menor fluxo de fluido no sistema. No entanto, alteração sericitica pervasiva, embora rara, tal como observado nos depósitos Salave ([Harris, 1980](#)), Kori Kollo ([Long et al., 1992](#)) e Kidston, [Thompson et al., 1999](#)) já tenha sido descrita.

A presença de pirita + barita nas porções mineralizadas denota fluidos oxidados, a exemplo de depósitos auríferos do tipo pórfiro ([Seedorff et al., 2005](#)), mas em contraste com os fluidos de natureza levemente reduzida dos IRGS. Esses últimos frequentemente apresentam pirita + pirrotita ± calcopirita (alta temperatura) e Au + pirita + arsenopirita ± esfalerita ± galena (baixa temperatura), com assinaturas geoquímicas que variam de $\text{Au}+\text{Bi}\pm\text{Te}\pm\text{As}\pm\text{Mo}\pm\text{W}$ a $\text{Au}+\text{As}+\text{Sb}\pm\text{Hg}$ ([Lang & Baker, 2001](#); [Hart, 2007](#)). Entretanto, o Depósito Pé Quente exibe zonas mineralizadas pobres em sulfetos e concentrações muito baixas de metais de base ($\text{Cu}+\text{Zn}+\text{Pb}$ entre 1,2 e 66,1; *Fig. 14.2 – CAPÍTULO 14: Geoquímica do Minério*) que segundo [Thompson et al., \(1999\)](#) são diagnósticas para os IRGS. Entretanto, a ausência de arsenopirita, um importante sulfeto reportado aos depósitos do tipo IRGS, assim como a ausência de correlação do Au com Bi, Te e W e a presença de óxidos de ferro nas paragêneses do minério, são contrárias àquelas que segundo [Thompson et al., \(1999\)](#); [Lang & Baker \(2001\)](#) e [Hart \(2007\)](#) são descritas para essa classe de depósitos. No Depósito Pé Quente o ouro é eminentemente disseminado em zonas de

alteração sódica, usualmente reportadas a elevadas temperaturas, enquanto que no modelo IRGS esse metal está normalmente associado a condições de baixa temperatura (Lang & Baker, 2001). A comum presença de fluidos aquo-carbônicos associados a fluidos aquosos bifásicos em zonas de intensa alteração sódica com albita pervasiva, indica que a precipitação do minério no Depósito Pé Quente ocorreu a elevadas profundidades. Embora os fluidos no modelo IRGS sejam eminentemente aquo-carbônicos, os setores mineralizados em elevado nível crustal ocorrem ao longo de pequenas vênulas (Lang & Baker, 2001), incoerente, portanto, com o descrito para o Depósito Pé Quente.

O Depósito Serrinha, inserido na *fácies* 1 da Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ±12 Ma; Moura, 1998) no setor leste da PAAF, corresponde ao sistema aurífero descrito na região que mais se aproxima ao Depósito Pé Quente. Segundo Moura *et al.*, (2006), as zonas mineralizadas do Depósito Serrinha estão hospedadas em monzogranito cálcio-alcalino do tipo I, afetados por alteração potássica (microclínio ± fengita), sódica (albita), clorítica (clorita magnésiana + sulfetos + Au ± magnetita), fílica (quartzo + fengita + clorita + sulfetos + Au), carbonatação (calcita + aegénita ± clorita ± rutilo) e microclinitização tardia com microclínio + pirita ± calcita ± clorita ± fengita ± rutilo). De acordo com os autores, o minério aurífero é dominado por pirita, mas com concentrações subordinadas de calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, que ocorrem principalmente como inclusões globulares na pirita. O Au ocorre incluso na pirita ou então preenchendo fraturas na mesma (Moura, 1998). Neste sentido, o sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente é similar ao do Serrinha, especialmente no que tange os tipos da alteração hidrotermal e a predominância de pirita nas zonas mineralizadas, o que é comum nos depósitos auríferos do setor leste província, a exemplo do Edu (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007), Luizão (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), Pombo (Biondi, 2005), Bigode (Assis, 2008), Francisco (*este trabalho*), João Oficial (Teixeira, 2011) e Aragão (Vitório, 2010). Entretanto, o Depósito Pé Quente se distigui do Serrinha tanto pela gradação da alteração hidrotermal quanto pelas zonas hidrotermais associadas aos estágios mineralizantes.

Com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos de H, O e S, Moura *et al.*, (2006) sugerem que os fluidos mineralizantes do Depósito Serrinha provavelmente resultaram de um processo de imiscibilidade de uma fase salina precoce e outra rica em CO₂, ambas derivadas da cristalização do Granito Matupá. A variação na salinidade e temperaturas de homogeneização total das inclusões fluidas provenientes da porção mineralizada do depósito ainda sugerem aporte

de água meteórica ao sistema após o possível evento de imiscibilidade, o que teria promovido o resfriamento do sistema com consequente precipitação do minério (Moura *et al.*, 2006). Os mesmos mecanismos de precipitação de minério também são sugeridos para o Depósito Pé Quente, especialmente com base na petrografia das zonas de alteração hidrotermal e da petrografia preliminar das assembléias de inclusões fluidas, essas dominadas por fluidos aquo-carbônicos em coexistência com fluidos eminentemente aquosos.

No contexto geológico do Cráton Amazônico, em especial na Província Aurífera do Tapajós, o sistema aurífero do Granito Batalha (Juliani *et al.*, 2002) também é bastante similar ao Depósito Pé Quente, especialmente no que se refere a gradação dos estágios da alteração hidrotermal. Entretanto, o Granito Batalha não corresponde a um típico pórfiro aurífero por ser mais profundo (~4 kbar) do que os depósitos desta classe. O Granito Batalha consiste de um hornblenda-biotita sieno-monzogranito cálcio-alcálico a sub-alcálico, meta- a peraluminoso que teria se alojado em ambiente tardi a pós-colisional (Juliani *et al.*, 2002) e cuja idade de 1.883 ± 4 Ma é correlacionada a de outro granito de natureza similar datado por Santos *et al.*, (2000) pelo método U-Pb SHIMP em zircão. A evolução do sistema hidrotermal está relacionada à exsolução de fluidos magmáticos aquosos (200-500 °C), com a geração de albita (alteração sódica), seguida de feldspato alcalino + biotita (alteração potássica), alteração propilítica e finalmente pela alteração sericítica associada ao minério aurífero (Juliani *et al.*, 2002). No Depósito Pé Quente, no entanto, o minério está associado especialmente à alteração sódica, mais precoce, e não aos estágios mais tardios da alteração, a exemplo do Granito Batalha.

Neste sentido, os principais atributos do Depósito Pé Quente, os quais incluem composição da hospedeira, suas características geoquímicas e seu arcabouço geodinâmico (arcos vulcânicos), aliado a evolução paragenética do sistema hidrotermal e minério associado, são coerentes com o modelo de depósitos auríferos do tipo Au pórfiro descritos por Sillitoe (1991); Corbett & Leach (1998); Seedorff *et al.*, (2005); Robb (2006); Sinclair (2007) e Sillitoe (2010).

DEPÓSITO DO FRANCISCO

9 CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DO FRANCISCO

O Depósito do Francisco localiza-se nos arredores da Agrovila de União do Norte, município de Peixoto de Azevedo (*Fig. 1.2*). Corresponde a uma das raras ocorrências auríferas conhecidas da PAAF em que o Au encontra-se associado a metais de base (Zn+Pb±Cu). Segundo mapeamento regional de escala 1:250.000 na província ([Moreton & Martins, 2005](#); [Souza et al., 2005](#)), a região de União do Norte está inserida na Suíte Intrusiva Matupá, particularmente nas suas *fácies 3* (setor sudoeste) e *fácies 4* (setor nordeste), constituídas respectivamente por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito a clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético e biotita granito a monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Em escala de maior detalhe, o trabalho de [Assis \(2008\)](#) define a geologia da região de União do Norte como constituída por uma Unidade Vulcanoclástica com S_0 sub-verticalizado além de três suítes plutônicas intrusivas e diques de vulcânicas máficas a félsicas.

A Unidade Vulcanoclástica é constituída por epiclásticas que incluem arenito arcoseano, arenito lítico e grauvaca-feldspática, além de conglomerados subordinados. Em contato intrusivo com essa unidade, as suítes plutônicas são representadas por: (i) granodiorito, (ii) sienomonzogranito ([Assis, 2008](#)) e (iii) álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (Pórfiro União do Norte). Truncando todas essas unidades ocorrem diques de vulcânicas máficas a félsicas. Todas essas unidades estão ainda recobertas pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) (*Fig. 9.1*). As suítes plutônicas exibem afinidade geoquímica com os granitóides cálcio-alcálicos de alto K, metaluminosos e magnesianos a ligeiramente ferrosos, que teriam sido gerados em ambiente de arco continental ([Assis, 2008](#)).

Neste sentido, os novos dados cartográficos, petrográficos e geoquímicos obtidos para esse trabalho buscam um maior detalhamento das informações anteriormente descritas por [Assis \(2008\)](#), com ênfase na cartografia geológica no entorno do Depósito do Francisco (mapeamento em escala 1:25.000). A partir destes novos resultados, observa-se que o contexto geológico do depósito difere substancialmente do arcabouço de múltiplas intrusões plutônicas essencialmente de composição monzogranítica a monzonítica em que se enquadra o Depósito Pé Quente. Deste modo, a disposição espacial e a hierarquização das unidades individualizadas nas cercanias do Depósito do Francisco estão representadas na *Figura 9.2*.

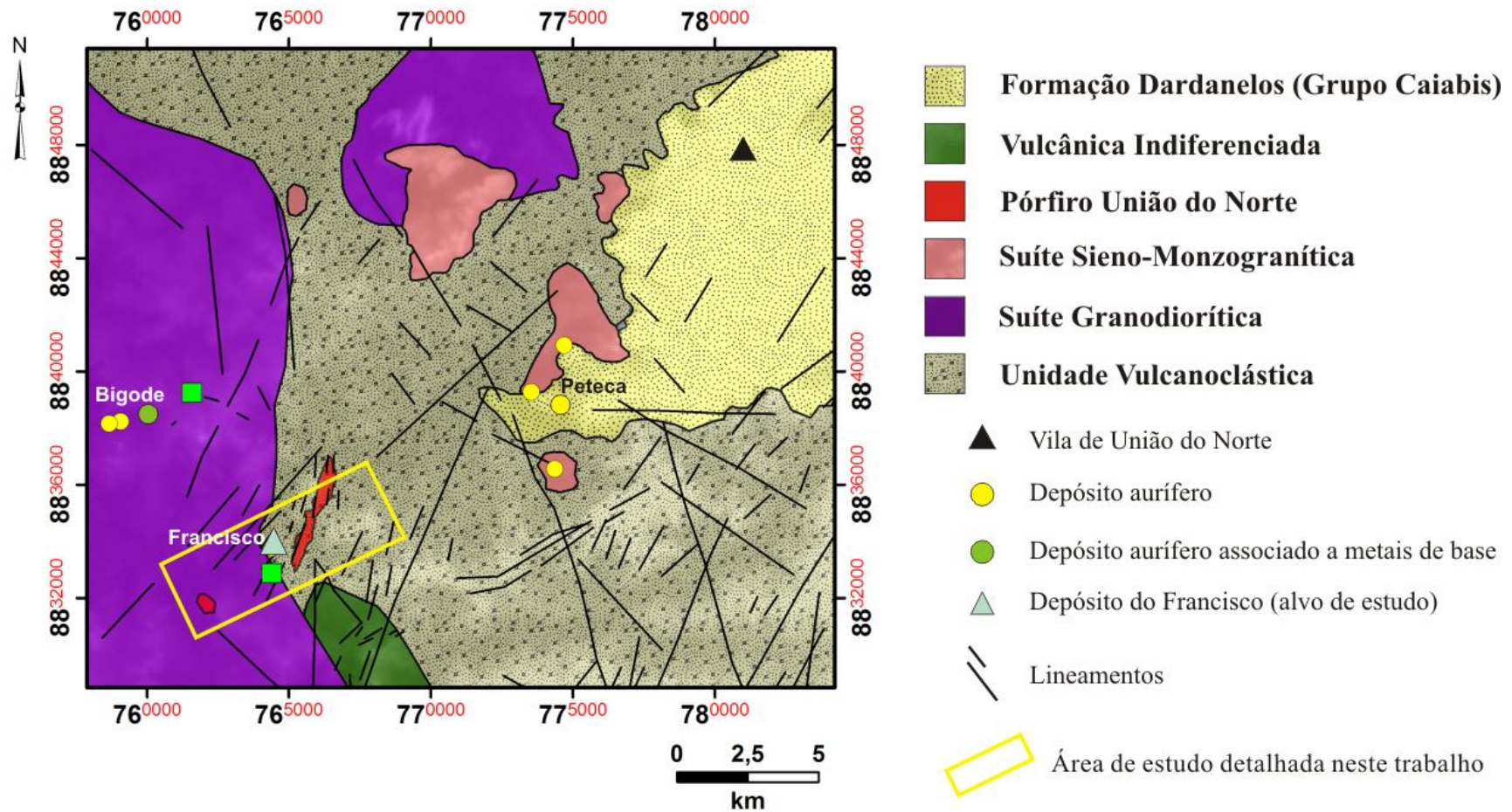
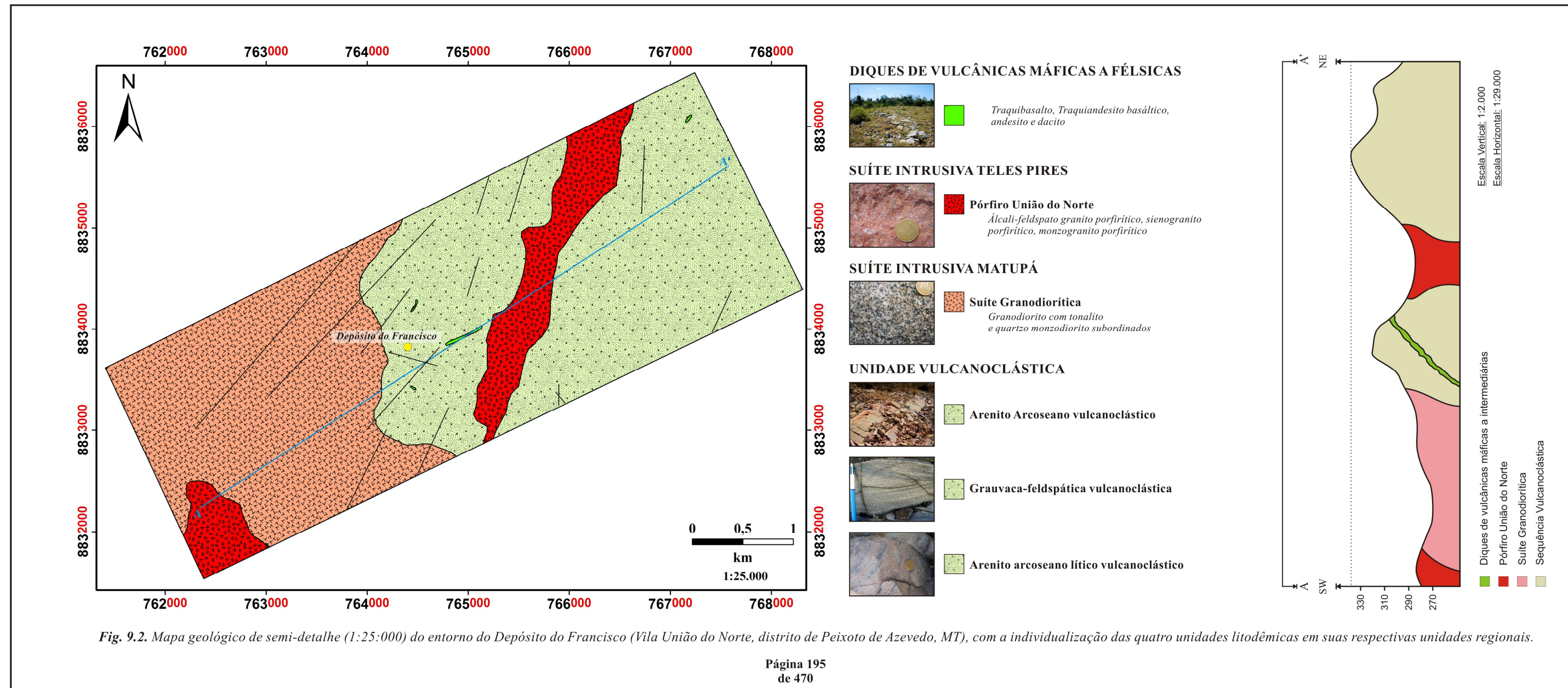


Fig. 9.1. Mapa geológico da região de União do Norte, cidade de Peixoto de Azevedo, (MT). Está plotado no mapa a localização de alguns depósitos auríferos locais (e.g. depósitos do Bigode, Peteca e FRANCISCO), assim como a individualização da área de estudo deste trabalho. Modificado de Assis, 2008.



9.1 UNIDADE VULCANOCLÁSTICA

Corresponde a maior unidade geológica da área por estar situada em toda a sua porção nordeste-leste (*Fig. 9.2*) em região geomorfologicamente expressa por um alinhamento de serras de direção N-S a N298-350W. O S_0 das *fácies* descritas nesta unidade varia de N49W a N63E com mergulhos compreendidos entre 30-90SW e 07-75SE. Essas informações sugerem que a unidade tenha sido submetida a esforços tectônicos, o que teria favorecido em sua subverticalização, e por consequência, seu dobramento. São rochas que ocorrem em afloramentos moderada a intensamente intemperizados, na forma de pacotes maciços ou de blocos rolados. A unidade compreende sedimentos epiclásticos que variam desde arenito arcoseano vulcanoclástico, graucava-feldspática vulcanoclástica até arcóseo lítico vulcanoclástico, todos de granulação muito fina a média (*Fig. 9.3; Tab. 9.1*), além de ocorrências subordinadas de conglomerados arenosos polimíticos matriz suportado. A posição estratigráfica destas *litofácies* é de difícil abordagem devido à falta de afloramentos em boas condições. Em virtude da concentração de fragmentos vulcânicos ser superior a 10% do volume da rocha (*Fig. 9.3*), assim como da ausência de piroclastos, o emprego do sufixo “vulcanoclástico” atende a recomendação de Fisher & Smith (1991) e Hallsworth & Knox (1999) sugerida na classificação de sedimentos e rochas sedimentares.

9.1.1 Arenito arcoseano

Representados por rochas de tonalidade bege a creme clara, brilho sedoso, granulometria muito fina a fina, estrutura laminada e acamadada e que normalmente estão restritas às cotas mais elevadas da área (*Fig. 9.4A-B*). Apresentam o S_0 inclinado, com orientação preferencial entre N22-63E 10-17SE, com orientações N07-27W 07-50SW subordinadas. Hematita pode ocorrer como fase secundária. Embora menos frequentes, *boxworks* de pirita fina podem ser observadas.

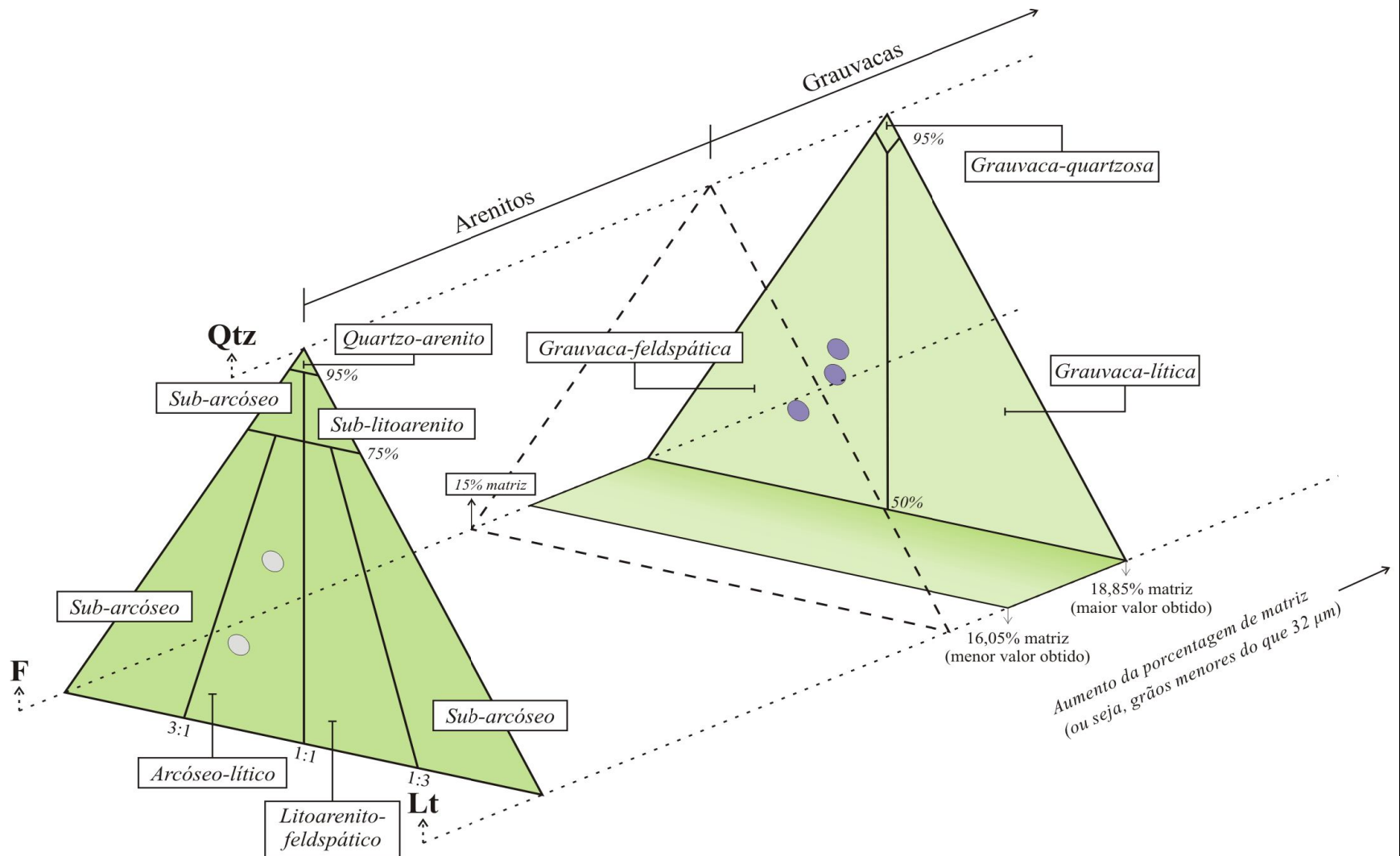


Fig. 9.3. Classificação modal das rochas da Unidade Vulcanoclástica com base nos diagramas ternários propostos por Pettijohn (1987).
 Notar a variação faciológica da unidade desde arenito arcoseano até grauvaca-feldspática.

Tabela 9.1. Variação granulométrica obtida nas rochas da Unidade Vulcanoclástica.

<i>Litotipo</i>	<i>Amostra</i>	<i>Granulometria:</i>	<i>Granulometria:</i>	<i>Granulometria:</i>	<i>Granulometria:</i>
		<i>Fração mais fina (mm)</i>	<i>Fração mais fina (µm)</i>	<i>Fração mais grossa (mm)</i>	<i>Fração mais grossa (µm)</i>
Grauvaca-feldspática vulcanoclástica	FR-01	0,0739	73,96	0,257	257,89
		<i>Areia muito fina</i>		<i>Areia média</i>	
	VU-20.A	0,107	107,93	0,197	197,58
		<i>Areia muito fina</i>		<i>Areia fina</i>	
	FR-56.A	0,171	171,68	-	-
		<i>Areia fina</i>			
		Mínimo:	73,96		197,58
		Máximo:	171,68		257,89
		Média:	117,86		227,74
		Desvio Padrão:	49,61		42,65
Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico	FR-02	0,0928	92,89	0,332	332,20
		<i>Areia muito fina</i>		<i>Areia média</i>	
	Pto.19	0,0882	88,29	0,276	276,06
		<i>Areia muito fina</i>		<i>Areia média</i>	
	VU-19	0,182	182,32	-	-
		<i>Areia fina</i>			
		Mínimo:	88,29		276,06
		Máximo:	182,32		332,20
		Média:	121,17		304,13
		Desvio Padrão:	53,01		39,70

9.1.2 *Grauvaca-feldspática vulcanoclástica*

Corresponde à unidade sedimentar clástica em que se hospeda o Depósito do Francisco. São rochas de coloração amarronzada a marrom-avermelhada, granulometria média, estrutura laminada, gradação granulométrica descontínua e grãos que exibem heterogeneidade quanto às formas (Fig. 9.4). Exibem estrutura maciça, embora estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno porte (centimétricas) também possam ser encontradas (Figs. 9.4C-D). Apresentam granulometria muito fina (73,9 – 177,6 µm) a média (257,8 µm), sendo que a porção de

granulometria mais fina ocorre como laminações realçadas pela elevada concentração de óxidos de ferro (magnetita + hematita) (*Tab. 9.1; Figs. 9.4B-C; 9.5A-B*). De modo geral, há predominância de grãos e cristais angulosos a sub-arredondados de baixa a moderada esfericidade (*Figs. 9.5A-B;D*).

São rochas constituídas por quartzo (20-32,8%), feldspato alcalino (21,2-27,1%), plagioclásio (14,7-15,4%), fragmentos líticos (18,2-21,4%), cimento (10,5%) e matriz (16,1-18,3%). Epidoto, actinolita, clorita, sericita, muscovita, pirita e hematita ocorrem como fases secundárias.

O quartzo está comumente envolvido por cimento silicoso, é anguloso a arredondado, com predomínio de formas sub-angulares (*Figs. 9.5A-B*). A matriz representa material clástico com dimensões inferiores a 32 μm que ocupa o espaço intersticial dos grãos (*Fig. 9.5C*). Microclínio e ortoclásio correspondem ao feldspato dominante, sendo que o microclínio por vezes exhibe texturas de exsolução e pertítica, que indicam uma possível origem granítica (*Figs. 9.5D-E*). O plagioclásio, de composição da labradorita ($\text{An}_{50}\text{-An}_{68}$) e secundariamente da andesina ($\text{An}_{46}\text{-An}_{48}$) e bytownita ($\text{An}_{76}\text{-An}_{80}$), por vezes exhibe geminação mecânica. Os fragmentos líticos são constituídos majoritariamente por grãos sub-angulares a sub-arredondados de vulcânicas muito fina a fina que exibem textura sub-ofítica (*Figs. 9.6A-C*). Subordinadamente são observados fragmentos de rochas graníticas, os quais não ultrapassam 2% do volume total da rocha (*Fig. 9.6D*).

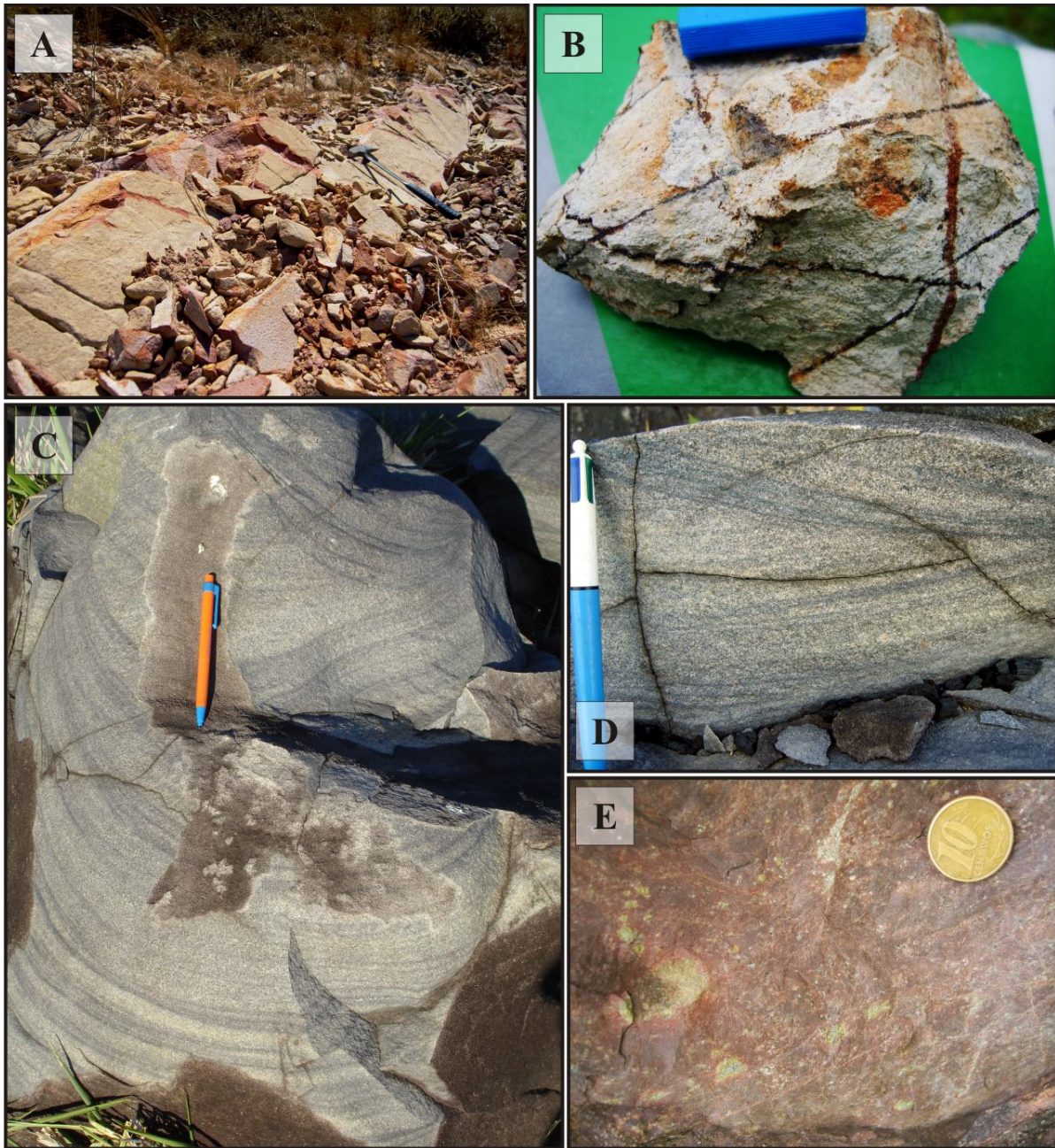


Fig. 9.4. *Características macroscópicas do arenito arcoseano: (A) S_0 sub-verticalizado sugerindo que a Unidade Vulcanoclástica tenha sido submetida a esforços tectônicos; (B) Arenito arcoseano fino, de coloração creme, brilho sedoso, maciço e truncado por vênulas sub-milimétricas de quartzo. Essas venulações são mais comuns nas proximidades do contato com o Pórfiro União do Norte; Características macroscópicas da gravaca-feldspática vulcanoclástica: (C) Rocha de granulação fina, coloração cinza e com estratificação plano-paralela realçada pela elevada concentração de óxidos de ferro (e.g. magnetita e hematita); (D) Estratificações cruzadas de pequeno porte; (E) Estrutura maciça e tonalidade marrom-avermelhada.*

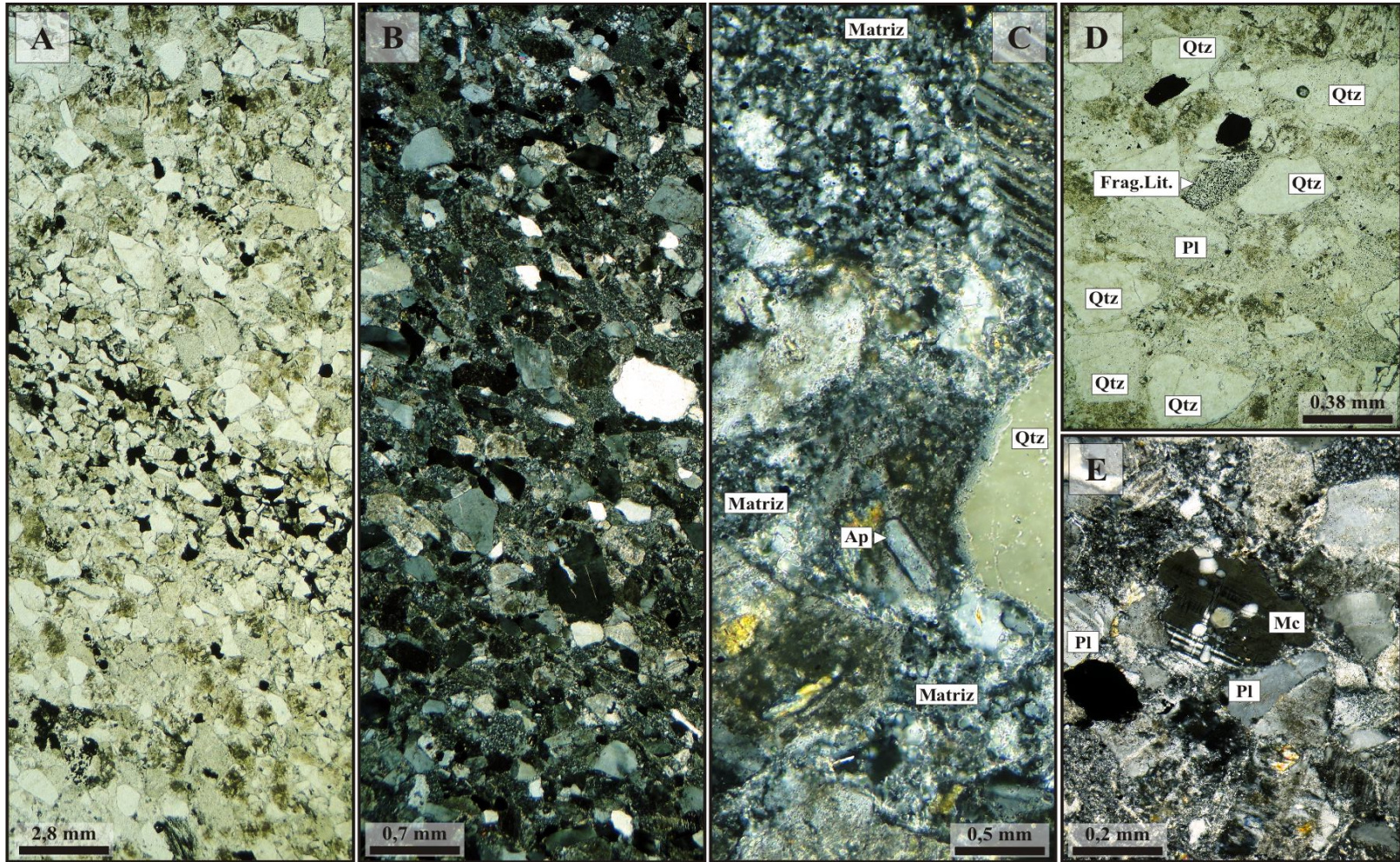


Fig. 9.5. (A) Laminação plano-paralela conferida por cristais de granulometria muito fina e elevada concentração de óxidos de Fe que se intercalam as laminações de granulometria fina; (B) Fragmentos de cristais angulosos a sub-arredondados de baixa a moderada esfericidade. A elevada concentração de matriz e plagioclásio confere imaturidade química para essa unidade; (C) Elevada concentração de matriz. A presença de grãos de apatita na matriz da rocha indica proveniência plutônica/granítica; (D) Grãos de quartzo angulosos a sub-angulosos e de granulometria fina; (E) Cristal de microclínio com textura perítica que indica proveniência plutônica/granítica. **FOTOMICROGRAFIAS:** A,D: luz natural; B-C, E: polarizadores cruzados.

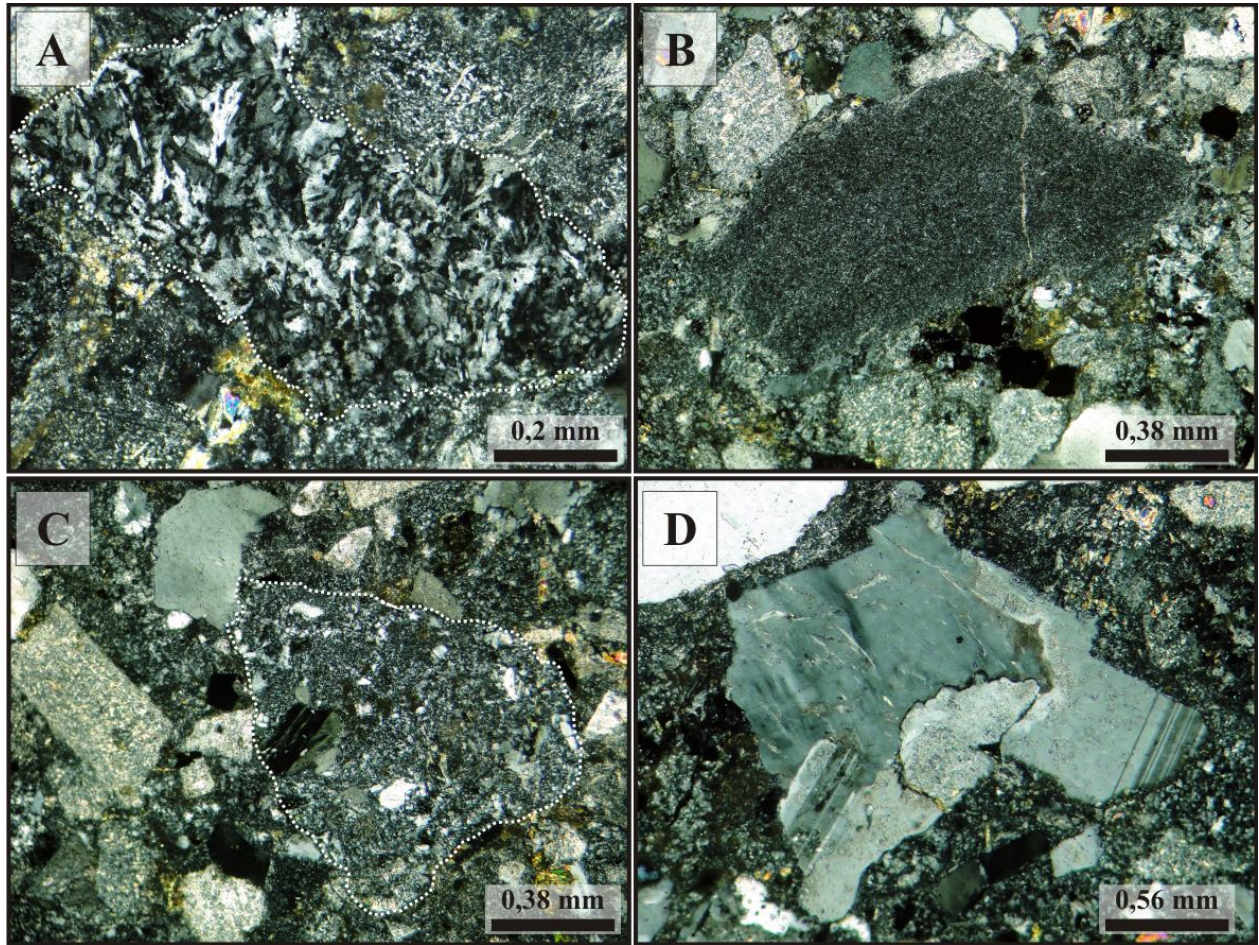


Fig. 9.6. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos fragmentos líticos encontrados na grauvaca-feldspática vulcanoclástica: (A) Fragmento anguloso de vulcânica máfica fina de textura sub-oftica, em que os cristais ripiformes de plagioclásio muito fino ocorrem imersos em uma matriz de quartzo fino; (B) Fragmento de vulcânica muito fina, possivelmente de composição máfica; (C) Fragmento andesítico com fenocristais de quartzo e plagioclásio em matriz sub-oftica muito fina; (D) Fragmento anguloso de rocha granítica com cristais de feldspato alcalino e plagioclásio, em que o primeiro exhibe textura de exsolução pertítica.

9.1.3 Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico

Rocha de tonalidade róseo-amarelada, amarronada a acinzentada e com estratificação plano-paralela por vezes intercalada a estratificações cruzadas de pequeno porte (Figs. 9.7A-B). Em lâmina a estratificação plano-paralela é representada pela iso-orientação dos cristais de quartzo e feldspato (Figs. 9.7C-D). Leitões de 1,5-2 cm de espessura com hematita ± magnetita

são ocasionais e paralelos ao acamamento rochoso (*Fig. 9.7B*). Fragmentos sub-milimétricos e sub-angulares de quartzo podem ser vistos em escala macroscópica. São rochas que exibem laminações muito finas a finas, com sedimentos de granulometria muito fina (88,3 – 182,3 μm) intercalados ao pacote principal de granulometria média (276,1 – 332,3 μm) (*Tab. 9.1*). A rocha exibe heterogeneidade quanto à forma e granulometria dos grãos, com cristais de aspecto fragmentado e que variam de sub-arredondados a angulares, o que indica curto transporte e baixo retrabalhamento.

O litotipo é composto por quartzo (33,5%), plagioclásio (21,2%), fragmentos líticos (15,8%), feldspato alcalino (4,8%), matriz silicosa (7,6%) e cimento argiloso (4,8%). Argilominerais e muscovita ocorrem em concentrações subordinadas, enquanto que actinolita, sericita, clorita, hematita, magnetita e pirita correspondem às fases secundárias, produtos de alteração hidrotermal.

O quartzo apresenta baixo grau de arredondamento, com predominância de formas sub-arredondadas a angulosas, heterogeneidade quanto à granulometria além de moderada a forte extinção ondulante (*Fig. 9.8A*). O plagioclásio, predominantemente de composição da labradorita, exibe formatos sub-eudrais e granulometria fina a média (*Fig. 9.8B*). Cimento silicoso pode eventualmente estar presente e envolve cristais de quartzo e plagioclásio (*Fig. 9.8C*). Ortoclásio e microclínio correspondem aos feldspatos alcalinos dominantes. Os fragmentos líticos exibem heterogeneidade de forma e tamanho, textura interna muito fina a fina e formatos predominantemente sub-arredondados. A maioria dos fragmentos (aprox. 90%) provém de vulcânicas máficas a intermediárias, e comumente exibem textura andesítica-traquítica (*Fig. 9.8D*). Fragmentos de plutônicas também estão presentes (aprox. 9%), e remetem a rochas de composição granítica (*Fig. 9.8E*). Por vezes, esses fragmentos apresentam textura mimerquítica.



Fig. 9.7. *Características macrocópicas e petrográficas do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico:* (A) *Laminação plano-paralela realçada pela iso-orientação dos grãos de quartzo;* (B) *Lâminas de magnetita + hematita de até 2,5 cm de espessura;* (C) *Granulometria fina a média, estrutura laminada e cristais angulosos a sub-arredondados;* (D) *Laminação conferida predominantemente pela iso-orientação dos cristais de quartzo.* **FOTOMICROGRAFIAS:** C: luz natural; D: polarizadores cruzados.

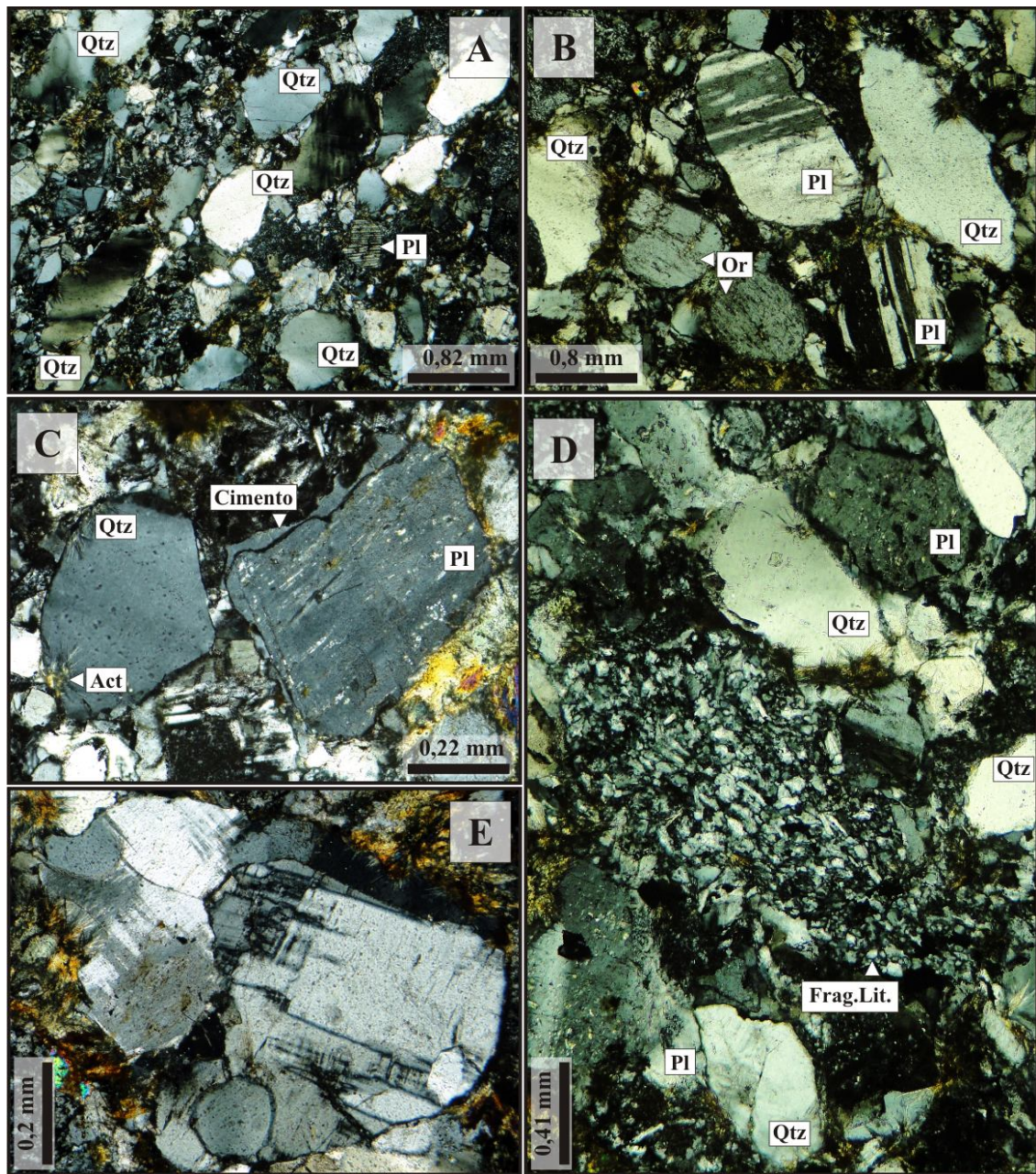


Fig. 9.8. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico: Fragmentos de: (A) Quartzo sub-arredondados a sub-angular em estratificação plano-paralela; e de (B) Plagioclásio sub-euédrico, com geminação polissintética característica. A grande quantidade de feldspato (plagioclásio + feldspato alcalino) é diagnóstica de imaturidade química, enquanto que a heterogeneidade nas formas, com predomínio das sub-angulares a sub-arredondadas indica imaturidade textural; (C) Cimento silicoso que envolve cristal de plagioclásio; (D) Fragmento de vulcânica máfica fina com textura andesítica-traquítica, representada por plagioclásio ripiforme; (E) Fragmento sub-arredondado de rocha granítica.

9.1.4 Conglomerado Arenoso Polimítico vulcanoclástico matriz suportado

Representado por camadas de no máximo 12-13 m de espessura que raramente afloram na região, mas que são interceptados por furos de sondagem. Ocorre intercalado ao arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, com passagem brusca entre os litotipos.

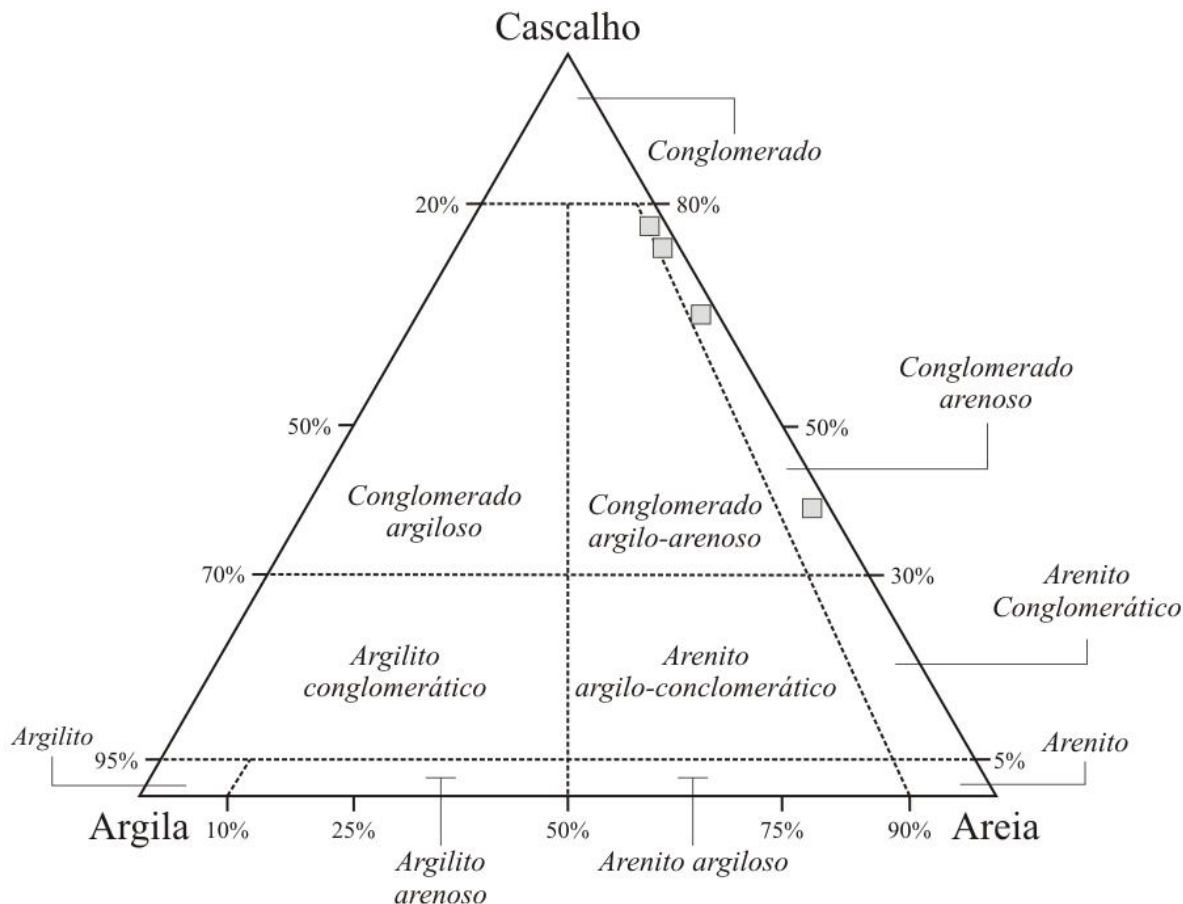


Fig. 9.9. Classificação modal das fácies conglomeráticas da Unidade Vulcanoclástica, com predominância de conglomerados arenosos matriz suportada.

Essa *litofácies* é representada por conglomerado arenoso matriz suportado, constituído por fragmentos líticos (39-77%) e matriz arenosa (21-59%) (Fig. 9.9). A unidade engloba rochas de tonalidade marrom avermelhada, com clastos de dimensões de até 7 cm de comprimento, mas com predomínio daqueles entre 1,5 e 2,5 cm de extensão que estão imersos em matriz constituída por areia fina a média (Figs. 9.10). Os clastos não exibem contatos entre si e são representados por fragmentos sub-angulares a sub-arredondados, raramente angulosos (Fig. 9.11). Devido à

alteração hidrotermal que afetou essas rochas, uma caracterização mais detalhada dos clastos é dificultada em muitos casos. No entanto, nota-se que eles são oriundos principalmente de rochas vulcânicas de granulção fina e composição intermediária, além de menores concentrações de rochas plutônicas (granodiorito) e sedimentares (clastos intraformacionais). Desta forma, as rochas enquadradas nessa unidade são classificadas como conglomerados arenosos polimíticos vulcanoclásticos matriz suportados.

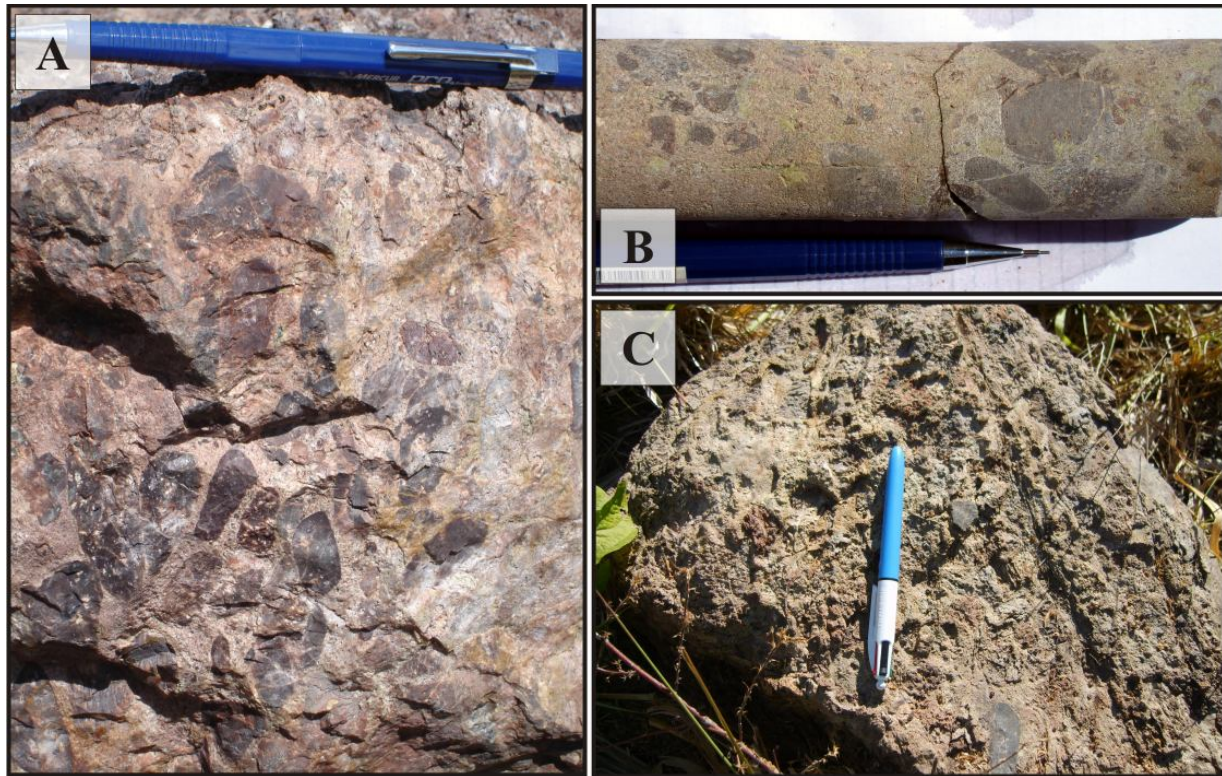


Fig. 9.10. *Características macroscópicas do conglomerado polimítico arenoso matriz suportada: (A) Clastos centimétricos sub-arredondados a sub-angulares; (B) Furo de sondagem do Depósito do Francisco em que é possível observar que os clastos são mais angulosos e esféricos do que aqueles do caso anterior; (C) Clastos angulosos a sub-angulosos de até 6 cm de comprimento.*

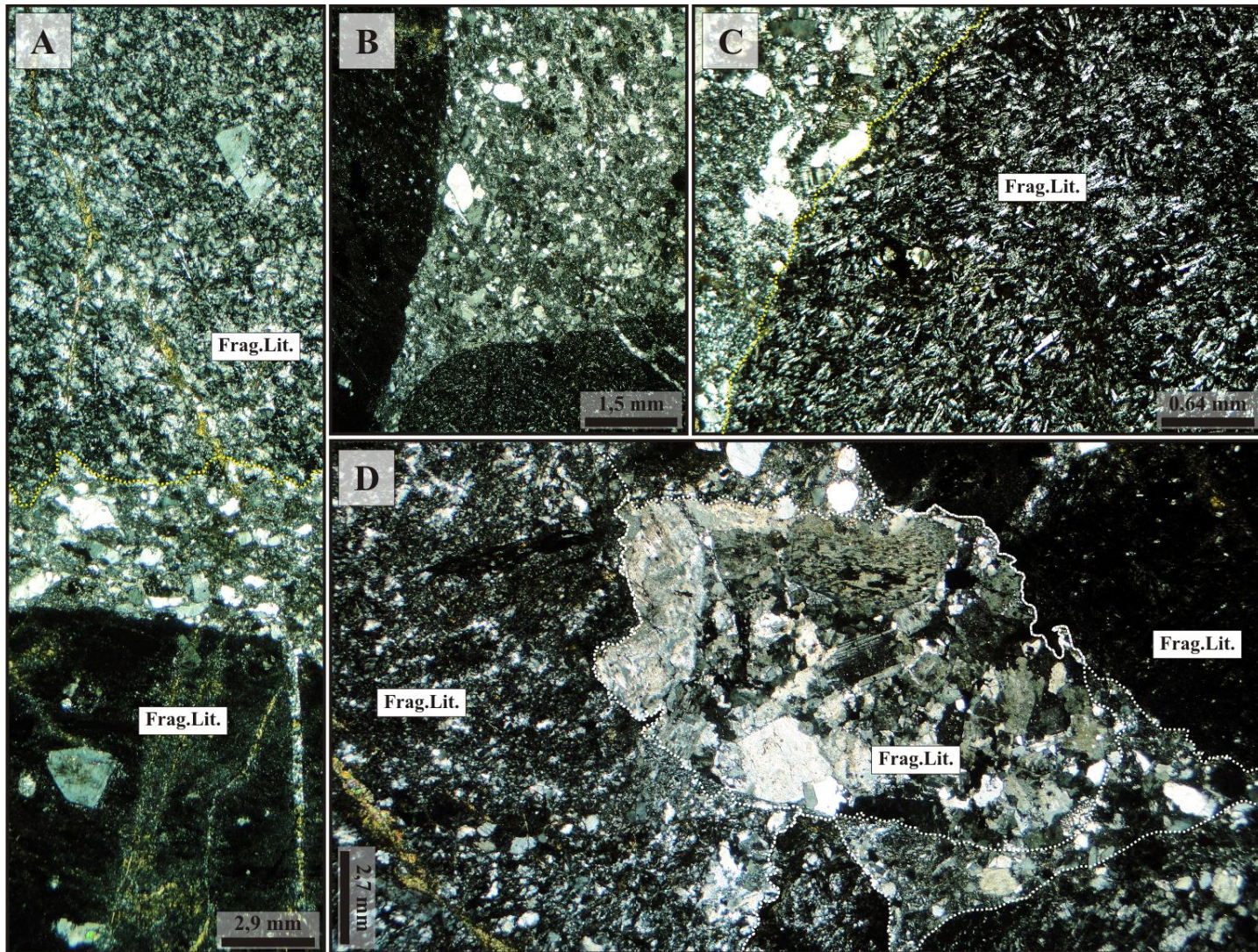


Fig. 9.11. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) da fácies conglomerática da Unidade Vulcanoclástica: (A) Clasto de vulcânica de composição dacítica-andesítica (canto direito) e de sub-vulcânica porfirítica intermediária (canto esquerdo); (B) Clastos de vulcânicas imersos em matriz clástica dominada por fragmentos de quartzo; (C) Clasto de vulcânica de composição máfica a intermediária; (D) Fragmento granítico entre fragmentos de vulcânicos de possível composição intermediária.

9.2 SUÍTE GRANODIORÍTICA

Esta unidade ocorre de maneira restrita às porções sudoeste e centro-norte da área (Fig. 9.2), em região geomorfologicamente representada por relevo aplainado (Fig. 9.13A), com perfis pedogenéticos bem desenvolvidos e predomínio de solo argiloso avermelhado a fracamente alaranjado. Essa unidade é constituída predominantemente por granodiorito com tonalito e quartzo monzodiorito subordinados (Fig. 9.12), que ocorrem como blocos e matações métricos a sub-métricos (Figs. 9.13B-D). Ocorrências restritas de quartzo monzodiorito com clinopiroxênio (~8,7%) como acessório foram descritas por Assis (2008). Essa suíte exhibe contatos intrusivos na Unidade Vulcanoclástica, indicando, portanto, ser mais jovem. São rochas isotrópicas, fraca a moderadamente magnéticas, de granulação média e coloração cinza clara que por vezes exhibe porções avermelhadas decorrentes de metassomatismo potássico. Raros enclaves máficos de até 2,0 cm de diâmetro podem estar presentes (Fig. 9.13C).

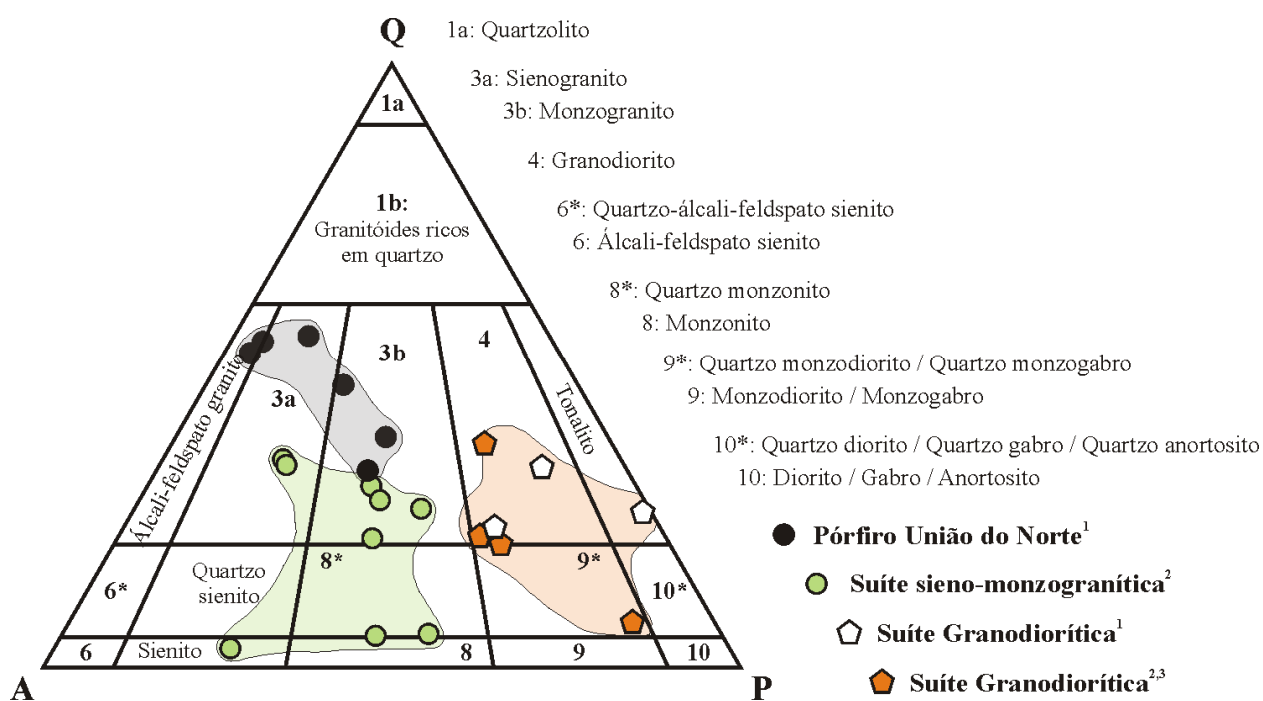


Fig. 9.12. Diagrama QAP (Streckeisen, 1979) com a variação na classificação modal e os campos de composição das unidades plutônicas individualizadas no entorno do Depósito do Francisco.

REFERÊNCIAS: (1) este trabalho; (2) Assis (2008); (3) Assis et al., (submetido). A nomenclatura dos campos segue a numeração adotada pela IUGS.

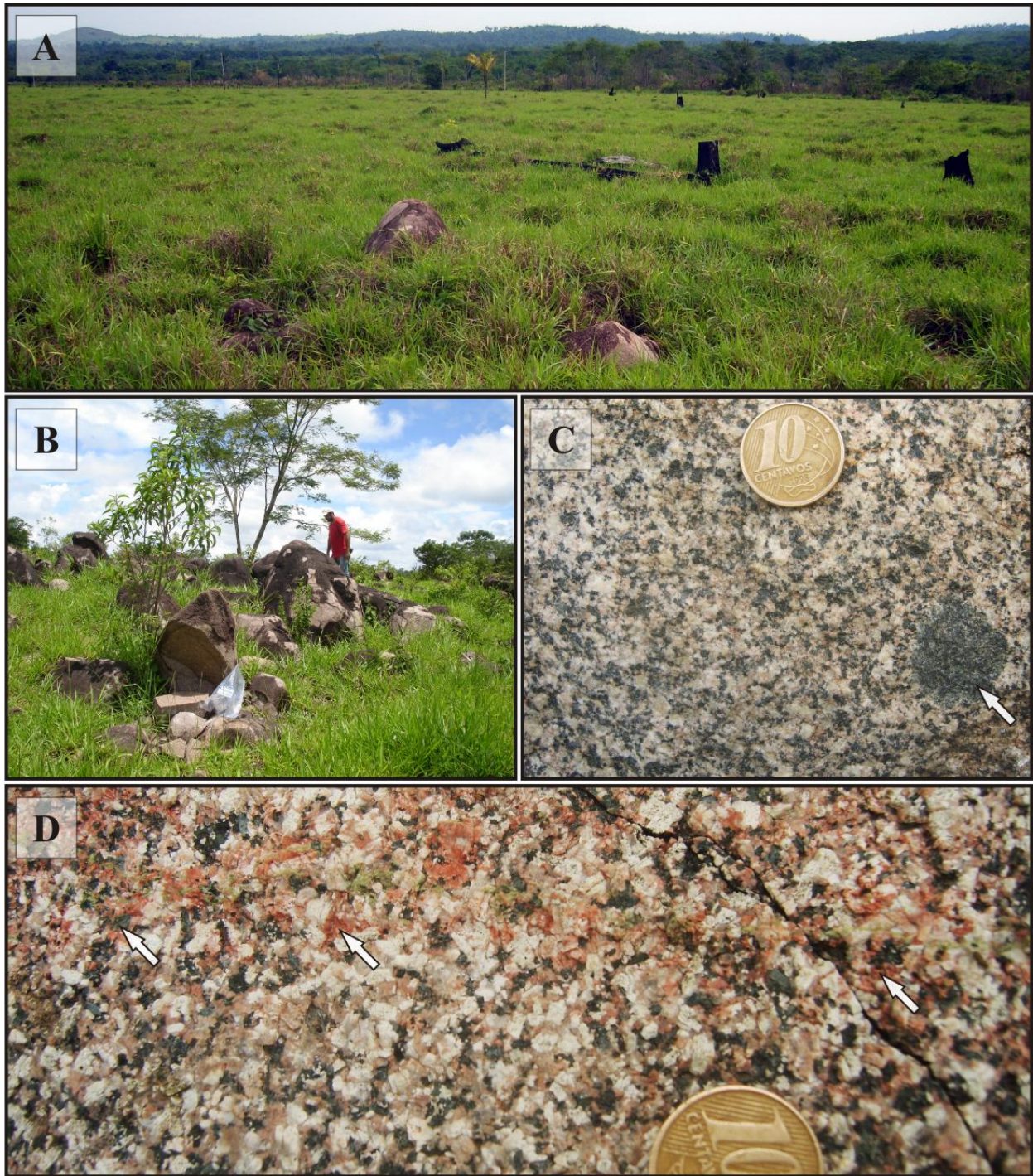


Fig. 9.13. Feições macroscópicas do granodiorito da Suíte Granodiorítica: (A) Áreas de topografia arrasada normalmente representam aquelas de ocorrência da suíte; (B) Blocos sub-arredondados e ovalados de pequenas dimensões; (C) Enclave máfico sub-arredondado rico em biotita (seta) e imerso em matriz média de textura inequigranular; (D) As porções mais avermelhadas, dispostas em faixas contínuas, são atribuídas a metassomatismo potássico com geração de ortoclásio pertítico.

9.2.1 *Biotita-hornblenda granodiorito*

É inequigranular a localmente equigranular, hipidiomórfico a automórfico, holocristalino e com cristais que exibem contatos predominantemente do tipo planar (*Figs. 9.14C; 9.14A-C*). São constituídas por plagioclásio (41-47%), quartzo (18-28%), feldspato alcalino (10-18%), hornblenda (3-16%) e biotita (4%). As raras ocorrências de clinopiroxênio descritas por Assis (2008) estão restritas a esta *fácies*. Titanita, magnetita, apatita e zircão correspondem aos minerais acessórios, enquanto clorita, epídoto, clinozoisita, hematita, sericita e pirita ocorrem como fases secundárias.

O quartzo é predominantemente intersticial, de granulação fina a localmente média, de moderada extinção ondulante e que frequentemente exhibe textura fragmentada (*Fig. 9.14C-D*). O plagioclásio é representado por cristais tabulares bem formados, de granulação média a localmente grossa, que ocorrem justapostos ou calçados e que comumente apresentam zoneamento oscilatório característico (*Figs. 9.14C-E*). Núcleos e/ou bordas mais internas sericitizadas são comuns (*Fig. 9.14E*). Ortoclásio perítico e microclínio ocorrem em concentrações equivalentes, sendo representados por cristais intersticiais de granulação fina a média que por vezes limitam o plagioclásio (*Fig. 9.15A-B*). Biotita, hornblenda, titanita, apatita e magnetita normalmente estão em paragênese. A biotita é tabular, parcialmente cloritizada e por vezes apresenta prehnita lobular nos seus planos de clivagens, enquanto que a hornblenda, também parcialmente cloritizada, apresenta granulação média e ocasionalmente exhibe núcleos desestabilizados com pequenas inclusões de quartzo (*Figs. 9.15D-E*).

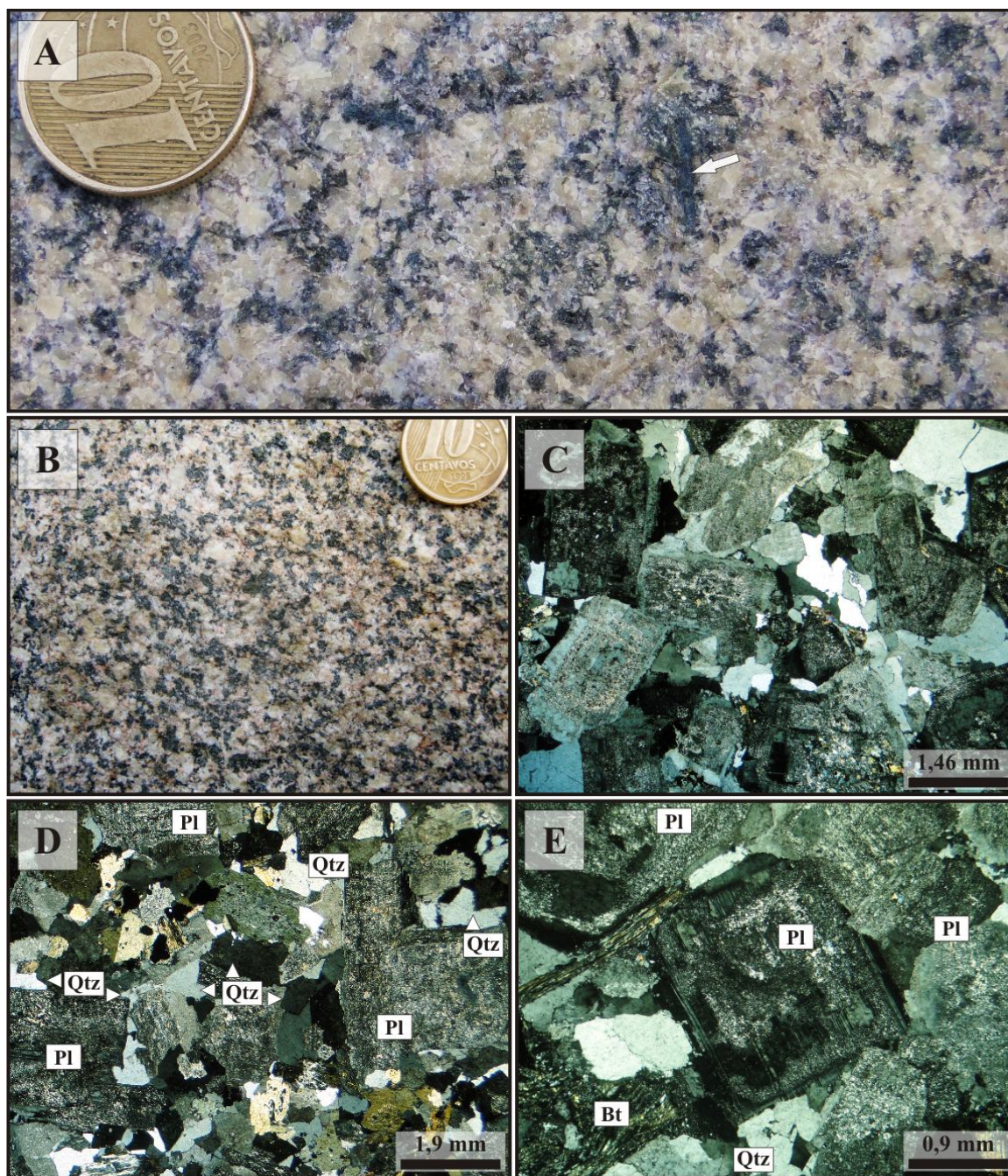


Fig. 9.14. Aspectos macroscópicos e petrográficos do granodiorito: (A) Padrão isotrópico, tonalidade acinzentada com pontuações enegrecidas e textura inequigranular com hornblenda (seta) como fenocristais milimétricos; (B) Rocha inequigranular, granulação média e com máficos representados por biotita e hornblenda; (C) Textura automórfica a hipidiomórfica com minerais que exibem contatos por calcamento; (D) Quartzo intersticial e de granulação fina a média; (E) Plagioclásio com zoneamento oscilatório e típico padrão de alteração, com núcleo e bordas mais internas intensamente sericitizados. FOTOMICROGRAFIAS: C-E: polarizadores cruzados.

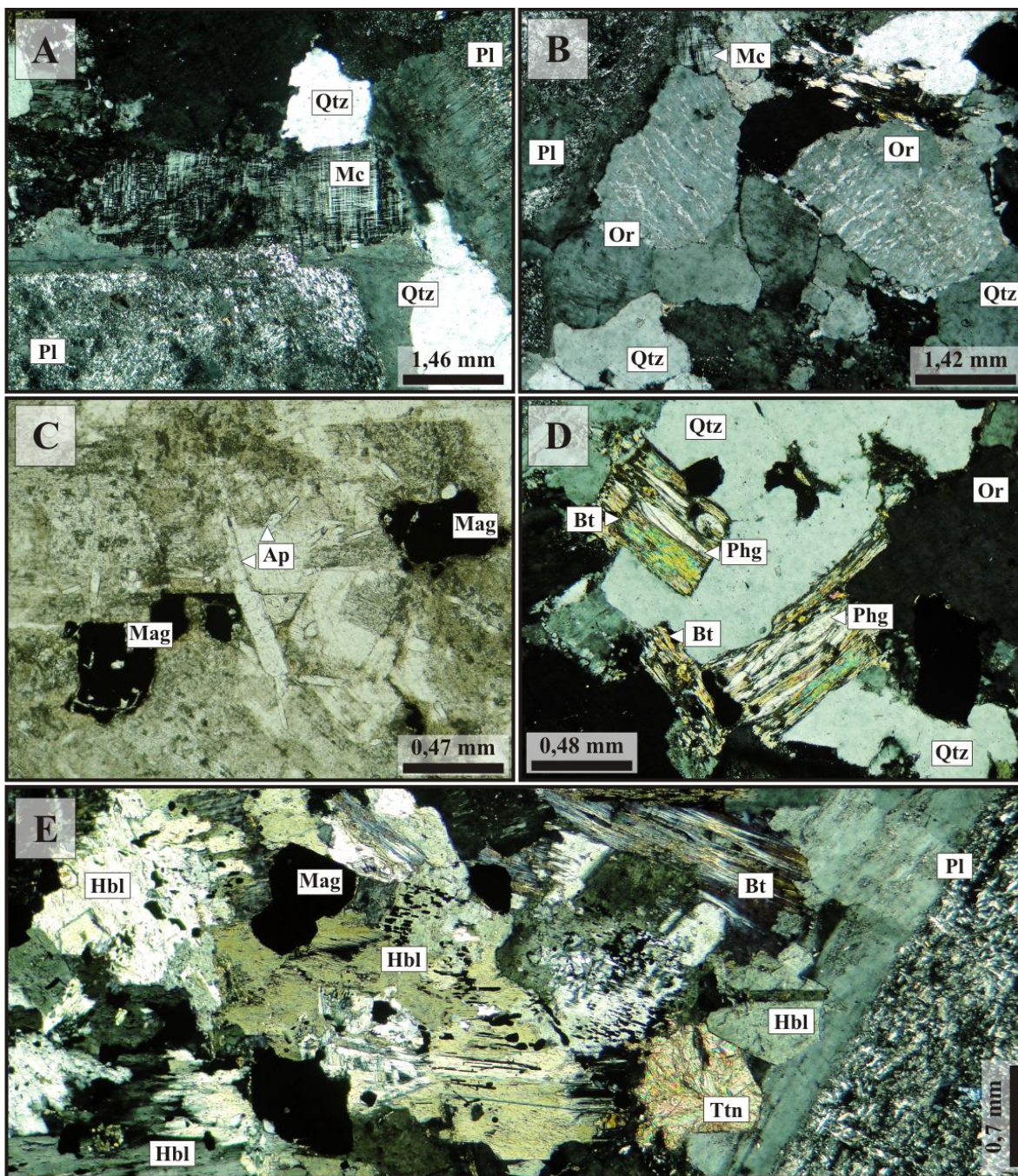


Fig. 9.15. O microclínio (Fig. A) é normalmente intersticial, enquanto que o ortoclásio (Fig. B) pode ocorrer tanto intersticial quanto como cristais dispersos na matriz; (C) Apatita em paragênese com magnetita, que normalmente é sub-euédrica e de granulação fina a média; (D) Biotita com inclusões de prehnita hidrotermal; (E) As pontuações enegrecidas da rocha (Figs. 5.13C-D) são frequentemente de atribuídas à biotita, hornblenda, magnetita e titanita que ocorrem em paragênese. Observa-se também a alteração dos minerais ígneos, a exemplo da sericitização do plagioclásio e da cloritização da hornblenda. *FOTOMICROGRAFIAS:* A-B, D-E: polarizadores cruzados; C: luz natural.

9.2.2 *Biotita-hornblenda tonalito*

Diferentemente do granodiorito, essas rochas exibem coloração verde acinzentada, granulação média e textura porfirítica conferida por cristais de plagioclásio e anfibólio (*Fig. 9.16A*). Correspondem a rochas isotrópicas, fracamente magnéticas, inequigranulares e predominantemente automórficas, com cristais que exibem contatos planares e textura em calçamento (*Figs. 9.16A-C*). São litotipos constituídos por plagioclásio (61%), quartzo (21%), hornblenda (8%), biotita (2%) e feldspato alcalino (~1%). Titanita, magnetita e apatita ocorrem como acessórios, enquanto clorita, epídoto, hematita, pirita, muscovita, sericita e rutilo como fases secundárias.

O plagioclásio verde e a hornblenda são os responsáveis pela coloração da rocha. O plagioclásio é representado por cristais de granulação média a grossa e formas euédricas a sub-euédrica (*Figs. 9.16B-D*). Entretanto, pode ocorrer como fenocristais de granulação grossa e que não ultrapassam 3% do volume da rocha (*Fig. 9.16C*). Assim como nas rochas granodioríticas, pode exibir zoneamento oscilatório, além de apresentar núcleos e/ou bordas internas sericitizadas (*Figs. 9.16B-C*). Quartzo é intersticial e apresenta granulação fina (*Figs. 9.16B-C*). Hornblenda é sub-euédrica, de granulação média, raramente grossa e ocasionalmente pode estar parcialmente cloritizada, a exemplo da biotita (*Fig. 9.16D*). Uma vez que os tonalitos distinguem-se macro e microscopicamente dos granodioritos, trabalhos de cartografia geológica mais sistemáticos, geoquímicos e geocronológicos mostram-se essenciais na tentativa de uma melhor individualização destas rochas, pois seriam os granodioritos uma fácies mais evoluída dos tonalitos, ou esses corresponderiam a uma unidade distinta da primeira?

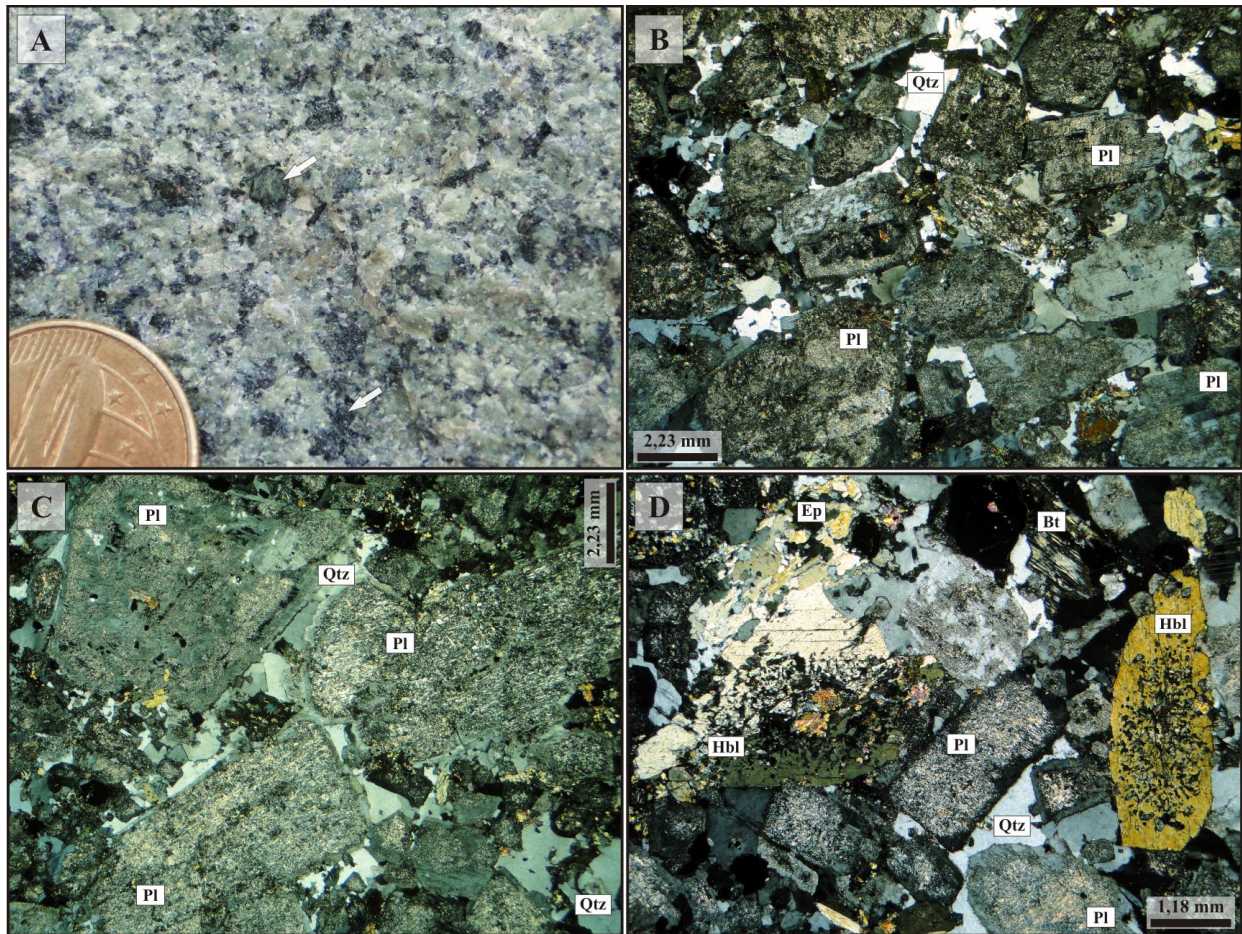


Fig. 9.16. *Características macroscópicas e petrográficas do biotita-hornblenda tonalito: (A) Rocha isotrópica, de granulação média, coloração esverdeada e textura inequigranular. A presença de plagioclásio verde e de anfibólio conferem a rocha uma tonalidade levemente esverdeada. A textura porfírica é conferida predominantemente por hornblenda (setas); (B) Textura inequigranular, automórfica a ligeiramente hipidiomórfica com cristais que exibem contatos planares, muitas vezes por calçamento. Notar que o quartzo é essencialmente intersticial e o plagioclásio apresenta bordas e/ou núcleos sericitizados; (C) Fenocristais eudrais a sub-euédricos de plagioclásio em matriz de granulação média constituída essencialmente por plagioclásio ripiforme e quartzo intersticial; (D) Hornblenda sub-euédrica e de granulação média a grossa. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.*

9.3 PÓRFIRO UNIÃO DO NORTE

Este trabalho adota pela primeira vez a denominação de Pórfiro União do Norte para designar uma suíte plutônica até então não individualizada nos mapas geológicos mais recentes da Província Aurífera de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005) e da região de União do Norte (Assis, 2008).

Corresponde a uma unidade sub-vulcânica constituída por quartzo-feldspato pórfiros que representam uma suíte magmática com ampla variação modal, composta por álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (Fig. 9.12), que ocorrem na forma de lacólitos nas proximidades da Agrovila de União do Norte, município de Peixoto de Azevedo. Concentra-se tanto na porção oeste da área quanto ao longo de um alinhamento de serras de direção NE-SW na sua porção central. Em ambos os casos a suíte é geomorfologicamente representada por serras e morrotes que configuram uma topografia positiva (Fig. 9.17A). Apresenta contatos intrusivos nas unidades anteriormente descritas, e até mesmo enclaves de rochas da Unidade Vulcanoclástica (Fig. 9.17B). Essas relações indicam que o Pórfiro União do Norte corresponde a uma unidade mais jovem do que as demais. As zonas de contato entre a suíte sub-vulcânica e as demais unidades frequentemente apresentam intensa venulação de quartzo com geração de espessos veios e sistemas de veios (Fig. 9.17C-D).

A suíte é representada por rochas de coloração avermelhada, não magnéticas, isotrópicas, holocristalinas, de textura porfirítica e micrográfica características (Figs. 9.18A-C; 9.19; 9.20A). Por vezes, texturas microgranulares, esferulíticas e granofíricas podem ser observadas (Fig. 9.20B-D). A textura granofírica, quando presente, frequentemente se sobrepõe aos fenocristais de plagioclásio e ortoclásio da matriz. Essas texturas correspondem às evidências mais claras de que a unidade teria se alojado em nível crustal raso (epizonal). Os fenocristais, dispersos em matriz fanerítica fina de textura micrográfica bem desenvolvida, exibem granulação média a grossa, formatos sub-euédricos a euédricos, contatos retilíneos com a matriz e não ultrapassam 25% do volume da rocha (Figs. 9.18B-C; 9.19A; 9.20A). São representados por (i) quartzo azulado, arredondado e bi-terminado, com diâmetro de até 7 mm, (ii) feldspato alcalino que alcança 1,2 cm de comprimento, e em menor quantidade por (iii) plagioclásio de até 1,4 cm de comprimento (Figs. 9.18A-C; 9.19A; 9.20A).

São rochas constituídas essencialmente por quartzo (48-49%), feldspato alcalino (30-42%) e plagioclásio (3-18%). Biotita (< 2%), magnetita, fluorita, titanita, zircão, monazita e rutilo

ocorrem como fases acessórias, enquanto que clorita, epídoto, sericita, caulinita, calcita, hematita e pirita como minerais hidrotermais.

Ortoclásio corresponde ao feldspato alcalino dominante, que quando na forma de fenocristais, exibe textura pertítica, geminação *Carlsbad* e contatos retilíneos com a matriz (*Fig. 9.18C; 9.20A; 9.21A*). Quando na matriz, confere junto ao quartzo a textura micrográfica típica da suíte (*Figs. 9.19C-D*). O quartzo ocorre tanto como fenocristais quanto na matriz, sendo o primeiro caso representado por fenocristais azulados, de fraca a moderada extinção ondulante, de formatos arredondados, sub-arredondados e bi-terminados, que frequentemente apresentam golfos de corrosão, e por vezes inclusões de ortoclásio (*Figs. 9.18A-B; 9.19A; 9.21B*). Quando na matriz, ocorre intercrescido ao ortoclásio e menos comumente ao plagioclásio (textura micrográfica). O plagioclásio forma cristais euédricos, de granulação fina e geminação do tipo Albita descontínua. Ocorre como cristais dispersos na matriz e menos frequentemente como fenocristais de granulação grossa (*Fig. 9.21C*).

Dentre as fases acessórias, magnetita e titanita são representadas por cristais sub-euédricos a euédricos, de granulação fina a média, sendo que a magnetita está geralmente alterada para hematita. A fluorita é ígnea e forma cristais anédricos de granulação fina que normalmente estão em paragênese com biotita e magnetita (*Fig. 9.21D*). Contudo, cristais intersticiais também são comuns. A biotita é representada por cristais (sub-)euédricos, de granulação fina a média, geralmente cloritizados, com casos que ilustram pseudomorfismo da clorita. Entre as fases hidrotermais sulfetadas, a pirita ocorre disseminada e com eventuais inclusões anédricas de calcopirita (*Fig. 9.21E*).

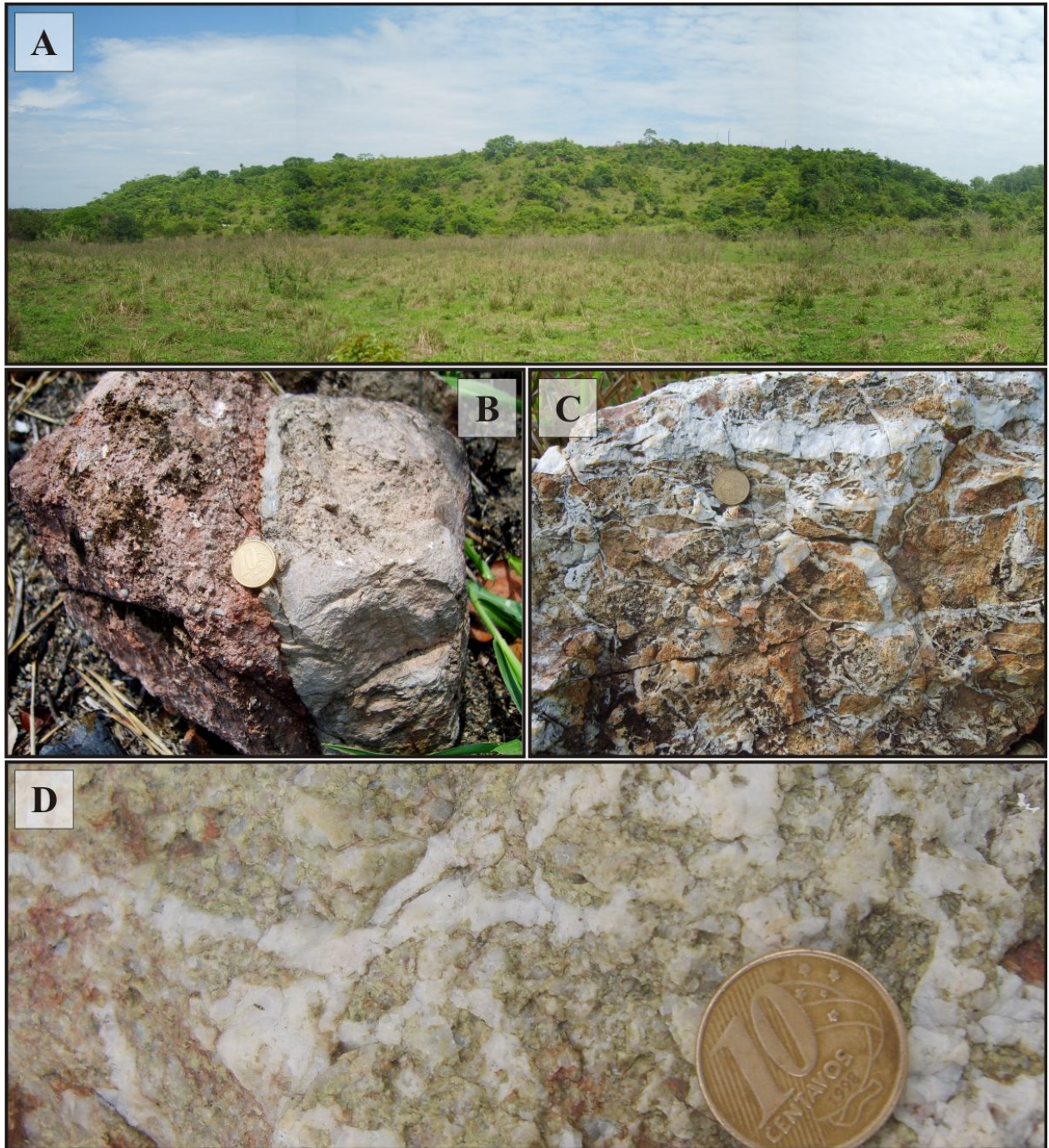


Fig. 9.17. *Relações de contato do Pórfiro União do Norte com as demais unidades:* (A) A sua típica feição em relevo positivo é representada por um conjunto de serras alinhadas na direção NE-SW; (B) Contato brusco do Pórfiro União do Norte com rochas da Unidade Vulcanoclástica; Veios e sistema de veios são típicos nas regiões de contato do quartzo-feldspáti pórfiro com a (C) Sequênciã Vulcanoclástica e com a (D) Suíte Granodiorítica.

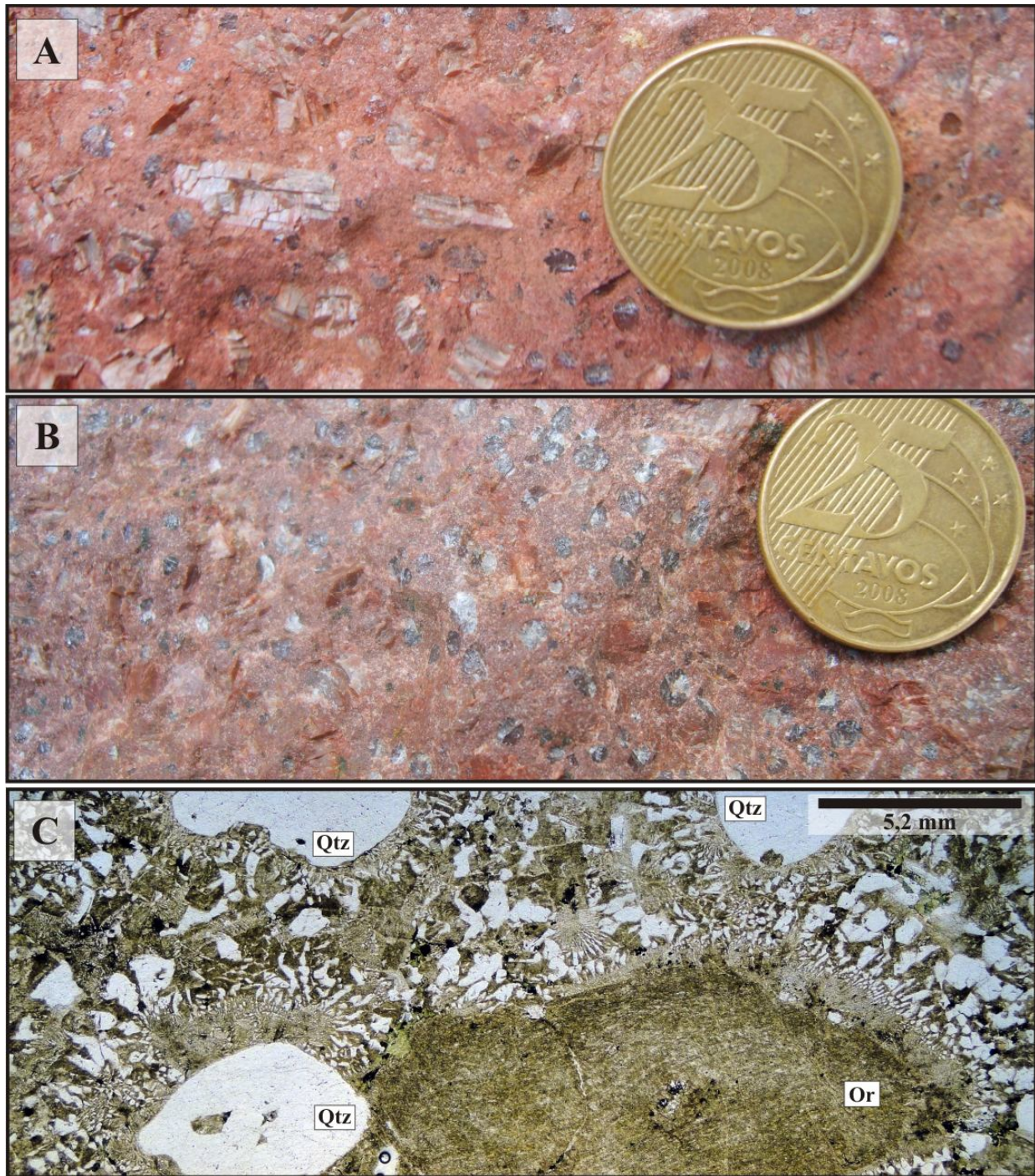


Fig. 9.18. Feições macro e microscópicas do Pórfiro União do Norte: (A) Padrão isotrópico, tonalidade avermelhada e textura porfírica; (B) Textura porfírica representada por cristas de feldspato e quartzo arredondado a bi-terminado de alta temperatura; (C) Fotomicrografia em luz natural que exhibe as representativas texturas micrográfica e porfírica do Pórfiro União do Norte.

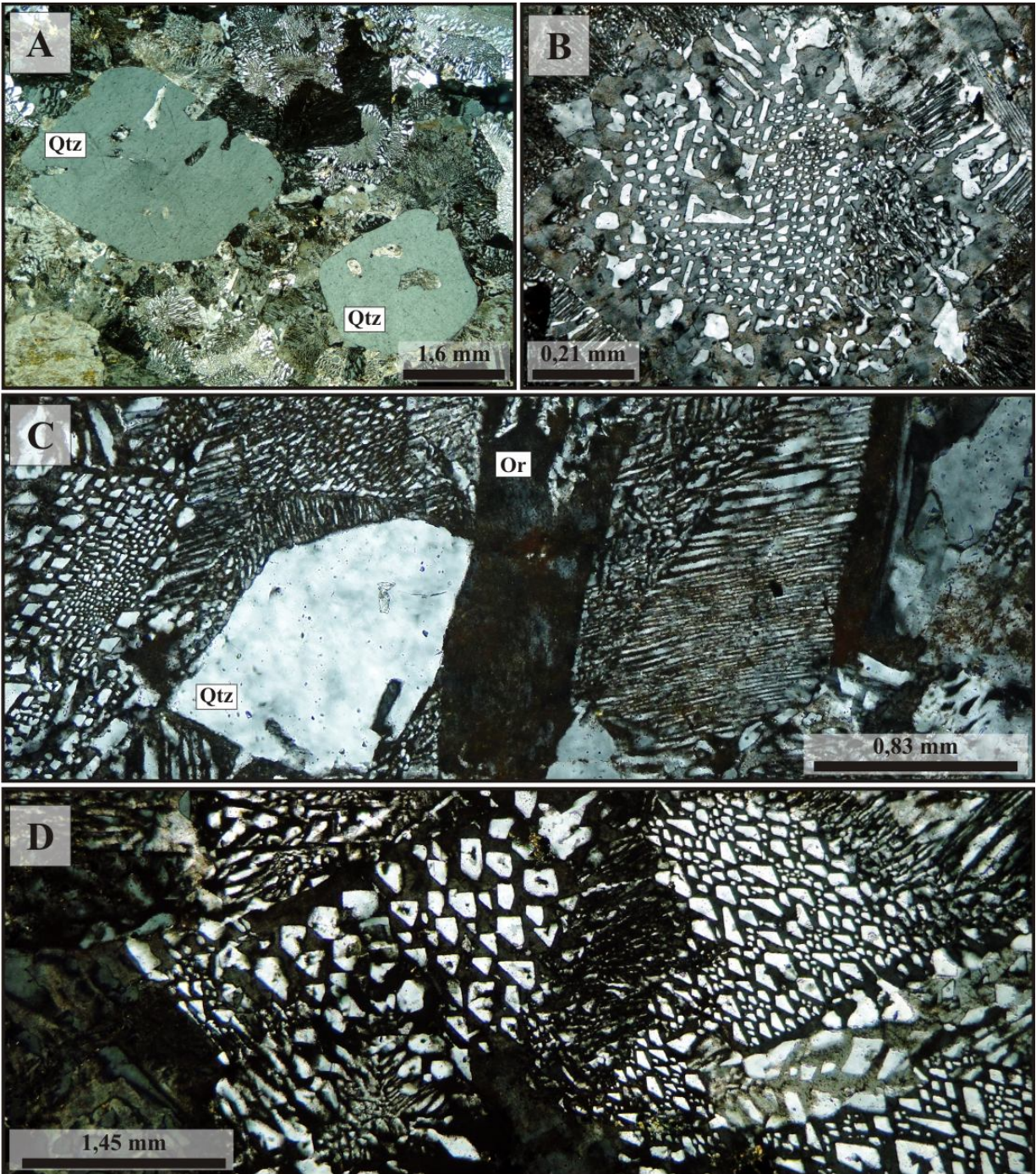


Fig. 9.19. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) das texturas do Pórfiro União do Norte: (A) Fenocristais de quartzo em matriz inequigranular de granulação fina a média e com textura micrográfica bem desenvolvida; (B) Textura micrográfica derivada do intercrescimento regular de quartzo e feldspato alcalino; (C) Intercrescimento regular de quartzo e feldspato alcalino (textura micrográfica) com casos que exibem formato em pena; (D) Quartzo com formas bem definidas em textura micrográfica.

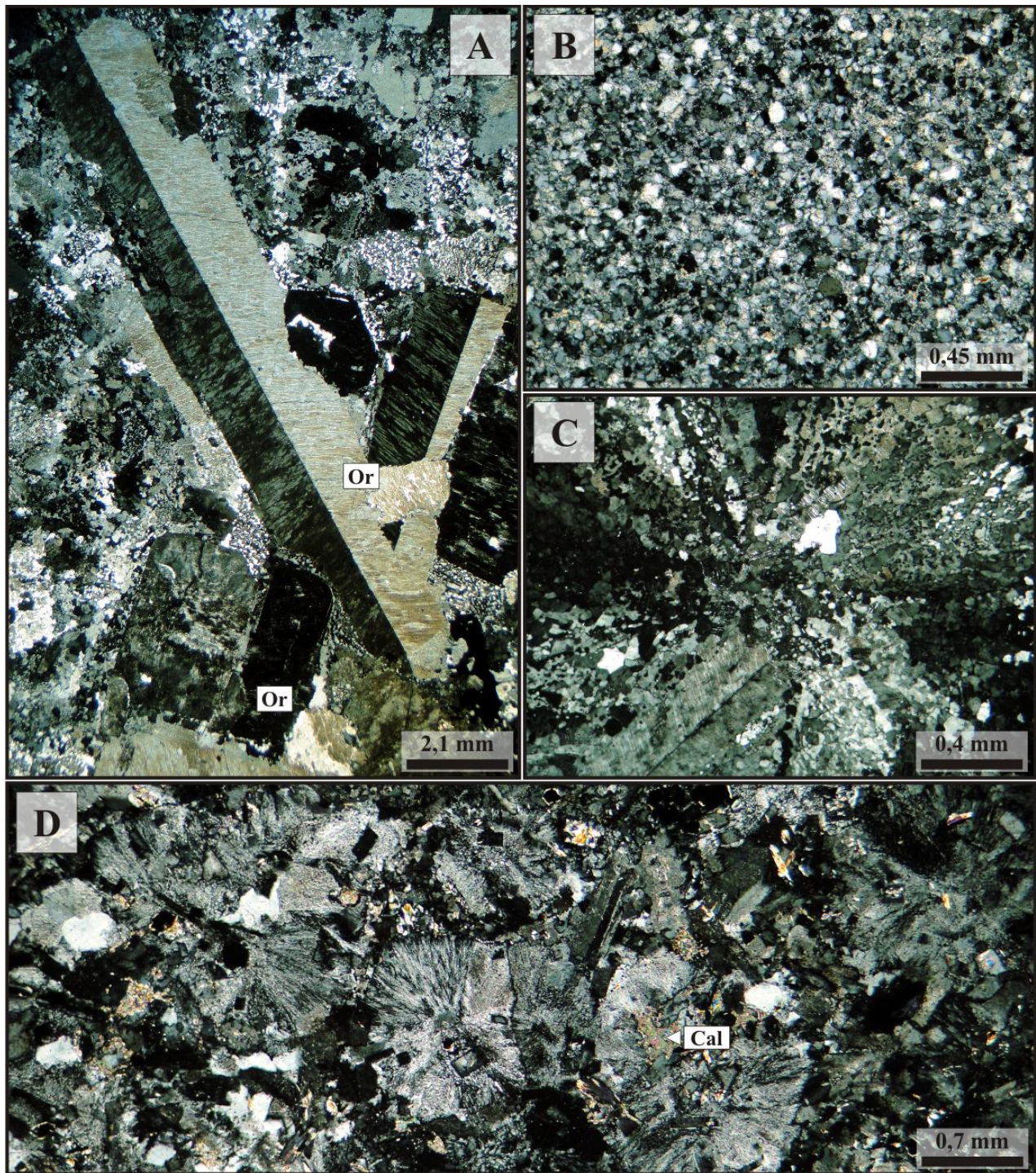


Fig. 9.20. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) das texturas observadas no Pórfiro União do Norte: (A) Textura porfírica representada por cristais de ortoclásio com característica geminação Carlsbad; (B) Textura microgranular dominada por cristais de quartzo; (C) Textura granofírica com intercrescimento entre quartzo e ortoclásio; (D) Textura esferulítica.

