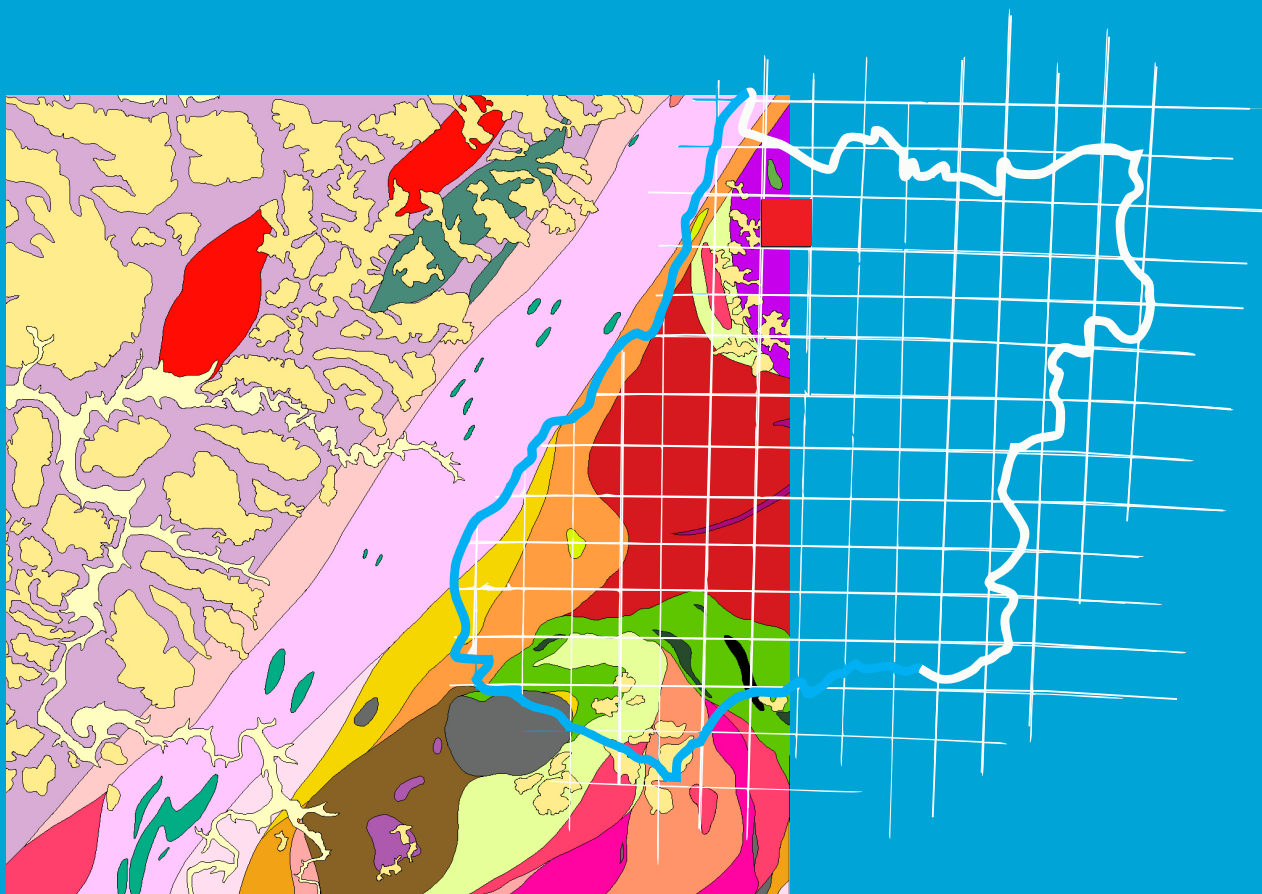


**Programa Geologia do Brasil**  
**Levantamentos Geológicos Básicos**

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA BONÓPOLIS – SD.22-X-C-VI**



**Escala: 1:100.000**  
**2018**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**  
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**  
**DA FOLHA BONÓPOLIS**  
**SD.22-X-C-VI**

**ESCALA 1:100.000**

**PROJETO NOROESTE DE GOIÁS**

**ESTADO DE GOIÁS**

**Luiz Carlos Moreton**  
**Fernando Rosa**  
**Cimara Francisca Monteiro**



GOIÂNIA  
2018

CPRM – SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA  
RUA 148, 485 - SETOR MARISTA  
GOIÂNIA - GO - BRASIL  
CEP: 74170-110  
FAX: (62) 3240-1417  
TEL.: (62) 3240-1400  
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

M845 Moreton, Luiz Carlos

Folha Bonópolis (SD.22-X-C-VI). Organização: Luiz Carlos Moreton; Fernando Rosa; Cimara Francisca Monteiro. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 2018.  
135 p. il.; + mapas.

Programa Geologia do Brasil (PGB).

ISBN 978-85-7499-256-3

1. Mapeamento Geológico; 2. Geologia Regional; 3. Recursos Minerais; I.CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Título.

CDD 558.173

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA  
REGIÃO NOROESTE DE GOIÁS**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

Wellington Moreira Franco

*Ministro de Estado*

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

Vicente Humberto Lôbo Cruz

*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM**

Esteves Pedro Colnago

*Diretor-Presidente*

José Leonardo Silva Andriotti

*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

Antônio Carlos Bacelar Nunes

*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

Fernando Pereira de Carvalho

*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Juliano de Souza Oliveira

*Diretor de Administração e Finanças*

Lúcia Travassos da Rosa Costa

*Chefe do Departamento de Geologia*

Marcelo Esteves Almeida

*Chefe do Departamento de Recursos Minerais*

Vladimir Cruz de Medeiros

*Chefe da Divisão de Geologia Básica*

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

*Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica*

Hiran Silva Dias

*Chefe da Divisão de Geoprocessamento*

Fábio Silva da Costa

*Chefe da Divisão de Cartografia*

Valter Alvarenga Barradas

*Departamento de Relações Institucionais e Divulgação*

Washinton José Ferreira Santos

*Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA**

Gilmar José Rizzotto

*Superintendente*

Marcelo Ferreira da Silva

*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

Felipe Rodrigues Martins e Cléber Alves Ladeira

*Supervisores de Projetos*



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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**CRÉDITOS AUTORAIS**

Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa  
Cimara Francisca Monteiro

---

**CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO**

**1. INTRODUÇÃO**

Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa  
Cimara Francisca Monteiro

**2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

Cimara Francisca Monteiro  
Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa

**3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS**

Cimara Francisca Monteiro  
Fernando Santos Diener  
Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa

**4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA**

Hugo José de Oliveira Polo  
Leandro Duarte Campos  
Cimara Francisca Monteiro

**5. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA  
E RECURSOS MINERAIS**

Daliane Bandeira Eberhardt  
Cimara Francisca Monteiro  
Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa

**6. CONCLUSÕES**

Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa  
Cimara Francisca Monteiro

**7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Maria Gasparina de Lima

**EQUIPE EXECUTORA**

Luiz Carlos Moreton  
Fernando Rosa  
Cimara Francisca Monteiro  
Fernando Santos Diener  
Hugo José de Oliveira Polo  
Leandro Duarte Campos  
Luciano Stropper

**GEOQUÍMICA**

Daliane Bandeira Eberhardt

**LITOQUÍMICA**

Fernando Santos Diener

**GEOFÍSICA**

Marcelo Ferreira da Silva

**APOIO TÉCNICO**

Alberto Costa de Oliveira  
Gilsemar Rego de Oliveira  
Valdivino Patrocínio da Silva  
Nair Dias  
Pedro Ricardo Soares Bispo  
Raimundo Barbosa

**REVISÃO FINAL**

Gilmar José Rizzotto  
Jaime Estevão Scandolara  
Léo Rodrigues Teixeira

**PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO – GERINF-GO)**

Cristiane de Lima Pereira  
Kátia Siqueira Batista

**PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA – DIMARK)**

Washington José Ferreira Santos

# APRESENTAÇÃO

---

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil – significa a retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos no 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 consequente 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.

O Projeto Bonópolis contou com a colaboração da Universidade de Brasília (UnB), que forneceu apoio de campo na cartografia e na obtenção de dados geocronológicos, propiciando uma valiosa integração de dados regionais.

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) culmina com enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico, que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas toda a comunidade geocientífica e a indústria mineral. Os produtos obtidos demonstram importante avanço, tanto da cartografia geológica, quanto no estudo da potencialidade mineral da região, contribuindo para o conhecimento da geologia de superfície em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia na escala 1:100.000 adotada fornece aos potenciais usuários uma ferramenta básica indispensável aos futuros trabalhos relacionados à exploração mineral, gestão ambiental e avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), incorporando as técnicas mais atuais de geoprocessamento aplicadas à cartografia geológica. Os dados vinculados ao Projeto Bonópolis encontram-se disponíveis no Banco de Dados Geológicos do SGB, o GEOSGB, que pode ser acessado através do portal [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

ESTEVES PEDRO COLNAGO  
Diretor Presidente

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI  
Diretor de Geologia e Recursos Minerais



# RESUMO

---

Esta nota explicativa apresenta os resultados obtidos no levantamento geológico, escala 1:100.000, Folha Bonópolis (SD.22-X-C-VI), parte integrante do Projeto NW de Goiás, Programa Geologia do Brasil. Concomitante ao levantamento geológico foram empreendidas atividades de interpretações de fotografias aéreas, imagens aerogeofísicas, imagens de sensores remotos, levantamento e interpretação de prospecção geoquímica por meio de sedimento de corrente e concentrado de bateia, além de geoquímica de rocha e avaliação do potencial mineral. Estas atividades permitiram elaborar o mapa geológico em ambiente SIG com a localização de ocorrências minerais e a presente Nota Explicativa. A Folha Bonópolis está localizada na região Centro-Oeste do Brasil, na porção noroeste do Estado de Goiás, entre as coordenadas -13° 30'S e -14° 00'S de latitude e -49° 30'W e -50° 00'W de longitude.

O mapeamento geológico da folha Bonópolis na escala 1:100.000 permitiu a integração com as áreas adjacentes recentemente trabalhadas nesta escala, possibilitando o refinamento do conhecimento geológico na porção noroeste do Estado de Goiás. O Segmento Norte do Arco Magmático de Goiás foi dividido neste trabalho em três sequências ordenadas de leste para oeste: Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa 900-800 Ma (FUCK et al., 2006), Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás (~ 670 Ma, FUCK et al., 2006) e Complexo Porangatu (570-530 Ma, DANTAS et al., 2007). Frasca (2015), no entanto, dividiu o Arco Magmático de Goiás em duas unidades, Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, esse último que inclui o Complexo Porangatu como parte de sua evolução. Essas unidades mostram vergência para o Cráton do São Francisco e seu limite leste é marcado pela falha de empurrão Rio dos Bois. No limite oeste, mostra contato com as rochas metassedimentares da Formação Xambioá, cuja vergência é para o Cráton Amazônico.

A definição das relações entre os limites das unidades que compõem a Folha Bonópolis foi prejudicada pela complexidade das fases de deformação que se superpõem, além da escassez de bons afloramentos, justificada por intensos processos erosivos e intempéricos. Ocorrem ainda a justaposição e sobreposição de terrenos de diferentes gêneses e idades que confundem a definição da estratigrafia. As rochas identificadas apresentam diferentes graus de deformação tectônica com predomínio de estruturas planares com intensa foliação transposta e dobrada. Os eixos de lineação de estiramento (Lx) são bem marcados e desenvolvem estruturas tipo "lápiz e/ou charutos" principalmente na área afetada pelo Lineamento Transbrasiliano. As condições de temperatura e pressão na região definem o intervalo entre fácies anfíbolito e xisto verde, atingindo até a fácies granulito a oeste do Lineamento Transbrasiliano onde se dispõem as rochas do Complexo Granulítico Porangatu.

As rochas mais antigas na área são representadas pelo Complexo Serra Azul de Goiás, de idade Arqueana, composto por ortognaisses tonalíticos a monzograníticos, com anfíbolitos subordinados. A unidade é considerada alóctone com contatos marcados por forte componente de empurrão.

A grande maioria das unidades, no entanto, é mapeada como pertencente ao Neoproterozóico e as rochas supracrustais são representadas pela Sequência Metavulcanossedimentar de Santa Terezinha de Goiás, com idade aproximada de 670 Ma (FUCK et al., 2006). Esta sequência é constituída por sete unidades litoestratigráficas constituídas por rochas metassedimentares psamo-pelíticas e químicas com rochas metavulcânicas intercaladas. Exibe rochas deformadas com dobras de diferentes

fases deformacionais e também foliação transposta como resultado de movimentos transcorrentes entre as estruturas NE-SW regionais.

As rochas magmáticas que se formaram durante a acreção Neoproterozóica juvenil no noroeste de Goiás são representadas na folha Bonópolis por 12 unidades: Ortognaisses do Oeste de Goiás, Complexo Mutunópolis, Rochas Ultramáficas, Rochas Máficas, Gnaiss Tonalítico, Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss, Suíte Rio Pintado, Biotita-Muscovita Gnaiss, Biotita Granito Milonítico, Suíte Intrusiva Faina, Complexo Granulítico Porangatu e Biotita Monzogranito.

As unidades com predomínio de rochas félsicas tem química cálcio-alcálica, são peraluminosas, variando desde tonalitos até granitos. As rochas ultramáficas são representadas por talco xistos, talco-tremolita xistos e talco-clorita xistos, enquanto as rochas básicas são metagabros e anfibolitos da série toleítica, típicos de ambiente de arco magmático. Este conjunto de rochas apresenta-se deformado com geração de milonitos. As idades destes plútons variam entre  $\pm 800$  até 530 M.a..

Neste contexto, destaca-se o Complexo Granulítico Porangatu, que ocupa aproximadamente 40% da folha, na região noroeste-sudoeste da área, anteriormente chamado de Complexo de Novo Planalto-Porangatu. Três unidades deste complexo são encontradas na área: Porangatu 2, composta de gnaisses tonalíticos a monzograníticos, metamorfizados em fácies anfibolito a granulito; Porangatu 3, constituída por gnaisses granodioríticos, com faixas máficas e félsicas intercaladas, metamorfizadas em fácies anfibolito alto, e; Associação Metamáfica, submetida a metamorfismo em fácies anfibolito, representada por corpos de metagabro e granada anfibolito, estirados ou boudinados. Como as demais unidades Neoproterozóicas, as rochas desta unidade encontram-se deformadas com xistosidade orientada preferencialmente na direção NE-SW.

A cobertura Cenozoica é representada por duas unidades: depósitos detrítico-lateríticos, distribuídos principalmente na porção oeste da folha, e aluviões depositados nos canais das principais drenagens.

Os principais recursos minerais da área são manganês e, subordinadamente, ferro. Os dados analíticos de sedimentos de corrente, concentrados de bateia e rochas para os metais base e Au indicam potencial para futuros trabalhos de prospecção. Destaca-se, ainda, potencial para rochas ornamentais em maciços rochosos e lajeiros de granito e gnaisses. Aluviões e coberturas lateríticas podem fornecer materiais para uso na construção civil.

# ABSTRACT

---

This explanatory note shows the results obtained during the geological mapping, in the scale 1: 100,000, of the Bonópolis Sheet (SD.22-XC-VI), as part of the NW of Goiás Project, Brazil Geology Program. Concomitant to the geological survey, airborne geophysical interpretation (magnetometry and gammaespectrometry), geochemistry prospecting and evaluation of the mineral potential activities, as well these surveys have resulted in geological and mineral resources maps in SIG environment. The Bonópolis Sheet is located in the northwestern portion of the State of Goiás, midwest region of Brazil within the coordinates -13° 30'S and -14° 00'S latitude and -49° 30'W and -50° 00'W longitude.

Geological mapping at 1:100,000 scale of the Bonópolis Sheet allowed integration with adjacent areas, recently worked on this scale, enabling the refinement of geological knowledge in the northwestern portion of the Goiás State. The Mara Rosa Magmatic Arc (PIMENTEL et al., 1997), north portion of Goiás Magmatic Arc, was divided in this work into three segments, ordered from east to west as: Mara Rosa Metavolcanosedimentary Sequence (900-800 Ma, according to FUCK et al., 2007), Santa Terezinha Metavolcanosedimentary Sequence (~ 670 Ma, according to FUCK et al., 2007) and Porangatu Complex (570- 530 Ma, according to DANTAS et al., 2007). Frasca (2015), however, divided the Goiás Magmatic Arc in two units, Mara Rosa Metavolcanic Sedimentary Sequence and Santa Terezinha de Goiás Metavolcanic Sedimentary Sequence, this last includes the Porangatu Complex as part of its evolution. These units show vergence to São Francisco Craton and are marked by the Rio dos Bois thrust fault. At the western limit is shown the contact with metasedimentary rocks of the Xambioá Formation whose convergence is to the Amazonian Craton.

The definition of the relationship between the limits of the units that compose the Bonópolis Sheet was hampered by the complexity of deformation phases superimposed and to the shortage of good outcrops, justified by intense erosion and weathering processes. In addition occur juxtaposition and overlapping of different terrains genesis and ages that confuse the stratigraphy definition. The identified rocks have different degrees of tectonic deformation with predominance of planar structures with intense transposed and folded foliation. The stretching lineation (Lx) axes are well marked and develop “pencil and/or cigars” structures especially in the area affected by the Transbrasiliano Lineament. The temperature and pressure conditions in the region define the interval between amphibolite and greenschist facies, reaching the granulite facies to the west of the Transbrasiliano Lineament where the Porangatu Granulitic Complex rocks outcrops.

The oldest rocks in the area are represented by the Serra Azul de Goiás Complex Goiás, defined by Archean age, composed of tonalite to monzogranite orthogneiss with subordinates amphibolites. The unit is considered allochthonous with contacts marked by strong thrust component.

The vast majority of the units, however, is mapped as belonging to the Neoproterozoic and the supracrustal rocks are represented by the Santa Terezinha de Goiás Metavolcanosedimentary Sequence, with an approximate age of 670 Ma (FUCK et al., 2007). This sequence is made up of seven lithostratigraphic units consisting of chemical and psamo-pelitic metasedimentary rocks with metavolcanic rocks intercalated. Displays deformed rocks with folds of different deformational

phases and also transposed foliation as a result of strike-slip movements between NE-SW regional structures.

Magmatic rocks formed during the juvenile Neoproterozoic accretion in the northwest of Goiás State are represented by 12 units in Bonópolis Sheet: Orthogneisses from West of Goiás, Mutunópolis Complex, Ultramafic Rocks, Mafic Rocks, Tonalitic Gneiss, Biotite-Muscovite Augen Gneiss, Rio Pintado Suite, Biotite-Muscovite Gneiss, Mylonitic Biotite Granite, Faina Intrusive Suite, Porangatu Granulitic Complex and Biotite Monzogranite.

These predominantly felsic rocks units have calc-alkaline chemistry, are peraluminous, ranging from tonalite to granite. The ultramafic rocks are represented by talc schists, talc-tremolite schists and talc-chlorite schists, while basic rocks are metagabbros and amphibolites of tholeiitic series, typical of magmatic arc environment. These sets of rocks are deformed with mylonite generation. The ages of these plutons range from  $\pm 800$  to 530 Ma.

In this context, we highlight the Porangatu Granulitic Complex, which occupies approximately 40% of the sheet, in the northwest-southwest area region, previously called Novo Planalto-Porangatu Complex. Three units of this complex are found in the area: Porangatu 2, composed of tonalite gneiss to monzogranite, metamorphosed in amphibolite to granulite facies; Porangatu 3, consisting of granodioritic gneiss with intercalated mafic to felsic bands submitted to high amphibolite facies metamorphism, and; Metamorphic Association, subjected to amphibolite facies metamorphism, represented by metagabbros and garnet amphibolite bodies, stretched or boudinage. Like other Neoproterozoic units, these unit rocks are deformed with preferred oriented foliation of NE-SW direction.

The Cenozoic coverage is represented by two units: debris-lateritic deposits, mainly distributed in the western portion of the sheet, and alluvium deposited in the channels of the main drains.

The main mineral resources of the area are manganese and subordinate iron. Analytical data of stream sediments, rocks and panning concentrates for base metals and Au indicate potential for future prospecting work. It's also noteworthy the exploring potential for stones in ornamental massive rock granite and gneiss slab. Alluvium and lateritic covers can provide materials for use in general construction.

# SUMÁRIO

---

<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	<b>17</b>
1.1 - HISTÓRICO E METODOLOGIA.....	17
1.2 - DADOS DE PRODUÇÃO.....	19
1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	19
1.4 - ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS.....	19
1.5 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	21
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>23</b>
2.1 - INTRODUÇÃO.....	23
2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS.....	23
2.3 - ORÓGENO BRASÍLIA.....	25
2.4 - COMPLEXO SERRA AZUL DE GOIÁS.....	27
2.5 - SISTEMA DE ARCOS MAGMÁTICOS.....	27
2.5.1 - Associações Litológicas no Arco Magmático de Goiás Setentrional.....	29
2.5.1.1- Granitoides Sin-orogênicos (Ortognaisses).....	30
2.5.1.2 - Sequências Metavulcanossedimentares.....	31
2.5.1.2.1 - Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.....	31
2.5.1.2.2 - Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás ...	31
2.5.1.2.3 - Sequência Metavulcanossedimentar da Sabina.....	32
2.5.1.3 - Granitos Tardi a Pós-orogênicos.....	32
2.5.1.3.1 - Complexo Granulítico Porangatu.....	32
<b>3 – ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>35</b>
3.1 - INTRODUÇÃO.....	35
3.1.1 - Domínio Serra Azul de Goiás.....	37
3.1.2 - Domínio Arco Magmático de Goiás - Segmento Setentrional.....	37
3.1.3 - Unidades Recentes.....	37
3.2 - AEROGEOFÍSICA APLICADA À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA.....	37
3.3 - DOMÍNIO SERRA AZUL DE GOIÁS.....	39
3.3.1 - Embasamento Arqueano.....	39
3.3.1.1 - A3sag - Complexo Serra Azul de Goiás: Biotita gnaisses monzograníticos, biotita gnaisse milonitos e anfibolitos/metagabros.....	39
3.3.1.1.1 - A3δsag - Complexo Serra Azul de Goiás - Anfibolitos.....	46
3.4 - DOMÍNIO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS - SEGMENTO SETENTRIONAL.....	47
3.4.1 - Granitoides Sin-orogênicos.....	47
3.4.1.1 - NP1γ1gn - Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás: Ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e granada-biotita gnaisses.....	47
3.4.1.1.1 - NP1γ1gnaf - Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás-Anfibolitos: Metagabros/anfibolitos.....	48
3.4.1.2 - NP2γmu - Complexo Mutunópolis: Muscovita-biotita gnaisses monzograníticos.....	49
3.4.2 - Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás.....	54
3.4.2.1 - NP2stg1 - Unidade 1: Metagabros/anfibolitos, clorita xistos, anfibólíoxistos, gonditos e rochas vulcânicas.....	55



3.4.2.2 - NP2stg2 - Unidade 2: clorita xistos, clorita-sericita-quartzo xistos, clorita-sericita xistos, biotita-clorita xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita xistos, gonditos e anfíbolitos .....	56
3.4.2.3 - NP2stg3 - Unidade 3: muscovita-biotita xisto feldspático, granada-muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita xistos, clorita xistos, biotita xistos, talco xistos, gonditos, meta-cherts e anfíbolitos .....	57
3.4.2.3.1 - NP2stg3a - Litofácies 3a: Muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, granada xistos, clorita-sericita-quartzo xistos, granada-estaurolita-biotita-quartzo xistos feldspáticos e meta-cherts .....	60
3.4.2.3.2 - NP2stg3q - Litofácies 3q: quartzitos e muscovita quartzitos.....	61
3.4.2.4 - NP2stg4 - Unidade 4: Clorita xistos, granada-clorita-quartzo-sericita xistos, clorita-muscovita xistos, anfíbio-clorita xistos, biotita-quartzo xistos, granada-muscovita-quartzo xistos e quartzo-turmalina-muscovita xistos.....	61
3.4.2.4.1 - NP2stg4 $\mu$ - Litofácies 4 $\mu$ : Talco xistos, clorita-talco xistos .....	62
3.4.2.4.2 - NP2stg4gon - Litofácies 4 Gondito: gonditos e formações ferríferas .....	64
3.4.2.5 - NP2stg6 - Unidade 6: granada-biotita-quartzo xistos, mica xistos, muscovita xistos e anfíbolitos .....	64
3.4.2.6 - NP2stg7 - Unidade 7: Muscovita-quartzo xistos .....	66
3.4.3 - Granito Sin-orogênico .....	66
3.4.3.1 - NP3 $\gamma$ 1gnt - Gnaiss Tonalítico: biotita hornblenda gnaisses tonalíticos e hornblenda gnaisses.....	68
3.4.4 - Intrusões Máfico-Ultramáficas .....	68
3.4.4.1 - NP3 $\mu$ amg - Rochas Ultramáficas: talco xistos, clorita-talco xistos e actinolita-tremolita xistos .....	69
3.4.4.2 - NP3 $\delta$ amg - Rochas Máficas: gabros e dioritos .....	69
3.4.5 - Granitoides Sin-orogênicos .....	71
3.4.5.1 - NP3 $\gamma$ 1agn - Biotita-Muscovita <i>Augen</i> Gnaiss .....	72
3.4.5.2 - NP $\gamma$ rp - Suíte Rio Pintado .....	73
3.4.5.3 - NP3 $\gamma$ 2mgn - Biotita-Muscovita Gnaiss .....	74
3.4.5.4 - NP3 $\gamma$ 2bgr - Biotita Granito Milonítico .....	75
3.4.6 - Suíte Intrusiva Sin a Tardi-orogênica .....	76
3.4.6.1 - NP3 $\gamma$ 4f - Suíte Intrusiva Faina: biotita-muscovita metagranito e leucogranitos a duas micas .....	76
3.4.7 - Granitoides Tardi a Pós-Orogênicos .....	78
3.4.7.1 - NP3por - Complexo Granulítico Porangatu .....	78
3.4.7.1.1 - NP3por $\mu$ 2 - Associação Metamáfica: metagabros, granada anfíbolitos e biotita-hornblenda gnaisses .....	80
3.4.7.1.2 - NP3por2 - Porangatu 2: hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos a monzograníticos.....	81
3.4.7.1.3 - NP3por3 - Porangatu 3: Gnaisses granodioríticos .....	82
3.4.7.2 - NP3 $\gamma$ 3m - Biotita Monzogranito .....	83
3.5 - N1dl - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTIAS (NEÓGENO) .....	84
3.6 - Q2a - DEPÓSITOS ALUVIONARES .....	87

<b>4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA.....</b>	<b>89</b>
1.1 - INTRODUÇÃO .....	89
4.2 - ESTRUTURAÇÃO NA ÁREA DE ESTUDO .....	92
4.2.1 - Fases deformacionais.....	92

4.2.2 - Domínios Estruturais .....	96
4.2.2.1 - Domínio DCRI .....	97
4.2.2.2 - Domínio DCRII.....	97
4.2.2.3 - Domínio Transcorrente.....	98
4.2.3 - Sistema de Zonas de Cisalhamento Transbrasiliano .....	100
4.2.3.1 - Zona de Cisalhamento Talismã .....	100
4.2.3.2 - Zona de Cisalhamento Serra Azul (ZCSA) .....	101
4.2.3.3 - Zona de Cisalhamento Vargem Grande .....	101
4.2.4 - Sistema de Falhas Água Parada .....	101
4.3 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA .....	102
<b>5 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA E RECURSOS MINERAIS .....</b>	<b>105</b>
5.1 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA .....	105
5.1.1 - Introdução.....	105
5.1.2 - Metodologia .....	105
5.1.3 - Tratamento dos Dados de Sedimento de Corrente .....	108
5.1.4 - Correlações das Análises de Sedimento de Corrente .....	110
5.1.4.1 - Análise de agrupamentos .....	110
5.1.5 - Mapas de Anomalias de Sedimento de Corrente.....	113
5.1.6 - Resultados Obtidos a partir de Sedimento de Corrente.....	117
5.1.7 - Resultados Obtidos a partir de Concentrado de Bateia .....	118
5.1.7.1 - Elementos nativos.....	118
5.1.7.2 - Sulfetos.....	119
5.1.7.3 - Óxidos.....	119
5.1.7.4 - Fosfatos.....	119
5.1.7.5 - Silicatos.....	119
5.2 - RECURSOS MINERAIS.....	121
5.2.1 - Metálicos .....	122
5.2.1.1 - Manganês (Mn) e Ferro (Fe) .....	122
5.2.1.2 - Níquel (Ni) e Cromo (Cr) .....	124
5.2.1.3 - Ouro.....	124
5.2.2 - Outras Ocorrências/Indícios .....	125
5.2.2.1 - Rochas Ornamentais .....	125
5.2.2.2 - Pegmatito, Quartzo, Pirita e Turmalina .....	125
<b>6 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>127</b>
<b>7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>129</b>



**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA  
FOLHA BONÓPOLIS - SD.22-X-C-VI  
(PROJETO NOROESTE DE GOIÁS)**

---

**ESTADO DE GOIÁS**



# 1 – INTRODUÇÃO

Este documento contém os dados do mapeamento geológico da Folha SD.22-X-C-VI (Bonópolis), escala 1:100.000, que integra com as folhas Novo Planalto, Mata Azul, Santa Terezinha de Goiás, Campinorte, Mutonópolis e Porangatu, o Projeto Noroeste de Goiás. Este projeto foi executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil - através da Superintendência Regional de Goiânia (SUREG-GO), em parceria com a Universidade de Brasília (UnB), que foi responsável pelo mapeamento das quatro últimas folhas citadas, e insere-se no Programa Levantamentos Geológicos Básicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, correspondente à ação do Plano Plurianual (PPA), denominada Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB), executada com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento I (PAC I).

As folhas Novo Planalto, Bonópolis e Mata Azul, escala 1:100.000, mapeadas pela CPRM abrangem uma área total de 9.000 km<sup>2</sup>, localizada no noroeste do Estado de Goiás. Embora a maioria de suas características geológicas e fisiográficas sejam comuns, elas serão consideradas separadamente. Posteriormente está prevista a publicação de uma síntese na escala 1: 250.000 de toda a geologia da área.

A área do projeto foi selecionada em função da carência de informações geológicas em uma região com unidades geotectônicas de importante significado estratigráfico, geotectônico e metalogenético que corresponde a uma parte do segmento norte do Arco Magmático de Goiás. A geologia regional adquiriu grande incremento a partir de incentivos em novos levantamentos sistemáticos de mapeamento geológico e também dos novos dados aerogeofísicos disponibilizados recentemente através de convênios entre os governos federal e estadual.

Este trabalho tem como objetivos dar continuidade aos trabalhos de mapeamento básico em áreas pouco conhecidas geologicamente, avaliar as potencialidades minerais desses ambientes e fornecer suporte técnico para pesquisas mais avançadas de minérios diversos.

## 1.1 - HISTÓRICO E METODOLOGIA

A implantação do projeto deve-se a uma diretriz de trabalho da CPRM - Serviço Geológico do

Brasil, através de sua Diretoria Executiva, voltada ao desenvolvimento de mapeamento geológico básico em áreas de elevado potencial mineral, definidas a partir de informações históricas, presença na região de garimpos, ocorrências minerais, depósitos e minas em operação ou exauridas, anomalias geoquímicas de sedimento de corrente e concentrado de bateia, levantamentos aerogeofísicos e ambientes geológicos potencialmente geradores de depósitos minerais.

A Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa, situada na porção leste do segmento norte do Arco Magmático de Goiás, e que não faz parte da Folha Bonópolis, hospeda os depósitos de Cu-Au de Chapada, Au de Posse e Au-Ag-Ba de Zacarias, deixando evidente o potencial do ambiente de arco de ilhas intraoceânicas. A Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, possivelmente representa um ambiente de margem continental ativa propício à formação de depósitos polimetálicos, que foram avaliados com as ferramentas disponíveis durante o mapeamento da folha, bem como o Complexo Granulítico Porangatu, que representaria um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozóico e início do Cambriano entre aproximadamente 570 e 530 M.a., de acordo com Dantas et al. (2007), interceptado por várias zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem o Lineamento Transbrasiliano, que corta a folha de SW a NE.

O Projeto NW de Goiás teve início no ano de 2007 pela Folha Bonópolis, e avançou *a posteriori* para as folhas Novo Planalto e Mata Azul, que já foram finalizadas. Houve atraso no andamento da elaboração do mapa geológico e da nota explicativa da Folha Bonópolis. O mapeamento foi iniciado em setembro de 2007, pelos Geólogos Luiz Carlos Moreton e Fernando Ferreira Rosa, que fizeram cinco campanhas de campo até setembro de 2008. Ambos deixaram o corpo técnico da CPRM em 2011 e 2010, respectivamente. Após o afastamento de ambos, vários geólogos se envolveram, mesmo que superficialmente com a folha, como Hugo José de Oliveira Polo e Luciano Stropper que foram a campo para concluir o capítulo de Geologia Estrutural, Marcelo Ferreira da Silva e Antônio Augusto Soares Frasca, que trabalharam na melhoria dos contatos geológicos em mapa no escritório.

Somente em 2014, foi concluído o mapa geológico da Folha Bonópolis, com auxílio dos Geólogos Joffre Valmório Lacerda Filho, Antônio Augusto Soares Frasca, Fernando Santos Diener e Leandro Duarte Campos, além de sua respectiva nota explicativa, que contou com o apoio dos Geólogos Fernando Santos Diener no capítulo de Unidades Estratigráficas, responsável pela litoquímica, Hugo José de Oliveira Polo e Leandro Duarte Campos, que foram responsáveis pelo texto final da Geologia Estrutural da área e Daliane Bandeira Eberhardt, que fundamentou o tópico de Geoquímica Prospectiva. Ficou a cargo da Geóloga Cimara Francisca Monteiro, designada como responsável técnica, a elaboração da versão final do mapa geológico com o auxílio dos geólogos citados, e da presente nota explicativa, a qual foi reescrita com o apoio dos colegas referidos, com base em textos em desenvolvimento e dados de campo deixados pelos primeiros geólogos responsáveis. Os dados foram reinterpretados e nova integração foi feita, embora não tenha sido possível fazer novas campanhas de campo que possibilitassem o aprofundamento no conhecimento para significativo entendimento da área. Foram feitas apenas incursões rápidas

para checagem de dados específicos relacionados principalmente à Geologia Estrutural.

Na cartografia geológica, foram utilizadas as técnicas já consagradas na CPRM (Figura 1.1), com ênfase nas interpretações de imagens geofísicas, imagens de satélite e fotografias aéreas. Estas interpretações foram processadas e modeladas juntamente aos dados de campo em simulações diversas com auxílio do *software Arcmap 10.2.*, e forneceram subsídios para a confecção do mapa geológico final integrado.

Inicialmente foi preparado um mapa geológico preliminar com as primeiras informações e interpretações levantadas que serviu de suporte e base para orientação dos trabalhos de campo. Em campo foram executados perfis e descrições de afloramentos. Salvo impossibilidades, principalmente de acesso, as anomalias e proposições geológicas cartografadas preliminarmente foram checadas. Na rotina dos trabalhos de campo foram coletadas amostras de rocha destinadas a análises petrográficas e químicas. As interpretações e correlações dessas análises sustentam as teses apresentadas quanto à petrogênese, a estratigrafia das unidades geológicas e a metalogenia.

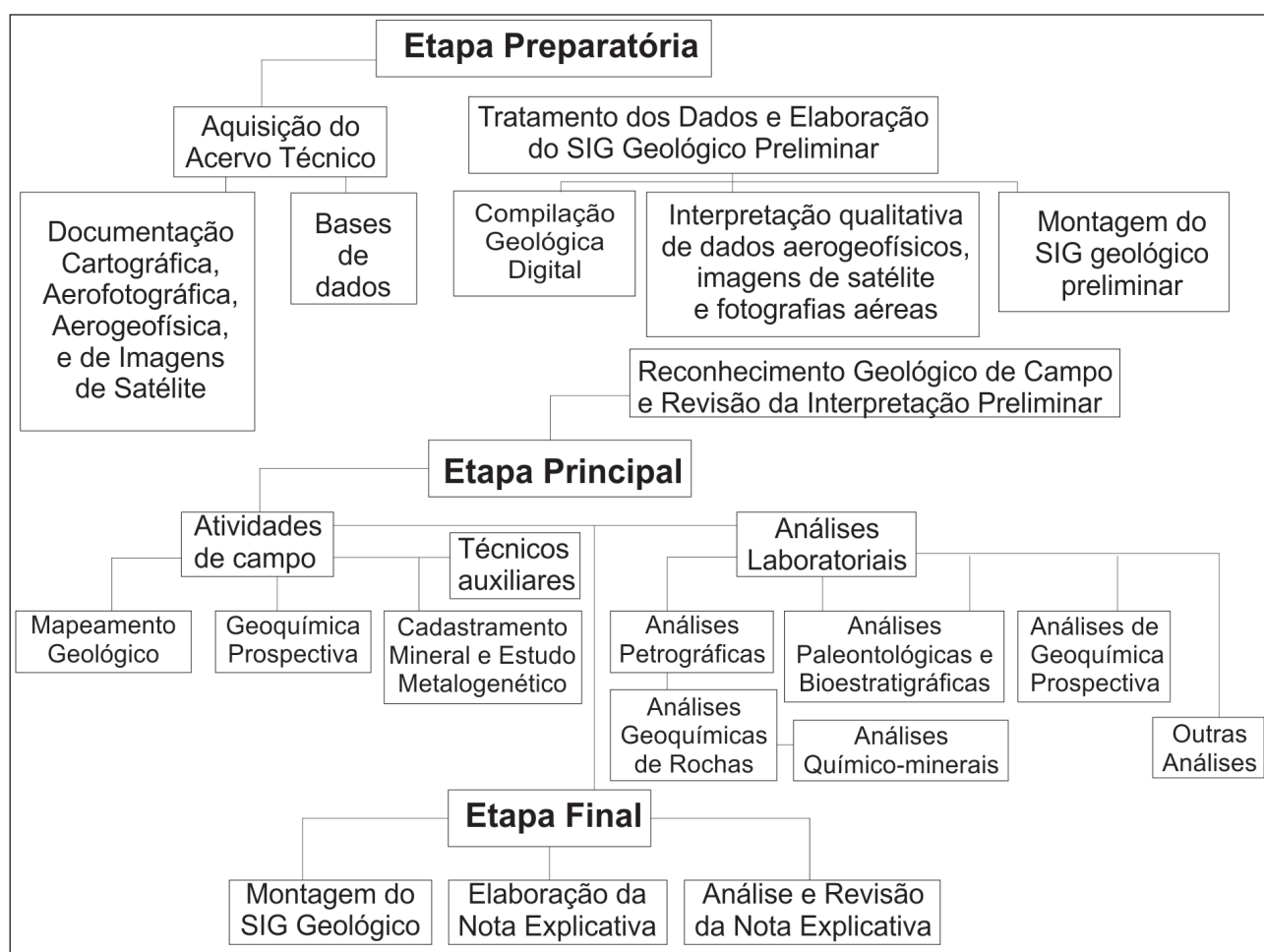


Figura 1.1 – Fluxograma Padrão de Projeto de Levantamento Geológico Básico.

## 1.2 - DADOS DE PRODUÇÃO

As informações obtidas durante o mapeamento geológico (Tabela 1.1), conjugadas com dados geológicos de trabalhos anteriores executados em folhas adjacentes, além de dados dos Levantamentos Aerogeofísicos do Arco Magmático de Mara Rosa (2004) e Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa (2005) e fotointerpretação, permitiram definir dois domínios geotectônicos: Arco Magmático de Goiás – Segmento Setentrional e Serra Azul de Goiás, que serão descritos no Capítulo 3.

Os levantamentos e estudos realizados iniciaram-se em 04 de maio de 2007 e os dados obtidos encontram-se, além deste relatório, na biblioteca do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na Superintendência Regional de Goiânia (SUREG-GO) e no banco de dados GEOSGB ([www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)).

## 1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área objeto deste relatório situa-se na porção norte-noroeste do Estado de Goiás e engloba parcialmente os municípios de Bonópolis, Amaralina, Mara Rosa, Mutunópolis, Mundo Novo, Uirapuru, Santa Teresinha de Goiás, Novo Planalto e Porangatu. Limita-se pelas coordenadas geográficas 13°30'00"-14°00'00" de latitude sul e 49°30'00"-50°00'00" de longitude oeste (Figura 1.2). Se considerarmos o sistema de projeção de coordenadas UTM (Zona 22S, datum WGS 1984), os limites são aproximadamente: 8507248 mN e 8451928 mN; 662202 mE e 608069 mE.

A principal via de acesso terrestre é a BR-153, que liga a capital Goiânia ao norte do estado, onde a partir de Estrela do Norte, tomando-se a direção oeste, chega-se a Mutunópolis através da rodovia

estadual GO-241, asfaltada. Entre Mutunópolis e Bonópolis, continua seguindo-se pela GO-241, sem pavimentação, totalizando um percurso de aproximadamente 470 quilômetros. Outra opção de acesso é seguir pela BR-153 até Porangatu e depois via GO-244 rumo ao oeste (Novo Planalto). De Novo Planalto até Bonópolis usa-se as rodovias estaduais não asfaltadas GO-154 e GO-353, num total de 515 quilômetros. Uma terceira rota é através da chamada "Rodovia do Boi" saindo de Goiânia até São Miguel do Araguaia (GO-241/BR-080) e depois para sudeste através de estradas secundárias e GO-353 até Bonópolis, totalizando 550 quilômetros aproximadamente.

Por via aérea é possível acessar todos os municípios e várias fazendas usando-se aeronaves de pequeno porte. Para aeronaves maiores deve-se utilizar o Aeroporto de Porangatu e secundariamente o de São Miguel do Araguaia.

O Rio Crixás-Açu é parcialmente navegável para embarcações como canoas e pequenos barcos a motor no período de Dezembro a Junho.

## 1.4 - ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

Atualmente a atividade econômica de maior destaque é a pecuária extensiva, seguida pela agricultura e pelo setor terciário.

A extração, beneficiamento e comércio de madeira encontram-se em declínio, dado que grande parte da área já foi desmatada. A retirada da madeira facilita a devastação do cerrado e em seu lugar são instaladas áreas de pastagens e lavouras. Na região são inúmeras as propriedades de criação, cria e engorda de gado de corte. O produto do gado é semi-industrializado em modernos frigoríficos instalados nas cidades de São Miguel do Araguaia, Porangatu e Mozarlândia.

Tabela 1.1 – Símula dos dados físicos de produção.

Geologia	Quantidades
Área mapeada (km <sup>2</sup> )	3.000
Afloramentos descritos	261
Jazimentos cadastrados	7
Perfis geológicos (km)	2.000
Análises	
Petrografia	105
Litoquímica (Elementos maiores, menores, traços e ETR)	93
Geoquímica	
Amostras de sedimento de corrente	48
Amostras de concentrado de bateia	48



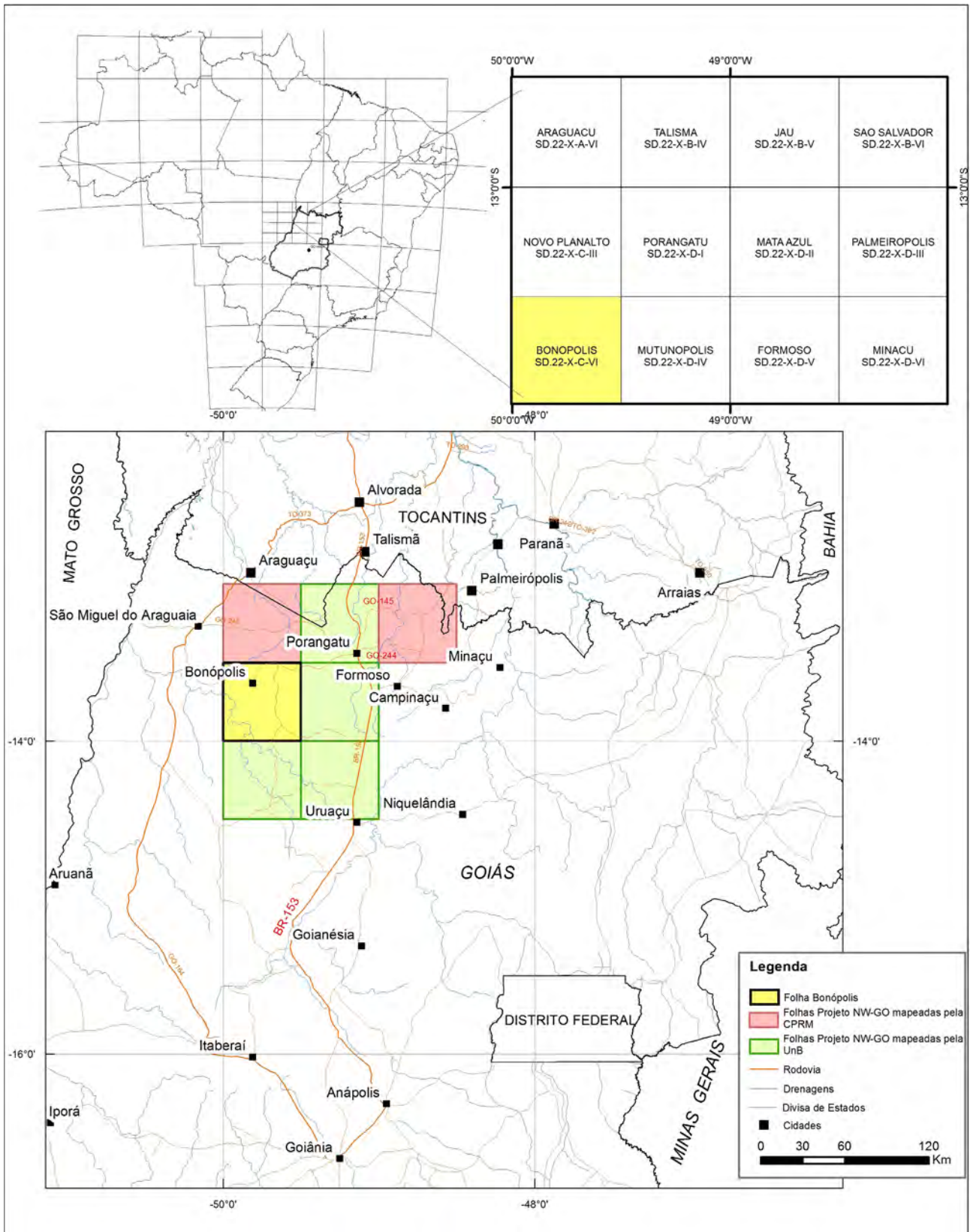


Figura 1.2 – Localização da Folha Bonópolis no contexto do Projeto NW de Goiás.

A agricultura ainda é embrionária e os principais produtos cultivados são: soja, milho, sorgo, girassol e feijão. Na região noroeste-sudoeste, onde os solos são férteis, derivados de rochas básicas intercaladas com gnaisses graníticos, ocupando área considerável da folha, o relevo é plano a suavemente plano,

favorecendo a agricultura, mas ainda não há produção de grãos. No restante da área, os solos são derivados de rochas graníticas e metavulcanossedimentares, geralmente muito ácidos, prestando-se principalmente para pastagem, exigindo em pouco tempo correções à base de calcário e fertilizantes.

O setor terciário é fortemente representado pelo comércio e serviços em geral, mostrando-se bem diversificado, exercendo papel importante no desenvolvimento regional, principalmente nas cidades maiores como Porangatu, São Miguel do Araguaia e Mara Rosa. Nas demais cidades a oferta de serviços e infraestrutura é deficiente acarretando dependência das cidades, consideradas como polos.

### 1.5 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O clima é do tipo Aw, segundo a classificação de Köppen, tendo duas estações: uma chuvosa, de outubro a abril, e outra considerada seca, de maio a setembro (valores de pluviosidade menores que 50 mm). A precipitação pluviométrica na região oscila em torno de 1500 mm anuais. A temperatura média fica entre 24 e 26°C na estação seca e de outubro a abril a temperatura média é superior a 19 °C.

Com relação à geomorfologia, a folha Bonópolis está inserida na superfície denominada de SRAIVC (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006), que compreende um total de 47.292 km<sup>2</sup>, estando representada por uma área que drena para a bacia hidrográfica do rio Araguaia, onde alcança as cotas mais baixas (250-450 m) quando comparada às superfícies SRAIVA e SRAIVB. A unidade geomorfológica SRAIVC apresenta relevo bem desenvolvido e subdividido em dois setores: o setor 1 (SRAIVC1) possui uma morfologia mais acidentada e encontra-se numa posição mais proximal em relação às superfícies que erode (SRAII, Colinas e Morros, SRAIII), e; o setor 2 (SRAIVC2) é mais distal, e apresenta um menor índice de dissecação; está associado com lagos da Planície Fluvial do rio Araguaia (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006).

Em algumas regiões identifica-se que as rochas do embasamento cristalino estão sotopostas a uma cobertura detrito-laterítica, que na realidade trata-se de uma aluvião em trânsito da superfície de

erosão que sofreu uma forte lateritização na forma de uma duricrosta ferruginosa. O desmantelamento da duricrosta ferruginosa formada por óxidos e hidróxidos de ferro tem gerado sobre esta unidade um mosaico de lagos arredondados (*sistemas lacustres*). A Tabela 1.2 apresenta as características gerais das superfícies regionais de aplainamento.

A cobertura vegetal nativa é dominada pelo cerrado típico, caracterizado por árvores de 2 a 3 metros de altura com troncos e galhos retorcidos com casca e folhas grossas. Localmente estas árvores apresentam uma alta densidade e altura média maior, e a cobertura passa a ser denominada de Cerradão ou Cerrado Fechado. São constituintes comuns o Pau Terra, Pequiizeiro, Sucupira, Lixeira, Barba Timão, Mangabeira, Ipê, Jatobá, Cajueiro, Baru, dentre outras. A vegetação rasteira é dominada pelo capim barba-de-bode e capim membeca. Grande parte da área desta folha foi desmatada, com implantação principalmente de pastagens. No leito das principais drenagens desenvolveu-se mata ciliar com destaque para o Buriti (*Mauritia flexuosa*) e o Jatobá (*Hymenaceae camboril*). As matas tropicais em sua maioria já foram dizimadas pela ação antrópica e atualmente restringem-se às serras Azul e Sucupira tendo entre seus representantes árvores de grande porte como Angico, Ipê, Sucupira, Cedro, Paineira e Aroeira.

Os solos desenvolvidos na área são derivados da alteração *in situ* dos diversos litotipos presentes com composições variadas indo desde termos graníticos até básico-ultrabásicos, além de rochas metassedimentares químicas e terrígenas. Os solos argilosos vermelhos (latossolos) são, geralmente, resultantes de intemperismo de rochas básicas e tonalíticas. Já os derivados de termos ácidos possuem cor amarelo a cinza. Os latossolos são os termos mais comuns e cobrem grandes extensões aplainadas, principalmente na região oeste da folha, no vale do rio Crixás-Açu.

Tabela 1.2 – Características gerais das Superfícies Regionais de Aplainamento segundo Latrubesse e Carvalho (2006).

SRA	Subunidade	Cotas (m)	Característica Geral	Unidades Associadas	Localização mais representativa
SRAIV	C1	250 - 400	Rochas Pré-cambrianas com níveis de lateritas bem desenvolvidos	Morros e Colinas	Oeste do estado (bacia fluvial do Araguaia) SD.22-Z-A SD.22-Z-C SD.22-V-A SD.22-Y-B SD.22-Y-D
SRAIV	C2	250 - 400	Rochas do Pré-cambriano com geração de relevos muito aplainados. Níveis de lateritas bem desenvolvidos	Sistemas lacustres	Oeste do estado (bacia fluvial do Araguaia) SD.22-Z-A SD.22-Z-C SD.22-V-A SD.22-Y-B SD.22-Y-D



## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Bonópolis encontra-se inserida em ambiente de arcos magmáticos desenvolvidos durante a amalgamação do supercontinente Gondwana durante o Neoproterozoico e que atualmente ocupam a porção oeste da Faixa de Dobramentos Brasília (Orógeno Brasília), constituinte da Província Tocantins.

A área da folha é ainda cortada diagonalmente pelo Lineamento Transbrasiliano, que se configura como uma descontinuidade continental com mais de 5.000 km de extensão representando uma megasutura envolvida na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Neoproterozoico e início do Paleozoico (ALMEIDA et al., 2000; CORDANI et al., 2000; CORDANI; SATO, 1999; FUCK et al., 2013; SCHOBENHAUS et al., 1975)

O estudo geológico da Folha Bonópolis, juntamente a outras folhas que englobam esses terrenos, é, portanto, fundamental na discussão sobre a evolução tectônica da Faixa Brasília, e, por conseguinte, da Província Tocantins.

### 2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins caracteriza-se como uma unidade geotectônica neoproterozoica, localizada no Brasil Central, essencialmente constituída pelos orógenos Brasília, Araguaia e Paraguai, resultante da aglutinação do supercontinente Gondwana, durante a colisão de três importantes blocos cratônicos: o Cráton Amazônico, a noroeste; o Cráton São Francisco, a leste; e um suposto cráton sob a Bacia do Paraná, a sudoeste, o Paranapanema (ARAÚJO FILHO, 2000; DARDENNE, 2000; DELGADO et al., 2003), limitando-se a norte e sul, respectivamente, pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná (ALMEIDA et al., 1977).

Após a subdivisão de Almeida (1984), que compartimentou a província nos orógenos: Faixa Brasília, bordejando o Cráton São Francisco a leste; Faixa Araguaia, margeando o Cráton Amazônico a noroeste; e Faixa Paraguai, margeando o Cráton Amazônico a sudoeste (Figura 2.1), Fuck et al. (1993) e Fuck (1994) propuseram a compartimentação

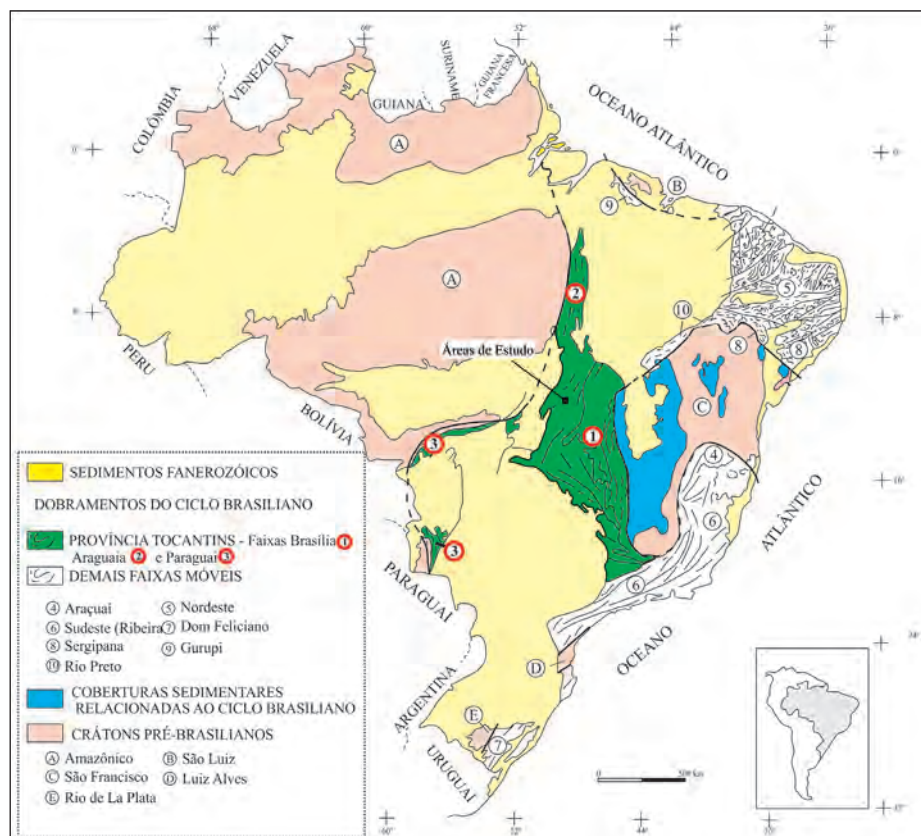


Figura 2.1 – Posicionamento da Província Tocantins e suas faixas móveis associadas em relação aos crátons (modificado de DARDENNE, 2000).



da Província Tocantins em: Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Faixa Paraguai-Araguaia. Nessa proposta, definiram o Maciço de Goiás como um micro-contidente envolvido nos processos orogênicos brasileiros, destacando uma faixa de acreção crustal neoproterozoica, que denominaram de Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL;HEAMAN;FUCK, 1991; PIMENTEL;FUCK, 1991).

Lacerda Filho et al. (1999) sugeriram uma compartimentação tectônica da Província Tocantins com os seguintes terrenos de idades variadas, envolvidos na orogênese brasileira: Terreno Granito-Greenstone e Rift Intracontinental, representando as unidades mais antigas, de idade Arqueana a Paleoproterozoica; Faixas de Dobramentos (Brasília, Paraguai e Araguaia); Arco Magmático de Goiás; Coberturas Cratônicas Neoproterozoicas; e Coberturas Fanerozoicas, representadas pelas bacias do Paraná e Sanfranciscana e pelos sedimentos das formações superficiais (Bacia do Bananal).

Pimentel, Fuck e Gioia (2000), reconheceram vários domínios pré-cambrianos na parte central da Província Tocantins: os Terrenos Arqueanos Crixás-Goiás, interpretados como um pequeno bloco continental alóctone; embasamento sílico

paleoproterozoico, representado por ortognaisses e sequências metavulcanossedimentares na região de Almas-Dianópolis; Complexo de Alto Grau Anápolis-Itauçu e; os Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados (Barro Alto, Niquelândia e Canabrava), com suas respectivas sequências metavulcanossedimentares associadas e o Arco Magmático de Goiás de idade Neoproterozoica.

Delgado et al. (2003) por sua vez, também sugeriram uma nova subdivisão para a Província Tocantins, nos seguintes domínios (Figura 2.2): 1) Terrenos Granito-Greenstone Arqueanos e Domos TTG (Bloco Crixás-Goiás e Domo gnáissico de Colméia); 2) Remanescente de Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico (Domínio Porto Nacional-Nova Crixás); Orógeno Oeste Sanfranciscano (Domínio Dianópolis-Silvânia); 4) Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Goiás (Canabrava, Niquelândia e Barro Alto); 5) Bacia Rift Paleoproterozoica (grupos Araí e Serra da Mesa); 6) Remanescentes de Crosta Oceânica (Domínio Palmeirópolis-Juscelândia); 7) Orógenos Brasileiros (faixasParaguai e Bacia de Antepaís, Brasília e Araguaia, *Nappe* Socorro-Guaxupé e Arco Magmático de Goiás); 8) e Terrenos de Significado Tectônico Duvidoso (Rio Apa).

