

**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA SANTA TEREZINHA DE GOIÁS* SD.22-Z-A-III

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2007**

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE
DE BRASÍLIA – UnB

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

NELSON JOSÉ HUBNER MOREIRA
Ministro Interino

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB

PROFESSOR THIMOTHY MARTIN MULHOLLAND
Reitor

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROFESSOR PAULO ROBERTO MENESES
Diretor

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UnB N°. 071/PR/05

Brasília, 2007



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Santa Terezinha de Goiás*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 da (SD.22-Z-A-III)*, em ambiente SIG, executado pela UnB, através do Contrato CPRM-UnB N° 071/PR/05.

Brasília, setembro de 2007

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UnB N°. 071/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA

SANTA TEREZINHA DE GOIÁS
(SD.22-Z-A-III)

1:100.000

AUTORES

Reinhardt Adolfo Fuck, Elton Luiz Dantas , Diogo Alves De Sordi,
Marcus Flávio Nogueira Chiarini, Claudinei Gouveia de Oliveira

COORDENAÇÃO GERAL

Carlos José Souza de Alvarenga

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO
Edilton José dos Santos

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP
Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP
João Henrique Gonçalves

Edição do Produto
Divisão de Marketing-DIMARK
Ernesto von Sperling

Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH
Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira
Elizabeth de Almeida Cadête Costa
M. Madalena Costa Ferreira
Rosângela Gonçalves Bastos de Souza
Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato
Joffre Valmório de Lacerda Filho

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato
Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo
Reginaldo Alves dos Santos

Revisão do Texto
Luiz Carlos da Silva
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Luiz Carlos Moreton

Organização e Editoração
Luiz Carlos da Silva
Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Santa Terezinha de Goiás- SD.22-Z-A-III, escala 1:100.000: nota explicativa./Reinhardt Adolfo Fuck, Elton Luiz Dantas, Diogo Alves De Sordi, Marcus Flávio Nogueira Chiarini, Claudinei Gouveia de Oliveira. – Goiás: UnB/CPRM, 2007.

61p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Alvarenga, C.J.S., Coord. III- Fuck, R.A., IV- Dantas, E.L. V- Chiarini, M.F.N., VI- Oliveira, C.G..

RESUMO

A Folha Santa Terezinha de Goiás integra o Programa de Geologia do Brasil para retomada da cartografia geológica básica do país. O trabalho foi desenvolvido em parceria CPRM-Universidade de Brasília, com apoio da FINATEC. Situada no norte de Goiás, a área mapeada abarca terrenos do Arco Magmático de Goiás, segmento mais ocidental da Faixa Brasília, na Província Tocantins, e pequena porção de terrenos granito-greenstone arqueanos do Maciço de Goiás. As rochas mais antigas são anfibólio-talco xistos (metakomatiitos), filitos carbonosos, metachert e formações ferro-manganesíferas da Formação Córrego Alagadinho, Grupo Crixás, a que se associa pequena porção de ortognaisse tonalítico do Complexo da Anta. Biotita gnaisse granítico bandado, orlado por rochas metassedimentares neoproterozóicas no Domo de Santa Cruz, é também atribuído ao Arqueano. Os terrenos do Arco Magmático de Goiás compreendem seqüências de rochas supracrustais, de origem vulcânica e sedimentar detrítica e química, divididas nas seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha, e rochas ortognáissicas que representam a suíte plutônica de arco. A Seqüência Mara Rosa, com idade de 800-900 Ma, inclui unidade metapelítica de granada-estaurolita-biotita xisto associado a quartzito, gondito e chert, e unidade de micaxistos variados, inclusive feldspáticos, associados a anfibolitos. A Seqüência Santa Terezinha, datada em cerca de 670 Ma, é subdividida em i) unidade vulcânica, incluindo anfibolitos, meta-andesitos e micaxistos; ii) muscovita-clorita xisto, incluindo anfibólio xisto; iii) biotita xisto feldspático e muscovita xisto; iv) clorita-quartzo xisto, clorita xisto, formação ferrífera e ferro-manganesífera, incluindo magnetita-muscovita xisto e talco xisto hidrotermalizado, portador de esmeralda; v) xisto feldspático; vi) muscovita-biotita xisto associado a biotita-muscovita gnaisse, anfibolito e formação ferrífera; vii) muscovita-quartzo xisto, magnetita-muscovita xisto com formação ferrífera. A suíte metaplutônica de arco é constituída por ortognaisses de composição tonalítica (ca. 630 Ma), granodiorítica e granítica, a que se associam pequenos plugs de metagabro/diorito e de esteatito e talco xisto, estes representativos de rochas ultramáficas. Intrusões sintectônicas estão presentes em vários pequenos corpos, incluindo o Granito São José do Alegre. Intrusões pós-tectônicas estão representadas pelo Granito Faina, datado em ca. 576 Ma.

SUMÁRIO

RESUMO	i
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Histórico	1
1.2 Localização e acesso	1
1.3 Evolução dos conhecimentos	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
3. ESTRATIGRAFIA.....	9
3.1 Formação Córrego do Alagadinho, Grupo Crixás – A3 μ 2ca.....	10
3.2 Complexo da Anta – A3agr	10
3.3 Complexo Serra Santa Cruz – A3sc.....	
3.4 Seqüência Mara Rosa – NP1mr	11
3.5 Seqüência Santa Terezinha de Goiás – NP2st	12
3.6 Metagranodiorito – NP2 γ 1gd.....	20
3.7 Rochas ortognáissicas – Suite plutônica de arco – NP3 γ	21
3.7.1 Gnaiss tonalítico - NP3 γ 1gnt.....	21
3.8 Laterita (NQdl)	26
3.9 Depósitos aluvionares	26
4. PETROLOGIA E GEOQUÍMICA	28
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	38
6. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES	47
6.1 Introdução	47
6.2 Cianita	47
6.3 Esmeralda	50
6.4 Formações ferro-manganesíferas	53
6.5 Ouro	
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	55
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

1. INTRODUÇÃO

1.1 Histórico

A Folha Santa Terezinha de Goiás integra bloco de três folhas 30'x30' selecionadas pelo Programa de Geologia do Brasil para retomada da cartografia geológica básica do país. O trabalho é desenvolvido em parceria CPRM-Universidade de Brasília, com apoio da FINATEC – Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos. Juntamente com levantamentos aerogeofísicos, o programa visa a ampliação dos conhecimentos geológicos do país, fornecendo subsídios básicos para novos investimentos em pesquisa mineral e criação de novos empreendimentos mineiros, com geração de novas oportunidades de emprego e renda. Visa, além disso, servir de suporte a programas de gestão territorial e de recursos hídricos, entre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Juntamente com as folhas Campinorte e Porangatu, a Folha Santa Terezinha de Goiás foi selecionada para a etapa inicial de cartografia geológica por abarcar terrenos do Arco Magmático de Goiás, caracterizado por comprovado potencial metalogenético, por ser parte do bloco de áreas coberto por recente levantamento aerogeofísico em Goiás e por ter sido, em parte, objeto de mapeamento recente em escala 1:25.000 realizado por alunos de graduação e pós-graduação da Universidade de Brasília.

1.2 Localização e acesso

A área estudada corresponde à Folha Santa Terezinha de Goiás (SD.22-Z-A-III), que compreende superfície de aproximadamente 2.808 km², localizada na região noroeste do estado de Goiás, entre os meridianos 49°30' e 50° de longitude oeste e os paralelos 14° e 14°30' de latitude sul (Figura 1.1).

A área da folha inclui as sedes dos municípios de Santa Terezinha de Goiás, Campos Verdes e Uirapuru e abrange parte dos municípios de Crixás, Pilar de Goiás, Nova Iguaçu de Goiás, Amaralina e Mara Rosa.

O acesso principal, a partir de Goiânia (Figura 1.1), é feito pela rodovia asfaltada BR-153 (230 km) até a bifurcação da rodovia asfaltada GO-154, pela qual se alcança Santa Terezinha de Goiás (89 km) e Campos Verdes (20 km) e que permite o acesso à porção norte da área da folha, onde é terraplanada e revestida com cascalho. A partir de Brasília (Figura 1.1) a área é alcançada pelas rodovias BR-070 até Cocalzinho, BR-414 até Corumbá de Goiás, GO-225 até Pirenópolis e GO-431 até entroncamento da BR-153 (total de 116 km) e desta até entroncamento da GO-154 (135 km), seguindo, a partir daí, o mesmo roteiro anterior. O acesso à parte oeste da área é feito a partir de

Santa Terezinha de Goiás pela rodovia asfaltada GO-347 até Crixás (35 km), de onde se toma a rodovia GO-156 asfaltada até Uirapuru (25 km), que continua como estrada terraplanada e revestida de cascalho para Reisópolis (Vila Sertaneja) e além, no canto noroeste da área. O sudeste da área da folha é atravessado pela estrada GO-347 terraplanada e revestida de cascalho, que liga Santa Terezinha a Nova Iguazu de Goiás. O acesso a outros povoados e às demais porções da área abrangida pela Folha Santa Terezinha de Goiás é feito por densa rede de estradas secundárias e vicinais que oferecem trânsito razoável fora da estação de chuvas.

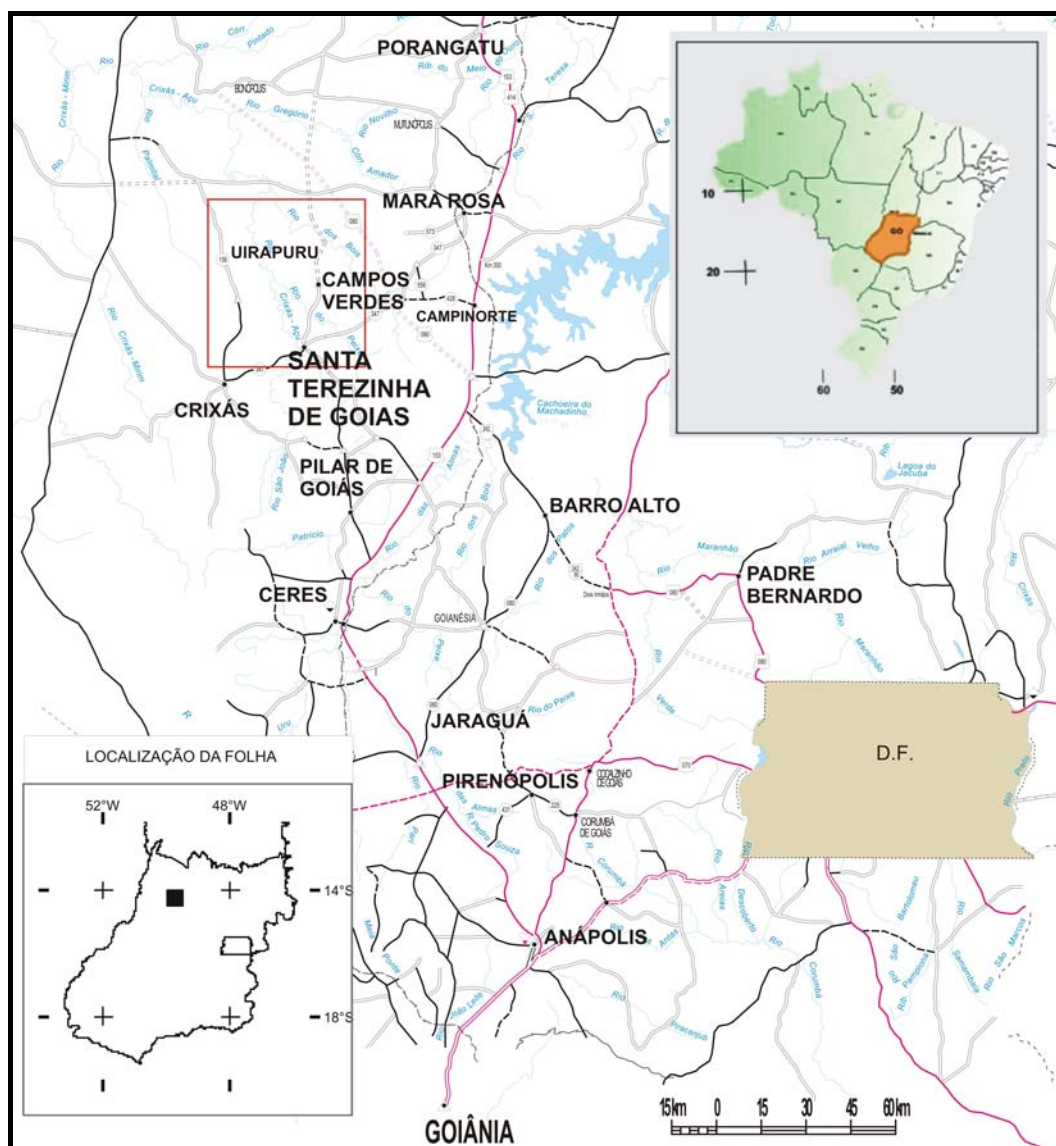


Figura 1.1: Localização da Folha Santa Terezinha de Goiás

1.3 Evolução dos conhecimentos

A parte do estado de Goiás em que se situa a Folha Santa Terezinha de Goiás faz parte da área maior, objeto dos trabalhos pioneiros de Barbosa *et al.* (1969), que para ali estenderam o Grupo Araxá originalmente definido na região da cidade homônima em Minas Gerais (ver também Schobbenhaus *et al.* 1975). Baseado em abordagem de escala regional, esse quadro veio a ser modificado no final da década de 1970, quando as seqüências vulcano-sedimentares de Pilar de

Goiás, Guarinos e Crixás e outras áreas foram comparadas a (Danni e Ribeiro 1978, Ribeiro Filho *et al.* 1978) e finalmente reconhecidas como *greenstone belt* arqueanos (Sabóia 1979, Sabóia e Teixeira 1980, Danni *et al.* 1980, 1981, Montalvão *et al.* 1981, Jost e Oliveira 1991). Os ortognaisses associados foram identificados como representativos de terrenos arqueanos tipo TTG (Danni e Fuck 1981, Drago *et al.* 1981, Tassinari e Montalvão 1981, Danni *et al.* 1982, 1986, Fuck *et al.* 1987, Jost *et al.* 1994, Lacerda Filho *et al.* 1999, Queiroz 2000; ver sínteses em Marini *et al.* 1984a, b, e mais recentes em Pimentel *et al.* 2000b, 2004).

A reavaliação de trabalhos de cartografia geológica realizados em áreas adjacentes a Santa Terezinha de Goiás (Ribeiro Filho *et al.* 1978) levou Ribeiro Filho (1981) a englobar as seqüências de micaxistos, quartzitos e anfibolitos que ocorrem entre Santa Terezinha, Chapada e Mara Rosa na Seqüência Mara Rosa, sugerindo ser mais jovem que os terrenos arqueanos de Pilar de Goiás e Crixás, possivelmente de idade proterozóica inferior ou média, correlacionável às seqüências Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, associadas aos complexos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, respectivamente.

Com a descoberta de esmeralda na Fazenda São João (Ribeiro e Sá 1983), foram desenvolvidos trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:25.000 e 1:2.000 na área de Campos Verdes (Souza e Leão Neto 1984), ocasião em que foi introduzida a denominação Seqüência Santa Terezinha para o conjunto de rochas supracrustais (quartzitos, sericita-quartzo xistos, muscovita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos, anfibólio xistos) contendo intercalações de talco xistos portadores de esmeralda.

Em trabalhos subseqüentes a proposta Seqüência Santa Terezinha foi considerada como integrante da Seqüência Mara Rosa (Ribeiro Filho e Lacerda Filho 1985, Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985, CPRM 1998). Dessa forma, na região de Santa Terezinha de Goiás-Campos Verdes a Seqüência Mara Rosa ("ou Santa Terezinha") seria constituída por quartzito basal, granada-muscovita-clorita-quartzo xistos, sericita quartzitos, clorita-quartzo xistos e magnetita-clorita-quartzo xistos com intercalações de talco xistos, clorita-quartzo xistos com intercalações de anfibolitos, anfibólio xistos e gonditos e cianita-muscovita quartzitos, incluindo depósito de cianita (Ribeiro Filho e Lacerda Filho 1985). Os autores atribuíram-lhe idade proterozóica inferior a média. Ainda na década de 1980, adotando ou não a denominação de Seqüência Santa Terezinha, outros autores consideraram as unidades supracrustais da área estudada como parte dos pacotes mais superiores dos cinturões tipo *greenstone belt*, atribuindo-lhes idade arqueana (Machado 1981, Costa 1986).

A introdução de estudos isotópicos sistemáticos, utilizando os métodos Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb, levou à identificação e definição de extenso arco magmático juvenil de idade neoproterozóica na porção sudoeste do que então vinha sendo denominado de Maciço de Goiás (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel e Fuck 1992). Estudos subseqüentes permitiram estender o Arco Magmático de Goiás para o norte de Goiás, especificamente para a região de Mara Rosa e vizinhanças (Viana *et al.* 1995, Pimentel *et al.* 1997), adentrando, inclusive, o estado de Tocantins (Fuck *et al.* 2001). Os novos dados resultaram na atribuição de idade neoproterozóica ao conjunto de unidades supracrustais e ortognaisses associados expostos entre Crixás e Porangatu e além. No novo mapa de Goiás em escala 1:500.000 (CPRM 1998) foi mantida a designação de Seqüência Mara Rosa para as unidades de rochas supracrustais presentes na área da Folha Santa Terezinha de Goiás,

considerando-a como neoproterozóica e dividindo-a em quartzito e lentes de muscovita xisto (Nmr1), granada-clorita-quartzo xisto, sericita quartzito, estauroлита-muscovita xisto e intercalações de rochas máficas (Nmr2), clorita-quartzo xisto, magnetita-pirita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto, formação ferrífera, sericita-quartzo xisto, magnetita quartzito, turmalinito e lentes de talco xisto, tremolita-talco xisto, biotitito e dolomita-talco xisto portadoras de esmeralda (Nmr3), clorita-quartzo xisto, clorita-magnetita quartzito, granada-clorita xisto, granada-magnetita xisto, anfibólito e anfibólio xisto (Nmr4), muscovita quartzito com magnetita, cianita-muscovita xisto e granada-cianita xisto (Nmr5), rochas metavulcânicas félsicas, clorita-sericita xistos e granada-muscovita-biotita xistos (Nmr6).

Subseqüentemente aos trabalhos de mapeamento de detalhe para conhecer o depósito de esmeralda e sua inserção no contexto geológico regional (Souza e Leão Neto 1984, Ribeiro Filho e Lacerda Filho 1985, Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985), vários outros estudos foram realizados em Campos Verdes nas últimas décadas, investigando aspectos específicos da jazida e da mineralização esmeraldífera. Costa (1986) considerou as rochas ultramáficas portadoras de esmeralda comparáveis a komatiitos, incluindo a seqüência que as contém na unidade média a superior de *greenstone belts* arqueanos. A geologia estrutural e os controles geométricos da mineralização foram objeto de trabalhos de D'el-Rey Silva e Juliani (1988), Biondi (1990), Barros Neto e D'el-Rey Silva (1995) e Hasui *et al.* (1998). A natureza, origem e papel das soluções mineralizantes foram abordados por Schwartz (1986), Biondi (1990), Giuliani *et al.* (1990), Giuliani e Couto (1990) e Lariucci *et al.* (1990). Análises isotópicas de chumbo em amostras de rocha total, carbonato e albita foram interpretadas em diagrama de plumbo-tectônica, sugerindo idade próxima de 700-800 Ma (Biondi e Poidevin 1994). Isócrona Pb-Pb baseada nas mesmas análises foi interpretada como sugestiva de que a idade de ca. 2960 Ma obtida reflete herança dos gnaisses da região dos *greenstones*, que teriam servido como fonte dos sedimentos que, transformados, encaixam os depósitos de esmeralda (Biondi e Poidevin 1994). Os mesmos autores obtiveram isócronas Rb-Sr de 476 ± 5 e 478 ± 6 Ma a partir de análises de esmeralda, biotita, albita e rocha total. Calle (1995) integrou dados geofísicos, geoquímicos e de sensoriamento remoto para dar suporte à exploração mineral. A química e aspectos texturais de esmeralda dos depósitos de Campos Verdes foram estudados por Pulz *et al.* (1997a,b,c, 1998a,b).

Trabalhos de detalhe foram realizados na área de Campos Verdes, enfocando a geologia estrutural e os controles da mineralização (Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Os autores inserem a área no Arco Magmático de Goiás, reconhecendo lascas tectônicas arqueanas-paleoproterozóicas (Domo de Santa Cruz), rochas metavulcano-sedimentares meso-neoproterozóicas (Seqüência Santa Terezinha), ortogneisse milonítico e granito porfirítico sintectônico (Granito São José do Alegre). Três fases de deformação afetaram o conjunto, além de uma anterior, presente nas rochas gnáissicas do domo, resultando em estruturas tectônicas planares NE-SW com mergulhos fracos a moderados para NW. Tectônica de escape sin-D2 para sul deu origem a uma língua de rochas que abriga camadas de talco xisto com esmeralda, afetadas por dobras em bainha com caimento para NNW que controlam a mineralização de esmeralda. A fase final de compressão D3 deu origem ao sinclínório Rio do Peixe e ao Domo de Santa Cruz. Os mesmos autores apresentam isócrona Sm-Nd de 556 ± 77 Ma e idades modelo T_{DM} entre 1,38 e 2,14 Ma para o Granito São José do Alegre, enquanto os gnaisses do domo mostram idades modelo

T_{DM} de 2,95 e 2,99 Ga e as rochas da seqüência supracrustal mostram valores entre 1,47 e 2,83 Ga. Zircão de amostra de rocha metavulcânica félsica coletada a sul de Santa Terezinha de Goiás foi datado em 661 ± 8 Ma (Dantas *et al.* 2001), conferindo idade criogeniana às rochas supracrustais da região de Santa Terezinha de Goiás, cerca de 200 Ma mais jovem que as rochas da Seqüência Mara Rosa na área homônima.

Mais recentemente, a área de Santa Terezinha de Goiás foi mapeada em escala 1:25.000 em trabalho final de graduação de estudantes do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (Fuck *et al.* 2003). As rochas supracrustais foram divididas em unidades informais, compreendendo *i)* seqüência metavulcânica, *ii)* seqüência metavulcano-sedimentar (muscovita-clorita xisto, anfibólio xisto, biotita xisto), *iii)* seqüência metassedimentar (mica xisto feldspático, muscovita xisto), *iv)* clorita-muscovita xisto, *v)* biotita xisto feldspático, organizadas em pilha de escamas tectônicas, corroborando a interpretação proposta na área mais a sul (Jost *et al.* 2001). Além de número relativamente grande de intrusões de pequeno porte, variando em composição de granito a diorito, presentes nas áreas de exposição das rochas supracrustais, foi cartografada intrusão extensa de gnaiss tonalítico, ao qual se associam megabro, metadiorito, metapiroxenito e granitos deformados.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O substrato geológico do noroeste de Goiás faz parte da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981, figura 2.1), entidade orogênica neoproterozóica, de dupla vergência estrutural, que integra o sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano. A oeste a Província Tocantins é balizada pelo Cráton Amazônico e a leste pelo Cráton do São Francisco, enquanto os limites norte e sul são encobertos pelos depósitos fanerozóicos das bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente.

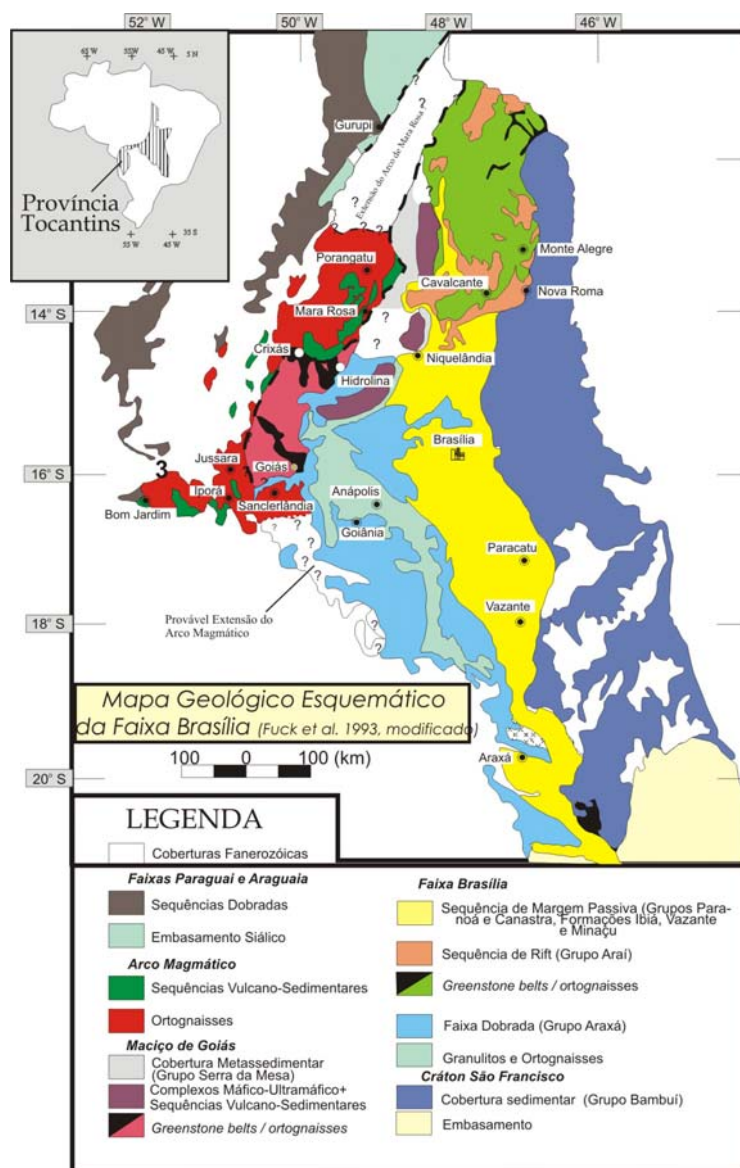


Figura 2.1: Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília (Fuck et. al. 1994, modificado).