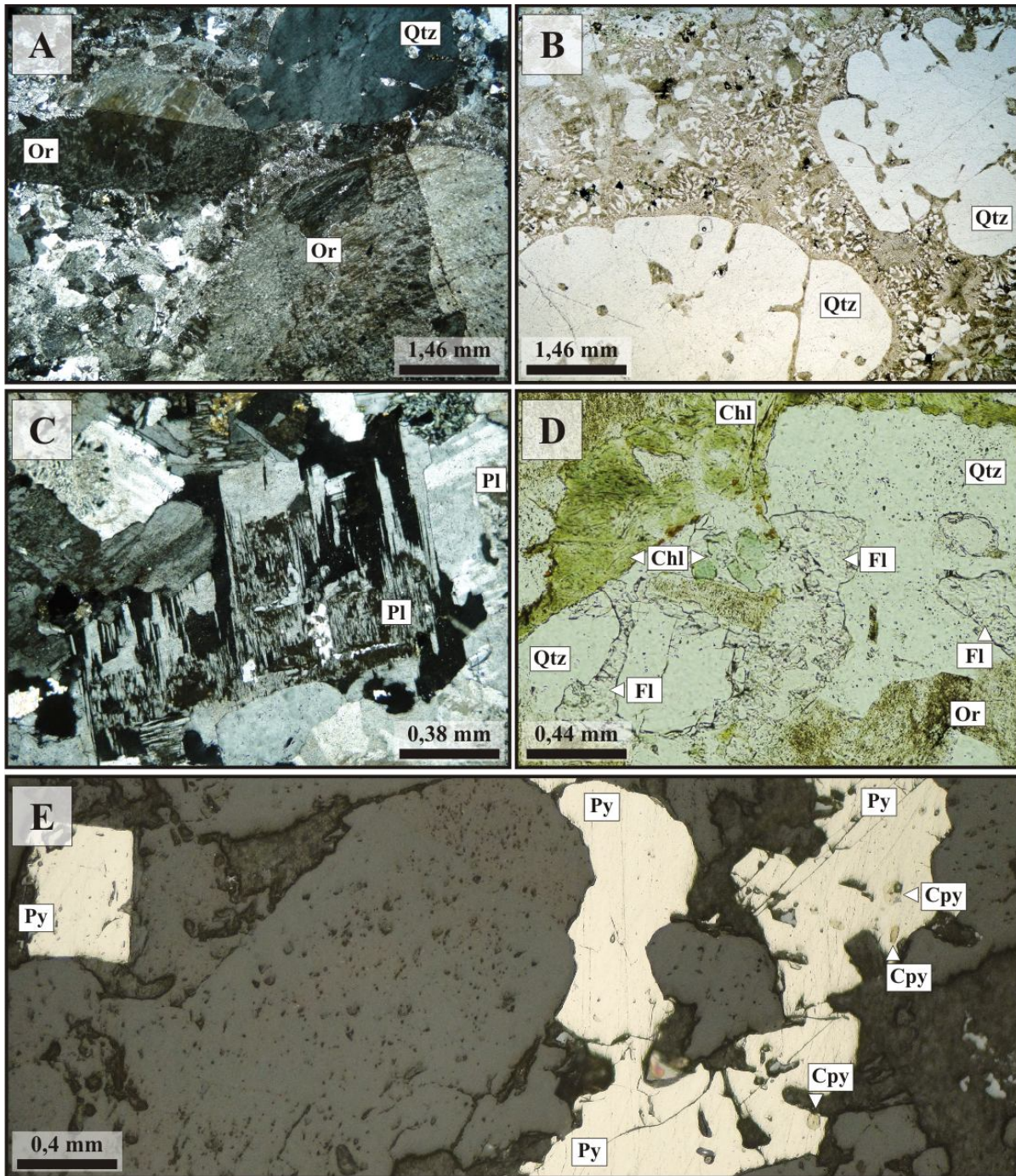


Fig. 9.21. Fotomicrografias do Pórfiro União do Norte: (A) Fenocristais de ortoclásio com geminação Carlsbad característica; (B) Fenocristais arredondados de quartzo com golfo de corrosão e pequenas inclusões de ortoclásio; (C) Plagioclásio com geminação do tipo Albita descontínua, comum na unidade sub-vulcânica; (D) Fluorita primária, anédrica e de granulção média; (E) Cristais de pirita com inclusões de calcopirita. FOTOMICROGRAFIAS: A,C: polarizadores cruzados; B,D: luz natural; E: luz refletida.

9.4 DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS

Correspondem a vulcânicas máficas a félsicas que ocorrem em diques sem indícios de deformação e metamorfismo e que truncam todas as unidades até então descritas. De dimensões reduzidas, apresentam poucas dezenas de comprimento e não ultrapassam os 10-15 m de largura (Fig. 9.22). Ocorrem alinhados segundo orientação preferencial de N20-59E, com direções N295W subordinadas. Com base no diagrama TAS (*total alkalis silica*, Cox *et al.*, 1979; Le Bas *et al.*, 1986), três grupos de vulcânicas são identificados: (i) basalto, (ii) traquibasalto a andesito e (iii) dacito (Fig. 9.23). O grupo (ii) e algumas amostras de dacito correspondem aos dados reportados por Assis (2008), os quais foram adicionados a este trabalho no intuito de melhor qualificação e compreensão destas rochas.

Os basaltos são representados por rochas isotrópicas, não magnéticas, de tonalidade cinza-escuro com porções esverdeadas e textura afanítica. Os dacitos e andesitos, por sua vez, são magnéticos, de granulação fina, coloração cinza e textura porfirítica. Os fenocristais são representados por plagioclásio de até 1 mm de comprimento e mais restritamente por quartzo bi-terminado. Segundo Assis (2008), os dacitos apresentam matriz muito fina, composta essencialmente por quartzo e fenocristais de plagioclásio com até 3,8 mm de comprimento. Os andesitos, no entanto, exibem textura afanítica e frequentes fenocristais de plagioclásio.



Fig. 9.22. *Modos de ocorrência e relações de contato dos diques de vulcânicas máficas a félsicas: (A) Diques dacíticos com poucos metros de largura e algumas dezenas de comprimento; (B) Diques andesíticos intrusivos na Suíte Granodiorítica.*

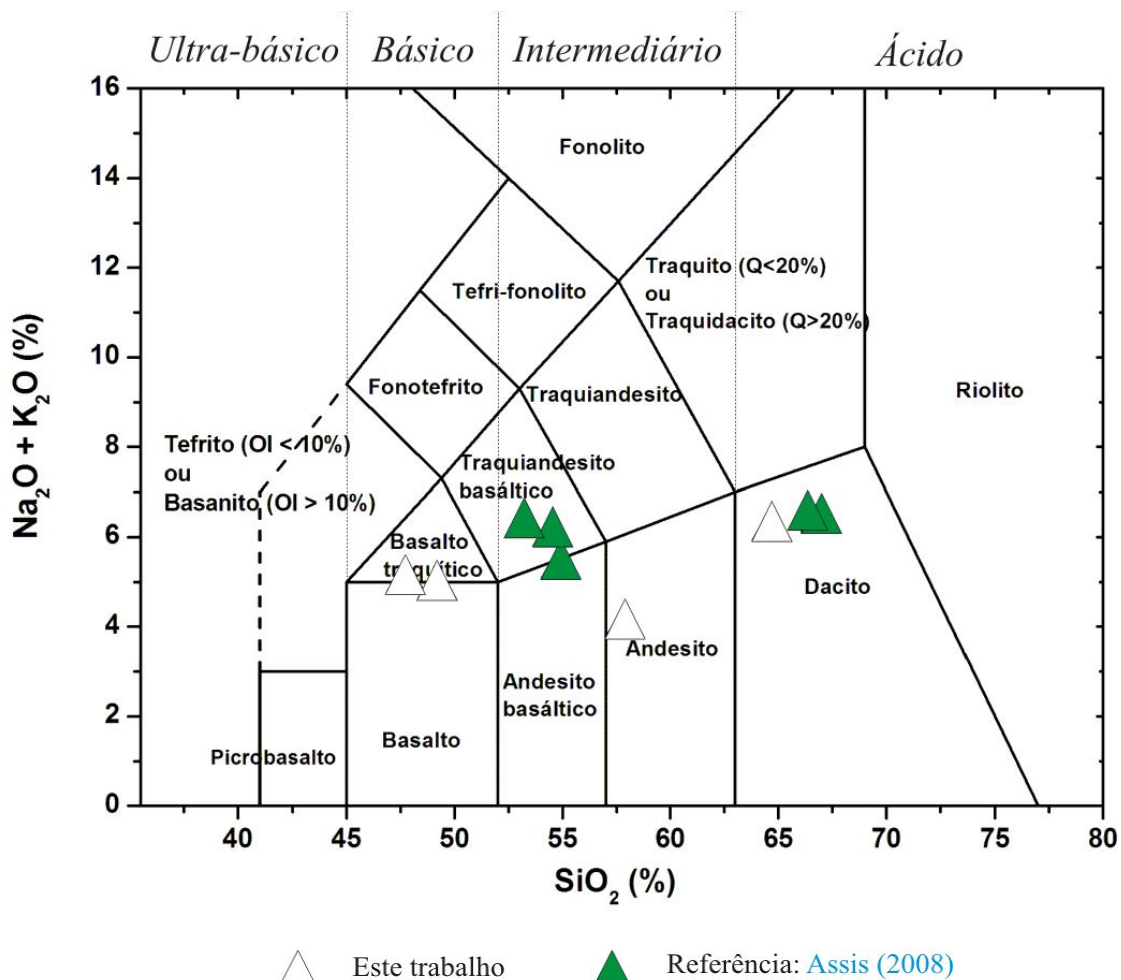


Fig. 9.23. Diagrama de álcalis total vs. sílica (TAS, Cox et al., 1979; Le Bas et al., 1986), com as amostras dos diques de vulcânicas máficas a félsicas da área do Depósito do Francisco.

10 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A abrangência espacial e a evolução do sistema hidrotermal responsável pela formação do Depósito do Francisco, localizado na região de União do Norte, é abordado nesse tópico, que tem como base as relações de campo e estudos petrográficos detalhados. Como resultado, a evolução paragenética desse sistema hidrotermal e de seu minério aurífero podem ser observadas na *Figura 10.1*.

10.1 ALTERAÇÃO POTÁSSICA

Representada pela paragênese ortoclásio \pm hematita \pm quartzo \pm biotita, corresponde à fase inicial da alteração hidrotermal, normalmente atribuída às porções distais da zona mineralizada e/ou proximais e internas ao Pórfiro União do Norte. Essa alteração torna-se particularmente evidente pela acentuada coloração avermelhada conferida às rochas como resultado da ocorrência de feldspato alcalino, geralmente ortoclásio, disseminado ou controlado por fraturas. De forma geral, o ortoclásio é anédrico e de granulação fina a média.

A alteração potássica encontra-se melhor desenvolvida no Pórfiro União do Norte, em que a intensa geração de ortoclásio \pm hematita \pm biotita confere em alguns setores da rocha uma forte tonalidade vermelho tijolo (*Fig. 10.2A*). A presença de hematita é indicada por inclusões muito finas no ortoclásio, as quais lhe denotam um aspecto turvo ao microscópio (*Fig. 10.2B-G*). Este padrão de alteração substitui intensamente tanto o ortoclásio primário da textura micrográfica da unidade sub-vulcânica, a qual exibe contatos retilíneos com os fenocristais de ortoclásio (*Fig. 10.2D*), quanto o plagioclásio ígneo (*Figs. 10.2E-G*).

Na Unidade Vulcanoclástica, a alteração potássica é representada por ortoclásio \pm hematita que frequentemente oblitera moderada a intensamente a matriz, assim como os fragmentos líticos e de cristais, o que confere a unidade, especialmente nas porções proximais ao minério, mas não mineralizadas, uma tonalidade mais avermelhada. Vênulas tardias de ortoclásio \pm hematita fina podem ser observadas neste conjunto de rochas.

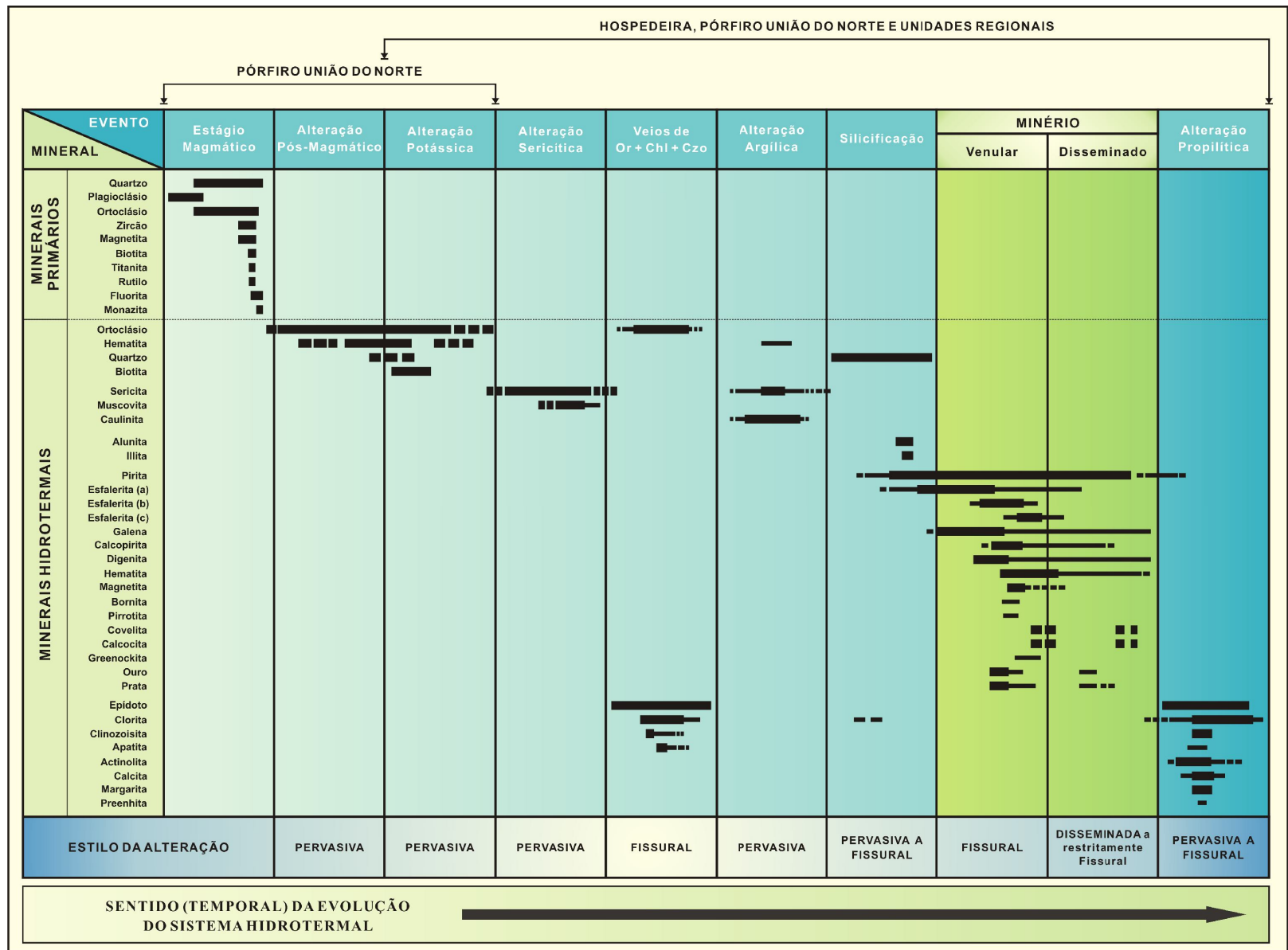


Fig. 10.1. Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito do Francisco.

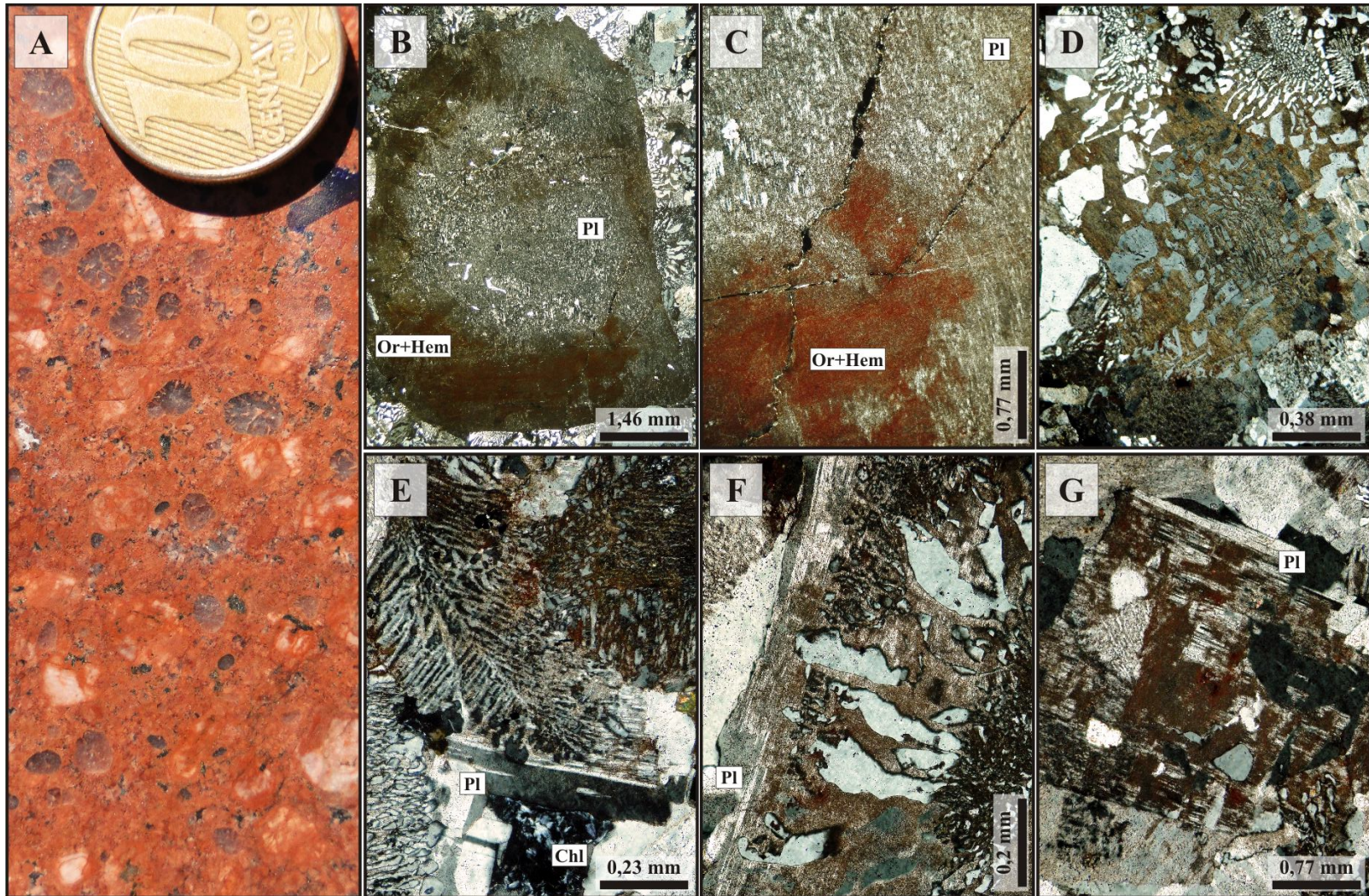


Fig. 10.2. Modos de manifestação da alteração potássica no Pórfiro União do Norte: (A) Forte tonalidade vermelho tijolo decorrente da geração de ortoclásio ± hematita hidrotérmicas; (B-C) Plagioclásio primário consumido a partir das bordas por ortoclásio ± hematita; (D-E) Textura gráfica substituída por ortoclásio ± hematita hidrotermal, esta última observada pelo aspecto turvo do feldspato alcalino; (F) Substituição do plagioclásio primário por quartzo + ortoclásio ± hematita hidrotérmicas; (G) Substituição do plagioclásio primário por ortoclásio hidrotermal. **FOTOMICROGRAFIAS:** B-G: polarizadores cruzados.

10.2 ALTERAÇÃO SERICÍTICA

A alteração sericítica é representada pela paragênese sericita + quartzo \pm muscovita \pm clorita que oblitera o estágio anterior, principalmente pela substituição do ortoclásio por sericita. Por estar mais bem desenvolvida nas porções proximais ao minério, a alteração sericítica forma ao longo do minério principal um extenso envelope hidrotermal com concentrações significativas de pirita, esfalerita, galena e calcopirita subordinada (*Fig. 10.3*).

Nas proximidades do Depósito do Francisco observa-se uma apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada, em que apenas os fenocristais de quartzo arredondado a bi-terminado estão preservados (*Fig. 10.4A-B*). Essa apófise, de tonalidade acinzentada e matriz microgranular, exibe uma intensa alteração com sericita \pm muscovita (*Figs. 9.20B; 10.4C-D*), sendo que a maioria dos fenocristais de feldspato estão mais alterados do que a matriz ígnea (*Fig. 10.4D*), o que impossibilita a estimativa da composição do plagioclásio. No entanto, são observados em muitos casos, formatos ripiformes e euédricos, que sugerem terem correspondido a plagioclásio. A alteração dos fenocristais é representada basicamente por sericita e muscovita subordinada. Não foram observadas, contudo, sulfetos a este estágio metassomático.

De estilo mais regional, a alteração sericítica está associada à saussuritização do plagioclásio primário, especialmente àqueles da Suíte Granodiorítica (*Fig. 10.4E*).

10.3 VEIOS DE ORTOCLÁSIO + EPÍDOTO + CLORITA + CLINOZOISITA

Corresponde a veios tardios de clorita + epídoto + clinozoisita com halos de ortoclásio que normalmente ocorrem em escala mais regional em União do Norte e que truncam os estágios anteriormente descritos da alteração hidrotermal. Entretanto, também têm sido frequentemente reportados nos arredores de inúmeros depósitos do setor leste da PAAF, a exemplo do Bigode ([Assis, 2008](#)), Pé Quente ([este trabalho](#)), João Oficial ([Vasconcelos, in prep.](#)) e Bernaldo.

Na região de União do Norte, este estilo da alteração hidrotermal normalmente aparece associado à Suíte Granodiorítica, em que a geração de ortoclásio ocorre pela destruição do plagioclásio ígneo (*Figs. 10.5A,C-D*). Nos diques dacíticos a andesíticos, este estilo é mais restrito e pouco desenvolvido (*Fig. 10.5E*). Pequenos bolsões de clorita + epídoto + clinozoisita com estreitos halos de ortoclásio são frequentemente observados na Unidade Vulcanoclástica, em especial nas proximidades do Depósito do Francisco (*Figs. 10.5B*).

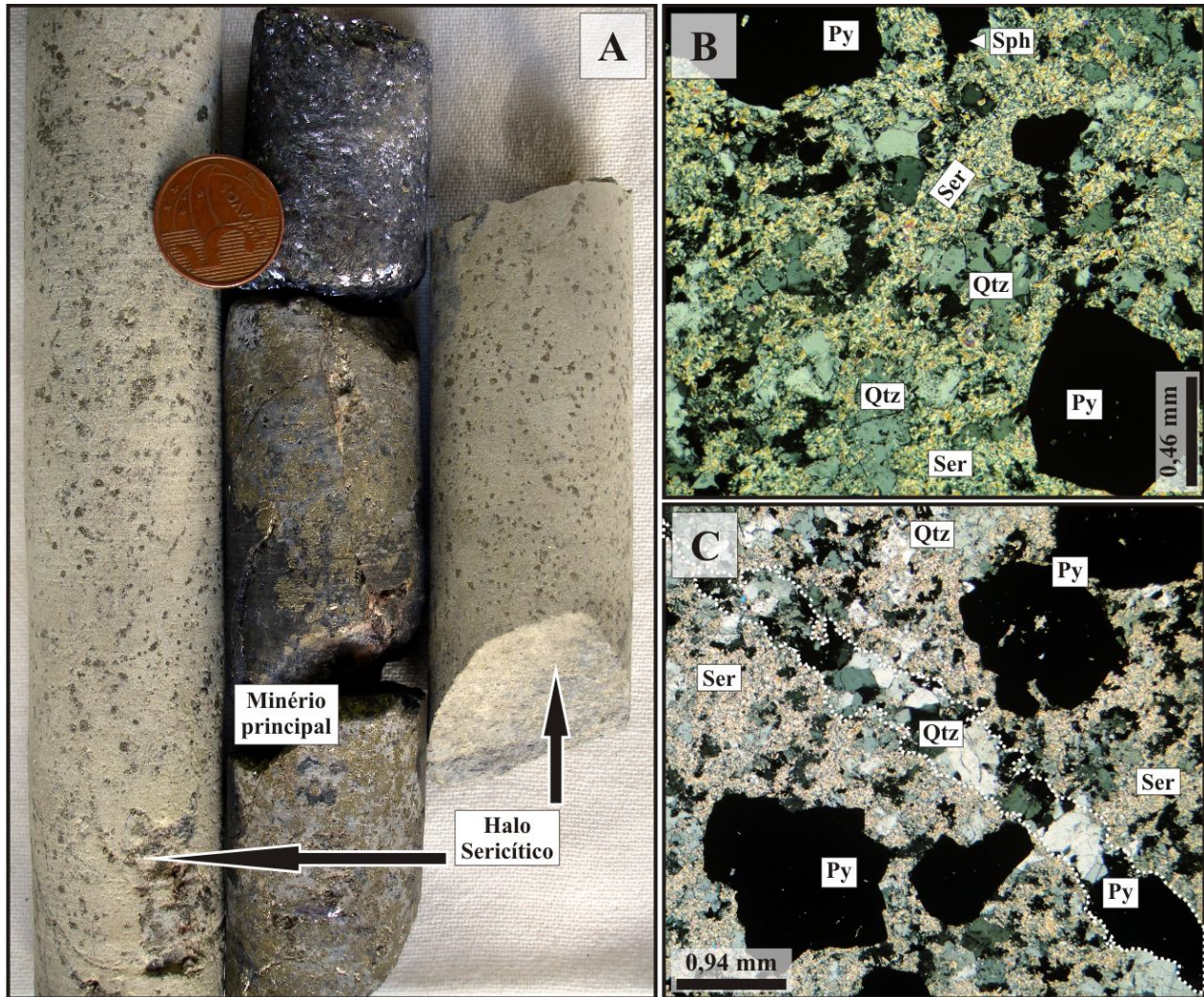


Fig. 10.3. (A) O principal setor mineralizado no Depósito do Francisco corresponde a veios de minério maciço envelopados por um halo de intensa alteração sericítica com pirita e sulfetos de metais de base disseminados; Fotomicrografias da área mineralizada que mostram: (B) O envelope sericítico representado predominantemente por sericita + quartzo com pirita como sulfeto dominante; (C) Adicionalmente, vênulas tardias de quartzo + pirita podem estar relacionadas aos setores de intensa alteração sericítica. FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.

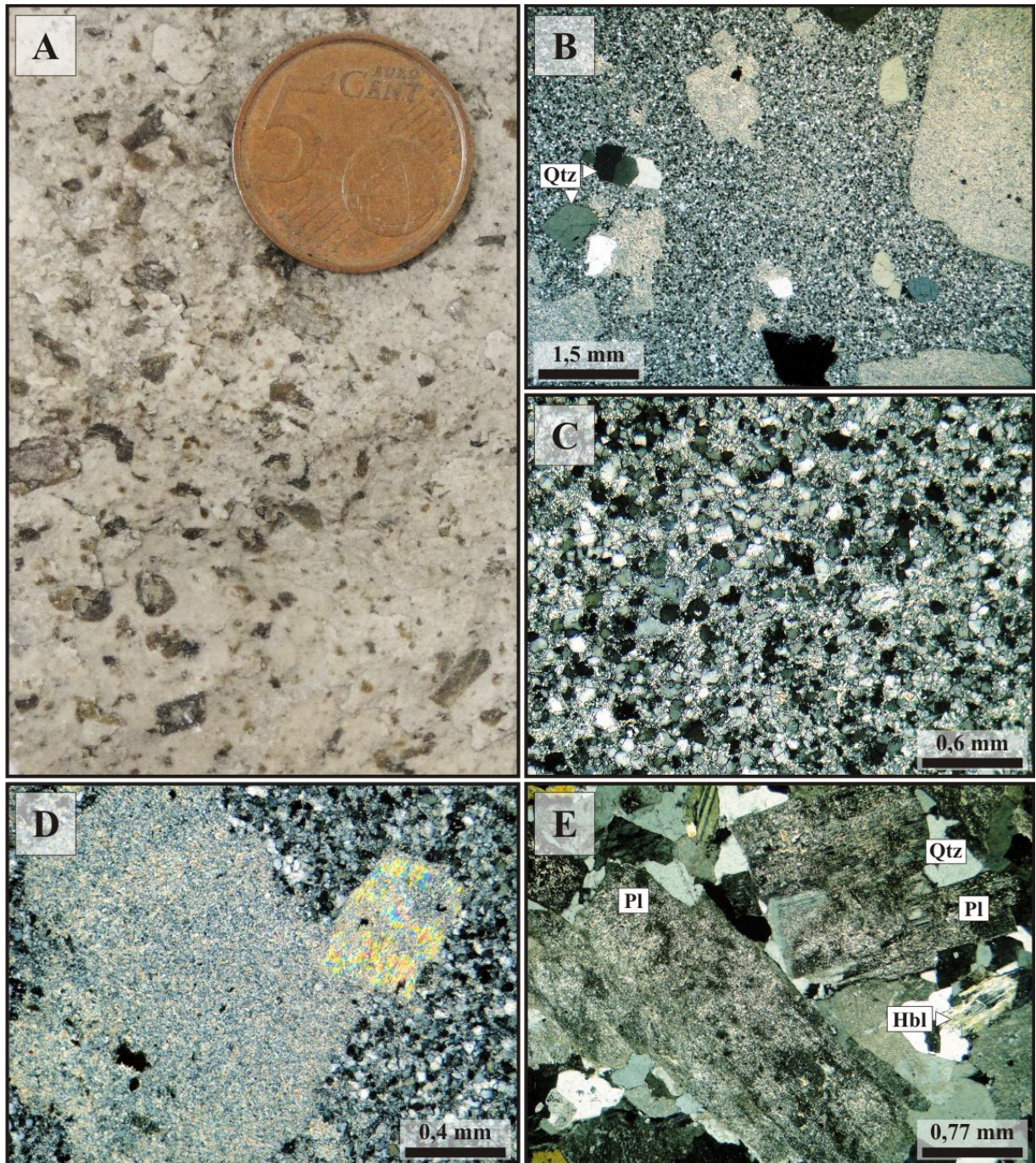


Fig. 10.4. (A) Apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada e nas proximidades da zona mineralizada do Depósito do Francisco; (B) Alteração sericítica da matriz microgranular e dos fenocristais (plagioclásio?) da apófise do Pórfiro União do Norte; (C) Pórfiro União do Norte com matriz microgranular intensamente sericitizada; (D) Fenocristal de feldspato substituído por sericita + muscovita; (E) A alteração sericítica mais regional é representada pela substituição do plagioclásio ígneo por sericita. *FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.*

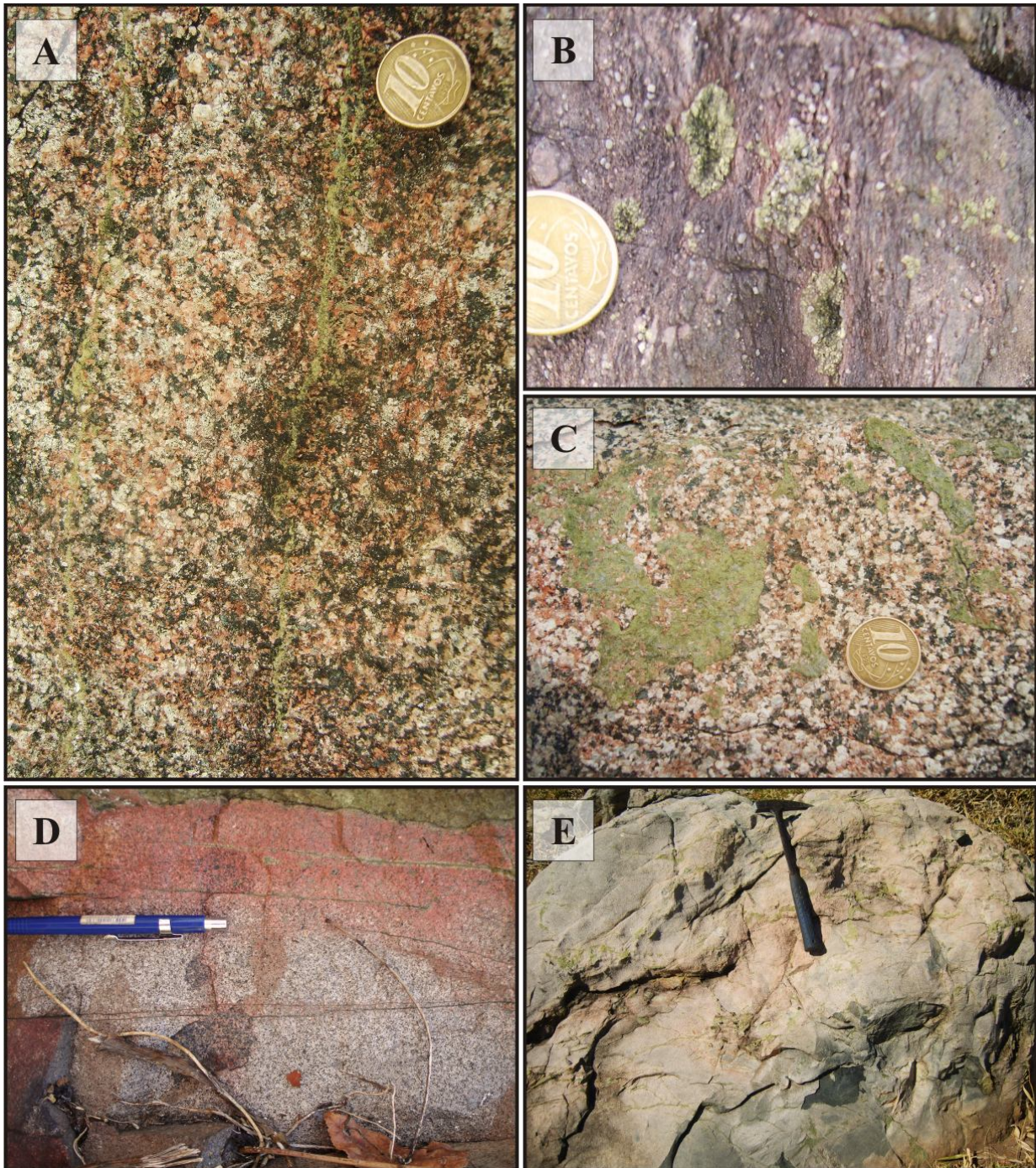


Fig. 10.5. (A) Granodiorito com vênulas de epídoto + clorita com extenso halo de ortoclásio hidrotermal; (B) Halo de ortoclásio ao redor de bolsões com epídoto + clorita em grauvacafeldspática vulcanoclástica; (C) Granodiorito com bolsões de epídoto \pm clorita e fraco halo de ortoclásio hidrotermal; (D) Extensos halos de ortoclásio \pm hematita ao longo de vênulas de epídoto + clorita \pm quartzo em granodiorito; (E) Dacito com extensos halos de ortoclásio em vênulas descontínuas de epídoto \pm clorita.

10.4 ALTERAÇÃO ARGÍLICA

Embora tenha sido pobremente definida na região, corresponde a um estilo hidrotermal restrito e normalmente encontrado nas proximidades do Pórfiro União do Norte. Análises por difração por raios X indicam que essa alteração é representada essencialmente por caulinita e sericita, além hematita subordinada (*Fig. 10.6*). Zonas com elevada concentração de veios e sistema de veios, ambos preenchidos por quartzo, normalmente truncam essas zonas de argilitização (*Fig. 10.7*). Em escala macroscópica essa alteração produz argilominerais de granulação muito fina e de tonalidades avermelhadas, amareladas a alaranjadas (*Fig. 10.7*). Devido a forte intensidade e desenvolvimento desta alteração, não é mais possível o reconhecimento das rochas por ela afetadas.

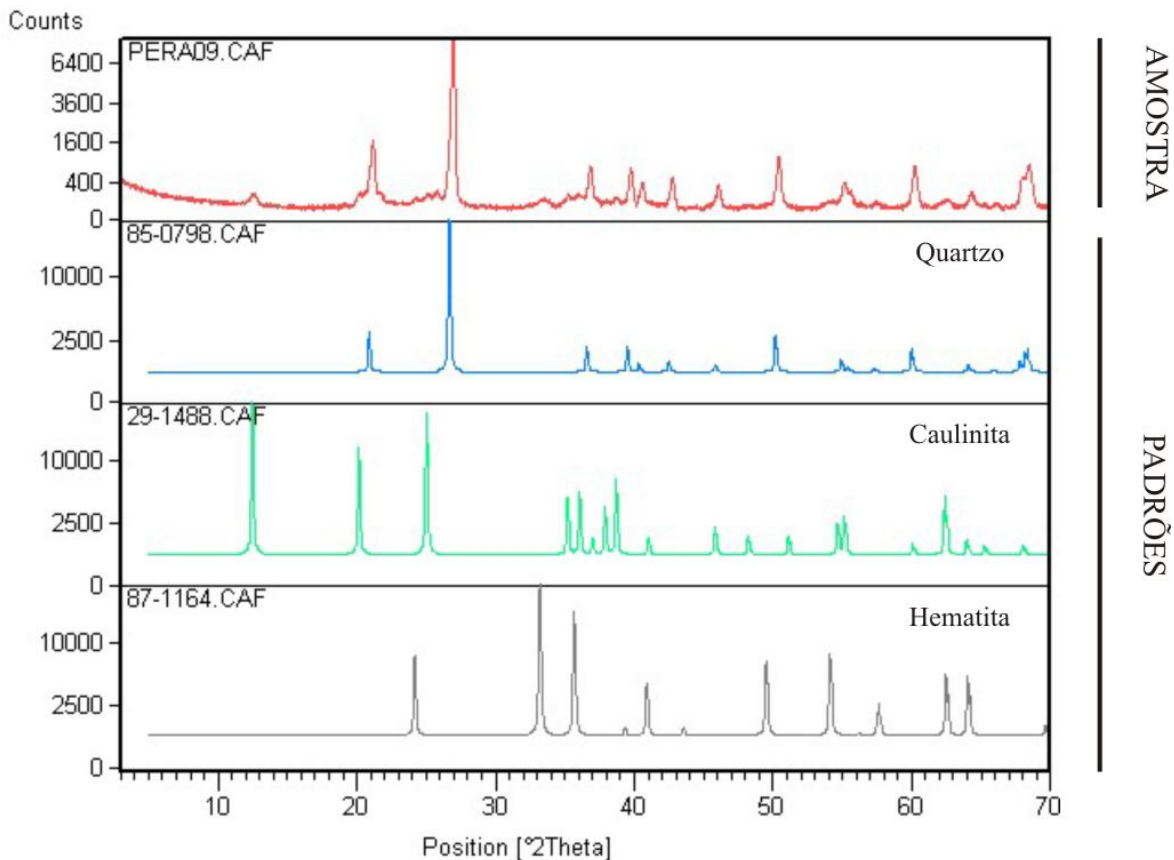


Fig. 10.6. Difratograma de amostra da zona de alteração argílica do Depósito do Francisco, com a individualização dos picos da caulinita e hematita. Acredita-se que o quartzo caracterizado na amostra seja proveniente da matriz da rocha e não da alteração hidrotermal.

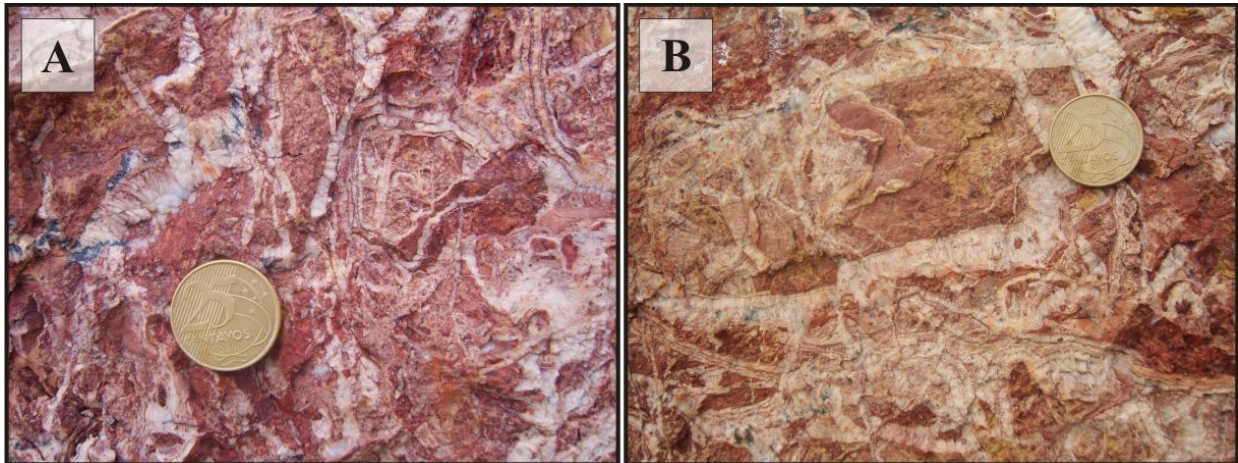


Fig. 10.7. Aspectos macroscópicos da alteração argílica: (A-B) Zonas com forte alteração argílica posteriormente truncadas por veios de quartzo.

10.5 SILICIFICAÇÃO E PREENCHIMENTO POR SÍLICA

De paragênese representada por quartzo \pm hematita, corresponde ao principal estágio hidrotermal no entorno do Depósito do Francisco. Ocorre principalmente na forma de veios aos quais o minério está associado. Contudo, a depender da intensidade, a alteração pode evoluir para um estilo pervasivo, com a substituição quase completa da hospedeira (Fig. 10.8). A silicificação e a conspícua ocorrência de veios entrelaçados de quartzo \pm hematita \pm sericita, que por vezes configuram um padrão em *stockwork*, assim como bolsões com quartzo de granulação média a grossa, estão intimamente associadas aos contatos do Pórfiro União do Norte com as demais unidades da região (Figs. 10.8).

Em setores proximais ao quartzo-feldspato pórfiro observa-se com frequência veios de quartzo com textura em tipo pente (*comb-texture*), brechas hidráulicas com matriz constituída eminentemente por quartzo, texturas esferulíticas, cavidades drusiformes e texturas coliformes (Fig. 10.9). Essas feições sugerem que a unidade sub-vulcânica teria se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso (Candela, 1997). Essa hipótese ainda é reforçada pela textura micrográfica bem desenvolvida do Pórfiro União do Norte, assim como a elevada quantidade de veios de quartzo encontrados nos contatos da unidade. *Box-works* de pirita ainda podem estar associados às regiões proximais do granito sub-vulcânico. Em adicional, nota-se que a intensa silicificação e venulação estão associadas às zonas mineralizadas do Depósito do Francisco, com quartzo de granulação muito fina a média em rochas da Unidade Vulcanoclástica, principais

hospedeiras do minério. Por vezes, os condutos do granito sub-vulcânico podem estar intensamente silicificados, com a preservação apenas dos fenocristais de quartzo bi-terminado e raro feldspato potássico. Nestes locais é observada uma intensa sulfetação dominada por pirita média e alguma calcopirita subordinada (*Fig. 10.10*).

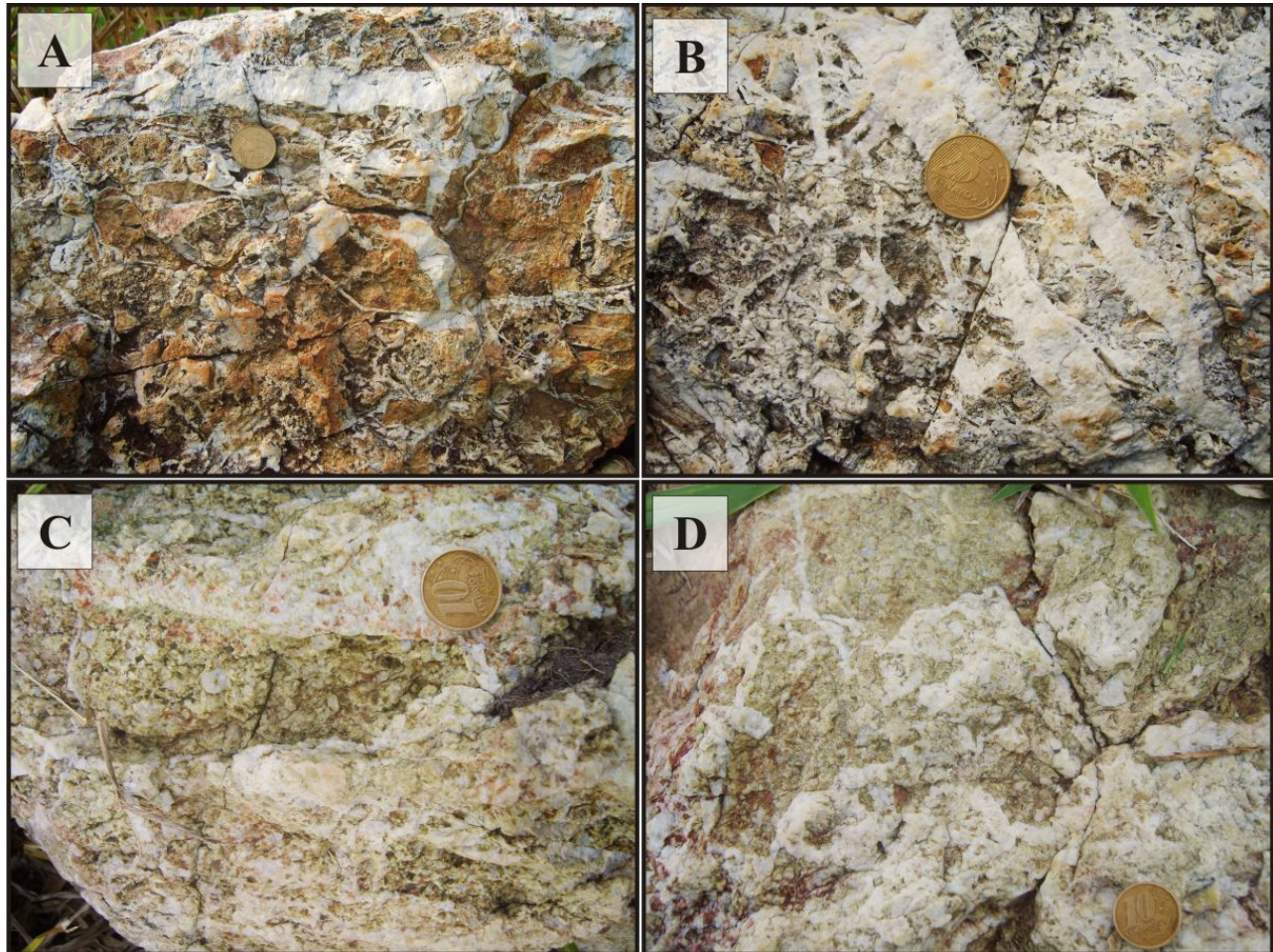


Fig. 10.8. A presença do Pórfiro União do Norte confere em suas encaixantes um estilo hidrotermal frequentemente representado por intensa venulação quartzosa: (A-B) Conforme se aproxima do contato com a sub-vulcânica as venulações tornam-se cada vez mais intensas e evoluem para um estilo pervasivo que oblitera quase que por completo a estrutura primária da hospedeira; (C-D) Intensa venulação de quartzo com geração de brechas hidrotermais. As fotografias correspondem às proximidades do contato do Pórfiro União do Norte com a: (A-B) Unidade Vulcanoclástica; (C-D) Suíte Granodiorítica.

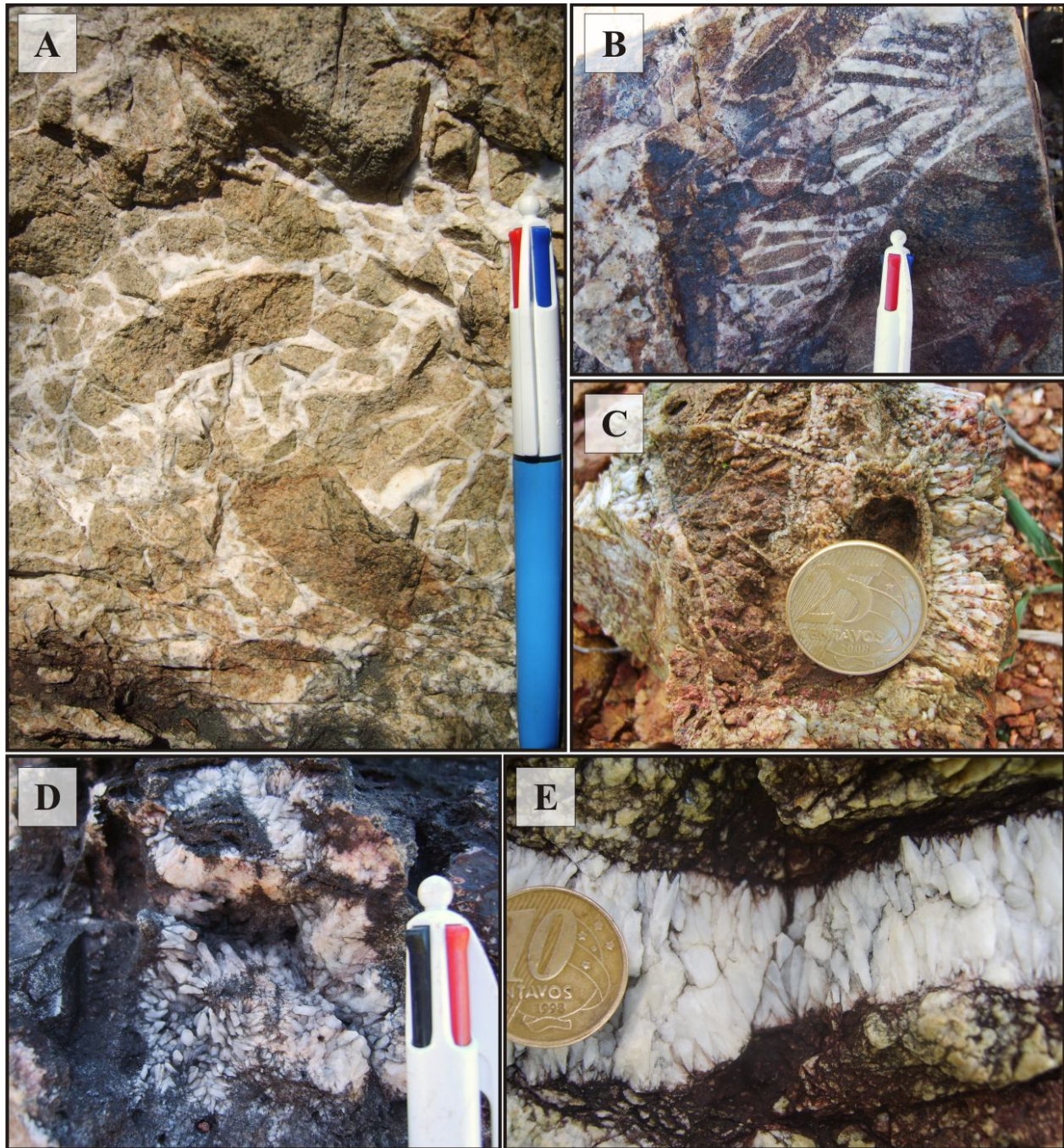


Fig. 10.9. Estruturas de saturação de fase fluida que indicam percolação de soluções em nível crustal raso: (A-B) Brechas hidráulicas cimentadas por quartzo leitoso em rochas da Unidade Vulcanoclástica, (C-D) Bolsões quartzo com textura em pente (comb-texture) em rochas da Unidade Vulcanoclástica; (E) Granodiorito com veio de quartzo de textura do tipo pente. Todas essas estruturas foram observadas nas proximidades do Pórfiro União do Norte.

Em porções mais distais do Depósito do Francisco e do Pórfiro União do Norte, mas ainda em domínios da Unidade Vulcanoclástica, observa-se a diminuição na intensidade das venulações, com veios e vênulas muito espaçadas e/ou concordantes ao acamamento sedimentar. Pequenas concentrações de clorita + epídoto podem ser encontradas nestes setores.

Elevadas concentrações de sílica estratificada em camadas de até 60 cm de espessura e alguns metros de extensão, por vezes deformadas, podem estar associadas a este estágio da alteração hidrotermal. Intercalada à sílica são observados pequenos níveis avermelhados (até 0,5 cm de espessura) com argilominerais (Fig. 10.11). Análises por difração de raios X (DRX) das porções intercaladas a sílica revelam elevadas concentrações de quartzo e subordinadas de alunita e illita (Fig. 10.12). Essas evidências sugerem que a sílica estratificada observada na região do Depósito do Francisco corresponda às clássicas ocorrências de *silica cap* que geralmente estão associadas à mineralizações epitermais. A estrutura estratificada, por vezes deformada, destes setores de forte silicificação pode ter sido uma consequência da intensa percolação de fluidos ricos em sílica nas rochas da Unidade Vulcanoclástica, as quais frequentemente exibem estratificações plano-paralelas. Esses fluidos por serem de elevada acidez, devido a geração de alunita, podem ter mobilizado os demais elementos da hospedeira, posteriormente precipitado e concentrado o quartzo.

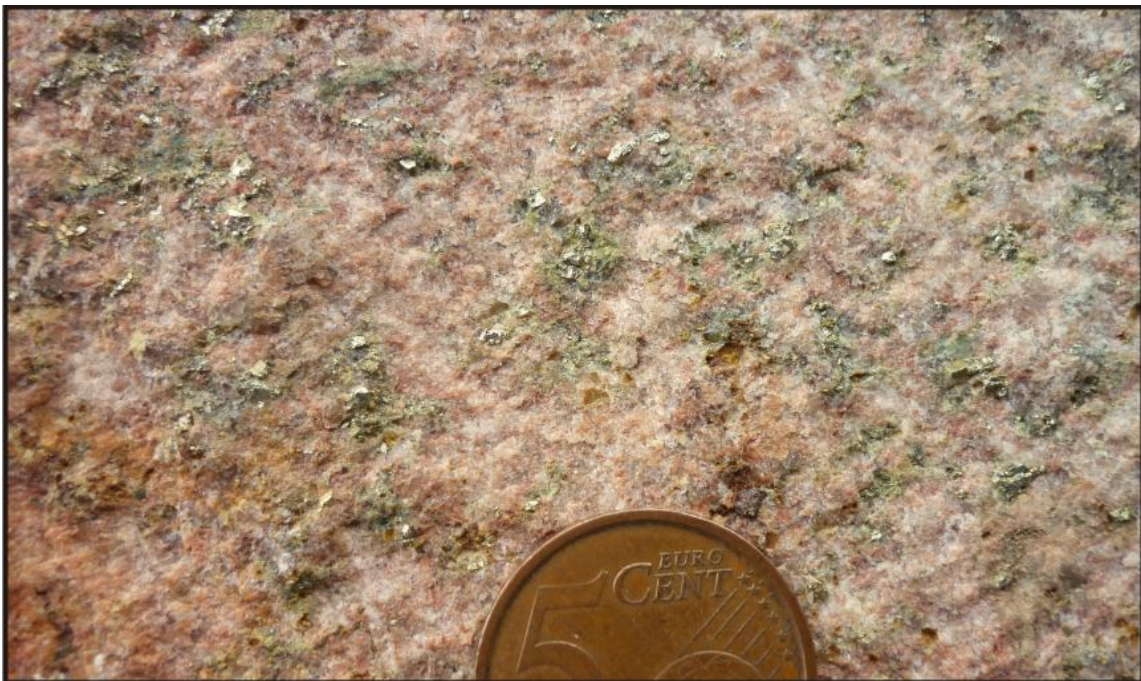


Fig. 10.10. Conduto sub-vulcânico intensamente silicificado e sulfetado do Pórfiro União do Norte.

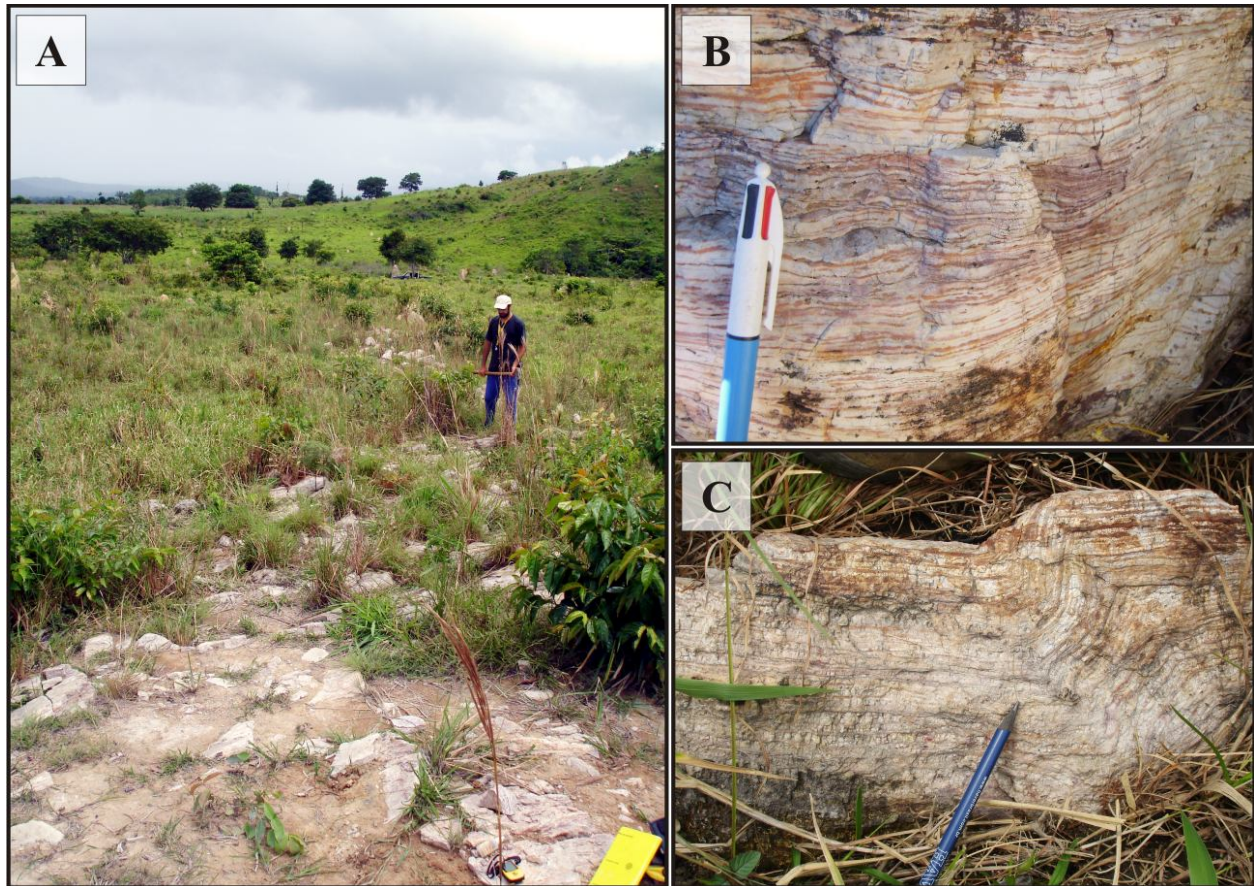


Fig. 10.11. (A) Extensa faixa de sílica estratificada, possivelmente sílica cap, nas proximidades do Depósito do Francisco; (B) Detalhe das camadas de sílica cap em que são observados estratos bem formados e horizontalizados de sílica; (C) Eventualmente, esses estratos podem ter sido afetados por deformação, com geração de dobras fechadas em estilo chevron.

10.6 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

Representada pela associação mineral clorita + epídoto + magnetita ± actinolita ± carbonato ± apatita ± pirita ± calcopirita ± quartzo ± esfalerita ± margarita ± ortoclásio que corresponde à alteração de natureza mais regional e distal em relação ao Depósito do Francisco. Contudo, clinzoisita, rutilo e titanita ainda podem estar presentes, mesmo que de modo mais restrito, em especial na Suíte Granodiorítica.

Essa alteração é pouco desenvolvida no Pórfiro União do Norte, onde é geralmente representada por clorita + calcita \pm epídoto que altera a rocha de modo pervasivo. Clorita é predominantemente magnesiânica e ocorre tanto de modo intersticial quanto como produto de alteração da biotita (Fig. 10.13A-G). Calcita e epídoto estão normalmente dispersos na matriz e frequentemente substituem o plagioclásio (Fig. 10.13).

Na Suíte Granodiorítica a alteração propilítica é representada pela assembléia clorita + epídoto \pm clinzoisita \pm hematita \pm magnetita \pm titanita. Nestes casos, o epídoto é anédrico a sub-euédrico, de granulação fina a média e normalmente substitui a biotita e/ou o plagioclásio. Clorita anédrica e anômala afeta predominantemente a biotita e de modo mais restrito o anfibólio. Veios espessos e descontínuos de epídoto + clorita \pm calcita, que por vezes evoluem para um estilo pervasivo, podem ser observados nesta unidade (Fig. 10.13H).

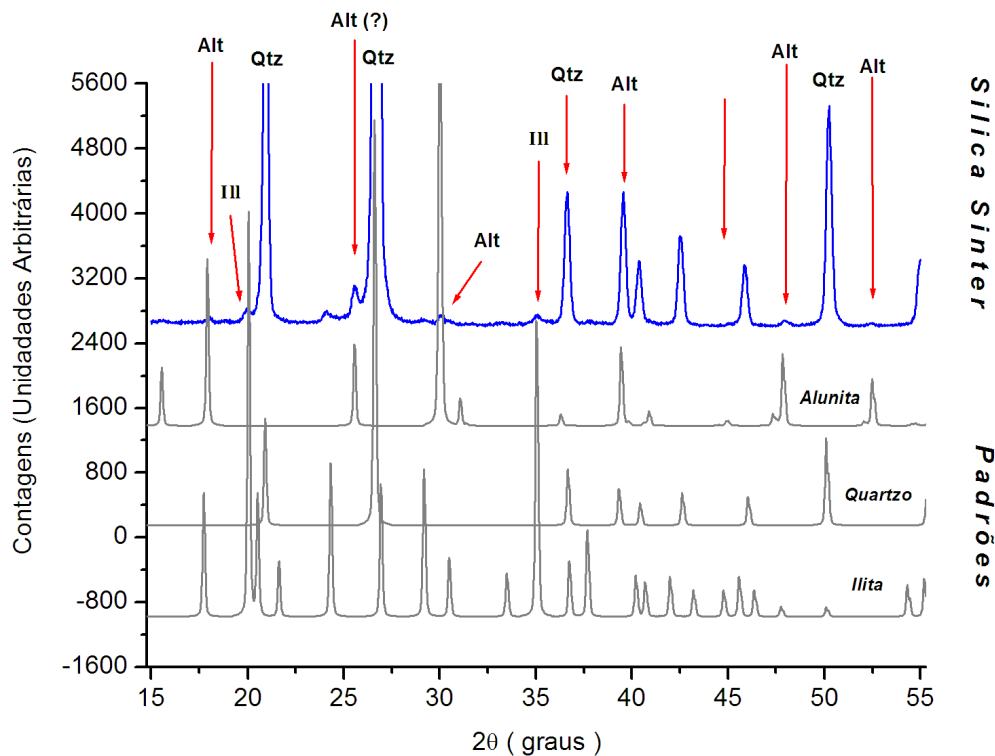


Fig. 10.12. Difratograma com a composição mineral da sílica estratificada (sílica cap), a qual é dominada por quartzo com alunite e illita subordinadas.

Na Unidade Vulcanoclástica, em especial na grauvaca-feldspática vulcanoclástica a alteração propilítica é denotada por clorita + epídoto + actinolita + magnetita ± pirita ± esfalerita ± carbonato que alteram inicialmente a matriz e cimento da rocha e posteriormente os fragmentos líticos e cristais de feldspato (*Fig. 10.14A*). Bolsões dispersos de epídoto ± clorita são comuns e por vezes exibem halos com ortoclásio (*Fig. 10.14B*). Subordinadamente, vênulas de clorita + epídoto + hematita + actinolita podem truncar a estrutura sedimentar, assim como vênulas de quartzo da alteração anterior (*Fig. 10.14C-D*). Na Unidade Vulcanoclástica a alteração propilítica é mais desenvolvida em setores distais ao Pórfiro União do Norte.

Estudos petrográficos revelam que a clorita não está restrita apenas à alteração propilítica, mas também a um processo temporalmente mais amplo, devido a cloritização dos máficos primários das suítes plutônicas e, em alguns casos, do próprio epídoto, e também da sua persistência em relação ao desaparecimento do epídoto e actinolita.

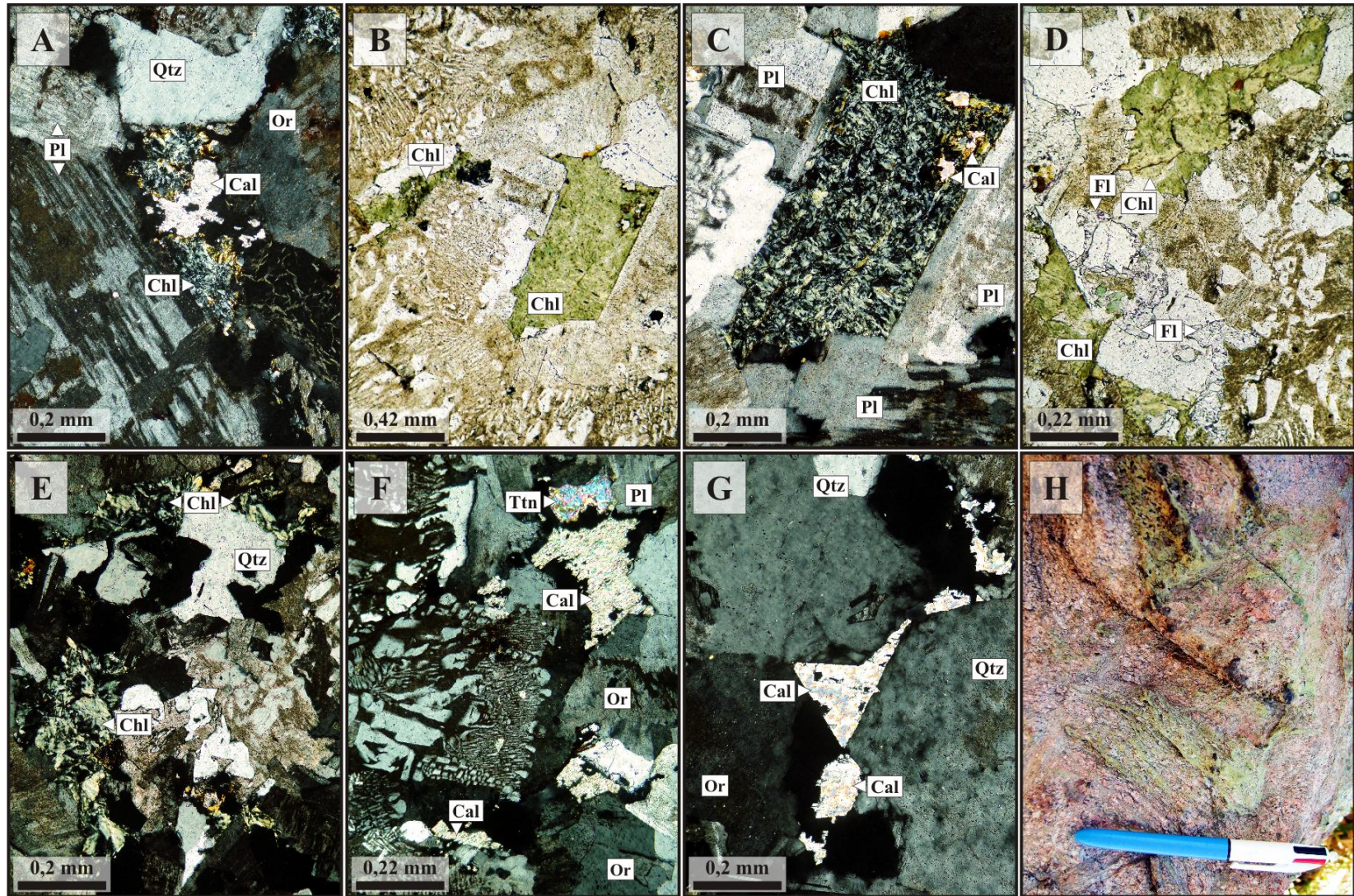


Fig. 10.13. Embora pouco desenvolvida no Pórfiro União do Norte, a alteração propilítica pode ser representada por: (A) Calcita intersticial e clorita anômala, (B-C) Clorita magnesiana intersticial; (D-E) Substituição de ortoclásio hidrotermal por clorita; (F-G) Calcita intersticial de granulação média; (H) Espessas vênulas irregulares de epidoto + clorita ± calcita em rocha granodiorítica. *FOTOMICROGRAFIAS*: A, C, E-G: polarizadores cruzados; B, D: luz natural.

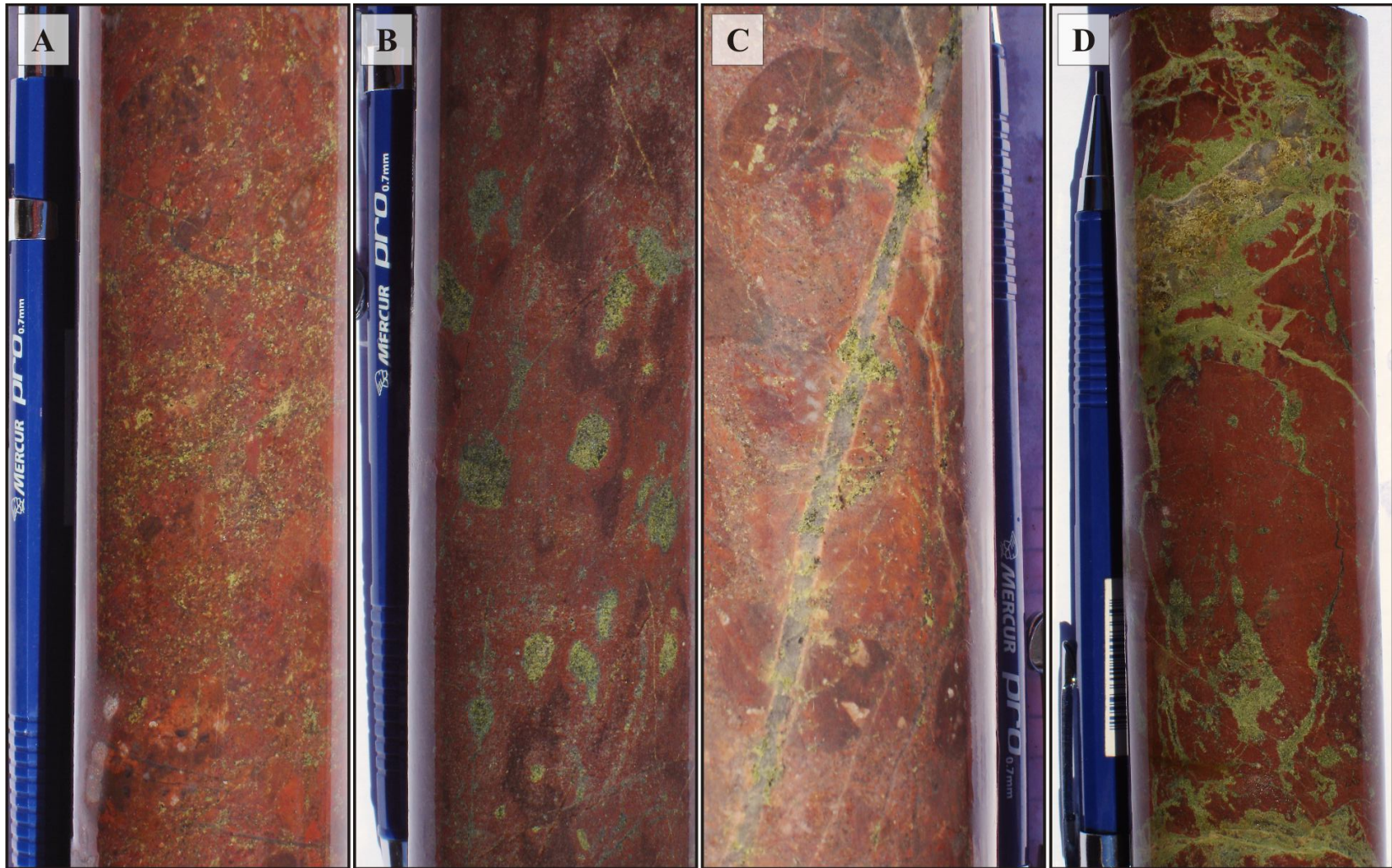


Fig. 10.14. A alteração propilítica na Unidade Vulcanoclástica é normalmente pouco desenvolvida, variando desde uma (A) Alteração pervasiva pouco expressiva que se sobrepõe à alteração potássica e que afeta o cimento e matriz da rocha; (B) Pequenos bolsões preenchidos por epidoto + clorita \pm calcita que eventualmente apresentam halos de ortoclásio; (C) Vênulas com epidoto + clorita que truncam veios de quartzo formados no decorrer da silicificação; ou então, (D) Estilo fissural, posterior a silicificação, e ao longo de pequenas fraturas irregulares preenchidas por clorita + epidoto + clinozoisita + apatita que tendem a evoluir para um estilo pervasivo.

10.7 VEIOS TARDIOS DE HEMATITA

Correspondem a vênulas e/ou sistema de veios tardios que truncam todos os tipos das alterações hidrotermais anteriormente descritos (Figs. 10.15A-C), e que podem conter concentrações subordinadas de pirita e esfalerita. Nota-se que a presença de hematita corresponde a uma característica comum do sistema hidrotermal da região, pois pode formar veios decimétricos de hematita \pm magnetita, com quartzo, sericita, caulinita e pirita subordinados (Fig. 10.15C). No arenito arcoseano, vênulas de ortoclásio + hematita \pm quartzo tornam-se comuns e são mais intensas nas proximidades do contato com o Pórfiro União do Norte.

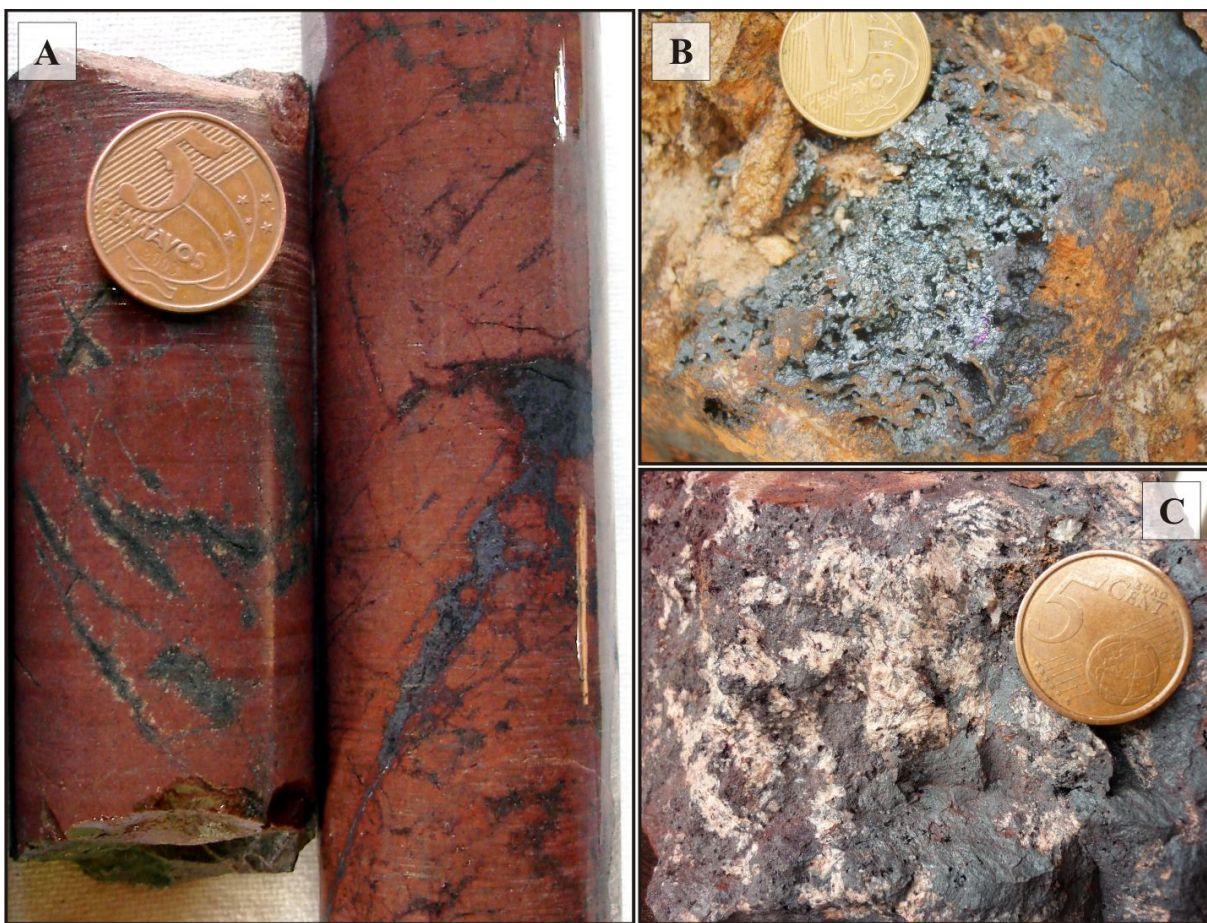


Fig. 10.15. (A) Vênulas tardias de hematita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica com alteração potássica que lhe confere forte tonalidade avermelhada; (B) Bolsão de hematita fina em arenito arcoseano lítico vulcanoclástico; (C) Veio de hematita \pm magnetita em que as porções esbranquiçadas correspondem a quartzo, sericita e caulinita.

11 MINÉRIO AURÍFERO

O Depósito do Francisco corresponde a um garimpo aurífero atualmente com lavra em galerias (Fig. 11.1A), em que foram encontrados corpos de galena maciça (Fig. 11.1B). Essa ocorrência interessou a Empresa AJAX, que explora o minério de chumbo (galena) como matéria prima para a produção de baterias automotivas.

Através da descrição sistemática de quatro furos de sondagens, dos quais um intercepta a zona mineralizada (FURO 03 – LGF02), foi possível o detalhamento das informações referentes ao minério do depósito em questão. O minério está envelopado por uma zona de forte alteração sericítica que totaliza aproximadamente 5,85 m de espessura, dos quais aproximados 10-20 cm correspondem ao minério bruto (Fig. 10.3A).

Veios de quartzo medidos no depósito exibem direção N50W/SW; N10W/70SW; N35W/70NE e N35W/15SW. Esses veios truncam o S_0 da Unidade Vulcanoclástica, com direções que variam de N49W a N63E e mergulhos compreendidos entre 30-90SW e 07-75SE (Fig. 11.2).

O minério principal é maciço e concentra-se em uma zona de intensa silicificação representada por veios de quartzo que exibem textura do tipo pende (*comb-texture*). Nas zonas que balizam o minério principal são observadas brechas hidráulicas cimentadas por quartzo, cavidades drusiformes, miarolíticas e

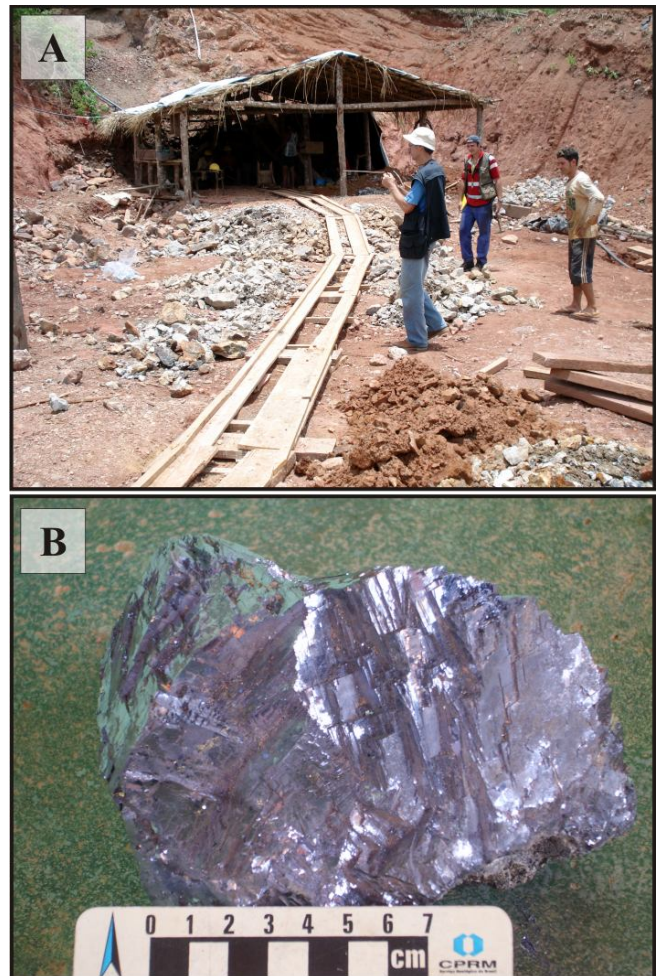


Fig. 11.1. (A) Vista geral do shaft do Depósito do Francisco; (B) Amostra de galena maciça proveniente da zona mineralizada do depósito.

mini-geodos (Fig. 11.2). Os setores adjacentes ao minério são representados por extensa alteração sericítica com pirita, galena, esfalerita, calcopirita e hematita disseminadas.

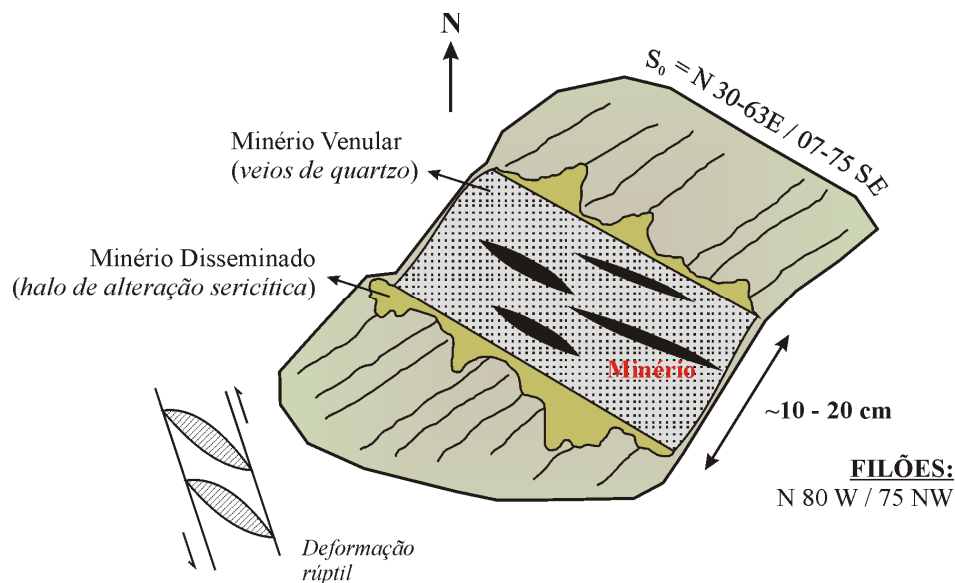


Fig. 11.2. Modelo representativo da disposição espacial do minério no Depósito do Francisco, com a relação espacial entre: (i) Minério venular e (ii) Minério disseminado. Observar que os setores mineralizados são discordantes ao S_0 sedimentar da Unidade Vulcanoclástica.

11.1 MINÉRIO VENULAR

Representado por pirita (7-50%), esfalerita (5-60%), galena (2-10%), digenita (1-10%), calcopirita (1-10%), hematita (~4%), magnetita (~2%), bornita (<1%) e pirrotita (<0,5%) que estão restritas às zonas de intensa silicificação (Figs. 10.4A; 11.3A-B) e que corresponde ao principal setor mineralizado. As grandes variações nas concentrações de pirita e esfalerita estão relacionadas à sua posição na estrutura venular, sendo que as porções centrais do veio são mais enriquecidas em esfalerita, enquanto que nos setores mais externos pirita corresponde ao sulfeto dominante. A passagem entre esses dois setores ocorre de modo gradual.

O estágio e estilo da alteração hidrotermal na zona do minério principal são denotados por intensa silicificação caracterizada pela geração de cristais de quartzo de hábito tabular, alongado e orientados de forma aleatória (Figs. 11.3F-G). Quartzo fino, embora em menor quantidade, pode estar presente e geralmente ocorre associado a texturas de preenchimento de espaços vazios, a exemplo de texturas coliformes e mini-geodos (Figs. 11.3D-E; 11.4B). Uma

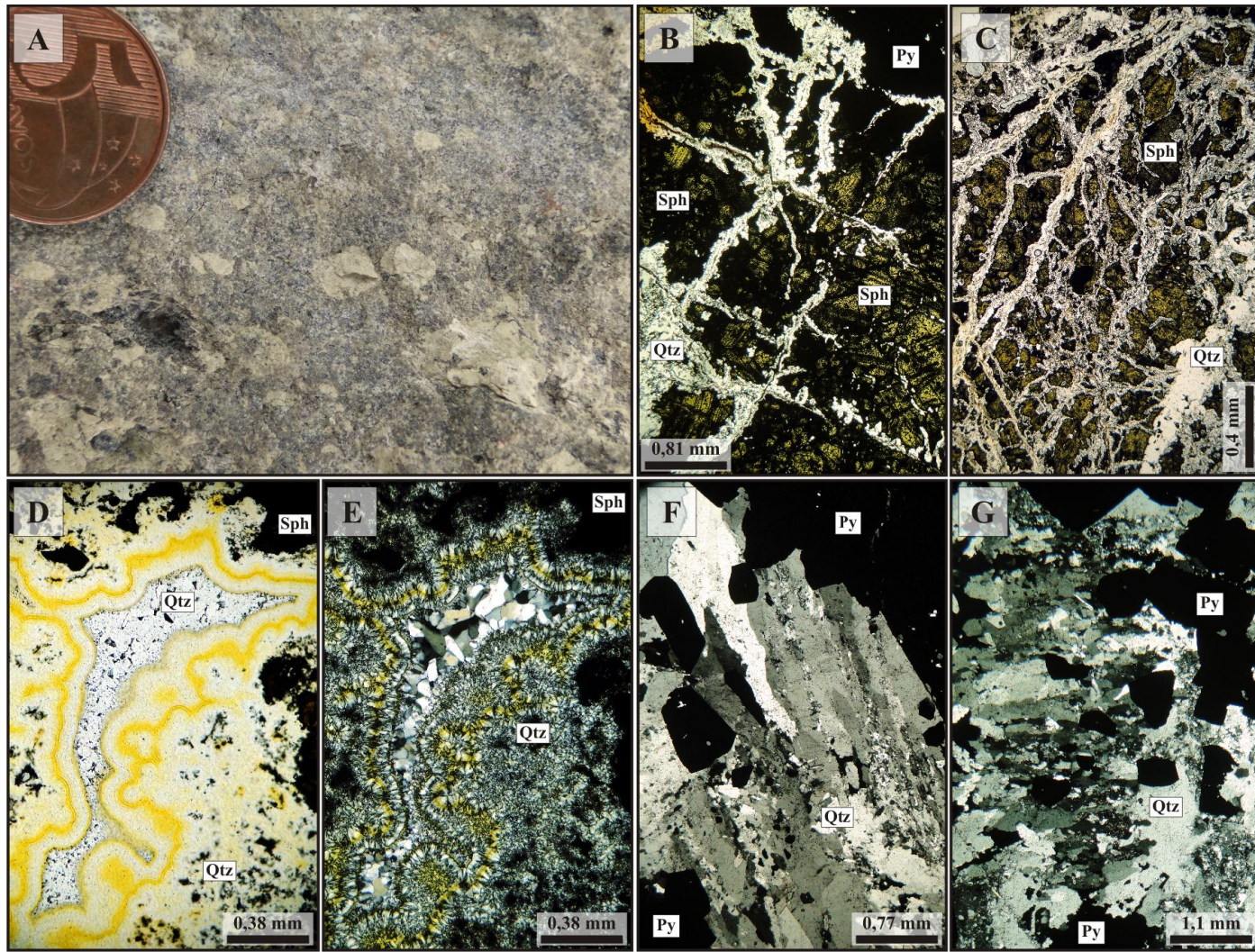
deformação rúptil, posterior ao evento mineralizante principal e por vezes associada ao quartzo fino, trunca toda a zona mineralizada (Figs. 11.4B-C). Essa deformação teria favorecido a fragmentação dos cristais de pirita (Fig. 11.4D), na recristalização de quartzo ao longo de fraturas cicatrizadas, ou ainda na remobilização do minério (*sealed fractures*).

Adicionalmente, há setores em que venulações pouco espaçadas de quartzo sugerem um sistema do tipo *stockwork* e brechado com intensa precipitação de esfalerita associada (Figs. 11.3B-C; 11.4E-F). Embora em quantidades extremamente baixas, sericita e muscovita ocorrem como inclusões muito finas no quartzo. Em alguns setores, clorita anômala pode estar presente, entretanto, em concentrações inferiores a 0,5%. Em adicional, veios e vênulas de quartzo muito fino truncam todos os padrões da alteração hidrotermal, e sugem que a silicificação teria sido recorrente na evolução do sistema hidrotermal do Depósito do Francisco. Neste contexto, a silicificação na zona mineralizada exibe dois padrões distintos:

(a) Setor I, corresponde à silicificação em estilo venular, com geração de quartzo grosso, ao qual são observadas inclusões de sericita ± muscovita. Pirita corresponde ao sulfeto dominante neste estágio;

(b) Setor II, representado pela silicificação em estilo venular que trunca o estágio anterior. Quartzo muito fino está associado a esta etapa, assim como texturas de preenchimento de espaços abertos e feições de deformação rúptil. Esfalerita corresponde ao sulfeto dominante neste estágio, enquanto que pirita ocorre em concentrações inferiores àquelas observadas no *Setor I*. Os minerais neste setor exibem granulação menor do que aqueles observados no caso anterior.

No Setor II a pirita forma inclusões sub-euédricas na esfalerita dispersa ao longo da ganga (Fig. 11.5A), enquanto que no Setor I é representada por cristais euedricos a sub-euédricos, geralmente de formato granular e dimensões uniformes, que ora ocorrem como agregados, ora como cristais individualizados (Fig. 11.5B). Os maiores cristais geralmente apresentam inclusões anédricas de calcopirita, magnetita, esfalerita, digenita, quartzo e eventual galena (Figs. 11.5C). Embora menos frequente, pirita pode estar como diminutas inclusões na esfalerita.



*Fig. 11.3. Estruturas comumente associadas ao minério principal ou aos seus setores proximais: (A) Brecha hidrotermal em vulcanoclástica intensamente sericitizada. Notar que os fragmentos estão intensamente sericitizados; (B) Padrão em stockwork em zonas de esfalerita maciça; (C) Intensa venulação de quartzo com textura ramificada em setor de intensa precipitação de esfalerita; (D-E) Mini-geodos de quartzo eventualmente observados no minério principal; (F-G) Quartzo alongado que sugere textura do tipo pente em zona de forte silicificação. **FOTOMICROGRAFIAS:** D: luz natural; B-C;E-G: polarizadores cruzados.*

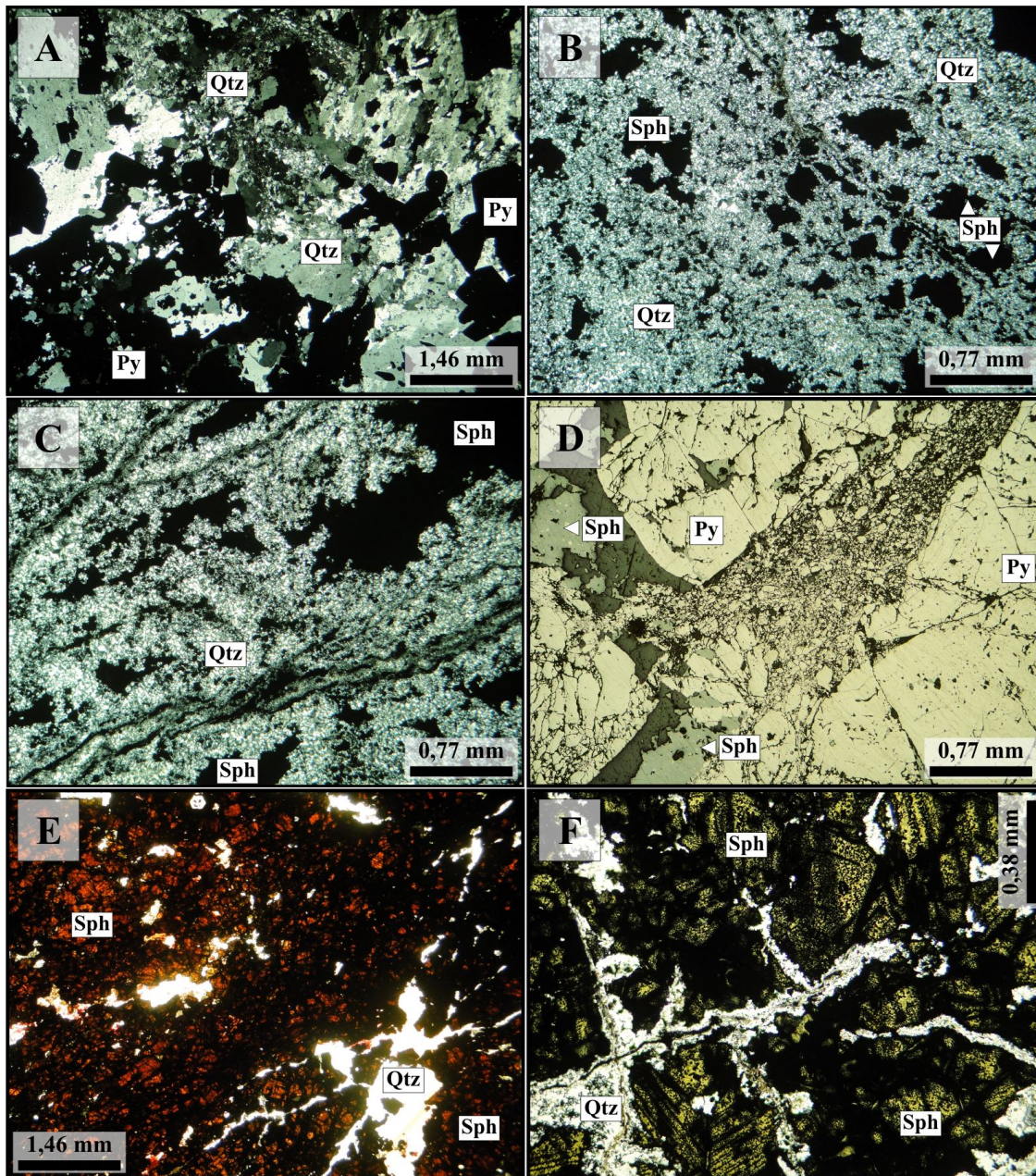


Fig. 11.4. (A) Intensa silicificação com geração de cristais de quartzo alongado em possível textura do tipo pente, embora a orientação dos cristais na maioria dos casos ocorra de modo aleatório; (B) Quartzo de granulação muito fina comumente encontrado nas porções de minério maciço; (C) Deformação rúptil representada por falhas e fraturas que truncam a zona silicificada do minério principal, assim como (D) a sua zona mineralizada. Essa deformação teria apenas propiciado a mobilização do minério; (E-F) As porções mais internas do veio são representadas por esfalerita maciça que comumente exibe um sutil padrão em estilo stockwork pouco denso. FOTOMICROGRAFIAS: A-C: polarizadores cruzados; D: luz refletida; E-F: luz natural.

A esfalerita é mais comum no Setor II, onde pode ser maciça ou formar cristais anédricos que englobam a pirita e galena. Em ambos os casos, a esfalerita está relacionada às zonas de brechas, de estilo *stockwork* (Figs. 11.3B-C; 11.4F; 11.5E-F), ou preencher os espaços intersticiais da pirita (Figs. 11.5B-D). Observa-se com frequência que a esfalerita do Setor II exibe bordas irregulares (Fig. 11.5G), além de ser truncada por vênulas e fraturas que podem lhe conferir uma sutil orientação não homogênea (*stockwork denso?*) (Fig. 11.5H). Por vezes, a esfalerita é substituída por calcocita e covelita.

Foram identificadas três variedades composicionais de esfalerita: (a) esfalerita rica em inclusões de pirita e de cor alaranjada; (Figs. 11.6A-B); (b) esfalerita verde amarelada com inclusões de pirita e calcopirita (Figs. 11.6C-D); e (c) esfalerita verde acinzentada com elevada quantidade de inclusões de calcopirita e digenita subordinada (Figs. 11.6E-F). Essas variações nas tonalidades possivelmente refletem a presença tanto de elementos-traço no retículo cristalino da esfalerita quanto de fases inclusas. A esfalerita (c), mais rica em Cu, e a esfalerita (a), mais rica em Fe, representariam os membros finais (*end-members*) de uma sequência contínua de cristalização, enquanto que a esfalerita (b) corresponderia a uma composição intermediária entre as duas (Fig. 11.7). Embora as relações temporais não estejam muito claras, essas variedades parecem gradar dos termos (c) para (b) e finalmente para (a), o que indica gradativo aumento nas concentrações de Fe em detrimento das de Cu em função da evolução do sistema hidrotermal. Adicionalmente, variações texturais também são observadas nas diferentes variedades de esfalerita, com a diminuição da granular em função do aumento da maciça, conforme o sistema torna-se mais rico em Fe.

A galena é representada tanto por cristais intersticiais de granulação fina a média quanto por pequenas a médias inclusões anédricas a sub-euédricas concentradas na pirita e especialmente na esfalerita (Fig. 11.5D; 11.8A). Vênulas tardias com galena ainda podem ser observadas (Fig. 11.8B). A geração de galena parece estar relacionada a uma fase temporalmente mais ampla do sistema hidrotermal, pois em muitos casos, especialmente quando observado ao MEV, pode substituir a esfalerita a partir de suas bordas (Figs. 11.8C-D). Essa substituição também ocorre no minério disseminado do Depósito do Bigode como descrito por Assis (2008).

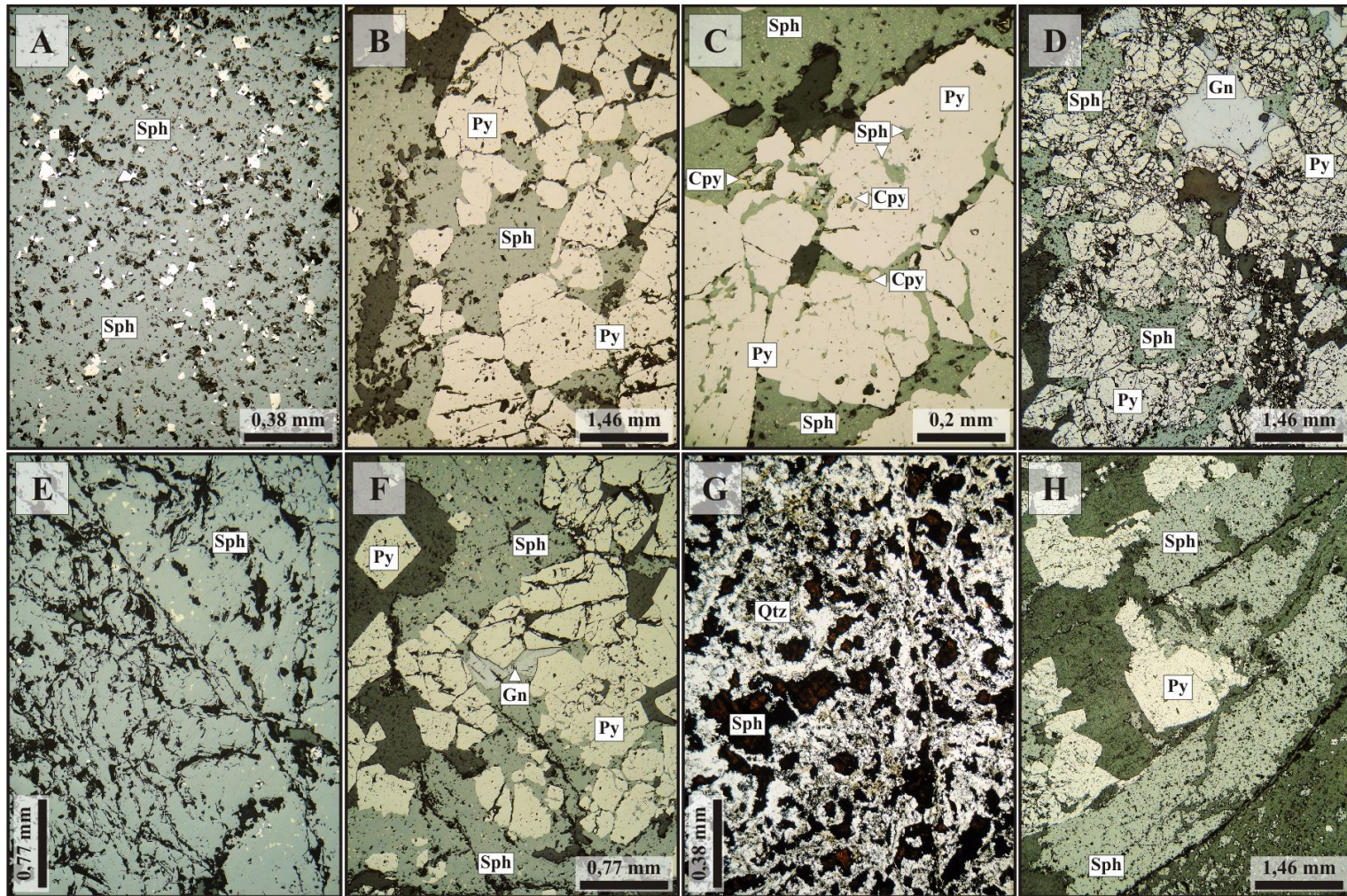


Fig. 11.5. (A) Inclusões de pirita em esfalerita maciça associada ao estágio II; (B-C) Pirita granular em paragênese com esfalerita anédrica e intersticial do estágio I; (C) Pequenas inclusões de calcopirita em pirita granular; (D) Pirita fina a média com grande quantidade de esfalerita intersticial e galena subordinada; (E) Esfalerita maciça com pequena quantidade de calcopirita inclusa, típica das porções mais centrais do minério principal; (F) Galena nos interstícios da pirita; (G) Esfalerita com bordas corroídas, em zona silicificada representada por quartzo muito fino; (H) Mobilização do minério de Zn por deformação dúctil posterior a precipitação do minério principal. **FOTOMICROGRAFIAS:** A-F;H: luz refletida; G: luz natural.

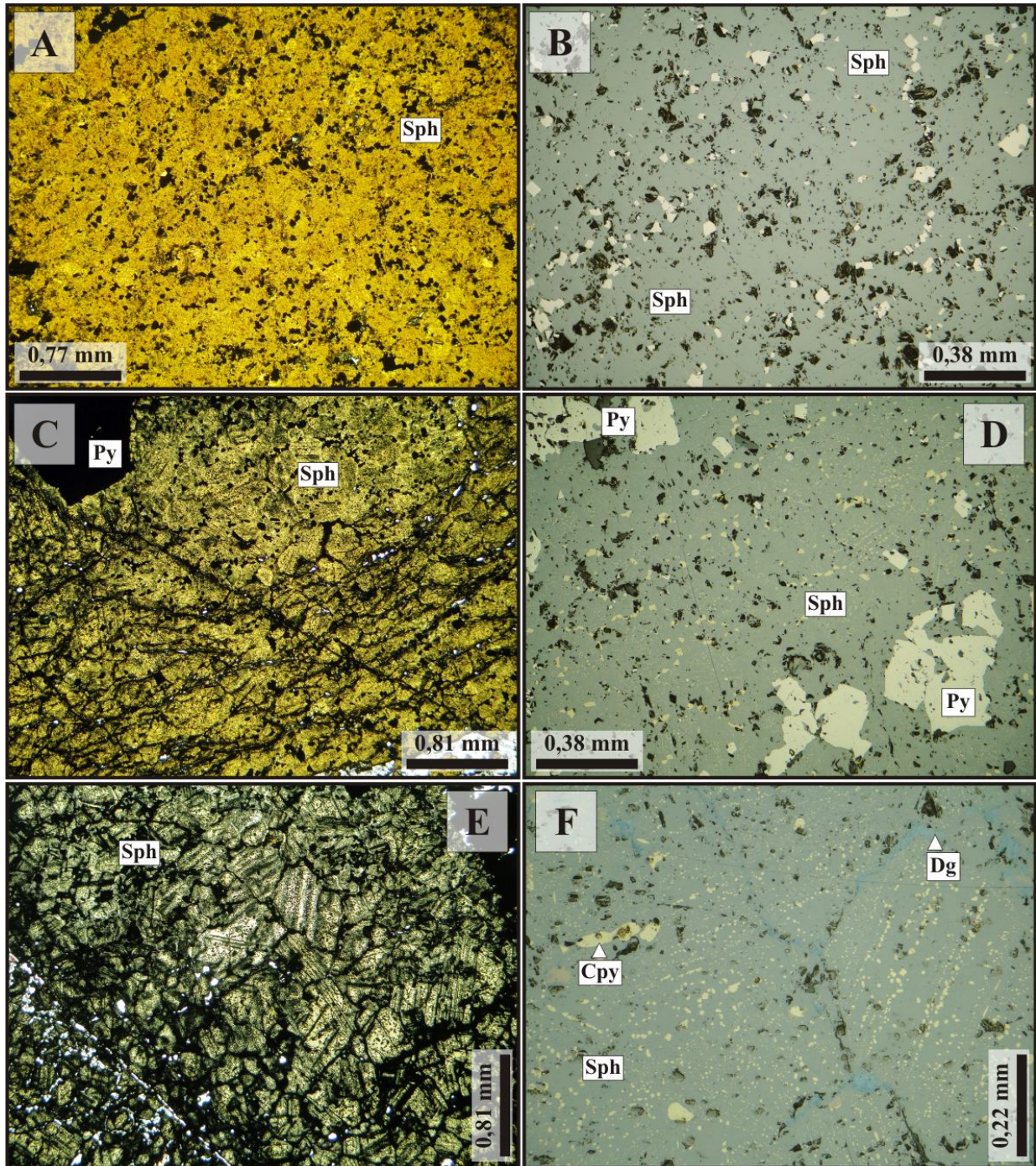


Fig. 11.6. Variedades de esfalerita observadas no minério do Depósito do Francisco: (A-B) Variedade alaranjada a verde ocre rica em inclusões de pirita; (C-D) Esfalerita verde amarelada com poucas inclusões de pirita e calcopirita; e (E-F) Esfalerita verde acinzentada rica em inclusões de calcopirita. **FOTOMICROGRAFIAS:** A, C, E: luz natural; B, D, F: luz refletida.