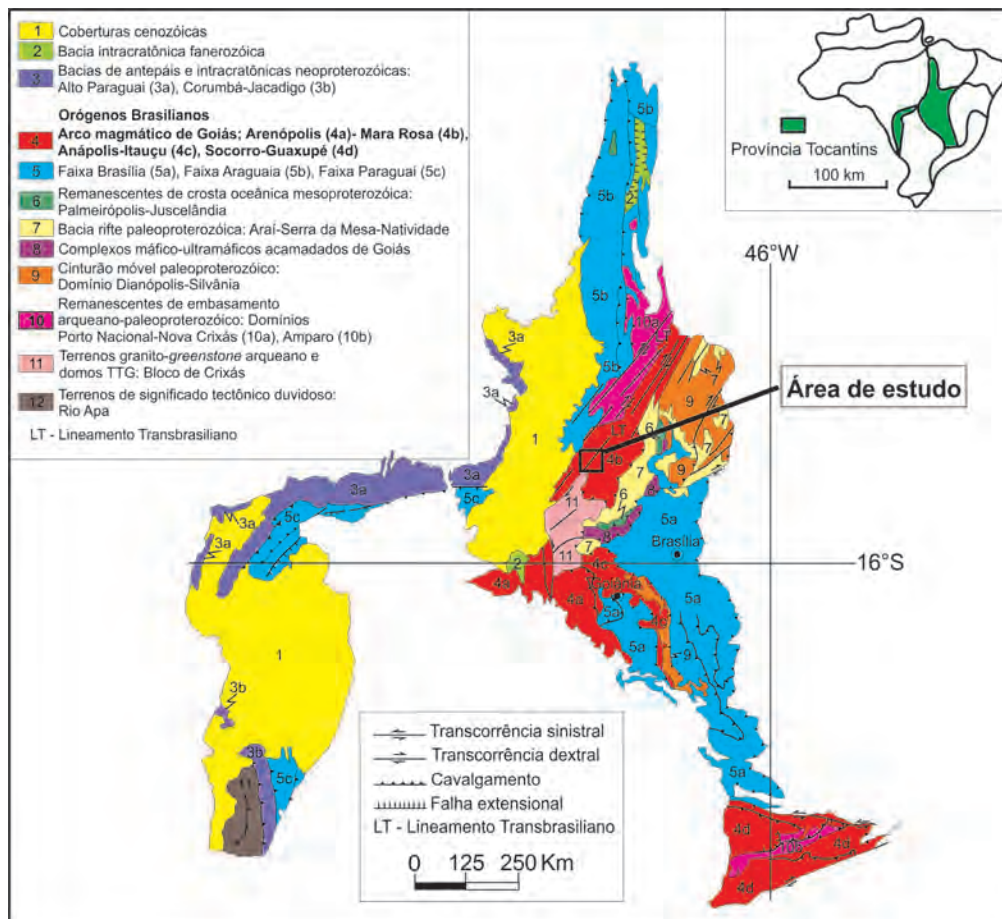


Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica da Província Tocantins com a localização da Folha Bonópolis em estudo (modificado de DELGADO et al., 2003).

## 2.3 - ORÓGENO BRASÍLIA

A Faixa de Dobramentos Brasília (ALMEIDA et al., 1977), cuja extensão supera 1.100 km, desenvolveu-se na borda ocidental e meridional do Cráton São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (Figura 2.3). Essa faixa neoproterozoica representa o complexo cinturão de dobras e falhas de empurrão com vergências tectônica e metamórfica em direção ao Cráton São Francisco (FUCK et al., 1994).

Dados geocronológicos U-Pb e Rb-Sr sugerem que a história tectono-metamórfica da Faixa de Dobramentos Brasília foi marcada por dois eventos metamórficos, o primeiro evento termo-tectônico em ~750 Ma e o último em ~630-600 Ma, que representa o ápice do metamorfismo na faixa, correspondendo à Orogênese Brasileira (PIMENTEL;HEAMAN;FUCK, 1991; PIMENTEL;FUCK, 1992).

A compartimentação da Faixa de Dobramentos Brasília, de leste para oeste, em Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás (COSTA;ANGEIRAS, 1971; DARDENNE, 1978, 1981;

DARDENNE;FONSECA, 1994; FUCH et al., 1993) foi aceita pela comunidade científica até recentemente, quando Fuck et al. (2005), e posteriormente Lacerda Filho e Frasca (2008) atualizaram a divisão.

Esta faixa possui estruturação marcada por dois ramos de direções distintas: uma setentrional, com orientação NE, e outro meridional, com orientação NW, que apresentam uma evolução geotectônica única, embora com características distintas (ARAÚJO FILHO, 1999; 2000), limitados por uma grande estrutura tectônica regional denominada Flexura dos Pirineus (ARAÚJO FILHO, 1980; COSTA; ANGEIRAS, 1971), posteriormente renomeada de Sintaxe dos Pirineus (ARAÚJO FILHO, 1999, 2000; ARAÚJO FILHO; MARSHAK, 2003), que consiste de lineamentos WNW-SSE, situados à mesma latitude do Distrito Federal.

Seguindo a divisão da Faixa de Dobramentos Brasília em dois ramos distintos, Fuck et al. (2005) denominam a porção norte da Sintaxe dos Pirineus de Faixa Brasília Setentrional, a qual se estrutura em três compartimentos geologicamente distintos: (i) embasamento ortognáissico paleoproterozoico, represen-

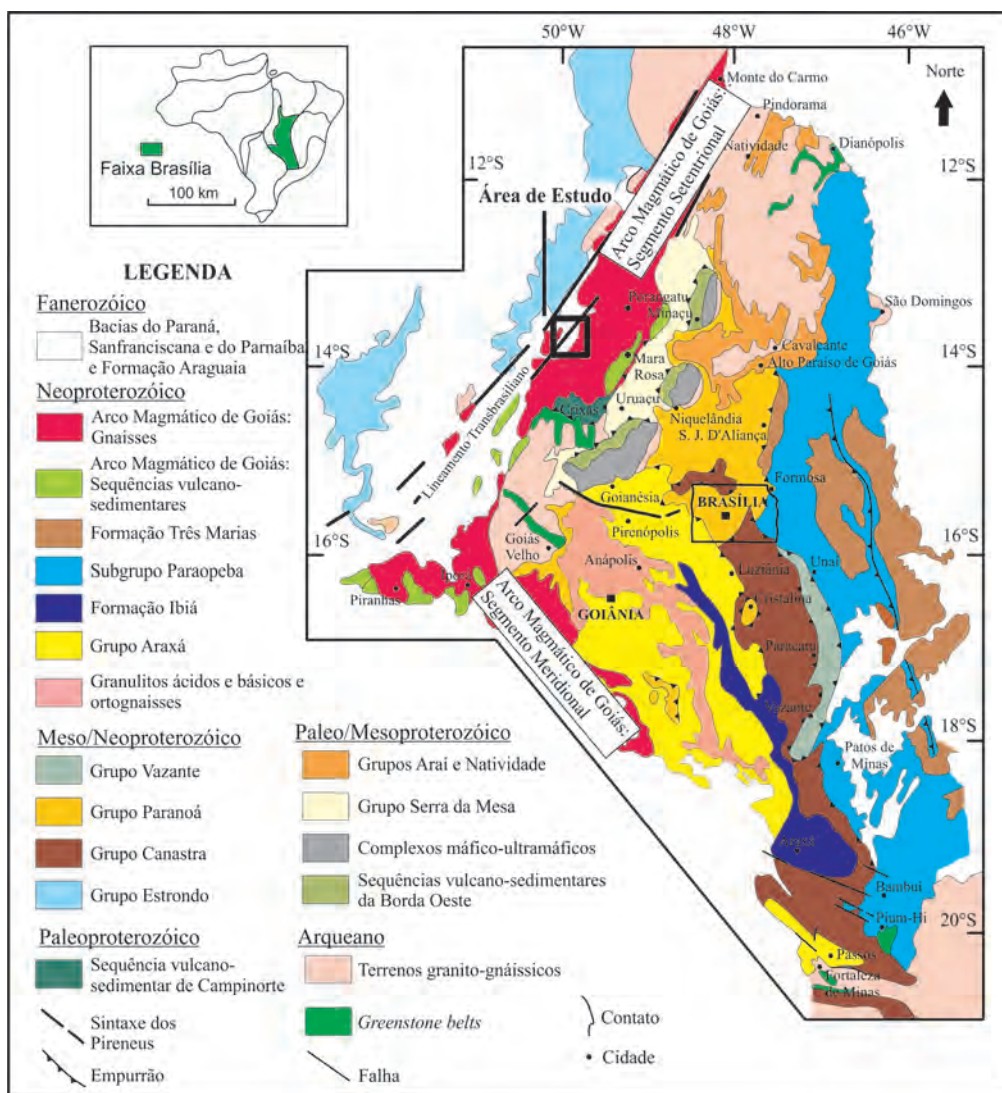


Figura 2.3 – Mapa Geológico da Faixa Brasília (adaptado de MARINI et al., 1974 apud DARDENNE, 2000).

tado pelo Bloco Almas-Dianópolis, que também inclui estreitas faixas de rochas supracrustais pertencentes aos grupos Araí e Natividade, de provável idade Paleoproterozoica, composto por rochas sedimentares e vulcânicas metamorfizadas. Também ocorrem faixas restritas referentes aos grupos Paranoá e Bambuí; (ii) Maciço de Goiás, o Grupo Serra da Mesa e porções do Grupo Araxá. O Maciço de Goiás compreende: o Bloco Arqueano Crixás-Goiás e os complexos máficos-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana-Brava e as sequências metavulcanossedimentares associadas de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente, que integram o núcleo metamórfico do braço norte da Faixa Brasília; (iii) Arco Magmático de Goiás, constituído por ortognaisses e sequências metavulcanossedimentares neoproterozoicas.

No segmento meridional da Faixa Brasília, Fuck et al. (2005) reconhecem três compartimentos: (i) representado pelos depósitos sedimentares de margem passiva, com destaque para o Grupo Araxá, que representa uma *melange* ofiolítica obductada sobre a margem continental por *nappes* de transporte W-E;

(ii) núcleo metamórfico, representando por rochas de alto grau do Complexo Anápolis-Itauçu, compondo o eixo da faixa, e pequena porção do Arco Magmático de Goiás; (iii) compreende o prolongamento sul do Arco Magmático de Goiás, parcialmente encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Lacerda Filho e Frasca (2008) sugerem a subdivisão da Faixa Brasília em: Terrenos Granito-Greenstone (Maciço de Goiás); Cinturões Paleoproterozoicos (Terrenos Almas-Natividade); Bacias Intracontinentais – *Rift* Intracontinental Paleo-Mesoproterozoico (Grupo Araí); Sequências Pós-Rift (Grupo Serra da Mesa) e Bacia Oceânica Mesoproterozoica (Sequências metavulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia); Arco Magmático de Goiás (Arcos Magmáticos de Mara Rosa e Arenópolis); Bacia Marginal de Arco (Grupo Araxá); Intrusões Máfica-Ultramáficas Acamadadas (Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava); Raiz de Arco Magmático (Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu); Bacia de Margem Passiva (Grupos Paranoá, Canastra e Vazante) e Bacia de Antepaís (Grupo Bambuí) (Figura 2.4).

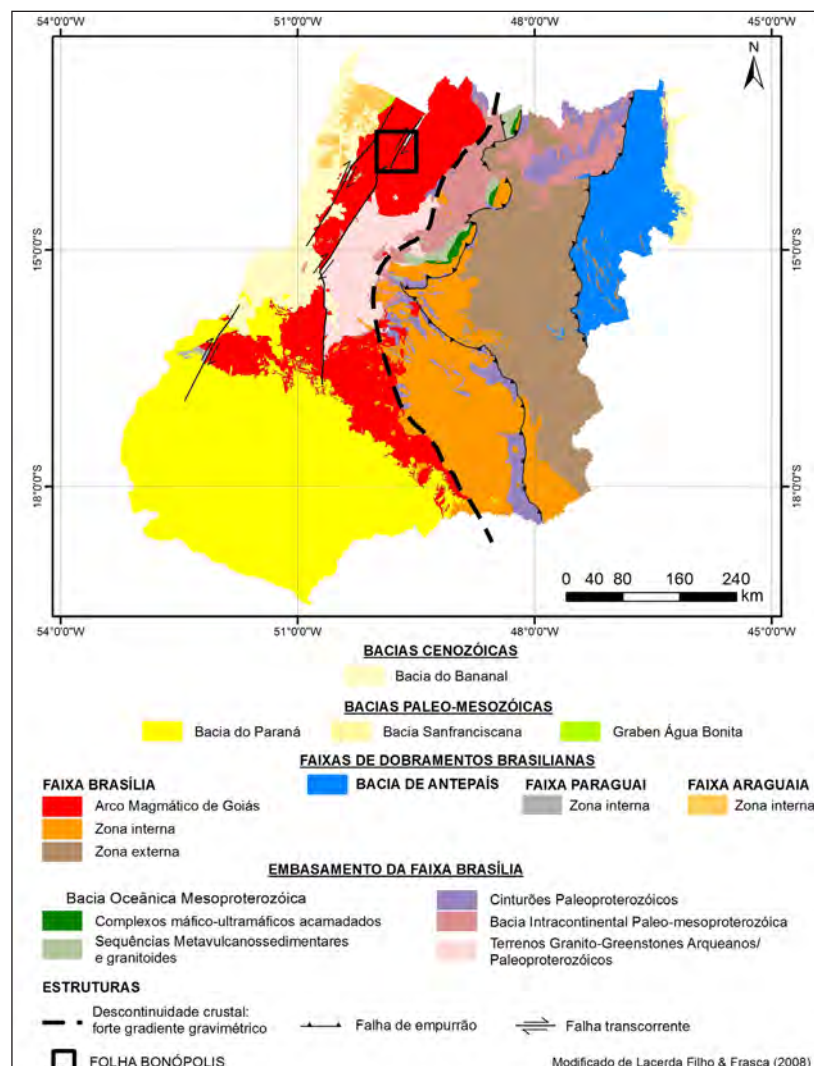


Figura 2.4 – Exposição da Faixa de Dobramentos Brasília no contexto do arcabouço tectono-estratigráfico do Estado de Goiás (LACERDA FILHO;FRASCA, 2008).



## 2.4 - COMPLEXO SERRA AZUL DE GOIÁS

De acordo com Dantas et al. (2006), o Complexo Serra Azul de Goiás ocorre como uma cunha de idade Arqueana alçada e justaposta a terrenos neoproterozoicos, ao longo da zona de cisalhamento homônima, durante a Orogênese Brasileira. Esse complexo limita-se a oeste com o Complexo Granulítico Porangatu, e a leste com as sequências metavulcanossedimentares Sabina, na Folha Porangatu, e Santa Terezinha de Goiás, nas folhas Novo Planalto e Bonópolis, por meio de zonas de cisalhamento com cinemática predominante dextral, associadas ao sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano.

Consiste de biotita gnaisses bandados com composição tonalítica a granítica. Diques de hornblendito e granada anfibolito fino a médio cortam essas rochas na forma de enxames boudinados e estirados. Migmatitos com leucossoma sienogranítico são comuns neste complexo (MOREIRA et al., 2008).

Datação U-Pb em zircões de granitoide desse complexo forneceram idade de 2,9 G.a. (FUCK et al., 2006) e a dos mobilizados de 540 M.a. (DANTAS et al., 2006). Pimentel, Fuck e Gioia (2000) e Fuck et al. (2002) sugerem que a Serra Azul represente um fragmento milonitizado de terrenos arqueanos expostos mais ao sul, na área de Crixás, ou o embasamento síalico das supracrustais da Faixa Araguaia ao longo da margem leste do Cráton Amazônico.

## 2.5 - SISTEMA DE ARCOS MAGMÁTICOS

O Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás compreende pelo menos três períodos de geração de magmas em contextos distintos que se desenrolaram entre 890 e 530 M.a., durante a amalgamação do supercontinente Gondwana e fechamento do oceano Goianides. Em aproximadamente 890 M.a. iniciou-se o processo de colisão com a formação de arcos de ilhas, que evoluíram para a geração margem continental ativa em 670 M.a., tendo como processo final a colisão continente/continente e o desenvolvimento do Orógeno Brasileiro em 630 M.a. (JUNGES et al., 2008). Várias intrusões de granitoides tardi a pós-orogênicos se sucederam até o início do Cambriano.

Esse sistema de arcos foi inicialmente modelado por Pimentel e Fuck (1987) na região do município de Arenópolis, no oeste de Goiás. Com a evolução do conhecimento, novos terrenos atribuídos a esse tipo de ambiente foram identificados. Atualmente, o Arco Magmático de Goiás se divide em dois segmentos separados pelos terrenos Arqueanos do Maciço de Goiás (LAUX et al., 2005). O segmento situado na

região de Mara Rosa, na porção noroeste de Goiás e sudoeste de Tocantins, com direção NE-SW, é denominado Arco Magmático de Goiás Setentrional, enquanto o segmento localizado no oeste/sudoeste de Goiás, disposto segundo a direção NW-SE, na região de Arenópolis, é chamado Arco Magmático de Goiás Meridional.

Com base em trabalhos de campo e dados geocronológicos foi possível caracterizar o Arco Magmático de Goiás como uma entidade geotectônica originada em função da convergência dos blocos continentais Amazônico e São Francisco-Congo e o Maciço de Goiás. Este último é representado por uma microplaca arqueana estabilizada entre os blocos cratônicos. O envolvimento de um terceiro bloco denominado Paranapanema é cogitado, mas somente dados geofísicos sugerem a sua existência, uma vez que não há evidências de sua presença em superfície.

O Arco de Arenópolis se estende desde as proximidades de Bom Jardim de Goiás, a oeste, até Buriti Alegre, a sudeste. As rochas supracrustais e ortognaissicas que constituem essa seção de crosta continental juvenil foram justapostas ao longo de falhas transcorrentes NNE, associadas ao Lineamento Transbrasiliano (PIMENTEL; FOCK; GIOIA, 2000). O Arco de Mara Rosa consiste em ortognaisses que ocorrem entre sequências vulcano-sedimentares de direção NNE (ARANTES et al., 1991).

O estabelecimento da estratigrafia original do Arco Magmático de Goiás e das relações temporais entre as diferentes unidades de rocha não é sempre fácil. Entretanto, algumas diferenças são marcantes entre a porção norte e sul do arco, tais como:

a) tipo e volume de sedimentos: na região do Arco Magmático de Goiás Setentrional os sedimentos são mais abundantes e predominantemente detríticos (grauvacas, arcóseos, arenitos e litoarenitos), enquanto que ao sul eles são predominantemente químicos (silixitos, cherts e carbonatos) (AMARO, 1989; PIMENTEL; FOCK, 1986).

b) diferenças nas características petrográficas e geoquímicas dos granitos tardi a pós-orogênicos: os granitos da região norte são mais leucocráticos que aqueles da região de Arenópolis/Iporá. A norte predominam os granitos peraluminosos, enquanto que a sul eles são predominantemente metaluminosos (JUNGES, 1998).

A evolução geotectônica do Arco Magmático de Goiás vem sendo bastante estudada e vários estágios evolutivos são interpretados por diversos estudiosos da área com base na teoria de colisão entre 3 blocos continentais e uma microplaca continental. Tais estágios evolutivos diferem de autor para autor, embora não haja grandes variações interpretativas.



Dardenne (2000) sintetiza a evolução tectônica do arco do seguinte modo:

i) ca. 900-850 Ma – intrusão de corpos primitivos de tonalitos em Arenópolis e Mara Rosa e rochas riolíticas representando o primeiro produto formado pela convergência entre as placas Amazônica e São Francisco. A longa história de magmatismo no arco sugere que durante grande período de tempo, a margem oeste do continente São Francisco foi banhada pelo oceano, no qual arcos de ilhas formados foram acrescentados uns aos outros ou à margem continental;

ii) ca. 750 Ma – evento colisional interpretado como resultante entre a convergência da porção sudeste do Cráton São Francisco e o bloco Paranapanema, que gerou a Faixa Brasília Meridional. O Maciço de Goiás teria sido acrescentado ao Cráton São Francisco nesse período;

iii) ca. 630 Ma – corresponde ao pico de metamorfismo referente à Orogênese Brasileira. Idade de fechamento final do oceano e junção dos blocos Amazônico e São Francisco;

iv) ca. 590-560 – magmatismo bimodal extenso pós-orogênico.

Pimentel, Jost e Fuck (2004) apresentaram uma síntese da evolução tectônica do Arco Magmático de

Goiás com base nos dados disponíveis de campo e geocronologia, reproduzida abaixo (Figura 2.5):

i) ca. 890-800 Ma – Formação de sistemas de arcos de ilhas intraoceânicos, caracterizados por rochas cálcio-alcálicas e corpos tonalíticos e dioríticos;

ii) ca. 800 Ma – Intrusão das séries inferiores dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, possivelmente em ambiente extensional.

iii) 770-760 Ma – Metamorfismo de alto grau, observado principalmente nos complexos acamadados. Colisão entre a porção norte do Arco Magmático de Goiás e a borda oeste do Cráton São Francisco;

iv) 760-680 Ma – Período de quiescência ígnea, o que pode representar inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha de manto sobreposta;

v) 670-600 Ma – Intervalo de intensa atividade ígnea e tectônica com o alojamento de inúmeros corpos tonalíticos a graníticos e muitos corpos máficos-ultramáficos diferenciados, no Arco Magmático de Goiás e no Complexo Anápolis-Itaçu. Desse modo, são caracterizados no arco dois períodos de geração de magmas tonalíticos e acreção crustal (JUNGES et al., 2003; LAUX et al., 2005);

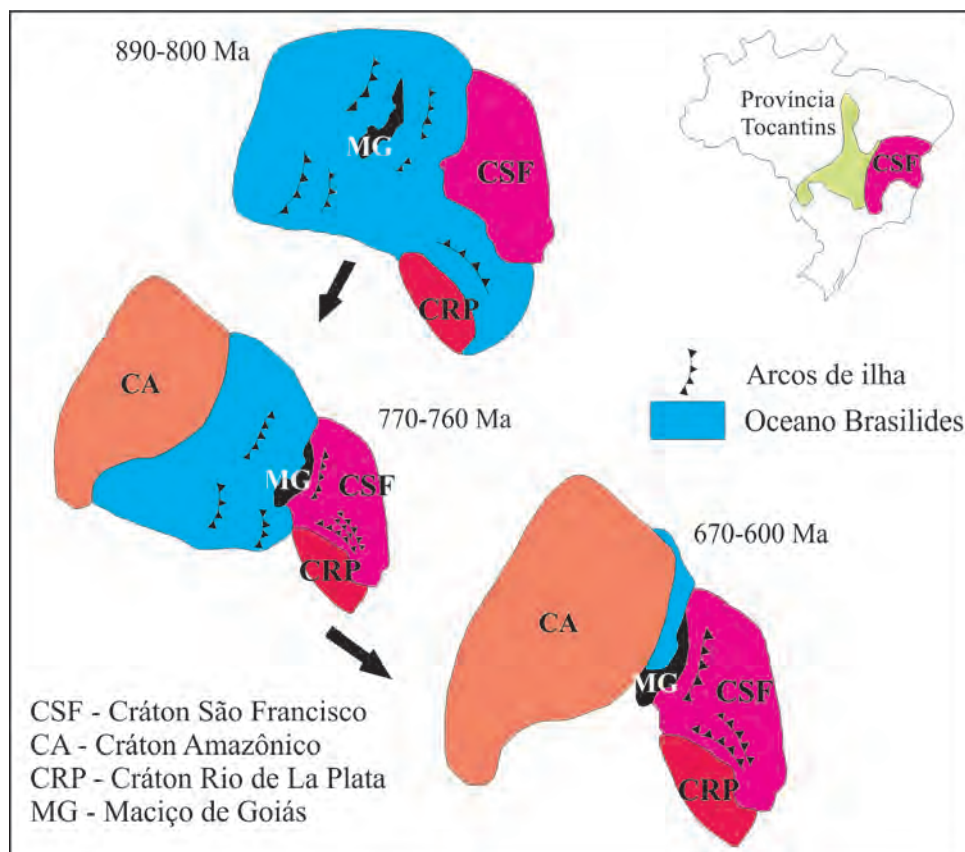


Figura 2.5 – Modelo de reconstrução para a evolução Neoproterozoica da Província Tocantins e do Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000; PIMENTEL;JOST;FUCK, 2004).

vi) 630-600 Ma – Pico do metamorfismo brasileiro registrado em todas as rochas da Faixa de Dobramentos Brasília;

vii) <600 Ma – Soerguimento regional e magmatismo tipicamente pós-orogênico bimodal.

Soares, Fuck e Berrocal (2005) descreve modelo simplificado da evolução do Brasil Central, dividido em três fases principais, com base na integração de dados geológicos e geofísicos:

i) ca. 760 Ma – colisão entre a placa do São Francisco e o sistema de arcos de ilhas do Arco Magmático de Goiás, com consumo para W, formando a Faixa Brasília Setentrional;

ii) ca. 620 Ma – colisão entre as placas do São Francisco e Paranapanema, com consumo para SW, formando a Faixa Brasília Meridional;

iii) ca. 500 Ma – colisão entre a placa Amazônica e os terrenos a leste com consumo para SE, formando a Faixa Araguaia.

No último estágio colisional, entre continentes, a continuidade da atuação dos esforços compressivos gerou uma mega-estrutura transcorrente, com cinemática predominantemente dextral, caracterizada como uma sutura profunda, denominada Lineamento Transbrasiliano. A direção NE-SW deste lineamento é marcada tanto no nível crustal por anomalias magnéticas (FAIRHEAD;MAUS, 2003), quanto no nível mantélico, por zonas de baixa velocidade de ondas S, sugerindo afinamento litosférico (FENG;MANMATHA;LAVRENKO, 2004). Estudos de refração sísmica profunda realizados no norte de Goiás (BERROCAL et al., 2004; SOARES, et al., 2006) indicam que o lineamento está associado a descontinuidade crustal que separa terrenos com propriedades distintas.

#### 2.5.1 - Associações Litológicas no Arco Magmático de Goiás Setentrional

A Folha Bonópolis enquadra-se no contexto do Arco Magmático de Goiás Setentrional, o qual é composto por ortognaisses e por sequências supracrustais, sendo o conjunto intrudido por plútons graníticos e gabro-dioríticos tardi a pós-orogênicos, relacionados ao final do Evento Brasileiro com idades em torno de 540 M.a.

O Arco Magmático de Goiás Setentrional pode ser compartimentado em três unidades geotectônicas, dispostas lado a lado, que representam diferentes estágios da evolução deste sistema de arcos. De leste para oeste, tem-se (Figura 2.6):

- a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e rochas metaplutônicas

associadas, com idade de 890 – 800 M.a., caracterizando arcos de ilhas intraoceânicos, limitadas a leste pela Falha Rio dos Bois (falha de empurrão que sobrepõe estas rochas ao seu embasamento, representado pelo Grupo Serra da Mesa e o Maciço de Goiás) (PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000; PIMENTEL;JOST;FUCK, 2004; JUNGUES et al., 2008; MATTEINI et al., 2010);

- a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e metaplutônicas associadas, com idade de 670 – 600 M.a., caracterizada por rochas de provável margem continental ativa com formação de prisma acrescionário, balizada a leste, possivelmente, pela Descontinuidade Geofísica de Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (DG-PUMA) e a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano (OLIVEIRA et al., 2006; FUCK et al., 2006; CHIARINI, 2007). De acordo com Frasca (2015), a Sequência Santa Terezinha representa uma segunda fase acrescionária da formação do Arco Magmático de Goiás, inicialmente gerada em margem continental ativa em aproximadamente 660 Ma até sua maturidade. Este arco é entendido como a continuidade e coalescência tectônica do Arco de Santa Terezinha de Goiás situado em posição mais ocidental. A concepção é de que esta fase magmática tardia configure apenas uma parcela evolutiva de um único arco, representando a aglutinação final e fechamento dos orógenos Brasília e Araguaia entre os crátons Amazônico e São Francisco. Esta concepção estenderia a idade do Arco de Santa Terezinha de Goiás até 540 Ma, incluindo o Complexo Granulítico Porangatu;
- e o Complexo Granulítico Porangatu, representado por ortognaisses, que de acordo com Dantas et al. (2007) constitui um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozoico e início do Cambriano entre aproximadamente 570 e 530 M.a., intensamente afetado pelo Lineamento Transbrasiliano, e limitado a oeste pela Faixa Araguaia.

As rochas que compõe o Arco Magmático de Goiás Setentrional são representadas pelas seguintes associações litológicas: 1) granitóides sin-orogênicos; 2) sequências metavulcanossedimentares; 3) e granitos tardi a pós-orogênicos.

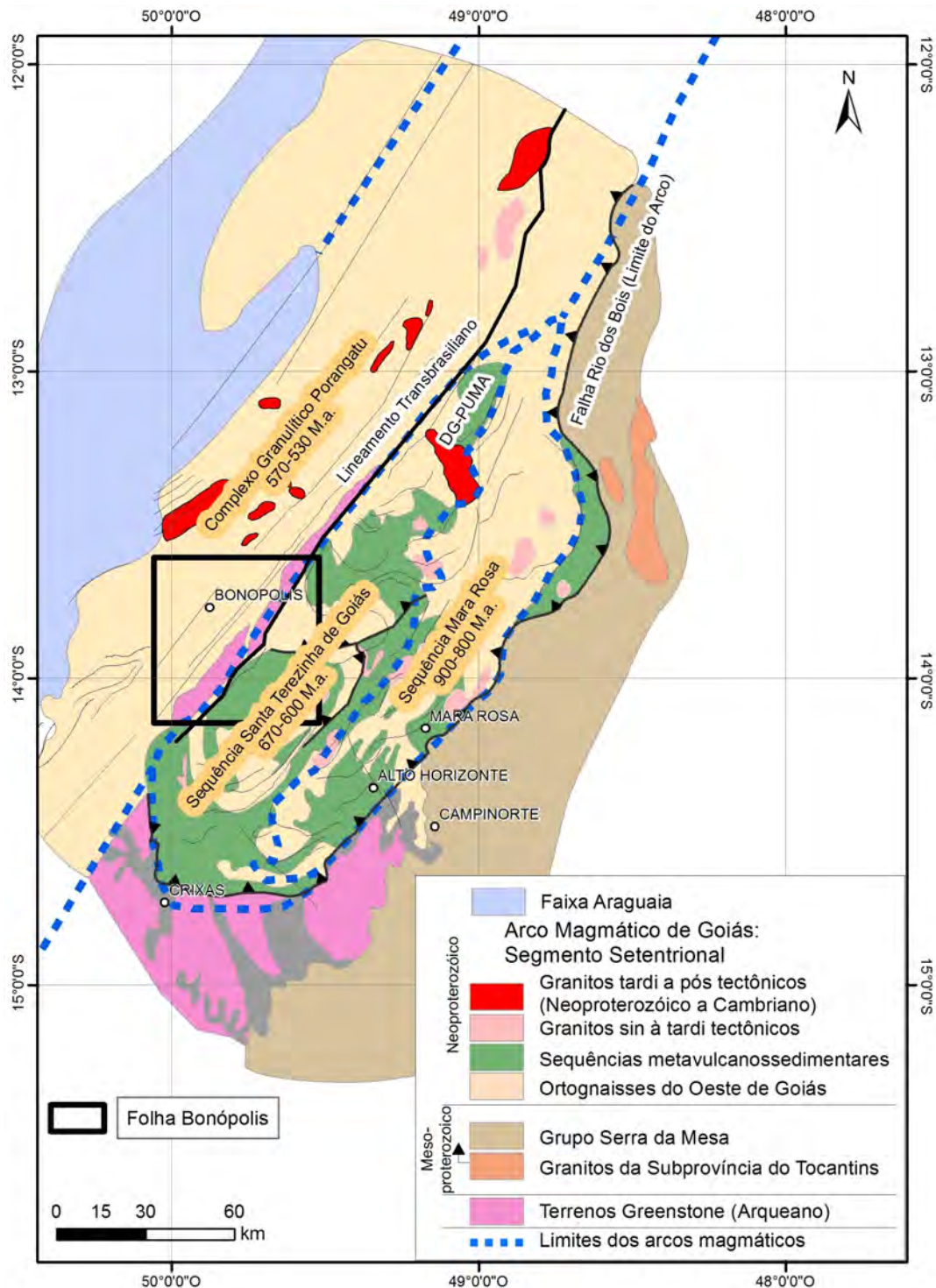


Figura 2.6 – Contexto geológico da região norte de Goiás e sul do Tocantins, com destaque para o sistema de arcos magmáticos, representados por ortognaisses e sequências metavulcanossedimentares (modificado de PIMENTEL; FUCK; GIOIA, 2000). \*DG-PUMA: Descontinuidade Geofísica de Porangatu-Mutunópolis-Amaralina.

### 2.5.1.1 - Granitoides Sin-orogênicos (Ortognaisses)

Representados por ortognaisses expostos no entremeio às faixas de sequências metavulcanossedimentares com direção regional N30°E - N40°E, reunidos sob a designação genérica Ortognaisses do Oeste de Goiás, que paulatinamente vem sendo mais bem caracterizados e desmembrados, adquirindo denominações próprias. Variam composicio-

nalmente desde tonalitos a granitos, metamorfizados em fácies xisto-verde a anfibolito. Apresentam características petrográficas e químicas semelhantes à granitoides do 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 destes magmas, a mais antiga compreendida entre  $856 \pm 13$  M.a. e  $807 \pm 5$



M.a. e a mais jovem entre  $629 \pm 6$  M.a. e  $622 \pm 3$  M.a. (DANTAS et al., 2001; JUNGES, 1998; LAUX et al., 2004; PIMENTEL et al., 1997; PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000; VIANA et al., 1995; VIANA;PIMENTEL, 1993). Dados de U-Pb em zircão de Matteini et al. (2010) indicam idade inicial deste arco em  $916 \pm 5$  M.a. em rocha metavulcânica ácida. Ainda segundo Matteini (op cit.), outros dois eventos magmáticos datados em 800 M.a. e 600 M.a. foram registrados na região e estão relacionados à assimilação de crosta continental mais antiga (Arqueana-Paleoproterozoica). O último evento, datado em torno de 640 M.a., pode representar a reciclagem da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, durante o estágio de colisão continental envolvendo essa unidade ou fragmentos dela.

As relações estratigráficas entre os ortognaisses e as faixas supracrustais não são claras em função do grau de deformação e intemperismo.

#### 2.5.1.2 - Sequências Metavulcanossedimentares

As sequências supracrustais do Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL;FUCK, 1992a) foram anteriormente interpretadas como Grupo Araxá por Pena e Figueiredo (1972) e Faria et al. (1975), e posteriormente, como *greenstone belts* (IANHEZ et al., 1983; CÔRTEZ;SIQUEIRA;SÁ, 1987). Essas sequências são reconhecidas desde a região de Bom Jardim até o sul de Tocantins. No Arco Magmático de Goiás Setentrional são reconhecidas três sequências: Mara Rosa, Sabina e Santa Terezinha de Goiás. Na Folha Bonópolis apenas a última está presente.

##### 2.5.1.2.1 - Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa foi definida por Ribeiro Filho (1981) como uma unidade composta de muscovita xisto, biotita-muscovita xisto, granada-biotita xisto, muscovita quartzito, granada-muscovita quartzito, gnaiss, anfibolito, epidoto anfibolito, anfibólio xisto e xisto feldspático com níveis de estauroilita xisto e cianita xisto, de idade pré-Araxá, que ocorre a norte dos *greenstone belts* de Pilar e Crixás, recobrindo-os discordantemente. Essa sequência consiste em uma complexa pilha de rochas vulcânicas e sedimentares metamorizadas, distribuídas em três faixas anastomosadas (ARANTES et al., 1991), individualizadas uma das outras por ortognaisses alongados.

Segundo Junges, Pimentel e Moraes (2002), dados Sm-Nd indicam que a deposição dos sedimentos ocorreu em bacia oceânica, distante

de fontes continentais. Estas rochas apresentam composições e assinaturas geoquímicas típicas de rochas magmáticas cálcio a cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos intraoceânicos (PIMENTEL et al., 1997; PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000; PIMENTEL;JOST;FUCK, 2004; VIANA et al., 1995). Datação U-Pb de rocha metavulcanoclástica do estágio inicial de formação desta sequência apresenta idade de  $914 \pm 4$  M.a. (JUNGES;PIMENTEL;MORAES, 2002; MATTEINI et al., 2010). Outras datações U-Pb em zircão de rochas metavulcânicas e de gnaiss tonalítico do depósito de Zacarias obtiveram idades de  $862 \pm 8$  M.a. (PIMENTEL et al., 1993, 1997) e  $845 \pm 5$  M.a. (MELO, 2006), respectivamente.

Segundo Viana et al. (1995), a série calci-alcálica, típica de ambientes de arco, é a mais abundante nas faixas, sendo representada por hornblenditos, anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses, presentes nas três faixas. Eles definem uma série calci-alcálica com poucos termos toleíticos típicos de ambientes de arco. Sobre essa unidade metavulcânica está um pacote metassedimentar representado principalmente por plagioclásio-biotita gnaisses, interpretados como metagrauvacas (PALERMO;PORTO;COSTA, 2000). Pequenas intercalações de quartzitos, rochas calci-silicáticas e metapelitos estão também presentes.

Segundo estudos feitos por Kuyumjian (1989), o ambiente tectônico para a formação dessas rochas varia de arco de ilha imaturo a bacia de back-arc, que vem a confirmar a sugestão de Pimentel e Fuck (1992) sobre a evolução de um sistema de multi-arcos em Goiás durante o Ciclo Brasileiro (VIANA;PIMENTEL, 1994).

##### 2.5.1.2.2 - Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás

Fuck et al. (2006) subdividiu esta sequência em sete unidades de acordo com a predominância de certos tipos petrográficos ou pela associação de mais de um tipo petrográfico. A Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás é constituída por rochas supracrustais como metassedimentos psamo-pelíticos (quartzo micaxistos, granada micaxistos, sericita-quartzo micaxistos, etc.), rochas de derivação química (quartzitos ferríferos (BIF), metacherts e gonditos) e rochas metavulcânicas de composição ácida a básica como metariolitos, metadacitos, metandesitos e anfibolitos. Também é relatada a presença de xistos magnesianos como clorita-talco xistos, tremolita-talco xistos, esporadicamente com conteúdos de magnetita e carbonato, indicando magmatismo ultramáfico pretérito. Neste contexto geotectônico também ocorrem ortognaisses e metagranitoides

associados com composições variadas indo desde tonalitos até granitos metamorfizados na fácies xisto-verde a anfíbolito. Neste conjunto também ocorrem rochas magmáticas plutônicas representadas por dioritos, metagabros e anfíbolitos.

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 (JUNGES, 1998; PIMENTEL; JUNGES, 1997; PIMENTEL et al., 2002). Os dados geocronológicos U-Pb obtidos por Fuck et al. (2006) sugerem idade em cerca de  $670 \pm 4$  M.a. Já idades-modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  são variadas e abrangem os intervalos de 1 a 1,01 G.a., que assinalam materiais de curta residência crustal, e 1,87 a 2,42 G.a., que seria um indicativo de fontes mais antigas, consolidando uma mistura de fontes. Esta miscelânea de áreas fontes também foi registrada por Matteini et al. (2010) com dados de U-Pb e Lu-Hf em estudo nesta região.

Segundo dados litoquímicos estas rochas são do tipo cálcio-alcalina, peraluminosa e de composição predominantemente granodiorítica a granítica, e mais raramente, tonalítica. Os metagranitóides são do tipo sin a pós-orogênicos e enquadram-se em ambientes do tipo Arco Mágmatco.

#### 2.5.1.2.3 - Sequência Metavulcanossedimentar da Sabina

A Sequência Metavulcanossedimentar da Sabina foi descrita por Dantas et al. (2006) na região da serra homônima. Ocupa faixas alongadas descontínuas na Serra da Sabina, Serra do Meio e Serra do Presídio e encontra-se associada à granitóides deformados neoproterozoicos. Embora essa sequência possua um conjunto litológico correlacionável a Sequência Santa Terezinha de Goiás, os autores acreditam que possivelmente devam existir diferenças de ordem cronológica e estratigráfica (presença de espessos pacotes de quartzitos puros e grande quantidade de rochas ultramáficas) que permitem separar esta unidade das demais sequências metavulcano-sedimentares já descritas para o Arco Mágmatco de Goiás, a sul da área mapeada.

Foram reconhecidas 6 unidades compostas por xistos máfico-ultramáficos, mica xistos com conteúdos variáveis de granada, muscovita, biotita, quartzo e plagioclásio, e eventualmente estaurólita e silimanita, quartzitos, metachert, gonditos e calcissilicáticas.

Dados de Sm-Nd  $T_{DM}$  de vários litotipos variaram entre 1,0 e 2,6 G.a., sugerindo que houve mistura de sedimentos provenientes de fontes Proterozoicas e Arqueanas (DANTAS et al., 2006).

#### 2.5.1.3 - Granitos Tardi a Pós-orogênicos

As intrusões tardi a pós-tectônicas são representadas por plútons graníticos e máfico-ultramáficos que intrudiram as rochas meta-ígneas e as metassedimentares. As intrusões ácidas são mais volumosas que as básicas e incluem, principalmente, biotita granito e leucogranito. As intrusões máficas-ultramáficas são compostas por gabros/anfíbolitos/talco xistos e exibem, localmente, feições de mistura de magmas de composições diferentes. Essas intrusões estão relacionadas com o último evento deformacional que afetou as rochas do Arco Mágmatco de Goiás Setentrional, há aproximadamente 600 Ma, e que teve como consequência um evento magmático bimodal associado ao soergimento final e colapso do orógeno brasileiro neoproterozoico (VIANA, 1995).

Exemplos de plútons graníticos relacionados a este estágio são: Bela Vista, Boa Esperança, Mata Azul, Serra Negra, Serra do Impertinente, Córrego do Ouro, Fazenda Nova, Iporá, Serra do Iran, Israelândia e Novo Brasil (MOREIRA et al., 2008). Datação no Granito Faina, correlacionado a este estágio tectônico obteve idade de cristalização de  $576 \pm 6$  Ma (PIMENTEL; JOST; FUCK, 2004).

O Complexo Granulítico Porangatu, datado em 570 a 530 M.a., é sugerido por Dantas et al. (2006) como um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozoico e início do Cambriano.

##### 2.5.1.3.1 - Complexo Granulítico Porangatu

O Complexo Granulítico Porangatu foi inicialmente descrito por Machado et al. (1981). Desde então vários autores se dedicaram ao seu estudo (DANTAS et al., 2006; GORAYEB, 1996; MARINI et al., 1984a; POLO; DIENER, 2011).

O Complexo Granulítico Porangatu amalgamou-se à Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás na fase final de edificação do Orógeno Brasileiro, tendo o Lineamento Transbrasileiro balizando seus limites. Este terreno é caracterizado por extensas áreas dominadas por gnaisses tonalíticos com corpos estreitos e alongados de rochas máficas e ultramáficas e subordinadas exposições de vulcânicas de composição ácida-intermediária e metassedimentares químicas (BIF). Esta unidade reúne rochas de graus metamórficos granulito e anfíbolito. Seguem o exemplo de outros terrenos vizinhos e também alojam corpos graníticos tardi a pós-orogênicos.

Gayeb (1996) interpreta este complexo como um conjunto único de rochas com filiação

cálcio-alcálica e tholeítica, metamorfozado em fácies granulito, sob média a alta pressão, com retrometamorfismo para a fácies anfibolito onde se desenvolveram zonas de cisalhamento. O autor destaca a ocorrência de enderbitos, charnoenderbitos granadíferos com mobilizados charnockíticos, granulitos máficos, granada anfibolitos com clinopiroxênio e granada gnaisses.

Dantas et al. (2006) subdividem o complexo em quatro unidades: Unidade Porangatu 1, compreendida por biotita gnaisses com composição granítica e, subordinadamente, tonalítica a monzogranítica; Unidade Porangatu 2, composta por granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada-hornblenda gnaisses e granada-hiperstênio-quartzo-biotita gnaisses; Unidade Porangatu 3, caracterizada

por pequenas intrusões de sienogranitos nos gnaisses do Complexo Serra Azul de Goiás; e Unidade Metaultramáfica, representada por lentes de xistos máfico-ultramáficos.

A estruturação geral do complexo é marcada por forte orientação NE-SW, com desenvolvimento de foliação milonítica verticalizada, com mergulhos variados para oeste, com lineação de estiramento sub-horizontal, gerada em concomitância ao desenvolvimento do Lineamento Transbrasileiro.

Datações U-Pb em zircões de gnaiss tonalítico a granodiorítico forneceram idades de 570 a 530 M.a.

Dados litológicos de rochas do Complexo Porangatu confirmam o caráter peraluminoso, pertencente à série cálcio-alcálica e ambiente de formação do tipo arco magmático.





## 3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

### 3.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Bonópolis faz parte do Arco Magmático de Goiás, desenvolvido durante o Neoproterozoico, caracterizando-se por conter essencialmente ortognaisses com composição intermediária a ácida, que se alternam lateralmente com sequências metavulcanossedimentares, onde intrudem corpos graníticos e máfico-ultramáficos. Adicionalmente, aflora uma lasca de terreno arqueano justaposta tectonicamente a estes terrenos neoproterozoicos.

Os contatos entre as unidades são predominantemente tectônicos, em função de esforços compressivos, que geraram planos de empurrão e zonas de cisalhamento transpressionais e transcorrentes, destacando-se a forte influência

do Lineamento Transbrasiliano, que corta a área diagonalmente de SW a NE, com direção aproximada N30°E.

Dois domínios principais foram individualizados: O primeiro domínio foi subdividido em 07 grandes unidades litoestratigráficas, enquanto o segundo domínio compõem-se somente do complexo arqueano homônimo. Além destas 8 unidades, outras 2 foram individualizadas: Depósitos Aluvionares e Coberturas Detrito-Lateríticas, totalizando 10 unidades, brevemente descritas a seguir. O mapa geológico em escala 1:100.000, a coluna estratigráfica e a legenda de estruturas e convenções cartográficas simplificadas elaborados para a Folha Bonópolis são apresentados nas Figuras 3.1, 3.2 e 3.3, respectivamente.

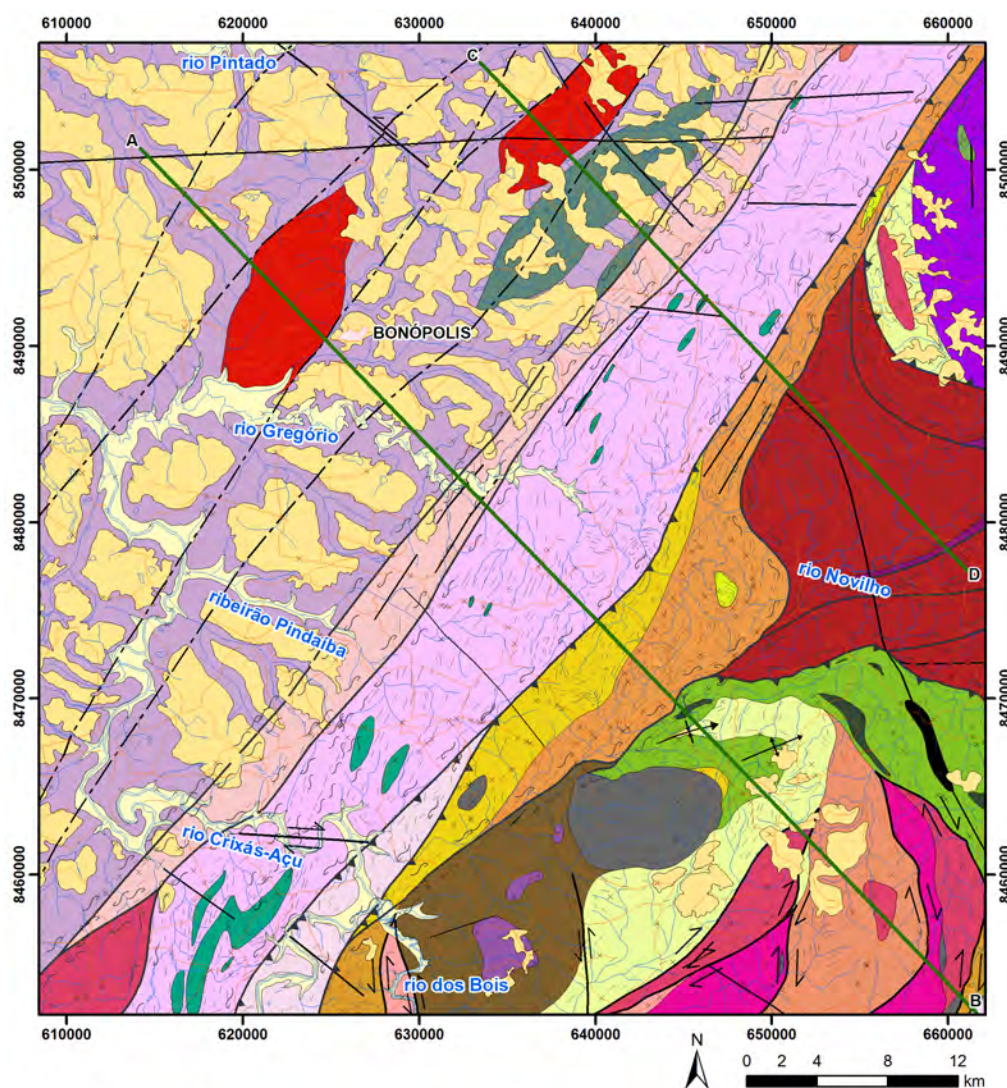


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da Folha Bonópolis, escala 1:100.000.



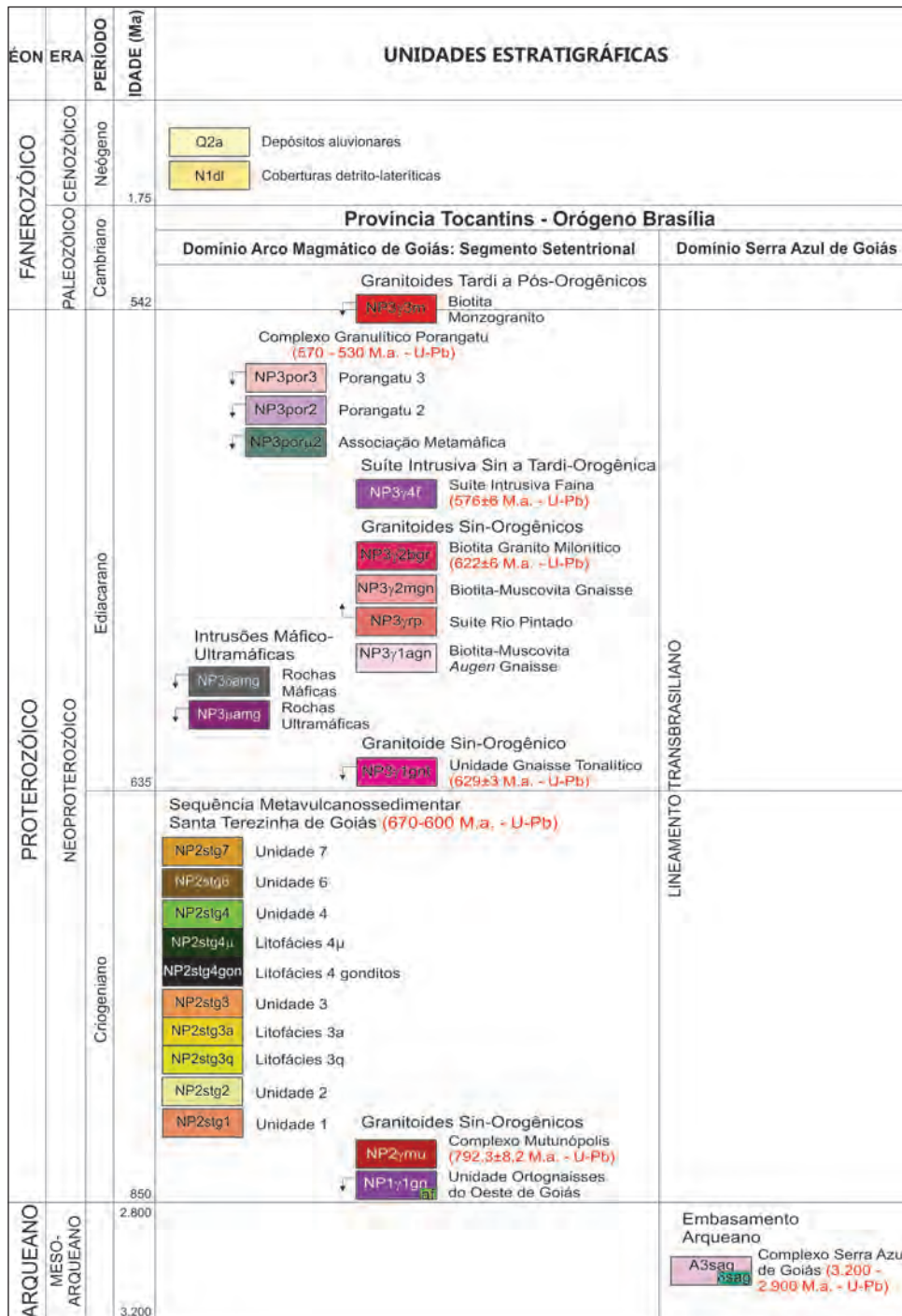


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica elaborada no mapeamento geológico da Folha Bonópolis.

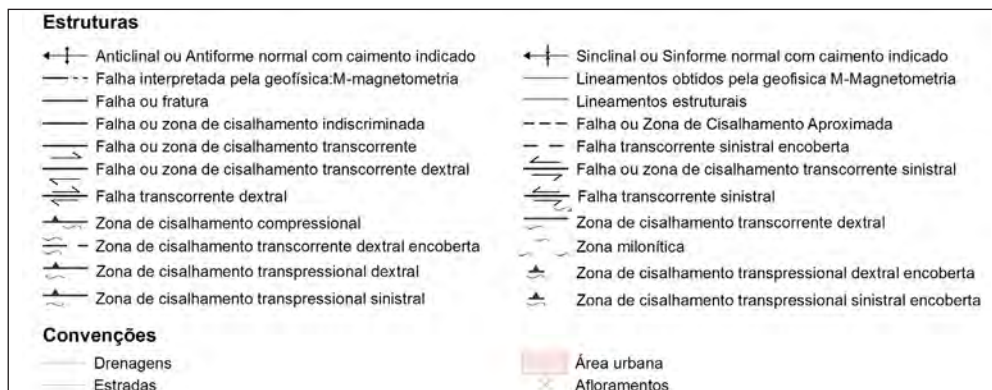


Figura 3.3 – Legenda de estruturas geológicas e convenções cartográficas.

### 3.1.1 - Domínio Serra Azul de Goiás

1 – Complexo Serra Azul de Goiás (A3sag): compreende terreno arqueano alçado ao longo do traço principal do Lineamento Transbrasiliano, caracterizado por biotita gnaisses tonalíticos a monzograníticos, com intercalações de metadioritos, anfíbolitos e granada anfíbolitos (A3δsag) e zonas intensamente milonitizadas. Segundo Fuck et al. (2006), a idade U-Pb em zircão de granitoide desse complexo é de 2,9 Ga.

### 3.1.2 - Domínio Arco Magmático de Goiás - Segmento Setentrional

1 – Granitoides Sin-orogênicos: consiste em rochas plutônicas sin-orogênicas associadas ao início da colisão cratônica, no Criogeniano. Compreende a unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás (NP1γ1gn), com composição tonalítica a granodiorítica, onde se encontram pequenos corpos de anfíbolito (NP1γ1gnaf), e gnaisses monzograníticos do Complexo Mutunópolis (NP2γmu), com idade U-Pb em zircão de  $792,3 \pm 8,2$  Ma (MATTEINI et al., 2010).

2 – Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás (NP2stg): ocupa a porção sudeste da folha e é caracterizada por rochas metamórficas variadas, incluindo mica xistos, quartzo xistos, clorita xistos, talco xistos, anfíbolio xistos, granada xistos, xistos feldspáticos, quartzitos e lentes de anfíbolito. Provavelmente possui origem sedimentar dominante. Idades de U-Pb de ca. 670 Ma obtidas em zircão de rochas vulcânicas colocam a unidade no Criogeniano (FUCK et al., 2006).

3 – Granitoide Sin-orogênico: separado por intrusões máfico-ultramáficas de granitoides sin-orogênicos com idade pouco mais recente, é representado pela unidade Gnaiss Tonalítico (NP3γ1gnt), que teve idade de  $629 \pm 3$  Ma, obtida através do método U-Pb em zircão por Fuck et al. (2006).

4 – Intrusões Máfico-Ultramáficas: compreendem pequenos corpos de rochas máficas (NP3δamg) e ultramáficas (NP3μamg), comumente encontrados em associação aos ortognaisses. Intrusivos inclusive na Unidade Gnaiss Tonalítico (NP3γ1gnt).

5 – Granitoides Sin-orogênicos: compreende ortognaisses, com composição tonalítica a granítica, sin-orogênicos, ediacaranos, intrusivos em rochas supracrustais das sequências Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa. O corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr) foi datado em  $622 \pm 6$  Ma pelo método

U-Pb em zircão por Fuck et al. (2006). Os corpos Biotita-Muscovita Gnaiss (NP3γ2mgn), Suíte Rio Pintado (NP3γrp), caracterizada por gnaisses monzo a sienograníticos, e Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss (NP3γ1agn) não possuem datação.

6 – Suíte Intrusiva Sin a Tardi-orogênica: representada na área do projeto somente pela Suíte Intrusiva Faina (NP3γ4f), granítica, datada pelo método U-Pb em zircão em  $576 \pm 6$  Ma por Junges, Pimentel e Moraes (2002). A Suíte Intrusiva Faina é pouco ou não deformada, caracterizando-se como essencialmente tardi-tectônica.

7 – Granitoides Tardi a Pós-orogênicos: representados pelo Complexo Granulítico Porangatu (NP3por), que se divide em rochas com associação ortoderivada (NP3por2 e NP3por3), constituída por gnaisses tonalíticos, monzograníticos e granodioríticos, e rochas com associação metamáfico-ultramáfica (NP3porμ2), intrusivas na primeira. Datações U-Pb em zircões de gnaiss tonalítico a granodiorítico deste complexo forneceram idades de 570 a 530 Ma (DANTAS et al., 2006). Aqui também se enquadra o corpo Biotita Monzogranito (NP3γ3m), intrusivo no Complexo Granulítico Porangatu.

### 3.1.3 - Unidades Recentes

1 – Coberturas detrito-lateríticas (N1dl): se distribuem em ampla área, principalmente, sobre o Complexo Granulítico Porangatu. Constam de crostas ferruginosas e latossolos espessos, provavelmente estabelecidos no Neógeno.

2 – Depósitos aluvionares (Q2a): cascalhos, areias, siltes e argilas em leitos de rios e planícies aluviais.

## 3.2 - AEROGEOFÍSICA APLICADA À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

O processamento e interpretação de imagens do Projeto Arco Magmático de Mara Rosa e Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa forneceram subsídios ao mapeamento geológico, com a delimitação de domínios e de anomalias gamaespectrométricos e magnetométricos respectivamente.

O Projeto Aerogeofísico Arco Magmático de Mara Rosa e Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa executados em 2004 e 2005, respectivamente, abrangeu uma área total de 27.262 km<sup>2</sup>, com a execução de 62.296 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de voo e controle espaçadas, respectivamente,

de 500 m e 5 km e orientadas na direção N-S e E-W. A altura do vôo foi fixada em 100 metros sobre o terreno e com intervalo entre as medições geofísicas consecutivas de 0,1 s(magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro).

O método magnetométrico foi usado para auxiliar o mapeamento regional, permitindo elucidar o arcabouço tectônico-estrutural, reconhecendo os diferentes blocos crustais, e até mesmo identificar áreas com algum potencial mineral. As imagens aeromagnetométricas viabilizam identificar e caracterizar corpos em subsuperfície, principalmente nas rochas cristalinas. A determinação de limites geológicos a partir desse método é clara quando se tem concentrações de minerais magnéticos diferentes entre as rochas envolvidas da litosfera. Anomalias magnéticas também são indicativas de superfícies rúpteis e dúcteis (fraturas/falhas/dobramentos/zonas de cisalhamentos). Os levantamentos magnéticos geram mapas de contornos magnéticos anômalos, com medidas em nT (nanotesla).

