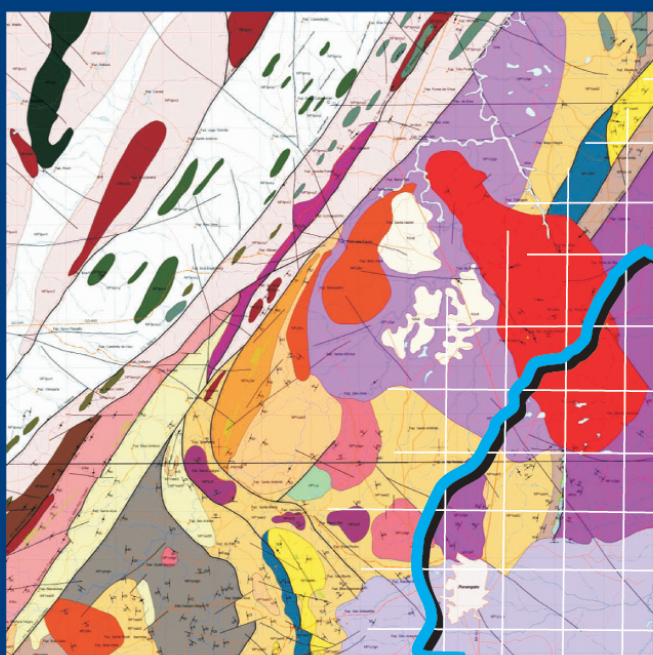


**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA PORANGATU* SD.22-X-D-I

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.º. 071/PR/05

Brasília, 2007

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 Porangatu*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SD.22-X-D-1)*, 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

PORANGATU
(SD.22-X-D-I)

1:100.000

AUTORES

Elton Luiz Dantas, José Oswaldo Araújo Filho, Claudinei Gouveia de Oliveira,
Marcus Flávio Nogueira Chiarini, Reinhard Adolfo Fuck, Diogo Alves De Sordi

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.

Porangatu- SD.22-X-D-I, escala 1: 100.000: nota explicativa./Elton Luiz Dantas, José Oswaldo Araújo Filho, Claudinei Gouveia de Oliveira, Marcus Flávio Nogueira Chiarini, Reinhardt Adolfo Fuck, Diogo Alves De Sordi - Goiás: UnB/CPRM, 2007.

59p; 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- Dantas, E.L. IV- Araújo Filho, J.O. V- Oliveira, C.G. VI- Chiarini, M.F.N. VII-Fuck, R.A. VIII- De Sordi, D.A..

RESUMO

A Folha Porangatu, situada no norte de Goiás, esta inserida no contexto tectônico da interação entre a amalgamação do arco magmático de Goiás à Faixa Brasília no final da colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco. Blocos crustais com diferentes idades e assinaturas isotópicas são colocados em contato por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter predominante dextral. Um feixe de zonas de cisalhamentos desenvolve-se nos limites de blocos e fragmentos crustais, definindo a configuração estrutural atual e a distribuição das unidades de mapeamento na área. O mapeamento na escala de 1: 100.000 trás inovações no tocante ao arcabouço tectônico e estratigráfico da região ao individualizar a Seqüência Serra da Sabina das demais rochas supracrustais do Arco de Mara Rosa e detalhar as plutônicas de arco em diferentes suítes de acordo com o seu posicionamento tectônico em relação a orogênese brasileira. As rochas mais antigas são gnaisses bandados do Complexo Serra Azul, datados em torno de 2,9- 3,0 Ga e representam um fragmento crustal tectonicamente intercalado em rochas mais jovens ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

A suíte plutônica de arco mais antiga, considerada como formada em torno de 860 Ma, é representada por uma série de corpos deformados de ortogneisses tonalítico, granodiorítico a granítico. A seqüência supracrustal é subdividida em 6 sub-unidades de mapeamento incluindo rochas máficas ultramáficas, rochas metassedimentares psamo-pelíticas contendo granada xisto, estauroлита-biotita xisto associado quartzo muscovita xisto; uma unidade vulcano-sedimentar com anfibólitos, intercalados com rochas calci-silicáticas, e clorita xisto; turmalina xisto e turmalinitos ocorrem associados com sedimento de origem química (gonditos) e xisto feldspáticos. Muscovita quartzito e quartzito puro formam as Serra da Sabina e Presídio, bem distinguíveis na região. Intrusões graníticas sin-tectônicas afetam a seqüência supracrustal e forma corpos bem diferenciados na escala de mapeamento. A idade absoluta deste magmatismo ainda não está determinada. O complexo Porangatu, originalmente definido como arqueano, é considerado como uma unidade neoproterozóica datada entre 570-540 Ma com idades U-Pb em zircão. Esta unidade é dividida em uma associação máfica ultramáfica, incluindo metagabros, tremolita xisto, talco xisto e anfibólitos e uma unidade de gnaisses granulito composta de clinopiroxênio-hornblenda gnaisses, enderbitos e granada gnaisses.

O complexo Serra do Estrondo, embora pouco estudado, parece representar um corpo acamadado de gabros, noritos, anfibólitos e dioritos, pouco a levemente deformado, cujas relações absolutas com as demais unidades de mapeamento ainda não estão claras. Intrusões pós-tectônicas estão representadas pelos corpos de Boa Esperança e do granito Bela Vista, que truncam o *trend* principal das estruturas regionais.

SUMÁRIO

RESUMO	i
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Histórico	1
1.2 Localização e acesso	1
1.3 Evolução dos conhecimentos	3
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
3. ESTRATIGRAFIA	10
3.1 Complexo Serra Azul (A3sa)	10
3.1.1 Diques de anfibolito	12
3.1.2 Metasienogranito porfirítico	12
3.2. Seqüência metavulcano-sedimentar da Sabina (NP1Sab)	12
3.2.1 Seqüência Máfica-Ultramáfica (NP1sab1)	13
3.2.2 Quartzo-muscovita xisto, biotita-quartzo xisto, muscovita-granada-estauroлита xisto, Cianita-estauroлита xisto (NP1sab2)	14
3.2.3 Biotita-Xisto Feldspático (NP1sab3)	16
3.2.4 Turmalina granada plagioclásio muscovita xistos (NP1sab4)	16
3.2.5 Muscovita quartzito milonítico (NP1sab5)	17
3.2.6 Quartzito e muscovita xisto da Serra da Sabina e Deuzélio (NP1sab6)	18
3.3 Suite Plutônica pré a sin orogênica – Brasiliano I	19
3.3.1 Muscovita biotita gnaïsse granítico (NP1 γ 1magn)	19
3.3.2 Biotita tonalitos (NP1 γ 1btn)	20
3.3.3 Hornblenda gnaïsse tonalítico e biotita Tonalito (NP1 γ hgnt)	20
3.3.4 Gnaïsse tonalítico (NP1 γ 1gnt)	20
3.3.5 Biotita granito (NP1 γ 1bgr)	20
3.3.6 Anfibolito e granada anfibolito (NP1 γ 1 ^a)	21
3.3.7 Metagabro e tremolita xisto (NP1spr μ)	21
3.4 Suite Plutônica III sin a tardi orogênica - Brasiliano III	21
3.4.1 Granada - Tonalito (NP3 γ 2gtn)	22
3.4.2 Biotita-Granito e Sienogranito (NP3 γ 2m) e Monzogranito milonítico (NP3 γ 2m)	22
3.4.3 Clinopiroxênio álcali granito de Serra Verde (NP3 γ 2sv)	22
3.5 Complexo Porangatu (NP3por1)	25
3.5.1 Granulito, Hornblenda-clinopiroxênio granada gnaïsse (NP3por2)	26
3.5.2 Sienogranito Porfírico (NP3por3)	26
3.6 Associação máfica ultramáfica	28
3.6.1 Rochas Metaultramáficas, tremolita-clorita xisto, tremolita talco xisto e BIFs (NP3por μ 1)	28
3.6.2 Rochas Metamáficas, granada anfibolito, metagabro, actinolito (NP3 por μ 2) e Anfibolitos (NP3por μ)	29
3.6.3 Complexo Serra do Estrondo – Gabros, metanoritos, dioritos e gabros (NP3 γ 3)	32
3.7 Cianita milonito e Cianitito (NP3cn)	34

3.8 Suíte Tardi a pós orogênica	35
3.8.1 Hornblenda Granito Bela Vista e álcali-granito fino equigranular (NP γ bv)	35
3.8.2 Granito porfiritico Boa Esperança (NP γ be)	35
3.9 Diques de Diabásio (Db).....	38
3.10 Cobertura Detrítico-Laterítica (N34dl)	38
3.11 Depósitos Aluvionares (N4a)	38
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	39
4.1 A zona de cisalhamento Serra Azul–Cajueiro	39
4.2 Zona de cisalhamento Talismã	41
4.3 Zona de cisalhamento Morro Chato	42
4.4 Zona de Cisalhamento Serra da Sabina-Serra Verde.....	42
4.5 A zona de cisalhamento dos Estressados	43
4.6 Zona de cisalhamento Serra dos Picos	44
4.7 Zona de cisalhamento Serra do Presídio	44
4.8 A tectônica Rúptil	45
4.9 Evolução Tectônica	45
5. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES	47
5.1 Depósito de Au-Ag-Ba de Zacarias	48
5.2 Depósito de Cu-Au de Chapada	49
5.3 Depósito de Au de Posse	49
5.4 Anomalia do Morro dos picos	50
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

1. INTRODUÇÃO

O presente relatório diz respeito às atividades desenvolvidas durante o projeto de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Porangatu dentro do Programa de Levantamentos Básicos do Serviço Geológico do Brasil-CPRM.

Neste documento descrevemos as principais unidades de mapeamento da Folha Porangatu no tocante aos aspectos estratigráficos e estruturais e o contexto tectônico em que se insere a área de estudo. Grande parte (50%) da área mapeada foi objeto de mapeamento realizado por alunos de graduação da Universidade de Brasília em 2004, na escala 1:50.000, supervisionado pela equipe que coordena esta folha e, para o restante do mapeamento, utilizamos com muita eficácia os dados do novo levantamento aerogeofísico do estado de Goiás, um projeto de parceria realizado pelo governo estadual de Goiás e pelo Ministério de Minas e Energia, bem como a integração com os dados do Sistema de Informações Geográficas de Geologia e Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal, elaborado pela Agência Ambiental de Goiás em parceria com o Serviço Geológico do Brasil/CPRM. Os dados obtidos foram confrontados com uma profunda revisão da literatura e apresentado neste relatório.

1.1 Histórico

A área de mapeamento da Folha Porangatu faz parte do convênio firmado entre o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e a Universidade de Brasília, que está inserido no PRONAGEO (Programa Nacional de Retomada de Levantamento Geológico Básico no Brasil do Ministério de Minas e Energia). O projeto teve início em julho de 2005, envolvendo diversas etapas de campo na região para a elaboração da cartografia básica na escala 1:100.000, em que foi coletada uma série de amostras para a descrição petrográfica das diferentes unidades de mapeamento reconhecidas na área, como também amostras para o estudo geoquímico e geocronológico (Figura 1). O tratamento dos dados em escritório e a confecção dos produtos gráficos foram desenvolvidos na última etapa do projeto, sendo que o presente relatório versa sobre a nota explicativa do mapa geológico da folha Porangatu.

1.2 Localização e acesso

A folha topográfica Porangatu (CIM: SD 22-X-D-I) esta localizada quase que em sua totalidade norte do Estado de Goiás ficando apenas o extremo NW da área no Estado de Tocantins. Abrange uma área de aproximadamente 2975 km². É limitada pelas coordenadas geográficas 13°00' a 13°30' de latitude sul e 49°00' e 49°30' de longitude oeste. Se considerarmos o sistema de projeção de coordenadas UTM (Zona 22S), os limites são aproximadamente: 8562000 mN; sul: 8506700 mN; 716500 mE e oeste: 662700 mE.

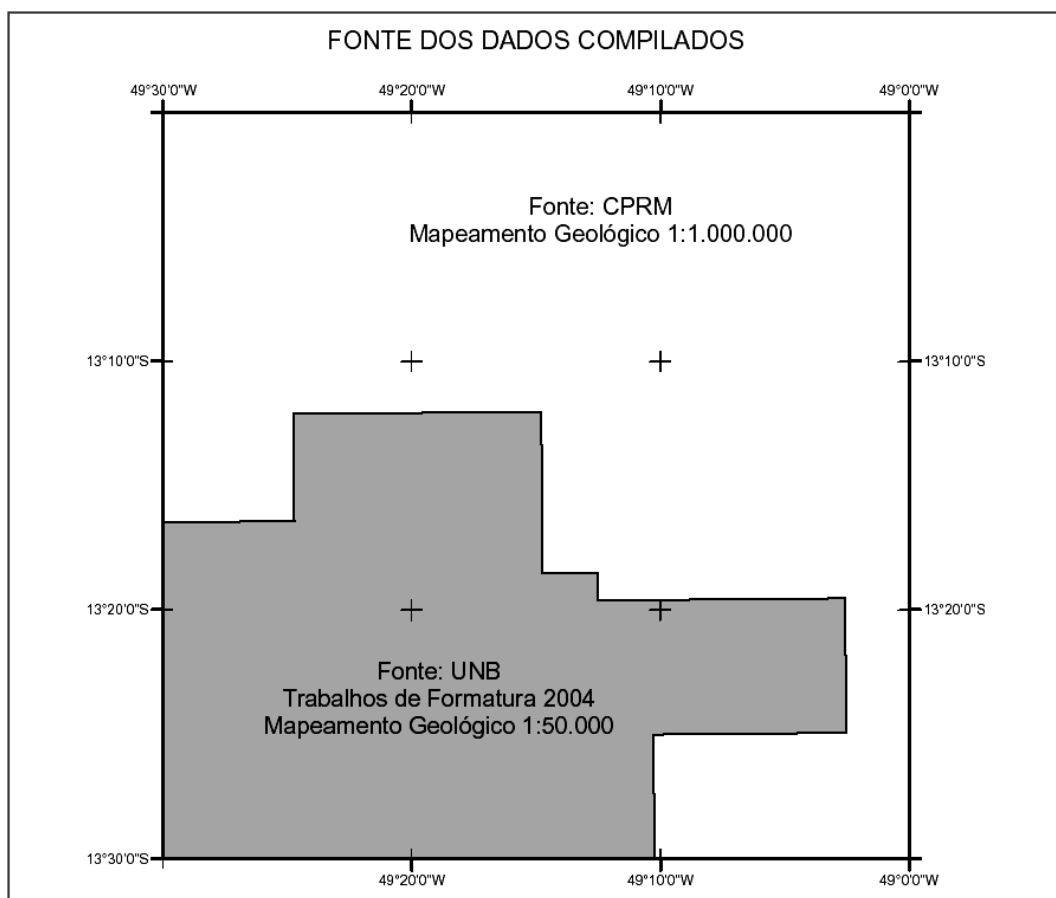


Figura 1.1.1: Folha Porangatu, em observa-se o recobrimento realizado durante o mapeamento feito por alunos da Universidade de Brasília em 2004, cujos dados foram compilados e usados no presente projeto.

A Folha Porangatu 1:100 000 é limitada a norte pela Folha Talismã, a sul pela Folha Mutunópolis, a leste pela Folha Mata Azul e a oeste pela Folha Novo Planalto. O acesso principal à área do projeto é feito pela rodovia federal BR-153 (Belém-Brasília), e conta com a rodovia estadual GO-244, que liga as cidades de Porangatu-GO e Novo Planalto-GO. As vias interestaduais GO-147 e GO-448, fazem a ligação entre os municípios de Muntonópolis a Porangatu e Novo Platanalto à São Miguel do Araguaia, respectivamente. Toda a área é servida de várias estradas vicinais que levam a fazendas e povoados na região.

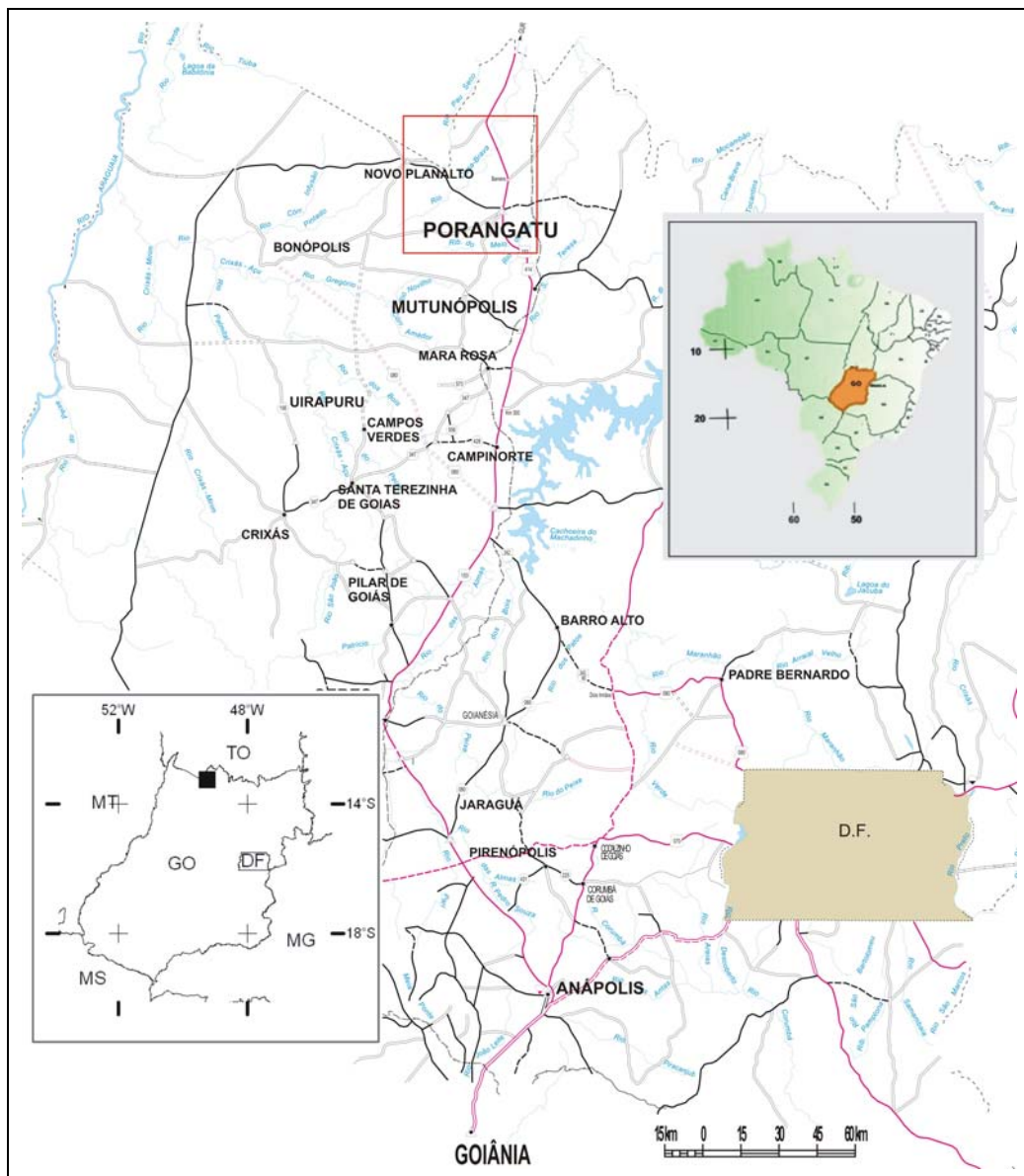


Figura 1.2.1: Localização geográfica da Folha Porangatu com as principais vias de acesso à área de mapeamento.

1.3 Evolução dos conhecimentos

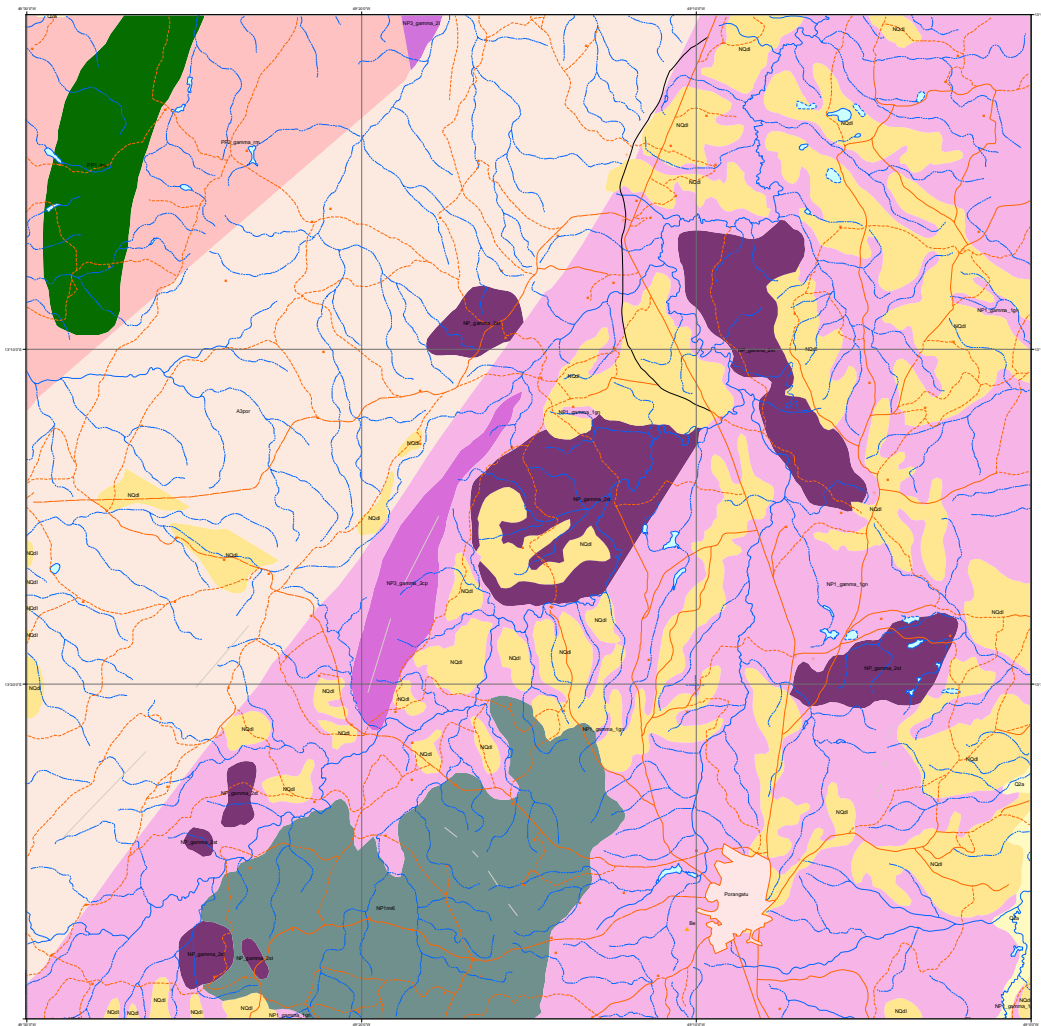
Dentre os trabalhos pioneiros sobre a geologia da região de Porangatu, a principal referência é o Projeto Brasília (Barbosa *et al.*, 1969). Na década de 80 os trabalhos foram retomados com o projeto PORANGATU da CPRM-DNPM (Machado *et al.*, 1981) com intuito de selecionar áreas passíveis de conter bens minerais na região abrangendo os municípios de Porangatu, Santa Tereza de Goiás, Estrela do Norte, Mara Rosa e Mutunópolis.

Uma das principais contribuições do Projeto Brasília foi o estabelecimento de uma coluna estratigráfica para a região em que foi reconhecido um complexo basal pré-cambriano indeferenciado, composto de rochas gnáissicas migmatíticas com intercalações de granitóides e a presença de grande quantidade de sedimentos que foram atribuídos ao Grupo Araxá. Um maior detalhe das rochas que compõem o Grupo Araxá na região pode ser encontrado no Projeto Pilar de

Goiás–Mara Rosa (Ribeiro Filho *et al.*, 1978), em que o mesmo foi dividido em associações litológicas distintas e foram identificadas: *i*) uma unidade basal composta de rochas vulcânicas e ultrabásicas, tais como serpentinitos e anfibolitos; *ii*) uma unidade contendo rochas de origem química (cherts e calcário) e grande quantidade de xisto, quartzito, gondito, muscovita xisto, magnetita xisto e turmalinito. E por fim uma unidade de xisto muscovítico e biotítico, com granada-quartzo xisto e rochas anfibolíticas. Os trabalhos de Danni e Ribeiro (1978) se concentraram na região de Pilar e Guarinos onde a descrição de greenstones belts foi detalhada.

Nos trabalhos desenvolvidos durante o Projeto Porangatu (Machado *et al.*, 1981) foram identificados importantes conjuntos litológicos até então não descritos. Ênfase é dada ao complexo basal, considerado de idade arqueana a paleoproterozóica, constituído por um conjunto vulcano-sedimentar composto por metarenitos feldspáticos, com xistos subordinados e grande quantidade de sedimentos químicos, vulcânicas e rochas básicas e ultrabásicas, como anteriormente descrito por Ribeiro Filho *et al.* (1978). Uma unidade de intrusivas básicas, incluindo metagabro, hornblendito, diorito e anfibolito foi diferenciada na região de Mara Rosa. O conjunto granito-migmatítico é formado por gnaisses de composição granítica a tonalítica, e restos de rochas dioríticas. Contudo, a mais importante unidade reconhecida nesse trabalho é o conjunto granulítico, composto de granada-clinopiroxênio-hornblenda gnaisse, enderbita, granada anfibolito e biotita gnaisse granítico que ocorrem a noroeste da cidade de Porangatu. Esta unidade é considerada como Paleoproterozóica por Lacerda Filho *et al.* (1999).

As principais estruturas regionais na área de estudo são os Lineamentos Transbrasilianos definidos e descritos como falhas regionais intracontinentais de direção geral N30°E (Schobbenhaus, 1975; Marini *et al.*, 1984), posteriormente caracterizadas como zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes (Sena Costa & Hasui, 1988). As zonas de transcorrência dúcteis se caracterizam pela estruturação interna subvertical com indicações de movimentos sub-horizontais e sinistrais, e são constituídas de gnaisses diversos formando lentes mais ou menos alongadas (Sena Costa & Hasui, 1988). Bandas de cisalhamento marcadas por feições de fluxo milonítico e alguma cataclase separam e também seccionam essas lentes, impondo um bandamento tectônico às rochas afetadas. No Quaternário relaciona-se aos Lineamentos Transbrasilianos uma importante zona sismogênica conhecida como zona sismogênica de Porangatu, que é interpretada como efeito de alívio de tensões ao longo de zonas de fraqueza no quadro geral de deslocamento da placa sul-americana e pode estar associada às falhas normais referentes a reativação sul-atlântica de idade mesozóica (Hasui & Mito, 1988). As principais interpretações a cerca do processo gerador das grandes estruturas regionais sugerem que o seu desenvolvimento estaria relacionado à justaposição de blocos crustais, induzidas por um regime tectônico convergente oblíquo (Hasui *et al.*, 1994; Strieder *et al.*, 1994). Estudos geocronológicos recentes (Fuck *et al.*, 2002, 2004; Pimentel *et al.*, 2002; Dantas *et al.*, 2006) reconhecem blocos crustais com diferentes assinaturas isotópicas na região de Porangatu e sugerem uma nova compartimentação neste segmento da Província Tocantins na configuração final do Brasileiro.