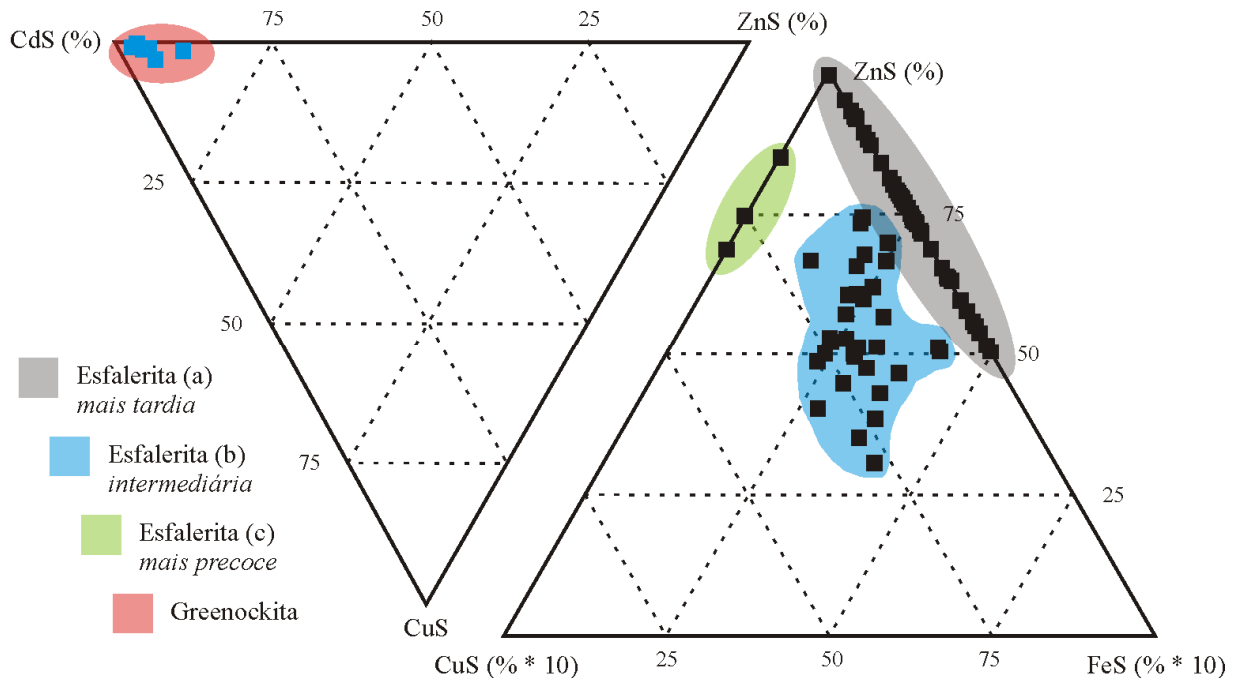


Fig. 11.7. Variações na composição da esfalerita no minério do Depósito do Francisco a partir de dados de EDS. Pelo diagrama, com vértices que mostram as concentrações de FeS:ZnS:CuS, nota-se a individualização de três grupos principais de esfalerita: (i) um rico em ferro, (ii) rico em Fe e Cu, e (iii) terceiro grupo representado pela esfalerita rica em Cu. O vértice do diagrama superior refere-se as ocorrências de greenockita (CdS), geralmente associada à substituição da esfalerita.

Digenita corresponde ao sulfeto de cobre mais abundante na zona mineralizada. Seus principais modos de ocorrência estão condicionados aos (i) interstícios da esfalerita e mais raramente aos da pirita, nos quais formam cristais anédricos e de granulação fina (Fig. 11.8E); (ii) em contato direto com galena que pode estar inclusa na pirita ou disseminada na ganga; ou (iii) inclusa na galena e/ou esfalerita (Fig. 11.8B). Menos frequentemente, está restrita a fraturas milimétricas que truncam a pirita ou em fraturas sub-milimétricas preenchidas por galena + digenita ± esfalerita ± calcopirita que cortam toda a zona mineralizada. Entretanto, assim como a galena, a precipitação de digenita remete a uma sulfetação temporalmente mais prolongada e representada por texturas de substituição, principalmente da esfalerita e menos comumente na galena (Figs. 11.8G-H). O primeiro caso forma borda de substituição na esfalerita, ou então, ao longo da galena que também a substitui. A alteração da calcopirita, embora incomum, também pode ser observada.

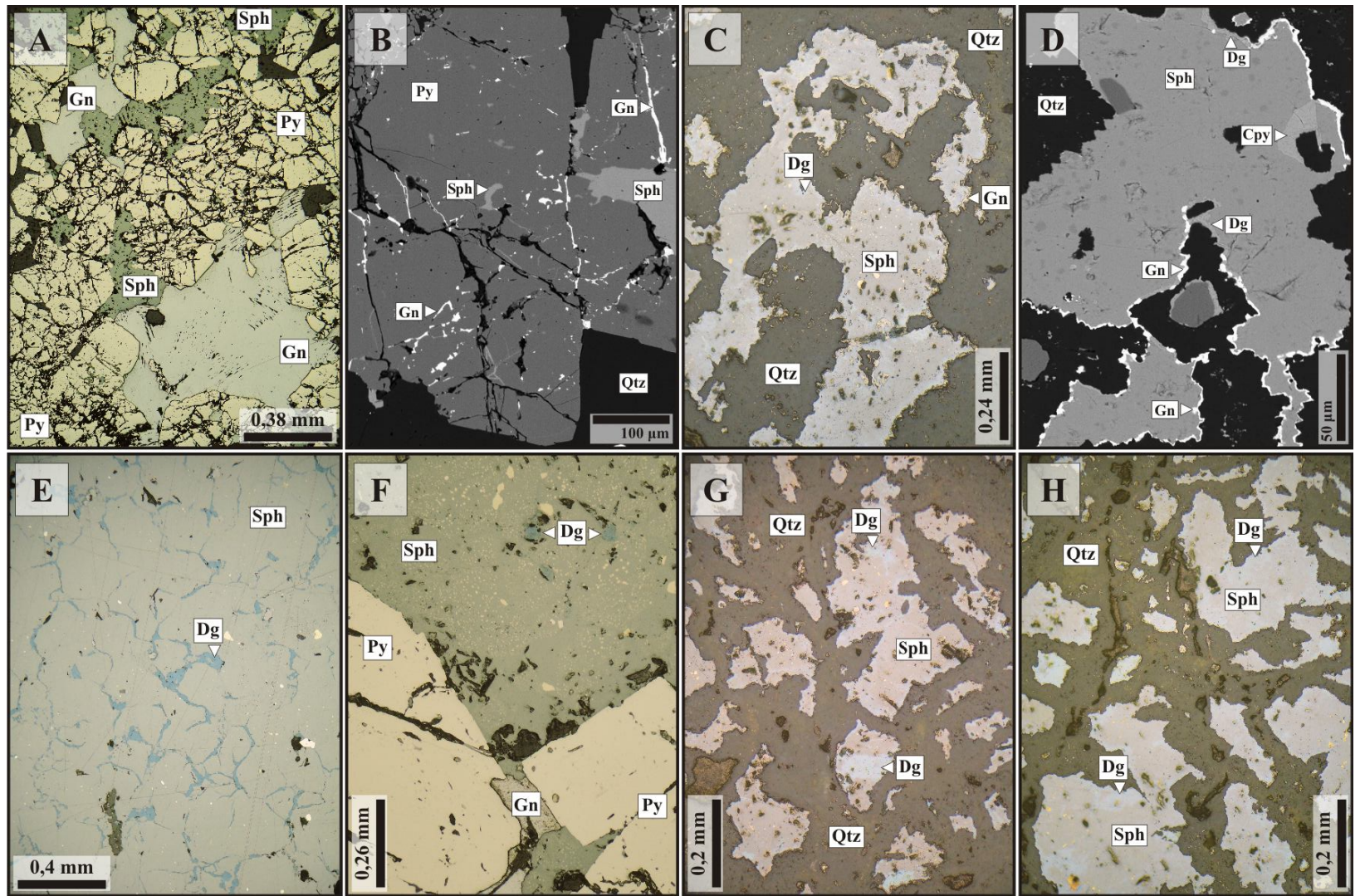


Fig. 11.8. (A) Galena intersticial em paragênese com pirita granular; (B) Fraturas intergranulares na pirita e preenchidas por galena fina; (C-D) Esfalerita substituída por galena; (E) Esfalerita maciça com interstícios ocupados por digenita; (F) Pequenas inclusões de digenita em esfalerita rica em Cu; (G-H) Substituição de esfalerita por digenita. *FOTOMICROGRAFIAS*: A,C,E-H: luz refletida; B,D: imagem de elétrons retro-espalhados.

A calcopirita é representada por pequenas inclusões anédricas na pirita e especialmente na esfalerita, na qual confere a textura “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*). Essas inclusões de calcopirita por vezes estão continuamente alinhadas na esfalerita (*Figs. 11.6D;F; 11.9A-B*). De modo secundário a calcopirita pode estar disseminada na ganga ou preencher fraturas na pirita. Embora em concentrações subordinadas, magnetita ocorre principalmente como inclusões sub-euédricas e de granulação fina na esfalerita e, menos frequentemente na pirita e galena (*Fig. 11.9C*). A substituição de magnetita por hematita é comum, principalmente nas inclusões observadas na esfalerita.

Hematita ocorre de três formas: (i) disseminada na zona de minério principal como cristais ripiformes (sub-)euédricos e de granulação fina a média (*Fig. 11.9D*); (ii) como produto de alteração da magnetita; e (iii) fortemente associada à galena, normalmente como produto de sua substituição. Esse último caso é descrito tanto no minério do Depósito do Bigode quanto no envelope serícítico do Depósito do Francisco ([Assis, 2008](#)).

Bornita, embora em pequenas concentrações, é representada por inclusões anédricas de granulação muito fina na pirita e galena. Por vezes, parece ser substituída por calcocita, ou então, substituir a calcopirita. Entretanto, inclusões sub-arredondadas de granulação fina em cristais de pirita correspondem ao seu principal modo de ocorrência. De modo mais restrito, pode ainda estar associada à digenita e calcopirita.

Embora em concentrações muito subordinadas, covelita e calcocita estão relacionadas a uma paragênese posterior à principal, pois representam produtos de alteração da esfalerita, galena e digenita (*Fig. 11.9E*). Covelita parece ser ligeiramente mais abundante do que a calcocita, mas ambas ocorrem próximas a fraturas. Pirrotita é subordinada e geralmente associada a pequenas inclusões na calcopirita ou raramente na esfalerita e pirita. Adicionalmente, eventuais vênulas tardias de galena + calcopirita + digenita ± esfalerita podem truncar o minério principal.

Foram diagnosticadas com o auxílio do MEV concentrações subordinadas de monazita e greenockita (CdS). A monazita ocorre como cristais anédricos dispersos na matriz, mas geralmente próximos a pirita (*Fig. 11.10A*), enquanto que a greenockita está associada à galena relacionada à substituição da esfalerita ao longo de suas bordas, ou raramente como cristais inclusos na galena (*Figs. 11.10B-D*).

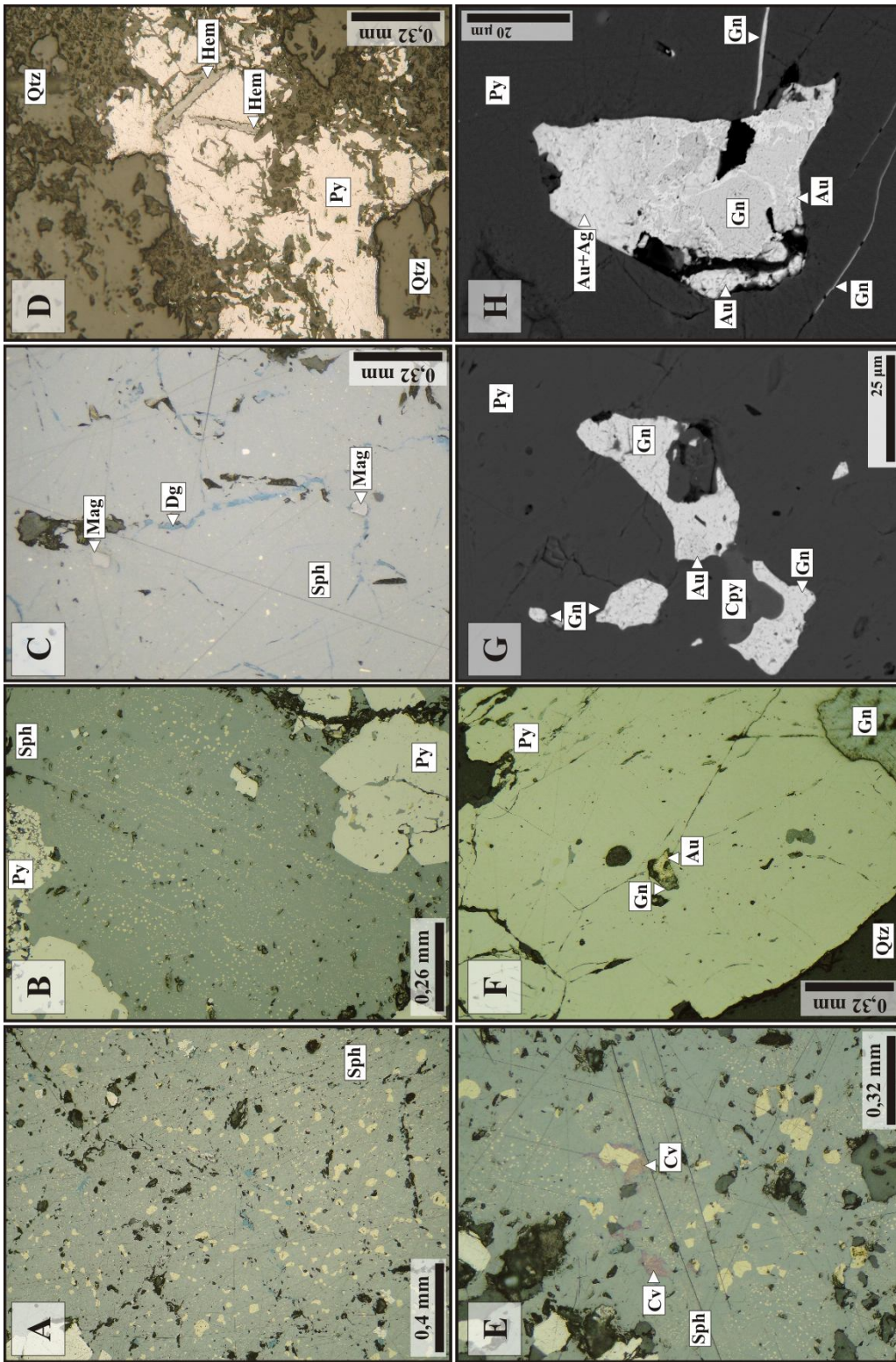


Fig. 11.9. (A) Esfalerita do estágio II com textura da “doença da calcopirita”; (B) Textura da “doença da calcopirita” em esfalerita do estágio II, em que se observa um alinhamento das inclusões de calcopirita; (C) Inclusão de magnetita em esfalerita do estágio II. O minério ainda é truncado por vênula de digenita; (D) Hematita especular incluída em pirita do estágio I; (E) Substituição da calcopirita incluída na esfalerita por covelita; (F-G) Au em contato direto com galena incluída em pirita; (H) Muitas vezes, o Au ocorre como ligas de Au-Ag também associadas à galena incluída na pirita. **FOTOMICROGRAFIAS:** A-F: luz natural; G-H: imagem de elétrons retro-espalhados.

No Depósito do Francisco o ouro está normalmente associado ao Estágio I, além de exibir íntima associação com a galena incluída na pirita, pois geralmente ocorre incluso e/ou em contato com a primeira (Figs. 11.9F-H). O ouro é representado por inclusões arredondadas a sub-arredondadas, geralmente de 6,5 a 62,3 μm e que apresentam concentrações em Ag que variam de 1,9-19,4%. Por vezes exibe “exsolução” com Ag+Pb, sendo que os limites entre os grãos são de difícil distinção (Fig. 11.9H). A exemplo do ouro, a Ag também ocorre associada à galena incluída na pirita, e geralmente forma inclusões anédricas a sub-arredondadas. Contudo, não foi observado o metal no envelope sericítico, mas apenas nos setores de intensa silicificação.

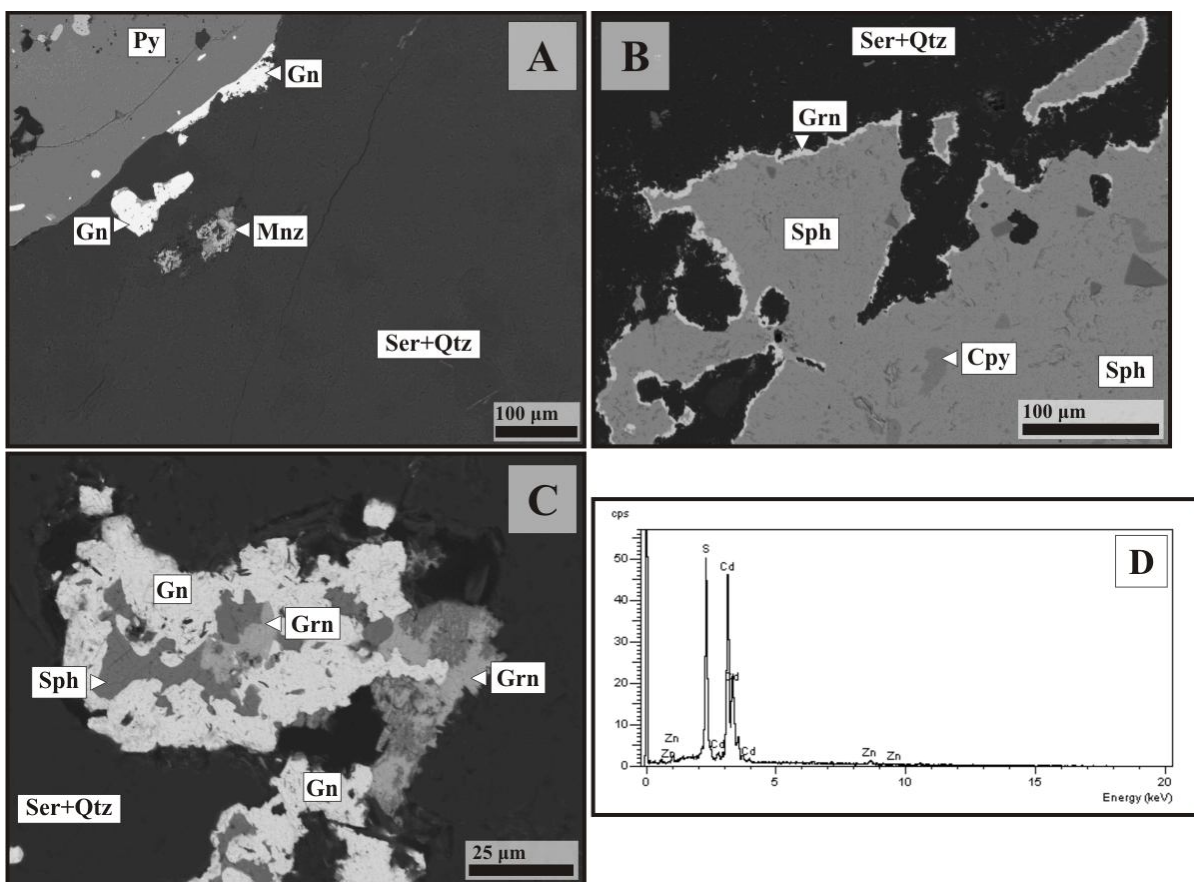


Fig. 11.10. *Imagens de elétrons retro-espalhados de fases minerais não diagnosticas na petrografia convencional:* (A) Monazita anédrica próxima a cristal de pirita; (B) Substituição da esfalerita a partir das bordas por greenockita; (C) Greenockita derivada da alteração da esfalerita, mas substituída por galena; (D) espectro EDS de cristal de greenockita.

11.2 MINÉRIO DISSEMINADO

O minério disseminado, restrito às zonas de intensa sericitização (Fig. 11.11), é representado pela paragênese pirita + esfalerita + galena \pm calcopirita \pm hematita e algum traço de magnetita, digenita e bornita, além de concentrações subordinadas de apatita e monazita. Esse setor mineralizado forma um envelope sericítico no entorno do minério principal (minério venular) (Fig. 10.4A), e ao qual eventuais vênulas tardias de galena + calcopirita \pm esfalerita \pm pirita podem estar associadas.

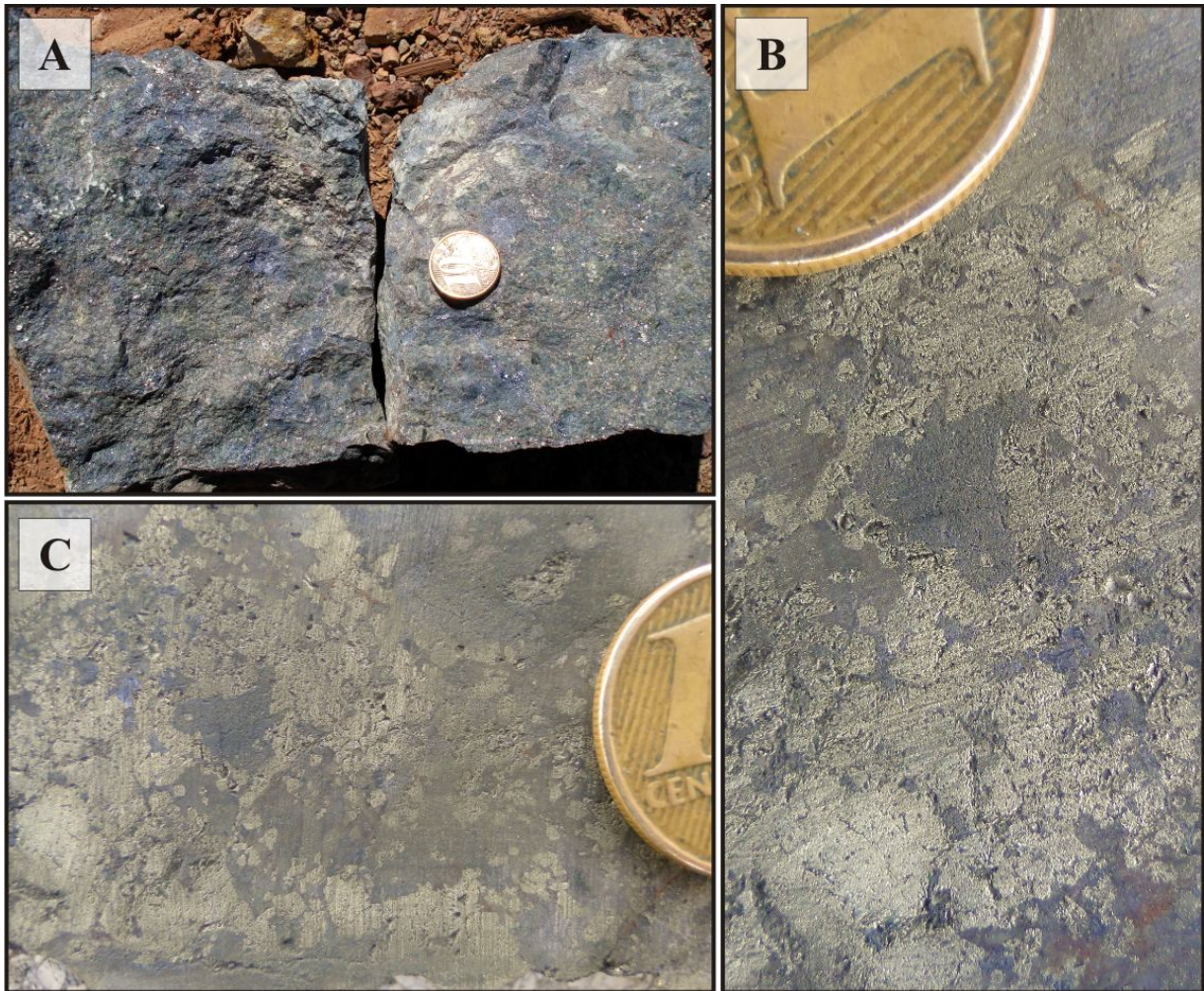


Fig. 11.11. (A) Minério disseminado em zona de intensa alteração sericítica que afeta possível grauvaça-feldspática vulcanoclástica; (B-C) Zonas de minério disseminado representadas predominantemente por pirita. Observar que essas zonas estão associadas à alteração sericítica, responsável pelo brilho sedoso das amostras mineralizadas.

A alteração sericítica é representada por sericita + quartzo \pm muscovita em estilo pervasivo que, no entanto, podem ocorrer em vênulas tardias especialmente nas porções mais distais da estrutura mineralizada, mas relacionadas ao envelope sericítico. Nos setores mais proximais ao minério principal esse envelope oblitera intensamente a matriz, feldspatos e fragmentos líticos da rocha e conforme se afasta da estrutura mineralizada, a quantidade de quartzo e feldspato aumenta, resultado da menor relação fluido/rocha. Neste último caso, é observado que o quartzo mantém seu aspecto fragmentado, tal como encontrado nas porções menos alteradas da hospedeira.

Nos segmentos mais distais, pirita + hematita são aos principais minerais de minério. Pirita corresponde ao sulfeto dominante (~60-70%) e ocorre como cristais (sub)-euédricos e de granulação média (*Figs. 11.12A-B*), enquanto que a hematita é anédrica a euédrica (especularita), de granulação fina a grossa e que por vezes exhibe textura esquelética, principalmente quando disseminada (*Fig. 11.12C*). Entretanto, hematita parece corresponder a uma fase temporalmente mais ampla do sistema hidrotermal do Depósito do Francisco, pois também pode estar associada à alteração da assembléia metassomática observada no halo de alteração sericítica. Essa elevada presença de hematita pode estar relacionada às vênulas tardias de hematita (*Fig. 10.15*), frequentemente observadas na região de União do Norte. A hematita mais tardia que geralmente substitui o minério da alteração sericítica é representada por cristais prismáticos de granulação média a grossa que por vezes foram “auréolas” de alteração na pirita (*Fig. 11.12C-E*), enquanto que cristais anédricos a euédricos de granulação fina a média estão geralmente relacionados à alteração da esfalerita e/ou galena (*Figs. 11.12F-G*).

A pequena quantidade de galena observada no halo sericítico pode estar relacionada à sua substituição por hematita (*Fig. 11.12F*), o que parece corresponder a um aspecto comum nos arredores do Depósito do Francisco, pois o mesmo é observado no minério do Depósito do Bigode ([Assis, 2008](#)). Galena e esfalerita ocorrem em menor quantidade e geralmente como cristais anédricos de granulação fina. Substituição de esfalerita por galena ainda pode ser verificada, especialmente em setores mais distais ao minério (*Fig. 11.12H*). Essas texturas de substituição tornam-se mais comuns na medida em que ocorre o distanciamento do veio principal. Neste mesmo sentido, nota-se uma brusca diminuição nas concentrações de galena, esfalerita, digenita e calcopirita.

Embora em concentrações muito subordinadas, bornita e digenita também são encontradas no minério da alteração sericítica. Correspondem a fases acessórias, em paragênese com os demais sulfetos e que ocorrem na zona de contato entre o veio mineralizado e o seu halo sericítico. Digenita está espacialmente associada à esfalerita e galena na forma de cristais anédricos de granulação fina, ou então, na alteração da esfalerita (*Fig. 11.13A*). A calcopirita pode ocorrer como pequenas inclusões na pirita ou ao longo de fraturas internas a mesma (*Figs. 11.12C; 11.13B-C*). Bornita está intimamente associada à calcopirita e, por vezes, parece corresponder a um produto de alteração da mesma. No entanto, essa relação de posterioridade não é clara. Bornita pode ainda ser observada como inclusões anédricas muito finas na pirita. Truncando todo esse setor mineralizado ocorrem vênulas sub-milimétricas, por vezes descontínuas, de pirita e/ou galena + calcopirita \pm esfalerita \pm pirita (*Fig. 11.13D*).

Ouro não foi diagnosticado pela petrografia convencional nem com o auxílio do MEV. Contudo, [Xavier et al., \(2009\)](#) a partir de dados de geoquímica em rocha total, relatam concentrações de 13,7 ppm de Au no halo de alteração sericítica do Depósito do Francisco. Neste sentido, as ocorrências de ouro de maior granulação parecem estar restritas aos setores de forte silicificação, enquanto que no envelope sericítico o Au possivelmente esteja na forma livre, ou como diminutas inclusões na pirita. Essa última hipótese é possivelmente a mais confiável, pois é reformçada pelos estudos de elementos-traço em pirita realizados por [Barbuena \(2009\)](#), os quais revelaram concentrações de até 17 ppm de Au. Informações mais detalhadas quanto às relações texturais dos minerais observados na alteração sericítica podem ser obtidas em [Assis \(2008\)](#).

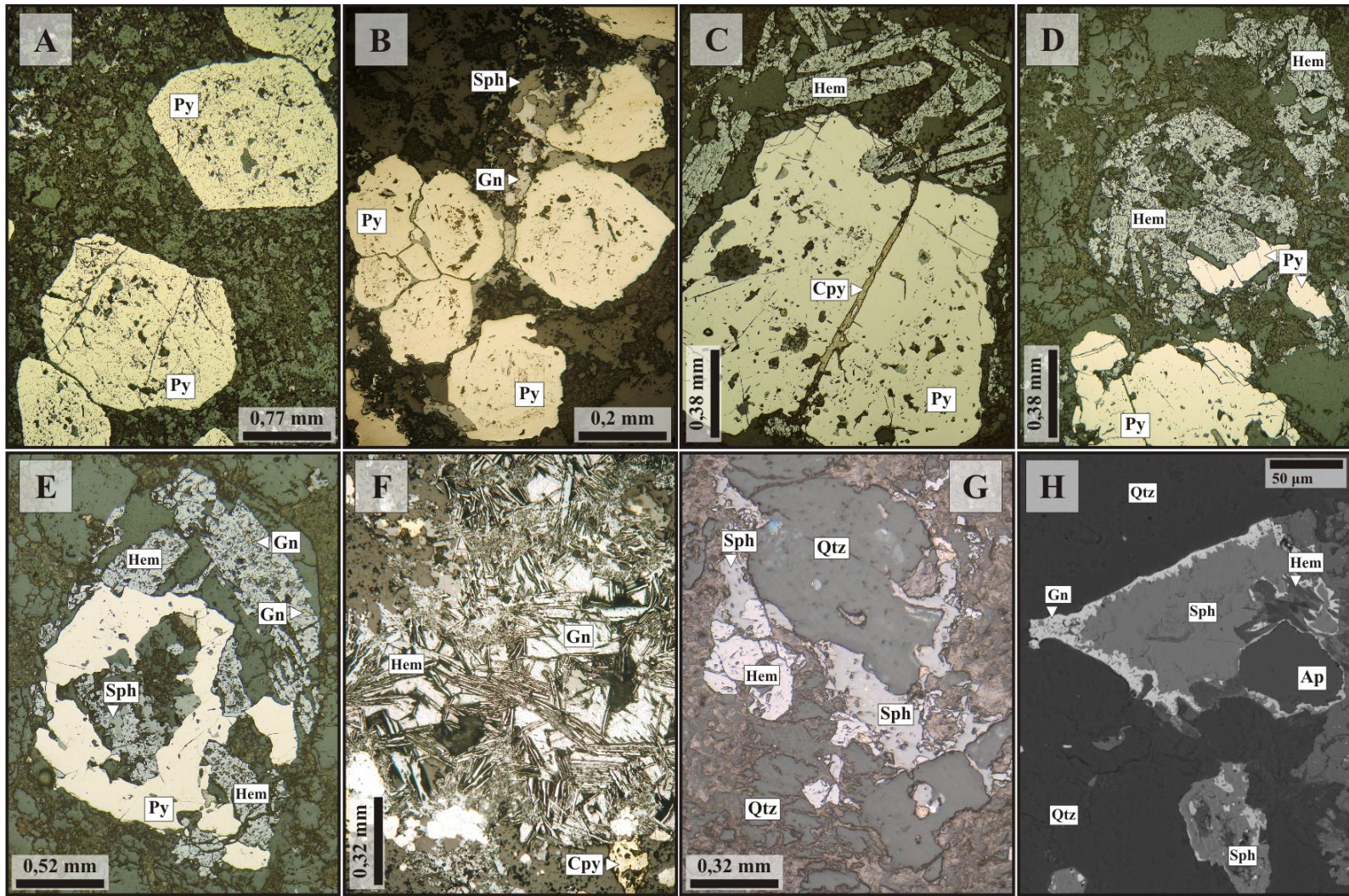


Fig. 11.12. (A) Pirita sub-euédrica e de granulação média em halo de alteração sericítica; (B) Pirita granular com galena em seus interstícios; (C) Hematita acicular de granulação média e que normalmente forma “auréolas” na pirita. Notar a presença de calcopirita em vênula que trunca a pirita; (D-E) Substituição de pirita por hematita acicular; (F) Substituição da galena por hematita acicular; (G) Esfalerita substituída por hematita em setor de intensa alteração sercítica; (H) Hematita incluída em esfalerita substituída por galena. *FOTOMICROGRAFIAS:* A-G: luz refletida; H: imagem de elétrons retro-espalhados.

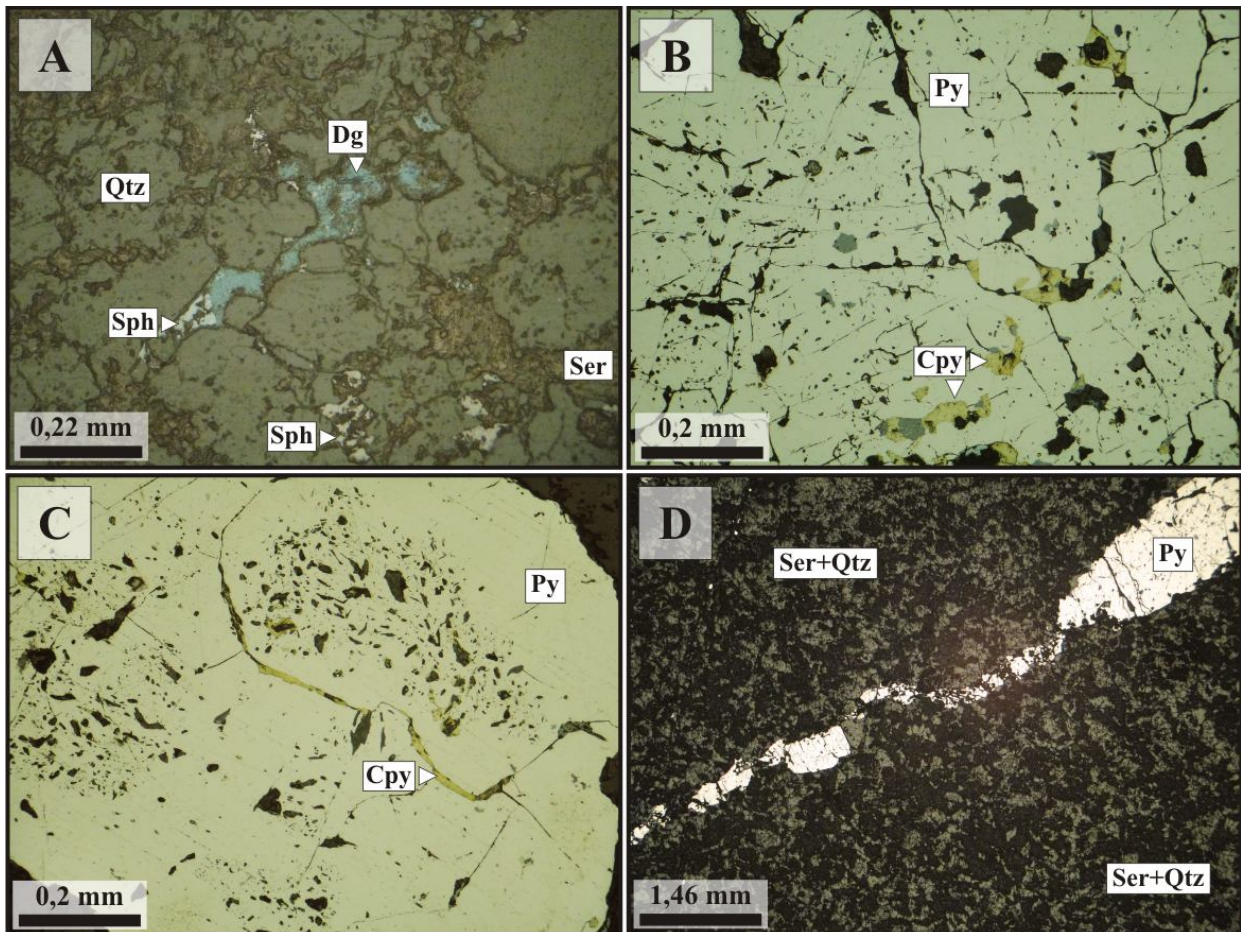


Fig. 11.13. (A) Substituição de esfalerita por digenita em rocha vulcanoclástica intensamente sericitizada e próxima a zona do minério; (B) Inclusões de calcopirita em pirita; (C) Calcopirita em fratura intergranular da pirita; (D) Vênula tardia de pirita em setor de intensa alteração sericítica. FOTOMICROGRAFIAS: A-D: luz refletida.

12 LITOGEOQUÍMICA

Foram selecionadas 29 amostras representativas das unidades individualizadas durante os trabalhos de cartografia geológica no entorno do Depósito do Francisco. Deste montante, a Unidade Vulcanoclástica contou com um total de quatro amostras, a Suíte Granodiorítica com oito, os diques de vulcânicas máficas a félsicas com 9 amostras, enquanto que o enquanto que o Pórfiro União e o halo de alteração sericítica do depósito totalizaram, respectivamente, seis e duas amostras (*Tab. AIV.8-AIV.15*). Deste total, quatro amostras da Suíte Granodiorítica (*Tab. AIV.9*) e quatro dos diques de vulcânicas (*Tab. AIV.14*) são provenientes dos estudos de Assis (2008), pois essas unidades correspondem às mesmas individualizadas nas imediações do Depósito do Francisco, contudo, em maior detalhe. Essas amostras, entretanto, foram individualizadas nos diagramas geoquímicos tratados neste trabalho.

12.1 GEOQUÍMICA DAS SUÍTES PLUTÔNICAS

12.1.1 ELEMENTOS MAIORES E MENORES

A *Figura 12.1* revela que o Pórfiro União do Norte é geralmente mais empobrecido em Fe_2O_3 (1,59-1,74%), FeO (0,44-0,63%), MgO (0,09-0,23%), CaO (0,29-0,45%), TiO_2 (0,19-0,22%) e P_2O_5 (0,02-0,04%) quando comparado às rochas da Suíte Granodiorítica, cujos valores variam entre 3,85-7,71% (Fe_2O_3), 3,46-6,67% (FeO), 3,71-7,32% (CaO), 1,3-3,78% (MgO), 0,49-0,86% (TiO_2) e 0,15-0,36% (P_2O_5). Entretanto, a SiO_2 e o K_2O são mais enriquecidos no Pórfiro União do Norte, cujos valores estão compreendidos, respectivamente, entre 75,25-76,29% e 5,13-5,28% contra os 54,33-66,15% (SiO_2) e 2,11-4,01% (K_2O) da Suíte Granodiorítica. Não foram observadas, no entanto, diferenças significativas para o Na_2O e Cr_2O_3 entre as suítes. Em adicional, o padrão de distribuição dos elementos maiores e menores é mais homogêneo para o granito sub-vulcânico do que para as rochas granodioríticas (*Fig. 12.1*). As diferenças observadas neste conjunto de elementos refletem a mineralogia da rocha, sendo que a presença de hornblenda, biotita, apatita e magnetita como fases acessórias na Suíte Granodiorítica (*Figs. 9.14A; 9.15C-E; 9.16A,D*), favorecem, exceto para o SiO_2 e K_2O , percentuais mais elevados para todos os demais óxidos.

O CaO e SiO₂ exibem, respectivamente, o grau de evolução e fracionamento entre as suítes. Enquanto que o CaO está relacionado a grande quantidade de plagioclásio cálcico (labradorita) e de modo mais restrito de hornblenda e apatita na Suíte Granodiorítica (menos evoluída), as elevadas concentrações de SiO₂ do Pórfiro União do Norte (suíte mais evoluída e fracionada) refletem a elevada quantidade de quartzo, tanto intercrescido ao feldspato alcalino (textura gráfica) quanto como fenocristais (Figs. 9.18B-C; 9.19; 9.21B). No mais, a alta saturação em sílica reflete um magma de natureza evoluída, de composição granítica extremamente ácida e diferenciada. Os elevados percentuais de K₂O no Pórfiro União do Norte são reportados, a exemplo da sílica, à sua assinatura mais evoluída, com abundância em feldspato alcalino (rochas de composição monzogranítica a álcali-feldspato granítica; Fig. 9.12).

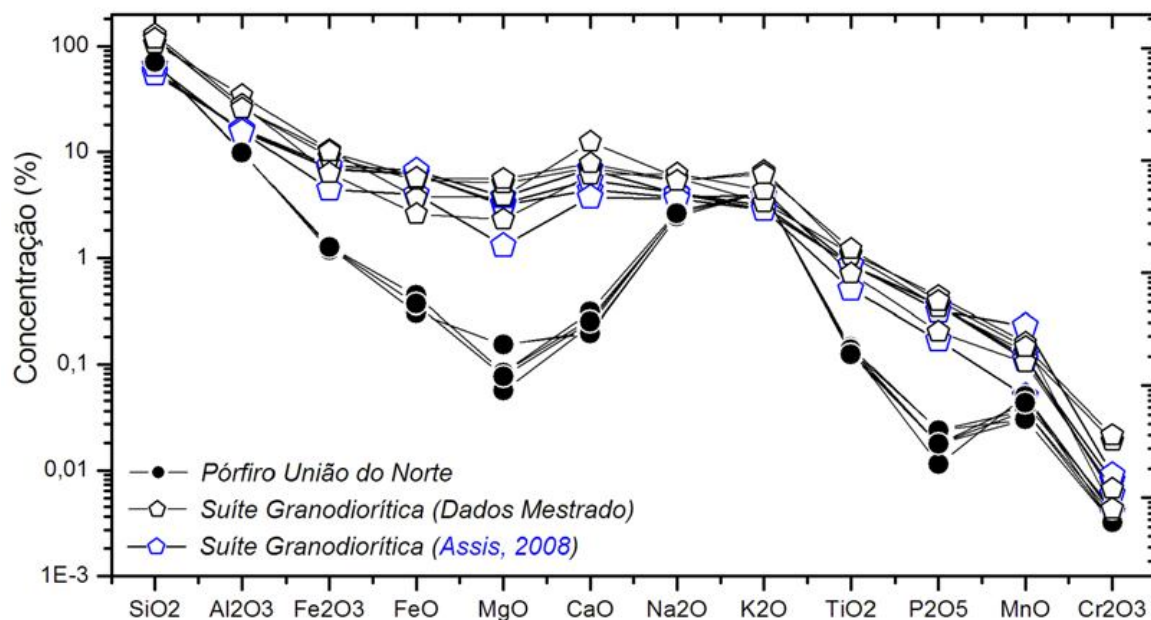


Fig. 12.1. Diagrama multielementar com a variação dos elementos maiores e menores do Pórfiro União do Norte e da Suíte Granodiorítica. Observa-se pelo padrão de distribuição dos elementos que a unidade sub-vulcânica é eminentemente mais empobrecida em diversos óxidos, um reflexo do seu elevado grau de evolução e de sua mineralogia mais simples.

Os diagramas de variação de Harker (*Fig. 12.2*) revelam diferenças significativas quanto às variações nas concentrações dos óxidos. Observa-se inicialmente grande homogeneidade nos percentuais dos elementos para o Pórfiro União do Norte, o que é compatível para suítes graníticas pouco fracionadas, enquanto que a Suíte Granodiorítica com maior heterogeneidade dos valores indica maior fracionamento ígneo.

Os diagramas de Harker (*Fig. 12.2*) também indicam que o comportamento dos elementos entre as suítes é normalmente inverso. No Pórfiro União do Norte, por exemplo, são observadas correlações diretas do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e P_2O_5 com o incremento da sílica, enquanto que Na_2O , CaO , MnO e Cr_2O_3 apresentam relação inversa. Na Suíte Granodiorítica, com exceção do K_2O , os demais elementos maiores e menores exibem relação inversa com o aumento do fracionamento ígneo. No Pórfiro União do Norte, as reduções dos percentuais de CaO , Na_2O , MnO e Cr_2O_3 com o incremento do fracionamento ígneo estariam relacionadas a cristalização de plagioclásio, fluorita, biotita e magnetita, enquanto que na Suíte Granodiorítica esse comportamento é um reflexo direto da participação do plagioclásio, hornblenda, biotita e apatita na evolução da suíte. As diferenças observadas no padrão de distribuição dos elementos maiores e menores indicam que as suítes plutônicas não são cogenéticas (de mesma filiação magmática), e correspondem, portanto, a eventos magmáticos distintos. Em adicional, as suítes são individualizadas por uma lacuna de sílica de quase 10% (de 66,15 a 75,25%), o que reforça a hipótese de corresponderem a rochas de filiação magmática distinta. O incremento da alumina com a SiO_2 no granito sub-vulcânico sugere a sua assimilação durante o alojamento da unidade. Neste contexto, o Al_2O_3 pode ter sido incorporado da Unidade Vulcanoclástica, unidade na qual ocorre intrudido.

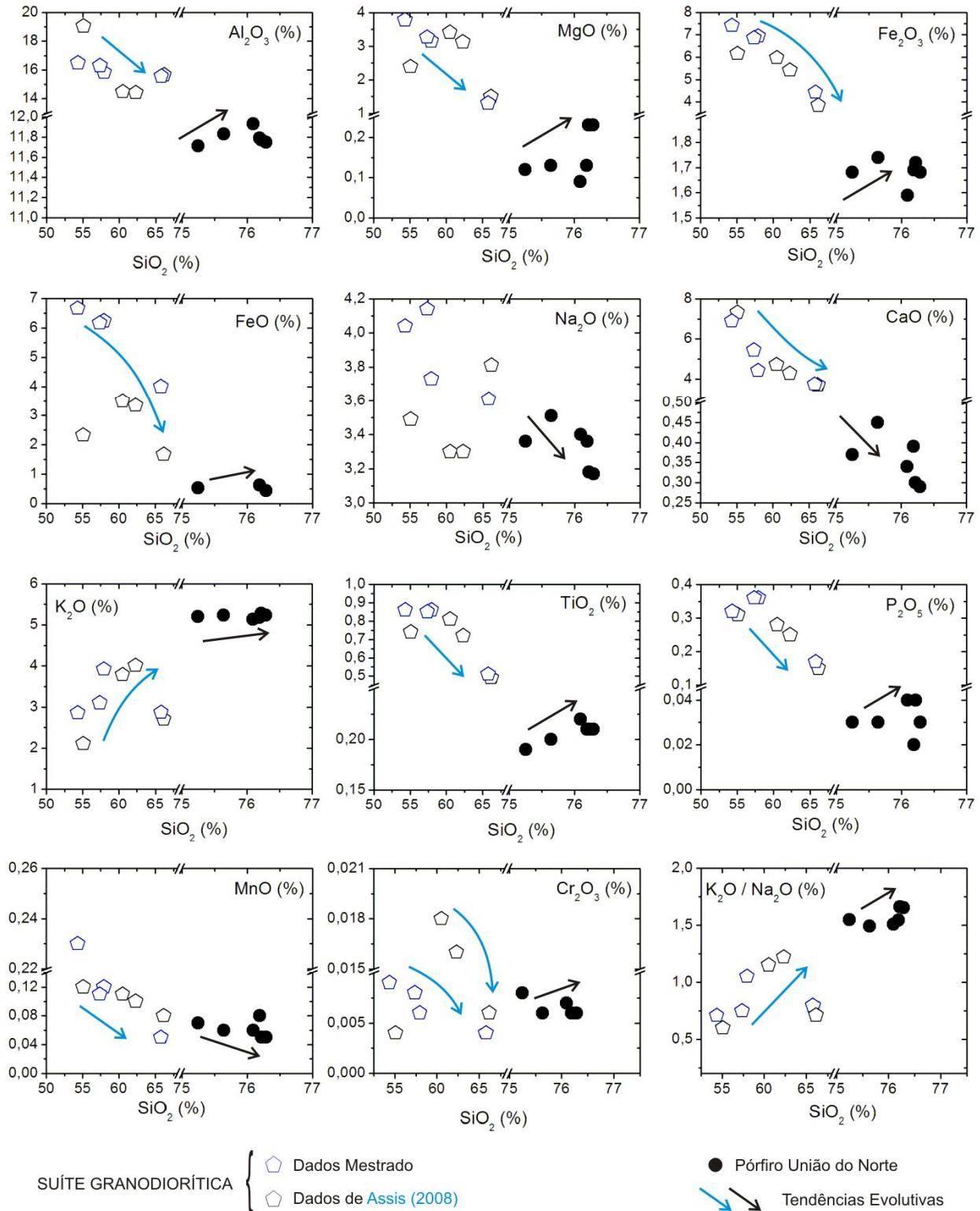


Fig. 12.2. Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores das suítes plutônicas do Depósito do Francisco.

12.1.2 ELEMENTOS-TRAÇO

A *Figura 12.3* ilustra a variação dos elementos-traço no Pórfiro União do Norte e na Suíte Granodiorítica, com a sílica como índice de fracionamento magmático. Observa-se novamente que o granito sub-vulcânico exibe maior homogeneidade nas concentrações dos elementos-traço, enquanto que as rochas da Suíte Granodiorítica apresentam maior variação. Sb, Bi, As, Ag, Au, Hg e Tl estiveram abaixo dos limites de detecção na maioria dos casos, enquanto que Cd, Se, Sn e W apenas na Suíte Granodiorítica, e V no Pórfiro União do Norte.

Valores mais elevados de Cu (7,3-68,8 ppm), Ni (3,6-23,9 ppm), Co (7,4-18,9 ppm) e V (52-118 ppm) são observados na Suíte Granodiorítica, enquanto que no Pórfiro União do Norte o Pb (17,5-152 ppm), Zn (60-171 ppm), Y (55-113,4 ppm) e ETR ($\Sigma=357,2-526,5$ ppm) são mais abundantes (*Fig. 12.3*). Nas rochas granodioríticas a concentração de Pb, Ni, Y e ETR decresce com o incremento da sílica, enquanto que para o quartzo-feldspato pórfiro ocorre incremento destes valores (*Fig. 12.3*), comportamentos consistentes com as tendências via cristalização fracionada. No granito sub-vulcânico, por exemplo, as baixas concentrações dos elementos de transição (*e.g.* Cr, Ni, Co, Sc e V) são um reflexo da sua natureza mais evoluída. Em adicional, o decréscimo do Pb e Zn com o incremento da sílica no Pórfiro União do Norte e Suíte Granodiorítica (*Fig. 12.3*) é consistente com as tendências geoquímicas definidas por [Letz \(1998\)](#) para rochas félsicas. O Pb e Zn por se particionarem preferencialmente para a fase fluida ([Yang et al., 2003](#); [Yang et al., 2008](#)), tendem a exibir concentrações mais elevadas em suítes que se saturaram em uma fase aquosa residual, a exemplo do Pórfiro União do Norte.

Tomados coletivamente, a abundância dos LILE (*large ion lithophile elements* – elementos litófilos de grande raio iônico), a exemplo do Rb, Cs, Sr e Ba, variam sistematicamente com a diferenciação magmática em ambas as suítes. As rochas granodioríticas são mais enriquecidas em Sr (473-818,1 ppm) e Ba (774-1.242 ppm), enquanto que o Pórfiro União do Norte apresenta concentrações mais elevadas de Cs (~3 ppm) e Rb (210,4-257,8 ppm). Na Suíte Granodiorítica observa-se o aumento do Ba com o incremento da sílica, enquanto que os demais LILE diminuem. No granito sub-vulcânico, no entanto, ocorre aumento de Ba e Sr, diminuição do Rb e constância nos valores de Cs com o fracionamento ígneo (*Fig. 12.3*). Em adicional, as razões Eu/Eu* são positivamente correlacionadas com o Sr e Ba, mas negativamente correlacionadas com o Rb (*Fig. 12.3*). Essas tendências são controladas eminentemente pelo fracionamento do plagioclásio e feldspato potássico.

O comportamento dos HFSE (*high field-strength elements*), a exemplo do Nb, Ta, Th e U, é normalmente oposto entre as suítes. No Pórfiro União do Norte os HFSE diminuem com o incremento da sílica, enquanto que na Suíte Granodiorítica ocorre o aumento de suas concentrações (*Fig. 12.3*). Esse comportamento é consistente com a natureza incompatível destes elementos: em magmas menos evoluídos e fracionados, a concentração dos HFSE tende a aumentar até o momento de cristalização do zircão (Zr, Th, U, Hf), enquanto que em magmas mais evoluídos a concentração destes elementos aumenta até o momento de geração de óxidos de Fe-Ti-(Nb). Como esperado, o granito sub-vulcânico exibe maiores concentrações de Ta (1,6-2 ppm), U (6,5-8,3 ppm), Nb (23,6-28,2 ppm), Th (24,9-27,9 ppm) e Zr (333,6-366 ppm) em relação à Suíte Granodiorítica (*Figs. 12.3 e 12.4*).

Na grande maioria dos casos, os padrões de distribuição de elementos-traço são opostos entre as suítes, especialmente para os LILE e HFSE, a exemplo do observado para os elementos maiores e menores. Essa tendência reforça a hipótese de que a Suíte Granodiorítica e o Pórfiro União do Norte não representam unidades plutônicas de mesma filiação magmática.

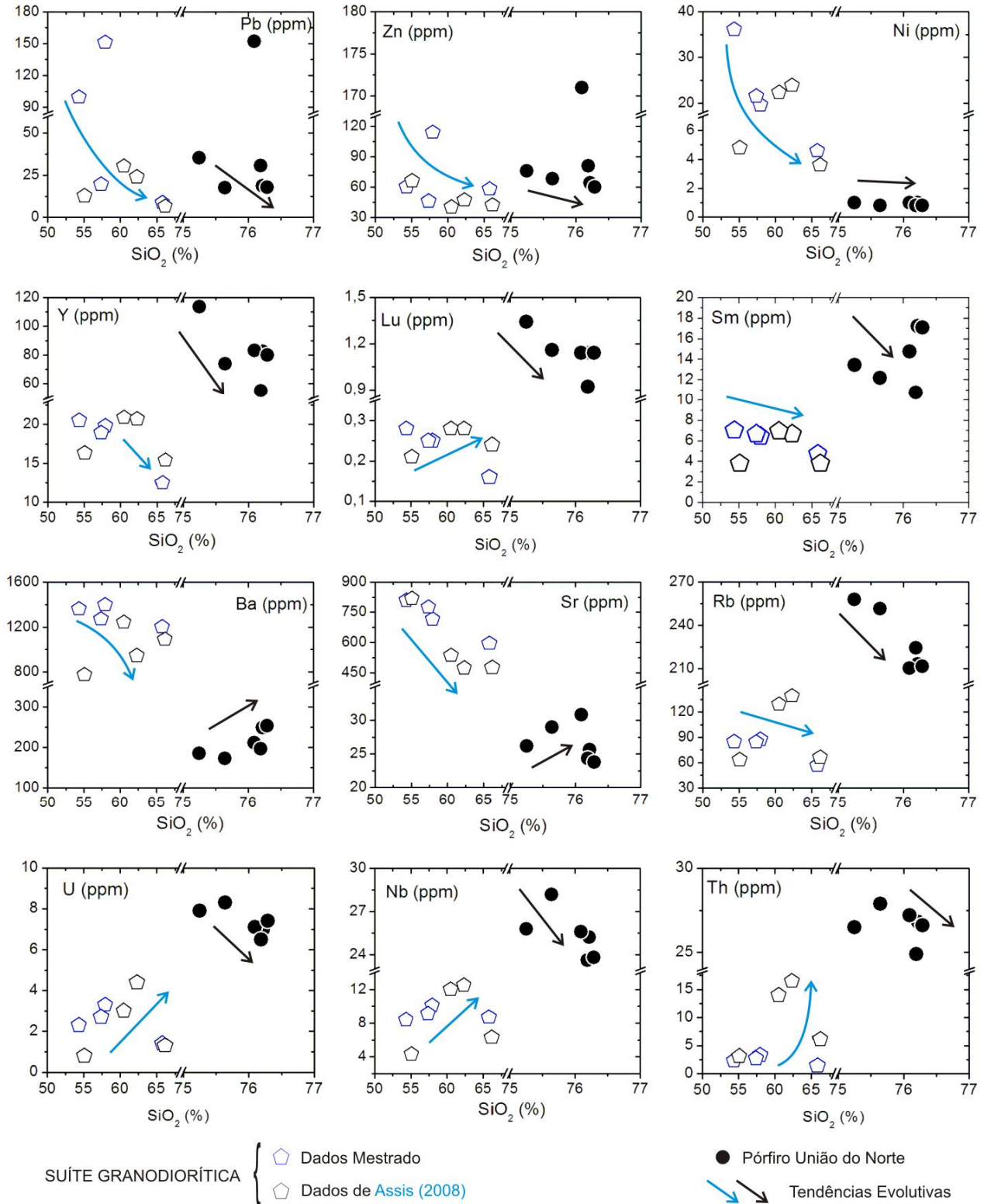


Fig. 12.3. Diagramas de Harker para os elementos-traço das suítes plutônicas do Depósito do Francisco.

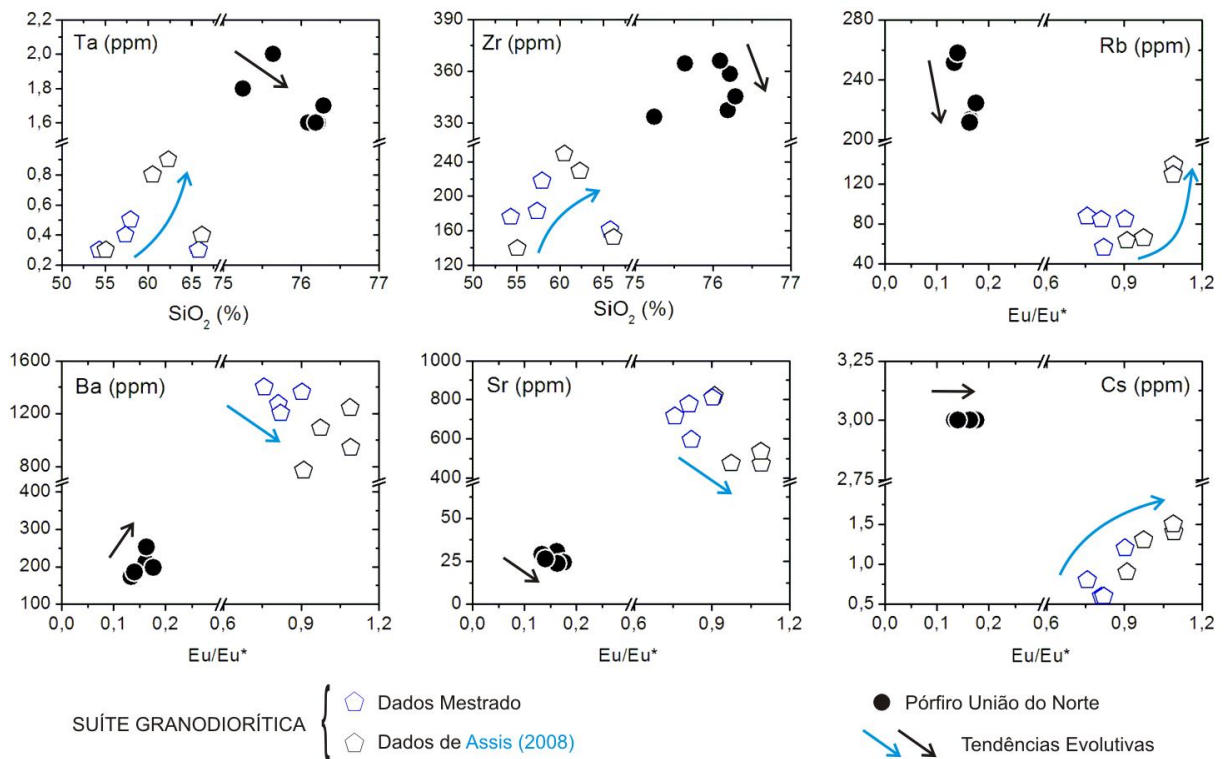


Fig. 12.4. Diagramas de Harker para alguns dos HFSE (e.g. Ta e Zr) e diagramas de correlação entre as razões Eu/Eu^* vs. as concentrações dos LILE para as rochas plutônicas do entorno do Depósito do Francisco.

Adicionalmente, através dos dados de elementos-traço normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), nota-se que o Pórfiro União do Norte é ligeiramente mais enriquecido nestes elementos em relação à Suíte Granodiorítica (Fig. 12.5). Observa-se que ambas as suítes apresentam anomalias negativas de Nb, K e Ti. Entretanto, o Pórfiro União do Norte exibe uma anomalia positiva mais pronunciada de Pb, além de acentuadas anomalias negativas de Sr, Eu e Ti, quando comparadas àquelas da Suíte Granodiorítica. O Sr na Suíte Granodiorítica, por exemplo, praticamente não apresenta anomalias, a não ser o membro de composição tonalítica que expressa valores ligeiramente mais elevados. Adicionalmente, as rochas granodioríticas mostram uma sutil anomalia positiva de Ba, enquanto que no Pórfiro União do Norte esse elemento exibe pequena anomalia negativa (Fig. 12.5).

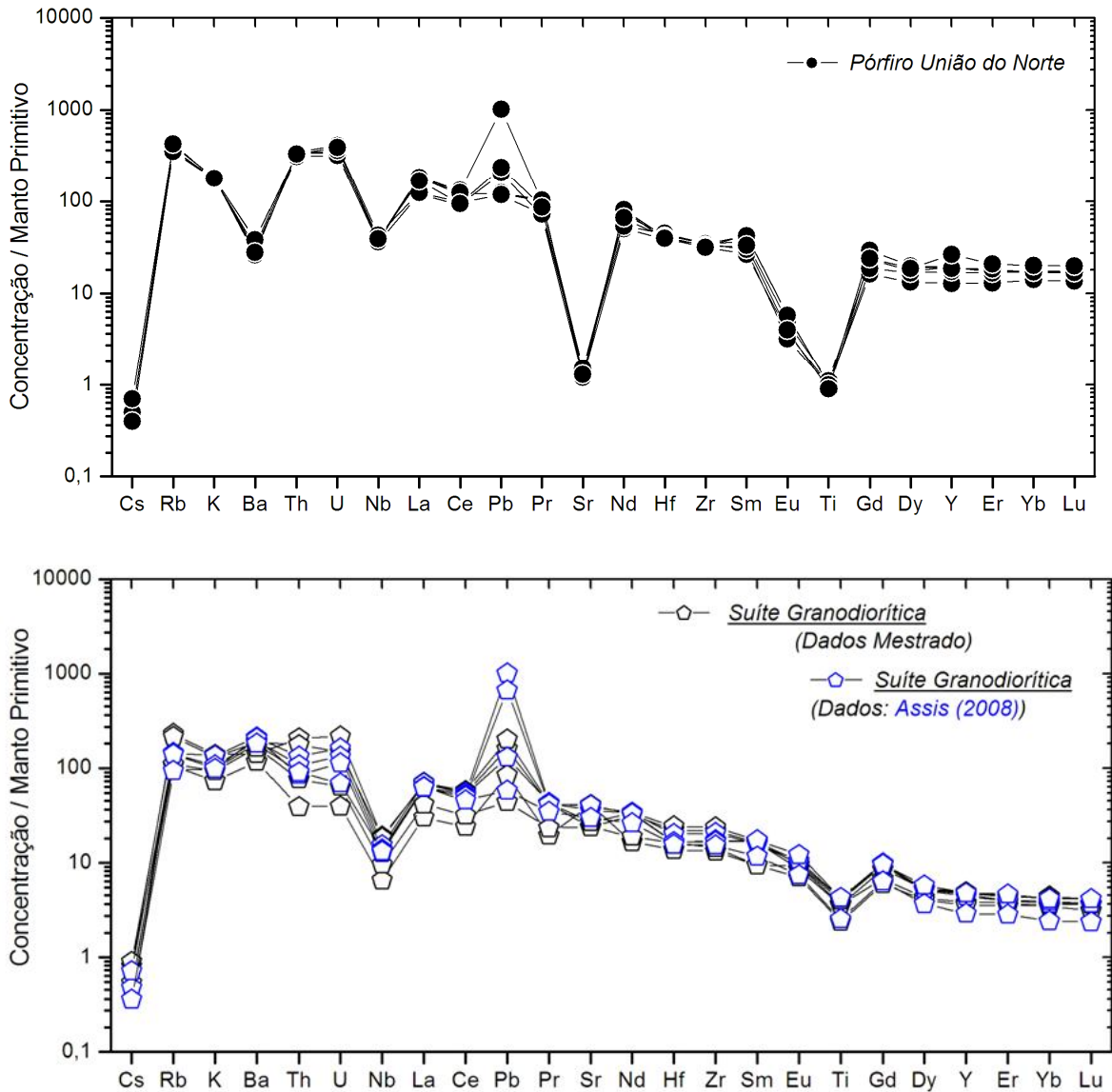


Fig. 12.5. Diagrama multielementar (spidergram) normalizado em relação ao manto primordial (McDonough & Sun, 1995), para o conjunto de amostras das suítes plutônicas do entorno do Depósito do Francisco.

Em adicional, é observado no Pórfiro União do Norte pequeno enriquecimento em Y seguido de elementos mais incompatíveis, a exemplo do Er, Yb e Lu, quando comparado ao padrão da Suíte Granodiorítica. Esses elementos tendem a se concentrar nos estágios mais tardios da cristalização magmática, o que está, portanto, coerente com a natureza das suítes.

12.1.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

As concentrações dos ETR normalizadas pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), constam na *Figura 12.6*. O padrão geral de distribuição mostra que o Pórfiro União do Norte é mais enriquecido em ETR ($\sum_{\text{ETR}} = 357,1$ a $526,5$ ppm) do que as rochas da Suíte Granodiorítica ($\sum_{\text{ETR}} = 102,3$ a $212,2$ ppm). Em adicional, ambas as suítes são enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP. O Pórfiro União do Norte apresenta razões La_n/Lu_n entre 7,26 e 10,94, enquanto que para a Suíte Granodiorítica essas razões variam de 9,72 a 16,96. Esses resultados indicam que o fracionamento ígneo foi ligeiramente mais pronunciado nas rochas granodioríticas do que no granito porfirítico, coerente, portanto, com as variações observadas nos diagramas bivariantes de Harker (*Figs. 12.2 e 12.4*). Adicionalmente, é observado que a partir do Gd, os ETRP tendem a configurar um patamar mais estável, com menor oscilação nos valores, especialmente para o quartzo-felspató pórfiro.

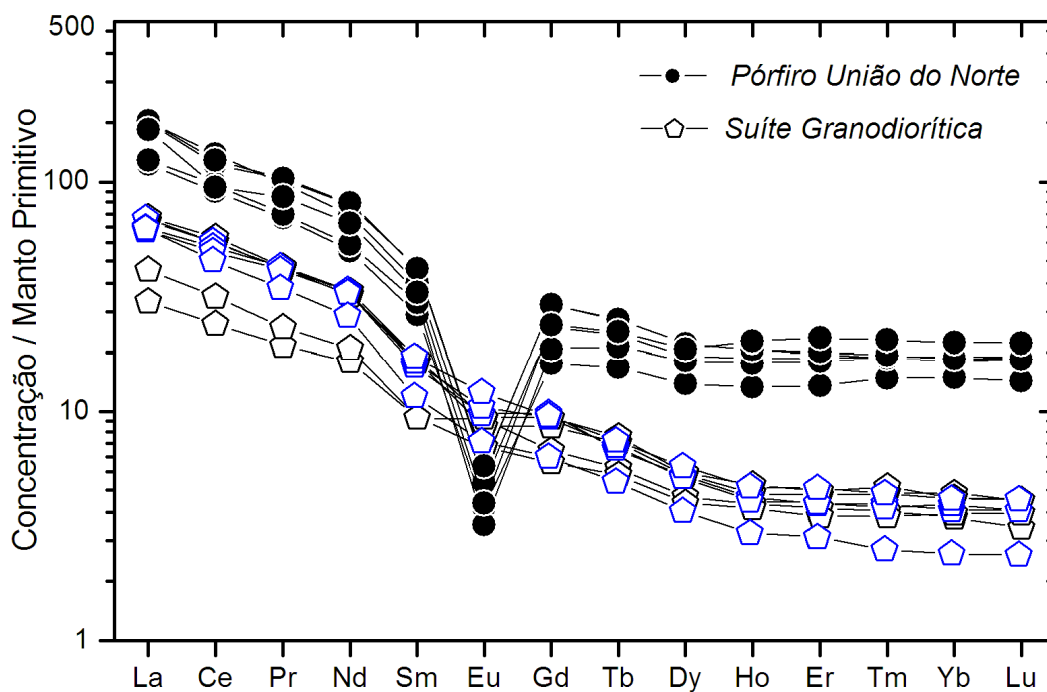


Fig. 12.6. Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), das suítes graníticas da área do Depósito do Francisco.

A Suíte Granodiorítica, no entanto, exibe um pequeno enriquecimento em ETR intermediários (*e.g.* Gd e Tb) do que para os ETRP. Esse comportamento pode ser decorrente da

ocorrência de hornblenda, titanita e apatita, fases descritas durante a petrografia. Em magmas félsicos, esses minerais por apresentarem elevado coeficiente de partição, contribuem tanto no enriquecimento de ETRL quanto no enriquecimento em Gd e Tb (Rollison, 2003).

A maior diferença diagnosticada no padrão de distribuição dos ETR, no entanto, está na presença de uma forte anomalia negativa de Eu no Pórfiro União do Norte ($0,13 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,18$), enquanto que na Suíte Granodiorítica essa mesma anomalia é praticamente inexistente ($0,75 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1,09$). Em magmas félsicos, essa anomalia indica a cristalização do feldspato via fracionamento, ou então, a retenção do elemento na fonte, quando não consumido durante os processos de fusão parcial (Rollinson, 1993; Yang *et al.*, 2008). Como o Ba e Sr são admitidos na estrutura cristalina do feldspato potássico, e a concentração de ambos no Pórfiro União do Norte aumenta com o incremento da sílica, a exemplo do K_2O , as pronunciadas anomalias negativas de Eu reportadas à essa suíte podem ser direcionadas a cristalização do ortoclásio. A ausência desta anomalia na Suíte Granodiorítica é um reflexo da presença de fases acessórias, principalmente de hornblenda, a qual tende a concentrar ETR intermediárias e, portanto, camuflar as anomalias de Eu.

Na Suíte Granodiorítica os valores das razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ diminuem com o incremento da sílica e da abundância do $(\text{Yb})_N$ (Fig. 12.7), indicando que a cristalização magmática correspondeu ao processo dominante na gênese da unidade. As razões Eu/Eu^* por sua vez permaneceram constantes com o aumento da sílica (Fig. 12.7), e sugerem que a cristalização de hornblenda, titanita e apatita foi mais importante do que a geração de plagioclásio. No Pórfiro União do Norte são observadas tendências negativas das razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ em relação ao $(\text{Yb})_N$, consistente com o fracionamento ígneo (Fig. 12.7). Entretanto, notam-se tendências positivas das razões Eu/Eu^* e $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ em função da sílica (Fig. 12.7), o que não é coerente com um simples modelo de cristalização fracionada. A relação direta destas razões com os índices de fracionamento magmáticos sugere que processos adicionais (*e.g.* contaminação crustal) foram mais importantes do que a cristalização magmática na evolução do granito sub-vulcânico.

O comportamento relativamente homogêneo nas concentrações dos elementos-traço e ETR evidencia que os processos hidrotermais foram pouco efetivos na mobilização de elementos das suítes discutidas. Essa característica assegura uma melhor qualidade quanto à preservação das características geoquímicas e petrogenéticas originais de cada unidade.

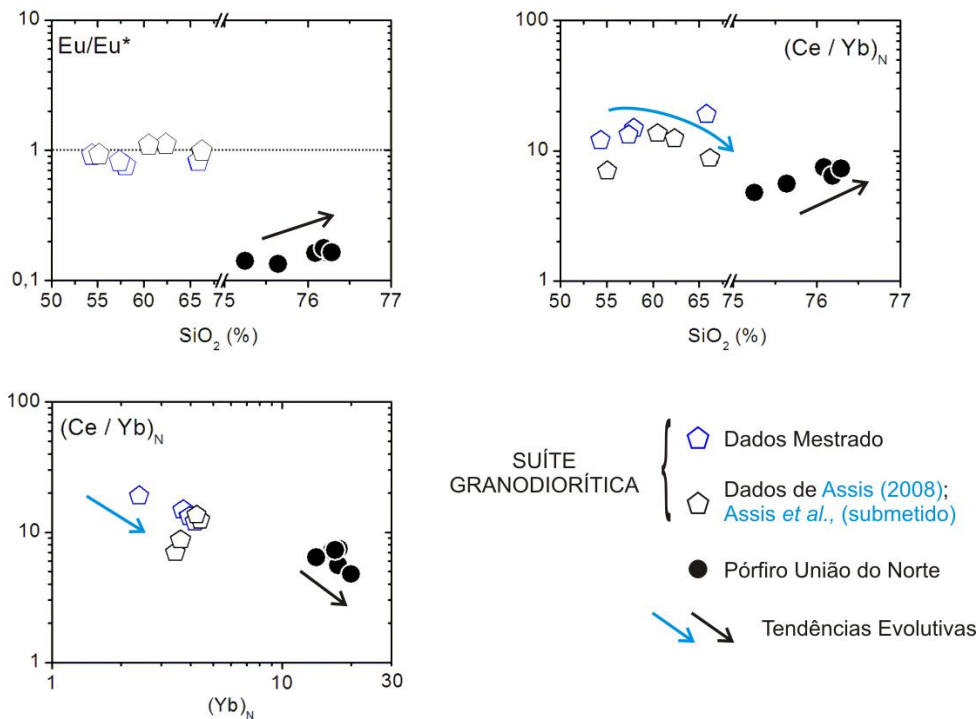


Fig. 12.7. Diagramas de correlação bivariante entre Elementos Terras Raras e percentuais de sílica.

12.1.4 GRAU DE EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL

A partir das razões K/Rb em função da sílica observa-se que as suítes graníticas do entorno do Depósito do Francisco variam de moderada a fortemente evoluídas ($167,4 < K/Rb < 422,4$) (Fig. 12.8A). A Suíte Granodiorítica, com razões K/Rb compreendidas entre 239,4 e 422,4 incide no campo dos granitóides moderadamente evoluídos, enquanto que o Pórfiro União do Norte ($167,4 < K/Rb < 205,6$) está compreendido no campo das rochas graníticas fortemente evoluídas. Esses resultados são compatíveis com as características até então descritas, as quais indicam que o quartzo-feldspato pórfiro, com elevada concentração dos HFSE, ETR, assim como de quartzo e ortoclásio modais, representaria rochas mais evoluídas e fracionadas quando comparadas àquelas da Suíte Granodiorítica, cuja composição modal, concentração de elementos maiores e traço indicam composição mais primitiva.

A partir da divisão de [Champion & Heinemann \(1994\)](#) que definem o valor de 68% de sílica como o limite entre as rochas ígneas máficas e félsicas, observa-se que a Suíte Granodiorítica ($53,3\% < SiO_2 < 66,1\%$) exibe composição máfica, enquanto que o Pórfiro União do Norte, com valores de sílica compreendidos entre 75,2 e 76,2% o situa próximo ao que [Blevin](#)

(2004) chama de granitos no mínimo térmico (*thermal minimum*), ou seja, fundidos graníticos que precipitam quartzo e feldspato nas mesmas abundâncias relativas das quais ocorrem no fundido.

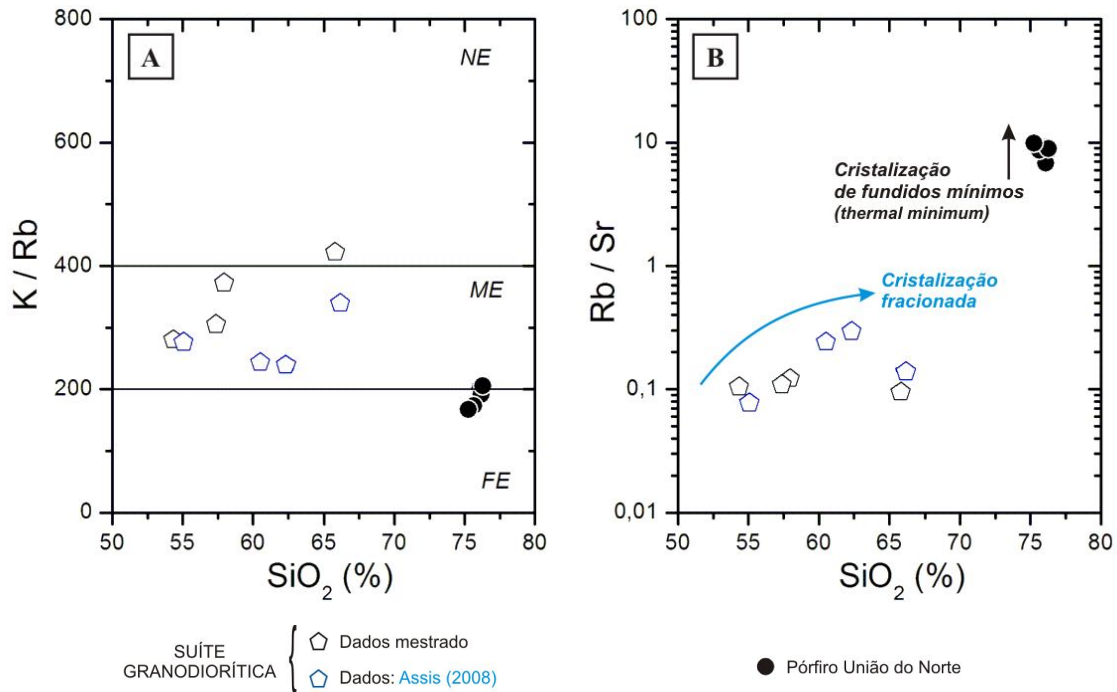


Fig. 12.8. Classificação do grau de evolução com base nos diagramas (A) K/Rb vs. SiO_2 proposto por Blevin (2004) e (B) Rb/Sr vs. SiO_2 . Observar que diferentemente das suítes plutônicas do Depósito Pé Qente, a Suíte Granodiorítica e o Pórfiro União do Norte incidem no campo dos granitóides moderada a fortemente evoluídos. CAMPOS: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído.

Segundo Blevin & Chappell (1995), as razões Rb/Sr além de corresponderem a excelentes indicadores do grau de cristalização fracionada de suítes magmáticas félsicas, também podem ser utilizadas para demonstrar as tendências evolutivas de séries graníticas. Neste sentido, nota-se que a Suíte Granodiorítica apresenta razões Rb/Sr entre 0,07 e 0,29, enquanto que para o Pórfiro União do Norte essa razão varia de 6,8 a 9,8 (Fig. 12.8B). Em adicional, percebe-se um incremento das razões Rb/Sr com o aumento do fracionamento ígneo para a Suíte Granodiorítica, o que é condizente com as típicas tendências via cristalização fracionada. De acordo com Blevin & Chappell (1995) baixas razões Rb/Sr, a exemplo das reportadas para os granodioritos, são

coerentes com granitóides originados a partir de magmas mantélicos. Neste sentido, os resultados obtidos para o conjunto de rochas granodioríticas, aliados ao padrão de distribuição dos elementos maiores, traço e ETR (Figs. 12.2-12.3; 12.6) permitem concluir que a Suíte Granodiorítica representa um magmatismo moderadamente evoluído, em que o processo de cristalização fracionada correspondeu ao seu principal mecanismo de evolução magmática.

Em contrapartida, observa-se para o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte um ligeiro incremento das razões Rb/Sr sem variações nos incrementos de sílica. Segundo [Blevin & Chappell \(1995\)](#) esse comportamento é típico de evolução de séries graníticas fortemente evoluídas, as quais se cristalizam a partir de fundidos mínimos, em que quartzo e feldspato alcalino são formados em quantidades equivalentes.

12.1.5 TEMPERATURAS DO MAGMA

A temperatura do magma foi estimada com base nas temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) e da apatita (T_{apatita}), fases observadas durante a petrografia e que fornecem dois parâmetros (temperatura) independentes para cada rocha granítica analisada. Os dados termométricos estão sumarizados na *Tabela 12.1*.

12.1.5.1 Temperatura de Saturação do Zircão

Utilizando-se das concentrações de Zr (ppm) provenientes das análises de rocha total para representar a composição do fundido (*Tabs. AIV.8-AIV.11*) no modelo de [Watson & Harrison \(1983\)](#), foram calculadas as temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) para as suítes plutônicas cartografadas no entorno do Depósito do Francisco (*Tabela 12.1*). O Pórfiro União do Norte apresenta as $T_{\text{zircão}}$ mais elevadas, compreendidas entre 802,1 e 876,2 °C (*média*: 857,9 °C), enquanto que as calculadas para a Suíte Granodiorítica variam de 658,9 a 744,4 °C (*média*: 713,8°C).

12.1.5.2 Temperatura de Saturação da Apatita

Levando-se em conta os percentuais de SiO₂ e P₂O₅ provenientes das análises de rocha total (*Tabs. AIV.8-AIV.11*) para representar a composição do fundido no modelo de solubilidade da apatita proposto por [Harrison & Watson \(1984\)](#), as temperaturas de saturação da apatita (T_{apatita}) foram calculadas e comparadas com as $T_{\text{zircão}}$ anteriormente obtidas (*Tabela 12.1*). Para a Suíte Granodiorítica os valores da T_{apatita} , compreendidos entre 814,4 e 886,8 °C (*média*:

857,3°C), são superiores e mais homogêneos do que as $T_{\text{zircão}}$. Segundo *Yang et al., (2008)* isso por ser um reflexo de outras fases portadoras de P_2O_5 , a exemplo da monazita. Neste sentido, as T_{apatita} devem representar as máximas temperaturas de saturação da apatita. As T_{apatita} para o Pórfiro União do Norte variam de 800,1 a 854,6 °C (*média: 831,5 °C*), coerentes, portanto, com as $T_{\text{zircão}}$ obtidas anteriormente, o que sugere que apenas o zircão e a apatita corresponderam às fases que seqüestraram Zr e P_2O_5 , respectivamente.

Tabela 12.1. Temperaturas de saturação do zircão ($T_{\text{zircão}}$) e da apatita (T_{apatita}) para as suítes plutônicas das imediações do Depósito do Francisco.

UNIDADE GEOLÓGICA	Rocha	N ^(*)	$T_{\text{zircão}}$ (°C)	T_{apatita} (°C)
Suíte Granodiorítica	Granodiorito Tonalito	7 1	658,9 – 744,4 ~ 676,01	880,5 – 872 ~ 820,2
Pórfiro União do Norte	Álcali-feldspato granito porfirítico a monozogranito porfirítico	6	802,1 – 876,2	800,1 – 854,6

(*) Número de amostras.

12.1.6 CLASSIFICAÇÃO MAGMÁTICA E AFINIDADES TECTONO-MAGMÁTICAS A PARTIR DE ELEMENTOS MAIORES

A partir da sub-divisão entre as rochas alcalinas e sub-alcalinas proposta por [Irvine & Baragar \(1971\)](#), todas as amostras revelam composição sub-alcalinas, exceto algumas amostras da Suíte Granodiorítica no campo alcalino. Entretanto, como os granodioritos correspondem a granitos oxidados do tipo I e gerados em ambiente de arcos vulcânicos (como discutido a seguir), não é esperado uma assinatura alcalina para essas rochas. Esse comportamento pode ser decorrente do metassomatismo potássico com geração de ortoclásio hidrotermal incipiente e ao longo de estreitos halos metassomáticos, o que pode ter contribuído com um pequeno deslocamento dos pontos (amostras) em direção ao campo das rochas alcalinas.

A partir do diagrama de sílica vs. índice cálcio-alcalino de [Brown \(1982\)](#), a Suíte Granodiorítica está situada no domínio dos granitóides cálcio-alcalinos, enquanto que o Pórfiro União do Norte exibe um leve deslocamento em direção ao campo dos granitos sub-alcalinos (*Fig. 12.9B*). Em relação ao Índice de Wright (IW), apropriado para províncias que não contenham uma série completa e cujas rochas sejam ricas em sílica (> 50%), as amostras da Suíte Granodiorítica incidem no campo das séries cálcio-alcalinas, enquanto que as provenientes do Pórfiro União do Norte exibem afinidade com os granitóides alcalinos (*Fig. 12.9C*). Como indicado por um Índice de Saturação em Alumina (ASI) constante e próximo a 1, o Pórfiro União do Norte não é fracionado, enquanto que a Suíte Granodiorítica, com valores ASI mais heterogêneos ($0,74 < \text{ASI} < 0,982$) e que oscilam em torno de 1, os processos de fracionamento ígneo foram mais efetivos (*Fig. 12.9D*).

Com relação aos teores de K_2O e SiO_2 utilizados na subdivisão de séries sub-alcalinas segundo [Le Maitre et al., \(1989\)](#), observa-se que ambas as suítes apresentam assinatura de alto K, sendo o Pórfiro União do Norte com os maiores valores de SiO_2 (75,25-76,29%) e K_2O (5,13-5,28%), quando comparados aos da Suíte Granodiorítica, de 55,07-66,15% (SiO_2) e 2,11-4,01% (K_2O) (*Fig. 12.10A*).

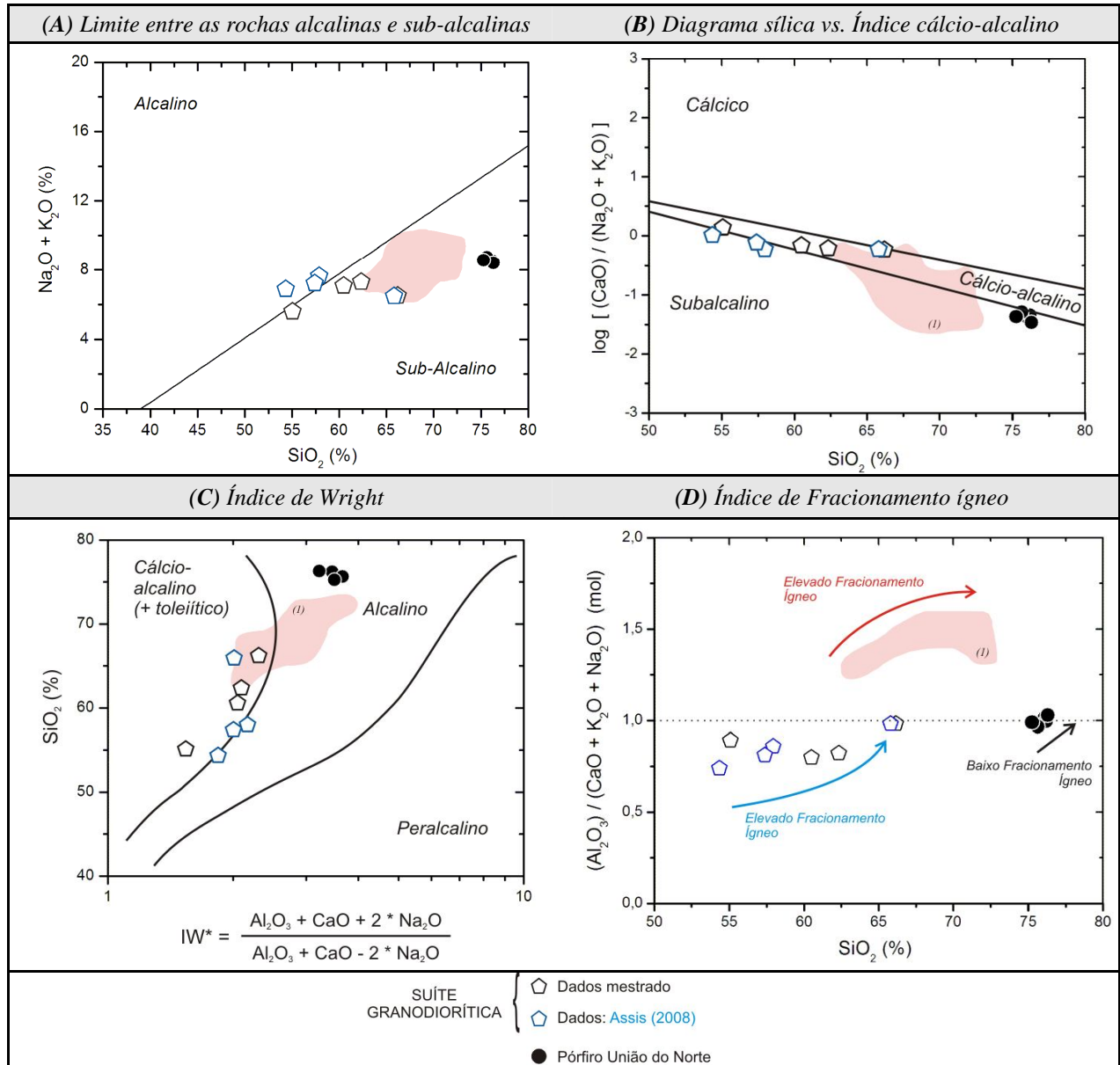


Fig. 12.9. Diagramas de classificação tectôno-magmático com base em elementos maiores para as suítes plutônicas do entorno do Depósito do Francisco: (A) Diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcalinas; (B) Diagrama sílica vs. índice cálcio-alcalino segundo Brown (1982); (C) Diagrama de Wright (1969). Para rochas com mais de 50% de sílica e relação $1 < K_2O/Na_2O < 2,5$, se utiliza o valor $2 * Na_2O$ ao invés da soma dos álcalis. Exceto para cinco amostras da Suíte Granodiorítica (FR-03, FR-08, Pto.53-B, Pto.77-A e VU-09) todas as demais amostras apresentam $K_2O/Na_2O > 1$; (D) Sílica vs. índice de saturação em alumina (ASI).

A partir do índice de saturação em alumina (*aluminum saturation index, ASI*), proposto por Maniar & Piccoli (1989), as amostras da Suíte Granodiorítica apresentam assinatura metaluminosa, enquanto que aquelas provenientes do Pórfiro União do Norte exibem padrão tanto metaluminoso quanto peraluminoso (*Fig. 12.10B*). Os valores obtidos são condizentes com os campos definidos por Maniar & Piccoli (1989) como pertencentes a granitos pós-colisionais no caso do Pórfiro União do Norte, e de granitóides de arcos continentais no caso da Suíte Granodiorítica. Uma vez que as relações de campo (*e.g.* contatos intrusivos) aliadas a distribuição dos dados geoquímicos nos diagramas de Harker (*Figs. 12.2-12.4; 12.7*) indicam que o granito porfirítico corresponde a uma manifestação granítica mais tardia, a sua tendência peraluminosa poderia ser um reflexo da incorporação de Al_2O_3 da Unidade Vulcanoclástica, pois magmas de natureza pós-colisional apresentam maior interação com componentes crustais. Essa hipótese é reforçada pela tendência de aumento do Al_2O_3 com o incremento da sílica, tal como observado pelos diagramas de Harker (*Fig. 12.2*).

Segundo a classificação de rochas graníticas proposta por Frost *et al.*, (2001), observa-se que as amostras da Suíte Granodiorítica estão situadas no campo dos granitóides magnesianos, enquanto que aquelas pertencentes ao Pórfiro União do Norte, com as maiores razões de $FeO^t/(FeO^t+MgO)$, normalmente compreendidas entre 0,868 a 0,941, enquadram-se no campo dos granitóides ferrosos (*Fig. 12.10C*). Segundo os autores, granitos enriquecidos em FeO^t normalmente exibem afinidades com magmas graníticos do tipo A, diferentemente dos granitóides de arcos vulcânicos que exibem baixos percentuais de FeO^t . Neste sentido, as amostras provenientes do Pórfiro União do Norte exibem características típicas de séries graníticas anorogênicas. Com base no índice de alcalinidade modificado (*modified alkali-lime index – MALI*), também proposto por Frost *et al.*, (2001), a suíte sub-vulcânica exhibe assinatura álcali-cálcica, enquanto que as rochas da Suíte Granodiorítica apresentam assinatura cálcio-alcalina a álcali-cálcica (*Fig. 12.10E*).

Foram acrescentados às *Figuras 12.9 e 12.10* os campos de incidência da Suíte Granítica descrita por Assis (2008). Segundo o autor, essa suíte engloba eminentemente sienogranitos a monzogranitos inequigranulares, róseos a avermelhados, de granulação média a grossa e de textura poiquilítica, porfirítica e, por vezes *rapakivi*. Essa suíte apresenta contatos intrusivos nas rochas granodioríticas, com raros enclaves das mesmas, o que indica uma idade mais jovem para a Suíte Granítica. Não foram observados, no entanto, relações de contato entre o Pórfiro União do

Norte e as rochas sieno-monzograníticas. Neste sentido, é observado que estas últimas distinguem-se do Pórfiro União do Norte, como discutido em [Assis *et al.*, \(submetido\)](#). Com base nas características macroscópicas, petrográficas e geoquímicas, sugere-se que a Suíte Granítica seja cogenética a Suíte Granodiorítica, mas não cogenética com o Pórfiro União do Norte. Maiores informações podem ser obtidas em [Assis *et al.*, \(submetido\)](#).

12.1.7 AMBIÊNCIA TECTÔNICA A PARTIR DE ELEMENTOS-TRAÇO

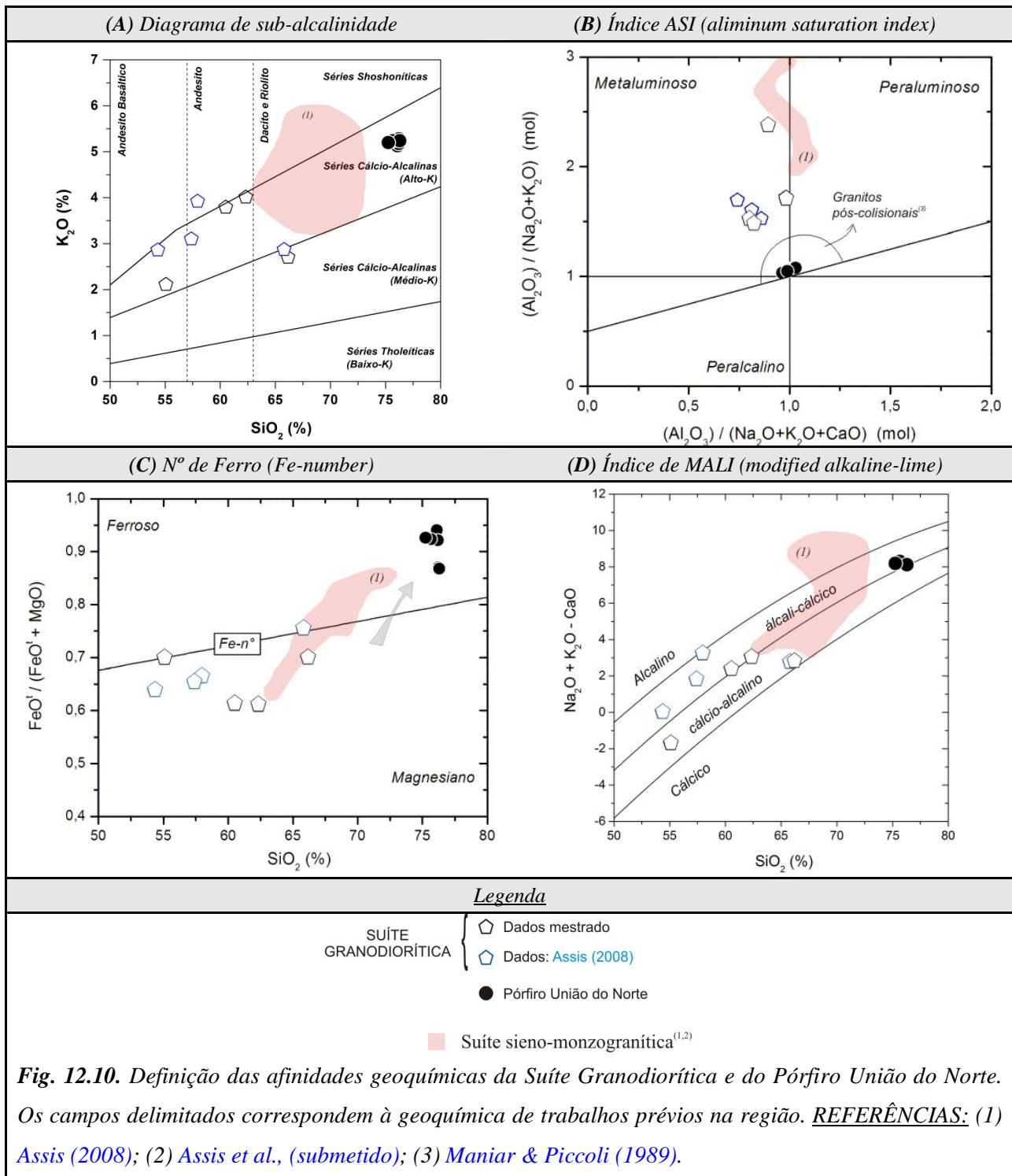
Nos diagramas de ambiência tectônica elaborados por [Gorton & Schandl \(2000\)](#); [Schandl & Gorton \(2002\)](#), a totalidade das amostras incide no campo de vulcanismo de margem continental ativa (*Fig. 12.11A-C*). Com base nestes diagramas é possível deduzir a evolução deste magmatismo do setor leste da província, em que as rochas granodioríticas, com as menores razões dos elementos-traço utilizados (Th/Ta, Th/Yb, Th/Hf, Ta/Yb, Ta/Hf) simbolizariam o início da atividade magmática regional, com início em arcabouço de arcos oceânicos, enquanto que o Pórfiro União do Norte representaria a expressão magmática mais tardia. A partir das concentrações de Ta, Rb e Hf propostas por [Harris *et al.*, \(1986\)](#), as rochas analisadas apresentam afinidade com granitóides de arcos vulcânicos de arcabouço colisional (*Figs. 12.11D-E*), compatível, portanto, com o ambiente colisional discriminado nos diagramas anteriores. Em suma, constata-se por esses diagramas uma tendência evolutiva entre as rochas da Suíte Granodiorítica e do Pórfiro União do Norte. Em um cenário de margem continental ativa, as rochas menos primitivas, representadas pelos granodioritos, representariam o estágio inicial do plutonismo neste segmento leste da PAAF, enquanto que o Pórfiro União do Norte ilustraria um cenário mais tardio.

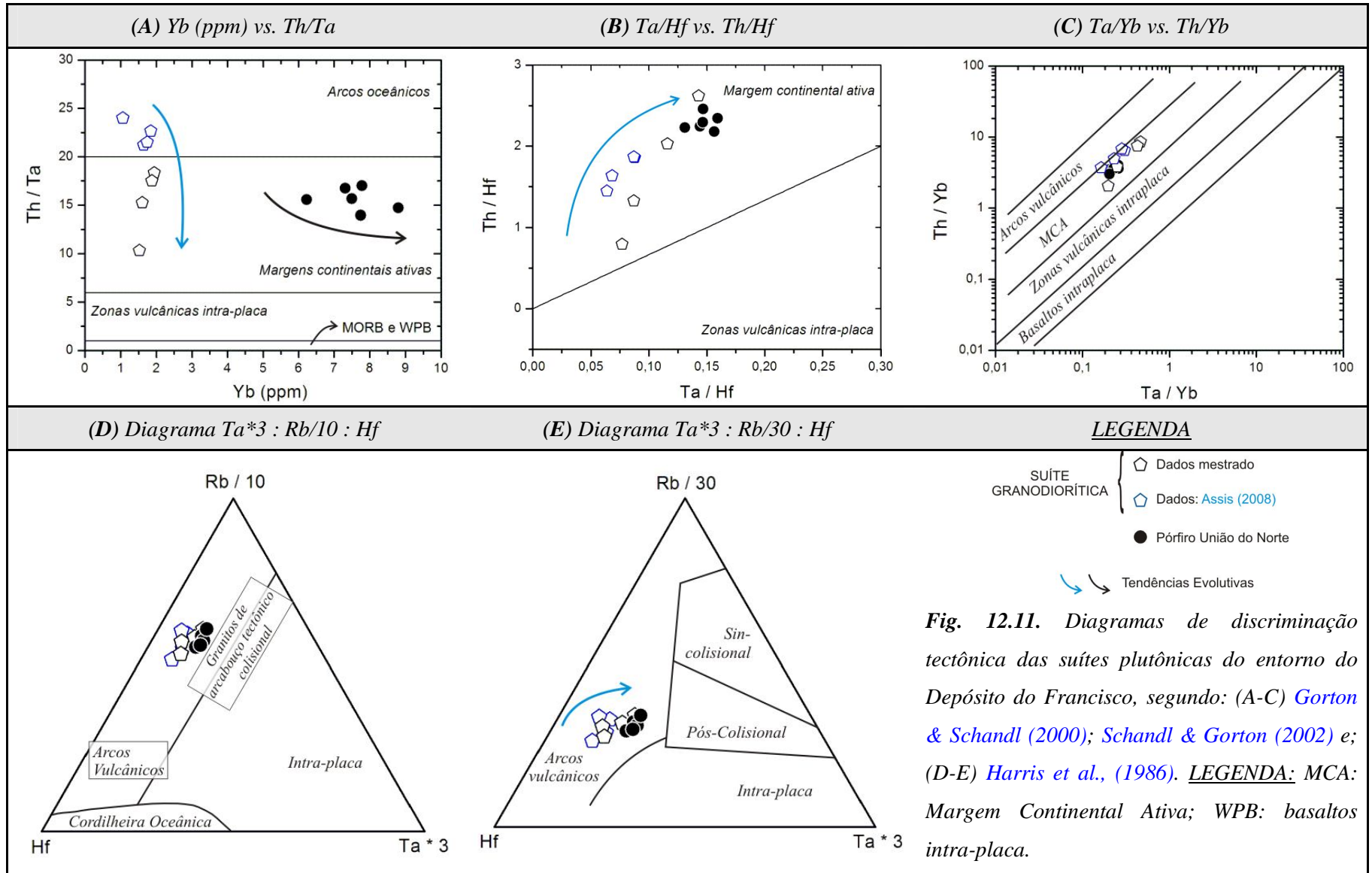
Ao se especificar o tipo de ambiente de geração do magma granítico a partir dos diagramas propostos por [Pearce *et al.*, \(1984\)](#), observam-se diferenças substanciais quanto ao ambiente geodinâmico das rochas em questão (*Fig. 12.12*). Em todos os diagramas utilizados, as rochas da Suíte Granodiorítica apresentam forte afinidade geoquímica com granitóides de arcos vulcânicos, a exemplo dos resultados anteriores. Por outro lado, o Pórfiro União do Norte está intrinsecamente relacionado a magmas graníticos gerados em ambiente pós-colisional a intraplaca. Desta forma, ao se considerar o conjunto de dados, verifica-se que os granodioritos representariam o estágio de geração de rochas menos evoluídas em um estágio inicial de colocação magmática. Com a continuidade do processo orogenético as rochas mais evoluídas

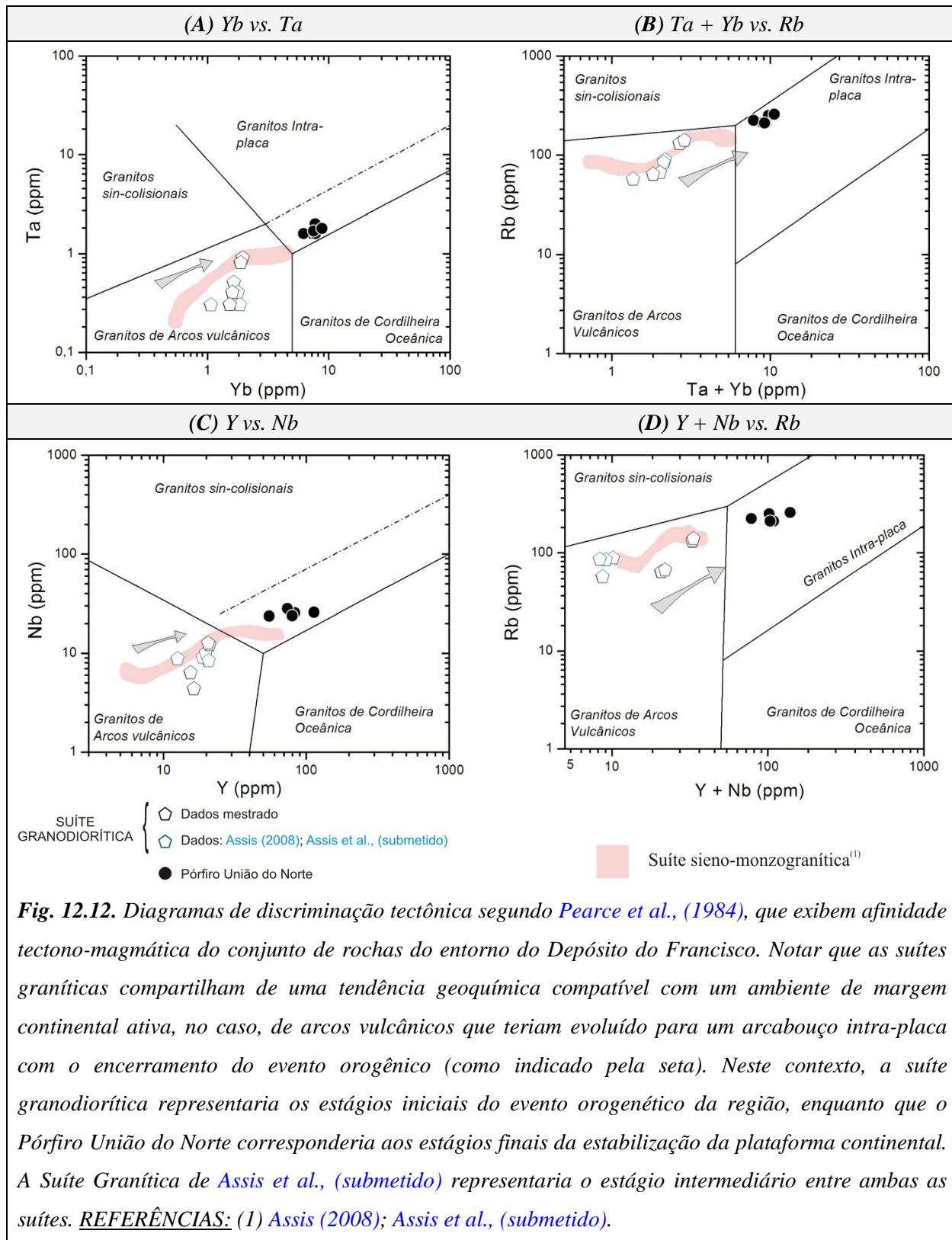
(Pórfiro União do Norte) caracterizariam um ambiente mais tardio que possivelmente refletisse o encerramento da orogênese regional. Neste sentido, observa-se que os diagramas discriminatórios exibem homogeneidade, indicando tendências evolutivas concisas entre si.