Os dados gamaespectrométricos subsidiaram a delimitação e correlação das unidades litodêmicas, com destaque para as imagens ternárias RGB, onde o potássio é representado pela cor vermelha (R), o tório pela verde (G) e o urânio pela azul (B). Neste modelo, onde as cores são aditivas, as máximas concentrações dos três elementos mostram cor branca e as mínimas, cor preta. Na imagem do canal do tório (eTh) individualizam-se os domínios fazendo a analogia com a interpretação ternária, principalmente pelo fato de este elemento possuir baixa solubilidade, e atuar como resistato ao intemperismo químico.

É evidente que cada tipo de rocha apresenta uma resposta distinta à detecção de raios gama, devido à composição química das diferentes rochas. Entretanto, é importante salientar que o processo de intemperismo pode alterar a concentração dos elementos potássio, tório e urânio, devido à mobilidade desses elementos. Durante o desenvolvimento de processos intempéricos, os radioelementos são liberados e incorporados nas argilas, óxidos de ferro, água subterrânea e matéria orgânica (FERREIRA;SOUZA, 2002). Outros fatores que influenciam na medida da radiação gama são: altura de vôo, precipitação atmosférica, cobertura de solo, vegetação e topografia. O urânio e o tório são bem menos solúveis que o potássio, sendo o tório o elemento de maior imobilidade (FERREIRA;SOUZA, 2002).

Na Figura 3.4 é apresentado um gráfico que compara as quantidades de K, Th e U em relação ao aumento de sílica, ou seja, rochas ácidas tendem a apresentar composição de cores com tons mais claros, como: magenta, rosados, cianos e avermelhados. Rochas máfica-ultramáficas, por sua vez, exibem composições de cores com tons mais escuros, como: azul marinho, marrom, azul escuro e preto, por exemplo.

A área da Folha Bonópolis é bastante arrasada com amplas áreas de coberturas detrito-lateríticas, que capeiam as unidades geológicas, portanto, a utilização da geofísica aérea, em especial a imagem ternária, que reflete a concentração de radioelementos até aproximadamente 35 cm de profundidade de solo, também a imagem da Amplitude do Sinal Analítico, que possibilita posicionar as anomalias magnéticas imediatamente acima da fonte causadora, fo-

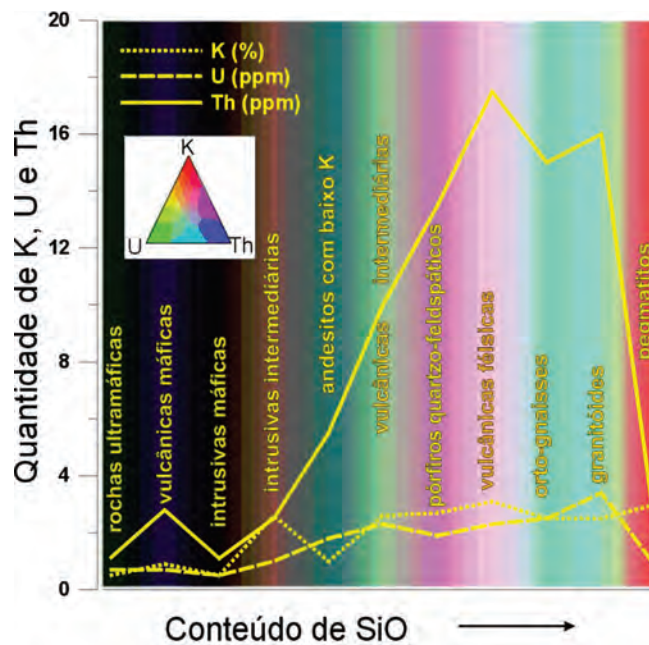


Figura 3.4 – Variação pela média do conteúdo de K, U e Th para algumas rochas com o acréscimo de SiO<sub>2</sub> (BLUM, 1999; modificado de DICKSON;SCOTT, 1997).



ram fundamentais na definição de alguns dos blocos crustais e seus limites mapeados. Portanto, a cada unidade maior definida, serão apresentados seus limites sobre ambas às imagens para considerações.

### 3.3 - DOMÍNIO SERRA AZUL DE GOIÁS

#### 3.3.1 - Embasamento Arqueano

O Embasamento Arqueano Complexo Serra Azul de Goiás e lentes de anfibolitos e granada anfibolitos associados, apresentam resposta geofísica difusa em imagens gamaespectrométricas (Imagem Ternária – RGB) (Figura 3.5 A).

Ao observar a Imagem Ternária (RGB) na Figura 3.5 A nota-se uma resposta de cor amarela, indicando valores intermediários de K e Th, representativos de rochas ácidas, na porção NE do Complexo Serra Azul de Goiás, que compreende uma área de relevo acidentado marcado por serras, coincidente com um baixo magnetométrico na Figura 3.5B. Da metade do corpo em direção a sudoeste, a resposta gamaespectrométrica é influenciada por planícies aluviais ou áreas alagadiças, que em função da presença de água no ambiente atenuam essas respostas, resultando em baixo radiométrico dos três elementos, e que também coincidente com baixos magnéticos. Adicionalmente, observa-se que há algumas anomalias magnetométricas dispersas pela área do Complexo sem aparente correspondência em superfície.

As lentes de anfibolito pertencentes a essa unidade são muito pequenas e de difícil caracterização na escala do aerolevanteamento.

#### 3.3.1.1 - A3sag - Complexo Serra Azul de Goiás: Biotita gnaisses monzograníticos, biotita gnaisses milonitos e anfibolitos/metagabros

Definido por Dantas et al. (2006) em trabalho de mapeamento da Folha Porangatu, disposta a nordeste da Folha Bonópolis, o Complexo Serra Azul de Goiás compreende biotita-gnaisses bandado, de composição variada desde tonalítica a granítica, bastante deformado e estirado.

A individualização desse complexo foi possível a partir de fotolineamentos obtidos de fotos áreas da USAF (1967), das imagens ternária (RGB) e amplitude do sinal analítico (ASA), obtidas dos Levantamentos Aerogeofísicos de Goiás, Área III e complemento, executados em 2004 e 2005, respectivamente, e imagens LANDSAT, além dos dados coletados em campo.

Este complexo distribui-se ao longo de uma faixa com 70 km de extensão e largura média aproximada de 6 km, perfazendo 479 km<sup>2</sup> de área cartografada, tendo continuidade para nordeste, adentrando as folhas Novo Planalto e Porangatu. Anteriormente ao mapeamento da Folha Bonópolis, todo esse terreno era cartografado basicamente como Ortognaisses do Oeste de Goiás.

O Complexo Serra Azul de Goiás encontra-se encaixado em zonas de falhas que compõem

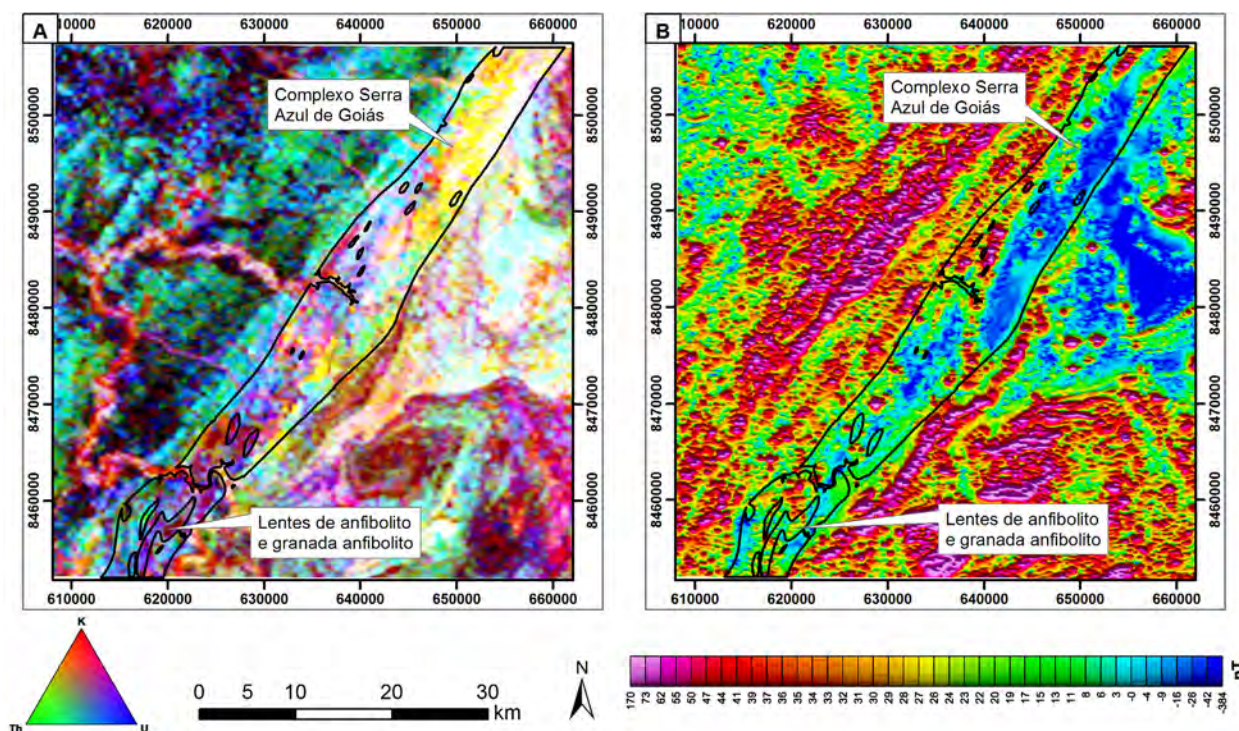


Figura 3.5 – Limites do Embasamento Arqueano (Complexo Serra Azul de Goiás - A3sag, e lentes de anfibolito - A3dsag) sobreposto a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



o Lineamento Transbrasiliano, alinhado segundo N30°E. Seus limites são tectônicos, dados por zona de cisalhamento transcorrente dextral, a oeste, que o separa do Complexo Porangatu (NP3por3) e do corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr), e por zona de cisalhamento transpressional sinistral, a leste, onde afloram rochas metavulcanossedimentares da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg) e biotita-muscovita *augen* gnaisses (NP3γ1agn).

O relevo é bastante irregular, principalmente na porção nordeste do complexo, com serras e cristas,

em sua maioria, alinhadas segundo a mesma direção do Lineamento Transbrasiliano, N30°E (Figura 3.6A).

O Complexo Serra Azul consiste basicamente de biotita gnaisses e *augen* gnaisses bandados (Figuras 3.6B a 3.6E, 3.7A e 3.7B), milonitos e metagabros, anfibolitos e granada anfibolitos (apresentados em subtópico específico) em forma de diques e/ou lentes de espessura métrica (quase sempre não mapeáveis na escala adotada), estiradas segundo a direção NE. Injeções de granitoides róseos, de composição sienogranítica, em bandas estiradas com espessuras centimétricas a métricas são muito comuns (Figura

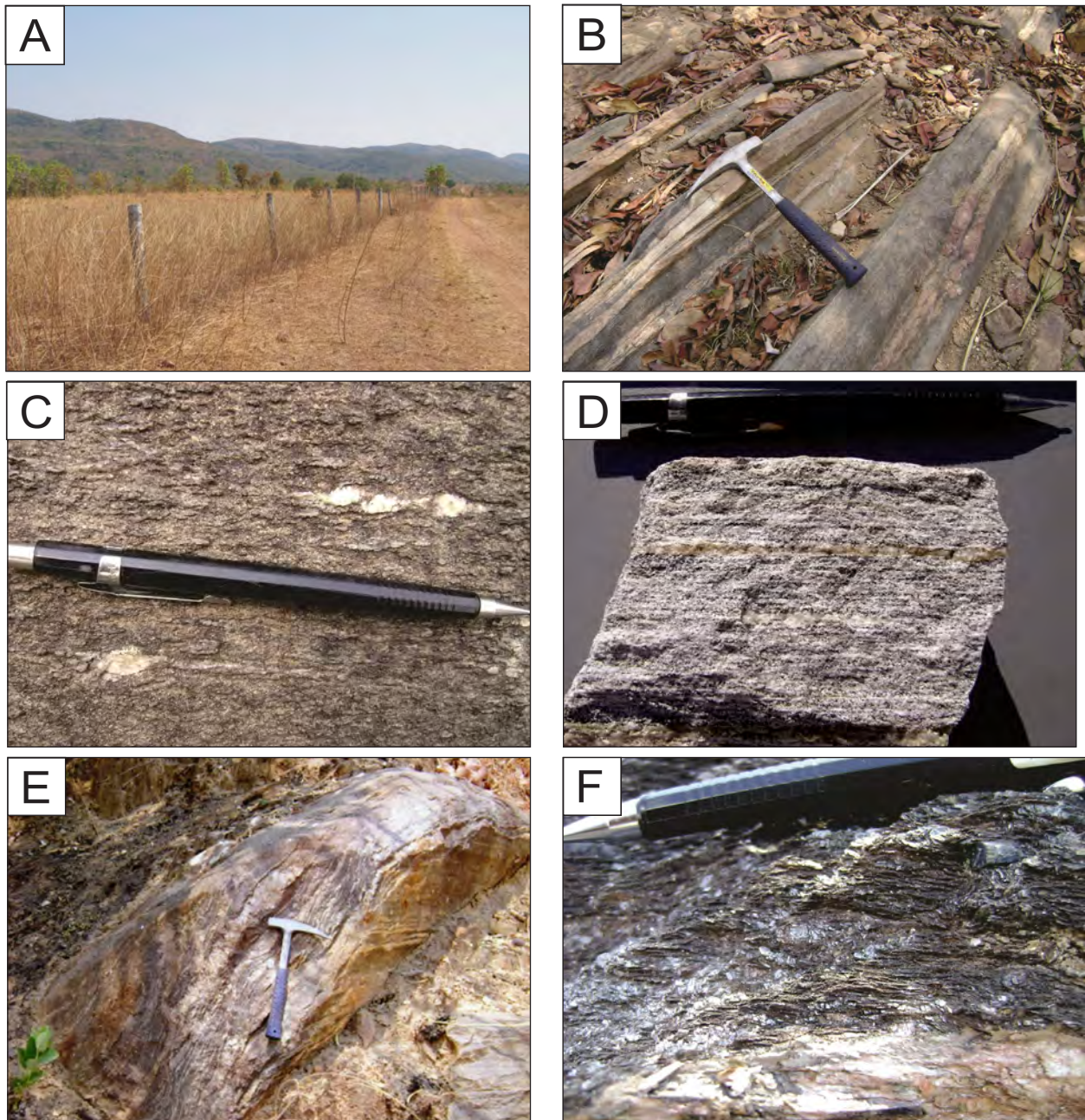


Figura 3.6 – A: Serras alinhadas, segundo atuação do Lineamento Transbrasiliano. Estrada de acesso a Faz. Hassib; B: Bandamento gnáissico proeminente e injeções quartzo-feldspáticas em zona de contato com a unidade Porangatu 3 (Ponto LM-38c); C: Detalhe de fenocristais de K-feldspato estirados e paralelos à foliação em gnaiss (Ponto LM-21); D: Biotita gnaiss, finamente bandado, aflorando na estrada Mutunópolis – Bonópolis (Ponto LM-28a); E: Foliação transposta, irregular, com estiramento mineral típico do Lineamento Transbrasiliano (LM-36); F: Turmalina hidrotermalito, Faz. Rosário (LM-189a).



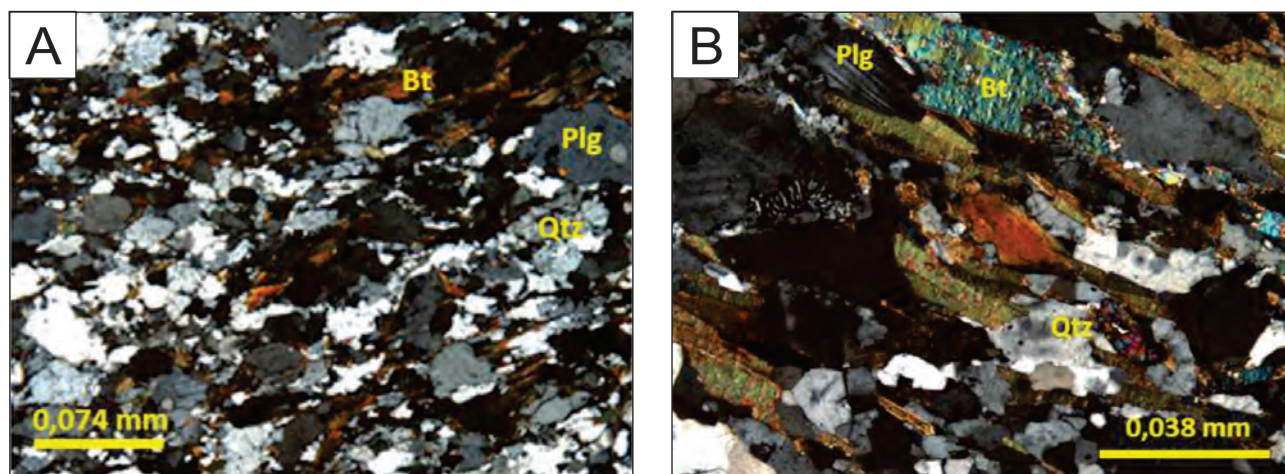


Figura 3.7 – A: Biotita gnaiss sob nicóis cruzados com grãos poligonais de quartzo com extinção ondulante e biotitas fortemente orientadas (LM-36) (Aumento de 4x). B: Textura granolepidoblástica marcada pela orientação de níveis quartzo-feldspáticos e biotitas (LM-21) (Aumento de 10x).

3.6B) e estão relacionadas à evolução final do Arco Magmático de Goiás, com idades em torno de 540 M.a. (DANTAS et al., 2006), obtidas pelo método U-Pb em zircão.

Hidrotermalito/biotitito cisalhado rico em turmalina (Figura 3.6F) foi estudado na fazenda Rosário (LM-189a). Neste local o cintilômetro portátil registrou 620 CPS. Vários cristais de turmalina preta (afrisita) com comprimento entre 2 e 30 milímetros puderam ser distinguidos. A rocha é composta predominantemente por biotita, com quantidades variáveis de turmalina e raros grãos de plagioclásio, quartzo e zircão.

Pegmatitos compostos por quartzo, muscovita e K-feldspato de espessura métrica a centimétrica, alojados nos planos de foliação ou cortando-os foram observados em diversos locais.

Ao microscópio as rochas que compõem o Complexo Serra Azul exibem textura predominantemente granolepidoblástica (Figuras 3.7A e 3.7B), caracterizada por lamelas de biotitas estiradas. A paragênese mineral compõem-se de quartzo (27-37%), plagioclásio (24-29%), microclínio (20-35%) e biotita (4-16%). Os minerais secundários são: clorita, apatita, opacos, titanita e raros zircões. A composição modal é predominantemente monzogranítica de acordo com o gráfico de Streckeisen (1978) (Figura 3.8).

Algumas zonas milonitizadas ao longo do Complexo Serra Azul de Goiás foram identificadas (Figuras 3.9A a 3.9D). A Serra da Sucupira, localizada na porção sudoeste da área, é a melhor exposição dessas zonas em superfície, estendendo-se por 6 km de comprimento, com até 2 km de largura. Caracteriza-se como uma importante feição geomorfológica edificada em zona de falha, associada ao Lineamento Transbrasileiro. É constituída por gnaisses miloníticos (Figura 3.9A) e quartzo milonitos (Figura 3.9B),

que se estendem por mais 4 km para sudeste da serra. Os principais afloramentos descritos foram: LM-11A, 117, 171, 191 e 205. São rochas em que se intercalam bandas com cores tons de cinza e níveis brancos e rosas de material quartzo-feldspático com granulação variada, predominando o tamanho médio. Apresentam foliação milonítica bem desenvolvida com elevado grau de estiramento mineral, configurando estruturas em “L” com formas do tipo lápis e/ou charutos.

Em lâmina encontram-se grãos recristalizados de quartzo (35%) anédricos, livres de alteração, apresentando destacada extinção ondulante, com formação de sub-grãos. Os grãos de plagioclásio (25%) e microclínio (22%) são anédricos, micropertíticos, encontram-se sericitizados e alguns constituem porfiroclastos rotacionados em meio à matriz deformada. As lamelas de biotita (12%) encontram-se parcialmente substituídas por clorita (5%) e se amoldam aos pórfiros de plagioclásio. Muscovita ocorre como mineral acessório. Os esforços tectônicos acarretaram na cominuição dos cristais de quartzo e feldspato, gerando subgrãos, e na deformação intracristalina dos mesmos, além de gerar bandas segregadas de quartzo e feldspato (Figuras 3.9C e 3.9D). Em função das características petrográficas observadas, infere-se que sejam milonitos de média temperatura, desenvolvidos entre 500 e 650°C.

O acervo litoquímico dos granitoides desta unidade é composto por 16 análises químicas, divididas em dois grupos: Grupo 1, composto por rochas de composição predominantemente granodiorítica à monzogranítica – LM-10, 18, 35, 37, 56, 61, 68, 114, 191 e 204, e; Grupo 2, constituído por rochas de composição predominantemente granítica – LM-21, 29, 36, 112, 189 e 246. Os resultados químicos permitem confirmar o caráter ácido dessas rochas (Tabela 3.1).



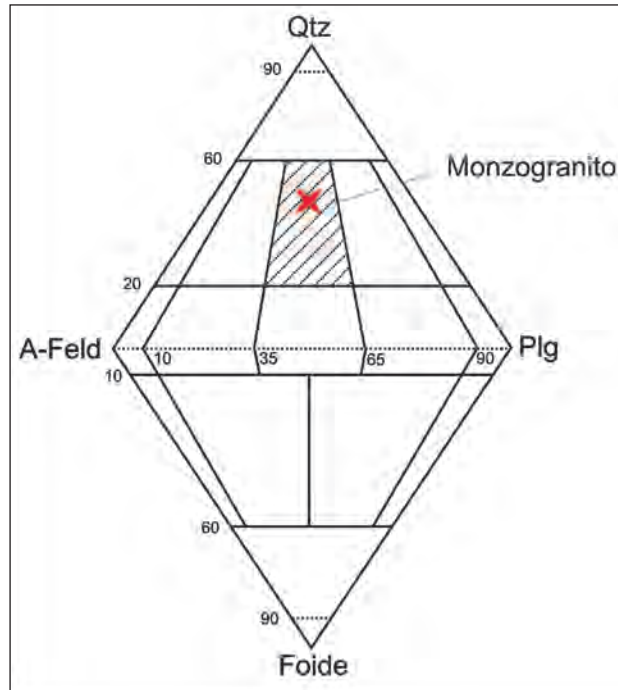


Figura 3.8 – Composição modal predominantemente monzogranítica em amostra do Complexo Serra Azul de Goiás (STRECKEISEN, 1978).

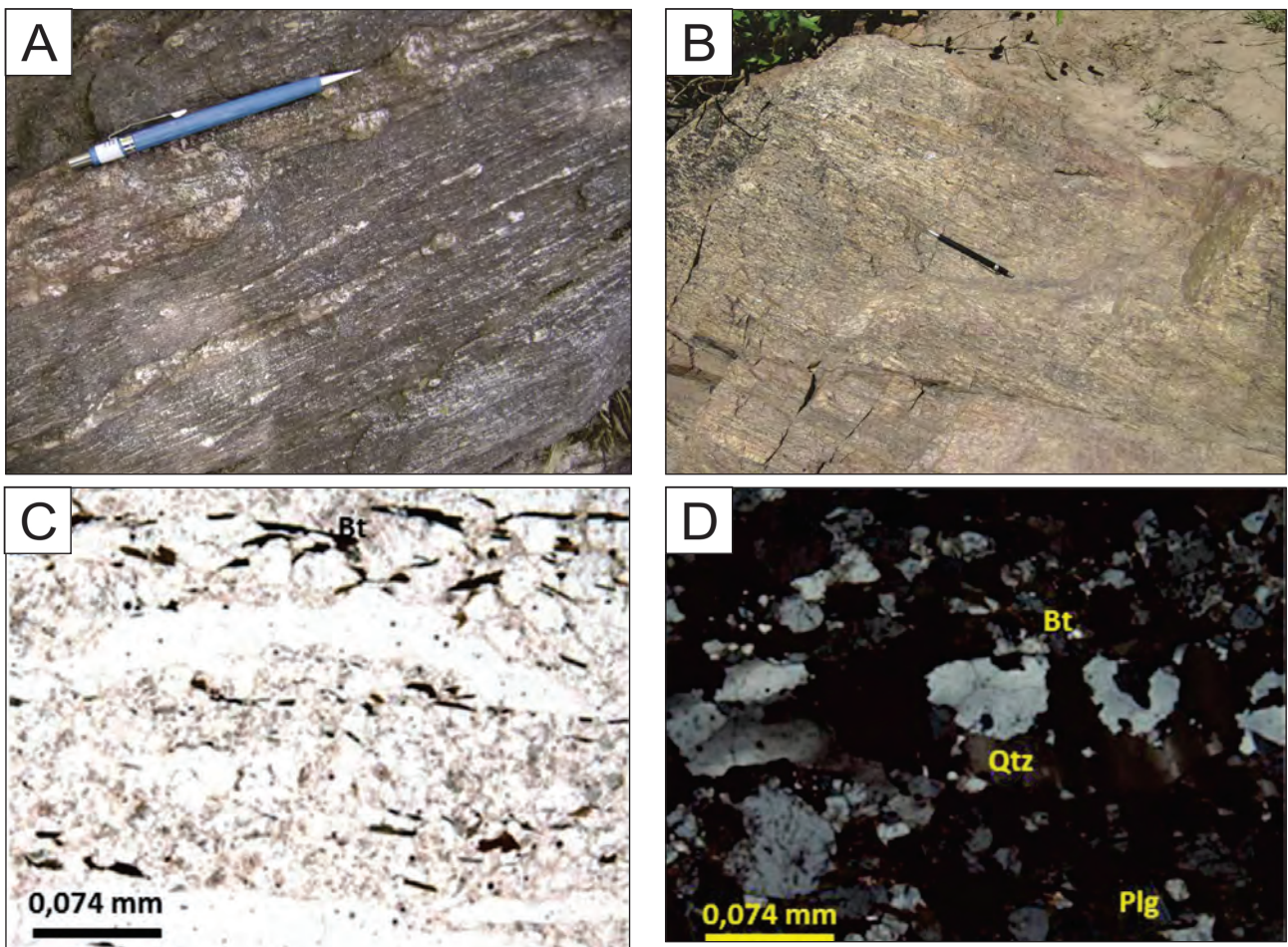


Figura 3.9 – A: Biotita gnaiss milonítico aflorando na Serra da Sucupira (LM-191); B: Quartzo milonito exposto na Serra da Sucupira (LM-117). C: Biotita gnaiss milonítico sob nicóis paralelos, evidenciando a forte orientação dos cristais (LM-61); D: Mesma amostra sob nicóis cruzados. Nota-se quartzo recristalizado com extinção ondulante e formação de subgrãos, e plagioclásio apresentando geminação polissintética com lamelas paralelas (LM-61). Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

Tabela 3.1 – Análises químicas de elementos maiores (%), menores, traços e ETR's (ppm) das 16 amostras interpretadas no Complexo Serra Azul (valores em %).

GRUPO	1										2							
Amostra	LM-10	LM-18	LM-35	LM-37	LM-56	LM-61	LM-68	LM-114	LM-191	LM-204	Valor médio	LM-21	LM-29	LM-36	LM-112	LM-189	LM-246	Valor médio
Unidade atual	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás	Serra Azul de Goiás
Sigla atual	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag	A3sag
SiO <sub>2</sub>	70,89	72,47	71,41	70,72	71,18	72,83	72,6	74,05	69,27	69,95	71,54	70,12	75,99	70,2	73,06	72,35	72,62	72,39
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,14	0,16	0,28	0,19	0,14	0,10	0,19	0,36	0,34	0,22	0,36	0,05	0,04	0,32	0,12	0,09	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	14,15	14,44	14,88	15,30	14,37	14,85	13,73	15,53	15,47	14,75	14,37	12,45	14,81	13,28	14,35	14,08	13,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,14	2,39	2,83	3,18	2,60	2,28	2,00	2,38	3,14	2,78	2,67	3,96	2,04	3,48	0,24	1,66	1,97	2,23
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,62	0,27	0,48	0,06	0,42	0,51	0,25	0,38	1,25	0,91	0,52	0,65	0,08	1,14	0,39	0,24	0,21	0,45
CaO	2,13	0,76	1,05	2,00	2,01	1,22	1,47	1,78	3,01	2,68	1,81	2,12	0,44	2,61	0,93	0,59	0,44	1,19
K <sub>2</sub> O	2,99	6,42	4,43	3,77	1,26	3,17	3,87	2,28	2,88	2,37	3,34	3,06	4,09	2,36	6,26	5,95	7,25	4,83
Na <sub>2</sub> O	0,42	2,92	3,81	4,00	4,52	4,63	3,65	3,66	3,03	4,67	3,53	3,72	3,19	4,04	2,66	2,72	2,74	3,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,01	0,09	0,03	0,03	0,04	0,05	0,14	0,11	0,06	0,12	0,04	0,15	0,01	0,03	0,04	0,07
LOI	0,07	0,02	0,04	0,30	2,40	0,70	0,90	0,14	0,09	0,05	0,47	1,03	0,04	0,06	0,04	0,17	0,05	0,23
TOTAL	99,85	99,77	99,56	99,82	99,92	99,90	99,78	99,88	99,83	99,82	99,81	99,83	99,92	99,81	99,83	99,72	99,94	99,84
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	7,12	2,20	1,16	0,94	0,28	0,69	1,06	0,62	0,95	0,51	1,55	0,82	1,28	0,58	2,35	2,19	2,65	1,65
Ba	736,0	1573,0	2761,0	1035,0	378,0	567,0	1515,0	695,0	720,0	524,0	1050,40	824,0	473,0	789,0	925,0	797,0	318,0	687,67
Rb	107,1	132,6	124,6	97,8	66,0	81,8	79,2	78,6	72,1	69,2	90,90	119,7	94,9	95,2	199,8	200,9	195,7	151,03
Tn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
Nb	6,6	4,7	4,4	6,2	7,4	5,8	1,9	8,3	6,8	7,7	5,98	8,7	5,3	17,0	6,4	7,0	6,9	8,55
Ta	0,4	0,3	0,3	0,3	0,7	0,4	0,1	0,3	0,4	0,3	0,35	0,4	0,2	2,3	0,2	0,6	0,1	0,63
Be	3,0	1,0	3,0	3,0	3,0	1,0	1,0	2,0	1,0	1,0	1,90	1,0	1,0	3,0	1,0	2,0	1,0	1,50
Cs	2,8	1,6	4,0	1,6	3,4	0,8	0,9	1,4	1,3	1,6	1,94	1,6	0,3	4,7	1,2	4,1	1,2	2,18
Ga	18,3	13,1	14,1	16,8	16,8	18,1	14,3	17,0	18,5	19,6	16,66	16,2	15,1	18,6	14,8	18,6	15,7	16,50
Hf	7,8	7,9	3,4	5,6	4,2	3,5	3,4	5,3	4,9	3,8	4,98	7,8	7,6	5,7	7,3	7,3	0,5	6,03
Sn	3,0	1,0	2,0	2,0	2,0	1,0	1,0	2,0	1,0	2,0	1,70	3,0	1,0	2,0	2,0	4,0	1,0	2,17
Sr	248,5	199,4	836,5	262,1	263,7	207,7	426,9	209,0	478,1	439,9	357,18	235,9	55,9	301,6	103,6	140,3	99,6	156,15
U	1,3	1,2	3,6	0,6	1,7	1,9	0,4	1,4	1,0	1,1	1,42	1,5	1,7	1,6	1,1	9,2	1,0	2,68
W	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,51	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,52
Y	11,6	6,0	9,5	6,4	4,5	4,4	2,9	7,1	15,6	13,7	8,17	10,0	8,2	15,3	21,2	6,2	3,5	10,73
Zr	242,2	319,1	123,0	179,3	153,8	102,5	120,0	156,6	164,8	148,7	171,00	251,5	154,6	178,5	217,3	209,5	16,6	171,33
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10
Co	5,6	2,0	3,5	3,9	4,2	2,7	2,7	2,5	7,1	7,8	4,20	4,4	1,2	6,1	2,7	2,1	0,7	2,87
Cu	11,5	8,7	19,9	2,2	6,4	3,4	13,9	6,9	5,2	24,4	10,25	5,0	6,2	10,7	4,0	5,8	2,2	5,65
Mo	1,1	0,9	1,4	0,1	0,1	0,1	1,4	0,4	0,2	0,2	0,59	0,1	0,1	0,7	0,3	0,5	0,4	0,35
Ni	10,8	6,0	9,9	4,4	3,8	8,9	9,0	4,6	10,0	9,6	7,70	3,0	1,5	19,7	3,5	4,4	1,0	5,52
Pb	5,0	4,2	12,4	4,1	6,3	6,3	4,7	7,4	3,1	2,3	5,58	4,8	9,1	5,2	7,5	13,2	8,3	8,02
Zn	47,0	25,0	37,0	45,0	35,0	30,0	15,0	34,0	46,0	49,0	36,30	55,0	18,0	54,0	41,0	32,0	28,0	38,00
La	49,9	27,0	55,7	39,6	10,2	7,6	7,9	18,3	35,4	23,2	27,48	19,9	23,9	54,4	57,4	19,8	44,7	36,68
Ce	85,8	39,4	101,2	70,4	16,9	18,2	34,6	48,4	58,8	44,2	51,79	115,9	65,9	84,8	123,1	72,0	77,3	89,83
Pr	10,1	5,4	10,9	7,5	1,8	1,5	1,8	4,6	7,2	5,1	5,59	5,2	8,3	11,5	12,7	4,8	9,5	8,67
Nd	31,4	19,1	36,9	25,8	6,8	5,0	5,5	14,1	24,9	17,6	18,71	17,4	35,4	39,3	44,5	16,6	31,6	30,80
Sm	5,2	3,0	5,5	3,8	1,2	1,3	1,0	2,7	4,2	2,9	3,08	3,3	9,9	6,4	8,2	3,7	5,1	6,10
Eu	1,1	1,1	1,5	0,9	0,5	0,4	0,6	0,5	1,2	1,0	0,88	0,7	0,3	1,0	0,6	0,5	0,4	0,58
Gd	3,5	2,2	3,5	2,6	1,1	1,2	0,7	2,1	3,3	2,6	2,28	2,5	7,8	4,6	6,4	2,4	2,9	4,43
Tb	0,5	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,5	0,4	0,32	0,4	0,9	0,6	0,9	0,3	0,3	0,57
Dy	2,4	1,3	2,0	1,4	0,9	0,8	0,6	1,8	2,7	2,2	1,61	1,9	3,3	3,5	4,1	1,4	1,0	2,53
Ho	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,5	0,5	0,28	0,3	0,4	0,5	0,7	0,2	0,1	0,37
Er	1,2	0,6	0,8	0,5	0,5	0,4	0,3	0,8	1,3	1,4	0,78	0,9	0,7	1,4	1,8	0,6	0,2	0,93
Tm	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2	0,12	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,0	0,15
Yb	0,9	0,5	0,6	0,3	0,5	0,4	0,2	0,8	1,2	1,1	0,65	0,8	0,5	1,1	1,5	0,6	0,2	0,78
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2	0,11	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,12

No diagrama P-Q as amostras deste complexo caem principalmente entre os campos dos granodioritos e granitos *strictu sensu* (Figura 3.10A). O diagrama da Figura 3.10B evidencia o caráter peraluminoso das amostras.

O padrão dos elementos traços para as amostras deste complexo permitem novamente a distinção de dois grupos com características litoquímicas distintas. No diagrama de LILE e HFSE, normalizado pelo ORG (PEARCE et al., 1984), o Grupo 1 apresenta enriquecimento de até 80 vezes em LILE ( $K_2O$ , Rb, Ba, Th) e empobrecimento em HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb), ambos em relação ao ORG, enquanto no Grupo 2 há um enriquecimento em Rb e Th e leve depleção em bário em relação ao grupo 1 (Figuras 3.11A e 3.11B).

No diagrama de ETR normalizados pelo condrito de Boynton et al. (1984) o grupo 1 apresenta padrão inclinado, de modo que os ETR's leves são até 200 vezes mais enriquecidos que o condrito, enquanto há um empobrecimento em ETR's pesados em relação aos leves. A anomalia de Eu é ausente, levemente negativa ou positiva no Grupo 1 (Figuras 3.11C e 3.11D). O grupo 2 também apresenta padrão inclinado, todavia há uma forte anomalia negativa de Eu seguida de forte depleção em ETR's pesados.

No diagrama de ambiência de Pearce (1996) a maior parte das amostras caem na porção superior do campo dos granitos de arco magmático, todavia, duas amostras do grupo 2 caem no campo dos granitos sin-orogênicos (Figura 3.12).

O diagrama de  $(La/Yb)_n \times (Yb)_n$  de Martin (1986) permite constatar se as rochas são arqueanas ou pós-arqueanas. Datações U/Pb em zircão do Serra Azul já

atestam claramente a idade Arqueana dessa unidade, portanto esse diagrama (Figura 3.13) vem somente confirmar tal idade e fornecer dados químicos adicionais. Para Martin *op cit*, os magmas arqueanos apresentam um empobrecimento de ETR's pesados, o que se deve ao maior gradiente geotérmico durante este Éon, que permite a coexistência de granada e/ou hornblenda no líquido fundido. Nas rochas cristalizadas após o Arqueano, devido à diminuição do gradiente geotérmico do planeta, as condições de coexistência entre granada e hornblenda no restito são excepcionais (ex. adakitos), o que favorece o enriquecimento em ETR's pesados.

Os dados apresentados mostram que o Complexo Serra Azul de Goiás na região estudada é representado principalmente por uma série de gnaisses de composição granodiorítica à sienogranítica com tendência cálcio-alcálica e caráter peraluminoso. O padrão de elementos maiores e traços sugerem a existência de dois grupos, um com rochas de composição predominantemente granodiorítica à monzogranítica, com padrão de ETR inclinado, que evidencia maior fracionamento de ETR's leves vs ETR's pesados, e sem anomalias expressivas de Eu e com valores elevados de Ba no primeiro grupo em relação ao segundo. O grupo 2 é representado por rochas de composição predominantemente granítica *strictu sensu* com expressiva anomalia de Eu e teor mais elevado de Rb e Th em relação ao grupo 1. Estas diferenças entre os dois grupos também fica expressa no diagrama de Rb (Y+Nb) de Pearce (1996), em que as amostras do grupo 1 caem no campo dos granitos de arco vulcânico e algumas amostras do Grupo 2 caem no campo dos granitos sin-orogênicos e outras no no campo pós-orogênico.

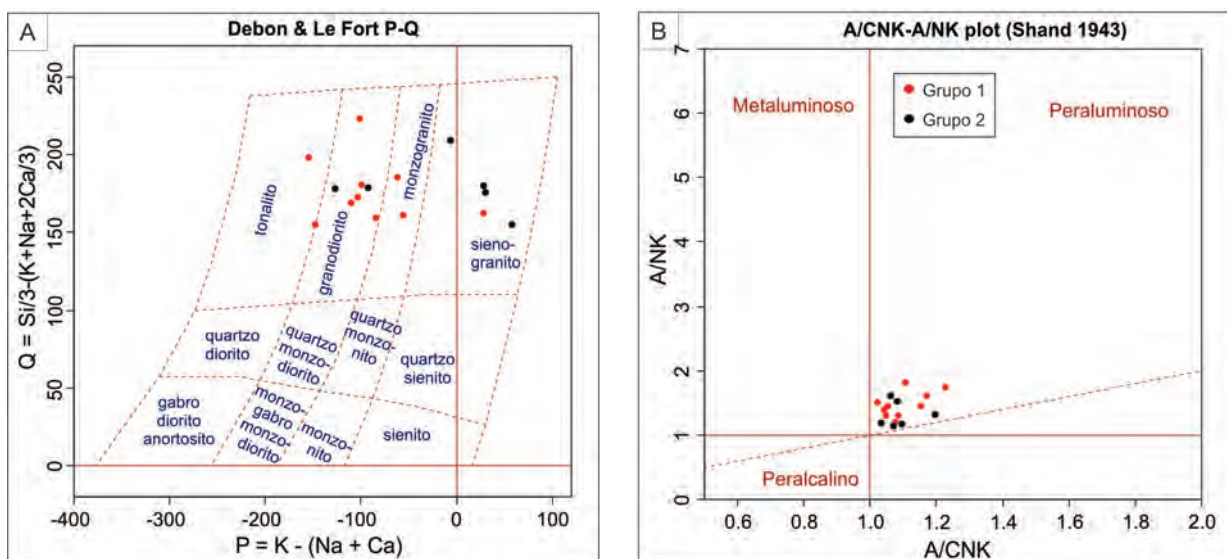


Figura 3.10 – Diagramas litoquímicos para o Complexo Serra Azul de Goiás. A: Diagrama de classificação para rochas plutônicas saturadas em sílica, modificado de P-Q de Debon, Lefort e Sabaté (1988), indicando variação desde tonalito até sienogranito. B: Diagrama de aluminosidade de A/CNK-A/NK (SHAND, 1943), evidenciando o caráter peraluminoso dessas rochas.



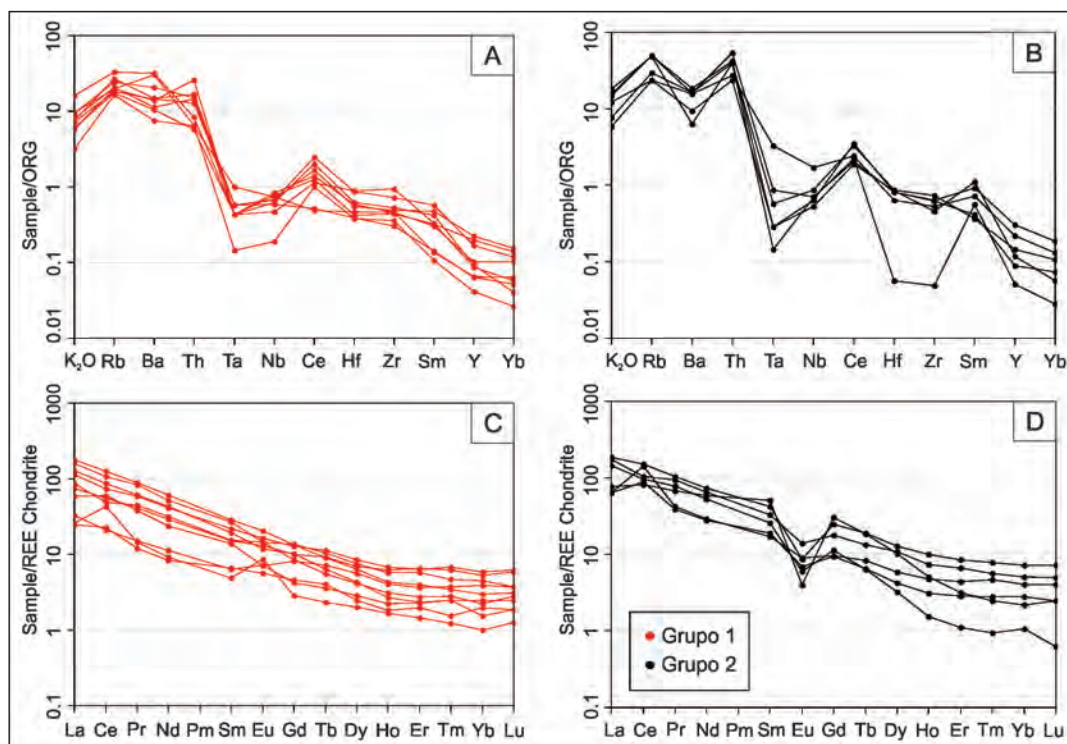


Figura 3.11 – Diagramas de multielementos e ETR para o Complexo Serra Azul. A e B: Distribuição dos LILE e HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al. (1984) para os grupos 1 e 2; C e D: ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para os grupos 1 e 2.

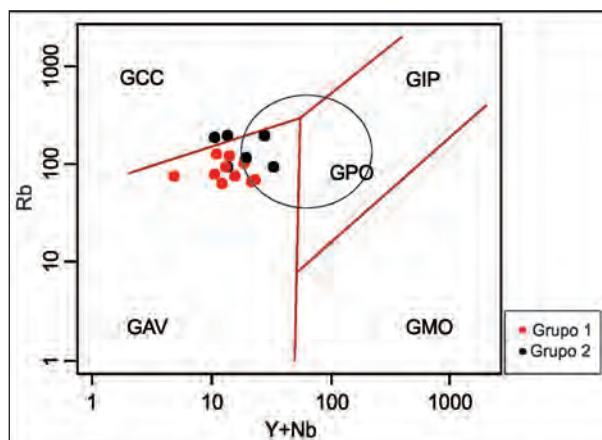


Figura 3.12 – Diagrama de classificação geotectônica Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) com o campo dos granitos: GAV - de Arco Vulcânico; GCC - de áreas de colisão; GMO - de cadeias meso-oceânicas, GIP - de domínio intraplaca e GPO – Granitos pós-orogênicos.

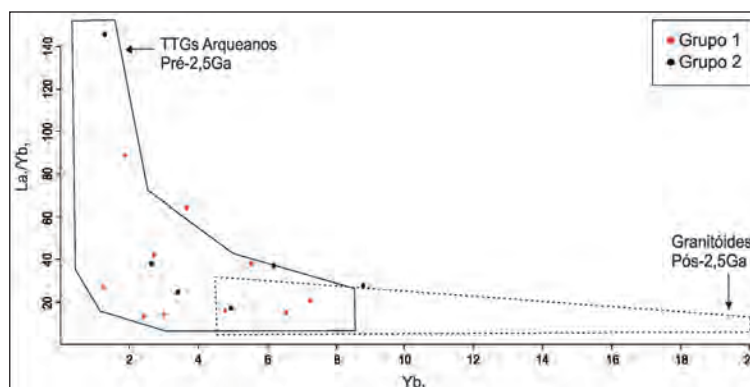


Figura 3.13 – Diagrama  $(La/Yb)_n \times (Yb)_n$  com campos de Martin (1986). Valores normalizados por Sun e McDounough (1989).

O padrão de ETR com depleção de ETRp, associado ao diagrama de  $(La/Yb)_n \times (Yb)_n$ , confirmam que as rochas deste complexo apresentam idade arqueana. Em termos de elementos maiores o teor de  $SiO_2$  predominantemente entre 70-73% coincide com os teores de mais de 70% estabelecidos por Martin (1994) para TTG's arqueanos, enquanto que os teores de  $Al_2O_3$  variando entre 12 e 15% são condizentes com os valores de trondjemitos de baixo  $Al_2O_3$  estabelecidos por Barker et al. (1976).

A caracterização dessas rochas como TTG's arqueanos não é muito sólida com base nos dados tratados.

Esta assinatura química de idade arqueana para as rochas estudadas corrobora com a isócrona Sm-Nd de idade  $3058 \pm 120$  M.a. obtida por Pimentel, Fuck e Gioia (2000) para gnaisses miloníticos desta unidade.

De acordo com Fuck et al. (2006), a idade U-Pb de zircão de granitoide desse complexo é de 2,9 Ga e a dos mobilizados de 540 Ma (DANTAS et al., 2006). Portanto, o seu posicionamento entre unidades mais jovens pode ser interpretado como uma lasca

arqueana justaposta a ortognaisses e granitoides neoproterozoicos.

### 3.3.1.1.1 - A3ðsag - Complexo Serra Azul de Goiás - Anfibolitos

Os anfibolitos (Figuras 3.14A e 3.14B) ocorrem intercalados no entremeio aos biotita gnaisses, com extensões entre 10-100 m até 1-10 km e larguras desde 10-20 m até 3 km. Apresentam-se em formas alongadas paralelas à foliação e configuram tectonitos do tipo "LL". São rochas de granulação fina a média, inequigranular, textura hipidiomórfica e com forte orientação dos cristais de hornblenda (Figuras 3.14C e 3.16D). O plagioclásio (40-45%) é incolor anédrico, com geminação polissintética, e por vezes, encontra-se saussuritizado. Os cristais de hornblenda (35-40%) são de cor verde, anédricos e com hábito prismático. O quartzo (5-10%) é incolor com grãos poligonais e exibe extinção ondulante. A granada (3-7%), quando presente, forma cristais anédricos, porfiroblásticos e poiquiloblásticos, com alto relevo, incolores ao cruzar nicóis.

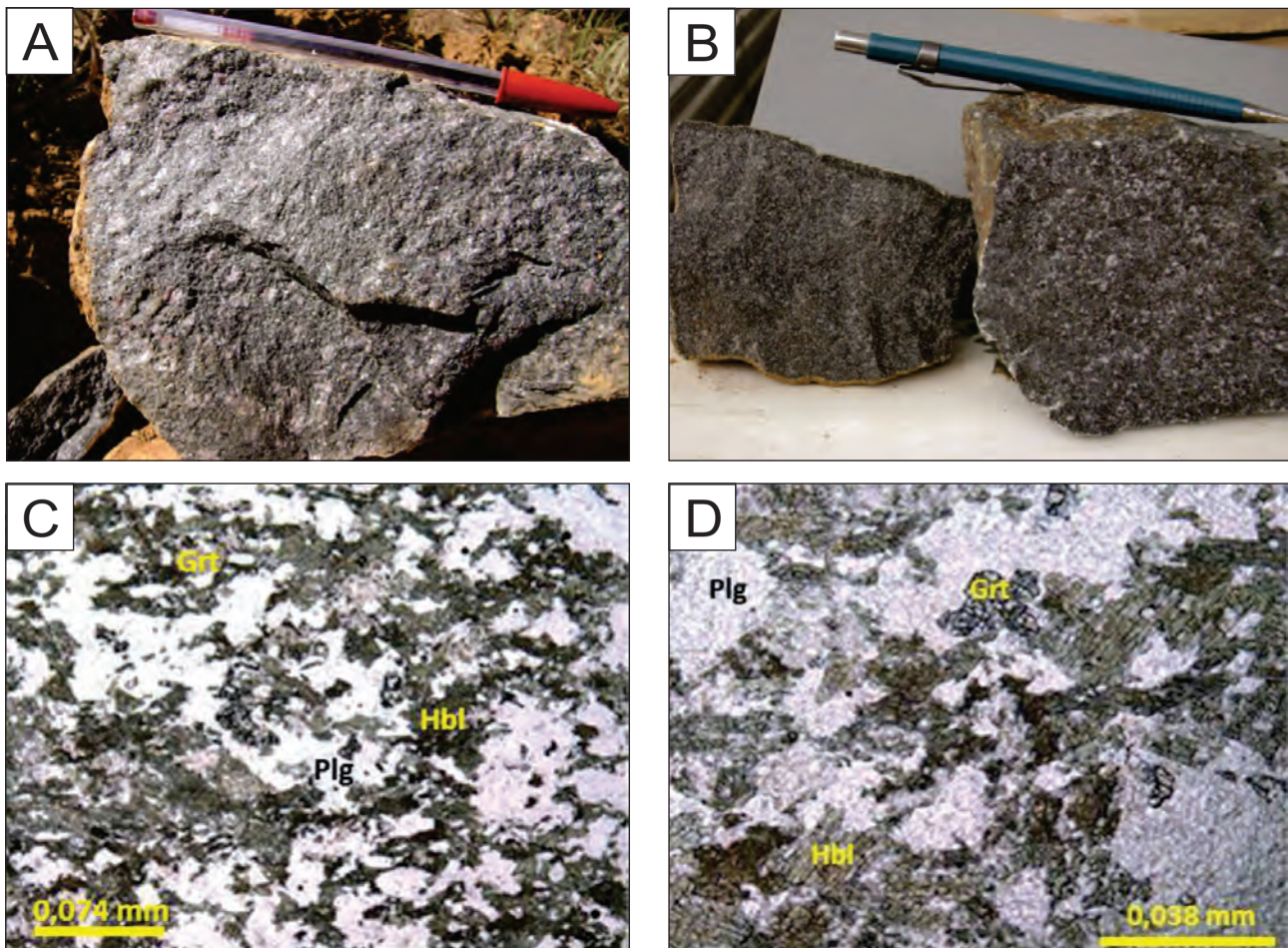


Figura 3.14 – A: Granada anfibolito, a 4,5 km a sudoeste da Serra da Sucupira (Ponto LM-112a); B: Anfibolito com granulação média, próximo a Serra da Sucupira. C: Aspecto geral de anfibolito em lâmina sob nicóis paralelos. Observam-se cristais de hornblenda, plagioclásio e granada (LM-111) (Aumento de 4x); D: Mesma amostra, com destaque para os grãos de granada com relevo alto (Aumento de 10x).



### 3.4 - DOMÍNIO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS - SEGMENTO SETENTRIONAL

#### 3.4.1 - Granitoides Sin-orogênicos

Os granitoides sin-orogênicos representados pela unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás e pelo Complexo Mutunópolis estão associadas ao início do desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás, com idades próximas a 800 M.a.

Nota-se na área de exposição do Complexo Mutunópolis na Figura 3.15A uma resposta gamaespectrométrica típica de granitos peraluminosos, tipo S, com altos conteúdos dos radioelementos K, Th e U, com coloração tendendo ao branco, o que é característico de rochas com alto teor de SiO<sub>2</sub>. O baixo magnetométrico observado na Figura 3.15B é coincidente com a resposta radiométrica. Observa-se, no entanto, que há pequenas anomalias magnetométricas dispersas que podem representar pequenos corpos magnéticos em profundidade ou concentrações anômalas de magnetitas nesse corpo.

Quanto à unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás é possível perceber uma mistura entre os canais de K e U em proporções semelhantes, associadas a um baixo magnetométrico, indicando rochas com composição quartzo-feldspáticas, não magnéticas. A lente de anfibolito pertencente a essa unidade é muito pequena para ser individualizada

na escala do aerolevanteamento. Ela se localiza no extremo nordeste da folha.

#### 3.4.1.1 - NP1γ1gn - Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás: Ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e granada-biotita gnaisses

A Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás, anteriormente denominada Complexo Basal por Almeida (1968), Ianhez et al. (1983) e Pena et al. (1975), foi redefinida por Pimentel e Fuck (1992), que a associaram ao Arco Magmático de Goiás, onde ocorre como segmentos que separam seqüências metavulcanossedimentares.

Essa unidade engloba uma grande diversidade de gnaisses que vem sendo paulatinamente caracterizados, desmembrados e renomeados. Na Folha Bonópolis não houve dados suficientemente consistentes para que uma nova unidade fosse destacada, portanto, optou-se por manter o nome Ortognaisses do Oeste de Goiás em sua ocorrência no extremo nordeste da folha.

A Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás possui área de 48,34 km<sup>2</sup>, estabelecendo contatos tectônicos com as unidades 2 e 3 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2 e NP2stg3) a oeste e noroeste, respectivamente, e a sul com o Complexo Mutunópolis (NP2γmu), adentrando a leste na Folha Mutunópolis. O relevo é do tipo colinoso suave a aplainado, com algumas cristas alinhadas.

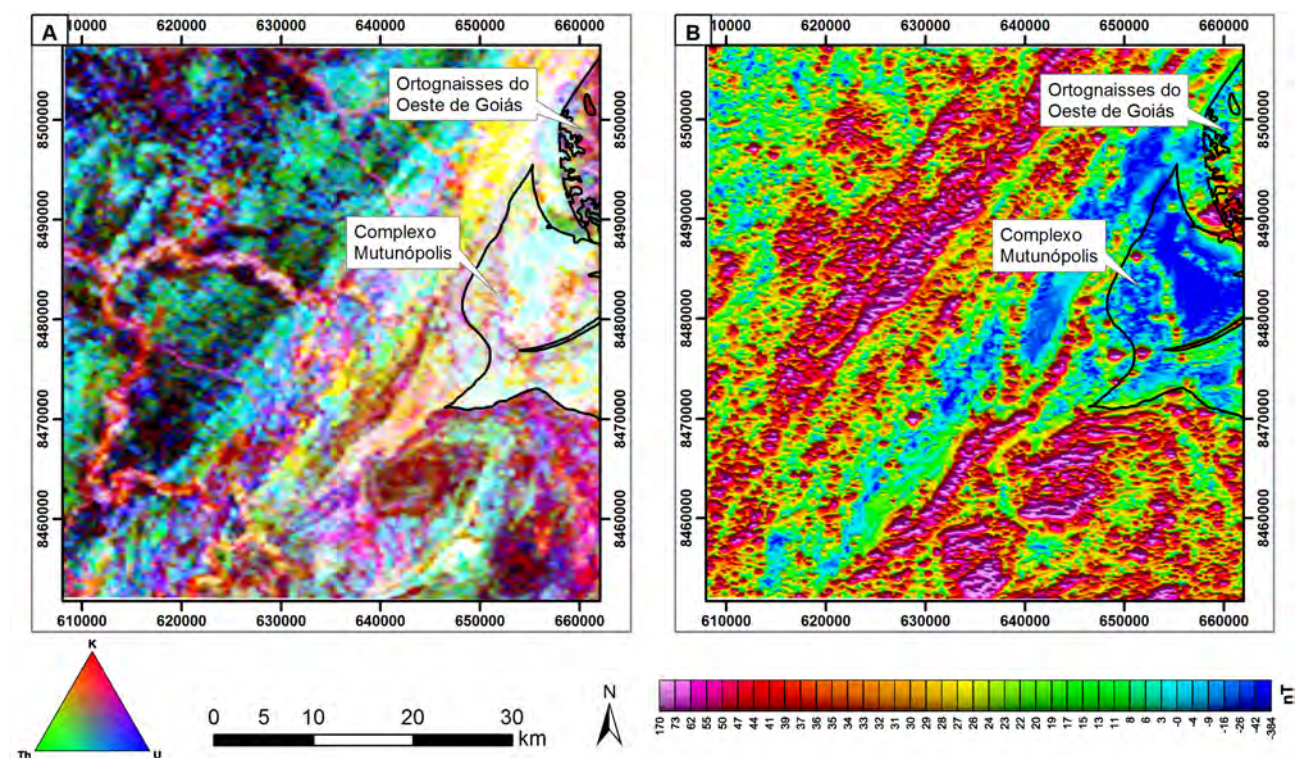


Figura 3.15 – Limites dos Granitóides Sin-orogênicos (Complexo Mutunópolis – NP2γmu e Ortognaisses do Oeste de Goiás – NP1γ1gn com lente de anfibolito no extremo nordeste - NP1γ1gnaf) sobreposto a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



A exposição dessa unidade se caracteriza por escassos afloramentos intemperizados (Figura 3.16A). Seu litotipo dominante é granada-biotita ortognaisse granodiorítico a granítico, com cor cinza a amarelo, castanho quando alterado, tendo bandas de espessura milimétrica de composição quartzo-feldspáticas e bandas máficas com predominância de biotitas (Figura 3.16B). A granulação varia de média a grossa, e geralmente encontram-se bem foliados, dobrados e fraturados. As texturas predominantes são inequigranular e lepidoblástica/granolepidoblástica. Suas melhores exposições encontram-se às margens do córrego do Bêbado nas Fazendas Novilho, Barretos e de Deus (Afloramentos LM-44, 46 e 52).