LEGENDA CPRM

Quaternário

- Q2a- Depósitos aluvionares
- NQdl - Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas

Neoproterozóico

- PP2_gamma_rm - Unidade Rio dos Mangues - Gnaiss, Rocha Calciossilicática.
- PP1_mu - Stocks e Diques Máfico-Ultramáficos-Serpentinó, Talco xisto
- NP_gamma_2st - Unidade Santa Tereza - Leucogranito, Biotita Granito, Granito Alcalino
- NP3_gamma_2l - Suíte Lajeado - Monzogranito, Quartzo-Sienito, Sienogranito, Biotita-hornblenda granito
- NP3_gamma_2cp - Unidade Chapada- Diorito, Granito
- NP1mr6- Unidade Mara Rosa - subunidade 6- Metavulcânica Félsica, Clorita Xisto, Muscovita-biotita Xisto
- NP1_gamma_1gn- Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás- Ortognaisses Tonalítico

Arqueano

- A3por- Unidade Porangatu- Charnockito, Charnoenderbit, Enderbit, Gnaiss

Figura 1.3.1: Mapa geológico simplificado da Folha Porangatu, compilado do Projeto Porangatu (Machado *et al.*, 1981).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantins constitui uma entidade tectônica formada durante a orogênese brasileira (Neoproterozóico) e é limitada pelos crátons do São Francisco e Amazônico, a leste e oeste, respectivamente. As bacias fanerozóicas do Parnaíba e Paraná encobrem os limites norte e sul da província. (Almeida, 1968, 1977; Almeida *et al.*, 1981). Compreende três importantes cinturões dobrados supracrustais conhecidos como faixas Araguaia, Paraguai e Brasília.

A área do presente mapeamento situa-se no segmento norte da Faixa Brasília, que é formada essencialmente por um conjunto de unidades supracrustais empurradas de encontro à borda oeste do Crátons do São Francisco, com deformação e metamorfismo progressivamente diminuindo nessa direção. A compartimentação da Faixa Brasília é entendida com base nos trabalhos de Fuck *et al.* (1993, 1994); Pimentel *et al.* (2000; 2004) e Dardenne (2000). Na porção NE da faixa, na região de Almas-Dianópolis, estão expostos os terrenos granito-gnáissicos e seqüências vulcano-sedimentares considerados como pertencentes ao embasamento paleoproterozóico. Grandes complexos máfico-ultramáficos acamadados (complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava) e seqüências vulcano-sedimentares associadas (Seqüências de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente) completam a bloco conhecido como Maciço de Goiás (Pimentel *et al.*, 2004). Na porção W da Faixa estão expostos os terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Goiás, bem como o núcleo metamórfico representado pelo Complexo Granulítico de Anápolis-Itauçu de idade neoproterozóica (Piuzana *et al.*, 2003), e uma grande área de terrenos ortognáissicos e vulcano-sedimentares Neoproterozóicos juvenis, representando terrenos do Arco Magmático de Goiás (arcos magmáticos de Arenópolis e Mara Rosa, Pimentel *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2004; Junges *et al.*, 2002).

O Arco Magmático de Mara Rosa é composto por ortognaisses neoproterozóico recobertos por seqüências supracrustais neoproterozóicas, sendo todo o conjunto intrudido por plútons graníticos e gabro-dioríticos tardi a pós-orogênicos, do fim do Evento Brasileiro em torno de 540 Ma.

Os ortognaisses estão expostos entre estreitas faixas de seqüências vulcano-sedimentares supracrustais com direção regional N20°E - N30°E (Arantes *et al.*, 1991). São ortognaisses tonalíticos, dioríticos e granodioríticos de granulação média a grossa e coloração cinza, metamorfizados no fácies xisto-verde alto e anfíbolito. Apresentam características gerais semelhantes a granitóides tipo-M de arcos de ilhas intraoceânicos imaturos e de caráter metaluminoso, cálcico a cálcio-alcalino. Dados U-Pb em zircão parecem indicar duas fases principais de intrusão de magmas tonalíticos, a mais antiga compreendida entre 856±13 Ma e 807±5 Ma e a mais jovem entre 629±6 Ma e 622±3 Ma. (Viana *et al.*, 1995; Viana & Pimentel, 1993; Pimentel *et al.*, 1997; Junges, 1998; Pimentel *et al.*, 2000; Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.*, 2004).

As seqüências supracrustais formam três faixas paralelas de direção NNE, conhecidas como faixas leste, central e oeste de idade neoproterozóica (Arantes *et al.*, 1991; Viana & Pimentel, 1993). As relações estratigráficas entre os ortognaisses e as faixas supracrustais não são claras em função da deformação. As faixas são separadas entre si por metatonalitos e metadioritos (Arantes *et al.*, 1991) e compreendem metabasaltos, meta-tufos intermediários a félsicos, grauvacas, micaxistos, cherts, formações ferríferas, quartzitos e rochas ultramáficas metamorizadas sob condições de fácies xisto-verde alto a anfibolito. Os anfibolitos das seqüências supracrustais são toleíticos e cálcio-alcálicos. Os primeiros devem representar restos de crosta oceânica, pois apresentam localmente estruturas *pillows* reliquiares (Kuyumjian & Dias, 1991) e os de afinidade cálcio-alcálica devem estar relacionados ao magmatismo de arco (Palermo, 1996). Alguns anfibolitos com granada e epidoto quimicamente semelhantes a toleítos de arcos de ilha modernos foram interpretados como representantes de uma bacia de *back-arc* (Kuyumjian, 1994). Dados geocronológicos sugerem idades variando entre 860-782 Ma (Pimentel *et al.*, 1997; Pimentel *et al.*, 2002). Rochas metassedimentares detríticas representadas por micaxistos feldspáticos com granada e biotita gnaisses de granulação fina são abundantes nas faixas supracrustais e são interpretadas como produtos da erosão do próprio arco, com muito pouca contribuição de fontes mais antigas (Junges, 1998; Pimentel & Junges, 1997; Pimentel *et al.*, 2002).

As intrusões tardi a pós-orogênicas são representadas por plútons graníticos e gabro-dioríticos que intrudiram as rochas meta-ígneas e as metassedimentares. As intrusões graníticas são mais volumosas e incluem principalmente biotita granito e leucogranito. As intrusões máficas são compostas de dioritos e em menor proporção de gabros, e exibem feições de mistura de magmas de composições diferentes. Essas intrusões estão relacionadas com o último evento deformacional que efetuou as rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, há aproximadamente 600 Ma, e que teve como conseqüência um evento magmático bimodal associado ao soerguimento final e colapso do orógeno brasileiro neoproterozóico, nem sempre bem representado (Viana, 1995). As principais estruturas observadas na região de Mara Rosa são foliações, melhor desenvolvidas nas rochas supracrustais, com direção geral NNE e mergulho entre 30° e 60° para W, e foliação milonítica vertical a sub-vertical (NNE) superimposta e com indicadores cinemáticos que atestam transporte tectônico para leste. O limite leste do Arco Magmático de Mara Rosa é representado pela falha Rio dos Bois que o separa das rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa e seu embasamento (Pimentel *et al.*, 1997; Pimentel *et al.*, 2002, Ramos Filho *et al.*, 2003).

Uma unidade geotectônica constituída de uma faixa de aproximadamente 80 km de comprimento por 25 km de largura máxima posicionada a oeste das cidades de Porangatu e Talismã é chamada de Faixa Granulítica de Porangatu (Gorayeb, 1996). Esta faixa está orientada na direção N25°E e acha-se embutida em gnaisses, tendo seus limites marcados por intensas transformações em zonas de cisalhamento. Os litotipos principais são representados por enderbitos e charnoenderbitos granadíferos com mobilizados charnockíticos e, como tipos subordinados, granulitos máficos, granada anfibolitos e granada gnaisses (raros), constituindo fundamentalmente um conjunto ortoderivado cálcio-alcálico e toleítico. Esse conjunto confronta-se a leste com terrenos gnáissicos, compreendendo restos de seqüências vulcano-sedimentares correlacionadas aos núcleos arqueanos granito-greenstone que ocorrem mais ao sul (Gorayeb, 1996).

Uma organização estrutural da região de Porangatu-GO é definida por um marcante arranjo de elementos estruturais de direção NNE-SSW que caracterizam três compartimentos litoestruturais distintos, de oeste para leste: 1- Faixa Granulítica de Porangatu, 2- Zona de cisalhamento Talismã, limitada a leste pelo Lineamento Cajueiro – Serra Verde. Nela, os litotipos desenvolveram tectonitos L e L-S onde a foliação milonítica e a lineação de estiramento se posicionam na direção N10°E - N30°E, com mergulhos sub-verticais para a foliação e caimentos sub-horizontais para a lineação de estiramento, definindo um importante sistema transcorrente com componentes de movimento dextral, 3- Terreno Gnáissico Supracrustal (Gorayeb, 1996).

Amostras de ortognaisse milonito exposto ao longo da zona de cisalhamento da Serra Azul, oeste de Porangatu-GO, foram datadas por Sm-Nd, cuja isócrona obtida indica idade de 3058 ± 120 Ma e valor de $\epsilon_{Nd} = +2.1$. Este dado sugere que a Serra Azul represente um fragmento milonitizado de terrenos arqueanos expostos mais ao sul, na área de Crixás, ou o embasamento siálico das supracrustais da Faixa Araguaia ao longo da margem leste do Cráton Amazônico (Pimentel *et al.*, 2000, Fuck *et al.* 2002).

Modelos tectônicos considerando a estruturação da Província Tocantins como resultante da colisão de três blocos continentais, limitados por zonas de suturas representadas por terrenos granulíticos, sugerem idade arqueana a paleoproterózoica para o desenvolvimento do sistema de cisalhamento Serra Azul (Hasui *et al.*, 1994). Contudo, hipóteses mais recentes baseados em dados isotópicos e geofísicos, propõem que esse processo colisional entre blocos continentais ocorreu durante o Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro) (Fuck *et al.*, 2002; Soares *et al.*, 2005). Na Província Tocantins, a deformação e o metamorfismo associado foram muito intensos, obliterando as relações estratigráficas entre as várias unidades (Strieder, 1993; Fonseca *et al.*, 1995; Fonseca, 1996; Araújo Filho, 1999, 2000).

Foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de boudins dispostos no plano da foliação milonítica caracterizam a intensa deformação na região do Lineamento Transbrasiliano. Lineação mineral paralela à lineação de estiramento, tendo ambas atitude geral sub-horizonta, mostra bons indicadores cinemáticos relativo ao movimento das zonas de cisalhamento. Dobras aparecem esporadicamente, com eixos que tendem a ser paralelos às lineações, e cuja assimetria indica deformação rotacional (Sena Costa & Hasui, 1988). Hasui e Mioto (1988) consideram o Lineamento Transbrasiliano com movimentação sinistral, enquanto Strieder *et al.* (1994) reconhecem deslocamentos dextrais e sinistrais de acordo com a região em estudo. Falhas normais relacionadas a tectônica distensiva do Jurássico-Cretáceo ligada à reativação Sul Atlântica, gera pequenos blocos com compartimentação do tipo graben e horst (Hasui & Mioto, 1998).

Fuck *et al.* (2002) sugere diferentes blocos crustais com distintas assinaturas isotópicas delimitados pelo Lineamento Transbrasiliano, e a continuação do Arco Magmático de Goiás na extensão do Lineamento. A oeste do lineamento, um evento colisional teria ocorrido no final do brasileiro, amalgamando o cráton Amazônico na Faixa Brasília, cujos dados de sísmica profunda indicam evidências de subducção na região (Soares *et al.*, 2005). Esta hipótese é corroborada pela presença de intrusões máficas acamadadas e metamorfisadas em fácies granulito em torno de 530 Ma (Lima *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2005).

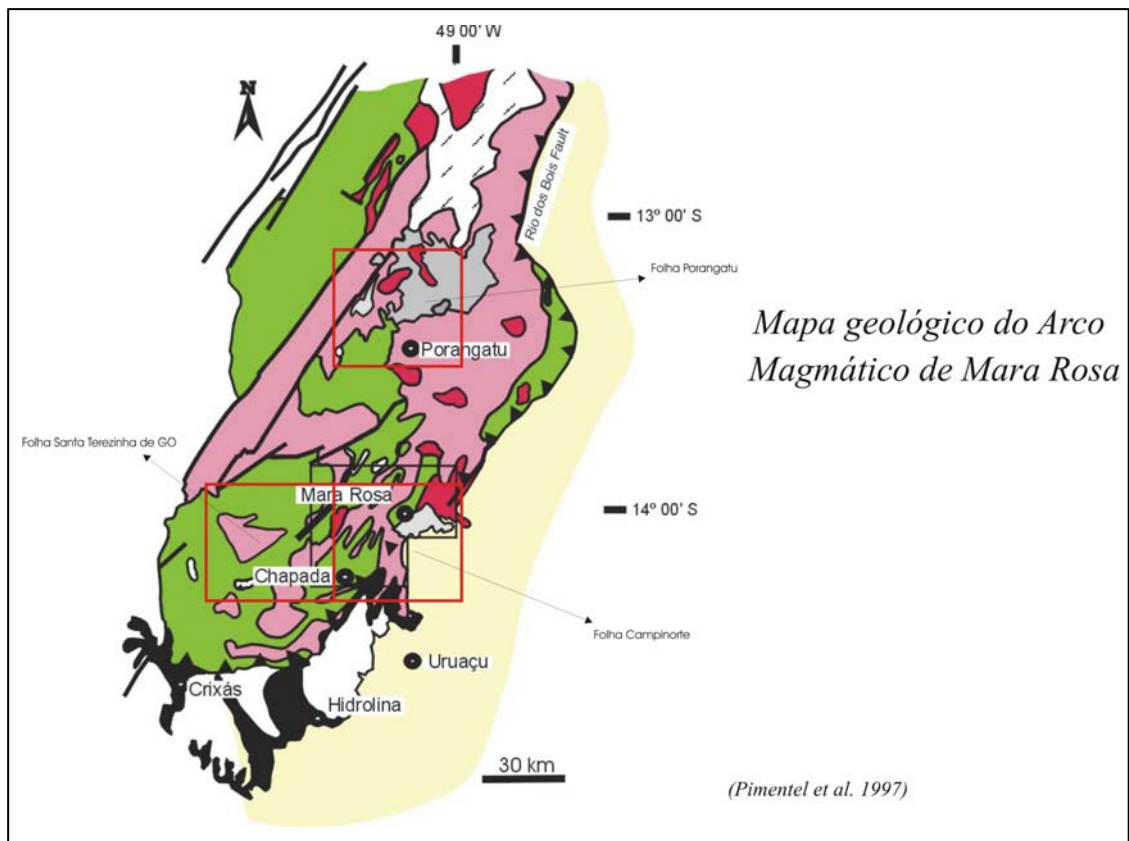


Figura 2.1: Mapa de localização da Folha Porangatu no contexto do Arco Magmático de Goiás.

3. ESTRATIGRAFIA

Os dados obtidos no mapeamento da Folha Porangatu permitem estabelecer um arcabouço tectôno-estratigráfico da região. A principal feição geológica da área é o Lineamento Transbrasiliano de direção N35E, representado por sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes que divide a área em diferentes domínios tectônicos. As rochas mais antigas constituem o Complexo Serra Azul de idade arqueana. O domínio oeste é dado pelo Complexo Porangatu, formado no neoproterozóico III, envolvendo granulitos e gnaiss bandados com intercalação de rochas máficas e ultramáficas. O domínio central é caracterizado por uma suíte granítica e rochas metassedimentares supracrustais relacionados ao arco magmático de Goiás. Diversos corpos de granitos se dispõem em toda a área mapeada e ocorrem associados as grandes zonas de cisalhamento transcorrente. Muitas das unidades não possuem idades absolutas que impossibilita determinar com melhor precisão a estratigrafia da área mapeada.

3.1 Complexo Serra Azul (A3sa)

A principal ocorrência das rochas desta unidade é na subida da Serra Azul, localizada na porção oeste da área, indo de Porangatu em direção a Novo Planalto. Representa uma unidade geomorfológica de serras residuais com relevo acidentado e cristas alongadas. Compreende bio-tita-gnaiss bandado, de composição granítica a tonalítica, bastante deformados e estirados. A individualização dos limites da unidade no presente mapeamento teve o auxílio dos produtos aerogeofísicos (Figura 3.1), em que esta unidade é bem diferenciada

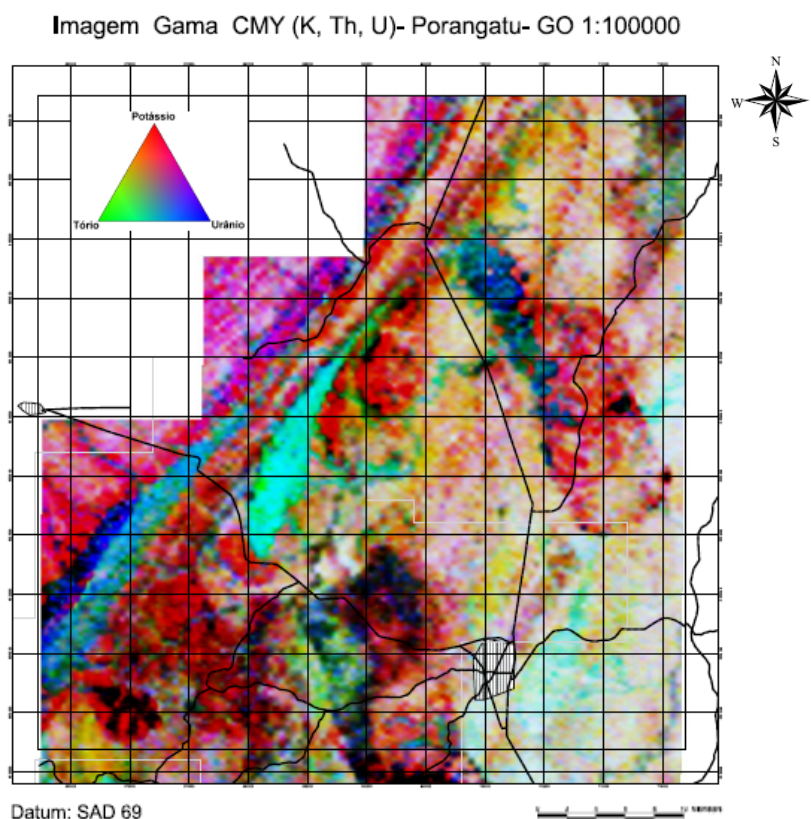


Figura 3.1: Resultado do processamento de dados Gama-espectrométricos da Folha Porangatu (CPRM,2006), com principais canais U,K e Th individualizados. É notável a identificar as principais unidades de mapeamento descritas no presente relatório.

das demais, que são compostas por gnaisses petrograficamente semelhantes, e por apresentar uma assinatura isotópica caracterizada por valores de idade modelo T_{DM} maiores do que 2,9 Ga.

Idades U-Pb em zircão dos granitóides da Serra Azul definem uma idade de cristalização em torno de 2,9 Ga (Dantas *et al.*, 2006; Fuck *et al.*, 2006). As rochas do Complexo Serra Azul ocorrem em uma faixa alongada em forma de cunha intercalada ao longo do Lineamento Transbrasiliano, cujos contatos são dados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, representados por milonitos.

Ao longo dos afloramentos da Serra Azul são encontradas zonas migmatizadas representadas pela injeção de leucossomas de composição sienogranítica (Figuras 3.2, 3.3 e 3.4). Idades U-Pb em zircão



Figura 3.2: Aspecto bandado do gnaiss Serra Azul, na subida da serra homônima, com intercalação de diversos tipos petrográficos, incluindo tonalito, granodiorito e granito. Leucognaiss cortam discoraneamente a foliação principal da rocha.

determinam que estes mobilizados foram cristalizados em torno de 540 Ma (Dantas *et al.*, 2006). Interpretamos as rochas do Complexo Serra Azul como uma lasca arqueana tectonicamente imbricada nos meio de rochas mais jovens durante o processo de tectônica direcional no final do Neoproterozóico que se instalou na área. Pequenos corpos de tonalito ocorrem intercalados com gnaisses, granodioritos e granitos da Serra Azul, mas não são mapeáveis na escala de trabalho. Idade modelo T_{DM} em torno de 2,4 Ga e zircões com herança paleoproterozoica no leucossoma sugerem a presença de material mais jovem que arqueano

misturado na zona de cisalhamento Serra Azul. Mapeamentos de detalhe podem revelar que diferentes fácies podem ser individualizados nesta unidade.

Faixas de milonitos ocorre nos contatos entre esta unidade e as rochas da seqüência supracrustal. Indicadores cinemáticos nos milonitos incluem porfiroclastos de feldspato potássico assimétricos, rotacionados em augen gnaiss e sombras de pressão preenchidas por quartzo e mica *fish* em muscovita.



Figura 3.3: Injeção de material sienogranítico (leucossoma) associado ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Serra Azul. Detalhe do afloramento descrito acima.



Figura 3.4: Dobras fechadas, e redobradas, relacionadas ao sistema Serra Azul, evidenciando a transposição em zonas de cisalhamento e sugerindo uma história complexa, com mais de um evento deformacional na área.

3.1.1 Diques de anfibolito

Esta unidade ocorre como pequenos corpos em escala de afloramento na forma de enxame de diques boudinados e estirados segundo a foliação principal das rochas encaixantes (Figura 3.5) e tem tamanhos exagerados no mapa geológico. São rochas finas, bandadas, cuja composição varia de hornblendito a granada anfibolito. A mineralogia básica inclui plagioclásio, hornblenda, granada e pouco quartzo. Titanita, epidoto e apatita são acessórios comuns nos anfibolitos.



Figura 3.5: Diques de anfibolito fino ocorrem estirados e alongados na direção da foliação principal, formando corpos sem grande expressão na área.

3.1.2 Metasienogranito porfirítico

Ocorre como corpos intrusivos nos gnaisses Serra Azul, com forma alongada, elipsoidal e formando pequenas elevações no terreno. São rochas leucocráticas, constituídas basicamente por feldspato, quartzo, biotita e plagioclásio e formam a porção de leucossomática nos gnaisses bandados. A foliação milonítica desenvolve-se sobre a textura porfirítica bastante bem marcada nas rochas. Existe a possibilidade destes corpos serem mais jovens, contudo a falta de idades absolutas impede uma melhor correlação.

3.2 Seqüência metavulcano-sedimentar da Sabina (NP1Sab)

A seqüência da Sabina ocupa grande parte da Folha Porangatu, na forma de faixas alongadas entre rochas graníticas relacionadas ao arco magmático de Goiás. Individualizamos seis diferentes sub-unidades, que são consideradas sem conotação de empilhamento estratigráfico, uma vez que tectônica de um sistema transcorrente (deslocamentos direcionais) é dominante na região e as relações originais devem estar transpostas. Esta unidade ocorre em áreas de relevo negativo marcado por intensa alteração intempérica, e espessas coberturas de solos.

O empilhamento original da seqüência supracrustal não é observado devido ao intenso tectonismo atuante na área, logo a organização é para-estratigráfica e neste caso nos concentraremos na parte mais descritiva das unidades mapeadas. Esta unidade foi diferenciada no presente mapeamento das seqüências supracrustais de arco magmático da região, a Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa (Fuck *et al.*, 2006), cujo limite com a seqüência Mara Rosa é dado pelo lineamento de Mutunópolis. Acreditamos que possivelmente devam existir diferenças de ordem cronológica (idade) e estratigráfica (presença de espessos pacotes de quartzitos puros e grande quantidade de rochas ultramáficas) que permitem separar esta unidade das demais seqüências metavulcano-sedimentares já descritas para o Arco Magmaico de Goiás, descritas a sul da área mapeada.

Esta é a unidade de maior expressão na folha mapeada, esta associada a granitóides deformados neoproterozóicos, e aflora como faixas alongadas nas Serras Sabina, Serra do Meio e Serra do Presídio.

3.2.1 Seqüência Máfica-Ultramáfica (NP1sab1)

A principal ocorrência de rochas máfica-ultramáficas na Folha Porangatu situa-se nas encostas da Serra da Sabina, na localidade Capol, em que tremolita xisto, hornblendito e actinolitito ocorrem associados a anfibolitos intensamente milonitizados. Corpos máfico-ultramáficos de menor porte afloram no sopé da Serra do Meio e também na encosta da Serra dos Picos, como faixa alongada estreita de 1 a 2 km de largura, contendo gabro, epidoto anfibolito, clorita xisto, hornblenda xisto e tremolita xisto intercalados em quartzito e muscovita quartzito. Merece destaque a ocorrência de grafita xisto intercalado em muscovita xisto na base da Serra dos Picos (Figura 3.6). A presença de turmalinito e turmalina quartzito e grafita xisto, sugere que esta seqüência possa ser correlacionada com a seqüência na Serra do Presídio. Em zonas de cisalhamento foram identificadas rochas muito ricas em epidoto e tremolita, sugerindo intensa percolação de fluidos durante o processo deformacional que afetou estas rochas (Figura 3.7).



Figura 3.6: Grafita xisto na porção norte da Serra dos Picos.

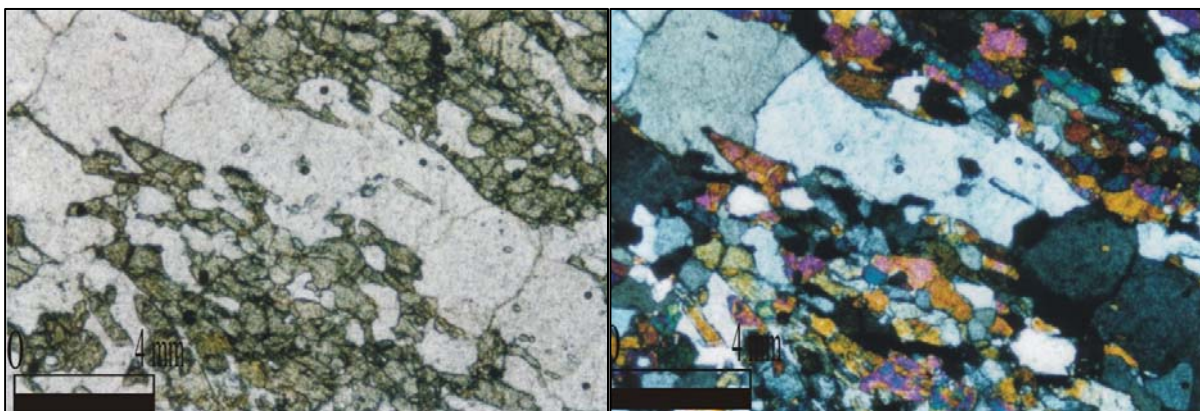


Figura 3.7: Aumento da percolação de fluidos gerando enriquecimento de epidoto em faixas miloníticas desenvolvidas na borda da Serra da Sabina.