A partir dos diagramas de [Whalen et al., \(1987\)](#), que se utilizam das concentrações de alguns elementos maiores e traço, em especial do Ga e Al, *observa-se que em todos os casos* o Pórfiro União do Norte está situado no campo dos granitóides intra-placa, enquanto que a Suíte Granodiorítica exibe afinidade com os granitos orogênicos do tipo I (*Fig. 12.13*).

Em virtude do conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte sugerir um ambiente pós-colisional, com afinidade geoquímica para granitos anorogênicos (*Figs. 12.12 e 12.13*), empregou-se os diagramas discriminatórios de ambiente geodinâmico para granitos do tipo A propostos por [Eby \(1992\)](#). Segundo o autor, esses diagramas devem ser utilizados apenas quando os granitóides estudados incidem nos campos dos granitos intra-placa de [Pearce et al., \(1986\)](#) e das rochas graníticas do tipo A de [Whalen et al., \(1987\)](#). Como esse é o caso *apenas* do Pórfiro União do Norte, as amostras da Suíte Granodiorítica não foram incluídas nos diagramas de [Eby \(1992\)](#). Segundo o autor, as rochas graníticas do tipo A podem ser divididas em dois grupos com base na área fonte e arcabouço geodinâmico. Um primeiro grupo (A_1) representa o manto diferenciado (com maior ou menor grau de contaminação crustal), que forneceria magmas similares àqueles produzidos em ambientes intra-placa, de ilha oceânica, de zonas de rifteamento ou como resultado de plumas mantélicas, concomitante com abundante magmatismo máfico (sequências bi-modais). Os granitos do segundo grupo (A_2), no entanto, estão situados no campo dos basaltos de margem continental e de arco insular, o que indica estarem relacionados a processos magmáticos vinculados a esses ambientes. Neste sentido, observa-se com base na *Figura 12.14*, que o conjunto de amostras provenientes do Pórfiro União do Norte incide no campo A_2 , ou seja, no campo dos granitos do tipo A cuja fonte apresenta características mais crustais, a exemplo das margens continentais ativas.







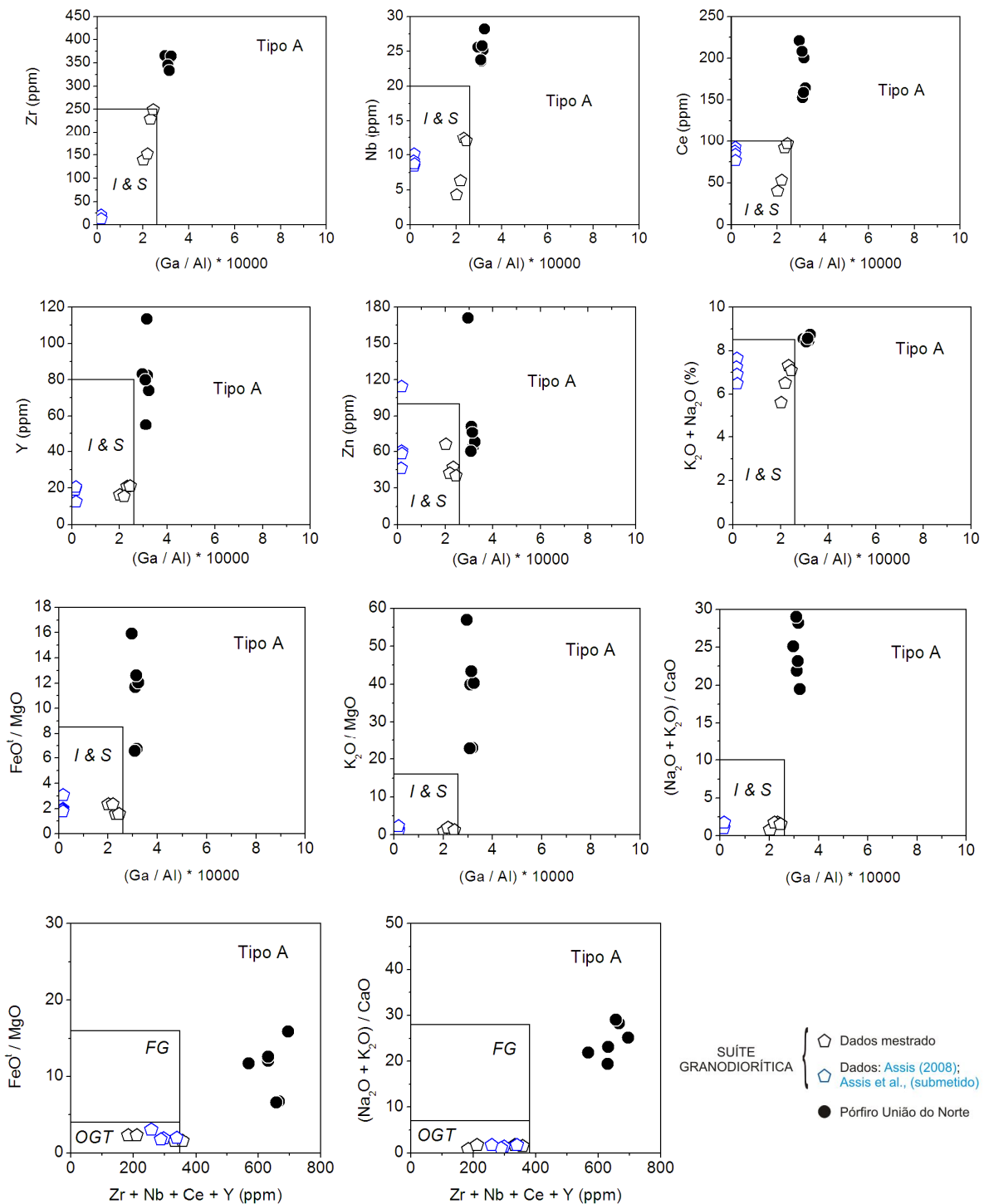


Fig. 12.13. Diagramas de discriminação tectônica propostos por *Whalen et al., (1987)*. Observar que a totalidade das amostras do Pórfiro União do Norte incide no campo dos granitos do tipo A, enquanto que as amostras da Suíte Granodiorítica exibem afinidades geoquímicas com os granitóides orogênicos do tipo I. Campos: (I & S) granitóides do tipo I e S segundo *Chappell & White (1974)*; (FG) granitos fracionados; (OGT) granitos orogênicos.

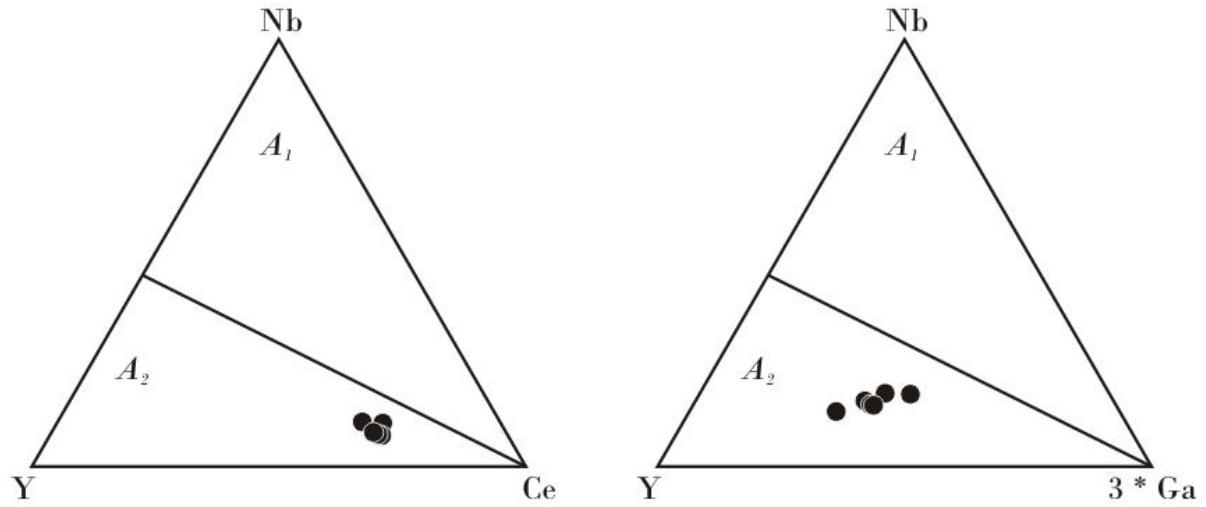


Fig. 12.14. Diagramas de discriminação geodinâmica de granitóides do tipo A (Eby, 1992), para o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte.

12.2 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DA UNIDADE VULCANOCLÁSTICA

Foram selecionadas quatro amostras da Unidade Vulcanoclástica para análise de elementos maiores, menores e traço (*Tab. AIV.12*), das quais duas provêm da *litofácies* descrita como grauvaça-feldspática vulcanoclástica e as outras duas do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico. Essas *litofácies* foram escolhidas por corresponderem àquelas de ocorrência espacial (área) e temporal (espessura das camadas) mais abrangentes dentro da área de estudo e, portanto, com maior representatividade dos processos sedimentares que deram origem aos sedimentos da unidade.

12.2.1 ELEMENTOS MAIORES

Observa-se que a Unidade Vulcanoclástica é representada por rochas com concentrações intermediárias de SiO_2 (71,78 – 81,58%) e $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (2,17 – 5,47%), baixos valores de TiO_2 (0,3 – 0,41%), elevadas concentrações de CaO (0,31 – 2,22) e Na_2O (0,97 – 4,72%), que o $\text{Na}_2\text{O} > \text{CaO}$ e que $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varia de 1,28 a 6,25%. Em adicional, os dados apontam a redução nos percentuais de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e MnO , mas aumento do K_2O com o incremento da maturidade química (razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; *Fig. 12.15*). Esse comportamento é decorrente do aumento da maturidade mineralógica (aumento da sílica), reflexo do enriquecimento em quartzo em detrimento dos grãos quimicamente instáveis (*e.g.* feldspatos e fragmentos vulcânicos). Além do mais, o enriquecimento em argilominerais, concentrados, sobretudo na matriz da rocha, favorece o incremento do K_2O e das razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ com o aumento da sílica, assim como a diminuição das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Entretanto, mesmo com a correlação direta obtida entre os percentuais de elementos maiores com o incremento dos índices de maturidade química, as razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ compreendidas, respectivamente, entre 5,86-9,78, e 0,78-5,27 apontam para rochas com moderada a elevada imaturidade química, tal como constatado na petrografia.

A partir da classificação modal de [Pettijohn \(1987\)](#) que se utiliza das concentrações de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, a Unidade Vulcanoclástica é composta por arenito arcoseano lítico vulcanoclástico e grauvaça-feldspática vulcanoclásticas (*Fig. 9.3*), o que reflete em rochas química e texturalmente imaturas. Entretanto, com base nos diagramas de classificação geoquímica elaborados por [Pettijohn \(1972\)](#) e com campos redefinidos por [Herron \(1988\)](#), os sedimentos analisados incidem predominantemente na região do arenito arcoseano a

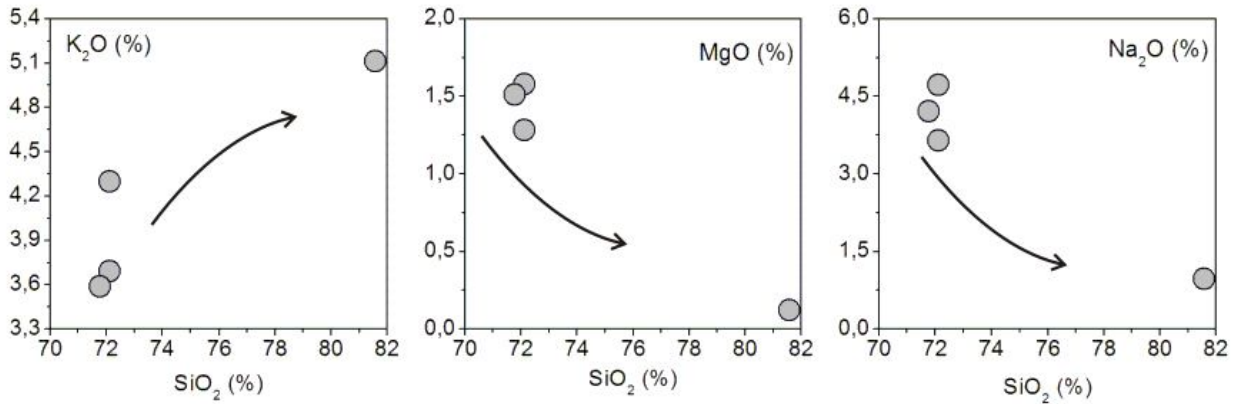
litoarenito, com tendência para o campo da grauvaça (*Figs. 12.16*). Esta pequena diferença observada entre as classificações petrográfica e geoquímica pode residir no fato de que os diagramas de classificação litogeoquímicos com base em elementos maiores não serem particularmente úteis em propósitos classificatórios, mas apenas mostram de forma mais clara algumas relações entre a composição elementar, mineralogia e o tipo de rocha. Esses fatores são fortemente influenciados pelas concentrações de Na^+ e Ca^{2+} que apresentam maior mobilidade química durante processos diagenéticos (Rollison, 1993). Esse processo pode ainda ser acentuado pela idade da rocha, que favorece na remoção de tais elementos, o que é o caso da Unidade Vulcanoclástica, que é truncada por granitóides de idade paleoproterozóica, a exemplo das suítes Granodiorítica e Granítica interpretadas por Assis *et al.*, (submetido) como equivalentes a Suíte Intrusiva Matupá, de idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma (Moura, 1998). A presença de pseudomatriz em muitas das lâminas estudadas reforça a hipótese de mobilização do Ca^{2+} e Na^+ .

Sedimentos siliciclásticos são fortemente afetados pelos processos de intemperismo químico, tanto durante o transporte do grão quanto no decorrer da deposição e/ou diagênese. Esses processos podem causar distúrbios na mineralogia e/ou geoquímica de elementos maiores (Nesbitt & Young 1982; Rollinson, 1993). Nesse sentido, o índice de intemperismo químico (CIA, *chemical index of alteration*), elaborado por Nesbitt & Young (1982), corresponde a um método útil na avaliação dos efeitos intempéricos na composição de rochas sedimentares. O CIA (*Equação VI*) corresponde a uma razão entre as concentrações do elemento imóvel (*e.g.* Al^{3+}) e as de elementos instáveis (*e.g.* Na^+ , K^+ , Ca^{2+}):

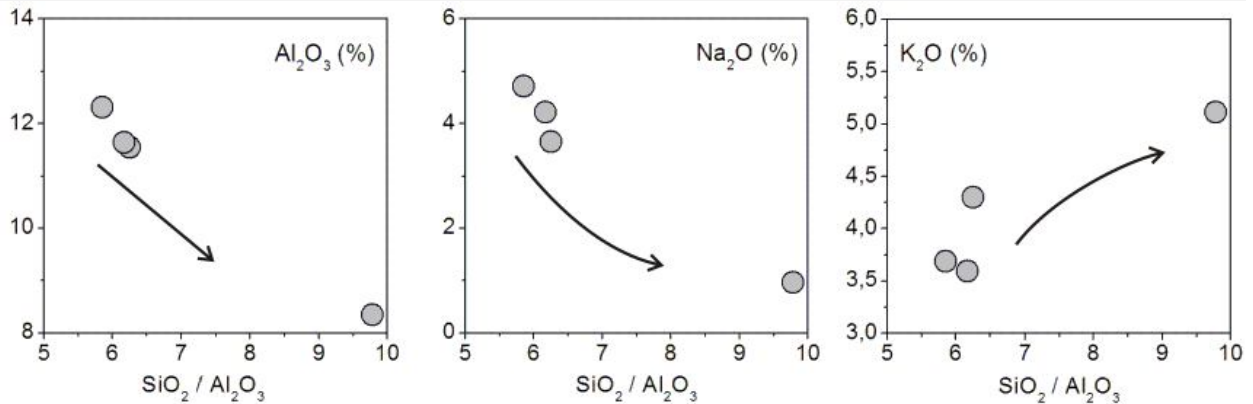
$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})] * 100 \quad (\text{VI})$$

onde CaO^* representa o cálcio contido apenas nas fases silicáticas, ou seja, com a exclusão de calcita, dolomita e apatita (Fedo *et al.*, 1995). Altos valores do CIA refletem a remoção dos cátions instáveis (*e.g.* Na^+ , K^+ e Ca^{2+}) em relação aos constituintes residuais estáveis (*e.g.* Al^{3+}). No diagrama de proporção molecular $\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3:(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ proposto por Nesbitt & Young (1989), as amostras analisadas incidem preferencialmente entre as *tie lines* do feldspato-illita e plagioclásio-caulinita (*Fig. 12.17*), sugerindo que a presença destes argilominerais tenha sido influenciada pela alteração do feldspato na área fonte. Em adicional, os valores de CIA dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica variam de 53,16 a 56,62 (*Fig. 12.17*), o que indica que as amostras foram afetadas por um intemperismo químico pouco efetivo na fonte sedimentar e, portanto, que não teria causado grandes mobilizações dos elementos.

(A) Aumento da maturidade química ocorre com o incremento da sílica.



(B) Maturidade química exibe uma correção direta com o incremento das razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.



(C) Correção direta entre as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ com o incremento da maturidade química do sedimento.

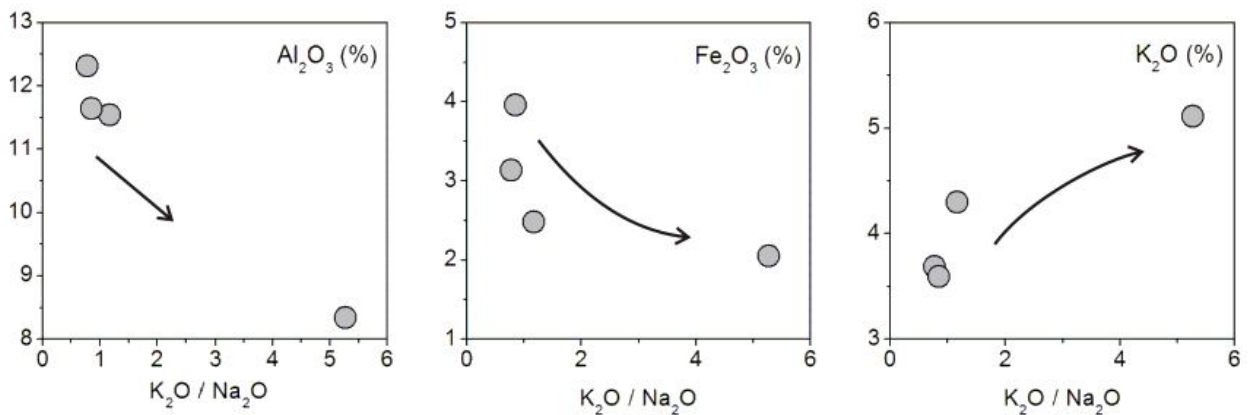


Fig. 12.15. Variação dos elementos maiores com o incremento da maturidade química para as rochas da Unidade Vulcanoclástica: (A) SiO_2 ; (B) razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; (C) razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

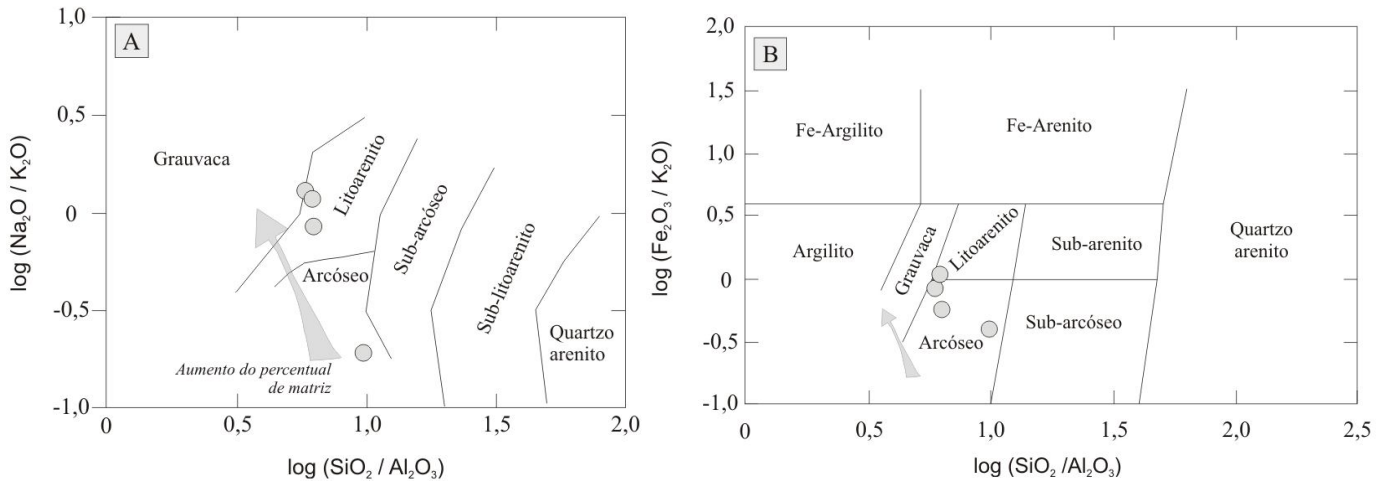
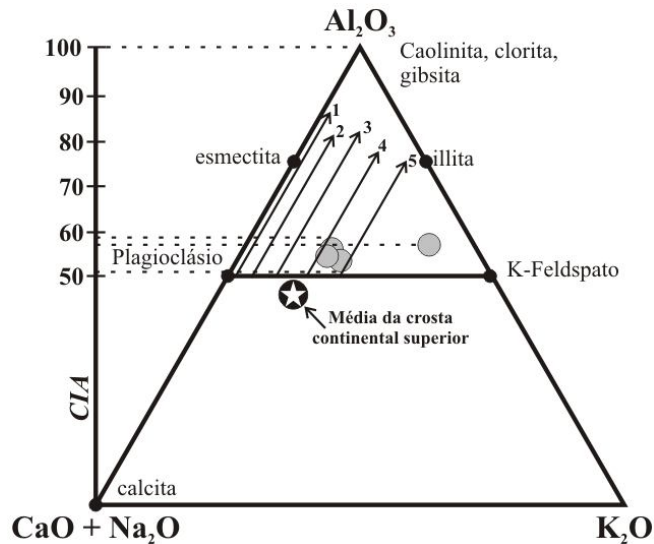


Fig. 12.16. Classificação geoquímica das amostras da Unidade Vulcanoclástica baseado no (A) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, e (B) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs. $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Diagramas de [Pettijohn \(1972\)](#) com campos redefinidos por [Herron \(1988\)](#).

O diagrama ternário $\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3:\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ também pode ser utilizado na compreensão das composição das rochas fontes, definidas por *trends* ([Fedo et al., 1995](#)). Neste sentido, o conjunto



de amostras tende a formar uma leve tendência, aparentemente sub-paralela ao eixo $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ([Fig. 12.17](#)). Esse comportamento indica que a proveniência dos sedimentos vulcanoclásticos foram rochas de composição granodiorítica/dacítica a granítica/riolítica. Deste modo, as relações petrográficas até então observadas, remetem a fonte vulcânica intermediária a básica, coerente, portanto, com os dados geoquímicos.

Fig. 12.17. Diagrama ternário CIA (chemical index alteration, [Nesbitt & Young, 1984](#)), que exhibe as relações entre as rochas sedimentares estudadas com as tendências de algumas rochas cristalinas conhecidas. As setas 1 a 5 representam, respectivamente, a tendência de intemperismo do gabro, tonalito, diorito, granodiorito e granito ([Nesbitt & Young, 1984](#)).

12.2.2 ELEMENTOS-TRAÇO

As amostras da Unidade Vulcanoclástica exibem relativa homogeneidade em relação à concentração dos elementos-traço. São observadas maiores variações nas concentrações de Sb (0,1-2 ppm), Au (0,7-9,6 ppb), Cu (1,3-6,1 ppm), Co (2,3-9,9 ppm) e Zn (14-54 ppm). Os dados também mostram elevados teores de Rb (81,5-121,6 ppm), Sr (97,6-171 ppm), Zr (139-265,3 ppm) e Ba (621-868 ppm), assim como baixos valores de Sb (0,1-2 ppm) e Ta (0,4-0,6 ppm). Em comparação com a média dos condritos de [McDonough & Sun \(1995\)](#), observam-se fortes anomalias negativas de P-Cs, V-Cr-Ni, pequenas anomalias negativas de Ti e Y, além de leve empobrecimento em Sc (*Fig. 12.18*). Também são observadas anomalias positivas de U e Ba, além de enriquecimento em K, Rb, Ta, Hf, Zr e Th.

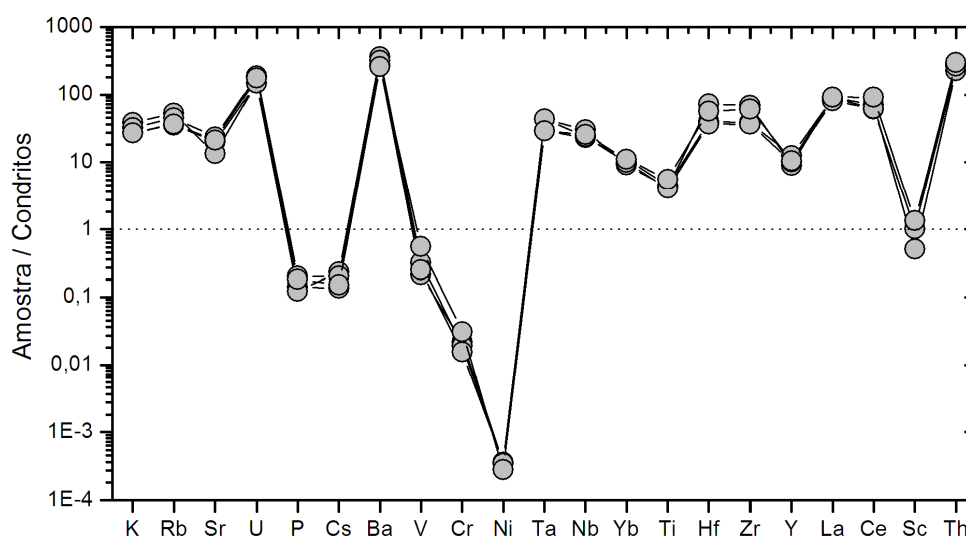


Fig. 12.18. Diagrama multielementar (spidergram) normalizado pelos condritos de [McDonough & Sun \(1995\)](#), para os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica.

Segundo [Nesbitt et al., \(1980\)](#), o intemperismo diferencial na área fonte, assim como os processos diagenéticos e metamórficos, tendem a mobilizar e modificar a abundância relativa dos LILE (*large-ion lithophile elements* – elementos de grande raio iônico). Contudo, os sedimentos da unidade estudada exibem fortes correlações lineares entre os elementos considerados (*e.g.* K, Rb, Ba), além do Ce, U e Th, o que indica não terem sido submetidos a significativas mudanças por conta do intemperismo (*Fig. 12.19*). Em adicional, a homogeneidade textural dos sedimentos sugere que os efeitos granulométricos não afetaram as análises geoquímicas.

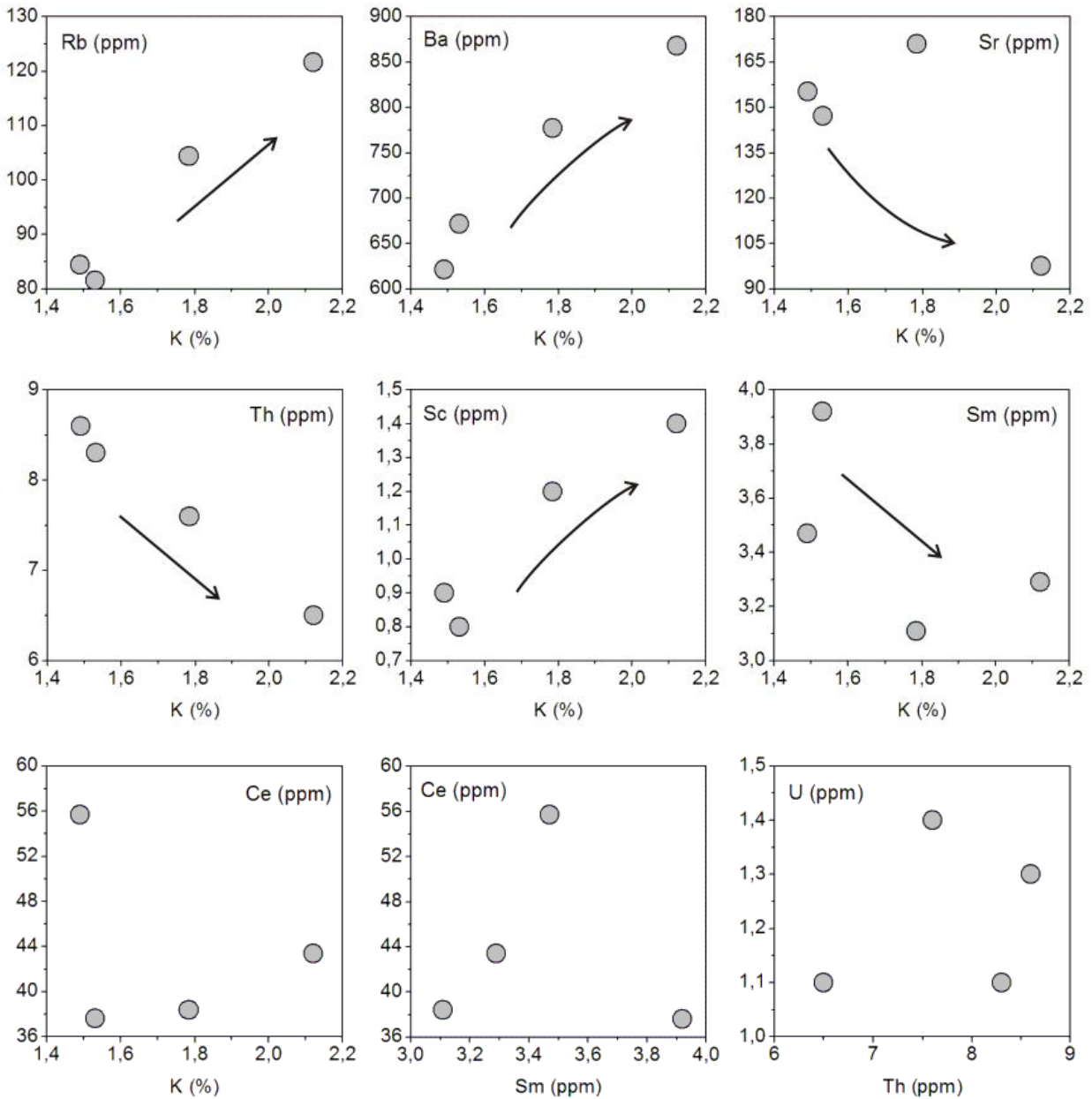


Fig. 12.19. Diagramas de correlação linear entre LILE e HFSE. Observar que todos os elementos de grande raio iônico (LILE) exibem fortes correlações lineares com o K, enquanto que para os ETR essa relação não é tão acentuada. No caso dos HFSE a dispersão dos dados é maior, o que demonstra maior mobilidade geoquímica ou proveniência de área fonte pobre nestes elementos.

12.2.3 *ELEMENTOS TERRAS RARAS*

O padrão de distribuição dos elementos-traço, normalizado pelos condritos de [McDonough & Sun \(1995\)](#), mostram um comportamento moderadamente fracionado (*Fig. 12.20*), com enriquecimento em ETR leves e empobrecimento dos ETR pesados ($9,01 < La_n/Lu_n < 9,42$), além de leves anomalias negativas de Eu ($0,69 < Eu/Eu^* < 0,74$). Esses valores são característicos de sedimentares pós-arqueanas ([Taylor & McLennan, 1985](#)) e de rochas andesíticas formadas em arcos insulares ([Bhatia & Crook, 1986](#)).

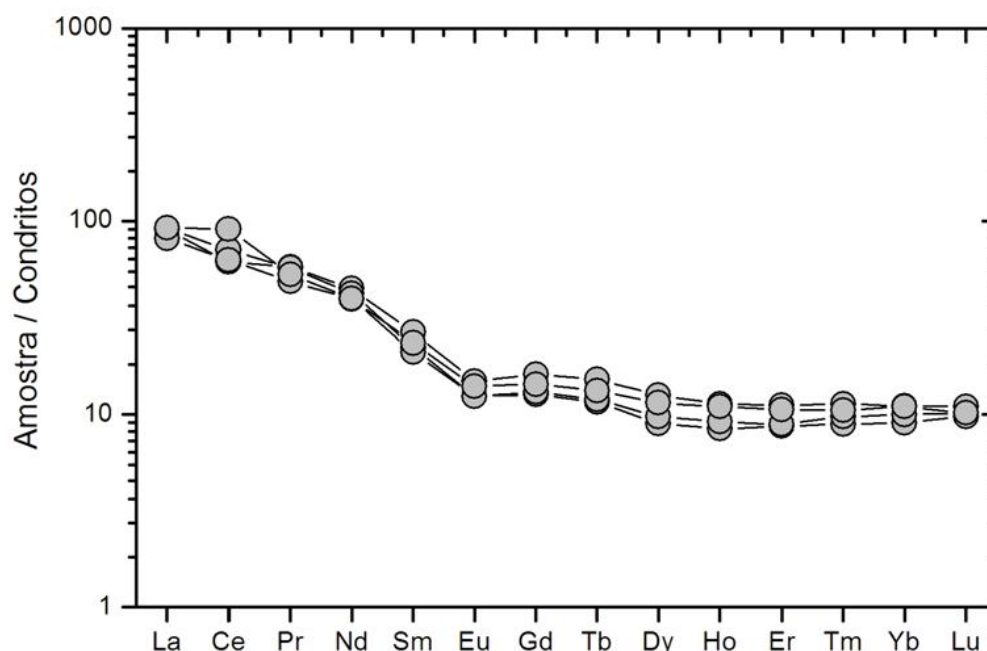


Fig. 12.20. Padrão de variação dos Elementos Terras Raras, normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995), para os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica.

12.2.4 *ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR CLÁSTICA*

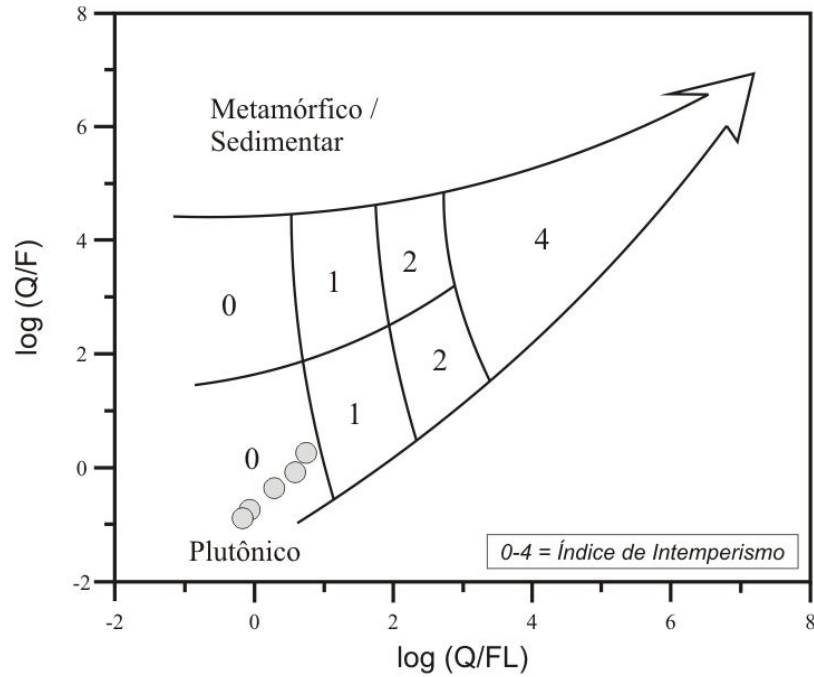
Os processos tectônicos conferem um padrão petrográfico e geoquímico singular à assinatura de sedimentos clásticos, tal como as características de um ambiente geotectônico particular devido à atuação de processos sedimentares em áreas fontes restritas ao mesmo ([Rollinson, 1993](#)). Neste sentido, a combinação entre petrografia e geoquímica de rochas sedimentares corresponde a uma poderosa ferramenta na tentativa de avaliação de área(s) fonte(s), das condições paleo-climáticas e do arcabouço tectônico de bacias sedimentares ([Dickson & Suczek, 1979](#); [Bathia & Crook, 1986](#)). Deste modo, serão apresentados de forma

integrada os resultados de proveniência sedimentar clástica obtidos pela petrografia convencional e pela geoquímica de rocha total, na tentativa de melhor se avaliar a área fonte e o arcabouço tectônico de deposição dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica.

12.2.4.1 Proveniência clástica com base em critérios petrográficos

A utilização da petrografia para estudos de proveniência sedimentar corresponde a um método criterioso na análise de bacias sedimentares. A delimitação de campos baseados nas razões dos componentes clásticos principais, a exemplo do quartzo, feldspato e fragmentos rochosos, tem auxiliado na compreensão da evolução de bacias sedimentares dentro de arcabouços geotectônicos específicos (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson, 1985).

Em virtude da abundância dos principais componentes normativos de rochas sedimentares clásticas (quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e fragmentos líticos) serem similar na grauva-feldspática vulcanoclástica e no arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, as discussões quanto às características petrográficas abrangerá ambas as rochas sem, portanto, individualizá-las. A diferença primordial entre essas *litofácies* consiste no percentual de matriz, estando mais enriquecida na grauva-feldspática vulcanoclástica (16-18,8%) do que no arenito arcoseano lítico vulcanoclástico (< 10,4%). Neste sentido, as rochas analisadas apresentam elevadas concentrações de feldspato (plagioclásio + feldspato alcalino, 29,6-53,1%) e moderadas de fragmentos líticos (17-22,3%) e de quartzo (18,9-38,1%). Esses valores indicam que os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica foram transportados e depositados em ambiente de elevado gradiente topográfico (áreas montanhosas) em clima árido, tal como pode ser verificado pelo diagrama de Weltje *et al.*, (1998), que analisa as concentrações absolutas de quartzo, feldspato e fragmentos líticos da matriz rochosa (Fig. 12.21). Os cristais de feldspato liberados pela erosão de áreas fontes e depositados em clima árido geralmente mostram-se pouco alterados (Weltje *et al.*, 1998; Suguio, 2003), tal como diagnosticado nos estudos petrográficos da unidade. Em adicional, a variação morfológica das partículas, com coexistência de grãos ligeiramente arredondados a angulosos e que exibem baixo grau de arredondamento, a exemplo do observado nas amostras estudadas, indicam sedimentos submetidos à baixa seleção e curto transporte em relevo montanhoso. Essa conclusão também é obtida pelo diagrama da Figura 12.21. Em adicional, o diagrama de Sutter *et al.*, (1981), reforça as observações anteriormente descritas, ou seja, sedimentos provenientes de rochas plutônicas e depositados em clima árido (Fig. 12.22).



Índice Semi-quantitativo de intemperismo			FISIOGRAFIA (relevo)		
			Alto (montanhoso)	Moderado (colinas)	Baixo (planície)
Clima (precipitação)	(semi) árido e mediterrâneo	0	10	0	0
	Temperado sub-úmido	1	0	1	2
	Tropical úmido	2	0	2	4

Fig. 12.21. Diagrama de Weltje et al., (1998), com as razões elementares de quartzo:feldspato e quartzo:fragmentos líticos. Notar que a totalidade das amostras da Unidade Vulcanoclástica incide no campo de sedimentos depositados em ambiente montanhoso de clima árido, que possivelmente tenha tido rochas plutônicas como fonte dos sedimentos.

Com base nas concentrações modais dos principais componentes de rochas sedimentares arenáceas, verifica-se moderadas concentrações de quartzo ($21,5 < Q < 40,8$) e fragmentos líticos ($18,1 < FL < 25,5$), em contraste com os elevados percentuais de feldspato ($31,7 < F < 53,1$, plagioclásio+feldspato alcalino). Com base nos diagramas ternários propostos por Dickinson et al., (1983), verifica-se que tais sedimentos foram provenientes da erosão de arcos vulcânicos em ambiente orogênico (Fig. 12.23).

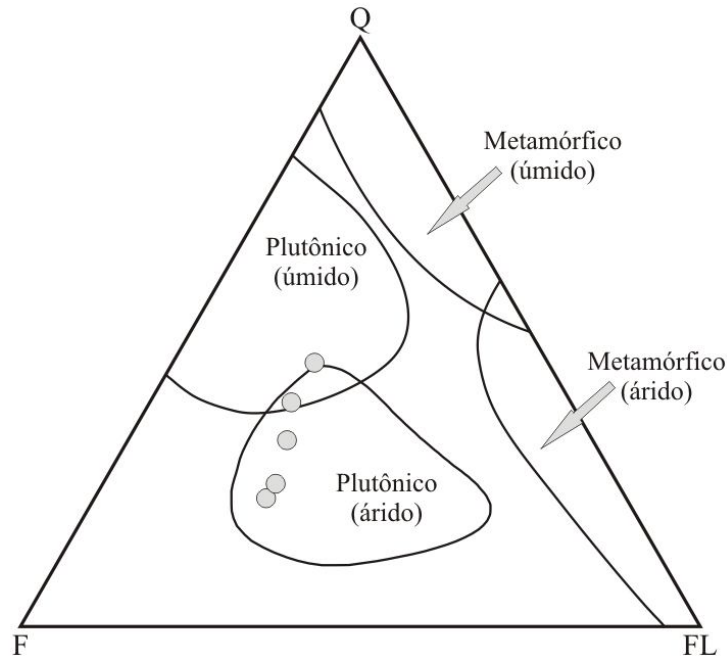


Fig. 12.22. Diagrama de *Sutter et al., (1981)* que mostra o efeito da rocha fonte e do clima na constituição dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica. **LEGENDA:** (Q) quartzo; (FL) fragmento lítico, (F) plagioclásio + K-feldspato.

12.2.4.2 Proveniência clástica com base em critérios geoquímicos

A combinação da petrografia sedimentar convencional com métodos geoquímicos, especialmente no caso de rochas clásticas, tem contribuído amplamente na compreensão da proveniência, arcabouço tectônico e evolução tectono-magmática de bacias sedimentares e depósitos siliciclásticos (*Taylor & MacLennan, 1995*). Como discutido anteriormente, os valores do índice de intemperismo CIA estiveram compreendidos entre 53,16 e 56,62, indicativas, portanto, que o intemperismo químico foi pouco efetivo na história geológica destas rochas, o que permite com que discussões mais asseguradas possam ser realizadas.

A presença de quartzo modal que varia de 21,5 a 40,8%, com sílica compreendida entre 71,78 a 81,58% e razões K_2O/Na_2O que variam de 0,78 a 5,26, indicam de acordo com o diagrama de *Roser & Korsch (1986)* deposição em ambiente de margens continentais ativas (*Fig. 12.24*). Contudo, uma única amostra (FR-04) sugere deposição em ambiente de margem passiva.

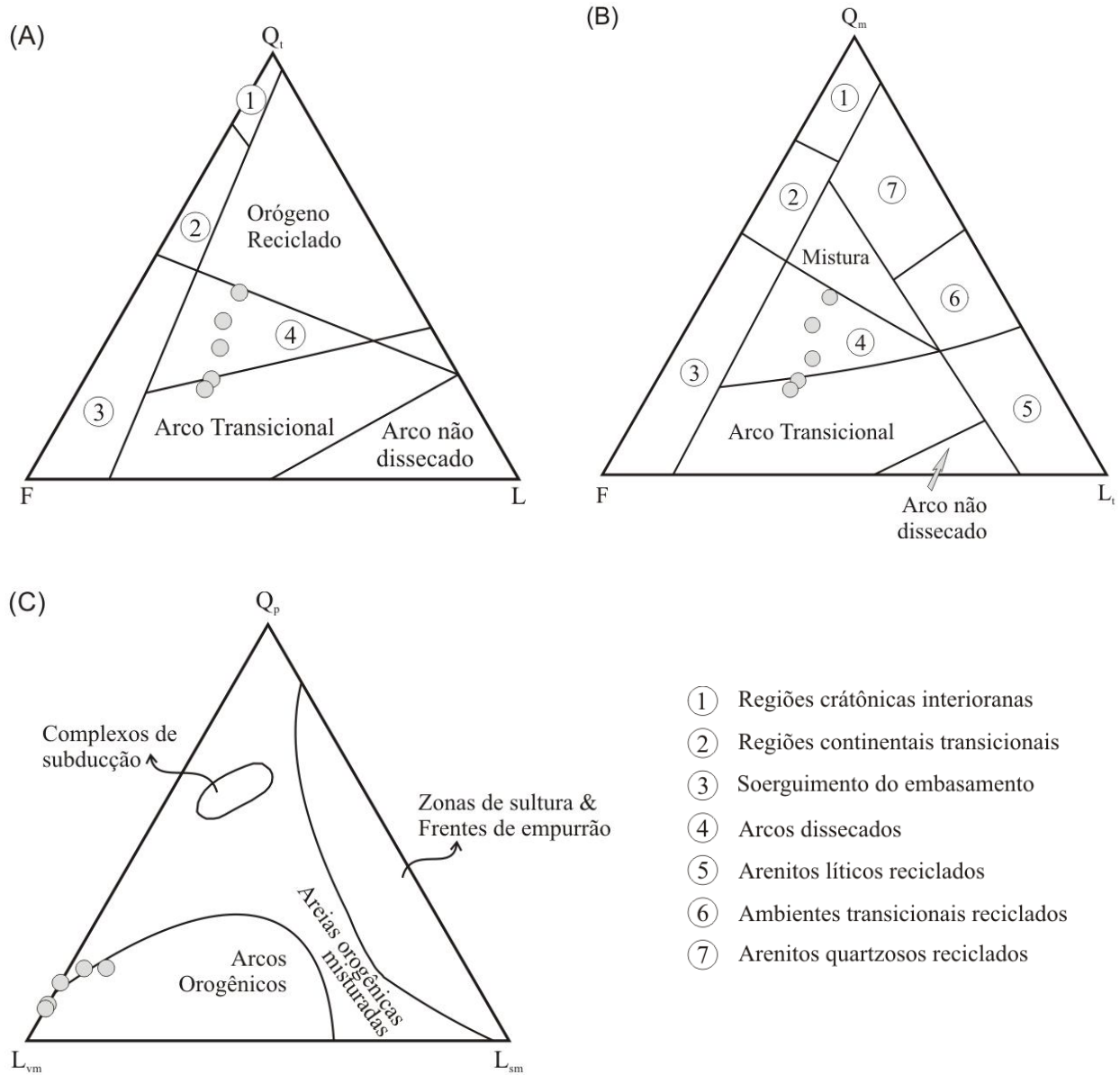


Fig. 12.23. Diagramas de discriminação tectônica sugeridos por Dickinson (1985). **LEGENDA:** (Q_t) quartzo monocristalino + quartzo policristalino; (Q_m) quartzo monocristalino; (Q_p) quartzo policristalino; (FL) fragmentos líticos; (L_{vm}) fragmentos (meta)vulcânicos e metamórficos; (L_{sm}) fragmentos de rochas metasedimentares; (F) feldspatos (plagioclásio+feldspato alcalino).

Bhatia (1983) definiu com base nas concentrações de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3t , MgO , CaO , Na_2O e K_2O , duas funções discriminantes que permitem a avaliação da proveniência de sedimentos clásticos. De acordo com essas funções, os sedimentos analisados novamente

apresentam afinidade geoquímica com aqueles depositados em margens continentais ativas (Fig. 12.25A), em coerência, portanto, com os diagramas das Figuras 12.23 e 12.24. Bhatia (1983), ainda definiu com base nos percentuais de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 e Fe_2O_3 alguns diagramas de ambiência sedimentar bivariantes. Estes diagramas novamente sugerem que a deposição das vulcanoclásticas teria ocorrido em ambiente de margem continental ativa (Figs. 12.25B-C). Novamente, a amostra FR-04 exibe incidência no campo de deposição em ambiente de margens passivas.

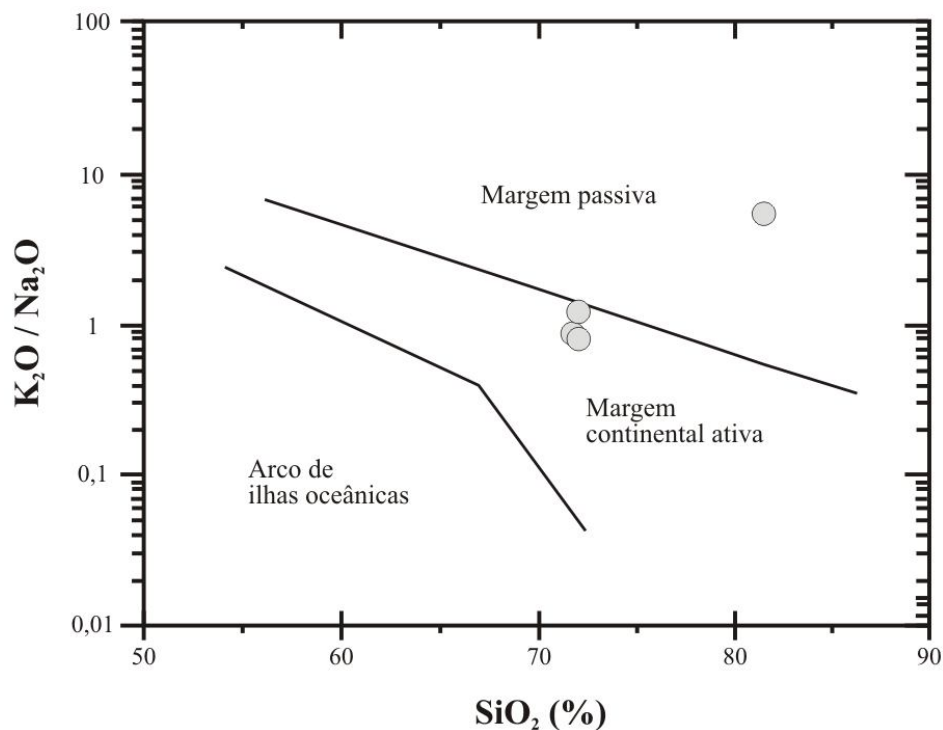


Fig. 12.24. Diagrama de proveniência sedimentar proposto por Roser & Korsch (1986), com base nas concentrações de SiO_2 vs. razões de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, para as vulcanoclásticas analisadas.

A partir do diagrama ternário de Kroonenberg (1994), que tem por base alguns elementos maiores, o conjunto de amostras das vulcanoclásticas está enquadrado no campo destinado aos sedimentos depositados em margens continentais ativas (Fig. 12.26A).

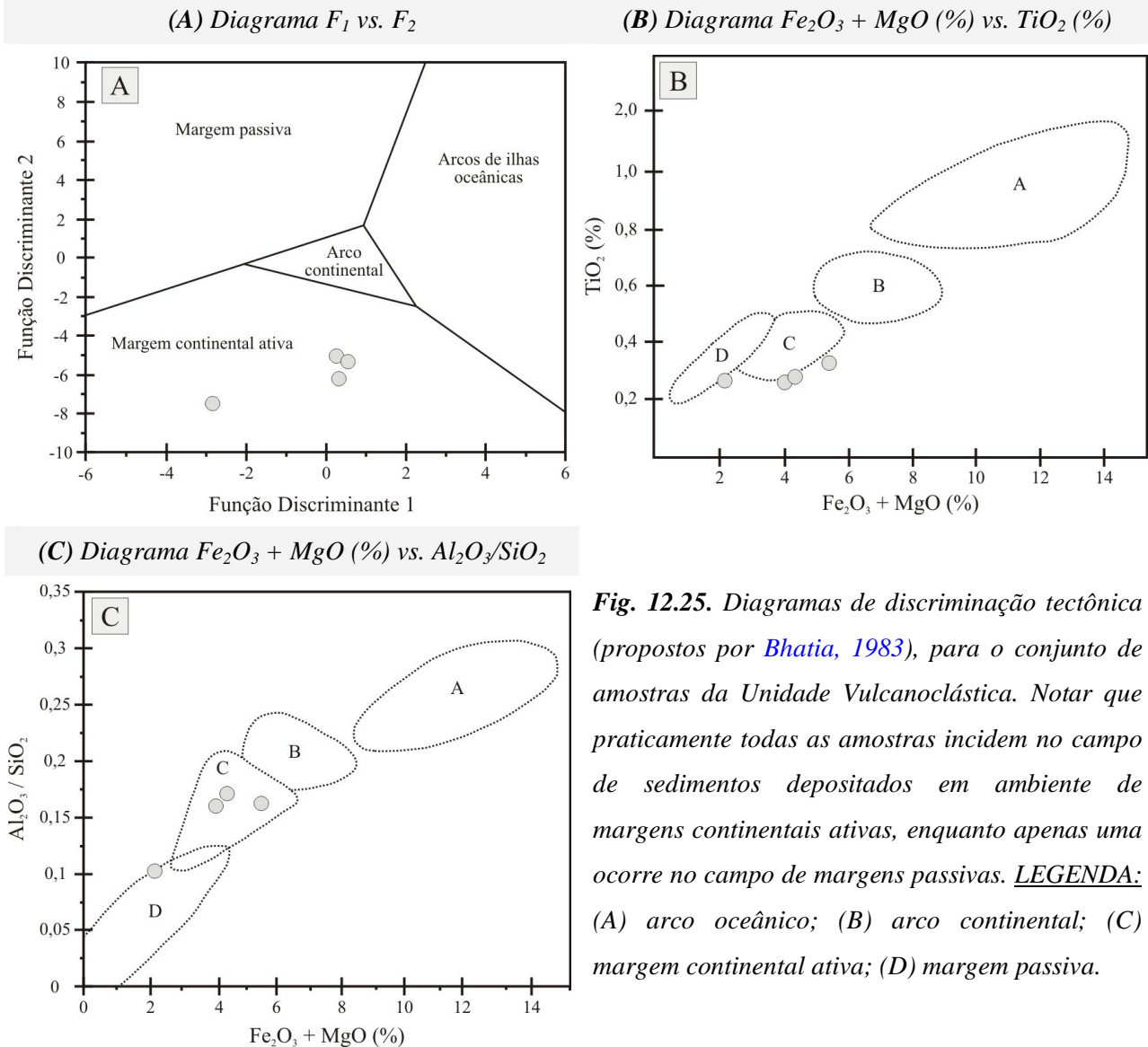


Fig. 12.25. Diagramas de discriminação tectônica (propostos por [Bhatia, 1983](#)), para o conjunto de amostras da Unidade Vulcanoclástica. Notar que praticamente todas as amostras incidem no campo de sedimentos depositados em ambiente de margens continentais ativas, enquanto apenas uma ocorre no campo de margens passivas. **LEGENDA:** (A) arco oceânico; (B) arco continental; (C) margem continental ativa; (D) margem passiva.

A geoquímica de elementos-traço em sedimentos siliciclásticos de granulação fina também tem sido amplamente utilizada na determinação do arcabouço tectônico ([Bhatia & Crook, 1986](#); [Floyd et al., 1991](#)). Nos ternários Sc:La:Th e Zr/10:Th:Sc, sugeridos por [Bhatia & Crook \(1986\)](#), as amostras analisadas incidem no campo de sedimentos transportados e depositados em ambiente de arcos insulares oceânicos, com apenas uma amostra (FR-04) situada no campo de margem passiva (Figs. 12.26B-C).

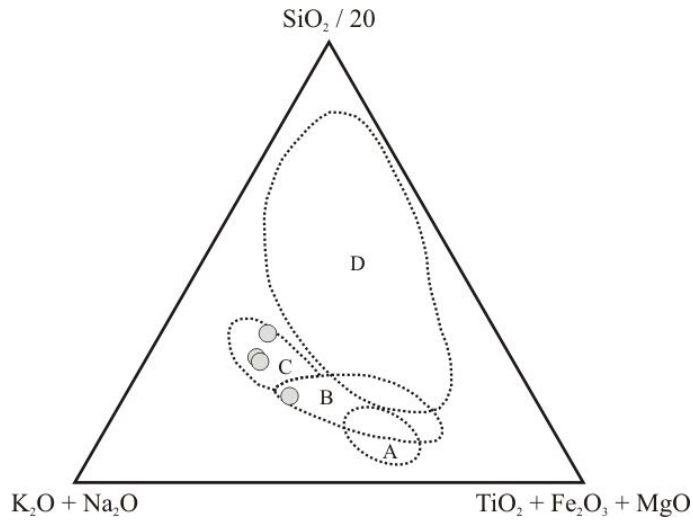
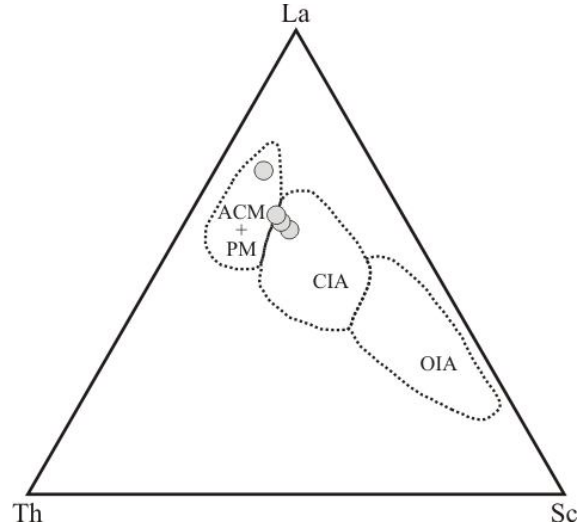
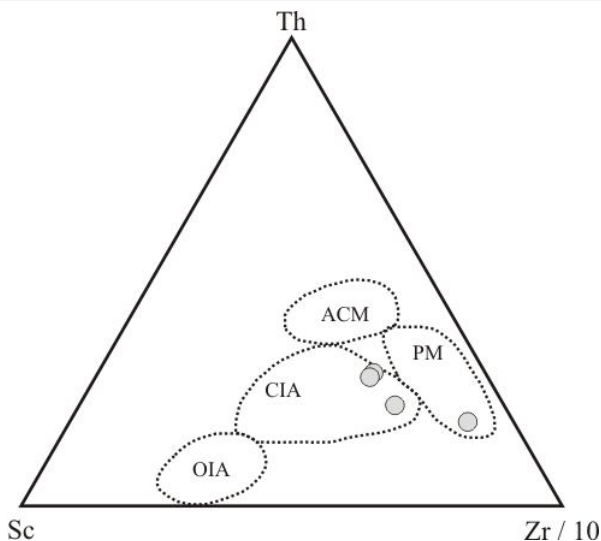
(A) Ternário $TiO_2+Fe_2O_3+MgO : SiO_2/20 : K_2O+Na_2O$ (B) Ternário $Sc : La : Th$ (C) Ternário $Zr/10 : Th : Sc$ 

Fig. 12.26. Diagramas de proveniência siliciclástica para o conjunto de amostras da Unidade Vulcanoclástica, segundo: (A) Kroomenberg (1994); (B-C) Bhatia & Crook (1986). **LEGENDA:** (A) arco oceânico; (B) arco continental; (C) margem continental ativa; (D) margem passiva; (ACM) margem continental ativa; (CIA) arco continental; (OIA) arco oceânico; (PM) margem continental passiva.

Ao se avaliar a composição da área fonte, há uma série de diagramas discriminantes que têm por base tanto as concentrações de elementos maiores e menores quanto de elementos-traço. No intuito de distinguir entre sedimentos cuja proveniência seja essencialmente de rochas de composição máfica, intermediária, félsica ou quartzosa, Roser & Korsch (1988) definiram um diagrama com base em funções discriminantes. Com base neste diagrama, ilustrado na Figura 12.27, os sedimentos provêm essencialmente de áreas fontes de composição félsica (rochas ígneas/vulcânicas). Entretanto, observa-se novamente que a amostra FR-04 distingue-se das demais por incidir no campo de proveniência sedimentar quartzosa.

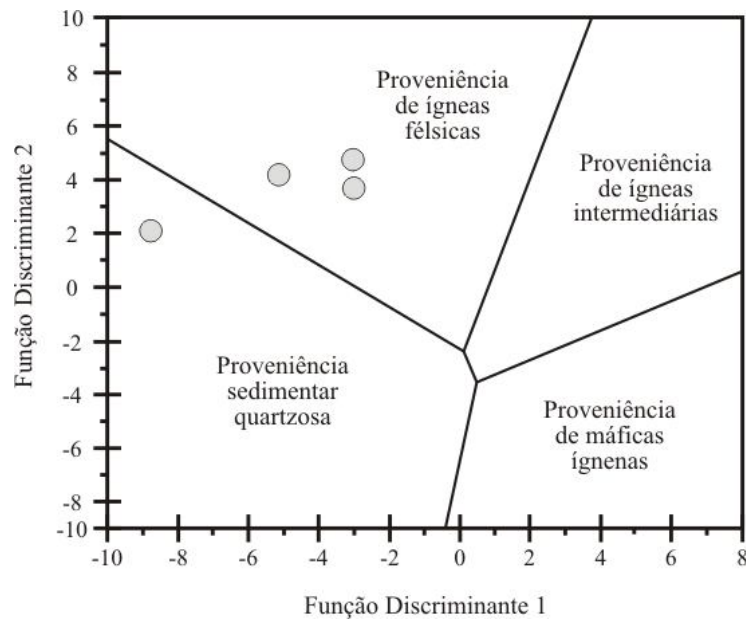


Fig. 12.27. Diagrama de funções discriminantes (Roser & Korsch, 1988) para a assinatura da proveniência dos sedimentos vulcanoclásticos. Como pode ser observado, o conjunto de amostras analisado sugere proveniência predominantemente de fontes félsicas, a exemplo do verificado em diversos outros diagramas.

As baixas concentrações de Hf (3,8-7.5 ppm) e das razões La/Th ($2,54 < \text{La/Th} < 3,35$) obtidas para as amostras analisadas estão relacionadas, segundo Floyd & Leveridge (1987), a regiões de vulcanismo ácido com aporte (mistura) entre fontes félsicas (rochas graníticas) e intermediárias (dacitos, riodacitos) (Fig. 12.28A). A partir das concentrações de elementos-traço, os sedimentos analisados apresentam baixas razões La/Sc, compreendidas entre 2,73 a 7,26, assim como baixas razões Co/Th ($0,35 < \text{Co/Th} < 1,15$). Conforme pode ser observado na Figura 12.28B, esses valores são compatíveis com fontes félsicas intermediárias (Gu et al., 2002), a exemplo dos resultados anteriormente descritos.

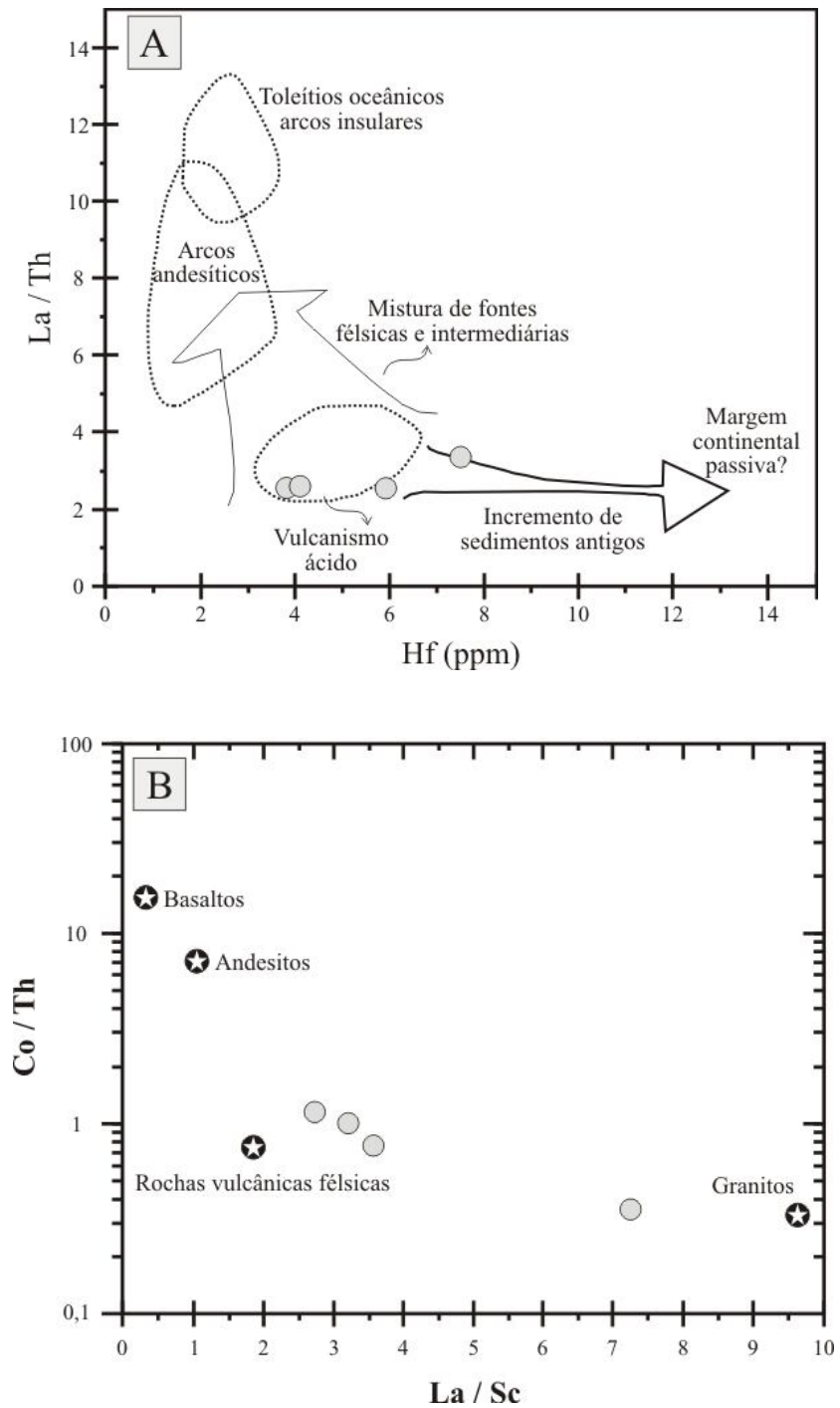


Fig. 12.28. Diagramas de discriminação da área fonte para as rochas da Unidade Vulcanoclástica, conforme: (A) *Floyd & Leveridge (1987)*; e (B) *Gu et al., (2002)*.

13 GEOQUÍMICA DOS DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS

Em virtude dos diques de vulcânicas que afloram nos arredores dos depósitos Pé Quente e Francisco apresentarem composições e modos de ocorrência semelhantes, optou-se pela discussão conjunta de seus dados geoquímicos. Essa etapa contou com um total de 12 amostras analisadas, das quais quatro provêm das vulcânicas dispostas em diques da área do Depósito Pé Quente e oito (4 do mestrado mais 4 de [Assis, 2008](#)) dos arredores do Depósito do Francisco.

13.1 NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO

A disposição das amostras no diagrama TAS (*total alkali-silica*), proposto por [Zanettin \(1984\)](#) e com campos modificados por [Le Bas et al., \(1986\)](#), indica a natureza sub-alcalina das amostras analisadas (*Fig. 13.1*). A partir dos percentuais de sílica e álcalis ($K_2O + Na_2O$) é possível a individualização de três grupos principais de vulcânicas:

- (i) *Vulcânicas máficas*: com intervalos de sílica que variam de 47 a 49,6% e de K_2O+Na_2O entre 3,28 a 5,7%, compreendem a basalto e traquibasalto;
- (ii) *Vulcânicas intermediárias*: apresentam percentuais de sílica que variam de 53,2 a 57,8% e de álcalis entre 3,9-6,2%, compatível com rochas de composição traquiandesítica basáltica a andesítica;
- (iii) *Vulcânicas félsicas*: exibem percentuais em sílica dentro da faixa de 64,6 a 66,9% e de álcalis entre 6,1 e 6,4%, o que indica rochas de composição dacítica.

Os diques cartografados no entorno do Depósito Pé Quente pertencem ao primeiro grupo, enquanto que aqueles nos arredores do Depósito do Francisco são mais heterogêneos em composição, pois pertencem aos três grupos individualizados, no entanto, com predomínio daqueles de composição intermediária a félsica (*Fig. 13.1*).

Observa-se pela petrografia convencional, entretanto, que os diques da área do Pé Quente foram classificados como de diabásios e de basaltos toleíticos. No entanto, atendendo a sistemática da USGS de caracterização de rochas ígneas ([Le bas & Streckeisen, 1991](#)), adota-se a classificação de traquibasalto ao invés de basalto toleítico, pois estes apresentam granulação

muito fina que muitas vezes dificulta a real estimativa modal. Para os diques classificados como de composição basáltica, entretanto, adota-se a descrição petrográfica (diabásio) por corresponderem a rochas de granulação fina com cristais que podem ser individualizados à vista desarmada.

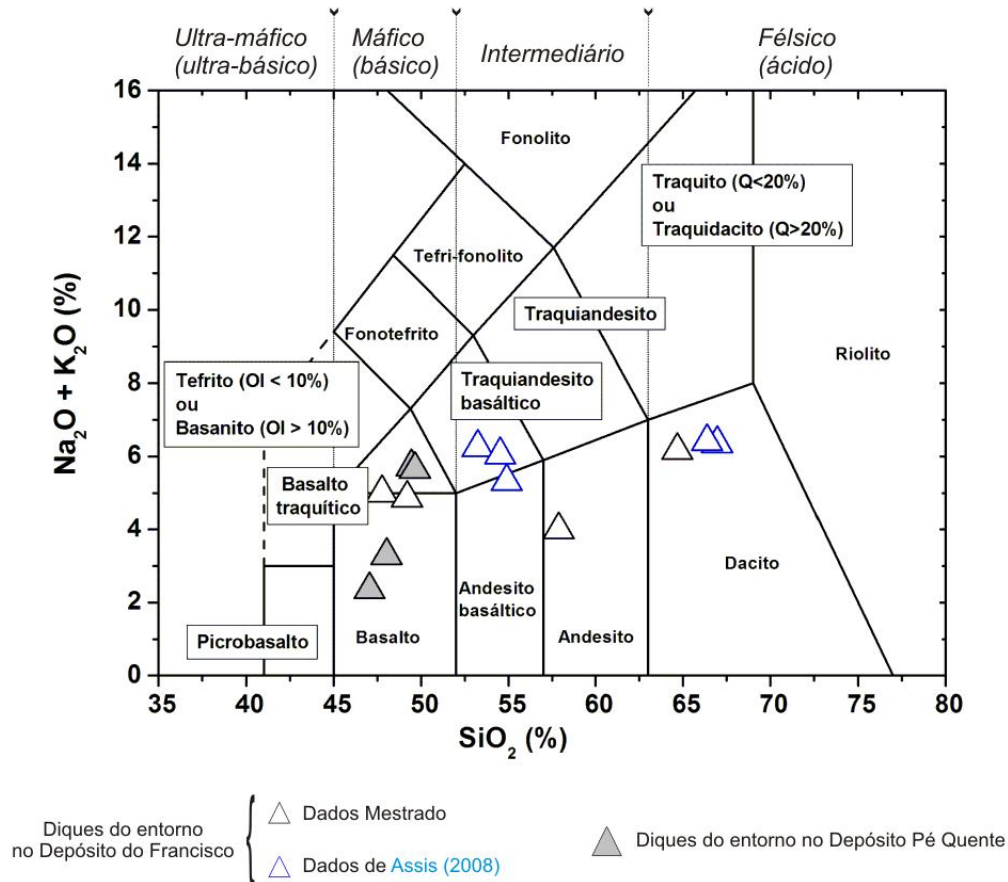
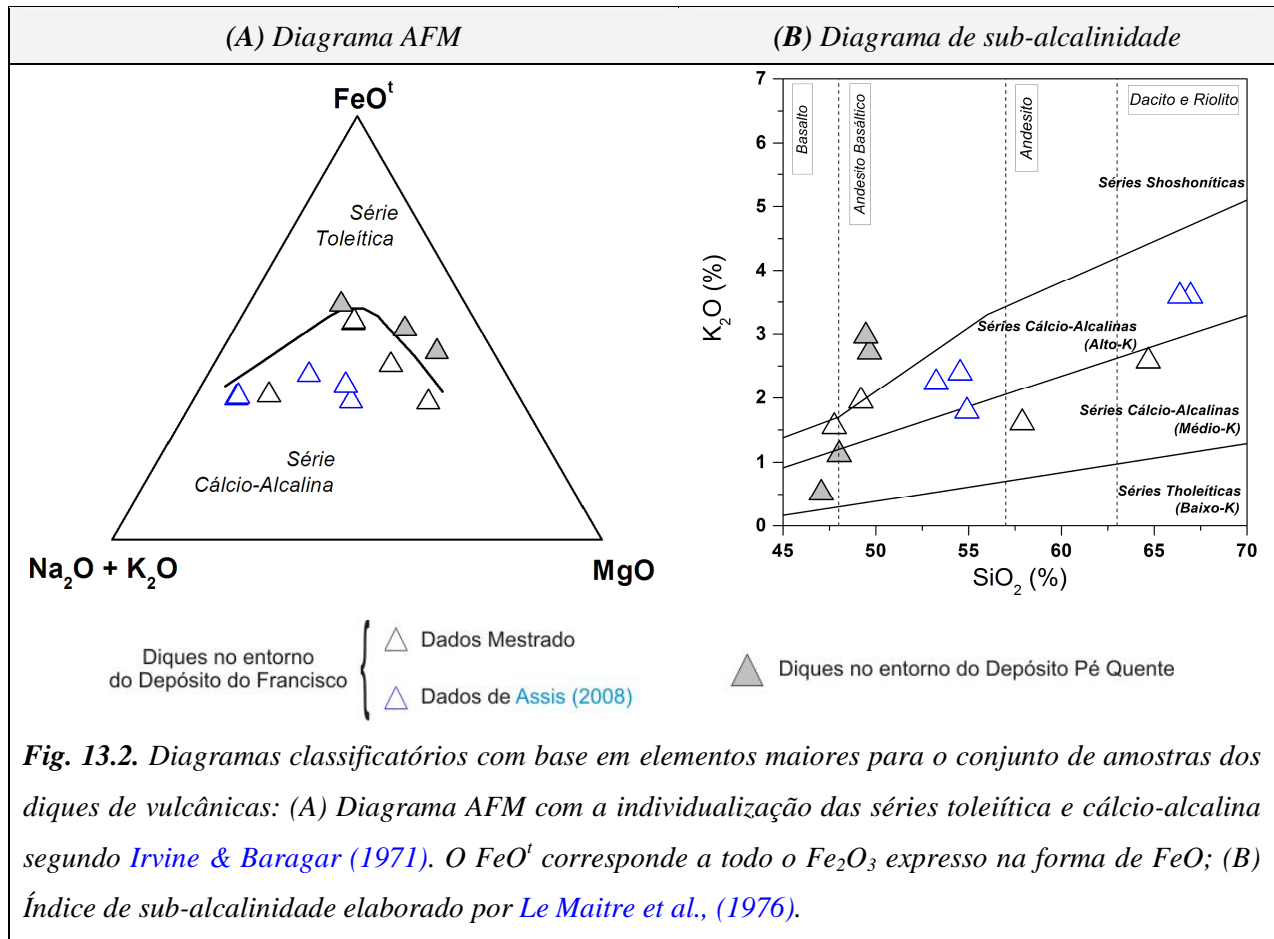


Fig. 13.1. Diagrama de TAS (total alcali-silica, Zanettin, 1984; Le Bas et al., 1986) com as amostras dos diques de vulcânicas da área do Pé Quente e Francisco. A partir do diagrama, observa-se a predominância de três grupos principais, mas com predominância das vulcânicas de composição basáltica a traquibasáltica.

A partir do diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) e de sub-alkalinidade de Le Maitre et al., (1976), os diques de vulcânicas do Pé Quente e Francisco apresentam afinidade com as séries toleíticas e cálcio-alcálicas, respectivamente (Fig. 13.2A). Quanto ao índice de sub-alkalinidade de Le Maitre et al., (1976), os termos de composição básica exibem assinatura de médio K a shoshonítica, enquanto que os dacitos e andesitos apresentam assinatura de médio K (Fig. 13.2B).



13.2 VARIAÇÕES DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Na tentativa na melhor caracterização e compreensão dos processos envolvidos na evolução das vulcânicas da região estudada, foram construídos diversos diagramas de variação binária que se utilizam das concentrações dos elementos maiores e menores em função do MgO (Fig. 12.3). A utilização do MgO como índice de diferenciação em vulcânicas máficas a intermediárias mostra-se mais apropriada do que as concentrações de sílica, pois essas rochas apresentam elevadas quantidades de minerais máficos (e.g. piroxênios). Essa mineralogia particular implica intervalos pequenos e pouco variáveis nas concentrações de SiO_2 durante o fracionamento magmático. Em contrapartida, o MgO por ser um importante componente nas fases sólidas em equilíbrio com fundidos máficos, mostra grande variação, tanto em consequência da quebra das fases magnesianas durante a fusão parcial quanto pela remoção do metal durante a cristalização fracionada (Rollinson, 1993). Neste sentido, entende-se que as

rochas mais evoluídas (mais diferenciadas) apresentam os menores valores para MgO (%), em contraste com as menos evoluídas (ou mais primitivas) que exibem percentuais mais elevados.

Os diques do entorno do Depósito Pé Quente mostram percentuais de MgO que variam de 4,2 a 9%, enquanto que os do Depósito do Francisco estão compreendidos entre 0,94 e 10%, sendo os valores mais elevados correspondentes ao traquibasalto. Os valores de sílica para conjunto de amostras do Depósito Pé Quente é mais estreito ($47\% < \text{SiO}_2 < 49,6\%$), ao passo que para os diques do Depósito do Francisco os valores de sílica são mais variados ($47,7\% < \text{SiO}_2 < 66,9\%$). Em adicional, ocorre uma lacuna nos valores de sílica entre 57 e 64% (diferença de 7%). Observa-se também valores mais elevados de CaO (6,7-10,9%), Fe_2O_3 (10-13,6%) e de TiO_2 (0,81-1,8%) nos diques dos arredores do Depósito Pé Quente, enquanto que aqueles descritos no Depósito do Francisco exibem maiores percentuais de K_2O (1,5-3,5%) e Na_2O (2,3-4%). Os valores de Al_2O_3 , P_2O_5 e MnO, no entanto, são similares nas vulcânicas de ambas as localidades.

A disposição dos dados em diagramas bivariantes ressalta a caracterização de tendências (*trends*) bem desenvolvidas, compatível com atuação de processos de fracionamento magmático e a não mobilização dos elementos por eventos posteriores (*e.g.* hidrotermalismo e/ou intemperismo). A avaliação destes diagramas mostra que o conjunto de amostras possui *trends* bem definidos e concordantes entre si na maioria dos casos, o que atesta corresponderem a rochas cogenéticas (mesma filiação magmática) (*Fig. 13.3*). Observa-se de modo geral que o SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 e P_2O_5 exibem relações inversas com o incremento do MgO, enquanto que o CaO e Cr_2O_3 apresentam tendências positivas. Verifica-se também que o Fe_2O_3 enriquece com a diminuição do grau de diferenciação nos andesitos e dacitos, mas torna-se empobrecido com o aumento do MgO nos basaltos. Em adicional, nota-se que o conjunto de amostras exibe valores de $\text{TiO}_2 < 2\%$, compatível com os basaltos de baixo TiO_2 . Contudo, o padrão de distribuição de alguns elementos é oposto entre as áreas em questão, a exemplo do SiO_2 , Al_2O_3 , MnO e TiO_2 . Nos diques do Depósito Pé Quente, o SiO_2 e MnO exibem relação direta com o incremento do MgO, enquanto que nas vulcânicas do Depósito do Francisco esses elementos apresentam relação inversa.

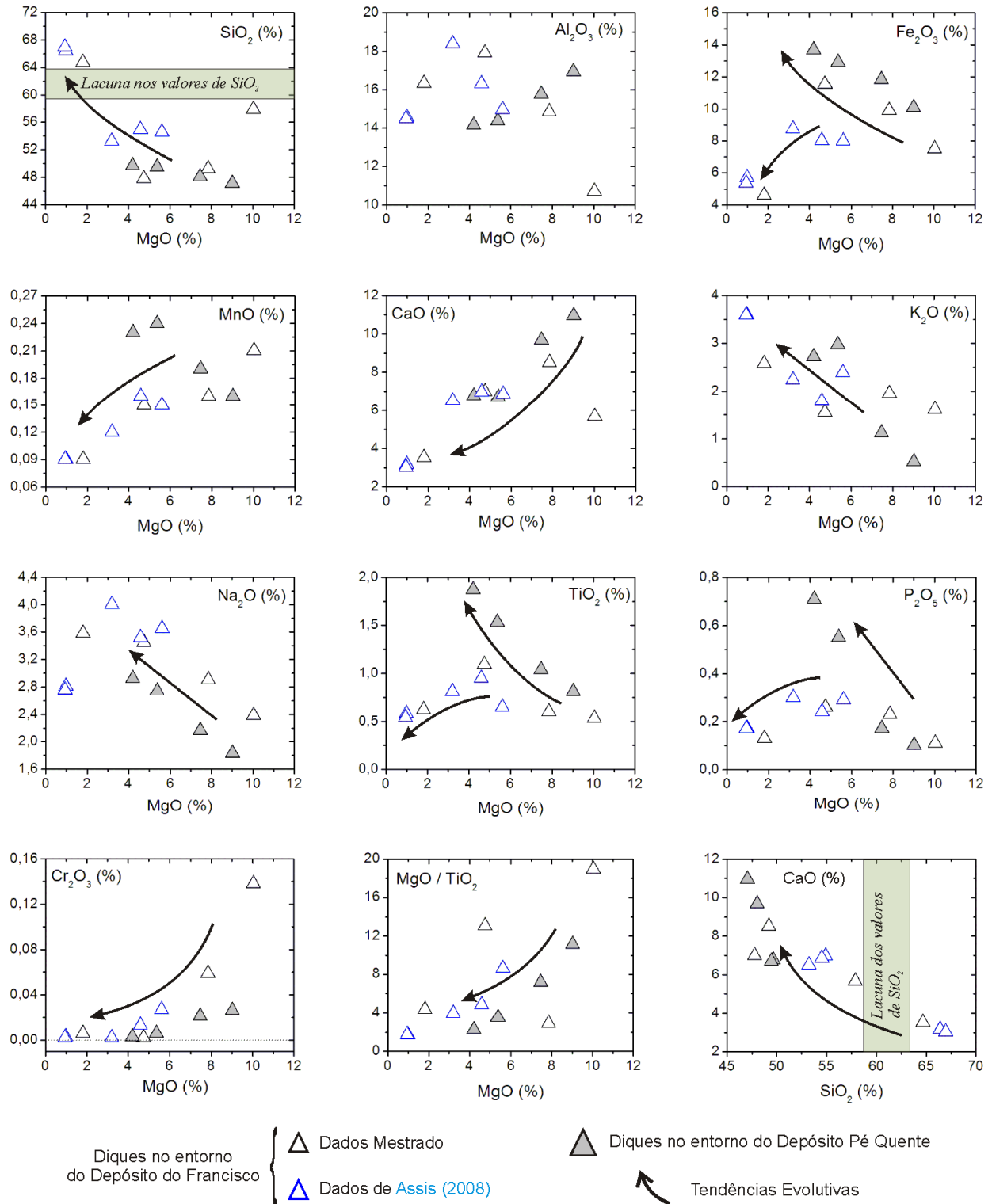


Fig. 13.3. Diagramas bivalentes de elementos maiores e menores para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco. As setas indicam o sentido da cristalização magmática (redução nos percentuais de MgO).

13.3 VARIAÇÕES DOS ELEMENTOS-TRAÇO

De modo geral, a concentração dos elementos-traço nos diques de vulcânicas estudados é similar em ambos os casos. A exemplo dos elementos maiores e menores, utilizou-se dos percentuais de MgO como índice de diferenciação magmática na construção dos diagramas bivariantes de elementos-traço (*Fig. 13.4*). Tendências relativamente bem definidas entre os elementos-traço e as abundâncias de MgO novamente são observadas, o que reforça a hipótese de que os diques de ambas as áreas terem sido gerados a partir do mesmo evento magmático (rochas cogenéticas) (*Fig. 13.4*). Nota-se aumento nas concentrações dos elementos de transição (*e.g.* Ni, Co, Cu, V e Cr) com a redução do fracionamento magmático (aumento do percentual de MgO), enquanto que o Nb, Zr, Pb, Rb, La, Eu e Ba são enriquecidos. Esses comportamentos são coerentes com o processo de diferenciação magmática. Em adicional, as baixas concentrações de Rb (15,3 a 117,8 ppm), elevadas de Sr (369,7 a 1.169,1 ppm), variáveis e elevadas de Ba (208 a 1.363 ppm), sugerem que processos de contaminação crustal foram pouco importantes, contudo, ligeiramente mas efetivos nas vulcânicas dos arredores do Depósito do Francisco.

Com base no diagrama multielementar normalizado pelo manto primordial de [McDonough & Sun \(1995\)](#), percebe-se que o padrão de distribuição dos elementos-traço é similar em ambos os casos, sendo os do Depósito Pé Quente ligeiramente mais enriquecidos em elementos-traço do que os do Depósito Francisco (*Fig. 13.5*). De modo geral, o comportamento destes elementos nos diagramas multielementares é bastante semelhante entre os diques de ambos os depósitos e também entre os três grupos de vulcânicas identificados. Nas vulcânicas de ambas as localidades são observadas anomalias negativas de K, Nb e Ti. Em adicional, o diabásio do entorno do Depósito Pé Quente exibe uma sutil anomalia negativa de Ti e uma acentuada anomalia positiva de Sr, enquanto que o traquibasalto da mesma região apresenta anomalias negativas de Sr e Ti (*Fig. 13.5A*). Os diques desta região também mostram empobrecimento em Ba e de alguns HFSE, a exemplo do Th e U.

Anomalias negativas de Sr e Ti são usualmente utilizadas na individualização de vulcânicas originadas em ambiente de arco vulcânico ([Chandrasekharam et al., 2009](#); [Wernick, 2004](#); [Yang et al., 2008](#)).

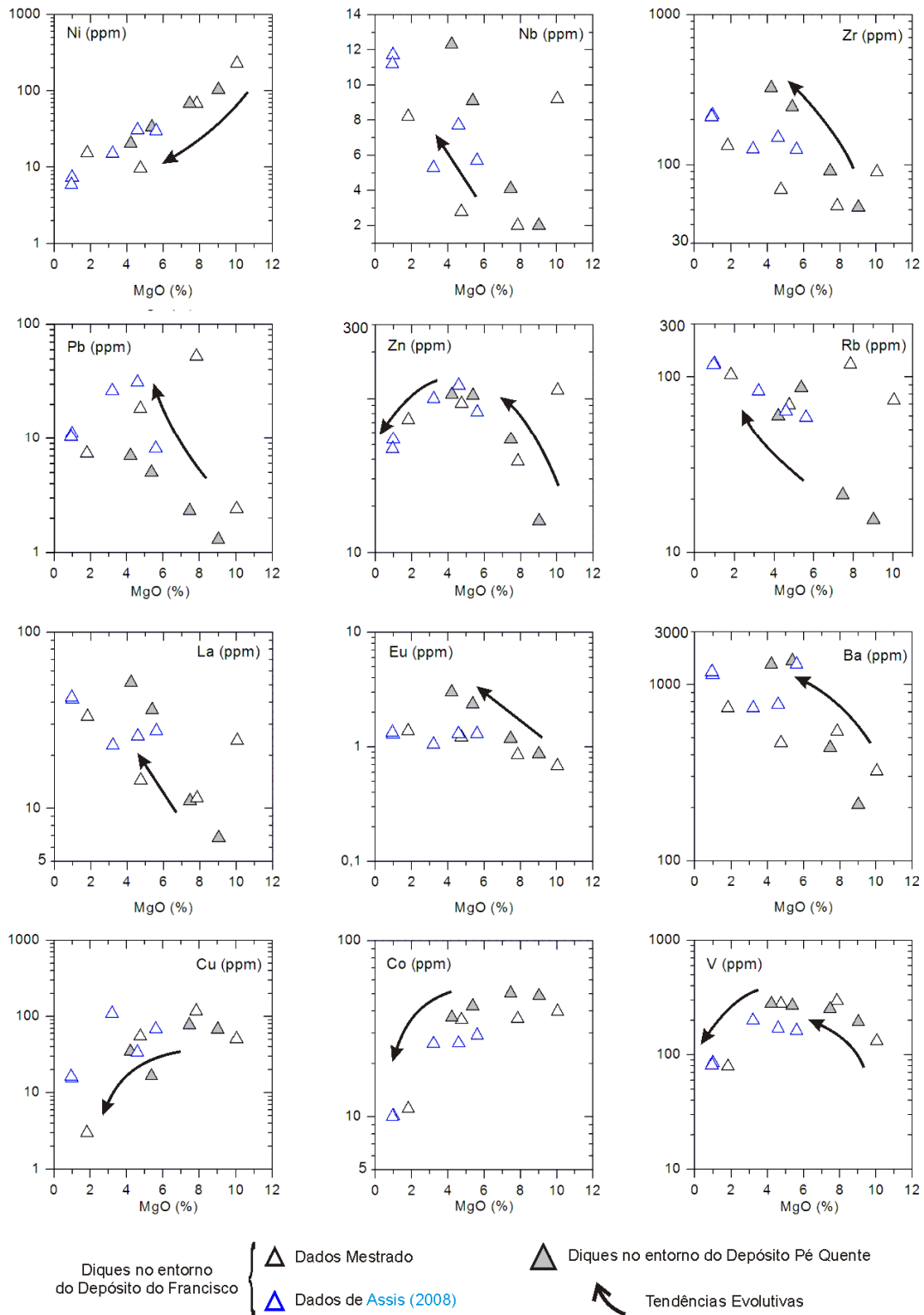


Fig. 13.4. Diagramas bivariantes de elementos-traço para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco. As setas indicam o sentido da cristalização magmática (redução nos percentuais de MgO).

No Depósito do Francisco, no entanto, os diques de traquibasalto correspondem àqueles cujas concentrações normalizadas dos elementos-traço são as mais baixas. Essas rochas apresentam anomalias positivas de K, Pb e Sr, negativas de Th, Nb, Pr e Ti, enquanto que as rochas dacíticas, com concentrações mais heterogêneas, exibem anomalias positivas de Rb, acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr e Ti e heterogeneidade nas anomalias de Pb (*Fig. 13.5B*). O tranquiandesito basáltico e andesito apresenta homogeneidade composicional e mostra comportamento geoquímico similar ao observado para as rochas dacíticas, exceto por sua homogeneidade composicional e anomalia positiva de Sr. Em adicional, é verificado que a distribuição dos elementos-traço no traquibasalto do Depósito do Francisco é semelhante ao obtido para os diques de diabásio do Depósito Pé Quente.

13.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

Os padrões de distribuição dos ETR, novamente normalizados pelo manto primordial de [McDonough & Sun \(1995\)](#) exibem padrões fortemente correlacionáveis entre as amostras de vulcânicas de ambos os depósitos (*Fig. 13.6*). A exemplo do observado para os elementos-traço, os diques da área do Pé Quente são de modo geral mais enriquecidos em ETR do que os da área do Depósito do Francisco (*Fig. 13.6*). O comportamento dos ETR nos diques estudados é bastante similar, com enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP.

Como observado para os elementos-traço, os diques dos arredores do Depósito Pé Quente se individualizam em dois grupos: (i) traquibasalto e (ii) diabásio (*Fig. 13.6A*). O traquibasalto exibe padrão levemente fracionado, com razões La_n/Lu_n entre 7,6 e 9,3, enquanto que o diabásio apresenta padrão pouco fracionado, com razões La_n/Lu_n compreendidas entre 2,9 e 3,8. O traquibasalto também mostra as razões Eu/Eu^* mais pronunciadas ($0,85 < Eu/Eu^* < 0,86$) quando comparadas às do diabásio ($0,99 < Eu/Eu^* < 1,04$). Neste sentido, além do diabásio corresponder ao termo menos fracionado, também corresponde àquele cujo fracionamento do plagioclásio teria sido menos efetivo.

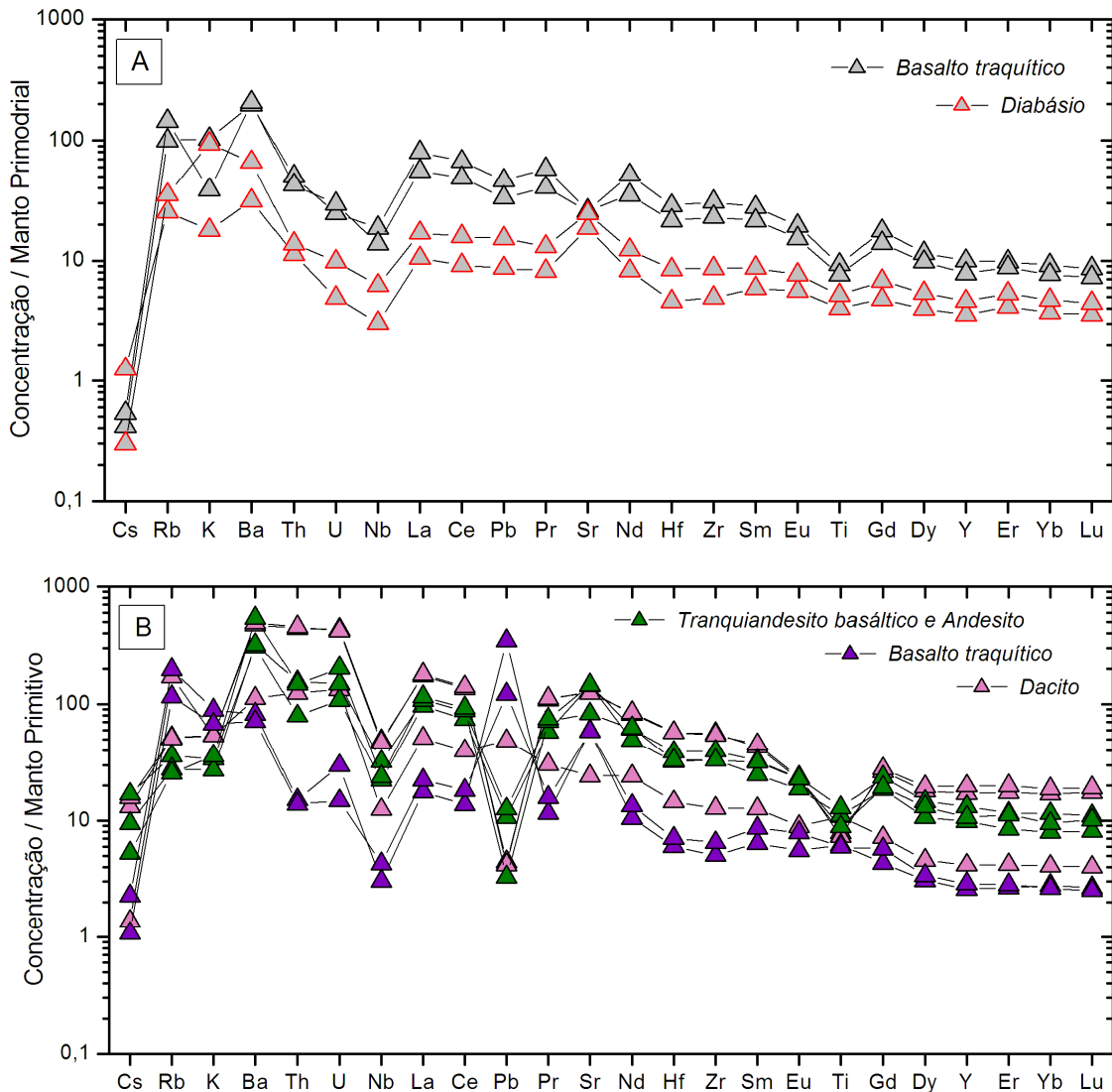


Fig. 13.5. Diagrama multielementar (spidergram) normalizado em relação ao Manto Primordial de *McDonough & Sun (1995)* para o conjunto de amostras de vulcânicas do entorno dos depósitos (A) Pé Quente e (B) Francisco. Diferentemente dos diagramas anteriores, as amostras foram individualizadas em função do tipo de rocha segundo o diagrama TAS (Fig. 13.1).

Resultados similares são observados para os diques de vulcânicas do entorno do Depósito do Francisco (Fig. 13.6B). As rochas de composição dacítica exibem razões La_n/Lu_n entre 9,6 e 12,8, além de razões Eu/Eu^* compreendidas entre 0,64 e 0,89. Valores semelhantes são reportados para o traquiandesito basáltico e andesito, cujas razões La_n/Lu_n e Eu/Eu^* variam de 9,4 a 12,8 e de 0,68 a 0,89, respectivamente. O traquibasalto, no entanto, exhibe as menores razões La_n/Lu_n ($6,5 < La_n/Lu_n < 8,8$) e as maiores razões Eu/Eu^* ($1,03 < Eu/Eu^* < 1,09$). Neste cenário,

as rochas de composição intermediária a félsica são ligeiramente mais fracionadas do que aquelas de composição máfica. As fracas anomalias negativas de Eu reportadas para o grupo de vulcânicas do Depósito do Francisco sugerem que o fracionamento do plagioclásio não foi muito efetivo na evolução dessas rochas.

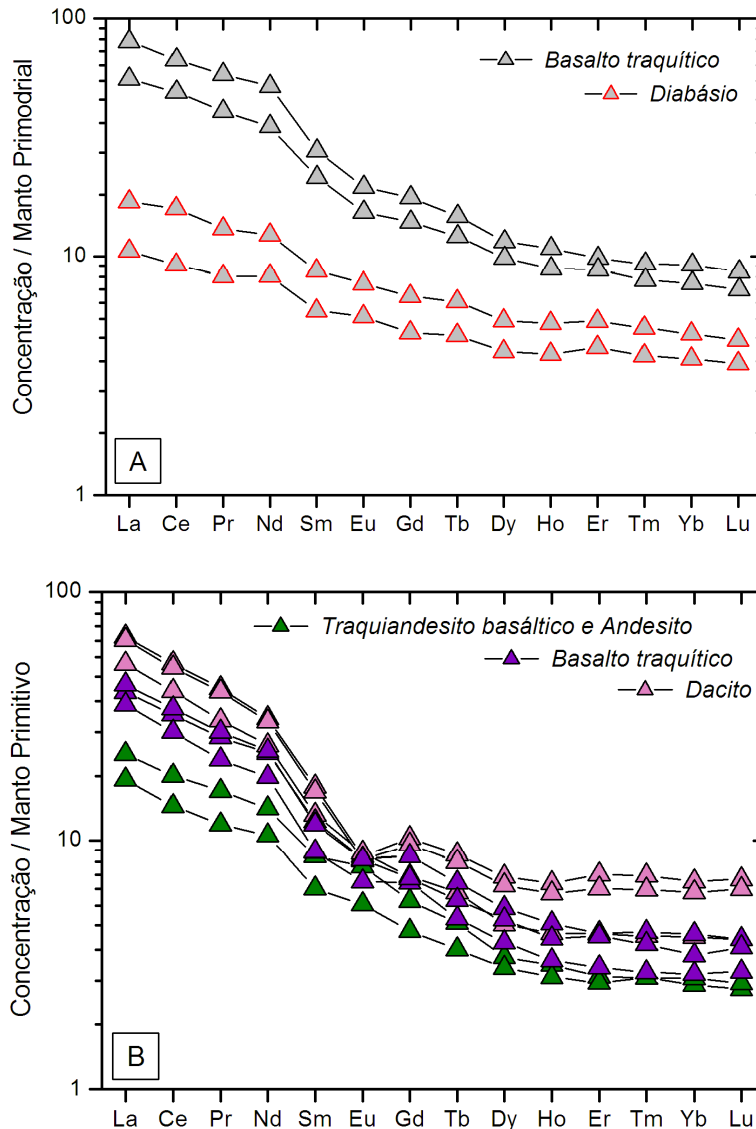
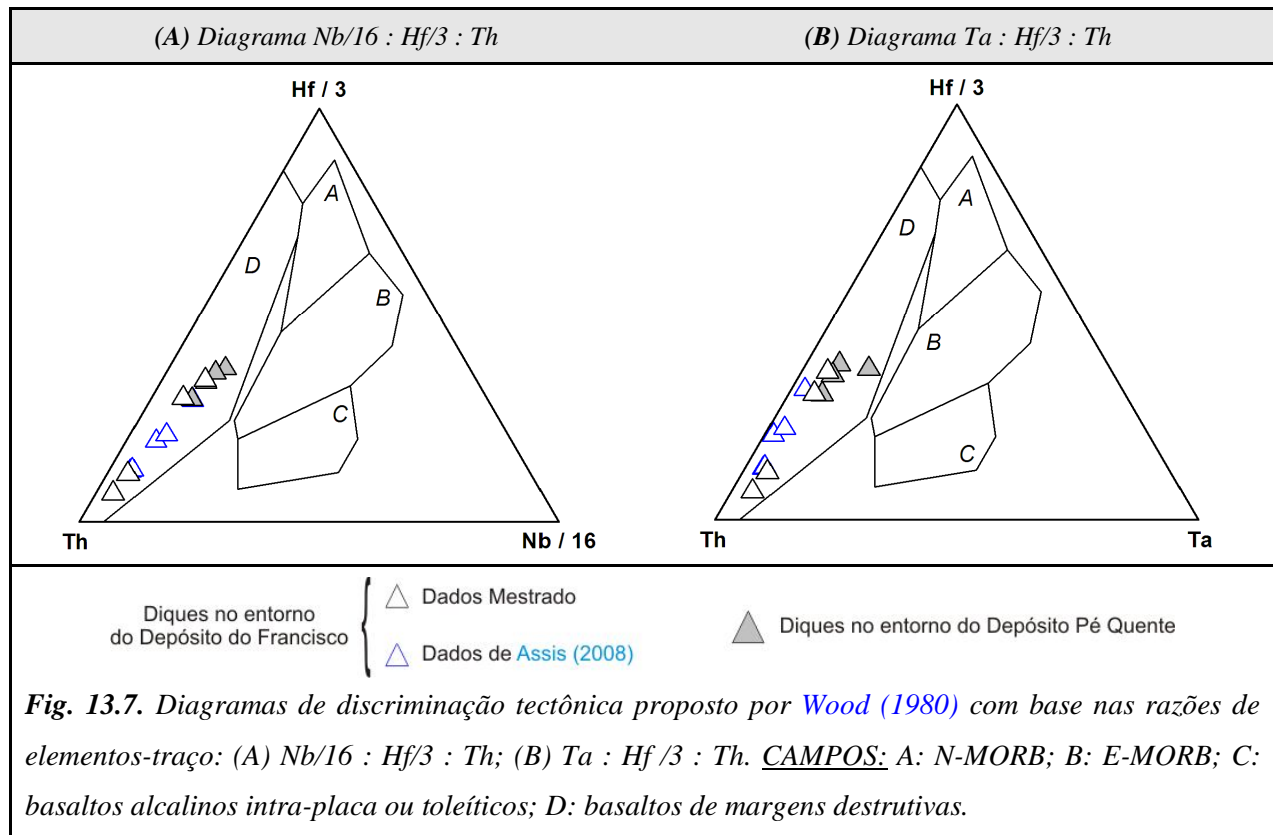
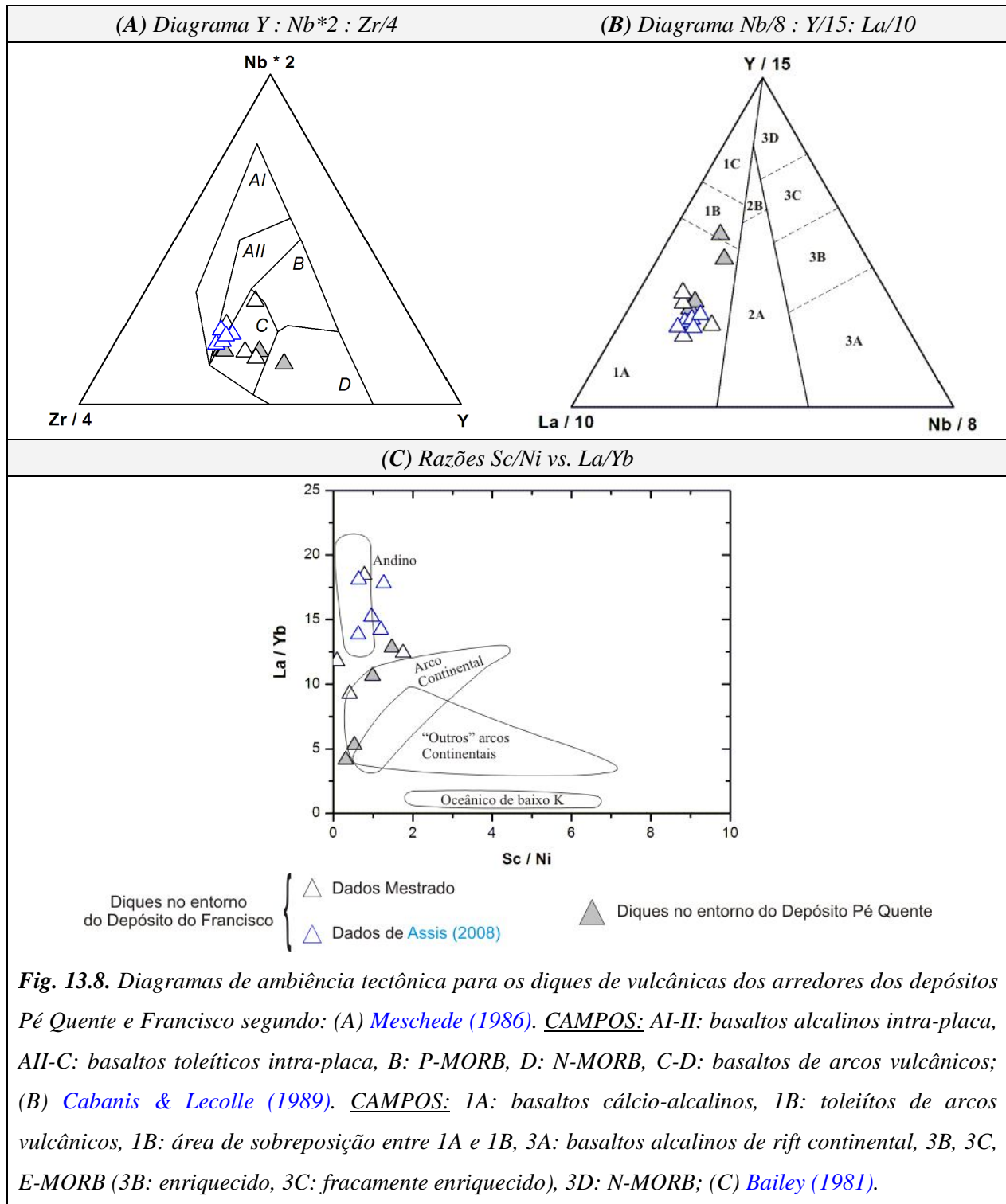


Fig. 13.6. Padrões de abundância dos ETR, normalizados pelo manto primordial (McDonough & Sun, 1995) das amostras provenientes dos diques vulcânicos da área dos depósitos (A) Pé Quente e do (B) Francisco. A exemplo do realizado para os diagramas multielementares, as amostras foram individualizadas em função da sua composição segundo o diagrama TAS (Fig. 13.1).