Pegmatitos compostos por quartzo, muscovita e k-feldspato, com espessura métrica a centimétrica, alojados nos planos de foliação ou cortando-as foram observados em diversos locais. Veios de quartzo branco com espessuras, em sua maioria, menor que 10 metros, também foram identificados.

A unidade assume importância econômica por abrigar algumas ocorrências de óxidos de Manganês formando morrotes alinhados N-S.

A composição mineralógica dos gnaisses encontrados é dada por: quartzo (19-38%), plagioclásio (20-42%), k-feldspato (5-32%), biotita (3-20%) e granada (1-8%) (Figuras 3.16C e 3.16D). Os minerais secundários incluem: apatita, zircão, opacos, clorita, titanita e alanita. As texturas frequentemente encontradas são inequigranular, granoblástica e lepidoblástica. Os cristais de quartzo, plagioclásio e de k-feldspatos geralmente são anédricos com contatos planares e irregulares. O quartzo tem extinção ondulante com formação de subgrãos e, às vezes, contatos suturados. Os cristais de plagioclásio geralmente apresentam geminação polissintética e esporadicamente sericitização. Os feldspatos apresentam intercrescimento com o quartzo gerando mimerquita. As biotitas ocorrem em lamelas com forte birrefringência e constituem as sombras de pressão dos feldspatos.

#### 3.4.1.1.1 - NP1 $\gamma$ 1gnaf - Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás-Anfibolitos: Metagabros/anfibolitos

Os anfibolitos encontrados em meio aos ortognaisses formam pequenos corpos, nem sempre mapeáveis. O único corpo passível de cartografia na

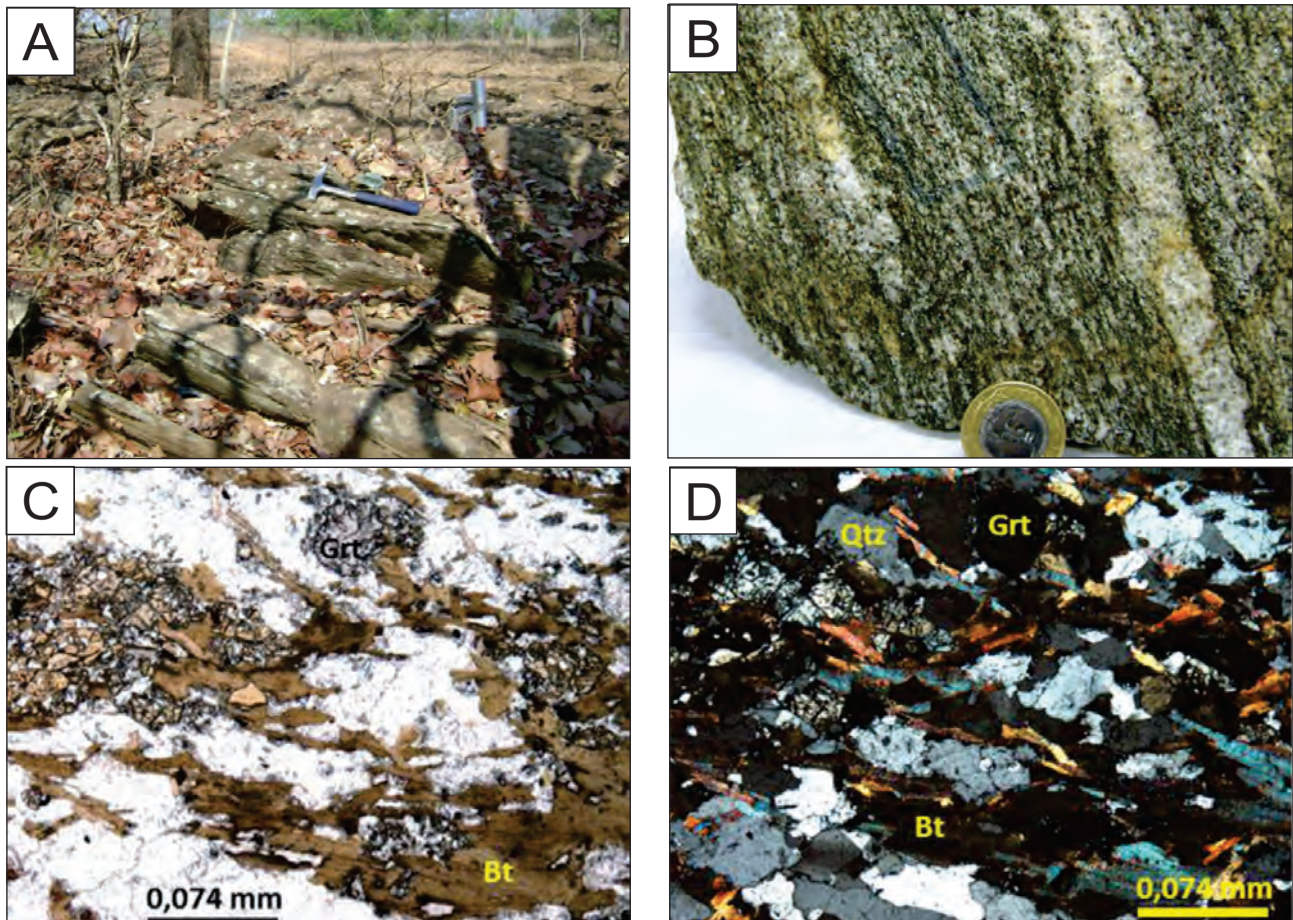


Figura 3.16 – A: Afloramento de ortognaisse xistificado, com formação de sericita e muscovita (Ponto LM-33); B: Granada-biotita gnaisse, cortado por vênula de leucogranito (Ponto LM-32A); C: Granada-biotita gnaisse, sob nicóis paralelos, destacando-se os porfiroblastos de granada (LM-32A); D: Mesma lâmina, sob nicóis cruzados (LM-32A). Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

escala no mapa possui 2 km de comprimento por até 800 m de espessura e está localizado no extremo nordeste da folha. Esses anfíbolitos apresentam, em geral, granulação fina a média, inequigranular, coloração verde escura e textura nematoblástica. Caracterizam-se pela disseminação de sulfetos, pirita, principalmente. A assembleia mineralógica é dada por O plagioclásio (30%), hornblenda (60%), quartzo (5%) e titanita (5%).

#### 3.4.1.2 - NP2 $\gamma$ mu - Complexo Mutunópolis: Muscovita-biotita gnaisses monzograníticos

Essa unidade foi definida como Complexo Mutunópolis por Oliveira et al. (inédito) durante os trabalhos desenvolvidos conjuntamente aos alunos da Universidade de Brasília (UnB) na região de Amaralina-Mutunópolis em 2006. Anteriormente estas rochas foram cartografadas como Ortognaisses do Oeste de Goiás, com composição granítica, granodiorítica e tonalítica, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás por Lacerda Filho et al. (1999). Moreira et al. (2008), durante a execução do mapa geológico de Goiás e Distrito Federal em escala 1:500.000, adotaram a nomenclatura de Suíte Intrusiva Santa Tereza, caracterizada por Oliveira (1982).

O Complexo Mutunópolis ocupa uma área de aproximadamente 227 km<sup>2</sup> na porção centro-leste da folha adentrando a leste para sua área tipo. Assume um formato de meia-lua com concavidade para sul, resultante de arrasto tectônico decorrente da instauração de mega zona de cisalhamento transcorrente dextral, associada ao Lineamento Transbrasiliano.

Os contatos com as unidades limítrofes a norte, Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2) e Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás (NP1 $\gamma$ 1gn), são marcados por zona de cisalhamento transpressional dextral, bem como o contato a sul com a Unidade 4 da referida sequência (NP2stg4). A oeste, o contato com a Unidade 3 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg3) se dá por zona de cisalhamento transcorrente dextral, que paralelizou diversas unidades.

O relevo é suavemente ondulado com várias áreas penenplanizadas com cotas entre 300 e 400 metros. Em imagens de satélite e em fotografias aéreas (USAF, 1:60.000), bem como em imagens de aerogeofísica esta unidade é separável com boa precisão.

O Complexo Mutunópolis compreende rochas ortognáissicas de composição predominantemente monzogranítica com porções não individualizáveis, nesta escala, de tonalitos e granodioritos. Pequenos e raros corpos com extensões variando de 10 a 200

metros de rochas máficas/ultramáficas geralmente transformadas em clorita-talco-tremolita xisto (NP3 $\mu$ amg), ocorrem paralelizados à foliação dominante. Os gnaisses ocorrem em forma de lajeiros, matacões e blocos (Figuras 3.17A e 3.17B), apresentando seus principais afloramentos nas Fazendas Vera Cruz, Santa Elza e Joia, principalmente ao longo dos rios Novilho e Gregório. São rochas de cores acinzentadas, não magnéticas, com granulação variando entre fina e grossa, exibindo foliação paralelizada com intercalação de bandas quartzo-feldspáticas e máficas (biotita) (Figuras 3.17C e 3.17D), que geralmente encontram-se dobradas com formas e amplitudes diversas, desde suaves a apertadas, transpostas e rompidas. Não raro os eixos de dobras acompanham as linhas de estiramento mineral (Lx), embora predominem relações oblíquas entre ambos.

Injeções de quartzo e feldspato em forma de veios e vênulas são comuns e alojam-se nos planos de foliação. Petrograficamente exibem texturas múltiplas, inequigranulares, lepidoblásticas, granoblásticas, protomiloníticas e miloníticas. A assembleia mineral é principalmente composta por: plagioclásio (20-30%), microclínio (8-30%), ortoclásio (17-18%), quartzo (24-35%), biotita (10-17%) e muscovita (1-15%) (Figuras 3.17E e 3.17F). Entre os minerais secundários e acessórios destacam-se: granada, clorita, epidoto, titanita, monazita e apatita com variações entre traço e 2% na composição modal. As amostras coletadas foram classificadas como monzogranito a granodiorito, segundo o diagrama de Streckeisen (1978) (Figura 3.18).

Estas rochas enquadram-se na fácies xisto verde, podendo atingir com frequência a fácies anfíbolito, dada pela assembleia mineral formada por granada e plagioclásio de grau médio a alto e também pela recristalização poligonal e arranjos granoblásticos de quartzo e feldspato.

O acervo litoquímico desta unidade é constituído por 6 análises químicas (LM-50, 53, 62, 63, 71 e 186). As amostras apresentam caráter intermediário a ácido (Tabela 3.2).

O diagrama de classificação P-Q de Debon e Lefort (1988) mostra que as amostras deste complexo caem no campo dos sienogranitos (Figura 3.19A). No diagrama Q-Ab-Or de Tuttle e Bowen (1958), utilizando a mesonorma para granitos, as mesmas amostras ocupam predominantemente a zona externa do campo de fusão mínima para granitos *strictu sensu* (Figura 3.19B), enquanto o diagrama de aluminosidade mostra caráter fortemente peraluminoso (Figura 3.19C).

O diagrama de ETR's normalizado pelo condricto de Boynton (1984) mostra que o padrão das



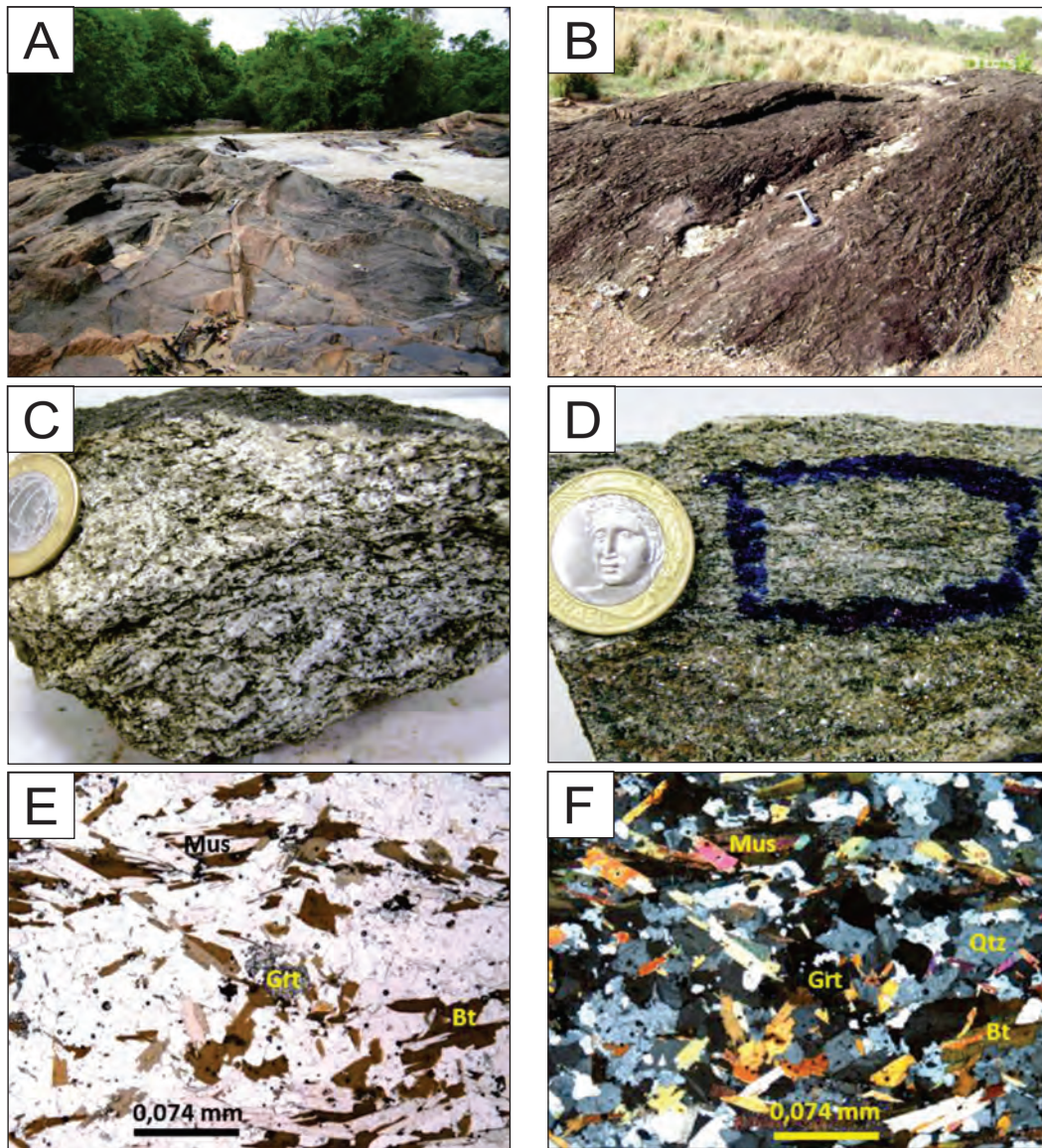


Figura 3.17 – A: Afloramento de gnaiss monzogranítico, com injeções quartzo-feldspáticas no leito do Rio Gregório (Ponto LM-78); B: Lajeiro de granada-muscovita- biotita gnaiss, com injeções de quartzo ao longo da foliação (Ponto LM-62); C: Biotita granito cisalhado, grosso (Ponto LM-257); D: Granada-muscovita-biotita gnaiss cinza, com granulação média (LM-62); E: Lâmina petrográfica da amostra de granada-muscovita-biotita gnaiss, exibindo textura granolepidoblástica, sob nicóis paralelos (LM-62); F: Ainda a mesma rocha, sob nicóis cruzados (LM-62). Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

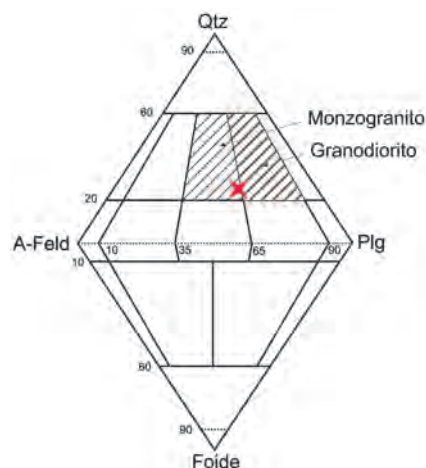


Figura 3.18 – Composição modal monzogranítica a granodiorítica em amostra do Complexo Mutunópolis (STRECKEISEN, 1978).

Tabela 3.2 – Análises químicas de elementos maiores (%), menores, traços e ETR's (ppm) das 6 amostras interpretadas no Complexo Mutunópolis (valores em %).

Amostra	LM-186	LM-50	LM-53	LM-62	LM-63	LM-71
Unidade atual	Complexo Mutunópolis	Complexo Mutunópolis	Complexo Mutunópolis	Complexo Mutunópolis	Complexo Mutunópolis	Complexo Mutunópolis
Sigla atual	NP2 $\gamma$ mu	NP2 $\gamma$ mu	NP2 $\gamma$ mu	NP2 $\gamma$ mu	NP2 $\gamma$ mu	NP2 $\gamma$ mu
SiO <sub>2</sub>	69,12	68,02	70,26	60,2	68,33	70,08
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,49	0,42	0,95	0,51	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,89	15,13	13,67	17,84	14,78	13,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,05	0,06	0,09	0,05	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	4,72	5,96	7,67	5,17	4,52
MnO	0,09	0,06	0,07	0,15	0,08	0,06
MgO	1,43	1,08	0,97	2,01	1,14	1,15
CaO	1,62	1,22	1,38	2,44	1,39	1,32
K <sub>2</sub> O	3,72	4,96	4,34	4,32	4,72	4,94
Na <sub>2</sub> O	1,95	1,87	2,00	3,12	2,14	2,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,14	0,13	0,10	0,16	0,15
LOI	1,60	2,10	0,60	0,90	1,40	1,40
TOTAL	99,83	99,83	99,86	99,74	99,84	99,82
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,91	2,65	2,17	1,38	2,21	2,21
Ba	612,00	866,00	706,00	826,00	744,00	761,00
Rb	186,80	217,90	191,40	221,70	219,00	211,30
Tn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	14,50	12,30	10,80	19,10	13,90	13,50
Ta	1,00	0,90	0,80	1,30	1,10	1,00
Be	2,00	3,00	3,00	4,00	4,00	3,00
Cs	9,30	7,30	5,70	8,20	8,00	4,00
Ga	18,10	17,90	16,60	21,90	18,10	17,10
Hf	6,80	4,90	4,30	9,20	5,60	5,90
Sn	4,00	5,00	6,00	4,00	4,00	3,00
Sr	101,30	98,40	94,40	131,50	104,50	104,40
U	2,50	3,80	2,80	4,10	3,40	3,10
W	2,00	1,10	1,10	0,70	1,20	1,00
Y	23,90	31,20	14,60	67,60	18,70	32,60
Zr	263,90	185,20	160,90	329,50	191,90	180,20
Cd	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Co	8,80	7,90	7,30	15,00	9,40	9,20
Cu	18,90	8,60	36,90	30,10	13,60	40,00
Mo	0,50	0,80	2,30	1,50	0,10	0,40
Ni	13,80	11,90	24,60	21,10	10,70	9,70
Pb	5,50	6,70	4,30	10,70	3,10	9,40
Zn	59,00	41,00	45,00	69,00	53,00	46,00
La	26,50	31,90	14,30	95,10	19,70	35,60
Ce	46,70	56,40	22,50	153,70	54,90	88,30
Pr	6,27	9,38	3,43	21,28	5,53	9,59
Nd	24,10	33,30	12,80	82,70	20,80	34,60
Sm	4,56	7,06	2,56	14,89	4,05	7,01
Eu	0,72	1,20	0,45	2,59	0,65	1,14
Gd	3,88	6,56	2,31	13,81	3,35	6,16
Tb	0,66	1,04	0,36	1,97	0,53	1,01
Dy	4,25	5,95	2,41	11,69	3,42	5,46
Ho	0,95	1,20	0,50	2,19	0,69	1,09
Er	3,04	3,79	1,93	6,16	2,45	3,01
Tm	0,54	0,57	0,30	0,86	0,47	0,46
Yb	3,52	4,02	2,20	5,51	3,36	2,93
Lu	0,52	0,60	0,30	0,81	0,48	0,42



curvas é ligeiramente inclinado, caracterizado por enriquecimento de até 500 vezes em ETR's leves e até aproximadamente 80 vezes nos pesados em relação ao condrito, com suave anomalia negativa de Eu (Figura 3.20A).

No diagrama de LILE e HFSE normalizado pelo ORG (PEARCE et al., 1984), observa-se enriquecimento variando de 10 à 80 vezes nos LILE ( $K_2O$ , Rb, Ba, Th) e empobrecimento em Sm, Zr, Hf, Y e Yb, em relação ao ORG (Figura 3.20B).

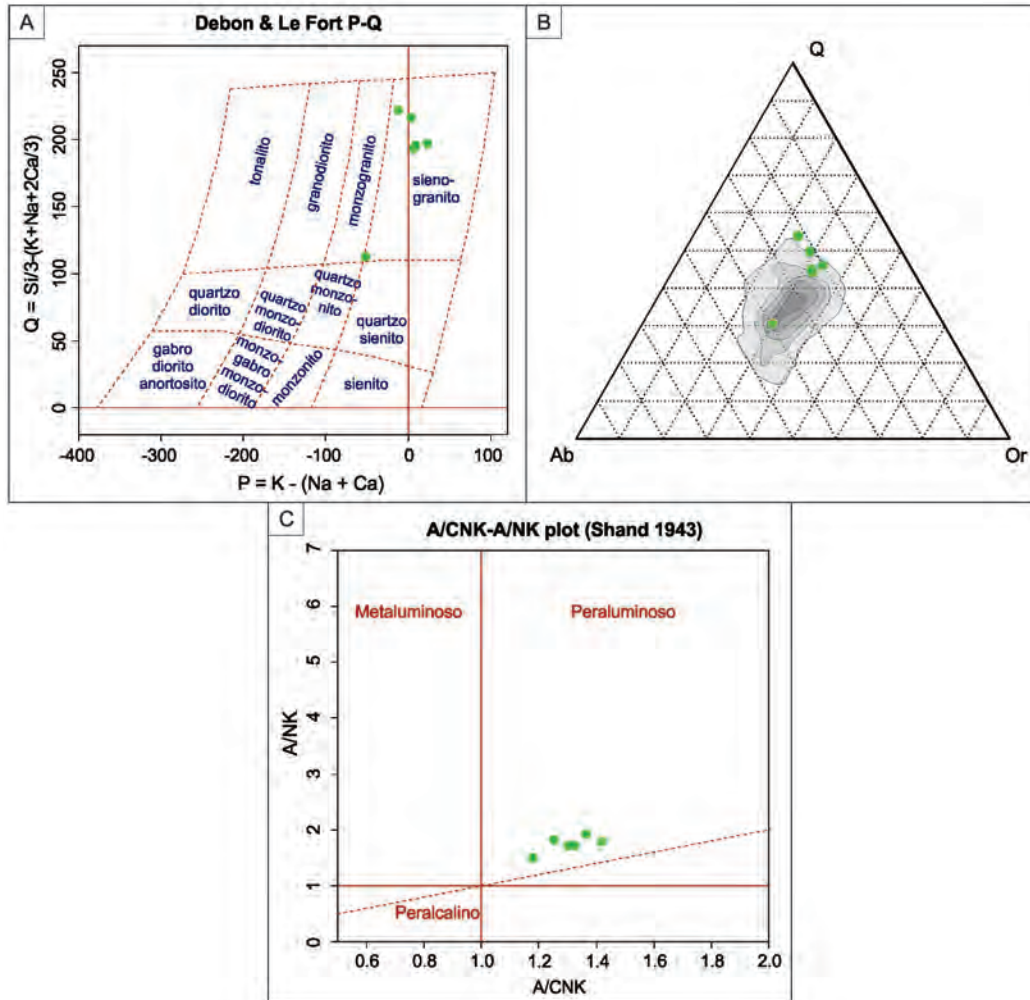


Figura 3.19 – Diagramas litoquímicos para o Complexo Mutunópolis. A: Diagrama P-Q de classificação para rochas plutônicas saturadas em sílica, modificado de Debon e Lefort (1988), evidenciando composição sienogranítica predominante. B: Diagrama Q-Ab-Or de Tuttle e Bowen (1958) com o campo de fusão mínima para granitos. C: Diagrama de aluminosidade (A/CNK) x (A/NK) (SHAND, 1943), exibindo o caráter peraluminoso dessas rochas.

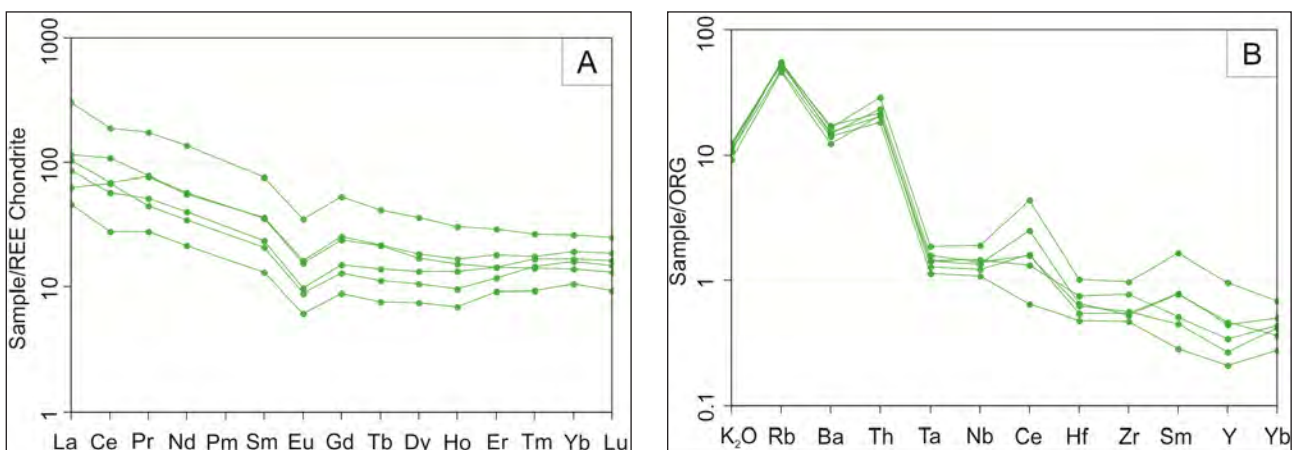


Figura 3.20 – Diagramas de ETR e multielementos para o Complexo Mutunópolis. A: ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984); B: Distribuição dos LILE e HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al. (1984).

Nos diagramas Rb x (Ta+Yb) de Pearce et al. (1984) e Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) as amostras caem entre o campo dos granitos sin-orogênicos e pós-orogênicos. Além disso, comparando-se os diagramas de multielementos LILE e HFSE do Complexo Mutunópolis com o padrão dos granitos orogênicos e pós-orogênicos de diferentes regiões do mundo apresentados por Pearce et al. (1984), observa-se tendências intermediárias entre estes dois ambientes (Figuras 3.21A a 3.21D).

As proporções de feldspato, quartzo e minerais máficos evidenciados na análise petrográfica são compatíveis com a classificação litoquímica de granito *strictu sensu*. A presença da muscovita e granada nas rochas desta unidade corrobora com o caráter extremamente peraluminoso indicado pela litoquímica. Os elevados teores de  $Al_2O_3$  em relação aos álcalis representam um forte indício de participação de material sedimentar na geração destas rochas. Os diagramas de classificação tectônica a partir dos elementos maiores sugerem que estas rochas foram

geradas num ambiente de colisão continental. Enquanto os diagramas que utilizam elementos traços mostram uma transição entre um ambiente sin-orogênico e pós-orogênico.

Tendo em vista estes dados, sugere-se que as rochas deste complexo são derivadas da fusão de rochas sedimentares durante um estágio tardi-orogênico.

Para gnaíse do Complexo Mutunópolis, Matteini et al. (2010), obteve idade de cristalização U-Pb em zircão de  $792,3 \pm 8,2$  Ma e diversos zircões herdados com idades paleo à meso proterozoicas, além de idade  $T_{DM}$  de 1,90 Ga e  $E_{Nd}$  de  $-7,2$ . Tanto os zircões herdados, quanto a idade  $T_{DM}$  1,90 Ga associada ao  $E_{Nd}$  negativo corroboram com a hipótese de contribuição de material crustal antigo na geração destas rochas. Enquanto a idade de cristalização de 792 Ma é compatível ao estágio de colisão do arco de ilha intraocênico (Sequência Mara Rosa e plutônicas associadas) à margem oeste do Craton São Francisco evidenciada por Pimentel, Jost e Fuck (2004). A

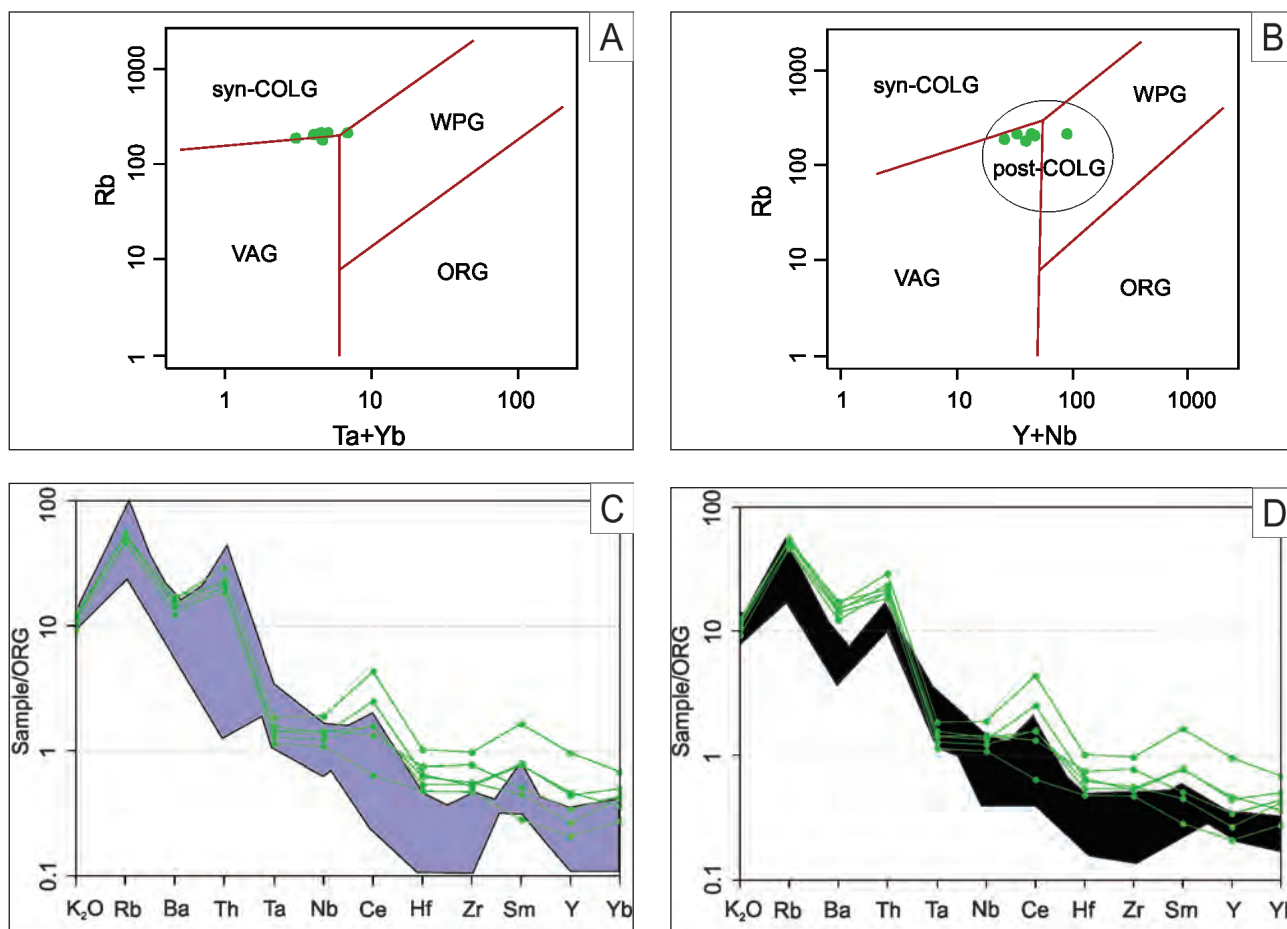


Figura 3.21 – Diagramas de classificação tectônica para o Complexo Mutunópolis. A: Diagrama de classificação geotectônica Rb x (Ta+Yb) de Pearce et al. (1984) com o campo dos granitos: VAG - de Arco Vulcânico; syn-COLG - de áreas de colisão; ORG - de cadeias meso-oceânicas, WPG - de domínio intra-placa, e: B: Diagrama Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) onde é acrescentado o campo post-COLG – Granitos pós-orogênicos; C: Comparação entre os padrões de LILE/HFSE de amostras do Complexo Mutunópolis com os granitos sin-orogênicos (em azul); D: Mesmos padrões comparados com granitos pós-orogênicos (em preto). Comparação com amostras de diferentes regiões do mundo modificada de Pearce et al. (1984).



junção destes fatores permite associar a geração das rochas do Complexo Mutunópolis ao magmatismo relacionado aos estágios finais desta acreção.

### 3.4.2 - Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás

Em trabalho recente de compilação, estes terrenos foram considerados como Ortognaisses do Oeste de Goiás (MOREIRA et al., 2008). No entanto, Fuck et al. (2006), durante mapeamento na escala 1:100.000 da Folha Santa Terezinha de Goiás, através de convênio CPRM-UnB, caracterizaram uma sequência de rochas supracrustais, que foi compartimentada em sete unidades e denominada como Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás. Essas unidades se estendem para norte, adentrando a Folha Bonópolis. Neste trabalho optou-se por considerar a proposição apresentada por Fuck et al. (2006).

A Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás compreende rochas metamórficas variadas, provavelmente de origem sedimentar dominante, embora haja contribuição significativa de origem vulcânica, caracterizada principalmente pela presença de anfíbolitos. A separação das unidades é coerente com a predominância de determinada rocha ou associação de rochas, com assinatura geofísica peculiar. A ordem em que se apresentam as unidades não possui relação com o empilhamento

estratigráfico, o qual ainda não é bem conhecido. Os avanços na discussão da estratigrafia da Sequência Santa Terezinha de Goiás foram prejudicados pela baixa qualidade dos afloramentos estudados.

Idade U-Pb de aproximadamente 670 Ma obtida em zircões de rocha vulcânica colocam a sequência no final do Criogeniano. Outra datação U-Pb em zircão de biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, atribuído a Unidade 2 dessa sequência, forneceu idade de  $653 \pm 11$  M.a., confirmando este período (FUCK et al., 2006).

As seis unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás mapeadas apresentam diferentes respostas radiométricas e magnéticas. As seguintes unidades apresentam respostas gamaespectrométricas arroxeadas, que indicam conteúdos intermediários a baixos de K e Th, sugerindo rochas com conteúdos menores de sílica (Figura 3.22A), além de respostas magnetométricas elevadas (Figura 3.22B): Unidade 1, composta por xistos ácidos e básicos, com intercalações frequentes com camadas centimétricas a métricas de anfíbolito; Unidade 4, compreendendo clorita xisto, clorita-muscovita xisto e granada-clorita-quartzo-sericita xisto, subordinado; Litofácies 4m, caracterizada por talco-clorita xistos, com magnetita e carbonato, subordinados; Litofácies 4 gon, representada por gonditos, rochas sedimentares ricas em Mn, e; Litofácies 3a, constituída por muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, clorita-

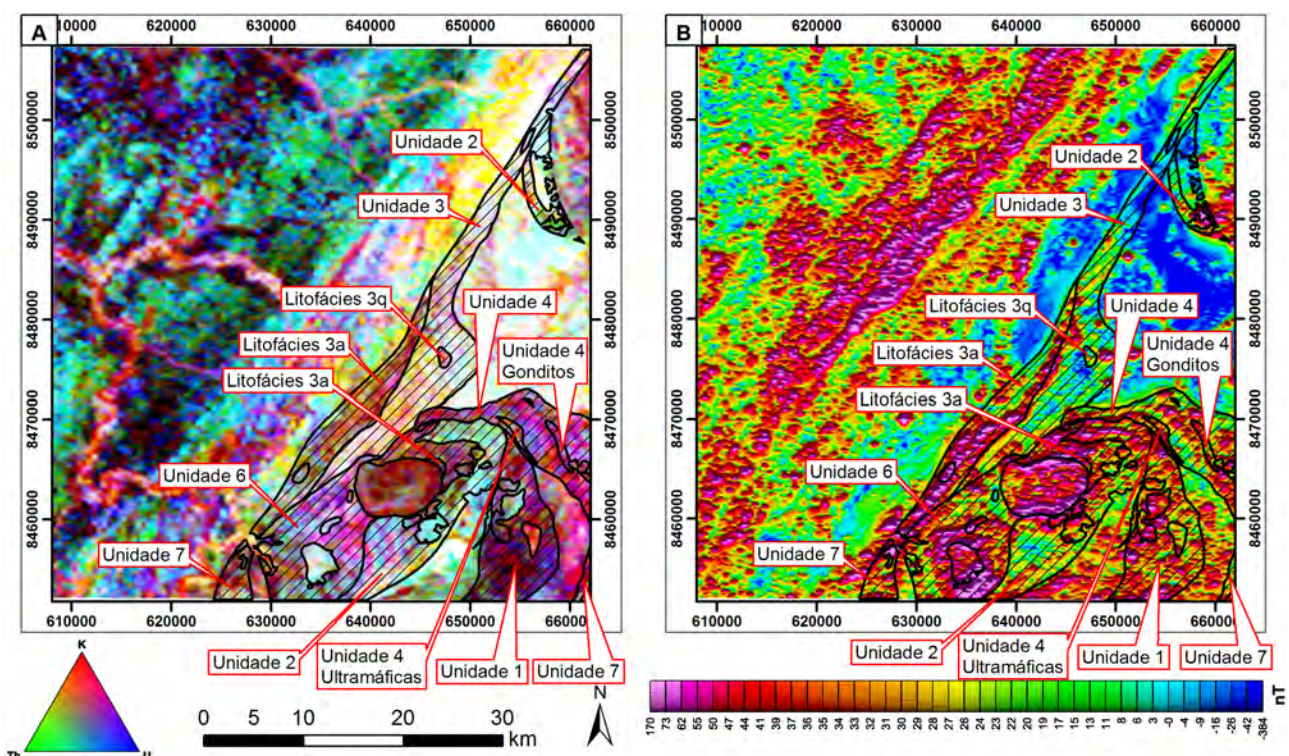


Figura 3.22 – Limites das unidades e litofácies da Sequência Santa Terezinha de Goiás sobrepostos a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

sericita-quartzo xistos, granada-estaurolita-biotita-quartzo xistos feldspáticos e meta-cherts.

A Unidade 2, composta por clorita-sericita-quartzo xisto, clorita xisto e muscovita-quartzo xisto, em sua exposição na porção nordeste de sua área de ocorrência no quadrante sudeste da folha, assim como sua exposição no quadrante nordeste, apresentam resposta ciano, em função da grande presença de coberturas lateríticas que retém Th e U. No primeiro caso, a reposta magnética é predominantemente intermediária, tendendo a um alto magnetométrico em sua porção nordeste, enquanto que na segunda situação a resposta é essencialmente baixa, embora haja uma pequena anomalia magnética positiva, que provavelmente não é compatível com nenhuma rocha aflorante.

A Unidade 3, representada por muscovita-biotita xisto feldspático, granada-muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos e muscovita xistos, e a Litofácies 3q, constituída por quartzitos muscovita-quartzo xistos, exibem resposta radiométrica tendendo ao branco, com pontuações lilás e amareladas, sugerindo predominantemente altas concentrações dos 3 radioelementos, em virtude da grande quantidade de sílica presente nessas rochas. Somente pequenas anomalias magnéticas, provavelmente profundas, estão dispersas pela área dessa unidade.

As Unidades 6 e a porção sudoeste da Unidade 2, localizada no quadrante sudeste da folha, apresentam respostas radiométricas com colorações ciano claro a rosadas e lilás, compatíveis com as rochas encontradas nessas unidades, ou seja, mica xistos, clorita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos e granada-biotita-quartzo xistos. As assinaturas magnetométricas variam entre baixa a intermediárias. Há intrusões de granitos da Suíte Intrusiva Faina na Unidade 6, coincidente com uma pronunciada anomalia magnética, que não tem qualquer relação com a unidade hospedeira.

A Unidade 7, em suas duas exposições, na zona de confluência entre os rios Crixás-Açu e dos Bois, e no extremo sudeste da folha, tem suas respostas gamaespectrométricas alteradas pela presença de aluviões e prováveis áreas alagadiças, portanto não são confiáveis. A resposta magnetométrica em ambos os casos é predominantemente intermediária.

3.4.2.1 - NP2stg1 - Unidade 1: Metagabros/anfibolitos, clorita xistos, anfibólio-xistos, gonditos e rochas vulcânicas

A unidade distribui-se no quadrante sudeste da folha, limitando-se a leste por meio de falha

transcorrente dextral com gnaisses tonalíticos (NP3γ1gnt), a nordeste e norte, aparentemente, o contato não é tectônico com a Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg4), bem como a noroeste e oeste com a Unidade 2 da mesma sequência (NP2stg2). Os contatos com o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr) e a unidade Gnaiss Tonalítico (NP3γ1gnt), a oeste e sudoeste, respectivamente, são marcados por falha transcorrente dextral. Para sul, de acordo com a imagem ternária do Levantamento Aerogeofísico do Arco Magmático de Mara Rosa, a Unidade 1 adentra por vários metros à Folha Santa Terezinha de Goiás. A área total descrita dessa unidade é de 74,5 km<sup>2</sup>.

Os afloramentos são raros e encontram-se muito alterados. Ocorrem em cortes de estrada e em leito de drenagem. São rochas com cores avermelhadas a amareladas, granulação média a fina, foliadas e dobradas. Em geral, apresentam foliação com direção aproximada N-S. Compreendem, principalmente, camadas centimétricas a decimétricas de metagabro metamorfozido em fácies anfibolito, magnético, intercalado com clorita xistos, sericita-clorita xistos, muscovita-quartzo xistos e anfibólio xistos, muito intemperizados (Figuras 3.23A e 3.23B). Também foram verificados grandes blocos de metagabro (LM-100) indicando a ocorrência de corpos com espessuras métricas. Gonditos acamadados foram observados no afloramento LM-94A, em corte de estrada, onde se expõem em camadas centimétricas a decimétricas, em avançado estado de intemperismo (Figura 3.23C).

Em lâmina petrográfica de metagabro observa-se que os anfibólios estão orientados formando textura nematoblástica. O quartzo existe como pequenos grãos recristalizados ao redor do plagioclásio indicando uma incipiente textura granoblástica. Esporadicamente, o plagioclásio pode apresentar uma distribuição errática sem uma orientação tectônica clara, sugerindo textura reliquiar típica de rochas gabroicas. A rocha é composta por plagioclásio (55%), hornblenda-actinolita (32%), quartzo (7%), piroxênio (1%) e óxidos de Fe e Ti (3%) exemplificada como a seguir na Figura 3.23D.

De acordo com Fuck et al. (2006), análise U-Pb em zircão de amostra de andesito pórfiro indicou a idade de  $670 \pm 4$  M.a. para essa unidade. A assinatura isotópica de neodímio é representada por idades modelo TDM entre 0,8 e 1,19 Ga, indicando curta residência crustal (FUCK et al., 2006).



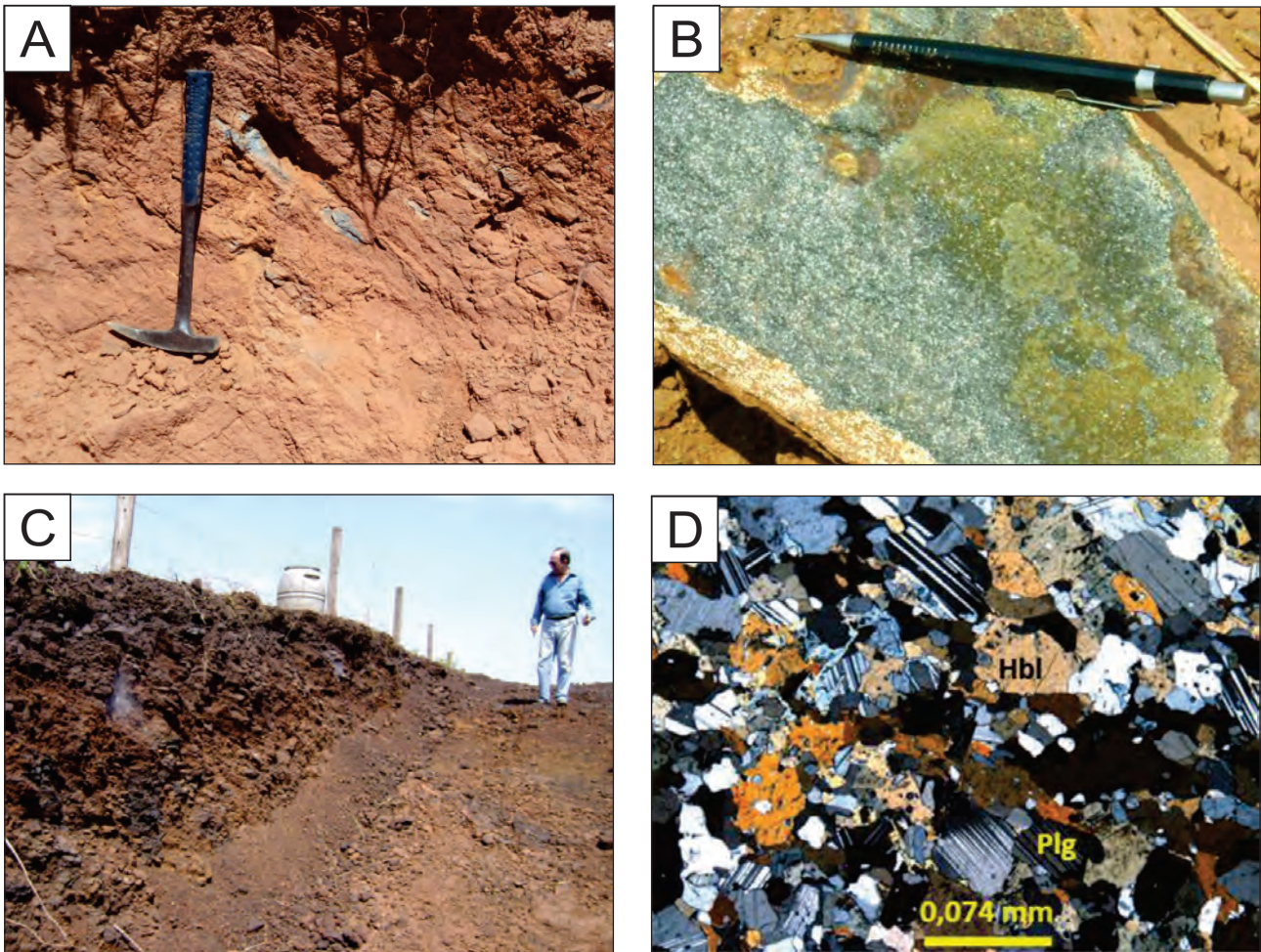


Figura 3.23 – A: Exposição em corte de estrada de intercalação de metagabro, magnético, com muscovita-quartzo xisto, muito intemperizado (Ponto LM-02); B: Amostra de metagabro com porções bem preservadas (Ponto LM-02); C: Afloramento de gondito acamadado em corte de estrada (Ponto LM-94A); D: Metagabro com textura granonematoblástica, com minerais pouco orientados, sob nicóis cruzados (LM-02). Aumento de 4x.

3.4.2.2 - NP2stg2 - Unidade 2: clorita xistos, clorita-sericita-quartzo xistos, clorita-sericita xistos, biotita-clorita xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita xistos, gonditos e anfíbolitos

A Unidade 2 foi cartografada a nordeste e sudeste da folha. A exposição nordeste, com 17 km<sup>2</sup>, tem formato de meia-lua como consequência de dobramento por arrasto, resultante da atuação de zona de cisalhamento transcorrente dextral. Seus limites, a noroeste com a Unidade 3 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg3), e a sudoeste e sul com o Complexo Mutunópolis (NP2γmu), são tectônicos, marcados pelo desenvolvimento de forte foliação transposta, protomilonítica a milonítica em zonas de cisalhamentos transcorrente dextral e transpressional dextral, respectivamente, enquanto que no contato a leste com a unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás (NP1γ1gn) não foi identificada nenhuma influência tectônica.

Na porção sudeste, a Unidade 2 adquire formato irregular com direção geral NE-SW, em

que o extremo NE encontra-se dobrado, com uma antiforme com eixo ENE, enquanto no extremo SW, a unidade apresenta-se interceptada por falha transcorrente sinistral. Seus limites a norte e noroeste com a Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg4) são marcados por dobramentos com eixos ENE, enquanto que a oeste, o contato com o corpo Rochas Máficas (NP3δamg) não apresenta caráter tectônico. O limite a sudoeste com a Unidade 6 (NP2stg6) é influenciado por falha transcorrente sinistral, que implicou em contato em forma de um suave “S” entre ambas as unidades. O contato a sudeste se dá com o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr), intrusivo na Unidade 2, e o contato a leste e nordeste com a Unidade 1 (NP2stg1) não apresenta caráter tectônico. A sul há indicação através das imagens aerogeofísicas, ternária (RGB) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA), de que a Unidade 2 adentraria alguns quilômetros pela Folha Santa Terezinha de Goiás. A área cartografada compreende aproximadamente 85 km<sup>2</sup>.



Estes terrenos também foram interpretados ao longo do tempo como gnaisses diversos, e por último como Ortognaisses do Oeste de Goiás (LACERDA FILHO et al., 1999; MOREIRA et al., 2008).

Os afloramentos são escassos na exposição nordeste da Unidade 2, ocorrendo, geralmente, em áreas arrasadas topograficamente e em pequenas drenagens, usualmente na forma de blocos rolados e pequenos lajeiros como na Faz. Esperança (LM-58). Coberturas lateríticas se distribuem sobre a unidade. Os principais afloramentos descritos na exposição nordeste foram: LM-31, LM-45, LM-48, LM-58 e LM-245.

Foi possível distinguir biotita-clorita xistos, muscovita xistos e anfibolitos. Poucos afloramentos de xistos preservados foram identificados. Por outro lado, os anfibolitos foram observados com mais frequência por serem mais resistentes frente ao intemperismo. Os anfibolitos ocorrem em faixas descontínuas no entremeio ao pacote de xistos. Apresentam cor cinza esverdeada em superfície quando fresca a rosa esverdeada em superfícies alteradas com foliação bem desenvolvida, granulometria fina, sedosa ao tato e magnética.

Em lâmina, os anfibolitos exibem textura diablastica, cuja composição mineralógica é dada por tremolita (99-38%), talco, (18%), clorita (35%) e minerais opacos (1-2%). A clorita e o talco ocorrem sob a forma de lamelas e o talco apresenta-se também em agregados fibrosos. A tremolita é prismática a acicular. Opacos variam entre subédricos a anédricos com alguns exibindo faces de quadrados imperfeitos. A paragênese mineral apresentada indica que as condições de metamorfismo a que foram submetidas estas rochas no contexto regional foram de fácies xisto verde a anfibolito.

Um afloramento de quartzo-epidoto anfibolito foi observado na GO-241 com presença de material quartzo-feldspático remobilizado com espessuras entre 2 e 40 milímetros, dispostos irregularmente, paralelos à foliação, ora cortando-a, ora preenchendo fraturas.

A outra exposição da Unidade NP2stg2, localizada no quadrante sudeste da folha, encontra-se dobrada em conjunto a Unidade 4 (NP2stg4), que se arranja como envoltório de um núcleo básico intrusivo, atribuído ao corpo Rochas Máficas (NP3δamg), que foi rotacionado no estágio final da colisão continental.

O relevo é plano a suave ondulado com poucas colinas ou morrotes, e os afloramentos em sua maioria encontram-se muito alterados, assim como a maioria das unidades supracrustais estudadas, prevalecendo colorações vermelha, amarela e castanha.

Os litotipos principais incluem clorita-sericita-quartzo xisto (Figura 3.24A), clorita xisto e muscovita-quartzo xisto (Figura 3.24B), que se intercalam em bandas centimétricas a decimétricas (Figura 3.24C). Não foi possível definir a espessura total de cada litotipo devido à precariedade dos afloramentos. Ocorrem, subordinadamente, lentes não mapeáveis de magnetita-clorita-talco xisto (Figura 3.24D), gondito (Figura 3.24E) e anfibolito (Figura 3.24F) com espessuras desde centimétricas até decamétricas. Os principais afloramentos foram descritos nos pontos LM-004, 23, 86, 86A, 87A, 90, 90A, 144 e 154.

Somente a amostra LM-90 tem análise petrográfica, revelando tratar-se de talco-clorita xisto alterado com textura lepidoblástica, crenulada. Interpreta-se que o protólito de composição máfica-ultramáfica foi submetido à intensa deformação dúctil com percolação de fluidos hidrotermais, gerando a clorita e o talco, em substituição a olivinas e anfibólios. Os xistos, em geral, se apresentam com elevado grau de alteração, conservando ainda a xistosidade típica, geralmente dobrada, intrafolial e com vênulas de quartzo branco estirado também dobradas.

Dados geocronológicos apresentados por Fuck et al. (2006) para a Unidade 2, indicam idade de  $653 \pm 11$  M.a. de acordo com datação de biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, por meio do método U-Pb em zircão. Uma segunda datação, em *plug* de composição granodiorítica, apresentou idade U-Pb em zircão de  $637 \pm 5$  M.a. Idades modelo  $T_{DM}$  de 1,87 e 2,42 Ga sugerem que os sedimentos são provenientes de fontes com idades diversas que se misturaram, enquanto que idades modelo mais jovens em torno de 1 G.a., estariam relacionadas a uma curta residência crustal.

3.4.2.3 - NP2stg3 - Unidade 3: muscovita-biotita xisto feldspático, granada-muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita xistos, clorita xistos, biotita xistos, talco xistos, gonditos, meta-cherts e anfibolitos

A Unidade 3 ocorre de forma irregular, se estendendo por 53 km segundo a direção NE-SW, endentada em sua porção leste com as rochas do Complexo Mutunópolis. Ocupa parte dos quadrantes nordeste e sudeste da área com 130 km<sup>2</sup> cartografados. Esta área era anteriormente mapeada como Ortognaisses do Oeste de Goiás em trabalhos de compilação regional (LACERDA FILHO et al., 1999; MOREIRA et al., 2008).

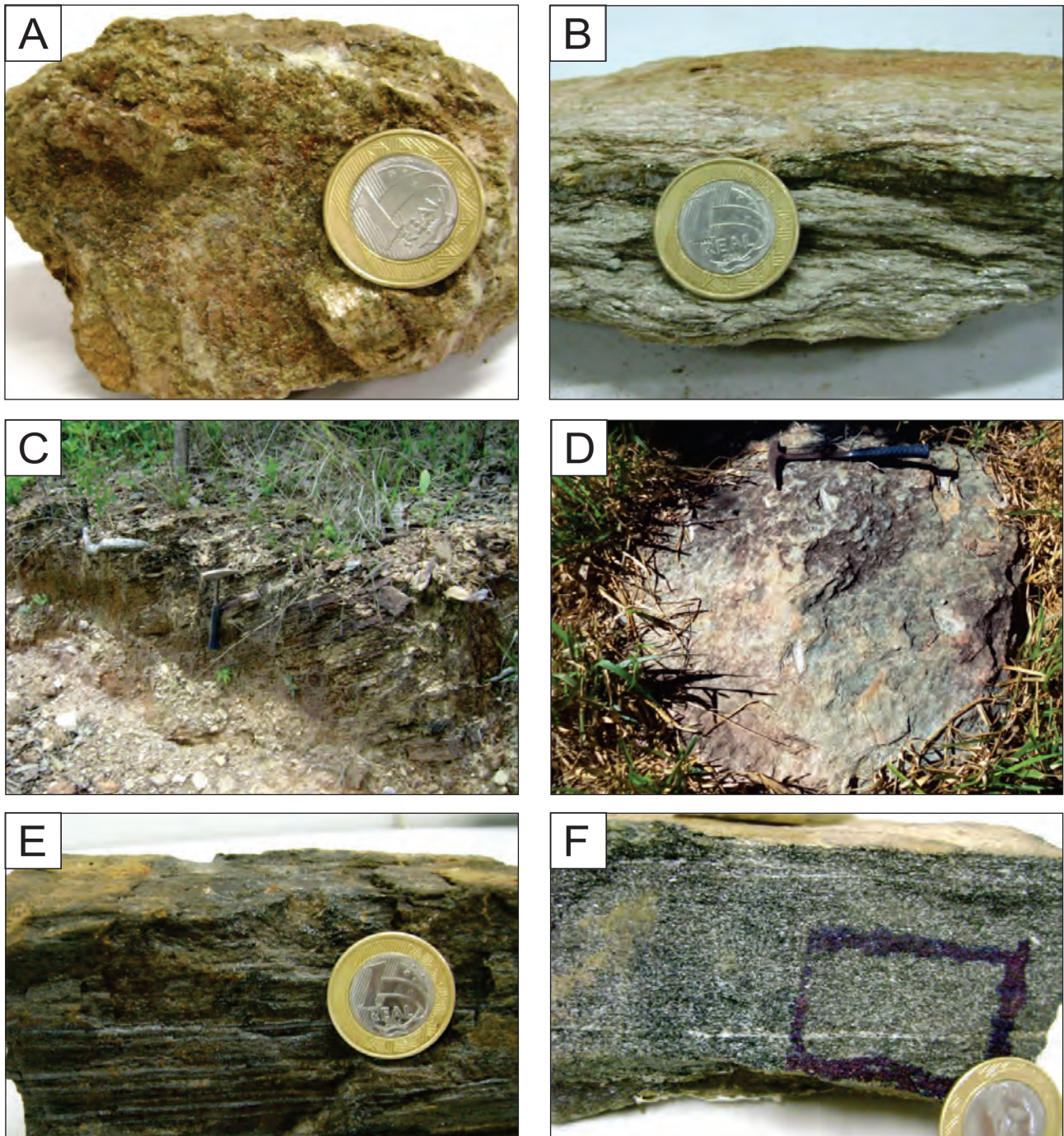


Figura 3.24 – A: Amostra de clorita-sericita-quartzo xisto intemperizado (Ponto LM-23); B: Amostra de muscovita-quartzo xisto esbranquiçado e crenulado (Ponto LM-86A); C: Exposição em corte de estrada de intercalação de muscovita-quartzo xisto e clorita-sericita-quartzo xisto (Ponto LM-86A); D: Afloramento em blocos de magnetita-clorita-talco xisto intemperizado (Ponto LM-86). E: Amostra de gondito laminado (Ponto LM-87A); F: Anfíbolito (metagabro) com granulação média e textura granonematoblástica (Ponto LM-004).

Os contatos a leste se dão por zona de falha transcorrente dextral, com as unidades, a partir do norte: Ortognaisses do Oeste de Goiás (NP1 $\gamma$ 1gn), Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2), Complexo Mutunópolis (NP2 $\gamma$ mu) e Unidades 4 e 6 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg4 e NP2stg6) ao sul. Pelo flanco oeste o contato é tectônico com o Complexo Serra Azul de Goiás (A3sag) marcado por zona de cisalhamento transpressional sinistral, e com a

litofácies 3a da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP3stg3a), com a qual não há feições de relação tectônica.