O clorita-talco xisto ocorre como uma faixa descontínua, bordejando a Serra da Sabina. Essa unidade apresenta-se mais larga ao sul, onde seus afloramentos são mais expressivos e o corpo adquire maiores dimensões. Os principais afloramentos ocorrem em áreas arrasadas topograficamente e em pequenas drenagens rasas, geralmente na forma de blocos rolados. A rocha é de cor cinza esverdeada em superfície fresca e rosa esbranquiçado em superfícies

alteradas, com foliação bem marcada, granulometria muito fina e aspecto sedoso. Em lâmina, tem textura lamelar, cuja composição mineralógica é dada por 65% talco, 32% clorita e 2% de minerais opacos. A tremolita quando presente é substituída por clorita em formas de lamelas orientadas (Figura 3.8). O protólito é uma rocha ultra-básica.

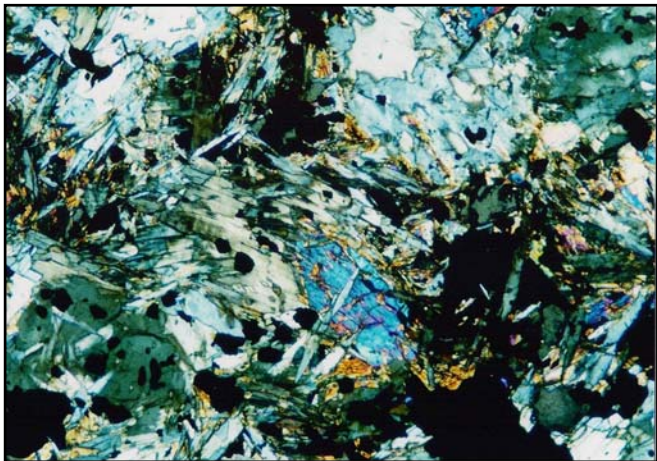


Figura 3.8: Clorita talco xisto que ocorre no lugarejo Serrinha, na borda oeste da Serra da Sabina, mostrando paragénese indicativa de metamorfismo em fácies xisto verde.

Metagabro comumente aflora como blocos rolados, de coloração preta e textura grossa granular, ocorrendo associado com talco-xisto e granada xisto. As principais ocorrências são encontradas na Serra do Presídio. É composto essencialmente por cristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio e tem granada, actinolita, clorita como minerais acessórios comuns. Epidoto pode localmente se desenvolver.

Anfibolitos estão intercalados em talco-xisto e granada-muscovita xisto, na forma de pequenos corpos alongados e deformados. São rochas constituídas basicamente por anfibólio, plagioclásio e pouco quartzo e contém granada, titanita, epidoto, clorita e apatita como acessórios comuns. O corpo de anfibolito da Fazenda Havana e do córrego Amargoso é orientado na direção N60E, é deformado e constituído de hornblenda, plagioclásio e quartzo. Minerais como clorita, zoizita, opacos, granada e titanita ocorrem como acessórios. As rochas mais primitivas apresentam piroxênio reliquiar (diopsídio), fenocristais de hornblenda e são substituídos por clorita, tremolita e epidoto. As mudanças causadas pelos processos deformacionais parecem ser em condições de fácies xisto verde alto (Figura 3.9).

Anfibolitos estão intercalados em talco-xisto e granada-muscovita xisto, na forma de pequenos corpos alongados e

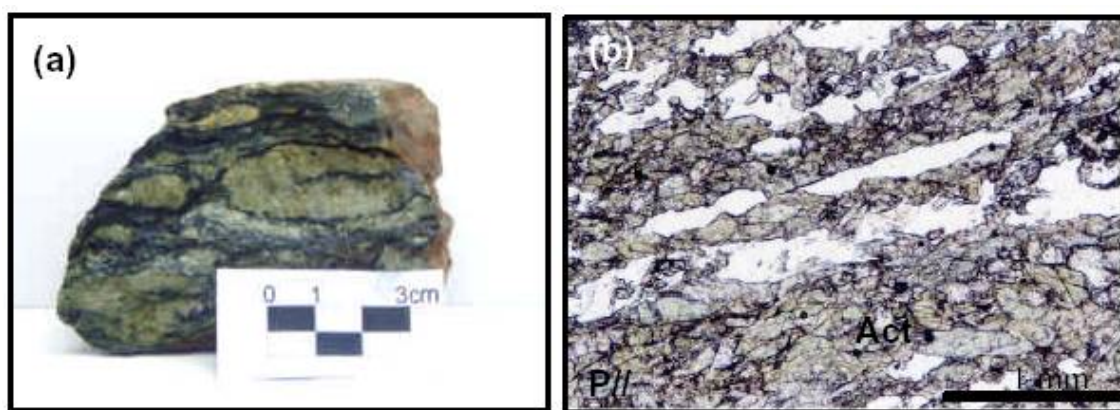


Figura 3.9: Anfibolito mostrando dobras transpostas e intenso processo de milonitização em zona de cisalhamento transcorrente na borda da Serra da Sabina.

3.2.2 Quartzo-muscovita xisto, biotita-quartzo xisto, muscovita-granada-estaurólita xisto, Cianita-estaurólita xisto (NP1sab2)

Ocupam uma área central na Folha Porangatu nas partes mais arrasadas das encostas das serras com ampla distribuição em relevos planos a plano ondulados. O biotita granada

muscovita xisto compreende a rocha mais característica desta unidade, cujos melhores afloramentos são encontrados nas proximidades da Serra do Bonsucesso e nas encostas da Serra da Sabina. A composição mineralógica média das rochas desta unidade é de quartzo (35%), biotita (25%), moscovita (15%), plagioclásio (10%), sendo que granada, minerais opacos, apatita e clorita são minerais acessórios. O biotita-quartzo-xisto é uma rocha cujo protólito representa um sedimento detrítico imaturo. Todos os contatos desta unidade são dados por zonas de cisalhamentos.

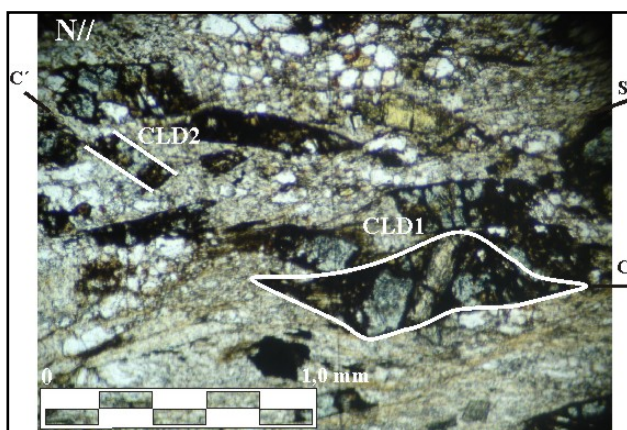


Figura 3.10: Cristais de estauroilita ocorrem como inclusões em cianita.

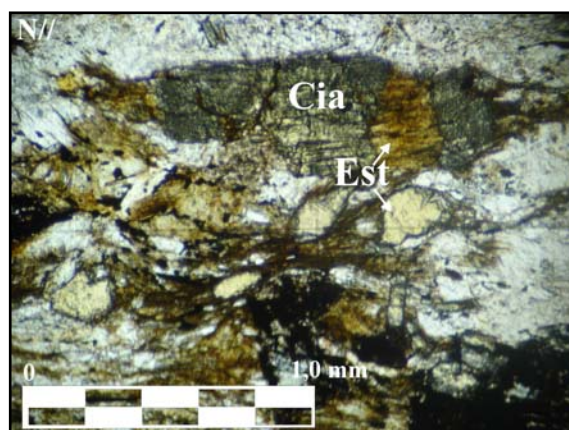


Figura 3.11: Cristais de cloritóide rotacionados sintectônico à deformação cisalhante e com crescimento estático posterior do mesmo mineral, atestando diferentes condições de metamorfismo na área.

Uma pequena faixa contendo quartzo muscovita xistos com cianita, estauroilita, granada e cloritóide foi individualizada nas proximidades do córrego Cesário, a oeste do povoado da Serrinha, formando uma faixa alinhada acompanhando os limites das Serras da Sabina, Verde e do Meio. Estauroilita ocorre inclusa na cianita, e junto com granada mostra sinais de crescimento sintectônico à foliação milonítica que afeta estas rochas (Figura 3.10). Por sua vez, os cristais de cloritóide sugerem crescimento por recristalização estática tardia à foliação (Figura 3.11). Na porção sudoeste, entre a Serra Verde e a Serra do Meio, tem-se a presença de sillimanita granada estauroilita xistos, bem como rochas mostrando forte enriquecimento em epidoto (>40%). Em regiões mais deformadas e comprimidas entre o sistema de cisalhamento Serra Verde – Serra Azul, as rochas contém mais muscovita, clorita, cloritóide, cianita e estauroilita. Duas gerações de cloritóides podem ser observadas nestas rochas. A cianita se forma a partir da estauroilita e é estirada e orientada pela direção de cisalhamento, chegando a formar junto com granada rotacionada, indicadores cinemáticos sintectônicos. Também associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes, desenvolvem-se minerais como turmalina, cianita, estauroilita e cloritóide. Granada possui inclusão de cloritóide e desestabiliza para clorita, atestando variação das condições metamórficas de fácies anfibolito para xisto verde nas zonas de cisalhamento.

Outra importante ocorrência desta unidade na forma de faixas alongadas é na Serra do Presídio, em que uma espessa seqüência de xistos, ocorre intercalada a quartizitos. Também se observa intercalção de camadas finas de rocha calcossilicática, turmalinito, turmalina xistos e tremolita xisto. Idade modelo T_{DM} em granada muscovita xisto entre 2,44-1,86 Ga sugere fonte derivada do embasamento composto por rochas de idade paleoproterozóica a arqueana.

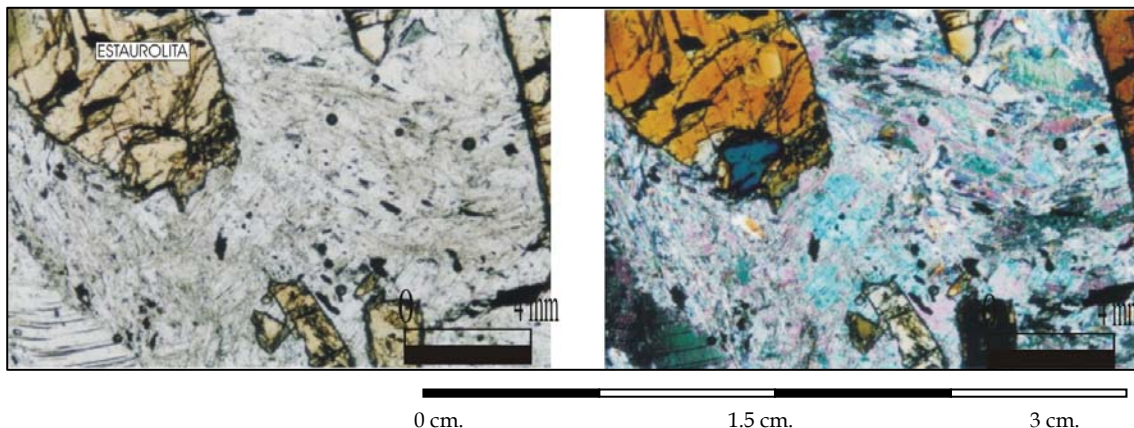


Figura 3.12: Porfiroblastos de estaurolita crescendo de maneira estática em xistos da seqüência metavolcano-sedimentar que ocorre a leste da Serra Verde.

3.2.3 Biotita-Xisto Feldspático (NP1sab3)

Uma unidade composta de biotita xisto feldspático e biotita gnaisse, ocorre na parte central da Folha Porangatu, cujas melhores exposições estão nos córregos Lageado e Lageadinho (Figura 3.13). A maioria dos contatos com as demais unidades da seqüência supracrustal são tectônicos, por falhas de rejeito direcional. Na proximidade do granito Serra Verde, são observado injeções graníticas intrusivas concordantes com a foliação do biotita xisto encaixante, bem como, estes granitos tardios possuem xenólitos do xisto. Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza escuro e de granulação média, e compostos basicamente por quartzo (40%), muscovita (25%), biotita (18%), plagioclásio (10%), clorita (5%) e minerais opacos. Granada ocorre como porfiroblastos sin a tardi cinemáticos a foliação principal da rocha.

Idades modelos T_{DM} para estas rochas são em torno de 1,00 - 1,15 Ga e valores de $\epsilon Nd(t)$ positivos, sugerindo que estas rochas foram derivadas de fonte neoproterozóica e podem representar sedimentos imaturos do arco magmático de Goiás. Também a presença de elevada quantidade de plagioclásio indica que a rocha é derivada provavelmente de uma grauvaca.



Milonitos se desenvolvem no o contato entre biotita xisto com corpo de anfibolito da Fazenda Havana. A falha dos estressados, é representada pela presença de actinolitos, bem deformados e enriquecimento em epidoto e clorita no xisto, conferindo um caráter raso desta zona de cisalhamento, em condições de fácies xisto verde.

Figura 3.13: xisto feldspático dobrado e deformado nas proximidades da Serra Verde, na localidade fazenda Santa Maria.

3.2.4 Turmalina granada plagioclásio muscovita xistos (NP1sab4)

Seqüência que tem maior distribuição na parte nordeste da Folha na região da Serra do Presídio antes do povoado Grupelândia. Os corpos de quartzito são orientados na direção NE e ocorrem

intercalados com xisto e seqüência pelítica fina, semelhantes a metarritmitos. Rochas de origem química como metachert e gondito ocorrem comumente intercalados com anfibolito, bem como rochas calcosilicáticas ocorrem associadas a esta seqüência na Serra do Presídio. Na Serra do Presídio o quartzito tem cianita e turmalina estiradas, e esta associado a rocha metavulcânica, gondito, magnetita xisto e anfibolitos finos (Figura 3.14). Grande quantidade de cristais de turmalina zonada e idióblástica é encontrado próximo à borda oeste da Serra da Sabina, no córrego Bijuí, como cristais orientados, de até 1 cm de comprimento, considerados como pré a sintectônicos a deformação direcional que ocorre na área (Figura 3.15). Nestes xistos também ocorrem cristais de granada sin-tectônica à deformação regional e intensa cloritização da biotita.

Rochas semelhantes contendo grande quantidade de turmalina, foram encontradas na encosta da Serra dos Picos, o que sugere a existência de possível correlação entre estas duas faixas de rochas metassedimentares.



Figura 3.14: Sequência de turmalina xisto dobrados, ocorrendo nas encostas da Serra do Presídio, próximo a Grupelândia. A presença de rochas com grande quantidade deste mineral sugere intensa atividade hidrotermal na área.

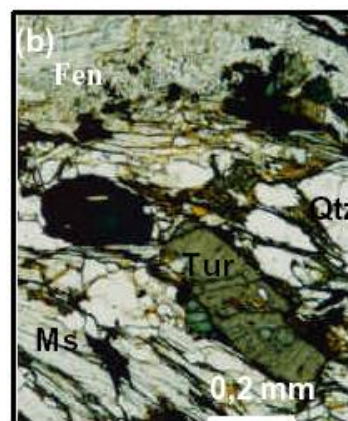


Figura 3.15: Fenocristas de turmalina desenvolvidos sintectônicos ao principal evento de deformação de baixo ângulo de mergulho que afeta as rochas da região. Afloramento próximo ao córrego Bijuí.

3.2.5 Muscovita quartzito milonítico (NP1sab5)

O quartzito milonítico distribue-se como ampla faixa alongada nos contatos com o gnaiss arqueano e com o Complexo Porangatu Novo Planalto, pela zona de cisalhamento Serra Azul. O quartzito também ocorre como uma faixa estreita bordejando o granito Serra Verde e forma a Serra do Meio. Nesta faixa estreita e alongada, também ocorrem em menor proporção clorita xisto, talco xisto, biotita gnaiss e granada xisto. De uma maneira geral, o quartzito constitui rochas fortemente deformadas e compostas quase que exclusivamente por quartzo (> 85-90 %) e subordinadamente por muscovita, turmalina e opacos. Idade modelo T_{DM} nas rochas desta unidade são de 2,4-2,6 Ga, refletindo derivação por antiga crosta continental.

As rochas desta unidade estão intensamente milonitizadas, chegando a formar ultramilonitos (Figura 3.16). Na interseção entre as zonas de cisalhamento da Serra da Sabina e Serra Azul, nas proximidades da Serra do Meio, encontramos a interdigitação de rochas das diferentes unidades da seqüência Serra da Sabina, tais como, tremolita xisto, anfibolitos, tremolita magnetita xisto, gondito e muscovita granada xisto, que são colocadas lado a lado devido ao processo deformacional. São xistos de origem pelítica acompanhados de quartzitos. Estaurólita foi

localmente encontrada nesta unidade na borda da Serra Verde. Turmalina xistos miloníticos e granada xistos ocorrem na zona de charneira da Serra do Meio, bem como uma camada maciça de turmalinitos.

Estas rochas ocorrem em zonas de intensa deformação e milonitização, em que os grãos de quartzo encontram-se recristalizados, com trama típica de milonitos, cujos grãos exibem contatos serrilhados, tipo *flaser* e *ribbons* e feições que evidenciam recristalização dinâmica como subgrãos, rotação de grãos e migração de limite de grãos (Figura 3.17). A muscovita apresenta cristais rotacionados formando “mica-fish”.

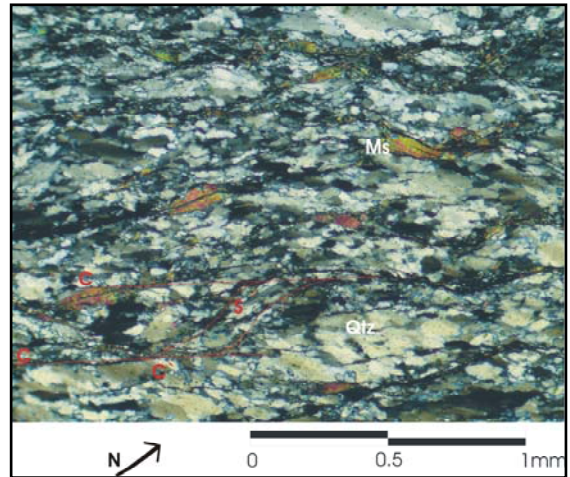


Figura 3.16: Em zonas de cisalhamento, as rochas são intensamente deformadas chegando a formar ultramilonitos, que se desenvolvem no contato da seqüência supracrustal com as rochas do Complexo Serra Azul, próximo ao Córrego Fundo.

3.2.6 Quartzito e muscovita xisto da Serra da Sabina e Deuzélio (NP1sab6)

Quartzito é a rocha que compõe predominantemente a Serra da Sabina, em cuja base aflora intercalado em quartzo-muscovita xisto e rochas ultramáficas. Os contatos são facilmente definidos em produtos de sensores remotos e aerogeofísicos. A Serra da Sabina representa estrutura encurvada no trend NW e forma grande dobra regional tipo sinforme invertida com caimento para norte. Os quartzitos que ocorrem na Serra do Presídio, por sua vez, são alongados na direção NE.

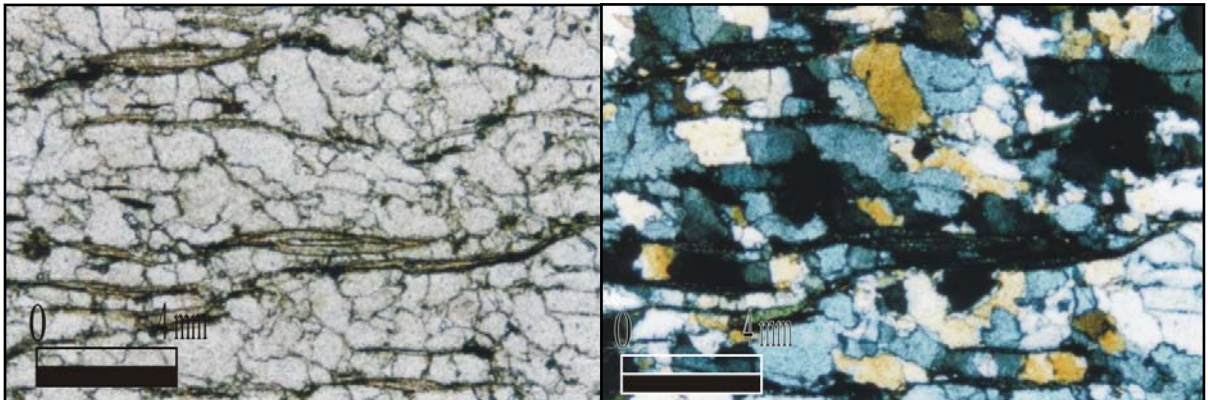


Figura 3.17: A milonitização é caracterizada por recristalização dinâmica e formação de subgrãos.

O quartzito apresenta granulometria de média a grossa, cor branca, e a composição mineralógica da rocha é dada por quartzo (80-90%), muscovita (5%), e de minerais opacos. A feição mais marcante do quartzito é a granulação grossa a muito grossa (Figura 3.18). Os grãos de quartzo são equidimensionais exibindo contatos poligonais, indicando recristalização estática. O quartzito apresenta características mineralógicas de rocha cujo protólito provém de sedimentos muito maduros, depositados em ambiente distal, como produtos derivados da erosão de rochas do embasamento, uma vez que idades modelo T_{DM} desta seqüência variam entre 1,86 e 2,65 Ga, sugerindo derivação de antiga crosta continental paleoproterozóica a arqueana.



Figura 3.18: O quartzito da Serra do Presídio é caracterizado por boas exposições e mergulhos de baixo ângulo na encosta da Serra e mergulhos íngremes na crista da mesma.

Idade modelo TDM de 2,49 Ga sugere uma proveniência arqueana para estas rochas metassedimentares.

A seqüência de xistos na Serra da Sabina é caracterizada pela presença de quartzo-muscovita xisto com granulometria fina. Estão bastante intemperizados e a composição mineralógica é dada por 45% de muscovita, 30% de quartzo, 18% de argilominerais, e de minerais opacos. Uma análise mineralógica por difratometria de raio-x dessa rocha caracterizou os argilominerais como illita e caulinita, e indicou a presença de plagioclásio, com composição tendendo a albita, compondo a matriz muito fina desta

3.3 Suíte Plutônica pré a sin orogênica – Brasileiro I

Gnaisses considerados como relacionados ao desenvolvimento do arco magmático de Goiás estão distribuídos amplamente na área mapeada. Ocorrem distribuídos como diferentes corpos na porção sudoeste e nordeste da área mapeada. A natureza do magmatismo é cálcio-alcalina com tendência peraluminosa e a idade obtida para estas rochas pelo método U-Pb em zircão é de 860 Ma (Dantas *et al.*, 2006). Os contatos são de difícil percepção e são tectônicos na maioria das vezes, marcados por zonas de cisalhamento, contudo em alguns casos a presença de xenólitos, da seqüência vulcano-sedimentar sugere a relação tardia de muitos corpos. No geral, acreditamos que os corpos graníticos devem ter sido deformados e metamorfisados em conjunto com a seqüência supracrustal.

3.3.1 Muscovita biotita gnaisse granítico (NP1γ1magn)

As rochas desta unidade afloram na forma de blocos maciços, ocupando a porção sudoeste da Folha Porangatu, com formato elíptico do corpo, apresentando foliação NS dominante e mergulhos suaves (Figura 3.19). Os contatos com as rochas supracrustais são tectônicos de baixo ângulo. Os afloramentos mais representativos desta unidade estão situados nos córregos Amargoso, Lageado e Canabrava e na localidade Serrinha.



Compreendem muscovita biotita gnaisse e biotita gnaisses, com textura grossa, foliados e composição variando de tonalito, grandiorito a granito. Geralmente apresentam fenocristais de K-feldspato estirados, formando

Figura 3.19: Augen gnaisse bandado de granulação grossa, com fenocristais de microclina atesta o protólito ígneo da rocha. As principais ocorrências são no Rio Amargoso, onde as rochas apresentam foliação de baixo ângulo dominante.

textura de augen gnaisses. As rochas são compostas por muscovita, biotita, quartzo, plagioclásio e microclina como minerais essenciais. Granada, clorita, epidoto e zircão estão comumente presentes. Cianita foi localmente reconhecida nestas rochas, atestando caráter peraluminoso para as mesmas. Amostras desta unidade têm idade modelo T_{DM} em torno de 2,0 Ga e valores de $\epsilon Nd(t)$ bastante negativos, sugerindo derivação de antiga crosta continental.

3.3.2 Biotita tonalitos (NP1 γ 1btn)

Os corpos graníticos e tonalíticos são rochas foliadas, intrusivos na seqüência metavulcano-sedimentar e constituem a porção sudeste da Folha Porangatu, alongado na direção EW. São



Figura 3.20: Hornblenda gnaisse deformado com xenólitos de rochas de composição diorítica e de metagabros. Afloramento localizado na Fazenda São José.

rochas grossas constituídas principalmente por fenocristais de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Minerais acessórios incluem titanita, apatita, zircão e epidoto entre outros. Idade modelo TDM de 1,2 Ga é indicativo de material juvenil relacionado a evolução do arco magmático de Goiás.

3.3.3 Hornblenda gnaisse tonalítico e biotita Tonalito (Np1 γ hgnt)

Fornecem corpos alongados a norte de Porangatu, compostos essencialmente por hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo.

É comum a presença de enclaves máficos de

dioritos e gabros. São rochas intensamente deformadas e estiradas, aflorando em áreas de relevo plano e arrasadas ao longo da rodovia Belém-Brasília (Figura 3.20). Corpos alongados na direção NS ocorrem ao longo do Córrego Mourão Fincado e não possuem hornblenda. São rochas deformadas e intrudidas por veios pegmatóides de turmalina granitos. Observa-se zonas de cisalhamento bem marcantes nestas rochas caracterizadas pela percolação de fluidos ricos em epidoto e clorita durante o processo deformacional. Idade modelo TDM entre 1,6-1,8 Ga evidenciam a mistura de material reciclado de antiga crosta continental com material jovem derivado do arco magmático de Goiás.

3.3.4 Gnaisse tonalítico (NP1 γ 1gnt)

Constitui um corpo que ocorre na parte leste da Folha Porangatu em contato com as seqüências vulcano-sedimentares da Serra dos Picos e do Presídio. São rochas deformadas e constituídas de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Os acessórios incluem alanita, zircão e epidoto. Petrograficamente podem variar de tonalitos a granodiritos e ocorrem como xenólitos em granitos porfiríticos tardios. O contato com a seqüência supracrustal é dado por zonas de cisalhamento, como a da Serra dos Picos, que desenvolve uma faixa de milonitos e cianititos.