13.5 CLASSIFICAÇÃO QUANTO À AMBIÊNCIA TECTÔNICA

Com base nos diagramas sugeridos por Wood (1980), ambos os grupos de vulcânicas incidem no campo de margens de placa destrutivas (Figs. 13.7), enquanto que no diagrama proposto por Meschede (1986), essas rochas dispõem-se no campo de basaltos de arcos vulcânicos (Fig. 13.8A). No diagrama Cabanis & Lecolle (1989), o conjunto de amostra exhibe afinidade geoquímica de basaltos cálcio-alcálicos (Fig. 13.8B), enquanto que no diagrama de Bailey (1981), as rochas discutidas se enquadram no campo daquelas originadas em arcos insulares continentais, com tendência, no caso dos andesitos e dacitos, para arcos do tipo Andino (Fig. 13.8C). Desta forma, verifica-se que independente do diagrama utilizado, as rochas apontam para um magmatismo do tipo cálcio-alcálico que teria se processado em ambiente de arcos continentais.





14 GEOQUÍMICA DO MINÉRIO AURÍFERO

Foram selecionadas duas amostras do halo de alteração sericítica do Depósito do Francisco e três do minério disseminado do Depósito Pé Quente (*Tab. AIV.1 e AIV.15*) para fins de geoquímica de rocha total.

As concentrações de elementos maiores e menores nos depósitos Pé Quente e Francisco mostram algumas diferenças significativas decorrentes da natureza das hospedeiras e tipos de alteração hidrotermal associadas (*Fig. 14.1*). As concentrações de SiO_2 , CaO e Cr_2O_3 mantiveram-se similares em ambos os depósitos, sendo o Depósito do Francisco ligeiramente mais enriquecido em sílica, reflexo da silicificação em estilo pervasivo a venular que teria afetado a hospedeira do minério. O K_2O está ligeiramente mais enriquecido em relação ao CaO e Na_2O , para ambos os depósitos. Esses valores podem estar relacionados às zonas de alteração pervasiva com geração de microclínio \pm ortoclásio (Depósito Pé Quente) e sericita (Depósito do Francisco). O Depósito Pé Quente, no entanto, exhibe percentuais mais elevados de Na_2O , K_2O e Al_2O_3 , decorrentes das zonas de alteração albítica, potássica e com muscovita grossa. As concentrações desses elementos são bem menores no Depósito do Francisco, reflexo da intensa alteração com quartzo e sericita. Neste depósito, entretanto, as elevadas concentrações de Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 e MnO podem estar relacionadas às quantidades mais elevadas de pirita, apatita e rutilo associados aos setores de minério disseminado.

As concentrações dos HSFE, tais como Nb, Ta, Th, U, Zr e Hf, mantiveram-se equivalentes em ambos os casos (*Fig. 14.2*). As elevadas quantidades de plagioclásio e feldspato alcalino no Depósito Pé Quente, no entanto, são responsáveis pelos valores mais altos de alguns LILE (*large-ion lithophile elements* – elementos litófilos de grande raio iônico), a exemplo do Ba, Sr e K (*Figs. 14.1 e 14.2*). O Ba, por exemplo, deve se alojar na estrutura do feldspato potássico, enquanto que o Sr possivelmente substitui o Ca do plagioclásio. As concentrações de Rb, entretanto, se mantêm semelhantes em ambos os casos.

Em contrapartida, o Depósito do Francisco exhibe concentrações muito elevadas de Cu-Pb-Zn, sendo que esses dois últimos elementos ultrapassam o limite de detecção (*Fig. 14.2*). Esses valores anômalos estão diretamente relacionados aos sulfetos de cobre (calcopirita), Pb (galena) e Zn (esfalerita) presentes em elevadas quantidades no depósito, mas ausentes no do Pé Quente. Também são observadas elevadas concentrações de Mo, As, Cd, Sb e Se no minério do Depósito

do Francisco (*Fig. 14.2*). As, Se e possivelmente Mo podem ocorrer na estrutura cristalina da pirita, mais abundante neste depósito, enquanto Sb e Cd podem tanto estarem contidos na estrutura cristalina da esfalerita quanto formarem fases inclusas na mesma. O Cd, por exemplo, ocorre como inclusões de greenockita (CdS) na esfalerita, tal como observado ao MEV (*Fig. 11.9*). Sb ainda pode ocorrer como inclusões na pirita e galena, embora fases portadoras deste elemento não tenham sido diagnosticadas ao MEV. Contudo, estudos de elementos-traço em pirita do Depósito do Francisco realizados por [Barbuena \(2009\)](#) indicam baixas concentrações de Se, mas elevadas de Sb, Mo e As. Tais indícios sugerem que esses elementos estejam associados à estrutura cristalina da pirita.

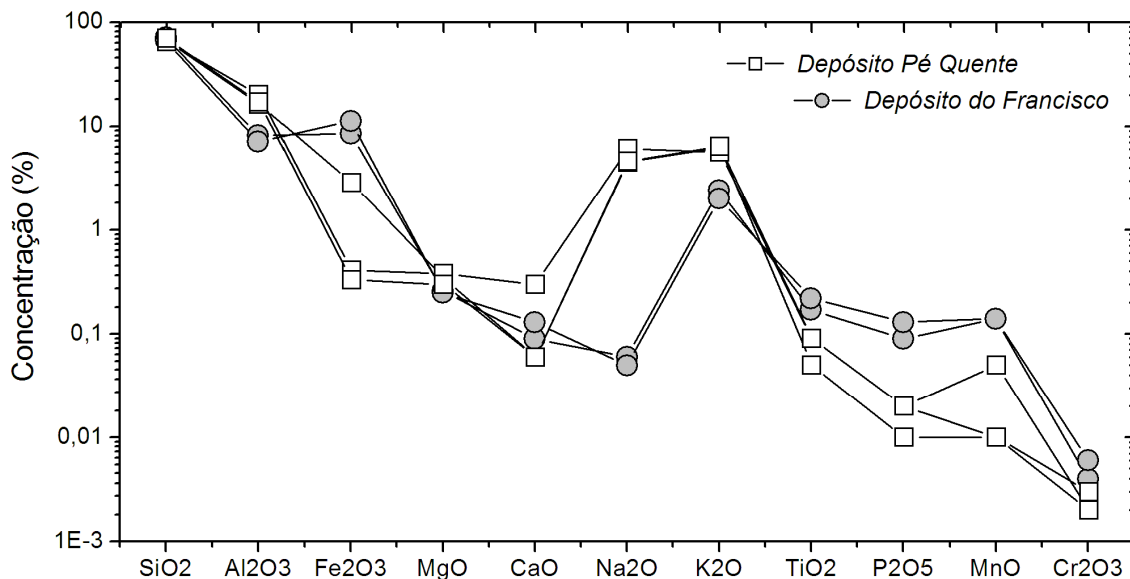


Fig. 14.1. Variação dos elementos maiores e menores no minério dos depósitos Pé quente e Francisco. As maiores diferenças foram reportadas para o Na₂O e P₂O₅, decorrentes das zonas de alteração hidrotermal, distintas em ambos os casos.

Os dados indicam que o halo sericítico do Depósito do Francisco apresenta teores de Au compreendidos entre 0,52 a 2,05 g/t e de Ag na ordem de 5,9 a 13,7 ppm, enquanto que para o Depósito Pé Quente, os teores de Au variam de 0,17 a 0,093 g/t, e os de prata por volta dos 0,2 ppm. Essas grandes diferenças são decorrentes dos estilos do minério em cada depósito. No Depósito Pé Quente o minério principal é disseminado e, portanto, possivelmente de baixo teor e alta tonelagem, diferentemente do minério venular do Depósito do Francisco que deve exibir alto teor e baixa tonelagem.

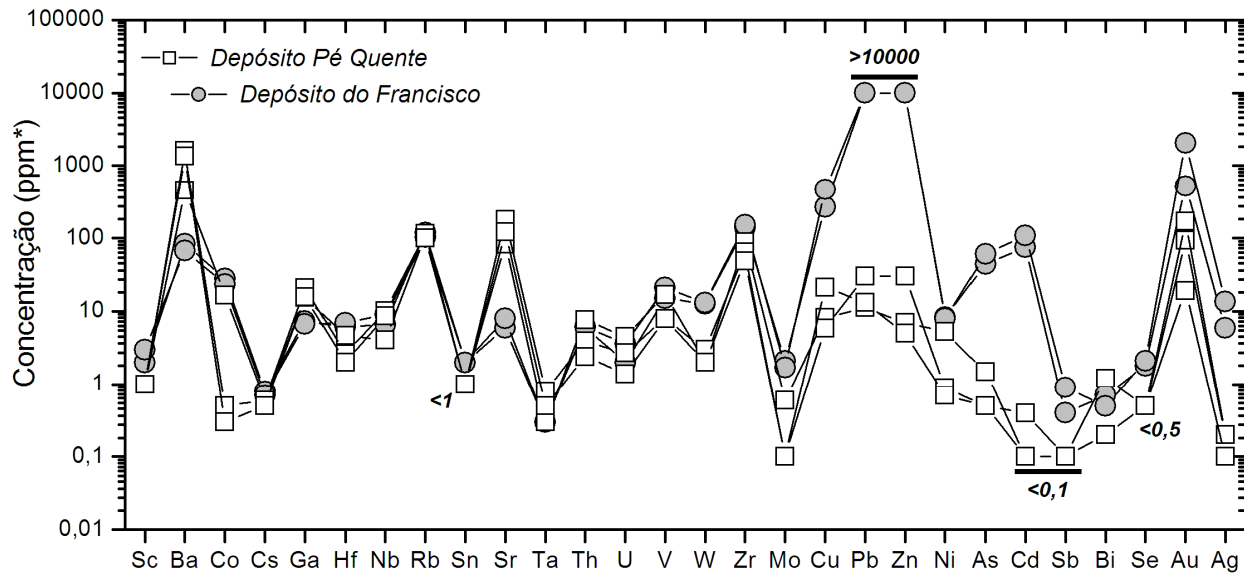


Fig. 14.2. Diagrama multielementar com a variação das concentrações de elementos-traço no minério aurífero dos depósitos Pé Quente e Francisco. Os valores associados a alguns elementos da figura estão abaixo do limite de detecção, tal como destacado na figura. (*) Exceto pelo Au, cuja concentração esta expressa em ppb, as concentrações dos demais elementos estão em ppm.

De modo geral, o minério do Depósito do Francisco exhibe concentrações intermediárias de ETR ($\Sigma_{ETR} = 39,12$ a $59,07$ ppm), enquanto que no Depósito Pé Quente, os valores são mais heterogêneos ($\Sigma_{ETR} = 35,33$ a $103,28$ ppm), possivelmente um reflexo da alteração hidrotermal. Alternativamente, os ETR devam estar concentrados na apatita e monazita reconhecidas nas zonas mineralizadas por meio do MEV e petrografia em ambos os depósitos, embora mais frequentes no Depósito do Francisco.

O padrão de distribuição dos ETR do minério em ambos os depósitos é similar, com enriquecimento em ETR leves em detrimento aos ETRP, além de anomalias negativas de Eu (Fig. 14.3). Apesar da semelhança no comportamento geoquímico destes elementos, o Depósito do Francisco exhibe anomalias de Eu mais pronunciadas ($0,368 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,361$) quando comparadas às do Depósito Pé Quente ($0,583 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,846$). Em adicional, o fracionamento dos ETR no Depósito Pé Quente é mais pronunciado ($\text{La}_n/\text{Lu}_n \approx 5,4-14,7$) do que o observado para o Depósito do Francisco ($\text{La}_n/\text{Lu}_n \approx 5,6-7,5$).

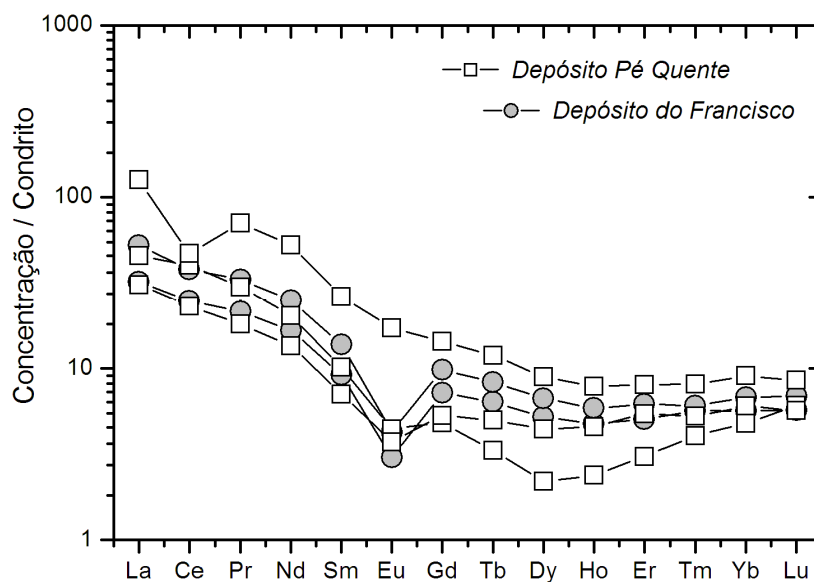


Fig. 14.3. Padrão de variação dos elementos terras raras normalizado pelos condritos de McDonough & Sun (1995), para o minério dos depósitos Pé Quente e do Francisco. Notar que o padrão de distribuição é semelhante em ambos os casos.

15 DISCUSSÕES

As discussões serão individualizadas nos seguintes tópicos: (i) inserção das suítes individualizadas nos arredores do Depósito do Francisco no arcabouço geológico regional da PAAF, (ii) evolução do sistema hidrotermal do depósito; e (iii) seu modelo metalogenético.

15.1 INSERÇÃO NO ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL DA PAAF

Em contraste do observado no contexto geológico do Depósito Pé Quente, que é representado por um cenário de múltiplas intrusões cogenéticas, as unidades individualizadas no entorno do Depósito do Francisco revelam pertencer a suítes de filiação magmática distintas.

No mapeamento de cunho regional (escala 1:250.000) realizado por [Moreton & Martins \(2005\)](#) e [Souza et al., \(2005\)](#), a região que engloba a área do Depósito do Francisco pertence a diferentes *fácies* da Suíte Intrusiva Matupá. Segundo os autores, o setor sudoeste seria representativo da *fácies* 3 (*Fig. 3.2*), que inclui clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético, enquanto que a porção nordeste está enquadrada na *fácies* 4 (*Fig. 3.2*), que engloba biotita granitos e monzogranitos com microgranitos e granófiros subordinados. Esse trabalho, no entanto, define unidades geológicas distintas das tradicionalmente individualizadas pelos autores supracitados. Neste sentido, a região compreende em ordem temporal: uma unidade vulcanoclástica, três suítes plutônicas, uma de composição granodiorítica, outra de composição sienogranítica a monzogranítica ([Assis, 2008](#)), e uma terceira constituída pelas sub-vulcânicas epizonais do Pórfiro União do Norte (*Fig. 15.1*). Essas suítes são truncadas por diques de vulcânicas máficas a félsicas. Segundo [Assis \(2008\)](#) todas essas unidades são ainda recobertas pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis).

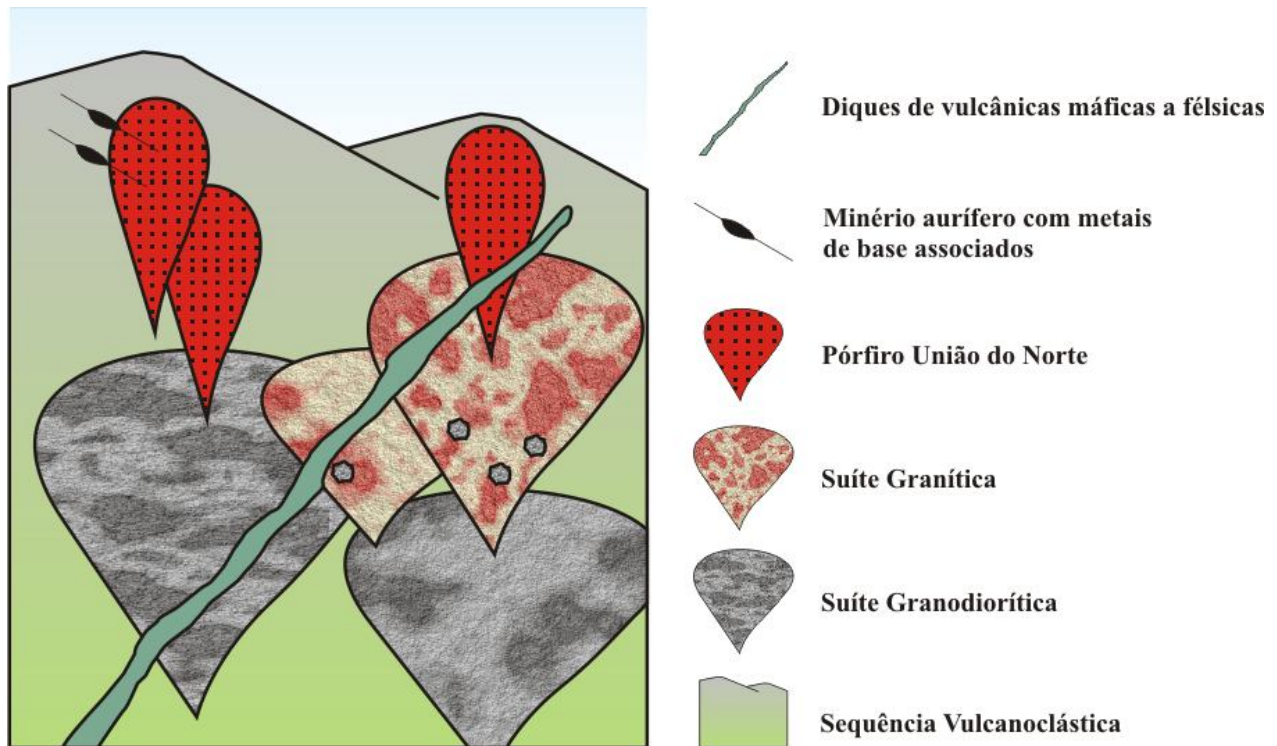


Fig. 15.1. Coluna estratigráfica esquemática para as unidades geológicas cartografadas no entorno do Depósito do Francisco, com a ordem de colocação dos corpos ígneos.

Propõe-se que a Unidade Vulcanoclástica corresponda a uma das mais antigas na região. Essa conclusão apóia-se tanto nos dados estruturais que mostram que ela foi a única a ter sido submetida à deformação, com sub-verticalização do S_0 , quanto pelos contatos intrusivos das suítes plutônicas nesta unidade vulcanoclástica. As altas quantidades de feldspato (>35%) fraca a moderadamente alterados, e de fragmentos líticos (>20%), indicam derivação direta de rochas cristalinas (Buggs, 2001), com deposição em clima árido e em relevo montanhoso. Essa deposição teria se processado próxima a área fonte, aqui interpretada como uma região de arcos vulcânicos félsicos de composição dacítica a riodacítica, além de menor contribuição de rochas graníticas. Neste cenário, a área fonte teria correspondido a uma região de dissecação de arcos vulcânicos transicionais que se desenvolvem em ambiente de crosta continental ativa. Esta interpretação é suportada pela abundância de fragmentos vulcânicos na matriz sedimentar, da dominância de feldspato alcalino em relação ao plagioclásio, das moderadas concentrações de quartzo ($21,5 < Qtz < 45\%$), do enriquecimento em Zr, Hf, U e Th, assim como das fortes

anomalias negativas de V, Cr e Ni. A frequente ocorrência de estruturas sedimentares de fluxo, tais como estratificações plano-paralelas e cruzadas, e a ausência de estruturas piroclásticas (*e.g. fiammes*) remeteria a uma origem epiclástica para os sedimentos desta unidade sedimentar.

Os diagramas de proveniência tectônica baseados em elementos maiores e menores novamente apontam para uma deposição em ambiente de margem continental ativa, em que arcos vulcânicos e rochas ígneas félsicas teriam representado a principal área fonte dos sedimentos. As baixas concentrações de Sc (3-8 ppm), Cr₂O₃ (0,01-0,02%) e Co (2,3-9,9 ppm), intermediárias de La (19,3 a 21,9 ppm), Th (6,5-8,6 ppm) e Hf (3,8-7,5 ppm), altas de Zr (139 a 235 ppm), além de razões Co/Th próximas a 1 ($0,35 < \text{Co/Th} < 1,5$), baixas a intermediárias razões La/Sc ($2,73 < \text{La/Sc} < 7,26$) e baixas razões La/Th ($2,54 < \text{La/Th} < 3,35$), sugerem mistura de componentes félsicos e intermediários.

Neste sentido, os dados petrográficos e geoquímicos permitem propor um modelo de erosão de arcos vulcânicos mais maduros, de composição intermediária e em ambiente de margem continental ativa como área fonte dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica. Neste modelo os sedimentos teriam se depositado em uma bacia de retroarco marginal aos edifícios vulcânicos. Tais bacias são representadas predominantemente por ambientes fluviais, costeiros e de águas rasas, cuja a principal fonte sedimentar corresponde ao cinturão montanhoso e ao arco vulcânico instalado em suas proximidades (Nichols, 1998).

Exibindo contato intrusivo na Unidade Vulcanoclástica estão as rochas da Suíte Granodiorítica, cuja composição modal, a presença de fases acessórias, a exemplo de biotita, hornblenda, titanita e apatita, os elevados valores de CaO (< 3,7%), baixo ASI (índice de saturação em alumina, próximo a 1), aliados às boas correlações dos elementos com a variação dos percentuais de sílica, são características que segundo Cobbing (2000) e Chappell & White (2001) são usualmente utilizadas na caracterização de granitos do tipo I. Segundo Chappell & White (2001), granitos do tipo I, que por derivarem de fonte mais homogênea (mantélica), são pouco afetados por processos de assimilação crustal, o que reflete na maior homogeneidade nas concentrações elementares e por consequência, em fortes correlações dos elementos com os índices de diferenciação magmática. Regionalmente, essa suíte poderia ser comparada ao Granito Nhandu e a Suíte Intrusiva Matupá.

A Suíte Intrusiva Matupá é constituída essencialmente por monzogranitos com biotita, hornblenda e clinopiroxênio como acessórios, além de monzonito e monzodiorito subordinados,

enquanto que o Granito Nhandu, de acordo com o trabalho de Souza *et al.*, (2005), consiste de monzogranitos com granodioritos, mas que segundo Souza *et al.*, (1979), é representado por granodioritos e tonalitos. Os dados geoquímicos para a Suíte Intrusiva Matupá, até então restritos a *fácies* 1, indicam rochas de afinidade com as séries cálcio-alcálicas de alto K, magnesianas, peraluminosa a ligeiramente metaluminosas e que teriam se alojado em ambiente de arcos vulcânicos ou pós-colisionais (Moura & Botelho, 1992; Moura, 1998). Em relação ao Granito Nhandu os dados litogeoquímicos refletem um magmatismo cálcio-alcálico, de alto K com tendência shoshonítica, meta a peraluminoso e ferroso, em teria se processado arcabouço de arcos magmáticos, porém dentro do limite de granitóides pós-colisionais (Frasca & Borges, 2005; Paes de Barros, 2007). Segundo Paes de Barros (2007), o Granito Nhandu apesar de sua natureza cálcio-alcálica, localmente exibe textura *rapakivi* e apresenta em alguns diagramas de ambiência tectônica padrões similares aos granitos tipo A, o que indica ter correspondido a uma manifestação granítica gerada em condições de crosta relativamente estável, similar as admitidas para o granito Maloquinha.

Neste sentido, a Suíte Granodiorítica descrita neste trabalho possivelmente corresponda a rochas equivalentes (mesma filiação magmática?) àquelas da Suíte Intrusiva Matupá, entretanto, não correlacionáveis a nenhuma *fácies* até então descrita. Sugere-se, portanto, que as rochas mais primitivas da região, de composição granodiorítica a tonalítica, de afinidades com as séries cálcio-alcálicas geradas em ambiente de arcos vulcânicos, representem um magmatismo equivalente ao descrito por Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) para a Suíte Intrusiva Matupá. Essa conclusão é reforçada pela cogeneticidade desta unidade com a Suíte Granítica, que segundo Assis *et al.*, (submetido), é cogenética a Suíte Granodiorítica e corresponde a *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá.

As diferenças quanto aos diagramas de ambiência tectônica observadas entre as suítes Granodiorítica e Matupá poderiam estar relacionadas ao enriquecimento em elementos-traço via cristalização fracionada a partir da fusão de pequenas quantidades do manto empobrecido, tal como discutido por Pearce *et al.*, (1986). Essa hipótese é reforçada tanto pelos *trends* geoquímicos formados para o conjunto de dados obtido para as suítes quanto pelos diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço e comportamento dos ETR, que na totalidade sugerem evolução de ambas as suítes via cristalização fracionada com forte participação das fases acessórias.

Uma segunda manifestação granítica na região de União do Norte corresponde a Suíte Granítica (idade indefinida), descrita por Assis (2008) e Assis *et al.*, (submetido). Compreende rochas de composição sienogranítica a monzogranítica com quartzo monzonito e sienito subordinados, cogenéticos e intrusivos na Suíte Granodiorítica, mas também correlacionados a *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá. Segundo os autores, texturas (micro-)gráfica, porfirítica e *rapakivi*, eventualmente observadas, indicam nível crustal mais raso em arcabouço geotectônico mais estável quanto comparado aos granodioritos. Os dados litogeoquímicos refletem magmatismo cálcio-alcálico de alto K, metaluminoso e magnésiano, originado em ambiente de arcos vulcânicos a pós-colisional.

Intrusivos na Unidade Vulcanoclástica e nas suítes Granodiorítica e Granítica, estão as sub-vulcânicas do Pórfiro União do Norte, que representam uma suíte magmática com ampla variação modal, que consiste de álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico. Texturas micrográfica, esferulítica, granofírica e porfirítica indicam colocação em nível crustal ainda mais raso (epizonal) do que o descrito para a Suíte Granítica. A constante presença de veios e sistema de veios de quartzo nas imediações dos contatos do granito sub-vulcânico, que frequentemente exibem texturas do tipo pente (*comb-texture*) e esferulíticas (Figs. 10.8 e 10.9), aliadas a sua típica textura micrográfica (Figs. 9.18 e 9.19), reforçam a conclusão de que a suíte teria se cristalizado e conseqüentemente se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso. O conjunto de dados geoquímicos do Pórfiro União do Norte mostra que o comportamento dos elementos maiores, menores e traço, em função da sílica como índice de fracionamento ígneo, é geralmente oposto do descrito para a Suíte Granodiorítica. Essa mesma oposição entre as tendências geoquímicas é observada entre o Pórfiro União do Norte e a Suíte Granítica (Assis *et al.*, submetido), o que remete magmatismo não cogenético ao anteriormente descrito.

O granito sub-vulcânico exibe, a exemplo das suítes anteriores, afinidade com as séries cálcio-alcálicas de alto K, meta- a peraluminosas. Entretanto, difere das demais pela pequena dispersão dos elementos maiores, menores e traço em relação aos incrementos de sílica, pela forte anomalia negativa e Eu ($Eu/Eu^* \approx 0,13-0,18$) e pelas baixas razões $(La/Lu)_N$ (entre 7,2-10,9), que refletem a natureza altamente evoluída, mas com pequena variação dos elementos analisados. Essas observações são consistentes com as pequenas variações dos elementares, com os elevados percentuais de sílica (75,2-76,2%) e álcalis (8,4-8,7%), e baixos de CaO (0,2-0,4%).

Como constantemente observado nos diversos diagramas de discriminação tectônica, esta unidade sub-vulcânica exibe forte afinidade com as séries graníticas do tipo A (*anorogênico, anidro, alcalino e aluminoso*), alojadas em ambiente pós-colisional, em oposição às suítes anteriores. Entretanto, evidências de campo e petrográficas mostram que o Pórfiro União do Norte saturou-se em uma fase fluida durante a sua cristalização, o que contrasta com a natureza relativamente anidra dos granitóides anorogênicos. Em adicional, faialita e hedenbergita sódica, minerais que tipificam os clássicos granitos do tipo A, não foram observados durante os estudos petrográficos da suíte. Com isso, a natureza fortemente evoluída do Pórfiro União do Norte, aliado a sua saturação em fase fluida e assimilação de componentes continentais, poderia ter contribuído com o enriquecimento em HFSE e LILE, e conseqüentemente, deslocar o conjunto de amostras da suíte para o campo dos granitóides intra-placa nos diagramas de discriminação tectônica. Contudo, essa hipótese é afastada por duas razões: (i) granitos do tipo A correspondem a séries alcalinas altamente evoluídas e fracionadas (> 70% de SiO₂), tal como o Pórfiro União do Norte e; (ii) a grande homogeneidade dos dados geoquímicos do quartzo-feldspato pórfiro não indica importantes enriquecimentos dos elementos (concentração residual) em função do aumento da sílica, mas apenas enriquecimentos e empobrecimentos conseqüentes da cristalização magmática.

Entretanto, o Pórfiro União do Norte exibe: (i) elevadas concentrações de sílica (> 75%); (ii) K₂O (> 5%); (iii) K₂O+Na₂O (8,4-8,5%); (iv) razões (Ga/Al)*10⁴ superiores a 2,9, que no caso do Pórfiro União do Norte estão compreendidas entre 2,9 e 3,2; (v) razões FeO^t/(FeO^t+MgO) próximas a 0,9 (0,87-0,94) e; (vi) razões molares de (Na₂O+K₂O)/(Al₂O₃) que variam de 0,92-0,96 (próximas a 1). Essas características são apontadas por [Bonin \(2007\)](#) e [Nardi & Bitencourt \(2009\)](#) como as mais importantes na individualização de granitos do tipo A. Logo, sugere-se neste trabalho que as rochas sub-vulcânicas denominadas de Pórfiro União do Norte correspondam a granitos do tipo A originados em ambiente pós-colisional com fonte crustal (grupo A₂ de [Eby, 1992](#)). Podem ser, portanto, correlacionados aos microgranitos e granófiros da Suíte Intrusiva Teles Pires, que segundo [Souza et al., \(2005\)](#) e [Silva & Abram \(2008\)](#) corresponde a um magmatismo eminentemente cálcio-alcalino, de alto K, peraluminoso e com forte afinidade com as séries graníticas do tipo A. [Barbarin \(1999\)](#) discute que granitos do tipo A são normalmente originados em ambiente extensional, o que é o caso do magmatismo do tipo Teles Pires, e que frequentemente ocorre em ambiente anorogênico. Em adicional, [Eby \(1992\)](#)

ainda discute que essa classe de granitos também pode ocorrer em arcabouço pós-colisional no intervalo de 10 a 20 Ma depois de cessada a última orogênese. Dados geocronológicos reportam idades U-Pb em zircão de 1.782 ± 17 Ma (LA-ICP-MS, [Silva & Abram, 2008](#)), 1.770 ± 8 Ma ([Pinho et al., 2003](#)) e de 1.757 ± 16 Ma ([Santos, 2000](#)) para o Granito Teles Pires.

Em contexto extensivo em ambiente pós-colisional é comum eventos de deformação rúptil com geração de falhas mais profundas. Essas falhas teriam causado uma rápida ascensão do magma, o que teria favorecido na descompressão da câmara magmática e conseqüentemente em uma rápida cristalização, com a geração de texturas porfirítica e micrográfica bem desenvolvidas. A rápida ascensão de magmas félsicos, como discutido por [Burnham \(1979\)](#) causa a redução na solubilidade da água no magma, o que segundo [Candela \(1997\)](#) resulta em uma rápida saturação em fases voláteis no caso da câmara magmática não estar inicialmente saturada. Em se tratando de magmas já saturados, ocorreria preferencialmente a exsolução de uma ou mais fases voláteis. Essa queda na solubilidade da água, portanto, teria originado a típica textura micrográfica do Pórfiro União do Norte. Admite-se que o magma fonte das intrusões sub-vulcânicas não estava inicialmente saturado em uma fase fluida, pois o plagioclásio ígneo é frequentemente obliterado pelo quartzo microográfico. Essa saturação, entretanto, se processou antes do resfriamento completo da intrusão, pois os fenocristais de ortoclásio, gerados tardiamente no sistema, exibem contatos retilíneos com a matriz.

Em resumo, os dados discutidos para as suítes plutônicas da região de União do Norte indicam a tendência evolutiva do ambiente tectono-magmático de colocação dos corpos graníticos individualizados nesta porção leste da PAAF. Esse contínuo evolutivo é inicialmente representado por magmas mais primitivos e hidratados de composição eminentemente granodiorítica (Suíte Intrusiva Matupá – 1.872 ± 12 Ma; [Moura, 1998](#)) que teriam se originado em arcabouço de arcos vulcânicos (granitos tipo I). O segundo evento magmático, cogenético ao anterior, seria representado pela colocação de rochas mais evoluídas representadas pela Suíte Granítica, em ambiente de arcos vulcânicos que evoluiu uma plataforma pós-colisional e, portanto, com maior incorporação de componentes crustais. O amadurecimento deste ambiente teria se processado durante a sua evolução para um arcabouço pós-colisional, representado pela eventual finalização do evento orogênico e geração de rochas mais félsicas, ácidas e extremamente evoluídas, a exemplo do Pórfiro União do Norte (Suíte Intrusiva Teles Pires – 1.782 ± 17 Ma a 1.757 ± 16 Ma; [Santos, 2000](#); [Silva & Abram, 2008](#)). Essa unidade representaria,

portanto, um estágio extensional em ambiente pós-orogênico, depois de cessada a última orogênese.

As vulcânicas, representadas por diques de traquibasalto porfirítico e diabásio cinza-escuro nos arredores do Depósito Pé Quente e por basalto, traquiandesito basáltico, andesito e dacito nas imediações do Depósito do Francisco, são comuns na região e ocorrem na forma de diques de pequenas dimensões que muitas vezes não correspondem a unidades mapeáveis na escala de mapeamento adotada neste trabalho (1:25.000). Moura (1998) ainda descreve na região a presença de diques de basalto afanítico a porfirítico, de médio K, no entanto, com típica assinatura de basaltos toleíticos intra-placa.

Os diques do entorno do Depósito Pé Quente exibem características toleíticas, de médio K com tendência às séries shoshoníticas, enquanto que as vulcânicas da região de União do Norte (Depósito do Francisco) são cálcio-alcalinas de médio a alto K. Ao comparar o conjunto de dados em sua totalidade, observa-se uma lacuna nos percentuais de sílica entre 57 e 64% (diferença de 7%). Essa lacuna em sílica aliada à assinatura toleítica a cálcio-alcalina dos diques de vulcânicas estudados poderiam refletir uma assinatura de vulcanismo bi-modal de natureza continental para o conjunto de dados, entretando, trabalhos mais detalhados e que enfoquem a geocronologia destes diques são essenciais para uma melhor compreensão desta manifestação vulcânica na região.

Nos diagramas bivariantes, com os percentuais de MgO como índice de fracionamento ígneo, os dados geralmente estão alinhados em *trends* bem definidos e concordantes na maioria dos casos, o que atesta que os diques de ambas as localidades serem cogenéticos (mesma filiação magmática) e com evolução via cristalização fracionada. Essas rochas exibem afinidades geoquímicas com as séries basálticas de baixo Ti, médio K a shoshoníticas, de padrão moderado a fortemente fracionado, com fortes anomalias negativas de K, Nb, Ti, além de acentuadas anomalias negativas de Eu. Essas características são diagnósticas das séries toleíticas de arcos vulcânicos.

Moura (1998) e Souza *et al.*, (2005) relatam que a ocorrência destes diques na região estaria relacionada a Suíte Intrusiva Flor da Serra, composta predominantemente por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio e eventual traquiandesito, sem metamorfismo regional. Contudo, os diques descritos neste trabalho correspondem a ocorrências vulcânicas restritas, de pequena extensão geográfica, de natureza predominantemente cálcio-

alcalina a ligeiramente toleítica e de composição (diagrama TAS) distinta das reportadas por Moura (1998) e Souza *et al.*, (2005). Neste sentido, admite-se que esse magmatismo eminentemente intermediário-félsico a ligeiramente máfico poderia estar relacionado a uma fase de arcos vulcânicos, possivelmente relacionada ao Arco Magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga). Esse trabalho, no entanto, não os esquadra às vulcânicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra descrita por Moreton & Martins (2008); Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008).

Finalmente, todo esse pacote encontra-se recoberto pelos sedimentos arenáceos de cobertura que Assis (2008) correlaciona à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) e que segundo Souza *et al.*, (2005) representaria uma bacia formada mediante um sistema de rios entrelaçados.

15.2 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL E MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO DO MINÉRIO

15.2.1 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL

O modelo de evolução do sistema hidrotermal do Depósito do Francisco deve começar pela história evolutiva do Pórfiro União do Norte, o qual mediante as relações de campo, características petrográficas e geoquímicas apontam que ele teria correspondido ao evento termal causativo da mineralização aurífera associada a metais de base (Zn+Pb±Cu). As regiões de contato do granito sub-vulcânico são intensa e frequentemente representadas pela ocorrência de brechas hidráulicas cimentadas por quartzo, veios e sistemas de veios de quartzo que comumente exibem texturas em pente e esferulíticas (*Figs. 9.17C-D; 10.8; 10.9*), que aliadas a sua típica textura micrográfica bem desenvolvida (*Figs. 9.18C; 9.19B-D*), correspondem às principais e mais importantes características de que essa unidade teria se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso (intrusão epizonal). Observa-se em muitos casos que a textura micrográfica além de obliterar o plagioclásio ígneo exhibe contatos retilíneos com os fenocristais de quartzo e feldspato potássico (*Fig. 10.2*), indicativas de que o granito sub-vulcânico se saturou em uma fase fluida concomitantemente a sua cristalização. A presença de apófises sub-vulcânicos intensamente sericitizados e com fenocristais de quartzo bi-terminado preservados, assim como de zonas sub-vulcânicas intensamente silicificadas com pirita e calcopirita subordinada, correspondem a indícios adicionais do envolvimento de um fluido residual derivado da cristalização do Pórfiro União do Norte (*Figs. 10.4A-C; 10.10*) e, portanto, da sua importância

quanto a instalação do sistema magmático-hidrotermal que teria propiciado a precipitação dos minerais minério do Depósito do Francisco.

Neste cenário, os tipos e estilos da alteração hidrotermal estão intimamente relacionadas à

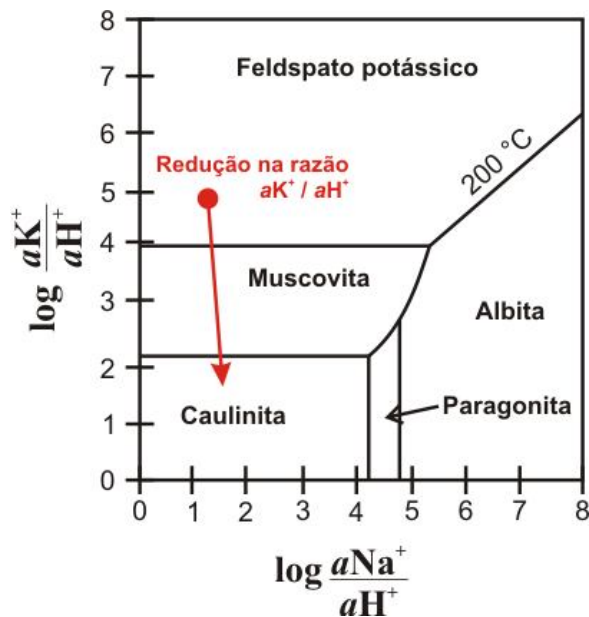


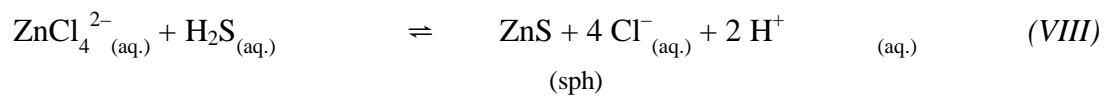
Fig. 15.2. Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes nas associações hidrotermais do Depósito do Francisco. A seta indica uma parte da proposta de evolução do sistema hidrotermal do referido depósito. Neste cenário, a alteração potássica é representada por elevadas razões aK^+/aH^+ . Com a precipitação de ortoclásio e diminuição da temperatura do sistema (interação com fluidos externos), essas razões diminuem, o que favorece a estabilidade da sericita \pm muscovita e posteriormente da caulinita. Diagrama empírico extraídos de [Burnham & Ohmoto \(1980\)](#); [Beane & Titley \(1981\)](#).

presença desta unidade sub-vulcânica. Com base nas observações de campo e petrográficas foi possível traçar a evolução do sistema hidrotermal (*Fig. 10.1*) e processos responsáveis pela formação do minério do Depósito do Francisco.

A alteração potássica corresponde ao primeiro estágio de evolução do sistema hidrotermal do minério aurífero do Depósito do Francisco, sendo representada pela geração de ortoclásio + quartzo \pm hematita em estilo pervasivo e que se desenvolveu de modo mais pronunciado no Pórfiro União do Norte, no qual confere uma forte coloração avermelhada. A geração de ortoclásio \pm hematita oblitera de modo intenso a matriz ígnea e os fenocristais do granito sub-vulcânico. Essas evidências sugerem o envolvimento de uma fase fluída residual associada à cristalização do Pórfiro União do Norte, que resultou em uma alteração do tipo pós-magmática que teria afetado principalmente o corpo ígneo e, subordinadamente, a Unidade Vulcanoclástica e Suíte Granodiorítica. Na vulcanoclástica, este tipo de alteração encontra-se normalmente associada às porções proximal a intermediária do granito porfirítico.

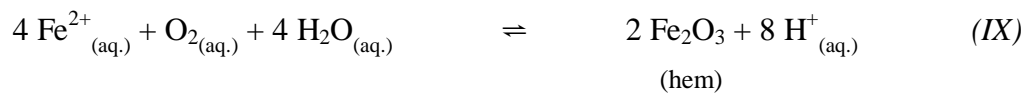
A íntima associação com o pórfiro indica que este estilo de alteração estaria relacionado a fluidos de elevadas temperaturas (600-800°C) e de elevada razão aK^+/aH^+ (*Fig. 15.2*), derivados

pode também ser produzido tanto pela precipitação de sulfetos quanto de hematita durante a sericitização, o que caracteriza a reação como auto-sustentável. Desta forma, a precipitação de sulfetos favorece a liberação de íons H^+ , o que contribui na acidificação do fluido e consequente sericitização das hospedeiras e/ou criação de espaços abertos nos quais os minerais de minério podem precipitar. Em cada caso, a precipitação de sulfetos de metais de base ocorre através da liberação de íons H^+ a partir de complexos H_2S ou HS^- (Barnes, 1997). Segundo o autor, o resfriamento (por *boiling* e/ou aporte de fluidos frios ao sistema) de soluções hidrotermais causa a precipitação de sulfetos decorrentes principalmente da dissociação de complexos cloretados, a exemplo do ilustrado da *equação (VIII)*:



Esta reação e sua análoga para o caso do Pb são consideradas como as responsáveis pela diminuição do pH do fluido associado ao sistema geotermal de Fushime (Japão) (Akaku *et al.*, 1991).

A precipitação de hematita (ou magnetita) causada, por exemplo, pela mistura de um fluido rico em Fe^{2+} com outro rico em oxigênio, além de promover a oxidação do ferro, também favorece a liberação de íons H^+ , conforme ilustrado na reação abaixo (*equação IX*):



Nota-se, portanto, que aos fluidos associados à alteração sericítica são reportadas concentrações significativas de Fe^{2+} . Esse aporte do metal está relacionado à precipitação de sulfetos e hematita nas zonas mineralizadas, ou então, de hematita ao longo de veios maciços ou quartzosos. Essa associação remete, portanto, ao aporte de fluidos oxidantes ao sistema, conforme ilustrados nas *equações (VIII-IX)*.

A contínua redução do pH da solução, tanto pela liberação de íons H^+ decorrente da precipitação de hematita quanto pela redução nas razões aK^+/aNa^+ (Fig. 15.2) propiciou a percolação de fluidos altamente ácidos e de baixa temperatura que geraram zonas de alteração argílica com sericita e caulinita. A associação espacial deste tipo de alteração com o Pórfiro União do Norte reflete a forte dependência de fluidos ácidos liberados pelo processo de cristalização ígnea. A presença de caulinita nas assembléias minerais indica temperaturas

inferiores a 150 °C (Fig. 15.3), coerentes, portanto, com o sistema de rebaixamento gradativo da temperatura aqui proposto para o Depósito do Franciscó.

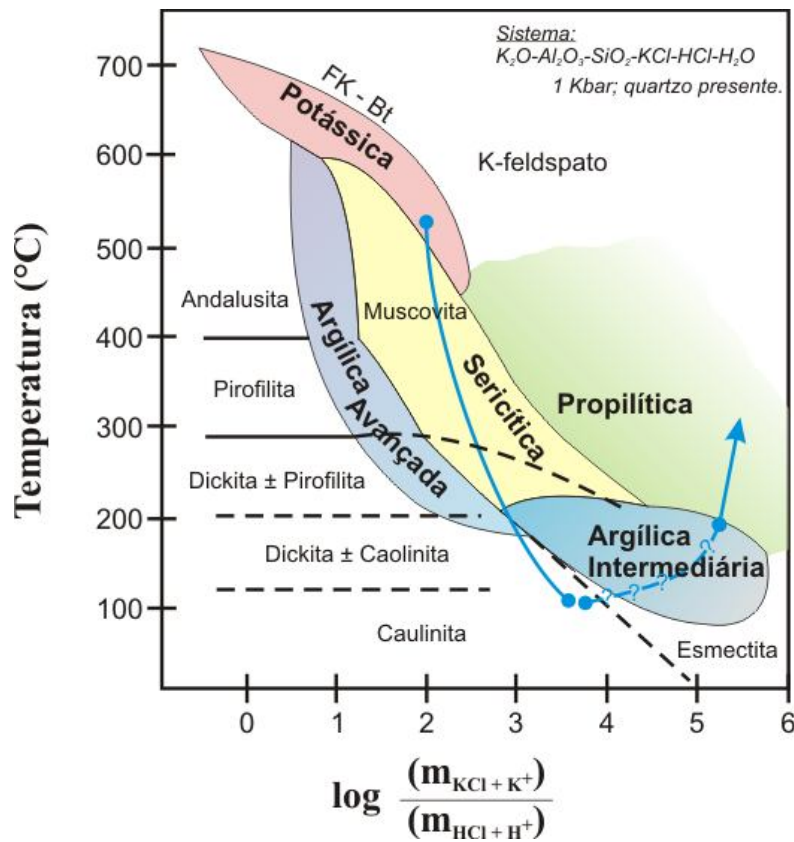


Fig. 15.3. Diagrama de fase para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ (para $P_{H_2O} = 1$ kbar), do $\log (m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})$ em função da temperatura, com a trajetória evolutiva simplificada do sistema hidrotermal do Depósito do Franciscó (seta azul). O caminho (● →) reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(KCl+K^+)/(HCl+H^+)$ em um contínuo gradativo de rebaixamento da temperatura do sistema. A Seta tracejada indica um provável aumento da temperatura do sistema (por volta dos 400 °C) como evidenciado pela paragênese clorita + epídoto + actinolita ± carbonato. Diagrama extraído de Seedorff et al., (2005).

A silicificação que se sobrepõe aos estágios anteriores corresponde à alteração diretamente relacionada à formação do minério aurífero do Depósito do Franciscó. A silicificação corresponde a um estágio tardio da evolução do sistema hidrotermal local por estar associada à liberação de fluidos remanescentes dos momentos finais de cristalização do Pórfiro União do Norte. Essa associação com o corpo ígneo é claramente observada em campo, onde a presença de grande quantidade de veios de quartzo, por vezes com hematita associada, está normalmente

associada aos seus contatos com as demais unidades. Associada a silicificação ainda são observadas ocorrências de *silica cap* com alunita, feições características de emanções ácidas típicas de depósitos epitermais de alta-sulfetação (Penteleyev, 1990; Taylor, 2007). Essas ocorrências, na região de União do Norte, normalmente foram descritas em setores distais ao Pórfiro União do Norte, contudo, próximas a possíveis derrames vulcânicos ainda pobremente definidos na região.

Rimstidt (1997) discute que a solubilidade da sílica é fortemente dependente das variações da P e T, sendo que queda destes parâmetros causa grande precipitação de quartzo. Segundo Fournier & Potter (1982), a diminuição da temperatura é mais efetiva na precipitação da sílica do que a queda da P, embora ambos os parâmetros sejam variáveis de primeira ordem. Contudo, a única exceção acerca desta generalização ocorre quando a pressão muda abruptamente de litostática para a hidrostática ($P_{\text{litostática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$), o que causa eventos de fraturamento (Barnes, 1997). Esse fator é justamente o que teria ocorrido no sistema hidrotermal do Depósito do Francisco, no qual a saturação de fluidos ocorrida no corpo magmático permitiu com que a pressão hidrostática superasse a litostática e, portanto, uma grande quantidade de veios se originassem, em um processo similar a expansão adiabática¹. Em adicional, essa liberação de fluidos, promovida em regime crustal relativamente raso, favoreceu a redução da temperatura do sistema devido a entrada de fluidos externos, mais frios e oxidantes, o que teria consequentemente favorecido ainda mais a precipitação da sílica. Esses fluidos externos (meteóricos) são representados essencialmente pelas elevadas quantidades de hematita encontradas nestes veios, ou então, em veios maciços de hematita \pm magnetita, comuns na região (Fig. 10.15C). Neste cenário, a presença de veios com texturas em pente (*comb-texture*), esferulíticas, brechadas, com mini-geodos, e que por vezes ocorrem em um sistema do tipo *stockwork*, comumente associadas ao minério do Depósito Francisco, são feições que segundo Candela (1997), tipificam esses mecanismos de deposição em regime raso. Robb (2006) e Barnes (1997) ainda discutem que a presença de texturas que tipificam nível crustal raso estão normalmente associadas a temperaturas baixas a moderadas (aprox. 200°C).

¹ Quando não há troca de calor com o meio externo. O sistema realiza trabalho sobre o meio e a sua energia interna diminui. Corresponde ao processo no qual um gás passa de uma condição de maior pressão para outra de menor pressão, sem que tome ou ceda calor ao meio. Na expansão adiabática ocorre rebaixamento da temperatura do sistema.

Por fim, a alteração mais tardia e de escala regional do sistema hidrotermal é representada pela alteração propilítica, constituída pela associação mineral clorita + epídoto + magnetita \pm actinolita \pm calcita \pm apatita \pm pirita \pm calcopirita \pm quartzo \pm esfalerita \pm margarita \pm clinzoisita \pm rutilo \pm titanita. Observa-se que a adição de H₂O, CO₂ e S residuais promoveram a precipitação da paragênese mineral observada neste estágio. Além do mais, uma parcela do Ca²⁺ deve ter sido proveniente da potassificação devido à conversão do plagioclásio em ortoclásio, enquanto que grandes quantidades de Na⁺, Ca²⁺ e K⁺ podem ter se originado no decorrer da sericitização, a qual teria liberado e lixiviado grandes quantidades de álcalis das encaixantes. Pela assembléia encontrada e relações petrográficas observadas, nota-se que corresponde a uma alteração com fraco metassomatismo H⁺, que se processou com o aumento das razões aK⁺/aH⁺, decorrente, sobretudo, do resfriamento do sistema hidrotermal até temperaturas na ordem dos 200-350°C, em baixa razão fluido/rocha. A participação de sulfetos de metais de base a este estágio é favorecida pela atuação de soluções com pH próximo a neutralidade e de condições reduzidas (Barnes, 1997). Em adicional, a presença de clorita + epídoto + actinolita \pm carbonato, a exemplo do observado na assembléia propilítica no minério do Francisco, remete segundo Deer *et al.*, (2000), a temperaturas relativamente altas, de no máximo 400°C.

15.2.1 MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO DO MINÉRIO

A associação paragenética do minério permite avaliar as características físico-químicas do fluido hidrotermal responsável pela formação do Depósito do Francisco. Essa discussão abordará dois aspectos: (i) importância do Pórfiro União do Norte na instalação do sistema magmático-hidrotermal local; (ii) parâmetros físico-químicos do fluido mineralizante. Mediante as informações aqui apresentadas (*e.g.* relações de campo e petrográficas, paragênese das zonas de alteração hidrotermal e do minério), os seguintes mecanismos são propostos para a precipitação do minério aurífero com metais de base do Depósito do Francisco:

A rápida ascensão do magma félsico em ambiente extensional pós-orogênico teria favorecido a descompressão (*first boiling*) da câmara magmática e conseqüentemente na sua rápida cristalização, com geração de texturas porfirítica e micrográfica bem desenvolvidas. A rápida ascensão de magmas félsicos, como discutido por Candela (1997) causa a redução na solubilidade da água no magma, o que resulta em uma rápida saturação em fases voláteis no caso da câmara magmática não estar inicialmente saturada, como sugerido para o Pórfiro União do

Norte. A rápida saturação em fase fluida teria culminado, portanto, na mudança do regime de pressão do sistema ($P_{\text{litostática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$), mediante eventos de fraturamento e brechação mais incipientes. Esse fator teria contribuído, portanto, na intensa silicificação pervasiva e na elevada geração de veios e sistema de quartzo, observados eminentemente nas porções de contato do granito porfírico. Candela (1997) ainda discute que a saturação precoce de uma fase aquosa rica em voláteis é uma premissa para a formação de depósitos cupríferos de classe mundial, pois permite com que os metais, geralmente os de natureza compatível, a exemplo do Cu, estejam disponíveis para a partição para fases voláteis. No entanto, o fato do Pórfiro União do Norte não estar inicialmente saturado em uma fase fluida (*como discutido anteriormente*), pode ser a causa das pequenas quantidades de Cu reportadas ao minério.

A estratificação da Unidade Vulcanoclástica, assim como o seu fraturamento decorrente da supersaturação de fluidos do Pórfiro União do Norte, corresponderam aos principais mecanismos de canalização dos fluidos responsáveis pela formação de veios de quartzo ricos em sulfetos de metais de base. Em adicional, a atuação destes fluidos também teria favorecido o desenvolvimento de uma porosidade secundária (*e.g.* mini-geodos, brechas), o que potencializou na canalização e conseqüente percolação de fluidos.

O fraturamento das hospedeiras impulsionado pela condição de supersaturação do fluido por parte do Pórfiro União do Norte, favorecido pela mudança do regime de pressão ($P_{\text{litostática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$; expansão adiabática, ebulição), permitiu o aporte de fluidos externos mais frios e oxidantes (meteóricos), com conseqüente mistura com o fluido inicial (quente e ácido). Estudos preliminares de inclusões fluidas indicam heterogeneidade quanto ao grau de preenchimento das inclusões, com o percentual da fase gasosa no volume total da inclusão variando de 10 a 70%. Essas informações são condizentes, portanto, com o modelo de ebulição (*boiling*) proposto para esse depósito. A ocorrência de hematita nas zonas mineralizadas, que por vezes substituem a esfalerita, galena e pirita (*Figs. 11.7 e 11.11C-H*), assim como a constante presença de vênulas e veios maciços de hematita (*Fig. 10.15*), tipificam o aumento nas condições de f_{O_2} do fluido mediante a entrada destes fluidos externos.

O característico zoneamento, relativamente bem definido na estrutura mineralizante, é um resultado da atuação dos fluidos mineralizantes responsáveis pela precipitação do minério principal, com precipitação de esfalerita rica em Cu, calcopirita, digenita e magnetita nas porções centrais, e pirita, esfalerita rica em ferro e galena nas porções periféricas. Nesse sentido, a

associação mineral permite inferir significativas flutuações no estado de sulfetação do minério (Fig. 15.5). A mudança de alta para intermediária sulfetação, do centro para os setores periféricos da estrutura mineralizada, está registrada na diminuição do Cu no minério (e.g. digenita, calcopirita, bornita, pirrotita, esfalerita rica em Cu) e da concentração de FeS (%) na esfalerita. Em virtude de a a_{FeS} ser inversa a f_{S_2} , observa-se que com a diminuição do estado de sulfetação do minério são registrados gradativos aumentos nas concentrações de FeS na estrutura da esfalerita: de 0,25-1% na esfalerita (c) para > 4% na esfalerita (a) (Fig. 11.6; a partir de dados EDS), o que implica em um concomitante aumento no estado de oxidação e redução do estado de sulfetação do sistema. Essas conclusões são coerentes com o aumento da concentração de ferro no sistema, presente na precipitação de hematita (aumento da oxidação do sistema) nas zonas mineralizadas, a qual frequentemente substitui a esfalerita, galena e magnetita.

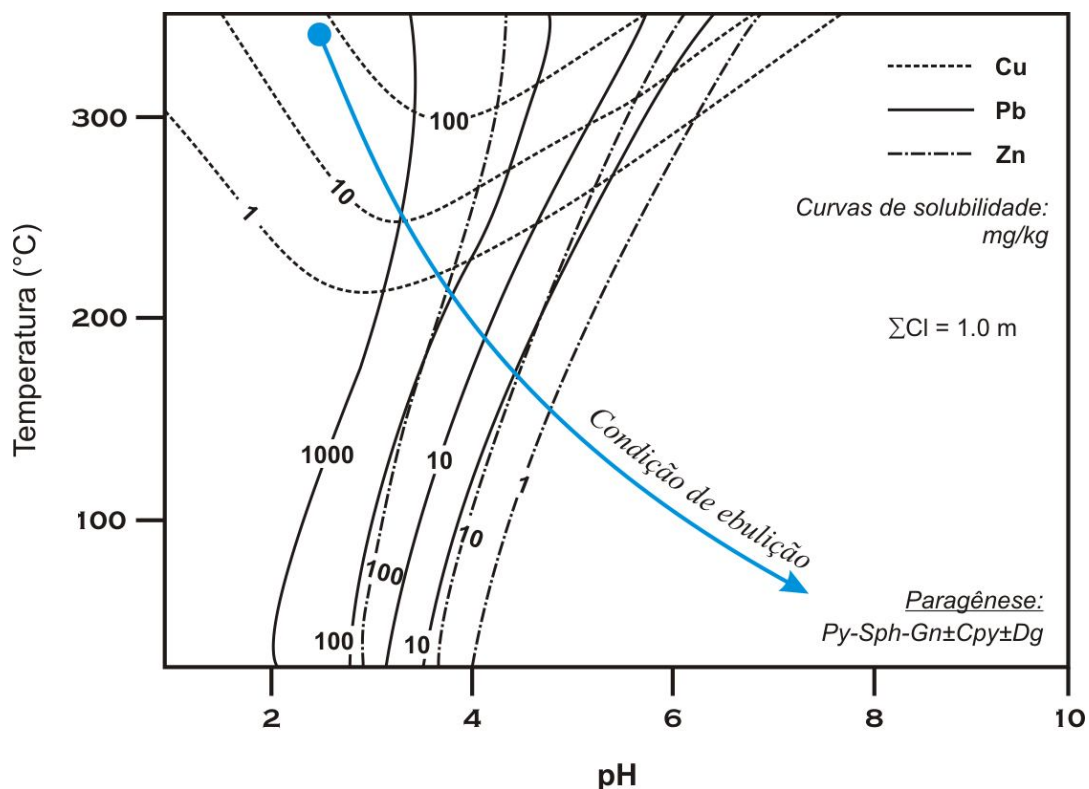


Fig. 15.4. Diagrama de solubilidade dos sulfetos de metais de base (extraído de Lydon 1990). No diagrama a seta indica a condição de ebulição que propiciou a precipitação dos minerais de metais de base (pirita + esfalerita + galena ± calcopirita ± digenita) no Depósito do Francisco. Essa condição foi decorrente da redução de pressão do Pórfiro União do Norte (first boiling), o que promoveu queda da temperatura e aumento do pH do fluido.

A elevada concentração de metais de base, em especial Zn (esfalerita) e Gn (galena), sugere que variações na temperatura e pH da solução tiveram papel importante na formação da zona mineralizada. Segundo [Penteleyev \(1990\)](#) o processo de ebulição causa um decréscimo na temperatura do fluido e um aumento do pH devido a perda do vapor rico em H_2S , a exemplo do observado nas *Figuras 15.4 e 15.6*.

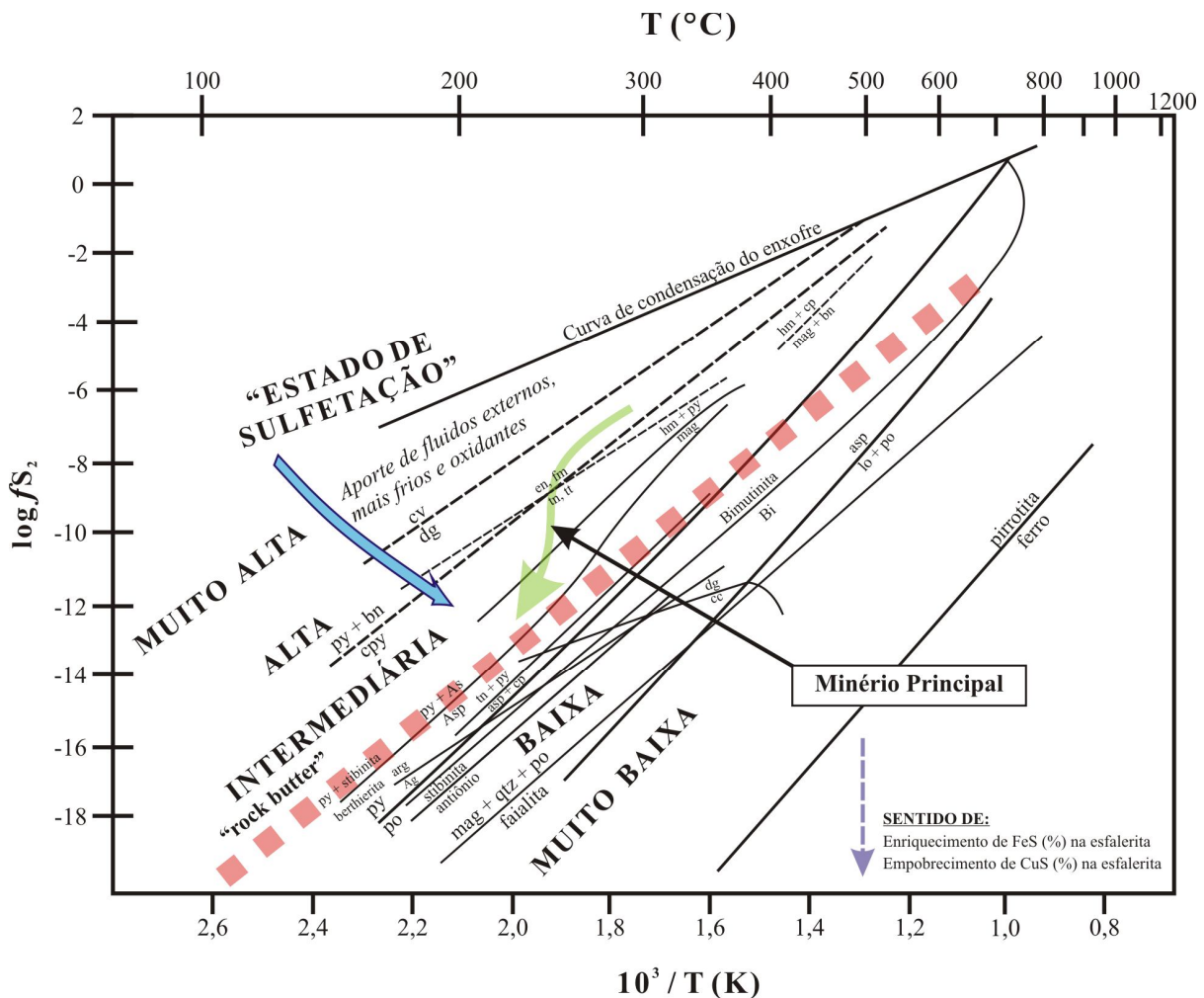


Fig. 15.5. Diagrama $\log f_{S_2}$ vs. T (modificado de [Einaudi et al., 2003](#)), que ilustra a evolução do fluido mineralizante do Depósito do Francisco, o qual exibe rebaixamento da temperatura acompanhado pela redução do estado de sulfetação do enxofre e conseqüente aumento da concentração de FeS na molécula da esfalerita.

Deste modo, entende-se que a diminuição da temperatura e aumento do pH do sistema (mistura de fluidos), derivado do alívio de pressão do meio (ebulição; expansão adiabática),

teriam favorecido a precipitação do minério aurífero associado a metais de base do Depósito do Francisco.

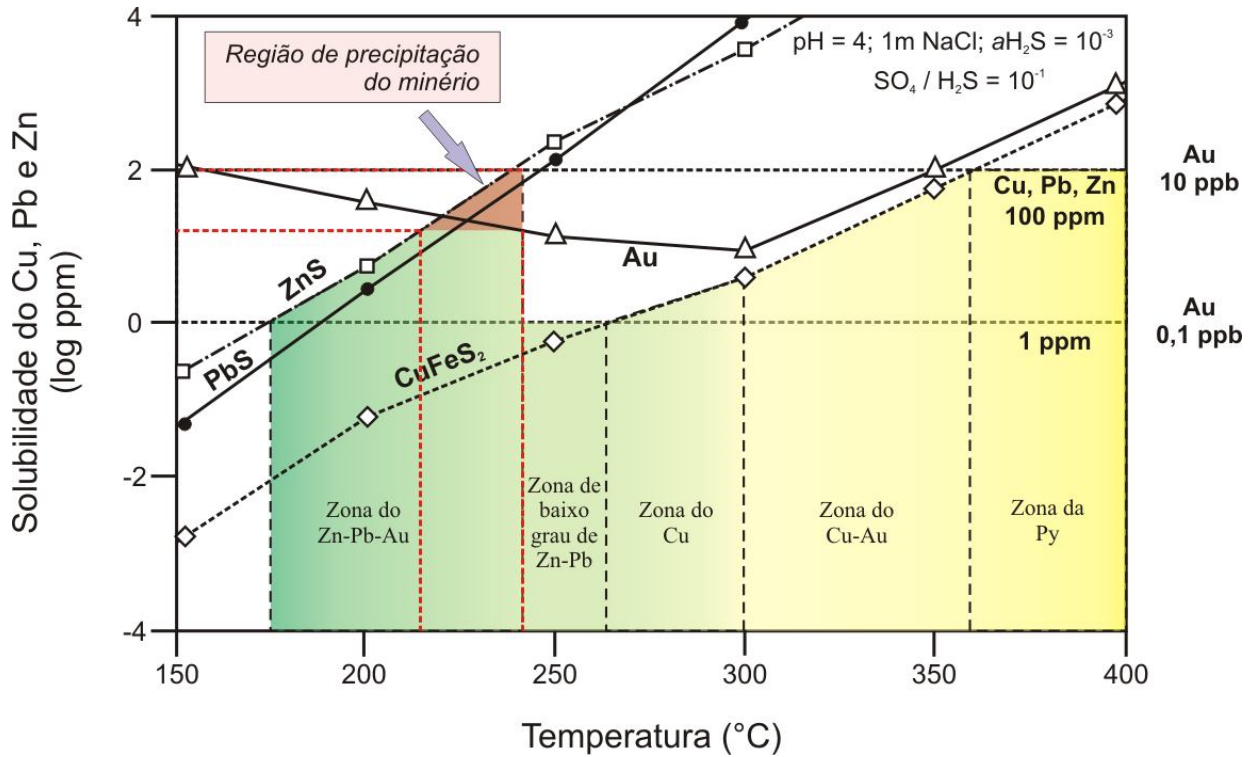


Fig. 15.6. Gráfico da temperatura em função da solubilidade do Cu-Zn-Pb (log ppm), com os campos de estabilidade nos sistema Zn-Pb-Cu-Au (Large, 1992). O campo delimitado corresponde a paragénese mineral principal descrita no Depósito do Francisco, a qual delimita um campo de temperaturas entre 230-245°C.

15.3 MODELO METALOGENÉTICO

A alteração hidrotermal exibe um padrão zonado em relação ao minério e à unidade subvulcânica. Neste quadro, a alteração propilítica é restrita e de cunho regional, seguida da alteração potássica que ocorre em regiões distais ao minério, no entanto, inseridas no Pórfiro União do Norte, enquanto que a silicificação e alteração sericítica estão diretamente relacionadas aos setores mineralizados. A alteração argílica, embora subordinada e representada por caulinita e sericita, está espacialmente relacionada ao Pórfiro União do Norte. Alunita, mesmo em pequena quantidade, está associada às extensas ocorrências de sílica estratificada que possivelmente correspondam às restritas ocorrências de *silica cap* no contexto hidrotermal do Depósito do Francisco.

O minério, hospedado em rochas sedimentares epiclásticas, está inserido em zonas de intensa silicificação que exibem um extenso halo de alteração sericítica em que concentrações mais baixas de sulfetos de metais de base são observadas. Mini-geodos, sistema em *stock-work*, veios com textura em pente (*comb-texture*) correspondem a texturas comumente associadas ao minério principal do depósito, e sugerem regime de fluido com precipitação de minério em nível crustal raso.

A principal zona mineralizada é representada por pirita + esfalerita + galena \pm digenita \pm calcopirita, o que indica presença de enxofre em estado de moderada a elevada sulfetação (*e.g.* pirita, calcopirita e digenita). Nesta paragênese, o ouro e os demais minerais de minério formaram-se sob condições de elevada fO_2 , representadas pela presença conspícua de hematita.

A geoquímica do minério é caracterizada por concentrações extremamente elevadas de Pb e Zn (>10.000 ppm), relativamente altas de Cu (267,4-7.906 ppm), As (44-328 ppm), Cd (67-220 ppm), baixas de Bi (0,5-4,8 ppm), Mo (1-16 ppm), W (1,7-23 ppm), Sn (< 1-2 ppm) e Sb (0,4-3 ppm), e teores de Ag (5,9-13,7 ppm) mais elevados do que os de Au (0,52-2,05 g/t).

Em conjunto, esses atributos geológicos sugerem que o Depósito do Francisco possivelmente tenha se formado em um sistema magmático-hidrotermal similar àqueles que se desenvolvem em ambiente tipo pórfiro de arcos magmáticos. Sendo assim, seriam equivalentes aos depósitos epitermais polimetálicos (Au-Ag-Zn-Pb-Cu) de intermediária sulfetação, formados em nível crustal relativamente raso e proximal de fontes intrusivas félsicas geradoras de parte dos fluidos e metais para a mineralização (Corbett & Leach 1998; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Neste contexto, o Depósito aurífero do Francisco teria se originado a partir de um magmatismo

cálcio-alcalino a alcalino, de alto K, ferroso, meta- a peraluminoso, altamente evoluído ($\text{SiO}_2 > 75\%$ e $\text{K}_2\text{O} > 5\%$) e que apresenta forte afinidade geoquímica com rochas graníticas do tipo A. Na região de União do Norte esse magmatismo é representado pelas sub-vulcânicas do Pórfiro União do Norte, aqui correlacionadas a Suíte Intrusiva Teles Pires ($1.782 \pm 17\text{Ma}$ a $1.757 \pm 16\text{Ma}$; Santos, 2000; Silva & Abram, 2008). Essa manifestação magmática teria originado corpos sub-vulcânicos (quartzo-feldspato pórfiros) representados por álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico, que exibem texturas micrográfica e porfirítica bem desenvolvidas, e por vezes granofírica, esferulítica e microgranular. A constante presença de textura micrográfica, aliada as elevadas quantidades de veios e sistemas de veios de quartzo, brechas hidráulicas cimentadas por quartzo, veios com textura em pente e esferulítica, mini-geodos, que estão espacialmente relacionados aos contatos do granito porfirítico, denotam que a unidade teria se saturado em uma fase fluida residual em nível crustal raso. Apófises do granito sub-vulcânico intensamente sericitizadas, assim como zonas de intensa silicificação com pirita e alguma calcopirita subordinada podem ser observadas nas imediações do depósito do Francisco, e exemplificam a importância do granito sub-vulcânico na instalação do sistema magmático-hidrotermal responsável pela precipitação do minério aurífero com metais de base associados.

Alternativamente, o Depósito do Francisco também poderia ser comparado às mineralizações de Au-As-Sb±Ag-Pb-Zn que geralmente se posicionam em regiões distais de centros intrusivos félsicos, considerando zoneamento metalífero dos depósitos do tipo IRGS (Hart, 2007). No entanto, esses depósitos mostram uma série de características importantes e diagnósticas que não são observadas tanto em escala regional quanto na dos depósitos investigados na PAAF como, por exemplo: (i) magmatismo não cálcio-alcalino e típico de ambientes externos a zonas de arcos magmáticos e em terrenos que contenham importantes depósitos de W e Sn; (ii) intrusões pertencentes a série da ilmenita (magnetita rara ou ausente), indicativas de condições redox moderadamente redutora para o magma granítico; (iii) depósitos com baixa concentração de sulfetos (< 5% em volume) e paragêneses que se desenvolveram em condições redutoras, com arsenopirita + pirita + pirrotita, sem hematita ou magnetita; (iv) baixas concentrações de Cu e altas de Bi, W e Sn.

Depósitos epitermais são sistemas comumente recentes, geralmente do Terciário ou Quaternário, que ocorrem em ambiente sub-aéreo e tectonicamente instáveis (Taylor, 2007), o que os torna mais susceptíveis a erosão e eventos metamórficos posteriores, favorecendo com que

exemplos paleoproterozóicos, ou mais antigos, sejam esparsos na literatura. No Cráton Amazônico, por exemplo, foi descrito até o momento apenas um sistema epitermal, no caso, o de alta sulfetação do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005), de idade Ar-Ar em alunita entre 1.869 ± 2 Ma e 1.846 ± 2 Ma e que está relacionado às fases de vulcanismo pré a pós-caldera do Grupo Iriri. Segundo os autores, os estágios da alteração hidrotermal vigentes neste depósito incluem (i) silicificação e hematitização interpretados como alteração do tipo *silica cap* que recobrem brechas hidrotermais de antigos edifícios vulcânicos anelares; (ii) alteração argílica avançada com quartzo e alunita; (iii) alteração propilítica pervasiva a localmente fissural, presente nas porções mais profundas do edifício vulcânico e finalmente por um (iv) metassomatismo alcalino representado por uma alteração sódica precoce com albita que grada para uma alteração potássica com microclínio e biotita subordinada. Exceto pela relação direta com rochas vulcânicas, o sistema hidrotermal do Depósito do Francisco se assemelha ao sistema de alta-sulfetação do Tapajós descrito por Juliani *et al.*, (2005).

Em adicional, algumas possíveis razões podem ser apontadas para a preservação de um sistema epitermal paleoproterozóico de intermediária sulfetação dos agentes erosivos e metamórficos: (i) a natureza pós-colisional do Pórfiro União do Norte, em ambiente de maior estabilidade tectônica ao final da orogênese Juruena (1,85-1,75 Ga; definida por Souza *et al.*, 2005), pode ter correspondido ao principal fator de preservação do depósito; (ii) estabilidade tectônica atingida ao final deste evento orogênético sem, portanto, orogênese e eventos metamórficos subsequentes e; (iii) posterior soterrado do sistema epitermal por sedimentos fluviais e marinhos derivados da reativação de antigas feições estruturais, que segundo Souza *et al.*, (2005) permitiram a sedimentação dos grupos Beneficente e Caiabis em bacias do tipo *pull-apart* ou *strike slip*. As idades Pb-Pb provenientes de cristais de zircão detrítico de conglomerados da base da Formação Dardanelos indicam idade máxima de deposição entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 4 Ma (Leite & Saes, 2003), coincidentes, portanto, com as idades reportadas à Suíte Intrusiva Teles Pires, de 1.782 ± 17 Ma a 1.757 ± 16 Ma (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). O recobrimento das unidades geológicas da região de União do Norte pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos sustenta esse último indício. Neste cenário, a conjunção destes três processos pode ter sido a causa da preservação do sistema epitermal de intermediária sulfetação da região de União do Norte.

Adicionalmente, os dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados neste trabalho permitem correlacionar o Pórfiro União do Norte ao Granito Teles Pires, que segundo Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) corresponde a uma manifestação granítica félsica do tipo A, em ambiente pós-colisional e de idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.782 ± 17 Ma (Silva & Abram, 2008) a 1.757 ± 16 Ma (Santos, 2000). Barbarin (1999) discute que granitos do tipo A são normalmente originados em ambiente extensional, o que é o caso do magmatismo do tipo Teles Pires, e que frequentemente ocorre em ambiente anorogênico, ou que segundo Eby (1992), podem ocorrer em arcabouço pós-colisional no intervalo de 10 a 20 Ma depois de cessada a última orogênese. Neste sentido, um ambiente extensional em arcabouço pós-colisional pode ser o mais adequado para o alojamento do Pórfiro União do Norte.

A Suíte Intrusiva Teles Pires, no entanto, é regionalmente conhecida por não hospedar mineralizações auríferas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), sendo que Paes de Barros (2007) define a colocação desta unidade como o marco final do evento aurífero na PAAF. De modo contrário ao quadro metalogenético regional atualmente descrito para a PAAF, os dados apresentados neste trabalho sugerem que as injeções graníticas pós-colisionais e de idade paleoproterozóica do tipo Teles Pires podem ter potencial para hospedar ou participar da formação de mineralizações auríferas com metais de base associados, especialmente no caso de intrusões epizonais, a exemplo do Pórfiro União do Norte.

16 DISCUSSÕES INTEGRADAS

16.1 EVOLUÇÃO TECTONO-GEOLÓGICA

Os resultados obtidos para as suítes plutônicas do entorno dos depósitos Pé Quente e Francisco sugerem que o magmatismo vigente nesta porção leste da PAAF, pelo menos do que tange ao contexto dos depósitos auríferos estudados, foi cálcio-alcálico a localmente alcalino, de médio a alto K, meta- a ligeiramente peraluminoso e magnésiano a sutilmente ferroso, típico de ambientes orogênicos.

Segundo [Souza *et al.*, \(2005\)](#), a história geológica da PAAF foi marcada principalmente pelo desenvolvimento do Arco Magmático paleoproterozóico Juruena, entre 1,85 Ga e 1,75 Ga, acrescido ao arco magmático Cuiú-Cuiú de idade 2.1 a 1.957 Ma ([Vasquez *et al.*, 2002](#)). A região, no entanto, pode ainda estar inserida na Província Ventuari-Tapajós segundo a concepção de [Tassinari \(1996\)](#).

De acordo com o modelo proposto por [Tassinari \(1996\)](#) e [Sato & Tassinari \(1997\)](#) para a evolução crustal do Cráton Amazônico, núcleos arqueanos foram progressivamente amalgamados por meio de cinturões móveis de idades reportadas ao Ciclo Orogrênico do Transamazônico. Em torno de 1,9 Ga uma massa continental cratônica constituída pelas atuais províncias Amazônia Central (> 2,3 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) iniciou um processo colisional com outro bloco cratônico, de idade paleoproterozóica. Esse bloco mais jovem viria a constituir o embasamento, posteriormente retrabalhado por orogênias mais tardias, a exemplo da Rondoniana San-Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga). Esse processo colisional iniciou-se através de subducções de placa oceânica, responsáveis pela geração de sucessivos arcos magmáticos entre 1,9 e 1,55 Ga, com a consequente produção de uma enorme quantidade de crosta continental juvenil ([Tassinari, 1996](#); [Tassinari *et al.*, 1996](#); [Tassinari & Macambira, 1999](#); [Moura, 1998](#)). Neste arcabouço, as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro Juruena (1,8-1,55 Ga) correspondem aos agentes amalgamadores dos dois protocrátons paleoproterozóicos ([Macambira & Tassinari, 1999](#)).

Entende-se que a evolução das unidades plutono-vulcânicas descritas nos arredores dos depósitos Pé Quente e Francisco envolveram eminentemente processos orogênicos

desencadeados em limites de convergência de placas. As suítes plutônio-vulcânicas individualizadas exibem assinatura de arco magmático (granitos tipo I), cuja formação teria sido anterior a geração da Suíte Intrusiva Matupá (Suíte Intrusiva Pé Quente, mais antiga do que 1.872 Ma) até o alojamento da Suíte Intrusiva Teles Pires (Pórfiro União do Norte, de no máximo 1.757 Ma). Neste cenário, as intrusões graníticas mais tardias seriam representadas por granitóides do tipo A alojados em período extensional em arcabouço pós-colisional, depois de encerrados os eventos orogênicos.

Neste contexto, a região que compreende os depósitos auríferos estudados está enquadrada nos limites entre as províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro Juruena (1,8-1,55 Ga), delimitadas por [Tassinari & Macambira \(1999\)](#). Portanto, as relações de campo, petrográficas e geoquímicas anteriormente discutidas indicam que as suítes plutônicas individualizadas neste trabalho tenham sido inicialmente geradas durante a instalação do Arco Magmático Ventuari-Tapajós. Essas suítes teriam posteriormente evoluído durante a instalação deste arco, consolidado entre 1,95 e 1,8 Ga, diretamente sobre a placa subductada, até uma situação pós-colisional, no caso, com o Arco Magmático Rio Negro Juruena (1,8-1,55 Ga). Em ambiente pós-orogênico, após o pico de espessamento crustal, iniciou-se uma fase de extensão como resultado da instabilidade gravitacional da crosta continental espessa, o que propiciou no soerguimento e fusão da astenosfera, com posterior intrusão de magmas mantélicos na base da crosta continental. Neste cenário, se a crosta continental for relativamente fina, ocorre a produção de magma basáltico, enquanto que se a crosta for mais espessa, o calor gerado pela subida da astenosfera, causado pelo afinamento da crosta continental, provoca a fusão da crosta continental inferior com conseqüente formação de magmas graníticos, geralmente de características alcalinas e, portanto, com afinidade com as séries graníticas do tipo A ([Harris et al., 1986](#)). Esse último processo parece ser o caso do Pórfiro União do Norte, o qual exhibe composição granítica cálcio-alcalina a alcalina (a depender dos índices magmáticos utilizados), e cujos dados litogeoquímicos apontam para granitóides do tipo A (*Figs. 12.9-12.10, 12.12-12.14*).

De forma alternativa, as unidades individualizadas neste trabalho podem ser correlacionadas aos três estágios descritos por [Souza et al., \(2005\)](#) para a evolução tectono-geológica da PAAF (*Fig. 16.1*). A Suíte Intrusiva Pé Quente, composta pela Suíte Pé Quente e pelo Monzonito grosso, a Suíte Granodiorítica, que assim como todas as demais unidades plutônicas do entorno do Depósito Pé Quente, exceto pela Suíte Tonalítica, aqui correlacionadas

a distintas *fácies* da Suíte Intrusiva Matupá, exibem típica conotação com magmas originados em arcos vulcânicos que evoluíram para um ambiente pós-colisional e, portanto, passíveis de terem se desenvolvido durante o estágio de consolidação do Arco Cuiú-Cuiú (1,9 a 1,85 Ga) (*Fig. 16.1A*) descrito por Souza *et al.*, (2005). Segundo o autor, este estágio correspondeu à convergência de blocos continentais separados por uma incipiente placa oceânica. Um estágio mais tardio deste primeiro evento estaria relacionado às manifestações da Suíte Intrusiva Matupá em arcabouço de arcos vulcânicos, entretanto, desencadeado em um momento mais primitivo, com a geração de rochas que tipificam arcos insulares (*Suíte Granodiorítica*). Esse cenário é compatível, portanto, com um ambiente de margem continental ativa que teria migrado para uma plataforma pós-colisional, com a injeção de granitóides mais evoluídos e tardios (*suítes graníticas do entorno do Depósito Pé Quente*). Devido sua forte conotação genética com áreas fontes de vulcanismo félsico intermediário, a Unidade Vulcanoclástica também estaria inserida neste estágio (*Fig. 16.1A*), entretanto, em um momento anterior a no máximo contemporâneo ao de colocação dos granodioritos, tonalitos e quartzo monzonitos da Suíte Granodiorítica.

O segundo estágio (1,85-1,75 Ga) constitui de acordo com Souza *et al.*, (2005) a principal fase de formação de crosta continental, com o rompimento da placa oceânica do momento anterior e consequente nova subducção, com a geração de rochas graníticas de assinatura de arco magmático plutono-vulcânico disposto na direção NW-SE em estágio pós-colisional (Arco Magmático Juruena; *Fig. 16.1B-C*). Dentro deste domínio estão representados a Suíte Tonalítica (*Depósito Pé Quente*) e o Pórfiro União do Norte (*Depósito do Francisco*), que poderiam estar alocadas no que Souza *et al.*, (2005) define como terrenos plutônio-vulcânicos pouco deformados. Deste modo, a Suíte Tonalítica (Granito Peixoto?) representaria o estágio inicial a intermediário de consolidação do Arco Magmático Juruena (*Fig. 16.1B*), enquanto que o Pórfiro União do Norte marcaria o estágio mais estável e pós-orogênico deste seguimento (*Fig. 16.1C*), o qual segundo Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.*, (2005) é representado pelos corpos graníticos intrusivos, sub-vulcânicos, cálcio-alcálicos de alto K, reconhecidos como Suíte Intrusiva Teles Pires.

Neste cenário, os diques de vulcânicas máficas a félsicas, gerados em ambiente de arcos vulcânicos, estariam atribuídos ao Arco Magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga) descrito por Souza *et al.*, (2005). Como correspondem a rochas que truncam as suítes plutônicas da região, possivelmente estejam relacionadas a estágios mais tardios da implementação deste arco.

Entretanto, trabalhos mais sistemáticos na região, que envolvam tanto cartografia geológica básica, quanto geoquímica e geocronologia mostram-se essenciais na compreensão do quadro evolutivo deste seguimento da PAAF, especialmente no que concerne a origem e evolução destes diques de vulcânicas.

Finalmente, as Coberturas sedimentares descritas e interpretadas por [Assis \(2008\)](#) como pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) seriam um reflexo da reativação de feições antigas estruturais regionais de direção EW-NNW-ESSE relacionadas ao terceiro e último estágio da evolução tectônica-geológica descrito para a PAAF por [Souza et al., \(2005\)](#) e que foram, portanto, responsáveis pela deposição dos sedimentos das formações acima especificadas.

A partir das correlações regionais realizadas neste trabalho, observam-se os processos responsáveis pela geração das unidades aqui individualizadas iniciou-se anteriormente a 1.872 Ma (Suíte Intrusiva Matupá) e que teriam se encerrado por volta de 1.757 Ma (Suíte Intrusiva Teles Pires). Essas unidades mais antigas, portanto, representadas pela Unidade Vulcanoclástica e Suíte Intrusiva Pé Quente, indicam uma atividade magmática contemporânea ao Arco Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) no modelo de [Tassinari & Macambira \(1999\)](#) ou então, relacionada à fase do Arco Margmático Cuiú-Cuiú (2,1-1,95 Ga), de acordo com a concepção de [Souza et al., 2005](#). Independente do modelo adotado, os dados indicam localmente processos de geração de crosta mais antiga do que os definidos para a Província Ventuari-Tapajós, gerada entre 1,95-1,8 Ga ([Tassinari & Macambira 1999](#)), assim como para o Arco Magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga; [Souza et al., 2005](#)). A continuidade do processo orogênético teria promovido a geração de unidades plutônicas mais evoluídas e fracionadas, até o momento de estabilização da orogênese, representada pela colocação de corpos graníticos do tipo A, em ambiente extensional pós-colisional (Pórfiro União do Norte → Suíte Intrusiva Teles Pires).

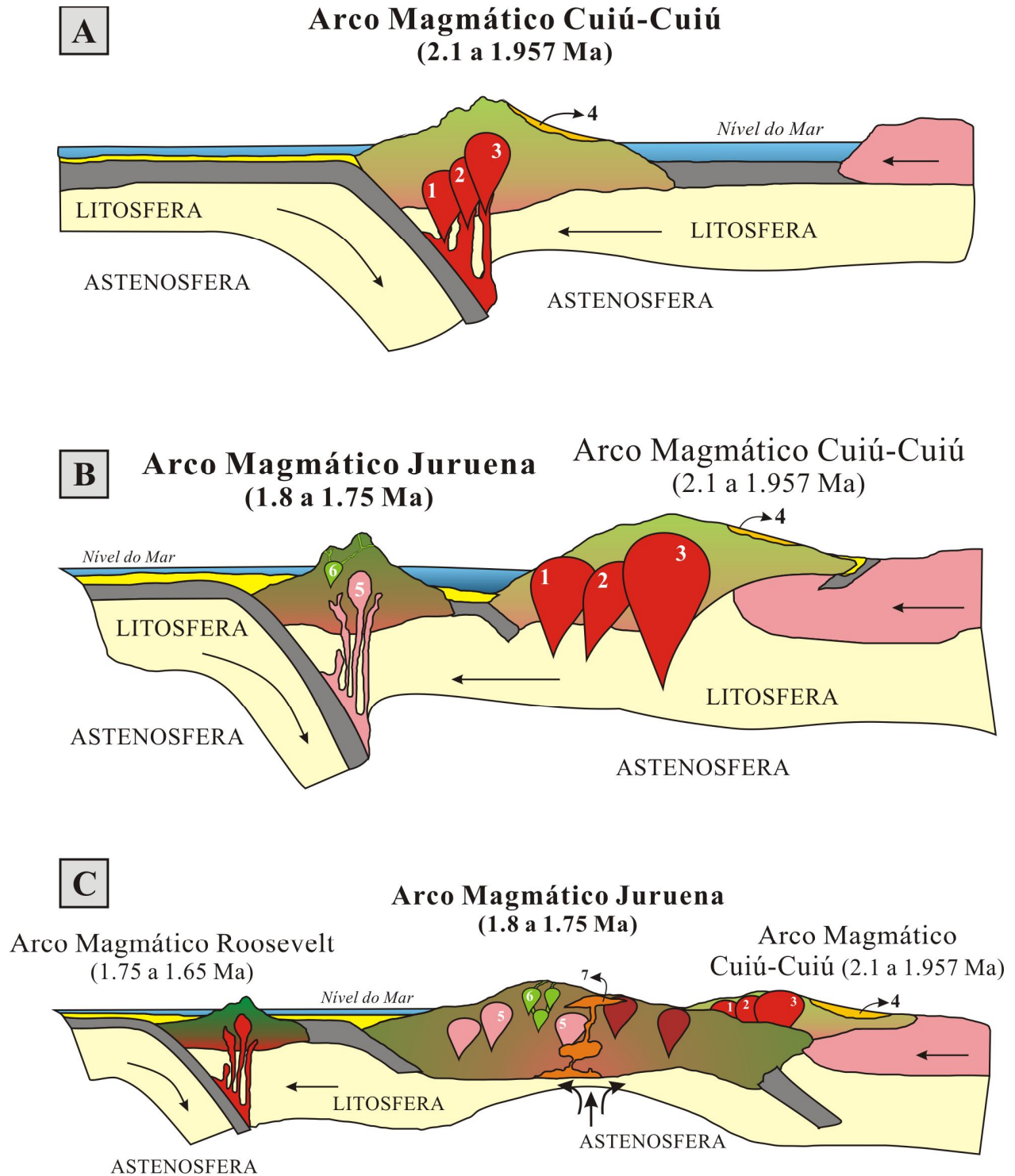
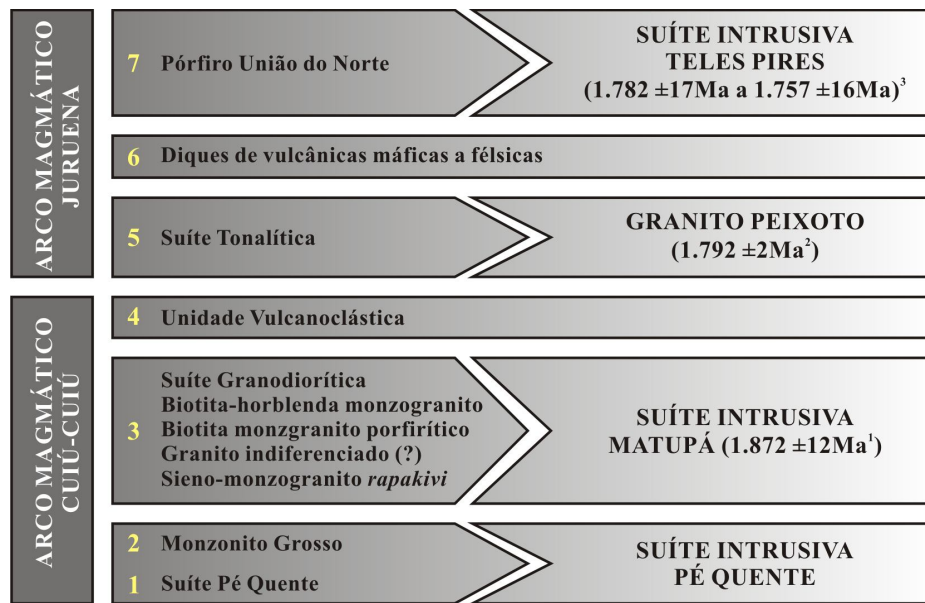


Fig. 16.1. Seção esquemática proposta para o desenvolvimento das undiades individualizadas neste trabalho a partir do modelo geotectônico de desenvolvimento dos arcos magmáticos (A) Cuiú-Cuiú (2,1-1,95 Ga); (B) Juruena (1,8-1,75 Ga); e (C) Rossevelt (1.75-1.65 Ma). Modificado de Souza et al., (2005). *Legenda na página seguinte (▼):*



Continuação Fig. 16.1 (▲): Legenda da figura 16.1

16.2 COMPILAÇÃO DO QUADRO METALOGENÉTICO DO SETOR LESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

16.2.1 SISTEMA MINERALIZANTE PÉ QUENTE VS. FRANCISCO

Embora os atributos geológicos dos depósitos auríferos do Pé Quente e Francisco sugiram que eles tenham se formado a partir de um sistema magmático-hidrotermal similar aos do tipo pórfiro-epitermal, em ambiente de arcos magmáticos, esses mesmos atributos indicam que os depósitos se originaram por processos e em nível crustal distintos.

As informações aqui reunidas indicam que os depósitos do Pé Quente e Francisco correspondem a distintos sistemas mineralizados em ambiente do tipo pórfiro-epitermal (Cooke *et al.*, 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010). O Depósito Pé Quente, por exemplo, corresponde a um sistema oxidado de maior profundidade e temperatura, representado pela presença de pirita e barita em zonas de intensa alteração sódica com albita que afetam rochas de composição monzonítica a (quartzo-)monzodioríticas que teriam sido originadas em ambiente de arcos vulcânicos. A alteração hidrotermal no depósito é relativamente extensa e zonada, estando representada por reações de mudanças de álcalis, hidrólise, adição e infiltração de sílica e adição de voláteis. As porções mineralizadas apresentam fluidos aquo-carbônicos em coexistência com fluidos aquosos bifásicos (imiscibilidade). Essas informações, portanto, estão em coerência com

as típicas características observadas em zonas profundas de depósitos auríferos do tipo pórfiro (*root zones of porphyry systems*).

No depósito do Francisco, no entanto, a constante presença de estruturas e texturas que indicam percolação epizonal de fluidos, assim como a relação genética dos padrões de alteração hidrotermal em relação ao quartzo-feldspato pórfiro, indica que o depósito teria sido um produto da instalação de um sistema magmático-hidrotermal em nível crustal raso em sítios distas a intermediários de sub-vulcânicas félsicas, que teriam servido como fonte de calor, fluidos e metais ao sistema. No depósito, que ocorre hospedado em sedimentares epiclástica, o minério aurífero está intimamente associado a metais de base (Zn+Pb±Cu), tal como calcopirita, digenita, bornita, pirrotita e pirita, nos quais o enxofre exibe potencial geoquímico intermediário a elevado (intermediária sulfetação). O minério ocorre em zonas de intensa silicificação com texturas indicativas de percolação de fluidos em nível crustal raso e que exibem extenso halo de alteração sericítica com sulfetos disseminados. Embora em estudo ainda preliminar, as zonas mineralizadas indicam inclusões fluidas com heterogeneidade quanto ao grau de preenchimento (10-70%). A conspícua presença de hematita tanto nos setores mineralizados quanto nos tipos de alteração hidrotermal denota uma importante componente meteórica teria interagido com fluidos mais quentes e ácidos derivados da cristalização do Pórfiro União do Norte. Desta forma, o depósito em questão seria equivalente aos depósitos epitermais polimetálicos (Au-Ag-Zn-Pb-Cu) de intermediária sulfetação (Corbett & Leach 1998; Sinclair, 2007; Taylor, 2007).

16.2.2 SISTEMAS HIDROTERMAIS DESENVOLVIDOS EM PERÍODOS DISTINTOS?

Como discutido anteriormente, os depósitos Pé Quente e Francisco representam sistemas hidrotermais pretéritos derivados da circulação de fluidos em nível crustal distinto e de intrusões que se alojam em diferentes ambientes geodinâmicos. Evidências de campo e geoquímicas indicam que as rochas da Suíte Pé Quente correspondem a uma manifestação magmática anterior a da Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ±12 Ma, Moura, 1998), enquanto que o Pórfiro União do Norte seria correlacionável à Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 a 1.757 ±16 Ma; Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

Deste modo, por que teria ocorrido a exposição de mineralizações originadas em níveis crustais tão distintos e separadas por aproximados 200 Ma? Acredita-se que esses depósitos tenham se desenvolvido em distintos arcos magmáticos, e por conseqüência, sido submetidos a

estágios erosivos diferenciados. O sistema magmático-hidrotermal do Depósito Pé Quente teria se instalado na fase de implementação do Arco Cuiú-Cuiú (2,1 a 1,95 Ga) definida por [Souza et al., \(2005\)](#), enquanto que o sistema mineralizador do Depósito do Francisco tenha ocorrido ao final da fase 3, mais tardia, pós-amalgamação e de estabilização do Arco Magmático Juruena (1,85 Ga a 1,75 Ga). Neste sentido, a orogênese decorrida durante a primeira fase promoveu uma elevada taxa erosiva às rochas mais pretéritas (suítes intrusivas Pé Quente e Matupá), sobretudo, decorrente do intenso soergimento de edifícios vulcânicos em plataforma continental instável (margem continental ativa), o que teria favorecido na exposição das raízes de sistemas auríferos do tipo pórfiro. O Depósito do Francisco (epizonal), entretanto, formou-se em fase de tectônica mais estável (pós-orgênica), o que contribuiu na sua preservação. A deposição dos sedimentos fluviais da Formação Dardanelos logo após a formação do Depósito do Francisco teria funcionado com um selante e, portanto, favorecido na sua menor susceptibilidade frente aos agentes intempéricos e erosivos posteriores.

16.2.3 QUADRO METALOGENÉTICO INTEGRADO DO SETOR LESTE DA PAAF

No que se referem a modelos genéticos, os poucos depósitos auríferos investigados de forma mais sistemática no setor E da PAAF, incluindo o Paraíba ([Paes de Barros 2004](#)), Luizão ([Abreu 2004](#); [Paes de Barros 2007](#)), Edú ([Bizotto 2004](#); [Paes de Barros 2007](#)), Serrinha ([Moura et al. 2006](#)) e Pombo ([Biondi et al. 2006](#)), têm sido comparados principalmente às classes dos depósitos do tipo ouro pórfiro (i.e. *porphyry gold*; [Moura et al. 2006](#); [Assis, 2011](#)), ouro associado a sistemas intrusivos (*Intrusion-Related Gold Systems – IRGS*; [Thompson et al., 1999](#); [Santos et al. 2001](#); [Hart, 2007](#); [Paes de Barros 2007](#); [Silva & Abram 2008](#)) e, de forma menos precisa devido à falta de documentação geológica mais robusta dos depósitos considerados, a ouro do tipo *lode* orogênico ([Santos et al. 2001](#)). No entanto, essa última classe de depósitos é caracterizada pela paragênese dominada por pirita, comumente arsenífera, com concentrações variadas de calcopirita, hematita e minerais de bismuto e telúrio, distinta, portanto, da paragênese dos depósitos Pé Quente e Francisco, que além de pirita, contêm concentrações subordinadas de barita e hematita (Depósito Pé Quente) e significativas de esfalerita e galena e subordinadas de calcopirita e digenita (Depósito do Francisco).

No depósito de Novo Mundo (Luizão) o minério aurífero ocorre disseminado em rochas sienograníticas a monzoníticas paleoproterozóicas (e.g. 1.970 ± 3 e 1.966 ± 2 Ma; [Paes de](#)

Barros, 2007), amplamente alteradas a mica branca, clorita, quartzo e pirita, que frequentemente contêm inclusões de esfalerita, galena, monazita e teluretos de Au-Ag e Au (Ag = 4 – 22 %) (Abreu, 2004). Estudos de inclusões fluidas indicam que o setor mineralizado é dominado por dois tipos coexistentes de fluidos: (i) fluidos aquosos de baixa salinidade (2,5-15% peso eq. NaCl) e temperaturas de homogeneização total (T_{ht}) entre 95 e 185 °C (líquido) e; (ii) fluidos aquosos salinos (33,6-37% peso eq. NaCl) e T_{ht} que variam de 200 a 280°C (desaparecimento do sal) (Assis, 2006; Assis *et al.*, 2008).

A zona mineralizada do depósito de Santa Helena (Edú) por sua vez hospeda-se em intrusões de composição granodiorítica a granítica de idades entre 1.986 ± 6 Ma (granito Santa Helena Antigo) e 1.967 ± 3 Ma (granito Santa Helena Jovem) na forma de veios com pirita \pm calcopirita \pm galena \pm hematita \pm sulfossais (Bi + Cu \pm Cu \pm Ag \pm Te \pm Se \pm Pb) e Au (16 a 30 % Ag, 2,1 % Bi e 1,8 % Cu) (Paes de Barros, 2007). Esses veios sulfetados (minério granítico com até 51 ppm Au), encontram-se confinados a zonas de cisalhamento que afetam as rochas graníticas hospedeiras transformando-as em quartzo-sericita milonitos também sulfetados (minério milonítico; teores de até 5,4 ppm Au) (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007). Clorita, epídoto e carbonato definem a principal assembléia de alteração mais distal do minério aurífero nesse depósito. Dois tipos de fluidos coexistentes estão associados às zonas mineralizadas deste depósito: (i) fluidos aquosos bifásicos com salinidades entre 2,2 e 23% peso eq. NaCl e T_{ht} que variam de 83 a 231 °C e; (ii) fluidos aquo-carbônicos (10-50 mol%) de moderada salinidade (11-13% eq. NaCl) e com T_{ht} por volta dos 260-360 °C (Assis, 2006; Assis *et al.*, 2008).

O minério no Depósito do Aragão ocorre hospedado pelo granito homônimo, é dominado por pirita \pm hematita e o Au ocorre como pequenas inclusões arredondadas na pirita (Vitório, 2010). Silicificação e alteração com sericita e muscovita grosso fibro-radial, ambas pervasivas, dominam a zona mineralizada (Vitório, 2010). Neste caso, o minério está associado à sienomonzogranito cálcio-alcálico e meta- a levemente peraluminoso que apresentam características geoquímicas com os granitos do tipo A. Não há estudos sistemáticos que enfoquem o regime de fluidos deste depósito, no entanto, análises de algumas lâminas delgadas polidas indicam a coexistência e fluidos aquo-carbônicos com fluidos eminentemente aquosos.

O minério no Depósito Serrinha, disseminado na *fácies* 1 da Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma; Moura, 1998) apresenta Au hospedado em pirita, além de quantidades subordinadas de pirrotita, cubanita e galena (Moura *et al.*, 2006). As áreas mineralizadas são caracterizadas por

intensa alteração hidrotermal, com feldspato potássico seguido de albita, clorita magnésiana, alteração sericítica, carbonatação, microclínio tardio, além de alteração propilítica mais tardia e regional (Moura *et al.*, 2006). Segundo os autores dois tipos de fluidos são encontrados nas zonas mineralizadas do depósito: (i) fluidos pertencentes ao sistema H₂O-NaCl-KCl de alta salinidade (45-57% eq. NaCl) e com T_{ht} que variam de 375 a 480 °C e; (ii) fluidos ricos em H₂O-NaCl-CO₂-(CH₄) de baixa salinidade (2-11,89% eq. NaCl) com T_{ht} entre 220-360 °C.