A topografia na área de exposição deste conjunto de rochas é bem acidentada com morrotes e serras alinhadas segundo a direção geral N30°E, exibindo frequentes dobramentos.

Muscovita-biotita xisto feldspático (Figura 3.25A), granada-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto e muscovita xisto são os principais litotipos



identificados. As paragêneses minerais dessas rochas evidenciam origem sedimentar, com proporções elevadas dos conteúdos de quartzo e feldspato, sugerindo provável protólito psamítico impuro, com intercalações pelíticas. Níveis de meta-chert foram localmente observados (Figura 3.25B). Nota-se

pequena contribuição ígnea máfica-ultramáfica dada por clorita xisto, talco xisto (LM-82) e serpentinito (LM-132A). É comum observar intercalações entre os variados tipos de xistos e camadas centimétricas a decimétricas, descontínuas, de anfibolito (Figura 3.25C).

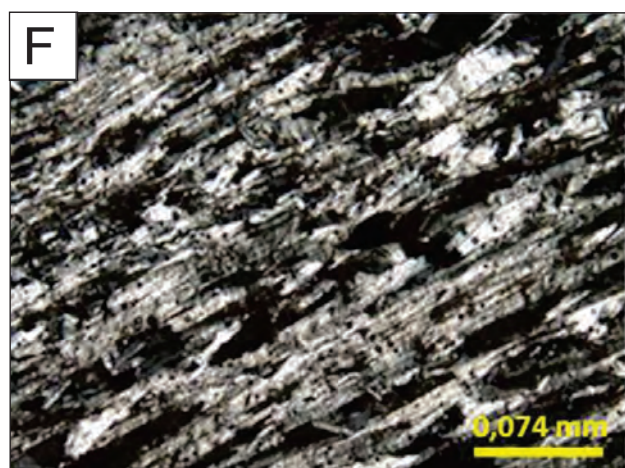
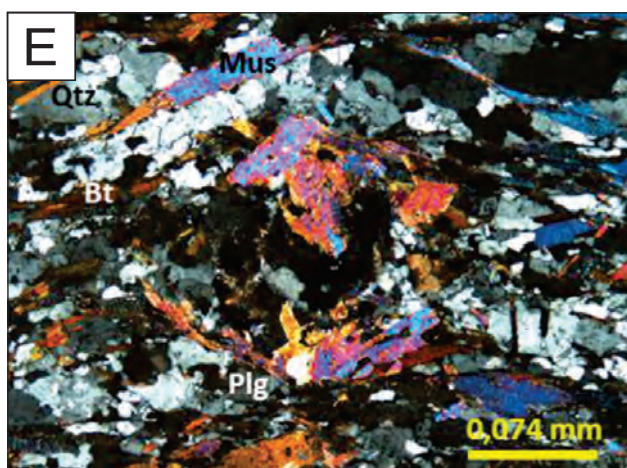


Figura 3.25 – A: Amostra de muscovita-biotita xisto feldspático (Ponto LM-12A); B: Amostra de meta-chert cinza, maciço (Ponto LM-137A); C: Intercalação de camadas centimétricas de granada-muscovita xisto esbranquiçado a avermelhado e anfibolito verde (Ponto LM-30); D: Amostra de muscovita-biotita xisto com aspecto gnáissico (Ponto LM-22). E: Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto (Ponto LM-22) exibindo textura granolepidoblástica, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas de muscovita e biotita; F: Fotomicrografia de serpentinito com 97% de serpentina e com foliação bem definida (Ponto LM-132A). Nicóis cruzados e aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

Os xistos afloram em lajeiros, vales de drenagem e em blocos. Apresentam-se com cores variadas predominando nas mais quartzosas as cores amarelada a creme, enquanto naquelas com mais micas e granada os tons passam a ser avermelhados. É comum a passagem em termos composicionais entre granada-muscovita-quartzo xistos e quartzitos micáceos e termos miloníticos associados. As principais estruturas como a foliação encontram-se dobradas e fraturadas. Quando apresentam granulação fina podem gerar estruturas tipo “mil folhas”. A granada, quando presente, ocorre como porfiroblasto com diâmetros em torno de 0,5 cm e geralmente rotacionadas. Quando alteradas conferem um tom prateado avermelhado à rocha.

Em lâmina observa-se que os xistos feldspáticos são compostos essencialmente por quartzo (35 – 40%), plagioclásio (10 – 20%), biotita (10 – 20%) e muscovita (5 – 25%), além de quantidades variáveis de granada, feldspato potássico, clorita, epidoto e carbonato. Nas Figuras 3.25D e 3.25E é exibido um muscovita-biotita xisto com 35% de quartzo e 36% de feldspato. Em rochas com conteúdos tão elevados destes minerais, o aspecto xistoso é substituído por feições gnáissicas, formando até mesmo bandamento. Na Figura 3.25F apresenta-se uma foto de lâmina de serpentinito formado por 97% de serpentina e 3% de minerais opacos, evidenciando atividade ígnea ultramáfica, concomitante ao período de sedimentação.

O metamorfismo desta unidade varia entre xisto-verde a anfíbolito. São comuns veios métricos de quartzo leitoso recristalizado, além de veios e vênulas de material remobilizado, compostos de quartzo e k-feldspato.

Idade modelo  $T_{DM}$  com valor de 1,62 Ga obtida por Fuck et al. (2006), sugere contribuição oriunda de fonte mais antiga, talvez Paleoproterozoica ou mesmo arqueana, associada a materiais oriundos de fontes Neoproterozoicas, relacionadas com o arco magmático.

3.4.2.3.1 - NP2stg3a - Litofácies 3a: Muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, granada xistos, clorita-sericita-quartzo xistos, granada-estaurolita-biotita-quartzo xistos feldspáticos e meta-cherts

A Litofácies 3a ocorre em dois locais na Folha Bonópolis. Sua principal exposição se dá próximo à porção central da folha, formando faixa alongada NE-SW com 35 km de extensão, ocupando uma área de 67 km<sup>2</sup>. Mantém contatos tectônicos, por meio de zona de cisalhamento transcorrente dextral, a sudeste com as unidades 7 e 6 da Sequência

Santa Terezinha de Goiás (NP2stg7 e NP2stg6, respectivamente). O contato a leste e nordeste com a Unidade 3 (NP2stg3) da mesma sequência não apresenta caráter tectônico, sendo aparentemente concordante. O contato com o Complexo Serra Azul de Goiás (A3sag), a noroeste e com o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss (NP3γ1agn) a sudoeste, são marcados por zona de cisalhamento transpressional sinistral.

A segunda exposição dessa litofácia possui área de 1,27 km<sup>2</sup>, e margeia a ENE uma intrusão do corpo Rochas Máficas (NP3δamg), além de estabelecer contato não tectônico com a Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg4).

Esta unidade compõem-se essencialmente de muscovita xisto (Figura 3.26A), muscovita-quartzo xisto e granada xisto (Figura 3.26B). Intercalações com xistos feldspáticos são observadas, o que sugere interdigitação com o pacote de xistos, também feldspáticos, da Unidade 3. A textura é predominantemente lepidoblástica, podendo ser porfiroblástica quando há granada. Feições miloníticas são indicadas pela presença de estruturas sigmoidais, como mica *fish*.

Lentes de quartzito ocorrem, embora, com pequena frequência. Sericita-quartzo xisto, clorita-sericita-quartzo xisto e meta-chert ocorrem esporadicamente. A presença de xistos feldspáticos com estaurolita coexistindo com granada, biotita e quartzo é rara na área (Figura 3.26C), mas indica que o metamorfismo chegou a fácies anfíbolito, zona da estaurolita, e que o protólito pode ser inferido como uma rocha pelítica, com alguma contribuição psamítica e até mesmo grauvaquiana (Figura 3.26D). No entanto, a presença de clorita substituindo a biotita sugere que houve tendência ao retrometamorfismo para a fácies xisto verde. Observam-se porfiroblastos de granada sin a tardi-cinmáticos e prismas de estaurolita, pré a sin-cinmáticos.

Em lâmina, o granada-estaurolita-biotita-quartzo xisto feldspático exhibe: grãos de quartzo (40%) recristalizados com contato suturado a poligonal e com extinção ondulante; lamelas de biotita (15%) parcialmente substituídas por clorita; cristais subédricos a euédricos de estaurolita (12%), prismáticos, poiquilíticos, com caráter pré a sin-cinmático; lamelas de clorita (10%) resultantes do retrometamorfismo da biotita; cristais de plagioclásio (10%) com geminação polissintética; cristais de granada (7%) euédricos a subédricos, pré a sin-cinmáticos; e opacos (4%), turmalina (1%), muscovita (1%) e apatita (<1%) como minerais secundários.

Dantas et al. (2001) obteve idade modelo  $T_{DM}$  de 2,06 Ga em amostra de muscovita xisto,



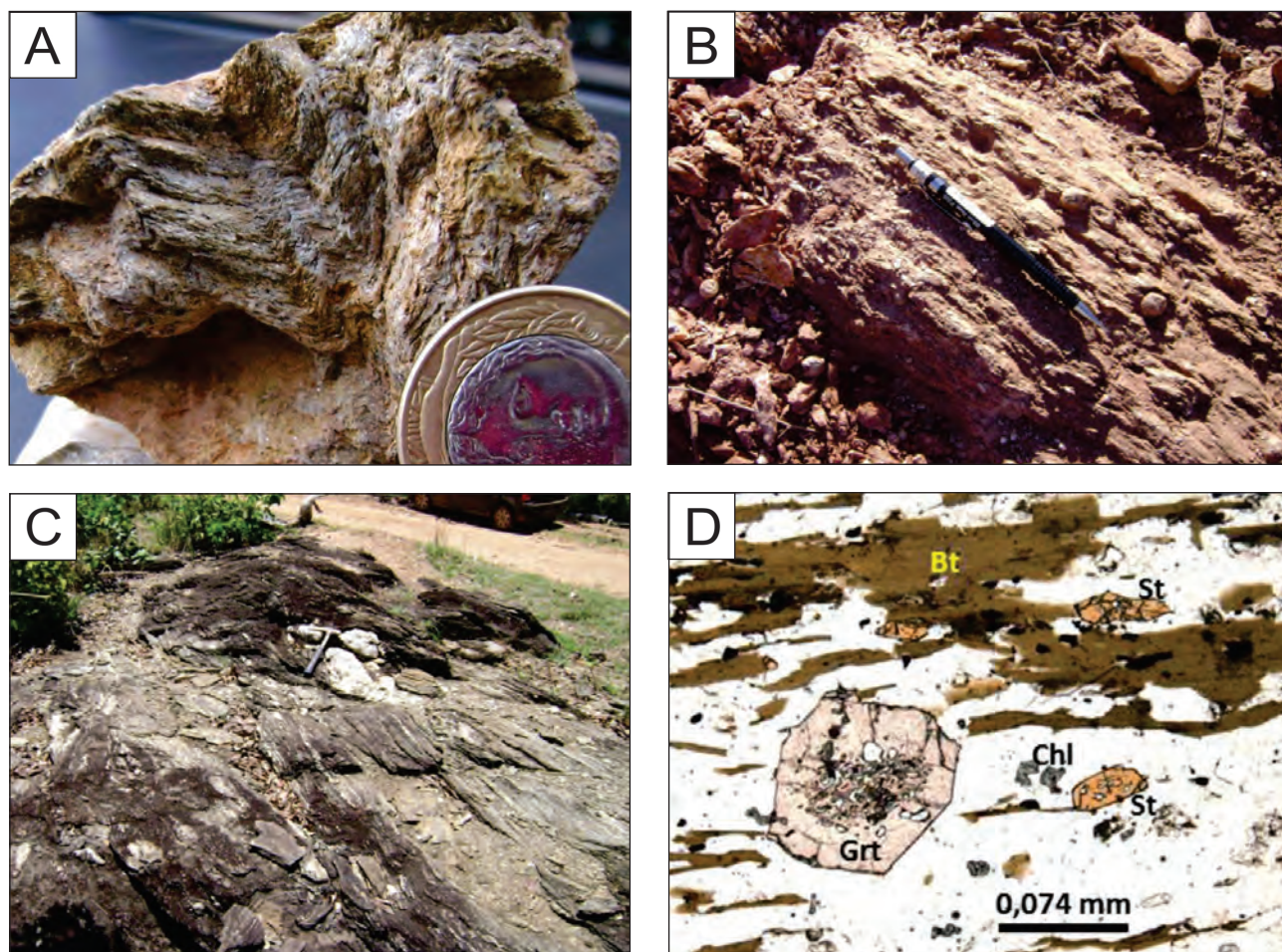


Figura 3.26 – A: Amostra de muscovita xisto crenulado, intemperizado (Ponto LM-174); B: Afloramento de granada xisto em estágio avançado de intemperismo, com destaque para os grãos sin-cinemáticos de granada (Ponto LM-175); C: Afloramento de granada-estaurolita-biotita-quartzo xisto feldspático com injeções de quartzo deformadas (Ponto LM-91); D: Fotomicrografia sob nicois paralelos de granada-estaurolita-biotita-quartzo xisto feldspático (Ponto LM-91). Destaque para os porfiroblastos de granada sin a tardi-cinemáticos e prismas de estaurolita, pré a sin-cinemáticos.

compatível com valores determinados para rochas similares mapeadas a sul da Folha Santa Terezinha de Goiás, sempre maiores que 1,8 Ga. Novamente é possível interpretar que no sítio deposicional de mais uma unidade da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás houve mistura de sedimentos provenientes de rochas-fontes com idades prováveis desde Neoproterozoicas, relacionadas a formação do Arco Magmático, até arqueanas.

#### 3.4.2.3.2 - NP2stg3q - Litofácies 3q: quartzitos e muscovita quartzitos

A Litofácies 3q se restringe a duas lentes com extensões de 2 e 3 km e largura de até 1 km mapeadas como quartzito e muscovita quartzito intercalados no entremeio ao pacote de xistos da Unidade 3, formando serras e morros. Juntas compreendem área total de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>, dispendo-se uma na porção centro-sul e a outra na porção norte da Unidade 3.

A litofácies caracteriza-se por quartzitos brancos, finos, mal-selecionados, intensamente recrystalizados, estratificados em camadas centimétricas a decimétricas, internamente maciços e dobrados (Figuras 3.27A e 3.27B). São formados exclusivamente por quartzo, embora se verifique a presença de muscovita localmente, indicando aporte pelítico durante a deposição.

#### 3.4.2.4 - NP2stg4 - Unidade 4: Clorita xistos, granada-clorita-quartzo-sericita xistos, clorita-muscovita xistos, anfíbio-clorita xistos, biotita-quartzo xistos, granada-muscovita-quartzo xistos e quartzo-turmalina-muscovita xistos

A área cartografada (89 km<sup>2</sup>) localiza-se no quadrante sudeste com forma irregular, assemelhando-se a um semicírculo com a sua porção de oeste mais estreita que a de leste. A porção oeste da unidade encontra-se dobrada, com uma sinforme e uma antiforme com eixos ENE, envolvendo uma

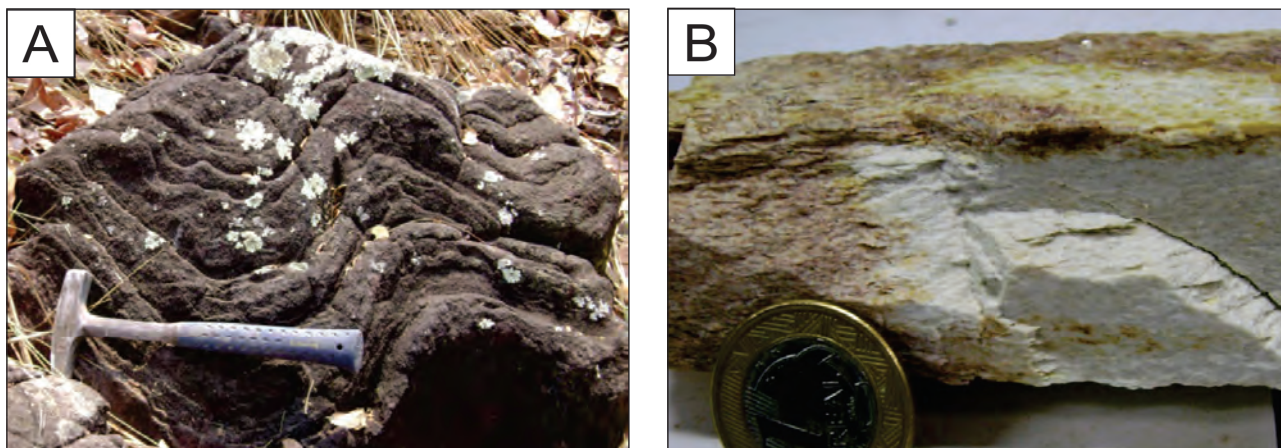


Figura 3.27 – A: Afloramento de quartzito acamadado dobrado (Ponto LM-261); B: Amostra de quartzito branco, fino, resrecristalizado (Ponto LM-248).

intrusão básica, atribuída ao corpo Rochas Máficas (NP3δamg), que se comportou como corpo rígido, rotacionado durante o último evento deformacional Brasileiro.

Estes terrenos foram considerados em trabalhos de compilação regional como pertencentes à unidade denominada Ortognaisses do Oeste de Goiás conforme os dados de Lacerda Filho et al. (1999) e Moreira et al. (2008).

O relevo é variado, tendo áreas mais irregulares a oeste e a leste, e na região central é mais aplainado com colinas suaves.

Os afloramentos compreendem principalmente blocos, cortes de estrada e leito de drenagens, e em sua maioria, apresentam-se alterados.

Os contatos de maneira geral foram interpretados como de natureza tectônica devido à forte atuação de movimentos regionais, balizados a oeste pelo Lineamento Transbrasileiro e a leste por importantes zonas de cisalhamento transcorrentes regionais semelhantes, porém de magnitude menor.

Na porção norte o contato é com o Complexo Mutunópolis (NP2γmu) através de zona de cisalhamento transpressional dextral de direção aproximada E-W. A oeste faz contato com rochas metassedimentares das unidades 3 e 6 da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás (NP2stg3 e NP2stg6, respectivamente), por meio de zona de cisalhamento transcorrente dextral. À leste se prolonga para a Folha Mutunópolis. Ao sul limita-se com as unidades 1 e 2 e litofácies 3a da Sequência Santa Terezinha de Goiás e com o corpo intrusivo Rochas Máficas (NP3δamg), sem aparente influência tectônica, e a sudeste com gnaisses tonalíticos (NP3γ1gnt) e biotita granitos miloníticos (NP3γ2bgr) por meio de falha transcorrente dextral.

A Unidade 4 apresenta uma grande variedade mineralógica e petrográfica, com quantidades

variáveis de quartzo, muscovita e clorita, predominantes, e granada, biotita, sericita, anfibólio e turmalina, subordinadas. Clorita xisto e clorita-muscovita xisto constituem os principais litotipos e ocorrem intercalados em faixas descontínuas, com termos subordinados como anfibólio-clorita xisto, granada-clorita-quartzo-sericita xisto, biotita-quartzo xisto, granada-muscovita-quartzo xisto e quartzo-turmalina-muscovita xisto (Figuras 3.28A e 3.28B).

Lâmina petrográfica de turmalina-muscovita xisto revelou que a porcentagem de turmalina em rocha atinge 18%, sendo caracterizada por cristais subédricos de hábito prismático, fortemente pleocróicos, de cor verde-azulada a rosa, com caráter tardi-cinematográfico (Figura 3.28C). Na mesma lâmina foram observados 60% de muscovita, 7% de quartzo e 15% de minerais opacos.

Pontualmente foram encontradas intrusões de pequenos corpos de metabasitos e granitos (Figuras 3.28D e 3.28E), não cartografáveis. As intrusões graníticas são pouco ou não deformadas e apresentam rochas leucocráticas, com granulação fina a média, hipidiomórfica e inequigranular, com textura granolepidoblástica, composta por quartzo (27%), plagioclásio (25%), microclínio (23%), biotita (10%), muscovita (7%) e epidoto (7%) (Figura 3.28F).

Talco xistos e talco-clorita xistos ocorrem como lentes com espessuras entre 1 e 6 km e serão descritos em tópico específico, assim como os gonditos.

#### 3.4.2.4.1 - NP2stg4μ - Litofácies 4μ: Talco xistos, clorita-talco xistos

Quatro lentes de talco xisto foram mapeadas acompanhando a foliação principal da Unidade 4, com extensões variando de 1 a 6 km, e larguras de até 1 km. A maior dentre as lentes possui formato sigmoidal e está situada próximo ao



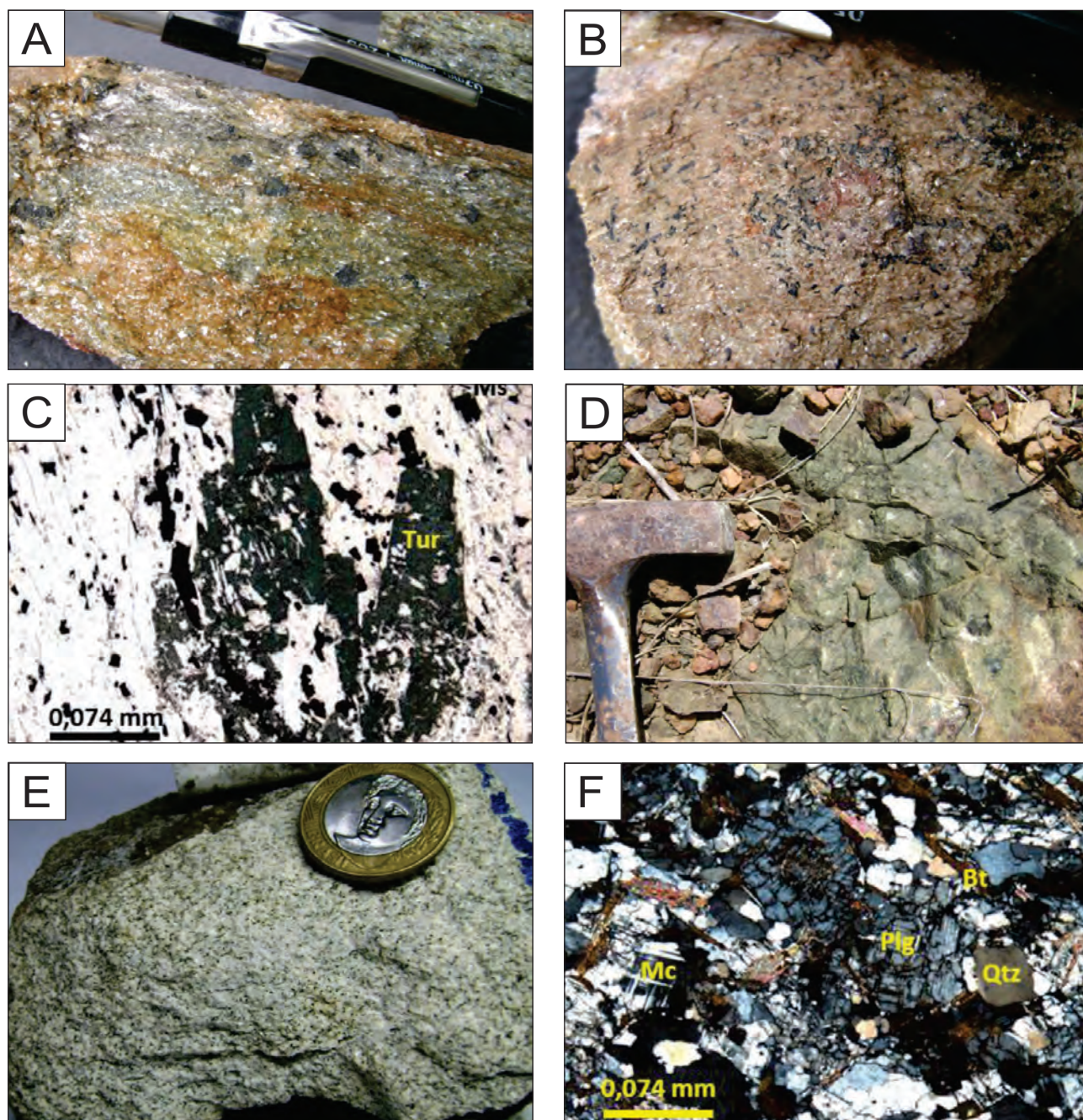


Figura 3.28 – A: Granada-muscovita-quartzo xisto, com grãos de granada exibindo sombra de pressão (LM-107); B: Turmalina-muscovita xisto, com destaque para os grãos prismáticos de turmalina preta (LM-107); C: Turmalina-muscovita xisto sob nicóis paralelos, evidenciando seção prismática da turmalina (LM-107); D: Afloramento em blocos de rocha metabásica (LM-102); E: Amostra de metagranito, branco a cinza claro, fino, pouco deformado (LM-79). F: Metagranito com plagioclásios sericitizados.

contato com outras unidades da mesma sequência metavulcanossedimentar a sul.

Essas lentes são constituídas por talco xisto e clorita-talco xisto e, subordinadamente, por clorita-carbonato-talco xisto, carbonato-talco xisto, magnetita-talco xisto (Figura 3.29A) e muscovita-talco-clorita xisto (Figura 3.29B), que tem como protólito rochas ultramáficas, interpretadas como derrames por Costa (1986). A importância metalogenética dessa litofácies como hospedeira das mineralizações de esmeralda no Sinclínório Rio

do Peixe, associado a zonas de cisalhamento, na região de Campos Verdes, localizado na Folha Santa Terezinha de Goiás, deve ser considerada em futuras atividades prospectivas (BARROS NETO, 2000; D'EL-REY SILVA; BARROS NETO, 2002).

Dados isotópicos de Sm-Nd de amostras coletadas no Sinclínório Rio do Peixe e áreas vizinhas, resultaram em idades modelo  $T_{DM}$  1,47 e 2,17 (DEL-REY SILVA; BARROS NETO, 2002). Esses dados indicam que a sedimentação é derivada de fontes mistas arqueanas e proterozoicas.



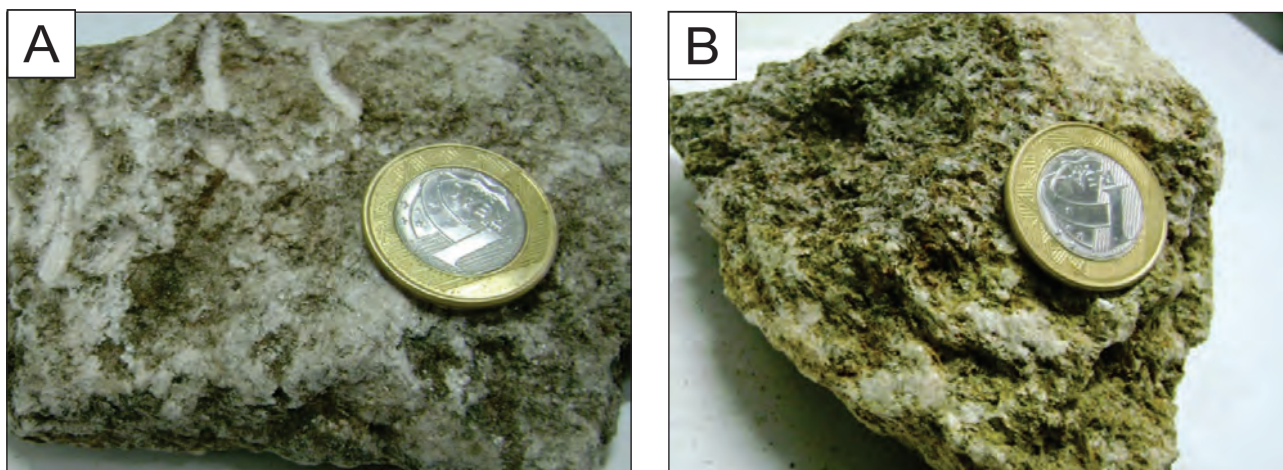


Figura 3.29 – A: Amostra de magnetita-talco xisto (LM-140); B: Muscovita-talco-clorita xisto, intemperizado (LM-139).

#### 3.4.2.4.2 - NP2stg4gon - Litofácies 4 Gondito: gonditos e formações ferríferas

Embora diversas exposições de gondito tenham sido identificadas em toda a Unidade 4, apenas uma lente com aproximadamente 6 km de extensão por 800m de largura pode ser cartografada, intercalada aos pacotes de xistos, na porção leste da unidade. A ocorrência em diversos locais de óxidos de manganês em sua maioria associados à laterização elevam o seu potencial para pesquisas de maior detalhe.

Os gonditos se apresentam ora maciços, ora laminados, e localmente brechados (Figuras 3.30A e 3.30B). É comum ocorrerem na forma de blocos soltos, com aspecto laterizado, embora também aflorem em cortes de estrada, onde fica clara a estratificação. Nota-se a presença de quartzo na forma de pequenos bolsões. Também foram encontradas formações ferríferas com espessuras centimétricas a métricas, bandadas, com níveis milimétricos de quartzo, além de formações ferríferas com aspecto maciço, e com bolsões de quartzo erráticos (Figuras 3.30C e 3.30D). O solo formado no local de exposição do gondito é frequentemente marrom escuro.

#### 3.4.2.5 - NP2stg6 - Unidade 6: granada-biotita-quartzo xistos, mica xistos, muscovita xistos e anfíbolitos

A unidade 6 foi cartografada em uma área no centro-sul da folha com forma irregular, que segundo resposta da imagem ternária RGB, adentra em algumas centenas de metros a Folha Santa Terezinha de Goiás, imediatamente a sul, ocupando área com aproximadamente 90 km<sup>2</sup>.

Os contatos a oeste com as Unidades 3 e 4, e a Litofácies 3a da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (NP2stg3, NP2stg4 e NP2stg3a) é balizado por zona de cisalhamento transcorrente

dextral, enquanto que a sudoeste, o contato com o corpo Biotita-Muscovita Gnaiss (NP3γ2mgn) é dado por falha transcorrente sinistral. À leste, o contato com a Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha (NP2stg2) é influenciado por falha transcorrente sinistral com direção NNW-SSE, que conferiu contato curvo entre ambas as unidades, com forma de “S” suave. Os contatos aparentemente não tectônicos ocorrem a nordeste com o corpo intrusivo Rochas Máficas (NP3δamg) e a sudoeste com a Unidade 7 da Sequência Santa Terezinha (NP2stg7).

O relevo é bastante irregular com cristas e morrotes alinhados e dobrados na porção centro-norte da faixa e mais aplainado na parte sul, onde se tem o desenvolvimento de latossolos e coberturas lateríticas. Os afloramentos ocorrem em cortes e pisos das estradas e raramente em blocos e/ou lajeiros. Os principais afloramentos estudados foram: LM-24, 26, 147, 151, 152, 153 e 260.

Os litotipos encontrados incluem muscovita-quartzo xisto (Figura 3.31A) e micaxistos diversos com composições variadas entre os seguintes minerais: granada, sericita, clorita, biotita e quartzo. Foram distinguidos clorita-sericita-quartzo xisto (Figura 3.31B), granada-biotita-quartzo xisto, biotita xisto e granada-clorita-sericita xisto. Geralmente estas rochas apresentam-se alteradas, assumindo cores vermelha e amarela, e exibem granulação média a fina. Os principais minerais como o quartzo e as micas (muscovita, clorita e biotita) ocorrem em proporções variáveis, gerando termos ora mais micáceos, ora mais quartzosos. Subordinadamente ocorrem níveis/lentes de meta-chert, quartzitos ferríferos e gonditos não mapeáveis na escala trabalhada.

A principal feição estrutural observada nos xistos é a foliação milonítica bem desenvolvida, com dobras apertadas do tipo intrafolial com eixos sub-horizontais. Vênulas e veios de quartzo dobrados e estirados também são comuns e alinham-se



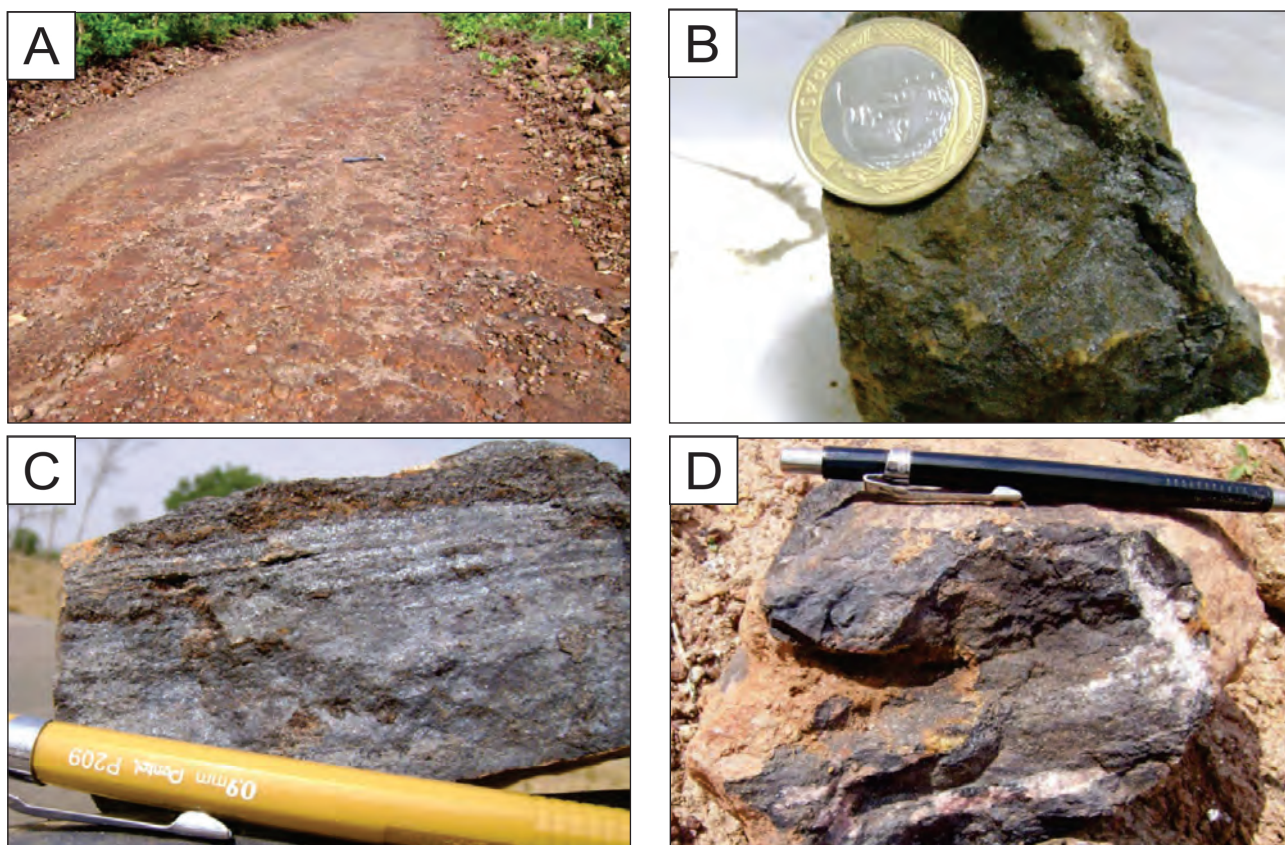


Figura 3.30 – A: Afloramento de gondito intemperizado no leito de estrada (LM-79a); B: Gondito cinza escuro, maciço (LM-79a); C: Formação ferrífera bandada com níveis quartzosos muito finos (LM-256); D: Formação ferrífera maciça com bolsões de quartzo (LM-85a).

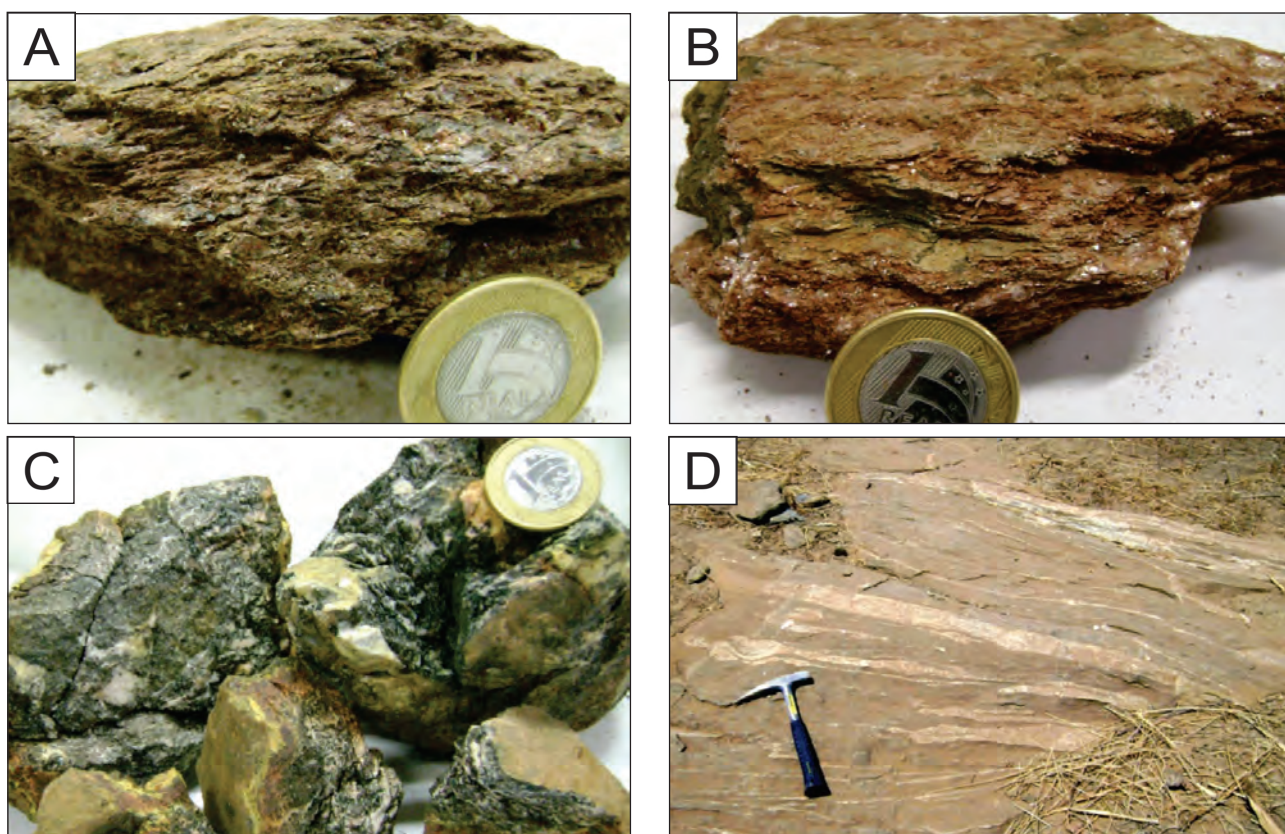


Figura 3.31 – A: Muscovita-quartzo xisto, com grãos de quartzo rotacionados, exibindo foliação milonítica (LM-260); B: Clorita-sericita-quartzo xisto, muito intemperizado (LM-24); C: Anfibolito médio, verde escuro (LM-147); D: Gnaiss tonalítico com injeções de quartzo estiradas segundo a direção do bandamento (LM-26).



paralelamente ao longo dos eixos de estiramento mineral. Dobras de maior amplitude com expressão quilométrica foram interpretadas em imagens de satélite na porção centro-norte da unidade.

Encontram-se distribuídos pela unidade pequenos corpos de anfibolito fino a médio, verde escuro, com predominância de hornblenda sobre o plagioclásio (Figura 3.31C) e com poucos metros de espessura, não mapeáveis (LM-147). Adicionalmente observam-se anfibolitos ocorrendo como camadas centimétricas a decimétricas intercaladas aos xistos diversos.

Localmente foram identificados pequenos afloramentos de gnaisses com composição tonalítica, compostos por plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e epidoto, não cartografáveis nessa escala (LM-26). Apresentam foliação bem desenvolvida e transposta e/ou dobrada, com vênulas de quartzo branco estiradas segundo o plano da foliação (Figura 3.31D).

Esta unidade aloja intrusões de granitoides a duas micas, de cor rósea a avermelhada, como nos afloramentos LM-25, 145, 149 e 259, atribuídas a Suíte Intrusiva Faina (NP3γ4f). Óxidos de manganês e magnetita em filmes e concreções e em forma de cristais no solo, respectivamente, também ocorrem em diversos locais.

#### 3.4.2.6 - NP2stg7 - Unidade 7: Muscovita-quartzo xistos

A unidade é representada por rochas metapelíticas e ocorrem em dois segmentos, um ao sul da confluência entre os rios dos Bois e Crixás-Açu, no limite sul da folha, e outro no extremo sudeste com áreas aproximadas de 13,50 km<sup>2</sup> e 3,76 km<sup>2</sup>, respectivamente. Estas áreas foram cartografadas por analogia com as suas vizinhas na Folha Santa Terezinha de Goiás onde se distribuem em maior área e foram mais bem estudadas por Fuck et al. (2006).

Na área localizada próxima a confluência, a Unidade 7 encontra-se em contato a oeste com o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss (NP3γ1agn) através de zona de cisalhamento transpressional sinistral, a noroeste e norte com a Litofácies 3a da Sequência Santa Terezinha (NP2stg3a) por meio de zona de cisalhamento transcorrente dextral, a nordeste em contato concordante com a Unidade 6 (NP2stg6) e a oeste mantém contato com o corpo Biotita-Muscovita Gnaiss (NP3γ2mgn) por meio de falha transcorrente sinistral. Nessa exposição apenas o afloramento LM-166, serviu como referência, tratando-se de muscovita-quartzo xisto alterado, com venulações abundantes de quartzo branco estirado.

Na outra porção mapeada a sudeste, a Unidade 7 estabelece contato a noroeste e sudoeste com os

corpos Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr) e Rochas Máficas (NP3δamg), respectivamente, através de falha transcorrente dextral, e a sudeste com o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss (NP3γ1agn) por meio de zona de cisalhamento compressional. A nordeste, a unidade adentra a Folha Mutunópolis e a sul continua na Folha Santa Terezinha de Goiás. Foram descritos três afloramentos: o LM-160, com granada-muscovita quartzito cisalhado apresentando cor amarela a bege, e foliação SC indicando movimentação sinistral; o LM-105, onde foi observado muscovita xisto crenulado, hidrotermalizado/cisalhado (Figura 3.32A), próximo a falha transcorrente dextral; e o LM-161, identificado como quartzo-muscovita xisto milonitizado, cinza claro, com níveis milimétricos de cor branca dada pelos minerais de quartzo, assemelhando-se a um ritmito (Figura 3.32B), localizado em zona de deformação compressional com direção NE-SW.

Em lâmina, a paragênese de rochas dessa unidade é composta essencialmente por quartzo e muscovita em quantidades variáveis. É comum observar lamelas de muscovita dobradas suavemente, formando sigmoides e sombras de pressão originadas pela rotação de óxidos (Figuras 3.32C e 3.32D). A análise petrográfica da amostra LM-161 revelou uma rocha metamórfica de granulação fina, hipidiomórfica, inequigranular com textura granolepidoblástica, dada principalmente pelas lamelas de muscovita. Nesta análise, apesar da forte deformação imposta, sugere-se um plano de sedimentação (S0), em função da distribuição heterogênea dos minerais. A rocha é composta por quartzo (40%) em cristais anédricos com discreta extinção ondulante e muscovita (45%) em lamelas incolores, sin-deformacionais, euédricas, com forte cor de interferência e extinção ondulante, com alguns cristais dobrados do tipo mica fish. Opacos (13%) e turmalina (2%) completam a rocha (Figura 3.32D).

#### 3.4.3 - Granito Sin-orogênico

A unidade Gnaiss Tonalítico ocorre em duas exposições distintas no quadrante sudeste da Folha Bonópolis, embora compreendam, aparentemente, parte de uma mesma unidade que foi dobrada e a charneira encontra-se na Folha Santa Terezinha de Goiás, imediatamente ao sul.

Na Figura 3.33A nota-se que a exposição oeste dessa unidade apresenta tom ciano, indicando proporções médias a altas de Th e U, o que é compatível com coberturas lateríticas, enquanto a porção leste exhibe tons arroxeados com pontuações azuladas e avermelhadas, provavelmente em função da presença do Córrego Fundo, que mascara a real resposta das rochas dessa unidade além do



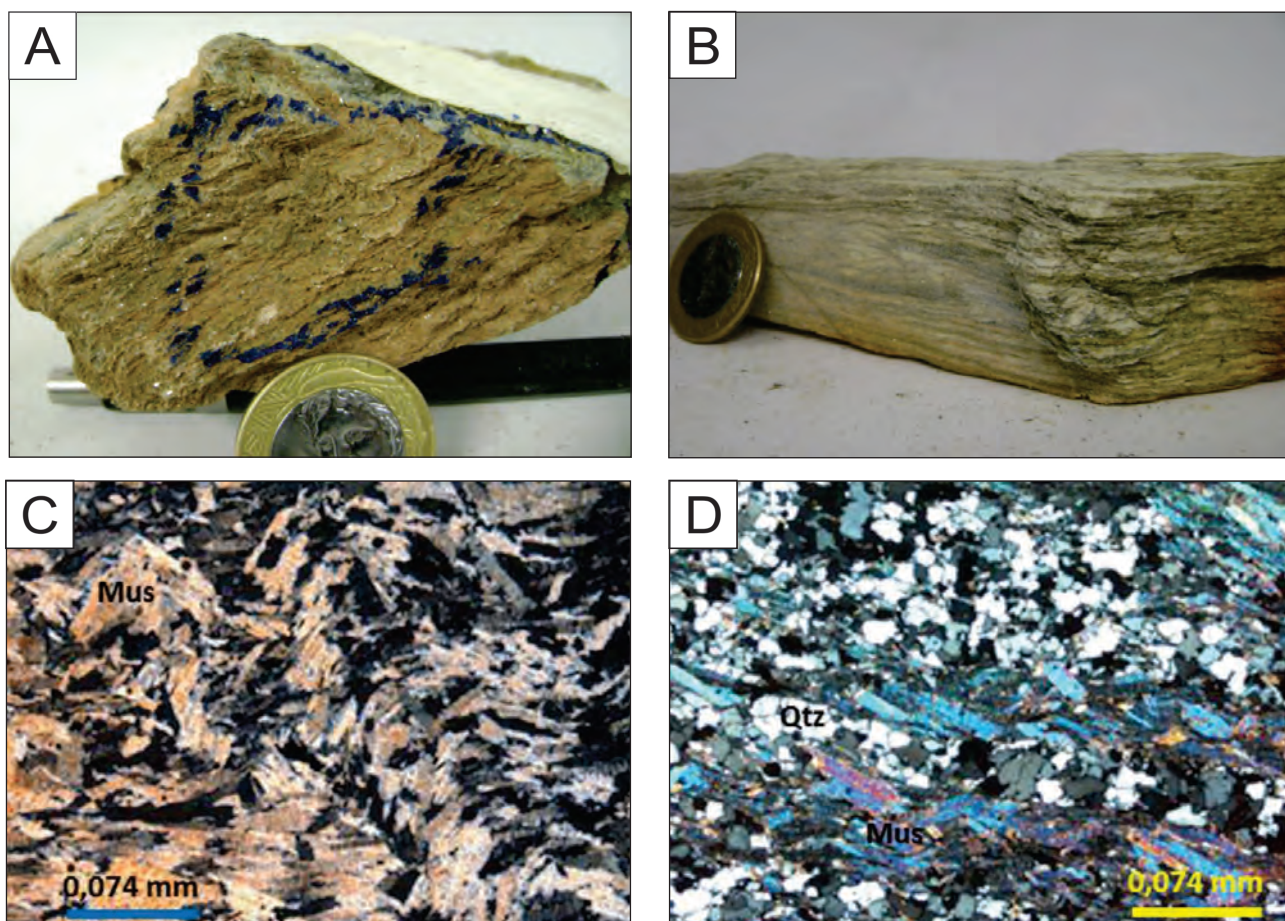


Figura 3.32 – A: Muscovita xisto crenulado, intemperizado (LM-105); B: Muscovita-quartzo xisto, foliado e intemperizado (LM-161); C: Muscovita xisto sob nicóis cruzados, com lamelas de muscovita suavemente dobradas, formando sigmoides (LM-105); D: Muscovita-quartzo xisto com textura granolepidoblástica, sob nicóis cruzados (LM-161). Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

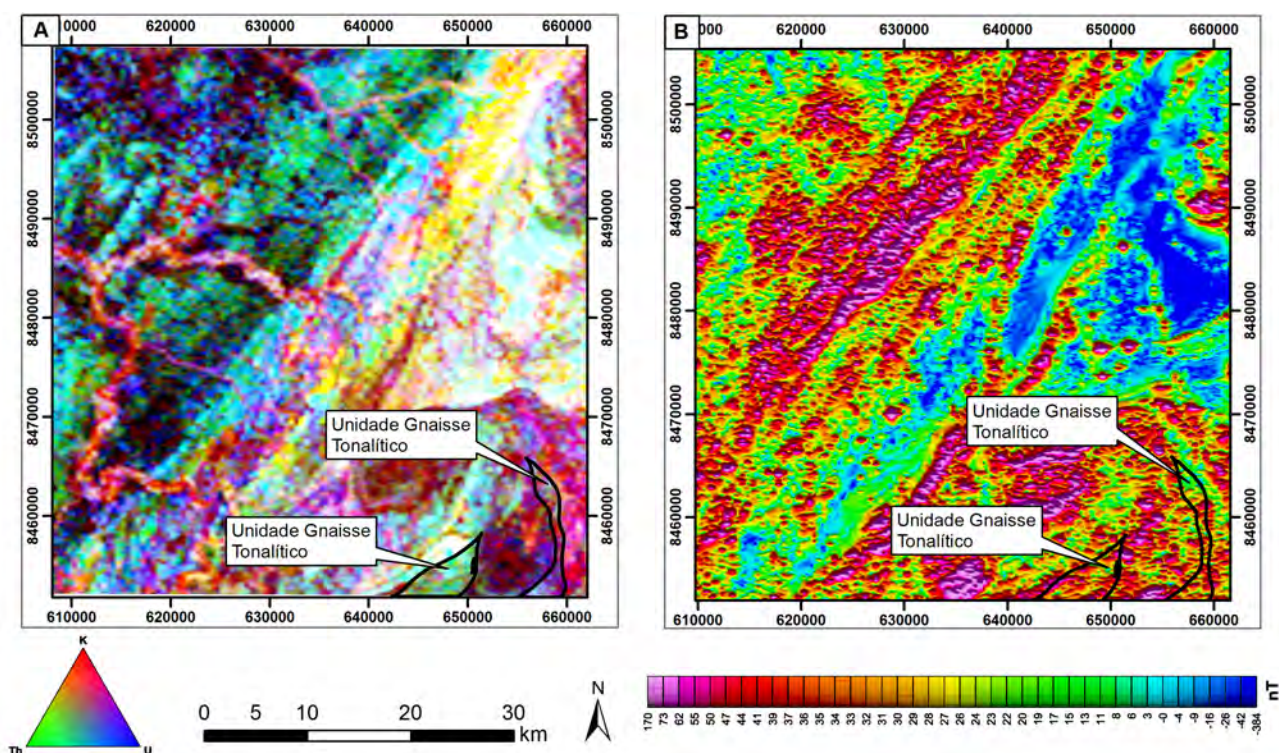


Figura 3.33 – Limites da Unidade Gnaiss Tonalítico sobrepostos a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



carreamento do potássio, o qual é um elemento bastante móvel, culminando em conteúdos baixos dos radioelementos, conferindo coloração mais escura.

Na Figura 3.33B é possível perceber que as respostas magnetométricas são intermediárias, com pequenas anomalias localizadas, que provavelmente refletem corpos mais profundos.

#### 3.4.3.1 - NP3γ1gnt - Gnaiss Tonalítico: biotita hornblenda gnaisses tonalíticos e hornblenda gnaisses

A unidade Gnaiss Tonalítico ocorre no quadrante sudeste e acompanha a estruturação geral apresentada pelas unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, com tendência a constituir um “U”, com o lado leste mais longo e com orientação geral aproximadamente N-S, enquanto o lado oeste é mais curto e mostra direção NE-SW. As duas pontas do “U” se encontram na Folha Santa Terezinha de Goiás e, portanto, na Folha Bonópolis o que se apresenta são duas áreas de exposição não contínuas.

A porção leste da unidade Gnaiss Tonalítico mantém contato a oeste e norte com as Unidades 1 e 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg1 e NP2stg4), respectivamente, por meio de falhas transcorrentes dextrais, e a leste com os corpos Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr) e Rochas Máficas (NP3δamg) sem aparente influência tectônica. A exposição oeste da unidade Gnaiss Tonalítico estabelece contatos tectônicos através de falhas transcorrentes dextrais com o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr) e com a Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2), a oeste e norte, respectivamente. A leste mantém contato com a Unidade 1 (NP2stg1) também por meio de falha transcorrente dextral. A sudoeste, o contato com o corpo Biotita-Muscovita Gnaiss (NP3γ2mgn) é aparentemente não tectônico. A área total de exposição da Unidade Gnaiss Tonalítico é de 43,70 km<sup>2</sup>.

Ocorrem com formas de relevo ondulado com cristas e vales ressaltando a sua configuração deformada, com lineamentos NE-SW em sua exposição oeste e lineamentos N-S em sua exposição leste.

Em ambas as áreas de ocorrência dessa unidade, o principal litotipo é o biotita-hornblenda tonalito gnaiss, magnético, tendo faixas e/ou níveis de anfíbolito dobrados não catografados. Apresentam-se com cores cinza esverdeado, granulação média a fina, bandados e estirados. Destacam-se porfiroblastos de hornblenda paralelos

à foliação e também cristais com orientação aleatória, estes com menor frequência. Granada pode fazer parte da paragênese da rocha. Vênulas de quartzo branco fortemente estiradas e formando dobras rompidas tipo “cabo de guarda-chuva” em função da progressividade do movimento deformacional foram observadas.

Em lâmina este litotipo mostra-se hipidiomórfico e inequigranular onde os minerais micáceos e a hornblenda desenvolvem orientação com textura do tipo nematolepidoblástica. É composta por: quartzo (35%), plagioclásio (30%), biotita (10%), hornblenda (8%) tendo, secundariamente, epidoto (5%), clorita (7%), muscovita (2%) e opacos (3%). O quartzo apresenta-se em cristais anédricos, incolores com contatos irregulares, suturados e em sub-grãos e com extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio são incolores e com geminação polissintética. A biotita se exhibe como lamelas de cor marrom, pleocróicas com alta cor de interferência. As palhetas encontram-se internamente deformadas e substituídas por clorita e em menor escala por muscovita. A hornblenda apresenta cor verde-azulado com cristais subédricos e hábito prismático, fortemente pleocróicos. O epidoto é incolor a rosado, com alto relevo e cor de interferência azulada-amarelada típica (clinozoizita). Clorita ocorre como cristais fibrosos de cor verde clara e muscovita como alteração de biotita. Os minerais opacos se apresentam como grãos anédricos a subédricos dispersos na rocha.

Segundo Fuck et al. (2006), determinações U-Pb em zircão de biotita-hornblenda gnaiss tonalítico resultaram em idade de 629 ± 3 M.a. As idades modelo T<sub>DM</sub> se situam entre 0,98 e 1,16 Ga.

#### 3.4.4 - Intrusões Máfico-Ultramáficas

As Intrusões Máfico-Ultramáficas são representadas por dois tipos de corpos: Rochas Ultramáficas e Rochas Máficas. Ambos os corpos tendem a apresentar baixo teor de K, Th e U, tendendo a respostas comumente escuras, desde marrom a quase preto, além de anomalias magnéticas pronunciadas.

Na Figura 3.34A, tem-se um ótimo exemplo de resposta de rochas máficas em levantamentos gamaespectrométricos. O maior dentre os corpos, no quadrante sudeste da folha, apresenta resposta marrom escuro, típica de rochas máficas. Os demais corpos são muito pequenos e a resolução do aerolevamento de 500m entre as linhas de vôo dificulta respostas representativas, além da possibilidade de coberturas variadas e influências

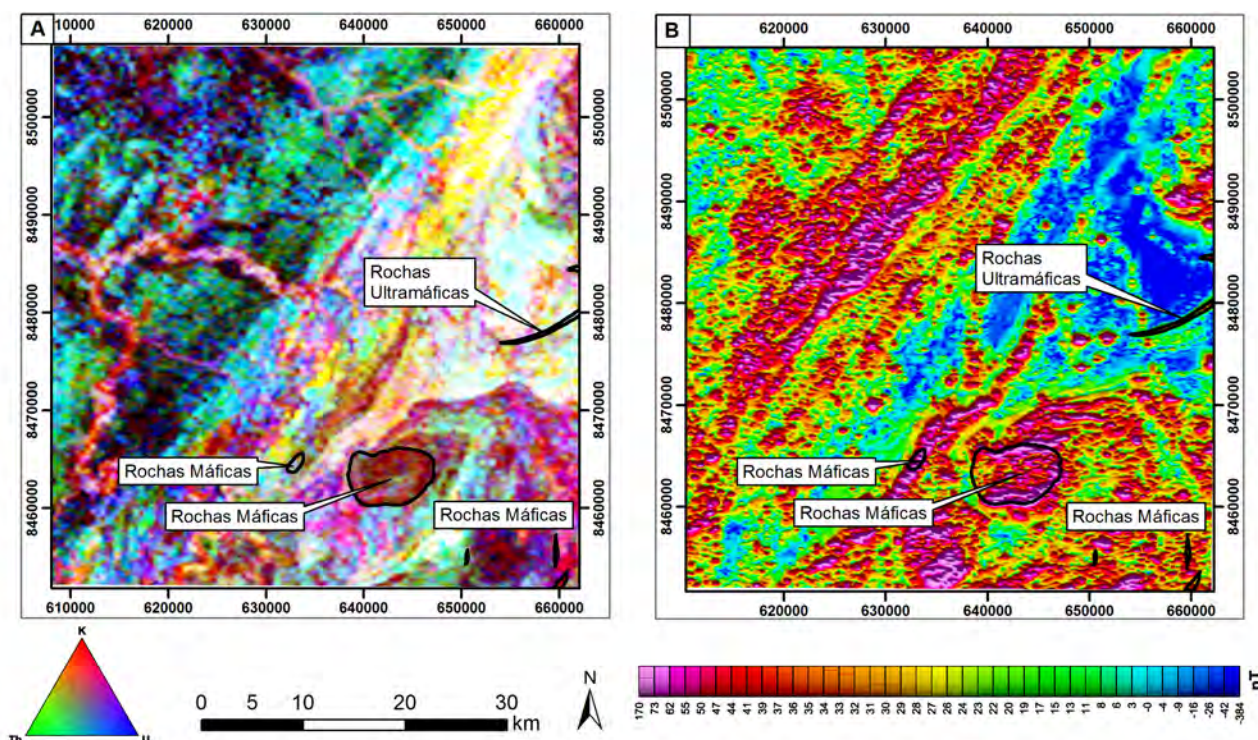


Figura 3.34 – Limites das Intrusões Máfico-Ultramáficas sobrepostos a imagens aerogeofísicas.  
A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

de córregos e rios. É possível perceber que em geral, esses corpos máficos apresentam anomalias magnetométricas positivas e elevadas, devido à presença de magnetita na composição modal da rocha (Figura 3.34B).