A Província Tocantins representa orógeno de direção geral norte-sul, com cerca de 2.000 km de comprimento e até 800 km de largura. A oeste, compreende as faixas dobradas Araguaia e Paraguai edificadas na margem do Cráton Amazônico, e a leste, a Faixa Brasília, estabelecida na margem do Cráton do São Francisco. O segmento norte da Faixa Brasília, onde se situa a área estudada, pode ser dividido nos seguintes compartimentos, de leste para oeste (Fuck *et al.* 1993, 1994, Pimentel *et al.* 2000b, 2004, Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004): *i*) o cinturão de dobras e empurrões compreende espesso pacote de margem passiva de idade neoproterozóica provável (grupos Paranoá, Canastra), sobreposto às seqüências sin-rift e pós-rift paleo-mesoproterozóicas do Grupo Araí e a embasamento ortognáissico paleoproterozóico associado a seqüências supracrustais variadas, como a Formação Ticunzal; *ii*) o Maciço de Goiás inclui os terrenos granito-*greenstone* arqueanos Crixás-Goiás, enquanto a porção norte compreende extensas coberturas proterozóicas dobradas e metamorfizadas em fácies anfibolito (Grupo Serra da Mesa), terrenos granulíticos (Campinorte-Uruaçu) e escassas exposições de embasamento paleoproterozóico (Pimentel *et al.* 1997, Kuyumjian *et al.* 2004); o limite leste do maciço, marcado pelos complexos acamadados Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e seqüências vulcanossedimentares associadas, é determinado pelo sistema de cisalhamento Rio Maranhão; *iii*) o Arco Magmático de Goiás consiste principalmente em ortognaisses tonalíticos e faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares neoproterozóicas, com dominante assinatura juvenil e afinidade intra-oceânica, incluindo eventuais escamas ou fragmentos de rochas arqueanas e/ou paleoproterozóicas; seu limite com o maciço é determinado pelo sistema de falhas contracionais Rio dos Bois.

A área da Folha Santa Terezinha de Goiás está quase inteiramente contida no Arco Magmático de Goiás (Figura 2.1), incluindo pequena porção do Maciço de Goiás, representada por rochas supracrustais do Grupo Crixás, expostas no canto sudoeste, vizinho de Crixás, e alguns afloramentos de ortognaisses do Complexo da Anta. O arco magmático consiste em extensos afloramentos de gnaisses cinza, portadores de hornblenda e biotita, com composição variando de diorítica a predominantemente tonalítica, podendo apresentar também composições mais evoluídas, granodioríticas e graníticas, geralmente com biotita, mas podendo portar muscovita e granada. Aos ortognaisses associam-se rochas supracrustais, geralmente expostas em faixas estreitas e alongadas, constituídas predominantemente por anfibolitos, xistos variados, freqüentemente ricos em feldspato, representando antigos depósitos de pelitos, arenitos e siltitos líticos (grauvacas) e rochas de origem química, como formações ferríferas bandadas e gonditos. As rochas metavulcânicas máficas representam série com assinatura calci-alcalina, a que se associa série toleítica, possivelmente de fundo oceânico, menos volumosa (Palermo 1999a, b). Abundantes intrusões tardias de rochas graníticas e dioritos-gabros cortam ortognaisses e rochas supracrustais.

Os dados geocronológicos (U-Pb em zircão) existentes indicam idades entre ca. 900 e 600 Ma (ver revisão em Pimentel *et al.* 2000b, 2004 e referências ali citadas). Os dados geoquímicos disponíveis mostram que essas rochas apresentam composições e assinatura geoquímica e isotópica típica de rochas magmáticas calci-alcalinicas de arcos vulcânicos intra-oceânicos (Pimentel e Fuck 1992, Viana *et al.* 1995, Pimentel *et al.* 1997, 2000a,b, 2004). Ortognaisse amostrado próximo de Mara Rosa foi datado em 856+13/-7 Ma, enquanto granito milonitizado da Mina de Posse apresenta idade de 862±8 Ma (U-Pb zircão, Pimentel *et al.* 1997, 2004). Novos dados obtidos recentemente apontam idade U-Pb (zircão) de 807±5 Ma para ortognaisse amostrado a

WSW de Mara Rosa e de 603 ± 3 e 629 ± 7 Ma para ortognaisses coletados nas vizinhanças de Amaralina (Junges *et al.* 2002b). Idades absolutas de rochas supracrustais são escassas. Amostra de rocha metavulcânica félsica coletada a sul de Santa Terezinha de Goiás foi datada em 661 ± 8 Ma (U-Pb zircão, Dantas *et al.* 2001). Anfibolitos grossos, aparentemente intrusivos em rochas supracrustais, foram datados em 638 ± 2 Ma e 603 ± 3 Ma (Junges *et al.* 2003), determinando idades mínimas para as encaixantes. Isócronas minerais Sm-Nd levaram a sugerir a incidência de dois eventos metamórficos na região de Amaralina: o mais antigo teria ocorrido há 765 ± 75 Ma e o mais novo há 604 ± 66 Ma (Junges *et al.* 2002b). O Granito Faina, tipicamente pós-orogênico, cuja extremidade sudoeste está incluída na área da Folha Santa Terezinha de Goiás, foi datado em 576 ± 6 Ma (U-Pb zircão, Junges *et al.* 2002a).

3. ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico estabelecido para a área tem caráter preliminar, tendo em vista que em muitos casos as relações geológicas entre diferentes unidades cartografadas não estão expostas ou seus contatos são determinados por descontinuidades tectônicas. A falta de número maior de determinações de idades absolutas também limita a possibilidade de inferências mais precisas.

As informações colhidas durante o mapeamento, conjugadas com os dados geológicos de trabalhos anteriores, permitiram cartografar as seguintes unidades litoestratigráficas:

- 1 - Formação Córrego do Alagadinho, Grupo Crixás (A3 μ 2ca), reunindo rochas metaultramáficas e intercalações de depósitos metassedimentares de origem química. Expõe-se em área reduzida, vizinha de Crixás, no canto sudoeste da área estudada.
- 2 - Complexo da Anta (A3agr) composto por ortognaisses de composição tonalítica e granodiorítica.
- 3 - Complexo Serra Santa Cruz (A3sc) constituído por biotita gnaiss bandado.
- 4 - Seqüência Mara Rosa (NP1mr) compreende associação de micaxistos variados, a que se associam anfibolitos, rochas metaultramáficas e ocorrências de formações ferríferas e manganesíferas. A unidade está exposta na porção leste da área da folha, de onde se prolonga para a região de Mara Rosa. Os dados isotópicos disponíveis naquela região sugerem idades eoneoproterozóicas tonianas para a seqüência.
- 5 - Seqüência Santa Terezinha de Goiás (NP3st), em associação com ortognaisses diversos, ocupa a maior parte da área estudada. Compreende rochas metamórficas variadas, incluindo quartzitos, clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólio xistos, xistos feldspáticos, provavelmente de origem sedimentar dominante, embora contribuição significativa de origem vulcânica, principalmente anfibolitos, esteja presente, especialmente no quadrante sudeste da área da folha. Idades U-Pb de ca. 670Ma obtidas em zircão de rochas vulcânicas colocam a unidade no Criogeniano.
- 6 - Metagranodiorito (NP2 γ 1gd) ocorre em pequena intrusão a oeste de Santa Terezinha de Goiás. A idade obtida indica que a intrusão se deu no final do Criogeniano.
- 7 - Rochas ortognáissicas (NP3 γ) representam intrusões de rochas plutônicas colocadas no interior das rochas supracrustais das seqüências Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa. A composição varia de tonalito a granito. Pequenos corpos de diorito, gabro e piroxenito são comumente associados aos ortognaisses. As idades disponíveis sugerem que a intrusão dos protolitos ocorreu no início do Ediacarano.

- 8 - Granitos sin- a tectônicos (NP3γ2, NP3γ3) intrusivos nos ortognaisses e nas seqüências de rochas supracrustais, variavelmente deformados e mesmo miloníticos. Apenas um corpo foi datado pelo método U-Pb em zircão, sugerindo que o conjunto é de idade ediacarana.
- 9 - Granito pós-tectônico (NP3γ4f) é representado pela extremidade SW do Granito Faina, muito pouco ou não deformado. Exposto no limite nordeste da área, apresenta idade de 576±6Ma (Junges *et al.* 2002a), sugerindo que essa suíte tardia de intrusões seja do Ediacarano superior.
- 10 - Coberturas lateríticas (N34dl) são abundantes em toda área mapeada, cobrindo áreas relativamente extensas na porção oeste. Constam de crostas ferruginosas e espessos latossolos, provavelmente estabelecidos no Neógeno. Freqüentemente se associam a depósitos de cascalheiras e areias preservadas em paleocanais.
- 11 - Aluviões (N4a) arenosas e areno-argilosas são confinadas aos vales dos rios maiores.

3.1 Formação Córrego do Alagadinho, Grupo Crixás - A3μ2ca

As rochas mais antigas expostas na área da folha correspondem a serpentinitos, talco xistos e anfibólio-talco xistos, com proporções variadas, mas quase sempre subordinadas, de serpentina e clorita, a que se associam camadas decimétricas a métricas de formações ferríferas e manganésíferas, filitos carbonosos e algumas ocorrências de actinolita-clorita xistos. O conjunto pertence ao *greenstone belt* de Crixás. As poucas exposições encontradas fazem parte de cuspide voltada para leste, que, mais a sul, fora da área da folha, é inflectida para leste por influência da Zona de Cisalhamento de Mandinópolis (Jost *et al.* 2001). O contato com as rochas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás parece estar relacionado com segmento NNW-SSE subsidiário da referida zona de cisalhamento.

Os xistos magnesianos provavelmente são metakomatiitos pertencentes à Formação Córrego do Alagadinho (Sabóia 1979) do Grupo Crixás (Jost e Oliveira 1991), de idade assumida como mesoarqueana, em face dos dados isotópicos obtidos em amostras de áreas vizinhas (Arndt *et al.* 1989), bem como em consequência das idades U-Pb determinadas em rochas plutônicas intrusivas dos complexos Anta e Caiamar (Queiroz *et al.* 1999, Queiroz 2000). As rochas associadas representam depósitos químicos intercalados aos derrames de antigos komatiitos, pequenos derrames de basaltos e camadas de possíveis lamas orgânicas. Em trabalhos anteriores o conjunto de rochas aqui incluído na Formação Córrego do Alagadinho foi considerado como pertencente à unidade estratigráfica mais superior na arquitetura do *greenstone belt* de Crixás (Kuyumjian 1981), mais tarde denominada informalmente Seqüência Mina Inglesa (Costa 1996, Costa e Kuyumjian 1996, Kuyumjian e Costa 1999). A ausência de relações das rochas mapeadas com as demais unidades do Grupo Crixás em áreas vizinhas não permite contribuir para esse debate, em razão do que se optou por manter a denominação originalmente proposta por Sabóia (1979).

3.2 Complexo da Anta - A3agr

No limite oeste da folha, sob a ponte do Ribeirão d'Anta, foi encontrado afloramento de ortognaisse cinza com biotita, de composição tonalítica. A rocha é cinza, bem foliada (N10E, 10SE), com linha

de orientação mineral 10N. A composição mineralógica é dominada por plagioclásio e quartzo, tendo biotita como mineral varietal. A julgar de levantamentos prévios (Costa 1996, Costa e Kuyumjian 1996, Kuyumjian e Costa 1999), o afloramento parece fazer parte do Complexo da Anta, que se estende para oeste, onde abarca também variações para composições granodioríticas, e que baliza o limite oeste da faixa de rochas verdes de Crixás. Em face disso, o biotita gnaiss tonalítico é considerado arqueano, à vista da idade U-Pb SHRIMP em zircão de ca. 2820Ma obtida em área vizinha (Queiroz *et al.* 1999, Queiroz 2000).

3.3 Complexo Serra Santa Cruz – A3sc

O núcleo da área dômica da Serra Santa Cruz (cerca de 12X6km), a sudoeste de Campos Verdes, é constituído por biotita gnaisses bandados, eventualmente contendo granada e hornblenda. O núcleo de gnaisses bandados é orlado por rochas metassedimentares da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, que se inicia com camada decamétrica de quartzito micáceo e muscovita-quartzo xisto, seguida por pacote de muscovita-clorita-quartzo xisto e biotita xisto feldspático. O contato dos gnaisses bandados com as rochas supracrustais parece ser tectônico, determinado por cisalhamento extensional (Barros Neto 2000, D’el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

O gnaiss é caracterizado por bandas centimétricas a decimétricas de cor branca constituídas por quartzo, microclínio e plagioclásio e bandas cinza médio a escuro ricas em biotita associada a feldspatos e algum quartzo, além de hornblenda e granada eventuais. Bandas mais escuras são mais ricas em hornblenda, refletindo composição mais básica. Mobilizados quartzo-feldspáticos são comuns, injetados sub-paralelamente ao bandamento, indicando que condições de fusão parcial foram alcançadas durante o metamorfismo de fácies anfíbolito. Os gnaisses são afetados por duas fases coaxiais de dobras isoclinais recumbentes, achatadas e afetadas por clivagem de crenulação extensional associada ao soerguimento do domo segundo eixo principal NW-SE (Barros Neto 2000, D’el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

Análise isotópica Sm-Nd em biotita gnaiss resultou em idade modelo T_{DM} de 2,93 Ga, da mesma ordem de grandeza de valores anteriormente obtidos (2,95 e 2,99 Ga, Barros Neto 2000, D’el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Os valores são similares aos registrados nos terrenos granito-*greenstone* arqueanos em áreas vizinhas (Queiroz 2000, Pimentel *et al.* 2000b, 2004) e também aos encontrados nos gnaisses miloníticos da Serra Azul (Pimentel *et al.* 2000a). Os resultados indicam que os protolitos dos biotita gnaisses são derivados de fonte mantélica arqueana e provavelmente residem na crosta continental desde então. Na falta de datação absoluta, os gnaisses da Serra Santa Cruz são preliminarmente considerados como de idade arqueana, por analogia aos gnaisses miloníticos da Serra Azul (Pimentel *et al.* 2000a) e, conforme sugerido anteriormente (Barros Neto 2000, D’el-Rey Silva e Barros Neto 2002), podem constituir fonte de parte dos materiais sedimentares incorporados à Seqüência Santa Terezinha de Goiás.

3.4 Seqüência Mara Rosa – NP1mr

A Seqüência Mara Rosa ocupa cerca de 180 km² no limite leste da área da folha, de onde se estende para Mara Rosa, na vizinha Folha Campinorte. Na área estudada suas rochas estão divididas em duas unidades, uma em que dominam xistos pelíticos, acompanhados de quartzito e

depósitos químicos (N1mr2) e outra em que são abundantes rochas metamórficas derivadas de sedimentos imaturos (grauvacas) e materiais de origem vulcânica (N1mr3).

3.4.1 Xisto pelítico - NP1mr2

Compreende rochas metassedimentares de origem predominantemente pelítica a psamo-pelítica, expostas na porção setentrional da área ocupada pela seqüência, onde constitui a encaixante do Granito Faina. São principalmente granada-estaurolita-muscovita-biotita xistos a que se associam cianita-granada-biotita xisto e biotita-quartzo xisto. Plagioclásio pode estar presente em proporções significativas. Intercalam-se camadas estreitas, decimétricas a métricas de rochas de origem química, como metachert e gondito. A presença de estaurolita e cianita na paragênese indica metamorfismo de fácies anfíbolito, freqüentemente superimposto por fases retrogressivas, principalmente clorita crescida a partir de biotita e granada.

3.4.2 Unidade vulcano-sedimentar - NP1mr3

A unidade, ocupando a maior parte da área de exposição da seqüência na Folha Santa Terezinha de Goiás, compreende xistos de composição variada, incluindo biotita-muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita xisto e biotita xisto feldspático. Além disso, são comuns intercalações de quartzito e quartzo-muscovita xisto. Afloramentos de anfíbolito de granulação fina a média, por vezes bandado, são encontrados com freqüência, atestando a contemporaneidade de atividade ígnea vulcânica e sedimentação. Os anfíbolitos podem conter proporções variadas de epidoto, granada e biotita. A maior parte das rochas metassedimentares inclui grãos de feldspato, em proporções geralmente pequenas, bem como de epidoto, indicando que se trata de depósitos epiclásticos de materiais imaturos, possivelmente oriundos do desmantelamento dos edifícios vulcânicos do arco de ilhas adjacente à bacia de deposição. De outra parte, embora não reconhecida de forma inequívoca, é sugerida a participação de produtos de manifestações de vulcanismo intermediário a félsico, supostamente ativo ao tempo da sedimentação, que estariam representados por biotita gnaisse, epidoto-biotita gnaisse e biotita-muscovita gnaisse encontrados em alguns afloramentos.

3.5 Seqüência Santa Terezinha de Goiás - NP2st

Larga variedade de rochas de origem supracrustal constitui a Seqüência Santa Terezinha de Goiás, incluindo materiais derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas, e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático. A separação das unidades de mapeamento no mais das vezes traduz predominância de certos tipos petrográficos ou associação de mais de um tipo petrográfico, reconhecidos no campo e com assinatura peculiar nos produtos derivados do tratamento dos dados de levantamento aerogeofísico. Algumas das unidades separadas guardam grande semelhança entre si, não sendo descartada a possibilidade de representarem segmentos diferentes da mesma unidade. Entretanto, por não se encontrarem em continuidade física e por fazerem parte de escamas de empurrão distintas (Jost *et al.* 2001), as unidades são discriminadas no mapa geológico.

3.5.1 Unidade metavulcânica – NP2st1

A unidade metavulcânica ocupa a área rebaixada que flanqueia a Serra das Araras pelo sul e sudeste, no canto sudeste da área da folha. Sua terminação mais oeste mostra forma em cunha de direção E-W, com cerca de 1km de largura, inflectindo para NE, onde sua área de afloramento alcança cerca de 4km de largura. O contato ao norte com a suíte plutônica do arco magmático é determinado pela Zona de Cisalhamento Serra das Araras, marcada pela presença de cianita quartzitos e cianititos. O limite sul se dá de encontro a biotita gnaisses de origem ígnea plutônica, por meio de zona de cisalhamento contracional que faz parte do sistema da Serra das Araras.

A unidade é representada sobretudo por anfibolitos finos cinza escuros e epidoto anfibolitos; metaandesito pórfiro (Figura 3.1) e blocos rolados de epidosito foram observados esporadicamente. Afloramentos isolados de anfibolito médio a grosso parecem representar pequenos corpos intrusivos. Os anfibolitos são intercalados com freqüência por camadas decimétricas e métricas de muscovita-hornblenda xisto, hornblenda-granada-muscovita xisto, epidoto-biotita xisto e muscovita quartzito, atestando a contemporaneidade de vulcanismo e sedimentação.

Hornblenda (35-45%) e plagioclásio, geralmente andesina (20-35%), são os constituintes maiores, que podem eventualmente alcançar cerca de 80% e 65% em volume da rocha, respectivamente. Epidoto, quartzo e biotita estão quase sempre presentes; cada um desses minerais pode chegar individualmente a cerca de 15% em volume, enquanto zoizita e clorita comparecem em proporções menores. Minerais opacos, apatita e zircão são acessórios. A composição mineralógica dos anfibolitos e rochas associadas é indicativa de metamorfismo de fácies anfibolito, com retrogressão parcial.

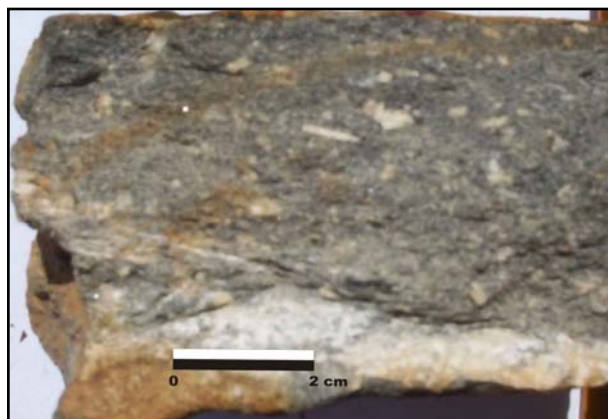


Figura 3.1: Metandesito com textura porfírica reliquiar, Córrego Magalhães.

Os protolitos representados na unidade são antigos derrames de basaltos, aos quais se associou vulcanismo de natureza andesítica. Embora não claramente identificada, contribuição vulcanoclástica provavelmente está presente em rochas em que anfibólio e plagioclásio se associam a proporções elevadas de mica, epidoto, granada, quartzo e clorita, que, no entanto, também podem representar sedimentação imatura tipo arenito/siltito lítico (grauvaca). Análise U-Pb em zircão de amostra de andesito pórfiro indica a idade de 670 ± 4 Ma, valor similar ao obtido em rocha vulcânica félsica intercalada na unidade de muscovita-clorita xisto. A assinatura isotópica de neodímio é representada por idades modelo T_{DM} entre 0,8 e 1,19 Ga, indicando curta residência crustal.

3.5.2 Anfibólio xisto – NP2st1a

Anfibólio xistos estão expostos em faixa lentiforme, com largura de até 2km, nas imediações de Santa Terezinha de Goiás, por sob os milonitos da Zona de Cisalhamento Serra das Araras. O limite sul é representado por interdigitação com muscovita-clorita xistos (unidade NP3st2). Outra ocorrência é verificada ao sul da rodovia Santa Terezinha de Goiás-Crixás, no limite sul da área da

folha. Os melhores afloramentos são encontrados no leito do rio Crixás Açu (Figura 3.2). Os anfibólio xistos são cinza esverdeados claros a médios, sendo quase sempre caracterizados pela presença de porfiro-blastos milimétricos a centimétricos de hornblenda (Figura 3.3), às vezes acom-panhados de fenoblastos de granada, em matriz xistosa dominada por muscovita, biotita, anfibólio, quartzo, plagioclásio e epidoto em proporções variadas. Titanita, minerais opacos, rutilo, apatita, zircão e turmalina são acessórios. Esses xistos aparentam representar protolitos formados em derrames, manifestações piroclásticas ou epiclásticas de composição andesítica. Intercalações de anfibolitos finos a grossos, muscovita-clorita xistos, biotita-muscovita xistos e xistos feldspáticos são comuns.



Figura 3.2: Anfibólio xisto com mergulho de 20° para SE, Rio Crixás-Açu, 2,4 km a noroeste de Santa Terezinha de Goiás.

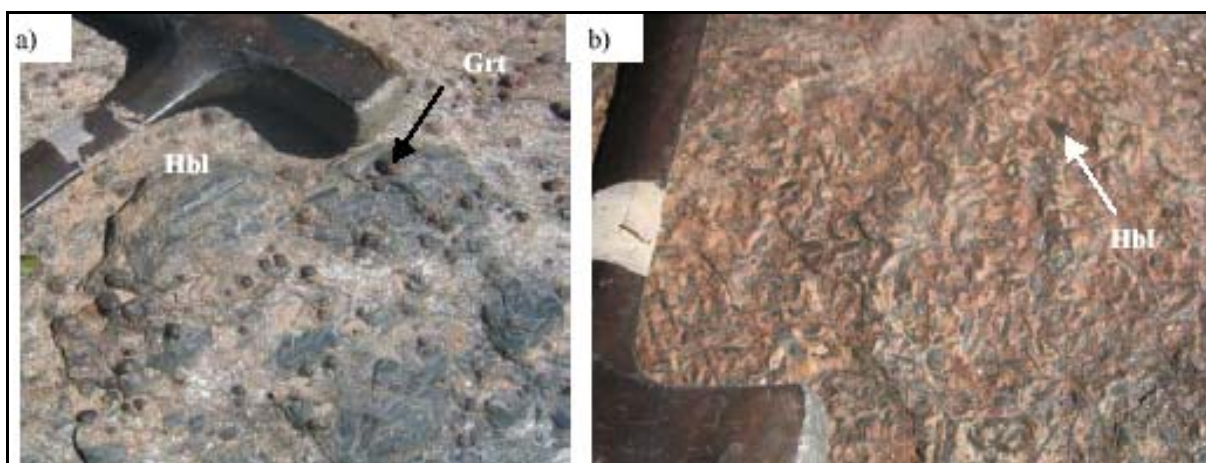


Figura 3.3: a) Cristais idióblásticos centimétricos de hornblenda e granada em anfibólio xisto. b) Anfibólio xisto com porfiroblastos de hornblenda. Afloramentos na margem do rio Crixás Açu.

As paragêneses presentes denunciam metamorfismo de fácies anfibolito, com superimposição parcial de reequilíbrio na fácies xisto verde.

Idades modelo T_{DM} de 0,95 e 1,03 Ga sugerem fontes de baixa residência crustal, provavelmente relacionadas com o próprio arco magmático.

3.5.3 Muscovita-clorita xisto – NP2st2

A unidade de muscovita-clorita xistos e rochas associadas forma faixa alongada, com cerca de 3 a 5 km de largura, que se estende da porção oeste da área da folha, rumo NW-SE até o limite sul, ao sul de Santa Terezinha de Goiás, a partir daí inflectindo para leste e em seguida para nordeste. A orientação da foliação S_0/S_1 segue aproximadamente a mesma disposição.

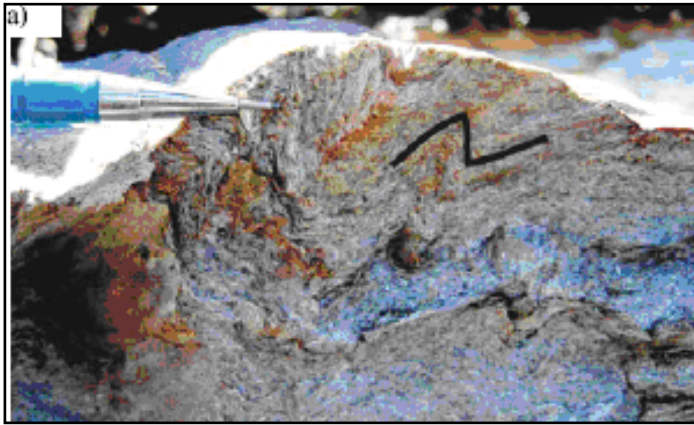


Figura 3.4: Muscovita-clorita xisto, rio Crixás-Açu, destacando a crenulação.