3.3.5 Biotita granito (NP1 γ 1bgr)

Ocorre como corpos alongados na direção NS intrusivos na seqüência supracrustal. Um corpo de biotita-granito, com aproximadamente 8,3 km², é observado na porção centro-norte da área de

estudo, à E da Fazenda Boqueirão. Apresenta afloramentos em extensas áreas aplainadas em forma de lajedos de extensão decamétrica, sendo as melhores ocorrências no córrego do Carrapato. Os lajedos possuem morfologia dômica típica de corpos graníticos. A composição mineralógica da rocha é dada por quartzo (30%), plagioclásio (25%), biotita (20%), K-Feldspato (18%), epidoto (4%), titanita, clinzoisita, alanita e de minerais opacos e varia de granítica a sienogranítica. É comum à presença de processos de milonitização nas bordas oeste do corpo em que se observam fenocristais de feldspatos rotacionados e estirados, segundo a foliação imposta a rocha, bem como aumento na quantidade de epidoto e sericita, e também dos processos de exsolução (pertita e mirmequita). Um segundo corpo de biotita granito foliado com área aproximada de 25 km² foi observado a norte do vilarejo Chica Vermelha. São rochas foliadas, cujo mineral máfico dominante é a biotita, e contendo alanita, titanita e e zircão como acessórios. É comum a ocorrência de xenólitos de anfibolito neste granito. Idade modelo TDM deste corpo é de 1,02 Ga, atestando o caráter de arco juvenil neoproterozóico do magmatismo nesta região.

3.3.6 Anfibolito e granada anfibolito (NP1γ1a)

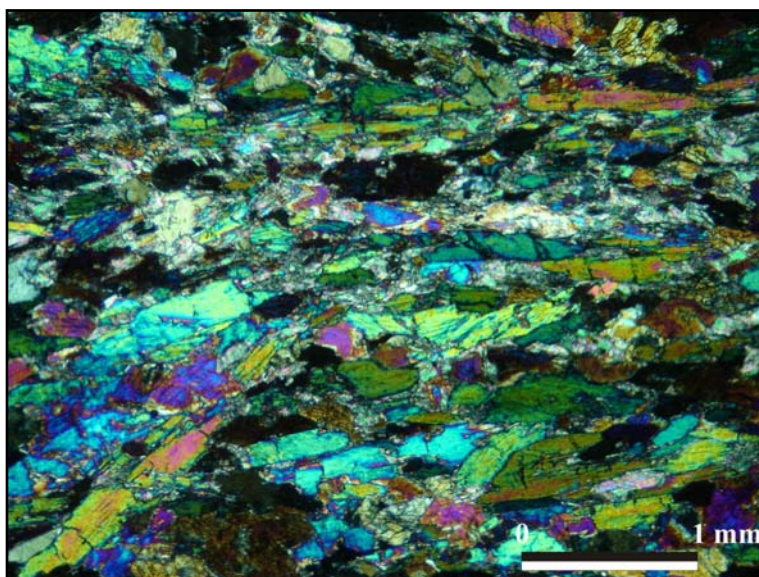


Figura 3.21: Corpos de anfibolitos são bastante deformados na zona de cisalhamento dos Estressados, caracterizado pelo intenso estiramento dos anfíbólios. Afloramento próximo a Fazenda Varzão.

3.3.7 Metagabro e tremolita xisto (NP1sprμ)

Corpos situados a norte da Serra do Presídio, próximo a Fazenda São Bento, formam pequenos plugs ovalados e parecem ser intrusivos na seqüência metassedimentar, alongados na direção NE. Rochas nesta unidade apresenta granulação grossa, variam de gabro a gabro norito, anfibolito e tremolitito bem deformados e intensamente milonitizados. Associado a esta unidade tem-se anfibolitos finos e metavulcânicas com magnetita xistos abundantes.

3.4 Suíte Plutônica III sin a tardi orogênica - Brasileiro III

Corpos intrusivos na seqüência supracrustal e demais granitóides da Folha Porangatu, contendo xenólitos de ambos. São intrusões sub-arredondadas, cujo posicionamento tectônico é espacialmente controlado por sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes. Não temos idade

absoluta destes granitos, mas acreditamos que se formam entre 630 a 570 Ma, época do magmatismo regional no arco magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 2002).

3.4.1 Granada Tonalito (NP3γ2gtn)

Três corpos de granada-tonalito foram identificados na parte central da área mapeada, sendo o primeiro, semi-arredondado próximo à Fazenda Bela Vista, com aproximadamente 14 km², e outro na parte centro-oeste da área, à norte da Serra da Sabina, com aproximadamente 3 km². São rochas intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar, truncando-as. A forma de ocorrência sugere um alinhamento EW destes corpos.

Um terceiro corpo de forma elíptica de aproximadamente 12 Km² é individualizado na porção sul da Serra Verde, cujos melhores afloramentos são encontrados ao longo do Rio Canabrava. É um corpo encurvado pelo movimento causado pelo encontro das zonas de cisalhamento da Serra da Sabina e Serra Verde.

São rochas compostas por 30% de quartzo, 20% de plagioclásio, 15% de biotita, ou hornblenda; 10% de muscovita, 10% de granada, e demais minerais, como carbonatos, óxidos, titanita e zircão, ocorrem como acessórios. Idade modelo TDM varia de 1,59 e 1,02 Ga evidenciando baixa residência crustal dos protolitos.

3.4.2 Biotita Granito e Sienogranito (NP3γ2m) e Monzogranito milonítico (NP3γ2m)

Ocorrem como pequenos corpos alongados em zonas de cisalhamento distribuídos por toda a área de estudo. São granitos grossos, foliados e de composição essencialmente monzogranítica a sienogranítica e textura tipo augen. Geralmente são intensamente milonitizados, podendo gerar ultramilonitos. Neste caso os grãos de K-feldspato são rotacionados, estirados e grande quantidade de indicadores cinemáticos pode ser identificada nestas rochas. Os principais corpos ocorrem ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

3.4.3 Clinopiroxênio álcali granito de Serra Verde (NP3γ2sv)

O corpo de Serra Verde é alongado na direção NW-NS, foliado, e com forte estiramento de seus minerais. O granito tem forma “em cornue”, formado pelo encurvamento do encontro de duas zonas de cisalhamento de rejeito direcional, cuja direção passa de NNW (Zona de cisalhamento da Serra da Sabina) para NNE (Zona de cisalhamento Serra Azul). A assinatura radiométrica do granito de Serra Verde é bem característica nos produtos aerogeofísicos e de sensores remotos, usados no presente trabalho. É uma rocha de coloração branca, granulação média e equigranular. O aspecto sacaroidal fez com que esta rocha fosse confundida em mapeamentos anteriores com quartzito (Machado *et al.*, 1981). Forma Serra de aproximadamente 17 km de extensão por 4 km de largura, bem visível na área estudada (Figura 3.22). Os contatos com as encaixantes são tectônicos, geralmente de alto ângulo, mas também ocorrem apófises do granito intrusivas nos xisto feldspático (Figura 3.23).

A mineralogia básica desta rocha inclui quartzo (35%), K-feldspato (35%), plagioclásio (15%) e também clinopiroxênio (aegerina-augita), granada e titanita como acessórios. O clinopiroxênio ocorre como inclusão na granada (Figura 3.24). A deformação é mais intensa nas bordas do corpo,

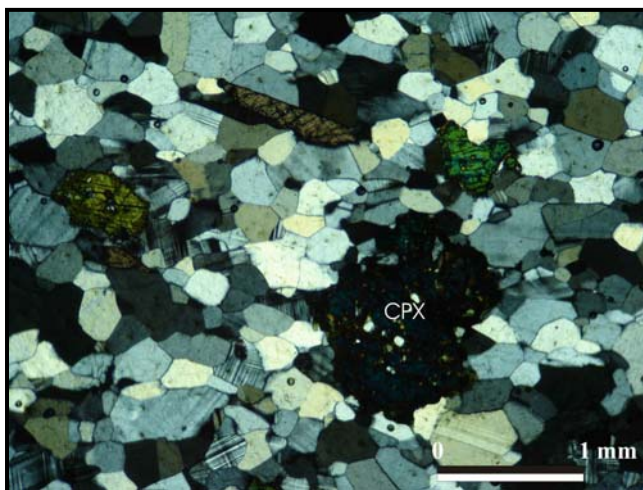
sendo que texturas ígneas mais preservadas são encontradas na porção interna do mesmo. Processo de recristalização estática é dada por grãos de quartzo com contatos poligonais em junções triplíceis. A idade modelo TDM de 2,1 Ga e valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ sugerem fusão de crosta continental antiga na geração destas rochas.



Figura 3.22: Aspecto morfológico das Serra Verde e do Meio na paisagem da região.



Figura 3.23: Contato intrusivo do Granito Serra Verde com a seqüência supracrustal, na Fazenda Palmital.



As rochas da suite plutônica estão plotadas na tabela 3.1. Nos diagramas classificatórios de rochas granitóides, as rochas da suite plutônica definem um caráter cálcio-alcálico de médio potássio, típico de ambientes de arco magmáticos, caracterizados por anomalias negativas de Nb e Ta nos aranhogramas e nos padrões de ETR. São rochas predominantemente peraluminosas.

Figura 3.24: O granito Serra Verde é caracterizado por conter clinopiroxênio e textura granular típica do granito Serra Verde.

Tabela 3.1: Dados litogeoquímicos para as rochas da Suite Plutônica.

Rocha	Gnaiss tonalítico	granada tonalito	granada tonalito	tonalito	tonalito	garnito
Amostra	PGT 20	PGT 51	PGT 52	PGT 56	PGT 61	PGT 120
SiO ₂	57.21	62.07	60.07	53.71	59.49	71.98
Al ₂ O ₃	15.93	15.88	16.74	16.37	15.71	15.93
Fe ₂ O ₃	6.48	5.48	5.71	9.18	5.95	0.63
MgO	3.8	2.12	2.62	3.67	3.9	0.11
CaO	4.24	3.78	3.86	5.67	4.69	0.56
Na ₂ O	4.38	3.78	4.13	3.79	4.14	2.94
K ₂ O	4.82	3.91	4.11	3.14	3.39	4.84
TiO ₂	1.3	1.09	1.03	1.88	0.97	0.06
P ₂ O ₅	0.6	0.44	0.5	1.25	0.5	0.03
MnO	0.09	0.06	0.07	0.12	0.09	0.01
Cr ₂ O ₃	0.015	0.007	0.009	0.002	0.016	0.002

continua...

...continuação

Rocha	Gnaiss tonalítico	granada tonalito	granada tonalito	tonalito	tonalito	garnito
Amostra	PGT 20	PGT 51	PGT 52	PGT 56	PGT 61	PGT 120
Ni	91.0	23.0	23.0	33.0	98.0	11.0
Sc	11.0	9.0	8.0	17.0	12.0	4.0
LOI	0.8	1.0	0.7	0.9	0.9	2.9
La	88.5	112.0	78.9	85.2	60.0	13.4
Ce	181.3	229.6	148.3	201.3	117.5	39.3
Pr	19.68	23.3	14.61	23.01	12.25	2.99
Nd	73.9	77.2	50.2	89.3	44.8	11.3
Sm	10.9	13.2	7.9	16.9	7.8	2.8
Eu	2.78	2.56	1.7	4.12	2.16	0.43
Gd	7.25	8.54	5.56	12.27	5.47	1.99
Tb	0.98	1.35	0.71	1.65	0.83	0.32
Dy	4.64	6.51	3.74	8.87	3.53	1.59
Ho	0.83	1.05	0.7	1.52	0.67	0.31
Er	2.24	2.91	1.87	4.25	1.76	0.75
Tm	0.33	0.43	0.28	0.54	0.28	0.09
Yb	1.89	2.16	1.47	3.47	1.68	0.64
Lu	0.31	0.34	0.24	0.51	0.28	0.09
Ba	927.9	2502.7	2171.8	1406.8	1221.9	227.8
Be	6.0	1.0	2.0	3.0	2.0	2.0
Co	41.7	41.0	38.3	55.0	55.2	54.4
Cs	5.1	1.0	1.9	3.9	4.2	2.3
Ga	21.4	20.7	21.6	25.1	21.1	19.4
Hf	8.3	11.1	9.1	8.7	6.3	1.9
Nb	59.6	19.2	19.5	38.3	24.2	7.6
Rb	128.2	96.6	126.8	97.7	69.8	130.5
Sn	2.0	2.0	2.0	4.0	1.0	4.0
Sr	1046.4	657.3	717.8	1004.7	1338.3	228.0
Ta	3.8	1.5	1.3	2.7	1.7	0.9
Th	19.4	12.5	9.2	10.2	9.2	13.1
U	5.0	1.4	2.3	2.7	2.5	1.3
V	114.0	67.0	65.0	105.0	107.0	< 5.0
W	216.6	303.7	230.0	278.4	342.4	513.3
Zr	309.0	438.1	363.0	346.8	246.4	42.6
Y	27.8	33.1	20.8	45.2	20.3	8.2
Mo	1.4	0.3	0.2	0.3	0.3	< 0.1
Cu	4.6	15.0	19.1	22.7	22.1	0.6
Pb	3.4	3.8	2.4	2.2	2.9	10.0
Zn	52.0	71.0	65.0	99.0	55.0	5.0
Ni	55.9	16.4	18.0	25.4	62.5	0.5
As	3.8	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.7	< 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	0.2	< 0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	1.1	< 0.5	0.6	1.3	0.6	1.4
Hg	0.01	0.01	< 0.1	< 0.1	0.01	0.02
Tl	0.2	0.4	0.5	0.5	0.2	< 0.1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

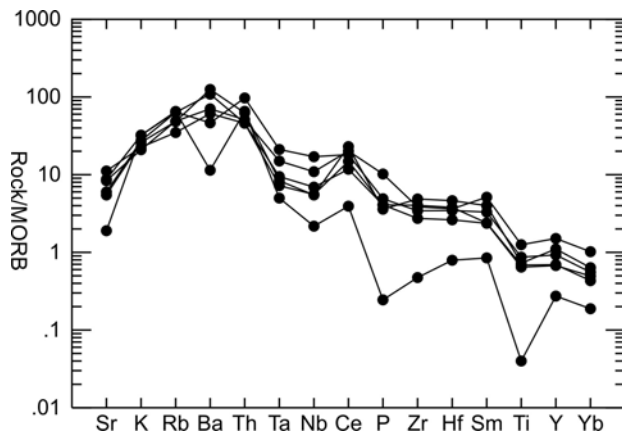


Figura 3.25: Aranhograma normalizado pelo MORB para as rochas da suíte Plutônica de Arco.

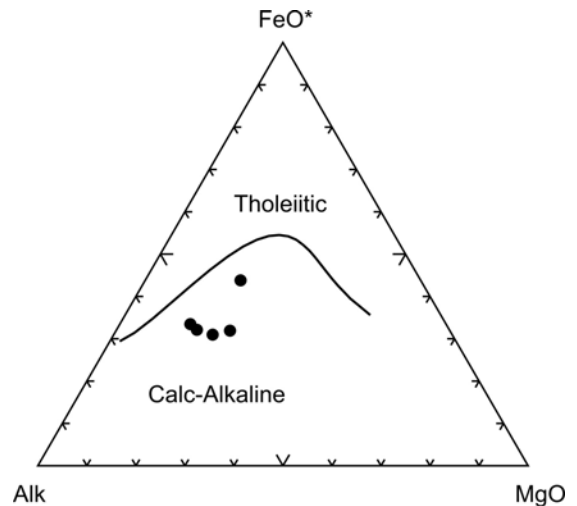


Figura 3.26: Diagrama AFM para amostras de rochas do Arco Magmático mostrando assinatura cálcio-alcalina.

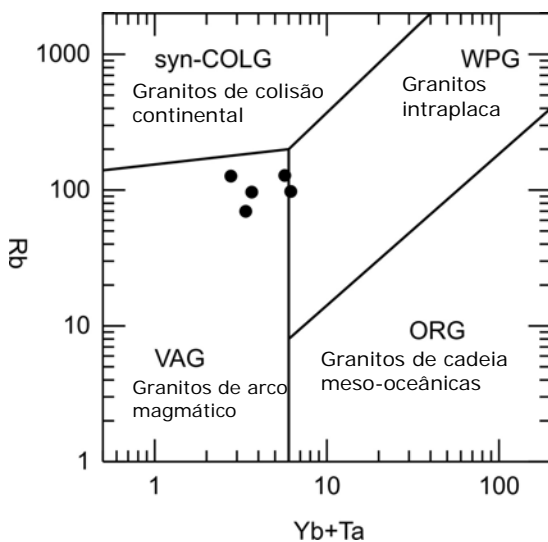


Figura 3.27: Gráfico Rb X Yb + Ta (Pearce *et al.*, 1984 *in software* IGPET) indicando uma população com assinatura geoquímica típica de arcos magmáticos.

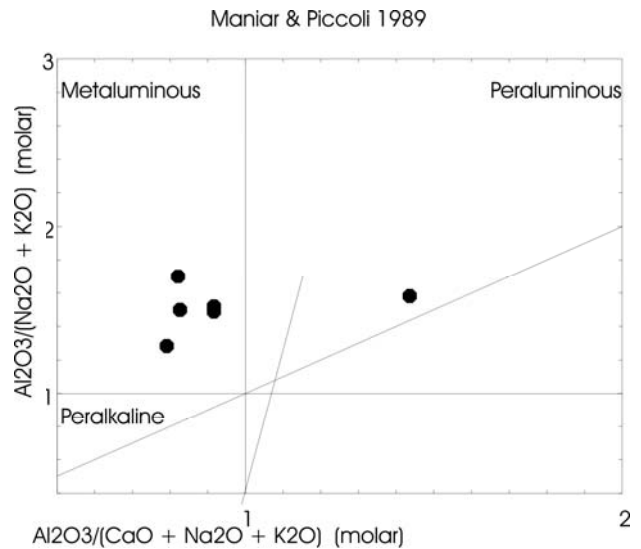


Figura 3.28: Diagrama mostrando o caráter dominante metaluminoso das rochas da suíte plutônica.

3.5 Complexo Porangatu (NP3por1)

Esta unidade é definida em rochas que afloram na terminação da Serra Azul, em região bem arrasada nas proximidades de Novo Planalto, compreendendo biotita gnaisses de composição predominante granítica a tonalítica subordinadamente, leucocráticos, de coloração cinza claro e apresentando forte bandamento milimétrico. O complexo Porangatu foi inicialmente definido como rochas de idade arqueana (Machado *et al.*, 1981). Contudo datações U-Pb em zircão de gnaiss tonalítico a granodirítico fornecem idades em torno de 570 a 530 Ma para estas rochas (Dantas *et al.*, 2006). Granulitos na região de Porto Nacional, 50 km da área mapeada, rochas consideradas do mesmo complexo tem idades semelhantes (Lima *et al.* 2005; Pimentel *et al.*, 2005). A idade modelo TDM nas rochas deste complexo variam de 1,4 – 1,8 Ga.

Ocorre como faixas alongadas na direção NE com ampla distribuição na área do projeto. As rochas desta unidade são compostas por quartzo (30%) feldspato (40-55%), biotita (10-20%) como minerais essenciais, e os acessórios incluem anfibólio, muscovita, zircão, titanita e epidoto, variando composicionalmente de tonalitos a granodioritos a monzogranitos. Os contatos com as demais unidades de mapeamento são essencialmente tectônicos, fazendo com que as rochas ocorram na forma de camadas sub-paralelas e sejam de difícil individualização no campo, uma vez que são composicionalmente semelhantes e foram submetidos à intensa milonitização.

Diques de anfibolito boudinados, descontínuos e falhados ao longo da foliação milonítica dos gnaisses encaixantes podem ser encontrados na maioria dos afloramentos da Serra Azul e são representados com tamanho exagerado mapa. Estas rochas geralmente apresentam quantidades altas de epidoto e sugerindo a atuação de processos de percolação de fluidos durante o processo deformacional.

3.5.1 Granulito, Hornblenda-clinopiroxênio-granada gnaisse (NP3por2)

Unidade que ocorre principalmente na porção noroeste da Folha Porangatu. As principais ocorrências estão nos Córregos das Cabeceiras e no Rio do Pau Seco. Nesta unidade predomina granada anfibolito, encaixado em granada hornblenda gnaisse contendo clinopiroxênio (Figura 3.29). A principal ocorrência de granulitos é nas imediações da Fazenda Santa Fé, numa rocha composta de granada, hiperstênio, quartzo e biotita. A textura mais comum nestas rochas é do tipo poligonal equigranular, mas textura simpléctica entre granada e plagioclásio é encontrada (Figura 3.30). Na zona de cisalhamento Morro Chato ocorrem milonitos com piroxênio e granada rotacionadas e estirados.

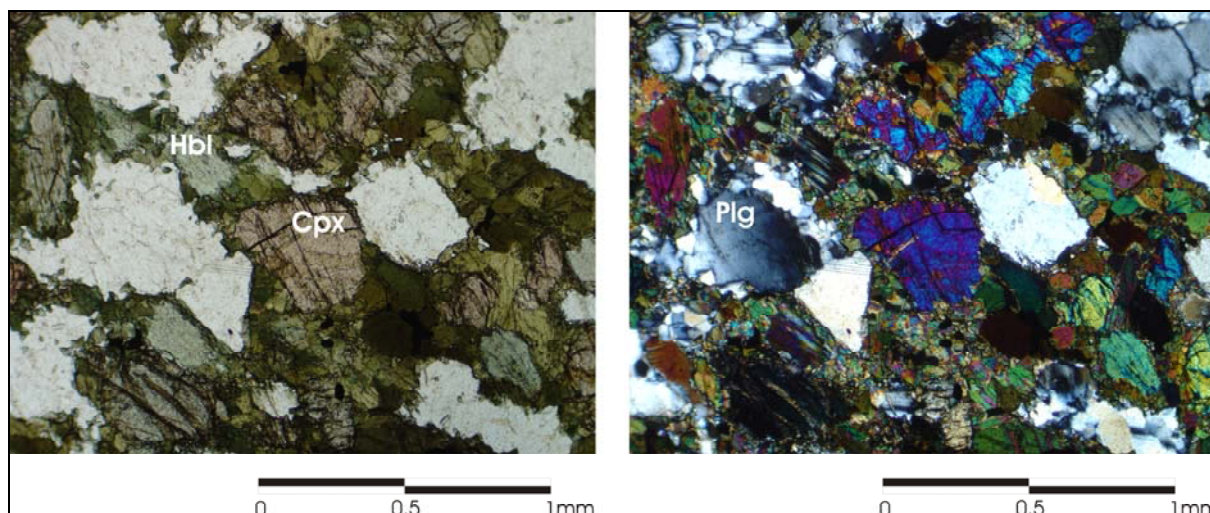


Figura 3.29: Granada clinopiroxênio hornblenda gnaisse do Complexo Porangatu.

3.5.2 Sienogranito Porfirítico (NP3por3)

Ocorrem como pequenos corpos intrusivos nos gnaisses Serra Azul, de forma alongada, estirados segundo a foliação principal das zonas de cisalhamento de direção NE que ocorrem na região. Destacam-se os corpos ao longo do Córrego do Velho. São rochas porfiríticas de composição sienogranítica e forma textura tipo augen dada por estiramento de fenocristais de K-feldspato.

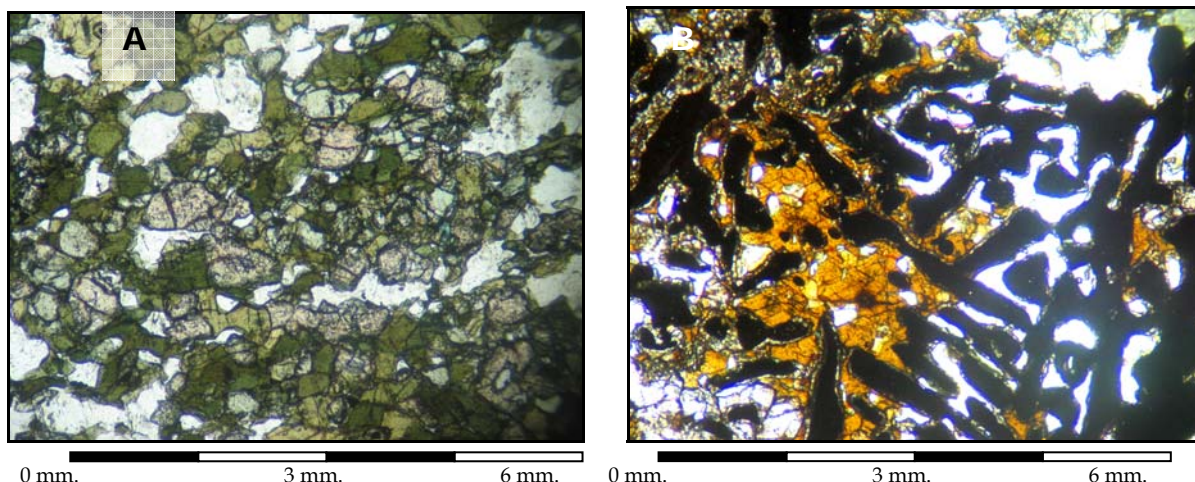


Figura 3.30: Textura simplectítica entre granada e quartzo sugere resfriamento rápido durante a exumação dos terrenos granulíticos.

Em termos litogeoquímicos (tabela 3.1) e figuras 3.27, 3.28 e 3.29, as rochas mais félsicas do Complexo Porangatu revelam um caráter cálcio-alcálico de médio a alto potássio. Os padrões de ETR dessas rochas mostram um enriquecimento em ETRL e ETRP relativamente plano e anomalia negativa de európio. Neste diagrama fica evidente a cogeneticidade entre as rochas desta unidade. A amostra PGT34 pode ser considerada um cumulado com a presença de európio positivo. As pronunciadas anomalias de Nb, P e Ti exibidas pelas rochas desta unidade são semelhantes as das rochas geradas em ambientes de margem continental ativa.

Tabela 3.2: Dados geoquímicos das rochas félsicas do complexo Porangatu.