Em relação ao corpo de rocha ultramáfica, com formato de um ponto de interrogação com direção NE, onde parte dele situa-se na Folha Mutunópolis, imediatamente a leste da folha em questão, observa-se uma resposta clara, diferente do esperado, que pode ser justificado pela resolução do aerolevantamento, uma vez que o corpo é muito pouco espesso ou pode ter havido alguma influência ambiental não identificada (Figura 3.34A). Quanto à resposta magnética, é possível identificar pequenas anomalias positivas descontínuas e alinhadas segundo a orientação do corpo (Figura 3.34B).

3.4.4.1 - NP3 $\mu$ amg - Rochas Ultramáficas: talco xistos, clorita-talco xistos e actinolita-tremolita xistos

O corpo Rochas Ultramáficas foi proposto por Fuck et al. (2006) com o nome Rochas Metamáfico-Ultramáficas, durante o mapeamento geológico da Folha Santa Terezinha de Goiás sob o convênio CPRM-UnB. Neste trabalho, optou-se por restringir esse corpo apenas às rochas ultramáficas, uma vez que já há uma unidade com o nome de Rochas Máficas.

Esse corpo possui exposição restrita na Folha Bonópolis, estando encaixado em zonas de cisalhamento transcorrentes desenvolvidas no Complexo Mutunópolis. Mostram continuidade para leste, adentrando a Folha Mutunópolis e exibindo formato de um “gancho” com direção geral N50°E. A área de ocorrência não ultrapassa os 3,50 km<sup>2</sup>.

Os afloramentos são escassos e, quando presentes, observam-se blocos de talco xistos, clorita-talco xistos e actinolita-tremolita xistos, com conteúdos variáveis de magnetita e carbonato. A textura dessas rochas é comumente lepidoblástica.

Esse corpo pode representar pequenas lascas de fundo oceânico obductadas durante a evolução do Arco Magmático de Goiás, embora sejam necessários dados químicos que confirmem essa proposição. A idade dessas rochas é desconhecida, mas sugere-se que sejam contemporâneas às intrusões do corpo Rochas Máficas (NP3 $\delta$ amg).

3.4.4.2 - NP3 $\delta$ amg - Rochas Máficas: gabros e dioritos

Este corpo foi proposto por Fuck et al. (2006), na execução da cartografia da Folha Santa Terezinha de Goiás. Na Folha Bonópolis compreende cinco corpos distribuídos em sua porção sul. Exibem forma oval quando intrusivos na sequência supracrustal Santa Terezinha de Goiás, e formato alongado, quando estão encaixados ao longo de zonas de contato e/ou falha. O principal corpo possui formato ovalado e se distribui por uma área de 41,81 km<sup>2</sup>,



com dimensões de 9 km no eixo maior, que apresenta direção ENE, e 6 km no eixo menor, perpendicular ao primeiro. Esse corpo é intrusivo nas Unidades 2, 4 e 6 e Litofácies 3a da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2, NP2stg4, NP2stg6 e NP2stg3a, respectivamente). Dentre os demais corpos, um é intrusivo na Litofácies 3a, outro intrudiu a unidade Gnaiss Tonalítico (NP3γ1gnt), próximo ao contato com a Unidade 1 (NP2stg1), um terceiro se encaixou entre a unidade Gnaiss Tonalítico (NP3γ1gnt) e o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr), e o último é intrusivo em falha transcorrente dextral que separa o Biotita Granito Milonítico e a Unidade 7 (NP2stg7).

Nas bordas dos corpos desenvolve-se foliação proeminente, enquanto que, em direção aos núcleos esta foliação tende a ser incipiente.

Os principais afloramentos estudados foram: LM-26A, 143, 158A e 161A, e estão expostos na forma de blocos e raros lajeiros.

Geralmente, os corpos são constituídos por dioritos e gabros metamorizados em fácies anfibolito, com ou sem granada na assembleia mineral (Figuras 3.35A e 3.35B). As rochas apresentam cor cinza a verde escuro, granulação

média a grossa, geralmente foliadas, magnéticas e às vezes encontram-se alteradas para tremolita-clorita xistos.

Em análise microscópica da amostra do ponto LM-143, classificada como granada anfibolito, resultante do metamorfismo de uma rocha gabroica, foram identificados hornblenda (38%), quartzo (32%), epidoto (15%), plagioclásio (10%), granada (5%) e como minerais acessórios: opacos, apatita e rutilo, com quantidades em torno de 1% (Figuras 3.35C e 3.35D). A hornblenda exibe cor verde-azulada, com hábito prismático, fortemente pleocróica. O quartzo é anédrico, incolor, com contatos irregulares e suturados, apresentando extinção ondulante e formação de subgrãos. O plagioclásio é incolor com geminação polissintética. O epidoto ocorre como cristais incolores a rosados, com alto relevo e cor de interferência típica (clinozoizita). Os opacos formam grãos anédricos dispersos pela rocha. Apatita é incolor de hábito prismático e baixa cor de interferência. O rutilo apresenta-se como cristais avermelhados, anédricos e com alto relevo, ocorrendo associados aos minerais opacos.

Fuck et al. (2006) sugere que essas rochas representam os termos menos evoluídos da suíte

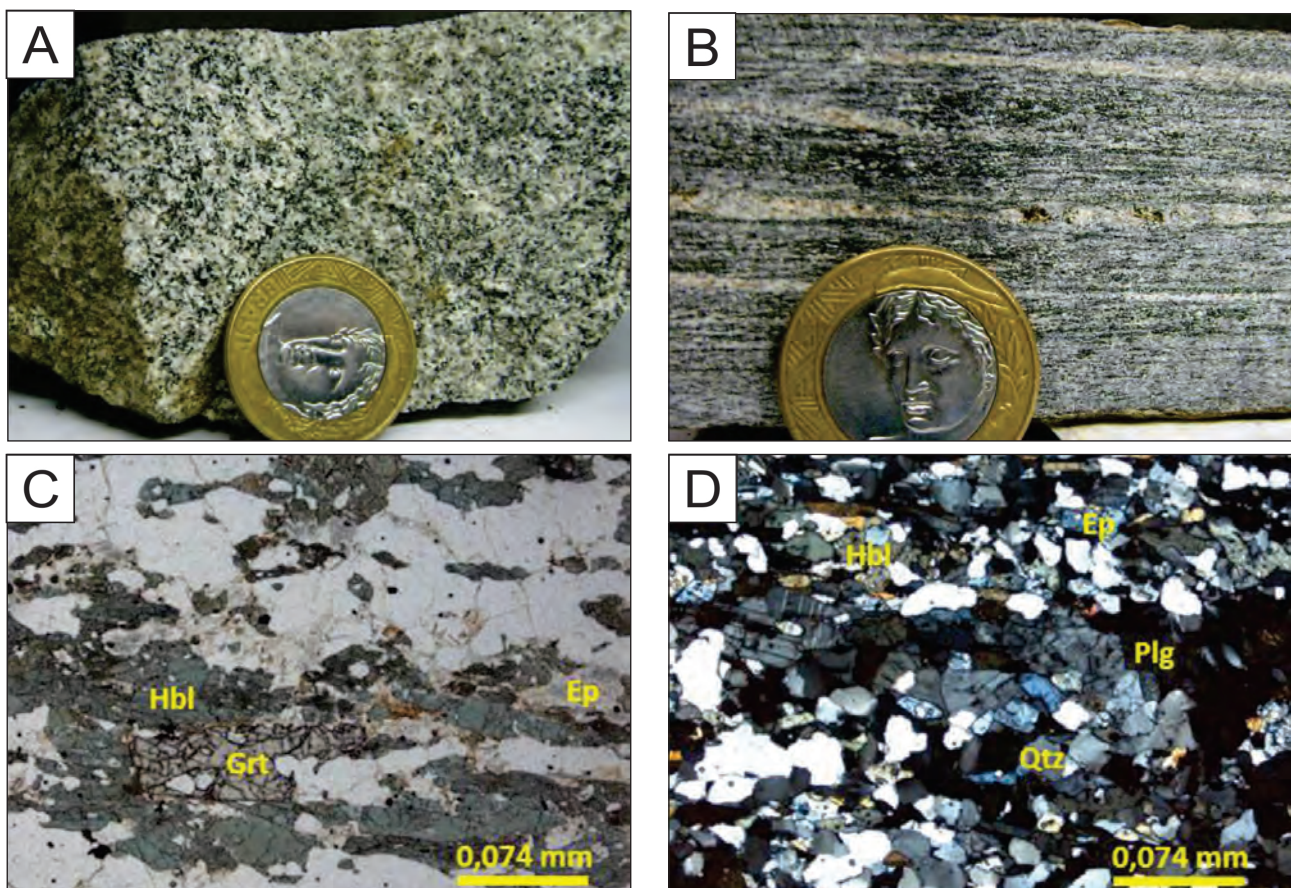


Figura 3.35 – A: Amostra de metadiorito com granulação grossa (Ponto LM-158A); B: Amostra de metagabro metamorizado em fácies anfibolito, com granada (Ponto LM-143); C: Lâmina de granada anfibolito sob nicóis paralelos, com textura granonematoblástica. Destaque para a presença de epidoto (Ponto LM-143); D: Fotomicrografia da mesma lâmina da foto anterior, sob nicóis cruzados (Ponto LM-143).



plutônica de arco magmático, inferindo-se que tenham idade similar à do gnaiss tonalítico, embora não se descarte a hipótese de que representem intrusões tardias na evolução do arco.

### 3.4.5 - Granitoides Sin-orogênicos

Os Granitoides Sin-orogênicos são cronocorrelatos à deposição da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás. Quatro corpos foram individualizados: Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss, Suíte Rio Pintado, Biotita-Muscovita Gnaiss e Biotita Granito Milonítico.

O corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss aflora em dois locais, um no quadrante sudoeste da folha e outro no extremo sudeste da folha. Ambas as ocorrências formam um semicírculo com a parte côncava exposta na Folha Santa Terezinha. Em ambos os casos a resposta radiométrica não é clara, devido à influência de drenagens perenes que enfraquecem a resposta dos radioelementos e obliteram a resposta real, principalmente na metade inferior do corpo exposto no quadrante sudoeste (Figura 3.36A). Na Figura 3.36B nota-se que a resposta magnetométrica é predominante intermediária em ambas as exposições, com altos magnéticos localizados no leste do corpo principal.

A Suíte Rio Pintado ocupa uma área de apenas 0,65 km<sup>2</sup>, e corresponde a continuidade sul desta suíte na Folha Bonópolis, que foi inicialmente

mapeada na Folha Novo Planalto, imediatamente a norte. Na imagem ternária (RGB), a Suíte Rio Pintado exibe uma resposta clara, entre o rosado e o amarelo claro, indicando conteúdos altos de K, Th e U, em função da quantidade mais elevada de sílica nos *augen*-gnaisses que a compõem (Figura 3.36A). Na imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA), o que se observa é um baixo magnetométrico (Figura 3.36B).

O corpo Biotita-Muscovita Gnaiss compõe a mesma estrutura semicircular que o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss, encontrando-se exposto em duas áreas distintas, que se juntam na Folha Santa Terezinha de Goiás, com um formato côncavo. Na exposição oeste há uma forte influência da calha do Rio dos Bois, que confere uma resposta mais escura, devido ao abrandamento da presença dos três radioelementos. Na ocorrência leste, nota-se uma resposta marrom, que poderia ser atribuída a uma rocha máfica. A qualidade e escassez dos afloramentos nessa área não permitiram definições de tipos litológicos com precisão. No entanto, admite-se que possa haver a contribuição de corpos ou lentes de rochas máficas nesse caso (Figura 3.36A). As respostas magnetométricas variam entre intermediárias a altas nas exposições oeste e leste, respectivamente (Figura 3.36B).

Por fim, o corpo Biotita Granito Milonítico apresenta a maior quantidade de exposições dentre os Granitos Sin-orogênicos, totalizando 5 corpos.

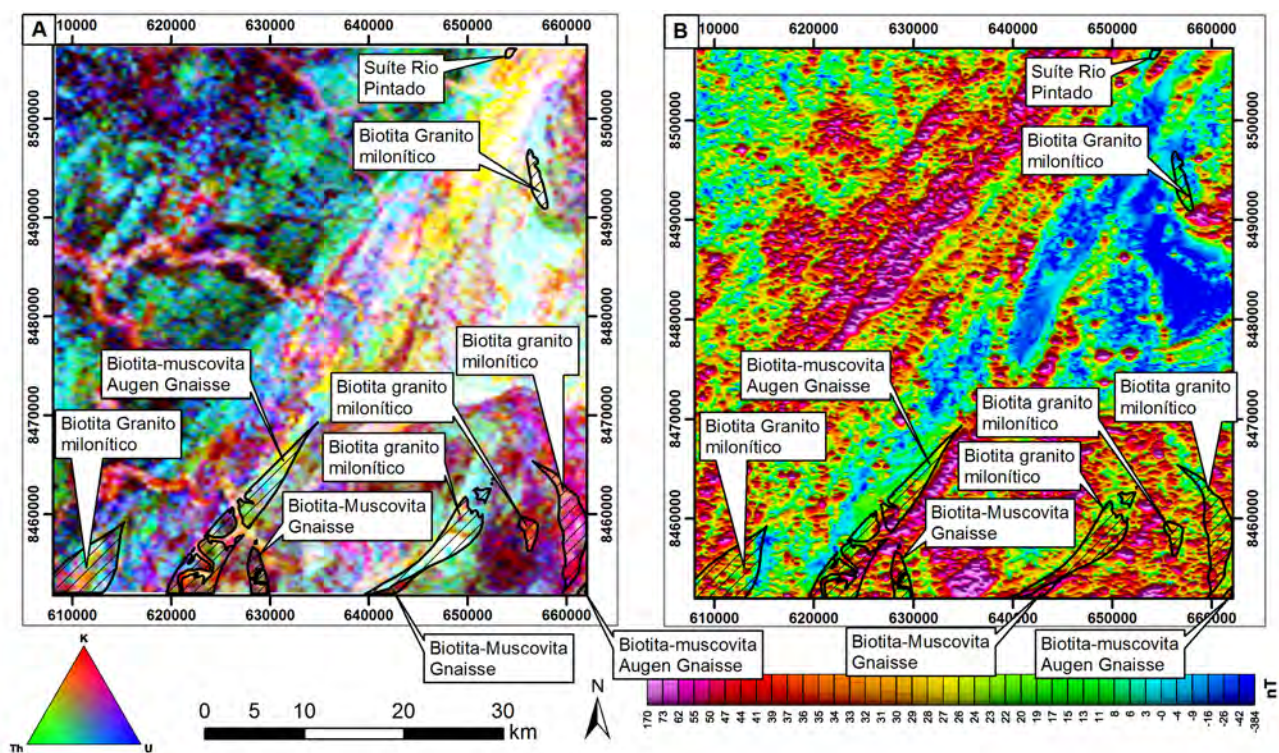


Figura 3.36 – Limites de Granitoides Sin-orogênicos sobrepostos a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

Os dois corpos situados mais a sudeste da folha apresentam resposta associada a alto K, compatível com rochas com composição quartzo-feldspática. Suas respostas magnetométricas são intermediárias, com pequenos corpos anômalos, provavelmente subaflorescentes. A oeste desses dois corpos e no quadrante nordeste da folha outros corpos atribuídos a essa unidade assumem tonalidade próxima ao branco, refletindo concentrações elevadas de K, Th e U, muito bem representativo dos vários corpos graníticos nessa região, podendo representar uma fácies diferente desse corpo granítico, a qual não foi possível individualizar em campo (Figura 3.36A). Na Figura 3.36B, nota-se que desses dois corpos, o mais ao sul apresenta resposta magnética intermediária com pequenos corpos anômalos descontínuos, enquanto que o corpo nordeste exibe baixo magnético. Por último, o corpo de Biotita Granito Milonítico localizado no extremo sudoeste da folha apresenta influência de vários córregos que são afluentes do Rio Crixás-Açu, portanto não há uma resposta radiométrica bem definida (Figura 3.36A). Na imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) nota-se que a resposta magnética é predominantemente intermediária, com pequenos corpos anômalos dispersos.

#### 3.4.5.1 - NP3 $\gamma$ 1agn - Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss

Este foi mais um corpo proposto por Fuck et al. (2006), durante o mapeamento geológico da Folha Santa Terezinha de Goiás. Duas exposições foram cartografadas na Folha Bonópolis, uma em sua porção sudoeste, com 23 km de extensão e área de 39,50 km<sup>2</sup>, e a segunda no extremo sudeste da folha, com apenas 0,8 km<sup>2</sup> de área. Ambas as exposições completam um semicírculo achatado com direção geral N30°E, com concavidade voltada para sudoeste e continuidade na Folha Santa Terezinha de Goiás. Essa megaestrutura semicircular compreende uma estrutura em flor positiva, resultado da atuação de falhas compressivas, transpressivas e transcorrentes decorrentes do estágio final de colisão continental. No centro da megaestrutura estão dispostas as rochas supracrustais da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e corpos de granitoides e máficos sin-orogênicos, intrusivos nessa sequência, que foram submetidos à atuação de esforços compressivos com deslocamento direcional, que levaram a uma série de transcorrências, que tiveram seus efeitos sobre as rochas superimpostos.

Na exposição sudoeste do corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss, os contatos a sudeste e a nordeste com a Unidade 7 e a Litofácies 3a

da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg7 e NP2stg3a), respectivamente, são balizados por zona de cisalhamento transpressional sinistral, assim como o contato a oeste com o Complexo Serra Azul de Goiás (A3sag). Na exposição no extremo sudeste da folha, o contato do corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss com a Unidade 7, a noroeste, se dá por zona de cisalhamento compressional.

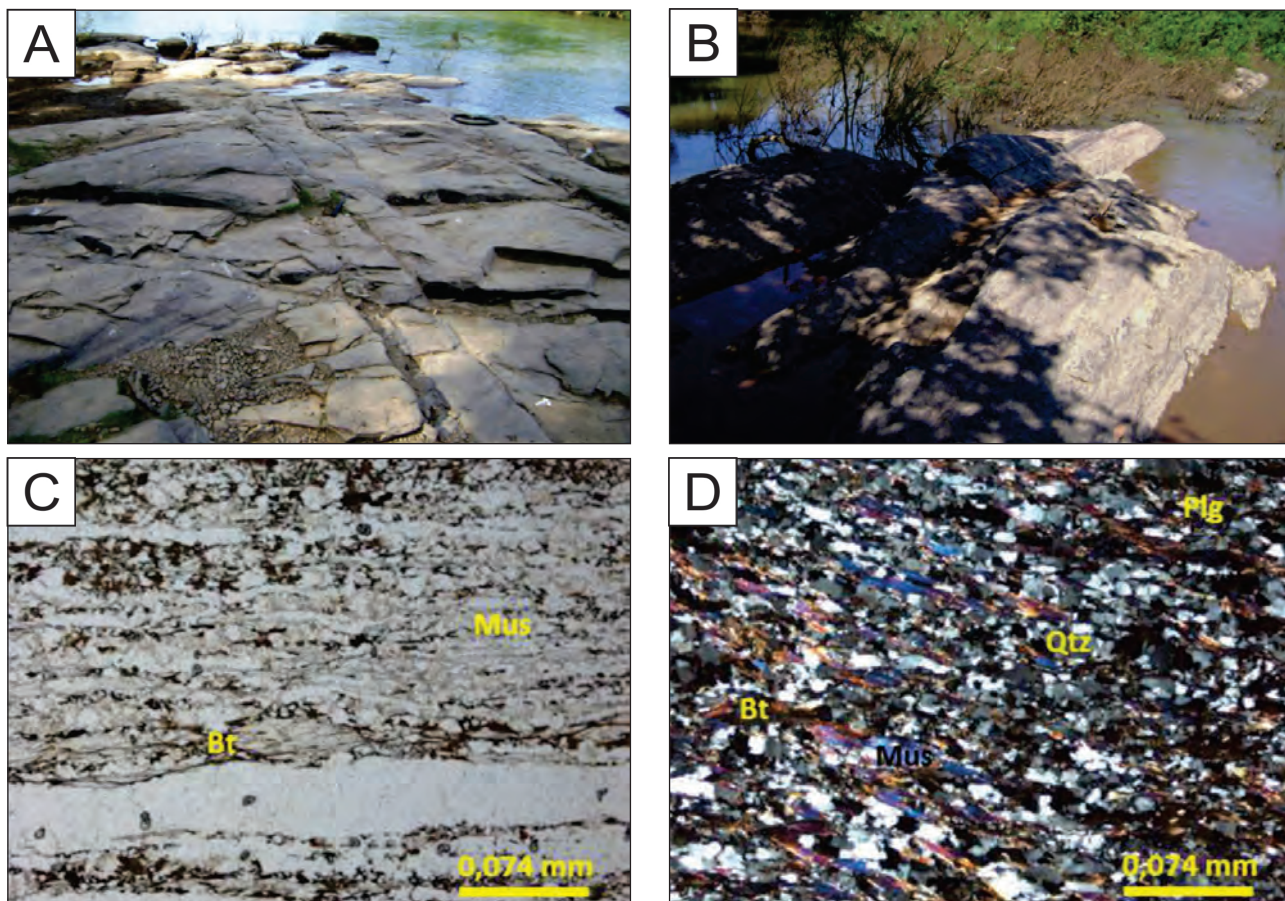
Os principais afloramentos descritos foram: LM-148, LM-167 e LM-167A, que ocorrem como lajeiros às margens e leito do rio Crixás-Açu e afluentes (Figuras 3.37A e 3.37B). Observam-se gnaisses de cor cinza, grosso, porfírico, com composição granítica, exibindo bandamento típico, orientado, sub-vertical a vertical. Próximo às zonas de contato marcadas por falhas ocorrem milonitos de média a alta temperatura.

Na continuação desta unidade para sul, Fuck et al. (2006) descrevem que “a feição típica da rocha é a presença de porfiroclastos oclares centimétricos de microclínio e plagioclásio, este em menor proporção. A composição é granodiorítica, com variações para granito e para tonalito. Além de muscovita e biotita, e algumas vezes granada, a rocha contém proporção significativa de epidoto. Os acessórios comuns são: apatita, titanita, alanita e zircão, além de minerais opacos”. Estes autores comentam ainda que: “as rochas provavelmente representam uma fácies mais evoluída da suíte metaplutônica e arco magmático, em associação com os gnaisses tonalíticos e outras rochas mais primitivas”.

Na Folha Bonópolis foi estudada uma lâmina de milonito com composição granítica, encontrado às margens do rio Crixás-Açu (LM-148). Trata-se de rocha com granulação fina, hipidiomórfica e inequigranular, com estrutura milonítica e textura lepidoblástica marcada pela orientação de minerais micáceos. A assembleia mineral é dada por: grãos anédricos de quartzo (40%), intensamente recristalizados, formando sub-grãos com extinção ondulante e tendendo a desenvolver fitas de quartzo; cristais anédricos de feldspatos (30%) não individualizados, incolores e sericitizados; lamelas incolores de muscovita (15%) com elevada cor de interferência; lamelas de biotita (15%) com cor marrom e forte birrefringência; e minerais opacos (<1%) como acessórios (Figuras 3.37C e 3.37D). As características observadas em lâmina, com destaque a formação de fitas de quartzo, evidenciam que este milonito foi formado em condições de temperatura média a alta.

Segundo Fuck et al. (2006), “a idade deste corpo é desconhecida, mas sugere-se que são possivelmente coevos(?)/conexos(?) dos gnaisses tonalíticos, datados em 629 ± 5 M.a.”.





Figuras 3.37 – A: Lajeiro de Biotita-Muscovita Augen Gnaiss às margens do Rio Crixás-Açu (Ponto LM-167); B: Afloramento de Biotita Muscovita Augen Gnaiss, subverticalizado, no leito do rio Crixás-Açu, próximo à zona de cisalhamento transpressional sinistral (Ponto LM-148); C: Lâmina de milonito granítico mostrando forte orientação dos cristais, sob nicóis paralelos (Ponto LM-148); D: Mesma lâmina da foto anterior, sob nicóis cruzados, onde se observa a formação de subgrãos de quartzo recristalizado, com tendência a formação de fitas de quartzo. Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.

#### 3.4.5.2 - NP<sub>prp</sub> - Suíte Rio Pintado

A Suíte Rio Pintado ocorre em uma área muito pequena, apenas 0,65 km<sup>2</sup>, no quadrante nordeste da Folha Bonópolis, intrudindo o Complexo Serra Azul de Goiás. Representa a continuidade de um corpo alongado, com direção NE-SW, mapeado na Folha Novo Planalto, onde foi descrito pela primeira vez por Diener e Polo (2013) como uma suíte de idade Cambriana, datada em 498 ± 9 M.a. Neste trabalho, considerou-se que essa suíte apresenta rochas sin-tectônicas, inclusive com formação de *augen* gnaisses, e que a idade de 498 M.a. não é compatível com essas feições, portanto, essa datação foi desconsiderada e a suíte foi reinterpretada como sin-orogênia.

Dantas et al. (2006) descreveram sienogranitos porfiríticos com abundância de texturas tipo *augen*, enquadrados no Complexo Granulítico Porangatu, e que podem ser correlacionados a Suíte Rio Pintado.

Sua presença na Folha Bonópolis foi inferida pela aerogeofísica, uma vez que não foi possível descrever nenhum afloramento. À oeste, limita-se

com a Unidade Porangatu 3 (NP<sub>3por3</sub>) por meio de zona de cisalhamento transcorrente dextral. Na Folha Novo Planalto é frequente a ocorrência de *augen* gnaisses ao longo de zonas de cisalhamento.

De acordo com Diener e Polo (2013), essa suíte é constituída por *gnais*ses com estruturas *augen*, monzo a sienograníticos e *augen* gnaisses andesíticos e dacíticos subordinados. Predomina textura porfiroclástica com matriz grano a lepidoblástica, textura mineral *fish* e enclaves angulosos de gnaisses tonalíticos. Os porfiroclastos são representados por plagioclásios com sombras de pressão assimétricas, imersos em matriz fina composta por hornblenda, biotita, epidoto, quartzo, plagioclásio e k-feldspato.

A interpretação das análises químicas de amostras de rocha da Suíte Rio Pintado, feita por Diener e Polo (2013), indica que esta suíte possui uma tendência cálcio-alcalina rica em álcalis e meta a peraluminosa. Apresenta caráter ácido e características químicas pós-orogênicas. O enriquecimento em LILE (K, Rb, Ba e Th) e anomalias negativas de Nb e Ta sugerem padrão típico de arcos magmáticos, confirmado pelo enriquecimento



em ETR's leves em relação aos pesados, com padrão compatível ao de rochas mais evoluídas em ambientes de arco magmático. A razão La/Yb com média de 184,1 evidencia o intenso fracionamento destas rochas.

#### 3.4.5.3 - NP3 $\gamma$ 2mgn - Biotita-Muscovita Gnaisse

Definida por Fuck et al. (2006) no âmbito da Folha Santa Terezinha de Goiás, o corpo Biotita-Muscovita Gnaisse foi identificado em dois locais distintos na porção centro-sul da Folha Bonópolis. A exposição mais a oeste se dá ao longo do Rio dos Bois e possui área de 5,92 km<sup>2</sup>, estabelecendo contatos com as Unidades 6 e 7 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg6 e NP2stg7), a leste e oeste, respectivamente, por meio de falhas transcorrentes sinistrais. A segunda exposição apresenta área de apenas 2,40 km<sup>2</sup> e mantém contato com o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3 $\gamma$ 2bgr) através de falha transcorrente dextral, a noroeste, enquanto que o contato com a Unidade Gnaiss Tonalítico (NP3 $\gamma$ 1gnt) é aparentemente não tectônico. Em

ambas as exposições, os corpos tendem a continuar na direção sul, entrando na Folha Santa Terezinha de Goiás.

As melhores exposições foram descritas nos pontos: LM-005 (Figura 3.38A) e LM-150, este último no leito do rio dos Bois.

A rocha que compõe este corpo é em geral dominada por quartzo, plagioclásio e microclínio, além de conteúdos variáveis de biotita e muscovita (Figura 3.38B). A composição mineralógica da rocha sugere composição granodiorítica, e menos frequentemente, tonalítica.

Estudos petrográficos mostraram que a assembleia mineral é, em geral, composta por: grãos de quartzo (35%) poligonais, recristalizados, com extinção ondulante e formação de subgrãos; cristais de microclínio (35%) exibindo maclas perfiticas bastante finas, frequentemente caolinizados; cristais de plagioclásio (19%) saussuritizados; lamelas de biotita com inclusões de óxidos de Fe-Ti; lamelas de muscovita (4%) parcialmente substituindo a biotita; e opacos (3%) como minerais acessórios (Figuras 3.38C e 3.38D).

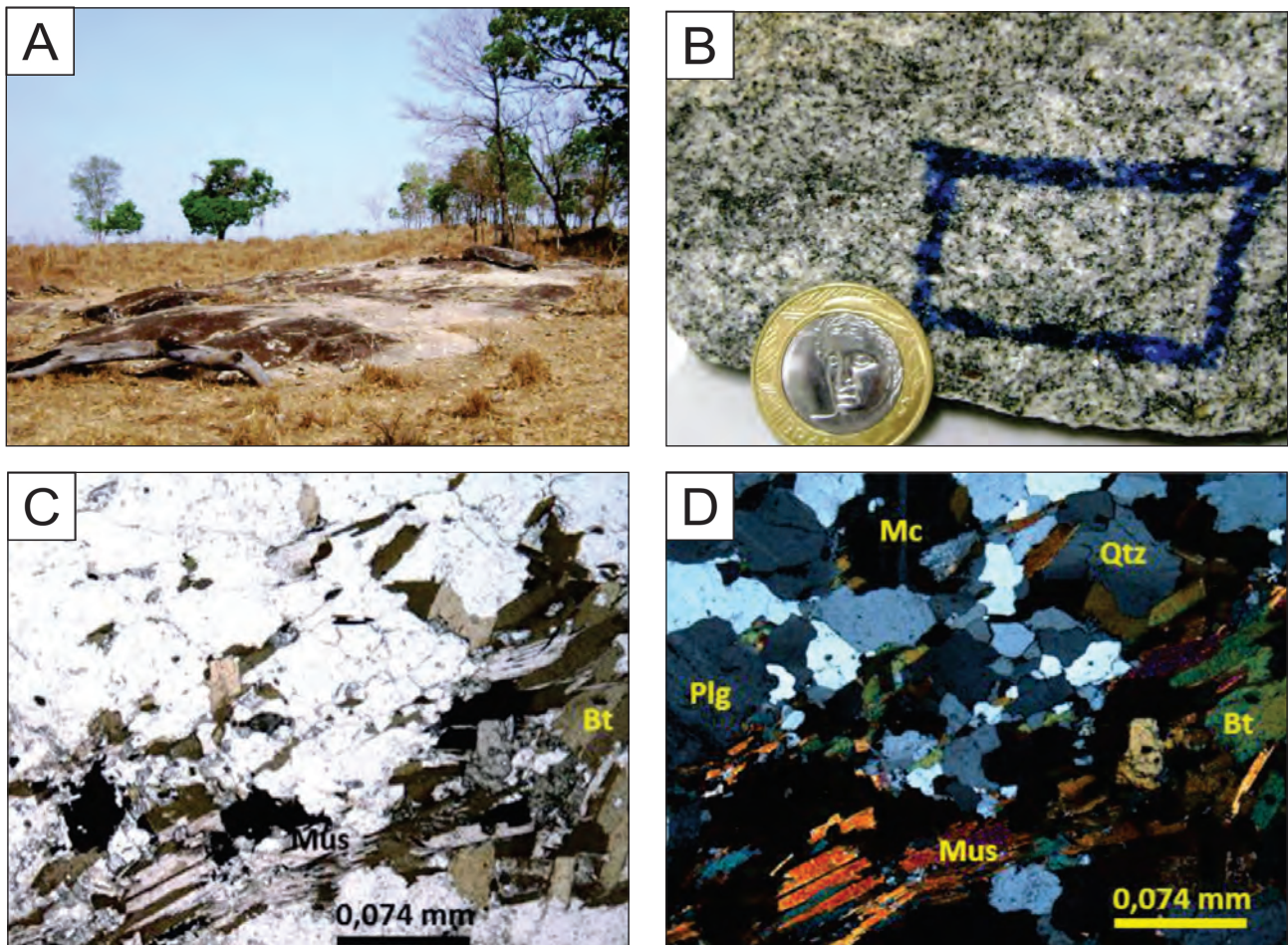


Figura 3.38 – A: Lajeiro de muscovita-biotita gnaiss (Ponto LM-005); B: Amostra de muscovita-biotita gnaiss com granulção média (Ponto LM-005); C: Lâmina de muscovita-biotita gnaiss sob nicóis paralelos, exibindo textura granulepidoblástica (Ponto LM-005); D: Mesma fotomicrografia anterior, sob nicóis cruzados, constituída por biotita e muscovita, fortemente orientadas, com tendência a formação de subgrãos de quartzo.



#### 3.4.5.4 - NP3 $\gamma$ 2bgr - Biotita Granito Milonítico

Esta unidade foi definida anteriormente por Fuck et al. (2006) em trabalhos de mapeamento na Folha Santa Terezinha de Goiás, vizinha a sul da área em estudo.

Cinco corpos foram identificados: um exposto no extremo sudoeste, com 28,18km<sup>2</sup>, estabelecendo contatos por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais com as unidades Porangatu 2, Porangatu 3 e Serra Azul de Goiás (NP3por2, NP3por3 e A3sag, respectivamente); um segundo corpo, com área de 23,86 km<sup>2</sup>, disposto no quadrante sudeste, apresentando formato sigmoidal e intrusivo em rochas supracrustais da Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2), com contatos marcados por falhas transcorrentes dextrais com as Unidades 1 e 2 dessa sequência (NP2stg1 e NP2stg2), com o corpo Biotita-Muscovita Gnaiss (NP3 $\gamma$ 2mgn) e com a Unidade Gnaiss Tonalítico (NP3 $\gamma$ 1gnt); um terceiro corpo, com 3,80 km<sup>2</sup>, intrusivo na Unidade 1 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg1), com contato aparentemente não tectônico; um

quarto corpo no extremo sudeste da folha, com 21,35 km<sup>2</sup> de área, apresentando formato alongado NS, encurvando para NW na sua porção norte e para NE em sua porção sul, mantendo contatos por meio de falha transcorrente dextral com as Unidades 4 e 7 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg4 e NP2stg7), e contatos, em princípio, não tectônicos com a Unidade Gnaiss Tonalítico (NP3 $\gamma$ 1gnt) e com corpos de Rochas Máficas (NP3 $\delta$ amg); e por último, um quinto corpo, localizado no quadrante nordeste da folha, com 5,63 km<sup>2</sup>, intrusivo na Unidade 2 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (NP2stg2), com contato não tectônico.

Esses diferentes corpos foram agrupados por analogia, por se tratarem de biotita granitos, com foliação, em geral, bem marcada, embora não haja dados geocronológicos e litoquímicos seguros que os vinculem de forma segura.

Seus principais litotipos são (Figuras 3.39A e 3.39B): *augen* gnaiss granítico, biotita ortognaiss granítico, protomilonito, milonitos, além de rochas máficas subordinadas (anfíbolito). Os principais tipos litológicos apresentam-se milonitizados e xistifi-

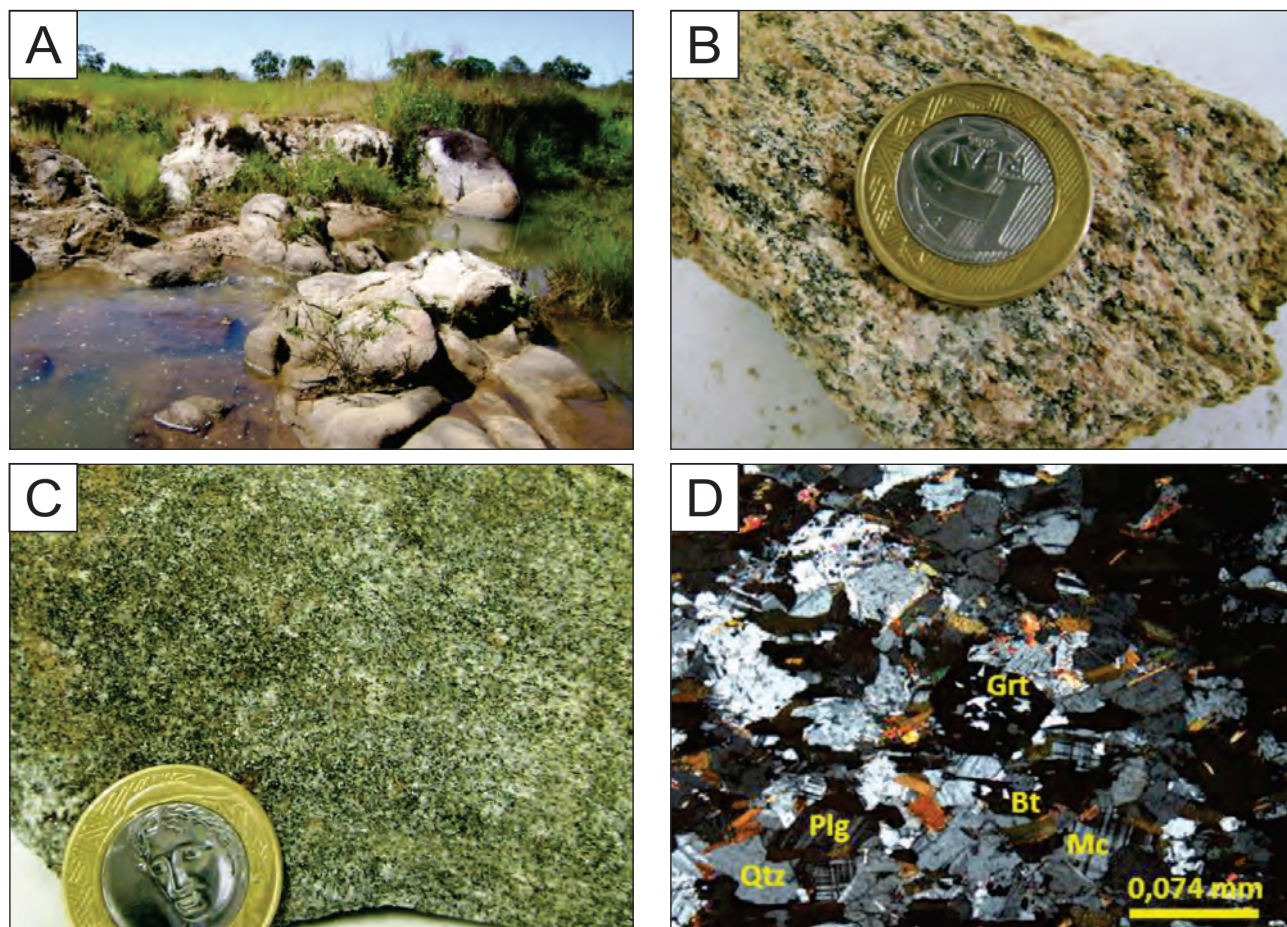


Figura 3.39 – A: Afloramento de biotita gnaiss com xenólitos de anfíbolito, exposto como blocos no leito de córrego (Ponto LM-123); B: Amostra de biotita-k-feldspato gnaiss, médio, apresentando grãos estirados (Ponto LM-121); C: Amostra de granada-biotita gnaiss cinza, com granulação fina a média (Ponto LM-003); D: Lâmina da amostra da foto C, sob nicóis cruzados, com quartzo recristalizado, formando junção triplíce, e biotita orientadas (Ponto LM-003). Aumento de 4x.



cados, podendo ser confundidos com protólitos de natureza sedimentar quando em análise preliminar. O protólito é uma rocha de cor cinza com porfiroblastos de K-feldspato avermelhados, formando *augens* imersos em matriz de granulação média a grossa com foliação pouco desenvolvida exibindo níveis milimétricos a submilimétricos, onde são caracterizados como protomilonitos e milonitos, nestes exemplos a coloração passa a cinza esverdeada com tons claros e escuros. Granadas com até 2 cm de diâmetro foram observadas em afloramentos restritos (Figuras 3.39C e 3.39D). Notam-se dobras abertas, fechadas, intrafoliais, rompidas, além de crenulações e venulações de quartzo estiradas e boudinadas, estas geralmente paralelizadas com a foliação.

Petrograficamente exibem texturas inequigranulares, lepidoblásticas até miloníticas com grãos hipidiomórficos. Constituem-se principalmente de quartzo (23-40%), plagioclásio (24%), microclínio (15-25%), biotita (6-18%), muscovita (12-20%), epidoto (4-10%) e fengita (10%). Os principais minerais secundários/acessórios incluem: granada, apatita, monazita, titanita e minerais opacos. As principais alterações são: sericitização dos feldspatos, epidoto substituído por mica, fengita substituindo muscovita, biotita e epidoto e sericitização dos feldspatos.

Segundo (FUCK et al., 2006) zircão separado de amostra dessa unidade em corpo aflorante a nordeste de Santa Terezinha, foi datado por U-Pb, fornecendo idade de  $622 \pm 6$  M.a.

### 3.4.6 - Suíte Intrusiva Sin a Tardi-orogênica

Três corpos atribuídos a Suíte Intrusiva Faina com caráter sin a tardi-orogênico foram identificados intrudindo rochas metavulcanossedimentares da Unidade 6 da Sequência Santa Terezinha de Goiás. Os dois corpos situados mais ao sul possuem resposta radiométrica correspondente com rochas graníticas, o que é evidenciado pela coloração esbranquiçada, bastante esperado para essas rochas (Figura 3.40A). A resposta magnética desses dois corpos é alta. O corpo localizado mais a norte, por sua vez, apresenta resposta radiométrica rosada, embora seja um corpo com dimensões muito pequenas e que pode ter tido sua resposta obliterada em função da escala do aerolevantamento geofísico. Esse corpo também não apresenta aparente anomalia magnetométrica (Figura 3.40B).

#### 3.4.6.1 - NP3γ4f - Suíte Intrusiva Faina: biotita-muscovita metagranito e leucogranitos a duas micas

Apresenta-se com três corpos, localizados na porção centro sul da folha, intrusivos em rochas supracrustais da Unidade 6 da Sequência Santa Terezinha de Goiás, com caráter pós-orogênico. O alojamento desses corpos se deu, provavelmente, em zonas de fraturas NW geradas no final do processo de colisão continental. O corpo localizado mais ao sul encontra-se orientado segundo NW-SE com área de aproximadamente 7,52 km<sup>2</sup>. Os outros

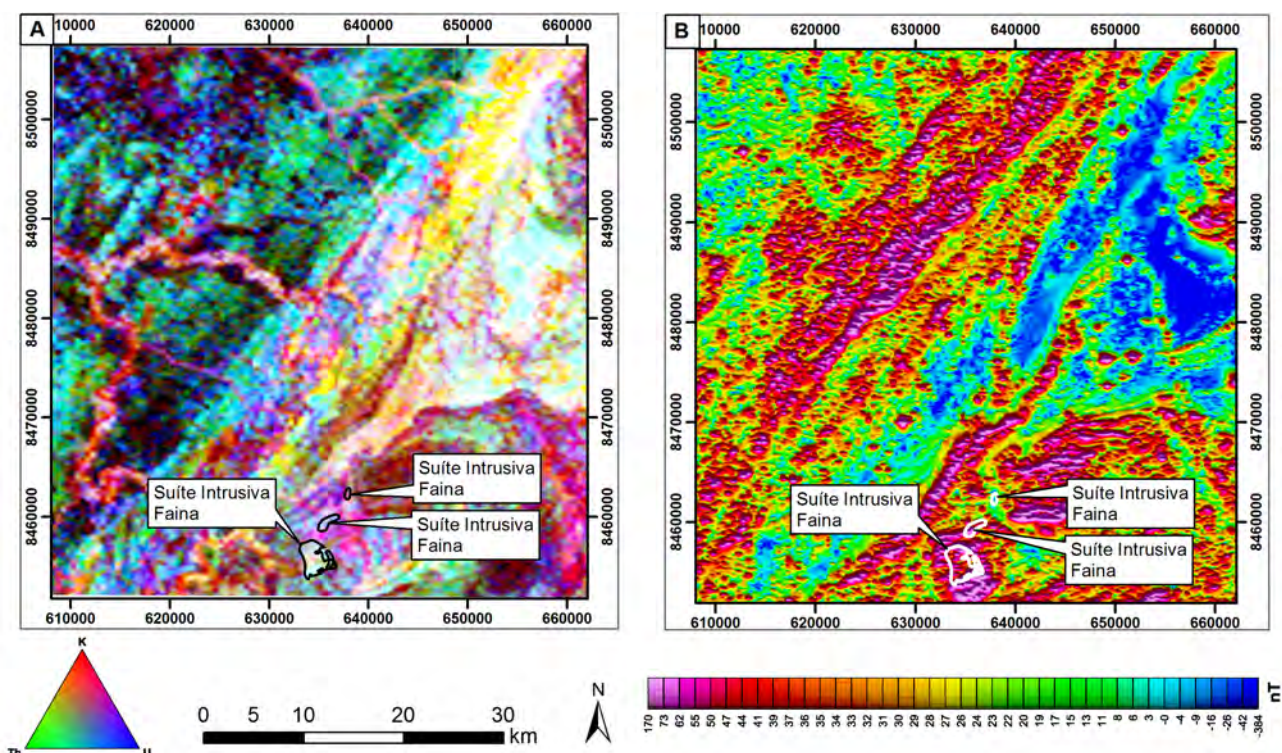


Figura 3.40 – Limites de corpos da Suíte Intrusiva Faina (Sin a tardi-orogênica) sobrepostos a imagens aerogeofísicas. A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



dois corpos, o intermediário e outro a norte dos demais, possuem áreas cartografadas de 1,65 km<sup>2</sup> e 0,51 km<sup>2</sup>, respectivamente. O relevo é do tipo colinoso com encostas suaves com afloramentos em blocos, matacões e lajeiros (Figura 3.41A).

São rochas de granulação variável entre fina e grossa, esporadicamente com cristais pórfiros de k-feldspato. A cor dominante é cinza claro com porções levemente esverdeadas dadas pela biotita alterada em clorita. Apresentam-se com foliação bem desenvolvida dada principalmente pela orientação das lamelas dos minerais micáceos e prismas de feldspatos (Figura 3.41B).

A composição média é dada por: 30 a 35% de feldspato potássico, que ocorre principalmente em cristais irregulares, fraturados, com geminação em malha característica e frequentes intercrescimentos perfiticos. São observados cristais de plagioclásio (25 a 30%) com até 3,5mm, que apresentam-se como cristais irregulares com geminações polissintéticas características, inclusões de muscovita e intercrescimentos mirmequíticos, localmente sericitizados. Atingem até 2,0 mm de maior dimensão, mas também são observados cristais menores,

com ±0,75mm; 25 a 30% de quartzo, observado em agregados alongados e irregulares com até 4,0mm de maior dimensão, formados por cristais irregulares com extinção ondulante moderada. Tais agregados poderiam representar antigos cristais bem desenvolvidos na rocha original, que teriam sido recristalizados, formando subgrãos; 5 a 10% de biotita + muscovita, que ocorrem geralmente associadas, com predominância da muscovita. Observam-se lamelas de muscovita com bordas de biotita e também lamelas mais desenvolvidas dos dois minerais. Esporadicamente a biotita foi parcialmente substituída pela clorita. Os minerais acessórios mais comuns são opacos, epidoto e titanita (Figuras 3.41C e 3.41D).

Dados de Viana et al. (1995) estabeleceram idade modelo  $T_{DM}$  de 1,0 G.a., com  $\epsilon Nd(T)$  em  $600 \pm 1,5$  M.a., indicando que o magma granítico original não assimilou quantidades significativas de crosta continental mais antiga que as próprias encaixantes. Junges et al. (2002) datou o Granito Faina em  $576 \pm 6$  Ma por meio de análises U-Pb em zircão, enquanto as idades modelo Sm-Nd TDM se situaram entre 1,1 e 1,5 Ga.

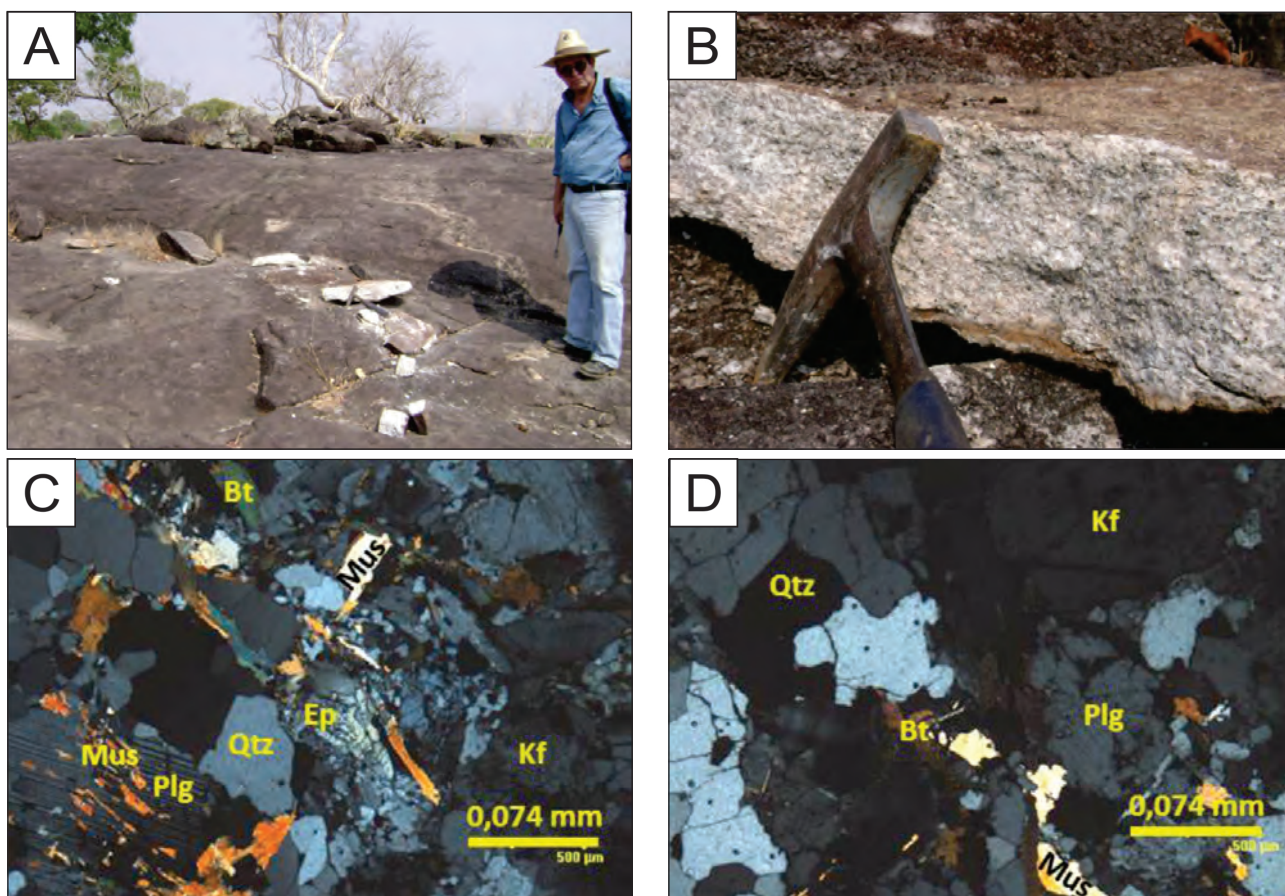


Figura 3.41 – A: Lajeiro de granito gnaissé à duas micas (Ponto LM-259); B: Amostra do mesmo lajeiro da foto anterior, exibindo rocha cinza, foliada; C: Lâmina de granito gnaissé à duas micas do ponto LM-259, sob nicóis cruzados, onde notam-se inclusões de muscovita em plagioclásio no quadrante sudoeste da fotomicrografia e epidoto ao centro; D: Mesma lâmina, outra visão, em que observa-se junção triplíce entre grãos de quartzo recristalizado, formando subgrãos. Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias.



## 3.4.7 - Granitoides Tardi a Pós-Orogênicos

Os Granitoides Tardi a Pós-orogênicos compreendem o Complexo Granulítico Porangatu, subdividido nas unidades: Porangatu 2, Porangatu 3 e Associação Metamáfica, além de biotita monzogranitos intrusivos neste complexo.

Esse complexo e corpos intrusivos associados recobrem quase 50% da área da folha, no entanto, estão amplamente recobertos por coberturas detrítico-lateríticas, além de faixas de aluviões. Os melhores, quando presentes, estão em vales de drenagens. Portanto, a resposta radiométrica nessa região mostra altos valores de Th e U, principalmente o primeiro radioelemento, a qual é compatível com o esperado para áreas nas quais a distribuição de lateritas é vasta (Figura 3.42A). Com relação à imagem da Amplitude do Sinal Analítico, observa-se que as exposições de rochas atribuídas à unidade Associação Metamáfica exibem respostas magnéticas predominantemente fortes, em função da presença de magnetita, enquanto que as respostas observadas nos biotita monzogranitos são essencialmente intermediárias a altas, refletindo a existência de corpos magnéticos em subsuperfície (Figura 3.42B). As respostas magnetométricas são altas em locais de possíveis transcorrências associadas as zonas de cisalhamentos do Linamento Transbrasiliano, que cortam unidades do Complexo Granulítico Porangatu com direção aproximada N40°E, com tendência a assumirem valores baixos a intermediários na

porção noroeste da folha, que não estão sob a forte influência dessa zona de sutura.

## 3.4.7.1 - NP3por - Complexo Granulítico Porangatu

O Complexo Granulítico Porangatu foi inicialmente descrito por Machado et al. (1981) como um conjunto de rochas granulíticas expostas no noroeste de Goiás. Na evolução do conhecimento da região, Marini et al. (1984a) nomeou estas rochas como Complexo Granulítico, redenominado por Gorayeb (1996) como Faixa Granulítica de Porangatu. A denominação Complexo Porangatu foi proposta por Dantas et al. (2006) durante o mapeamento da folha homônima. Diener e Polo (2013) adotaram a denominação Complexo Granulítico Porangatu, na execução dos trabalhos de cartografia da Folha Novo Planalto, a qual foi aplicada neste trabalho.

De acordo com Marini et al. (1979), Machado et al. (1981), Marini et al. (1984a) e Gorayeb (1996), o complexo é composto por gnaisses de alto grau metamórfico, definido em sua área tipo entre a Serra Azul e a cidade de Novo Planalto, se estendendo segundo a direção NE-SW, limitada com os terrenos granitos gnáissicos e rochas supracrustais por extensas zonas de cisalhamento.

Machado et al. (1981) subdividiu esse complexo em três faixas, de leste para oeste, constituídas por: (1) biotita gnaisses graníticos, clinopiroxênio-biotita gnaisses e granada anfíbolitos; (2) granada anfíbolitos e granada-hornblenda gnaisses, com gnaisses

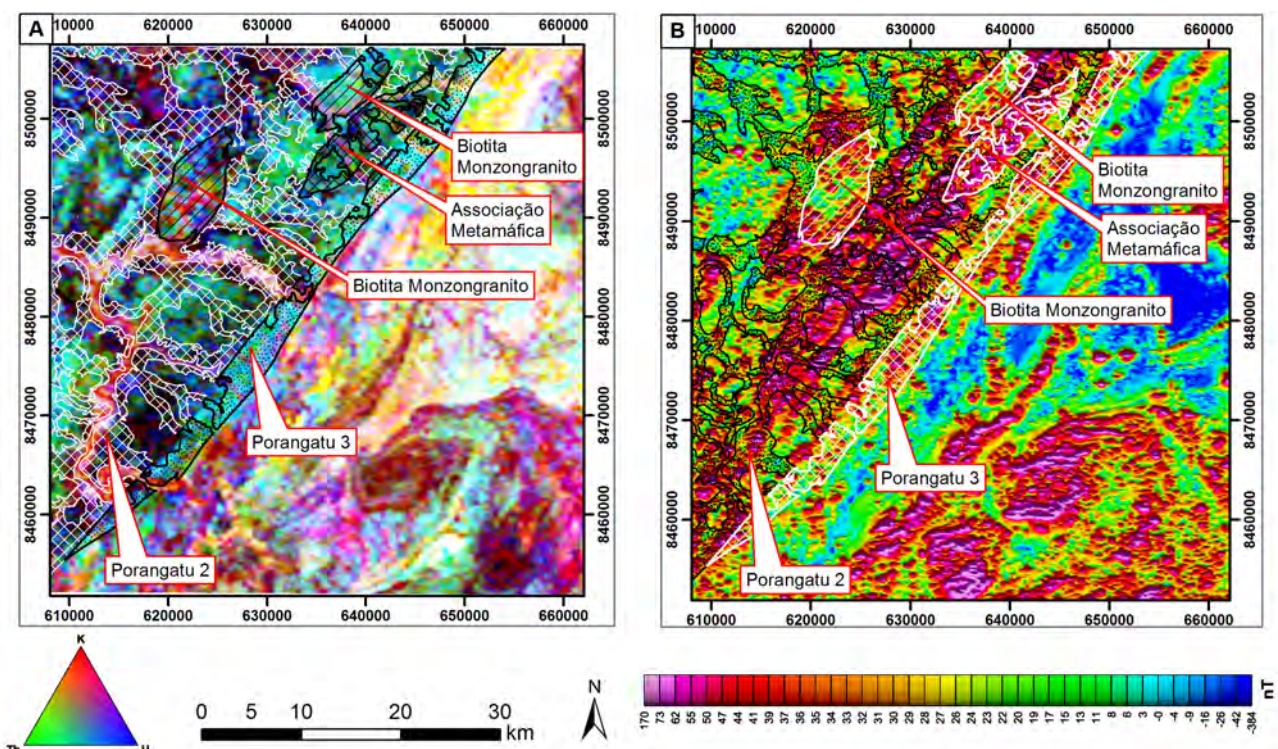


Figura 3.42 – Limites de Granitoides Tardi a Pós-orogênicos sobrepostos a imagens aerogeofísicas.

A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



graníticos subordinados e diques de rochas máfico-ultramáficas; e (3) enderbitos, charnoenderbitos granadíferos, charnoquitos, noritos, anortositos, biotita-hornblenda gnaisses, clinopiroxênio-granada gnaisses e gnaisses graníticos.

Recentemente, Dantas et al. (2006) propuseram que o complexo fosse subdividido em 4 unidades: (1) NP3por1 – biotita gnaisses graníticos a tonalíticos subordinados; (2) NP3por2 – granulitos e hornblenda-clinopiroxênio-granada gnaisses; (3) NP3por3 – sienogranito porfirítico; e (4) Associação Máfica-ultramáfica.

Frasca et al. (em preparação), durante cartografia da Folha Alvorada, mostram que o complexo se prolonga para norte, adentrando o Estado do Tocantins. Os autores adotam a proposta de subdivisão de Dantas et al. (2006), embora com modificações, pois cartografaram uma unidade composta apenas por granulitos.

No mapeamento da Folha Novo Planalto, Diener e Polo (2013) optaram por utilizar a divisão estratigráfica proposta por Frasca et al. (em preparação), complementada por Dantas et al. (2006), por considerarem que, apesar de algumas particularidades, as rochas individualizadas apresentam características e continuidade física com as rochas descritas em ambos os trabalhos. No entanto, adotaram nomenclaturas divergentes, conforme apresentado na Tabela 3.3.