Os termos petrográficos observados na faixa de afloramentos são bastante variáveis, incluindo principalmente muscovita-clorita xisto (Figura 3.4), clorita-muscovita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-muscovita-clorita xisto, magnetita-muscovita-clorita xisto. Apresentam como traço comum proporções de clorita geralmente superiores a 15% em volume, conferindo às rochas cor verde mais ou menos intensa; saprolitos são geralmente de cor avermelhada a marrom. Além de clorita, os minerais mais comuns são quartzo (30-35%), muscovita (20-30%), biotita (5-10%) e epidoto (5-15%). Granada pode estar presente em até 10% em volume, carbonato ocasionalmente alcança 20%, enquanto plagioclásio não ultrapassa 10%. Minerais opacos (magnetita, sulfetos, eventualmente chegando a 10%) e rutilo, às vezes titanita, são acessórios. Quartzo freqüentemente forma segregações com aspecto sigmoidal.

Intercalações de biotita xisto feldspático, anfibólio xisto e anfibolito são comuns. Ocasionais intercalações de clorita-tremolita xisto e de rochas feldspáticas foram observadas. Zircão extraído de amostra de biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, coletada sob ponte no ribeirão Bacalhau ao sul de Santa Terezinha de Goiás, e considerado como possível sucedâneo de rocha vulcânica félsica intercalada em muscovita-clorita xisto, foi datado em 653 ± 11 Ma, valor similar, considerado o erro analítico, à idade obtida em afloramento de rocha metavulcânica félsica pouco a sul da área estudada (Dantas *et al.* 2001). As idades modelo Sm-Nd T_{DM} são variadas. Idades em torno de 1 e 1,01 assinalam materiais de curta residência crustal. Já as idades modelo de 1,87 e 2,42 Ga indicam que a sedimentação teve contribuição de fontes mais antigas, talvez paleoproterozóicas e mesmo arqueanas, que se misturaram com materiais de fontes mais jovens, neoproterozóicas, no sítio deposicional.

Pequenos *plugs* de rochas ígneas félsicas foram encontrados em várias localidades ao longo da faixa de afloramentos de clorita xistos. A composição varia de diorito, quartzo diorito e tonalito até granito. Um desses corpos, de formato lenticular e composição granodiorítica, exposto a oeste de Santa Terezinha de Goiás, apresenta idade U-Pb em zircão de 637 ± 5 Ma.

As paragêneses mais comumente identificadas nos clorita xistos são típicas de fácies xisto verde. Entretanto, a presença de intercalações eventuais de anfibolitos sugere que o metamorfismo foi originalmente mais elevado, tendo sido superimposto por recristalização retrogressiva generalizada. Os protolitos são provavelmente de origem sedimentar, predominantemente pelítica, com certo grau de imaturidade à vista da presença freqüente de plagioclásio e outros minerais ricos em Ca, podendo representar contribuição de natureza vulcanoclástica. Contribuição de origem vulcânica é identificada no caso de anfibolitos, anfibólio xistos, clorita-tremolita xisto, e em particular no caso de rochas feldspáticas, como é o caso da amostra datada.

3.5.4 Xisto feldspático – NP2st3

Muscovita-biotita xistos feldspáticos constituem a camada mais ocidental da Sequência Santa Terezinha de Goiás na área estudada, apresentando cerca de 15 km de largura de exposição na porção sul e cerca de 8 km mais a norte. As direções de S_0/S_1 inflectem de direções dominantes NW-SE no sul para direções próximas de NS no norte. O contato com as rochas da Formação Córrego do Alagadinho parece se dar por segmento NNW-SSE transcorrente dextral da Zona de Cisalhamento Mandinópolis. Afloramentos são relativamente escassos, à vista do



Figura 3.5: Biotita xisto feldspático, mostrando dobras apertadas (F2).

profundo intemperismo e freqüente recobrimento por couraças lateríticas. Quando frescos e expostos em lages (Figura 3.5), os xistos feldspáticos são de cor cinza média a escura, passando a saprolitos avermelhados e amarelados nos perfis de intemperismo. Próximo do contato com as rochas arqueanas ocorrem camadas métricas a decamétricas de quartzitos (NP3stq) finos a médios, de cor branca a creme amarelada, que podem conter proporções elevadas de muscovita, passando a muscovita-quartzo xistos. Os quartzitos sustentam sucessão de cristas alongadas que se destacam na topografia regional e assinalam a proximidade do contato com as rochas mais antigas.

Os xistos feldspáticos são constituídos principalmente de quartzo (30-40%), plagioclásio (10-20%), biotita (10-20%) e muscovita (5-25%), com a presença freqüente de granada, clorita, zoizita, microclínio, carbonato e epidoto; titanita, apatita, zircão, minerais opacos e turmalina são acessórios comuns. A textura é lepidoblástica, podendo alternar-se com domínios granoblásticos. Em afloramentos com teores mais elevados de feldspatos e quartzo o aspecto xistoso característico dá lugar a fácies com aspecto gnáissico, podendo mesmo chegar a bandamento conspícuo. Proporções mais elevadas de carbonato estão presentes em eventuais intercalações de calcixistos e rochas calcissilicáticas, estas portadoras de anfibólio, clinopiroxênio e teores elevados de epidoto.

As paragêneses presentes na unidade indicam metamorfismo de fácies xisto verde, zona da granada. Entretanto, a presença de anfibólio, granada e clinopiroxênio em rochas calcissilicáticas intercaladas denuncia condições anteriores de metamorfismo em fácies anfibolito, em boa parte obliterado pela superimposição de recristalização sob temperatura mais baixa, refletida pela substituição parcial ou total de biotita e granada por clorita.

As proporções relativamente elevadas de quartzo e feldspatos indicam que o protolito era rocha sedimentar detrítica, de possível caráter semipelítico ou psamo-pelítico, em parte arcossiano ou mesmo arenoso lítico (grauvaca), com camadas arenosas na porção mais basal e eventuais intercalações de rochas pelito-carbonáticas e margas. Idade modelo T_{DM} obtida em uma amostra aponta valor de 1,62 Ga, sugestiva de contribuição oriunda de fonte mais antiga, talvez

paleoproterozóica ou mesmo arqueana, misturada a materiais oriundos de fontes mais jovens, neoproterozóicas, relacionadas com o arco magmático.

3.5.5 Muscovita xisto – NP2st3a

Muscovita xistos sobrepõem-se, aparentemente em contato normal, aos xistos feldspáticos. Formam faixa alongada que se estende em rumo SE-NW desde o limite sul da área da folha até seu

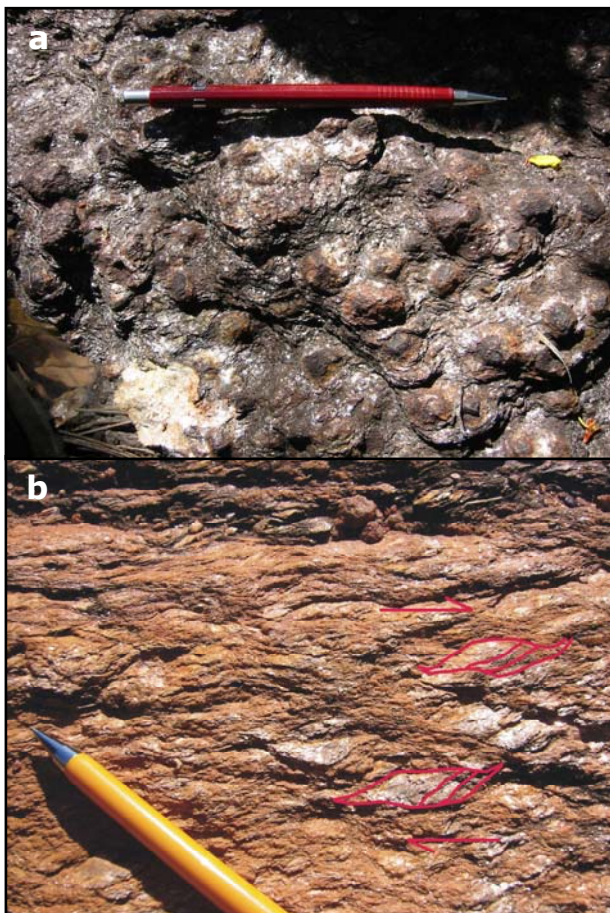


Figura 3.6: a) Muscovita xisto com porfiroblastos centimétricos de granada; b) Estruturas mica *fish* em muscovita xisto.

está presente. Feições miloníticas são indicadas pela presença de estruturas sigmoidais, como mica *fish* (Figura 3.6b).

As paragêneses metamórficas predominantes sugerem metamorfismo de fácies xisto verde. Todavia, a presença eventual de estauroлита indica ter sido alcançada a fácies anfibólito. A desestabilização freqüente de biotita e granada, substituídas por clorita, e a substituição de estauroлита por cloritóide sugerem super-imposição de condições de fácies xisto verde.

O protólito é interpretado como tendo sido constituído por rochas pelíticas, com alguma contribuição psamítica e eventualmente grauvaquiana. A idade modelo T_{DM} de 2,06 Ga obtida em amostra de muscovita xisto se coaduna com os valores relativamente elevados determinados em amostras de rochas similares coletadas imediatamente a sul da área mapeada, sempre superiores a 1,8Ga (Dantas *et al.* 2001). Os resultados isotópicos mostram que os protólitos dos muscovita xistos foram depositados a partir da erosão de área fonte expondo rochas antigas, talvez de idade

limite norte, após inflexão para NNE. Apresenta cerca de 2km de largura de exposição no norte, passando para cerca de 3km mais para sul e expandindo-se para cerca de 8km próximo do limite sul da folha, onde parece interdigitar-se com os xistos feldspáticos.

As rochas diagnósticas da unidade são muscovita xistos e muscovita-quartzo xistos, localmente com porfiroblastos sub-centimétricos de granada (Figura 3.6a), aos quais se subordinam lentes decimétricas a métricas de quartzito e quartzito micáceo. Intercalações de xistos feldspáticos foram observadas com freqüência. Afloramentos menos intemperizados são sob a forma de lages de xistos cinza claros a brancos, dominados por muscovita ($\geq 50\%$) e quartzo (30-50%), podendo conter proporções inferiores a 10% de biotita, granada e clorita, além de apatita, epidoto, turmalina e zircão como acessórios. Estauroлита foi registrada em raros afloramentos. A textura é predominantemente lepidoblástica, podendo ser porfiroblástica quando granada

paleoproterozóica. Não se descarta, porém, carga sedimentar de fontes arqueanas misturada com materiais neoproterozóicos no sítio deposicional.

3.5.6 Clorita-muscovita-quartzo xisto – NP2st4

Os xistos expostos na área de Campos Verdes exibem acentuada variedade mineralógica e petrográfica. Os tipos petrográficos mais comuns são constituídos essencialmente de quartzo, muscovita e clorita, que comparecem em proporções variadas. Variedades mais ricas em clorita incluem clorita-quartzo xisto, muscovita-clorita xisto (Figura 3.7), clorita xisto, cloritito, magnetita-clorita xisto e carbonato-clorita xisto. São freqüentes rochas portadoras de biotita, granada e magnetita associadas a clorita, muscovita e quartzo. Área lentiforme em sigmóide relativamente extensa de muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita-clorita-quartzo xisto, com intercalações métricas de muscovita quartzito e eventual turmalinito (a), foi separada entre o Rio do Peixe e Campos Verdes (Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Por sua composição peculiar, duas estreitas camadas de magnetita-muscovita xisto (b) foram separadas no interior do pacote (Souza e Leão Neto 1984, Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Formações ferríferas, ferro-manganesíferas e gonditos em camadas de espessura métrica são comuns. O pacote inclui também camadas métricas a decamétricas de talco xistos (NP2st4 μ), representadas de forma algo exagerada no mapa geológico, em face de sua importância metalogenética como hospedeiras das mineralizações de esmeralda (Souza e Leão Neto 1984, Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

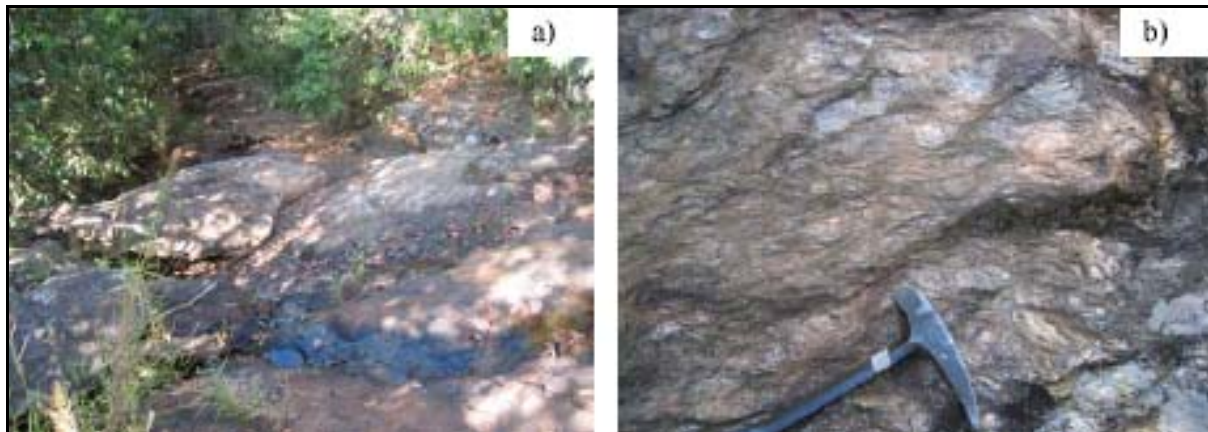


Figura 3.7: a) Clorita-muscovita xisto no Córrego Banguelo, com b) feições sigmoidais.

A unidade está exposta no sinclínório Rio do Peixe, com eixo NNW-SSE, a partir de onde se estende para sudoeste, contornando a estrutura do Domo de Santa Cruz, e para nordeste, onde se apresenta com foliação predominantemente NE-SW, com mergulhos fracos para NW.

As camadas ricas em talco são constituídas por talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-carbonato-talco xisto e carbonato-talco xisto, que podem incluir ainda proporções significativas de tremolita. Essas rochas são derivadas de rochas ultramáficas, não havendo indicações claras de sua natureza original, não obstante tenham sido interpretadas como derrames no passado (Costa 1986). Nas bordas das camadas e, eventualmente em seu interior, ao longo de zonas de maior deformação, ocorrem rochas ricas em flogopita (ou biotita), referidas como "biotititos" no jargão regional, consideradas como

produto de alteração hidrotermal das rochas ultramáficas (Souza e Leão Neto 1984, Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985, Costa 1986, Biondi 1990, Giuliani *et al.* 1990, Lariuci *et al.* 1990).

Determinações isotópicas pelo método Sm-Nd resultaram em idades modelo T_{DM} entre 1,47 e 2,17 Ga obtidas em amostras de rochas diversas coletadas no âmbito do sinclínório Rio do Peixe e áreas vizinhas (D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Valor pouco mais baixo (1,4 Ga) foi obtido em amostra de clorita-muscovita xisto coletado pouco a norte de Santa Terezinha de Goiás. Os dados indicam que a sedimentação é derivada de fontes mistas, incluindo rochas arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas (D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

3.5.7 Biotita xisto feldspático - NP2st5



Figura 3.8: Matacões de biotita xisto feldspático.

Faixa adicional de xistos feldspáticos constitui a envoltória do Domo de Santa Cruz, onde repousa sobre camada decamétrica de quartzito micáceo e muscovita-quartzo xisto (NP2stq). A faixa, com cerca de 7 km de largura no sul, se estende para o limite norte da área da folha, onde se estreita para próximo de 1 km. Os afloramentos são freqüentemente sob a forma de matacões (Figura 3.8) e lajedos. Inclui muscovita-clorita-quartzo xisto, especialmente em sua porção mais basal, vizinha ao domo. Suas rochas são

dominadas por quartzo (30-45%), muscovita (15-25%), biotita (10-20%), plagioclásio (10-15%) e clorita (5-20%). Granada, epidoto e carbonato podem participar da trama metamórfica. Mais raramente foram observados xistos ricos em hornblenda e epidoto. Minerais acessórios são opacos, titanita, rutilo e zircão.

Amostra de muscovita quartzito que recobre biotita gnaiss bandado do núcleo do Domo de Santa Cruz forneceu idade modelo T_{DM} de 2,83 Ga (D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Valores de 1,99 e 2,05 Ga foram obtidos em amostras coletadas mais a sul, sugerindo carga sedimentar proveniente da erosão de fontes antigas. A fonte do protolito do muscovita quartzito é provavelmente o próprio biotita gnaiss bandado do substrato, cujas análises revelam valores entre 2,93 e 2,99 Ga, conforme visto acima.

3.5.8 Unidade vulcano-sedimentar - NP2st6

Unidade constituída por grande variedade de rochas que está exposta na porção noroeste da área estudada. Forma faixa com cerca de 4km de largura, acunhando para sul. No norte, próximo de Vila Sertaneja, está justaposta por zona de cisalhamento a outra faixa da mesma unidade (2-3km de largura) disposta no rumo NE-SW.

A maior parte dos afloramentos encontrados é de biotita-muscovita xisto e muscovita-biotita xisto, além de biotita-muscovita-quartzo xisto, quase sempre muito intemperizados para saprolito

vermelho-amarelado. Granada e clorita podem estar presentes na trama metamórfica. A esses xistos se associam ocorrências de biotita-muscovita gnaisses fino a médio, anfibolito e epidoto anfibolito, às vezes granada anfibolito, finos a médios, e camadas métricas, por vezes decamétricas, de formações ferríferas bandadas (Figura 3.9), que podem ser acompanhadas no terreno por centenas de metros ao longo de sua direção.

A associação litológica da unidade representa provável conjunto vulcano-sedimentar, incluindo antigos sedimentos detríticos (micaxistos, mica-quartzo xistos), sedimentos químicos (formação ferrífera bandada) e rochas vulcânicas máficas (anfibolitos) e félsicas (gnaisses). Desde os trabalhos de Ribeiro Filho e Lacerda Filho (1985), essa associação vem sendo incluída na faixa de rochas verdes de Crixás, sendo representada como Grupo Crixás indiviso no Mapa Geológico de Goiás (CPRM 1998). Entretanto, considerando a distribuição das rochas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás na área mapeada e a natureza da associação litológica encontrada na unidade, é sugerida sua inclusão nesta última seqüência. Análise isotópica em andamento deverá permitir esclarecer a questão.



Figura 3.9: a) Camada métrica de formação ferrífera bandada intercalada em saprolito de xisto. b) formação ferrífera em leito de estrada.

3.5.9 Muscovita-quartzo xisto - NP2st7

Muscovita-quartzo xistos estão expostos em superfície relativamente extensa e irregular na porção centro-norte da área da folha. São limitados a leste, oeste e sul por rochas incluídas na suíte metaplutônica de arco. O tipo litológico mais comum é rico em muscovita e quartzo, havendo, porém, variações para tipos portadores de biotita, clorita e eventualmente granada. Em alguns afloramentos ocorre proporção considerável de magnetita associada a quartzo e muscovita. Intercalações de camadas métricas de formações ferro-manganesíferas foram observadas em alguns locais.

3.6 Metagranodiorito – NP2γ1gd

Corpo lentiforme (ca. 4km de comprimento) de granodiorito deformado e recristalizado está alojado no contato entre muscovita xisto (NP2st3a) e muscovita-clorita xisto (NP2st2) da

Seqüência Santa Terezinha, cerca de 10 km a oeste de Santa Terezinha de Goiás. A rocha é cinza, granulação fina a média, foliada, às vezes bandada, constituída por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e muscovita. Minerais opacos, titanita e zircão são acessórios. Análise U-Pb em zircão indica idade de 637 ± 5 Ma. Idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 0,78 Ga e ϵ_{Nd} positivo mostram que a rocha representa material juvenil relacionado à evolução do Arco Magmático de Goiás.

3.7 Rochas ortognáissicas – Suite plutônica de arco – NP3 γ

Gnaisses derivados de rochas plutônicas são distribuídos em amplas áreas da Folha Santa Terezinha de Goiás. A composição é variada, abarcando desde termos diorítico/gabróticos até granito, com predominância de gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos. Onde observadas, as relações com as rochas supracrustais são de natureza tectônica, marcadas por zonas de cisalhamento. Os dados disponíveis sugerem que os ortognaisses foram deformados e metamorfizados em conjunto com as unidades de rochas supracrustais. Os dados petrográficos e isotópicos disponíveis sugerem que se trata de intrusões de natureza calci-alcalina, alojadas na raiz de arco magmático.

3.7.1 Gnaiss tonalítico - NP3 γ 1gnt

Ortognaisses de composição tonalítica constituem dois grandes corpos, um exposto a leste-nordeste de Santa Terezinha de Goiás, o segundo na porção norte da folha.

O primeiro ocupa superfície de cerca de 170 km², no sudeste da área da folha (Figura 3.10), limitada a sul e sudeste pela zona de cisalhamento da Serra das Araras e a noroeste e



Figura 3.10: Metatonalito em alto topográfico a norte do córrego Caiçara.

leste/nordeste por zonas de cisalhamento que o delimitam com clorita-quartzo xistos da área de Campos Verdes e com a Seqüência Mara Rosa, respectivamente. É constituído essencialmente por biotita-hornblenda gnaiss e epidoto-hornblenda gnaiss, de cor cinza, granulação média a grossa, com foliação bem marcada pela disposição orientada de biotita e anfibólio, às vezes bandado, com bandas ricas em biotita, epidoto e anfibólio, alternadas com bandas dominadas por quartzo e plagioclásio. Clinopiroxênio e granada podem estar presentes. Os acessórios são magnetita, ilmenita, titanita, apatita e zircão. Titanita pode constituir cerca de 5% em volume em algumas amostras.

Determinação U-Pb em zircão de biotita-hornblenda gnaiss tonalítico resultou em idade 629 ± 3 Ma. As idades modelo T_{DM} se situam entre 0,98 e 1,16 Ga.

Pequenos *plugs* ovalados ou subcirculares (ca. 1 a 6 km de diâmetro maior) de gabro/diorito transformado em anfibolito e rochas ultramáficas transformadas em carbonato esteatito foram

observados no interior do corpo de gnaiss tonalítico. Idades modelo de 1,03 e 1,19 Ga foram determinadas em amostras de anfibolito médio desses corpos.

Foram também encontrados vários corpos intrusivos de granito, geralmente gnaissificados ou milonitizados. Zircão de amostra de pequeno corpo de granito milonítico no limite noroeste do gnaiss tonalítico foi analisado pelo método U-Pb, indicando idade de 622 ± 6 Ma, que é também inferida como a idade da zona de cisalhamento que limita o gnaiss tonalítico.

O segundo corpo de gnaiss tonalítico ocupa cerca de 190 km^2 no limite norte da área da folha. Limita-se por zona de cisalhamento de encontro a ortognaisses de composição granítica a granodiorítica. O contato com rochas supracrustais da Seqüência Santa Terezinha de Goiás é encoberto por depósitos lateríticos. Suas rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita aos quais se adicionam proporções menores de epidoto, granada e feldspato potássico. Minerais opacos, titanita, apatita e zircão são minerais acessórios. Mica branca, clorita e clinozoizita são produtos comuns de alteração. Blocos esparsos de hornblenda gabro com alguma deformação e alteração de hornblenda e plagioclásio para clorita+epidoto e zoisita+mica branca, respectivamente, são encontrados em alguns locais. Blocos de rochas com composição granítica a granodiorítica indicam a presença de pequenas intrusões de rochas plutônicas mais evoluídas, como, aliás, constatado no outro corpo de gnaiss tonalítico. Na falta de dados geocronológicos, esses gnaisses tonalíticos são também considerados ediacaranos por analogia com os expostos nas vizinhanças de Santa Terezinha de Goiás.

3.7.2 Gabro e diorito – NP3γamg

Pequenos corpos de rochas máficas, constituídas principalmente de plagioclásio cálcico, hornblenda e clinopiroxênio são observados freqüentemente no interior dos ortognaisses da suíte de arco. Eventualmente, são também intrusivos nas associações de rochas supracrustais, como observado na faixa de muscovita-clorita xisto da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, a oeste do Rio Crixás-Açu, e na unidade vulcano-sedimentar da Seqüência Mara Rosa, na margem leste do Rio dos Bois. Em geral mostram forma oval, com 2-6 km de eixo maior. Na maioria dos afloramentos as rochas podem ser classificadas como anfibolito, com foliação determinada pela recristalização, ainda que parcial, em condições de fácies anfibolito, gerando associações minerais dominadas por hornblenda, plagioclásio, epidoto e biotita. Entretanto, texturas reliquiares com aspecto ígneo são observadas e nelas são abundantes restos de cristais ígneos de clinopiroxênio e plagioclásio cálcico. Quartzo pode estar presente, em teores que não ultrapassam 10%, especialmente nos termos petrográficos de composição diorítica. Os acessórios comuns são minerais opacos, titanita, apatita e zircão. Aparentemente as rochas básicas representam os termos menos evoluídos da suíte plutônica de arco magmático, inferindo-se que tenham idade similar à do gnaiss tonalítico. Não se pode, porém, descartar a hipótese de que representem intrusões tardias na evolução do arco.

3.7.3 Rochas ultramáficas – NP3μamg

Pequenos *plugs* ultramáficos de forma oval, com 1-2 km de eixo maior, foram registrados no interior de ortognaiss tonalítico, poucos quilômetros a nordeste de Santa Terezinha de Goiás. Os afloramentos são representados por matacões métricos dominados por talco, ao qual podem se associar proporções às vezes elevadas de clorita, anfibólio da série actinolita-tremolita e/ou da

série da antofilitagedrita, carbonato e minerais opacos (Figura 3.11). Em geral a textura é diablástica (esteatito), mas há afloramentos de estrutura xistosa e textura lepidoblástica (talco xisto, clorita-talco xisto). A idade é desconhecida, as rochas ultramáficas podendo ser coevas dos corpos de gabro/diorito.