Rocha:	Granulito	Granulito	Trondjmito	Granulito	Granulito	Gnaisse	Gnaisse	Gnaisse
Amostra:	PGT 34	PGT 36	PGT 133	PGT 259	PGT 260	PGT 261	PGT 262	PGT 263
SiO ₂	71.27	72.87	72.87	69.81	63.41	70.32	68.08	75.35
Al ₂ O ₃	12.22	15.12	14.7	13.32	14.55	14.69	14.74	12.22
Fe ₂ O ₃	4.59	1.12	1.4	5.35	6.04	2.65	4.79	2.21
MgO	2.15	0.35	0.47	2.42	2.06	0.65	0.69	0.04
CaO	6.66	1.48	2.32	2.97	0.04	1.49	3.22	0.56
Na ₂ O	0.52	4.72	4.5	3.01	0.8	3.84	3.82	3.08
K ₂ O	0.05	3.53	2.32	1.61	8.54	5.21	3.27	5.52
TiO ₂	0.54	0.16	0.19	0.77	0.88	0.48	0.64	0.22
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.05	0.15	0.03	0.16	0.26	0.03
MnO	0.03	0.01	0.02	0.06	0.08	0.03	0.1	0.02
Cr ₂ O ₃	0.042	0.007	0.001	0.023	0.015	0.001	0.007	0.001
Ni	113.0	9.0	5.0	70.0	84.0	5.0	17.0	5.0
Sc	13.0	2.0	3.0	13.0	11.0	6.0	12.0	2.0
LOI	1.6	0.5	1.0	0.4	3.5	0.5	0.3	0.8
La	14.8	12.4	24.7	23.5	43.4	59.5	31.4	144.2
Ce	28.8	20.5	41.1	47.1	77.5	127.9	69.4	277.0
Pr	3.15	2.13	4.12	5.06	9.57	14.2	8.4	39.04
Nd	10.7	7.3	15.0	18.7	33.3	49.2	34.4	148.8
Sm	2.5	1.5	2.3	3.9	6.6	8.9	8.4	29.8
Eu	0.71	0.5	0.96	1.28	1.43	1.02	1.3	0.99
Gd	2.34	1.54	1.62	3.28	4.98	6.86	7.04	27.99
Tb	0.39	0.21	0.21	0.64	0.79	1.11	1.46	4.39
Dy	2.75	1.15	1.4	3.64	4.2	6.36	9.24	24.9
Ho	0.51	0.17	0.27	0.62	0.86	1.08	1.99	4.57
Er	1.68	0.49	0.86	1.96	2.7	3.44	6.35	12.82
Tm	0.27	0.07	0.14	0.33	0.45	0.57	0.95	1.72
Yb	1.72	0.42	0.89	1.76	2.16	3.18	5.41	8.92
Lu	0.25	0.06	0.16	0.3	0.41	0.46	0.83	1.34
Ba	22.7	586.3	633.3	592.3	941.5	614.4	876.5	387.9
Be	< 1.0	2.0	1.0	1.0	2.0	5.0	3.0	4.0
Co	99.9	46.3	53.8	67.7	60.0	87.5	38.6	38.9

continua...

...continuação

Rocha:	Granulito	Granulito	Trondjmito	Granulito	Granulito	Gnaiss	Gnaiss	Gnaiss
Amostra:	PGT 34	PGT 36	PGT 133	PGT 259	PGT 260	PGT 261	PGT 262	PGT 263
Cs	0.2	0.9	0.5	< 0.1	0.7	12.4	0.9	2.1
Ga	14.8	19.2	16.7	15.7	14.5	25.1	22.4	28.1
Hf	2.7	4.3	3.3	5.0	4.9	7.6	8.6	11.9
Nb	7.5	8.7	2.3	6.5	12.7	24.2	17.1	33.1
Rb	8.9	80.5	40.9	36.1	75.5	271.6	82.2	213.3
Sn	1.0	< 1.0	< 1.0	< 1.0	< 1.0	8.0	1.0	4.0
Sr	555.1	192.4	282.0	422.9	33.3	201.6	325.9	30.6
Ta	1.1	0.9	0.7	0.4	0.7	2.3	1.5	2.4
Th	4.8	7.5	8.4	0.2	8.3	29.4	5.0	16.7
U	2.1	2.3	0.4	0.1	0.5	6.6	1.8	4.1
V	78.0	8.0	13.0	118.0	53.0	22.0	33.0	7.0
W	840.5	453.5	476.0	483.3	85.6	827.9	394.1	436.1
Zr	88.6	119.7	119.5	194.1	201.4	271.4	307.4	378.9
Y	15.8	5.8	11.6	19.4	35.4	38.4	60.4	134.2
Mo	0.32	< 0.1	0.2	0.5	1.2	0.2	0.3	1.3
Cu	67.0	1.0	9.3	27.4	26.0	2.5	7.3	9.4
Pb	2.4	4.2	3.8	0.4	5.6	4.4	1.5	5.2
Zn	4.0	34.0	27.0	25.0	37.0	64.0	56.0	127.0
Ni	48.2	1.8	2.5	26.2	40.0	3.1	1.1	0.5
As	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	3.2	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	0.3
Sb	< 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	0.4	< 0.1	0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	2.2	0.8	2.3	< 0.5	1.3	2.2	< 0.5	0.6
Hg	0.04	0.03	0.05	0.3	0.04	0.49	0.22	0.25
Tl	0.1	0.3	0.2	0.1	< 0.1	0.7	0.3	0.3
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

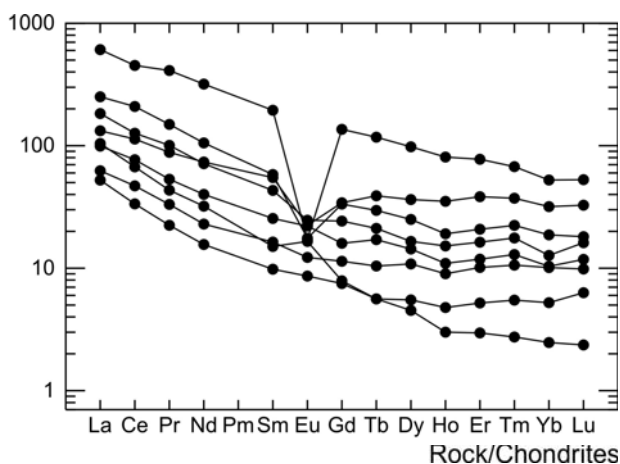


Figura 3.31: Padrão de Elementos Terras Raras (ETR) para as rochas do Complexo Porangatu normalizados ao condrito.

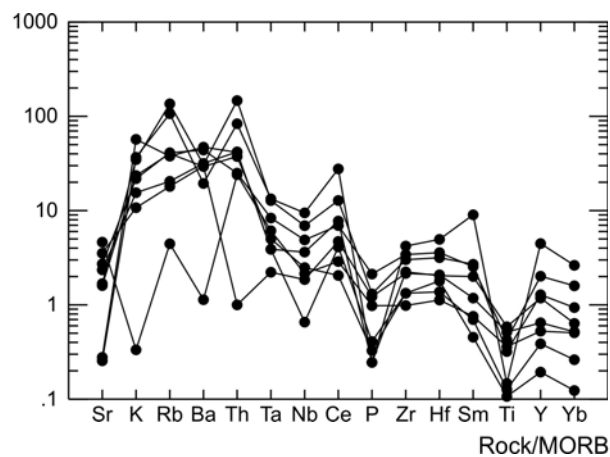


Figura 3.32: Aranhograma normalizado ao MORB para os granitóides félsicos do Complexo Porangatu.

3.6 Associação máfica-ultramáfica

3.6.1 Rochas Metaltramáficas, tremolita-clorita xisto, tremolita-talco xisto e BIFs (NP3 porµ1)

Uma sequência de tremolita xisto, clorita-talco xisto e anfibolitos, ocorre na forma de blocos rolados de pequenas dimensões, dispostos como lentes descontínuas intercaladas aos gnaisses cinza da unidade Porangatu. A proporção de talco (30-70%) e clorita (75-90 %) variam para cada afloramento descrito, e a presença de serpentina e opacos na rocha é subordinada. Por sua vez, xistos constituídos por tremolita, ortopiroxênio e hornblenda podem ser individualizados na área mapeada, bem como camadas ricas em serpentina e talco-xisto (Figura 3.34).

Adjacente aos anfibolitos comumente pode-se encontrar camadas de formações ferríferas bandadas, ricas na fácies óxidos e silicatos. São compostos por clinopiroxênio, tremolita, hornblenda, além de magnetita e hematita, que os minerais principais, e formam rochas bastante deformadas (Figura 3.35). Gonditos ocorrem associados às formações ferríferas e são constituídos por quartzo, grafite e espessartita (minerais determinados por difração de raio-X). Grande quantidade de magnetita e hematita esta presente nestas rochas, fazendo que esta unidade seja bem distinguida em produtos aerogeofísicos.

Faixas lenticulares de sedimentos químicos têm íntima associação com as rochas ultramáficas, e podem sugerir que esta unidade pode representar vestígios de crosta oceânica presentes como lascas tectônicas nos gnaisses bandados da unidade Porangatu. Estudos detalhados são requeridos para testar esta hipótese.

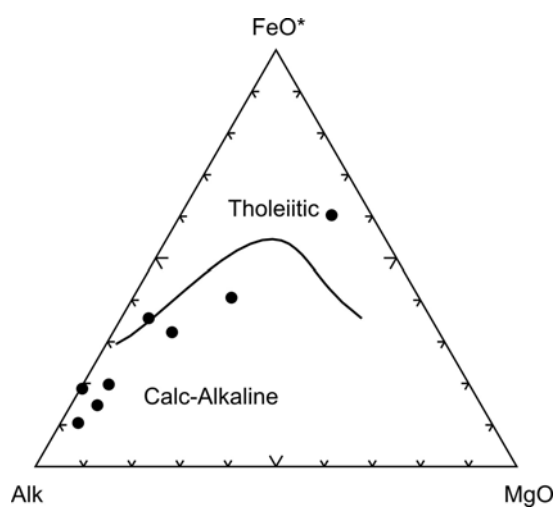


Figura 3.33: Diagrama AFM mostrando a filiação predominantemente cálcio-alcalina das rochas do Complexo Porangatu.

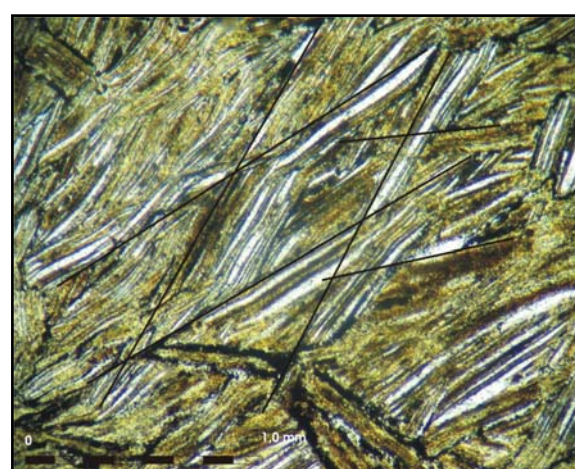


Figura 3.34: Textura radial em serpentina talco xisto do Complexo Porangatu.

3.6.2 Rochas Metamáficas, granada anfibolito, metagabro, actinolítico (NP3 porµ2) e Anfibolitos (NP3 porµ)

Corpos boudinados de anfibolitos e metagabros são caracterizados por apresentar textura ígnea bem preservada, dada pela presença de fenocristais de clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio, com deformação restrita nas bordas no contato com as encaixantes, em que se observa a formação de níveis ricos em granada. Texturas simplécticas de granada, quartzo e hornblenda atestam processos de resfriamento isobárico sofrido por estas rochas. Em alguns casos a deformação é tão intensa que chega a estirar cristais de granada (Figura 3.36). Textura simpléctica entre hornblenda e minerais opacos também é observada.

O metagabro e anfibolitos são grossos, possuem geralmente granada e titanita como acessórios comuns. Em zonas de cisalhamento, tem-se grande percolação de fluidos aumentando a proporção de quartzo e epidoto nos anfibolitos (Figura 3.37). Metapiroxenitos foram encontrados nas proximidades do Córrego Facão Quebrado, como pequenos corpos, também mostrando a textura ígnea preservada, e compostos por ortopiroxênio, clinopiroxênio e tremolita (Figura 3.38). Serpentinóis e piroxenitos foram reconhecidos como pequenos corpos ocorrendo associados aos tremolita xistos (Figura 3.38).

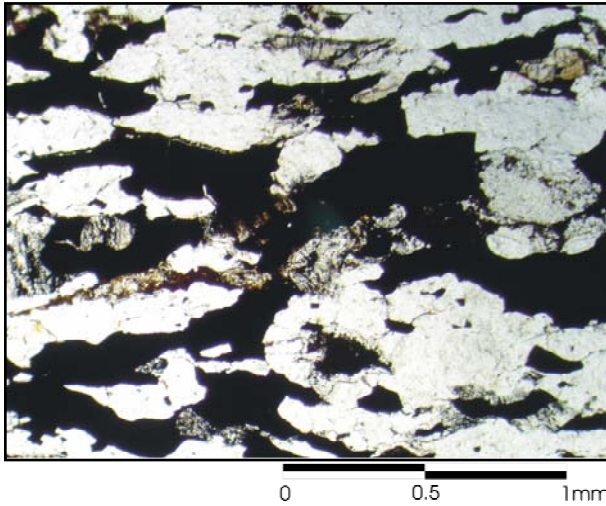


Figura 3.35: Aspecto microscópico das Formações Ferríferas Bandadas, caracterizadas pelo alinhamento de cristais de opacos.

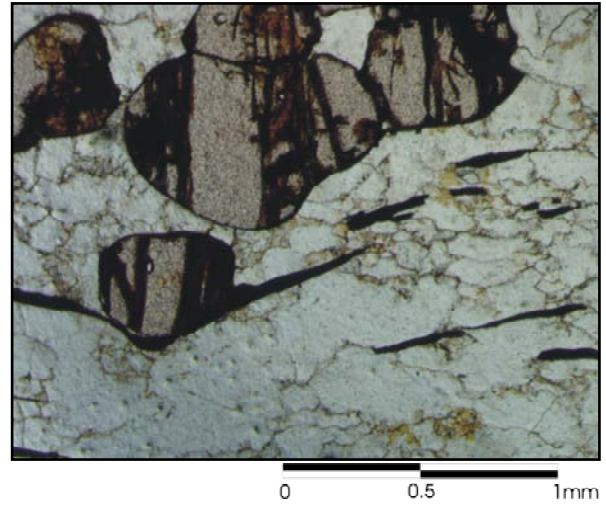


Figura 3.36: O intenso cisalhamento e deformação sofrida pelas rochas do Complexo Porangatu chega a esticar e rotacionar os cristais de granada.

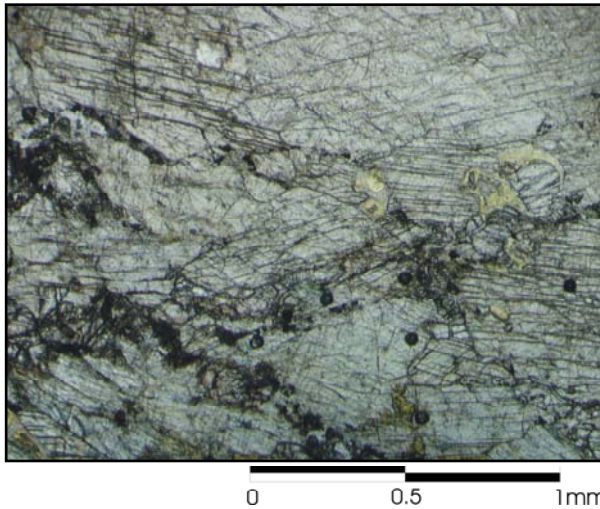
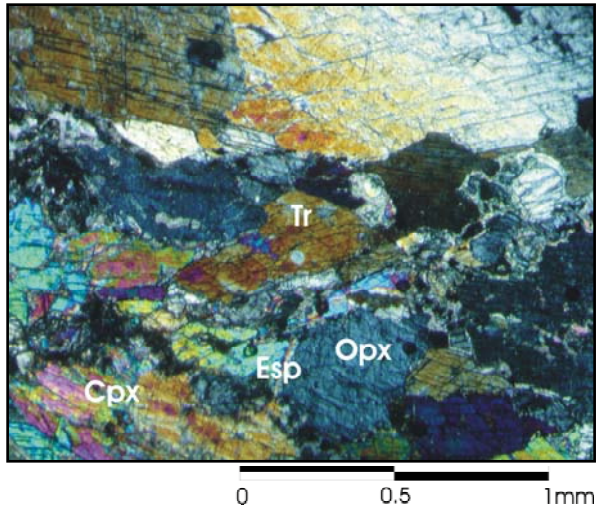


Figura 3.37: Metagabros são caracterizados textura reliquiar formando grãos de clinó e ortopiroxênio.



Os dados geoquímicos para as rochas básicas do Complexo Porangatu estão na tabela 3.2. De uma maneira geral as rochas apresentam afinidade toleítica, com padrão de ETR plano semelhante a basaltos de fundo oceânico.



A exceção é a amostra PGT 40, a mais evoluída da seqüência analisada e que apresenta evidências de uma maior contaminação crustal, dada pelo maior enriquecimento em ETRL e anomalia negativa de európio.

Figura 3.38: Rochas ultramáficas ocorrem como faixas estreitas e descontinuas dentro do Complexo Porangatu.

Tabela 3.3: Dados litogeoquímicos para as rochas básicas do Complexo Porangatu.

Rocha	gabro	gabro	gabro	gabro	Anfibolito
Amostra	PGT 35	PGT 40	PGT 42	PGT 125	PGT 128
SiO ₂	49.2	52.52	51.3	49.32	49.49
Al ₂ O ₃	12.66	14.57	14.14	14.04	14.15
Fe ₂ O ₃	14.25	9.56	11.74	12.83	13.83
MgO	9.12	4.76	7.86	8.67	7.31
CaO	10.9	12.77	10.83	11.04	10.88
Na ₂ O	1.56	1.03	1.96	2.0	2.07
K ₂ O	0.15	0.11	0.21	0.21	0.13
TiO ₂	1.19	2.95	1.03	1.13	1.25
P ₂ O ₅	0.09	0.66	0.09	0.09	0.1
MnO	0.19	0.07	0.17	0.18	0.18
Cr ₂ O ₃	0.051	0.005	0.043	0.043	0.035
Ni	141.0	99.0	158.0	175.0	191.0
Sc	42.0	31.0	39.0	39.0	39.0
LOI	0.6	0.8	0.6	0.4	0.3
La	4.5	30.4	4.5	4.3	4.2
Ce	12.0	71.6	10.1	11.4	11.7
Pr	1.78	9.11	1.43	1.71	1.77
Nd	8.0	36.8	7.7	8.7	8.5
Sm	2.9	10.6	2.3	2.7	2.9
Eu	0.98	2.68	0.77	0.85	1.13
Gd	3.61	13.04	3.22	3.29	3.75
Tb	0.63	2.23	0.56	0.6	0.71
Dy	4.03	15.26	3.41	3.6	3.91
Ho	0.81	2.95	0.75	0.83	0.92
Er	2.39	8.69	2.29	2.37	2.54
Tm	0.37	1.32	0.31	0.35	0.39
Yb	2.44	7.63	1.95	2.21	2.58
Lu	0.31	1.23	0.29	0.35	0.39
Ba	43.7	32.0	49.7	43.5	485.4
Be	< 1.0	1.0	< 1.0	< 1.0	< 1.0
Co	109.6	90.5	58.9	87.7	113.2
Cs	0.1	< 0.1	0.5	0.2	< 0.1
Ga	16.8	22.1	14.8	16.5	17.4
Hf	2.1	12.4	1.9	1.8	1.9
Nb	3.3	21.0	2.8	3.0	3.1
Rb	5.1	15.3	15.0	7.0	3.8
Sn	< 1.0	2.0	< 1.0	< 1.0	< 1.0
Sr	99.5	844.5	101.6	108.6	147.3
Ta	0.6	2.2	0.4	0.4	0.3
Th	0.6	10.4	0.4	0.6	0.3
U	0.1	1.9	< 0.1	0.2	< 0.1
V	310.0	281.0	252.0	286.0	319.0
W	507.0	488.6	152.2	284.3	485.8
Zr	72.3	437.4	54.2	62.3	66.5
Y	23.3	85.0	20.6	21.4	24.8
Mo	0.1	< 0.1	0.1	0.3	0.+2
Cu	108.2	1.2	90.1	117.0	204.8
Pb	0.3	9.9	0.2	0.2	0.1
Zn	13.0	12.0	8.0	19.0	13.0
Ni	41.3	24.9	50.9	80.4	106.5
As	0.9	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5
Cd	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	0.1
Sb	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	1.6	3.6	< 0.5	1.8	3.5
Hg	0.02	0.03	0.01	0.01	< 0.1
Tl	< 0.1	0.1	< 0.1	0.1	0.1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

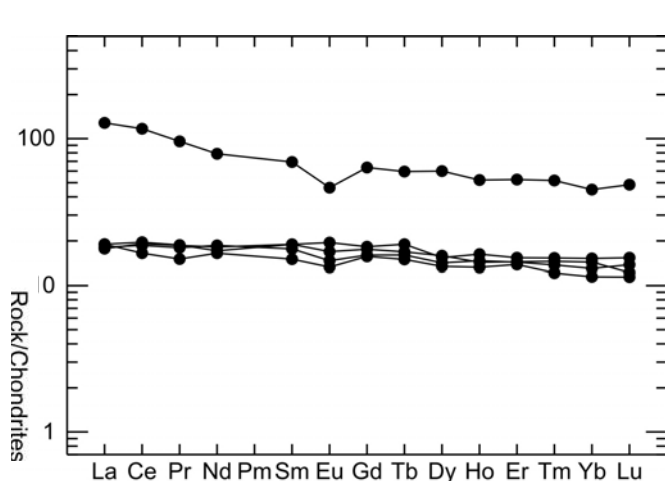


Figura 39: Diagrama de ETR, normalizado em relação ao condrito (Sun and McD 1989) e mostra o padrão plano das maioria das amostras analisadas, com exceção da amostra PGT 40 que apresenta maior enriquecimento de ETRL e anomalia de európio negativo.

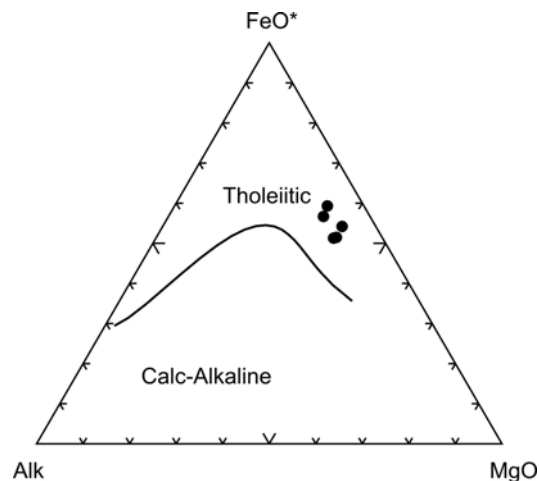


Figura 3.40: A afinidade toleítica é bem evidente em diagrama AFM.

3.6.3 Complexo Serra do Estrondo – Gabros, metanoritos, dioritos e gabros NP3μ3

Um corpo alongado na direção NS de metagabro, diorito e metanorito com textura ígnea preservada foi reconhecido na Serra do Estrondo, localizada no canto noroeste da Folha Porangatu. A variedade composicional e contexto tectônico alinhado a oeste do Lineamento Transbrasiliiano, sugere que as rochas da Serra do Estrondo representem um complexo acamadado semelhante ao já descrito na região de Porto Nacional, o complexo Carreira Cumprida de idade Cambriana (Lima *et al.*, 2005). Assim, a idade absoluta do complexo é requerida para testar esta hipótese. Nas bordas do corpo observa-se o desenvolvimento de forte foliação localizada, com a geração de milonitos nas bordas do corpo.

Dados geoquímicos para as rochas máficas da Serra do Estrondo revelam a afinidade toleítica e extremamente empobrecidas em ETR, e com anomalia positiva de európio, caracterizando magmas pouco evoluídos. Anomalias de Ba e Ta são sugestivos de atuação de processos de contaminação crustal nestas rochas.

Tabela 3.4: Dados geoquímicos para as rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Estrondo.

Rocha	gabro	gabro	Gabro
Amostra	PGT 267	PGT 269	PGT 270
SiO ₂	50.11	48.59	47.81
Al ₂ O ₃	15.78	22.13	16.13
Fe ₂ O ₃	7.67	3.1	9.85
MgO	9.29	6.9	9.8
CaO	12.49	16.27	12.96
Na ₂ O	2.52	1.27	1.48
K ₂ O	0.12	0.16	0.1
TiO ₂	0.5	0.13	0.74
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.03
MnO	0.12	0.05	0.16
Cr ₂ O ₃	0.049	0.15	0.038
Ni	115.0	179.0	207.0
Sc	47.0	28.0	40.0
LOI	1.2	1.2	0.9

continua...

...continuação

Rocha Amostra	gabro PGT 267	gabro PGT 269	Gabro PGT 270
La	1.7	2.0	1.9
Ce	2.5	1.2	3.1
Pr	0.48	0.16	0.52
Nd	3.0	0.8	3.2
Sm	1.3	0.3	1.6
Eu	0.62	0.21	0.66
Gd	1.89	0.53	2.55
Tb	0.34	0.09	0.4
Dy	2.2	0.67	3.12
Ho	0.45	0.13	0.56
Er	1.47	0.43	1.63
Tm	0.21	0.06	0.26
Yb	1.03	0.27	1.62
Lu	0.19	0.05	0.23
Ba	43.3	68.9	40.1
Be	1.0	< 1.0	< 1.0
Co	62.4	76.4	74.2
Cs	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ga	11.8	12.9	15.5
Hf	0.5	< 0.5	0.9
Nb	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Rb	2.0	1.4	2.5
Sn	< 1.0	< 1.0	< 1.0
Sr	133.5	171.7	136.0
Ta	0.1	0.3	< 0.1
Th	0.1	0.1	< 0.1
U	< 0.1	0.1	< 0.1
V	195.0	84.0	225.0
W	234.0	477.6	249.0
Zr	13.8	4.0	17.9
Y	13.2	3.7	16.5
Mo	0.1	0.1	< 0.1
Cu	15.5	138.1	2.9
Pb	0.1	1.2	0.3
Zn	6.0	2.0	9.0
Ni	15.0	18.9	22.8
As	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sb	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Bi	< 0.1	0.1	< 0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	0.8	< 0.5	< 0.5
Hg	0.09	0.13	0.08
Tl	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5

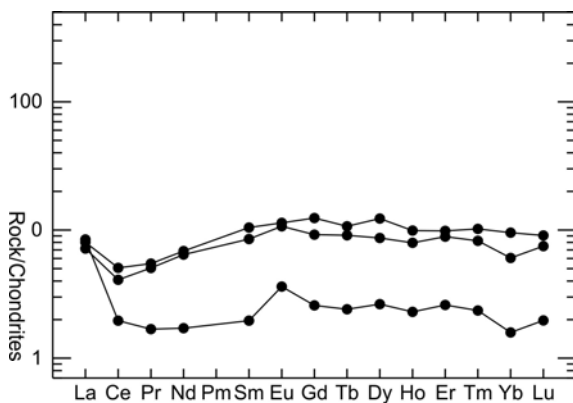


Figura 3.41: Diagrama de ETR normalizado em relação ao condrito (Sun and MacDoughout, 1989).

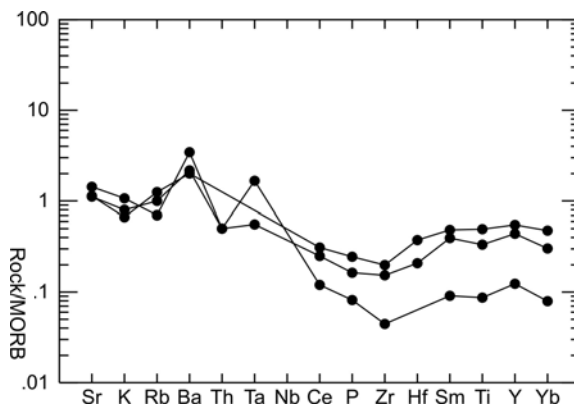


Figura 3.42: Aranhograma das rochas máfica-ultramáfica da Serra do Estrondo normalizado pelo MORB e sugere um padrão semelhante a basaltos gerados em ambientes de rifte.