De acordo com Biondi (2005), o Depósito de Au-Cu Pombo está hospedado em um hornblenda-biotita granito de idade indeterminada, cujo minério é filoneano e representado por pirita, calcopirita, digenita, covelita, sulfossais de Cu, Bi e Ag. Em termos petrográficos e geoquímicos a hospedeira corresponde a um granito oxidado, cálcio-alcálico com tendência alcalina, meta- a peraluminosa, semelhante aos granitos australianos do tipo I (Biondi, 2005). Inclusões fluidas primárias revelam a participação de dois fluidos associados a distintos momentos da evolução do sistema hidrotermal: (i) um fluido inicial rico em CO₂, H₂O-NaCl-KCl-(F) e H₂O-CO₂-NaCl-KCl-(F) com T_{ht} entre 110-320 °C e grande variação na salinidade (1-57% eq. NaCl); e no final por (ii) fluidos do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ com salinidades que variam de 13 a 27% eq. NaCl e T_{ht} entre 80-190 °C (Biondi, 2009).

Com base nas informações referentes aos depósitos estudados de modo mais sistemático no setor leste da PAAF, é possível estender o modelo metalogenético para uma escala mais regional, em que os depósitos de Au±Cu filonares (*e.g.* Edú e Pombo) e os disseminados (*e.g.* Luizão, Serrinha, Aragão e Pé Quente) poderiam ser equivalentes, respectivamente, aos sistemas quartzo-sulfetos-Au±Cu e Au pórfiro comuns nesses ambientes, porém que se posicionam em níveis crustais mais profundos e proximais a intrusões (Corbett & Leach 1998), enquanto que os depósitos auríferos com metais de base associados, a exemplo dos depósitos do Francisco ([este trabalho](#)) e Bigode (Assis, 2008) corresponderiam a depósitos originados em sistemas epitermais de intermediária sulfetação e, portanto, mais jovens e de níveis crustais mais rasos (*Fig. 16.2*).

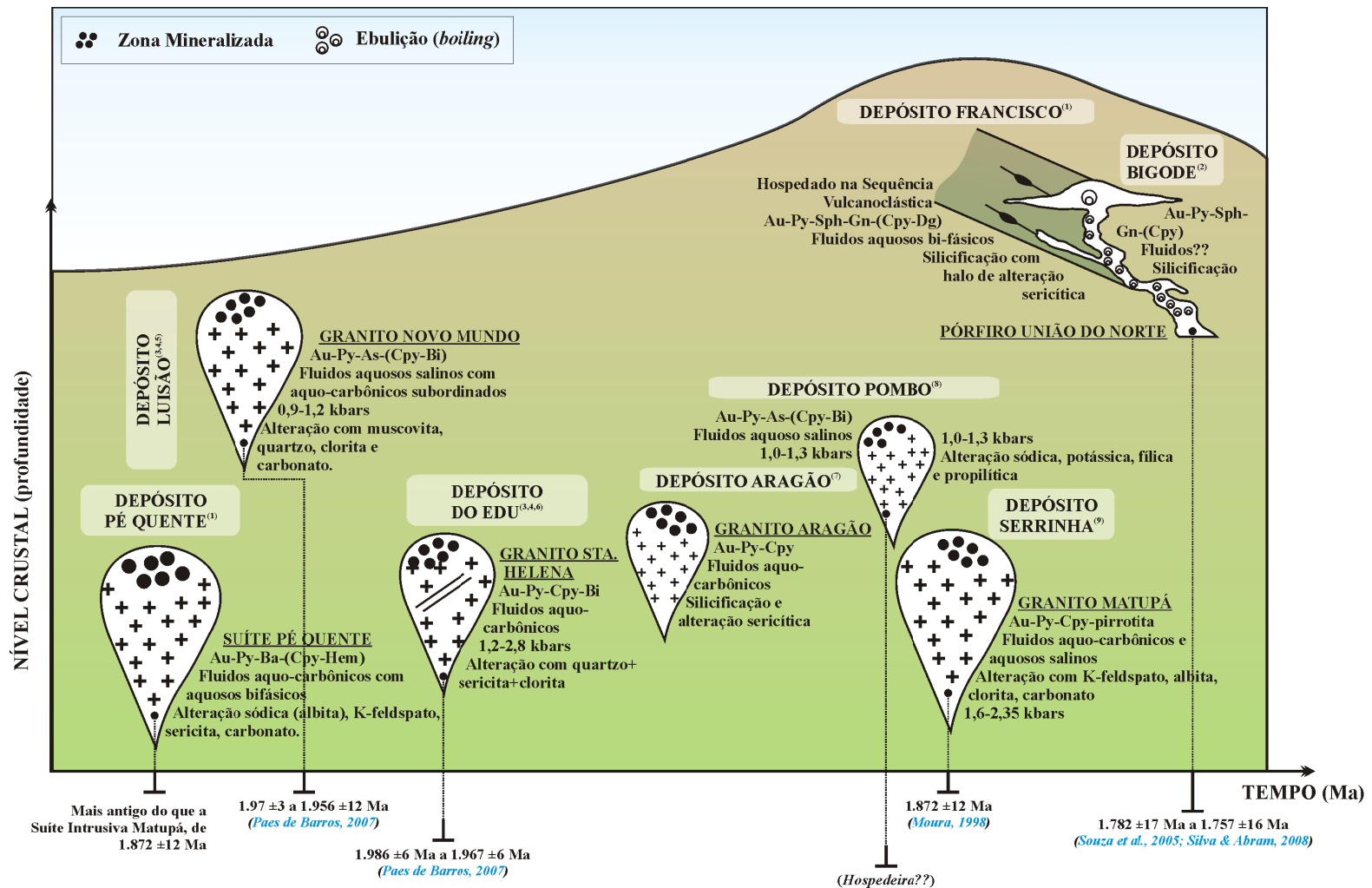


Fig. 16.2. Quadro metalogenético integrado para os depósitos do setor leste da PAAF. Esses depósitos incluem os do Luizão, Abreu, Pé Quente, Aragão, Serrinha e Pombo, representantes dos depósitos de Au do tipo pórfiro e, portanto, de nível crustal profundo e variável, quando comparados aos depósitos auríferos do Bigode e Francisco, associados a sistemas epitermais de intermediária sulfetação. Os dados barométricos foram estimados a partir de assembléias de inclusões fluidas. **REFERÊNCIAS:** (1) este trabalho; (2) Assis (2008); (3) Paes de Barros (2007); (4) Assis (2006) e Assis et al., (2008); (5) Abreu (2004); (6) Bizotto (2004); (7) Silva in prep.; (8) Biondi (2005); (9) Moura (1998) e Moura et al., (2006).

17 CONCLUSÕES FINAIS

As informações até aqui reunidas indicam que o arcabouço da porção leste da PAAF, em especial a região de Peixoto de Azevedo, com destaque para as porções que englobam as Agrovilas Décima e União do Norte, difere substancialmente do que havia sido proposto até então pelos trabalhos regionais. Os dados apontam para um ambiente de margem continental ativa com a geração de múltiplas intrusões graníticas do tipo I, de afinidade geoquímica com as series cálcio-alcalina, peraluminosa a levemente metaluminosa, de médio a alto K e de natureza predominantemente magnesianas, embora termos alcalinos félsicos e ferrosos possam estar presentes. Os dados geoquímicos indicam rochas que representam os estágios iniciais de um evento orogênico, com a instalação de arcos vulcânicos, os quais teriam evoluído para um ambiente pós-colisional (intra-placa) com o encerramento da orogênese.

Entende-se que a evolução das unidades plutono-vulcânicas descritas nos arredores dos depósitos Pé Quente e Francisco envolveram eminentemente processos orogênicos desencadeados em limites de convergência de placas. Essas unidades exibem íntima similaridade com rochas graníticas originadas em ambiente de arcos magmáticos, tais como granitos tipo I, além de granitos tipo A de modo mais restrito.

Neste cenário, a região de estudo ocorre nos limites entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro Juruena (1,8-1,55 Ga), delimitados por [Tassinari & Macambira \(1999\)](#). Portanto, as relações de campo, petrográficas e geoquímicas indicam que essas unidades plutono-vulcânicas tenham sido geradas e evoluídas diretamente sobre a placa subductada, desde o momento de instalação do arco magmático Ventuari-Tapajós, consolidado entre 1,95 e 1,8 Ga, até estágios mais tardios (de pós-colisão). Alternativamente, essas mesmas unidades podem ainda ser correlacionadas aos três estágios da evolução tectono-geológica da PAAF, descritos por [Souza et al., \(2005\)](#), e que representam um período de amalgamação de sucessivos arcos magmáticos ocorrida entre 2,1 a 1,75 Ga.

17.1 DEPÓSITO PÉ QUENTE

O arcabouço geológico das imediações do Depósito Pé Quente, localizado nas proximidades da Agrovila Décima (Peixoto de Azevedo, MT) é temporalmente representado pelas: (i) Suíte Pé Quente, hospedeira do depósito homônimo e que representa uma suíte magmática pobre em quartzo e composta por (quartzo-)monzodiorito a monzonito; (ii) Monzonito grosso; (iii) Biotita monzogranito porfirítico; (iv) Granito Indiferenciado(?); (v) Biotita-hornblenda monzogranito; (vi) Suíte Tonalítica; (vii) Sieno-monzogranito porfirítico e *rapakivi*; (viii) Diques de vulcânicas máficas que incluem traquibasalto e diabásio; além de (ix) sedimentos clásticos recentes, que incluem uma Bacia Terciária e os aluviões do Rio Peixoto de Azevedo.

Os estudos petrográficos e litogeoquímicos indicam que as unidades plutônicas representem granitos eminentemente oxidados do tipo I, cálcio-alcálicos, de médio a alto K, metaluminosos e magnesianos que teriam evoluído a partir de processos de cristalização fracionada. A variação dos elementos-traço nos diagramas de ambiência tectônica indica um contínuo evolutivo tectônico com a evolução do ambiente tectono-magmático de colocação destes corpos ígneos. Este modelo evolutivo seria representado inicialmente pelas rochas mais primitivas (Suíte Intrusiva Pé Quente e Suíte Tonalítica) alojadas em ambiente de arcos insulares que teria evoluído para um ambiente mais estável (pós-colisional), com a colocação de rochas mais fracionadas e evoluídas, que no diagrama [Streckisen \(1979\)](#) plotam no campo dos granitos verdadeiros (*strict sensu*).

Com base nos dados discutidos acredita que a Suíte Pé Quente e Monzonito grosso não apresentam cogeneticidade com as demais unidades individualizadas nas imediações do Depósito Pé Quente e que, portanto, representem uma unidade geológica regional distinta das cartografadas por [Souza et al., \(2005\)](#). Esta nova unidade, aqui denominada de Suíte Intrusiva Pé Quente, englobaria as rochas plutônicas mais pobres em quartzo e mais primitivas da região, de forte afinidade geoquímica com os granitóides de arcos vulcânicos, possivelmente de idade anterior a 1.872 Ma. As demais unidades seriam representativas de diversas *fácies* da Suíte Intrusiva Matupá, exceto pela Suíte Tonalítica, que neste trabalho é tentativamente correlacionada ao Granito Peixoto.

Com exceção das coberturas sedimentares recentes, o sistema hidrotermal do Depósito Pé Quente afeta todas as demais unidades. Em geral, os tipos da alteração hidrotermal descritos

incluem sódica (*albitização*), potássica, sericitização, carbonatação, muscovita fibro-radial, silicificação e propilitica, todos representados em diferentes escalas. O minério aurífero, hospedado na Suíte Pé Quente, é dominado por pirita + barita, está associado a um setor de intensa alteração com albita, posteriormente obliterado por ortoclásio+microclínio hidrotermais. Os tipos e estadios da alteração hidrotermal neste depósito mostram oscilações nas $a\text{Na}^+$, $a\text{K}^+$, $a\text{H}^+$ and $a\text{Ca}^{2+}$, sugestivas de múltiplos pulsos de fluidos hidrotermais devido a desgaseificação da câmara magmática. A presença de “ilhas” de muscovita no microclínio hidrotermal associado à alteração com muscovita grossa é indicativa do rebaixamento da pressão interna da intrusão ($P_{\text{litosfática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$). A precipitação de barita além de indicar condições de fluidos oxidantes, também reforça a hipótese de rebaixamento da pressão interna da intrusão, visto que em fluidos hidrotermais, os minerais do grupo dos sulfatos tornam-se menos solúveis com a redução da pressão (*Fig. 8.7*). Brechas hidráulicas, veios com textura em pente e texturas de preenchimento de espaços vazios (*e.g.* drusas), associadas à silicificação, indicam o fraturamento da hospedeira e consequente entrada de fluidos externos (meteóricos) que promoveram o rebaixamento da temperatura do sistema. Estudos preliminares de inclusões fluidas revelam que os fluidos associados ao quartzo da zona de alteração sódica são essencialmente aquosos e aquo-carbônicos. Nesse sentido, os dados aqui reunidos indicam um sistema com múltiplos pulsos de fluidos hidrotermais, possivelmente relacionados a momentos de desgaseificação da câmara magmática em um contínuo gradativo de rebaixamento da temperatura. Neste contexto, o minério do Pé Quente teria precipitado mediante processos de imiscibilidade em um sistema de alta temperatura e de elevada $f\text{O}_2$, que tipifica as zonas mais profundas de sistemas mineralizados do tipo Au pórfiro (*root zones of porphyry systems*).

17.2 DEPÓSITO DO FRANCISCO

O arcabouço geológico da região de União do Norte, porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta (norte do Mato Grosso), consiste (*i*) de uma unidade vulcanoclástica de origem epiclástica, representada por arenito arcoseano vulcanoclástico, grauvasca-feldspática vulcanoclástica, arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, e mais subordinadamente por camadas de conglomerado arenoso polimítico matriz suportado vulcanoclástico, nos quais a sub-verticalização do S_0 sugere que a unidade tenha sido afetada por eventos de deformação.

Três suítes plutônicas são descritas: (i) uma mais antiga, constituída por granodiorito com tonalito e quartzo monzodiorito subordinados, ambos correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma; Moura, 1998); (ii) uma suíte granítica (monzo a sienogranito, sienito e quartzo monzonito restritos) de idade indefinida e possivelmente correlacionada à *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá, de idade também desconhecida (Assis *et al.*, submetido) e; (iii) pelas sub-vulcânicas do Pórfiro União do Norte, que constituem uma suíte magmática de composição modal ampla (álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico), pouco fracionada, extremamente evoluída e ácida. As relações de campo, petrográficas aliadas aos dados litogeoquímicos indicam que o Pórfiro União do Norte corresponde a uma manifestação granítica epizonal e tardia, em plataforma continental mais estável, a exemplo dos granitóides do tipo A. Neste sentido, o granito porfirítico seria correlato às ocorrências sub-vulcânicas da Suíte Intrusiva Teles Pires, que segundo Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) representa uma manifestação granítica do tipo A, em ambiente pós-colisional e de idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.782 ± 17 Ma (Silva & Abram, 2008) a 1.757 ± 16 Ma (Santos, 2000). No quadro metalogenético regional essa informação atesta o potencial metalogenético, mesmo que pontual, das rochas da Suíte Teles Pires, que segundo Paes de Barros (2007) seriam unidades estéreis, e conseqüentemente, representariam o marco final da metalogênese aurífera na PAAF. Neste sentido, o magmatismo Teles Pires apresentaria potencial metalogenético para hospedar mineralizações epitermais polimetálicas, mesmo que restritas às suas intrusões epizonais.

No conjunto, as suítes plutônicas são a expressão de um magmatismo cálcio-alcalino de médio a alto K, magnésiano a fracamente ferroso, metaluminoso e subordinadamente peraluminoso, fortemente controlado por processos de cristalização magmática (granodioritos e sieno-monzogranitos) e de assimilação crustal (Pórfiro União do Norte). O conjunto de dados dos elementos-traço para essas suítes indica um contínuo evolutivo, com a evolução do ambiente tectono-magmático. Neste cenário, as rochas granodioríticas teriam sido inicialmente geradas em ambiente de arcos vulcânicos, enquanto que o Pórfiro União do Norte representaria um estágio mais tardio (pós-colisional) do evento orogenético, em maior estabilidade tectônica e com maior interação de componentes crustais. A Suíte Granítica, cogenética à Suíte Granodiorítica, representaria o estágio intermediário de magmatismo neste ambiente. Sendo assim, as suítes plutônicas seriam condizentes com granitos do tipo I, enquanto que o granito sub-vulcânico seria do tipo A. Esses dados são coerentes com as relações de contato observadas entre as suítes.

Todo esse conjunto litológico na região de União do Norte está ainda recoberto pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos, com idade Pb-Pb em zircão detrítico do conglomerado basal compreendida entre $1.987 \pm 4\text{Ma}$ e $1.377 \pm 13\text{Ma}$ (Leite & Saes, 2003).

Nesta região, despontam algumas ocorrências auríferas com metais de base associados, a exemplo dos depósitos do Bigode (Assis, 2008) e Francisco, este último hospedado em rochas da Unidade Vulcanoclástica, em especial na litofácies constituída por grauvaça-feldspática. No Depósito do Francisco, o minério é representado pela paragênese pirita + esfalerita + galena + hematita \pm calcopirita \pm digenita \pm hematita, com magnetita, bornita, pirrotita, monazita, apatita e greenockita subordinadas e que ocorrem em zonas de intensa silicificação que apresentam um extenso halo de alteração sericítica com sulfetos de $\text{Fe} \pm \text{Zn} \pm \text{Pb} \pm \text{Cu}$ disseminados, embora em menor quantidade. O ouro está intimamente associado à galena inclusa na pirita. Estudos preliminares de inclusões fluidas indicam um regime de fluido eminentemente aquoso e representado por inclusões com heterogeneidade quanto ao grau de preenchimento: 10-70% da fase vapor em relação ao volume total da inclusão. A precipitação dos minerais e minério deve ter ocorrido mediante aumento das condições de f_{O_2} do fluido mineralizante (precipitação de hematita), decorrente da entrada de fluidos externos, oxidantes e de menor temperatura (meteóricos?) após a mudança da pressão litostática para a hidrostática do Pórfiro União do Norte (relaxamento da pressão \rightarrow saturação em fluidos \rightarrow *first boiling* \rightarrow fraturamento das hospedeiras \rightarrow expansão adiabática), em um intervalo de temperaturas entre 230-245°C em pH relativamente ácido ($5,5 < \text{pH} < 4$). Neste cenário, os principais atributos geológicos do depósito seriam (i) minério e padrões da alteração hidrotermal intimamente associados ao Pórfiro União do Norte, o qual teria se saturado em uma fase fluida residual; (ii) alunita, embora em pequenas quantidades, associada à elevadas concentrações de sílica; (iii) minério hospedado em sedimentares epiclásticas; (iv) zonas mineralizadas que frequentemente apresentam texturas que tipificam percolação de fluidos em nível crustal raso; (v) minério aurífero relacionado a elevadas concentrações de Ag e metais de base; (vi) paragênese do minério dominada por sulfetos que indicam oscilações no estado de sulfetação do enxofre. Neste contexto, o Depósito do Francisco seria correlato aos depósitos epitermais polimetálicos de intermediária sulfetação, o primeiro descrito na Província Aurífera de Alta Floresta e um dos raros casos conhecidos no Cráton Amazônico.

17.3 MODELO GENÉTICO REGIONAL

No contexto do setor E da PAAF, esses depósitos formariam parte de um contínuo pórfiro – epitermal de arco magmático, com os termos do tipo pórfiro e ricos em Au (Au pórfiro) mais profundos, representados por depósitos do tipo disseminado em rochas graníticas (*e.g.* Luizão, Serrinha e Pé Quente; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007, Moura *et al.*, 2006; este trabalho), os de profundidade intermediária pelos depósitos de Au±Cu filonares (*e.g.* Edú e Pombo; Abreu, 2004; Biondi, 2005), enquanto os de Au-metals de base (*e.g.* Francisco e Bigode; Assis, 2008, 2011, esse estudo) os de nível crustal mais raso.

A proposição de que o Depósito do Francisco possa fazer parte de sistemas epitermais de intermediária sulfetação abre novas perspectivas para programas de prospecção mineral na região de União do Norte como, por exemplo, o potencial para a ocorrência: (i) de depósitos de Au±Cu filonares, ainda pouco conhecidos nessa região, próximos ou hospedados sub-vulcânicas da Suíte Intrusiva Teles Pires; (ii) de estruturas circulares na unidade vulcanoclástica que podem representar zonas de paleo-caldeira e, como consequência, conter depósitos epitermais filonares de Au-Ag com adularia-sericita, com possibilidades de formar bonanzas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu M.C. 2004. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- Akaku K., Reed M.H., Yagi M., Kai K., Yasuda Y. 1991. Chemical and physical processes occurring in the Fushime geothermal system, Kyushu, Japan. *Journal of Geochemistry*. 25:315-333.
- Arancibia O.N. & Clark A.H. 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 91:402:438p.
- Assis R.R. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 18p.
- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D. (submetido em Fevereiro/2011). Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutono-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *Revista Brasileira de Geociências*.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Filho C.R.S. 2008. Trace element geochemistry and fluid regimes in gold deposits of the Alta Floresta Province (MT). *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba (PR), 44º Congresso Brasileiro de Geologia*, p 342-342.
- Assis R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J. 2009. Associação paragenética, geoquímica de elementos-traço e regime de fluidos em depósitos auríferos da Província de Alta Floresta (MT). *In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, Rio Grande do Sul, CD-ROM*.
- Bailey J.C. 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32:139-154p.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.
- Barbuena D. 2009. Elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos hidrotermais da Província de Alta Floresta (Mato Grosso). Relatório Final PIBIC/CNPq, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 20p.
- Barnes H.L. 1979. Solubilities of ore minerals. *In: Barnes H.L. (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2ª ed. John Wiley & Sons, pp. 60-404.
- Barnes H.L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p.
- Beane R.E. & Titley S.R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. 75th Anniversary volume *Economic Geology*, *Economic Geology*, pp. 235-269.
- Bhatia M.R. & Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol., 92, n. 2, pp.: 181-193.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91:611-627p.
- Biondi J.C. 2005. Geologia e mineralogia do depósito Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT). Tese de Livre Docência, Inst. De Geociências, Universidade de São Paulo, 279p.
- Biondi J.C. 2009. Condições de gênese do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT) estimadas com microtermometria de inclusões fluidas e termometria de clorita. *Revista Bras. Geociências*, 39(2):213-229.

- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S., Villanova S.N. 2006. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1):129-147.
- Bizotto A.C. 2004. *Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Blevin P. L. & Chappell B. W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralised granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90:1604-1619.
- Blevin P.L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3):241-252.
- Blount C.W. 1977. Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300 °C and 1400 bars. *American Mineralogist*, 62:942-957.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97:1-29.
- Bowers T.S., Jackson K.L., Helgeson H.C. 1984. Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressure and temperatures to 5 kb and 600°C, Berlin, Springer-Verlag, 397p.
- Brown G.C. 1982. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Hederson P. (ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Buggs S. 2001. Principles of sedimentology and stratigraphy, 3rd ed. Prentice-Hall, New Jersey, p. 726.
- Burnham C. W. 1979. Physicochemical constraints on porphyry mineralization. *Arizona Geological Society Digest*, 8:1-11.
- Burnham C.W. & Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology, Special Issue*, 8:1-11.
- Cabanis B & Lecolle M. 1989. LE diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processys de melange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Science, Serie II*, 309:2023-2029p.
- Candela P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, pp. 1619-1633.
- Carten R.B. 1986. Sodium-calcium metasomatism: chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 81, p. 1495–1519.
- Chandrasekharam D., Santo A.P., Capaccioni B., Vaselli O., Alam M.A., Manetti P., Tassi F. 2009. Volcanological and petrological evolution of Barren Island (Andaman Sea, Indian Ocean). *Journal of Asian Earth Sciences*, 35:469-487.
- Champion D.C. & Heinemann M.A. 1994. Igneous rocks of northern Queensland: 1:500,000 map and explanatory notes. *Austral. Geol. Surv. Organization Record 1994/11*.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173-174.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.
- Christiansen E.H. & Keith J.D. 1996. Trace-element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: D.A. Wyman (ed.). *Trace-element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, pp. 115-151.
- Cobbing J. 2000. Characteristics of granite typologies. In: Cobbing J. (ed.). *The geology and mapping granite batholiths*. Springer, New York, 147p.
- Cooke D.R., Heathersay P.S., Wolfe R., Calderon A.L. 1998. Australian and western Pacific porphyry Cu-Au deposits. *Journal of Australian Geology & Geophysics*. vol. 17, n. 4, pp.: 97-104.

- Corbett G.J. & Leach T.M. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238 p.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônica com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Chile, Actas..., Chile, p. 137-148.
- Cotta A.J.B & Enzweiler J. 2008. Certificate of analysis of the reference material BRP-1 (Basalt Ribeirão Preto). Geostandards and Reserch Geoanalytical, vol. 32, no. 32, pp.: 231-235.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Cox R.A., Dempster T.J., Bell B.R., Rogers G. 1996. Crystallization of the Shap Granite: Evidence from zoned K-feldspar megacrysts: Geological Society [London] Journal, 153:625–635.
- Crerar D.A & Barnes H.L. 1976. Ore solution v. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 °C to 350 °C. Economic Geology, 71:772-794.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. O escudo do Brasil Central. In: Metalogênese do Brasil. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, pp.: 46-105.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2000. Minerais constituintes das rochas – Uma introdução, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p.
- Dickinson W.R. & Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 63:2164-2182.
- Dickinson W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of arenites. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, 148. D. Reidel Publishing Company, pp. 333–361.
- Dickinson W.R., Beard I.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindber F.A., Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 93:222-235.
- Dilles J.H & Einaudi M.T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flows paths about Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada – a 6 km vertical reconstruction. Economic Geology, 87:1932.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20:641-644.
- Einadi M.T., Hedenquist J.W., Inan E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. Society of Economic Geologist and Geochemical Society, Special publication, 10:285:313.
- Faure G. 1998. Principles and applications of geochemistry. A comprehensive textbook for geology students. Prentice Hall, 2nd Edition, New Jersey, pp.: 226-252.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. Geology 23, 921–924.
- Fisher V.R. & Smith G.A. 1991. Volcanism, tectonics and sedimentation, 1-5, In: Sedimentation in volcanics settings. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, no. 45.
- Floyd P.A. & Leveridge B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. J. Geol. Soc. London 144, 531–542.
- Floyd P.A., Shail R., Leveridge B.E., Franke W. 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton A.C., Todd S.P., Haughton P.D.W. (eds.). Developments in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 57, pp. 173–188.
- Fournier R.A. & Potter R.W. III. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25°C to 900°C at pressures up to 10,000 bars. Geochemistry and Cosmochim. Acta, 46, 1969-1973.

- Frasca A.A.S. & Borges F.R. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Ilha 24 de Maio. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 143 p.
- Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033-2048.
- Gorton M.P. & Schandl E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, pp. 1065-1073.
- Gu X.X., Liu J.M., Zheng M.H., Tang J.X., Qi L. 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentology Resources* 72, 393–407.
- Hallsworth, C.R. & Knox, R.W. O'B. 1999. Rock classification scheme, volume 3: Classification of sediments and sedimentary rocks; British Geological Survey Research Report, RR 99-03. (Download gratuito em <http://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=9>). Acessado em 20 de julho de 2008.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., 19: 67-81. Herron (1988).
- Harris R.H. 1980. The True North project, Alaska. In: Walton G; Jambor J. (eds.). *Pathways '98 Extended Abstract volume BC and Yukon Chamber of Mines and Soc. Econ. Geol.*, pp. 80-82.
- Harrison T.M., Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1467–1477.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 95-112.
- Hart C.J.R., Mair J.L., Goldfarb R.J., Groves D.I. 2005. Source and redox controls of intrusion-related metallogeny, Tombstone-Tungsten Belt, Yukon, Canada: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, v. 95, p. 339–356.
- Herron M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58:820-829.
- Hodgson C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits, in R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke (eds.), *Mineral deposit modeling, GAC Special Paper, n° 40*. Geol. Soc. Of Canada, pp 635-678.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-546.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. 1992. A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0°C to 1000°C. *Computers and Geosciences* vol. 19, p. 899-947.
- Juliani C., Corrêa Silva R. H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J. S., Nunes C. M.D. 2002. The Batalha Au-granite system-Tapajós gold Province, Amazonian cráton, Brazil: hidrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 119:223-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., NÉto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.

- Kroonenberg S.B. 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A, 69-81.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Large R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87:471-510.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. & Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27:745-750.
- Le Bas M.J. & Streckeisen A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, London, vol. 148, pp.: 825-833.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- Lentz D.R. 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews* 12:289-327.
- Long K.; Ludington S.; du Bray E.; André-Ramos O.; McKee E.H. 1992. Geology and mineral deposits of the La Joya district, Bolivia, *SEG Newsletter*, 10:13-16.
- Lydon J.W. 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: genetic models. *In: Roberts R.G. & Sheahan P.A. (eds.). Ore deposits models*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp.155-181.
- Maniar P.D. & Pocoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull*, 101(5):635-643.
- Marcon R. 2010. *Aplicações de difratometria de Raios-X e método de Rietveld (RQXRD) na classificação de rochas e na caracterização de depósitos de ouro da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 39p.
- McDonough W.F. & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223-253. Meschede, 1986.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56:207-218.
- Meyer C. 1965. An early potassic type of wall rock alteration at Butte, Montana. *American Mineralogist*, 50:1717-1722.
- Moore J.G. & Sisson T.W. 2008. Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks from the Sierra Nevada batholith. *Geosphere*, 4(2):387-400.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta*. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura M.A. 1998. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A., Botelho N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(3): 377-386.

- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Nardi L.V.S. & Bittencourt M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonic and magmatismo series. *The Canadian Mineralogist*, 47:1493-1503.
- Nesbitt H.W. & Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nesbitt H.W. & Young G.M. 1984. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nesbitt H.W. & Young G.M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profile. *Journal of Geology*, 97, 129–147.
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering. *Geochemistry & Cosmochim. Acta* 44, 1659–1666.
- Nichols G. 1998. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science, 355p.
- Paes de Barros A.J. 1994. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Panteleyev A. 1990. A Canadian cordilera model for epithermal gold-silver deposits. *In: Roberts R.G. & Sheahan P.A. (eds.). Ore deposits models*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp.31-43.
- Pearce J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1987. *Sand and Sandstone*, 2nd edition. Springer-Verlag, p. 553.
- Pimentel M.M. 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB. Relatório Interno.
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schumus W.R., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1) 1-25.
- Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R., Chemale-Fr F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:1-5.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Pollard P.J. 1983. Magmatic and pos-magmatic processes in the formation of rocks associates with rare elements deposits. *Trans. Min. Metall.*, 92:B1-B9.
- Proffett J.M., Jr. & Dilles J.H. 1984. Geologic map of the Yerington district, Nevada: Nevada Bureau of Mines and Geology Map 77, scale 1:24,000.
- Reed M. H. 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. *In: Barnes, H. L., (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York: J. Wiley, pp.: 303-365.

- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. *In*: Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p.
- Robb L. 2006. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York, 352p.
- Roser B.P. & Korsch R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94:635-650.
- Roser B.P. & Korsch R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data: *Chemical Geology*, 67, 119–139.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p. 169-226.
- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000, A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping an U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In*: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Santos J.O.S., Silva L.C., Faria M.S.G., Macambira M. 1997. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. *In*: *International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM)*, 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, p. 273-275.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In*: Costa M.L. & Angélica (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônica*. Belém (PA), FINEO/SBG, pp. 91-129.
- Schandl E.S. & Gorton M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, vol. 97, pp. 629–642.
- Seedofort E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 110tg Anniversary volume, p. 251-298.
- Seedorff E., Barton M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103:939–956.
- Shcherba G.N. 1970. Greisens. *Inst. Geol. Rev.*, 12:114-255.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. *Liste of mineral abbreviations*. UGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. *In*: Foster R.P. (ed.) *Metallurgy and exploration of gold*. Ed. Blackie, London, pp. 164-209.

- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL.Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 – Juruena. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Souza A.M.M.; Faria C.A.S.; Landim J.P.P.; Leal J.W.L. 1979. Projeto Mauel: Relatório de progresso. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Strecheisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Suguio K. 2003. Geologia Sedimentar. Editora Edgard Blücher Ltda, São Paulo (SP), 400p.
- Suttner L.J., Basu A., Mack G.H. 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 51, pp.: 235-246.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CD-Rom.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos. *Tese de Livre Docência*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139p.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon Craton), and tectonic implications. *Inst. Geol. Rev.*, 38(2):161-175.
- Taylor B.E. 2007. Epithermal gold deposits. In: Goodfellow W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, pp.: 113-139.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, London, p. 312.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Teixeira R. V. (in prep.). Depósitos Auríferos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF): casos de João Oficial e Matupá. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Projeto de Iniciação Científica, GEOCIAM.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.

- Vasquez M.L. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. *In*: 31^o International Geological Congress. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Ticci P.S.F., Klein E. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônica*. Belém, SBG – NO, vol. 3.
- Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- Watson E.B., Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Weltje G.J., Meijer X.D., De Boer P.L. 1998. Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Research*, 10, 129–153.
- Wernick E. 2004. Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, p. 655.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wood, D.A. 1980. The implication of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province. *Earth and Planet Science Letters*, 50:11-30.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106(4):370-384.
- Xavier R. P., Paes de Barros A.J., Assis R. R., Barbuena D., Macambira M., Souza Filho C. R. 2009. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios Metalogenéticos e implicações prospectivas. *In*: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá (MT), CD-ROM.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. 2008. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*, 104:355–377.
- Yang X.M., Lentz D.R., McCutcheon, 2003. Petrochemical evolution of subvolcanic granitoid intrusions within the Late Devonian Mount Pleasant Caldera, southwestern New Brunswick, Canada: comparison of Au versus Sn-W-Mo-polymetallic mineralization systems. *Atlantic Geology*, 39:97-121.
- Zanettin B. 1984. Proposed net chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7:19-20.

ANEXOS

SERÃO APRESENTADOS NESTA SEÇÃO OS ARTIGOS DERIVADOS DESTA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO (ANEXOS I E II), ASSIM COMO AS TABELAS COM AS ANÁLISES GEOQUÍMICAS DE TODAS AS UNIDADES GEOLÓGICAS INDIVIDUALIZADAS NESTE TRABALHO.

ANEXO I**CONTEXTO GEOLÓGICO E LITOGEOQUÍMICA DAS
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS DA REGIÃO DE
UNIÃO DO NORTE, SETOR LESTE DA PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT).**

Assis R.R.^{1,2}, Xavier R.P.², Paes de Barros A.J.³, Barbuena D.^{1,2}, Miguel-Jr E.^{1,2},
Silva F.R.^{1,2}

^{1,2}Rafael Rodrigues de Assis
rafael.assis@ige.unicamp.br

²Roberto Perez Xavier
xavier@ige.unicamp.br

³Antônio João Paes de Barros
ajpbarros@uol.com.br

^{1,2}Danilo Barbuena
daniobarbuena@hotmail.com

^{1,2}Emílio Miguel Júnior
emiliogel@yahoo.com.br

^{1,2}Fernanda Rodrigues da Silva
fernandelas@gmail.com

1 – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), Brasil.

2 – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), Brasil.

3 – Companhia Matogrossense de Mineração, METAMAT, Cuiabá (MT), Brasil.

Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D., Miguel-Jr E., Silva F.R.
Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutono-vulcânicas da região de
União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Submetido a
Revista Brasileira de Geociências.

– ANEXO I –

Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutono-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).

RESUMO A Província Aurífera de Alta Floresta, centro-sul do Craton Amazônico, representa uma unidade tectônica essencialmente composta por sequências plutono-vulcânicas geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente no decorrer do Paleoproterozóico. No segmento leste desta província, na região de União do Norte (Peixoto de Azevedo, MT), rochas plutônicas e vulcânicas são as hospedeiras de depósitos de ouro com sulfetos de metais de base (esfalerita+galena±digenita±calcopirita), alguns atualmente em exploração por garimpeiros. O arcabouço geológico desta região consiste essencialmente de uma unidade vulcanoclástica de origem epiclástica que aloja várias suítes graníticas. A unidade vulcanoclástica caracteriza-se predominantemente por arenito arcoseano lítico vulcanoclástico e grauvaça-feldspática vulcanoclástica, provavelmente depositadas em bacia de retroarco, em margem ativa, cuja fonte principal teriam sido vulcânicas intermediárias. As suítes intrusivas são representadas por plútons de (i) granodiorito, (ii) sieno-monzogranito e, (iii) álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (Pórfiro União do Norte). Truncando a unidade vulcanoclástica e as suítes intrusivas ocorrem diques de vulcânicas máficas a félsicas. Essas unidades ainda são recobertas pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos. Dados geoquímicos obtidos para as unidades plutônicas e vulcânicas indicam magmatismo cálcio-alcalino a localmente alcalino, de alto K, magnesiano a ferroso, metaluminoso e subordinadamente peraluminoso. Evidências de campo em conjunto com os dados litogeoquímicos indicam que as séries magmáticas representam a evolução do ambiente tectono-magmático, desde a geração de rochas mais primitivas em ambiente de arcos vulcânicos (granodiorito) até o alojamento de corpos altamente evoluídos (Pórfiro União do Norte) em ambiente pós-colisional. Neste cenário, a unidade sub-vulcânica apresenta forte potencial metalogenético, especialmente no que concerne a mineralizações auríferas associadas a metais de base (Zn+Pb±Cu).

Palavras-chave: Província Aurífera de Alta Floresta, granitos tipo I e A, petrografia, geoquímica, depósitos auríferos.

ABSTRACT *Geological setting and geochemistry of the plutono-volcanic units from the União do Norte region, eastern portion of the Alta Floresta Gold Province (MT).*

The Alta Floresta Gold Province, eastern portion of the Amazon Craton, represents a tectonic unit composed primarily of plutono-volcanic sequences generated in a continental arc during the Paleoproterozoic. Particularly in the União do Norte region, easternmost segment of this province and within the municipal limits of Peixoto de Azevedo (MT), the plutonic and volcanic rocks are the host to gold deposits with base metal sulfides (sphalerite+galena±chalcopyrite±digenite), some currently under exploitation by local prospectors (garimpeiros). The geological setting of this region consists essentially of an epiclastic volcanoclastic unit and several intrusive granitic suites. The former unit contains

feldspathic-arenite and feldspathic-wake volcanoclastics interpreted to have been deposited in a retroarc basin in an active continental margin. The main source area for these sediments would have been intermediate volcanic rocks. The intrusive suite granites are represented by (i) granodiorite, (ii) syeno-monzogranite, and (iii) alkali-feldspar porphyritic granite to porphyritic monzogranite (União do Norte Porphyry). Mafic to felsic volcanic dikes crosscut both the volcanoclastic unit and the granitic suites, which are still overlain by arenaceous sediments of the Dardanelos Formation. The plutonic and volcanic units represent essentially a calc-alkaline to alkaline, high-K, magnesium to ferrous, metaluminous to subordinate peraluminous magmatism. Additionally, field and geochemical data also indicate that the granitic suites represent a magmatic series that probably evolved from granodioritic rocks generated in the onset of a volcanic arc setting to the emplacement of highly-evolved granitic rocks, such as the União do Norte Porphyry, in a post-collisional setting. In this scenario, the União do Norte Porphyry may have had an important role in the formation of the gold – base metals (Zn+Pb±Cu) deposits.

Keywords: Alta Floresta Gold Province, A- and I-type granites, petrography, geochemistry, gold deposits.

INTRODUÇÃO A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte do estado do Mato Grosso. Configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis. A depender do modelo adotado é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas, cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Nesse sentido, insere-se nas Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), na concepção de [Tassinari & Macambira \(1999\)](#), ou nas Províncias Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) no modelo de [Santos *et al.*, \(2001\)](#). Independente do modelo adotado, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias geocronológicas foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (Riaciano a Estateriano) ([Tassinari & Macambira 1999](#); [Santos, 2006](#); [Silva & Abram 2008](#)).

No período de 1980-1989, a PAAF tornou-se uma das principais regiões auríferas do país, com uma produção de Au estimada em 160 t ([Paes de Barros, 2007](#)), essencialmente proveniente da atividade garimpeira. Uma grande parcela dos depósitos auríferos, geralmente de pequeno porte (< 5t), concentra-se no setor leste da província ao longo de um cinturão de direção NW (Cinturão Peru – Trairão), particularmente na região que abrange os municípios de Nova Santa Helena – Peixoto de Azevedo – Matupá – Guaratã do Norte – Novo Mundo ([Paes de Barros, 2007](#)). Um aspecto importante desses depósitos que é que a grande maioria encontra-se hospedado em suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, sub-alcalinas a cálcio-alcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas, de médio a alto potássico, que variam em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito-monzonito e que apresentam forte componente de fonte crustal e arqueana ([Paes de Barros, 2007](#); [Assis, 2008](#)). Além disso, o ouro nesses depósitos, em geral, exibe íntima associação com Cu, As, Bi e Te em paragênese dominada por pirita e concentrações variadas de calcopirita.

Em contraste com esses depósitos há também mineralizações nesse setor da província em que o ouro ocorre associado a concentrações significativas de Zn (esfalerita) e Pb (galena). Esses depósitos auríferos (*e.g.* Francisco e Bigode) ocorrem principalmente na região sudeste do município de Peixoto de Azevedo, em domínios da região da Vila de União do Norte (*Fig. A1.1*). Apesar da existência de alguns trabalhos de cunho regional que englobam essa região de potencial aurífero ([Moreton & Martins, 2005](#); [Souza *et al.*, 2005](#); [Paes de Barros, 2007](#); [Assis, 2008](#), [Assis, 2011](#)), o seu arcabouço geológico e geotectônico não se encontra suficientemente esclarecido. Dessa forma, a meta desse trabalho é definir o contexto geológico e geotectônico da região de União do Norte por meio da caracterização petrográfica e

litogeoquímica de suas unidades litodêmicas, o que servirá de substrato para a melhor compreensão da metalogênese do ouro desse setor da PAAF.

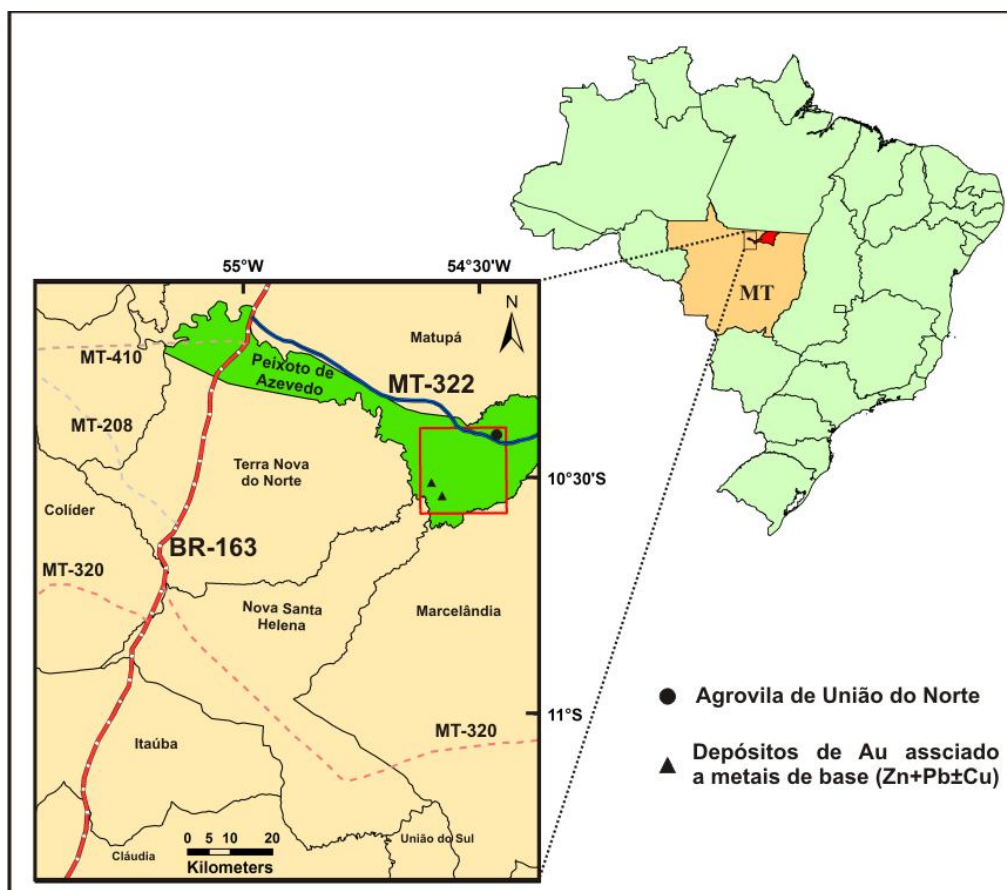


Fig. AI.1. Mapa de localização da região de União do Norte e dos principais depósitos de ouro associado a metais de base (Zn+Pb±Cu) no município de município de Peixoto de Azevedo.

CONTEXTO GEOLÓGICO DO SETOR LESTE DA PAAF (MT) A PAAF também tem sido denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005). Os autores nesse trabalho, no entanto, preferem a denominação de Souza *et al.*, (2005), apenas especificando o fato de corresponder a uma província eminentemente aurífera.

O setor leste da PAAF é compreendido por cinco unidades plutono-vulcânicas que se desenvolveram no Paleoproterozóico (Orosiriano – Estateriano), além de uma unidade sedimentar clástica de provável idade mesoproterozóica denominada de Grupo Caiabis (Fig. AI.2). As unidades plutono-vulcânicas encontram-se representadas em escala regional pelo granito Nhandu (1.889-1.879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872 Ma), Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade indeterminada), Suíte Colíder (1.786-

1.781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008).

Magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcalina, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além de granitos sub-vulcânicos subordinados, quartzo sienito fino e granófiros, compõem o granito Nhandu (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). São rochas que frequentemente hospedam depósitos auríferos (*e.g.* Natal, Trairão) e comumente mostram evidências de alteração potássica com microclínio, acompanhada de precipitação de sulfetos e magnetita. A idade do granito Nhandu foi estabelecida entre 1.889 ± 17 Ma a $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,91, sendo seu ambiente tectônico interpretado como pós-colisional a intra-placa (Silva & Abram, 2008). Em adicional, JICA/MMAJ (2000) obteve idades de 1.848 ± 17 Ma para essa suíte.

A Suíte Intrusiva Matupá é constituída por quatro litofácies que incluem biotita granito e biotita monzogranito porfíricos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005). As *fácies 1* e *2* hospedam mineralizações auríferas, sendo o depósito de Serrinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.*, 2006). Uma idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies 1*, além de idades modelo (T_{DM}) entre 2,34-2,47 Ga, e $\epsilon_{Nd(t)}$ que varia de -2,7 a -4,3 (Moura, 1998). Idades T_{DM} similares entre 2,15 e 2,34 Ga também foram obtidas por Souza *et al.*, (2005), contudo com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -0,98 e +3,04. A Suíte Intrusiva Matupá é truncada por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio e subordinadamente por traquiandesito, todos representantes da Suíte Intrusiva Flor da Serra (Souza *et al.*, 2005), que segundo Moura & Botelho (2002) e Silva & Abram (2008) apresentam características geoquímicas de toleítos continentais intra-placa. Na ausência de dados geocronológicos, Souza *et al.*, (2005) utilizam-se de uma idade T_{DM} de 2,33 Ga (em gabro) e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,08 e o conjunto de litotipos que compõem essa suíte para correlacioná-la com a Suíte Ingarana (Província Aurífera do Tapajós), de idades 1.887 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão; Vasquez, 2000) e 1.879 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão; Santos, 2000). Considerando essa correlação geocronológica com os desvios padrões, as rochas da Suíte Flor da Serra seriam relativamente mais antigas e/ou contemporâneas àquelas da Suíte Matupá. No entanto, relações geológicas relatadas por Moreton & Martins, (2005) indicam que a Suíte Flor da Serra é intrusiva na Suíte Matupá, o que a tornaria mais jovem. Logo, a idade dessa suíte ainda permanece indefinida.

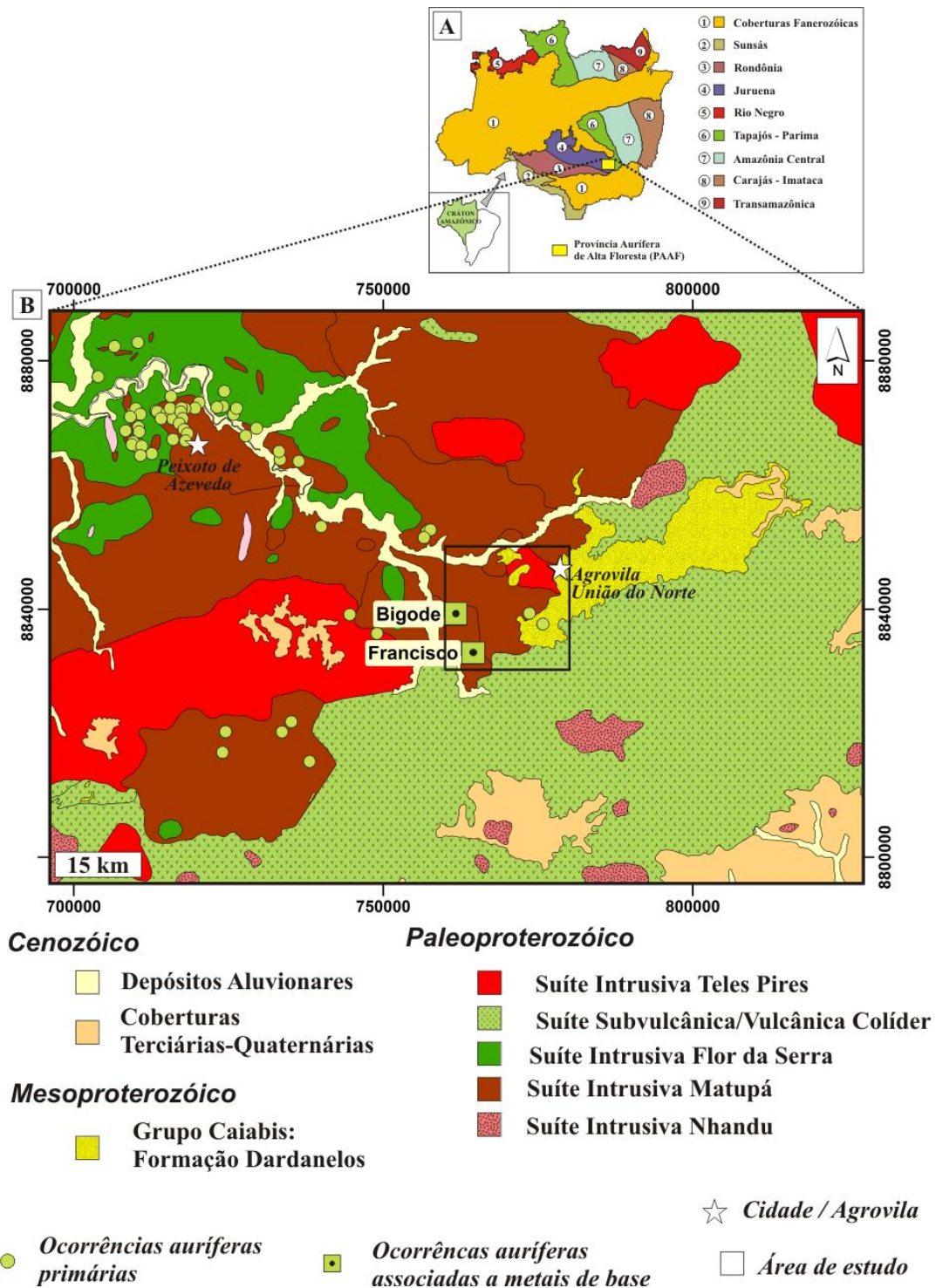


Fig. AI.2. (A) Localização da PAAF na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico segundo Santos et al., (2000). (B) Mapa geológico do setor E da PAAF, com destaque na localização das principais ocorrências primárias de ouro, além dos prospectos do Francisco e do Bigode (Modificado de Souza et al., 2005).

A Suíte Colíder é representada por vulcânicas (derrames e piroclásticas) de composição intermediária a ácida, de alto K, cálcio-alcalina e caráter peraluminoso a metaluminoso, associadas a intrusões epizonais de microgranito, microquartzo monzonito, granófiro, riolito e dacito porfirítico (Moreton & Martins, 2005). Essa suíte mostra contatos tectônicos com as Suítes Matupá e Nhandu, além de possuir idades U-Pb em zircão de 1.781 ± 8 Ma e $1.785 \pm 6,3$ Ma, com T_{DM} de 2,344 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,75 (Pimentel, 2001; Silva & Abram, 2008).

Intrusivos em todas as unidades anteriores ocorrem batólitos e *stocks* da Suíte Intrusiva Teles Pires, constituída essencialmente por biotita granitos a álcali-feldspato granitos isotrópicos, de coloração avermelhada, granulação média a grossa, localmente com texturas porfirítica e granofírica, além de texturas *rapakivi* e anti-*rapakivi* (Souza *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 2005). Os dados geoquímicos apontam para granitos do tipo A, de natureza cálcio-alcalina de médio a alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, que correspondem a intrusões pós-colisionais, com idades U-Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma e 1.782 ± 17 Ma, além de T_{DM} entre 1,94 e 2,28 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,4 a +3,0 (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2001; Silva & Abram, 2008).

Recobrando as unidades plutono-vulcânicas, sobretudo a Suíte Colíder, encontram-se sequências de arenitos e arcóseos de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos, pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis). Essas sequências apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados, com idade máxima de 1,38 Ga (Leite & Saes, 2003; Souza *et al.*, 2005). O Grupo Caiabis é ainda interpretado como uma bacia do tipo *pull-apart*, ou possivelmente do tipo *strike-slip* em que as principais zonas de transcorrência sinistrais NW/SE foram as responsáveis pela sua geração (Souza *et al.*, 2005).

MATERIAIS E MÉTODOS

Com o auxílio de imagens ASTER foi realizado um mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área de aproximados 400 km² na região da Vila de União do Norte com o objetivo de reconhecimento das principais unidades litodêmicas da região, assim como de suas estruturas. Posteriormente, esse mapeamento foi refinado na área do entorno do Depósito do Francisco, o que possibilitou a geração de um mapa geológico de semi-detelhe (1:25.000) do depósito.

Deste reconhecimento resultou a classificação e descrição petrográficas das unidades mapeadas, as quais contaram com um total de 40 lâminas delgadas-polidas. Em adicional, foram selecionadas 34 amostras para análises de geoquímica em rocha total. Os diques de vulcânicas totalizaram nove amostras, enquanto que a Suíte Granodiorítica teve oito, o Pórfiro União do Norte seis, a Suíte Granítica cinco e a Unidade Vulcanoclástica quatro amostras (Tabs. AIV.8 – AIV.14). As análises geoquímicas foram realizadas pelo Laboratório ACME Lab. do Canadá. As concentrações de elementos maiores foram

obtidas por ICP-OES após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em ácido nítrico. Os elementos-traço foram analisados por ICP-MS após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em HNO_3 .

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Geologia e Petrografia As principais unidades litodêmicas da região de União do Norte, sudeste da PAAF, incluem: uma unidade de rochas vulcanoclásticas, três suítes plutônicas, diques de vulcânicas máficas a félsicas, além de uma sequência sedimentar siliciclástica (Fig. AI. 3).

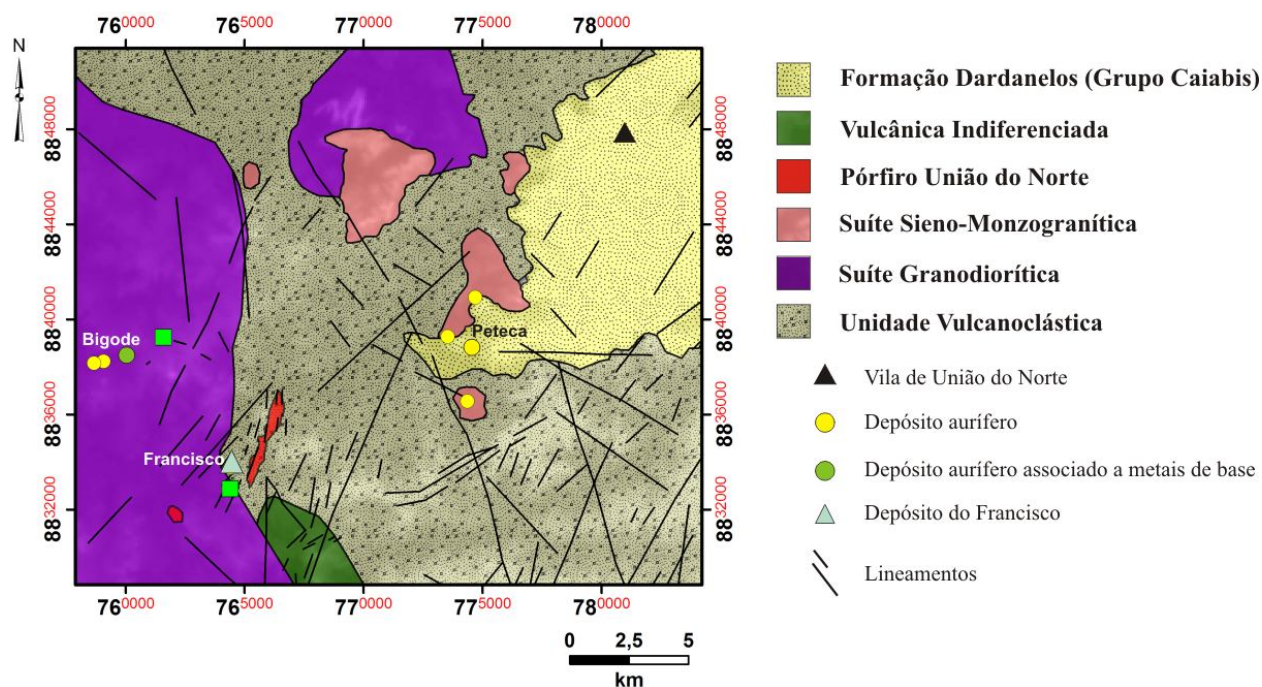


Fig. AI.3. Mapa geológico da região de União do Norte com a localização dos depósitos auríferos do Francisco e do Bigode (Modificado de Assis, 2008).

UNIDADE VULCANOCLÁSTICA Corresponde a unidade que hospeda o depósito aurífero do Francisco. É dominada por grauvaça-feldspática vulcanoclástica, arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, arenito arcoseano vulcanoclástico, todos de granulação muito fina a fina, além de lentes subordinadas de conglomerado arenoso polimítico vulcanoclástico matriz suportado (Assis, 2008; 2011).

Arenito arcoseano Restrito às cotas mais elevadas é representado por rochas de tonalidade bege a creme clara, brilho sedoso, granulometria muito fina a fina, estrutura laminada e acamadada. O S0 mostra orientação preferencial entre N22-63E / 10-17SE, além de orientações N07-27W / 07-50SW subordinadas.

Grauvaca-feldspática vulcanoclástica Caracteriza-se por apresentar coloração cinza clara a amarronada, estrutura maciça ou com estratificação plano-paralela a cruzada centimétricas e graduação granulométrica descontínua (Fig. AI.4A). Por vezes, leitos de granulometria muito fina são realçados pela elevada quantidade de magnetita+hematita. O S_0 desta litofácies, quando reconhecido, revela mergulhos entre 35° e 45° para ESE e WSW indicando ter sido sujeita a dobramento. Entretanto, devido ao grau de intemperismo e a falta de afloramentos contínuos, essas relações estruturais ainda necessitam de investigação mais sistemática.

Nessa rocha há predominância de grãos e cristais angulosos a sub-angulosos de baixa a moderada esfericidade (Fig. AI.4B), sendo constituída por quartzo (20-32,8%), feldspato potássico (21,2-27%), plagioclásio (14,7-15,4%), cimento silicoso (10,5%) e fragmentos líticos (18,2-21,4%), esses últimos eminentemente de origem vulcânica (Fig. AI.4C). Contudo, fragmentos de rochas graníticas, embora incomuns, podem estar presentes. Os fragmentos líticos e de cristais encontram-se envolvidos por uma matriz silicosa que totaliza 16,7 a 18,3% da rocha (Assis, 2008; 2011). Os cristais de quartzo são angulosos a arredondados, com predomínio de formas sub-angulares. Microclínio e ortoclásio correspondem ao feldspato dominante. O microclínio por vezes exibe texturas de exsolução e pertíticas, indicando uma possível origem granítica.

Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico Exibe tonalidades rósea-amarelada, amarronada a acinzentada, além de estratificação plano-paralela por vezes intercalada a estratificação cruzada de pequeno porte (Fig. AI.4D). Leitos de 1,5-2 cm de espessura constituídos por hematita±magnetita podem ocorrer paralelamente ao acamamento. Os fragmentos líticos e de cristais exibem heterogeneidade quanto à forma e granulometria, com grãos sub-arredondados a angulares, de aspecto fragmentado, que indicam curto transporte e baixo retrabalhamento. São litofácies constituídas por quartzo (33,5%), plagioclásio (21,2%), fragmentos líticos (15,8%), feldspato alcalino (4,8%), matriz silicosa (7,6%) e cimento argiloso (~5%). Como no caso anterior, os fragmentos vulcânicos são abundantes, enquanto que os provenientes de rochas graníticas ocorrem em menores quantidades.

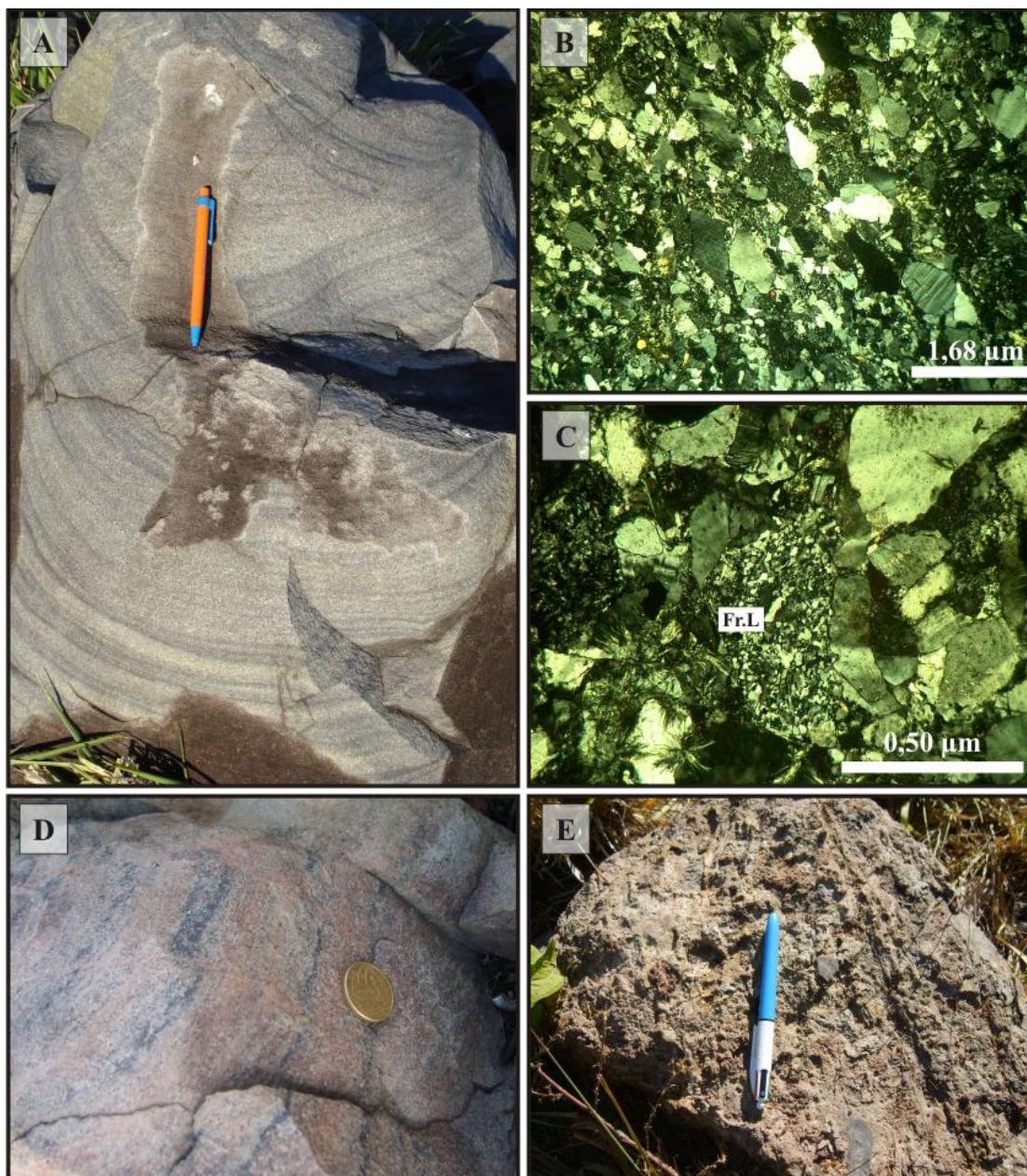


Fig. AI.4. Unidade vulcanoclástica: (A) Grauvaca-feldspática vulcanoclástica de granulometria fina e laminação plano-paralela e cruzada. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) exibindo (B) Laminação bem pronunciada e definida pela orientação dos cristais e fragmentos rochosos em grauvaca-feldspática vulcanoclástica; (C) Fragmento vulcânico com textura sub-óptica; (D) Arenito arcoseano lítico vulcanoclástico com estratificação plano-paralela bem definida e leitos de até 2,5 cm de espessura, constituídos por hematita+magnetita; (E) Conglomerado polimítico arenoso matriz suportado com clastos angulosos a sub-angulosos de até 6 cm de comprimento.

Conglomerado arenoso polimítico vulcanoclástico matriz suportada Essa *litofácies* raramente aflora, sendo identificada principalmente em furos de sondagem, nos quais ocorre em camadas de até 12m de espessura, intercalada entre camadas do arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, com o qual o contato é brusco. Os fragmentos líticos, essencialmente de vulcânicas intermediárias, perfazem 39-77% do volume da rocha e são representados por clastos com dimensões de até 7 cm de comprimento imersos em matriz de areia fina a média (Fig. AI.4E).

SUÍTES PLUTÔNICAS Três suítes de rochas graníticas encontram-se representadas na região de União do Norte: (1) Suíte Granodiorítica com quartzo-monozodiorito e tonalito subordinados; (2) Suíte Granítica, com ocorrências restritas de sienito e quartzo-monzonito, e (3) Pórfiro União do Norte (Fig. AI.5). Essas suítes exibem localmente contatos bruscos com a Unidade Vulcanoclástica, indicando serem intrusivas e, portanto, mais jovens.

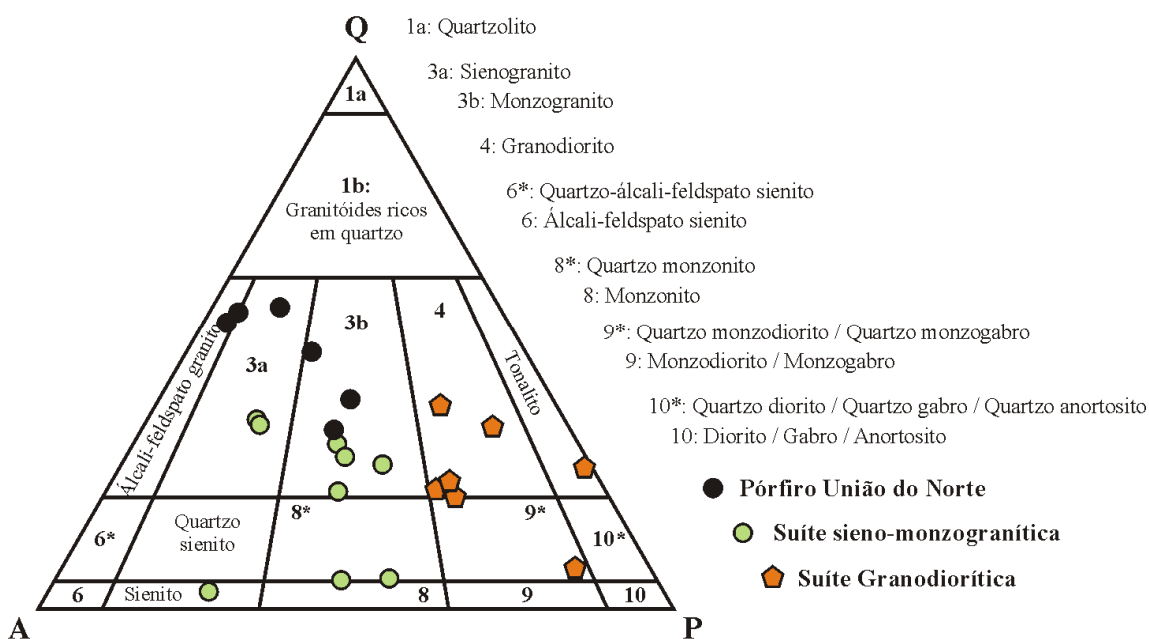


Fig. AI.5. Classificação petrográfica por meio da composição modal de amostras representativas das suítes plutônicas da região de União do Norte.

Suíte Granodiorítica Representada por granodiorito com tonalito subordinado e raro quartzo monzodiorito (Fig. AI.5). Ocorre na forma de blocos e matações métricos a sub-métricos em região com geomorfologia definida por relevo aplainado (Assis, 2008). O granodiorito dessa suíte é isotrópico, de coloração cinza clara com porções levemente rosadas, fraca a moderadamente magnético, de granulação média a grossa, textura inequigranular hipidiomórfica a automórfica, com cristais que exibem contatos predominantemente planares (Figs. AI.6A-B). Texturas intersticial e granofírica ocorrem subordinadamente. São constituídos por labradorita (41-47%), quartzo (17-28%), feldspato alcalino (10-

18%), hornblenda (3-16%) e biotita (~4%). Titanita, magnetita por vezes com lamelas de ilmenita, apatita e zircão ocorrem como fases acessórias, enquanto que clorita, epídoto, clinzoisita, hematita, sericita, pirita e calcopirita retratam fases hidrotermais. O quartzo é predominantemente intersticial, de textura fragmentada e moderada extinção ondulante. A labradorita ocorre como cristais tabulares justapostos ou calçados, que frequentemente apresentam zoneamento oscilatório. A biotita é tabular, parcialmente cloritizada e por vezes exhibe lamelas de prehnita ao longo de suas clivagens, enquanto que a hornblenda pode apresentar núcleos desestabilizados com finas inclusões de quartzo. Biotita, hornblenda, titanita, apatita e magnetita normalmente ocorrem em paragênese (*Fig. AI.6C*).

Os termos tonalíticos, no entanto, são representados por rochas de tonalidade verde acinzentada, granulação média e textura porfirítica denotada por cristais de labradorita e hornblenda. Correspondem a rochas isotrópicas, fracamente magnéticas, inequigranulares e predominantemente automórficas, com cristais que exibem contatos planares e textura em calçamento. São constituídos por plagioclásio (61%), quartzo (21%), hornblenda (7,7%), biotita (~2%) e feldspato potássico (1%). Titanita, magnetita e apatita ocorrem como acessórios, enquanto clorita, epídoto, hematita, pirita, muscovita, sericita e rutilo como fases secundárias.

Suíte Granítica São rochas geralmente de tonalidades róseas, não-magnéticas, isotrópicas, fanerítica média a grossa, inequigranulares, com texturas poiquilítica, porfirítica e, por vezes, *rapakivi* (*Figs. AI.6D-F*). Enclaves de granodiorito, embora raros, indicam uma idade mais jovem para a Suíte Granítica. Zonas de cisalhamento centimétricas e restritas afetam essa suíte, gerando intensa venulação preenchida por quartzo. A composição mineralógica dessas rochas contém essencialmente feldspato alcalino (39-42%), plagioclásio (23-36%) e quartzo (21-28%). Zircão, apatita, allanita, magnetita e biotita ocorrem como fases acessórias, enquanto que sericita, clorita, epídoto e pirita como fases secundárias. Entretanto, percebe-se que em alguns afloramentos a proporção de quartzo varia de 10-25%, sendo que as regiões de maior concentração exibem textura gráfica. Texturas poiquilítica, mesopertítica, micropertítica e mimerquítica podem estar presentes.

Pórfiro União do Norte A denominação de Pórfiro União do Norte adotada neste trabalho é para designar uma suíte sub-vulcânica até então não individualizada nos mapas geológicos mais recentes da PAAF (*Souza et al., 2005; Moreton & Martins, 2005*) e da região de União do Norte (*Assis, 2008*). Corresponde a uma unidade de quartzo-feldspato pórfiro que representa uma suíte magmática expandida, composta por álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (*Fig. AI.5*) que ocorrem na forma de lacólitos. Estão dispostos ao longo de uma faixa de direção NE-SW com geomorfologia expressa por um alinhamento de serras. Exibem contatos intrusivos com as unidades anteriores, além de enclaves

de rochas vulcanoclásticas, denotando, portanto, serem mais jovens. As regiões de contato são representadas por uma intensa geração de veios e sistema de veios quartzosos.

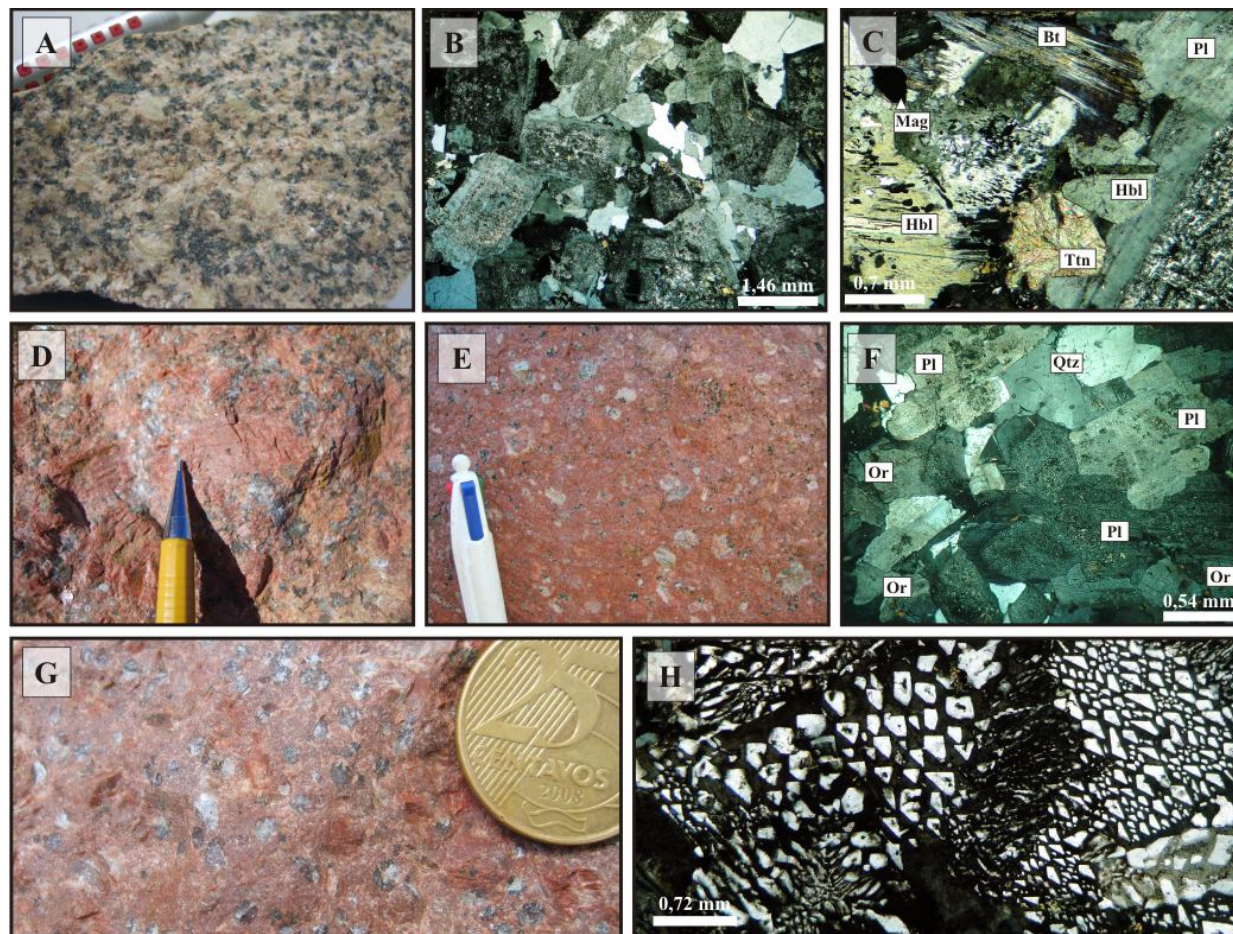


Fig. AI.6. Suíte Granodiorítica: (A) Granodiorito fanerítico grosso, isotrópico e inequigranular; Fotomicrografias (polarizadores cruzados): (B) Granodiorito inequigranular, de granulação média e textura hipidiomórfica; (C) Biotita, hornblenda, titanita e magnetita que normalmente ocorrem em paragênese. Suíte Granítica: (D) Detalhe de campo de quartzo intersticial e cristais de feldspato alcalino de granulação média a grossa; (E) Coloração avermelhada, textura inequigranular, por vezes porfirítica, de monzogranito; (F) Fotomicrografia que exibem texturas inequigranular e hipidiomórfica, típicas das rochas dessa suíte. Pórfiro União do Norte: (G) Textura porfirítica representada por cristais de feldspato alcalino e quartzo arredondado a bi-terminado; e (H) Fotomicrografia de textura micrográfica. **LEGENDA:** quartzo (Qtz); plagioclásio (Pl); ortoclásio (Or); magnetita (Mag); hornblenda (Hbl); biotita (Bt); titanita (Ttn).

É representado por rochas de tonalidade vermelho-tijolo, não magnéticas, isotrópicas, holocristalinas, de textura porfirítica, micrográfica e granofírica características (*Figs. AI.6G-H*), sendo que as duas últimas indiciam a saturação de fase fluida decorrente da cristalização magmática em nível crustal raso ([Candela, 1997](#); [Wernick, 2004](#)). Os fenocristais, dispersos em matriz fanerítica fina de textura micrográfica bem desenvolvida, exibem granulação média a grossa, formatos sub-euédricos a euédricos, contatos retilíneos com a matriz e não ultrapassam 25-30% do volume da rocha (*Fig. AI.6G*). São representados por: (i) quartzo azulado, arredondado a bi-terminado, com diâmetro de até 7 mm e que frequentemente exibem golfos de corrosão; (ii) feldspato potássico que alcança 1,2 cm de comprimento; e em menor quantidade por (iii) plagioclásio de até 1,4 cm de extensão. São rochas constituídas essencialmente por quartzo (48-49%), feldspato alcalino (30-42%) e plagioclásio (3-18%). Biotita (<2%), magnetita (<1,5%), fluorita, titanita, zircão, monazita e rutilo ocorrem como acessórios, enquanto que clorita, epídoto, sericita, caulinita, calcita e hematita como fases hidrotermais. A fluorita é representada por cristais anédricos, de granulação fina e que normalmente ocorre em paragênese com biotita e magnetita. A biotita está presente como cristais (sub-)euédricos de granulação fina a média geralmente cloritizados. Pirita disseminada e com pequenas inclusões anédricas de calcopirita ainda pode ser encontrada. De acordo com [Assis \(2011\)](#) a colocação desse pórfiro teria promovido a instalação do sistema magmático-hidrotermal responsável pela gênese das mineralizações auríferas associadas a metais de base em ambiente epitermal.

DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS

Essas rochas truncam todas as unidades supracitadas e podem ser individualizadas em três grupos petrográficos e geoquímicos distintos que ocorrem na forma de diques com poucas dezenas de comprimento, que não ultrapassam os 10-15m de largura e de direção preferencial N20-59E (*Fig. AI.7A*).

O primeiro grupo é representado por rochas de tonalidade cinza escura, textura sub-ofítica, raramente porfirítica, denotada por cristais de plagioclásio e raramente de allanita (*Fig. 7B*). O segundo individualiza-se pela coloração cinza esverdeada, granulação fina e textura porfirítica representada por fenocristais de plagioclásio e quartzo bi-terminados (*Fig. AI.7C*) e, subordinadamente de piroxênio. O terceiro grupo é ilustrado por rochas de coloração cinza-escura a cinza-amarronada de matriz quartzo-feldspática com fenocristais euedrais e bi-terminados de até 1,5 mm de quartzo e plagioclásio (*Fig. 7D-E*).

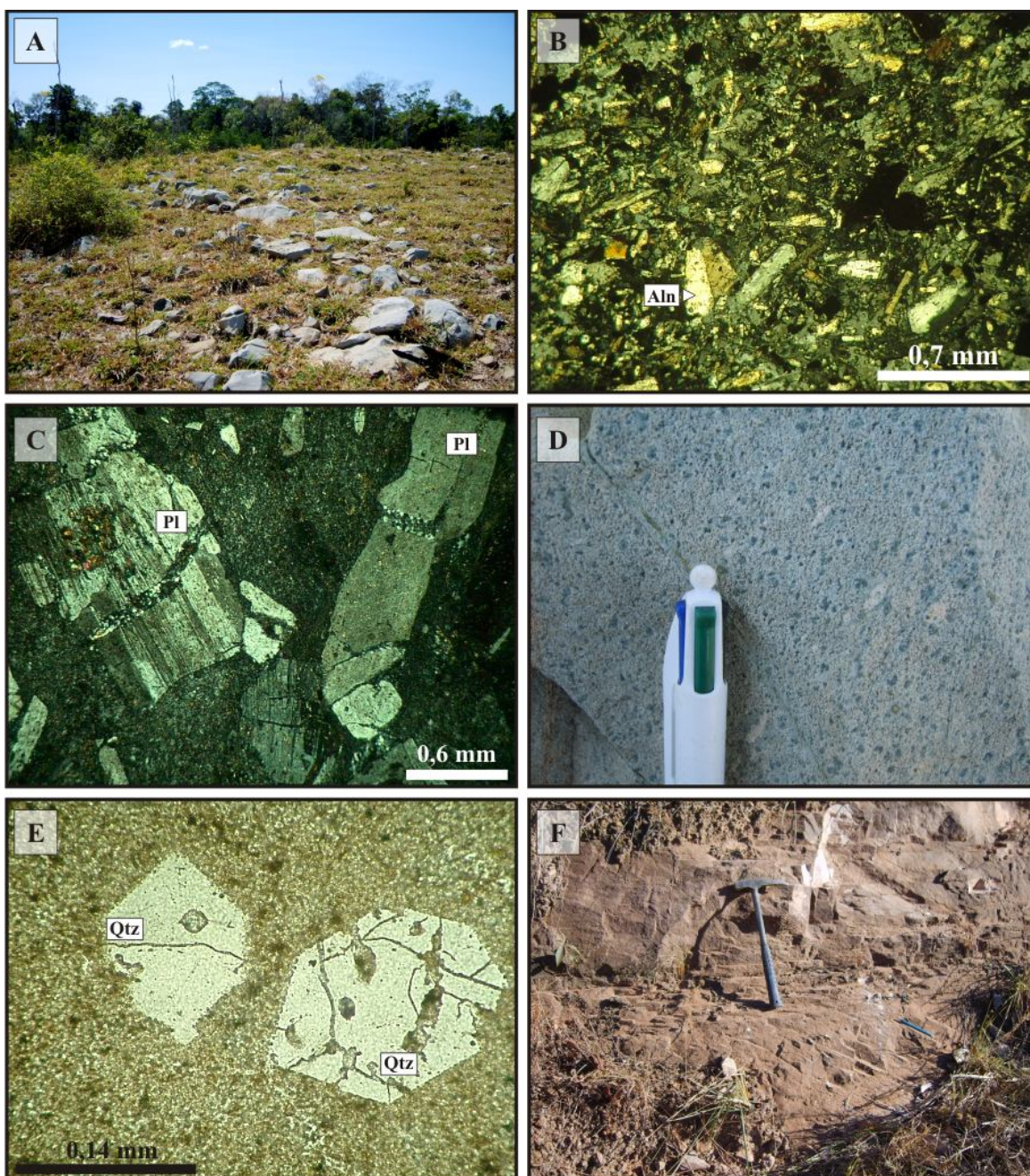


Fig. AI.7. (A) Diques máficos de pequena extensão, geralmente com poucos metros de largura e algumas dezenas de comprimento; Fotomicrografias de (B) Textura porfírica representada por cristais de plagioclásio e alanita imersos em matriz fina sub-ofítica em rocha de composição basáltica; (C) Andesito com fenocristais de plagioclásio (Pl) imersos em matriz afanítica; (D) Dacito com fenocristais de plagioclásio e piroxênio; (E) Fotomicrografia de quartzo (Qtz) bi-terminado em rocha dacítica; (F) Afloramento de arenito da sequência sedimentar de cobertura (Formação Dardanelos) com estratificação plano-paralela sotaposta por estratificação cruzada de alto ângulo.

Esses grupos caracterizam-se por exibirem concentrações distintas de sílica e álcalis (*Fig. AI.8*). O primeiro grupo, predominantemente na região de composição básica, exhibe intervalos de SiO_2 que variam de 47,7-49,2% e de $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ entre 4,8-5%, típica de traquibasalto. O segundo grupo, no entanto, apresenta concentrações intermediárias de sílica (53,2-57,8%) e álcalis (3,9-6,2%), compatíveis com rochas de composição traquiandesítica basáltica a andesítica. E finalmente, o terceiro grupo, de natureza ácida, é representado por valores SiO_2 compreendidos entre 64,6-66,9% e de $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ entre 6,1-6,4%, típico de rochas dacíticas.

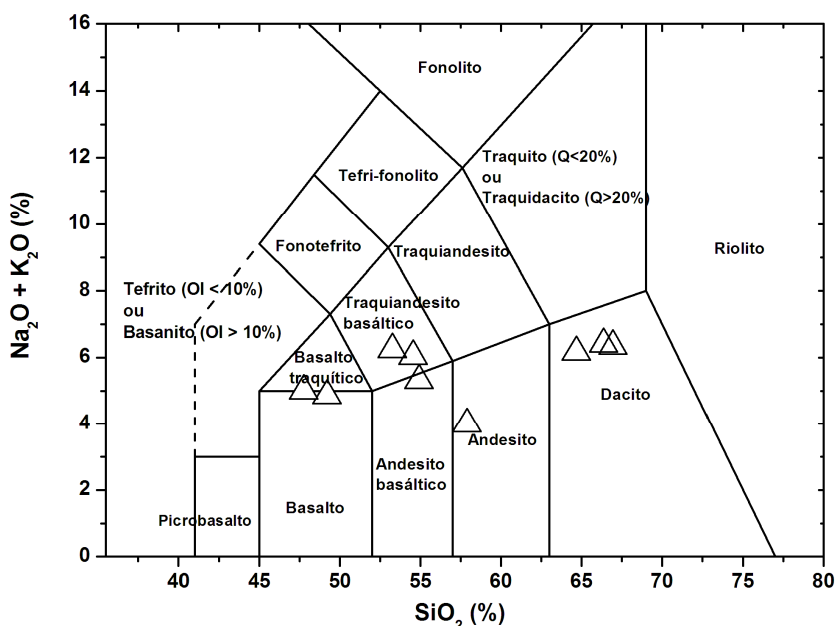


Fig. AI.8. Diagrama de TAS (total alcali-silica, *Le Bas et al., 1986*), com as amostras dos diques de vulcânicas da área de União do Norte. Pelo diagrama nota-se a ocorrência de três grupos de vulcânicas, com predominância daqueles de composição intermediária a ácida.

ROCHAS SEDIMENTARES SILICICLÁSTICAS Uma sequência de arenito com níveis conglomeráticos recobrem todas as unidades anteriormente descritas em extensos platôs que sustentam o relevo local. Em imagens de satélite (ASTER, LANDSAT) formam alinhamentos positivos de direção NE-SW. São rochas de granulometria fina que contêm grãos sub-arredondados que formam camadas plano-paralelas de até 10 cm de espessura. Estratificação cruzada de médio a alto ângulo na base, com atitude N15W/40NE, e estratificação plano-paralela no topo são estruturas comuns nessa unidade sedimentar. Essas rochas possivelmente devem ser correlatas as da Unidade I da Formação Dardanelos, descrita por *Souza et al., (2005)*. Segundo esses autores, essa sequência sedimentar teria se depositado em um sistema de rios entrelaçados, enquanto que os níveis conglomeráticos, com clastos graníticos e vulcânicos, são interpretados como formados em um sistema de leques aluviais.

LITOGEOQUÍMICA

Geoquímica das Suítes Plutônicas

VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES

A variação dos elementos maiores e menores indica que o Pórfiro União do Norte corresponde à unidade cujos valores apresentam a maior homogeneidade, típicos de suítes pouco fracionadas. As suítes Granítica e Granodiorítica, no entanto, apresentam ampla dispersão nos percentuais destes elementos, possivelmente um reflexo de que processos de fracionamento magmático atuaram mais efetivamente nessas unidades (*Fig. AI.9*).

De modo geral, o Pórfiro União do Norte é mais enriquecido em sílica (75,2-76,2%) do que as suítes Graníticas e Granodioríticas, que apresentam valores nos intervalos de 63,2-72,1% e 54,3-66,1%, respectivamente (*Tab. AIV.8-AIV.11*). As razões K_2O/Na_2O para o Pórfiro União do Norte, Suítes Granítica e Granodiorítica variam de 1,49-1,66; 0,66-1,49 e 0,60-1,22, respectivamente. As elevadas concentrações de plagioclásio e hornblenda nos granodioritos seriam os responsáveis pela maior concentração de CaO (3,7-7,3%) nos granodioritos, enquanto que a elevada quantidade de ortoclásio no Pórfiro União do Norte seria a causa das elevadas razões K_2O/Na_2O . Em adicional, o Pórfiro União do Norte apresenta os menores percentuais de Fe_2O_3 (1,5-1,7%), MgO (0,09-0,23%) e P_2O_5 (0,02-0,04%), enquanto que as rochas granodioríticas exibem os menores valores de K_2O (2,1-4%) e maiores de Fe_2O_3 (3,8-7,4%), MgO (1,3-3,7%), TiO_2 (0,49-0,86%), P_2O_5 (0,15-0,36%) e MnO (0,05-0,23%) (*Tab. AIV.8-AIV.11* e *Fig. AI.9*). As concentrações desses óxidos para rochas da Suíte Granítica situam-se frequentemente em posição intermediária entre as rochas da Suíte Granodiorítica e as do Pórfiro União do Norte. Hornblenda, biotita, titanita e apatita, fases comuns na Suíte Granodiorítica, mas ausentes e/ou acessórias nas demais suítes, seriam as responsáveis pelas variações observadas nesses valores. No entanto, as concentrações de Al_2O_3 mantiveram-se relativamente constantes entre as suítes analisadas: suítes Granodiorítica (14,4-19%), Granítica (13,4-14,4%) e Pórfiro União do Norte (11,7-11,9%). Em adicional, as concentrações de Cr_2O_3 mantiveram-se abaixo do limite de detecção pelo método empregado (0,002%, ICP-OES) apenas nas amostras da Suíte Granítica.

Os diagramas de Harker (*Fig. AI.9*) mostram, em geral que as rochas das suítes granítica e granodiorítica exibem tendências de variação coerentes com uma possível evolução por cristalização fracionada, enquanto que para o Pórfiro União do Norte, a pouca dispersão dos pontos, aponta para uma série pouco fracionada. Esses diagramas revelam que o comportamento dos óxidos para as suítes Granítica e Granodiorítica é normalmente inverso daquele observado para o quartzo-feldspato pórfiro, indicando que ela não é cogenética (mesma filiação magmática) em relação as demais. Entretanto, a sobreposição dos valores dos óxidos em função do incremento da sílica para as suítes Granodiorítica e Granítica indica que ambas correspondam a séries cogenéticas. Para o Pórfiro União do Norte, observam-se correlações

positivas do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO e TiO_2 com o aumento da sílica, enquanto que CaO apresenta relação inversa. Na Suíte Granodiorítica, exceto para o K_2O , todos os demais elementos apresentam relação inversa com o enriquecimento em sílica.

VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS-TRAÇO As suítes Granítica e Granodiorítica, respectivamente, apresentam os valores mais elevados de Ni (1,8-23,6 ppm e 3,6-36,1 ppm), Co (2,3-17,3 ppm e 7,4-27,3 ppm), Sr (65,9-583,5 ppm e 473-818,1 ppm) e Ba (502-1.437 ppm e 774-1.398 ppm), enquanto que os de Hf (10,9-12,8 ppm), Nb (23,6-28,2 ppm), Zn (60-171 ppm) e Rb (210,4-257,8 ppm) são mais elevados na unidade sub-vulcânica.

Como verificado para os elementos maiores e menores, observa-se que o comportamento de alguns elementos-traço das suítes Granodiorítica e Granítica é o inverso daquele obtido para o Pórfiro União do Norte (*Fig. AI.9*). Adicionalmente, incrementos do Sr, Ba e Zr com o aumento da SiO_2 são observados no Pórfiro União do Norte, enquanto que nas demais suítes o Sr e Zr diminuem. No entanto, Ta e Rb tornam-se enriquecidos com o aumento da sílica nas suítes Granodiorítica e Granítica, ao passo que Rb, Y, Nb e Ta estão empobrecidos no Pórfiro União do Norte (*Fig. AI.9*). Neste contexto, o aumento do Sr e Ba na unidade sub-vulcânica sugere que os processos de fracionamento magmático não foram efetivos, a exemplo do sugerido anteriormente.

Os padrões de elementos terra raras (ETR) e de elementos-traço, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), mostram diversas diferenças entre as três suítes plutônicas (*Fig. AI.10*). Nota-se que, de modo geral, que a Suíte Granítica é ligeiramente mais enriquecida em elementos-traço do que as demais suítes (*Fig. AI.10A*). Observa-se também que todas as suítes exibem anomalias negativas de Nb, K e Ti. Entretanto, a Suíte Granodiorítica e o Pórfiro União do Norte apresentam pronunciadas anomalias positivas de Pb, ausentes na Suíte Granítica. Acentuadas anomalias negativas de Sr são observadas no Pórfiro União do Norte e na Suíte Granítica, enquanto que na Suíte Granodiorítica essa anomalia é praticamente inexistente, exceto para o tonalito. Em contrapartida, as suítes Granodiorítica e Granítica compartilham de uma mesma anomalia positiva de Ba, que no Pórfiro União do Norte aparece como negativa.

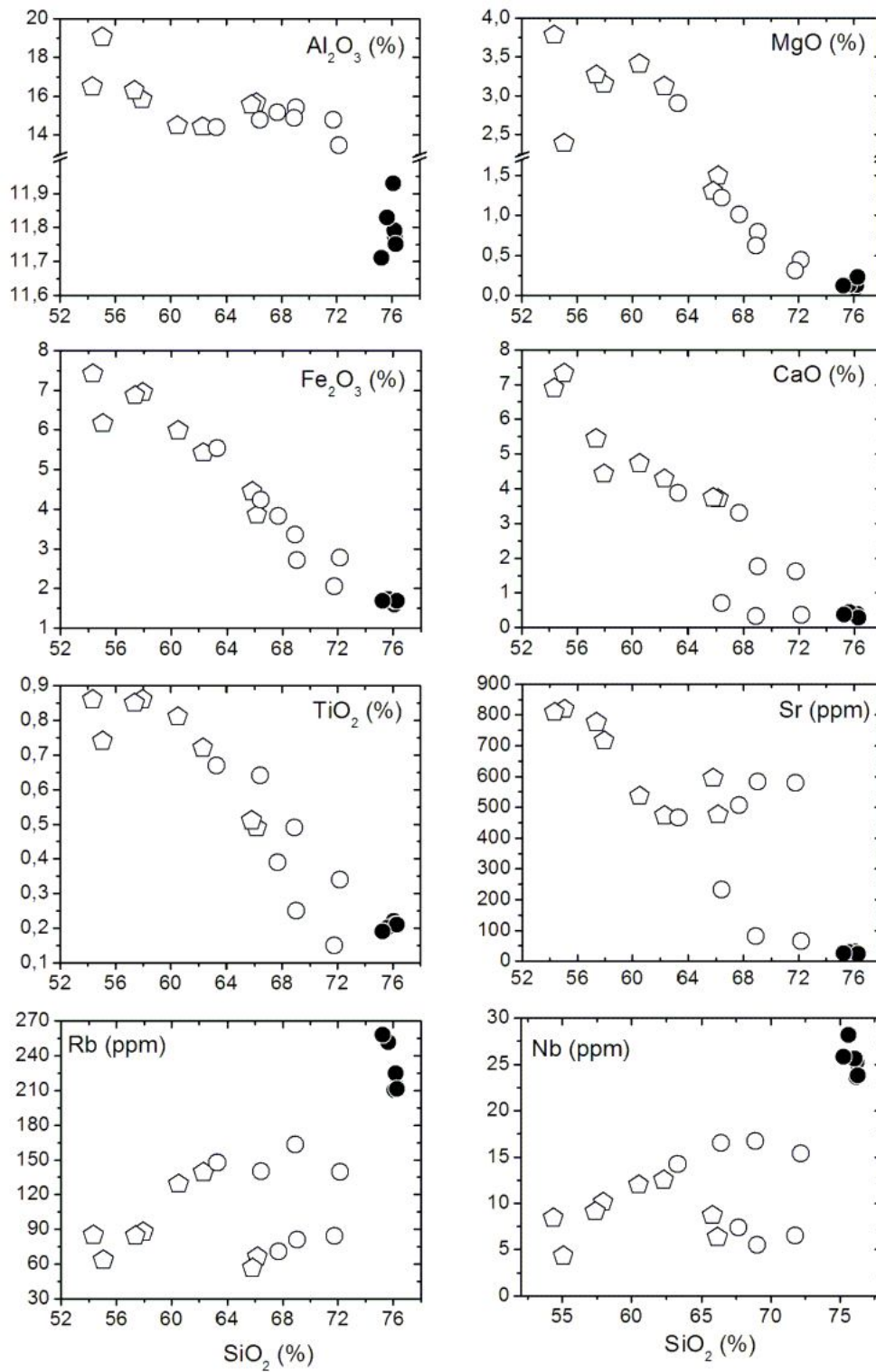


Fig. A1.9. Diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço de rochas das suítes plutônicas da região de União do Norte.

Quanto aos ETR (*Fig. AI.10*), nota-se que no caso das três suítes plutônicas há um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, embora esse enriquecimento seja mais pronunciado nas suítes Granítica ($La_n/Yb_n \approx 7,4$ a $26,2$) e Granodiorítica ($La_n/Yb_n \approx 9,7$ - $26,6$), quando comparados ao Pórfiro União do Norte ($La_n/Yb_n \approx 7,3$ - $10,9$). Esses resultados sugerem que o fracionamento magmático teria sido mais efetivo nas duas primeiras suítes. Essa hipótese também é reforçada pela grande dispersão dos valores de elementos maiores, menores e traço em relação à sílica (*Fig. AI.9*). Em adicional, nota-se que a Suíte Granodiorítica apresenta valores ligeiramente mais elevados para os ETR intermediários (*e.g.* Gd e Tb) do que para os ETRP. Esse comportamento pode ser decorrente da ocorrência de hornblenda, titanita e apatita que por apresentarem elevado coeficiente de partição, contribuem no enriquecimento de ETRL, Gd e Tb em magmas félsicos (Rollinson, 1993). A maior diferença observada, no entanto, é a forte anomalia negativa de Eu no Pórfiro União do Norte ($0,13 < Eu/Eu^* < 0,18$). Essa anomalia é pouco pronunciada na Suíte Granítica ($0,36 < Eu/Eu^* < 0,87$) e praticamente inexistente na Suíte Granodiorítica ($0,75 < Eu/Eu^* < 1,09$). A anomalia negativa de Eu no Pórfiro União do Norte, assim como o enriquecimento em K_2O , Ba e Sr com o incremento da sílica, indicam que a geração do ortoclásio teria sido essencial na cristalização dessa suíte plutônica.

CLASSIFICAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS O conjunto de dados geoquímicos obtidos indica que as suítes plutônicas da região de União do Norte seriam representativas de um magmatismo cálcio-alcalino a alcalino, ambos de alto K (*Fig. AI.11A,C*). Neste cenário, as amostras da unidade sub-vulcânica são aquelas com os maiores Índices de Wright ($3,2 < IW^* < 3,6$) (*Fig. AI.11A*). Observa-se também que a Suíte Granodiorítica exibe os menores valores do Índice de Wright ($1,5 < IW^* < 2,1$), reflexo de sua natureza mais primitiva e da presença de hornblenda e magnetita como fases acessórias. Em relação ao índice de saturação em alumina (ASI), verifica-se que a Suíte Granodiorítica apresenta características essencialmente metaluminosa, enquanto que o Pórfiro União exibe caráter metaluminoso a levemente peraluminoso e a Suíte Granítica levemente peraluminoso (*Fig. AI.11A,C*). Os elevados valores de K_2O do Pórfiro União do Norte seriam os responsáveis pelo ASI da unidade estar próximo a 1. Ao se considerar a classificação de rochas graníticas proposta por Frost *et al.*, (2001), observa-se que as amostras da Suíte Granodiorítica incidem no campo dos granitóides magnesianos, enquanto que aquelas do Pórfiro União do Norte, com elevadas razões de $FeO^l/(FeO^l+MgO)$, compreendidas entre 0,86-0,94, enquadram-se no campo dos granitóides ferrosos (*Fig. AI.11E*). As rochas da Suíte Granítica exibem assinatura essencialmente ferrosa, constituindo um *trend* geoquímico de aumento das razões $FeO^l/(FeO^l+MgO)$ com o incremento da sílica, em direção as amostras do Pórfiro União do Norte (*Fig. AI.11D*). Com base no índice de alcalinidade modificado (MALI), verifica-se que as amostras do Pórfiro União do Norte exibem assinatura álcali-cálcica, enquanto que as demais unidades plutônicas apresentam assinatura cálcio-

alcalina a álcali-cálcica (Fig. A1.11E). Em adicional, nota-se que algumas amostras da Suíte Granítica apresentam características de magmatismo alcalino e shoshonítico (Figs. A1.11D,F), o que pode ser atribuído à alteração potássica que teria afetado essas rochas.

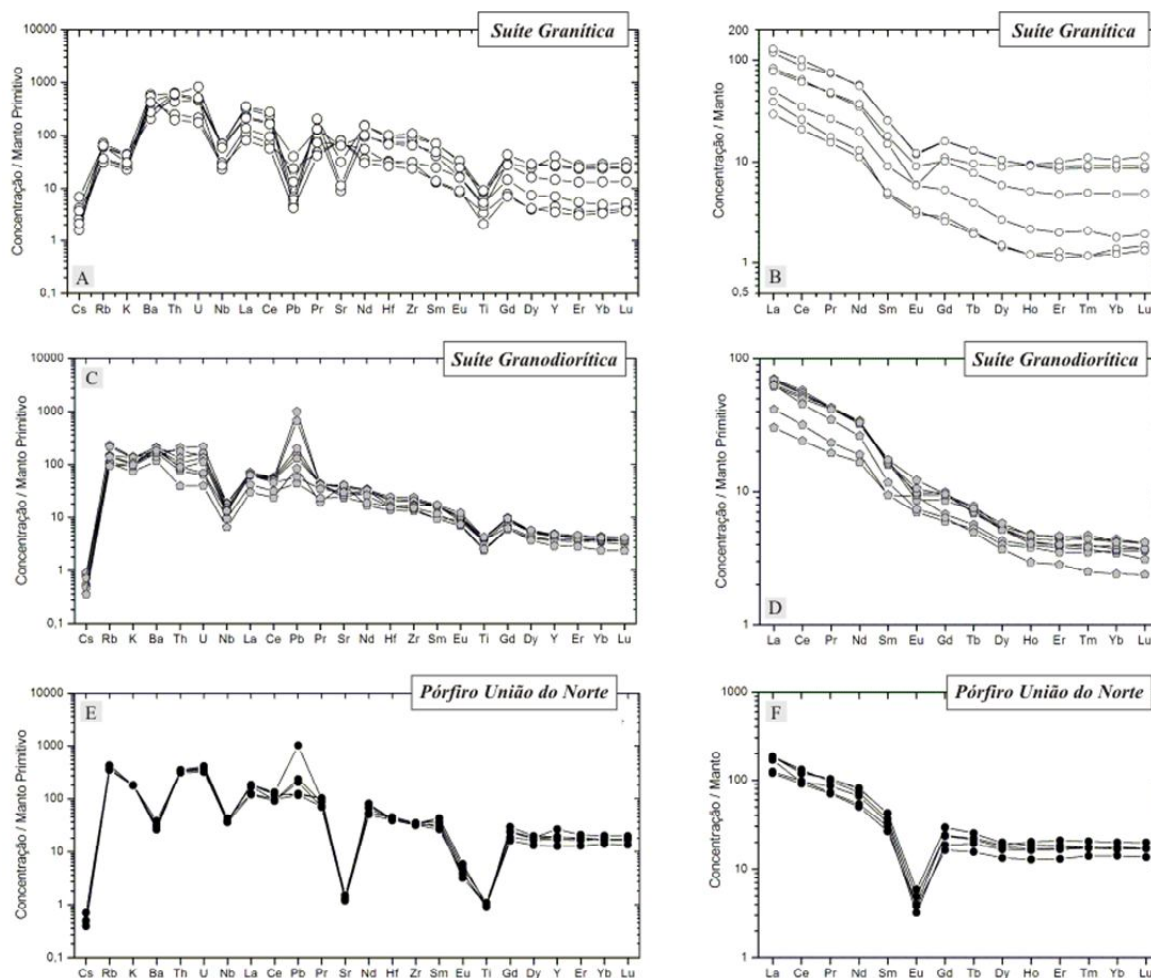


Fig. A1.10. Padrão de distribuição dos elementos terras raras e traço, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), para as rochas das suítes: (A-B) granítica; (C-D) granodiorítica e (E-F) Pórfiro União do Norte.