3.7.4 Biotita-muscovita augen gnaisse – NP3γ1agn

Augen gnaisses com muscovita e biotita, às vezes com granada, geralmente de cor cinza ou cinza-rosa, constituem faixa encurvada, com cerca de 5km de largura. O ramo oeste, com direção N-S, é perlongado pelo baixo vale do Rio Crixás Açu, no qual se situam as melhores exposições. A feição



Figura 3.11: Carbonato esteatito com *boxwork* de carbonato e magnetita.

típica da rocha é a presença de porfiroclastos ocelares centimétricos de microclínio e plagioclásio, este em menor proporção. A composição é granodiorito, com variações para granito e para tonalito. Além de muscovita e biotita, algumas vezes granada, a rocha contém proporção significativa de epidoto. Os acessórios comuns são apatita, titanita, allanita e zircão, além de minerais opacos. Na altura do paralelo 14°15' a faixa sofre inflexão para a direção NE-SW, estendendo-se com cerca de 4km de largura para o

canto nordeste da área mapeada. Nesse setor a textura porfiroclástica é menos comum e os gnaisses se tornam mais claros, de cor rosa a cinza creme, às vezes avermelhada, com menor conteúdo de biotita e proporção maior de microclínio, muscovita e granada. A composição é mais tipicamente granítica e a textura dominante é milonítica, visto que a faixa é limitada por zonas de cisalhamento. As rochas provavelmente representam fácies mais evoluída da suíte metaplutônica de arco magmático, em associação com os gnaisses tonalíticos e outras rochas mais primitivas. Sua idade é desconhecida, sendo inferido que são possivelmente coevos dos gnaisses tonalíticos, datados em 629±5 Ma.

3.7.5 Biotita gnaisse – NP3γ2

Estreita faixa alongada de biotita gnaisse, com cerca de 1km de largura, é encontrada na porção sudeste da área da folha, separando a unidade metavulcânica do domínio mais meridional de muscovita-clorita xistos. Milonitos ricos em muscovita, eventualmente biotitito, balizam seus limites. A faixa compreende tipos petrográficos variados, em função da variação nas proporções de quartzo, plagioclásio e microclínio e da natureza e proporção dos minerais varietais, como granada, hornblenda, epidoto e muscovita. Os afloramentos mais numerosos são de granada-epidoto-biotita gnaisse, aos quais se associam granada-biotita-gnaisse, epidoto-biotita gnaisse e muscovita-biotita gnaisse. Texturas e relações de campo mostram que esses gnaisses representam protolitos ígneos plutônicos, cuja composição é de quartzo monzonito, granito, granodiorito e tonalito. Diques de quartzo monzodiorito, também deformado e recristalizado em fácies anfibolito, foram observados

em alguns afloramentos. Idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,08 Ga obtida em uma das amostras da faixa mostra que a unidade possivelmente faz parte da suíte plutônica de arco, a atribuição de idade ediacarana sendo inferida por analogia com o gnaiss tonalítico exposto mais a norte.

Corpos menores de rochas similares se expõem no limite sul da área da folha e na porção mais setentrional da Serra da Bocaina, apresentando também pronunciada deformação e mesmo feições de milonitização.

3.7.6 Granada-muscovita gnaiss - NP3γ3

Gnaisses leucocráticos, ricos em quartzo e feldspato potássico, caracterizados pela presença comum de muscovita e granada, e com escassa biotita, expõem-se em faixa NE-SW, entre gnaiss tonalítico e augen gnaiss granodiorítico-granítico, a sudoeste do Rio dos Bois, no setor centro-norte da área da folha. As rochas são claras, geralmente brancas a creme ou rosa muito claro e mostram acentuada deformação, em particular ao longo da zona de cisalhamento que as separa de gnaiss granodiorítico-granítico. Não obstante sua associação com rochas tonalíticas e granodioríticas, as características petrográficas dessas rochas lembram granitos do tipo S e denunciam protolito com pronunciada contaminação crustal.

3.7.7 Biotita-muscovita gnaiss - NP3γ4

Biotita-muscovita gnaiss forma corpo relativamente extenso, de direção WNW-ESE, balizando o limite sudoeste de gnaisses tonalíticos do setor norte da área da folha. Em geral, a rocha é dominada por quartzo e plagioclásio, com menores proporções de microclínio e tendo biotita e muscovita como minerais varietais, esta quase sempre em proporção maior que biotita. Os acessórios principais são zircão e apatita. A proporção dos minerais constituintes denuncia protolitos de composição geralmente granodiorítica e, menos freqüentemente, tonalítica, podendo representar fácies de transição entre o gnaiss tonalítico de norte e as rochas leucocráticas portadoras de granada localizadas mais a sudeste.

3.7.8 Cianitito - NP3c

Cianitito inclui o conjunto de rochas situado no limite sul da suíte plutônica de arco, balizando a crista da Serra das Araras e seu prolongamento para oeste. Outras ocorrências são observadas mais a norte, formando pequena crista junto da Seqüência Mara Rosa e em blocos esparsos no seu interior. A unidade é composta por cianita quartzito, cianitito, muscovita-cianita-quartzo xisto e tipos associados, como fragmentos de anfíbolito, muscovita quartzito, granada-muscovita xisto, muscovita-cianita-plagioclásio xisto, roscoelita cianitito, cianitito brechóide, além de veios de quartzo sacaróide a hialino. As concentrações de cianita são o resultado de alteração hidrotermal, com elevada razão fluido/rocha, associada à Zona de Cisalhamento Serra das Araras, que marca o limite da suíte metaplutônica de arco, principalmente representada por hornblenda gnaiss tonalítico, com a unidade vulcânica da Seqüência Santa Terezinha.

3.7.9 Biotita granito milonítico – NP3γ5

Corpo de biotita granito milonítico está exposto ao longo da zona de cisalhamento que separa gnaiss tonalítico (NP3γ1t) de clorita-quartzo xisto (NP2st4), a nordeste de Santa Terezinha de Goiás. O granito tem pouco mais de 1km de extensão, tendo sido afetado pelo cisalhamento que o transformou em milonito, com feldspato ocelar centimétrico, indicando textura porfirítica do protolito. É composto por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e epidoto. Mica branca é secundária, substituindo feldspato. Apatita, zircão e allanita são minerais acessórios. Zircão separado de amostra dessa rocha foi datado por U-Pb, fornecendo idade de 622 ± 6 Ma, que também representa a idade máxima do cisalhamento.

Diversos corpos similares de biotita granito, geralmente bastante deformado, muitas vezes milonítico, foram registrados na borda nordeste do gnaiss tonalítico, um deles estendendo-se paralelamente à Serra das Araras. Outro se expõe no leito do Rio dos Bois, no limite leste da área da folha, parcialmente encoberto por crosta laterítica, aparentemente intrusivo em rochas metavulcânicas e metassedimentares da Seqüência Mara Rosa. Outro corpo se localiza pouco a sudeste do Domo de Santa Cruz, envolto por biotita xisto feldspático. Granito semelhante aflora nas cabeceiras dos córregos Carranca e Riachão, entre muscovita-quartzo xisto (NP2st7) da Seqüência Santa Terezinha e biotita-muscovita gnaiss da suíte plutônica de arco na porção norte da área da folha. Finalmente, rochas similares foram observadas no canto noroeste da área, ao norte de Reisópolis. Os diferentes corpos são agrupados sob uma mesma sigla por analogia, embora não haja elementos geológicos que os vinculem de forma segura, exceto pelo fato de que são biotita granitos, em geral com foliação bem marcada. As cores são variadas. Por exemplo, o biotita granito no canto noroeste é vermelho, com relativamente pouca biotita, cortado por diques centimétricos de aplito e pegmatito. O biotita granito exposto junto à Serra das Araras é leucogranito, geralmente intemperizado, de cor branca a creme. À vista da semelhança petrográfica e da deformação acentuada, é preliminarmente sugerido que essas intrusões tenham idades ao redor de 620 Ma, como o pequeno corpo datado, exposto poucos quilômetros a nordeste de Santa Terezinha de Goiás.

3.7.10 Granito São José do Alegre – NP3γ6

O Granito São José do Alegre forma corpo ovalado, com aproximadamente 25km^2 , intrusivo em biotita gnaiss milonítico, pouco a norte de Campos Verdes. O granito é porfirítico, com fenocristais zonados de feldspato K (1-5cm) imersos em matriz média a grossa de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita, tendo como acessórios zircão e minerais opacos. Enclaves de gnaiss milonítico similar ao gnaiss encaixante são comuns. A rocha é deformada, com marcante lineação mineral de estiramento caindo para NW. O granito é considerado sintectônico, e isócrona Sm-Nd em rocha total registra a idade de 556 ± 77 Ma e idades modelo T_{DM} entre 2,14 e 1,38 Ga (Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

3.7.11 Granito Faina – NP3γ7

A porção sudoeste do Granito Faina está exposta no limite leste da área estudada, de onde se estende para a vizinha Folha Campinorte. De forma geral, trata-se de granito isotrópico, embora

possa estar deformado ao longo de zonas de cisalhamento. A cor varia de branca a cinza clara a rosa. Além de quartzo, microclínio e algum plagioclásio, a rocha inclui comumente biotita, muscovita, granada e, eventualmente, cordierita, denunciando seu caráter peraluminoso. O granito foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.* 2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd T_{DM} se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.* 1995, Junges *et al.* 2002b).

3.8 Laterita - NQdl

Crostras ferruginosas são freqüentes na área de ocorrência da Seqüência Santa Terezinha, particularmente na porção oeste da área da folha, mas também sobre a suíte plutônica de arco, como no nordeste da área estudada. Na parte sul da área as crostras balizam aproximadamente a cota de 450 m, decrescendo gradativamente para cotas ao redor de 320 m no norte. As crostras são compactas ou concrecionárias, de cor marrom escuro mesclado de amarelo ocre, por vezes com fragmentos erráticos de quartzo leitoso e representam resíduos de outrora extensos horizontes B inferior de solos sobre saprolitos do substrato. A ausência de horizontes superiores resulta de sua erosão, indicando que as crostras são antigas, provavelmente do Terciário, e representam período prolongado de clima tropical. Restos de paleocanais fluviais suspensos ocorrem em diversos locais da área. Os paleocanais ocorrem como estreitas calhas engastadas nas crostras ferruginosas, podendo alcançar o saprólito subjacente. Sua cota situa-se cerca de 80m acima do leito da drenagem atual mais importante das proximidades. Em seção transversal os paleocanais são côncavos, irregulares, com largura superior a 50m, sendo preenchidos por conglomerados inconsolidados com arcabouço de seixos, calhaus e blocos arredondados e subesféricos de quartzo leitoso, crosta ferruginosa e por vezes formações ferríferas, em matriz arenosa. A dimensão dos clastos, seu arredondamento e a escassez de matriz indicam que os cursos d'água possuíam alta energia. Sua imbricação sugere fluxo preferencial para norte. O entalhamento das crostras ferruginosas pelos paleocanais e as propriedades dos conglomerados sugerem que o regime climático foi semi-árido e o par crosta/paleocanal registra pelo menos uma flutuação climática, provavelmente no Terciário.

A leste da Serra da Bocaina observa-se resto de plano de pedimento suavemente inclinado para o vale do Rio Crixás Açu, revestido de restos de amplas cascalheiras e depósitos arenosos.

3.9 Depósitos aluvionares – Q2a

Depósitos aluvionares são registrados ao longo dos principais cursos d'água da área, caso do rio Crixás Açu (Figura 3.12) e seus afluentes da margem direita, os rios do Peixe e dos Bois. As aluviões compreendem depósitos de terraços, barras de canal, diques marginais e de planície de inundação. Os terraços chegam a número de três, em desníveis entre 5 e 8m, podendo ocorrer a distâncias de 150m, dispostos simetricamente ou não em relação aos canais atuais. Consistem em camadas métricas de cascalho ou areia grossa e são atribuídos ao rebaixamento sucessivo do nível de base durante o Holoceno. As barras de canal caracterizam-se por cascalho e areia grossa, os diques marginais por areia média a fina e as planícies de inundação por lama e areia muito fina.

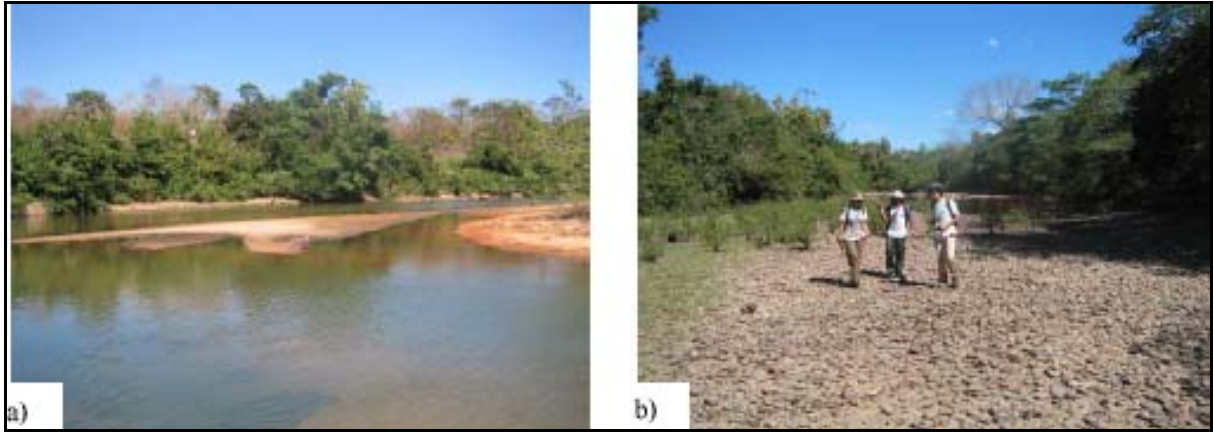


Figura 3.12: a) Depósito aluvionar de areia no rio Crixás Açu. b) Areia grossa com seixos no leito do rio Crixás Açu.

4. PETROLOGIA E GEOQUÍMICA

Análises químicas de amostras de algumas das rochas que constituem o arcabouço geológico da área da Folha Santa Terezinha de Goiás são disponíveis. Os dados referem-se a rochas que integram a Formação Córrego do Alagadinho, Grupo Crixás e granitóides intrusivos (Costa 1996, Kuyumjian e Costa 1999) e a rochas da área do depósito de esmeralda de Campos Verdes (Costa 1986, Biondi 1990), incluídas na Seqüência Santa Terezinha e intrusivas associadas.

Segundo Costa (1996), as rochas ultramáficas da Seqüência Mina Inglesa (aqui incluídas na Formação Córrego do Alagadinho) apresentam teores de SiO₂ entre 41,15 e 55,10%, MgO entre 18,44 e 41,64%, razão Al₂O₃/TiO₂ entre 9,8 e 10,63, altas concentrações de Cr (1520-3160 ppm) e Ni (510-4600 ppm) e baixas concentrações de Ba (16-410 ppm), Zr (8-46 ppm) Y (1-10 ppm) e baixa razão Gd/Yb (1,49). O padrão de terras raras apresenta suave fracionamento, algo mais enriquecido em terras raras leves, discreta anomalia positiva de Eu e razão (La/Yb)_N=2,5. Costa (1996) classifica as rochas ultramáficas analisadas como komatiitos depletados em Al, com baixos valores de Al₂O₃/TiO₂, padrão empobrecido em terras raras leves e valores elevados de (La/Yb)_N. Rochas classificadas como metabasalto e meta-andesito (Kuyumjian e Costa 1999) mostram teores mais elevados de SiO₂, Al₂O₃, álcalis, Ba, Sr, e Zr e concentrações menores de MgO, CaO, Cr e Ni.

Pequenos corpos máficos intrusivos na seqüência, classificados como gabro e diorito (Costa 1996, Kuyumjian e Costa 1999), apresentam concentrações de SiO₂ entre 46,77 e 52,82%, MgO entre 5,96 e 10,52%, CaO entre 7,7 e 14,06 %, baixa razão K₂O/Na₂O, altas concentrações de Y (11-39 ppm) e médias concentrações de Ba (52-570 ppm), Sr (14 a 125 ppm) e Zr (41-105 ppm). Intrusões de pequeno tamanho de rochas plutônicas félsicas são classificadas informalmente em quatro suítes. A suíte 1 compreende tonalito e granodiorito de filiação calci-alcalina a toleítica com SiO₂ entre 68 e 70%, K₂O/Na₂O entre 0,35 e 0,6, padrão de terras raras caracterizado por distribuição horizontal de terras raras pesadas e enriquecido de terras raras leves, pequena anomalia negativa de Eu e padrão multielementar lembrando suíte pré-deformacional (Kuyumjian e Costa 1999). A suíte 2 inclui diques e apófises de tonalito cinza claro, com 72% SiO₂ K₂O/Na₂O=0,03-0,15, baixas concentrações de Y e terras raras, estas com padrão fracionado, mais acentuado nas terras raras leves, discretas anomalias positivas e negativas de Eu; o padrão multielementar mostra anomalias negativas de Nb, Zr e Ni e anomalias positivas de Ba e Sr, típico de associações calci-alcalinhas (Kuyumjian e Costa 1999). A suíte 3 é de granitos ricos em K, peraluminosos, com 78% SiO₂, K₂O/Na₂O>1, padrão de terras raras muito fracionado e discreta anomalia de Eu, diagrama multielementar típico de suítes muito evoluídas e tardias na evolução de terrenos granito-*greenstone* (Kuyumjian e Costa 1999). A suíte 4 é calci-alcalina, compreende tonalito e granodiorito metaluminosos, com SiO₂ entre 63 e 66%, K₂O/Na₂O entre 0,27 e 0,64,

elevadas concentrações de Ba e Sr e padrão de terras raras com acentuado fracionamento e anomalia de Eu discreta ou ausente (Kuyumjian e Costa 1999).

Costa (1986) apresenta resultados de análises químicas de elementos maiores e alguns elementos em traço obtidos em xistos magnesianos amostrados na área de Campos Verdes. O autor informa que quase todas as amostras analisadas mostram claras indicações de alterações induzidas por processos metamórficos e metassomáticos. A exceção seriam três amostras de talco-clorita-tremolita xistos com textura *spinifex* (mais provavelmente de origem metamórfica e não vulcânica), que poderiam representar diferenciados ultramáficos, embora os teores relativamente elevados de SiO₂ (entre 51,49 e 53,20%) pareçam indicar adição de sílica. Os teores de MgO se situam entre 20,04 e 21,56%, CaO entre 6,45 e 10,50% e Al₂O₃ entre 2,72 e 4,60%. Nas demais amostras analisadas, tidas como afetadas por alteração pronunciada, poucas vezes os teores de sílica excedem 40% e as concentrações de MgO raras vezes são inferiores a 25%; excetuando amostras de cloritito, na maioria das análises Al₂O₃ é inferior a 2%. Nessas condições, extrair ilações dos dados analíticos sobre natureza e origem dos protolitos não permite alcançar resultados confiáveis.

Biondi (1990) apresenta análises químicas de amostras das zonas hidrotermais e das zonas mineralizadas em esmeralda de Campos Verdes. As principais feições geoquímicas das amostras analisadas (Biondi 1999) são resumidas adiante, no item dedicado ao depósito de esmeralda. O mesmo autor analisou uma amostra do Granito São José do Alegre, que contém 68% SiO₂, 17,3% Al₂O₃ e altos teores de álcalis (Na₂O=5,0%, K₂O=3,2%), F (800 ppm) e S (130 ppm).

Dados geoquímicos novos de 10 amostras de ortognaisses e 6 amostras de rochas básicas da área estudada foram obtidos em análises executadas pelo Laboratório ACME, no Canadá. Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES, após fusão com LiBO₂. Os elementos traços e as terras raras foram analisados por ICP-MS, após fusão com LiBO₂, exceto para os metais-base, cuja extração foi feita por digestão com água régia. Os dados obtidos são apresentados nas Tabelas 4.1 e 4.2.

As amostras analisadas indicam que os ortognaisses têm teores de sílica entre 65,05% e 75,31% em peso (Tabela 4.1), sendo derivadas de rochas plutônicas ácidas a intermediárias, classificadas como granitos, granodioritos e tonalitos (Figura 4.1a). No diagrama baseado na relação A/NK x A/CNK (Maniar e Piccoli 1989), os ortognaisses são peraluminosos (Figura 4.1b), enquanto as relações de K₂O e SiO₂ mostram que a série magmática é calci-alcalina de médio a alto K. O caráter calci-alcálico é confirmado no diagrama ternário AFM (Figura 4.2).

No que se refere ao conteúdo de terras raras, os ortognaisses analisados dividem-se em três grupos (Figura 4.3). Seis amostras apresentam fracionamento médio das terras raras, com pequena anomalia de Eu. Um segundo grupo mostra fracionamento mais acentuado, com depleção nas terras raras pesadas, sem anomalia de Eu ou com anomalia fracamente positiva ou negativa. A amostra ST73 (leucognaisse portador de granada, biotita e muscovita) se distingue das demais por apresentar caráter mais evoluído, com pronunciada anomalia negativa de Eu, enquanto os demais elementos mostram padrão levemente ascendente em direção às terras raras pesadas. O diagrama multielementar mostra padrões típicos de rochas de arco magmático, com picos

negativos de Sr, Ta, Nb, P e Ti (Figura 4.4). A amostra ST73 mostra padrão distinto, destacando-se pela depleção acentuada de Sr, P e Ti e forte anomalia de Ba.

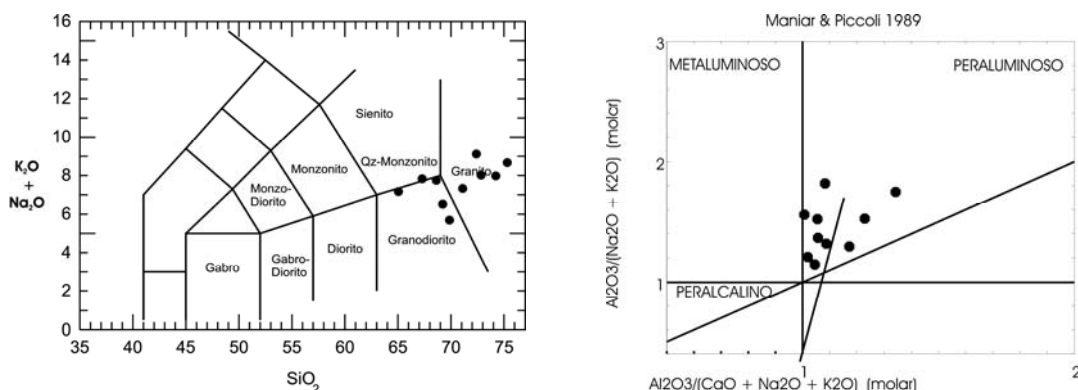


Figura 4.1: a) Classificação de ortogneisses de Santa Terezinha de Goiás; b) Diagrama A/NK x A/CNK (Maniar e Piccoli 1989).

Tabela 4.1: Composição química de amostras de ortogneisses.

	ST 18	ST 44	ST 62	ST 73	ST 74	ST 76	ST 79	ST 82	ST 97	ST 126
	Bt-ms gnaiss	Ms-bt augen gnaiss	Ms-bt gnaiss	Grt-bt-ms gnaiss	Bt-ms gnaiss	Bt gnaiss	Ep-ms-bt gnaiss	Ep-bt gnaiss	Bt gnaiss	Bt-ms gnaiss
SiO ₂	69.22	67.28	71.1	75.31	72.4	69.86	68.62	65.05	74.23	72.84
Al ₂ O ₃	14.34	16.33	14.24	13.48	15.77	14.77	14.82	16.54	13.02	13.63
Fe ₂ O ₃	4.72	3.15	3.38	1.14	0.58	3.03	3.67	4.61	2.23	2.50
MgO	1.27	0.76	0.89	0.01	0.16	1.31	1.11	1.28	0.3	0.54
CaO	1.37	2.61	1.24	0.63	0.7	3.04	1.75	3.2	1.1	1.21
Na ₂ O	2.02	4.02	2.49	4.22	4.11	3.48	4.37	5.08	3.81	2.94
K ₂ O	4.5	3.81	4.84	4.45	5.01	2.21	3.38	2.09	4.17	5.08
TiO ₂	0.63	0.52	0.44	0.02	0.11	0.46	0.56	0.61	0.35	0.34
P ₂ O ₅	0.16	0.22	0.15	0.02	0.05	0.13	0.16	0.2	0.08	0.09
MnO	0.07	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04	0.1	0.05	0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0.005	0.01	0.003	0.002	0.001	0.004	0.003	0.002	0.003	0.014
Ni	17.0	25.0	5.0	5.0	5.0	7.0	6.0	5.0	5.0	55.0
Sc	11.0	2.0	6.0	2.0	1.0	7.0	9.0	9.0	5.0	5.0
LOI	1.7	1.0	1.1	0.7	1.1	1.4	1.4	1.1	0.6	0.8
La	20.3	38.2	33.8	5.9	10.5	26.3	23.4	40.3	63.4	43.4
Ce	80.+2	81.8	77.9	11.6	23.5	49.1	79.7	76.2	114.1	85.2
Pr	5.92	9.41	9.09	2.24	2.56	4.82	6.08	8.32	11.91	9.89
Nd	23.7	35.2	32.0	11.2	9.0	15.7	22.1	29.7	42.1	35.9
Sm	4.9	6.6	7.4	5.3	2.0	2.9	5.3	5.3	7.7	6.5
Eu	0.76	1.23	0.96	0.17	0.67	0.69	1.3	1.45	1.56	0.83
Gd	4.38	3.99	5.83	7.95	1.19	1.92	5.4	4.7	7.69	5.25
Tb	0.77	0.42	0.98	1.75	0.17	0.27	1.09	0.76	1.25	0.86
Dy	4.58	2.27	5.5	12.35	0.75	1.36	7.05	4.55	7.45	4.93
Ho	0.87	0.28	0.99	2.67	0.07	0.27	1.34	0.9	1.41	0.91
Er	3.17	0.74	2.57	9.23	0.24	0.87	4.64	2.98	4.39	2.84
Tm	0.47	0.12	0.38	1.32	< 0.05	0.14	0.74	0.45	0.67	0.38
Yb	3.0	0.54	2.2	9.35	0.15	0.64	4.49	2.71	3.99	2.63
Lu	0.47	0.09	0.35	1.46	0.02	0.13	0.63	0.42	0.64	0.36
Ba	662.9	1209.0	578.2	13.2	244.5	1002.5	920.5	1395.6	1296.7	829.7
Be	3.0	2.0	1.0	2.0	8.0	1.0	2.0	2.0	3.0	2.0
Co	61.9	49.4	33.7	63.5	37.5	132.1	30.6	50.1	51.2	35.3
Cs	6.2	2.6	9.4	4.1	9.0	0.6	4.9	1.5	3.8	6.4
Ga	17.9	21.3	17.5	24.2	29.0	14.5	17.2	16.3	16.4	15.5
Hf	6.2	4.5	5.3	5.5	2.0	3.7	7.6	6.1	8.5	7.5
Nb	12.1	6.0	10.0	15.1	5.1	5.7	10.4	13.4	12.1	7.5
Rb	201.2	124.1	227.6	194.1	296.0	41.7	144.2	60.6	123.0	158.6
Sn	3.0	3.0	4.0	4.0	7.0	< 1.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Sr	101.0	663.0	82.6	11.2	111.8	437.4	200.2	430.0	167.5	90.2
Ta	1.1	0.4	0.7	1.1	0.8	0.4	0.7	0.9	0.9	0.5
Th	16.4	14.1	15.1	9.7	5.2	5.8	12.1	9.8	6.1	13.9
U	2.7	1.9	2.4	3.0	1.8	0.6	2.4	2.3	2.4	1.7
V	62.0	44.0	33.0	< 5.0	6.0	55.0	48.0	50.0	17.0	27.0

Tabela 4.1 Continuação.