Uma vez que a Folha Bonópolis configura-se como a continuidade das unidades da Folha Novo Planalto, situada imediatamente a norte, os autores seguiram a proposta de Diener e Polo (2013). Em relação à unidade de rochas máfica-ultramáficas (litofácies NP3por $\mu$ 1 e NP3por $\mu$ 2) não foi possível

manter a mesma nomenclatura, em virtude da dificuldade em se caracterizar petrograficamente e quimicamente essas unidades a ponto de distinguir rochas do Tipo MORB ou Tipo Basalto Alcalino. Portanto, utilizou-se uma nomenclatura genérica, considerando o protólito e o metamorfismo implícito, denominando como Associação Metamáfica, a litofácies NP3por $\mu$ 2, única das duas passível de cartografia na escala da Folha Bonópolis.

De acordo com Dantas et al. (2006), datações U-Pb em zircão de gnaiss tonalítico a granodiorítico forneceram idades jovens em torno de 570 a 530 M.a. para estas rochas, enquanto que a idade modelo  $T_{DM}$  variou entre 1,8 a 1,4 G.a. Frasca et al. (em preparação), obteve idade U-Pb em zircão de  $554 \pm 6$  M.a., idade modelo TDM de 0,97 Ga e  $\epsilon Nd$  negativo de  $-0,95$  na provável continuação destas rochas para norte-nordeste adentrando o Estado do Tocantins. Diener e Polo (2013) consideram que o Complexo Granulítico Porangatu representaria, portanto, um novo evento magmático, associado à retomada do processo de subducção, formando uma nova margem continental ativa, enquanto Dantas et al. (2006), sugere que este complexo seja um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozoico e início do Cambriano entre aproximadamente 570 e 530 M.a. Segundo Frasca (2015), a Sequência Santa Terezinha representa uma segunda fase acrescionária da formação do Arco Mágmatco de Goiás, inicialmente gerada em margem continental ativa em aproximadamente 660 Ma até sua maturidade. Este arco é entendido como a continuidade e coalescência tectônica do Arco de Santa Terezinha de Goiás situado em posição mais ocidental. A concepção é de que esta fase magmática

Tabela 3.3 – Subdivisão do Complexo Porangatu e rochas correlatas proposta por Diener e Polo (2013) para a área de estudo com base nos trabalhos de Dantas et al. (2006) e Frasca et al. (inédito). Modificada de Diener e Polo (2013).

Folha Novo Planalto (Diener e Polo (2013))	Frasca et al. (inédito)	Dantas et al. (2006)
NP3por2 - Complexo Porangatu - Porangatu 2: biotita-hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos e granulitos subordinados.	NP3por2 - Ortognaisses.	NP3por1 - Biotita gnaiss granítico a tonalítico.
Não individualizado, inserido na unidade NP3por2.	NP3por1 - Granulitos.	NP3por2 - Granulito, Hornblenda-clinopiroxênio-granada gnaiss.
NP3por3 - Complexo Porangatu - Porangatu 3: gnaisses granodioríticos com clinopiroxênio.	NP3por3 - Anfibolitos e Tonalitos.	
NP3por $\mu$ 1 e NP3por $\mu$ 2 - Associação Máfica Tipo MORB e Tipo Basalto Alcalino, respectivamente.	Corpos máficos indiferenciados.	NP3por $\mu$ 1 e NP3por $\mu$ 2 - Associação Máfica-Ultramáfica.
	NP3 $\gamma$ st - Suíte Santa Tereza: biotita monzo a sienogranitos porfiríticos.	NP3por3 - Sienogranito Porfirítico.

tardia configure apenas uma parcela evolutiva de um único arco, representando a aglutinação final e fechamento dos orógenos Brasília e Araguaia entre os crátons Amazônico e São Francisco. Esta concepção estenderia a idade do Arco de Santa Terezinha de Goiás até 540 Ma, incluindo o Complexo Granulítico Porangatu

Anteriormente, nos mapas de escala regional, estes terrenos, atribuídos ao Complexo Granulítico Porangatu no mapeamento da Folha Bonópolis, eram interpretados como pertencentes ao Complexo Basal (ALMEIDA, 1968; IANHEZ et al., 1983; PENA et al., 1975) e posteriormente redefinidos como Ortognaisses do Oeste de Goiás por Pimentel e Fuck (1992) e Moreira et al. (2008).

O Complexo Granulítico Porangatu aflora em 21% da área total da Folha Bonópolis, compreendendo 632,51 km<sup>2</sup>. Ao desconsiderar as extensas coberturas detrito-lateríticas que o recobrem, bem como as zonas de aluvião, esse percentual quase dobra, alcançando aproximadamente 40% da folha. Embora este complexo se exponha por tão ampla área, seus afloramentos são escassos e com preservação precária, em função da atuação intensa do ciclo geomorfológico Sul-Americano, ativo no Neógeno, responsável pelo desenvolvimento de espesso perfil laterítico na região.

#### 3.4.7.1.1 - NP3por $\mu$ 2 - Associação Metamáfica: metagabros, granada anfibolitos e biotita-hornblenda gnaisses

Essa litofácies foi mapeada na porção centro-norte da folha, no entremeio aos hornblenda-biotita gnaisses da unidade Porangatu 2 (NP3por2). Dois corpos foram mapeados, alongados segundo a direção NE, com extensões de 20 km e 6 km. Apresentam-se estirados e rotacionados dextralmente. O maior corpo mantém contato apenas com a unidade Porangatu 2, sem aparente influência tectônica. O segundo corpo estabelece contato não tectônico com a unidade Porangatu 2 a oeste, e com a unidade Porangatu 3 (NP3por3) por meio de zona de cisalhamento transcorrente dextral a leste. Ambos os corpos estão parcialmente sobrepostos por coberturas detrito-lateríticas.

Essa litofácies é composta predominantemente por metagabros, granada anfibolitos e, subordinadamente, biotita-hornblenda gnaisses. Os afloramentos são raros, e quando ocorrem, são na forma de blocos e pequenos lajeiros (Figura 3.43A). Os principais afloramentos são: LM-66, 235, 237 e 238. Em geral são rochas de granulação média a grossa, exibindo textura nematolepidoblástica e

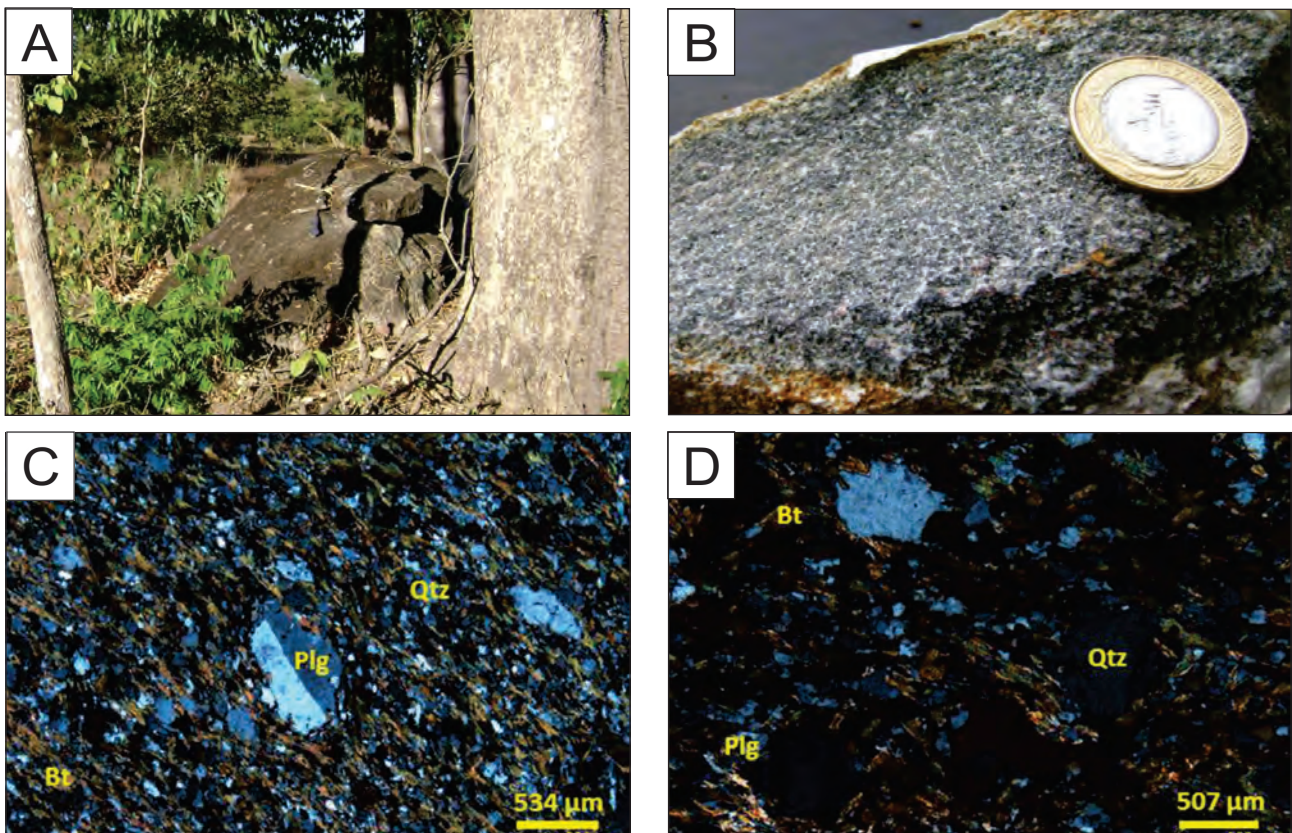


Figura 3.43 – A: Afloramento em blocos de gnaiss máfico (Ponto LM-238); B: Amostra de quartzo-titanita-biotita xisto feldspático, gerado a partir do metamorfismo e deformação de rocha vulcânica (Ponto LM-237); C: Fotomicrografia da amostra do ponto LM-237, sob nicóis cruzados, exibindo textura lepidoblástica-granoblástica, porfiroblástica; D: Outra vista da mesma amostra do ponto LM-237, com destaque para os porfiroblastos de quartzo envolvidos pela foliação e com a presença de sombras de pressão.

coloração verde escura a cinza escura pintalgada de branco, devido aos cristais de plagioclásio.

No afloramento LM-237, localizado na zona de cisalhamento Talismã, paralela ao Lineamento Transbrasiliano, e que coloca em contato a litofácies NP3por $\mu$ 2 e a unidade NP3por3, a intensidade da deformação culminou na xistificação de provável rocha vulcânica, gerando um quartzo-titanita-biotita xisto feldspático (Figura 3.43B). Em análise petrográfica dessa rocha foram identificados: biotita (50 – 55%), ocorrendo como mineral predominante, na forma de agregados de cristais dobrados, apresentando clivagem de crenulação; plagioclásio, incluindo quartzo (30-35%), ocorrem associados em faixas granoblásticas, com predomínio do primeiro. Ambos também podem ocorrer formando os porfiroblastos. Porfiroblastos de plagioclásio exibem dimensões variando entre 0,12 a 0,6 mm e são contornados pela foliação, formando muitas vezes, franjas de pressão. Em alguns cristais observam-se restos de macla segundo a lei da Albita e Albita Carlsbad. Nas faixas granoblásticas, observa-se em alguns locais, agregados de cristais de biotita avançando sobre os cristais de plagioclásio. O quartzo também ocorre como grãos isolados ou agregados de cristais. A dimensão dos cristais de quartzo que não constituem os porfiroblastos são geralmente menores que 0,2 mm; titanita (5 – 10%), apresenta-se como cristais bem desenvolvidos constituindo também alguns porfiroblastos. Em alguns locais observa-se que alguns destes grãos cortam a foliação. Como acessórios ocorrem apatita, epidoto, turmalina e opacos (Figuras 3.43C e 3.43D).

#### 3.4.7.1.2 - NP3por2 - Porangatu 2: hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos a monzograníticos

É a unidade com maior área de exposição na Folha Bonópolis, embora em contraponto, seja também sobreposta por ampla distribuição de coberturas detrito-lateríticas. Dispõe-se por aproximadamente 508 km<sup>2</sup>, em faixa NE-SW com extensão de até 68 km e largura de até 34 km, situada a oeste do Lineamento Transbrasiliano, mostrando continuidade para nordeste, adentrando a Folha Novo Planalto, e para sudoeste, em direção à Folha Mundo Novo. A leste mantém contato com a unidade Porangatu 3 (NP3por3) e com o corpo Biotita Granito Milonítico (NP3 $\gamma$ 2bgr) por meio da zona de cisalhamento Talismã, com cinemática dextral. Em seu entremeio ocorrem dois corpos pertencentes à litofácies NP3por $\mu$ 2 e duas intrusões de biotita monzogranitos atribuídas ao corpo NP3 $\gamma$ 3m.

O relevo é arrasado e a área efetivamente cartografada é restrita aos vales de drenagens e proximidades. Apesar da ampla área de ocorrência, são raros os afloramentos desta unidade. Quando

presentes ocorrem na forma de lajeiros e blocos. As melhores exposições estão ao longo dos rios Crixás-Açu e Gregório (Figuras 3.44A e 3.44B).

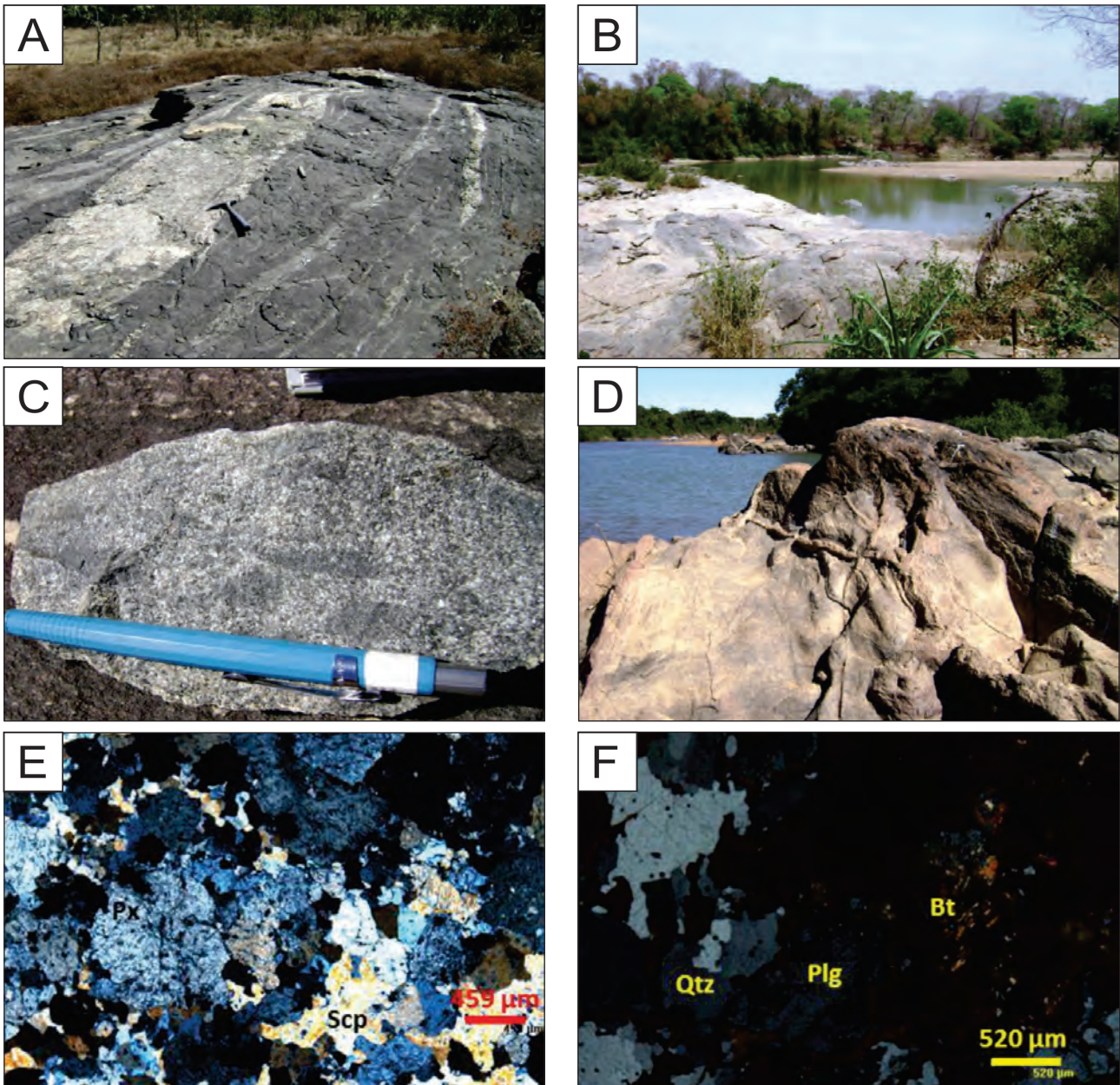
O litotipo principal é o hornblenda-biotita gnaisse de cor cinza a rosa, com granulação média a grossa e composição tonalítica a monzogranítica, metamorizado em fácies anfíbolito a granulito, com predomínio do primeiro tipo, e retrometamorfismo para a fácies xisto verde em zonas de cisalhamento. É composto essencialmente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e hornblenda com xenólitos métricos/centimétricos de metagabros (anfíbolitos), que se apresentam com forma tabular e/ou alongadas/estiradas (Figura 3.44C). Migmatitos são observados localmente. Quando em fácies granulito, observam-se piroxênio, escapolita e plagioclásio.

Em vários afloramentos, a exemplo do ponto LM-198, foi constatada a presença de metagranitóides de cor rósea a vermelha em forma de mobilizados, dobrados ou não, dispostos preferencialmente nos planos de fraqueza como: foliação, fraturas ou falhas. De acordo com as relações de campo, essas intrusões podem ser posicionadas como sin a tardi-tectônicas, deformadas ou não, respectivamente (Figura 3.44D).

A análise petrográfica revelou que as texturas típicas são granolepidoblástica e granonematoblástica, subordinadamente hipidiomórfica, inequigranular e nematolepidoblástica, com grãos geralmente anédricos. Os gnaisses, quando em fácies anfíbolito, são caracterizados por bandas máficas compostas, principalmente, por hornblenda e biotita estiradas e orientadas, enquanto as bandas félsicas são constituídas por plagioclásio, microclínio e quartzo, e com menor frequência, granada. O plagioclásio é incolor, apresentando geminação polissintética e às vezes exsolução de quartzo vermiforme (mimerquita). O quartzo forma subgrãos e exibe extinção ondulante. Nos termos portadores de k-feldspatos, estes são geralmente anédricos, às vezes achatados e não geminados. A biotita ocorre em lamelas subédricas de cor marrom e birrefringência elevada. Os cristais de hornblenda são de cor verde claro a escuro, pleocróicos, porfiríticos e poiquiloblásticos com alta cor de interferência, sendo substituídos nas bordas por biotita e calcita. Os minerais secundários são a apatita, alanita, zircão e opacos em quantidades médias de 1%.

Em fácies granulito foram observados em lâmina petrográfica da parte máfica do gnaisse, um escapolita piroxenito, constituído por: piroxênio (40-45%), ocorrendo como cristais bem desenvolvidos de 0,1 até 1,25mm. Alguns cristais apresentam-se alterados muito localmente para hornblenda verde; carbonato também ocorre como produto de alteração do piroxênio, preferencialmente nos





Figuras 3.44 – A: Vista geral de afloramento de gnaiss monzodiorítico, com injeções quartzo-feldspáticas (Ponto LM-197); B: Lajeiro de ortognaiss no leito do rio Crixás-Açu (Ponto LM-254); C: Amostra de gnaiss monzodiorítico com xenólitos de rocha máfica-ultramáfica (Ponto LM-197); D: Injeções de metagranitóides em planos de fraturas e foliação de ortognaisses, no leito do rio Crixás-Açu (Ponto LM-198); E: Fotomicrografia sob nicóis cruzados de escapolita piroxenito, representando a porção máfica de ortognaiss do ponto LM-254; F: Fotomicrografia sob nicóis cruzados de biotita gnaiss intrusivo sin-tectonicamente no ortognaiss do ponto LM-254.

planos de clivagem do mineral. Contém às vezes cristais de titanita como inclusão; escapolita (30-35%), apresentando-se entre os cristais de piroxênio e menos comumente como inclusão nos mesmos; plagioclásio (5-10%), presente entre os grãos de piroxênio e escapolita. Alguns cristais estão maclados segundo a lei da Albita/Periclíneo, enquanto outros exibem lamelas de maclas arqueadas. As dimensões dos cristais variam de 0,1 a 0,8 mm. Como minerais acessórios ocorrem hornblenda, carbonato, titanita e granada (Figura 3.44E).

Os metagranitóides intrusivos em planos de foliação, fraturas e falhas são essencialmente biotita

gnaisses contendo: quartzo (25-30%), recristalizado, com extinção ondulante e formando subgrãos; plagioclásio, esporadicamente sericitizado (25-30%); microclínio (25-30%); biotita, parcialmente cloritizada (5-10%) e minerais acessórios como alanita, apatita, sericita e clorita (Figura 3.44F).

#### 3.4.7.1.3 - NP3por3 - Porangatu 3: Gnaisses granodioríticos

A unidade Porangatu 3 dispõe-se a oeste do Complexo Serra Azul (A3sag) e do corpo Biotita Granito Milonítico (NP3γ2bgr), e a leste da unidade



Porangatu 2 (NP3por2), por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Estende-se por 67 km ao longo da direção NE-SW e apresenta até 4 km de largura. Ocupa uma área de 123,89 km<sup>2</sup>, e à semelhança com a unidade Porangatu 2, também se encontra sobreposta por coberturas detrito-lateríticas.

Caracteriza-se por ser uma área plana a ondulada com afloramentos escassos e de qualidade baixa, ocorrendo, principalmente, na forma de blocos esparsos. Os principais pontos descritos foram: LM-08, 16, 17, 39, 67, 110, 110A, 120A, 211A, 212 e 236.

A unidade Porangatu 3 compreende gnaisses granodioríticos com hornblenda, biotita, e localmente, clinopiroxênio, submetidos a metamorfismo de fácies anfíbolito alto, com textura granolepidoblástica principal (Figura 3.45A). A assembleia mineralógica é dada por: plagioclásio (35 – 55%), com forte extinção ondulante e formação de mimerquitas no contato com feldspatos potássicos, além de feições de migração de borda de grão; quartzo (20 – 30%), recristalizado, com forte extinção ondulante e formação de subgrãos, frequentemente rotacionados; microclínio (15%), apresentando contatos retilíneos, extinção ondulante e intercrescimento peritítico; hornblenda e biotita (10 – 25%), ocorrem associadas, indicando retrometamorfismo para a fácies xisto verde, com parcial substituição da hornblenda por biotita e; clinopiroxênio (até 10%), exibindo extinção oblíqua e grãos orientados e estirados. Zircão, titanita e opacos são os minerais acessórios e representam menos de 1% da rocha.

Metagranitóides róseos ocorrem como diques na unidade Porangatu 3, intrudidos em planos de fratura, foliação e falha. São, em geral, sin-orogênicos (Figura 3.45A).

Pequenas intrusões de corpos gabróicos não mapeáveis nessa escala puderam ser identificadas localmente (Figura 3.45B).

Em zonas de cisalhamento que marcam os contatos dessa unidade com as demais, destacam-se a formação de foliação milonítica, lineação de estiramento, e grãos e injeções quartzo-feldspáticas rotacionados, indicando cinemática predominante dextral.

#### 3.4.7.2 - NP3γ3m - Biotita Monzogranito

A unidade é representada por dois corpos alongados na direção NE-SW posicionados a oeste do Lineamento Transbrasiliano. O primeiro de maior expressão ocorre no quadrante noroeste, vizinho a oeste da cidade de Bonópolis, e possui forma ovalada com eixo maior de 12 km por largura média em torno de 5 km, perfazendo área de 51,4 km<sup>2</sup>. O segundo corpo também com a mesma disposição, localiza-se no centro norte da folha e tem área de 24,7 km<sup>2</sup>, com comprimento de 10 km por 3 km de largura, aproximadamente.

Anteriormente estes terrenos foram interpretados em levantamentos regionais como Ortognaisses do Oeste de Goiás por Moreira et al. (2008).

A denominação aqui adotada é a proposta por Diener e Polo (2013) que a cartografaram pela primeira vez na Folha Novo Planalto, localizada à norte da folha em pauta.

O relevo destes corpos é plano e o corpo mais ao norte encontra-se ainda mais arrasado. Os afloramentos geralmente são em forma de matacões e blocos (Figura 3.46A), com raros lajeiros. Apesar de exibirem formato alongado, sugerindo deformação intensa, localmente observam-se porções preservadas, caracterizadas por rochas com granulação grossa, sem deformação aparente, enquanto que áreas mais afetadas pela deformação apresentam granulação mais fina. São rochas de cor cinza (predominante) a rosa, com granulação

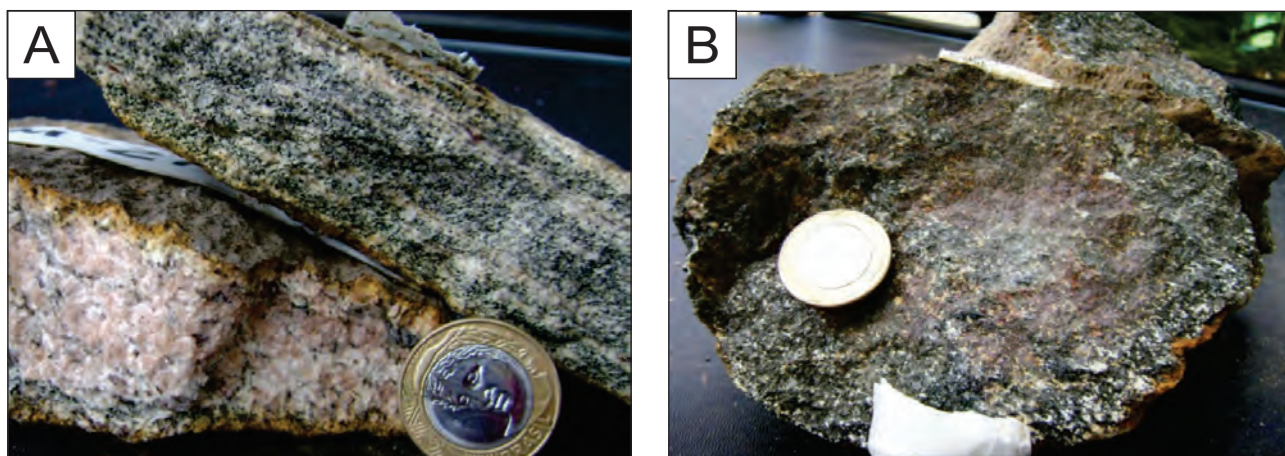


Figura 3.45 – A: Amostras de gnaiss granodiorítico, cinza (acima), e metagranito intrusivo em plano de fratura sin-orogênico (embaixo) (Ponto LM-212); B: Amostra de gabro intrusivo na unidade Porangatu 3 (Ponto LM-236).

fina a grossa, variando desde não magnéticas até moderadamente magnéticas (Figura 3.46B). Esporadicamente foram encontrados xenólitos gnaissificados atribuídos ao embasamento pretérito.

As análises petrográficas (LM-217, 223, 234 e 239) revelaram composição modal de quartzo (16-30%), plagioclásio (20-40%), k-feldspato (20-33%), biotita (10-35%) e muscovita (5%, na lâmina LM-223). Apatita, titanita e zircão perfazem a rocha em torno de 1%. A composição, segundo o gráfico de Streckeisen (1978) varia de granodiorito (LM-223), monzonito (LM-217) até monzogranito (LM-234, 239), mas todos com tendência para monzogranitos. Os grãos de quartzo são subédricos a anédricos, recristalizados e com extinção ondulante. Os grãos de plagioclásio são predominantemente anédricos e com geminação polissintética, às vezes alterados para sericita. Os cristais de álcali-feldspatos também são anédricos com e sem geminação tartan. O metamorfismo de caráter regional é considerado como xisto verde zona da biotita.

Para esta unidade foram realizadas 3 análises químicas (LM-217, 223 e 234). As amostras exibem caráter ácido (Tabela 3.4).

Nos diagramas exibidos, além das três amostras do Complexo Porangatu foram adicionadas para comparação amostras de granitos do mesmo complexo individualizadas na Folha Novo Planalto, imediatamente a norte. No diagrama P-Q as amostras caem no campo dos monzogranitos (Figura 3.47A). No diagrama Q-Ab-Or de Tuttle e Bowen (1958), utilizando a mesonorma para granitos, as mesmas amostras ocupam predominantemente a zona interna do campo de fusão mínima para granitos *strictu sensu* (Figura 3.47B). Na Figura 3.47C, o diagrama A/CNK mostra o caráter meta à peraluminoso destas amostras, enquanto que no diagrama AFM as amostras estão dentro do *trend* da série cálcio

alcalina evoluída (Figura 3.47D). No diagrama de LILE e HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al. (1984) observa-se enriquecimento relativo em K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Th e Ce, enquanto há o empobrecimento em Nb, Ta, Hf, Zr, Sm, Y e Yb, quando comparado ao ORG (Figura 3.48A). No diagrama de ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) as amostras exibem padrão inclinado, com enriquecimento nos ETR leves, enquanto os ETR pesados apresentam-se menos enriquecidos e horizontalizados (Figura 3.48B). No diagrama de Rb x Y+Nb de Pearce (1996), se considerarmos todo conjunto de amostras, elas interceptam o campo dos granitos tardi à pós-orogênicos (Figura 3.49).

Os dados litoquímicos mostram que as rochas desta unidade apresentam composição granítica *strictu sensu* álcali-cálcica, com assinatura tardi à pós tectônica. O padrão litoquímico destas amostras é correlacionável aos corpos tardi à pós-orogênicos que ocorrem na Folha Novo Planalto (Granitos Infusão, Gutupá, Dois Irmãos e Água Parada) adjacente a norte da Folha Bonópolis e foram utilizadas para comparação em todos os gráficos apresentados.

### 3.5 - N1dI - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS (NEÓGENO)

Esta unidade tem uma ampla distribuição na Folha Bonópolis e recobre imensas áreas, principalmente a oeste do Lineamento Transbrasiliano, onde sobrepõe o Complexo Granulítico Porangatu. Formam superfícies aplainadas/tabulares, desenvolvidas sobre quase todas as rochas das unidades cartografadas sendo atualmente afetada por uma fase de dissecação marginal por processos erosivos. Os sedimentos detrito-lateríticos são formações superficiais que se desenvolveram em zonas de interflúvios. Compreendem sedimentos aluviais ou coluviais constituídos por conglomerados oligomíticos com seixos de quartzito



Figura 3.46 – A: Afloramento típico do corpo NP3γ3m na forma de blocos e matacões (Ponto LM-223); B: Amostra de biotita monzogranito médio, cinza a rosado, com deformação incipiente (Ponto LM-228).



Tabela 3.4 – Análises químicas de elementos maiores (%), menores, traços e ETR's (ppm) das 3 amostras interpretadas no corpo Biotita Monzogranito (valores em %).

Amostra	LM-217	LM-223	LM-234
Unidade atual	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Sigla atual	NP3γ3m	NP3γ3m	NP3γ3m
SiO <sub>2</sub>	66,66	72,22	70,36
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,29	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,32	14,26	14,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	2,04	3,15
MnO	0,05	0,03	0,05
MgO	1,08	0,4	0,59
CaO	2,83	1,47	1,50
K <sub>2</sub> O	4,29	3,89	4,76
Na <sub>2</sub> O	3,68	4,28	3,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,08	0,14
LOI	0,70	0,80	0,70
TOTAL	99,48	99,74	99,55
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,17	0,91	1,37
Ba	2605,00	1473,00	2403,00
Rb	83,10	89,70	103,70
Tn	0,00	0,00	0,00
Nb	15,90	7,30	21,80
Ta	0,70	0,60	1,10
Be	1,00	1,00	1,00
Cs	0,50	0,70	0,60
Ga	18,50	19,10	19,60
Hf	8,10	4,50	9,70
Sn	1,00	2,00	2,00
Sr	585,80	434,80	397,40
U	1,00	0,90	1,10
W	0,50	0,60	0,70
Y	23,60	11,80	28,90
Zr	376,40	161,30	405,20
Cd	0,10	0,10	0,10
Co	6,80	3,10	4,20
Cu	10,80	7,00	2,10
Mo	0,30	0,30	0,40
Ni	6,70	3,70	3,20
Pb	2,90	11,90	6,20
Zn	55,00	29,00	68,00
La	123,90	41,40	116,20
Ce	163,20	70,90	200,90
Pr	20,36	7,43	21,73
Nd	70,80	26,30	72,80
Sm	9,00	3,60	9,01
Eu	2,03	0,78	1,52
Gd	6,36	2,51	5,56
Tb	0,85	0,39	0,75
Dy	3,89	1,83	3,49
Ho	0,75	0,36	0,66
Er	1,84	1,04	1,73
Tm	0,27	0,15	0,27
Yb	1,56	0,92	1,30
Lu	0,23	0,15	0,19

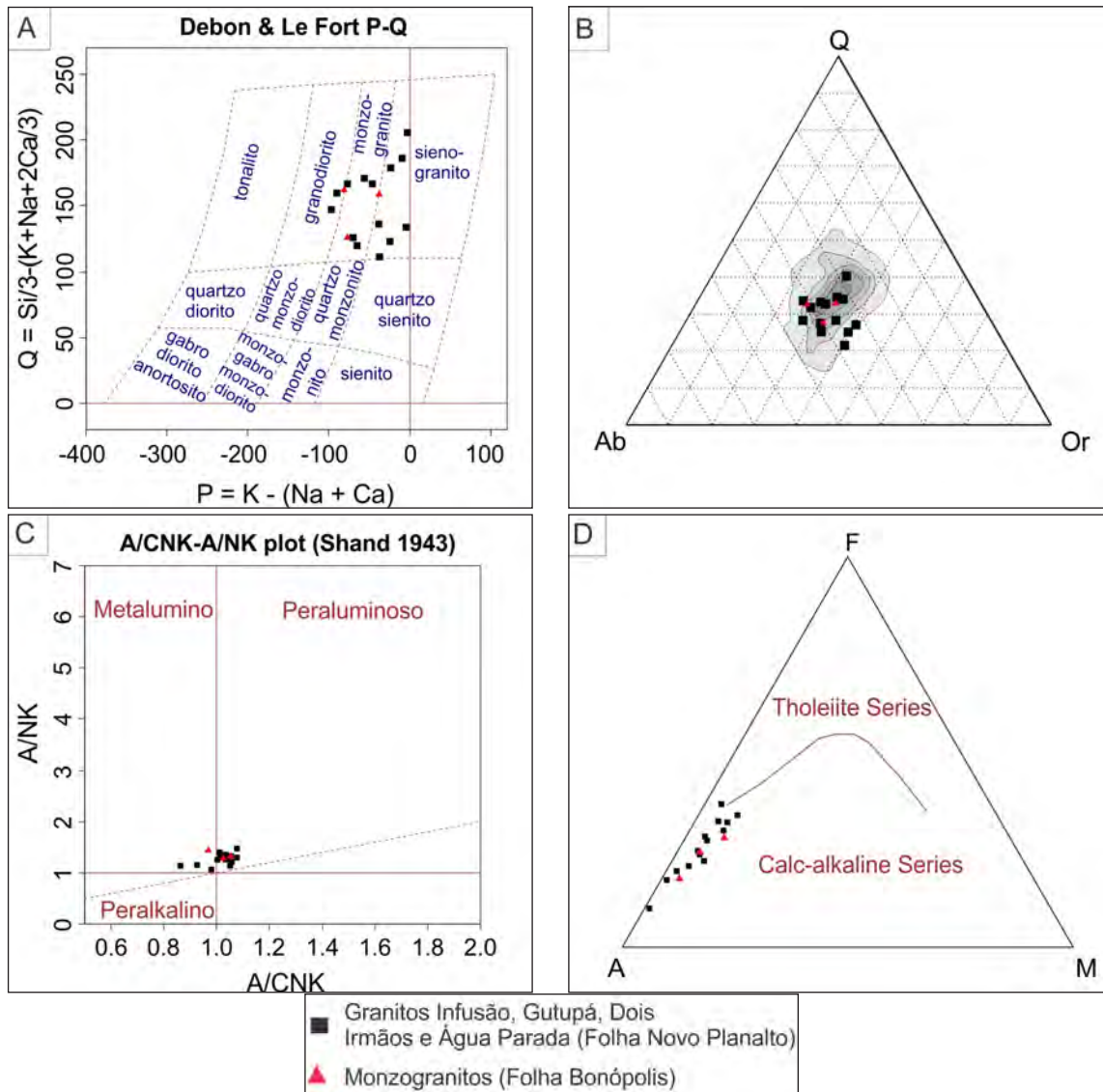


Figura 3.47 – Diagramas litoquímicos para a Unidade Monzogranitos. A: Diagrama de classificação Q-P para rochas plutônicas saturadas em sílica modificado de Debon e Lefort (1988); B: Diagrama Q-Ab-Or Tuttle e Bowen (1958) com o campo de fusão mínima para granitos; C: Diagrama de aluminosidade (A/CNK) x (A/NK) (Shand, 1943); D: Diagrama AFM de Irvini e Baragar (1971).

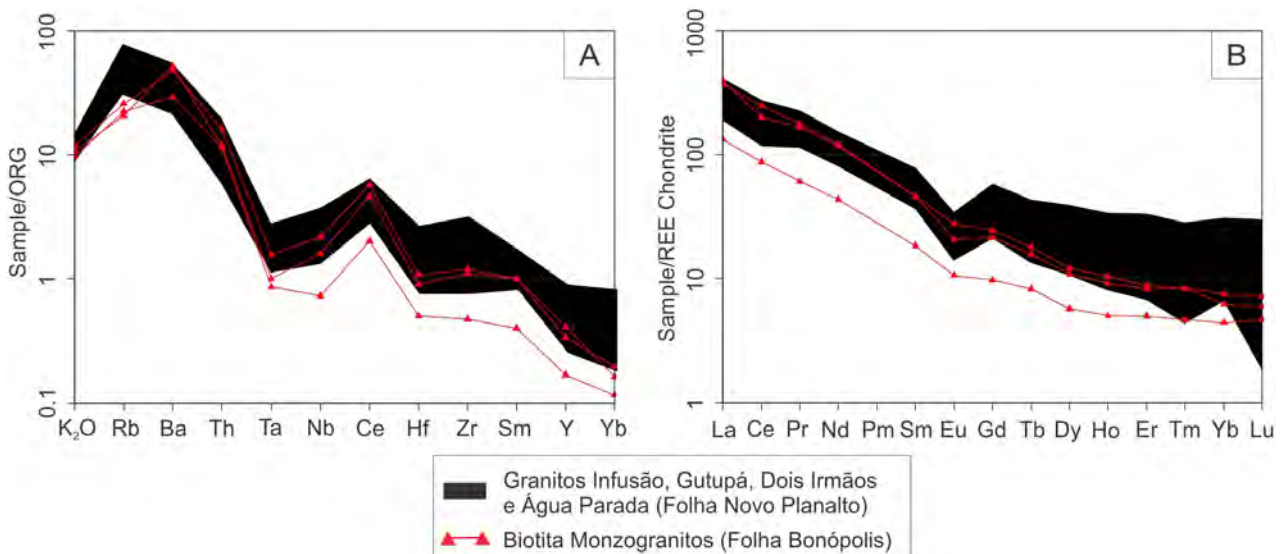


Figura 3.48 – Diagramas de multielementos e ETR para a corpo Biotita Monzogranito. A: LILE e HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al. (1984). B: ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

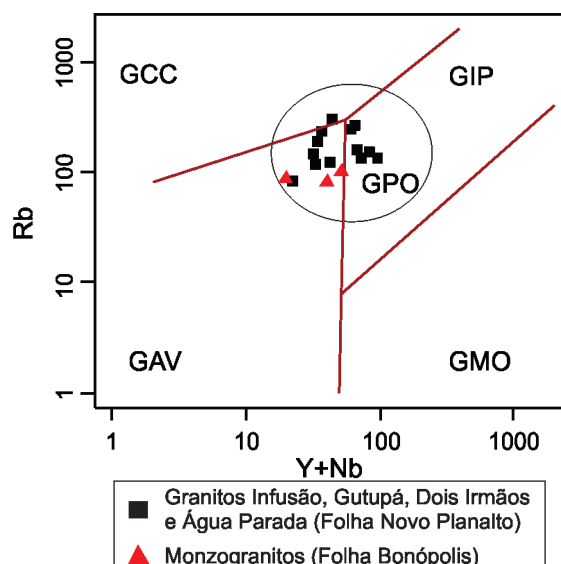


Figura 3.49 – Diagrama de classificação geotectônica Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) com o campo dos granitos: GAV - de Arco Vulcânico; GCC - de áreas de colisão; GMO - de cadeias meso-oceânicas, GIP- de domínio intra-placa e GPO – Granitos pós-orogênicos.

e lateritos autóctones com carapaças ferruginosas. As crostas, quando possuem perfis completos, podem chegar a mais de 30 metros de espessura, embora, nem sempre apresentem uma nítida diferenciação de horizontes. Nos perfis mais desenvolvidos são observados os seguintes horizontes: Basal – composto por rocha alterada com estrutura preservada (isalterita); zona mosqueada ou aloterítica (ausência de estruturas) com argilas diversas, ricas em óxidos de alumínio; concreções lateríticas endurecidas com estruturas oolíticas/pisolíticas, granular/microgranular, fragmentada e/ou maciça; e no topo, latossolos vermelho-amarronzados e amarelo castanho, variando entre arenosos e argilosos, prevalecendo estes últimos. A intensa variação na composição e na coloração destes latossolos é aqui interpretada como um reflexo natural do substrato rochoso não aflorante, fato este observado com frequência na região a oeste do Lineamento Transbrasiliano.

Os processos de formação envolvem variações climáticas cíclicas sob condições semi-áridas com lixiviação (estação úmida) e concentração (estação seca) de óxidos de ferro e alumínio que estão provavelmente relacionados com o desenvolvimento do Ciclo Sul-Americano (KING, 1956).

Os blocos e matações das concreções lateríticas são usados na região no alicerce de casas/galpões e no aterramento de pontes e represas. Frações menores são utilizadas na pavimentação de vias e estradas.

As coberturas lateríticas exibem respostas gamaespectrométricas que variam desde ciano mais escuro, a oeste do Lineamento Transbrasiliano, onde vastas coberturas detritos lateríticas recobrem Granitoides Tardi a Pós-orogênicos, até um ciano mais claro, que corresponde a coberturas desenvolvidas

sobre rochas metavulcanossedimentares da Sequência Santa Terezinha de Goiás (Figura 3.50A). As respostas magnéticas não estão associadas às coberturas detrito-lateríticas e sim a corpos e estruturas presentes em subsuperfície (Figura 3.50B).

### 3.6 - Q2a - DEPÓSITOS ALUVIONARES

Os depósitos aluvionares, geralmente, são pouco extensos. Ocorrem comumente associados às calhas da maioria das drenagens, ocupando as planícies de inundação, notadamente observadas na bacia dos rios Crixás-Açu, Gregório, dos Bois, Pindaíba e Pintado. Perfazem uma área cartografada de aproximadamente 110,75 km<sup>2</sup>. São compostos por sedimentos inconsolidados, predominantemente areias finas a grossas e, subordinadamente níveis de cascalhos, blocos, matações além de lentes de material siltico-argiloso.

Apesar de ocorrerem indiscriminadamente em toda a rede fluvial somente foram cartografados, devido à escala do mapa, os depósitos aluvionares de maior extensão que acompanham as principais drenagens. Associados às frações mais grosseiras, ocorrem concentrações de minerais pesados como zircão, rutilo, ilmenita, granada e ouro.

Com relação às respostas geofísicas observadas nas áreas de exposição de depósitos aluvionares, nota-se na Imagem Ternária (RGB) que os aluviões são bem marcados por tonalidades rosada a lilás, que sugerem a lixiviação de K e U, que são drenados e concentrados nos sedimentos acumulados nas margens de córregos e rios (Figura 3.51A). As respostas magnetométricas não tem qualquer relação com os aluviões, estando relacionadas a corpos em profundidade ou subaflorantes (Figura 3.51B).



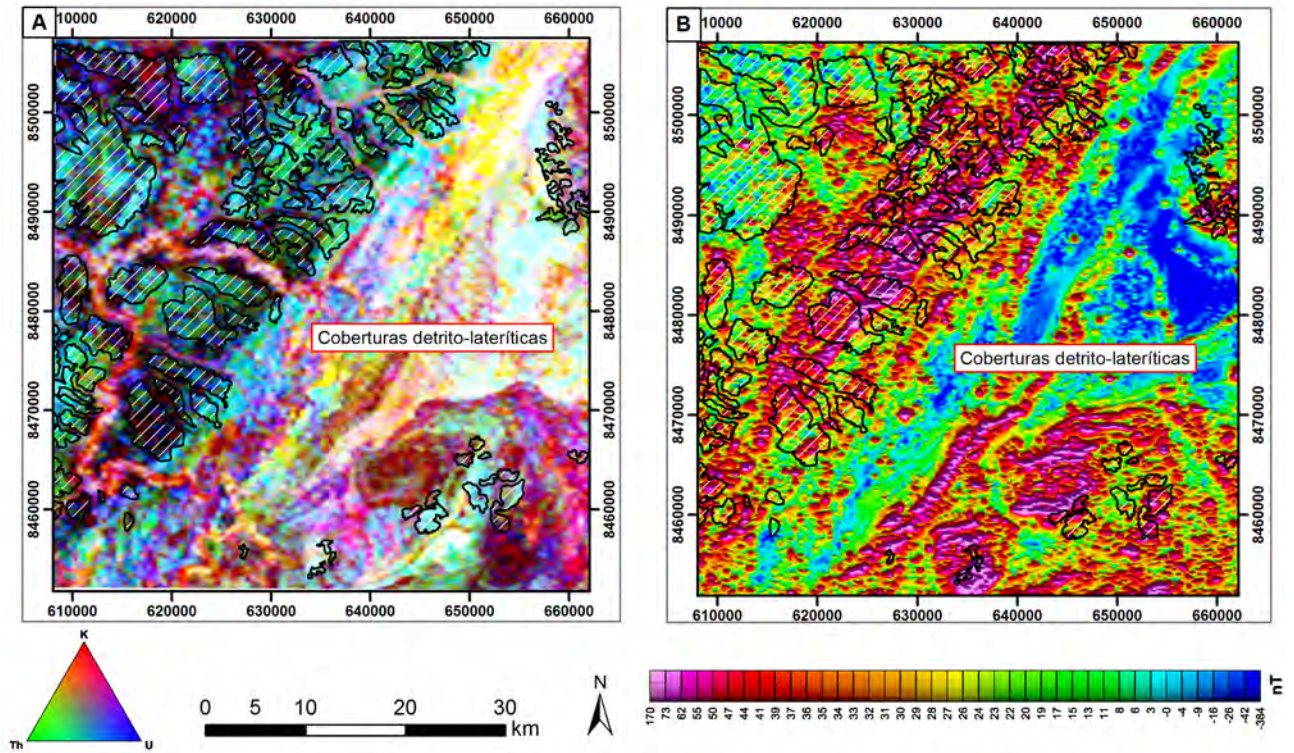


Figura 3.50 – Limites de Coberturas Detrítico-Lateríticas sobrepostos a imagens aerogeofísicas.  
A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

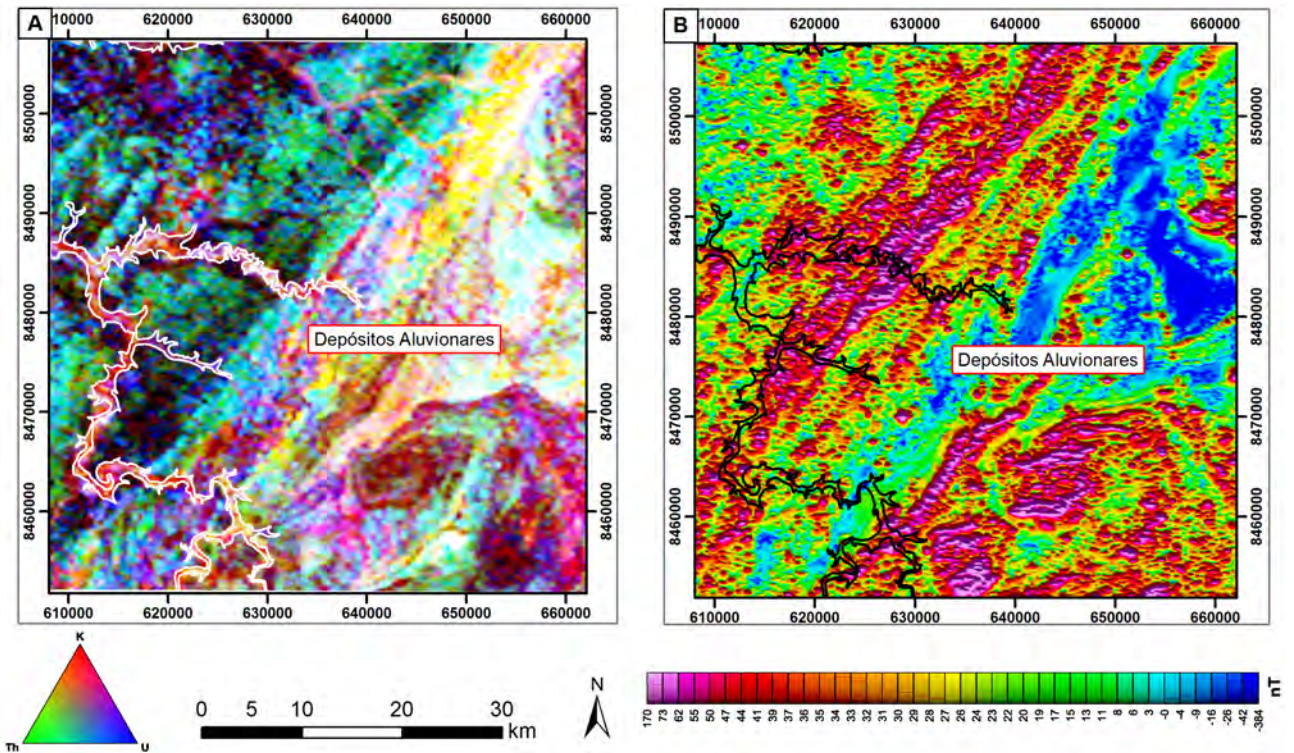


Figura 3.51 – Limites de Depósitos Aluvionares sobrepostos a imagens aerogeofísicas.  
A: Imagem Ternária (RGB); B: Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



## 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

### 1.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Bonópolis está inserida na Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), a qual é constituída por três faixas móveis de evolução diacrônica: as Faixas Paraguai e Araguaia que contornam o Cráton Amazônico e a Faixa Brasília que limita-se com o Cráton São Francisco, geradas em função da colisão entre ambos os crátons e um terceiro bloco a sudoeste, sugerido por geofísica, denominado Bloco Paranapanema. Essas faixas possuem vergências opostas, com transporte tectônico em direção aos respectivos crátons.

A área de estudo engloba parte da Faixa Móvel Neoproterozóica Brasília, localizada na porção centro-leste da Província Tocantins (PIMENTEL;HEAMAN;FUCK, 1991; PIMENTEL;FUCK, 1992). Essa faixa estende-se por mais de 1.100 km, tendo-se desenvolvido na borda ocidental e meridional do Cráton São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1977). Dentro desse contexto está o Arco Magmático de Goiás (VIANA et al., 1995; PIMENTEL;FUCK, 1992; PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000), que representa uma importante unidade geotectônica, situada ao norte da Faixa Brasília, e parcialmente abrangida pelo mapeamento da Folha Bonópolis.

A colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco edificou o sistema de arcos magmáticos intra-oceânicos e continentais que compõem o Arco Magmático de Goiás. Esta colisão deixou como evidência uma zona de sutura de escala continental e uma tectônica transcorrente que ocasionou o desenvolvimento do Lineamento Transbrasiliano (ALMEIDA et al., 2000; BRITO NEVES;FUCK et al., 2013; CORDANI et al., 1984; FUCK et al., 2008; MATTEINI et al., 2010) (Figura 4.1).

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) corresponde a um dos maiores exemplos de *intracontinental strike slip deformational system* do mundo, com mais de 5.000 km de extensão no continente Sul Americano e uma complexa rede de zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis interconectadas (SCHOBENHAUS et al., 1975 apud FUCK et al., 2013). Seu prologamento na África corresponde ao lineamento Kandi (FAIRHEAD;MAUS, 2003 apud FUCK et al., 2013), cuja continuidade pode representar uma estrutura litosférica de mais de 9.000 km. O LTB configura-se como uma faixa contínua com largura variável entre 100 e

200 km, delimitado por duas grandes zonas de cisalhamento dúctil, do tipo transcorrente com cinemática predominantemente dextral (FUCK et al., 2013). Observa-se nessa estrutura mergulho sub-vertical, com estruturação de direção geral N20°-40°E. No território brasileiro estende-se desde o litoral do Ceará até o sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul (SCHOBENHAUS et al., 1975).

O LTB corta diagonalmente a área de estudo e caracteriza-se como feição geológica que condiciona o arcabouço estrutural da área. Na Figura 4.2 é apresentado o mapa estrutural da folha situando-o no contexto do Arco Magmático de Goiás e da Província Tocantins, enquanto na Figura 4.3 é exposta a legenda de estruturas do mapa.

Diversos autores estudaram o Lineamento e o descreveram nos termos de suas áreas de conhecimento. Cunha et al. (1981), através do Projeto RADAMBRASIL e do Projeto de Geofísica Brasil-Canadá (PGBC), descrevem o Lineamento Transbrasiliano como uma faixa intensamente deformada com mais de 2.700 km de extensão. Haralyi e Hasui (1982) estudaram o lineamento sob a ótica da estruturação crustal e da geofísica por métodos gravimétricos. Radaelli (1992) cita os lineamentos como cicatrizes tectônicas de largura quilométrica e com intercalações de terrenos granulíticos. Alvarenga et al. (2000) descrevem o Lineamento Transbrasiliano como um sistema de falhas transcorrentes dúcteis subverticais dextrais, de direção N30°E, resultado da colisão e amalgamação dos crátons Amazônico, São Francisco e do Arco Magmático de Goiás. Soares (2005) relaciona o alto gravimétrico a um adelgaçamento da crosta e maior densidade e temperatura do manto.

Dantas et al. (2007) afirmam que a deformação predominante ao longo do Lineamento Transbrasiliano se deu em condições de fácies xisto verde baixo, zona da clorita e da biotita. Fuck et al. (2013) consideram que essa estrutura esteve ativa durante o Cambriano e que há evidências de reativação tectônica fanerozóica nas bordas das bacias cratônicas.

O Sistema de Falhas Rio dos Bois configura-se como outra importante estrutura formada nesta região, que limita a leste a porção norte do Arco Magmático de Goiás (MARINI, 1984), sobrepondo a Sequência Santa Terezinha ao Complexo Hidrolina, e comporta-se como uma zona de cisalhamento reversa com alta obliquidade, onde foram geradas

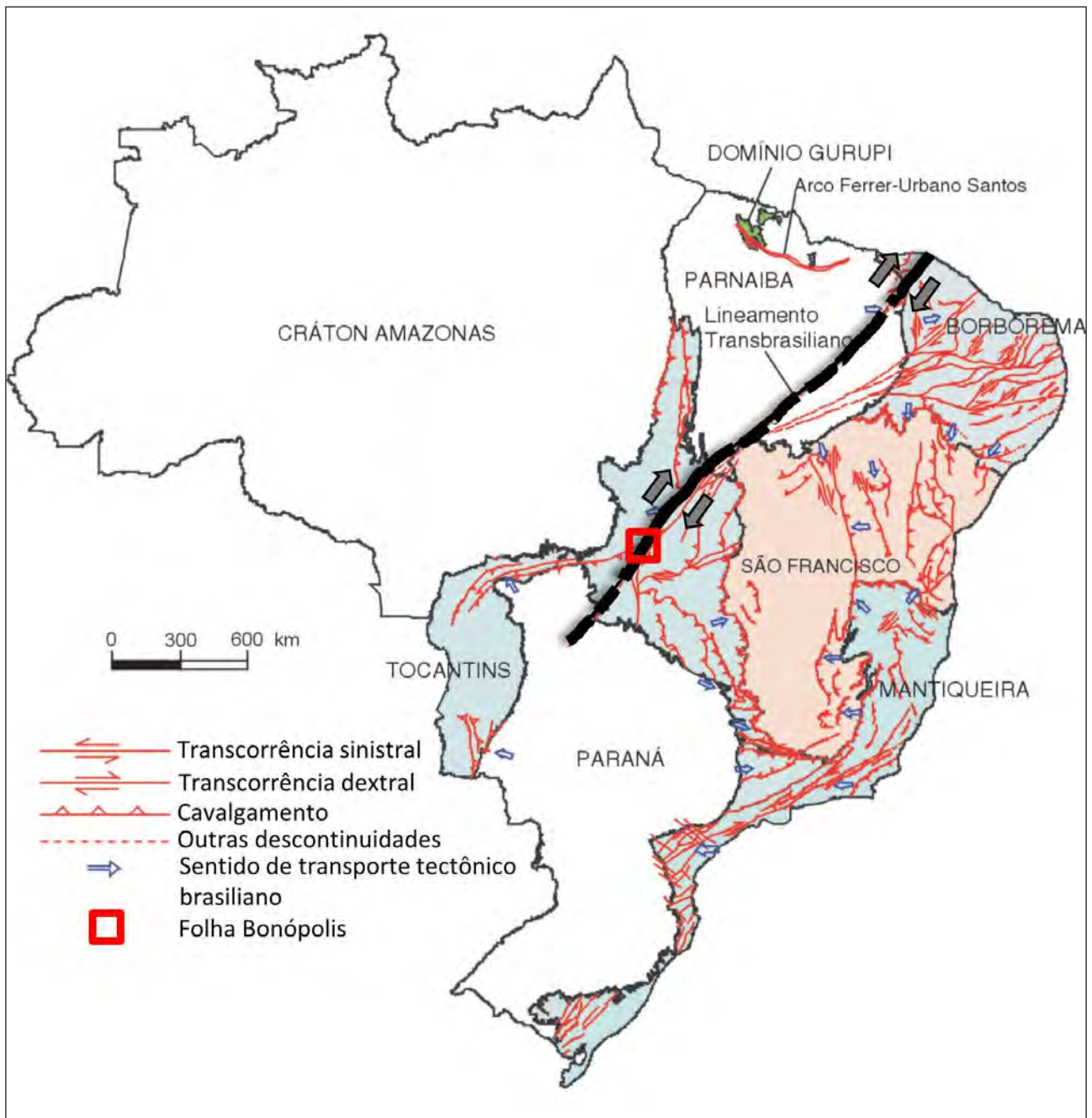


Figura 4.1 – Localização do Lineamento Transbrasiliano, com cinemática predominante dextral, destacado em preto (DELGADO et al., 2003).

grandes estruturas transcorrentes a transpressivas, tendo disposição geral  $N20^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{E}/20^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{NW}$  (OLIVEIRA et al., 2006).

Pimentel et al. (1997), baseados em idades U-Pb obtidas em titanita de rocha metavulcânica da região de Posse - GO, junto à idade de zircões de uma intrusão diorítica sintectônica, afirmam que o evento metamórfico-deformacional, caracterizado pela colisão final entre os crátons São Francisco e Amazônico, ocorrido há aproximadamente 630 Ma foi provavelmente o responsável pelo desenvolvimento das extensas zonas de cisalhamento com direção NNE, entre elas o Lineamento Transbrasiliano.