AMBIÊNCIA TECTÔNICA

Em relação à definição do ambiente geodinâmico a partir dos diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce *et al.*, (1984), nota-se que as rochas das suítes Granítica e Granodiorítica apresentam forte afinidade com granitóides de arcos vulcânicos, embora parte da Suíte Granítica também se encontra em domínio pós-colisional (Figs. A1.12A-B). Por outro lado, o Pórfiro União do Norte mostra-se intrinsecamente relacionado a magmas graníticos gerados em ambiente pós-colisional. A partir destes diagramas observa-se um *trend* geoquímico que poderia representar a evolução geodinâmica do ambiente, desde arcos vulcânicos mais primitivos, representados pelas rochas

granodioríticas e graníticas, até o encerramento do evento orogenético em plataforma mais estável, com a colocação de rochas mais evoluídas e pouco fracionadas (Pórfiro União do Norte). Essa tendência evolutiva observada pelos dados geoquímicos sustenta-se pelas relações de campo que apontam que a Suíte Granodiorítica é intrusiva na Suíte Granítica, enquanto que o Pórfiro União do Norte intrude todas as demais. A partir dos diagramas de [Whalen et al., \(1987\)](#), observa-se que o Pórfiro União do Norte incide no campo dos granitóides intra-placa (tipo A), enquanto que as suítes Granodiorítica e Granítica exibem afinidade geoquímica com granitos orogênicos do tipo I (*Figs. AI.12C-E*).

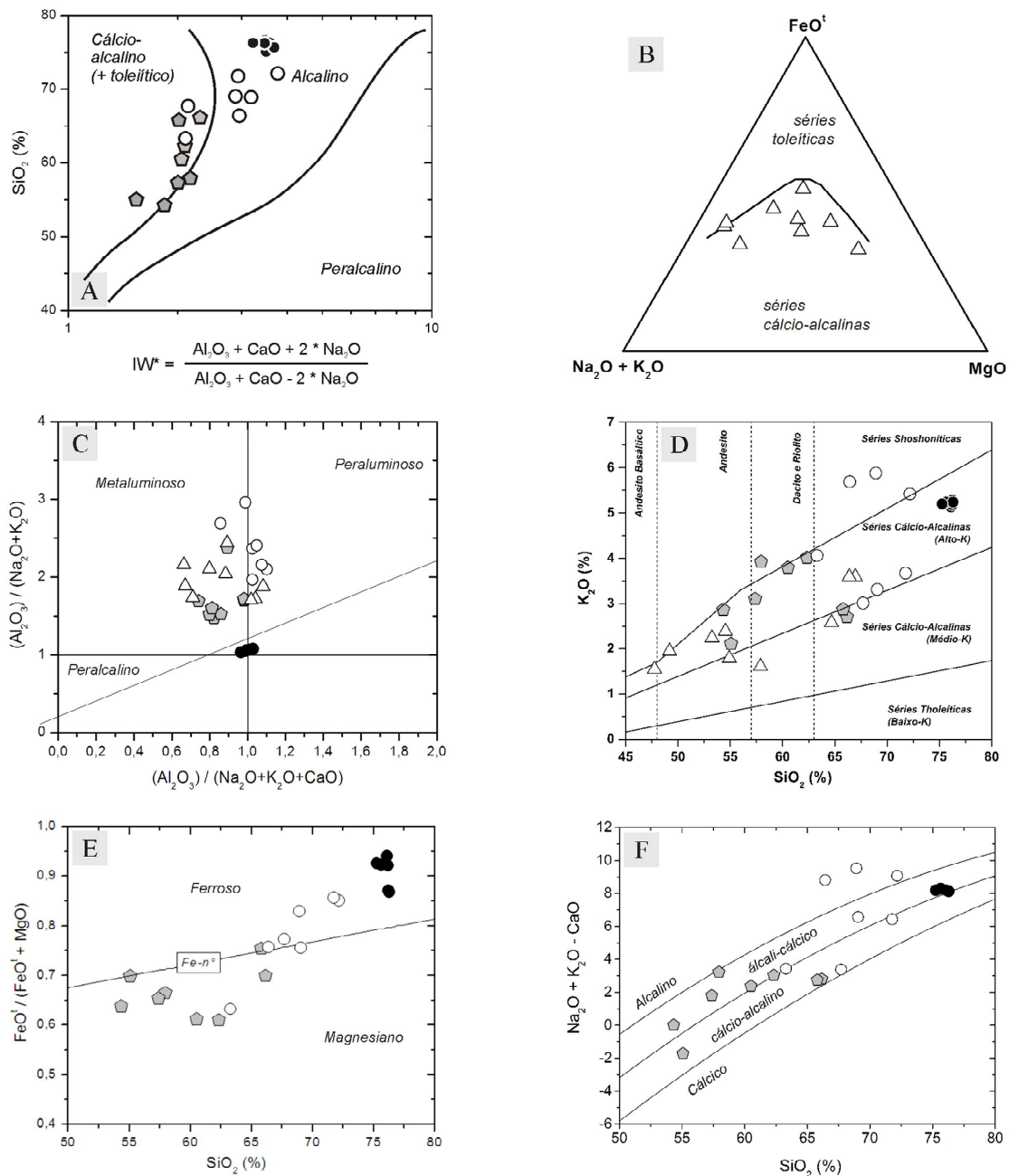
Em decorrência do Pórfiro União do Norte sugerir um ambiente pós-colisional, com afinidade com granitos anorogênicos, utilizou-se dos diagramas discriminatórios de ambiente geodinâmico de granitos do tipo A propostos por [Eby \(1992\)](#). Com base neste diagrama (*Fig. AI.12F*), observa-se que a unidade sub-vulcânica incide no campo dos granitóides formados em ambiente pós-colisional ou cujo alojamento teria ocorrido ao final de um período de magmatismo granítico (grupo A2), em ambos os casos, denotando fonte eminentemente crustal.

Geoquímica das Rochas Vulcânicas

Em conjunto, as assinaturas geoquímicas para elementos maiores dessas rochas vulcânicas apontam para um magmatismo eminentemente cálcio-alcalino de médio a alto K e metaluminoso, sendo apenas os membros dacíticos levemente peraluminosos (*Fig. AI.11*).

O padrão de elementos-traço e de ETR, normalizados pelo manto primitivo ([McDonough & Sun, 1995](#)) novamente mostram assinaturas geoquímicas distintas para os três grupos de rochas desta suíte (*Figs. AI.13A*). De modo geral, as rochas dacíticas e traquiandesítica basálticas são levemente mais enriquecidas em elementos-traço do que as demais. Anomalias negativas de K, Th, Nb, Pb e Ti são comuns a todos os grupos. Contudo, Th e Ti podem exibir suaves anomalias positivas em algumas amostras dos membros do segundo grupo, enquanto que os basaltos e uma amostra do dacito apresenta fortes a moderadas anomalias positivas de Pb (*Fig. AI.13A*). Os traquiandesitos basálticos mostram anomalias negativas mais pronunciadas de Pb (3,27-12,59 ppm) e K (27,01-36,07 ppm), enquanto que nos basaltos e dacitos anomalias negativas mais pronunciadas de Nb (4,25-12,46 ppm) e Ti (6,16 – 14,71 ppm) estão, respectivamente, presentes. Observa-se, de forma geral, que os andesitos exibem anomalias negativas pouco pronunciadas para todos os elementos discutidos. Em adicional, leves a moderados enriquecimentos em Sr são observados para o conjunto de dados obtidos. Esses valores podem variar de 24,14-129,22 ppm para as rochas dacíticas e até 82,53-145,98 para o traquiandesito basáltico. Observa-se também que o padrão de distribuição dos elementos-traço da suíte granodiorítica (*Fig. AI.10C*) é similar ao das rochas vulcânicas, com concentração maior de LILE em relação aos HFSE, além de marcantes anomalias negativas de Nb e Ti. Anomalias negativas de Nb, Pb e Ti, a exemplo das observadas, são

típicas de rochas originadas em ambiente de arco vulcânico (Chandrasekharam *et al.*, 2009; Wernick, 2004; Yang *et al.*, 2008).



Suíte Granodiorítica
 Suíte Granítica
 Pórfiro União do Norte
 Diques de vulcânicas máficas a félsicas

Fig. A1.11. Diagramas de classificação geoquímica das suítes de rochas plutônicas e dos diques máficos a félsicos da região de União do Norte, com base em elementos maiores: (A) Diagrama de Wright (1969); (B) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (C) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989); (D) K₂O vs. SiO₂ (Le Maitre *et al.*, 1989); (E) Número de Ferro (Frost *et al.*, 2001); (F) MALI (Frost *et al.*, 2001).

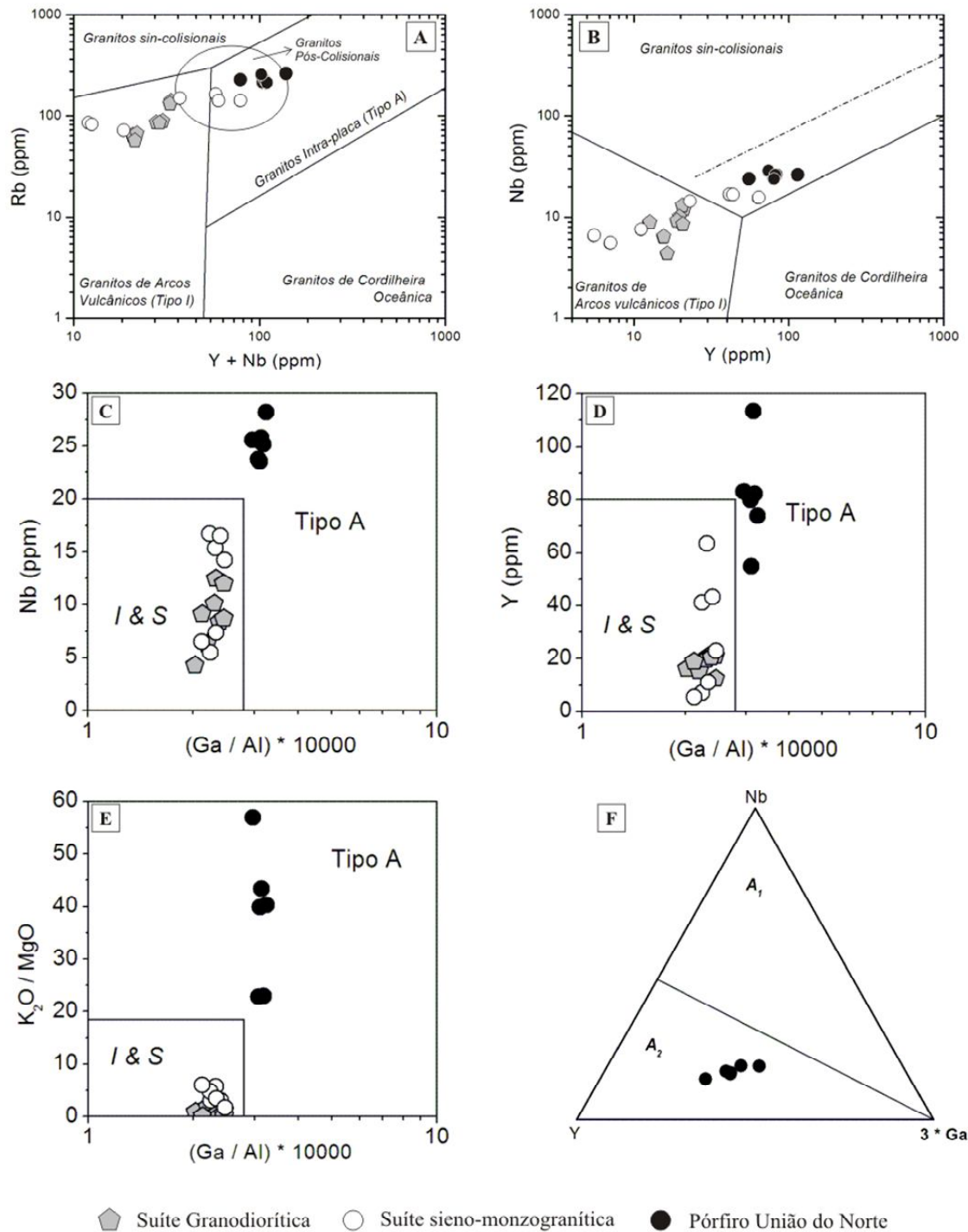


Fig. AI.12. Diagramas de discriminação tectônica para as suítes de rochas graníticas da região de União do Norte: (A) Rb vs. Y+Nb; (B) Nb vs. Y; (Pearce et al., 1984); Diagramas propostos por Whalen et al., (1987): $1000 * (Ga / Al)$ versus (C) Nb; (D) Y; (E) K_2O / MgO ; (F) Ternário $3 * Ga : Nb : Y$ de Eby (1992) para distinção de granitóides do tipo A.

De modo geral, os ETR apresentam um padrão moderadamente fracionado e homogêneo ($La_n/Yb_n \approx 6,59$ a $12,8$). Os termos dacíticos mostram-se mais enriquecidos em ETR, além de anomalias de Eu ($0,64 < Eu/Eu^* < 0,89$) mais pronunciadas. As rochas andesíticas, traquiandesíticas basálticas e basálticas exibem, respectivamente, razões Eu/Eu^* compreendidas entre $0,68$; $0,82-0,89$ e $1,03-1,09$. Neste sentido, as rochas dacíticas, com as menores razões Eu/Eu^* seriam aquelas em que o fracionamento do plagioclásio teria sido mais acentuado, enquanto que nos basaltos a anomalia de Eu é inexistente e, portanto, corresponderia àquelas cujo fracionamento do mineral teria sido pouco efetivo. As demais unidades exibem anomalias negativas de Eu intermediárias (*Fig. AI.13B*).

Os diagramas de discriminação tectônica para os diques de vulcânicas da região de União do Norte definem um típico magmatismo de arco vulcânico continental, em que as elevadas razões $(La/Lu)_N$, normalmente entre $9,26$ a $18,44$ sugerem vulcanismo do tipo andino (*Figs. AI.13C-D*).

Geoquímica da Unidade Vulcanoclástica A geoquímica de rocha total revela que os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica apresentam altos percentuais de CaO ($0,31-2,22\%$), Na₂O ($0,97-4,7\%$) e K₂O ($3,5-5,1\%$), além de valores de SiO₂ entre $71,7$ e $81,5\%$, Fe₂O₃+MgO entre $2,1-5,4\%$, e baixas concentrações de TiO₂ ($0,3-0,41\%$) (*Tab. AIV. 12*). Em adicional, nota-se uma grande homogeneidade em relação às concentrações de elementos-traço. Cu ($1,3-6,1$ ppm), Zn ($14-54$ ppm) e Co ($2,3-9,9$ ppm) são exemplos das maiores variações observadas para o conjunto de amostras. Essas rochas também mostram elevadas concentrações de Ba ($621-868$ ppm), Rb ($81,5-121,6$ ppm) e Zr ($139-265,3$ ppm), assim como baixos de Sb ($0,1-2,0$ ppm) e Ta ($0,4-0,6$ ppm). Em comparação com a média dos condritos de [McDonough & Sun \(1995\)](#), observam-se fortes anomalias negativas de P-Cs, V-Cr-Ni, pequenas anomalias negativas de Ti e Y, além de leve empobrecimento em Sc (*Fig. AI.14A*). Notam-se também anomalias positivas de U e Ba, além de enriquecimento em K, Rb, Ta, Hf, Zr e Th.

Os percentuais mais elevados de sílica ($71,7-81,5\%$) e álcalis ($6,08-8,4\%$), assim como as elevadas concentrações de La ($19,3-21,9$ ppm), baixas de Th ($6,5-8,6$ ppm) e Sc ($3,0-8,0$ ppm) sugerem que a deposição dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica teria ocorrido em ambiente de margens continentais ativas (*Fig. AI.14B-C*). Além do mais, as baixas razões Ta/Th ($2,54$ a $3,35$) assim como as pequenas concentrações de Hf ($3,8-7,5$ ppm) para o conjunto de amostras dessa unidade são típicas de regiões de vulcanismo ácido, nas quais a interação entre fontes intermediárias (dacitos, riódacitos) e félsicas (granitos) teriam correspondido a área fonte dos sedimentos em questão (*Fig. AI.14D*).

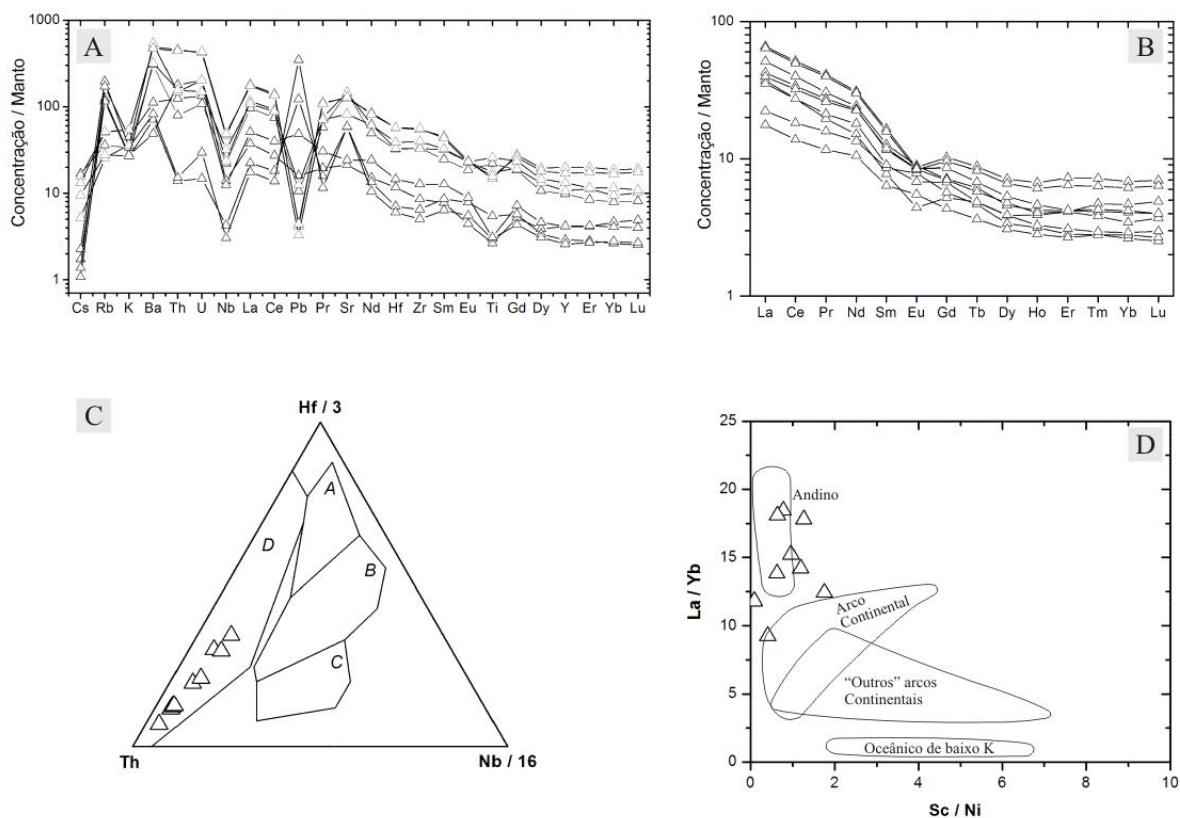


Fig. AI.13. Geoquímica das rochas vulcânicas da região de União do Norte. Diagramas de dispersão normalizados pelo manto primordial de [McDonough & Sun \(1995\)](#): (A) Diagrama multielementar; (B) Padrões de distribuição dos ETR; Diagramas de discriminação tectônica com base em elementos-traço segundo (C) [Wood \(1980\)](#); (D) [Cabanis & Lecolle \(1989\)](#). CAMPOS: A: N-MORB, B: E-MORB, C: basaltos alcalinos, D: basaltos de margens destrutivas.

DISCUSSÃO

Em mapeamento realizado por [Moreton & Martins \(2005\)](#), a região de União do Norte, porção centro-norte da Folha Vila Guarita, foi cartografada como pertencente à Suíte Intrusiva Matupá. Na região, essa suíte é representada no mapeamento por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético (*fácies* 3), além de biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados (*fácies* 4). Esse trabalho, no entanto, define para essa região e em ordem temporal, uma unidade vulcanoclástica, três suítes plutônicas, uma de composição granodiorítica, outra granítica e uma terceira com sub-vulcânicas, representada por álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico. Com contatos intrusivos nas unidades supracitadas ocorrem diques de vulcânicas máficas a félsicas. Todas essas unidades ainda são recobertas pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis).

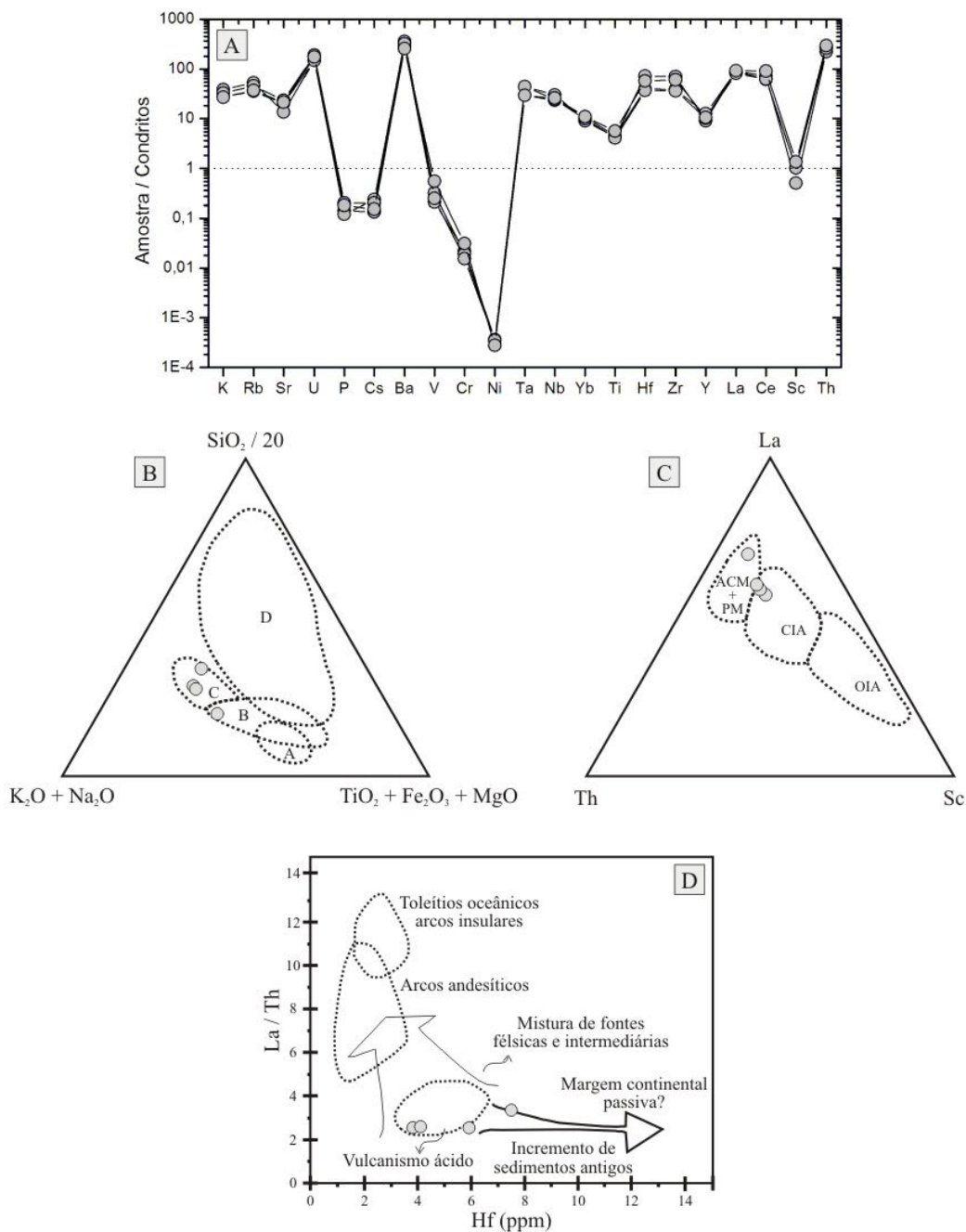


Fig. AI.14. Diagramas geoquímicos para as rochas da Unidade Vulcanoclástica: (A) Multielementar (spidergram), normalizado pelos condritos de *McDonough & Sun (1995)*; Proveniência sedimentar siliciclástica segundo: (B) *Kroonemberg (1994)*; (C) *Bhatia & Crook (1986)*; (D) *Floyd & Leveridge (1987)*. CAMPOS: A e OIA: arco insular oceânico, B e CIA: arco insular continental, C e ACM: margem continental ativa, D e PM: margem passiva.

Deste modo, propõe-se que a erosão de antigos centros vulcânicos originou sedimentos ricos em fragmentos de cristais (*e.g.* quartzo e feldspato) e líticos (essencialmente de vulcânicas intermediárias), que se depositaram em bacias marginais aos edifícios vulcânicos. A ocorrência frequente de estruturas sedimentares de fluxo, tais como estratificações plano-paralelas e cruzadas, assim como a ausência de estruturas piroclásticas (*e.g. fiammes*) remeteria a uma origem epiclástica para os sedimentos da Unidade Vulcanoclástica. A grande quantidade de fragmentos de rochas vulcânicas de composição intermediária (*e.g.* dacíticas, riodacíticas), além das menores concentrações de vulcânicas básicas e plutônicas félsicas (*e.g.* granitos), constitui a evidência mais clara da composição da área fonte. A imaturidade química e textural destes sedimentos, assim como o seu moderado grau de seleção, baixo arredondamento e plagioclásio pouco alterado, corroboram para um curto transporte, baixo retrabalhamento e deposição proximal a área fonte. Os estudos de proveniência sedimentar clástica (Assis, 2011) e geoquímicos indicam que zonas vulcânicas continentais teriam correspondido ao ambiente de geração desses sedimentos com deposição em região de clima árido e de elevado gradiente topográfico.

Os diagramas de proveniência tectônica baseados em elementos maiores e menores apontam para uma deposição em ambiente de margem continental ativa, no qual arcos vulcânicos e rochas ígneas félsicas teriam sido as fontes principais. Em adicional, as baixas concentrações de Sc (3-8 ppm), Cr₂O₃ (0,01-0,02%) e Co (2,3-9,9 ppm), intermediárias de La (19,3 a 21,9 ppm), Th (6,5-8,6 ppm) e Hf (3,8-7,5 ppm), e altas de Zr (139 a 235 ppm), além de razões Co/Th próximas a 1 ($0,35 < \text{Co/Th} < 1,5$), baixas a intermediárias razões La/Sc ($2,73 < \text{La/Sc} < 7,26$) e baixas de La/Th ($2,54 < \text{La/Th} < 3,35$), sugerem mistura entre componentes félsicos e intermediários.

Neste sentido, os dados petrográficos e geoquímicos permitem propor um modelo de erosão de arcos vulcânicos mais maduros, de composição intermediária, em ambiente de margem continental ativa como área fonte dos sedimentos da Unidade Vulcanoclástica. Neste modelo os sedimentos teriam sido depositados em uma bacia em ambiente retroarco. Tais bacias são representadas predominantemente por ambientes fluviais, costeiros e de águas rasas, cuja principal fonte sedimentar corresponde ao cinturão montanhoso e ao arco vulcânico instalado em suas proximidades (Nichols, 1998).

Em contato intrusivo na Unidade Vulcanoclástica está a Suíte Granodiorítica, de natureza álcali-cálcica a cálcio-alcálica, metaluminosa, de alto K e magnésiana (*Fig. A1.11*). Seu padrão fortemente fracionado em ETR ($\text{La}_n/\text{Yb}_n \approx 9,7$ a 26,6) é indicativo de evolução fortemente controlada por fracionamento magmático. Essa característica, assim como as anomalias de Eu pouco pronunciadas, podem ter sido o reflexo da cristalização da apatita, titanita e hornblenda, que segundo Rollinson (1993); Deer *et al.*, 1996; Wernick, 2004, tendem a incorporar os ETRL em detrimento dos ETRP. Adicionalmente, as pronunciadas anomalias negativas de Nb e Ti, assim como as baixas concentrações de Ta, Y e Nb apontam para granitos do tipo I, originados em ambiente de arcos vulcânicos. Essa suíte

poderia, portanto, ser equivalente a Suíte Intrusiva Matupá ($1.871 \pm 12\text{Ma}$; Moura, 1998), entretanto, não correlacionável a nenhuma fácies até então descrita, visto a composição ser eminentemente restrita ao campo dos granitos verdadeiros no diagrama QAP de Streckeisen (1976). Sugere-se, portanto, que as rochas mais primitivas da região, de composição granodiorítica a tonalítica, de afinidades com as séries cálcio-alcálicas geradas em ambiente de arcos vulcânicos, representem um magmatismo equivalente ao descrito por Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) para a Suíte Intrusiva Matupá. Essa conclusão é reforçada pela cogeneticidade entre as suítes Granodiorítica e Granítica deste trabalho, esta última, equivalente à *fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá, como descrito a seguir. As diferenças quanto aos diagramas de ambiência tectônica observadas entre essas duas suítes poderiam estar relacionadas ao enriquecimento em elementos-traço via cristalização fracionada a partir da fusão de pequenas quantidades do manto empobrecido, tal como discutido por Pearce *et al.*, (1986). Essa hipótese é reforçada tanto pelas tendências geoquímicas formadas para o conjunto de dados obtido para as suítes assim como pelos diagramas de Harker para elementos maiores, menores, traço e comportamento dos ETR, que na totalidade, sugerem evolução de ambas as suítes via cristalização fracionada com forte participação das fases acessórias.

A Suíte Granítica por sua vez, corta a suíte granodiorítica. Além disso, mostra texturas (micro)gráficas, porfirítica e *rapakivi* que indicam colocação em nível crustal mais raso e em contexto geotectônico mais estável, quando comparado à Suíte Granodiorítica. A exemplo da suíte anterior, representa um magmatismo cálcio-alcálico a álcali-cálcico, peraluminoso, de alto K, magnésiano a levemente ferroso e de padrão fortemente fracionado, com razões $(\text{La/Lu})_N$ de até 28,06. Os padrões de elementos-traço, as anomalias de Eu mais pronunciadas e elevadas concentrações de LILE também sugerem contaminação crustal na evolução desta suíte. A inexistência de dados geocronológicos para a Suíte Granítica impossibilita correlacioná-la de forma mais precisa as inúmeras manifestações plutônicas da PAAF. Entretanto, as relações de campo, (*e.g.* estarem recobertas pelos sedimentos clásticos da Formação Dardanelos, tonalidades róseas, estrutura isotrópica localmente afetadas por zonas de cisalhamento e ocorrências subordinadas de corpos porfiríticos e de textura micrográfica), características petrográficas (*e.g.* composição modal e fases acessórias), elevadas concentrações de Rb (70,7-163 ppm), moderadas de Y (5,5-63,4 ppm) e baixas de Nb (5,5-16,7 ppm), sugerem que as rochas aqui cartografadas como pertencentes a Suíte Granítica pertençam a *fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá, descrita por Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.*, (2005). A grande variação obtida para as concentrações de elementos-traço desta suíte em relação às publicadas para a Suíte Intrusiva Matupá (Moura & Botelho, 1992; Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005) podem ser decorrentes de processos de cristalização fracionada, que teriam concentrado os HFSE (*e.g.* Nb, Ta, Y). Esse fator teria refletido em uma assinatura de granitos sin- a pós-colisionais para a Suíte Intrusiva Matupá. Neste sentido, sugere-se que o magma fonte da *fácies 4* da Suíte

Intrusiva Matupá, correlacionado a Suíte Granítica descrita neste trabalho, teria se originado em ambiente de arcos vulcânicos (granitos tipo I) e não sin- a pós-colisional como definido por Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008).

A intrusão de corpos mais tardios e de natureza sub-vulcânica estaria representada pelo Pórfiro União do Norte. Texturas porfíricas e micrográficas bem desenvolvidas, assim como a elevada quantidade de veios e sistema de veios de quartzo nas imediações de seus contatos, seriam indícios de que a unidade teria se cristalizado e conseqüentemente se saturado em uma fase fluida em nível crustal relativamente raso. A exemplo das suítes anteriores, exhibe finidade geoquímica com as meta- peraluminosas de alto potássico, no entanto, difere por ser alcalina e ferrosa. Também se distingue das demais pela pequena dispersão dos elementos maiores, menores e traço em relação aos incrementos de sílica, pela forte anomalia negativa e Eu ($Eu/Eu^* \approx 0,13-0,18$) e pelas baixas razões $(La/Lu)_N$ (entre 7,2-10,9), que refletem a natureza altamente evoluída, mas pouco fracionada da unidade. Essas observações são consistentes com os elevados percentuais de sílica (75,2-76,2%) e álcalis (8,4-8,7%), assim como os baixos valores de CaO (0,2-0,4%). Além disso, a relação direta do Al_2O_3 com o incremento da sílica seria sugestiva de processos de assimilação crustal, possivelmente de rochas da Unidade Vulcanoclástica, na qual o pórfiro também está alojado.

Como constantemente observado nos diversos diagramas de discriminação tectônica, o quartzo-feldspato pórfiro exhibe forte afinidade com as séries graníticas do tipo A, em oposição às suítes anteriores. Entretanto, é válido salientar que granitóides altamente evoluídos, a exemplo do Pórfiro União do Norte, que exibem características geoquímicas com granitos anorogênicos não sejam necessariamente verdadeiros granitos tipo A, pois minerais como faialita e hedenbergita sódica, que tipificam os clássicos granitos desta classe, estejam ausentes. Com isso, a natureza fortemente evoluída do Pórfiro União do Norte, aliado a sua saturação em fase fluida e assimilação de componentes continentais, poderia ter contribuído com o enriquecimento em HFSE e LILE, e conseqüentemente, deslocar o conjunto de amostras da suíte para o campo dos granitóides intra-placa nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.*, (1984). Contudo, essa hipótese é afastada por duas razões: (i) granitos do tipo A correspondem a séries alcalinas altamente evoluídas e fracionadas ($> 70\%$ de SiO_2), tal como o Pórfiro União do Norte e; (ii) a grande homogeneidade dos dados geoquímicos do quartzo-feldspato pórfiro não indica importantes enriquecimentos dos elementos (concentração residual) em função do aumento da sílica, mas apenas enriquecimentos e empobrecimentos conseqüentes da cristalização magmática.

Entretanto, o Pórfiro União do Norte exhibe as características que segundo Barnarin (1999) e Nardi & Bitencourt (2009) apontam como as mais importantes na individualização de granitos do tipo A, as quais incluem: (i) as elevadas concentrações de sílica ($> 76\%$); (ii) K_2O ($> 5\%$); (iii) K_2O+Na_2O (8,4-8,5%); (iv) as razões $(Ga/Al)^*104$ superiores a 2,9; (v) de $FeO^l/(FeO^l+MgO)$ próximas a 0,9 (0,87-0,94);

(vi) razões molares de $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3)$ que variam de 0,92-0,96 (próximas a 1), (vii) e a associação com rochas vulcânicas que sugerem uma fase de distensão regional em um estágio pós-colisional. Logo, sugere-se neste trabalho que as rochas sub-vulcânicas denominadas de Pórfiro União do Norte correspondam a granitos do tipo A de ambiente pós-colisional com fonte crustal e/ou relacionada a ambiente de subducção (grupo A2 de Eby, 1992) e, portanto, correlacionáveis as ocorrências micrograníticas e granofíricas da Suíte Intrusiva Teles Pires, que segundo Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) corresponderia a um magmatismo eminentemente cálcio-alcálico, de alto K, peraluminoso e com forte afinidade com as séries graníticas do tipo A.

No quadro metalogenético regional essa informação atesta o potencial metalogenético, mesmo que restrita, das rochas da Suíte Teles Pires, que segundo Paes de Barros (2007) seriam unidades estéreis e consequentemente, representariam o marco final da metalogênese aurífera na PAAF. Neste sentido, o magmatismo Teles Pires apresentaria potencial metalogenético para hospedar mineralizações epitermais uma vez que para Assis (2011), o Pórfiro União do Norte teria correspondido ao evento magmático-hidrotermal responsável pelas mineralizações auríferas associadas a metais de base da região de União do Norte, a exemplo do depósito do Francisco (Assis, 2011).

Em suma, as características geoquímicas até aqui reunidas, especialmente àquelas relacionadas aos diagramas de Harker em que se observa a sobreposição das concentrações dos elementos das suítes Granodiorítica e Granítica, permitem concluir que correspondam a séries magmáticas cogenéticas (de mesma filiação magmática). Em contrapartida, o padrão distinto de distribuição dos elementos maiores, menores e traço entre o Pórfiro União do Norte e as demais suítes plutônicas, sugere que a unidade sub-vulcânica não seja cogenética às demais. O conjunto de dados geoquímicos para as três suítes plutônicas estudadas indica um *trend* evolutivo do ambiente geodinâmico que teria gerado o plutonismo vigente neste setor da PAAF. Esse contínuo evolutivo é inicialmente representado por magmas mais primitivos e hidratados, representados pela Suíte Granodiorítica (Suíte Intrusiva Matupá – $1.872 \pm 12\text{Ma}$; Moura, 1998), gerada em arcabouço de arcos vulcânicos (granitos tipo I). O evento magmático posterior (e cogenético ao primeiro) corresponde a colocação de rochas mais evoluídas e com maior interação com componentes crustais, representadas pela Suíte Granítica (*fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá), em ambiente de arcos vulcânicos migrando para um arcabouço colisional. O encerramento deste evento orogénico, por sua vez, teria ocorrido em plataforma mais estável, com a colocação de rochas alcalinas pouco fracionadas e mais evoluídas, a exemplo do Pórfiro União do Norte (Suíte Intrusiva Teles Pires – $1.782 \pm 17\text{Ma}$ a $1.757 \pm 16\text{Ma}$; Santos, 2000; Silva & Abram, 2008).

As vulcânicas de composição básica a ácida que ocorrem em diques, representam um vulcanismo cálcio-alcálico, meta- a peraluminoso e de médio a alto K. O padrão de distribuição dos elementos-traço e ETR, com anomalias negativas de K, Th, Nb, Pb, Ti e Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,64-1,09$) e razões $(\text{La}/\text{Lu})_N$

compreendidas entre 6,59-12,8, mostram-se correlacionáveis aos dados geoquímicos obtidos para as suítes granodiorítica e granítica. Os diagramas de discriminação tectônica, a exemplo das séries graníticas mais fracionadas e menos evoluídas, mostram forte afinidade com vulcânicas geradas em ambiente de arcos vulcânicos continentais, possivelmente do tipo andino. Além disso, esses diques de vulcânicas são fortemente correlacionáveis àqueles que afloram nos arredores do Depósito aurífero do Pé Quente, estudados por Assis (2011). Esses diques são representados por diabásios e traquibasaltos toleíticos a cálcio-alcálicos, de médio a alto K, fraca a moderadamente fracionados, que teriam se instalado em ambiente de arcos vulcânicos.

Finalmente, a unidade siliciclástica de cobertura pode ser relacionada à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) que, segundo Souza *et al.*, (2005), representaria uma bacia formada mediante um sistema de rios entrelaçados.

CONCLUSÕES O arcabouço geológico da região de União do Norte na porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta (norte do Estado do Mato Grosso) consiste (i) de uma unidade vulcanoclástica de origem epiclástica, representada por arenito arcoseano, grauvaca-feldspática, arenito arcoseano líticos, e mais subordinadamente por camadas de conglomerado arenoso polimítico matriz suportado, em que a sub-verticalização do S_0 sugere que a unidade como um todo tenha sido dobrada. Três suítes plutônicas: (i) uma mais antiga, constituída por granodiorito com tonalito e quartzo monzodiorito subordinados, correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ±12Ma; Moura, 1998); (ii) uma suíte granítica (monzo a sienogranito, sienito e quartzo monzonito) de idade indeterminada, mas possivelmente correlacionada a *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá e; (iii) uma terceira suíte, de origem sub-vulcânica (Pórfiro União do Norte) que representa uma suíte magmática expandida, fortemente evoluída, mas pouco fracionada, que inclui álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico, a qual sugerimos corresponder as manifestações epizonais da Suíte Intrusiva Teles Pires, o que indica, portanto, a sua competência aurífera, mesmo que restrita. Processos de cristalização fracionada estiveram efetivamente envolvidos nas duas primeiras suítes, enquanto que os de contaminação crustal estariam relacionados a evolução do quartzo-feldspato pórfiro. Os dados geoquímicos indicam que a suíte sub-vulcânica corresponda a granitos do tipo A gerados em arcabouço pós-colisional.

Os dados geoquímicos indicam que as suítes granodiorítica e granítica sejam cogenéticas, enquanto que o Pórfiro União do Norte não apresentaria a mesma filiação magmática das mesmas. Os diques de vulcânicas máficas a félsicas que truncam todas as unidades plutônicas descritas são de difícil inserção regional e representariam um vulcanismo cálcio-alcálico, meta- a peraluminoso e de médio a alto K, coerente com aquele observado para as suítes granodiorítica e granítica. Entretanto, correspondem a rochas cogenéticas com as vulcânicas descritas por Assis (2011) nas imediações do Depósito do Pé

Quente, as quais exibem assinatura cálcio-alcálica a toleítica. Recobrimo todas essas unidades ainda ocorrem as rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis).

Neste contexto, as unidades plutônicas e os diques de vulcânicas são de modo geral, a expressão de um magmatismo de alto K, cálcio-alcálico a alcálico, magnésiano a ferroso, metaluminoso e subordinadamente peraluminoso, fortemente controlado por processos de cristalização magmática (vulcânicas, granodioritos e sienozonogranitos) e de assimilação crustal (Pórfiro União do Norte). O conjunto de dados para elementos-traço para essas unidades representam um contínuo evolutivo, com a evolução do ambiente tectono-magmático. As rochas granodioríticas teriam sido inicialmente geradas em ambiente de arcos vulcânicos, enquanto que o Pórfiro União do Norte representaria um estágio mais tardio (pós-colisional) do evento orogênico, com maior interação de componentes crustais. A Suíte Granítica representaria um estágio intermediário de geração magmática deste ambiente. Sendo assim, as suítes plutônicas seriam condizentes com granitos do tipo I, enquanto que o granito sub-vulcânico seria do tipo A. Esses dados são condizentes com as relações de contato observadas entre as suítes.

Agradecimentos A todo o apoio logístico oferecido pela METAMAT nas atividades de campo. A FAPESP (Processos 2003/09584-3, 2003/09916-6; 2009/04438-5), CNPq/MCT (Processo 475152/03-4) e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelos auxílios a pesquisa concedidos.

REFERÊNCIAS

- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 81p.
- Assis R.R. 2011. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade estadual de Campinas, 460p.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Bhatia M.R. & Crook K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol., 92, n. 2, pp.: 181-193.
- Cabanis B & Lecolle M. 1989. LE diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processys de melange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Science, Serie II*, 309:2023-2029p.
- Candela P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, pp. 1619-1633.
- Chandrasekharam D., Santo A.P., Capaccioni B., Vaselli O., Alam M.A., Manetti P., Tassi F. 2009. Volcanological and petrological evolution of Barren Island (Andaman Sea, Indian Ocean). *Journal of Asian Earth Sciences*, **35**:469-487.
- Deer, W. A., HOWIE, R. A., Zussman, J. 2000. *Minerais constituintes das rochas: Uma introdução*, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644.
- Floyd P.A. & Leveridge B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London* 144, 531-542.
- Frost R.B.; Barnes C.G.; Collins W.J.; Arculus R.J.; Ellis D.J.; Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523-546.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Kroomemberg S.B. 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. *Proceeding of the 29th International Geological Congress*, Pat A, pp. 69-81.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. & Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**:745-750.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- Maniar P.D., Pocoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**(5):635-643.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerai de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- McDonough W.F. & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.

- Moura M.A. 1998. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A. & Botelho N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(3): 377-386.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Nardi L.S.V & Bitencourt M.D. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonic and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, 46:1493-1503.
- Nichols G. 1999. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science, 355p.
- Paes de Barros A.J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrol.*, 25: 956-983.
- Pimentel M.M. 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB. Relatório Interno.
- Pinho M.A.S., Schmus W.R., Chemale JR. F. 2001. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. In: Bettencourt J. S. et al. Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the art. Extended abstract, p. 83-85.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York, 352p.
- Santos J.O.S. 2000. *Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 208 p.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos, J.O.S. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Anais, SBG Núcleo Norte, CD-ROM.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL.Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 – Juruena. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Souza A.M.M. et al. 1979. Projeto São Manuel. Relatório de Progresso. Belém: DNPM-CPRM, 1979. 46p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado*. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev*, 12, 1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Vasquez M.L. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. In: 31° International Geological Congress. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Wernick E. 2004. Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, p. 655.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

- Wood D.A. 1980. The implication of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province. *Earth and Planet Science Letters*, **50**:11-30.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106(4):370-384.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. 2008. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*, **104**:355–377.

ANEXO II

**A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA ASSOCIADA A METAIS DE
BASE DO DEPÓSITO DO FRANCISCO: UM SISTEMA
AURÍFERO EPITERMAL PALEOPROTEROZÓICO NA
PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO.**

Assis R.R.^{1,2}, Xavier R.P.², Paes de Barros A.J.³, Miguel-Jr E.^{1,2}

^{1,2}Rafael Rodrigues de Assis
rafael.assis@ige.unicamp.br

²Roberto Perez Xavier
xavier@ige.unicamp.br

³ Antônio João Paes de Barros
ajpbarros@uol.com.br

^{1,2}Emílio Miguel Júnior
emiliogel@yahoo.com.br

1 – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), Brasil.

2 – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), Brasil.

3 – Companhia Matogrossense de Mineração, METAMAT, Cuiabá (MT), Brasil.

Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Miguel-Jr E. A Mineralização Aurífera Associada a Metais de Base do Depósito do Francisco: Um Sistema Aurífero Epitermal Paleoproterozóico na Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico.

– ANEXO II –

**A Mineralização Aurífera Associada a Metais de Base do Depósito do Francisco:
Um Sistema Aurífero Epitermal Paleoproterozóico na Província de Alta Floresta
(MT), Cráton Amazônico.**

RESUMO O Depósito do Francisco corresponde a primeira mineralização epitermal de intermediária sulfetação com ouro associado a metais de base (Zn+Pb±Cu) da Província de Alta Floresta. Essa província representa uma unidade tectônica composta por sequências plutono-vulcânicas geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente no decorrer do Paleoproterozóico. O depósito situa-se na região de União do Norte, município de Peixoto de Azevedo (norte do estado do Mato Grosso), cujo arcabouço geológico compreende uma unidade vulcanoclástica epiclástica que hospeda o depósito, além de diversas intrusões graníticas paleoproterozóicas. Dessas intrusões destaca-se um granito sub-vulcânico alcalino do tipo A (Pórfiro União do Norte), que além de apresentar concentrações subordinadas de sulfetos disseminados, também exibe íntima associação espacial com o referido depósito. O minério aurífero do Depósito do Francisco está associado a veios de quartzo com extensos halos de alteração sericítica e que apresentam texturas indicativas da percolação de fluidos em nível crustal raso (*e.g.* textura em pente, esferulítica, geodos). Alteração potássica e argílica, além de representarem os setores mais distais do minério, exibem forte associação com o Pórfiro União do Norte, enquanto que a alteração propilítica corresponde àquela de natureza mais regional. Pirita + esfalerita + galena + calcopirita ± hematita ± magnetita ± digenita representam a paragênese do minério aurífero, a qual ocorre associada a zonas de forte silicificação e alteração sericítica. A precipitação do minério no Depósito do Francisco deve ter ocorrido mediante aumento das condições de f_{O_2} do fluido (precipitação de hematita) decorrente da entrada de fluidos externos e oxidantes (meteóricos) após eventos de fraturamento hidráulico.

Palavras-chave: Província Aurífera de Alta Floresta, epitermal polimetálico de intermediária-sulfetação, metais de base, granito tipo A, Suíte Intrusiva Teles Pires.

ABSTRACT *The Francisco gold - base metal deposit: a Paleoproterozoic gold epithermal system in the Alta Floresta Gold Province (MT), Amazon Craton.* The Francisco deposit represents the first documented intermediate-sulfidation epithermal gold mineralization associated with base metals (Zn+ Pb±Cu) in the Alta Floresta Gold Province. This province corresponds a tectonic unit composed primarily of plutono-volcanic sequences generated in a continental arc during the Paleoproterozoic. The deposit is situated in the União do Norte region part of the Peixoto de Azevedo district (northern Mato Grosso state). The geological setting is comprised of an epiclastic volcanoclastic unit that hosts both the ore zones and several Paleoproterozoic granitic suites. Among these suites stands out the União do Norte Porphyry, an alkaline A-type subvolcanic intrusion that both shows low concentration of disseminated sulphite besides exhibit a spatially and genetically linked with the to the Francisco gold-base metal deposit. The ore zones are related both to quartz-veins with huge sericitic alteration halos and open-space filling textures that are indicative of fluid percolation on shallow level (*e.g.* comb- and spherulitic-textures, geodes). The distal portions of the ore zones, but related to União do Norte Porphyry are represented by potassic and argilic alterations type, whereas the propylitic one is more regional. Pyrite + sphalerite + galena + chalcopyrite ± hematite ± digenite represent the ore sulphide zones that occur associated with strong silicification and sericitic alteration. The

ore precipitation at Francisco deposit might have taken place by increase in the f_{O_2} of the fluid (hematite precipitation), possibly due to influx of oxidizing external fluids (meteoric) after hydraulic fracturing events.

Keywords: Alta Floresta Gold Province, intermediate-sulfidation polymetallic epithermal gold mineralizations, base metals, A-type granite, Teles Pires Intrusive Suite.

INTRODUÇÃO Depósitos epitermais correspondem a sistemas hidrotermais que se formam em nível crustal raso (ambiente sub-aéreo) a partir da atividade vulcânica em ambiente orogênico, o qual é facilmente afetado pelo intemperismo e rápida taxa erosiva (Hedenquist *et al.*, 2000; Taylor, 2007), especialmente quando localizados em regiões de clima tropical. Por essas razões, a grande maioria dos registros referentes à mineralizações originadas em sistemas epitermais refere-se a eventos que teriam ocorrido durante o Mesozóico-Cenozóico (Arribas, 1995). Terrenos pré-cambrianos que por apresentarem uma evolução geotectônica mais complexa, que normalmente envolve processos metamórficos e de deformação, a preservação dessa classe de depósitos é mais difícil. Deste modo, são sistemas hidrotermais que raramente pré-datam o Mesozóico, com esparsos exemplos paleozóicos (Thompson *et al.*, 1986; Zhai *et al.*, 2009), neoproterozóicos (Dubé *et al.*, 1998) e paleoproterozóicos (Juliani *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2005) descritos na literatura. Recentes estudos (Assis, 2008; Assis, 2011; Miguel-Jr, in prep.), no entanto, têm revelado a existência de um sistema epitermal paleoproterozóico fracamente deformado e não metamorfisado na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), centro-sul do Cráton Amazônico.

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) corresponde a uma das maiores áreas cratônicas do planeta, abrangendo uma área de aproximadamente 4,3 milhões de km² (Tassinari & Macambira, 2004; Cordani *et al.*, 2009; Juliani & Fernandes, 2010). Esse extenso segmento crustal está compartimentado em dois núcleos arqueanos e cinco províncias geocronológicas cuja gênese teria ocorrido mediante a acreção de sucessivos arcos magmáticos que envolveram a formação de material juvenil, além de subordinados processos de retrabalhamento crustal durante o Paleo- e Mesoproterozóico em um núcleo arqueano (Província Amazônia Central) estabilizado por volta de 2,5 Ga (Dardene & Schobbenahus, 2000; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani *et al.*, 2009). Neste contexto, a PAAF está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (centro-norte do Mato Grosso). Essa província configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós (PAT), e a sul pelo gráben dos Caiabis. A PAAF corresponde a uma unidade tectônica que engloba as faixas Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), geradas durante a amalgamação dos arcos Cuiú-Cuiú (1,9-1,85 Ga) e Juruena (1,85-1,75 Ga) (Souza *et al.*, (2005); Santos *et al.*, 2006; Silva & Abram, 2008; Silva *et al.*, 2008).

A extração de ouro na PAAF teve início na década de 1970 e atingiu seu auge no período de 1980 a 1989, com uma produção acumulada estimada em 160 t Au (Paes de Barros, 2007). Atualmente, uma

grande parcela desses depósitos concentra-se no setor leste da província, particularmente na região que abrange os municípios de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo – Guarantã do Norte – Matupá, ao longo de um cinturão de direção NW (Cinturão Peru –Trairão), onde as mineralizações ocorrem de forma disseminada ou em sistemas de veios encaixados em estruturas de alto ângulo, com maior frequência nas direções NW-SE, N-S e NE-SW (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Um aspecto importante desses depósitos é que a grande maioria encontra-se hospedado em rochas graníticas paleoproterozóicas do tipo I, sub-alcálicas a cálcio-alcálicas, metaluminosas a peraluminosas, de médio a alto potássio, com forte componente de fonte crustal e arqueana e que variam em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito-monzonito (Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Assis *et al.*, submetido; Assis, 2011).

Recentes estudos em vários depósitos primários no setor leste da PAAF, incluindo os do Luizão (Abreu, 2004; Paes de Barros 2007), Santa Helena (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007), Paraíba (Paes de Barros, 1994), Serrinha (Moura *et al.*, 2006) e Pombo (Biondi, 2005; Biondi *et al.*, 2007), demonstram em geral que o ouro exhibe íntima associação com Cu, As, Bi e Te em paragênese dominada por pirita e concentrações variadas de calcopirita. Em contraste a esses depósitos, há também mineralizações nesse setor da província em que o ouro está associado a elevadas concentrações de esfalerita e galena, a exemplo dos depósitos do Bigode (Assis, 2008) e Francisco (Assis, 2011). Esses depósitos ocorrem em domínios da região de União do Norte, localizada a sudeste do município de Peixoto de Azevedo (norte do Mato Grosso) (Fig. AII.1). Como são descobertas relativamente recentes, os principais atributos geológicos desses depósitos ainda são pouco conhecidos na província e sua ligação genética com os depósitos de Au ± Cu – (Bi – Te – As) ainda pouco explorada.

Neste cenário, esse trabalho reporta o primeiro depósito epitermal polimetálico (Au+Zn+Pb±Cu) de intermediária sulfetação e de idade paleoproterozóica da PAAF (Depósito do Francisco), e um dos poucos exemplos descritos no Cráton Amazônico. Essa documentação está centrada na contextualização dos principais atributos geológicos do Depósito do Francisco, que incluem: (i) petrografia da hospedeira; (ii) caracterização dos tipos e estágios da alteração hidrotermal; (iii) paragênese do minério e; (iv) petrografia e litogeoquímica do granito sub-vulcânico responsável pela instalação do paleo-sistema hidrotermal local.

CONTEXTO GEOLÓGICO-METALOGENÉTICO DO SETOR LESTE DA PAAF (MT) A PAAF também tem sido denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005). Os autores nesse trabalho, no entanto, preferem a denominação de Souza *et al.*, (2005), apenas especificando o fato de corresponder a uma província eminentemente aurífera. Segundo a concepção de Tassinari & Macambira (1999), a PAAF insere-se entre as Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-

Juruena (1,8-1,55 Ga). Os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos disponíveis até o momento indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias geocronológicas foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (Riáciano a Estateriano) (Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.*, 2006; Silva & Abram 2008).

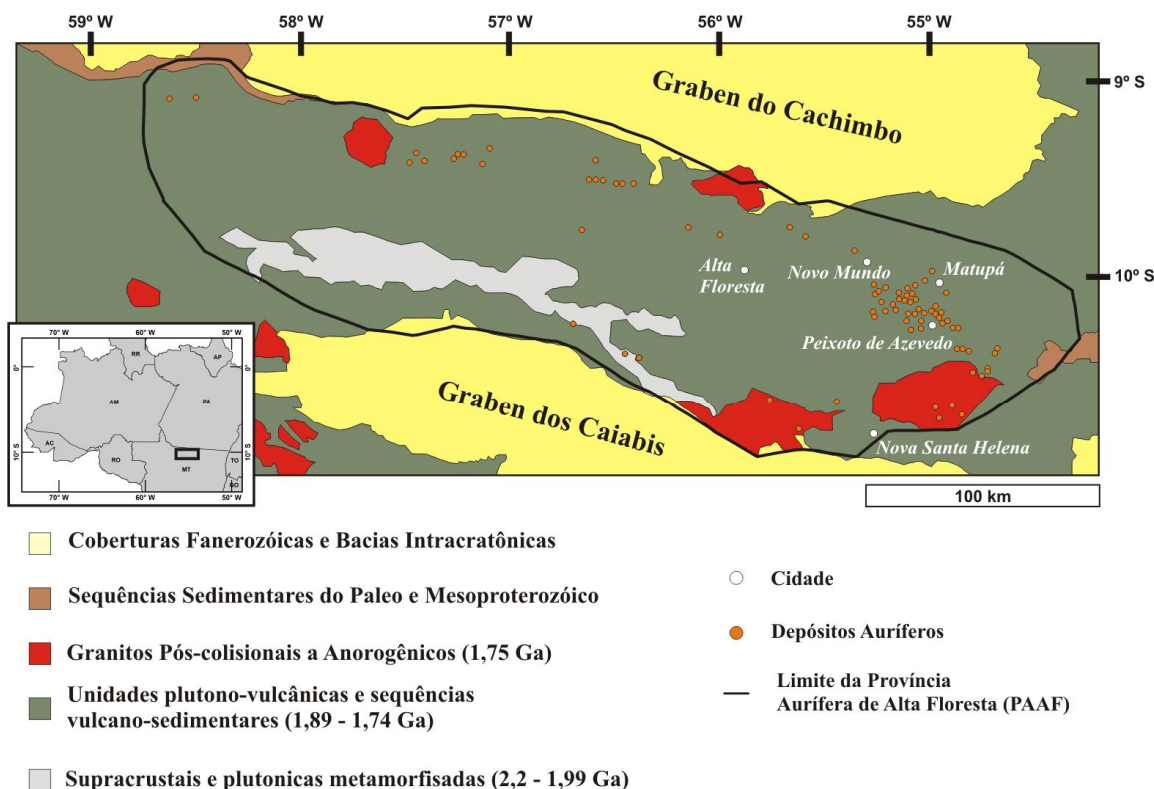


Fig. AII.1. Mapa simplificado da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) com seus principais domínios geológicos e localização de depósitos auríferos. Modificado de Paes de Barros (2007).

O setor leste da PAAF compreende cinco unidades plutono-vulcânicas que se desenvolveram no Paleoproterozóico (Orosiriano – Estateriano), além de uma sequência sedimentar clástica de provável idade mesoproterozóica e denominada de Grupo Caiabis (Fig. AII.2). As unidades plutono-vulcânicas encontram-se representadas em escala regional pelo granito Nhandu (1.889-1.879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872 Ma), Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade indeterminada), Suíte Colíder (1.786-1.781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 ±17Ma a 1.757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Silva *et al.*, 2008). Destas unidades, o Granito Nhandu (*e.g.* depósitos Natal, Trairão, Silva & Abram, 2008) e a Suíte Intrusiva Matupá (*e.g.* Depósito Serrinha, Moura *et al.*, 2006) correspondem àquelas que frequentemente mostram evidências de alteração hidrotermal e que também hospedam depósitos auríferos.

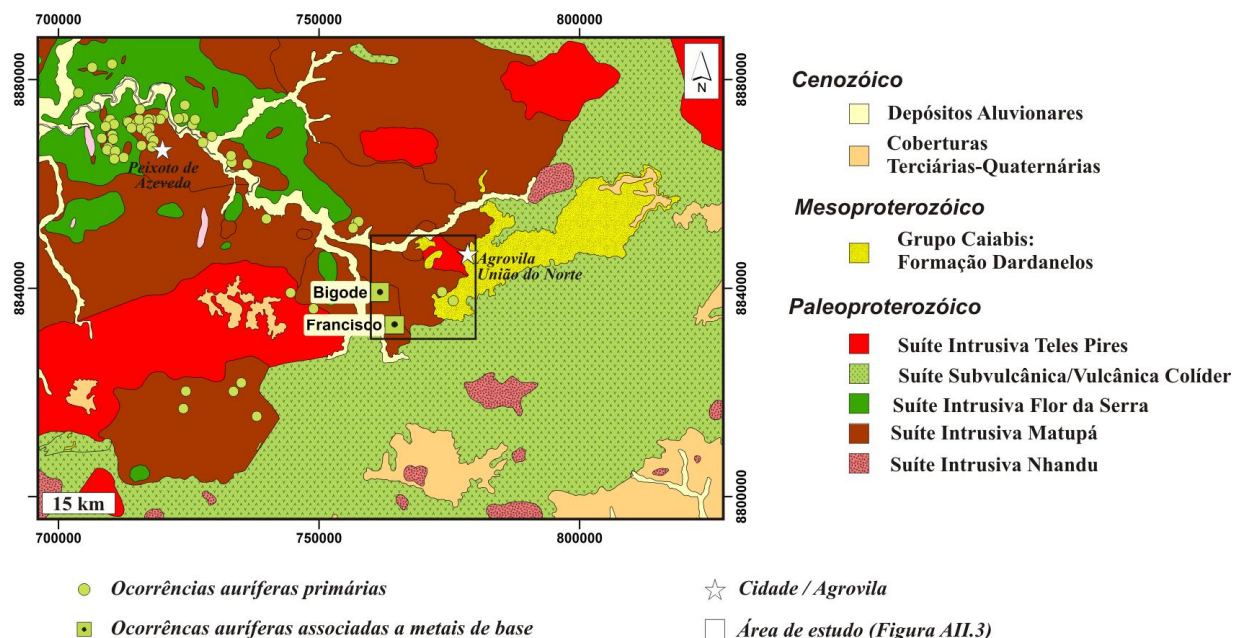


Fig. AII.2. Mapa geológico do setor E da PAAF, com destaque na localização das principais ocorrências primárias de ouro, além dos prospectos do Francisco e do Bigode (Modificado de Souza et al., 2005).

CONTEXTO GEOLÓGICO E LITOGEOQUÍMICO DO DEPÓSITO DO FRANCISCO

O Depósito do Francisco localiza-se na região de União do Norte, município de Peixoto de Azevedo (MT). O arcabouço geológico desta região (Fig. AII.3) é representado por uma Unidade Vulcanoclástica epiclástica e por uma série de granitóides de composição granodiorítica a álcali-feldspato granítica, posteriormente truncados por diques de traquibasalto, traquiandesito basáltico, andesito e dacito (Assis, 2008, 2011; Assis et al., submetido). Essas rochas ainda são recobertas pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Dardanelos, de idade U-Pb em zircão dentrítico compreendidas entre $1.978 \pm 4\text{Ma}$ a $1.377 \pm 13\text{Ma}$ (Sales & Leite, 2003; Assis, 2008). Os termos plutônicos são intrusivos na Unidade Vulcanoclástica e representados por três suítes principais, temporalmente representadas pela Suíte Granodiorítica, Suíte Granítica e Pórfiro União do Norte.

A Suíte Granodiorítica, intrusiva na Unidade Vulcanoclástica, é representada essencialmente por biotita-hornblenda granodioritos além de quartzo-monozodiorito com clinopiroxênio e biotita-hornblenda tonalito restritos (Assis, 2011). Essas rochas são essencialmente equigranulares, isotrópicas, de granulação média, coloração cinza-clara a esverdeada e de textura hipidiomórfica e automórfica. Textura porfirítica, representada por cristais de plagioclásio e hornblenda, é restrita e reconhecida nas rochas de composição tonalítica. A Suíte Granítica engloba sieno- e monzogranitos com sienito e monzonito subordinados, todos

isotrópicos, de granulação média a grossa e de texturas inequigranular, poiquilítica, porfirítica e, por vezes, *rapakivi* (Assis, 2008; Assis *et al.*, submetido). Enclaves de granodiorito, embora raros, indicam uma idade mais jovem para a Suíte Granítica.

As suítes Granodiorítica e Granítica configuram um magmatismo cálcio-alcálico de alto K, meta a ligeiramente peraluminoso e ferroso, que tipificam rochas geradas em ambiente de arcos vulcânicos a pós-colisional. Neste contexto, a Unidade Vulcanoclástica por hospedar o Depósito do Francisco, e o Pórfiro União do Norte por exibir íntima associação espacial tanto com as zonas hidrotermalizadas que balizam o depóstio quanto com o minério aurífero, serão abordados de forma mais detalhada neste trabalho.

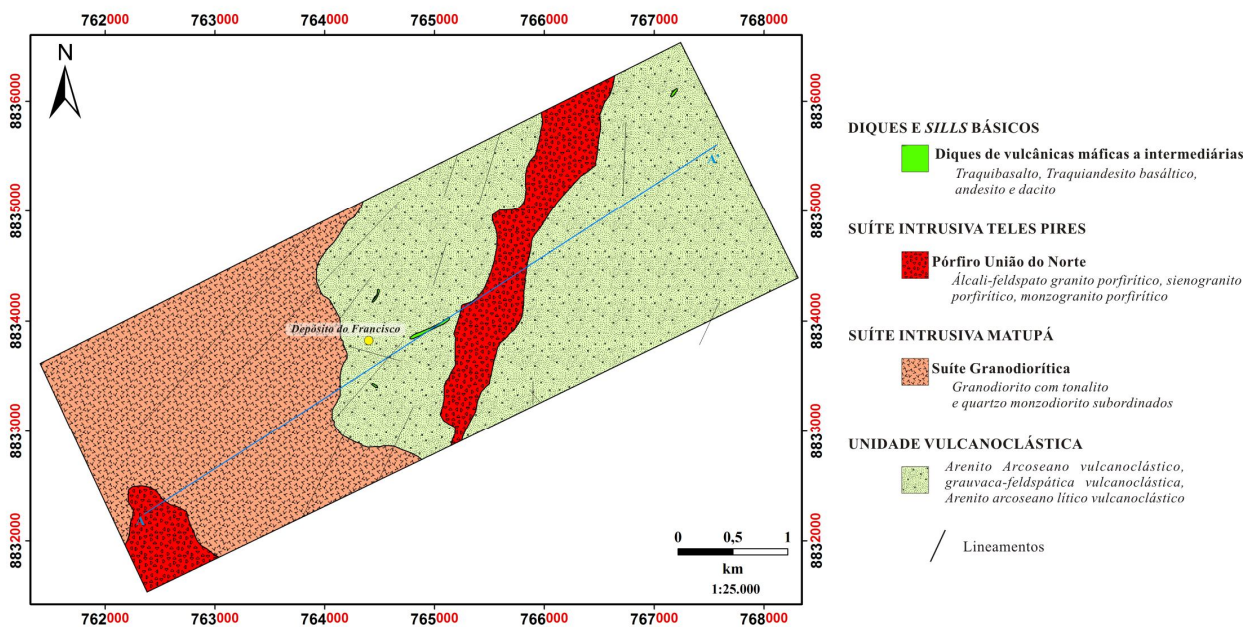


Fig. AII.3. Mapa geológico do entorno do Depósito do Francisco com a individualização das principais unidades litodêmicas da região (Assis, 2011).

Unidade Vulcanoclástica Essa unidade corresponde à hospedeira do minério aurífero do Depósito do Francisco. Trata-se de uma unidade sedimentar clástica constituída por arenito arcoseano, grauvacafeldspática e arenito arcoseano lítico, todos vulcanoclásticos. Geralmente apresentam tonalidades cinza clara a creme, granulometria muito fina a fina, estrutura maciça ou com estratificações plano-paralelas por vezes truncadas por estratificações cruzadas de pequeno porte (Fig. AII.4A). Lentes de conglomerado matriz suportado são restritas. No seu conjunto, o S0 da unidade ocorre frequentemente sub-verticalizado, com direção preferencial entre N49W e N63E e mergulhos entre 35° e 90° para ESSE e WSW. Essa sub-verticalização indica que a unidade foi submetida a uma deformação denatureza rúpil-dúctil que, no entanto, foi muito incipiente, pois não metamorfoisou as rochas e também não gerou dobramentos. Os

litotipos investigados apresentam todas as suas características sedimentares preservadas, sem a geração de quaisquer indícios de metamórficos.

De modo geral, são rochas constituídas por quartzo (20-33%), feldspato alcalino (4-27%), plagioclásio (14-21%), fragmentos líticos (15-21%) e matriz arenácea (7-18%). Dentre os fragmentos líticos, os vulcânicos são dominantes, enquanto que os provenientes de rochas graníticas são restritos (*Figs. AII.4B-C*). Estudos de proveniência sedimentar clástica e geoquímica realizados por Assis (2011) indicam que os sedimentos desta unidade foram submetidos a um curto transporte, baixa a moderada seleção e posteriormente depositados em região de clima árido e região de elevado gradiente topográfico. Ainda segundo o autor, a erosão de arcos vulcânicos de composição intermediária em ambiente orogênico, com menor aporte de rochas plutônicas félsicas, teriam sido as fontes principais dos sedimentos desta unidade. Essas conclusões são condizentes com as elevadas concentrações de plagioclásio pouco alterado e de fragmentos de vulcânicas intermediárias, e da relativa variação morfológica dos grãos e cristais. Nesse cenário, Assis (2011) e Assis *et al.*, (submetido) propõem que a deposição desta unidade tenha possivelmente ocorrido em uma bacia de retroarco.

Pórfiro União do Norte Exibindo contatos intrusivos na Unidade Vulcanoclástica e nas Suítes Granodiorítica e Granítica, o Pórfiro União do Norte corresponde a um plúton granítico sub-vulcânico que representa uma suíte magmática composta por álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico que ocorre na forma de lacólitos intrusivo na Unidade Vulcanoclástica. Essa suíte não mostra indícios de deformação e aparece frequentemente como blocos em região de geomorfologia expressa por pequenas serras e morrotes. São rochas de coloração avermelhada, não magnéticas e de textura porfirítica e micrográfica bem desenvolvidas (*Figs. AII.4D-F*). Por vezes, texturas microgranular, granofírica e esferulíticas são observadas, e indicam que a suíte se posicionou se consolidou em nível crustal raso. Os fenocristais não ultrapassam 25-30% do volume da rocha, exibem granulação média a grossa, formatos sub-euédrico a euédrico, contatos retilíneos com a matriz e não ultrapassam 1,4 cm de comprimento (*Figs. AII.4D,F*). São representados por plagioclásio (3-18%), ortoclásio (30-42%), e quartzo azulado, bi-piramidal e com frequentes golfos de corrosão (48-49%). Em termos petrográficos, os minerais essenciais compreendem quartzo, ortoclásio, plagioclásio e raramente biotita (<2%). Magnetita, fluorita, zircão, monazita e rutilo correspondem às fases acessórias, enquanto que clorita, epídoto, sericita, caulinita, calcita e hematita representam as fases de alteração hidrotermal.

MATERIAIS E MÉTODOS Foi realizado um mapeamento geológico em escala 1:25.000 no entorno do Depósito do Francisco, com objetivo centrado no reconhecimento das principais unidades litodêmicas da região, assim como de suas estruturas. Deste reconhecimento resultou a classificação e

descrição petrográficas da hospedeira e do Pórfiro União do Norte, as quais contaram com a descrição de um total de 12 delgadas-polidas. Os estudos petrográficos, realizados no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências (IG, UNICAMP), foram realizados com o uso de um microscópio petrográfico convencional da ZEISS Axiophot acoplado a um dispositivo de obtenção de imagens (câmera Sony Cybershot) de 12 megapixels. Essa fase envolveu a quantificação modal, a caracterização das relações texturais das unidades investigadas, do minério e dos tipos de alteração hidrotermal. Posteriormente, esses estudos foram refinados com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kv, distancia focal de 19 mm e corrente de fluxo de aproximadamente $3,0 \times 10^{-9}$ A.

Os estudos de litogeoquímica foram realizados a partir de seis amostras representativas do Pórfiro União do Norte (*Tab. AIV.11*). As análises geoquímicas foram realizadas pelo Laboratório ACME Lab. do Canadá. As concentrações de elementos maiores foram obtidas por ICP-OES após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em ácido nítrico. Os elementos-traço foram analisados por ICP-MS após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em HNO_3 .

Litogeoquímica do Pórfiro União do Norte O Pórfiro União do Norte exibe elevados percentuais de sílica ($75,2 < \text{SiO}_2 < 76,2\%$), elevada razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,49-1,66), baixa razão MgO/TiO_2 (0,41-1,1), elevada razão $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{MgO}$ (7,3-17,6), Al_2O_3 compreendido entre 11,7-11,9%, baixo Fe_2O_3 (1,5-1,7%) e CaO (0,29-0,45%). As amostras exibem baixas concentrações de Ba (173-253 ppm), Sr (23,8-30,8 ppm) e Cs (~3 ppm), elevadas de Rb (210,4-257,8 ppm), Hf (10,9-12,8 ppm), Nb (23,6-28,2 ppm), Th (24,9-27,9 ppm), Zr (333,6-366 ppm) e de ETR ($\sum_{\text{ETR}} = 357,1-526,5$ ppm). Os altos percentuais de sílica refletem um magma de natureza evoluída e composição félsica de elevada acidez e diferenciação, enquanto que a pequena variação dos dados litogeoquímicos é típica de séries graníticas pouco fracionadas. Os diagramas de Harker exibem relações diretas do Al_2O_3 , K_2O , MgO e TiO_2 com o incremento da sílica, no entanto, inversas para o Fe_2O_3 , Na_2O , CaO , MnO e Cr_2O_3 (*Fig. AII.5*). As correlações negativas entre os elementos analisados estariam relacionadas à redução do plagioclásio, fluorita e magnetita, enquanto que as positivas representariam as fases cristalizadas tardiamente, especialmente o feldspato potássico e, mais restritamente, o plagioclásio e a biotita.

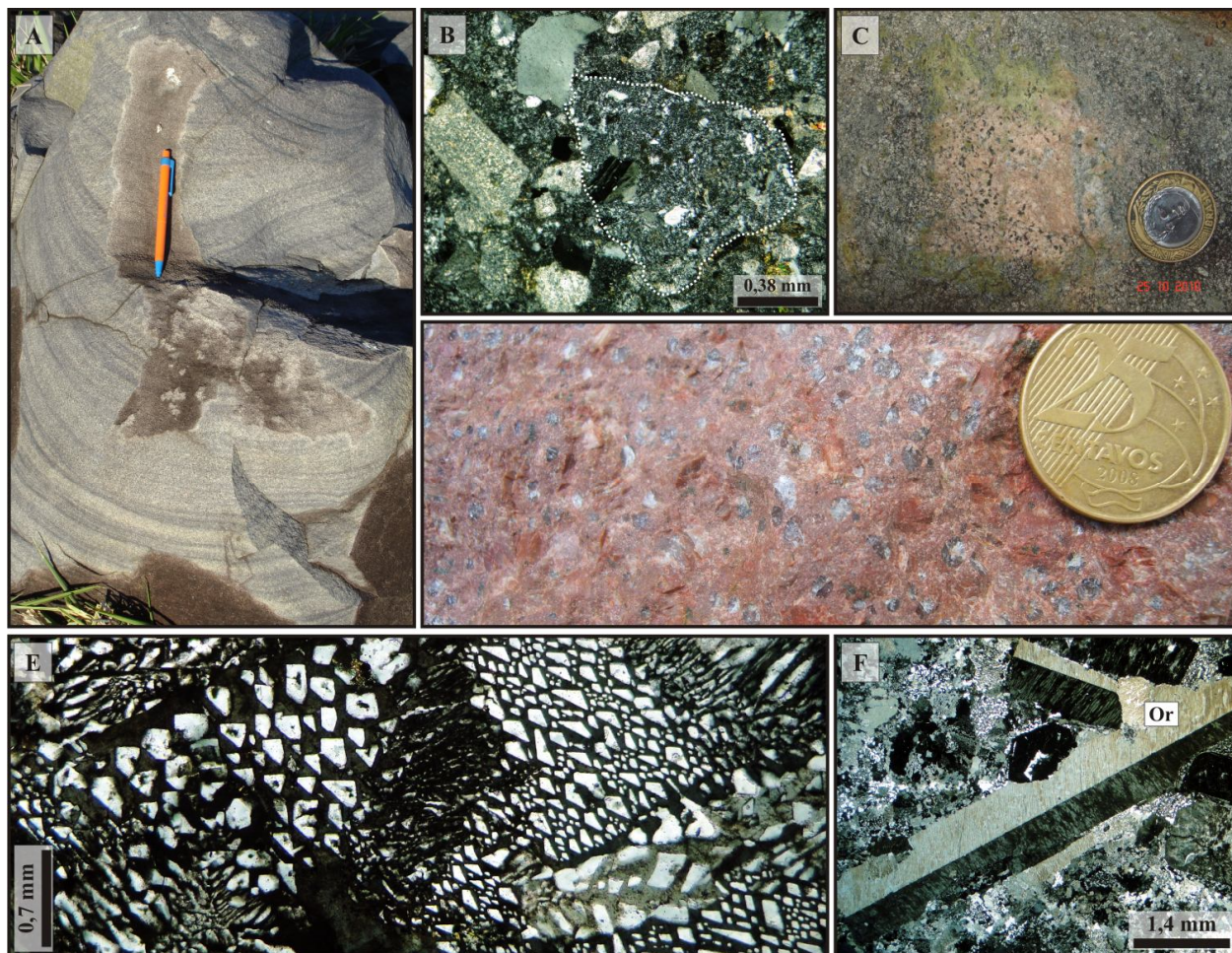


Fig. AII.4. *Características gerais das rochas da Unidade Vulcanoclástica:* (A) Granulação fina, coloração cinza com estratificação plano-paralela realçada pela elevada concentração de óxidos de ferro (magnetita e hematita); (B) Fragmento andesítico com fenocristais de quartzo e plagioclásio; (C) Fragmento centimétrico de rocha granítica; *Características gerais do Pórfiro União do Norte:* (D) Rocha isotrópica, de tonalidade avermelhada e textura porfírica representada por cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo arredondado a bi-terminado de alta temperatura; (E) Textura micrográfica bem desenvolvida; (F) Fenocristais de ortoclásio com característica geminação Carlsbad. FOTOMICROGRAFIAS: B, E-F: polarizadores cruzados.

Em relação aos elementos-traço, nota-se aumento nas concentrações de Ba, Zr e Sr, em função da SiO_2 , enquanto que os teores de Zn, Pb, HFSE, Ni, Y, Rb e Lu diminuem (Fig. AII.5). O comportamento dos elementos-traço e elementos terras raras (ETR) normalizados pelo manto primitivo de [McDonough & Sun \(1995\)](#) também é bastante homogêneo. No diagrama multielementar (Fig. AII.6A) observam-se anomalias negativas de K, Ba, Nb, Sr e Ti, mas positivas de Rb, U, Th e Pb. Os padrões dos ETR refletem

enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesadas, com razões $(La/Lu)_n$ entre 7,2 e 10,9, sugestivas de fraco a moderado fracionamento ígneo (*Fig. AII.6B*). Também é observada uma forte anomalia negativa de Eu ($0,13 < Eu/Eu^* < 0,18$), indicativa do fracionamento do feldspato potássico. Em magmas félsicos, anomalias negativas de Eu sugerem a cristalização do feldspato via fracionamento, ou então, a retenção do elemento na fonte, já que o feldspato não teria sido consumido durante processos de fusão parcial (Rollinson, 1993; Yang *et al.*, 2008). Como o Ba e Sr são admitidos na estrutura cristalina do feldspato potássico, e a concentração de ambos no Pórfiro União do Norte aumenta com o incremento da sílica, a exemplo do K_2O , as pronunciadas anomalias negativas de Eu observadas podem ser reportadas a cristalização do ortoclásio.

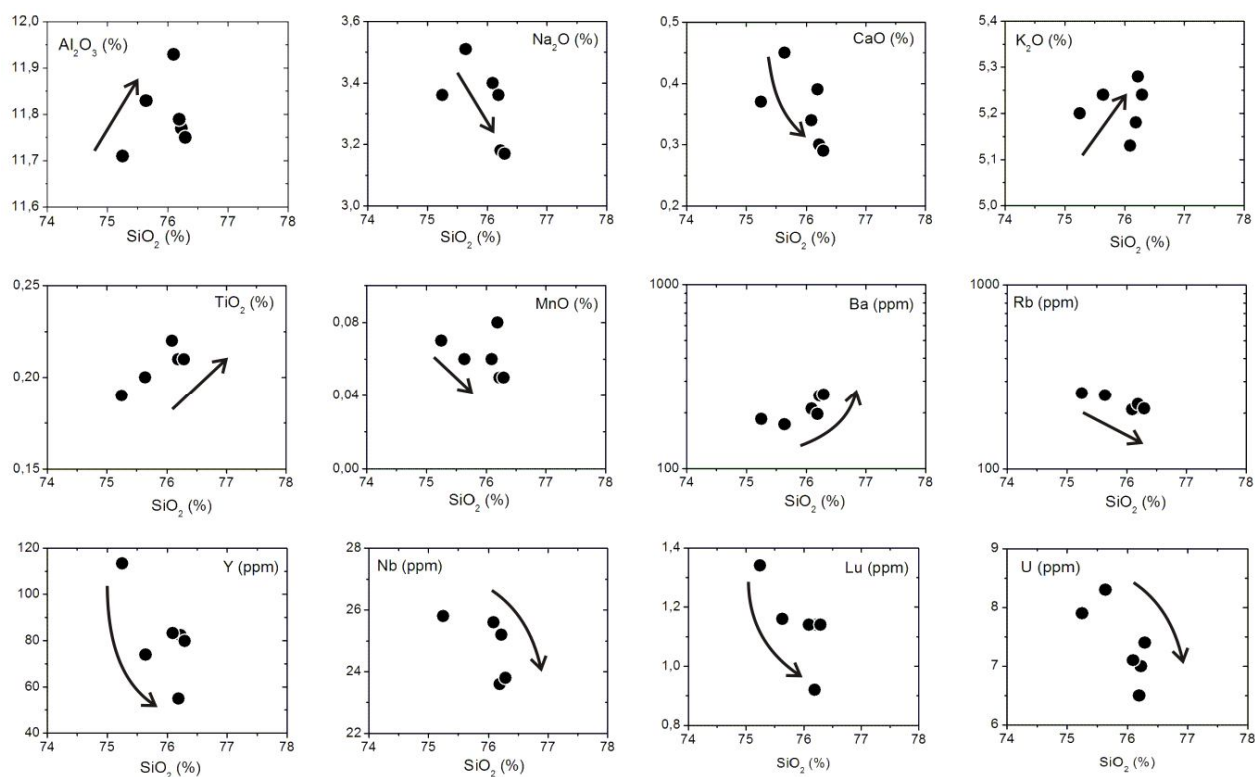


Fig. AII.5. Diagramas de Harker para elementos maiores, menores e traço para o Pórfiro União do Norte. As setas indicam as tendências evolutivas definidas pelas variações dos elementos em função do incremento da sílica.

Com base nos diagramas de afinidade tectono-magmáticas, o Pórfiro União do Norte corresponde a uma manifestação granítica alcalina de alto K, meta- a peraluminosa e ferrosa (*Fig. AII.7*). Nos diagramas de discriminação tectônica, as altas concentrações de Yb, Ta, Y, Nb e Ga são típicas de rochas graníticas pós-colisionais a intra-placa (granitos tipo A) com fonte eminentemente crustal (*Fig. AII.8*)

MINÉRIO AURÍFERO ASSOCIADO A METAIS DE BASE NA REGIÃO DE UNIÃO DO NORTE

Alteração hidrotermal As rochas da região de União do Norte mostram-se invariavelmente afetadas por alteração hidrotermal em distintos graus de intensidade, particularmente em setores adjacentes ao Depósito do Francisco. A *Fig. AII.9* representa a evolução do sistema hidrotermal proposto para a região com base nas relações de campo e petrográficas.

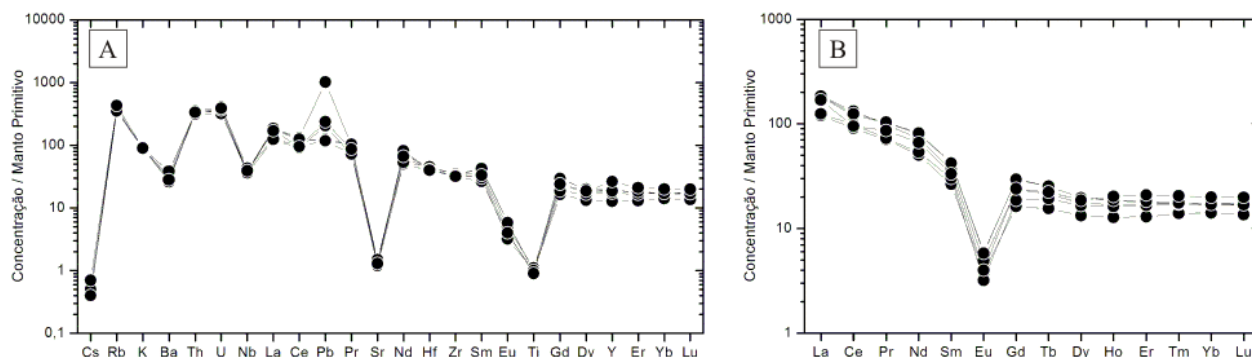


Fig. AII.6. Diagramas (A) multielementar e de (B) variação dos ETR para o Pórfiro União do Norte. Ambos os diagramas foram normalizados pelo Manto Primitivo de *McDonough & Sun (1995)*.

ALTERAÇÃO POTÁSSICA Essa alteração é representada pela paragênese ortoclásio + hematita \pm quartzo \pm biotita em estilo pervasivo e que corresponde à fase inicial da alteração hidrotermal. É frequentemente reconhecida no Pórfiro União do Norte ou em seus setores proximais, pois confere uma tonalidade vermelho tijolo característica as rochas, além de substituir o feldspato potássico e plagioclásio ígneos (*Figs. AII.10A-B*). A alteração potássica é pouco desenvolvida nos setores mais proximais à zona mineralizada e distais do granito sub-vulcânico, em especial na Unidade Vulcanoclástica, na qual é normalmente representada por ortoclásio \pm hematita. De abrangência mais restrita, a biotita hidrotermal ocorre exclusivamente nos granodioritos encaixantes do Pórfiro União do Norte.

ALTERAÇÃO SERICÍTICA De estilo pervasivo, a alteração sericítica é representada pela paragênese sericita + quartzo \pm muscovita \pm clorita que substitui a alteração potássica anterior. Corresponde à alteração dominante nos setores proximais do minério em torno do qual forma um extenso envelope sericítico (*Fig. AII.10C*). Pirita corresponde ao sulfeto dominante deste halo sericítico, seguido de concentrações significativas de esfalerita, galena e subordinadas de calcopirita. Nas proximidades do Depósito do Francisco observa-se uma apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada e de textura microgranular em que apenas os fenocristais de quartzo arredondado a bi-piramidal estão preservados (*Fig. AII.10E*). Na Unidade Vulcanoclástica afeta, em ordem decrescente de intensidade, a

matriz e cimento, fragmentos líticos, feldspato (especialmente o plagioclásio), e o quartzo hidrotermal. Na Suíte Granítica, no entanto, ocorre pouco desenvolvida, pois geralmente substitui o plagioclásio, com geração de pseudomorfos, ou então do anfibólio, com precipitação de magnetita e hematita de granulação fina.

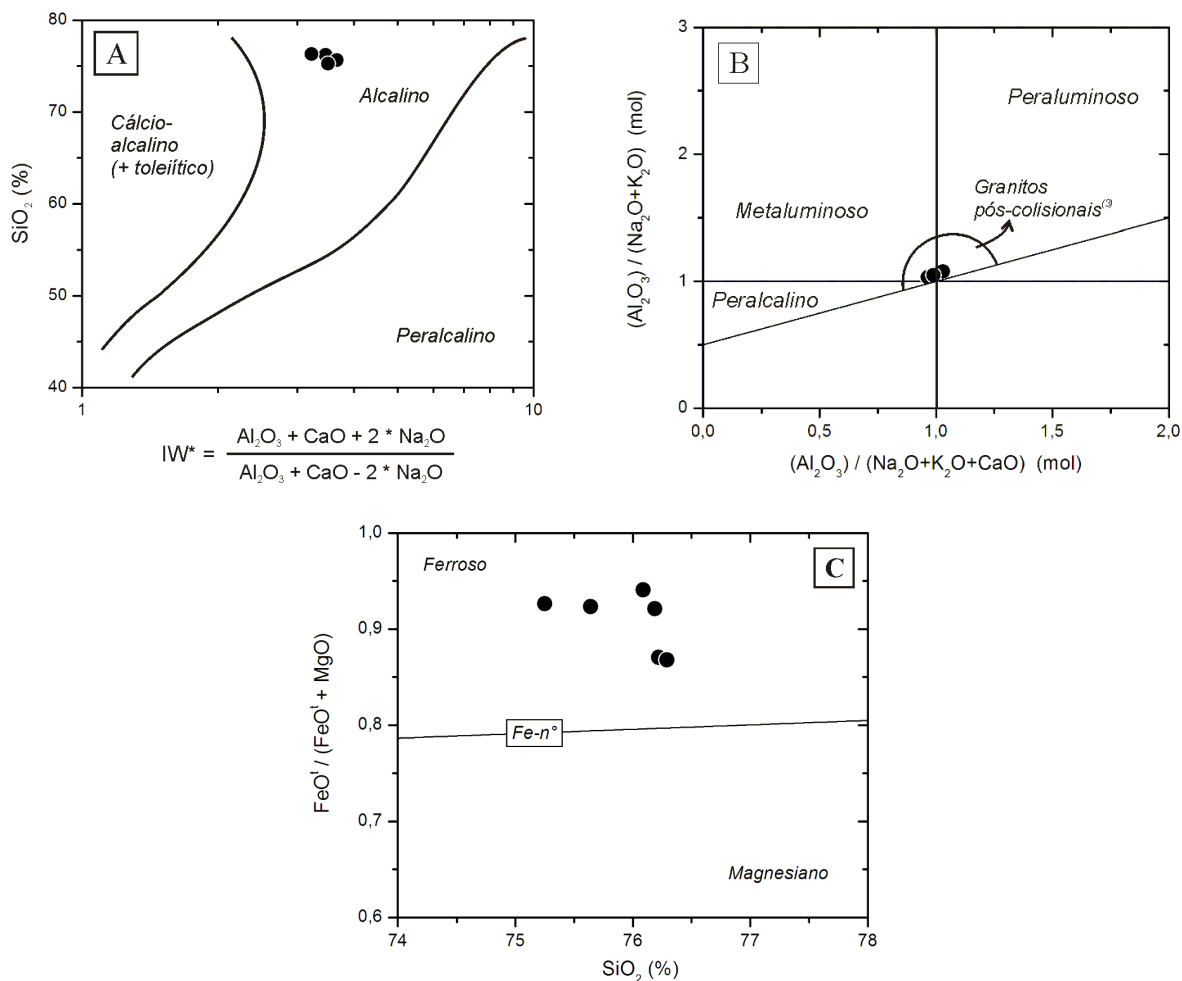


Fig. AII.7. Diagramas de classificação tectôno-magmática para o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte: (A) Diagrama de Wright (Wright, 1969); (B) A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) e (C) Número de Ferro (Frost et al., 2001).

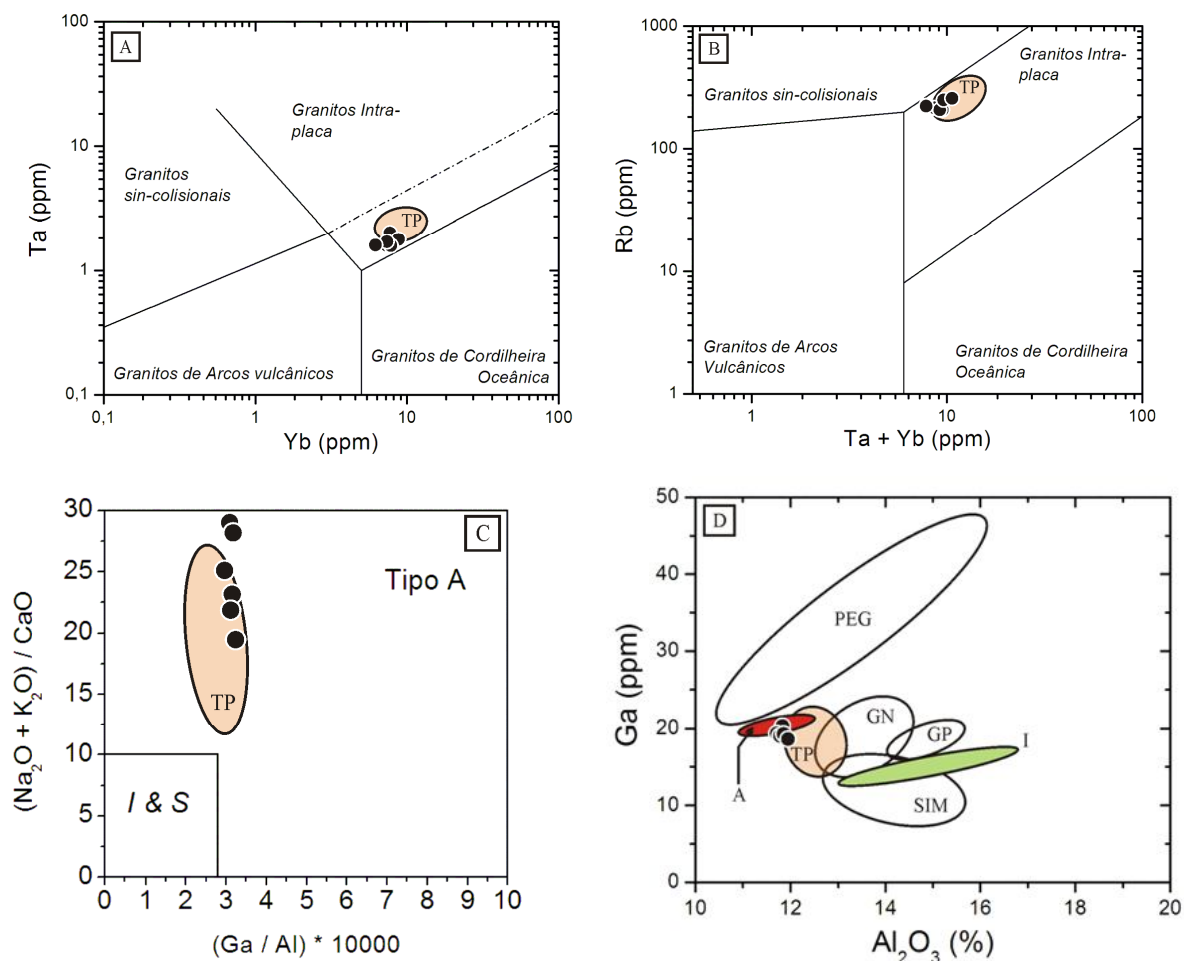


Fig. AII.8. Disposição do conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte nos diagramas de ambiência tectônica propostos por (A-B) Pearce et al., (1984) e; (C-E) Whalen et al., (1987). Observa-se que os resultados obtidos em cada diagrama são coerentes com a incidência das amostras no campo dos granitóides pós-colisionais e/ou intra-placa. CAMPOS: PEG: Província Estanífera de Goiás; GN: Granito Nhandu; GP: Granito Pombo; SIM: Suíte Intrusiva Matupá; PT: Granito Teles Pires; I: granitos australianos do tipo I; A: granitos australianos do tipo A. REFERÊNCIAS: Whalen et al., (1987); Souza et al., (2005); Vitória (2010); Souza et al., (2005); Paes de Barros (2007); Biondi (2005).

VEIOS DE ORTOCLÁSIO + EPÍDOTO + CLORITA + CLINOZOISITA

Corresponde a

veios tardios de epídoto + clorita + clinozoisita com halos de ortoclásio (Fig. AII.10F) que normalmente ocorrem em setores distais ao Pórfiro União do Norte e que interceptam os padrões anteriores da alteração hidrotermal. Esse padrão de alteração tem sido frequentemente encontrado nos arredores de inúmeros depósitos auríferos do setor leste da PAAF, a exemplo do Bigode (Assis, 2008), Pé Quente (Assis, 2011), João Oficial (Vasconcelos, in prep.) e Bernaldo. Nas imediações do Depósito do Francisco, essa alteração

está normalmente associada à Suíte Granodiorítica (Assis, 2011). Pequenos bolsões com clorita + epídoto + clinozoisita com estreitos halos de ortoclásio são frequentemente observados na Unidade Vulcanoclástica, em especial nas proximidades do Depósito do Francisco. Os diques de vulcânicas máficas a félsicas, frequentes na região, podem eventualmente exibir vênulas de clorita + epídoto ± clinozoisita com halos de ortoclásio hidrotermal.

ALTERAÇÃO ARGÍLICA Corresponde a um estilo hidrotermal restrito, normalmente encontrado nas proximidades do Pórfiro União do Norte e constituída essencialmente por caulinita e sericita, além de hematita subordinada. Zonas com elevada concentração de veios e sistema de veios, ambos preenchidos por quartzo e que frequentemente exibem textura em pente, normalmente truncam esses setores de alteração argílica (Fig. AII.10D). Em escala macroscópica essa alteração produz minerais de granulação muito fina e de tonalidades avermelhadas, amareladas a alaranjadas.

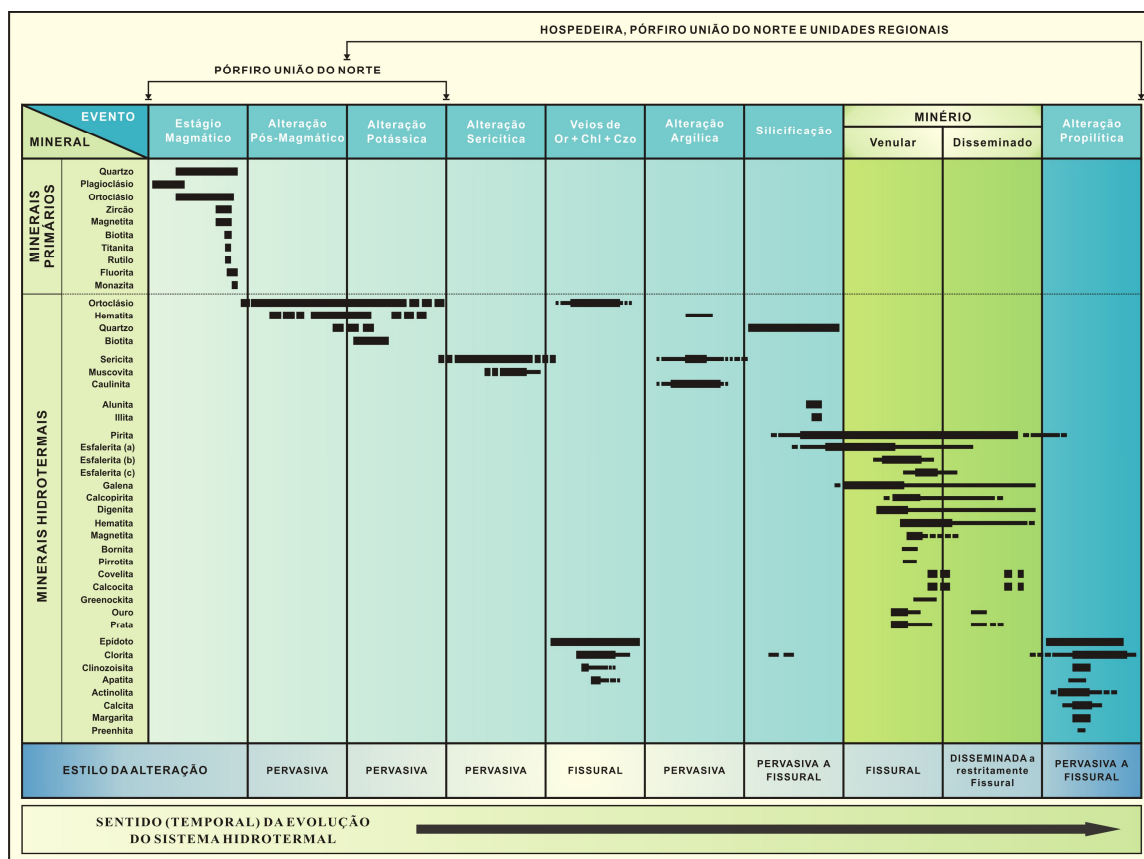


Fig. AII.9. Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Depósito do Francisco.

SILICIFICAÇÃO Eminentemente de estilo fissural, manifesta-se pela geração de quartzo hidrotermal com hematita e alunita subordinadas, e que corresponde ao principal estágio hidrotermal da

região. Essa alteração frequentemente trunca todos os demais estilos anteriormente descritos e relaciona-se espacialmente ao Pórfiro União do Norte, pois seus contatos com as demais unidades da região são representados por uma intensa silicificação na forma de veios e sistema de veios de quartzo \pm hematita \pm sericita \pm alunita. A depender da intensidade, a alteração pode evoluir para um estilo pervasivo, com a substituição quase completa da hospedeira e das encaixantes da unidade sub-vulcânica. Nos setores próximas ao Pórfiro União do Norte observa-se com frequência a ocorrência de veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*), brechas hidráulicas cimentadas eminentemente por quartzo hidrotermal, texturas esferulíticas, cavidades drusiformes, texturas coliformes e *box-works* de pirita em veios de quartzo (*Figs. AII.10G-H*). Essas estruturas e texturas são sugestivas da percolação de fluidos em nível crustal raso (Candela, 1997), no caso, derivados da cristalização do granito sub-vulcânico. Essa hipótese é reforçada pela textura micrográfica do Pórfiro União do Norte, assim como pela elevada quantidade de veios de quartzo encontrados nas suas zonas de contato. Na Unidade Vulcanoclástica, com exceção do setor mineralizado, a intensidade da silicificação diminui, sendo comum a presença de veios e vênulas muito espaçadas e/ou concordantes ao acamamento sedimentar. Na grauvasa-feldspática vulcanoclástica a silicificação afeta inicialmente a matriz e cimento e, posteriormente, o feldspato e fragmentos líticos. Os diques de vulcânicas máficas a félsicas mostram-se menos afetadas por esse estágio da alteração.

Sílica estratificada (*silica cap*), por vezes deformada, está associada à silicificação, sendo representadas por camadas de até 60 cm de espessura e alguns metros de extensão (*Fig. AII.10I*). Análises de difração de raios X (DRX) revelam elevadas concentrações de quartzo, mas subordinadas de alunita e illita associadas a esses depósitos de sílica. A silicificação torna-se também mais evidente em direção às zonas mineralizadas, na quais acompanha a precipitação de sulfetos de metais de base e ouro.

ALTERAÇÃO PROPILÍTICA De estilo pervasivo a subordinadamente fissural, a alteração propilítica é representada pela associação clorita + epídoto + magnetita \pm actinolita \pm carbonato \pm apatita \pm pirita \pm calcopirita \pm quartzo \pm esfalerita \pm margarita \pm clinozoisita \pm rutilo \pm titanita \pm ortoclásio. Essa alteração ocorre em escala regional e afeta todas as unidades litológicas da área, exceto as rochas sedimentares da Formação Dardanelos. No Pórfiro União do Norte esse estilo da alteração encontra-se pouco desenvolvido, sendo representado principalmente por clorita que varia de magnésiana até mais rica em ferro sem, no entanto, sem qualquer relação temporal e espacial entre as variantes. Na Unidade Vulcanoclástica, em especial na grauvasa-feldspática, a alteração propilítica é representada por clorita + epídoto + actinolita + magnetita \pm pirita \pm esfalerita \pm carbonato que alterna do estilo pervasivo ao fissural (*Figs. AII.10J-K*). Vênulas de clorita + epídoto + hematita + actinolita podem truncar a estrutura sedimentar, assim como vênulas de quartzo da alteração anterior. A exemplo da unidade sub-vulcânica, na Suíte Granítica descrita por Assis (2008) e Assis *et al.*, (submetido), essa alteração é incipiente, no

entanto, representada pela substituição do anfibólio e dos raros enclaves granodioríticos por clorita e epídoto. Na Suíte Granodiorítica, entretanto, a alteração propilítica está melhor desenvolvida e representada por clorita + epídoto ± clinozoisita ± hematita ± magnetita ± titanita, que normalmente substitui o plagioclásio, biotita e hornblenda ígneos. Estudos petrográficos revelam que a clorita não está restrita apenas à alteração propilítica, mas também a um processo temporalmente mais amplo devido a sua persistência em relação ao desaparecimento do epídoto e actinolita. Essa relação é observada pela cloritização dos minerais máficos primários das suítes plutônicas e, em alguns casos, do próprio epídoto.

VÊNULAS TARDIAS DE HEMATITA Correspondem a vênulas e/ou sistema de veios tardios com hematita e concentrações subordinadas de pirita e esfalerita, que truncam todos os tipos da alteração hidrotermal anteriormente descritos (*Fig. AII.10L*). Observa-se que a presença de hematita corresponde uma característica comum do sistema hidrotermal da região, com a ocorrência de veios decimétricos de hematita ± magnetita aos quais *box-works* de pirita podem ser observados.

Paragênese do minério do Depósito do Francisco Os corpos de minério, hospedados na Unidade Vulcanoclástica, se relacionam a dois setores distintos: (i) minério venular em domínios de intensa silicificação e; (ii) minério disseminado que forma um extenso halo de alteração sericítica no minério venular (*Fig. AII.10C*). Veios de quartzo medidos no depósito exibem direção N50W/SW; N10W/70SW; N35W/70NE e N35W/15SW. Esses veios truncam o S₀ da Unidade Vulcanoclástica, o qual tem direção N30-40E / 75 SE. ([Assis, 2011](#)).

MINÉRIO VENULAR Corresponde ao minério principal que está concentrado em zona de intensa silicificação que por vezes apresenta texturas brechadas, em *stock-work* e veios com texturas do tipo pente, cavidades drusiformes, miarolíticas e mini-geodos (*Figs. AII.11A-B*). Uma deformação rúptil posterior, representada pela atuação de micro-falhas, trunca toda a zona mineralizada causando tanto a cominuição dos crustais quanto na sua incipiente remobilização. A associação do minério é representada por pirita (7-50%), esfalerita (5-60%), galena (2-10%), digenita (1-10%), calcopirita (1-10%), hematita (~4%), além de magnetita, bornita, pirrotita, monazita e greenockita (CdS) subordinadas. As variações nas concentrações de pirita e esfalerita estão relacionadas à sua posição na estrutura venular, sendo que as porções centrais são dominadas por esfalerita maciça, enquanto que nos setores mais externos pirita corresponde ao sulfeto dominante. A passagem entre esses dois setores ocorre gradualmente.