	ST 18	ST 44	ST 62	ST 73	ST 74	ST 76	ST 79	ST 82	ST 97	ST 126
W	535.3	429.7	345.5	627.3	388.9	1035.5	259.8	423.6	540.2	357.4
Zr	215.7	164.6	167.0	89.3	46.8	125.7	259.7	263.1	311.2	242.9
Y	27.4	8.9	26.7	78.1	3.1	8.9	41.6	28.6	45.6	28.4
Mo	0.2	< 0.1	0.3	0.1	< 0.1	0.1	0.6	0.2	0.7	< 0.1
Cu	20.9	8.7	9.1	1.1	0.6	7.0	14.7	1.7	2.0	2.8
Pb	9.5	2.9	3.0	1.9	6.5	1.3	3.1	1.4	3.4	2.1
Zn	54.0	80.0	49.0	69.0	17.0	37.0	56.0	17.0	47.0	43.0
Ni	13.9	3.4	6.4	0.3	0.3	13.9	7.4	3.0	1.1	4.3
As	1.4	0.5	< 0.5	0.7	< 0.5	1.1	0.6	0.9	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sb	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	0.1	0.1	< 0.1	0.1
Bi	0.1	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	0.5	< 0.5	< 0.5	1.3	< 0.5	1.5	0.5	1.1	< 0.5	< 0.5
Hg	0.25	0.25	0.16	0.22	0.22	0.63	0.15	0.2	0.2	0.2
Tl	0.6	0.4	0.7	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.3	0.3
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

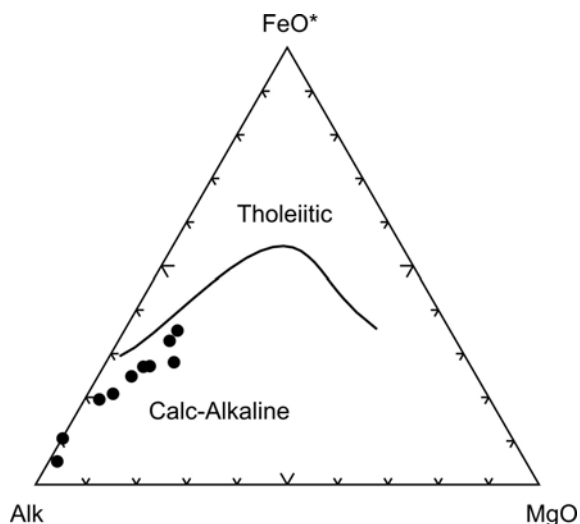


Figura 4.2: Ortogneisses de Santa Terezinha no diagrama AFM

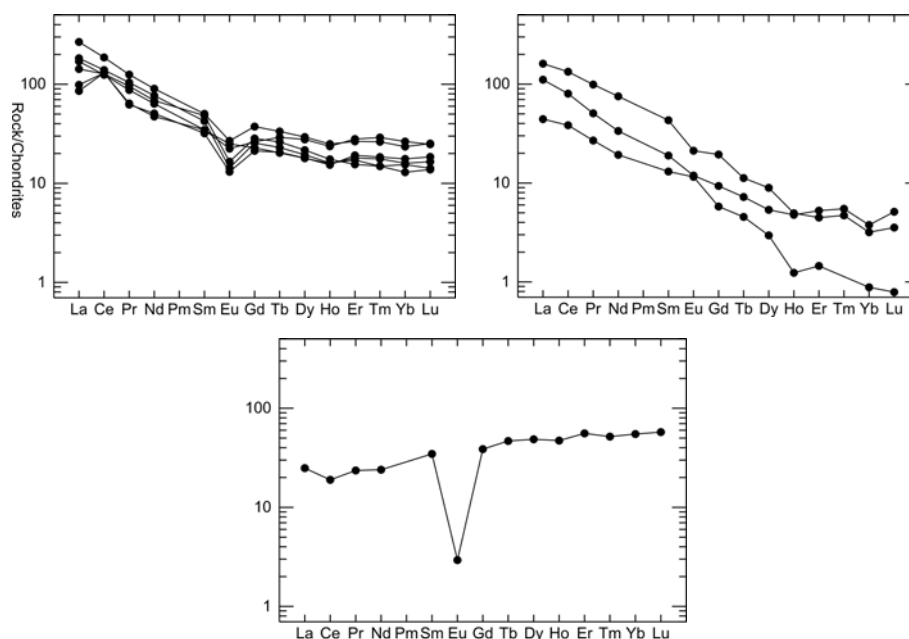


Figura 4.3: Diagramas de terras raras de ortogneisses a) fracionamento médio e anomalia de Eu; b) fracionamento acentuado e depleção em TR pesadas; c) amostra ST73

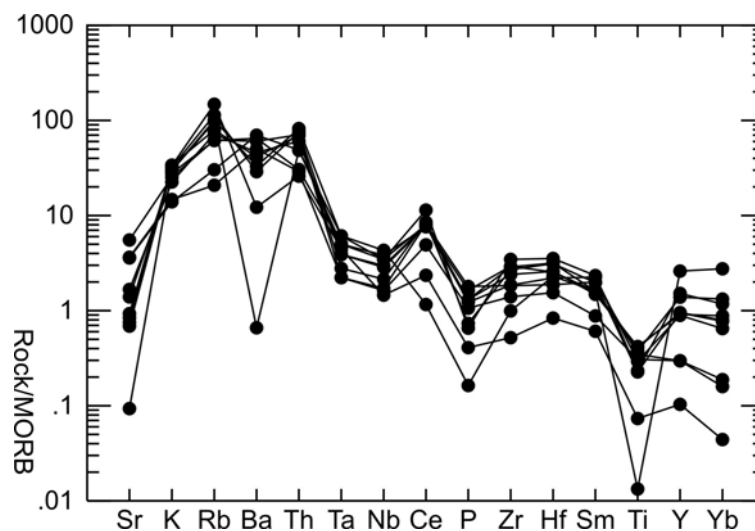


Figura 4.4: Diagrama multielementar de ortogneisses

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) as amostras analisadas estão plotadas no campo correspondente aos granitos de arco vulcânico (Figura 4.5). Excetua-se o já mencionado leucognaisse ST73 que, por suas características peculiares, se localiza no campo dos granitos intraplaca. Usando o diagrama $R_1 \times R_2$ de discriminação de ambiente tectônico de formação de rochas (Batchelor e Bowden 1985), os gnaisses analisados se localizam preferencialmente no campo das rochas plutônicas sincolisionais (e subsidiariamente tardi-a pós-origênicas, Figura 4.6), corroborando as inferências deduzidas dos demais diagramas.

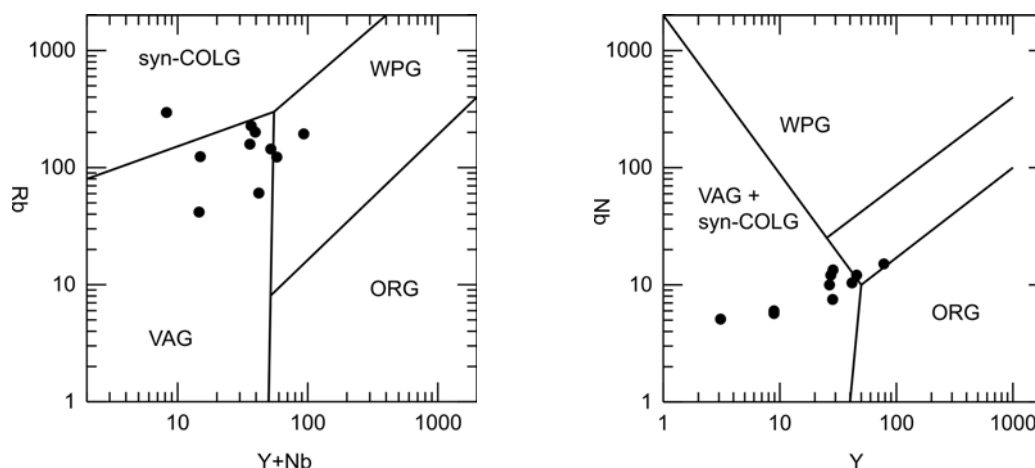


Figura 4.5: Diagramas de Pearce *et al.* (1984) com dados de ortogneisses.

Os dados obtidos sugerem que os gnaisses analisados correspondem a granitóides formados em arco magmático, como produto de cristalização de magmas gerados em grande parte a partir de fontes crustais, dado o caráter peraluminoso das amostras. O cenário sugerido para a origem dessas rochas é o de arco magmático edificado sobre crosta de natureza continental, que pode ser a crosta juvenil neoproterozóica constituída pela Seqüência Mara Rosa e rochas gnáissicas associadas. A esses componentes neoproterozóicos provavelmente se somavam segmentos de crosta continental mais antiga, como os gnaisses do Domo Santa Cruz e as rochas supracrustais da Seqüência Campinorte e granitóides associados (Oliveira *et al.* 2006).

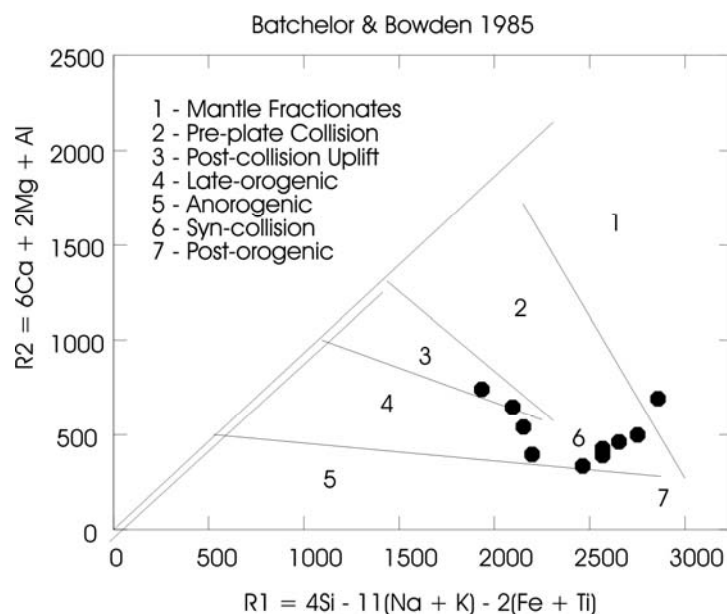


Figura 4.6: Diagrama $R_1 \times R_2$ (Batchelor e Bowden 1985), mostrando distribuição de ortogneisses em campos atribuídos a diferentes ambientes tectônicos

As rochas básicas analisadas (Tabela 4.2) correspondem a metagabros e anfibolitos. Os metagabros são hornblenda gabros resultantes da substituição de piroxênio por hornblenda e substituição parcial de labradorita por massa de zoizita, epidoto, mica branca e albita, com preservação parcial da textura ofítica ou subofítica original. Por suas características de granulometria e textura, os anfibolitos analisados provavelmente são derivados de antigas rochas plutônicas. Excetua-se a amostra ST101, coletada na área de exposição da unidade vulcano-sedimentar (NP2st6), cujo protolito pode ter sido antiga rocha vulcânica.

Tabela 4.2: Composição química de amostras de rochas básicas

	ST 09	ST 15	ST 20	ST 33	ST 101	ST 103
SiO ₂	47.79	46.19	48.03	46.52	54.24	49.97
Al ₂ O ₃	19.82	13.38	6.48	20.47	14.19	14.92
Fe ₂ O ₃	11.57	15.05	9.55	11.51	9.71	11.65
MgO	4.73	7.5	20.56	4.16	5.87	7.86
CaO	8.96	12.6	9.28	9.6	9.12	11.61
Na ₂ O	3.53	1.39	0.28	3.53	3.62	2.04
K ₂ O	0.15	0.34	0.05	1.19	1.0	0.13
TiO ₂	1.51	1.59	0.12	1.27	1.1	0.95
P ₂ O ₅	0.28	0.12	0.34	0.45	0.12	0.08
MnO	0.19	0.21	0.16	0.18	0.19	0.17
Cr ₂ O ₃	0.004	0.016	0.238	0.002	0.015	0.036
Ni	5.0	78.0	620.0	6.0	11.0.	147.0
Sc	27.0	53.0	30.0	23.0	35.0	40.0
LOI	1.4	1.6	4.7	0.9	0.8	0.4
La	7.9	3.4	2.7	16.3	11.1	2.9
Ce	17.1	8.9	6.4	41.6	24.9	8.1
Pr	2.35	1.65	0.83	5.52	3.38	1.3
Nd	11.2	9.4	3.5	23.1	14.1	6.3
Sm	3.0	3.6	1.1	6.2	3.7	2.2
Eu	1.19	1.29	0.22	1.77	1.44	0.86
Gd	3.06	4.77	1.16	6.17	4.78	2.74
Tb	0.49	0.91	0.2	1.09	0.9	0.48
Dy	2.94	6.47	1.12	5.84	5.77	3.27
Ho	0.5	1.23	0.19	1.13	1.11	0.64
Er	1.56	3.94	0.66	3.78	3.61	2.21
Tm	0.21	0.61	0.12	0.57	0.56	0.29
Yb	1.21	3.44	0.54	3.33	3.17	1.8
Lu	0.19	0.55	0.08	0.53	0.45	0.28

Tabela 4.2 Continuação.

	ST 09	ST 15	ST 20	ST 33	ST 101	ST 103
Ba	118.3	28.67	23.8	297.4	205.0	31.5
Be	1.0	1.0	< 1.0	2.0	1.0	1.0
Co	78.2	60.9	62.8	67.6	72.5	97.8
Cs	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.8	0.2	< 0.1
Ga	21.1	18.1	7.1	21.7	18.3	14.8
Hf	0.8	1.8	< 0.5	7.2	2.6	1.6
Nb	4.9	2.8	0.8	9.4	5.1	2.2
Rb	3.5	4.4	< 0.5	27.6	8.0	2.7
Sn	< 1.0	< 1.0	< 1.0	1.0	1.0	< 1.0
Sr	626.8	118.4	69.2	320.4	210.5	103.8
Ta	0.5	0.3	< 0.1	0.8	0.6	0.1
Th	0.1	0.3	0.4	2.0	2.0	0.4
U	< 0.1	< 0.1	0.1	1.1	2.0	< 0.1
V	287.0	401.0	151.0	227.0	307.0	253.0
W	414.5	123.3	85.9	339.8	360.3	575.0
Zr	28.6	50.2	12.1	284.9	93.0	49.5
Y	14.9	36.2	6.7	37.4	34.6	19.3
Mo	0.1	0.3	0.3	0.4	0.2	0.1
Cu	42.1	103.8	14.5	21.0	32.4	75.8
Pb	0.4	0.2	0.4	2.0	1.2	0.3
Zn	32.0	33.0	27.0	55.0	42.0	11.0
Ni	2.3	28.3	218.7	4.9	33.0	46.0
As	3.0	< 0.5	0.8	2.0	0.6	< 0.5
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sb	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Bi	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	1.3	< 0.5	1.3	< 0.5	0.8	1.4
Hg	0.2	0.05	0.04	0.15	0.16	0.28
Tl	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

As amostras analisadas apresentam teores de sílica entre 46,19 e 48,03 % em peso, excetuando-se o anfibolito ST101 que contém 54,24 % em peso de SiO₂. No diagrama de classificação de rochas (Le Bas *et al.* 1986) esta última amostra é classificada como andesito basáltico, enquanto as demais estão plotadas no campo dos basaltos (Figura 4.7). O mesmo anfibolito ST101 se dispõe no campo calci-alcalino do diagrama AFM, enquanto as demais rochas básicas analisadas mostram caráter toleítico (Figura 4.8).

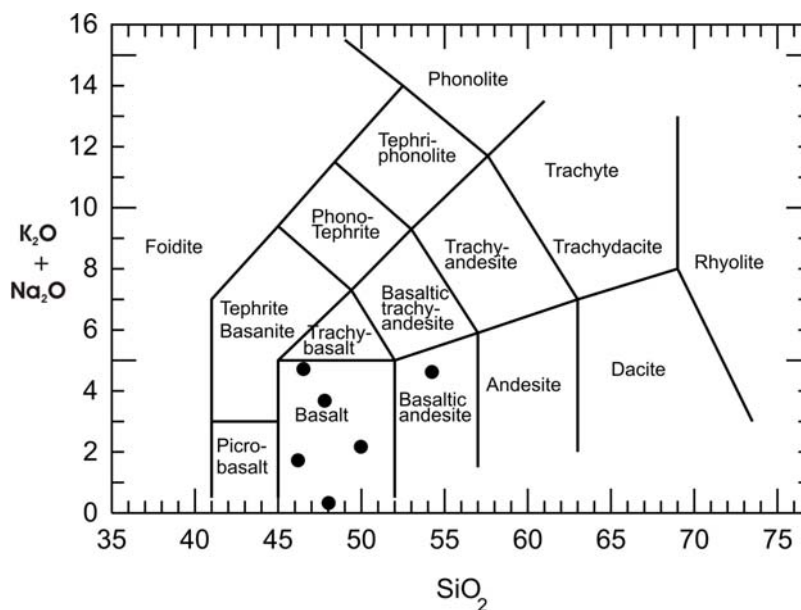


Figura 4.7: Classificação de rochas básicas de Santa Terezinha de Goiás.

O padrão de terras raras das rochas básicas analisadas é diversificado (Figura 4.9). O granada anfibolito ST103, com conteúdo de terras raras de cerca de 10 vezes o dos condritos, apresenta padrão não fracionado, quase retilíneo, assemelhando-se aos basaltos tipo MORB. O anfibolito ST20 é pobre em terras raras e mostra fracionamento pouco acentuado, com anomalia negativa de európio. O anfibolito ST101 é relativamente rico em terras raras e apresenta padrão pouco fracionado, com as terras raras médias e pesadas tendendo a formar linha horizontal. Embora com conteúdo diferente de terras raras, os

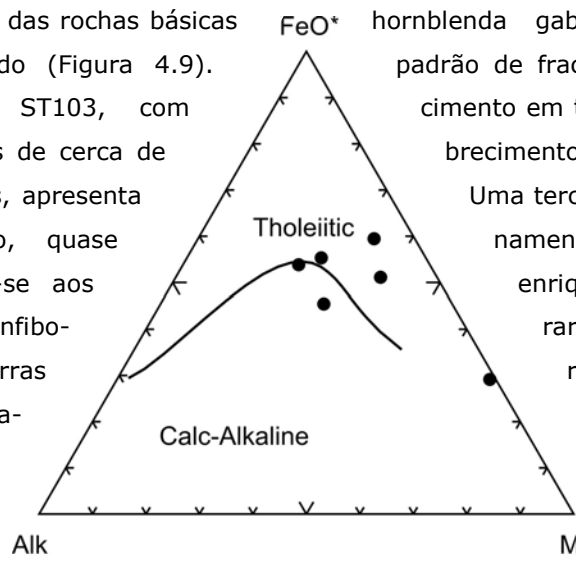


Figura 4.8: Diagrama AFM com amostras de rochas básicas

hornblenda gabros ST9 e ST33 têm padrão de fracionamento, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento de terras raras pesadas. Uma terceira amostra indica fracionamento menos acentuado, com enriquecimento em terras raras leves e padrão quase retilíneo nas terras raras pesadas. O anfibolito ST15, rico em hornblenda, epidoto, titânita e minerais opacos, mostra padrão anômalo, sendo pobre em terras raras leves e relativamente enriquecido em terras raras médias e pesadas.

As características litogeoquímicas mostram que as rochas básicas analisadas, com algumas exceções, têm tendência de basaltos toleíticos tipo MORB, indicando que magmas basálticos estavam presentes na evolução neoproterozóica mais tardia do Arco Magmático de Goiás, cristalizando sob a forma de gabros e rochas associadas no ambiente de arco continental que então se formava. A exceção se refere a amostra de anfibolito oriunda da porção noroeste da área estudada, cujo protolito, provavelmente de origem vulcânica, faz parte de pilha vulcano-sedimentar em que o vulcanismo mostra tendência cálcio-alcalina.

Análises isotópicas pelo método Sm-Nd são apresentadas na Tabela 4.3.

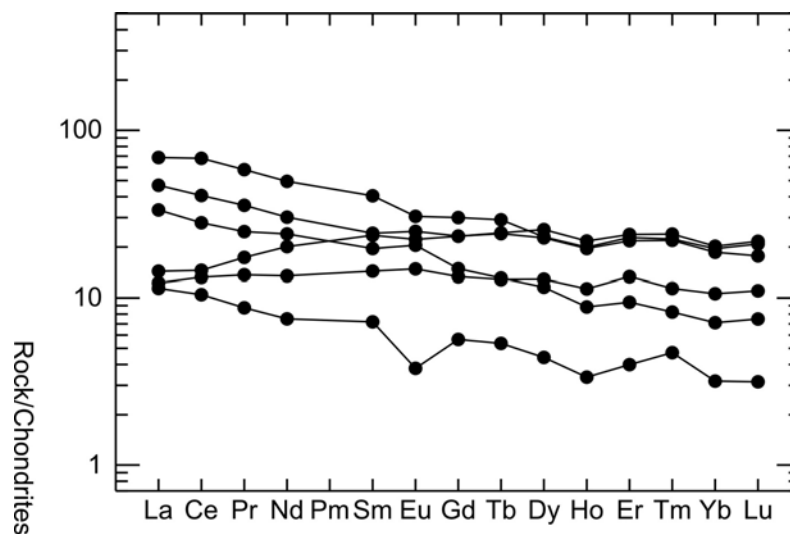


Figura 4.9: Padrões de terras raras de rochas básicas.

Biotita gnaiss bandado do Domo Santa Cruz mostra idade modelo T_{DM} de 2,93 Ga, valor similar a dados reportados anteriormente (2,95 e 2,99 Ga, Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002) e também aos registrados nos terrenos granito-*greenstone* arqueanos em áreas vizinhas (Queiroz 2000, Pimentel *et al.* 2000b, 2004), bem como aos encontrados nos gnaisses miloníticos da Serra Azul (Pimentel *et al.* 2000a). Os resultados indicam que os protolitos dos biotita gnaisses são derivados de fonte mantélica arqueana e provavelmente residem na crosta continental desde então.

As idades modelo determinadas em amostras representativas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás variam entre 0,80 e 2,42 Ga. As rochas vulcânicas da seqüência apresentam valores T_{DM} entre 0,8 e 1,19 Ga e $\epsilon_{Nd}(t)$ entre 0 e +5, indicando fontes mantélicas depletadas, com alguma contaminação crustal em parte das amostras analisadas. Nas rochas de origem sedimentar T_{DM} varia entre 0,95 e 2,42 Ga. Idades modelo mais elevadas e $\epsilon_{Nd}(t)$ mais negativos (-5,3 e -15,1) são mais comuns em muscovita xistos e micaxistos feldspáticos da porção oeste da Seqüência Santa Terezinha de Goiás. Os dados

indicam que detritos provenientes da erosão de terrenos antigos foram carreados para a bacia de sedimentação em que essas rochas se acumularam. As fontes antigas devem ter sido constituídas por rochas paleoproterozóicas e mesmo arqueanas, ou consistiam em materiais reciclados. Possíveis candidatos para essas fontes são encontrados nos gnaisses do núcleo do Domo Santa Cruz, bem como nos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço de Goiás e nas rochas que constituem a Seqüência Campinorte, exposta a leste da área estudada (Oliveira *et al.* 2006).

Tabela 4.3: Composição isotópica Sm-Nd.

Amostra	Rocha	X (m)	Y (m)	[Sm]	[Nd]	147S/ 144Nd	143Nd/144Nd d (2SE)	T_{DM} (Ga)	$\epsilon(0)$
Suite Plutônica de Arco									
II-88 A	Granodiorito	629166	8402988	1,038	6,250	0,1004	0,512469 (10)	0,78	-3,3
III-150	Metagranito	635736	8406474	4,691	24,870	0,1140	0,512326 (10)	1,09	-6,09
V-17	Biotita gnaiss	645550	8399919	3,669	20,779	0,1067	0,512312 (17)	1,04	-6,36
V-63	Quartzo diorito	657711	8403244	5,265	25,010	0,1273	0,512429 (07)	1,08	-4,09
V-126	Metagranito	656470	8408422	4,704	8,986	0,1146	0,512227 (12)	1,25	-8,02
V-235	Tonalito	642508	8403014	4,127	18,829	0,1325	0,512418 (09)	1,16	-4,28
VI-60	Anfibolito	648122	8398878	2,885	10,466	0,1667	0,512671 (11)	1,19	0,65
VI-205	Anfibolito	650438	8406014	3,617	15,482	0,1414	0,512472 (18)	1,19	-3,25
VI-237	Anfibolito	649706	8407882	0,883	3,656	0,1460	0,512582 (22)	1,03	-1,09
VII-90	Gnaiss	653738	8404080	4,760	22,231	0,1295	0,512498 (06)	0,98	-2,74
VII-114	Hb gnaiss	653432	8407757	4,078	21,141	0,1166	0,512454 (08)	0,93	-3,6
VIII-20	Biotita gnaiss	660932	8410257	3,220	15,992	0,1256	0,512431 (11)	1,06	-4,04
Santa-2	Gt Bt Gnaiss	651619	8399481	6,078	29,371	0,1251	0,512483 (09)	0,96	-3,03
Santa-7A	Gnaiss	638114	8429420	1,876	10,584	0,1072	0,512326 (14)	1,02	-6,08
Santa-7B	Gnaiss	638114	8429420	6,734	33,363	0,1220	0,511857 (15)	1,95	-15,24
Santa -9	Bt Gnaiss	632832	8427014	2,442	11,676	0,1264	0,512082 (10)	1,66	-10,84
Santa -10	Granito	633433	8425726	7,056	34,759	0,1227	0,512098 (08)	1,57	-10,53
Santa -11	Bt Gnaiss	632670	8424797	16,127	96,689	0,1008	0,511938 (11)	1,48	-13,65

continua...