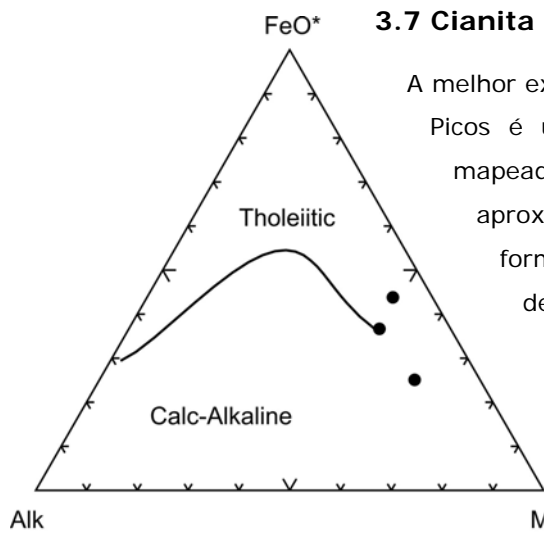


Figura 3.43: Diagrama AFM para as rochas máficas-ultramáficas da Serra da Estrondo.

3.7 Cianita milonito e Cianitito (NP3cn)

A melhor expressão desta unidade é a Serra dos Picos. A serra dos Picos é uma das principais feições geomorfológicas da área mapeada e está orientada segundo a direção geral NS. Possui aproximadamente 350 de elevação e 8 km de comprimento e formato curvilíneo (Figura 3.44). Nela aflora um conjunto de rochas incluindo muscovita quartzito, cianita quartzito, silimanita cianita xisto, quartzito ferruginoso, silexito e cianitito (Figura 3.45). Quartzitos puros estão presentes na escarpa da falha, sustentando a Serra dos Picos. Interpretamos este conjunto de rochas como milonitos gerados devido ao intenso cisalhamento que afeta rochas graníticas. Feições de milonitização incluem

rotação e estiramento de granada, cianita, silimanita e muscovita, formando estruturas sigmoidais (Figura 3.46). A cianita também cresce de maneira estática e é comum a presença de estruturas tipo "box work" de sulfetos. Minerais acessórios nestas rochas incluem turmalina, rutilo e alanita. Difratomografia de raio-X revela a presença de caolinita e topázio em silexitos.

Não existe ainda um estudo detalhado mostrando se há uma organização na distribuição destas rochas de acordo com o aumento de intensidade da deformação nos milonitos. Intenso fraturamento e a presença de estrias e espelhos de falhas evidenciam a atuação de deformação rúptil nas rochas da Serra dos Picos pós-formação dos milonitos.

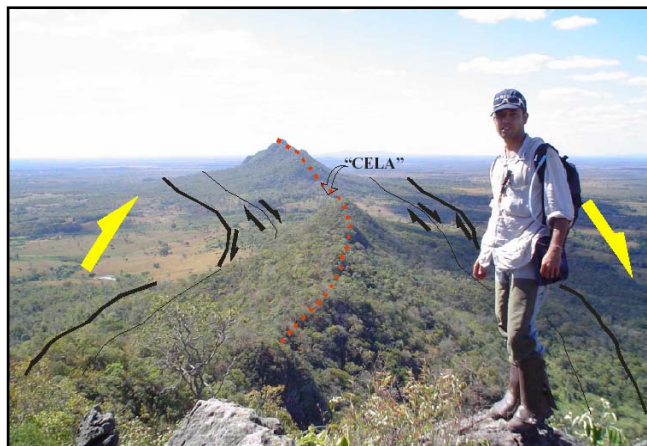


Figura 3.44: O topo da Serra dos Picos é caracterizado por cristas de quartzito milonítico.

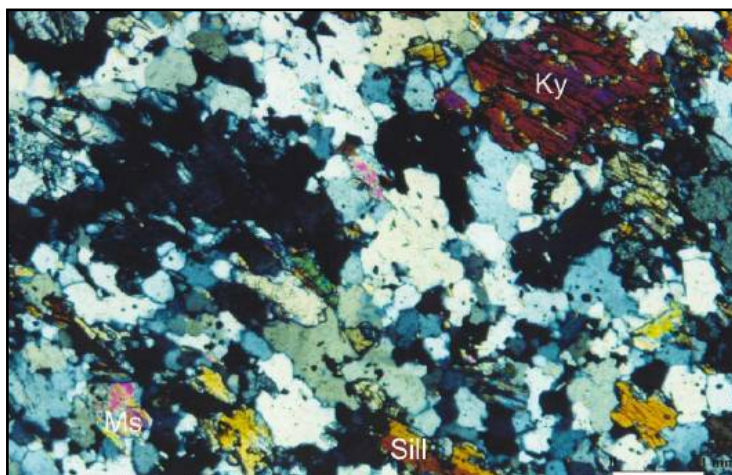


Figura 3.45: Cristais de cianita e silimanita são fortemente estiradas durante o processo deformacional, atestando deformação em alta temperatura na geração dos cianititos.

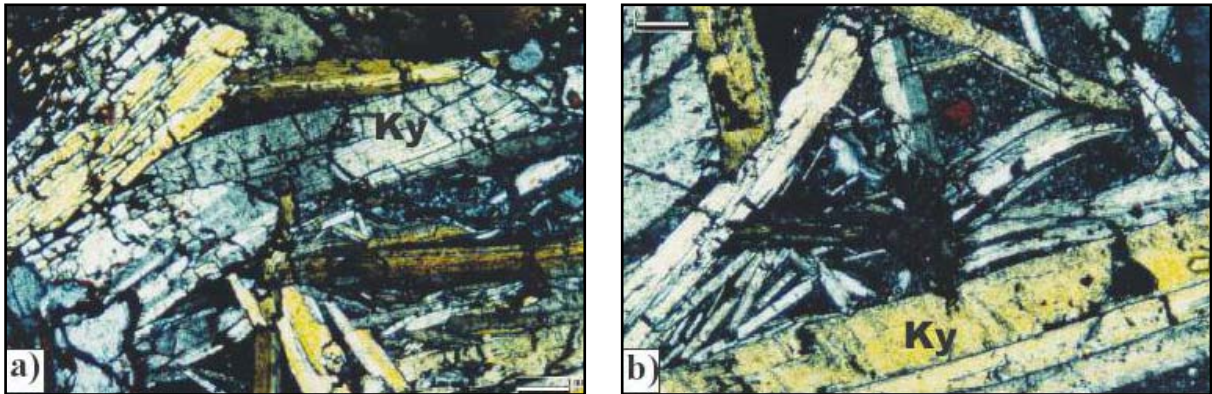


Figura 3.46: Segunda geração de cianita, crescendo de maneira estática como grandes cristais.

3.8 Suíte tardi a pós orogênica

Diferentes corpos de granitos intrusivos pos-tectônicos ao evento deformacional principal da área, as zonas de cisalhamento transcorrente, ocorrem na porção leste e central da área mapeada. Os granitos mostram-se alinhados discordantes da foliação regional e são pouco ou não deformados.

3.8.1 Hornblenda Granito Bela Vista e álcali-granito fino equigranular (NPybv)

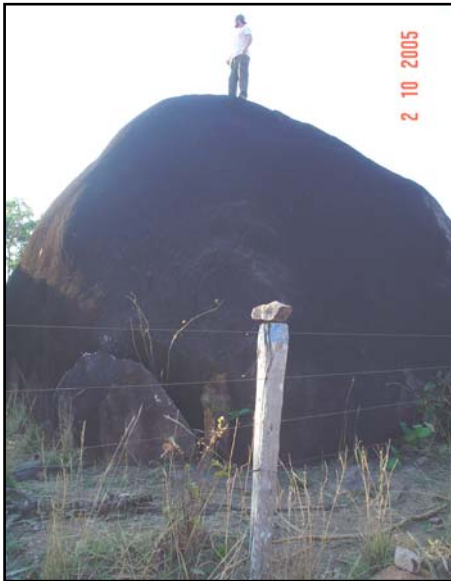


Figura 3.47: O corpo do Granito Bela Vista é caracterizado por boas exposições formando grandes lajedos.

Um pequeno corpo, alongado e discordante com a foliação regional, ocorre na porção sudoeste da Folha Porangatu, próximo ao córrego Santa Rosa. O granito é constituído por uma rocha porfírica de composição álcali granítica, composta principalmente por: K-feldspato (40%), quartzo (30%) e anfibólio (15%). Opacos, titanita, plagioclásio e apatita ocorrem como minerais secundários na rocha.

O granito Bela Vista é um corpo ovalado a elipsoidal, constituído de sienogranitos equigranulares finos de coloração vermelha, cuja principal ocorrência é na Fazenda Pedra Pedra (Figura 3.47). Mostram uma geometria corniforme, formada devido ao arrasto do corpo em relação as zonas de cisalhamento da Serra Azul. São rochas intrusivas contendo xenólitos de biotita xistos feldspáticos.

Contudo internamente são muito pouco deformados. A idade modelo TDM é de 1,47 Ga, mostrando curta residência crustal relacionado a evolução do Arco Magmático de Goiás.

3.8.2 Granito porfírico Boa Esperança (NPybe)

O corpo mais representativo desta unidade é o Granito Boa Esperança, com orientação NW, aflora com ampla distribuição a NE da cidade de Porangatu, com melhores exposições nos córregos Lontra e Cipó Grande. Predominam biotita granitos porfíricos pouco deformados (Figura 3.48). São rochas com microclinio, quartzo, biotita como minerais essenciais, e ricos em magnetita, titanita, alanita, opacos, apatita e zircão.



Figura 3.48: Aspecto textural do Granito Porfírico Boa Esperança, apresentando cristais porfíricos de K-feldspato.

Os dados litogeoquímicos relativos a suíte de granitos pós-tectônicos estão na tabela 3.5 e revelam que estas rochas tem afinidade cálcio-alcalina de médio a alto potássio. O padrão de ETR tem forte enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, com fraca anomalia negativa de európio. Nos diagramas classificatórios estas rochas ocupam o campo de rochas formadas em ambientes de arco magmático em margens ativas, com anomalias de Nb e Ta e são peraluminosos.

Tabela 3.5: Dados geoquímicos dos granitos pós-tectônicos.

Rocha	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
Amostra	PGT 6	PGT 58	PGT 121	PGT 139	PGT 160
SiO ₂	72.1	73.92	66.3	68.49	71.23
Al ₂ O ₃	14.04	13.76	15.43	14.91	15.45
Fe ₂ O ₃	2.39	1.56	4.26	3.35	0.66
MgO	0.45	0.22	0.84	0.87	0.2
CaO	1.14	0.79	2.38	2.13	0.4
Na ₂ O	3.56	3.81	4.04	3.75	2.57
K ₂ O	4.79	4.83	4.82	4.45	8.18
TiO ₂	0.4	0.24	0.71	0.64	0.13
P ₂ O ₅	0.14	0.07	0.28	0.25	0.11
MnO	0.04	0.03	0.06	0.05	0.01
Cr ₂ O ₃	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002
Ni	15.0	16.0	12.0	13.0	5.0
Sc	3.0	3.0	8.0	6.0	2.0
LOI	0.6	0.6	0.6	0.7	1.1
La	100.8	89.0	147.1	99.9	6.5
Ce	238.5	166.5	280.5	215.1	14.1
Pr	16.72	14.02	27.76	18.94	1.44
Nd	52.7	45.4	89.2	64.8	4.5
Sm	7.3	6.7	14.6	10.9	1.8
Eu	1.23	1.11	2.51	2.06	0.63
Gd	3.72	4.27	8.22	6.89	1.51
Tb	0.52	0.57	1.27	1.09	0.28
Dy	2.64	2.97	6.7	5.69	1.08
Ho	0.41	0.48	1.2	0.86	0.13
Er	1.11	1.34	3.21	2.36	0.31
Tm	0.17	0.21	0.47	0.37	0.05
Yb	1.19	1.18	3.32	2.13	0.14
Lu	0.14	0.18	0.48	0.31	0.03
Ba	1411.4	894.5	1974.8	2191.8	404.1
Be	3.0	3.0	3.0	3.0	7.0
Co	42.3	78.6	55.7	69.4	33.8
Cs	3.4	3.2	2.6	1.6	6.4
Ga	19.6	19.1	22.6	22.1	26.2
Hf	6.7	6.6	13.7	8.8	1.6
Nb	13.3	16.6	34.1	24.0	5.1
Rb	143.1	125.8	120.7	135.6	189.3
Sn	2.0	2.0	3.0	3.0	3.0
Sr	343.6	187.0	453.0	569.2	211.4
Ta	1.3	1.7	2.5	1.9	0.7
Th	20.9	29.1	19.5	15.4	3.0
U	3.5	4.6	2.4	2.9	2.4
V	15.0	8.0	36.0	38.0	13.0

continua...

...continuação

Rocha	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
Amostra	PGT 6	PGT 58	PGT 121	PGT 139	PGT 160
W	448.7	734.2	469.8	660.7	295.8
Zr	236.7	197.3	536.0	330.8	44.5
Y	11.8	16.7	36.1	27.7	3.9
Mo	0.2	1.6	1.4	0.4	< 0.1
Cu	1.1	1.1	6.4	6.1	3.1
Pb	6.7	10.9	10.7	3.4	13.3
Zn	48.0	44.0	88.0	60.0	20.0
Ni	1.8	1.0	1.5	5.2	1.5
As	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sb	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Bi	< 0.1	0.1	< 0.1	0.1	0.1
Ag	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	0.8	1.2	1.0	0.6	0.6
Hg	< 0.1	0.05	< 0.1	0.35	0.2
Tl	0.4	0.2	0.4	0.4	0.2
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

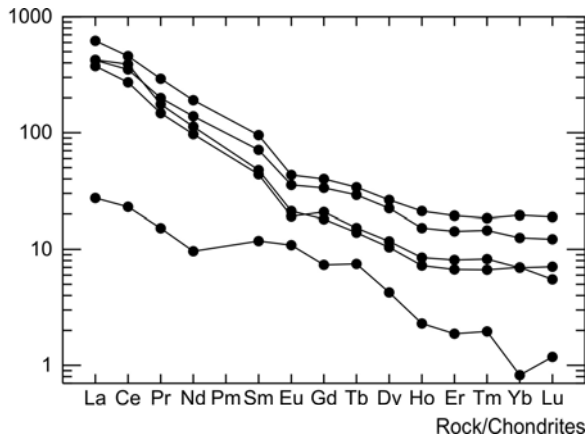


Figura 3.49: Diagrama de ETR normalizados em relação ao condrito para amostras da Suíte Pós-Tectônica. A amostra 160 apresenta um padrão discrepante das demais.

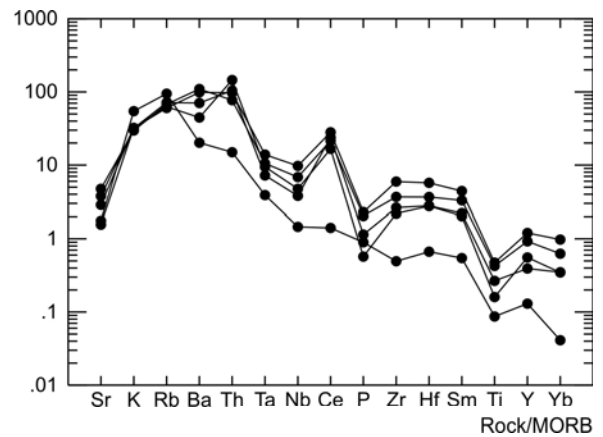


Figura 3.50: Aranhograma para os granitos pós-tectônicos normalizado pelo MORB.

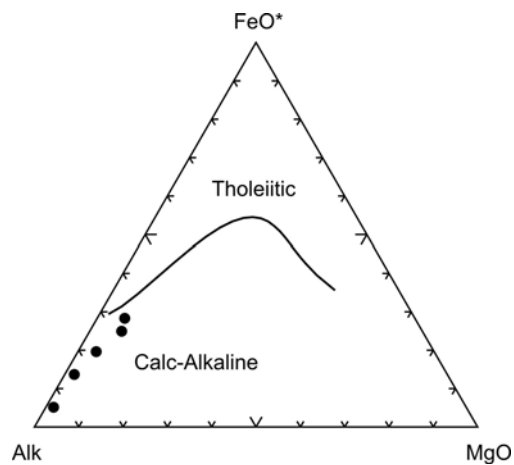


Figura 3.51: Diagrama AFM para as amostras de granitos pós tectônicos sugerindo afinidade cálcio alcalina.

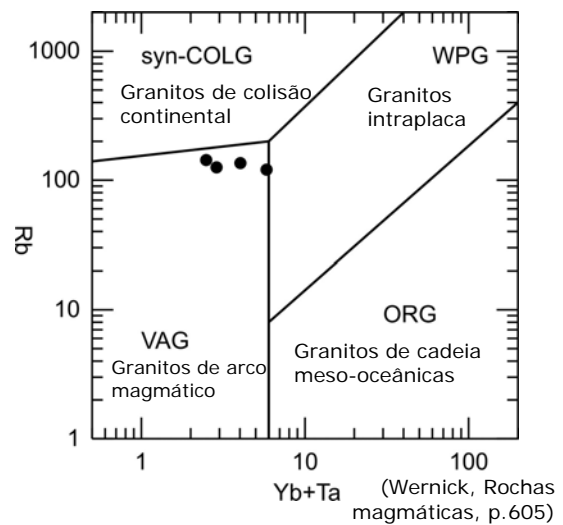


Figura 3.52: Gráfico Rb X Yb + Ta (Pearce *et al.*, 1984 *in software* IGPET) mostrando análises dos granitos pós-tectônicos no campo VAG (arco magmático).

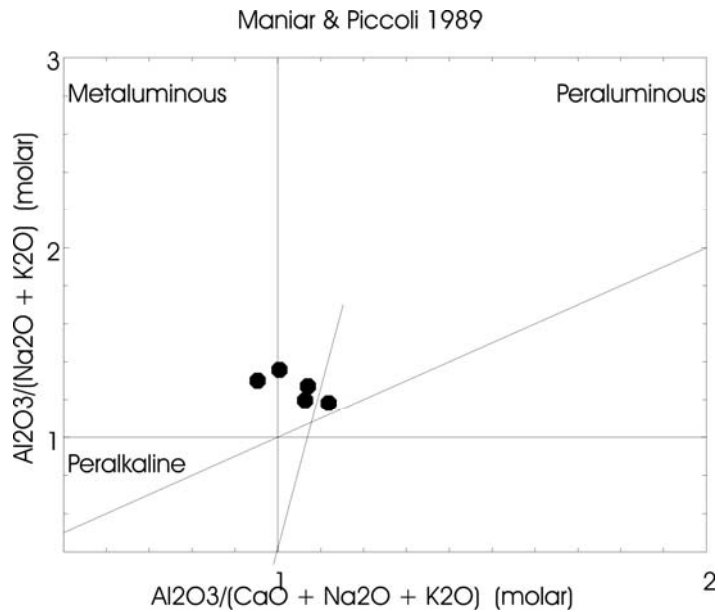


Figura 3.53: Diagrama mostrando o caráter peraluminoso das rochas estudadas (Maniar & Piccoli, 1989).

Nós optamos por colocar no mapa, laterita apenas nas áreas mais representativas, onde não há nenhum afloramento. Assim, a laterita é exposta principalmente nas baixadas ao longo das margens da rodovia Belém Brasília, e área das encostas do Rio Cana Brava. Compreendem sedimentos aluviais e coluviais com cimento ferruginoso e possuem seixos de quartzito e conglomerados oligomíticos, com a matriz de coloração marrom escuro.

3.11 Depósitos aluvionares (N4a)

Os depósitos recobrem as partes baixas dos terrenos alagados ao longo dos principais rios e córregos da área, como o Rio Cana Brava e o Ribeirão do Funil. Compreendem camadas de cascalho e areia grossa formando os terraços, e os sedimentos mais finos depositados nas planícies de inundação dos rios da região.

3.9 Diques de diabásio (Db)

Diques máficos com textura ígnea preservada e não deformados são encontrados alinhados ao longo da Serra Azul. Formam um exame de direção NS-NE e atesta que o Lineamento Transbrasiliano estava ativo no Juro-Cretáceo.

3.10 Cobertura detrítico-laterítica (N34dl)

Crosta ferruginosa ocorre dispersa na área mapeada, sendo a rocha dominante em locais de relevo arrasado.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

A evolução tectônica da porção norte da Província Tocantins é descrita através de modelos que envolvem a colisão entre dois diferentes blocos continentais (os Crátons Amazônico e São Francisco) convergindo entre si. Os modelos existentes consideram uma primeira colisão entre os Crátons São Francisco e Paranapanema e posterior acreção, envolvendo o Arco Magmático de Goiás e micro placas continentais arqueanas com o Cráton São Francisco, há aproximadamente 630 Ma (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian & Dias, 1991; Hasui *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 1997; Strieder & Suita, 1999; Araújo Filho, 1999, 2000, 2003; Soares *et al.*, 2005). O Lineamento Transbrasiliano é considerado uma feição intracontinental formada no final desta história evolutiva (Marini *et al.*, 1984).

A área da folha Porangatu se insere neste contexto tectônico, onde se reconhecem três domínios estruturais distintos. Estes domínios estruturais coincidem com diferentes blocos crustais litosféricos, com diferentes idades e assinaturas isotópicas. A principal feição observada na área é um sistema de zonas de cisalhamento em escala continental de direção N30E, e cinemática essencialmente dextral, representado pelo Lineamento Transbrasiliano, que na área da Folha Porangatu, corresponde a uma faixa alongada com aproximadamente 40 km de largura e 80 km de extensão, cujas rochas têm foliação marcante e mergulhos predominantemente verticais. Um feixe de zonas de cisalhamento de rejeito direcional desenvolve-se nos limites de cada bloco crustal, destacando-se as zonas de cisalhamento do Morro Chato, a zona de cisalhamento Talismã, a zona de cisalhamento Serra Azul, a zona de cisalhamento Serra da Sabina-Serra Verde, a zona de cisalhamento Serra do Presídio, zona de cisalhamento dos estressados e a zona de cisalhamento da Serra dos Picos. Estas zonas podem ser agrupadas em um sistema aqui definido como sistema de cisalhamento de Porangatu (Figura 4.1). O arranjo geométrico do sistema Porangatu é um exemplo clássico de sistemas de rejeito direcional relacionado à deformação continental associada a cinturões orogênicos colisionais (Vauchez *et al.*, 1995). Geralmente as zonas de cisalhamento são marcadas por milonitos, chegando a formar ultramilonitos.

4.1 A Zona de Cisalhamento Serra Azul -Cajueiro

A zona de cisalhamento Serra Azul separa um fragmento crustal arqueano, interdigitado em forma de cunha, de rochas neoproterozóicas do Complexo Porangatu e da Sequência Serra da Sabina, orientada com direção N30E. O prolongamento para norte desta estrutura forma a zona de cisalhamento Cajueiro, colocando em contato os gnaisses do Complexo Porangatu com a suíte de granitóides sin-orogênicos de arco magmático truncando o trend NW destes últimos. A oeste da Serra Azul, duas grandes zonas de cisalhamento paralelas, na mesma direção N30E, podem ser individualizadas, separando uma faixa de granulitos do Complexo Porangatu de gnaisses bandados

do mesmo complexo (zona de cisalhamento Talismã), e a seqüência de biotita gnaisses e granulitos (Zona de cisalhamento Morro Chato). Granitos porfíricos intrudem sin-tectonicamente num arranjo paralelo a direção da deformação cisalhante. Embora os traços das falhas não formem relevo, sua continuidade é bem registrada em produtos de sensores remotos e aerogeofísicos.

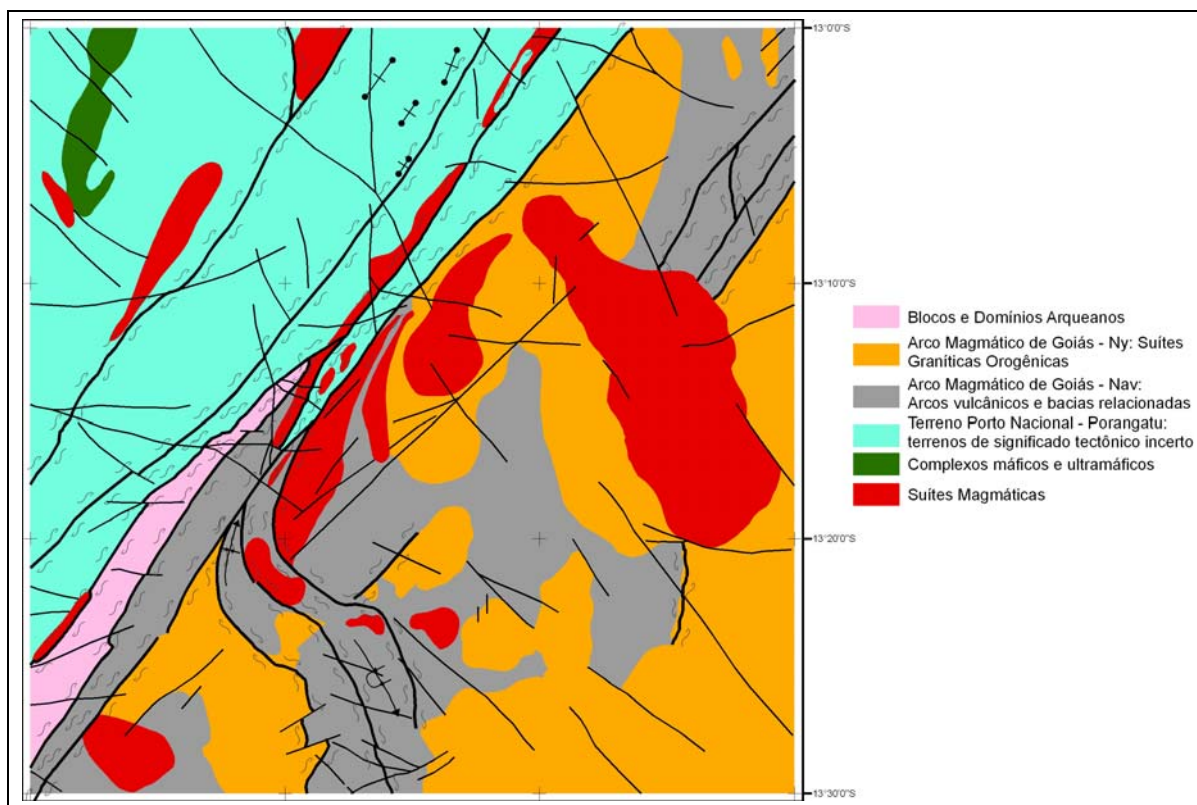


Figura 4.1: O arcabouço estrutural da região de Porangatu caracterizado por um sistema de zonas de cisalhamento do tipo transcorrente.