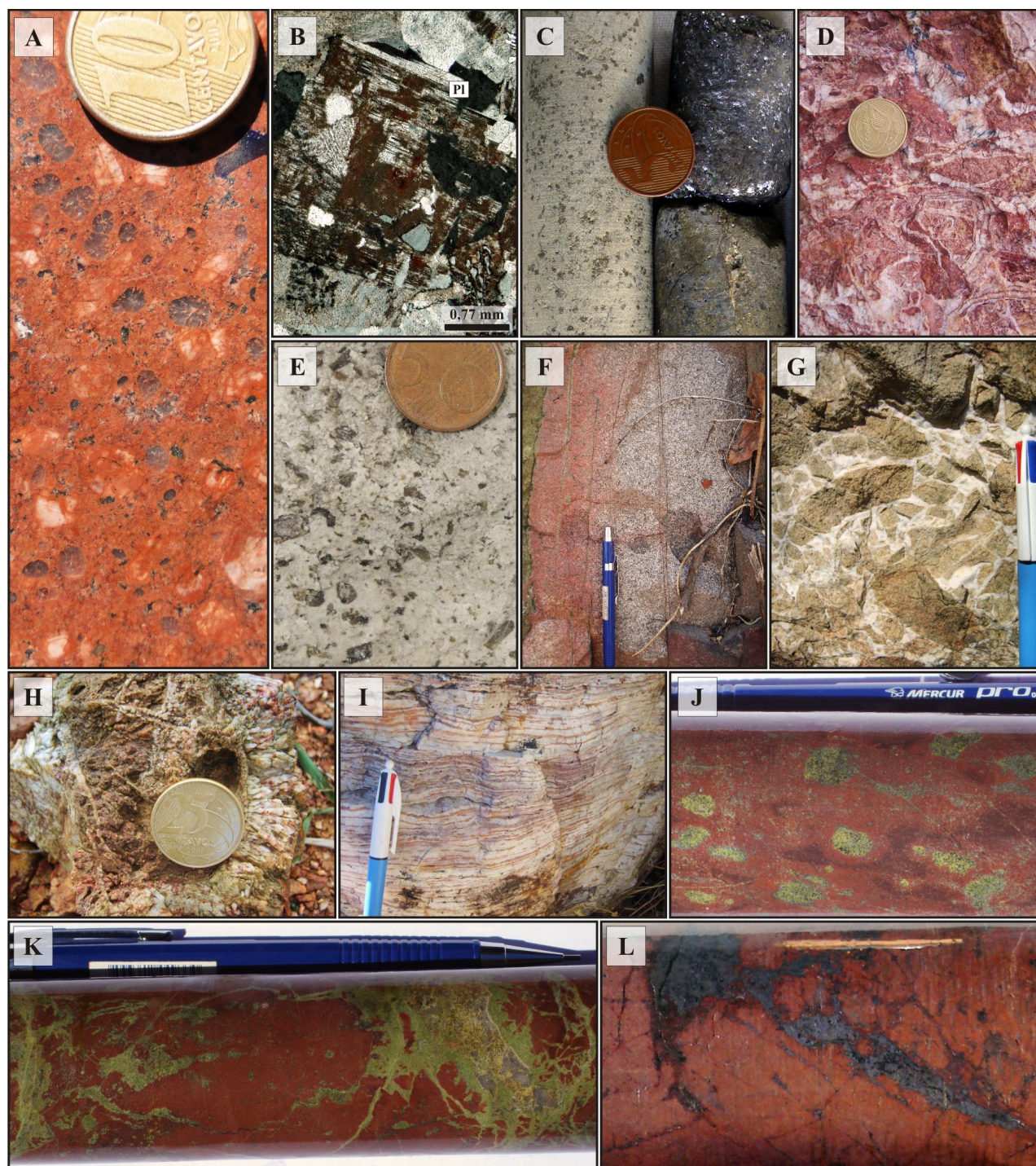


Fig. AII.10. (A) Intensa tonalidade avermelhada atribuída a geração de ortoclásio \pm hematita hidrotermais no Pórfiro União do Norte; (B) Fotomicrografia com os polarizadores cruzados que mostram a substituição do plagioclásio primário por ortoclásio hidrotermal; (C) Halo de alteração sericítica com pirita e sulfetos de metais de base disseminados que envolve o minério principal do Depósito do Francisco; Continuação da legenda ▼ .

Fig. AII.10. Continuação da legenda anterior (▲): (D) Alteração argílica representada por argilominerais de tonalidades avermelhadas a alaranjadas e posteriormente truncada por veios de quartzo; (E) Apófise do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizada; (F) Extensos halos de ortoclásio ± hematita ao longo de vênulas de epídoto + clorita ± quartzo em rocha granodiorítica; (G) Brechas hidráulicas cimentadas por quartzo leitoso, nas sedimentares da Unidade Vulcanoclástica; (H) Bolsões de quartzo com textura em pente (*comb-texture*) em rochas da Unidade Vulcanoclástica; (I) Sílica cap com estratos bem formados e horizontalizados de sílica amorfa e alunita subordinada; (J) Bolsões de epídoto + clorita ± calcita com eventuais halos de ortoclásio em grauvaça-feldspática vulcanoclástica; (K) Vênulas de irregulares de clorita + epídoto + clinozoisita + apatita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica e que evoluem para um estilo pervasivo; (L) Vênulas tardias de hematita em grauvaça-feldspática vulcanoclástica que truncam a alteração potássica responsável pela forte tonalidade avermelhada da rocha.

Nas porções centrais da estrutura venular a pirita ocorre como inclusões sub-euédricas na esfalerita, enquanto que nas bordas da estrutura é representada por cristais granulares de granulação média, sendo que os maiores cristais geralmente apresentam inclusões anédricas de calcopirita, magnetita, esfalerita, digenita, quartzo e eventual galena (*Fig. AII.11C*). A esfalerita pode ser maciça, formar cristais anédricos que englobam a pirita e galena, ou ocupar os interstícios da pirita (*Fig. AII.11D*). Quando maciça associa-se em especial às porções centrais do veio, onde frequentemente exhibe bordas corroídas. Três variantes composicionais de esfalerita são descritas: (i) uma rica em inclusões de pirita; (ii) uma segunda com inclusões de pirita e calcopirita, e (iii) uma terceira representada por cristais de esfalerita com elevada quantidade de inclusões de calcopirita e digenita. As variantes (i) e (iii) representariam os membros finais de uma sequência contínua de cristalização em que a variante (ii) corresponderia aquelas de composição intermediária entre ambas. Em adicional, a esfalerita parece se empobrecer em Cu ao longo da sequência de cristalização, sendo o termo (iii) o primeiro a se cristalizar, seguindo da esfalerita (ii) e finalmente da (i). A galena ocorre tanto como cristais intersticiais de granulação fina a média quanto como pequenas a médias inclusões na pirita e especialmente na esfalerita (*Fig. AII.11C*). Vênulas tardias com galena podem ainda ser observadas. Digenita corresponde ao sulfeto de cobre mais abundante na zona mineralizada, ocorrendo nos interstícios da esfalerita e da pirita (*Fig. AII.11D*), inclusa na galena e/ou em contato com a mesma. A calcopirita ocorre predominantemente como inclusões na esfalerita, na qual confere a textura “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*), enquanto que a magnetita forma pequenas inclusões sub-euédricas na esfalerita e, menos frequentemente, na pirita e galena. Hematita está geralmente disseminada na zona de minério principal como cristais de granulação média e de textura ripiforme. Embora em pequenas concentrações, bornita e pirrotita formam pequenas inclusões anédricas na galena e pirita.

Adicionalmente, eventuais vênulas tardias de galena + calcopirita + digenita ± esfalerita podem truncar o minério principal.

Covelita e calcocita representam estágios mais tardios, relacionados à substituição da digenita e calcopirita, especialmente quando próximas a pequenas fraturas. Em adicional, galena e digenita podem ainda substituir a esfalerita (*Fig. AII.11E*), o que lhes conferem um espectro temporalmente mais amplo na evolução do sistema hidrotermal. Digenita e principalmente hematita podem ainda substituir a galena. A substituição de magnetita por hematita também é comum, e ocorre principalmente nas inclusões na esfalerita. De forma similar, a substituição da esfalerita por galena e de galena por hematita também é observada no minério aurífero associado a metais de base do Depósito do Bigode (Assis, 2008).

No Depósito do Francisco o Au geralmente associa-se aos setores mais ricos em pirita, onde ocorre como inclusões e/ou em contato com a galena incluída na pirita (*Fig. AII.11F*). Neste contexto, o Au é representado por inclusões arredondadas a sub-arredondadas, geralmente de 6,5 a 62,3 μm e que apresentam concentrações em Ag que variam de 1,9 a 19,4%. Por vezes, o Au exibe “exsolução” com Ag+Pb, em que os limites dos grãos são de difícil distinção (*Fig. AII.11F*). A exemplo do ouro, a Ag ocorre associada à galena incluída na pirita, e geralmente forma inclusões anédricas a sub-arredondadas.

MINÉRIO DISSEMINADO

Restrito ao envelope sericítico do minério principal que afeta eminentemente a grauvaca-feldspática vulcanoclástica, esse setor é representado por pirita (65-70%), esfalerita (15-20%), galena (5-10%), calcopirita (6%), hematita (<3%) e algum traço de apatita, monazita, magnetita, digenita e bornita (*Fig. AII.11G*). Esse minério é posteriormente truncado por vênulas tardias de galena + calcopirita ± esfalerita ± pirita. A pirita ocorre como cristais euédricos a sub-euédricos, de dimensões uniformes e que formam agregados policristalinos (*Fig. AII.11H*), ou então como diminutas inclusões na esfalerita sem apresentar relações de substituição. A esfalerita é anédrica, engloba a pirita e, por vezes, a galena, ou ainda forma pequenas inclusões na pirita. A galena ocorre como (i) cristais anédricos de granulação fina a média; (ii) como pequenas inclusões na pirita e esfalerita ou; (iii) substitui a esfalerita. A calcopirita concentra-se principalmente como inclusões na esfalerita, configurando a textura da *chalcopyrite disease*, e subordinadamente na pirita. De forma mais restrita, hematita está sempre associada à galena. Substituição de esfalerita por galena, a exemplo do minério principal, é novamente observada. Nos setores mais distais da estrutura venular a substituição da pirita pela hematita torna-se comum (*Fig. AII.11H*). Essas texturas de desequilíbrio tornam-se mais frequentes com o distanciamento do veio principal. Neste mesmo sentido, nota-se uma brusca diminuição nas concentrações de galena, esfalerita, digenita e calcopirita.

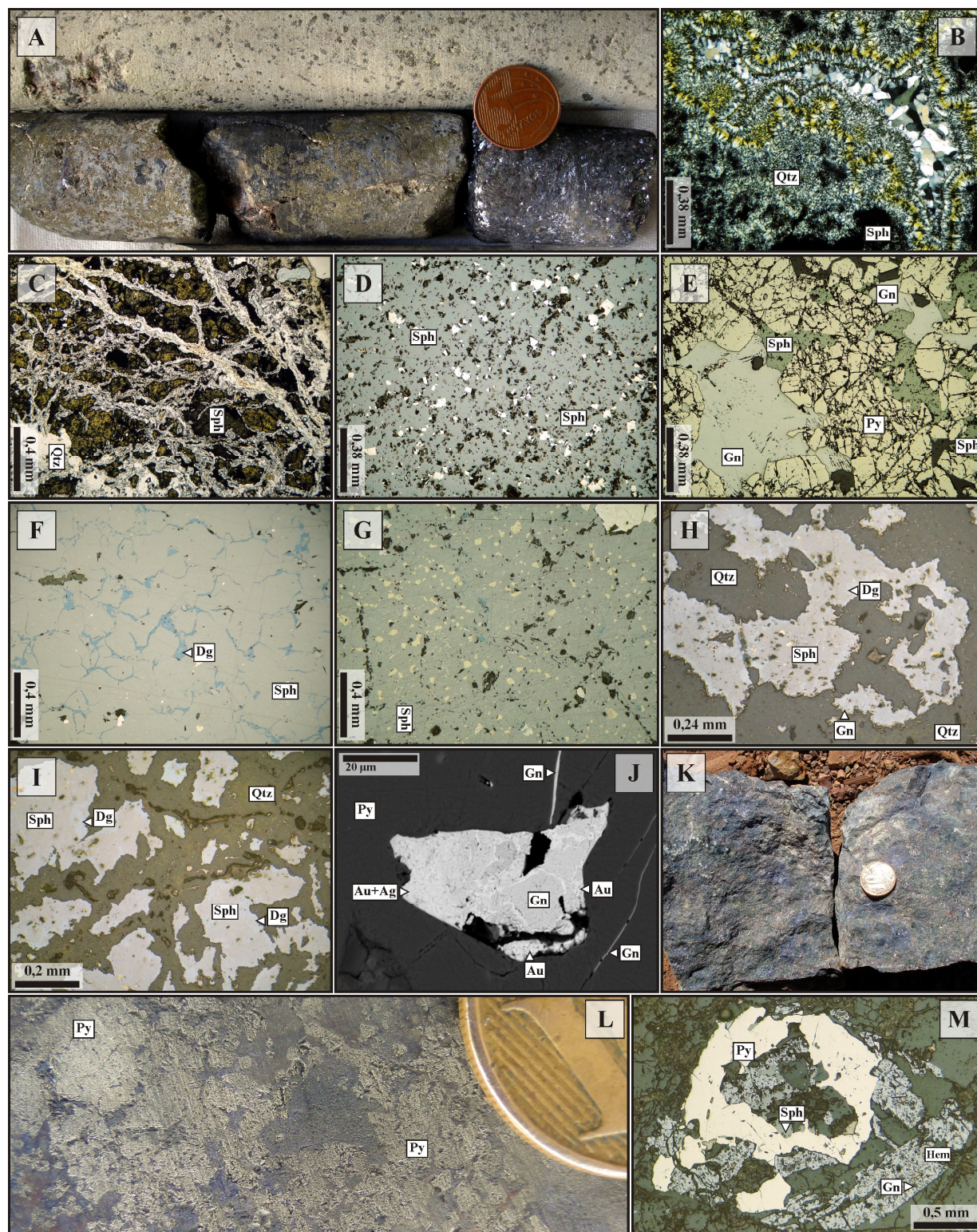


Fig. AII.11. (A) Zona de minério principal com galena maciça e halo de alteração sericítica com sulfetos disseminados; (B) Mini-geodos de quartzo eventualmente presentes no minério principal; Continuação da legenda ▼.

Fig. AII.11. Continuação da legenda anterior (▲): (C) Intensa venulação de quartzo em setor de intensa precipitação de esfalerita; (D) Inclusões de pirita fina em esfalerita; (E) Galena intersticial e em paragênese com pirita granular e esfalerita; (F) Esfalerita maciça com digenita intersticial; (G) Esfalerita com típica textura da “doença da calcopirita”; (H) Esfalerita substituída inicialmente por digenita e posteriormente por galena; (I) Substituição de esfalerita por digenita; (J) Au em contato direto com galena incluída em pirita. O Au frequentemente ocorre como ligas de Au-Ag também associadas à galena incluída na pirita; (K) Rocha vulcanoclástica com forte alteração sericítica e elevada concentração de pirita, galena e esfalerita; (L) Minério disseminado representado predominantemente por pirita em zonas de intensa alteração sericítica; (M) Substituição de pirita por hematita acicular. FOTOMICROGRAFIAS: B: polarizadores cruzados; C: luz natural; D-I,M: luz refletida; J: imagem de elétrons retro-espalhados.

Ouro não foi observado nas paragêneses minerais do minério disseminado, embora teores entre 0,52 e 2,05 g/t e de Ag entre 5,9 e 13,7 ppm tenham sido reportados em resultados de geoquímica de rocha total do halo de alteração sericítica (Assis, 2011). Isso sugere que o Au no minério disseminado esteja como diminutas inclusões na pirita. Essa hipótese é reforçada pelas concentrações de Au de até 17 ppm na pirita obtidos por Barbuena (2009).

DISCUSSÕES

Implicações Petrogenéticas e Metalogenéticas do Pórfiro União do Norte

As relações de campo em conjunto com as características petrográficas e geoquímicas sugerem que essa unidade sub-vulcânica corresponde à manifestação magmática causativa da mineralização do depósito de Au-Zn-Pb (Cu) do Francisco. A abundância de veios de quartzo, assim como a presença de textura micrográfica bem desenvolvida, correspondem as principais evidências de que essa intrusão tenha se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso (epizonal). Em muitos casos, a textura micrográfica além de obliterar o plagioclásio ígneo, também exibe contatos retilíneos com os fenocristais de quartzo e feldspato potássico, indicando que o pórfiro teria se saturado em uma fase fluida concomitantemente a sua cristalização. As apófises sub-vulcânicas intensamente sericitizadas e com a preservação apenas dos fenocristais de quartzo bi-terminado, assim como zonas sub-vulcânicas intensamente silicificadas com pirita e alguma calcopirita associada, remetem a indícios adicionais do envolvimento de fluidos derivados da cristalização do Pórfiro União do Norte e, portanto, da sua importância na instalação de um sistema magmático-hidrotermal do qual se originou a mineralização aurífera do Depósito do Francisco.

As elevadas concentrações de sílica (< 76%) e K₂O (<5%), o enriquecimento em elementos incompatíveis, a exemplo dos HFSE e empobrecimento dos metais de transição (e.g. Ni, Co, Cr, Sc e V)

refletem um magma granítico félsico altamente diferenciado e ácido. As altas concentrações de álcalis, Al_2O_3 e das razões FeO^1/MgO , moderados valores para as razões TiO_2/MgO , além dos baixos percentuais de CaO e MgO , imprimem uma assinatura típica de granitos do tipo A para o Pórfiro União do Norte. As elevadas razões $(\text{Ga}/\text{Al}) \cdot 10^4$, superiores a 2,9 e as fortes anomalias negativas de Eu ($0,13 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,17$) reforçam essa hipótese. O enriquecimento em Rb , Yb , Y e Nb aliado às elevadas razões Y/Nb ($2,33 < \text{Y}/\text{Nb} < 4,39$) permitem posicionar o Pórfiro União do Norte no campo dos granitos do tipo A pós-colisionais. Neste sentido, os dados aqui apresentados permitem correlacionar o granito subvulcânico à Suíte Intrusiva Teles Teles Pires, que segundo Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008) corresponde a uma manifestação granítica félsica do tipo A, em ambiente pós-colisional e de idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.782 ± 17 Ma (Silva & Abram, 2008) a 1.757 ± 16 Ma (Santos, 2000). Barbarin (1999) discute que granitos do tipo A são normalmente originados em ambiente extensional, como é o caso do magmatismo Teles Pires, e que frequentemente ocorre em ambiente anorogênico,. Em adicional, Eby (1992) ainda discute que granitos do tipo A são comuns em arcabouço pós-colisional no intervalo de 10 a 20 Ma depois de cessada a última orogênese. Neste cenário, um ambiente extensional em arcabouço pós-colisional pode ser o mais adequado para o alojamento do Pórfiro União do Norte.

A Suíte Intrusiva Teles Pires, no entanto, é conhecida regionalmente no setor E da PAAF por não hospedar depósitos auríferos (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), sendo que Paes de Barros (2007) a define como o marco final do evento aurífero da PAAF. Pelo contrário, os dados apresentados neste trabalho sugerem que as injeções graníticas pós-colisionais e de idade paleoproterozóica do tipo Teles Pires podem ter potencial para hospedar ou participar da formação de mineralizações auríferas com metais de base associados, especialmente no caso de corpos epizonais, a exemplo do Pórfiro União do Norte.

Evolução do sistema hidrotermal

A alteração potássica, representada por ortoclásio \pm hematita \pm quartzo, é a mais precoce no sistema hidrotermal do Depósito do Francisco, o que indica condições de alta razão $a\text{K}/a\text{H}^+$. A íntima associação desse tipo de alteração com a unidade porfírica remete a fluidos de elevadas temperaturas ($> 400^\circ\text{C}$) derivados dos estágios finais da cristalização ígnea (Pirajno, 1992). O estágio posterior, representado por intensa alteração sericítica, seria um produto da desestabilização dos feldspatos em presença de avançado metassomatismo de H^+ OH^- , K^{2+} e S^{2+} (Pirajno, 1992). Neste processo, o Na^+ e Ca^{2+} provenientes do plagioclásio, juntamente com o Fe^{2+} , Mg^{2+} e Ti^+ dos minerais ferro-magnesianos, seriam lixiviados do sistema. Esta alteração tenderia a diminuir o pH do fluido devido a liberação de íons H^+ . Em adicional, a própria precipitação dos minerais de minério durante o resfriamento da intrusão (por *boiling* e aporte de fluidos externos) favorece a liberação de íons H^+ (Barnes, 1997), o que contribui na acidificação do fluido e consequente sericitização das hospedeiras.

A silicificação que se sobrepõe aos estágios anteriores corresponde ao tipo de alteração diretamente relacionada à precipitação do minério do Depósito do Francisco e a fluidos tardios liberados da cristalização do Pórfiro União do Norte. Essa associação é claramente observada em campo pela presença de grande quantidade de veios e brechas hidráulicas, normalmente associados aos contatos do pórfiro com as demais unidades. [Rimstidt \(1997\)](#) discute que a solubilidade da sílica é fortemente dependente das variações de P-T, sendo que a queda destes parâmetros causa elevada precipitação de quartzo. Entretanto, segundo [Fornier & Potter \(1982\)](#) a diminuição da temperatura é mais efetiva na precipitação do quartzo do que queda da pressão. A única exceção quanto a essa generalização ocorre pela mudança do regime de pressão litostática para o hidrostático, decorrente da intensa saturação de fluidos ([Barnes, 1997](#)). Esse processo teria sido aquele que ocorreu no sistema hidrotermal do Depósito do Francisco, no qual a saturação de fluidos da unidade sub-vulcânica teria levado a eventos de fraturamento (queda abrupta da pressão acompanhada de ebulição) em um processo similar a expansão adiabática, com posterior entrada de fluidos mais frios e oxidantes (meteóricos) que teriam favorecido ainda mais a precipitação da sílica. Neste cenário, a presença de veios com texturas em pente (*comb-texture*), brechadas, com mini-geodos e que por vezes ocorrem em um sistema do tipo *stockwork*, comumente associadas ao minério do Francisco, são feições que segundo [Candela \(1997\)](#), tipificam esses mecanismos de deposição em regime raso. [Robb \(2006\)](#) e [Barnes \(1997\)](#) ainda discutem que a ocorrência deste tipo de alteração está normalmente associada a regimes de temperaturas moderadas (aprox. 200°C). Associada a silicificação ainda são observadas ocorrências de *silica cap* com alunita, feições características de emanções ácidas típicas de depósitos epitermais de alta-sulfetação ([Penteleyev, 1990](#); [Taylor, 2007](#)).

Em escala mais regional, o sistema hidrotermal é representado pela alteração propilítica, com a geração de clorita + epidoto + actinolita + magnetita a partir de ortoclásio, quartzo e plagioclásio. Uma parcela do Ca^{2+} deve ter sido proveniente da alteração potássica devido à conversão do plagioclásio em ortoclásio, enquanto que grandes quantidades de Na^+ e Ca^{2+} podem ter se originado da alteração sericítica. Os minerais da paragênese propilítica teriam sido gerados em reações de hidrólise que tendem a reduzir progressivamente o pH do fluido pela liberação de cátions H^+ . Contudo, a formação de calcita nesta fase, mesmo que de forma subordinada, funcionaria como solução tampão. Segundo [Deer et al., \(2000\)](#), a paragênese clorita+epidoto+actinolita ± carbonato que representa a alteração propilítica, sugere temperaturas de no máximo 400°C.

Mecanismos de precipitação do minério

A rápida ascensão de magmas félsicos em ambiente extensional pós-orogênico favore a descompressão (*first boiling*) da câmara magmática e conseqüentemente na sua rápida cristalização, com geração de texturas porfirítica e micrográfica bem desenvolvidas, a exemplo das observadas no Pórfiro União do Norte. A rápida ascensão destes magmas, como discutido por [Candela \(1997\)](#), causa a redução na solubilidade da água no magma, o que resulta em

uma rápida saturação em fases voláteis no caso da câmara magmática não estar inicialmente saturada. Acredita-se que o Pórfiro União do Norte não estivesse inicialmente saturado em uma fase fluida pelo fato das texturas que tipificam nível crustal raso, especialmente a micrográfica, obliterar o plagioclásio, mas não o ortoclásio. A rápida saturação em uma fase fluida residual teria culminado, portanto, na mudança do regime de pressão do sistema ($P_{\text{litostática}} \rightarrow P_{\text{hidrostática}}$), mediante eventos de fraturamento e brechação mais incipientes. Esse fator teria contribuído, portanto, na intensa silicificação pervasiva e na elevada geração de veios e sistema de quartzo, observados eminentemente nas porções de contato do granito porfirítico.

Neste cenário, propõe-se que o minério do Depósito do Francisco foi precipitado pelo processo de ebulição do sistema, o que favoreceu no aumento das condições de f_{O_2} do fluido, representadas pela precipitação de hematita nas zonas mineralizadas e próximas a ela. O fraturamento das hospedeiras impulsionado pela condição de supersaturação do fluido por parte do granito sub-vulcânico teria promovido a mudança da pressão litostática para a hidrostática (expansão adiabática), com ocorrência de ebulição e consequente mistura do fluido inicial (quente e ácido) com fluidos externos mais frios e oxidantes. A colocação do Pórfiro União do Norte em nível crustal raso, a exemplo do tipificado pelas texturas ígneas, teria promovido a participação de fluidos externos e superficiais, possivelmente de origem meteórica. A elevada concentração de metais de base, em especial Zn (esfalerita) e Gn (galena), sugere que variações na temperatura e pH da solução tiveram papel importante na formação da zona mineralizada. Segundo [Penteleyev \(1990\)](#) a ebulição causa um decréscimo na temperatura do fluido e um aumento do pH devido a perda do vapor rico em H_2S . A solubilidade do Pb, por exemplo, decresce mais rapidamente com o decréscimo da temperatura e aumento de pH quando comparada a do Zn. Em contrapartida, a solubilidade do Au em fluidos ricos em metais base (Zn, Pb, Cu), diminui com o aumento da temperatura ([Large, 1992](#)). Neste sentido, sugere-se que a precipitação do minério aurífero no depósito do Francisco tenha ocorrido em temperaturas no entorno de 230-245°C em pH relativamente ácido ($5,5 < \text{pH} < 4$).

Modelo genético e implicações prospectivas

No que se refere a modelos genéticos, os poucos depósitos auríferos investigados de forma mais sistemática no setor E da PAAF, incluindo Paraíba ([Paes de Barros 1994](#)), Luizão e Edú ([Abreu 2004](#); [Bizotto 2004](#); [Paes de Barros 2007](#)), Serrinha ([Moura et al. 2006](#)) Pombo ([Biondi et al. 2006](#)) e Pé Quente ([Assis, 2011](#)), têm sido comparados principalmente às classes dos depósitos do tipo ouro pórfiro (i.e. *porphyry gold*; [Moura et al. 2006](#); [Assis, 2011](#)), ouro associado a sistemas intrusivos (*Intrusion-Related Gold Systems - IRGS*; [Thompson et al., 1999](#); [Santos et al. 2001](#); [Hart, 2007](#); [Paes de Barros 2007](#); [Silva & Abram 2008](#)) e, de forma menos precisa devido à falta de documentação geológica mais robusta dos depósitos considerados, a ouro do tipo *lode* orogênico ([Santos et al. 2001](#)). No entanto, esses depósitos auríferos se caracterizam pela paragênese dominada por

pirita, por vezes arsenífera, com concentrações variadas de calcopirita, hematita e minerais de bismuto e telúrio, distinta, portanto, da paragênese do Depósito do Francisco, que além de pirita, contém concentrações significativas de esfalerita e galena e subordinadas de calcopirita e digenita. Nesse contexto, ao avaliar os modelos genéticos propostos que possam ser aplicáveis aos depósitos do ouro associado a metais de base investigados na região de União do Norte, os seguintes atributos geológicos devem ser levados em consideração:

(1) O Depósito aurífero do Francisco está inserido em unidades geológicas que se desenvolveram em ambiente de arcos magmáticos que maduros que atingiram fase pós-colisional;

(2) Associação proximal com granito sub-vulcânico de textura micrográfica e porfirítica bem desenvolvidas;

(3) *Zoneamento das alterações hidrotermais*: alteração potássica mais distal, propilítica restrita e de caráter regional, enquanto que silicificação e alteração sericítica estão diretamente relacionadas aos setores mineralizados. A alteração argílica com caulinita + sericita ± hematita, embora restrita, está espacialmente associadas ao Pórfiro União do Norte, ao passo que a alteração potássica ocorre em suas porções centrais e/ou proximais;

(4) Ocorrência de *silica cap* com concentrações subordinadas de alunita;

(5) Apófises do Pórfiro União do Norte intensamente sericitizadas e que balizam as zonas mineralizadas;

(6) Minério hospedado em rochas sedimentares epiclásticas;

(7) Mini-geodos, brechas e veios com textura em pente correspondem a texturas comumente associadas ao minério principal do Depósito do Francisco e que sugerem regime de fluido em nível crustal raso;

(8) Minerais de minério que apresentam enxofre em estado de moderada a elevada sulfetação, a exemplo da pirita, calcopirita, digenita, bornita e pirrotita;

(9) Ouro associado a metais de base em paragênese representada por pirita + esfalerita + galena + hematita ± calcopirita, formada sob condições de fO_2 elevadas;

(9) Elevada concentração de sulfetos (> 60% vol.);

(10) Geoquímica do minério caracterizada por concentrações relativamente altas de Cu (267,4-7906 ppm), Ag (6-26 ppm), As (44-328 ppm), Cd (67-220 ppm), baixas de Bi (0,5-4,8 ppm), Mo (1-16 ppm), W (1,7-23 ppm), Sn (< 1-2 ppm) e Sb (0,4-3 ppm), e teores de Ag (5,9-13,7 ppm) mais elevados do que os de Au (0,52-2,05 g/t) (Assis, 2011);

Em conjunto, esses atributos geológicos sugerem que o Depósito do Francisco possivelmente tenha se formado a partir de um sistema magmático-hidrotermal instalado em arcabouço de arcos magmáticos. Nesse contexto, o Depósito do Francisco seria equivalente aos depósitos epitermais polimetálicos de

intermediária sulfetação. Esses depósitos são formados em nível crustal relativamente raso e proximal a fontes intrusivas félsicas responsáveis por parte dos fluidos e metais do sistema (Corbett & Leach 1998; Sinclair, 2007; Taylor, 2007; Sillitoe, 2010). Ao estender o modelo metalogenético para uma escala mais regional, os depósitos de Au±Cu filonares (e.g. Edu e Pombo) e os disseminados (e.g. Luizão, Serrinha e Pé Quente) do setor E da PAAF poderiam ser equivalentes, respectivamente, aos sistemas quartzo-sulfetos-Au±Cu e Au pórfiro comuns nesses ambientes, porém que se posicionam em níveis crustais mais profundos e proximais a intrusões (Corbett & Leach 1998).

Alternativamente, o Depósito do Francisco também poderia ser comparado às mineralizações de Au-As-Sb±Ag-Pb-Zn que geralmente se posicionam em sítios distais de centros intrusivos félsicos, considerando o modelo de zoneamento metálico para depósitos do tipo IRGS (Thompson *et al.*, 1999; Lang & Baker, 2001; Hart, 2007). No entanto, esses depósitos mostram uma série de características importantes e diagnósticas que não são observadas tanto em escala regional quanto na dos depósitos na PAAF, tais como: (i) magmatismo não cálcio-alcalino e típico de ambientes externos a zonas de arco magmático e em terrenos contendo importantes depósitos de W e Sn; (ii) intrusões pertencentes a série da ilmenita (magnetita rara ou ausente), indicando condições redox moderadamente redutora do magma granítico; (iii) depósitos com baixa concentração de sulfetos (< 5% em volume) e paragêneses que se desenvolveram em condições redutoras, com arsenopirita + pirita + pirrotita, sem hematita ou magnetita; (iv) baixas concentrações de Cu e altas de Bi, W e Sn.

Em adicional, algumas possíveis razões podem ser apontadas para a preservação de um sistema epitermal paleoproterozóico de sulfetação intermediária dos agentes erosivos e metamórficos: (i) a natureza pós-colisional do Pórfiro União do Norte, em ambiente de maior estabilidade tectônica ao final da orogênese Juruena (1,85-1,75 Ga; definida por Souza *et al.*, 2005), pode ter correspondido ao principal fator de preservação do depósito aurífero com metais de base associadas do setor E da PAAF e; (ii) posterior soterrado do sistema epitermal por sedimentos fluviais e marinhos derivados da reativação de antigas feições estruturais, que segundo Souza *et al.*, (2005) permitiram a sedimentação dos grupos Beneficente e Caiabis em bacias do tipo *pull-apart* ou *strike slip*. As idades Pb-Pb provenientes de cristais de zircão detrítico de conglomerados da base da Formação Dardanelos indicam idade máxima de deposição entre 1.987 ±4 Ma e 1.377 ±4 Ma (Leite & Saes, 2003), no mesmo intervalo, portanto, da idade de cristalização assumida nesse trabalho para o Pórfiro União do Norte, de 1,75 Ga (Suíte Intrusiva Teles Pires). O recobrimento das unidades geológicas da região de União do Norte pelos sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos sustenta esse último indício. Neste cenário, a conjunção destes dois processos pode ter sido a causa da preservação do sistema epitermal de intermediária sulfetação da região de União do Norte.

Depósitos epitermais são sistemas comumente recentes, geralmente do Terciário ou Quaternário e com gênese em ambiente sub-aéreo e tectonicamente instável (Taylor, 2007), o que os torna mais susceptíveis a erosão e eventos metamórficos posteriores. Esses processos dificultam a preservação de exemplos paleoproterozóicos ou mais antigos. No Cráton Amazônico, por exemplo, foi descrito até o momento apenas o sistema epitermal de alta sulfetação do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005), de idade Ar-Ar em alunita ente 1.869 ± 2 Ma e 1.846 ± 2 Ma, associado as fases de vulcanismo pré a pós-caldera do Grupo Iriri. Segundo os autores, os estágios da alteração hidrotermal vigentes neste depósito incluem (i) silicificação e hematitização interpretados como alteração do tipo *silica cap* que recobrem brechas hidrotermais de antigos edifícios vulcânicos anelares; (ii) alteração argílica avançada com quartzo e alunita; (iii) alteração propilítica pervasiva a localmente fissural, presente nas porções mais profundas do edifício vulcânico e finalmente por um (iv) metassomatismo alcalino representado por uma alteração sódica precoce com albita, que grada para uma alteração potássica com microclínio e biotita subordinada. Exceto pela relação direta com rochas vulcânicas e da evolução temporal das alterações hidrotermais, o sistema hidrotermal do Depósito do Francisco se assemelha ao sistema de alta sulfetação do Tapajós descrito por Juliiani *et al.*, (2005), especialmente no que concerne aos tipos e estilos metassomáticos envolvidos.

CONCLUSÕES O depósito epitermal polimetálico de intermediária sulfetação do Francisco, com ouro e prata associados a metais de base (Zn+Pb±Cu), corresponde a primeira ocorrência desta classe de depósitos na PAAF, e um dos poucos casos descritos no Cráton Amazônico. A inserção do depósito em uma região constituída por uma Unidade Vulcanoclástica epiclástica em que ocorrem intrudidas uma série de granitóides cálcio-alcalinos a magnesianos, de alto K, meta- a peraluminosos e magnesianos a ferrosos, que diagramas de discriminação tectônica exibem uma tendência evolutiva deste arcos vulcânicos, representados pela colocação de rochas pouco evoluídas (granodioritos, 1.853 ± 23 Ma, Miguel-Jr in prep.) até a finalização do evento orogenético da região, ilustrados pelos corpos sub-vulcânicos altamente evoluídos do Pórfiro União do Norte ($1.774 \pm 7,5$ Ma; Miguel-Jr in prep.), demonstra a assinatura de margem continental ativa operante durante o Paleoproterozóico e, portanto, coerente com o típico ambiente de formação de sistemas epitermais.

Neste contexto, os principais atributos geológicos do depósito fornecem subsídios para demonstrar que ele tenha se originado a partir de um sistema magmático-hidrotermal em ambiente epitermal de intermediária sulfetação. O minério está restrito aos setores de intensa silicificação com um extenso halo de alteração sericítica, no qual sulfetos de Fe-(Zn-Pb-Cu) também podem ser observados. As zonas mineralizadas são representadas pela associação pirita + esfalerita + galena + hematita ± calcopirita ± digenita, com magnetita, bornita, pirrotita, monazita, apatita e greenockita subordinadas. O Au está

intimamente associado à galena inclusa na pirita. A precipitação do minério pode ter ocorrido pelo aumento das condições de f_{O_2} do fluido mineralizante (precipitação de hematita) decorrente da entrada de fluidos externos, oxidantes e de menor temperatura (meteóricos), após a mudança da pressão litostática para a hidrostática (expansão adiabática seguida de ebulição), em regime de baixas temperaturas (230-245°C) e pH relativamente ácido ($5,5 < \text{pH} < 4$).

No contexto do setor E da PAAF, os depósitos auríferos com metais de base associados formariam parte de um contínuo epitermal – pórfiro de arco magmático, com os termos do tipo pórfiros e ricos em Au (Au pórfiro) sendo mais profundos e representados por depósitos do tipo disseminado em rochas graníticas (*e.g.* Luizão, Serrinha e Pé Quente; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007, Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011). Os depósitos de profundidade intermediária seriam equivalentes àqueles de Au±Cu filonares (*e.g.* Edú e Pombo; Abreu, 2004; Biondi, 2005), enquanto os de Au-metals de base (*e.g.* Francisco e Bigode; Assis, 2008, 2011, *esse estudo*) seriam similares àqueles de nível crustal mais raso. Esse modelo tem como análogos os sistemas epitermal – pórfiro do sudoeste do Cinturão Pacífico (Indonésia-Kilian, Filipinas-Lihir, Papua Nova Guiné-Porgera-Bilimoia, Austrália-Kidston-Mineral Hill; Corbett & Leach 1998).

A proposição de que o Depósito do Francisco possam fazer parte de sistemas epitermais polimetálicos de intermediária sulfetação abre novas perspectivas para programas de prospecção mineral na região de União do Norte como, por exemplo, o potencial para a ocorrência: (i) de depósitos de Au±Cu filonares, ainda pouco conhecidos nessa região, próximos ou hospedados em suítes plutônicas; (ii) de estruturas circulares na unidade vulcanoclástica que podem representar zonas de paleo-caldeira e, como consequência, conter depósitos epitermais filonares de Au-Ag com adularia-sericita, com possibilidades de formar bonanzas e; (iii) potencial da Suíte Intrusiva Teles Pires em hospedar mineralizações auríferas com metais de base associadas, mesmo que restritas aos seus corpos epizonais.

Agradecimentos A todo o apoio logístico oferecido pela METAMAT nas atividades de campo, a AJAX e ao geólogo Yuri Tandel pelo acesso ao Depósito do Francisco, assim como aos perfis de sondagem. A FAPESP (Processos 2003/09584-3, 2003/09916-6, 2009/04438-5), CNPq/MCT (Processo 475152/03-4) e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelos auxílios a pesquisa concedidos.

REFERÊNCIAS

- Abreu M.C. 2004. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Arribas-Jr A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. In: Thompson J.F.H. (ed.). *Magmas, fluids and ore deposits*, Mineral Association of Canada Short Course, pp. 419-454.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D. (submetido em fevereiro/2011). Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutono-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Submetido a Revista Brasileira de Geociências. Submetido à Revista Brasileira de Geociências.
- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p.
- Assis R.R. 2011. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Instituto de Geociências; Dissertação de Mestrado; 462p.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Barbuena D. 2009. Elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos hidrotermais da Província de Alta Floresta (Mato Grosso). Relatório Final PIBIC/CNPq, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 20p.
- Barnes H.L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S., Villanova S.N. 2007. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Revis. Bras. Geociências*, vol. 37, n° 1, pp.: 129-147.
- Biondi J.C. 2005. Geologia e mineralogia do depósito Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT). Tese de Livre Docência, Inst. De Geociências, Universidade de São Paulo, 279p.
- Bizotto A.C. 2004. *Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Candela P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, pp. 1619-1633.
- Corbett G.J. & Leach T.M. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238 p.
- Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Cráton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15:396-407.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2000. The metallogenesis of the South American platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Tomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of the South American*. Rio de Janeiro: 31th International Geological Congress, 854p.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2000. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*, 2^a ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p.

- Dubé B., Dunning G., Lauzière K. 1998. Geology of the Hope Brook mine, Newfoundland, Canada: a preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Econ. Geol.* 93, 405–436.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Fournier R.A. & Potter R.W. III. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25°C to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochemistry and Cosmochim. Acta*, 46, 1969-1973.
- Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033-2048.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. *In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.*
- Hedenquist J.W., Arribas Jr. A., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (eds.), Gold in 2000, Rev. Econ. Geol., vol. 13, pp. 245–277.*
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 191:167-179.
- Juliani C., Nunes C.D.N., Bettencourt J.S., Corrêa-Silva R.H., Monteiro, L.V.S., Neumann, R. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz–alunite epithermal deposits in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil. *Abstr. Programs - Geol. Soc. Am.* 32(7), A-49.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Large R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87:471-510.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- Maniar P.D. & Pocoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101(5):635-643.
- McDonough W.F. & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223–253. Meschede, 1986
- Miguel Jr, E. (in prep./2011). *Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta*. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Paes de Barros A.J. 1994. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.

- Paes de Barros A.J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Penteleyev A. 1990. Ore deposit models. In: Roberts R.G. & Sheahan P.A. (eds.), *A Canadian cordilleran model for epithermal gold-silver deposits*. Geoscience Canada, 2nd edition, Canada, pp.: 31-43.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p.
- Robb L. 2006. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York, 352p.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127.
- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, vol. 3., n° 4, pp.: 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, **105**: 3–41
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Silva M.G., Abram M.B., Frasca A.A.S. 2008. Revisão da proposta evolutiva da Província Aurífera Juruena-Teles Pires à luz de novos dados litogeoquímicos e geocronológicos. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Brasil, CD-ROM.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado*. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Matasso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 673p.

- Taylor B.E. 2007. Epithermal gold deposits. *In*: Goodfellow W.D. (ed.). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, pp.: 113-139.
- Thompson J.F.H., Lessman J., Thompson A.J.B. 1986. The Temora gold–silver deposit: a newly recognized style of high sulfur mineralization in the Lower Paleozoic of Australia. *Econ. Geol.* 81, 732– 738.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.
- Vasconcelos (in prep.). Depósitos Auríferos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF): casos de João Oficial e Matupá. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Projeto de Iniciação Científica.
- Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106(4):370-384.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. 2008. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*, 104:355–377.
- Zhai W., Sun X., Su L., He X., Wu Y. 2009. Geology, geochemistry, and genesis of Axi: A Paleozoic low-sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews* 36:265–281.

ANEXO III

*TABELA COM OS DADOS OBTIDOS A PARTIR DOS ESTUDOS
PETROGRÁFICOS (CONTAGEM MODAL).*

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito do Francisco

ANEXO AIII.1

UNIDADE MINERAL	Unidade Vulcanoclástica (%)	Suíte Granodiorítica (este trabalho) (%)	Suíte Granodiorítica (Assis, 2008) (%)	Pórfiro União do Norte (%)
<i>Quartzo (matriz)</i>	14,5 – 33,5	17,4 – 28	4,5 – 27,6	34 – 39,3
<i>Quartzo (fenocristal)</i>	–	–	–	8,1 – 10,5
<i>Plagioclásio (matriz)</i>	3,9 – 21,2	40,4 – 60,2	35,2 – 49,5	3,5 – 13,1
<i>Plagioclásio (fenocristal)</i>	–	–	–	1,5 – 4,8
<i>Feldspato potássico</i>	4,8 – 31,7	–	–	–
<i>Ortoclásio (matriz)</i>	–	1,0 – 17,8	7,4 – 18,7	19,7 – 31,7
<i>Ortoclásio (fenocristal)</i>	–	–	–	8,1 – 20,5
<i>Microclínio</i>	–	~ 4,5	–	–
<i>Clinopiroxênio</i>	–	–	~ 8,7	–
<i>Ortopiroxênio</i>	–	–	~ 0,6	–
<i>Biotita</i>	–	2,2 – 3,9	–	0,7 – 1,6
<i>Hornblenda</i>	–	3,1 – 16,2	0,2 – 7,2	–
<i>Apatita</i>	–	0,23 – 0,46	1 - 3,9	–
<i>Titanita</i>	–	0,25 – 1,18	–	~ 0,71
<i>Zircão</i>	~ 0,3	~ 0,23	–	0,25 – 1,31
<i>Monazita</i>	–	–	–	~ 0,49
<i>Magnetita</i>	~ 3,3	1,2 – 1,4	1,9 – 3,8	0,8 – 1,8
<i>Fluorita</i>	–	–	–	0,49 – 0,95
<i>Epidoto</i>	–	0,69 – 3,2	1 – 15,6	~ 1,1
<i>Clorita</i>	–	0,93 – 3,3	5,3 – 9	2,1 – 2,4
<i>Calcita</i>	–	–	~ 0,6	~ 0,23
<i>Muscovita</i>	–	~ 0,25	–	–
<i>Sericita</i>	–	–	~ 2,9	–
<i>Rutilo</i>	–	~ 0,25	–	~ 0,24
<i>Hematita</i>	–	–	–	0,81 - 5,0
<i>Pirita</i>	–	–	–	~ 0,5
<i>Calcopirita</i>	–	–	–	~ 0,01
<i>Cimento</i>	7,6 – 8,7	–	–	–
<i>Matriz</i>	2,1 – 14,3	–	–	–
<i>Fragmento de vulcânica</i>	13,8 – 16,9	–	–	–
<i>Fragmento de plutônica félsica</i>	1,8 – 2,5	–	–	–
<i>Fragmento de rocha sedimentar</i>	0,5 – 1,4	–	–	–

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito Pé Quente
ANEXO AIII.2

UNIDADE MINERAL	Suíte Pé Quente (%)	Monzonito Grosso (%)	Biotita Monzogranito porfírico (%)
<i>Quartzo (matriz)</i>	1,8 – 9,5	1,6 – 7,6	29,3 – 34,7
<i>Quartzo (fenocristal)</i>	–	–	–
<i>Plagioclásio (matriz)</i>	39,3 – 60,2	21,3 – 50,6	25 – 34,5
<i>Plagioclásio (fenocristal)</i>	0,69 – 1,0	0,5 – 5,4	1,1 – 2,8
<i>Ortoclásio (matriz)</i>	4,9 – 34,4	9,2 – 35,7	12,7 – 28,5
<i>Ortoclásio (fenocristal)</i>	–	–	2,7 – 3,9
<i>Microclínio</i>	0,89 – 14,4	0,32 – 2,2	0,5 – 10,7
<i>Clinopiroxênio</i>	–	–	–
<i>Ortopiroxênio</i>	–	–	–
<i>Biotita</i>	–	–	1,3 – 3
<i>Hornblenda</i>	–	–	–
<i>Apatita</i>	~ 0,21	0,23 – 0,45	0,2 – 1,4
<i>Titanita</i>	–	~ 0,22	–
<i>Zircão</i>	~ 0,87	0,22 – 0,92	0,2 – 0,7
<i>Monazita</i>	–	–	–
<i>Magnetita</i>	–	0,23 – 0,72	0,4 – 1
<i>Fluorita</i>	–	–	–
<i>Quartzo</i>	0,73 – 12,7	3,6 – 8,5	–
<i>Feldspato potássico</i>	1,9 – 26,2	3,5 – 13,1	0,6 – 4,7
<i>Albita</i>	4,1 – 8,1	1,6 – 4,1	–
<i>Epídoto</i>	0,21 – 0,51	6,3 – 13,9	0,7 – 1,5
<i>Clorita</i>	0,83 – 0,9	3,8 – 10,6	0,3 – 2,3
<i>Calcita</i>	0,22 – 8,8	0,92 – 4,5	–
<i>Muscovita</i>	5,6 – 11,1	~ 0,73	–
<i>Sericita</i>	0,34 – 1,5	0,68 – 0,9	–
<i>Rutilo</i>	0,24 – 0,84	0,23	~0,2
<i>Hematita</i>	~ 0,26	0,45 – 1,7	~0,3
<i>Pirita</i>	0,21 – 7,8	0,23	–
<i>Calcopirita</i>	–	–	–
<i>Limonita</i>	~ 0,24	–	–

CONTAGEM MODAL: Unidades do entorno do Depósito Pé Quente
ANEXO AIII.3

UNIDADE MINERAL	Biotita-Hornblenda monzogranito (%)	Granito Indiferenciado (%)	Suíte Tonalítica (%)	Sieno-monzogranito porfíritico e rapakivi
<i>Quartzo (matriz)</i>	13,8 – 27	6,4 – 34,5	21,6 – 30,7	25,2 – 28,2
<i>Quartzo (fenocristal)</i>	–	–	–	6,5 – 7,4
<i>Plagioclásio (matriz)</i>	25,3 – 35,5	10,6 – 17,7	40,9 – 61	2,5 – 6,4
<i>Plagioclásio (fenocristal)</i>	–	–	3,4	11,6 – 19
<i>Ortoclásio (matriz)</i>	21,5 – 33,4	30,2 – 36,5	2,1 – 6,7	18,6 – 23
<i>Ortoclásio (fenocristal)</i>	–	–	1,9	11,4 – 23,1
<i>Microclínio</i>	6,1 – 20,9	12,2 – 23	4,4	–
<i>Clinopiroxênio</i>	–	–	–	–
<i>Ortopiroxênio</i>	–	–	–	–
<i>Biotita</i>	1,0 – 3,2	0,4 – 1,5	2,7 – 5,3	–
<i>Hornblenda</i>	1,7 – 5,3	–	2,3	–
<i>Apatita</i>	0,2 – 6,6	–	~0,5	–
<i>Titanita</i>	0,5 – 1,5	–	0,5 – 0,8	~ 0,2
<i>Zircão</i>	0,2 – 0,5	0,2 – 0,5	~0,2	~ 0,2
<i>Monazita</i>	–	~0,1	–	–
<i>Magnetita</i>	0,5 – 0,7	~0,1	~0,8	~ 0,6
<i>Fluorita</i>	–	–	–	~ 0,2
<i>Quartzo</i>	13,8 – 14,6	~6,8	–	–
<i>Feldspato potássico</i>	–	–	–	–
<i>Albita</i>	–	–	–	–
<i>Epidoto</i>	~0,5	0,2 – 0,4	~0,5	~ 1,0
<i>Clorita</i>	0,7 – 3,4	0,8 – 5	0,2 – 2,2	3,3 – 4
<i>Calcita</i>	–	–	–	1 – 3,3
<i>Muscovita</i>	–	0,5 – 0,9	–	~ 0,4
<i>Sericita</i>	–	–	1,6	~ 0,2
<i>Rutilo</i>	~0,2	~0,2	~0,1	–
<i>Hematita</i>	~0,2	~0,1	~0,2	–
<i>Pirita</i>	–	–	–	–
<i>Calcopirita</i>	–	–	–	–
<i>Limonita</i>	–	–	–	–

ANEXO IV

*DADOS LITOGEOQUÍMICOS DAS SUÍTES PLUTÔNICAS,
VULCÂNICAS E SEDIMENTARES INDIVIDUALIZADAS NESTE
TRABALHO.*

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.1

SUÍTE PÉ QUENTE

ELEMENTO	Unidade	Limites de Detecção	Amostras Mineralizadas			Amostras não mineralizadas			
			PQ-01	RA.40.B	RA.40.C	RA.09.C1	RA.09.G	RA.40	RA.41.A
SiO2	%	0,01	67,08	58,70	59,96	65,27	69,81	68,07	67,71
Al2O3	%	0,01	16,34	17,78	17,78	20,14	17,12	16,08	16,06
Fe2O3	%	0,04	2,89	2,24	2,45	0,41	0,33	3,06	3,61
FeO	%	0,14	0,110	1,632	1,527	0,118	0,132	2,363	2,398
MgO	%	0,01	0,34	0,77	0,72	0,38	0,30	1,55	1,37
CaO	%	0,01	0,06	4,55	4,40	0,30	0,06	3,24	3,04
Na2O	%	0,01	4,52	7,44	7,26	6,13	4,64	4,54	4,57
K2O	%	0,01	6,29	2,06	1,83	5,64	6,39	1,91	2,39
TiO2	%	0,01	0,05	0,29	0,27	0,09	0,09	0,42	0,42
P2O5	%	0,01	<0,01	0,13	0,14	0,02	0,02	0,15	0,17
MnO	%	0,01	<0,01	0,16	0,15	0,05	<0,01	0,07	0,07
Cr2O3	%	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	0,005	0,006
LOI	%	-5,1	2,3	5,7	4,8	1,4	1,0	0,7	0,4
Sum	%	0,01	99,91	99,79	99,77	99,78	99,82	99,82	99,80
TOT/C	%	0,02	<0,02	1,34	0,97	0,06	<0,02	<0,02	0,04
TOT/S	%	0,02	2,03	0,06	0,09	0,07	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1
Cu	ppm	0,1	8,2	21,5	14,1	5,9	21,4	0,7	0,7
Pb	ppm	0,1	11,2	2,1	3,3	30,2	13,2	3,9	4,3
Zn	ppm	1	7	16	24	30	5	49	46
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	5,3	0,4	0,4	0,9	0,7	8,9	6,2
As	ppm	0,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	1,2	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	93,8	8,5	1,0	170,2	19,3	5,1	2,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	<1	3	3	1	1	8	7
Ba	ppm	1	454	1008	994	1606	1354	623	755
Be	ppm	1	<1	2	2	1	<1	3	2
Co	ppm	0,2	16,7	2,7	2,8	0,5	0,3	7,5	8,0
Cs	ppm	0,1	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	2,1	2,1
Ga	ppm	0,5	15,5	16,3	17,3	20,8	15,8	19,4	19,9
Hf	ppm	0,1	4,7	2,9	2,7	2,6	2,0	3,3	5,4
Nb	ppm	0,1	4,1	5,0	4,4	10,2	8,6	10,2	8,8
Rb	ppm	0,1	104,9	43,6	43,0	115,0	99,9	75,3	76,6
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1
Sr	ppm	0,5	82,7	497,4	522,8	180,3	122,3	462,4	473,0
Ta	ppm	0,1	0,3	0,4	0,3	0,8	0,5	1,1	1,0
Th	ppm	0,2	7,7	2,6	2,0	3,9	2,4	15,5	16,7
U	ppm	0,1	4,5	0,8	0,6	2,7	1,4	11,9	6,9
V	ppm	8	17	19	22	<8	<8	48	54
W	ppm	0,5	2,0	2,2	2,2	3,0	2,0	<0,5	0,7
Zr	ppm	0,1	88,8	92,0	85,1	64,1	48,5	123,2	193,9
Y	ppm	0,1	4,9	5,4	5,7	13,3	8,6	12,6	11,3
La	ppm	0,1	10,8	17,8	20,4	29,9	7,3	38,8	37,2
Ce	ppm	0,1	24,5	36,2	39,5	28,8	14,2	71,0	70,0
Pr	ppm	0,02	2,78	3,99	4,45	6,54	1,68	7,41	7,06
Nd	ppm	0,3	9,3	14,4	17,2	24,1	6,2	25,3	24,9
Sm	ppm	0,05	1,50	2,07	2,39	3,90	1,05	3,76	3,60
Eu	ppm	0,02	0,25	0,59	0,67	0,97	0,21	0,82	0,80
Gd	ppm	0,05	0,96	1,39	1,44	2,86	1,06	2,67	2,42
Tb	ppm	0,01	0,12	0,18	0,19	0,43	0,18	0,39	0,37
Dy	ppm	0,05	0,54	0,85	0,87	2,19	1,09	2,10	2,02
Ho	ppm	0,02	0,13	0,17	0,15	0,43	0,25	0,44	0,39
Er	ppm	0,03	0,49	0,49	0,48	1,29	0,87	1,34	1,12
Tm	ppm	0,01	0,10	0,08	0,07	0,20	0,13	0,20	0,20
Yb	ppm	0,05	0,77	0,55	0,47	1,46	0,97	1,47	1,46
Lu	ppm	0,01	0,15	0,08	0,08	0,21	0,14	0,22	0,22

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.2

MONZONITO GROSSO

ELEMENTO	Unidade	Limites de Detecção	RA-16	RA-27	RA-120	RA-122
SiO2	%	0,01	61,62	58,78	60,51	59,73
Al2O3	%	0,01	17,61	17,30	17,65	18,44
Fe2O3	%	0,04	4,75	4,90	3,55	3,93
FeO	%	0,14	2,43	2,47	1,87	1,34
MgO	%	0,01	1,50	1,50	1,46	0,99
CaO	%	0,01	2,75	3,90	2,46	2,85
Na2O	%	0,01	5,87	4,10	4,85	5,60
K2O	%	0,01	3,21	5,34	5,88	5,60
TiO2	%	0,01	0,57	0,74	0,60	0,61
P2O5	%	0,01	0,23	0,29	0,21	0,21
MnO	%	0,01	0,11	0,40	0,22	0,19
Cr2O3	%	0,002	<0,002	0,006	0,003	<0,002
LOI	%	-5,1	1,5	2,4	2,2	1,5
Sum	%	0,01	99,68	99,68	99,62	99,65
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,18	0,18	0,04
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,1	<0,1	0,2	0,1
Cu	ppm	0,1	2,1	1,7	0,8	2,3
Pb	ppm	0,1	1,8	4,0	8,8	5,5
Zn	ppm	1	68	126	56	29
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	5,3	5,8	5,1	4,5
As	ppm	0,5	<0,5	0,7	0,7	1,1
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Bi	ppm	0,1	0,1	0,3	0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	9,4	2,2	<0,5	1,4
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	9	11	7	7
Ba	ppm	1	1341	1348	1993	1598
Be	ppm	1	2	2	2	<1
Co	ppm	0,2	6,9	5,6	6,5	4,5
Cs	ppm	0,1	0,3	0,3	0,3	0,2
Ga	ppm	0,5	21,6	21,7	18,9	17,2
Hf	ppm	0,1	13,9	15,0	10,8	12,0
Nb	ppm	0,1	19,8	26,1	17,0	17,4
Rb	ppm	0,1	70,5	106,8	112,3	92,8
Sn	ppm	1	3	4	2	2
Sr	ppm	0,5	364,7	240,4	406,3	549,1
Ta	ppm	0,1	0,8	1,2	0,9	1,0
Th	ppm	0,2	8,6	10,5	15,4	17,5
U	ppm	0,1	2,3	2,3	6,8	9,5
V	ppm	8	47	42	36	43
W	ppm	0,5	<0,5	3,4	0,5	0,6
Zr	ppm	0,1	487,0	526,5	391,1	426,1
Y	ppm	0,1	59,9	92,7	39,4	33,8
La	ppm	0,1	98,3	99,4	99,5	126,0
Ce	ppm	0,1	199,7	210,3	200,0	243,5
Pr	ppm	0,02	23,86	25,38	21,03	23,59
Nd	ppm	0,3	90,6	97,5	76,0	82,3
Sm	ppm	0,05	15,35	18,05	12,18	13,11
Eu	ppm	0,02	2,03	2,15	1,91	1,93
Gd	ppm	0,05	12,63	17,11	9,37	9,70
Tb	ppm	0,01	2,00	2,77	1,46	1,50
Dy	ppm	0,05	10,80	15,64	7,60	7,53
Ho	ppm	0,02	2,19	3,20	1,47	1,39
Er	ppm	0,03	6,12	8,56	4,18	3,95
Tm	ppm	0,01	0,90	1,15	0,65	0,58
Yb	ppm	0,05	5,83	7,00	4,01	3,79
Lu	ppm	0,01	0,83	1,04	0,57	0,53

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.3

BIOTITA MONZOGRANITO PORFIRÍTICO

Elemento	Unidade	Limites de Detecção	RA-24	RA-64	RA-97
SiO2	%	0,01	71,14	70,89	72,16
Al2O3	%	0,01	14,51	14,76	14,27
Fe2O3	%	0,04	1,79	1,60	1,66
FeO	%	0,14	1,09	1,10	0,96
MgO	%	0,01	0,45	0,45	0,38
CaO	%	0,01	1,50	1,42	1,31
Na2O	%	0,01	3,62	3,76	3,54
K2O	%	0,01	5,24	5,34	5,20
TiO2	%	0,01	0,27	0,29	0,25
P2O5	%	0,01	0,07	0,07	0,06
MnO	%	0,01	0,03	0,04	0,03
Cr2O3	%	0,002	0,004	0,006	0,005
LOI	%	-5,1	1,1	1,1	0,9
Sum	%	0,01	99,77	99,75	99,77
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,2	0,2	0,2
Cu	ppm	0,1	2,1	1,4	2,3
Pb	ppm	0,1	8,3	10,6	11,0
Zn	ppm	1	27	26	27
Ni	ppm	20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	2,4	1,9	2,6
As	ppm	0,5	<0,5	0,6	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	5,8	1,1	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	3	3	3
Ba	ppm	1	1363	1414	1391
Be	ppm	1	2	<1	1
Co	ppm	0,2	2,6	2,6	2,1
Cs	ppm	0,1	1,4	1,0	1,2
Ga	ppm	0,5	15,4	15,7	16,7
Hf	ppm	0,1	5,4	6,9	5,7
Nb	ppm	0,1	9,4	9,5	10,7
Rb	ppm	0,1	143,0	144,4	157,8
Sn	ppm	1	1	1	1
Sr	ppm	0,5	236,3	253,2	227,4
Ta	ppm	0,1	0,6	0,7	0,8
Th	ppm	0,2	17,3	16,8	19,4
U	ppm	0,1	2,0	2,4	2,8
V	ppm	8	23	23	15
W	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	199,0	240,9	208,7
Y	ppm	0,1	13,6	13,5	14,2
La	ppm	0,1	56,1	63,1	60,4
Ce	ppm	0,1	108,8	125,9	109,1
Pr	ppm	0,02	10,69	11,60	11,40
Nd	ppm	0,3	34,8	37,5	39,0
Sm	ppm	0,05	4,82	5,00	4,99
Eu	ppm	0,02	0,73	0,75	0,82
Gd	ppm	0,05	3,02	3,25	3,25
Tb	ppm	0,01	0,44	0,46	0,48
Dy	ppm	0,05	2,41	2,20	2,22
Ho	ppm	0,02	0,42	0,42	0,47
Er	ppm	0,03	1,18	1,21	1,38
Tm	ppm	0,01	0,19	0,18	0,20
Yb	ppm	0,05	1,26	1,31	1,43
Lu	ppm	0,01	0,21	0,21	0,22

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.4

BIOTITA-HORNBLENDA MONZOGRANITO

Elemento	Unidade	Limites de Detecção	RA-65	RA-75	RA-77	RA-88	RA-93
SiO2	%	0,01	70,03	66,72	74,30	70,72	74,86
Al2O3	%	0,01	14,60	14,91	12,81	14,74	12,79
Fe2O3	%	0,04	2,62	4,08	2,04	2,01	0,72
FeO	%	0,14	1,65	2,31	1,30	1,68	1,25
MgO	%	0,01	0,31	0,99	0,18	0,32	0,18
CaO	%	0,01	1,15	2,59	0,88	1,25	0,88
Na2O	%	0,01	3,96	4,05	3,46	4,04	3,52
K2O	%	0,01	5,82	4,37	5,08	5,84	5,33
TiO2	%	0,01	0,39	0,62	0,27	0,42	0,26
P2O5	%	0,01	0,07	0,21	0,05	0,07	0,04
MnO	%	0,01	0,07	0,09	0,04	0,07	0,05
Cr2O3	%	0,002	0,006	0,006	0,006	0,003	0,003
LOI	%	-5,1	0,7	1,0	0,7	0,2	1,2
Sum	%	0,01	99,73	99,68	99,80	99,70	99,79
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,4	0,5	1,3	0,3	0,2
Cu	ppm	0,1	2,3	8,4	1,7	2,0	1,5
Pb	ppm	0,1	10,3	6,9	7,7	11,8	10,7
Zn	ppm	1	43	67	37	44	34
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	1,1	4,9	0,9	0,6	0,4
As	ppm	0,5	0,5	0,8	<0,5	0,7	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	2,0	0,6	<0,5	1,4	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	6	8	4	7	4
Ba	ppm	1	1479	1488	1134	1679	1209
Be	ppm	1	2	2	<1	1	<1
Co	ppm	0,2	1,5	6,1	1,0	1,5	1,1
Cs	ppm	0,1	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5
Ga	ppm	0,5	16,6	20,4	15,8	17,6	15,6
Hf	ppm	0,1	10,9	13,4	7,9	11,9	8,0
Nb	ppm	0,1	13,6	24,4	10,2	13,6	10,3
Rb	ppm	0,1	90,6	80,9	75,1	74,1	82,1
Sn	ppm	1	<1	3	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	157,3	341,1	121,0	172,3	125,3
Ta	ppm	0,1	0,7	1,7	0,5	0,6	0,5
Th	ppm	0,2	9,3	7,8	4,3	8,0	9,2
U	ppm	0,1	1,6	1,4	1,3	1,0	1,0
V	ppm	8	9	36	<8	9	<8
W	ppm	0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	427,7	466,0	290,2	451,0	314,9
Y	ppm	0,1	26,4	96,8	23,5	30,6	16,0
La	ppm	0,1	78,1	61,4	44,0	83,1	63,0
Ce	ppm	0,1	148,2	171,2	73,3	158,5	131,6
Pr	ppm	0,02	16,77	22,53	9,63	17,98	13,57
Nd	ppm	0,3	64,2	92,1	39,8	67,0	49,2
Sm	ppm	0,05	9,02	18,48	5,96	9,73	6,72
Eu	ppm	0,02	1,94	1,99	1,57	2,04	1,51
Gd	ppm	0,05	6,60	16,27	5,14	6,79	4,39
Tb	ppm	0,01	0,94	2,77	0,76	0,98	0,60
Dy	ppm	0,05	4,76	16,51	4,10	4,81	3,21
Ho	ppm	0,02	0,95	3,42	0,82	1,00	0,59
Er	ppm	0,03	2,54	9,47	2,49	2,89	1,68
Tm	ppm	0,01	0,38	1,36	0,37	0,40	0,24
Yb	ppm	0,05	2,54	8,17	2,28	2,62	1,78
Lu	ppm	0,01	0,40	1,05	0,35	0,39	0,26

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.5

SUÍTE TONALÍTICA

Elemento	Unidade	Limites de Detecção	RA-22	RA-72	RA-73	RA-107
SiO ₂	%	0,01	69,29	67,15	69,87	68,16
Al ₂ O ₃	%	0,01	16,49	16,22	15,21	16,31
Fe ₂ O ₃	%	0,04	1,32	2,84	2,19	1,88
FeO	%	0,14	2,40	1,42	1,30	0,90
MgO	%	0,01	0,48	0,92	0,71	0,56
CaO	%	0,01	2,82	3,49	2,88	2,79
Na ₂ O	%	0,01	5,08	4,44	4,20	4,63
K ₂ O	%	0,01	2,38	2,85	3,00	3,54
TiO ₂	%	0,01	0,22	0,28	0,23	0,22
P ₂ O ₅	%	0,01	0,09	0,13	0,10	0,11
MnO	%	0,01	0,04	0,07	0,06	0,05
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0,002	0,006	0,005	0,006
LOI	%	-5,1	1,3	1,3	1,3	1,4
Sum	%	0,01	99,54	99,70	99,73	99,63
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	<0,1	0,2	0,2	0,1
Cu	ppm	0,1	1,4	0,8	0,9	3,4
Pb	ppm	0,1	3,7	5,4	4,7	5,1
Zn	ppm	1	26	32	31	30
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	1,1	1,3	1,2	1,6
As	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	9,4	0,7	3,0	1,9
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	1	4	4	3
Ba	ppm	1	2717	1470	1430	1920
Be	ppm	1	1	2	1	<1
Co	ppm	0,2	2,3	4,7	3,6	3,0
Cs	ppm	0,1	0,2	0,4	0,4	0,7
Ga	ppm	0,5	17,6	19,6	18,4	19,7
Hf	ppm	0,1	3,1	2,7	2,8	2,2
Nb	ppm	0,1	3,8	5,5	6,8	4,4
Rb	ppm	0,1	32,5	52,2	56,7	51,0
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	1036,4	803,5	644,8	1075,0
Ta	ppm	0,1	0,3	0,4	0,5	0,3
Th	ppm	0,2	4,3	4,1	4,2	2,0
U	ppm	0,1	0,7	1,2	0,8	1,0
V	ppm	8	23	34	24	19
W	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	120,6	93,1	94,7	75,3
Y	ppm	0,1	4,4	8,4	9,0	4,7
La	ppm	0,1	45,7	26,0	25,7	13,5
Ce	ppm	0,1	82,4	49,2	48,8	29,6
Pr	ppm	0,02	7,99	5,40	5,34	3,12
Nd	ppm	0,3	25,5	19,7	18,5	11,8
Sm	ppm	0,05	2,58	2,77	2,77	1,98
Eu	ppm	0,02	0,86	0,77	0,74	0,57
Gd	ppm	0,05	1,39	1,98	1,95	1,24
Tb	ppm	0,01	0,17	0,27	0,29	0,17
Dy	ppm	0,05	0,74	1,43	1,40	0,80
Ho	ppm	0,02	0,14	0,28	0,30	0,14
Er	ppm	0,03	0,46	0,83	0,86	0,44
Tm	ppm	0,01	0,08	0,14	0,14	0,07
Yb	ppm	0,05	0,53	0,86	0,93	0,44
Lu	ppm	0,01	0,10	0,14	0,15	0,07

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.6

SIENO-MONZOGRANITO PORFIRÍTICO E RAPA KIVI

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	RA-69	RA-106
SiO ₂	%	0,01	69,55	70,09
Al ₂ O ₃	%	0,01	14,15	14,33
Fe ₂ O ₃	%	0,04	2,41	1,70
FeO	%	0,14	0,86	1,26
MgO	%	0,01	0,64	0,63
CaO	%	0,01	1,57	1,45
Na ₂ O	%	0,01	4,03	4,04
K ₂ O	%	0,01	4,85	5,01
TiO ₂	%	0,01	0,48	0,47
P ₂ O ₅	%	0,01	0,14	0,15
MnO	%	0,01	0,09	0,10
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,007	0,006
LOI	%	-5,1	1,8	1,8
Sum	%	0,01	99,73	99,72
TOT/C	%	0,02	0,20	0,14
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,2	0,2
Cu	ppm	0,1	1,3	2,9
Pb	ppm	0,1	5,9	7,9
Zn	ppm	1	47	55
Ni	ppm	20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	1,8	2,4
As	ppm	0,5	0,6	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	1,4	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	7	6
Ba	ppm	1	1464	1492
Be	ppm	1	3	3
Co	ppm	0,2	1,9	2,0
Cs	ppm	0,1	1,2	1,1
Ga	ppm	0,5	18,6	18,7
Hf	ppm	0,1	8,8	8,8
Nb	ppm	0,1	18,6	18,4
Rb	ppm	0,1	150,7	137,2
Sn	ppm	1	2	2
Sr	ppm	0,5	215,7	241,1
Ta	ppm	0,1	1,0	1,1
Th	ppm	0,2	15,9	14,5
U	ppm	0,1	3,3	3,0
V	ppm	8	14	10
W	ppm	0,5	1,5	0,7
Zr	ppm	0,1	312,4	346,4
Y	ppm	0,1	40,3	38,6
La	ppm	0,1	67,9	66,8
Ce	ppm	0,1	147,9	148,9
Pr	ppm	0,02	16,87	16,22
Nd	ppm	0,3	63,6	62,2
Sm	ppm	0,05	10,40	10,28
Eu	ppm	0,02	1,89	1,93
Gd	ppm	0,05	7,96	7,87
Tb	ppm	0,01	1,28	1,29
Dy	ppm	0,05	6,97	7,07
Ho	ppm	0,02	1,43	1,39
Er	ppm	0,03	4,10	4,21
Tm	ppm	0,01	0,61	0,65
Yb	ppm	0,05	4,21	4,00
Lu	ppm	0,01	0,60	0,59

DEPÓSITO PÉ QUENTE

ANEXO AIV.7

DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS

Elemento	Unidade	Limites de Detecção	Diabásio		Traquiandesito basáltico	
			RA-86	RA-112	RA-90	RA-103
SiO ₂	%	0,01	47,06	48,03	49,66	49,46
Al ₂ O ₃	%	0,01	16,93	15,77	14,16	14,37
Fe ₂ O ₃	%	0,04	10,07	11,82	13,67	12,89
MgO	%	0,01	9,02	7,46	4,21	5,37
CaO	%	0,01	10,96	9,67	6,76	6,70
Na ₂ O	%	0,01	1,83	2,16	2,92	2,74
K ₂ O	%	0,01	0,52	1,12	2,72	2,97
TiO ₂	%	0,01	0,81	1,04	1,87	1,53
P ₂ O ₅	%	0,01	0,10	0,17	0,71	0,55
MnO	%	0,01	0,16	0,19	0,23	0,24
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,026	0,021	0,003	0,006
LOI	%	-5,1	2,3	2,3	2,8	2,8
Sum	%	0,01	99,76	99,74	99,65	99,64
TOT/C	%	0,02	0,03	0,17	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	0,10	0,16	0,21	0,16
Mo	ppm	0,1	<0,1	0,1	0,3	0,2
Cu	ppm	0,1	67,9	77,2	34,5	16,6
Pb	ppm	0,1	1,3	2,3	7,0	5,0
Zn	ppm	1	16	54	106	105
Ni	ppm	20	162	95	<20	41
Ni	ppm	0,1	102,7	67,9	20,5	33,6
As	ppm	0,5	0,8	<0,5	0,8	0,6
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	1,7	<0,5	<0,5	0,7
Hg	ppm	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5
Sc	ppm	1	32	36	30	33
Ba	ppm	1	208	438	1304	1363
Be	ppm	1	<1	<1	2	<1
Co	ppm	0,2	48,7	50,4	36,7	42,5
Cs	ppm	0,1	2,1	0,5	0,7	0,9
Ga	ppm	0,5	15,3	18,1	21,1	20,1
Hf	ppm	0,1	1,3	2,4	8,1	6,1
Nb	ppm	0,1	2,0	4,1	12,3	9,1
Rb	ppm	0,1	15,3	21,2	59,8	86,9
Sn	ppm	1	<1	<1	2	2
Sr	ppm	0,5	369,7	491,2	517,8	513,1
Ta	ppm	0,1	0,1	0,3	0,5	0,4
Th	ppm	0,2	0,9	1,1	4,0	3,4
U	ppm	0,1	0,1	0,2	0,5	0,6
V	ppm	8	194	251	280	269
W	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	51,8	90,7	325,0	241,9
Y	ppm	0,1	15,3	19,8	42,9	33,6
La	ppm	0,1	6,8	11,0	51,8	36,1
Ce	ppm	0,1	15,4	26,6	112,3	82,0
Pr	ppm	0,02	2,09	3,32	14,79	10,31
Nd	ppm	0,3	10,3	15,4	64,7	43,9
Sm	ppm	0,05	2,40	3,53	11,27	8,71
Eu	ppm	0,02	0,86	1,18	3,00	2,36
Gd	ppm	0,05	2,60	3,69	9,62	7,59
Tb	ppm	0,01	0,46	0,64	1,46	1,20
Dy	ppm	0,05	2,69	3,62	7,77	6,59
Ho	ppm	0,02	0,58	0,78	1,61	1,32
Er	ppm	0,03	1,82	2,34	4,29	3,85
Tm	ppm	0,01	0,26	0,34	0,63	0,54
Yb	ppm	0,05	1,64	2,08	4,04	3,39
Lu	ppm	0,01	0,24	0,30	0,58	0,49

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.8

SUÍTE GRANODIORÍTICA (*dados: mestrado*)

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	FR-03	FR-07	FR-08	FR-113G
SiO ₂	%	0,01	55,07	62,32	66,15	60,50
Al ₂ O ₃	%	0,01	19,04	14,43	15,65	14,48
Fe ₂ O ₃	%	0,04	6,16	5,42	3,85	5,98
FeO	%	0,14	2,33	3,35	1,67	3,50
MgO	%	0,01	2,39	3,12	1,49	3,41
CaO	%	0,01	7,32	4,28	3,71	4,72
Na ₂ O	%	0,01	3,49	3,30	3,81	3,30
K ₂ O	%	0,01	2,11	4,01	2,70	3,79
TiO ₂	%	0,01	0,74	0,72	0,49	0,81
P ₂ O ₅	%	0,01	0,31	0,25	0,15	0,28
MnO	%	0,01	0,12	0,10	0,08	0,11
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,004	0,016	0,006	0,018
LOI	%	-5,1	3,0	1,7	1,7	2,3
Sum	%	0,01	99,74	99,72	99,76	99,67
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,8	2,0	0,3	0,4
Cu	ppm	0,1	11,2	60,3	7,3	68,8
Pb	ppm	0,1	12,7	23,9	6,6	30,3
Zn	ppm	1	66	47	42	40
Ni	ppm	20	<20	45	<20	46
Ni	ppm	0,1	4,8	23,9	3,6	22,3
As	ppm	0,5	0,5	<0,5	0,6	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	1,6	0,6	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	18	12	10	13
Ba	ppm	1	774	944	1091	1242
Be	ppm	1	1	2	3	2
Co	ppm	0,2	11,5	17,4	7,4	18,9
Cs	ppm	0,1	0,9	1,4	1,3	1,5
Ga	ppm	0,5	20,4	17,8	18,2	18,8
Hf	ppm	0,1	3,9	6,3	4,6	6,9
Nb	ppm	0,1	4,3	12,5	6,3	12,0
Rb	ppm	0,1	63,4	139,0	66,0	129,2
Sn	ppm	1	<1	2	<1	2
Sr	ppm	0,5	818,1	473,0	475,8	535,8
Ta	ppm	0,1	0,3	0,9	0,4	0,8
Th	ppm	0,2	3,1	16,5	6,1	14,0
U	ppm	0,1	0,8	4,4	1,3	3,0
V	ppm	8	83	98	52	118
W	ppm	0,5	<0,5	1,5	<0,5	0,8
Zr	ppm	0,1	139,3	229,0	152,3	249,1
Y	ppm	0,1	16,3	20,7	15,4	20,9
La	ppm	0,1	19,6	43,7	26,9	45,6
Ce	ppm	0,1	40,4	91,7	53,2	96,5
Pr	ppm	0,02	4,93	10,67	5,93	10,90
Nd	ppm	0,3	20,8	40,3	23,6	42,0
Sm	ppm	0,05	3,82	6,68	3,82	6,96
Eu	ppm	0,02	1,42	1,32	1,08	1,45
Gd	ppm	0,05	3,68	4,70	3,25	5,09
Tb	ppm	0,01	0,56	0,72	0,52	0,77
Dy	ppm	0,05	2,87	3,57	2,70	3,64
Ho	ppm	0,02	0,59	0,66	0,57	0,72
Er	ppm	0,03	1,66	1,88	1,54	1,98
Tm	ppm	0,01	0,25	0,30	0,24	0,32
Yb	ppm	0,05	1,52	1,94	1,60	1,87
Lu	ppm	0,01	0,21	0,28	0,24	0,28

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.9

SUÍTE GRANODIORÍTICA (dados: *Assis, 2008*)

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	PTO 50	PTO 53.B	PTO 77.A	VU-09
SiO ₂	%	0,01	57,94	57,37	54,33	65,79
Al ₂ O ₃	%	0,01	15,83	16,29	16,49	15,56
Fe ₂ O ₃	%	0,04	6,94	6,86	7,41	4,44
MgO	%	0,01	3,15	3,27	3,78	1,3
CaO	%	0,01	4,43	5,44	6,89	3,74
Na ₂ O	%	0,01	3,73	4,14	4,04	3,61
K ₂ O	%	0,01	3,92	3,1	2,86	2,87
TiO ₂	%	0,01	0,86	0,85	0,86	0,51
P ₂ O ₅	%	0,01	0,36	0,36	0,32	0,17
MnO	%	0,01	0,12	0,11	0,23	0,05
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,006	0,008	0,009	0,004
LOI	%	-5,1	2,2	1,8	2,4	1,7
Sum	%	0,01	99,5	99,61	99,6	99,73
TOT/C	%	0,02	0,04	<0,02	0,12	0,03
TOT/S	%	0,02	0,07	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	1,4	1	1,2	1,2
Cu	ppm	0,1	81,1	59,4	48,3	7,2
Pb	ppm	0,1	151,2	19,6	99,6	8,7
Zn	ppm	1	114	46	60	58
Ni	ppm	20	19,6	21,5	36,1	4,6
Ni	ppm	0,1	28	31	39	26
As	ppm	0,5	2,5	1,2	0,7	0,7
Cd	ppm	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	25,7	5,1	1,6	0,9
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	15	16	19	5
Ba	ppm	1	1398	1272	1361	1202
Be	ppm	1	2	2	2	1
Co	ppm	0,2	21,4	22	27,3	8,6
Cs	ppm	0,1	0,8	0,6	1,2	0,6
Ga	ppm	0,5	19,3	18,3	20,8	20,2
Hf	ppm	0,1	5,7	4,6	4,7	4,4
Nb	ppm	0,1	10,1	9,1	8,4	8,7
Rb	ppm	0,1	87,4	84,4	84,7	56,4
Sn	ppm	1	2	1	2	1
Sr	ppm	0,5	715,5	775,1	808,6	595
Ta	ppm	0,1	0,5	0,4	0,3	0,3
Th	ppm	0,2	10,6	8,6	6,8	7,2
U	ppm	0,1	3,3	2,7	2,3	1,4
V	ppm	8	127	126	162	64
W	ppm	0,5	0,8	0,6	0,6	0,7
Zr	ppm	0,1	217,6	182,5	175,8	160,7
Y	ppm	0,1	19,8	18,9	20,5	12,5
La	ppm	0,1	45,1	41,2	40,1	40,9
Ce	ppm	0,1	92,4	87,7	84	76,5
Pr	ppm	0,02	10,82	10,93	10,56	8,81
Nd	ppm	0,3	41,9	42,4	41,3	32,8
Sm	ppm	0,05	6,45	6,69	7,04	4,74
Eu	ppm	0,02	1,5	1,62	1,87	1,14
Gd	ppm	0,05	5,36	5,13	5,21	3,46
Tb	ppm	0,01	0,68	0,7	0,74	0,49
Dy	ppm	0,05	3,55	3,48	3,9	2,48
Ho	ppm	0,02	0,63	0,61	0,7	0,44
Er	ppm	0,03	1,73	1,75	2,03	1,24
Tm	ppm	0,01	0,27	0,26	0,3	0,17
Yb	ppm	0,05	1,64	1,74	1,84	1,06
Lu	ppm	0,01	0,25	0,25	0,28	0,16

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.10

SUÍTE GRANÍTICA (dados: *Assis, 2008; Assis et al., submetido*)

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	PTO 23.B	PTO 51.A	PTO 51.B	PTO 52	PTO 56.B	PTO 58	VU-12
SiO ₂	%	0,01	69,05	72,17	68,91	66,42	67,69	71,76	63,29
Al ₂ O ₃	%	0,01	15,42	13,46	14,88	14,79	15,15	14,77	14,4
Fe ₂ O ₃	%	0,04	2,72	2,78	3,35	4,23	3,83	2,06	5,54
MgO	%	0,01	0,79	0,44	0,62	1,22	1,01	0,31	2,9
CaO	%	0,01	1,76	0,36	0,33	0,71	3,31	1,61	3,88
Na ₂ O	%	0,01	5,02	4,01	3,97	3,83	3,68	4,37	3,25
K ₂ O	%	0,01	3,31	5,42	5,88	5,69	3,01	3,67	4,06
TiO ₂	%	0,01	0,25	0,34	0,49	0,64	0,39	0,15	0,67
P ₂ O ₅	%	0,01	0,1	0,1	0,13	0,23	0,13	0,05	0,22
MnO	%	0,01	0,05	0,05	0,05	0,09	0,05	0,04	0,09
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,002	0,005	<0,002	0,012
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02
LOI	%	-5,1	1,3	0,7	1,2	1,8	1,5	1	1,4
Sum	%	0,01	99,77	99,83	99,81	99,65	99,76	99,77	99,71
Mo	ppm	0,1	0,4	0,4	0,5	1,7	10,1	1,2	1,3
Cu	ppm	0,1	4,3	5,6	7	9,8	31,1	9,5	51,6
Pb	ppm	0,1	58,7	99,2	11,7	16,9	15,2	10,4	33,1
Zn	ppm	1	89	96	53	63	59	22	56
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20	29	44
Ni	ppm	0,1	4,5	1,8	2,3	5,1	4,2	2	23,6
As	ppm	0,5	0,6	<0,5	0,7	1	0,7	<0,5	0,6
Cd	ppm	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	0,2	0,6	0,2	0,3	<0,1	0,6
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2
Au	ppb	0,5	<0,5	8,2	7,8	6,4	2,9	3	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	3	3	6	8	4	1	11
Ba	ppm	1	764	502	668	1437	1027	1308	1025
Be	ppm	1	1	2	3	3	2	1	3
Co	ppm	0,2	4,4	2,7	4,1	6,5	6,5	2,3	17,3
Cs	ppm	0,1	0,5	0,3	0,4	0,8	0,7	0,4	1,3
Ga	ppm	0,5	18,3	16,5	17,6	18,8	18,7	16,6	18,8
Hf	ppm	0,1	3,4	7,6	9,4	10,4	3,2	2,7	7
Nb	ppm	0,1	5,5	15,4	16,7	16,5	7,4	6,5	14,2
Rb	ppm	0,1	81,1	139,7	163	140,1	70,7	84,2	147,7
Sn	ppm	1	<1	2	2	2	1	<1	2
Sr	ppm	0,5	583,5	65,9	82	231,4	507	578,9	466,5
Ta	ppm	0,1	0,3	1	0,9	0,9	0,4	0,2	0,9
Th	ppm	0,2	12,7	17	18,5	17,8	7,2	5,7	17,8
U	ppm	0,1	3,5	3,4	3,7	3,8	1,6	1,3	6,1
V	ppm	8	26	16	22	38	46	19	102
W	ppm	0,5	<0,5	1	1	1,1	<0,5	<0,5	3
Zr	ppm	0,1	117,5	281,3	350	410,2	119,6	91	248,7
Y	ppm	0,1	7	63,4	41,1	43,4	11,1	5,5	22,9
La	ppm	0,1	25,2	54	76,7	83,2	32,3	19,1	50,5
Ce	ppm	0,1	43,5	107	145,2	169,3	58	35	101,9
Pr	ppm	0,02	4,47	11,88	18,79	19,01	6,75	3,9	12,22
Nd	ppm	0,3	16,2	43,4	70,8	69,6	24,9	13,9	46,2
Sm	ppm	0,05	1,94	6,11	10,4	10,36	3,67	2,04	7,25
Eu	ppm	0,02	0,47	0,92	1,82	1,88	0,91	0,51	1,4
Gd	ppm	0,05	1,56	5,97	8,67	8,66	2,9	1,4	5,54
Tb	ppm	0,01	0,2	0,95	1,28	1,29	0,39	0,19	0,77
Dy	ppm	0,05	0,97	6,04	7,03	7,04	1,81	1,01	3,98
Ho	ppm	0,02	0,18	1,4	1,37	1,36	0,32	0,18	0,77
Er	ppm	0,03	0,56	4,37	3,7	3,96	0,87	0,49	2,1
Tm	ppm	0,01	0,08	0,75	0,59	0,62	0,14	0,08	0,34
Yb	ppm	0,05	0,61	4,66	3,85	4,08	0,79	0,54	2,15
Lu	ppm	0,01	0,1	0,76	0,58	0,61	0,13	0,09	0,33

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.11

PÓRFIRO UNIÃO DO NORTE

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	FR-01	FR-15	FR-23	FR-24	FR-27	FR-78
SiO2	%	0,01	76,22	76,09	76,19	75,64	76,29	75,25
Al2O3	%	0,01	11,77	11,93	11,79	11,83	11,75	11,71
Fe2O3	%	0,04	1,72	1,59	1,69	1,74	1,68	1,68
FeO	%	0,14	0,41	0,53	0,63	0,49	0,44	0,53
MgO	%	0,01	0,23	0,09	0,13	0,13	0,23	0,12
CaO	%	0,01	0,30	0,34	0,39	0,45	0,29	0,37
Na2O	%	0,01	3,18	3,40	3,36	3,51	3,17	3,36
K2O	%	0,01	5,28	5,13	5,18	5,24	5,24	5,20
TiO2	%	0,01	0,21	0,22	0,21	0,20	0,21	0,19
P2O5	%	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
MnO	%	0,01	0,05	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07
Cr2O3	%	0,002	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008
LOI	%	-5,1	0,9	1,0	0,8	1,1	0,9	1,9
Sum	%	0,01	99,87	99,86	99,89	99,88	99,87	99,88
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	0,10	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	2,3	1,4	1,4	3,4	2,2	1,1
Cu	ppm	0,1	6,5	5,8	2,9	4,2	6,2	2,4
Pb	ppm	0,1	18,6	152,0	30,7	17,5	17,7	35,4
Zn	ppm	1	64	171	81	68	60	76
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	1,0	1,0	0,8	0,8	0,8	1,0
As	ppm	0,5	0,7	1,0	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
Cd	ppm	0,1	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,4	<0,1	0,2
Ag	ppm	0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	0,6	0,8	<0,5	0,6	0,5	0,7
Sc	ppm	1	3	3	3	3	3	3
Ba	ppm	1	249	211	197	173	253	185
Be	ppm	1	4	3	7	4	5	6
Co	ppm	0,2	0,9	0,4	0,6	0,7	0,8	0,4
Cs	ppm	0,1	0,8	0,7	0,8	0,9	0,7	1,1
Ga	ppm	0,5	19,8	18,7	19,4	20,3	19,2	19,5
Hf	ppm	0,1	10,9	12,2	11,1	12,8	11,6	11,3
Nb	ppm	0,1	25,2	25,6	23,6	28,2	23,8	25,8
Rb	ppm	0,1	213,3	210,4	224,5	251,4	211,5	257,8
Sn	ppm	1	4	4	4	4	4	4
Sr	ppm	0,5	25,6	30,8	24,3	29,0	23,8	26,2
Ta	ppm	0,1	1,6	1,6	1,6	2,0	1,7	1,8
Th	ppm	0,2	26,8	27,2	24,9	27,9	26,6	26,5
U	ppm	0,1	7,0	7,1	6,5	8,3	7,4	7,9
V	ppm	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	ppm	0,5	0,9	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
Zr	ppm	0,1	358,4	366,0	337,5	364,4	345,3	333,6
Y	ppm	0,1	82,4	83,2	55,0	73,9	79,9	113,4
La	ppm	0,1	118,3	119,5	77,7	80,9	119,7	109,6
Ce	ppm	0,1	200,4	221,1	152,5	164,5	208,4	159,1
Pr	ppm	0,02	26,23	25,00	17,80	18,43	26,31	21,89
Nd	ppm	0,3	99,5	90,3	62,8	67,0	101,6	82,8
Sm	ppm	0,05	17,24	14,76	10,74	12,18	17,09	13,48
Eu	ppm	0,02	0,91	0,75	0,58	0,50	0,90	0,62
Gd	ppm	0,05	15,89	12,84	8,88	10,16	16,02	13,05
Tb	ppm	0,01	2,49	2,13	1,54	1,91	2,50	2,21
Dy	ppm	0,05	13,44	11,88	8,96	11,28	13,37	12,63
Ho	ppm	0,02	2,77	2,53	1,90	2,43	2,77	3,02
Er	ppm	0,03	7,86	7,55	5,68	7,29	8,02	9,21
Tm	ppm	0,01	1,17	1,17	0,95	1,17	1,20	1,40
Yb	ppm	0,05	7,31	7,78	6,23	7,75	7,50	8,80
Lu	ppm	0,01	1,14	1,14	0,92	1,16	1,14	1,34

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.12

UNIDADE VULCANOCLÁSTICA

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	FR-01T	FR-04	FR-34	PTO 19S
SiO ₂	%	0,01	72,12	81,58	72,13	71,78
Al ₂ O ₃	%	0,01	12,31	8,34	11,54	11,64
Fe ₂ O ₃	%	0,04	3,13	2,05	2,48	3,96
MgO	%	0,01	1,28	0,12	1,58	1,51
CaO	%	0,01	1,34	0,31	2,22	2,04
Na ₂ O	%	0,01	4,72	0,97	3,65	4,21
K ₂ O	%	0,01	3,69	5,11	4,30	3,59
TiO ₂	%	0,01	0,33	0,31	0,30	0,41
P ₂ O ₅	%	0,01	0,07	0,06	0,10	0,09
MnO	%	0,01	0,07	0,04	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,017	0,015	0,012	0,024
LOI	%	-5,1	0,8	0,9	1,5	0,5
Sum	%	0,01	99,85	99,84	99,83	99,84
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	<0,1	0,3	0,1	0,1
Cu	ppm	0,1	2,0	6,1	1,3	1,6
Pb	ppm	0,1	6,3	6,2	6,7	5,0
Zn	ppm	1	54	14	23	18
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	3,8	3,8	3,7	2,9
As	ppm	0,5	6,6	<0,5	7,1	3,4
Cd	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	0,4	0,1	2,0	0,8
Bi	ppm	0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	0,7	<0,5	9,6
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	6	3	6	8
Ba	ppm	1	672	868	777	621
Be	ppm	1	2	1	3	2
Co	ppm	0,2	6,4	2,3	7,6	9,9
Cs	ppm	0,1	0,8	1,4	1,2	0,9
Ga	ppm	0,5	12,0	8,4	10,9	10,8
Hf	ppm	0,1	4,1	7,5	3,8	5,9
Nb	ppm	0,1	5,6	7,2	5,8	6,2
Rb	ppm	0,1	81,5	121,6	104,4	84,4
Sn	ppm	1	1	2	1	<1
Sr	ppm	0,5	147,2	97,6	171,0	155,2
Ta	ppm	0,1	0,4	0,6	0,6	0,4
Th	ppm	0,2	8,3	6,5	7,6	8,6
U	ppm	0,1	1,1	1,1	1,4	1,3
V	ppm	8	12	18	14	31
W	ppm	0,5	3,2	2,1	2,0	4,0
Zr	ppm	0,1	147,7	265,3	139,0	232,3
Y	ppm	0,1	19,8	14,2	16,0	16,5
La	ppm	0,1	21,5	21,8	19,3	21,9
Ce	ppm	0,1	37,6	43,4	38,4	55,7
Pr	ppm	0,02	5,38	5,31	4,50	4,89
Nd	ppm	0,3	20,4	19,3	18,0	18,1
Sm	ppm	0,05	3,92	3,29	3,11	3,47
Eu	ppm	0,02	0,84	0,70	0,70	0,79
Gd	ppm	0,05	3,22	2,52	2,60	2,86
Tb	ppm	0,01	0,55	0,42	0,43	0,48
Dy	ppm	0,05	3,09	2,21	2,40	2,82
Ho	ppm	0,02	0,62	0,46	0,50	0,60
Er	ppm	0,03	1,79	1,39	1,42	1,69
Tm	ppm	0,01	0,28	0,22	0,24	0,26
Yb	ppm	0,05	1,78	1,46	1,61	1,77
Lu	ppm	0,01	0,27	0,24	0,25	0,25

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.13

DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS (*dados: mestrado*)

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	Basalto		Andesito	Dacito
			FR-40	FR-46	FR-31	FR-56
SiO ₂	%	0,01	47,76	49,20	57,89	64,68
Al ₂ O ₃	%	0,01	17,92	14,84	10,69	16,32
Fe ₂ O ₃	%	0,04	11,54	9,89	7,50	4,59
MgO	%	0,01	4,75	7,84	10,04	1,81
CaO	%	0,01	7,00	8,51	5,66	3,52
Na ₂ O	%	0,01	3,45	2,90	2,38	3,58
K ₂ O	%	0,01	1,55	1,95	1,61	2,58
TiO ₂	%	0,01	1,09	0,60	0,53	0,62
P ₂ O ₅	%	0,01	0,26	0,23	0,11	0,13
MnO	%	0,01	0,15	0,16	0,21	0,09
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0,002	0,059	0,138	0,006
LOI	%	-5,1	4,2	3,5	2,9	1,9
Sum	%	0,01	99,69	99,63	99,69	99,79
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,02	0,03	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,3	0,4	0,5	0,1
Cu	ppm	0,1	55,2	117,7	50,8	3,0
Pb	ppm	0,1	18,3	52,1	2,4	7,3
Zn	ppm	1	93	39	113	73
Ni	ppm	20	<20	117	328	<20
Ni	ppm	0,1	9,7	68,1	227,3	15,4
As	ppm	0,5	1,0	1,4	0,8	1,1
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	0,3	0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	1,8	<0,5	0,6
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	17	28	20	12
Ba	ppm	1	468	542	322	739
Be	ppm	1	<1	1	3	2
Co	ppm	0,2	35,6	36,1	39,7	11,1
Cs	ppm	0,1	1,8	3,8	2,9	2,3
Ga	ppm	0,5	18,1	15,1	14,7	17,8
Hf	ppm	0,1	2,0	1,7	3,3	4,1
Nb	ppm	0,1	2,8	2,0	9,2	8,2
Rb	ppm	0,1	69,3	117,8	73,8	103,0
Sn	ppm	1	<1	<1	2	2
Sr	ppm	0,5	1158,6	1169,1	421,2	480,5
Ta	ppm	0,1	0,1	<0,1	0,7	0,6
Th	ppm	0,2	1,1	1,2	14,2	9,9
U	ppm	0,1	0,3	0,6	4,1	2,7
V	ppm	8	279	296	132	79
W	ppm	0,5	<0,5	<0,5	1,2	2,4
Zr	ppm	0,1	68,1	52,9	89,5	133,7
Y	ppm	0,1	12,4	11,1	17,8	17,9
La	ppm	0,1	14,4	11,4	24,2	33,2
Ce	ppm	0,1	30,5	23,0	45,7	66,8
Pr	ppm	0,02	4,02	2,94	4,96	7,73
Nd	ppm	0,3	16,8	13,1	18,8	30,2
Sm	ppm	0,05	3,50	2,59	3,15	5,15
Eu	ppm	0,02	1,21	0,85	0,68	1,37
Gd	ppm	0,05	3,10	2,35	2,84	3,90
Tb	ppm	0,01	0,46	0,36	0,48	0,61
Dy	ppm	0,05	2,28	2,07	2,61	3,09
Ho	ppm	0,02	0,47	0,42	0,58	0,63
Er	ppm	0,03	1,24	1,17	1,80	1,84
Tm	ppm	0,01	0,19	0,19	0,32	0,28
Yb	ppm	0,05	1,16	1,23	2,05	1,80
Lu	ppm	0,01	0,17	0,18	0,33	0,27

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.14

DIQUES DE VULCÂNICAS MÁFICAS A FÉLSICAS (*dados: Assis, 2008*)

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	Andesito	Dacito	Traquiandesito basáltico		Dacito
			PTO 39.B	PTO 65.B	PTO 72	PTO 42	VU-19
SiO ₂	%	0,01	53,25	66,96	54,54	54,91	66,38
Al ₂ O ₃	%	0,01	18,39	14,49	14,95	16,29	14,55
Fe ₂ O ₃	%	0,04	8,75	5,35	7,98	8,01	5,69
MgO	%	0,01	3,2	0,94	5,61	4,59	0,98
CaO	%	0,01	6,49	3,02	6,85	6,97	3,17
Na ₂ O	%	0,01	4	2,75	3,65	3,52	2,81
K ₂ O	%	0,01	2,24	3,59	2,39	1,79	3,59
TiO ₂	%	0,01	0,81	0,54	0,65	0,95	0,58
P ₂ O ₅	%	0,01	0,3	0,17	0,29	0,24	0,17
MnO	%	0,01	0,12	0,09	0,15	0,16	0,09
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,002	0,002	0,027	0,013	0,003
LOI	%	-5,1	2,1	1,8	2,5	2,2	1,7
Sum	%	0,01	99,65	99,68	99,57	99,66	99,68
TOT/C	%	0,02	0,03	0,07	0,02	0,03	0,07
TOT/S	%	0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,8	0,6	0,7	0,5	0,4
Cu	ppm	0,1	109,3	16,4	68,7	33,9	15,4
Pb	ppm	0,1	26,2	10,3	8,1	31,1	11
Zn	ppm	1	100	47	82	122	54
Ni	ppm	20	<20	<20	46	42	<20
Ni	ppm	0,1	15,1	5,9	29,6	30,4	7,3
As	ppm	0,5	1,2	1,9	1,4	1,6	2,5
Cd	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1
Sb	ppm	0,1	0,2	0,1	<0,1	0,5	0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1
Ag	ppm	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,1
Au	ppb	0,5	1,7	3,1	2	16,5	0,6
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
Sc	ppm	1	19	7	19	19	7
Ba	ppm	1	736	1183	1302	771	1134
Be	ppm	1	<1	3	1	<1	2
Co	ppm	0,2	26	10	29	26,2	10,1
Cs	ppm	0,1	3,2	3	1	1,8	2,5
Ga	ppm	0,5	20,6	18,8	18,4	20,2	18,2
Hf	ppm	0,1	3,3	5,9	3,4	4	5,9
Nb	ppm	0,1	5,3	11,2	5,7	7,7	11,7
Rb	ppm	0,1	82,9	116,9	58,9	63,8	118,9
Sn	ppm	1	<1	3	1	1	2
Sr	ppm	0,5	1047,7	902,1	1058,4	598,4	936,9
Ta	ppm	0,1	0,1	0,6	<0,1	0,2	0,6
Th	ppm	0,2	2,3	13,2	4,3	4,5	12,8
U	ppm	0,1	0,8	3,1	1,5	1,1	3,2
V	ppm	8	200	81	162	170	85
W	ppm	0,5	<0,5	1,3	0,9	0,9	1,1
Zr	ppm	0,1	127,1	207,8	126,2	151,3	213,4
Y	ppm	0,1	15,4	31,1	16,7	20,7	26,7
La	ppm	0,1	22,8	42,7	27,5	25,6	41,4
Ce	ppm	0,1	45,7	86,3	56,8	53,7	83
Pr	ppm	0,02	5,37	10,41	6,93	6,59	10,07
Nd	ppm	0,3	22,5	38,7	28,6	28,1	37,6
Sm	ppm	0,05	3,66	6,69	4,7	4,83	6,39
Eu	ppm	0,02	1,05	1,33	1,29	1,3	1,28
Gd	ppm	0,05	3,67	5,54	3,83	4,69	5,22
Tb	ppm	0,01	0,48	0,87	0,57	0,67	0,81
Dy	ppm	0,05	2,62	4,81	3,23	3,59	4,44
Ho	ppm	0,02	0,49	1	0,6	0,69	0,91
Er	ppm	0,03	1,35	3,19	1,8	1,85	2,8
Tm	ppm	0,01	0,2	0,49	0,26	0,29	0,43
Yb	ppm	0,05	1,28	3,01	1,52	1,85	2,72
Lu	ppm	0,01	0,2	0,47	0,25	0,27	0,43

DEPÓSITO DO FRANCISCO

ANEXO AIV.15

ZONA MINERALIZADA: Halo de Alteração Sericítica

Elemento	Unidade	Limite de Detecção	PTO 19,A	PTO 19,B
SiO ₂	%	0,01	71,86	66,71
Al ₂ O ₃	%	0,01	8,19	7,15
Fe ₂ O ₃	%	0,04	8,58	11,27
MgO	%	0,01	0,26	0,25
CaO	%	0,01	0,09	0,13
Na ₂ O	%	0,01	0,06	0,05
K ₂ O	%	0,01	2,42	2,02
TiO ₂	%	0,01	0,17	0,22
P ₂ O ₅	%	0,01	0,09	0,13
MnO	%	0,01	0,14	0,14
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,004	0,006
TOT/C	%	0,02	0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	5,69	6,86
LOI	%	-5,1	4,8	5,5
Sum	%	0,01	96,68	93,62
Mo	ppm	0,1	2,1	1,7
Cu	ppm	0,1	267,4	468,2
Pb	ppm	0,1	>10000,0	>10000,0
Zn	ppm	1	>10000	>10000
Ni	ppm	20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	8,3	8
As	ppm	0,5	44,4	60,4
Cd	ppm	0,1	74,8	108,7
Sb	ppm	0,1	0,4	0,9
Bi	ppm	0,1	0,7	0,5
Ag	ppm	0,1	5,9	13,7
Au	ppb	0,5	522,7	2051
Hg	ppm	0,01	0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	1,8	2,1
Sc	ppm	1	2	3
Ba	ppm	1	84	68
Be	ppm	1	<1	<1
Co	ppm	0,2	28,1	23,3
Cs	ppm	0,1	0,8	0,7
Ga	ppm	0,5	7,3	6,7
Hf	ppm	0,1	6,1	6,9
Nb	ppm	0,1	6,6	9,1
Rb	ppm	0,1	118,8	102
Sn	ppm	1	2	2
Sr	ppm	0,5	5,9	8
Ta	ppm	0,1	0,3	0,3
Th	ppm	0,2	6,1	6,1
U	ppm	0,1	2	3,6
V	ppm	8	15	21
W	ppm	0,5	12,7	13,2
Zr	ppm	0,1	139,5	152,7
Y	ppm	0,1	9,3	11,3
La	ppm	0,1	7,6	12,4
Ce	ppm	0,1	15,2	23,3
Pr	ppm	0,02	1,99	3,06
Nd	ppm	0,3	7,6	11,4
Sm	ppm	0,05	1,36	2,04
Eu	ppm	0,02	0,17	0,24
Gd	ppm	0,05	1,43	1,96
Tb	ppm	0,01	0,23	0,3
Dy	ppm	0,05	1,28	1,65
Ho	ppm	0,02	0,26	0,32
Er	ppm	0,03	0,81	0,99
Tm	ppm	0,01	0,14	0,15
Yb	ppm	0,05	0,91	1,09
Lu	ppm	0,01	0,14	0,17