...continuação

Seqüência Vulcano-sedimentar									
Santa -1	Qz-Ms-Bt Xisto	641297	8399357	14,290	70,144	0,1232	0,512321 (11)	1,2	-6,19
TF03VII49	Metavulcânica	654513	8398404	11,334	63,897	0,1072	0,512452 (09)	0,84	-3,64
TF03VIII20 8A	Meta-andesito	661352	8404960	2,493	10,404	0,1446	0,512363 (22)	1,48	-5,36
TF03VIII20 8B	Meta-andesito	661352	8404960	2,641	9,903	0,1613	0,511939 (17)	3,27	-13,64
Santa -6	Gt-Bt- Ms xisto	690120	8413748	6,755	29,905	0,1365	0,512462 (13)	1,14	-3,43
VIII-194	Chl-mus xisto	657829	8398661	3,030	13,205	0,1387	0,512546 (08)	1,01	-1,79
VIII-203	Anfibolito	646881	8398674	4,475	20,800	0,1300	0,512435 (02)	1,10	-3,95
VIII-208	Meta-andesito	661306	8404932	7,972	36,650	0,1315	0,512614 (05)	0,80	0,80
I-40	Muscovita xisto	624839	8398352	3,620	17,522	0,1249	0,511836 (08)	2,06	-15,65
I-86	Biotita xisto	623531	8408618	5,812	29,291	0,1200	0,512038 (05)	1,62	-11,7
I-80	Clorita xisto	626129	8411554	9,162	46,660	0,1187	0,511528 (05)	2,42	-21,65
II-111B	Metavulcânica	631951	8410212	10,164	64,250	0,0956	0,51149 (05)	1,99	-22,39
II-233	Clorita xisto	632148	8403305	5,133	28,836	0,1076	0,511735 (07)	1,87	-17,61
III-28	Metagrauvaca	633283	8399448	8,022	33,262	0,1458	0,512595 (06)	1,00	-0,83
III-138	Biotita xisto	636125	8404638	3,378	15,288	0,1336	0,512545 (14)	0,95	-1,81
IV-003	Biotita-xisto	637490	8411279	11,635	57,260	0,1228	0,511814 (05)	2,05	-16,07
IV-114	Anfibolito	638942	8402120	4,288	22,113	0,1172	0,512392 (07)	1,03	-4,81
IV-279	Chl-mus xisto	640318	8406330	3,957	19,702	0,1214	0,51219 (07)	1,40	-8,75
Domo de Santa Cruz									
Santa -5	Bt Gnaiss	636685	8413531	2,758	17,257	0,0966	0,510791 (16)	2,93	-36,04

Valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ menos negativos (-2,4) e positivos (entre +1,7 e +3,5) foram determinados em rochas metassedimentares de escamas tectônicas com freqüentes intercalações de rochas vulcânicas. Os dados sugerem que parte das fontes dos detritos se situava no próprio arco magmático. Assim, além de fontes mais antigas, possivelmente a erosão da Seqüência Mara Rosa fornecia sedimentos para a bacia precursora da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, bem como áreas expostas de rochas vulcânicas desta última ou de granitóides que se lhe associam.

As rochas plutônicas vizinhas de Santa Terezinha de Goiás mostram idades modelo entre 0,78 e 1,19, valores $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +0,6 e +3, indicando seu caráter predominantemente juvenil. Já os ortognaisses expostos ao norte de Campos Verdes apresentam T_{DM} entre 1,48 e 1,96 e $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -4,3 e -9, indicando contaminação significativa de material crustal e corroborando as inferências deduzidas dos dados litogeoquímicos.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

As rochas expostas na área da Folha Santa Terezinha de Goiás apresentam estruturação complexa, relacionada com a evolução da Faixa Brasília, em particular, com o amálgama do Arco Magmático de Goiás ao compartimento da faixa que lhe é adjacente, o Maciço de Goiás. O arcabouço estrutural da região de Santa Terezinha de Goiás pode ser entendido como um sistema de *nappes*, que deu origem a uma série de escamas tectônicas, limitadas por feixe de zonas de cisalhamento compressionais, as principais sendo as zonas de cisalhamento de Mandinópolis (Jost *et al.* 2001), Serra das Araras, Campo Limpo, Varalzinho e Várzea Grande. O traçado encurvado do conjunto de zonas de cisalhamento determina a disposição da grande estrutura em arco com concavidade voltada para norte-nordeste e controla a distribuição das diversas unidades litológicas que constituem o Arco Magmático de Goiás no âmbito da Folha Santa Terezinha de Goiás. A feição mais evidente desse arranjo estrutural é a variação do *trend* estrutural da direção NW para EW e NE, acompanhando a concavidade do sistema de cavalgamentos, cujo transporte tectônico principal é considerado de NW para SE. Cada escama tectônica possui características próprias em relação ao comportamento dos elementos estruturais (foliações, lineações, dobras, etc.) que nelas são desenvolvidos, e podem ser consideradas diferentes domínios estruturais, formados pela atuação de processos relacionados a deformação polifásica na região.

Assim, todo o sistema da região de Santa Terezinha de Goiás pode ser considerado como desenvolvido em rampa frontal com variações de rampa oblíqua e lateral durante a deformação brasileira. Modelos para explicar a curvatura do sistema de *nappes* envolvem rotação rígida dos elementos estruturais e fluxo dúctil como mecanismos para gerar a rotação dos eixos das dobras e lineações na frente de empurrão. É prematuro invocar aloctonia, porque grandes deslocamentos não parecem ter ocorrido na área estudada.

A Zona de Cisalhamento Serra das Araras constitui a principal feição tectono-estrutural da área mapeada. Trata-se de feição curvilínea com direção NE-SW na serra homônima, encurvando-se para EW nas proximidades de Santa Terezinha de Goiás, e se ramificando para a direção NW-SE em direção a Serra da Bocaina, tendendo para N logo a seguir, próximo a Reisópolis. Desde as imediações de Santa Terezinha de Goiás até a Serra das Araras e além a zona é marcada pela presença de cianitito, cianita quartzito e/ou muscovita-cianita-quartzito xisto. Lineações paralelas à direção de mergulho da foliação milonítica mostram que a rampa frontal corresponde à curvatura mais meridional da zona. Do plano da rampa frontal nascem mais duas zonas de cisalhamento, afastadas entre si de pouco mais de 1 km, que determinam os limites norte e sul da escama de biotita gnaisse exposta logo a sul do gnaisse tonalítico. Os diversos ramos do sistema constituem, portanto, o limite entre as rochas da seqüência supracrustal e os ortognaisses da suíte metaplutônica de arco.

No domínio estrutural referente a escama de empurrão formada entre o feixe de zonas de cisalhamento, as foliações possuem direção NE-SW com mergulho suave para NW e o principal elemento estrutural presente é uma lineação de estiramento de direção NW-SE, cujos indicadores cinemáticos sugerem movimento de massa com topo para sudeste. Os indicadores incluem a rotação de fenocristais de feldspatos nos granitóides que ocorrem sintectônicos às zonas de cisalhamento e de porfiroblastos de granada nos xistos da seqüência supracrustal (Figura 5.1). A presença de cianita estirada e rotacionada segundo a direção de estiramento tectônico NW sugere condições de metamorfismo em fácies anfibolito durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento.

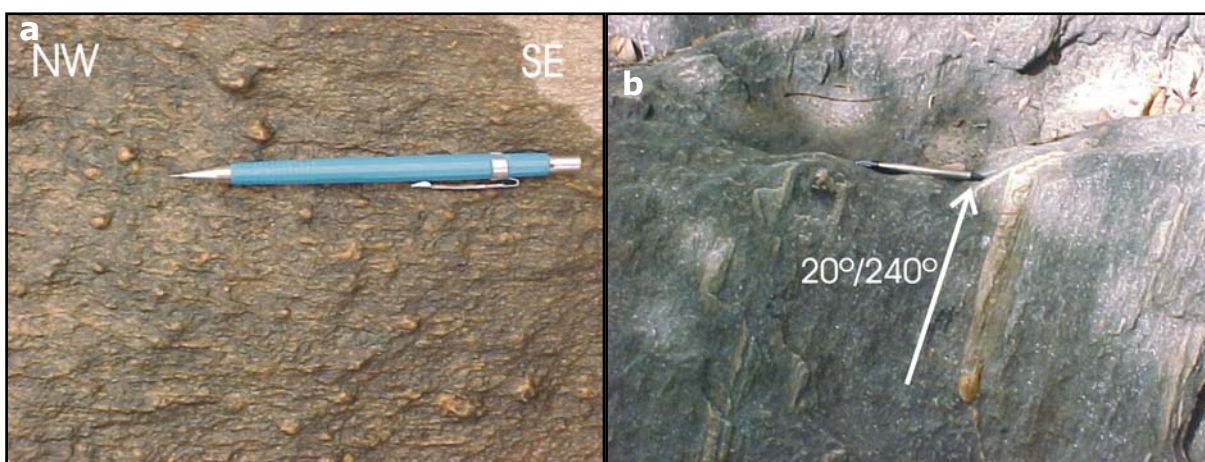


Figura 5.1: a) Lineação de estiramento em granada-clorita-quartzo xisto composta de quartzo e feldspato potássico estirados na direção NW-SE e granada rotacionada de caráter sin-tectônico. b) Lineação de estiramento em quartzo em biotita xisto com caimento para sudoeste, 7 km a noroeste de Santa Terezinha de Goiás.

As estruturas do sistema com *trend* EW passando para NE nas proximidades da cidade de Santa Terezinha de Goiás são também seccionadas por zonas de cisalhamento verticais NS sinistras e NE-SW destrais. A foliação principal neste domínio fica orientada na direção NE-SW com caimento para NW e SE em alto ângulo, e é comum observar duas lineações de estiramento, cruzando-se nas direções NS e NW (Figura 5.2). Por sua vez, lineações de interseção predominam nas regiões



Figura 5.2: Cruzamento de lineações de estiramento nas direções NW e NS.

de encurvamento da foliação da direção EW para NE e possuem direção predominante EW. A interseção é formada pela relação entre eixos de dobras e planos da clivagem de crenulação, geradas pelo aumento da deformação cisalhante na parte frontal da rampa de empurrão. O prolongamento do sistema de empurrões para leste da Serra das Araras sugere a presença de rampas laterais de direção NE, associadas a transcorrências com cinemática sinistral, geradas a partir

do escape dos empurrões. A presença de falhas de empurrões sincrônicas às zonas transcorrentes de direção NE na área, é evidenciada por foliação e lineação de estiramento de baixo ângulo. As

condições de metamorfismo relacionadas ao sistema transcorrente parecem ser de fácies xisto verde, uma vez que os indicadores cinemáticos incluem *micafish* de muscovita e clorita e sigmóides de quartzo e atestam a atuação de processos de retrometamorfismo regional tardio ao sistema de nappes. Discreta zona sinistral em escala de afloramento ocorre em anfibólio xisto no leito do Rio Crixás, na porção sul da área mapeada, em que se observam dobras e injeção de veios mobilizados na parte central da zona, bem como bolsões residuais de tremolitos, caracterizando intensa atividade de fluidos na região.

O sistema de zonas de cisalhamento da Serra das Araras, com trend EW na rampa frontal, se bifurca em um feixe com ramificações de trend N320 a partir de Santa Terezinha em direção a Serra da Bocaina. Neste domínio estrutural, as zonas se comportam como rampas laterais com cinemática dextral. As zonas de cisalhamento transcorrentes são feições localizadas, predominando neste domínio foliações de baixo ângulo com trend NW (N315-345). Dobras presentes neste domínio estrutural são predominantemente do tipo isoclinais recumbentes, por vezes transpostas, evoluindo para intrafoliais sem raiz, com plano axial horizontal e espessamento das charneiras (Figura 5.3). Os eixos das dobras têm direção de caimento variando de N340 a N320. Contudo, quando o *trend* da estrutura da *nappe* inflete de NW para NE, os eixos de dobras são rotacionados na mesma direção, formando dobras em leque e inclinadas, chegando à transposição nas zonas de cisalhamento transcorrentes. Geração tardia de dobras abertas, decamétricas, com eixos sub-verticais, de direção NE, apresentam duplo caimento e são relacionadas ao arrasto das zonas de cisalhamento transcorrentes.

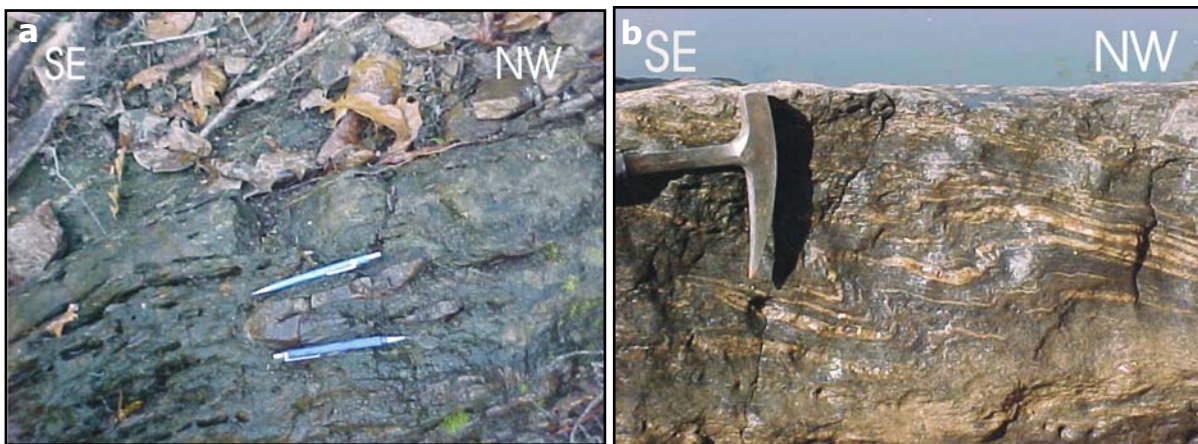


Figura 5.3: a) Dobra F_2 em bengala em biotita gnaissse com caimento de eixo de 5° NE e vergência para SE. b). Dobra F_2 com eixo sub-horizontal e vergência para sudeste em biotita gnaissse no rio Crixás-Açu, 8 km a sudoeste de Santa Terezinha de Goiás.

A Zona de Cisalhamento Campo Limpo determina o limite entre ortognaissse tonalítico a sul/sudeste e clorita-quartzo xistos e rochas associadas da área de Campos Verdes. É caracterizada por uma foliação de baixo ângulo, cujo traçado é semelhante a zona da Serra das Araras mostrando forma encurvada, com trend passando da direção EW para NE. A lineação de estiramento de alto *rake* e baixo mergulho para NW e transporte topo para SE. A sudoeste a zona de cisalhamento é enraizada na rampa frontal da Zona de Cisalhamento Serra das Araras. Para nordeste a zona adquire caráter de rampa lateral sinistral e seu traço separa rochas incluídas nas seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha. O traçado da zona de cisalhamento é bem evidenciado em produtos aerogeofísicos e de sensores remotos.

A Zona de Cisalhamento Varalzinho corresponde à estrutura fortemente encurvada na forma de arco, que separa o conjunto de ortognaisses expostos no norte da área da Folha Santa Terezinha de Goiás das rochas supracrustais da Seqüência Santa Terezinha na parte central da área mapeada. As relações entre foliação milonítica mudando de EW para NE e lineações de estiramento NNW indicam que a curvatura meridional da estrutura corresponde à rampa frontal com transporte topo para sul/sudeste. Em seu prolongamento nordeste foi retomado por zona de cisalhamento NE-SW dextral, enquanto o ramo NS, a oeste, demonstra movimentação em rampa oblíqua a lateral sinistral.

Na escama tectônica inserida entre as zonas de cisalhamento Varalzinho e Campo Limpo são observadas duas das feições estruturais mais marcantes da área da Folha Santa Terezinha de Goiás: o domo da Serra Santa Cruz e a sinforma do Rio do Peixe, associada às zonas de cisalhamento que controlam as mineralizações de esmeralda em Campos Verdes.

A Sinforma do Rio do Peixe (Biondi 1990, Hasui *et al.* 1998, D'el Rey Silva e Barros Neto 2002) corresponde a uma megaestrutura regional, bem evidenciada em produtos de sensores remotos e aerogeofísica, com eixo caindo para norte. A estrutura parece ser formada pelo arrasto provocado por duas zonas de cisalhamento de direção NS, com cinemática sinistral no flanco leste e dextral no flanco oeste, respectivamente. A presença de dobras em bainha com eixos na direção NW é comum, sendo bem individualizadas pelo



Figura 5.4: Indicadores cinemáticos mostrando transporte tectônico de NW para SE.

paralelismo entre a lineação de estiramento e os eixos de dobras de direção EW e NW, bem como pelo encurvamento de camadas de rochas ultramáficas e magnetita xistos na região. Estas rochas são caracterizadas por anomalias em produtos radiométricos na direção do fluxo da deformação NW para SE (Figura 5.4).



Figura 5.5: Feição extensional relacionada à exumação do domo Serra Santa Cruz.

down dip, mostrando topo para NW e NE, desenvolvidas nas bordas do domo. Estas feições parecem ter sido desenvolvidas durante a exumação e sorguimento do domo em estágios tardios da deformação na região.

O domo da Serra Santa Cruz é feição com aproximadamente 36 km², em que clivagem de crenulação extensional é desenvolvida em milonitos que ocorrem em sua borda (Barros Neto 2000, D'el Rey Silva e Barros Neto 2002). O deslocamento relacionado à extensão (Figura 5.5) é indicado por lineações do tipo

A Zona de Cisalhamento Vargem Grande, paralela à anterior, se situa pouco mais a norte, separando unidades ortognáissicas no interior da suíte plutônica de arco do norte da área da folha, afetando também pequeno segmento de rochas supracrustais da Seqüência Santa Terezinha. Esta estrutura possui em torno de 35 km de extensão e é dada pela presença de milonitos desenvolvidos em granitóides porfiríticos estirados. Nas rochas que se encontram a norte dessa estrutura, é reconhecido um conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção EW marcante, cuja relação com os movimentos NE ainda não está claramente entendida.



Figura 5.6: Crenulação de direção NE cortando a de direção NW.

Sistemas transcorrentes tardios são também registrados na porção norte da área mapeada. Nas vizinhanças de Reisópolis mostram direção dominante NE-SW, com movimentação dextral. Parecem representar a zona de influência do Lineamento Transbrasiliano, de direção N35E, que se localiza cerca de 30 km a oeste e constitui uma das feições mais marcantes da Província Tocantins. Mais a leste as transcorrências são de direção E-W e sua movimentação pode ser dextral ou sinistral. Neste domínio estrutural, a clivagem de crenulação tem direção NE (Figura 5.6),

evoluindo de clivagem espaçada, associadas à fase D₃ regional, que desenvolve dobras abertas com eixos sub-horizontalizados e trunca zonas de cisalhamento transcorrente NS.

A Zona de Cisalhamento Mandinópolis, originalmente cartografada mais a sul, no limite das seqüências neoproterozóicas de arco com os terrenos granito-*greenstone* arqueanos (Jost *et al.* 2001), é representada na área estudada por rampas laterais dextrais, de direção NNW-SSE, que, além do limite da folha, convergem para a rampa frontal principal do sistema. A rampa mais a oeste, com direção NNW-SSE, constitui o limite entre as rochas da Formação Córrego do Alagadinho e a unidade de biotita xistos feldspáticos da Seqüência Santa Terezinha. Ao longo dessa zona os xistos feldspáticos mostram foliação empinada e lineação de estiramento/mineral de baixo *rake*, de direção NNW-SSE, cujos indicadores cinemáticos sugerem movimento de massa topo para sudeste, enquanto na rampa frontal a lineação de estiramento tem direção EW (270-280°) dominante. A inferência é que o bloco arqueano, a sul da zona de cisalhamento de Mandinópolis, serviu de anteparo para a propagação das nappes de NW para SE, desviado o fluxo deformacional para a direção EW.

A rampa mais a leste, de mesma direção, separa muscovita xistos de clorita xistos e contém pequeno corpo de metagranodiorito datado em 637±5 Ma. A foliação milonítica é empinada e a lineação de estiramento/mineral tem baixo caimento para NW, com indicadores cinemáticos mostrando movimento de massa topo para sudeste. Ambas as estruturas são seccionadas por zonas verticalizadas de cisalhamento tardias, de direção NS e caráter sinistral e direção NE-SW dextrais, em que predominam paragêneses metamórficas relacionadas a retrometamorfismo para fácies xisto verde, indicado por clorita, epidoto, muscovita e granada tardi- a pós-tectônica.

5.1 Fases de Deformação e Evolução Tectônica

As feições observadas permitem reconhecer deformação polifásica progressiva brasileira em três fases de deformação de caráter dúctil-rúptil impressas nas rochas neoproterozóicas. Fase adicional representa extensão tardi e pós-brasiliana em condições geralmente rúpteis. Em parte, essas feições são também reconhecidas nas rochas da Formação Córrego do Alagadinho e nos gnaisses bandados da Serra Santa Cruz, nas quais, entretanto, afetam estruturas geradas em eventos anteriores, em geral difíceis de caracterizar (Kuymjian e Costa 1999, Del-Rey Silva e Barros Neto 2002). Regionalmente, as feições estruturais apresentam variações na direção e estruturas presentes.

As estruturas de D_1 correspondem ao desenvolvimento de foliação S_1 paralela ao acamamento primário S_0 , que foi posteriormente transposto. A direção é variável e é difícil de ser recuperada, devido à superposição de eventos posteriores.

D_1 é caracterizada pela foliação S_1 , cuja direção preferencial de S_1 é NE-SW, inflectindo gradativamente para E-W na parte central da área e para NW-SE e N-S na porção oeste, com mergulhos em geral rasos, em média não excedendo 30° . S_1 é marcada pela orientação de biotita, muscovita e clorita arranjas em textura lepidoblástica nas rochas ricas em filossilicatos. Nas rochas mais granulares a foliação tende a ser mais discreta, marcada pelo arranjo em fitas de quartzo, feldspatos e anfibólio. Em xistos, S_1 é formada por cisalhamento inter- e intraestratal, sendo o plano C formado pelos filossilicatos e o plano S, obliquo a C, correspondendo a domínios em que hornblenda, granada, epidoto, quartzo, plagioclásio, cianita, estauroлита e granada estão achatados e muscovita, biotita, clorita e hornblenda orientadas. Dobras intrafoliais sem raiz, isoclinais e dobras fechadas com eixo para NW ($330-350^\circ$) atestam o forte estiramento e transposição atuante durante este pulso deformacional.

O evento D_1 é relacionado a regime de cisalhamento não coaxial de baixo ângulo, desenvolvendo uma foliação milonítica, dada pelo estiramento de minerais micáceos, que, com o aumento da deformação cisalhante, gera xistosidade marcante. Em zonas de cisalhamento as rochas desenvolveram par S-C milonítico. Porfiroclastos de plagioclásio e “peixes-de-mica” indicam deformação rotacional e sentido de movimento de NW para SE. Lineações de estiramento e falhas contracionais começaram a se formar nessa fase, mas é na fase D_2 que alcançaram expressão mais significativa. O aumento da intensidade de deformação e a superposição de eventos mais jovens paralelizam os elementos estruturais gerados nestes pulsos deformacionais e formam padrões de interferência coaxiais. A existência de milonitos em zonas de cisalhamento dobradas e encurvadas sugere que os empurrões sejam iniciados no evento D_1 , uma vez que grandes dobras regionais os afetam.

A fase principal D_2 é caracterizada pela presença local da foliação S_2 em dobras isoclinais centimétricas, inclinadas e recumbentes, com plano axial sub-horizontal e paralelo à foliação S_1 , comumente com espessamento de charneira. A direção do eixo varia de NW a NE, dependendo da localização. S_2 é caracterizada por planos de crenulação marcados preferencialmente pela orientação de clorita e muscovita. Em rochas granulares S_2 é discreta, assinalada pela orientação de muscovita em leitos finos e espaçados. O principal elemento estrutural observado é a lineação

de estiramento, cujos indicadores cinemáticos, incluindo foliação S-C (Figura 5.7a) e porfiroblastos rotacionados (Figura 5.8), sugerem transporte tectônico de noroeste para sudeste. A lineação de estiramento dominante tem direção NW (320°) e ocorre paralela a eixo de dobras fechadas a isoclinais com mesma direção (Figura 5.7b). Dobras fechadas a isoclinais assimétricas, por vezes recumbentes e de dimensões centimétricas a métricas, mostram eixos em três diferentes direções (NW-SE, E-W e NE-SW), refletindo diferentes pulsos deformacionais (Figura 5.9). As lineações de crenulação EW são tardias em relação às de direção NW.

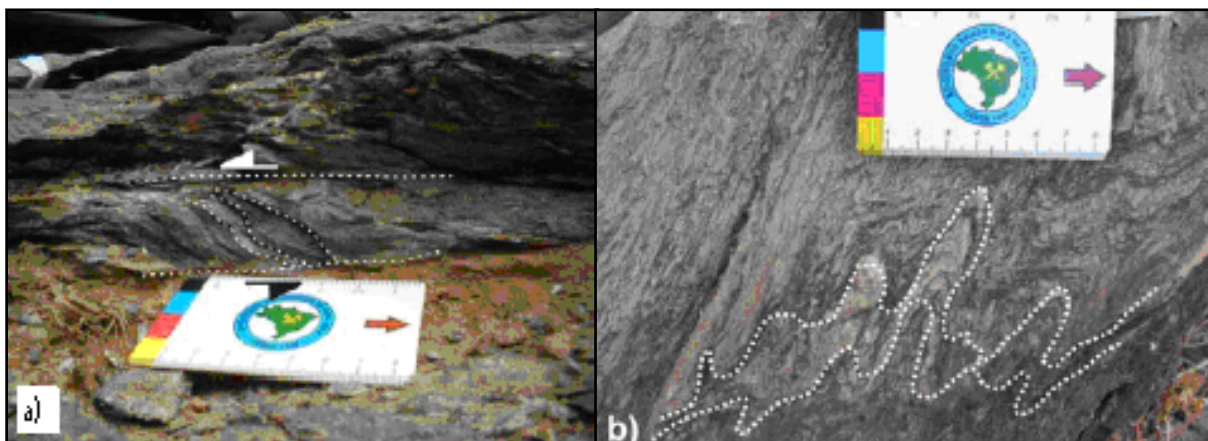


Figura 5.7: a) Foliação milonítica S-C, indicando movimentação com topo para SE. b) Crenulação gerada durante o evento D_2 , com direção E-W.