O bloco arqueano compreende gnaiss bandados, intensamente deformados e localmente migmatizados. A foliação e lineação de estiramento mineral têm direção N30E, subvertical e com caimento sub-horizontal para norte, respectivamente. A deformação milonítica forma tectonitos L e LS predominantemente (Figura 4.2). Indicadores cinemáticos caracterizam movimento dextral das zonas de cisalhamento de rejeito direcional (Figura 4.3), e incluem estruturas SC, dobras intrafoliais e sigmóides de porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados (Figura 4.4).

Boudins assimétricos e falhas extensionais, orientadas na direção N60E sugerem sítios de transtensão e transtração como processos atuantes ao longo da deformação cisalhante dúctil-rúptil nesta zona (Figura 4.5).

Dobras são praticamente ausentes ao longo do sistema de cisalhamento, com exceção do afloramento da subida da Serra Azul, em que ocorrem dobras intrafoliais sem raiz transpostas, associadas com mobilizados e injeção de leucossomas granodiritos a sienogranitos (Figura 4.6).



Figura 4.2: A deformação cisalhante nas rochas da Serra Azul, é caracterizada pela presença de tectonitos do tipo L.



Figura 4.3: Os indicadores cinemáticos observados nas rochas da Serra Azul caracterizados por movimento dextrais.

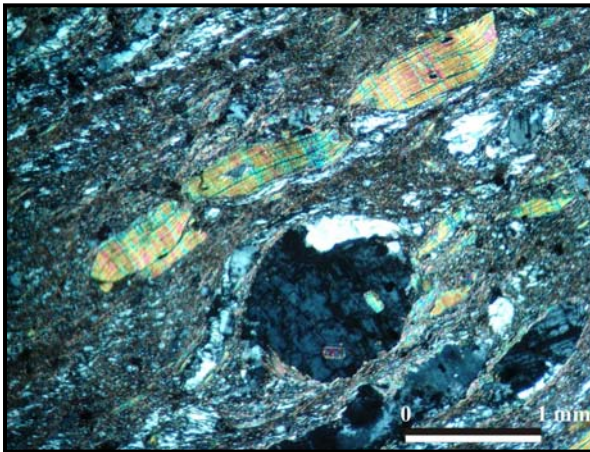


Figura 4.4: Em lâminas os indicadores cinemáticos são dados por porfiroclastos rotacionados de K-feldspato e muscovita.



Figura 4.5: Feições estruturais de caráter dúctil-rúptil são representadas por pequenas falhas extensionais de direção N60E.



Figura 4.6: Nas rochas da Serra Azul tem-se injeção de veios de leucossomas tardios na foliação regional.

4.2 Zona de Cisalhamento Talismã

Ocorre no contato entre os granulitos e gnaisses do Complexo Porangatu, estendendo-se, fora da área mapeada até Talismã, e se intergitando a sul com a zona de cisalhamento Serra Azul de direção N35E e mergulhos fortes com caimento para NW. O milonito formado nesta zona é de alta temperatura, dado pela rotação e estiramento de grãos sigmoidais de piroxênio e granada, que servem como indicadores cinemáticos dextrais. Juntamente com a zona de cisalha-

mento do Morro Chato, delimita as rochas granulíticas do Complexo Porangatu na área, limitando a faixa de maior ocorrência de rochas máfico-ultramáficas dentro do complexo.

4.3 Zona de Cisalhamento Morro Chato

A zona de cisalhamento Morro Chato se desenvolve no contato do gnaiss granulito com gnaiss bandado do complexo Porangatu, que ocorrem nas proximidades de Novo Planalto. O traçado linear com direção N30E e corpos de granitos estirados na direção do cisalhamento caracteriza o deslocamento dextral. Lentes de material não milonitizado ocorrem no domínio entre as grandes zonas de cisalhamento que formam o sistema Porangatu. Nestas regiões vários corpos de granulito máficos, anfíbolitos e gabros estão presentes. Eles foram estirados e boudinados durante o processo deformacional e são representados como lentes descontínuas no mapa geológico.

4.4 Zona de Cisalhamento Serra da Sabina-Serra Verde

O traçado sinuoso da zona de cisalhamento Serra Sabina-Serra Verde é a feição mais representativa da cinemática dextral do sistema Porangatu, causada pelo arrasto das rochas envolvidas no processo direcional. A ZSSSV é uma falha de direção NNW que se interliga com a Zona de cisalhamento da Serra Azul, de direção N30E, formando estrutura de arrasto, que é reconhecida em todos os produtos de sensores remotos usados no presente trabalho. Todos os contatos da Serra Verde são definidos por falhas transcorrentes.

No encurvamento da Serra Verde em relação à zona de cisalhamento da Serra Azul, tem-se lineações de estiramento na direção NE com caimento baixo. Fitas quartzo feldspáticos sigmoidais, indicam cinemática dextral. Dobras intrafoliais sem raiz são formadas devido ao fluxo do cisalhamento e atingem a transposição.

A outra estrutura representativa do arrasto provocado pela cinemática de rejeito direcional no sistema Porangatu é a Serra do Meio (Figura 4.7). Esta feição morfológica representa uma sinforme, formada pelo arrasto das mega falhas transcorrentes dextrais e geram o encurvamento dos elementos estruturais préteritos de direção NW para a direção da zona de cisalhamento de maior ordem na direção NE. O eixo da sinforme da Serra do Meio mergulha para N e na sua base ocorre fina camada de rochas ultramáficas intensamente milonitizadas e dobradas durante o arrasto provocado pelo movimento direcional.

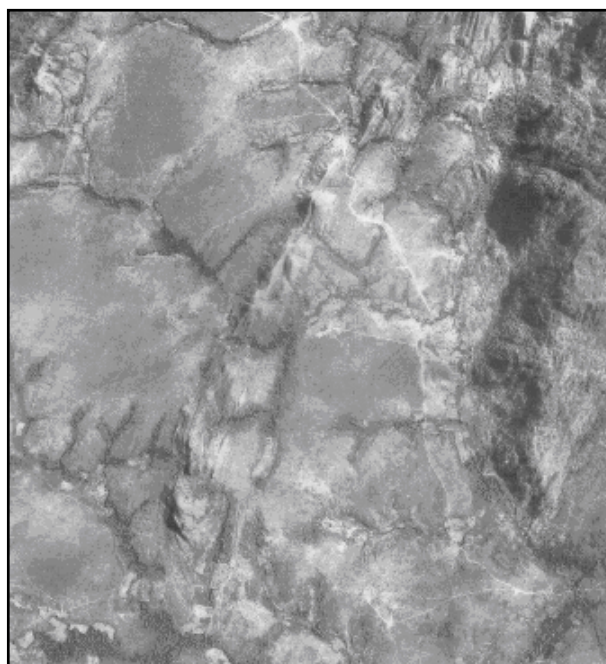


Figura 4.7: Foto aérea da Serra do Meio, mostrando a dobra de arrasto formando a morfologia da Serra.

A Serra da Sabina é composta por quartzitos sustentando a serra e rochas máficas e ultramáficas e milonitos no sopé, formando um alinhamento de direção geral NW-SE, encurvando para EW, caracterizando uma dobra sinforme invertido. Ramificações de direção EW ocorrem na porção sul da Serra Verde rotacionando e encurvando a foliação de NS para EW. Corpos graníticos intrudem alinhados na direção EW. As condições de metamorfismo nesta região são de metamorfismo em fácies anfíbolito, gerando

estauroлита+cianита+ silimanita +cloritóide + granada numa faixa alongada acompanhando toda o sistema da Serra da Sabina e Serra Verde (Figura 4.8).

A faixa de ortognaisses peraluminosos que ocorre na porção sudoeste da área mapeada, nas redondezas do córrego amargoso, comportam-se com uma área preservada do arrasto direcional e funciona como uma espécie de domo preservado. Nesta área podemos sugerir um sitio transpressional, muito localizado, dentro do sistema Porangatu e podemos individualizar um domínio estrutural caracterizado por apresentar foliação dominante e de baixo ângulo, de trend NS, e mergulhando tanto para W quanto E, com lineações nas direções NS a NW, também de baixo ângulo. Este comportamento dos elementos estruturais sugere, a presença de grandes dobras abertas, suaves com eixo subvertical, na porção SW da área mapeada (Figura 4.9). Padrões de interferência do tipo bumerangue são gerados entre as direções NNW e NNE.

A estrutura levemente dômica nos granitóides é cercada por rochas supracrustais e podem representar evidencias de soerguimento de níveis crustais profundos devido a exumação e colapso do terreno na região. Critérios de cisalhamento extensional com lineações dow dip e indicadores cinemáticos sugerindo deslizamento das supracrustais sobre os granitóides reforçam esta hipótese que precisa ser melhor detalhada.

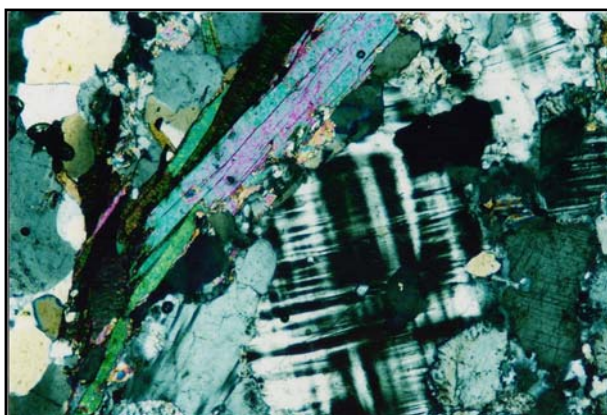


Figura 4.8: Metamorfismo em fácies anfibolito alto acompanha a faixa de cisalhamento da serra do Meio e é caracterizada por recristalização de microclina.



Figura 4.9: Dobras abertas são relacionadas ao cisalhamento transcorrente.

4.5 Zona de Cisalhamento dos Estressados

A Zona de Cisalhamento dos Estressados é a única com cinemática sinistral e é formada devido à compensação localizada do arrasto das mega-estruturas que encurvam as Serras da Sabina e Verde. Apresenta pequenos deslocamentos e traço anastomosado kilométrico e foliação de caráter dúctil rúptil de direção N60E. No domínio da zona de cisalhamento dos Estressados a foliação tem direção aproximada SW-NE com mergulhos fortes a verticais, com o truncamento da foliação anterior e geração de uma nova trama em condições metamórficas de fácies xisto verde, dado pela cristalização epidoto, clorita, actinolita e muscovita. Na lineação de estiramento, a formação de subgrãos e migração de borda de grãos de quartzo, atestam que as condições de deformação e recristalização dinâmica de baixa temperatura em fácies xisto verde estiveram presentes durante os processos de milonitização na área (Figura 4.10). Localmente, dobras abertas, com eixos NE e plano axial vertical relacionado à zona de cisalhamento.

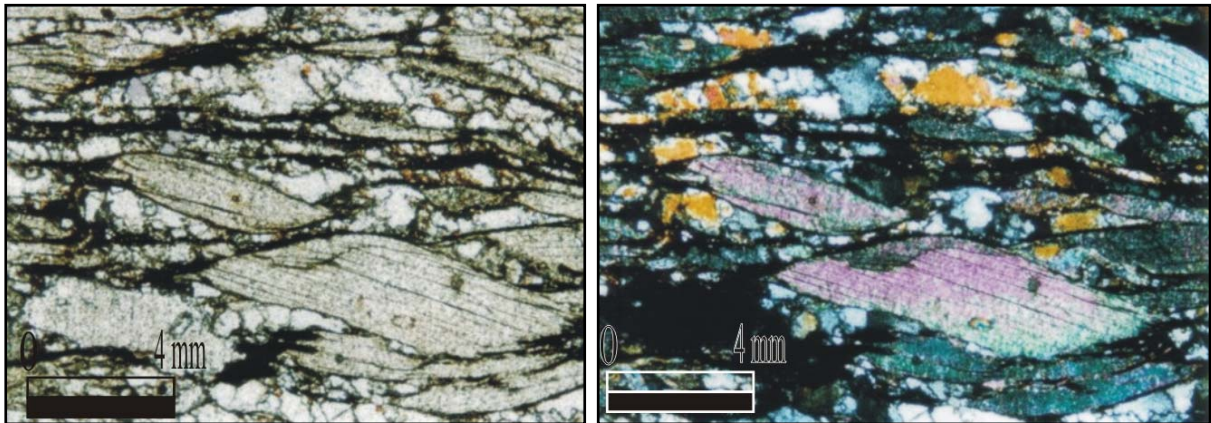


Figura 4.10: Deformação plástica em condições de metamorfismo em fácies xisto verde é responsável pela formação de milonitos. Na lâmina observa-se o estiramento de rotação de grãos de muscovita formando estruturas tipo *mica-fish*.

4.6 Zona de Cisalhamento Serra dos Picos

A zona de cisalhamento da Serra dos Picos se expõe na localidade homônima, na porção leste da área mapeada. Sua trajetória é dada pelo encurvamento da foliação das encaixantes, sugerindo



Figura 4.11: Lineação de estiramento subvertical desenvolvida na borda do Granito porfirítico.

cinemática com movimento sinistral. Esta estrutura se localiza a aproximadamente 45 km do sistema Serra Azul de direção NE, e tem foliação milonítica verticalizada, sendo rotacionada e gerando tectonitos L e LS predominantemente. Uma faixa estreita de milonitos com cianita, sillimanita e rutilo atesta condições de alta temperatura e pressão durante o processo deformacional (Figura 4.11). Contudo, novos pulsos de reativação da deformação cisalhante desenvolveram-se associados com intensa percolação de fluidos a partir das quais cristalizaram epidoto +

muscovita e clorita. A reativação de antigas falhas em condições mais rúpteis é caracterizada por ressaltos e estrias de falha que indicam movimento dextral, implicando em inversão do deslocamento da estrutura pretérita. A direção das falhas e fraturas de caráter rúptil na Serra dos Picos é NW e NE formando um par conjugado.

O Granito Boa Esperança trunca a zona de cisalhamento da Serra dos Picos e desenvolve uma foliação na direção EW em suas bordas. Estas feições devem ser relacionadas à formação de uma aureola de deformação causada pela intrusão do granito.

4.7 Zona de Cisalhamento Serra do Presídio

Zona de cisalhamento que ocorre na porção NE da área mapeada, com direção N30E paralela ao sistema da Serra Azul Cajueiro, mas é truncada pelo granito porfirítico Boa Esperança, de direção NW. Esta zona de cisalhamento tem pouca expressão em relação às demais zonas do sistema, mas tem um traço bem marcado pelo alinhamento de serras e imagens de sensores remotos.

O metamorfismo na zona de cisalhamento atinge condições de fácies anfíbolito com cianita e turmalina rotacionadas e estiradas indicando deslocamento dextral.

Associados ao cisalhamento transcorrente observam-se feições estruturais que podem evidenciar a presença de uma tectônica de cavalgamentos (baixo ângulo), com indicadores cinemáticos que sugerem transporte de SSW para NNE.

4.8 A tectônica rúptil

Tectônica rúptil representa o final da história relacionada ao soerguimento das serras no Juro-Cretáceo, com reativação de falhas normais e estruturação do relevo no cenozóico. Em toda a área de estudo ocorrem fraturas rúpteis associados à falhas distensivas e sistemas de juntas MI. Duas direções preferenciais de famílias de juntas são distinguíveis na área. Uma tem direção geral SSW-NNE e a outra tem direção geral SE-NW. São juntas verticais, ora mergulhando para WNW, ora para SW. Fraturas tem direção preferencial N45W e N30E, secundárias EW e veios de quartzo são comuns, mas com pouca expressividade na região. O padrão de juntas NE SW é mais freqüente do que o NNW-SSE.

4.9 Evolução tectônica

A arquitetura crustal da região de Porangatu é definida pela amalgamação de diferentes blocos continentais relacionado a um processo colisional no final da orogênese brasileira (Hasui et al., 1994), cujos limites são bem definidos através da integração entre dados aerogeofísicos e de geologia de isótopos de Nd. Hasui e Mioto (1988) consideram as descontinuidades gravimétricas e magnetométricas são feições profundas de primeira ordem, delimitam blocos crustais e representam zonas de suturas colisionais.

Uma complexa rede de zonas de cisalhamentos transcorrentes interconectadas desenvolve-se nas bordas destes segmentos crustais formando as principais estruturas identificadas na área de estudo. As estruturas de maior expressividade formam o chamado Lineamento Transbrasiliano, que corresponde a feixe de zonas de cisalhamento com trend N30E, colocando em contato diferentes unidades de mapeamento e rochas de diferentes idades com grandes deslocamentos direcionais. A cinemática da deformação cisalhante é essencialmente dextral.

A oeste da zona de cisalhamento Serra Azul ocorrem rochas neoproterozóicas datadas em torno de 570-540 Ma que constituem um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do neoproterozóico e início do Cambriano. Idades modelo T_{DM} entre 1,6 e 1,8 Ga sugerem fonte derivada de antiga crosta continental retrabalhada como fonte para os granulitos e gnaisses do Complexo Porangatu. O fragmento arqueano da Serra Azul é limitado por extensas zonas transcorrentes e foi colocado durante a deformação cisalhante como uma cunha intercalada com as rochas neoproterozóicas do Complexo Porangatu. Granitóides com assinatura de arco juvenil neoproterozóico, com valores de idade modelo entre 0,9-1,2 Ga e valores de $\epsilon Nd(t)$ positivos, definem um bloco crustal na porção leste da área mapeada. Este bloco é limitado pelo sistema de cisalhamento Serra da Sabina-Serra Verde.

As rochas metassedimentares relacionadas à seqüência Serra da Sabina mostram derivação por duas fontes principais. As mais antigas, com idade modelo TDM entre 1,8 e 2,6 Ga, sugere erosão de antigo embasamento arqueano a paleoproterozóico, enquanto que rochas com idade modelo em

torno de 1,0 Ga são produto da erosão do arco magmático de Goiás. A hipótese da seqüência Serra Sabina representar uma cunha ou prisma acrescionário com complexos ofiolíticos deve ser aprofundada.

Ortognaisse bandado situado entre as zonas de cisalhamento da Serra Azul e Serra da Sabina tem assinatura isotópica de fontes com longo tempo de residência crustal, com idade modelo em torno de 2,0 Ga, deve representar mistura de material paleoproterozóico com material jovem neoproterozóico. O comportamento dos isotópos de Nd nesta porção da Província sugere uma transição de ambientes de arco oceânico juvenil para arco continental envolvido nos processos de colisão.

A existência de suturas colisionais a oeste da zona de cisalhamento Serra Azul é reforçada pela presença de granulitos e rochas máficas e ultramáficas. Como também por fortes anomalias magnéticas. Contudo, apenas a ocorrência de rochas ultramáficas não implica em crosta oceânica e hipóteses alternativas devem ser melhor estudadas.

Uma questão interessante pode ser levantada com as novas idades apresentadas trata-se de colocar limites de tempo mais precisos para a tectônica de baixo ângulo e alto ângulo nesta porção da Província Tocantins. A tectônica de cavalgamentos apresenta idades em torno de 630 Ma, como já amplamente descrito na literatura (Pimentel e al., 2000; Dantas et al, 2001). A idade do sistema de cisalhamento transcorrente pode ser estimada com o pico da deformação em ca. De 570 Ma. Contudo o sistema continua ativo longo tempo, com atividade ígnea associada a este evento até ca. 540 Ma. Idades preliminares U-Pb em zircão em leucossomas de migmatitos da Serra Azul, em torno de 490 Ma, evidenciam que o evento relacionado ao Lineamento Transbrasiliano pode ser mais extenso e ativo tectonicamente do que previamente sugerido.

A existência de evento de cavalgamento, pretérito ao sistema transcorrente na Folha Porangau, deve ser estudado fora da área de atuação do Lineamento Transbrasiliano, uma vez que a magnitude deste episódio deformacional chega a obliterar totalmente antigas fábricas estruturais.

As grandes zonas de cisalhamento separando diferentes blocos crustais parecem ser ativadas em diferentes níveis crustais, uma vez que a milonitização parece ter atingindo o fácies granulito (localmente), ter seu pico no fácies de metamorfismo anfíbolito, e muitas das zonas do sistema foram reativadas em condições de fácies xisto verde. Reativação de caráter dúctil e rúptil, sugere diferentes pulsos deformacionais condições de metamorfismo e milonitização diferentes durante a orogênese brasileira.

Muitos granitos ocorrem espacialmente associados com as zonas de cisalhamento. O magmatismo pré-tectônico mostra feições de encurvamento e paralelismo com a direção da zona de cisalhamento, como no caso da geometria em cornue dada pelo Granito Serra Verde. Pequenos corpos sin-tectônicos ocorrem estirados segundo a direção das zonas de cisalhamento e são intensamente milonitizados, dispostos ao longo de todo o Lineamento Transbrasiliano. O Granito Boa Esperança por sua vez, pode ser considerado como pós-tectônico, truncando as zonas de cisalhamento e com texturas ígneas preservadas, em sua parte central e deformação restrita a suas bordas. Estas evidências sugerem que a atividade magmática se inicia antes da ativação do sistema de cisalhamento e continua acompanha seu desenvolvimento por diferentes pulsos no decorrer do tempo geológico. O magmatismo tardio é relacionado a extensão crustal, que se desenvolve oblíqua em relação ao tensor principal da deformação regional dúctil NE.

5. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES

A área da Folha Porangatu está inserida num ambiente geológico de limite de arco de ilha oceânicos passando para arco continental. A tectônica dominante é de regime de falhas de rejeito direcional com um predomínio de zonas de cisalhamento de domínio dúctil a dúctil-rúptil. Em zonas de cisalhamento, o domínio dúctil é caracterizado por grande geração de fluidos em condições de metamorfismo em fácies xisto verde.

O contexto geotectônico do Arco Magmático de Mara Rosa, desenvolvido a partir da convergência de dois grandes blocos continentais, oferece condições para a ocorrência de depósitos vulcanogênico e Cu-Au pórfiro. Os depósitos de Au-Ag-Ba de Zacarias (Poll, 1994), Cu-Au de Chapada (Richardson, 1986; Kuyumjian, 1989), Au de Posse (Palermo *et al.*, 2000) e Au-Cu-Bi Mundinho (Oliveira *et al.*, 2000) serão brevemente descritos neste capítulo (Tabela 5.1). Além desses depósitos, será feita uma abordagem descritiva e genética sobre a anomalia de Cu-Au localizado no Morro dos Picos. Este contexto estrutural associado a um magmatismo de arco, comumente cálcio-alcálico e rico em fluidos, são elementos importantes para a formação de grandes depósitos, como depósitos vulcanogênicos (Ex: Depósito de Zacarias) e depósitos do tipo Cu-Au Pórfiro (Ex: Depósito de Chapada). Já num estágio de colagem tectônica, com a colisão do arco ao continente, pode desenvolver depósitos associados a zonas de cisalhamento (Ex: Depósito de Posse).

Ocorrências de cobre (Cu) e ouro (Au) na Serra dos Picos são controladas por zonas de cisalhamento. Esta serra constitui uma elevação de mais de 300 m e alongada 3 km na direção N-S. A mineralização é disseminada e ocorre na pirita e na calcopirita. O controle estrutural da ocorrência de Au associado a Cu pode estar relacionado a um evento de deformações rúptil, preenchidas por veios de quartzo. Faz necessário um estudo da tipologia do minério para definir os controles estruturais desta ocorrência.

Tabela 5.1: Tabela resumo dos principais depósitos na região de Mara Rosa.

Depósito	Rocha hospedeira	Idade	Metais	Tipo de depósito	Tonelagem e teores
Zacarias	Metavulcânicas básicas e metassedimentares químicas (Ba - quartzitos)	Neoproterozóico	Au-Ag-Ba	Depósito de Au vulcanogênico disseminado (Poll, 1994).	0,65 Mt a 4,36 g/t Au, 48,06 g/t Ag, 10,67% Ba
Chapada	Biotita xisto feldspático e sericita xisto	Neoproterozóico	Cu-Au	Depósito de Au vulcanogênico disseminado (Kuyumjian, 1989) ou depósito de Cu-Au porfiritico (Richardson <i>et al.</i> , 1986).	30 Mt oxidados a 0,6 g/t Au, 200 Mt sulfetado a 0,43% de Cu e 0,45g/t de Au.
Posse	Microclínio gnaiss (Meta granito)	Neoproterozóico	Au	Depósito de Au mesozonal (Palermo, 1996).	1,7 Mt a 2,24 g/t Au
Mundinho	Granito Milonítico	Paleoproterozóico	Au-Cu-Bi	Depósito de Au-Bi-Cu mesozonal	

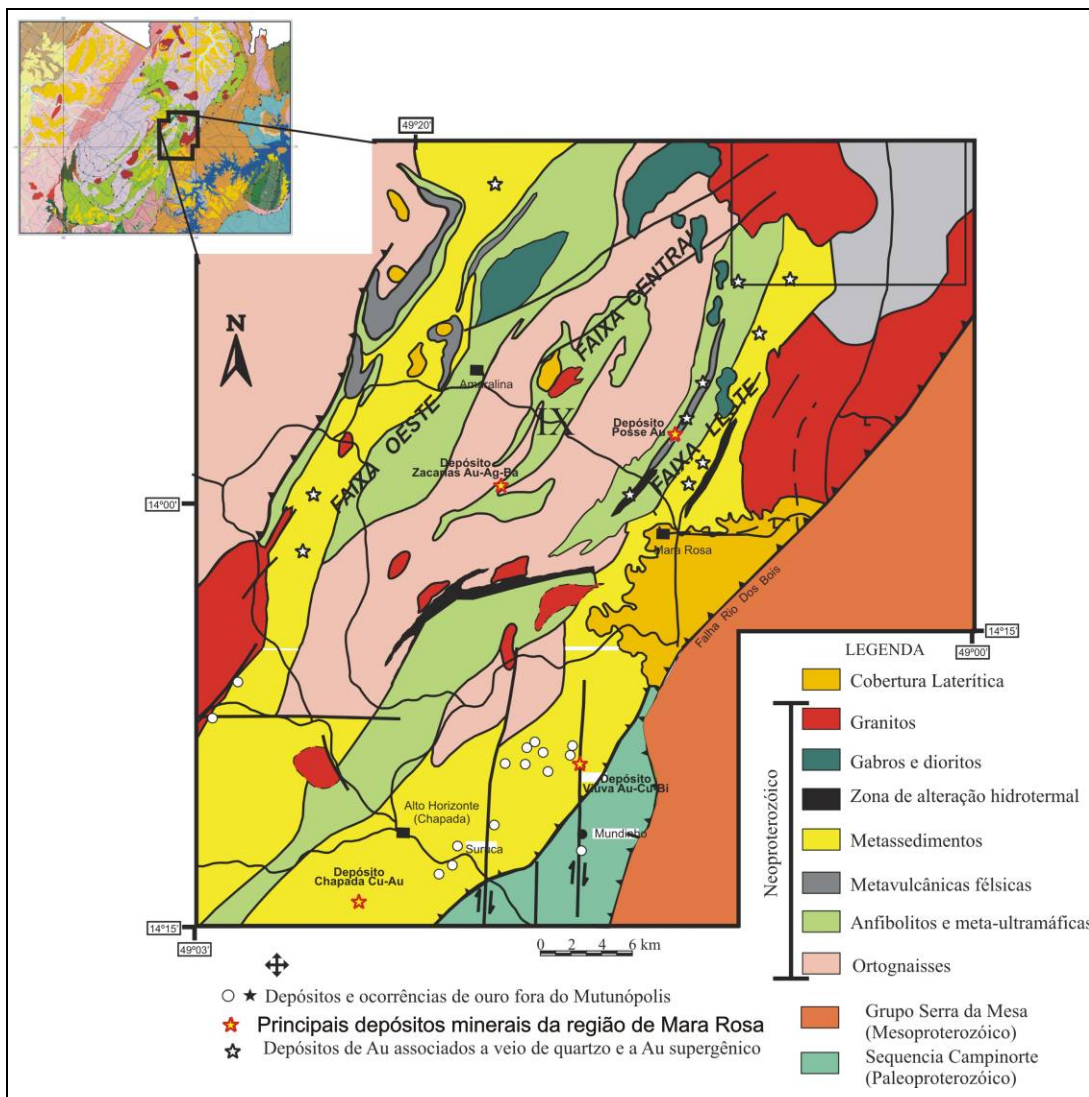


Figura 5.1: Mapa com os principais depósitos minerais da região de Mara Rosa.