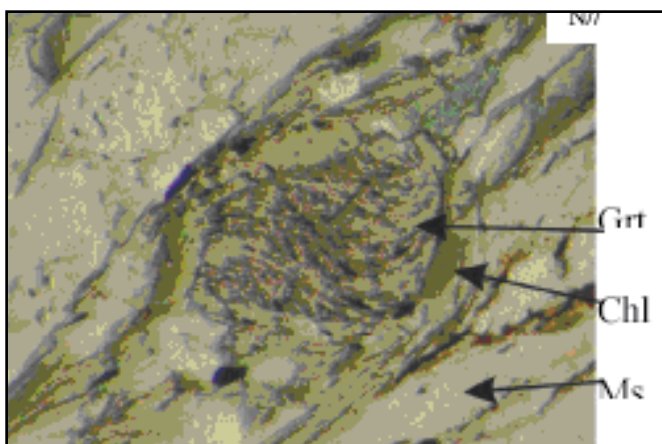


Figura 5.8: Porfiroblasto rotacionado de granada substituída por clorita e feições de textura snowball em clorita-muscovita xisto.

A crenulação gera microdobras abertas ou em *chevron*, com eixo caindo comumente para NE. Tectonitos S e SL são marcados por lineações de estiramento, que podem ter sua formação iniciada em D_1 . Desenvolvem-se pelo achatamento e estiramento preferencial em quartzo, feldspatos, cianita, estauroлита e hornblenda, menos freqüentemente em filossilicatos. Lineações de *boudinage* são formadas por segregação de quartzo em flancos de dobras isoclinais, paralelos aos eixos de dobra. O Granito São José do Alegre é um

corpo de rochas porfíricas, que se dispõe de forma sin-tectônica em relação à foliação de baixo ângulo, sendo, assim, considerado como sin- D_1/D_2 (Biondi 1990, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

A fase D_3 é responsável, entre outras feições, pela formação da feição geomorfológica Serra das Araras em seu segmento retilíneo NE-SW, caracterizada por estrutura transcorrente sinistral em regime dúctil a que se associou processo de hidrotermalização da parte sul da suíte plutônica de arco, conduzindo à formação de cianita quartzito, cianitito e rochas associadas. Nessa fase estruturas pré-formadas foram rotacionadas. As dobras de D_3 são abertas a suaves (Figura 5.10), com direção de eixo variável, N-NW e S. A foliação S_3 é caracterizada por planos sub-verticais espaçados em que se desenvolveu lineação de estiramento sub-horizontal, formada por

achatamento de quartzo, feldspato, cianita e muscovita. Neles ocorrem segregações de quartzo em sigmóides. Padrões de interferência do tipo coaxial sugerem a transposição das fases entre as direções NE e NS, sendo que a fase NE afeta as demais e é a mais recente. Clivagem de crenulação em zonas próximas às zonas de cisalhamento, devido ao início da transposição e escape lateral, tem trend tanto para NE como para NW. Dobras com eixo verticalizado resultam da rotação de estruturas antigas D_2 que foram reorientadas devido ao cisalhamento transcorrente D_3 .

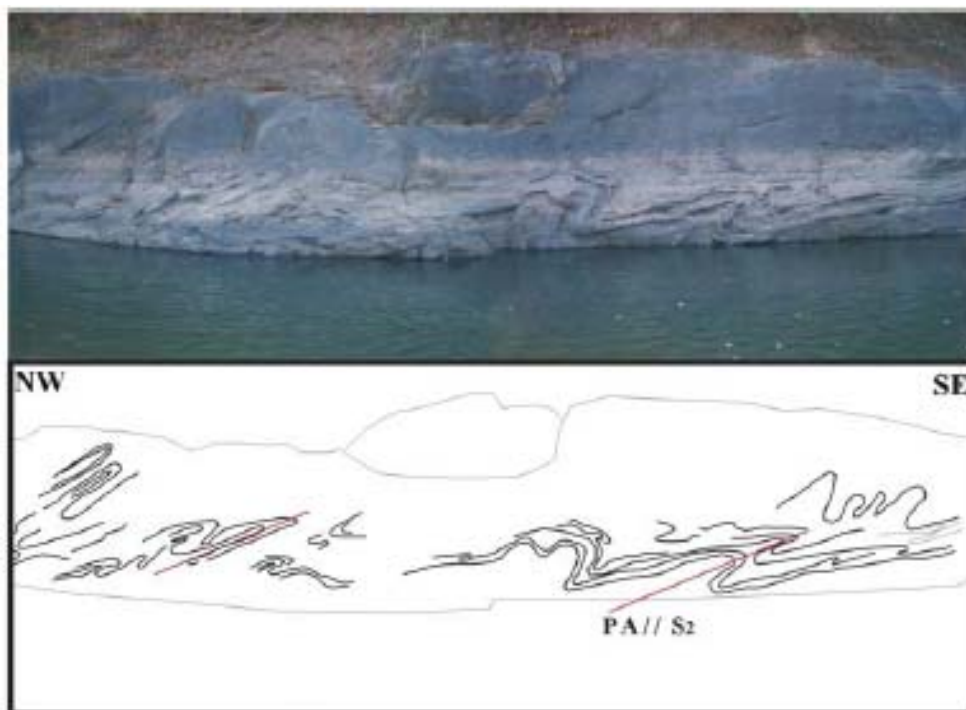


Figura 5.9: Variação nos eixos de dobras F_2 no rio Crixás-Açu.



Figura 5.10: Dobra aberta F_3 em anfibolito com linha de charneira de atitude $10^\circ/025^\circ$, rio Crixás-Açu, 1,6 km a noroeste de Santa Terezinha de Goiás.

A fase D₄ é caracterizada pela formação tanto de falhas de rejeito direcional, quanto de falhas normais e fraturas em T, em resposta a estágio tardio e posterior à deformação dúctil. As falhas de rejeito normal e direcional são bem marcadas na Serra das Araras, com direção predominante NW-SE, cortando a transcorrência anterior. Falhas e zonas de cisalhamento extensionais de direção NW e EW são atribuídas ao colapso da orogênese brasileira na região.

O conjunto de zonas de cisalhamento identificado na área estudada permite dividir as rochas aflorantes em vários domínios. Os limites entre os domínios são zonas de milonitos de mergulho moderado a baixo, exceto nas rampas laterais onde tendem a se verticalizar. Essas relações sugerem que os domínios sejam escamas de empurrão. Uma das escamas, no limite leste da área mapeada, é dominada por rochas de origem supracrustal incluídas na Seqüência Mara Rosa. Várias das escamas de empurrão adjacentes são constituídas de rochas metassedimentares e metavulcânicas originalmente incluídas na Seqüência Santa Terezinha (Souza e Leão Neto 1984, Ribeiro Filho e Lacerda Filho 1985, Costa 1986, Biondi 1990, Barros Neto 2000). As paragêneses minerais relacionadas aos sistemas de empurrão na região atestam condições de temperatura correspondentes a fácies anfíbolito durante a milonitização, com a presença de cianita + granada + cloritóide + estauroлита estirada e rotacionada durante o cisalhamento. Contudo, cianita também cresce de maneira estática relacionada a processos hidrotermais tardios. A par disso, em muitas zonas de cisalhamento se observa retrometamorfismo em fácies xisto verde baixo, testemunhado pela cristalização de clorita + epidoto + muscovita. Cabe registrar que os milonitos sin-empurrão formados em condições de fácies anfíbolito, são dobrados, transpostos e deformados em condições de fácies xisto verde nas zonas transcorrentes. A presença de milonitos de alta e baixa temperatura sugere reativação e reaquecimento nas zonas de cisalhamento.

Os dados geocronológicos obtidos confirmam a conveniência de separar essas rochas daquelas pertencentes à Seqüência Mara Rosa, visto que são ca. 200 milhões de anos mais jovens. A sucessão de escamas de empurrão contém unidades de mapeamento em geral distintas da Seqüência Santa Terezinha, como é o caso da unidade metavulcânica da porção sudeste da área mapeada. Outras escamas contém rochas metamórficas pouco distintas das de escamas adjacentes, mas o fato de estarem em segmentos tectônicos distintos sublinha a conveniência de cartografá-las separadamente. A constatação não implica que essas unidades não sejam coevas, podendo mesmo representar segmentos distintos de um mesmo sítio deposicional.

De modo geral, as escamas de empurrão mais superiores contém fatias tectônicas de ortognaisses da suíte plutônica de arco. Investigações geocronológicas mais detalhadas poderão dizer se se trata de uma única suíte de arco, ou se mais de uma suíte, com idades diferentes, estão justapostas tectonicamente.

6. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES

6.1 Introdução

A área da Folha Santa Terezinha de Goiás é conhecida pela lavra de esmeralda de Campos Verdes e pelos depósitos de cianita da Serra das Araras. Além, disso, garimpos abandonados e ocorrências de ouro são registrados no canto sudoeste da área, onde se expõe pequena faixa de rochas pertencentes ao *greenstone belt* de Crixás, cujo reconhecido potencial aurífero foi e é aproveitado em vários depósitos nas vizinhanças de Crixás, em áreas adjacentes à da folha estudada.

Inserida no contexto do Arco Magmático de Goiás, a maior parte da área da Folha Santa Terezinha de Goiás apresenta potencial importante de mineralizações que usualmente acompanham ambientes de arco magmático. A acepção é corroborada pelas ocorrências e depósitos conhecidos na área vizinha da Folha Campinorte (Oliveira *et al.* 2006), na qual se expõe a continuação das rochas supracrustais e metaplutônicas cartografadas na região de Santa Terezinha de Goiás, e que são hospedeiras de importantes depósitos de Au (Posse), Au-Ag-Ba (Zacarias) e Cu-Au (Chapada) conhecidos naquela área (Arantes *et al.* 1991, Oliveira *et al.* 2000, 2004). Dessa forma, a área estudada faz parte do distrito cupro-aurífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.* 2000, 2004), que vem sendo investigado desde o início da década de 1970 (e.g. Lacerda 1986). Desde então os investimentos em exploração foram condicionados, sobretudo, à flutuação do preço do ouro no mercado internacional. A par disso, os investimentos foram concentrados em áreas de ocorrências minerais conhecidas (garimpos, minas), sem evolução dos trabalhos de cartografia geológica que dessem suporte à continuidade das atividades de exploração mineral. A retomada dos levantamentos aerogeofísicos no Arco Magmático de Goiás a partir de 2002 permitiu que a região reassumisse a condição de importante alvo para a prospecção de depósitos de Au e Cu-Au.

6.2 Cianita

As ocorrências de cianita na região de Santa Terezinha de Goiás estão predominantemente associadas a zonas de cisalhamento no domínio do arco magmático (Figura 6.1, 6.2). Concentrações relevantes de cianita ocorrem em faixa estreita e alongada controlada pela Zona de Cisalhamento Serra das Araras, em pequena faixa NNE-SSW ao norte daquela serra e em blocos esparsos encontrados na área drenada pelo Córrego Taquaruçu e seus afluentes, no domínio de rochas supracrustais de associação vulcano-sedimentar (NP1mr3) da Seqüência Mara Rosa, onde ocorrem cianita quartzito e cianita-granada-muscovita xisto.

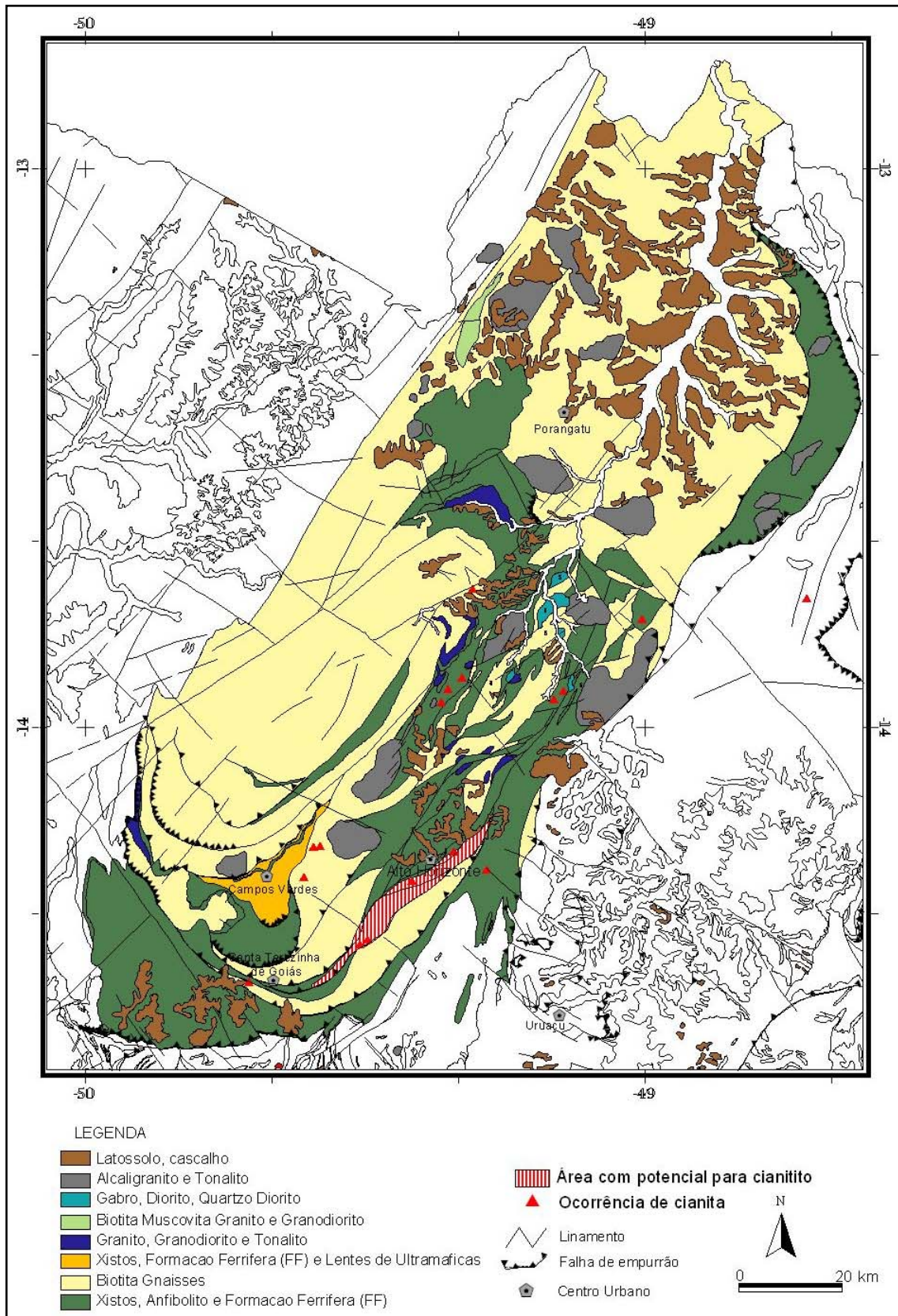


Figura 6.1: Mapa geológico esquemático do Arco Magmático Mara Rosa com a localização das áreas de ocorrência e potencial para cianita (SIG-Goiás CPRM, 2000).

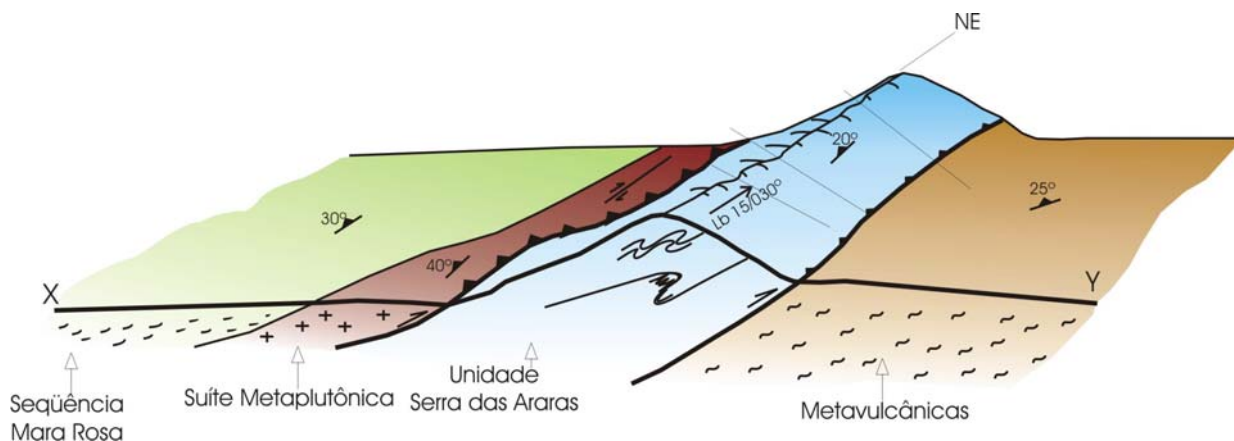


Figura 6.2: Perfil NW-SE (X-Y) englobando a Serra das Araras e domínios encaixantes (Joffily, 2006).

A Zona de Cisalhamento Serra das Araras é uma falha contraccional, com geometria curva e concavidade voltada para norte. Mergulha aproximadamente 30° para N-NW. A inflexão para nordeste testemunha a passagem para rampa lateral oblíqua. Ao longo de boa parte de sua extensão determina o limite sul-sudeste de hornblenda gnaiss tonalítico (NP3γ1gnt) com anfibolitos e outras rochas da unidade vulcânica (NP2st1) da Seqüência Santa Terezinha de Goiás. A serra é sustentada por rochas coesas, constituídas por minerais resistentes ao intemperismo, formando faixa com cerca de 16 km de comprimento e largura variando entre 400 m e 1,5 km. Os principais tipos litológicos são cianitito, cianita quartzito, muscovita-cianita quartzito, muscovita-cianita-quartzo xisto e muscovita-cianita-plagioclásio xisto.



Figura 6.3: Aspecto macroscópico do cianitito na mina de cianita, na Fazenda Cianita. Destaque para isotropia da rocha com cristais de cianita diablásticos (Joffily, 2006).

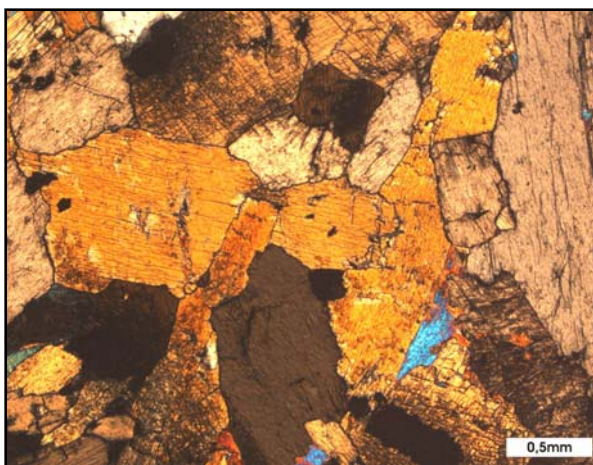


Figura 6.4: Fotografia de lâmina delgada de cianitito (Nx). Destaque para arranjo granoblástico de cristais de cianita (Joffily, 2006).

Cianititos compreendem mais de 90% de cianita, à qual se associam quartzo, muscovita e rutilo (Figura 6.3). A rocha é azul, em geral isotrópica e sua textura é diablástica, com granulação média a grossa. Nos quartzitos, de cor branca a azulada, cianita perfaz em geral entre 30 e 65% do volume da rocha, a ela se associando quantidades variáveis de quartzo e muscovita.

Além de rutilo como acessório (Figura 6.4). Nos xistos encontrados ao longo da Serra das Araras o conteúdo de cianita decresce para valores em geral menores que 30%.

A origem dos depósitos de cianita da Serra das Araras está ligada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento homônima. A percolação de volume considerável de fluidos ao longo da zona de cisalhamento propiciou a alteração das rochas afetadas, em princípio os gnaisses da suíte plutônica de arco e as rochas vizinhas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, de modo a lixiviar óxidos como CaO, Na₂O, MgO, FeO, etc. e provocar o enriquecimento residual principalmente de SiO₂ e Al₂O₃. O processo se deu em condições de P e T compatíveis com o campo de estabilidade de cianita. Em uma primeira fase D1 desenvolveu-se foliação milonítica, com cristalização de quartzo e cianita e formação de xistosidade nas rochas ricas em muscovita. Na fase D2 formaram-se dobras assimétricas e estiramento mineral. A zona de cisalhamento resultante se desenvolveu sob regime deformacional dúctil a dúctil-rúptil, identificado por dobras assimétricas que exibem ruptura de flanco e espessamento de charneira, além de dobramento intrafolial apertado. Essa fase preside a formação de segregações de cianita em meio a cianita quartzito, constituindo bolsões e corpos irregulares de cianita maciça disposta de forma diablastica, resultantes de remobilização de cianita para eixos de dobras ou núcleos de sigmóides (Joffily 2006). Cianita e os minerais que a acompanham no quartzito e no cianitito apresentam-se deformados, mostrando estiramento, extinção ondulante, encurvamento e formando sigmóides (Joffily 2006).

As reservas declaradas do Estado de Goiás, situadas na Serra das Araras, alcançam perto de 2,3 milhões de toneladas (DNPM/DIDEM, ano base 2004). Apesar do volume das reservas e dos teores apreciáveis do minério, a lavra encontra-se paralisada desde o final dos anos 1990.

6.3 Esmeralda

As ocorrências de esmeralda em Campos Verdes foram descobertas em 1981 com a abertura de estrada vicinal na Fazenda São João, atraindo grande número de garimpeiros (Figura 6.5). Foi constatado que esmeralda ocorre disseminada em camadas deformadas de biotita-carbonato-talco xisto, dispostas em estruturas alongadas ("canoão", "costelão"), mergulhando para norte. Os afloramentos foram objeto de corrida exploratória nos anos seguintes, levando à extração de grandes volumes de rocha mineralizada até profundidades da ordem de 150 m (Figura 6.6; Ribeiro e Sá 1983, Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985, Barros Neto 2000). Dado o vulto das operações, o Departamento Nacional da Produção Mineral criou reserva garimpeira, definindo os limites legais do distrito esmeraldífero e estabelecendo estudos geológicos sistemáticos da área (Souza e Leão Neto 1984). Os vários estudos que se seguiram, abordando diferentes aspectos da geologia e mineralogia dos depósitos, lograram estabelecer as principais condicionantes da mineralização.

A mineralização de esmeralda está relacionada a lentes ou camadas de talco xisto, subordinadamente biotitito e clorita xisto, que são produto de alteração avançada de rochas ultramáficas. As camadas e lentes mineralizadas estão associadas a conjunto variado de rochas de origem supracrustal, dominado por clorita-muscovita-quartzo xisto (unidade NP2st4).

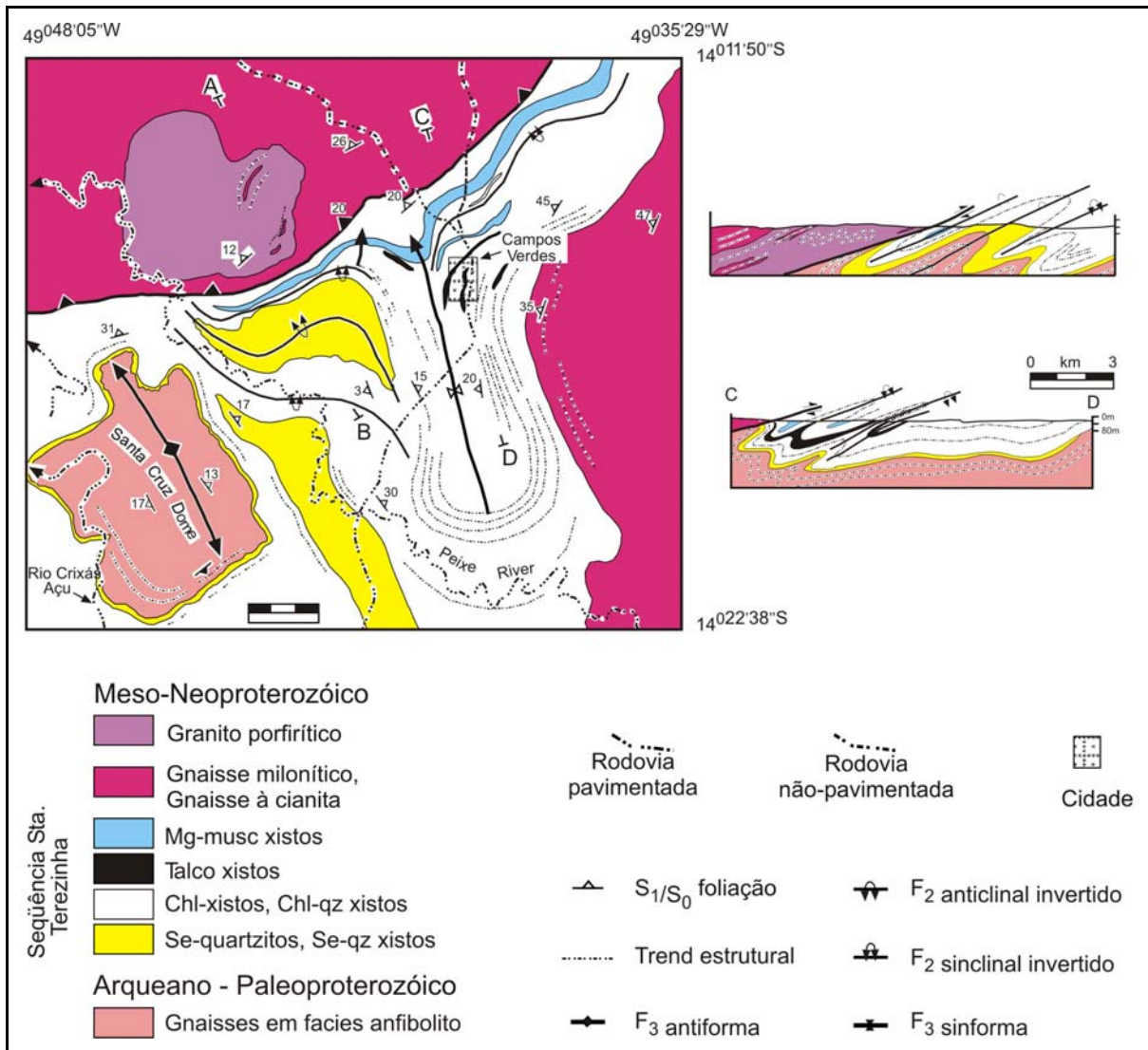


Figura 6.5: Mapa geológico simplificado do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás (modificado de Del-Rey Silva & Barros Neto, 2002).