5.1. Depósito de Au-Ag-Ba de Zacarias

O depósito de Au-Ag-Ba de Zacarias, localizado na faixa central do arco magmático de Mara Rosa (Oliveira et al., 2004), ca. de 11 km a oeste da cidade de Mara Rosa, é interpretado como depósito vulcanogênico estratiforme gerado em contexto vulcano-exalativo proximal durante um estágio de subducção intraoceânica entre 0,8 e 0,9 Ga (Poll, 1994). Este depósito exhibe geometria lenticular e apresenta diferentes tipos de rochas ricas em sulfeto e barita. Os quartzo-biotita xistos aluminosos são considerados como produto de alteração hidrotermal. As zonas mineralizadas consistem em lentes de quartzo, barita, oelacherita (mica de Ba), pirita, e pequenas concentrações de esfalerita, galena, calcopirita, espinélio e magnetita concordantes com a rocha hospedeira, formada por metavulcânicas e metassedimentares químicas. Concentrações muito pequenas de molibdenita e covelita também são encontradas (Poll, 1994).

As concentrações de ouro são proporcionais às concentrações de barita. O ouro ocorre em barita quartzitos, entre grãos de quartzo e barita, inclusos em esfalerita e galena. O teor de ouro nos barita quartzitos varia de 3,0 a 15,0 g/t, enquanto que no oelacherita quartzito é de cerca de 3,0 g/t Au (Poll, 1994).

5.2 Depósito de Cu-Au de Chapada

O depósito de Cu-Au de Chapada está localizado ca. de 8 km a sudoeste da cidade de Alto Horizonte (Chapada), faixa leste do arco magmático de Mara Rosa. Chapada é comparável aos depósitos Cu-Au porfíricos de arcos de ilha intra-ocêânicos (Richardson et al, 1986). Foi gerado durante estágio de subducção intraocêânica entre 0,8 e 0,9 Ga. Apresenta controle estrutural definido por zonas de cisalhamento de direção N20°-40°E, mas cisalhamentos de direções N20°-40°W, N50°-70°E, N10°E e NS também estão presentes (Kuyumjian, 1995). A remobilização e concentração do mineral minério estão relacionadas à deformação.

O depósito encontra-se hospedado em biotita xisto feldspático, biotita-microclínio gnaiss (metavulcânica félsica), anfíbolito de afinidade calci-alcalina e produtos de alteração hidrotermal tais como epidoto, piritita-magnetita-quartzo-sericita xisto, gedrita-antofilita xisto, cianita xisto e menores proporções de estauroilita-cianita orto-anfíbolito (Kuyumjian 1995, 2000).

As zonas mineralizadas consistem de pirita, magnesita e calcopirita, disseminado em biotita xisto feldspáticos. Os minerais presentes no minério incluem, ainda, esfalerita, bornita, hematita, galena e molibdenita. Em geral, o ouro ocorre incluso na calcopirita, podendo ocorrer também na forma granular. Frequentemente, os sulfetos ocorrem dobrados e boudinados junto às micas e como inclusões em minerais metamórficos, indicando que são pré-deformacionais. A zona de minério oxidado apresenta teor de 0,6 g/t de ouro e a zona sulfetada apresenta teor de aproximadamente 0,4 % de Cu e 0,4 g/t de ouro (Kuyumjian, 2000).

Esse depósito é interpretado como do tipo vulcano-exalativo, com interação de fluidos hidrotermais e magmáticos e fluidos metamórficos que gerou halos ou zonas de alteração adjacentes à mineralização, durante a fase final. Também é interpretado como depósito tipo Cu-Au pórfiro formado em ambiente de arco magmático. Neste depósito, a deformação teve a função de remobilização e concentração dos sulfetos.

5.3 Depósito de Au de Posse

O depósito de Posse está localizado na faixa leste do Arco Magmático de Mara Rosa a ca. 5 km a norte da cidade de Mara Rosa. O depósito é interpretado como do tipo aurífero orogênico resultante do estágio colisional em torno de 630 Ma, que é relacionado ao pico de metamorfismo regional. Encontra-se hospedado por seqüências de gnaisses derivados de rochas félsicas. Rochas metavulcânicas básicas também são hospedeiras desse depósito (Palermo *et al.*, 2000).

A intensa alteração hidrotermal nessas rochas forma halo propilitico na porção externa composta por epidoto, pirita e sericita e provoca silificação na zona interna. A mineralização é predominantemente concordante com a estratigrafia e ocorre em lentes paralelas de direção N20-30°E, controlado localmente por zonas de cisalhamento de direção N50-70°E (Palermo *et al.*, 2000).

O minério primário encontra-se em associação com minerais neoformados. A muscovita, carbonato, epidoto e quartzo são formados durante a alteração hidrotermal pós-deformação que afetou, principalmente, os granito gnaisses leucocráticos (Unidade Intrusiva Posse), considerado como de origem epigenética. No regolito, o ouro está associado com limonita resultante da oxidação dos teluretos e enriquecido na zona saprolítica que recobre o minério primário. Próxima a

superfície, ocorre a degradação do perfil laterítico formando um horizonte onde o ouro enriquece de forma residual ou quimicamente (Palermo *et al.*, 2006).

As características desse depósito se assemelham às encontradas em depósitos de ouro em zonas de cisalhamento mesozonais. Segundo Palermo *et al.* (2000), fluidos magmáticos finais produziram, num evento de hidrotermalismo, intensa alteração com o desenvolvimento de halos, com muscovita, epidoto, quartzo, sericita e carbonato, no qual o ouro se associa a pirita e apresenta como elementos traço Cu (0,6%) e As (0,14%).

5.4 Anomalia do Morro dos Picos

A estruturação do Morro dos Picos caracteriza-se principalmente pela foliação regional com direção N20-40E disposta em baixo ângulo com mergulho para oeste, superimposta por foliação de alto ângulo de mesma direção e formando estreitas faixas, de zonas de cisalhamento transcorrentes. Estudos de geoquímica de solo na região apontaram a existência de anomalia positiva de ouro associadas a Cu, Te, Se e Ba no Morro dos Picos (Palermo *et al.*, 2000).

A ocorrência está localizada no contato entre a sequência vulcano-sedimentar e biotita gnaisses tonalíticos. O Morro dos Picos é sustentado por rochas aluminosas metamorizadas e milonitizadas, que incluem muscovita-cianita quartzitos miloníticos, muscovita-cianita quartzitos, muscovita-cianita xistos e cianititos subordinados. *Boxworks* e veios preenchidos por material ocre são comumente encontrados nessas rochas, podendo representar alteração de sulfetos disseminados. Destaca-se também nessas rochas uma massa ocre de granulação fina e grande quantidade de venulações quartzosas em padrão reticulado, atestando a passagem de um fluido hidrotermal pela rocha (Figura 5.2). Os produtos resultantes desta atividade hidrotermal são representados por turmalinitos, rochas epidotizadas e cloritizadas.



Figura 5.2: Rochas com grau avançado de alteração hidrotermal, ocorre na forma de pequenos blocos e composto por epidoto, clorita, quartzo e uma massa com cor ocre e granulação fina. Apresenta venulações quartzosas em padrão reticulado.



Figura 5.3: Turmalinito com textura isotrópica e granulação fina.

Os gnaisses dos Morro dos Picos apresenta granulação média e alternância de bandas claras com granulação grossa dominadas por quartzo e muscovita, e bandas escuras com granulação fina compostas por muscovita, epidoto e plagioclásio, além de grande quantidade de pirita disseminada

e orientada ao longo dos planos de foliação. A rocha apresenta-se milonitizada com segregações quartzosas definindo sigmóides. Destaca-se a presença de uma matriz de granulação fina composta por muscovita e paragonita superimpostas ao quartzo, epidoto, muscovita e ao plagioclásio (Figura 5.4). A composição modal da rocha é ca. 35% quartzo, 40% muscovita + paragonita, 10% opaco, 8% epidoto+zoizita e 7% plagioclásio.

Os domínios de granulação mais fina têm foliação bem definida por quartzo estirado e alongado, definindo a textura em fita (*ribbon texture*) típica de milonitos e de recristalização sin-cinemática (Figura 5.5). O plagioclásio é xenomórfico com textura granoblástica, apresenta geminação da lei da albita e albita-carlsbad. A muscovita forma grandes lamelas bem desenvolvidas, orientadas e parcialmente substituídas pela matriz.

Epidoto e zoizita formam cristais estirados orientados conforme a foliação, substituídos pela matriz. A pirita corresponde a ca. 10%, é anédrica a subédrica, às vezes lamelar, orientada conforme a foliação, quebrada e reorientada (Figura 5.6). A calcopirita é rara, os grãos são anédricos e estão associados a pirita.



Figura 5.4: Epidoto-muscovita quartzito milonítico com disseminações de pirita orientada segundo a foliação. Calcopirita ocorre subordinada.

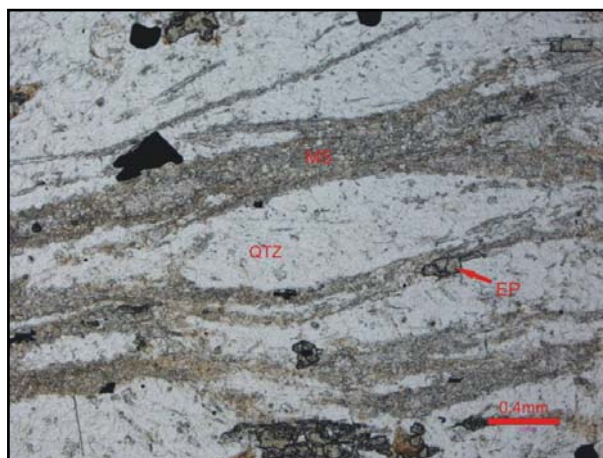


Figura 5.5: Fotomicrografia de epidoto-muscovita quartzito milonítico. Notar as segregações quartzosas sigmoidais envolvidas por matriz composta por finas lamelas de muscovita e paragonita.

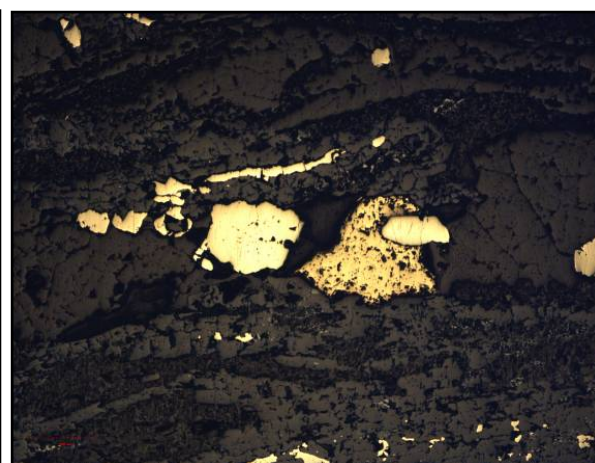
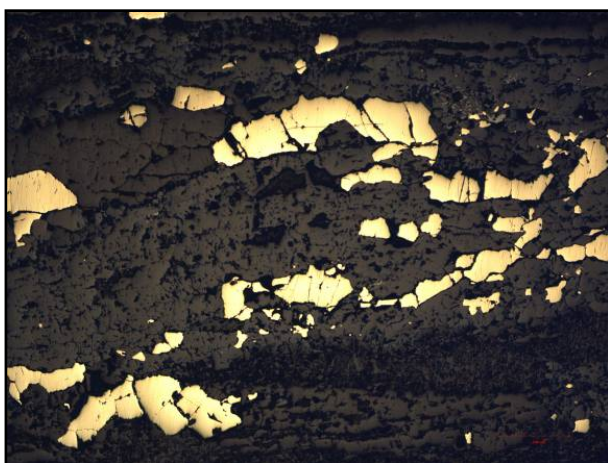


Figura 5.6: Fotomicrografia de epidoto-muscovita-paragonita quartzito milonítico em luz transmitida, com destaque para os cristais de pirita correspondente anédrica a subédrica, às vezes lamelar, orientada conforme a foliação, quebrada e reorientada. A calcopirita é anédrica e está associada a pirita.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado Serra do Estrondo (NP3μ3) tem natureza geoquímica associada à níquel (Ni), cobalto (Co), cromo (Cr) e elementos do grupo da platina e deve ser pesquisado, uma vez que corpos semelhantes na região de Porto Nacional, situados em contexto semelhante são mineralizados.

As ocorrências de cianita estão restritas a zona de cisalhamento Serra Verde-Serra da Sabina e a zona de cisalhamento Serra dos Picos. No entanto somente a última apresenta teores e volumes que podem ser aproveitados economicamente.

Rochas ornamentais são materiais que agregam valor principalmente por suas características estéticas e físicas. Na área de estudo ocorre uma pedreira desativada, a qual se explorava o Álcali Granito Serra Verde como rocha ornamental. A lavra era desenvolvida em maciço (Figura 5.7) na borda leste da Serra Verde próximo ao Córrego Lajeado.

No que tange às suas características físicas é uma rocha resistente à abrasão, possui grande proporção de quartzo e feldspato, estes perfazendo cerca de 90% da moda, com pouca



Figura 5.8: Característica estética da rocha. Branca com pintas pretas e muito homogênea.

susceptibilidade à absorção d'água (não possui microfraturamento e os contatos são planares), homogênea, branca de granulação média. Estas características conferem à rocha qualidade para assentamento tanto de parede quanto de piso. No entanto fazem-se necessários ensaios de laboratório para caracterização de acordo com parâmetros internacionais de materiais de revestimento.

As características estéticas da rocha (coloração branca com pontos pretos e homogeneidade) (Figura 5.8) possuem crescente procura no

mercado nacional e, principalmente internacional, conferindo-lhes um grande potencial econômico e mercadológico.

Caso fosse retomada a lavra, esta poderá ocorrer com reservas para muito tempo, sendo necessária para isso apenas cartografia detalhada e um projeto de lavra consistente. Locais com as mesmas características petrográficas ocorrem na porção sul da Serra Verde demonstrando que novas áreas podem ser requeridas. A metodologia de lavra é importante visto que a pedreira está numa cota baixa dificultando o processo de extração.

No entanto a exploração esbarra em aspectos estruturais como transporte beneficiamento e, por vezes, exportação. O transporte era realizado inicialmente por estradas de terra e depois por longas distâncias até o local de beneficiamento.

O impacto ambiental referente à lavra é desprezível, pois esta ocorre em área rural pouco vegetada e afastada de centros urbanos, o que minimiza problemas de poeira e ruídos durante as detonações.

Outras ocorrências de rochas ornamentais potencialmente exploráveis apresentam-se no domínio do Granito Porfírico Boa Esperança (NP3γ3be). Destaca-se a proximidade à rodovia BR-153 (Belém-Brasília), o que facilitaria seu escoamento. A potencialidade da rocha para fins ornamentais é atestada após uma série de ensaios tecnológicos: massa, porosidade, permeabilidade, compressão uni e triaxial, compressão gelo/degelo, flexão, abrasão, impacto, ensaio de tração, cisalhamento e dilatação. Um planejamento de lavra bem elaborado fornecerá o dimensionamento dos equipamentos e instalações, cálculo de custos, implicações econômicas do impacto ambiental e análises das condições hidrológicas



Figura 5.9: Granito Porfírico Boa Esperança (NP3γ3be).



Figura 5.9: Granito Porfírico Boa Esperança (NP3γ3be).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Folha Porangatu é caracterizada pela exposição de rochas pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, envolvendo a seqüência vulcano-sedimentar Serra Sabina e granitóides datados em torno de 860 Ma, em contato tectônico com granulitos e gnaiss do Complexo Porangatu que se formaram entre 570 e 530 Ma. Corpos de granitos intrusivos, sin-tectônicos com zonas de cisalhamento transcorrentes e granitos pós-tectônicos completam o quadro geológico da área mapeada.

As rochas mais antigas encontradas são representadas pelo Complexo Serra Azul, tem idades arqueanas e foram retrabalhadas e deformadas durante a orogênese brasileira. O bloco arqueano é interdigitado em contato com rochas do Complexo Porangatu ao longo do Lineamento Transbrasiliano de direção N30E. As rochas supracrustais da Serra Sabina envolve xistos diversos e expressivas ocorrências de associações máfica-ultramáfica intercaladas. Rochas vulcânicas associadas com sedimentos químicos sugerem que esta unidade de mapeamento seja correlata com a seqüência Mara Rosa, descrita em área localizada 50 km a sul da Folha Porangatu. Contudo, a falta de idade absoluta dos protolitos desta unidade prejudica esta hipótese de correlação. A outra possibilidade de correlação seria com a seqüência Santa Terezinha de Goiás, que apresenta condições metamórficas semelhantes as descritas para a Serra Sabina. O metamorfismo atinge condições de alta temperatura e pressão nas zonas de cisalhamento do sistema Serra Sabina-Serra Verde.

As rochas plutônicas são peraluminosas e são dominadas por tonalitos e sienogranitos. A assinatura de isótopos de Nd sugere derivação de material juvenil relacionado a evolução do arco na sua grande maioria, com idades modelo T_{DM} variando entre 1.5 a 1.2 Ga. Contudo, uma maior participação de material derivado de antiga crosta continental é misturada às rochas juvenis, refletido em rochas com idade modelo T_{DM} entre 2,6 e 1,7 Ga.

O complexo Porangatu, originalmente considerado como arqueano, constituiu uma faixa alongada, deformada com restos de piroxenitos e serpentina-talco xisto, BIFs e associação de gabro, norito e anfibolitos que podem representar restos de crosta oceânica estirados e colocados de forma descontínua ao longo do Lineamento Transbrasiliano. A presença de complexos máfico-ultramáfico na Serra do Estrondo reforçaria esta hipótese.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no proterozóico superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 40, p. 285-295, 1968. (Suplemento).
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, p. 349-364, 1977.
- ARANTES, D.; *et al.* The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: LADEIRA, E. A. (Ed.). **Brazil Gold'91**. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 221-229.
- ARAÚJO, FILHO, J. O.; MARSHAK, S. The best fit hypothesis to explain the formation and propagation of the curve of the Pirineus Syntaxis in the Brasília Belt, Central Brasil. In: III INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., 2003. **Boletim de Resumos**, p. 15-20.
- ARAÚJO, FILHO, J. O. **Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, central Brazil**. 1999. 418 f. (PhD Thesis), Univ. of Illinois, 1999.
- ARAÚJO, FILHO, J. O. The Pirineus Syntaxis: na example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust Belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144-148, 2000.
- ARAÚJO, S. M.; FAWCETT, J. J.; SCOTT, S. D. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a vulcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil example. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, p. 173-184, 1995.
- BARBOSA, O. *et al.* **Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília**. Petrópolis: DNPM/PROSPEC, 1969. 225 p.
- CORREIA, C. T. *et al.* Ectasian mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphosed rocks of Barro Alto stratiform igneous complex, Goiás State, central Brazil. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Actas... Córdoba, 1999. p. 31-33.
- COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G. Geosynclinal evolution in the epi-Baikalian platform of central Brazil. **Geologische Rundschau**, Berlin, v. 60, n. 2, p. 1024-1050, 1971.
- DANNI, J. C. M.; RIBEIRO C. C. Caracterização estratigráfica da seqüência vulcanossedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Resumos...** Recife: SBG, 1978. Bol. 2, p. 582-596.
- DANTAS. *et al.* **Arquitetura de blocos crustais na região de Porangatu, Goiás**. 2006. Inédito.
- 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**, v. 31, n. 3, p. 329-33, 2001.

DARDENNE, M. A. The Brasília fold belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 231-263.

DARDENNE, M. A. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978a, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978a. p. 299-308.

DEPAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Pensinsular Ranges, Califórnia. **Journal of Geophysical Research**, n. 86, p. 10470-10488, 1981.

FAURE, G. **Principles of isotope geology**. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 1986. p. 589.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A; UHLEIN, A. Faixa Brasília, setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 267-278, 1995.

FONSECA, M. A. **Estilos estruturais e arcabouço tectônico do segmento setentrional da faixa Brasília**. 1996. 172 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1996.

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**. SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 161-185.

FUCK, R. A. *et al.* Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia – Colinas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, p. 54-62, 1988.

FUCK, R. A. *et al.* Nd Isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: **SSAGI**, Pucon, 4., 2002. Chile. CD.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review. In: SYMPOSIUM GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1987. Salvador: SME-CPM/SBG. **Ext. Abstr...** 1987. p. 118-130 .

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, J. H. D. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. v. 1, p. 215-216.

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**, v. 72, n. 2, p. 219-245, jun. 2000.

GORAYEB, P. S. S. A Faixa granulítica de Porangatu – TO: caracterização litoestrutural e tectono-metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SGB, 1996. p. 303-305.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-OESTE, 1., 1981. **Anais...** Goiânia, 1981. p.73-92.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: HINZE, W. J. (Ed.). **The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps**. [S.l.]: Soc. Expl. Geophys, 1985. p. 124-131.

HASUI, Y. *et al.* Estrutura em QuilhaBrasil Central: uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 463-467, 1994.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. A megaestruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-OESTE, 2., 1985. **Anais...** Goiânia, 1985. p. 120-144.

HYNDMAN, D. W. **Petrology of igneous and metamorphic rocks**. New York: McGraw-Hill, 1985. 786 p.

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, 2002a. p. 312.

JUNGES, S. L. **Características geoquímicas e isotópicas dos metassedimentos da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa – GO**. 1998. 120 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.

KUYUMJIAN, R. M.; DIAS, R. R. Anfibólitos proterozóicos de Goiás, Brasil: representantes de vulcanismo de arcos magmáticos? **Geochim. Brasil**, n. 5, p. 35-44. 1991.

KUYUMJIAN, R. M. Geologia da seqüência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. SIMPÓSIO GEOLOGIA CENTRO-OESTE, 4., 1994. **Anais...** Brasília, 1994. p. 142-144.

LACERDA, FILHO, V. J.; *et al.* Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. **Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático**. CPRM/METAGO S.A./UnB. 1999.

LAUX, J. H. **Evolução do Arco magmático de Goiás com base em dados geocronológicas U-Pb e Sm-Nd**. 2004. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências Universidade de Brasília, Brasília, 2004.

MACHADO, E. C. *et al.* **Projeto Porangatu**: relatório final, etapa II. DNPM/CPRM, 1., 1981. 246 p.

MARINI, O. J. *et al.* Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y (coord). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, 1984b. p. 205-264.

MIOTO, J. A.; HASUI, Y. A. Zona sismogênica de Porangatu (GO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém, 1988.

NILSON, A. A.; BOTELHO, N. F.; FERREIRA FILHO, C. F. Riftingamento mesoproterozóico no centro-oeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. p. 258-259.

PALERMO, N. **Lê gisement aurifère pré-cambrien de posse (Goiás, Brésil) dans sons cadre géologique**. 1996. 175 f. (These de doctocat) - ENSMP, Paris, 1996.

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.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARMSTRONG, R. A. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. **Precambrian Research**, Berlin, n. 132, p. 133-153, 2004.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a review. **Lithos**, n. 46, p. 463-483. 1999.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás magmatic arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 035-039, 2000.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, p. 2-14, 1987.

PIMENTEL, M. M.; JUNGES, S. L.; MORAES, R. Nd isotopic study of the neoproterozoic Mara Rosa Arc, Central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, Berlin, n. 117, p. 101-118, 2002.

PIMENTEL, M. M.; JUNGES, S. L. Nd isotopic characteristics of metasediments of the neoproterozoic Mara Rosa Arc, Goiás, Central Brasil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1997. **Extended Abstract...** Campos do Jordão: SSAGI, 1997. p. 237-239.

PIUZANA, D. *et al.* Neoproterozoic granulite fácies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of the new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, Berlin, n. 125, p. 245-273, 2003b.

QUEIROZ, C. L.; JOST, H.; McNAUGHTON, N. U-Pb SHRIMP ages of Crixás granite-greenstone belt terranes: from Archean to neoproterozoic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999. Lençóis. **Resumos expandidos...** Bahia. 1999.

RAMOS FILHO. *et al.* Características do ambiente estrutural do depósito de Chapada, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 109-116, 2003.

RIBEIRO FILHO, W. *et al.* **Projeto de geologia da região de Pilar – Mara Rosa**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978.

RICHARDSON, S. V.; JONES, J. P.; KESSLER, S. E. Strontium isotopic geochemistry of Pan-African/Brasiliano Rocks, Chapada Copper deposit. **Economic Geology**, Austrália, v. 81, p. 1884-1898, 1988.

SCHOBENHAUS, C. (Coord.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: DNPM. 1975.

SENA, COSTA, J. B.; HASUI, Y. Aspecto do lineamento transbrasiliano na região de Porto Nacional – Natividade, TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 5, p. 2208-2216.

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. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 2003.

STRIEDER, A. J. *et al.* O significado tectônico dos lineamentos transbrasilianos no processo colisional neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins: uma hipótese de trabalho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. p. 267-269.

STRIEDER, A. J. Tectônica colisional no Brasil central: evolução e implicações no padrão estrutural. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1993. p. 297-301.

STRIEDER, Suita. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins structural Province, Central Brazil. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, p. 267-289. 1999.

VAUCHEZ. *et al.* The Borborema Shear Zone System, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. [S.l.], v. 8, Jul./Oct. 1995.

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

VIANA, M. G. **Geocronologia e geoquímica das rochas ortognássicas e metavulcânicas da região de Mara Rosa – GO**. 1995. 118 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências Universidade de Brasília, Brasília, 19995.

VIANA, M. G.; PIMENTEL, M. M. Dados geoquímicos e isotópicos Sm- Nd preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1993. **Anais...** Brasília: SBG, 1993. p. 148-151.