Estudos de detalhe mostram que há diversos tipos de corpos mineralizados em esmeralda nos depósitos de Campos Verdes (Biondi 1990). O tipo mais comum apresenta morfologia complexa em consequência das diversas fases de dobramento e falhamento que afetaram as rochas hospedeiras. O minério é rocha xistosa composta por talco, biotita e carbonato (Figura 6.7), esmeralda podendo ocorrer também, embora em menor proporção, em carbonato-clorita-quartzo xisto ou clorita-biotita xisto, encaixantes da rocha carbonatada. O minério substitui rochas afetadas por dobras recumbentes e em bainha (D'el-Rey e Giuliani 1988), superpostas por dobras isoclinais e normais, seguidas por deslocamentos e fraturas resultantes de cisalhamento de alto ângulo. Um segundo tipo de minério é plano, pouco inclinado,



Figura 6.6: Garimpo de esmeralda em Campos Verdes.

Um segundo tipo de minério é plano, pouco inclinado,

com *mullions* de quartzo mergulhando 20° para N10-15W, sendo os maiores teores de esmeralda contidos em carbonato-talco xisto, envolvido por biotitito ou clorita biotitito. Outros corpos mineralizados são verticais, constituídos por carbonato-clorita xisto, às vezes com aspecto brechóide, envolvido por biotita-clorita xisto. Os corpos de tipo “canoão” são alongados segundo charneiras de dobras isoclinais ou abertas e o minério é massa isótropa de carbonato, clorita e biotita, podendo conter talco. O minério de alto teor em esmeralda é envolvido por material de baixo teor, rico em biotita e clorita e pobre em carbonato. v) Minério rico, à base de carbonato, clorita e biotita, concentra-se em talco xisto junto de zonas verticais de falha; o teor de esmeralda decresce com a distância do plano da falha.



Figura 6.7: Esmeralda em biotita-carbonato-talco xisto de Campos Verdes.

Diferentes tipos de esmeralda são registrados em Campos Verdes (Biondi 1990, Pulz *et al.* 1997a,b,c, 1998a,b). Esmeralda de melhor qualidade é prismática (comprimento 1mm-3cm, diâmetro <1mm-1cm) encontrada em vênulas e massas de quartzo hidrotermal associadas a falhas ou em massas carbonatadas com pouco talco e clorita em “charutos” e “canoões”. Esmeralda anédrica, de pequenas dimensões, raramente com mais de 5mm de diâmetro, ocorre em biotitito e clorita biotitito, envolvendo núcleos carbonatados dos corpos mineralizados. A qualidade das pedras é boa mas os teores são baixos. Berilo verde e berilo verde microcristalino (“bagulho” e “borra” no jargão local, respectivamente) ocorrem em todos os tipos de depósito, podendo ser largamente predominantes sobre esmeralda. Berilo microcristalino constitui manchas e disseminações de cor esverdeada nas rochas hidrotermalizadas, sendo tomado como indicador da proximidade da mineralização (Biondi 1990). Inclusões variadas são comuns nos cristais de esmeralda: espinélio, pirita, pirrotita, dolomita, Mg-siderita, talco, biotita/flogopita, quartzo, rutilo, halita, silvita, além de inclusões bifásicas (Lariucci *et al.* 1990).

Dois tipos de minério foram reconhecidos (Biondi 1990): i) O tipo carbonatado é isótropo, com vênulas de biotita e quartzo; compõe-se de dolomita (até 80%), talco (entre 5 e 85%), com proporções menores de biotita e quartzo, figurando clorita, magnetita e rutilo como acessórios. Além de dolomita, pode ocorrer anquerita e mais raramente siderita. ii) O tipo clorita-biotita é geralmente foliado, envolve os núcleos de minério carbonatado e comporta mais de 25% de clorita+biotita; dolomita e quartzo comparecem em teores inferiores a 20 e 50%, respectivamente; albita pode estar presente. Pirita e rutilo são acessórios.

Os minérios carbonatados apresentam teores de MgO acima de 20% e SiO₂ geralmente entre 35 e 40%. CaO não ultrapassa 10%, levando à dominância de dolomita sobre calcita. Os teores de Na₂O, K₂O, FeO e Al₂O₃ são geralmente baixos (Biondi 1990). São elevados os teores de Be, Cr, Ni

e F, enquanto são baixos os de S, Cl, V e Cu. Comparado com o minério carbonatado, o minério tipo clorita-biotita mostra teores mais baixos de MgO, CaO, Be, Cr e Ni, sendo maiores os de álcalis, FeO, SiO₂, Al₂O₃, S, Cu, V e Cl (Biondi 1990).

A mineralização de esmeralda é devida a importante processo hidrotermal, sendo as feições resultantes reconhecidas em superfície, bem como nas frentes de lavra, galerias e sondagens na área em que se situam as lavras (Biondi 1990). Diferentes zonas hidrotermais foram descritas em função dos minerais presentes e de suas proporções. Normalmente os minerais hidrotermais se diferenciam dos da rocha original por não estarem orientados ou deformados, ou por apresentarem disposição discordante em relação às orientações pretéritas, preenchendo fraturas ou injeções (Biondi 1990). Há casos em que as rochas originais foram inteiramente substituídas pelos minerais hidrotermais. Análises químicas de amostras de minério e rochas hidrotermalizadas, associadas a estudos de balanço de massa (Biondi 1990) levaram a identificar a primeira etapa de hidrotermalismo como devida à percolação de fluido aquoso aquecido, rico em CO₂, ao longo de zonas de falha. Em consequência das reações estabelecidas, talco xisto foi carbonatado, resultando enriquecimento residual em Cr₂O₃, MgO e Fe₂O₃ e lixiviação de Na₂O, SiO₂, FeO, F, Ni e Cu. A temperatura atingida pelo sistema foi da ordem de 600°C (Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985). Em seguida, a área foi percolada por fluido portador de Be e possivelmente F, além de outros elementos e, com o abaixamento da temperatura, houve percolação de águas meteóricas (Biondi 1990). A desestabilização do fluido com Be é completa ao atingir núcleos ricos em carbonatos, depositando-se a maior parte de Be, que, em reação com Cr₂O₃, forma esmeralda. Segundo Biondi (1990), altos teores de Be e F distinguem as zonas mineralizadas das não mineralizadas, levando a inferir que fluido rico em F e Be seria a principal condição para a gênese de berilo e esmeralda em Campos Verdes, além, claro, da presença de rochas ultramáficas carbonatadas, portadoras de Cr. A origem de Be não está bem estabelecida, sendo preliminarmente atribuída a rochas graníticas que afloram em áreas próximas e a veios de leucogranito de pequeno porte que seccionam as rochas encaixantes na área dos depósitos. Esse aspecto do processo mineralizador ainda não está adequadamente esclarecido.

6.4 Formações ferro-manganesíferas

Formações bandadas ricas em ferro e/ou manganês são encontradas com frequência nas áreas de exposição das seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha. As ocorrências mais comuns são de camadas de pequeno porte, de espessura centimétrica a decimétrica, que se estendem por alguns metros ou dezenas de metros, intercaladas em xistos variados. Eventualmente, camadas com possança métrica a decamétrica e comprimento de centenas de metros são observadas, principalmente nas vizinhanças de Campos Verdes e na área entre Uirapuru e Reisópolis. As formações ferríferas são em geral constituídas por bandas de quartzo alternadas com bandas de hematita e alguma magnetita. Grunerita pode estar presente. Formações manganésíferas estão em geral demasiado intemperizadas para que se possa reconhecer os minerais constituintes à parte de quartzo. Por suas pequenas dimensões, o potencial dessas camadas é reduzido.

6.5 Ouro

Ocorrências de ouro são registradas no canto sudoeste da área da Folha Santa Terezinha de Goiás, onde se expõem as rochas atribuídas à Formação Córrego do Alagadinho do *greenstone belt* Crixás.

Garimpo abandonado (possível denominação Aldair) foi encontrado no lado norte de estrada vicinal (coordenadas 609312, 8397870), poucos quilômetros a oeste da rodovia Crixás-Uirapuru. Nas escavações encontradas no local são expostos xistos verdes intemperizados (Sn 270/15, Ix 260/10), constituídos por actinolita, clorita, epidoto, albita e quartzo, provavelmente oriundos de antigos derrames basálticos, intercalados com rochas ultramáficas compostas por talco, clorita e anfibólio magnesiano. A mineralização não está exposta, porém pelo material solto encontrado, parece ser representada por veio de quartzo sulfetado alojado em biotitito resultante de transformação hidrotermal.

Pouco mais a sul localiza-se a ocorrência Adventino (coordenadas 609200, 8397000), estruturalmente controlada por zona de cisalhamento NS e hospedada em pacote de clorita xisto, clorita-carbonato xisto, biotita-carbonato xisto, anfibólio-biotita-carbonato xisto, clorita biotitito, clorita actinolitito e turmalina-sericita xisto (Kuyumjian e Costa 1999). Essas rochas, interpretadas como produto de alteração hidrotermal, associam-se a meta-andesito, xisto carbonoso com sulfetos disseminados e camadas milimétricas a centimétricas de sulfeto maciço e provável exalito em que se observa alternância de quartzo+carbonato e anfibólio+carbonato+opacos. O pacote é cortado por diques métricos de tonalito milonitizado e carbonatizado (Kuyumjian e Costa 1999). Pirrotita, arsenopirita e calcopirita disseminadas são comuns, especialmente onde os processos de alteração hidrotermal (sericitização, carbonatação) foram mais intensos. Au se concentra (0,02-5,05 ppm) em veios de quartzo ou quartzo-carbonato em zonas de alteração hidrotermal, contendo pirita, arsenopirita, pirrotita, pentlandita, calcopirita, galena e esfalerita. Au aparece em raros grãos livres ou está contido em arsenopirita ou no contato desta com galena (Kuyumjian e Costa 1999). Os veios de quartzo são dobrados, com eixos NS de baixo caimento, observando-se remobilização de sulfetos e ouro para zonas de charneira (Kuyumjian e Costa 1999). A presença de galena e esfalerita em Adventino distingue essa ocorrência dos depósitos de ouro de Crixás, como Mina III, Mina Nova e Meia-Pataca (Kuyumjian e Costa 1999).

Potencial para ocorrências de ouro existe também nas unidades neoproterozóicas cartografadas. A julgar pelas ocorrências e depósitos conhecidos nas áreas vizinhas, existe a possibilidade de mineralização vulcanogênica (Arantes *et al.* 1991, Oliveira *et al.* 2000, 2004) na Seqüência Mara Rosa, na porção oriental da área da folha, bem como na Seqüência Santa Terezinha de Goiás, visto que, como seqüências de arco magmático, incluem manifestações importantes de vulcanismo. Ademais disso, remobilização e deposição de ouro podem ter ocorrido ao longo das extensas zonas de cisalhamento e sistemas subordinados registrados na área estudada. Essas estruturas são sítios preferenciais para a percolação de fluidos hidrotermais, inclusive estendendo a potencialidade para as rochas plutônicas que caracterizam extensas áreas do arco magmático na região de Santa Terezinha de Goiás. Exemplo disso é escavação de garimpo abandonado próximo do Córrego Varal, centro norte da área (coordenadas 644457, 8430204). No local expõe-se muscovita-biotita gnaisse algo bandado (NP3γ1g), muito intemperizado, que contém camadas métricas de biotitito resultante de alteração hidrotermal, ao qual se associam veios de quartzo.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A maior parte da área da Folha Santa Terezinha de Goiás é ocupada por exposições de rochas pertencentes ao Arco Magmático de Goiás. Apenas o canto sudoeste da área é caracterizado pela presença de rochas metavulcânicas e metassedimentares pertencentes à Formação Córrego do Alagadinho, Grupo Crixás, integrando o *greenstone belt* arqueano de Crixás. Associam-se-lhe rochas plutônicas félsicas, apenas ortognaisses do Complexo Anta sendo passíveis de representação na escala adotada.

A Serra Santa Cruz, a oeste de Campos Verdes, constitui estrutura dômica, cujo núcleo é ocupado por biotita gnaisse bandado. Embora não estejam disponíveis determinações de idade absoluta, dados isotópicos Sm-Nd resultam em idades modelo T_{DM} ao redor de 3 Ga, sugerindo a possibilidade de tratar-se de rochas arqueanas, por analogia ao Gnaisse Serra Azul em Porangatu.

No domínio das rochas do Arco Magmático de Goiás são identificados dois conjuntos de rochas supracrustais. No limite leste da área estudada ocorrem micaxistos diversos, rochas vulcânicas e depósitos químicos que representam a continuação da Seqüência Mara Rosa, originalmente descrita na região homônima, Folha Campinorte (Oliveira *et al.* 2006), onde intrusões de rochas félsicas balizam idade mínima de ca. 860 Ma (Pimentel *et al.* 1997). Na região de Campos Verdes-Santa Terezinha de Goiás expõem-se as rochas supracrustais da Seqüência Santa Terezinha, mais jovem, com idades da ordem de 650-670 Ma determinadas em amostras de rochas de origem vulcânica. Essas rochas são divididas em diversos conjuntos, representando lâminas de empurrão, separadas por extensas zonas de cisalhamento contracionais, passando a rampas oblíquas e laterais. Às rochas supracrustais associam-se rochas plutônicas de arco, dominadas por tonalitos e granodioritos, sendo também comuns gabros e dioritos de um lado e granitos de outro, em geral muito deformados e gnaissificados. Idades U-Pb em zircão obtidas nessas rochas variam entre ca. 640 e 620 Ma. Granitos pós-orogênicos têm idades da ordem de 570 Ma.

A região estudada contém importantes depósitos de cianita e esmeralda, tendo também potencial para depósitos de Au e Cu-Au por analogia com áreas vizinhas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, p. 1-29, 1981.

ARANTES, D. *et al.* The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF GOLD, 1991, Belo Horizonte. Brazil Gold'91: **Anais...** Belo Horizonte: SBG. 1991. p. 221-229.

ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus syntaxis: an exemple of intersection of two Brasiliano fold thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30. p. 144-148, 2000.

ARAÚJO, S. M. The Palmeirópolis Volcanic Massive Sulphide Deposit, Tocantins State. In: SILVA, G. M.; MISI, A. (Eds.). **Base Metals deposits of Brazil**. Belo Horizonte: MME/CPRM/DNPM, 1999. p. 64-68.

ARNDT, N. T.; TEIXEIRA, N. A.; WHITE, W. M. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [S.l.], v. 101, p. 187-197, 1989.

BARBOSA, O. *et al.* **Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília**. Petrópolis: DNPM/ prospec S.A., 1969. 225 p.

BARROS NETO, L. S. **Evolução estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás**. 2000. 111 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.

BELL, A. M. Vergence: an evaluation. **Journal of Structural Geology**, v. 3, p. 197-202, 1981.

BIONDI, J. C. Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p. 7-24, 1990.

BIONDI, J. C.; POIDEVIN, J. L. Idade da mineralização e da seqüência Santa Terezinha (Goiás – BR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Camboriú: SBG-RJ, 1994. v. 1, p. 302-304.

BLUM, M. L. B. *et al.* Aplicação de dados aerogeofísicos no mapeamento geológico do limite entre os terrenos Arqueanos e Proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, *Goiás*. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, p. 279-286, 2001.

BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 229 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

CALLE, C. H. T. **Processamento integrado de dados geofísicos e geoquímicos da região de Santa Terezinha de Goiás**. 1995. 91 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.

CASSEDANE, J. P.; SAUER, D. A. The Santa Terezinha de Goiás emerald deposit. **Gems and Gemmology**. [S.l.], v. 20, p. 4-13, 1984.

CORREIA, C. T. *et al.* U/Pb (SHRIMP), Sm/Nd and Re/Os systematics of Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in Central Brazil, and constrains on tectonic evolution. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 1., 1997, Campos do Jordão. **Extended Abstracts...** Campos do Jordão: IG-USP, 1997. p. 88-89.

COSTA, A. L. L.; KUYUMJIAN, R. M. Characterization and granitic intrusions of the Mina Inglesa Sequence, Crixás, Goiás, Brazil. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. **Extended Abstracts**. Brasília: SBG, 1996. p. 36-37.

COSTA, A. L. L. **Seqüência Mina Inglesa**: caracterização química das rochas granitóides associadas, Crixás-Goiás. 1996. 88 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1996.

COSTA, S. A. de G. Correlação da seqüência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com terrenos do tipo greenstone belts de Crixás e tipologia dos depósitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 2, p. 597-614.

DANNI, J. C. M. *et al.* Feições vulcânicas das rochas ultramáficas de hidrolina, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 2, p. 570-584.

DANTAS, E. L. *et al.* Proveniência e idade deposicional de seqüências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, p. 329-333, 2001.

DARDENNE, M. A. *et al.* Evolução tectono-sedimentar do grupo vazante no contexto da faixa de dobramentos Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 15., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 26.

D'EL REY SILVA, L. J. H. BARROS NETO, L. S. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 693-708, 2002.

D'EL REY SILVA, L. J. H. Base infilling in the southern-central part of the sergipano belt, NE Brasil, and the implications for tectonic evolution of Pan-Africa/Brasiliano, Cratons and neoproterozoic sedimentary cover. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, p. 453-470, 1999.

D'EL REY SILVA, L. J. H.; GIULIANI, G. Controle estrutural da jazida de Santa Terezinha de Goiás: implicações na gênese, na tectônica regional e no planejamento de lavra. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 413-427.

D'EL REY SILVA, L. J. H.; PEREIRA, C. J. Brasiliano-cycle deformation. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Anais...** Gramado: SGB, 1995. p. 23-25.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. **ANUÁRIO Mineral Brasileiro**. Brasília: DNPM/DIDEM, 2004.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO NACIONAL. **Projeto Geofísico Brasil-Canadá**: histórico e atividades até 30/09/77. Goiânia: MME/DNPM; Canadá: GSC, 1981.

DICKSON, B.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray- adding the geochemical factors. **AGSO Journal**, [S.l.], v. 17, p. 187-200, 1997.

FAURE, G. **Principles of Isotope Geology**. 2ª. ed. [S.l.]: J. Wiley & Sons, 589 p. 1986.

FERREIRA FILHO, C. F. *et al.* Zircon and Rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constrains for timing of magmatism and high grade metamorphism. **Precambrian Research**, Berlin, n. 68, p. 241-255, 1994.

FERREIRA FILHO, C. F.; PIMENTEL, M. M. Sm-Nd isotop sistematic and REE-Hf-Ta-Th data for mafic rocks of the Niquelândia complex upper layered series, central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. **Actas**. 1999. p. 60-62.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SGB-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1994. p. 184-187.

FUCK, R. A. *et al.* As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: síntese dos conhecimentos, In: DOMINGUES, J. M. L.; MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 161-185.

FUCK, R. A. *et al.* **Mapa geológico de Santa Terezinha de Goiás, escala 1:25.000**. Brasília: Universidade de Brasília, 2003.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review, In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES IN ASSOCIATED MINERALIZATION, 1987, Salvador. **Proceedings**. Salvador: SBG, 1987. p. 53-59.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL REY SILVA, L. J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. p. 215-217.

GIOIA, S. M. C. L., PIMENTEL, M. M. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 72, p. 219-245, 2000.

GIULIANI, G.; COUTO, P.; D'EL-REY SILVA, L. J. H. Origin of emerald deposits of Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 25, p. 57-64, 1990.

GIULIANI, G.; COUTO, P. O metassomatismo de infiltração e sua importância nos depósitos de esmeralda do Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 459-475.

HANNI, H. A.; KEREZ, C. J. Neues Smaragd-Vorkommen von Santa Terezinha de Goiás-GO, Brasilien. **Zeitschrift Deutsche Gemmologische Gesellschaft**, [S.l.], v. 32, p. 50-58, 1983.

HASUI, Y. *et al.* Modelo estrutural e tectônico do depósito de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás – GO. **Geociências**, São Paulo, v. 17, p. 345-369, 1998.

HEAMN, L.; LUDDEN, J. N. Short course handbook on application oradiogenic systems to problems in geology. **Mineral Assoc. of Canada**, Toronto, 489 p. 1991.

JOFFILY, C. M. L. C. **Gênese e controle do cianitito da Serra das Araras, Arco Magmático Mara Rosa**. 2006. 78 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

JOST, H. *et al.* Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 315-328, 2001.

JUNGES, S. L. *et al.* Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG-NE, 2002. p. 312.

JUNGES, S. L. *et al.* New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM; IRD, 2003. v. 1, p. 198-201.

JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; MORAES R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, n. 117, p. 101-108, 2002b.

KUYUMJIAN, R. M.; COSTA, A. L. L. Geologia, geoquímica e mineralizações auríferas da Seqüência Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 313-318, 1999.

KUYUMJIAN, R. M. *et al.* Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 3, p. 329-334, 2004.

KUYUMJIAN, R. M. **Geologia e mineralizações auríferas do greenstone belt da Faixa Crixás – GO**. 1981. 67 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1981.

KUYUMJIAN, R. M. Kyanite-staurolite ortoamphibolite from the Chapada region, Goiás, central Brazil. **Mineralogical Magazine**, v. 62, p. 501-507, 1998.

KUYUMJIAN, R. M. The magmatic arc of western Goiás: a promising exploration target. In: **Workshop**: depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base. Salvador: Capes-CNPq-ADIMB, 1998. p. 69-74.

LACERDA, FILHO. V. J. *et al.* Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto de Mapeamento geológico/metalogenético sistemático**. Goiânia: METAGO S. A./UnB, 1999. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

LACERDA, FILHO. V. J.; RIBEIRO, FILHO. W. Geologia das mineralizações de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., 1985, Goiânia. **Atas...** Goiânia: SGB, 1985. p. 185-207.

LARIUCCI, C.; LEITE, C. R.; SANTOS, R. H. A. Gênese e inclusões de esmeraldas em Santa Terezinha de Goiás-GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, p. 25-31, 1990.

LE BAS, M. J. *et al.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745-750, 1986.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society Of America Bulletin**, n. 101, p. 635-643, 1989.

MIYATA, T.; HOSAKA, M.; CHIKAYAMA, A. On the inclusions in emerald from Santa Terezinha de Goiás-GO, Brazil. **Journal of Gemmology**, v. 20, p. 377-379, 1987.

OLIVEIRA, C. G. *et al.* The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil: a review and new contributions. **Ore Geology Reviews**, v. 25, p. 285-299, 2004.

OLIVEIRA, C. G.; QUEIROZ C. L.; PIMENTEL M. M. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 219-221, 2000.

PALERMO, N. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SGB, 1996. v. 5, p. 219-222.

PALERMO, N. **Le gisement aurifere precambrien de Posee (Goiás, Bresil) dans son cadre geologique**. Paris: ENS des Mines, 1996. 175 f. These (Doctorat) - ENS des Mines de Paris, 1996.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. C. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.

PIMENTEL, M. M. *et al.* Geocronologia das rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 3-8, 1985.

PIMENTEL, M. M. *et al.* SHRIMP and conventional U-Pb age, Sm-Nd isotopic characteristics and tectonic significance of the K-rich Itapuranga suite in Goiás, Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 75, p. 97-108, 2003.

PIMENTEL M. M. *et al.* The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 195-229.

PIMENTEL, M. M. *et al.* The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Precambrian Research**, Berlin, n. 81. p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, M. M.; FUCK R. A.; GIOIA S. M. C. L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 35-39, 2000a.

PIMENTEL, M. M.; JOST H.; FUCK R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In MANTESSO NETO, V. *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 355-368.

PULZ, G. M. *et al.* Caracterização cristaloquímica das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás-Campos Verdes, Goiás, Brasil central. In: SEMANA DE GEOQUÍMICA, 10., CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 4., 1997b, Braga. **Actas**. Braga: SBGq, 1997b. v. 1.

PULZ, G. M. *et al.* Caracterização dos berilos de Campos Verdes (Estado de Goiás) por difração de raios-x. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador: SBGq. v. 1, p. 396-399.

PULZ, G. M. *et al.* Caracterização textural, química e tratamento térmico das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás, Goiás. In: MARINI O. J. (Ed.). **Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros**. Brasília: DNPM/DIREX/PADCT/GTM, 1997a. p. 130-137.

PULZ, G. M. *et al.* Contribuição ao estudo mineralógico dos cristais de esmeralda do distrito mineiro de Campos Verdes, Estado de Goiás. **Pesquisas, Porto Alegre**, v. 25, p. 11-19, 1998a.

PULZ G. M. *et al.* The chemical signature of emeralds from the Campos Verdes-Santa Terezinha mining district, Goiás, Brazil. **Journal of Gemmology**, v. 26, p. 252-261, 1998b.

QUEIROZ, C. L. **Geologia estrutural, geocronologia e geotectônica da região de Crixás, Arqueano de Goiás**. 2000. 260 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.

QUEIROZ, C. L.; JOST, H.; MCNAUGHTON, N. J. U-Pb SHRIMP ages of the Crixás granite-greenstone belt terranes: from Archean to Neoproterozoic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis. **Anais...** Salvador: SBG, 1999. p. 35-37.

RICHARDSON, S. V.; KESLER, S. E.; ESSENE, E. J. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed will rock porphyry copper deposit. **Economic Geology**, Ann Arbor, 1984.

SCHWARTZ, D. Classificação genética das ocorrências de esmeralda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 4, p. 1854-1862.

SOARES, J. E.; BERROCAL, J.; FUCK, R. A. Seismic crustal structure in central Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Abstracts**. Rio de Janeiro: SBG, 2003.

SOUZA, J. O.; LEÃO, NETO. R. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros**: mapeamento geológico do garimpo de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: Relatório Final. Goiânia, 1984. 65 p .

VIANA, M. G. *et al.* O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 2, p. 111-123, 1995.