O desenvolvimento de um sistema de cisalhamento transcorrente associado à intensa milonitização, ocorrência de granulitos e fortes contrastes de assinaturas de anomalias magnéticas entre dois blocos crustais, adjacentes a rochas derivadas de ambiente de arco magmático, são fortes indícios da existência de uma sutura resultante de um sistema convergente seguido de colisão entre placas litosféricas (CHIARINI, 2007).

Ao longo deste Lineamento, do Ceará ao Mato Grosso do Sul, ocorreram reativações Fanerozóicas em diversos segmentos, que deram origem a uma série de bacias extensionais, como Jaibaras, Monte do Carmo e Piranhas, desenvolvidas ao longo do Lineamento.



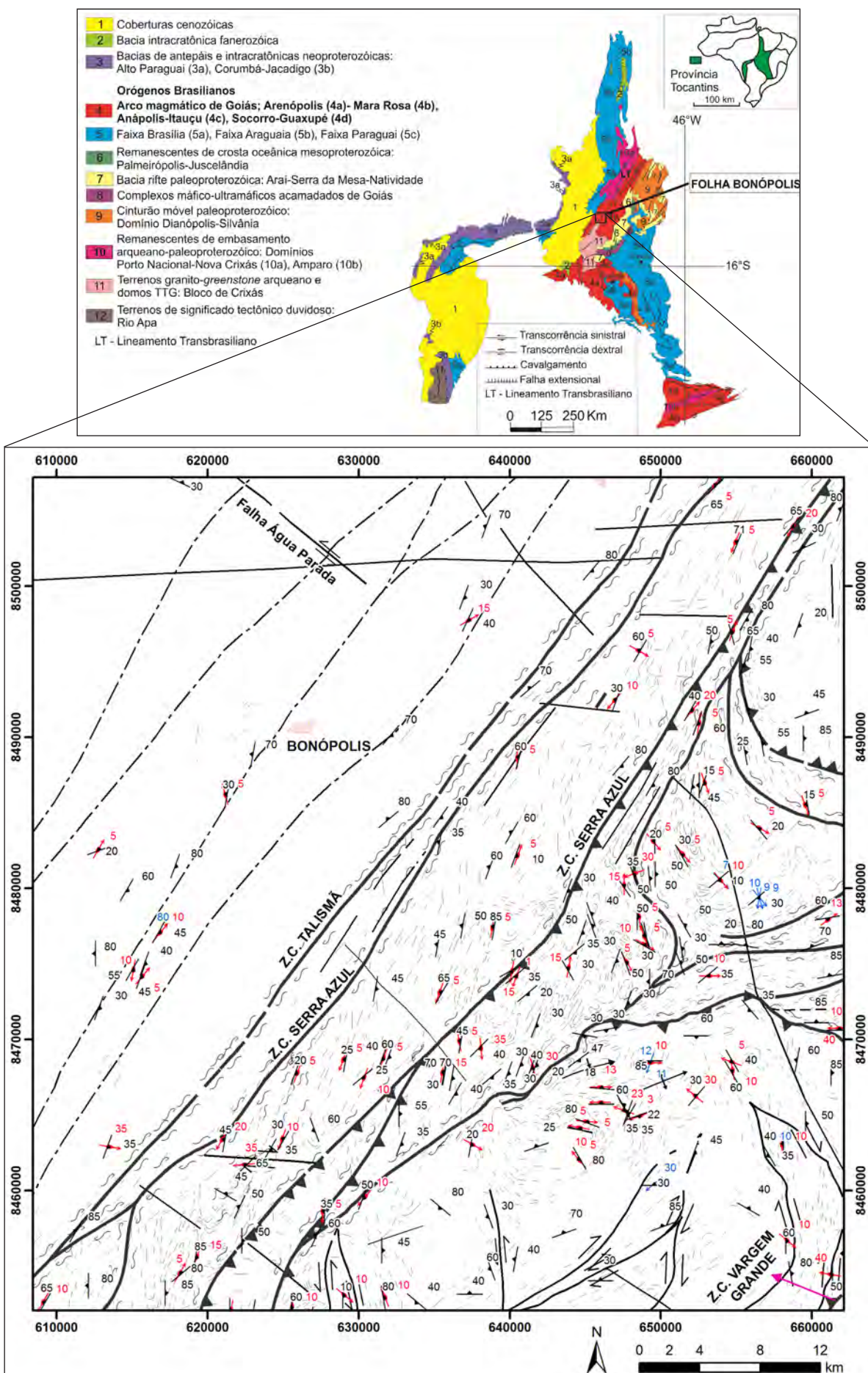


Figura 4.2 – Mapa estrutural da Folha Bonópolis no contexto da porção sudoeste do Segmento Norte do Arco Magmático de Goiás, em relação a Província Tocantins de Delgado et al. (2003).

Legenda			
	Área urbana		Falha transcorrente dextral
	Foliação_Sn		Falha transcorrente sinistral
	Lineação mineral_Lx		Falha transcorrente sinistral encoberta
	Eixo de dobra_Lb		Lineamentos estruturais
	Lineamentos		Lineamentos obtidos pela geofísica M-Magnetometria
	Anticlinal ou Antiforme normal com caimento indicado		Sinclinal ou Sinforme normal com caimento indicado
	Falha interpretada pela geofísica:M-magnetometria		Zona de cisalhamento compressional
	Falha ou Zona de Cisalhamento Aproximada		Zona de cisalhamento transcorrente dextral
	Falha ou fratura		Zona de cisalhamento transcorrente dextral encoberta
	Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada		Zona de cisalhamento transpressional dextral
	Falha ou zona de cisalhamento transcorrente		Zona de cisalhamento transpressional dextral encoberta
	Falha ou zona de cisalhamento transcorrente dextral		Zona de cisalhamento transpressional sinistral
	Falha ou zona de cisalhamento transcorrente sinistral		Zona de cisalhamento transpressional sinistral encoberta
			Zona milonítica

Figura 4.3 – Legenda do mapa estrutural apresentado na Figura 4.2.

## 4.2 - ESTRUTURAÇÃO NA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo apresenta estruturação complexa marcada por intensa deformação polifásica, relacionada a colisão final dos crátons Amazônico e São Francisco. O arcabouço estrutural da região da Folha Bonópolis pode ser descrito em função da presença de zonas de cisalhamento e sistemas de nappes formados em ambiente transpressional, com destaque para a zona de cisalhamento transcorrente dextral Talismã e a zona de cisalhamento transpressional sinistral Serra Azul.

Os dados coletados em campo associados às interpretações feitas a partir de diferentes produtos de sensores remotos e aerogeofísica mostraram áreas com padrões estruturais e frequências de distribuições distintas das estruturas (Figura 4.4). Com base em peculiaridades morfológicas e estruturais foi possível estruturar a área da folha em três domínios: Domínio Compressional Rotacionado I, Domínio Compressional Rotacionado II e Domínio Transcorrente, além de uma deformação rúptil comum a toda a área.

O arranjo estrutural da área é decorrente de esforços compressivos de W para E, com pulsos deformacionais com incrementos contínuos e progressivos durante a acreção/amalgamação do Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás, que culminou com a colisão dos crátons São Francisco e Amazônico, durante o ciclo brasileiro (ARAÚJO FILHO, 1999, 2000; ARAÚJO FILHO; MARSHAK, 2003; HASUI et al., 1994; PIMENTEL; FUCH, 1987; PIMENTEL et al., 1997; SOARES, 2005).

A geologia estrutural da Folha Bonópolis será discutida no âmbito de fases deformacionais e

domínios estruturais correspondentes a um único evento deformacional. As fases são consideradas contínuas e progressivas e os domínios estruturais representam regiões com feições estruturais e reologicamente distintas submetidas à deformação Brasileira.

### 4.2.1 - Fases deformacionais

A deformação na área de estudo pode ser separada em três fases deformacionais: duas compressivas progressivas e contínuas e uma extensional, como indicado na Tabela 4.1. As duas primeiras fases D<sub>n</sub> e D<sub>n+1</sub> estão relacionadas ao evento compressional brasileiro, correspondente à aproximação e colisão entre os crátons São Francisco e Amazônico, enquanto a fase D<sub>n+2</sub> é eminentemente rúptil, pouco profunda, marcando uma fase distensiva e reativações de estruturas pré-existentes (Figura 4.5). Na Figura 4.6 estão localizados todos os pontos de afloramentos abordados neste tópico.

Na área de estudo, a fase D<sub>n</sub> representa uma tectônica colisional compressiva de direção aproximada E-W, responsável pela geração da foliação principal observada nos Domínios DCRI e DCRII, na forma de foliação milonítica (S<sub>n</sub>) e dobras coaxiais fechadas a isoclinais (F<sub>n</sub>) (Figura 4.7A). S<sub>n</sub> caracteriza-se por uma foliação mineral, milonítica com assimetria S-C indicando deformação compressiva e transporte *up-dip*. O caráter progressivo da deformação também é evidenciado pela formação de clivagem do tipo C'.

Em um processo contínuo da fase D<sub>n</sub> ocorre o rompimento dos flancos inversos das dobras F<sub>n</sub>, gerando cavalgamentos e empurrões



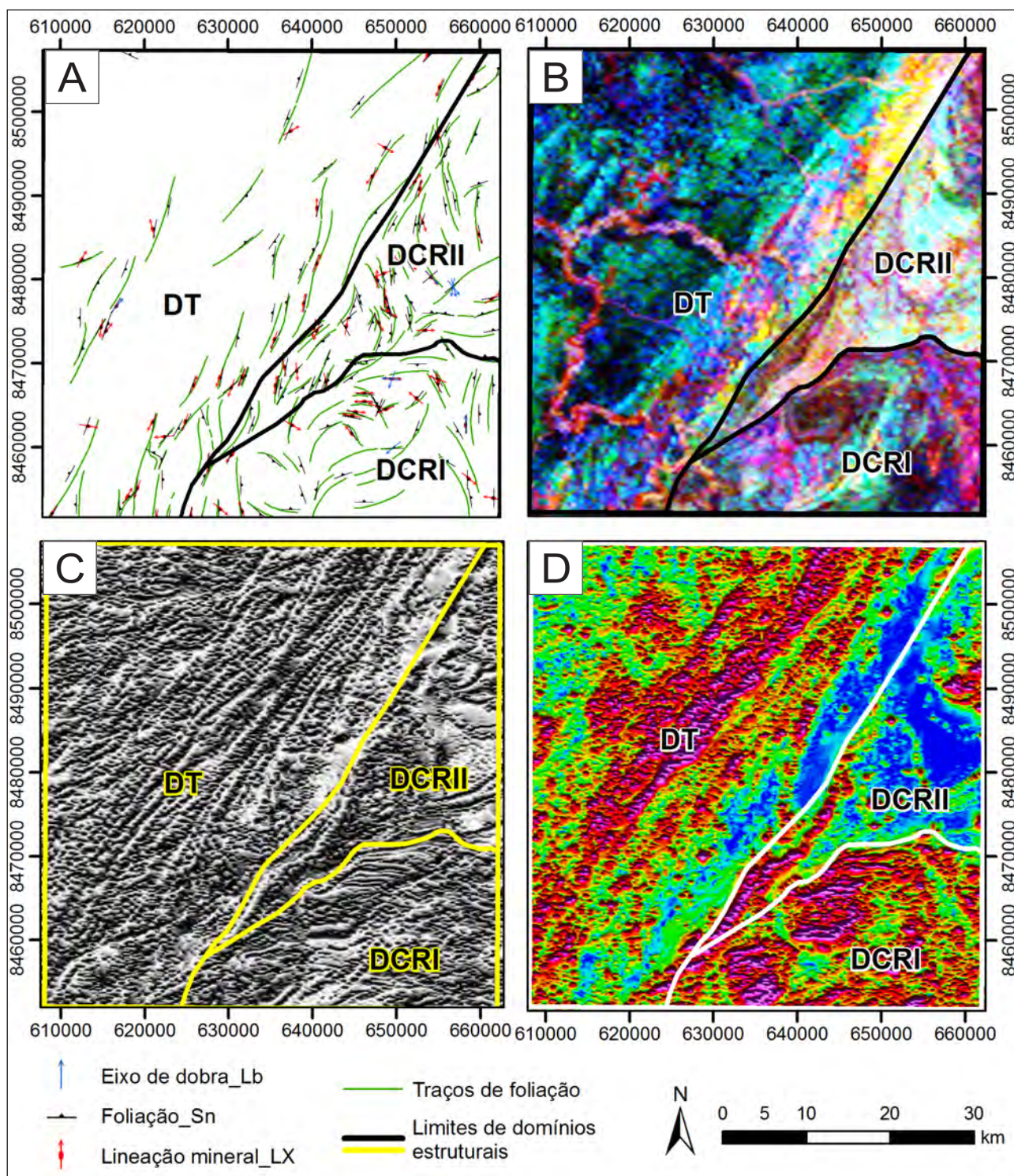


Figura 4.4 – Compartimentação dos Domínios Tectônicos na área da Folha Bonópolis. A: Mapa de traços gerados a partir da foliação; B: Mapa gamaespectrométrico, Imagem Ternária (RGB); C: Mapa magnetométrico, imagem da Intensidade do Sinal Analítico (ISA); D: Mapa magnetométrico, imagem da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

na zona de exposição do Complexo Mutunópolis. Adicionalmente, Dn forma uma série de escamas imbricadas de baixo ângulo (Figuras 4.7B e 4.7C), com estruturas em *nappes* onde foram sobrepostos pacotes contendo rochas metassedimentares e/ou rochas ígneas graníticas e máficas. Durante essa fase as rochas foram submetidas a temperaturas e pressões compatíveis com a fácies anfibolito, de acordo com as paragêneses metamórficas pré Dn+1,

observadas nas rochas metapelíticas, formadas por cianita, granada e estauroлита (Figura 4.7D).

A fase Dn+1 representa a continuidade do processo compressional, quando é formada a mega estrutura Transbrasiliana. As suturas são transformadas em zonas de cisalhamento transcorrentes, ora dextrais, ora sinistrais, com predomínio do primeiro tipo, com direção geral N30°E e alto ângulo de mergulho (Figura 4.7E),



Tabela 4.1 – Fases deformacionais identificadas na área de estudo.

FASE	Características	Feições Geológicas	Vetor Deformacional	Regime	Metamorfismo	Domínio	Idade
Dn	Colisão arco magmático maduro com Cráton São Francisco. Gera a foliação principal e dobras isoclinais com eixo horizontal e rompimento dos flancos e geração de empurrões	Metassedimentos da Sequência Santa Terezinha e série de escamas de empurrão dentro do Complexo Mutunópolis	Convergente de W para E	Contracional	Fácies anfibolito médio	DCRI/DCRII	670 - 600
Dn+1	Geração de zonas de cisalhamento transcorrentes e transpressionais	Lineamento Transbrasiliano	Convergente de W para E	Transcorrente	Fácies anfibolito a granulito	DT	570
Dn+2	Alívio de pressão e geração de falhamentos/fraturas NW-SE e E-W	Falhas/fraturas	Transtensivo	Falhas e fraturas transtensivas	Incipiente	Toda área	530

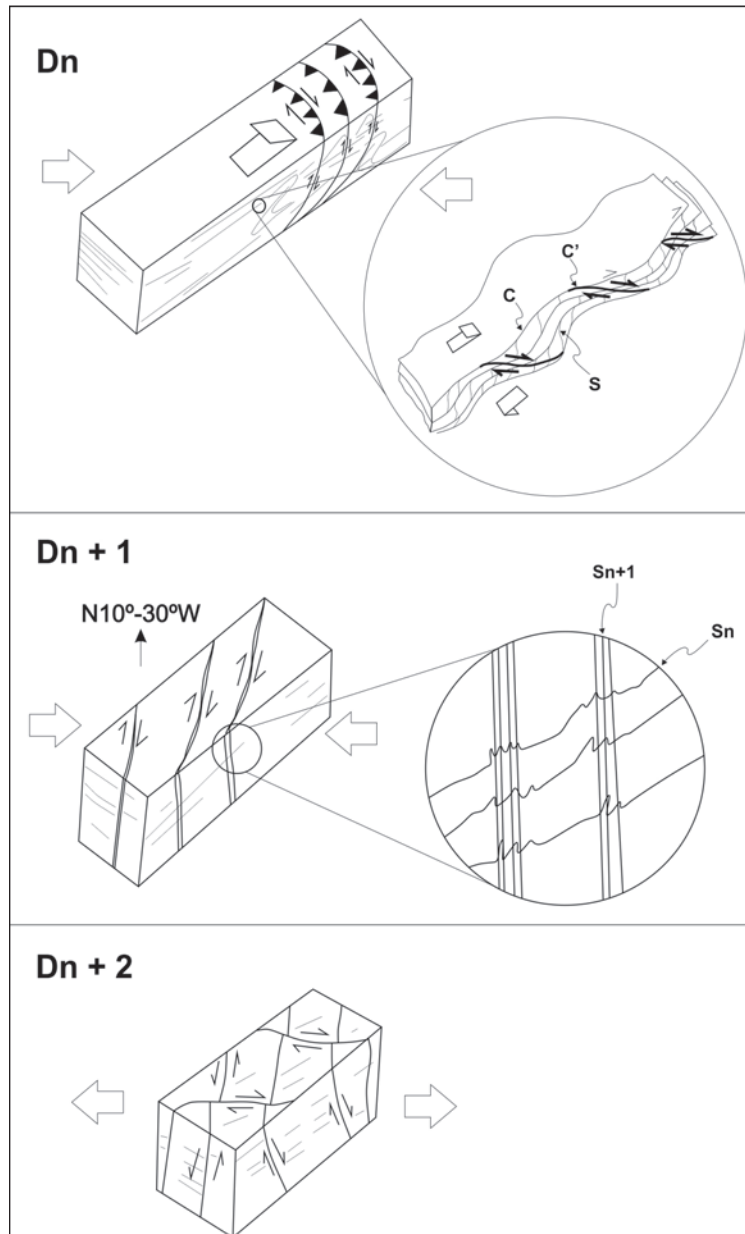


Figura 4.5 – Croqui esquemático da evolução das fases deformacionais definidas na Folha Bonópolis.

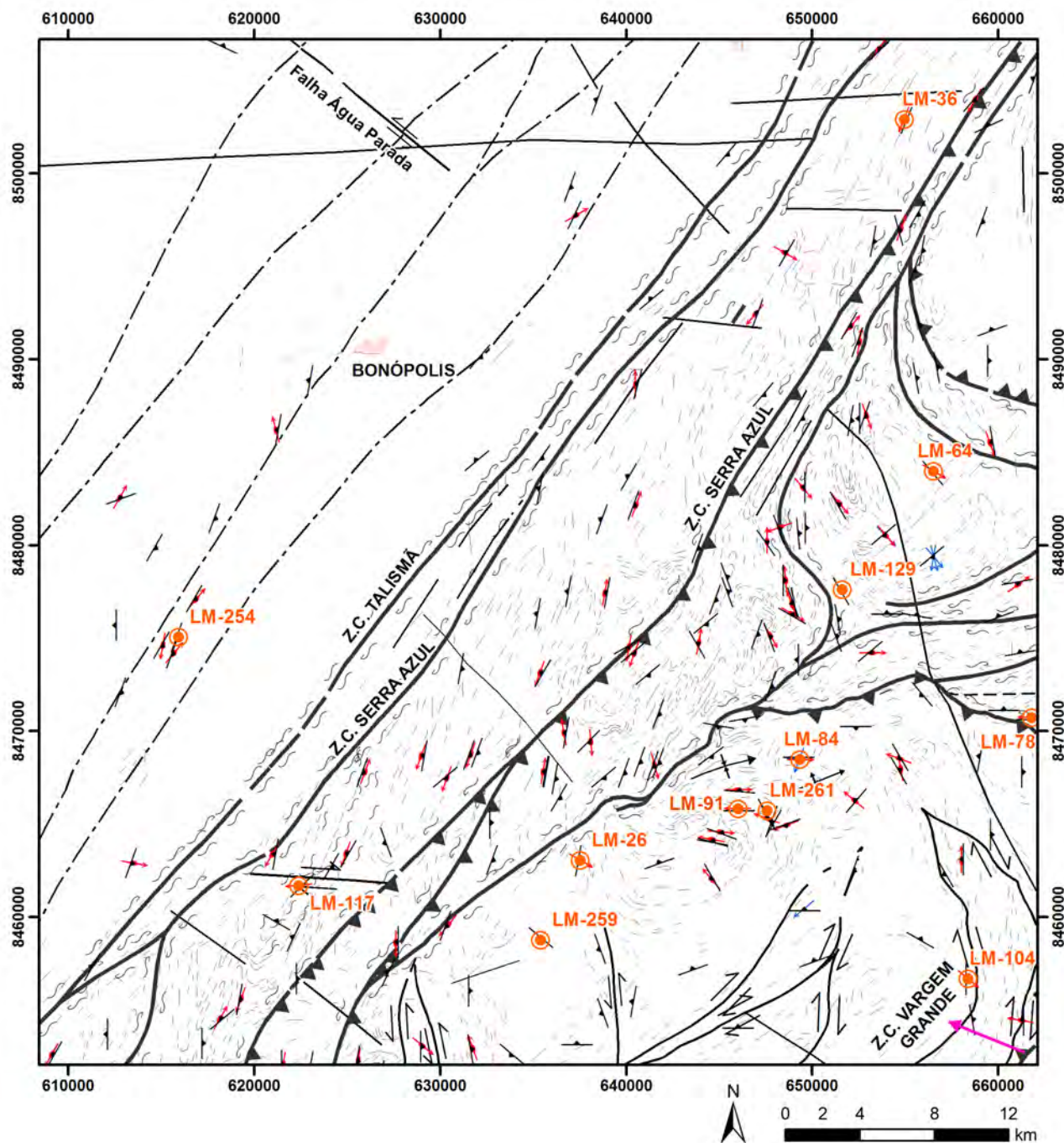


Figura 4.6 – Mapa de elementos estruturais indicando a localização dos pontos citados no texto. A legenda dos símbolos é a mesma da Figura 4.3.

indicado pelas lineações de estiramento ( $L_{n+1}$ ) ao longo do Lineamento Transbrasiliiano. Nesse processo ocorre o transporte de grandes massas crustais, incluindo o Complexo Serra Azul, um terreno exótico colocado entre as rochas do Complexo Porangatu e da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, último incremento do Sistema de Arcos Magmático de Goiás. Fora da área de maior *strain* do lineamento, as estruturas pré-existentes são rotacionadas (Figura 4.7F) ou reativadas pela zona transcorrente. Algumas das estruturas ainda preservam as direções originais, porém grande parte das lineações, bem como as *nappes*, originalmente

com vergência para leste, indicado pelos vetores compressoriais regionais aproximadamente E-W, assumiram a posição atual.

Associado a essa fase deformacional se observa ainda uma clivagem espaçada ( $S_{n+1}$ ) que pontualmente pode se desenvolver como uma clivagem de crenulação (Figura 4.8A), além de tectonitos tipo L, que são comuns ao longo da zona de maior *strain* (Figura 4.8B).

A fase  $D_{n+2}$  define uma deformação rúptil a rúptil-ductil observada em toda área de estudo, e representa um alívio de pressão por falhas e zonas de cisalhamento em sua maioria E-W e NW-SE



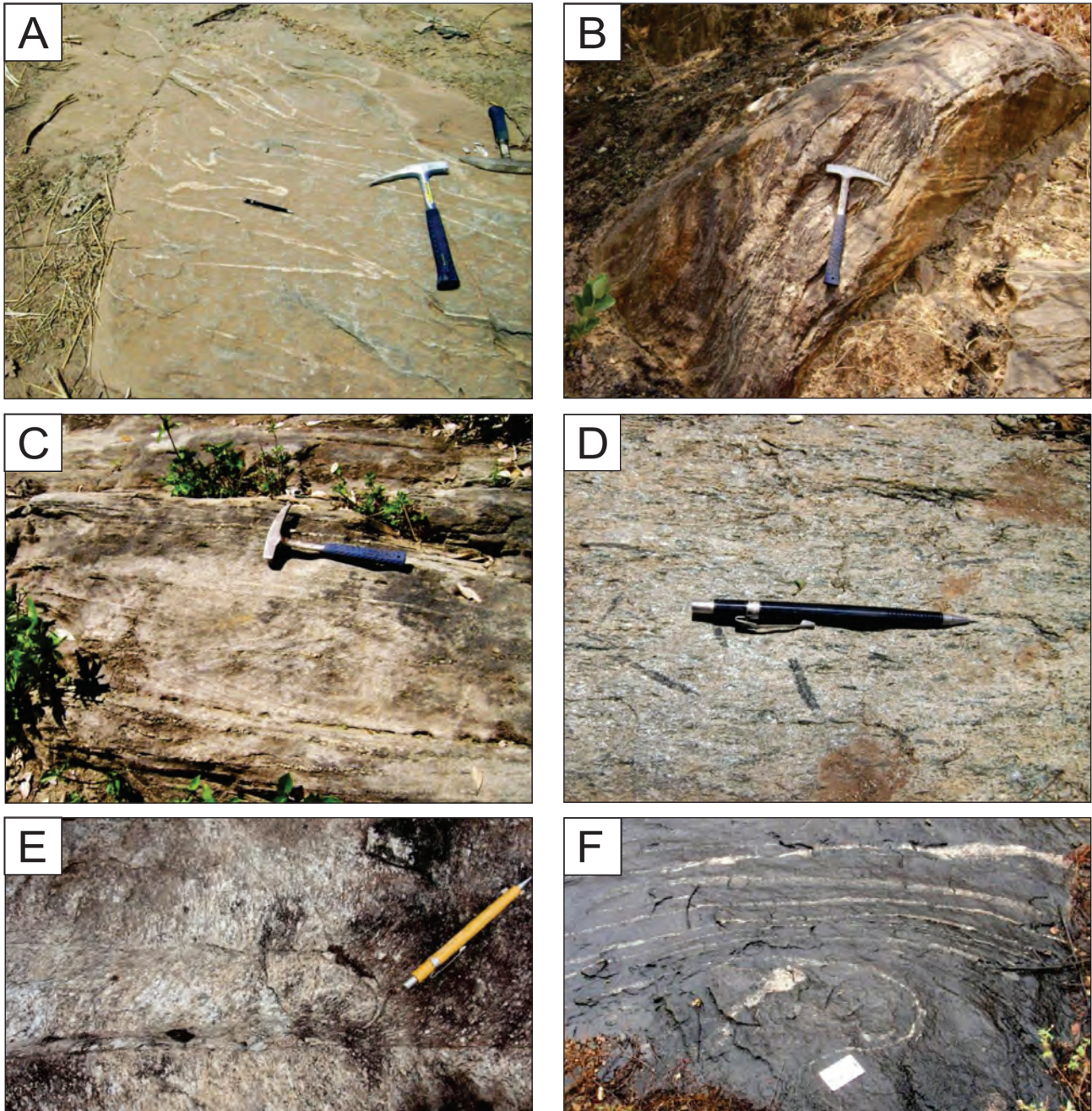


Figura 4.7 – A: Dobras fechadas a abertas no Domínio DCRI, afloramento LM-026; B: Lineação de estiramento de baixo ângulo no ponto LM-036; C: Dobras de arrasto mostrando movimento dextral no ponto LM-129; D: Paragneisse à estaurolita no ponto LM-091; E: Zona de cisalhamento dextral N30W com arrasto da foliação pretérita, ponto HP-259, no Domínio DCRII. A lapiseira marca a direção Norte; F: Estruturas geradas em  $D_n$  rotacionadas pela deformação posterior  $D_{n+1}$  no ponto HP-197.

(Figura 4.8C). Durante o alívio das tensões compressivas e colapso do orógeno, são formadas zonas distintas onde pontualmente ocorrem intrusões de pequenos corpos graníticos, pegmatíticos, gabróicos e veios de quartzo tardi a pós colisionais.

#### 4.2.2 - Domínios Estruturais

A área de estudo foi dividida em três domínios estruturais, Domínio Compressional Rotacionado I

(DCRI), Domínio Compressional Rotacionado II (DCRII) e Domínio Transcorrente (DT). Nesses domínios a tectônica compressiva do fechamento da Faixa Brasília gerou conjuntos distintos de estruturas que serão detalhados. Os domínios DCRI e DCRII caracterizam-se pela presença de estruturas formadas durante as primeiras fases de deformação. Estas estruturas primárias apresentam-se rotacionadas e deslocadas pelas estruturas transcorrentes que caracterizam o domínio DT. Esta sucessão representa uma evolução progressiva da deformação, onde estruturas



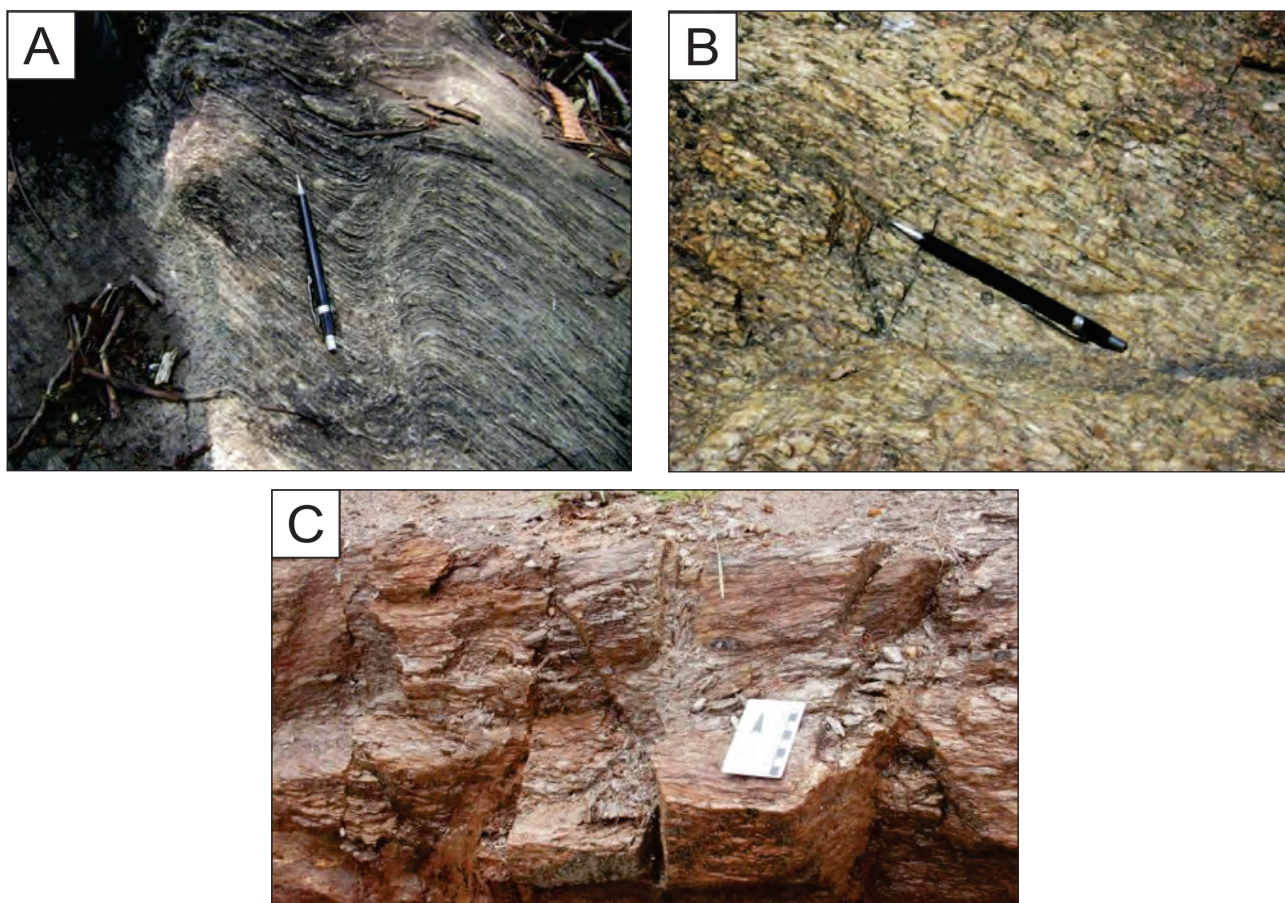


Figura 4.8 – A: Clivagem de crenulação desenvolvida em xistos do ponto LM-104; B: L-tectonito observado na região de maior strain do lineamento transbrasiliiano, ponto LM-117; C: Falhas rúpteis normais, em rochas metamáficas no afloramento LM-084.

contracionais de baixo ângulo evoluíram para zonas transcorrentes de alto ângulo.

#### 4.2.2.1 - Domínio DCRI

O **Domínio DCRI** é marcado por uma distribuição ampla na direção das foliações com mergulhos em geral baixos a intermediários ( $S_n$ ).  $S_n$  apresenta-se como uma foliação milonítica de direção principal variando entre N10-45E/15-30SE. Como observado nos estereogramas, a distribuição dos polos de  $S_n$  indicam padrão de dobramento e redobramento segundo o padrão “caixa de ovos”, com eixos ortogonais.  $S_n$  forma dobras assimétricas com eixo sob-horizontal de direção NNE-SSW e dobras abertas com eixo sub-horizontal de direção E-W. As lineações apresentam direções variando entre E-W e N-S (Figuras 4.9A e 4.9B, respectivamente). Dobras assimétricas e abertas,  $F_n$ , são observadas em escala meso e macroscópica (Figura 4.10A). Nesse domínio também são observados com frequência estruturas de arraste relacionadas ao sistema de falhas Transbrasiliiano, como zonas de cisalhamento em feixe tipo rabo de cavalo, rotação de blocos e estruturas tipo S/C (Figuras 4.7E, 4.7F e 4.10B).

O padrão estrutural complexo desta porção da área reflete principalmente o comportamento das rochas de diferentes competências ante a compressão e transcorrência a que foram submetidas em  $D_n$  e  $D_{n+1}$ , respectivamente. Em sua maioria as rochas deste domínio são metassedimentares, com contribuição vulcânica, portanto, pouco competentes que, ao serem submetidas aos esforços compressoriais, foram moldadas e arrastadas primeiramente em empurrões de baixo ângulo e em seguida ao longo das zonas de cisalhamento.

Algumas das medidas são francamente compatíveis com uma tectônica compressiva de direção E-W, porém diversas outras medidas são interpretadas como resultado da rotação sofrida pelo bloco durante a deformação  $D_{n+1}$ . Indícios dessa rotação são observados principalmente nos Domínios DCRI e DCR II, mas também em menor escala no DT, como explicado mais a frente.

#### 4.2.2.2 - Domínio DCR II

No **Domínio DCR II** as foliações  $S_n$  mergulham para SE com mergulho baixo a intermediário (N10-15E/15-25SE), e as lineações  $L_n$  mergulham, ora



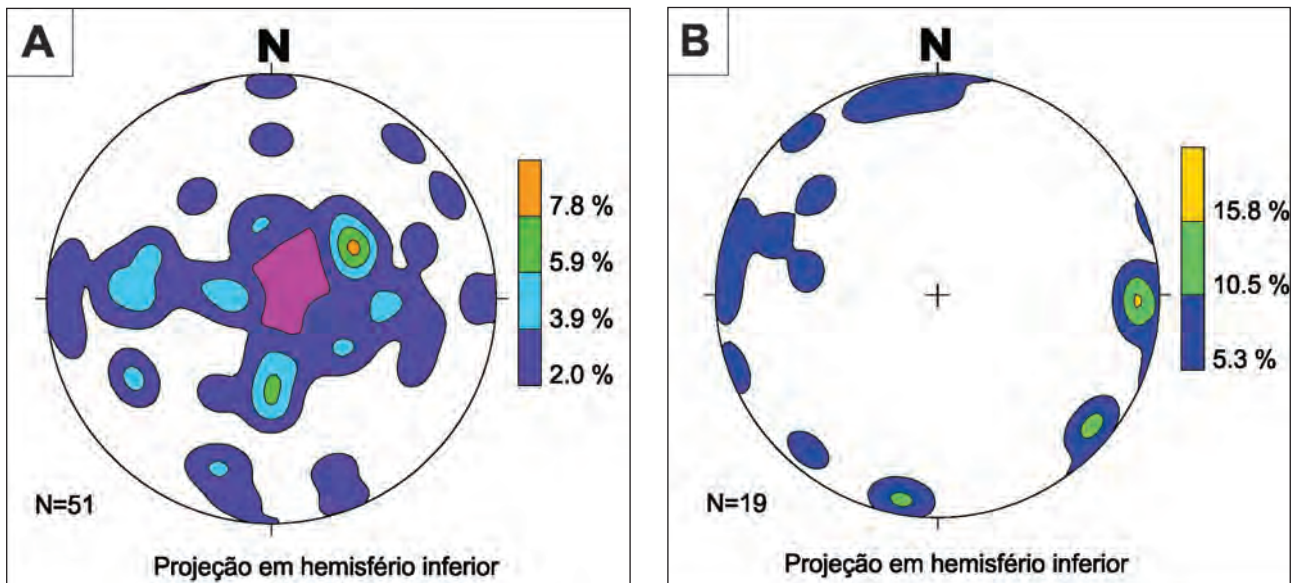


Figura 4.9 – A: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das foliações Sn; B: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das lineações de estiramento Ln. Nota-se que no Domínio DCRI, as foliações apresentam mergulho baixo a intermediário para SE e para E, formando algo como uma guirlanda, indicando dobras assimétricas com eixo NNE. As lineações possuem em geral mergulho baixo a intermediário para SE e para E.

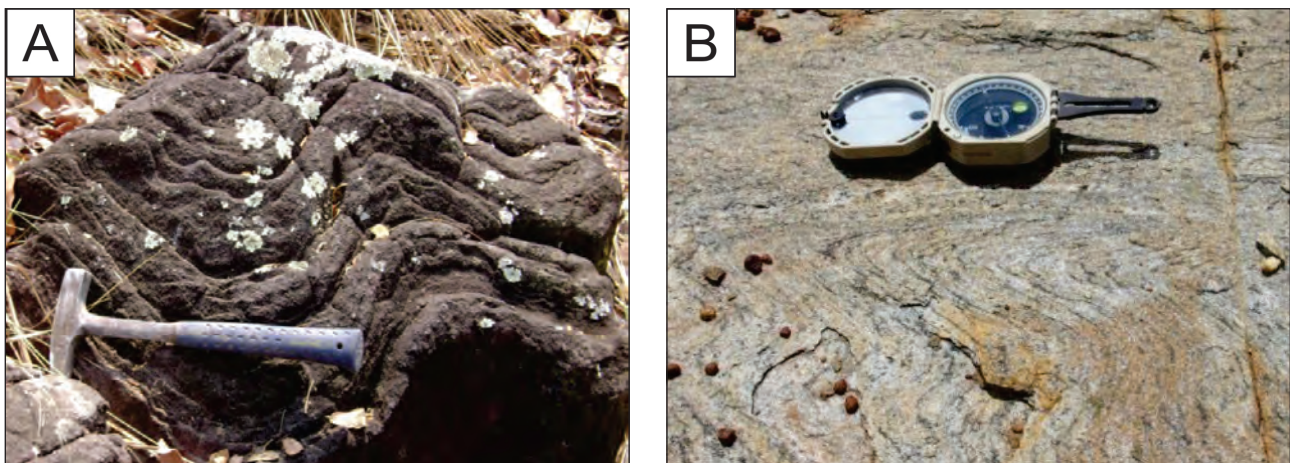


Figura 4.10 – A: Dobras abertas observadas no afloramento LM-261; B: Dobras apertadas defletidas em zonas de cisalhamento no afloramento LM-005.

para NNE, ora para SSE, com mergulho baixo (Figuras 4.11A e 4.11B), respectivamente, o que pode indicar uma tectônica oblíqua, porém com um expressivo componente compressivo. As estruturas deste domínio também se apresentam rotacionadas pela fase Dn+1. Esse domínio engloba essencialmente as rochas do Complexo Mutunópolis, um corpo alóctone composto de metagranitóides, além de outras rochas metamorfizadas, como diques ultramáficos.

Essas rochas foram cavalgadas pelas rochas metavulcanossedimentares da Sequência Santa Terezinha tanto em sua porção ao norte, enquanto que como na porção ao sul, de modo que o Complexo Mutunópolis é afetado por dois vetores de força distintos, um de provindo de NNE e outro de SSW, resultante da interferência de zona de cisalhamento

transcorrente dextral e zona de cisalhamento transpressional sinistral.

Ocorrem escamas de empurrão imbricadas (Figuras 4.12A e 4.12B) e falhas transcorrentes que cortam este complexo. Nessas escamas e na borda deste domínio as lineações apresentam característica *up dip*. Interpreta-se que parte das lineações deste domínio foram afetadas pela tectônica transpressiva do Lineamento Transbrasiliano, de modo que grande parte dessas estruturas foi paralelizada e apresentam agora características de movimento *strike slip*.

#### 4.2.2.3 - Domínio Transcorrente

O **Domínio DT** é marcado por uma forte foliação de direção geral N30E, que se desenvolve

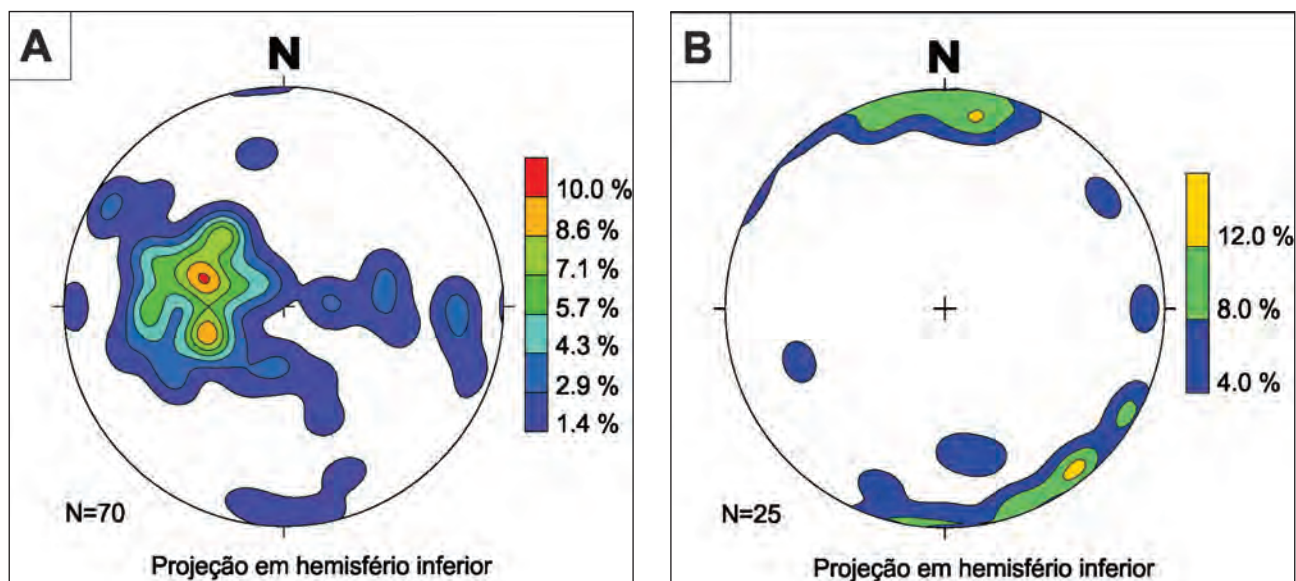


Figura 4.11 – A: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das foliações  $S_n$ ; B: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das lineações de estiramento  $L_n$ . No Domínio DCRII da área, as foliações apresentam mergulho para SE. As lineações possuem em geral mergulho baixo, ora para NNE, ora para SSE.

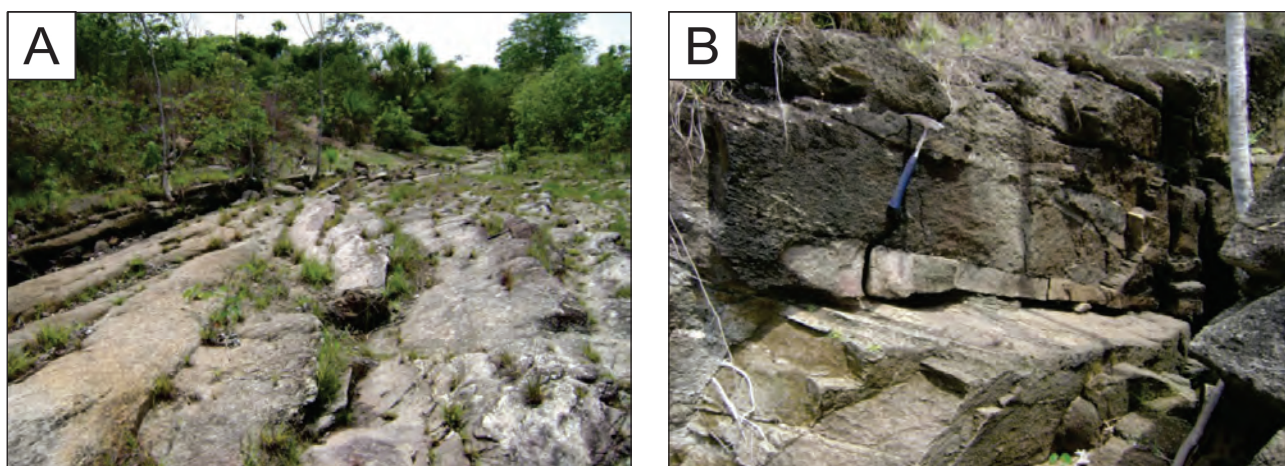


Figura 4.12 – A: Camadas de rochas imbricadas em baixo ângulo no Domínio DCRII, afloramento LM-064; B: Detalhe de camadas de rochas imbricadas em baixo ângulo no Domínio DCRII, afloramento LM-064.

em todos os litotipos ( $S_{n+1}$ ). Esta foliação apresenta mergulho subvertical, ora para NW, ora para SE, porém majoritariamente com mergulho moderado a alto para SE (Figura 4.13A). A região é intensamente deformada por um sistema de grandes zonas de cisalhamento de mergulho subvertical a vertical, transcorrentes ou transpressivas, com rotação movimento dextral. A maioria dos contatos entre as unidades litoestratigráficas são tectônicos e foram reativados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 4.14A).

As lineações de estiramento mineral nesse domínio,  $L_{n+1}$ , possuem direção paralela ao *strike* das foliações e mergulhos baixos para SW ou NE, o que indica movimento lateral e uma tectônica predominantemente transcorrente, associadas a zonas de cisalhamento (Figura 4.13B).

Associados as zonas de cisalhamento e a rochas protomiloníticas ou miloníticas, são observados indicadores cinemáticos dextrais em escala macro, meso e microscópica. As lineações de estiramento paralelas ou levemente oblíquas à direção de *strike* indicam um deslocamento oblíquo da transcorrência. Entre os indicadores estão veios com dobras assimétricas e eixos sub-verticais,  $F_{n+1}$  (Figura 4.14B).

O limite SW desse domínio, desenvolvido principalmente na unidade Serra Azul, corresponde à zona de maior *strain* da região, onde o lineamento Transbrasiliano foi mais intenso e afetou as rochas de forma mais contundente. Nessa região a foliação  $S_{n+1}$  apresenta, em sua maioria, direção NE-SW com mergulho intermediário a alto para SW. Nesta área praticamente todas as rochas apresentam-se milonitizadas com indicadores cinemáticos dextrais.



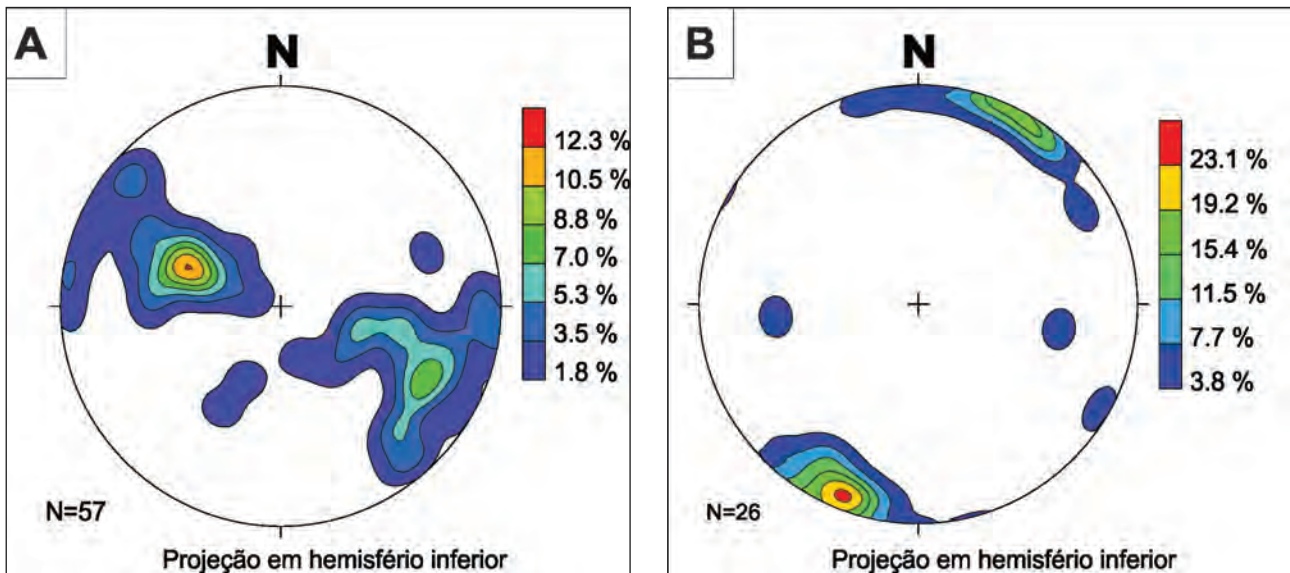


Figura 4.13 – A: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das foliações  $S_n$ . Notar direção de strike principal variando entre N30-45E; B: Estereograma de isolinhas de contorno dos polos das lineações de estiramento  $L_n$ . No Domínio DT, a foliação média apresenta mergulho moderado a alto para SE, porém parte das medidas possui mergulho para NW. As lineações são em sua maioria de baixo ângulo e perpendiculares ao mergulho da foliação.

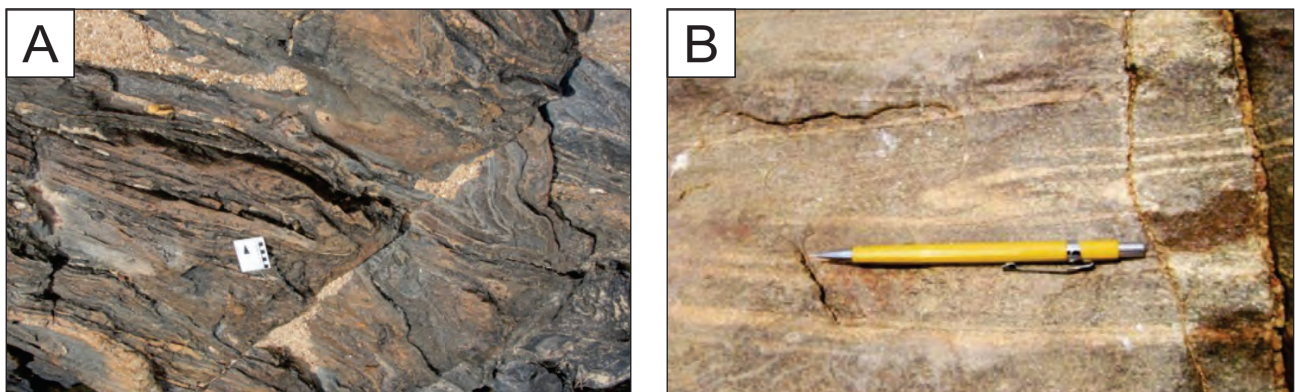


Figura 4.14 – A: Dobras fechadas com Plano axial de direção NW-SE, cortada por falha de direção N30W no ponto LM-078; B: Veio feldspático com dobra assimétrica ( $F_{n+1}$ ) indicando transcorrência dextral, afloramento LM-254.

#### 4.2.3 - Sistema de Zonas de Cisalhamento Transbrasiliano

Na região de Bonópolis são descritas diversas zonas de cisalhamento. Algumas delas foram nomeadas e classificadas por Dantas et al. (2006) na folha Porangatu localizada a nordeste, e por Diener e Polo (2013) na folha Novo Planalto a norte. As zonas de cisalhamento Talismã, Serra Azul e Vargem Grande são as principais zonas identificadas na Folha Bonópolis. As duas primeiras estão agrupadas no Sistema de Cisalhamento Porangatu, proposto por Dantas et al. (2006). Suas localizações podem ser vistas na Figura 4.2.

As zonas de cisalhamento Dois Irmãos e Morro Chato, que cortam a Unidade Porangatu 2, foram apenas inferidas a partir de lineamentos magnéticos da imagem geofísica magnetométrica da Intensidade do Sinal Analítico (ISA), pois a escassez

de afloramentos e a ampla cobertura detrito-laterítica que recobre essa porção da folha impede a caracterização dessas falhas em campo. De acordo com Diener e Polo (2013), a Zona de Cisalhamento Dois Irmãos possui um traço sigmoidal e entrelaçado com direção variando de N30E a N60E com mergulho subvertical, exibindo caráter transpressional e cinemática dextral, enquanto a Zona de Cisalhamento Morro Chato possui direção N30E, com mergulho alto para NW e movimentação dextral.

Abaixo são descritas sucintamente as zonas de cisalhamento identificadas em campo na Folha Bonópolis.

##### 4.2.3.1 - Zona de Cisalhamento Talismã

A **Zona de Cisalhamento Talismã** separa as unidades Porangatu 2 e Porangatu 3 pertencentes ao complexo homônimo, apresentando direção

N30E e mergulho alto para NW. É atribuída ao Domínio Estrutural DT e a fase deformacional Dn+1. Indicadores cinemáticos como porfiroclastos de feldspato, piroxênio e granada rotacionados e estirados sugerem que essa zona seja dextral e que os milonitos aqui formados sejam de alta temperatura. Nestas regiões ocorrem vários corpos meta-máficos estirados e boudinados durante o processo deformacional e são representados como lentes no mapa geológico. Essa zona se prolonga desde o município de Talismã, no Tocantins, até ao sul da Folha Bonópolis.

#### 4.2.3.2 - Zona de Cisalhamento Serra Azul (ZCSA)

A **Zona de Cisalhamento Serra Azul (ZCSA)**, pode ser considerada a mais importante zona de cisalhamento que corta a Folha Bonópolis. Ela ocorre nos limites da unidade arqueana Serra Azul e corresponde a duas grandes zonas de cisalhamento paralelas de direção N30E que separam a cunha arqueana das rochas neoproterozoicas do Complexo Porangatu, a oeste, e da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, a leste.

A zona formada no limite oeste do Complexo Serra Azul, no contato com a unidade Porangatu 3 é uma transcorrência dextral com mergulho intermediário a subvertical para NW, que incluem estruturas SC, dobras intrafoliais e sigmóides de porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados. Essa zona se inclui do Domínio DT e na fase Dn+1.

A segunda zona, gerada no limite leste do Complexo Serra Azul, separa este complexo da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, apresentando caráter transpressional sinistral, relacionado ao alojamento do Complexo Serra Azul adjacente à terrenos mais jovens, e formando uma mega estrutura semi-circular com a Zona Compressional Vargem Grande, que corta o extremo sudeste da área, permitindo inferir a formação de uma estrutura em flor positiva, que compressionou as rochas metavulcanossedimentares da Sequência Santa Terezinha. Essa zona de ramifica ao encontrar o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss, sendo responsável por separar o Domínio Estrutural DT dos demais domínios DCRI e DCR II. Também pertence à fase Dn+1.

#### 4.2.3.3 - Zona de Cisalhamento Vargem Grande

A **Zona de Cisalhamento Vargem Grande** ocorre muito restritamente no extremo sudeste da folha, e apresenta uma extensão de apenas 1,69 km. Ela separa o corpo Biotita-Muscovita *Augen* Gnaiss,

a leste, da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, a oeste, e mostra continuidade para NE e SW. Na Folha Santa Terezinha de Goiás essa zona de cisalhamento foi bem caracterizada. De acordo com Fuck et al. (2006), esta estrutura possui em torno de 35 km de extensão e é dada pela presença de milonitos desenvolvidos em granitóides porfiríticos estirados. Apresenta caráter compressional e junto à Zona de Cisalhamento Serra Azul compõem os limites de uma estrutura em flor positiva.

#### 4.2.4 - Sistema de Falhas Água Parada

Esse sistema de falhas foi descrito por Diener e Polo (2013), na folha Novo Planalto, adjacente a norte. Ocorre restritamente como falhas apenas na porção norte da Folha Bonópolis, cortando perpendicularmente as demais estruturas, além da presença de fraturas observadas por toda a área da folha, com direções principais de E-W e N45W com mergulhos subverticais (Figura 4.15). É caracterizado por um conjunto de fraturas rúpteis, além das falhas, com ou sem deslocamentos de estruturas guias em planta, e comprimentos métricos a quilométricos, porém menos expressivas que as zonas de falhas do Lineamento Transbrasiliano (Figura 16A).

Pares conjugados de fraturas e falhas extensionais com preenchimentos de veios de quartzo e pequenos corpos tabulares máficos e ácidos, não cartografados (Figuras 16B e 16C), indicam uma compressão com  $\delta 1$  igual a E-W. Essas estruturas correspondem ao colapso do orógeno, geradas em menor profundidade crustal que as estruturas de zonas de cisalhamento.

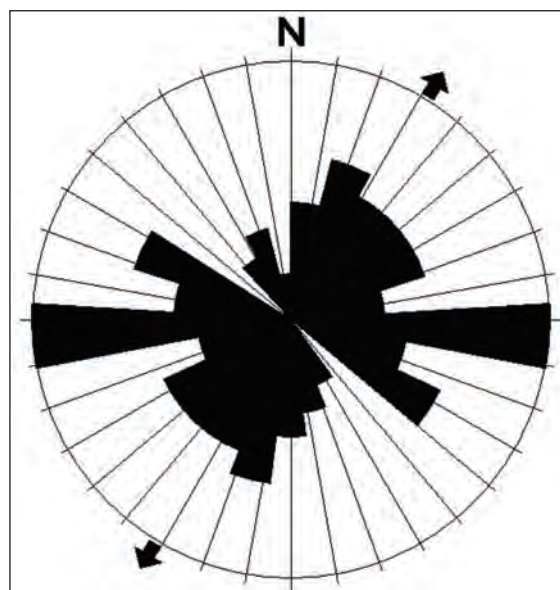


Figura 4.15 – Diagrama de roseta das falhas rúpteis e fraturas medidas em toda a área.





Figura 4.16 – A: Estrutura rúptil dextral N30E cortando veio de quartzo, possivelmente reativação de zona de fraqueza pretérita de mesma direção, no afloramento LM-259; B: Par conjugado de fraturas rúpteis no, no afloramento LM-011; C: Fratura rúptil preenchida por pegmatito afloramento LM-095.

### 4.3 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A evolução geológica das rochas da área em estudo está intimamente ligada aos processos de aglutinação do Gondwana ocorridos durante o Neoproterozóico.

Por volta de 1,0 Ga ocorre um evento tafrogênico global, correspondente à quebra do Supercontinente Rodínia (HOFFMAN, 1991). Na região de estudo este evento é marcado pela separação entre os Crátos São Francisco e Amazônico e instalação do oceano Goianides (BRITO NEVES; CAMPOS NETO; FUCK, 1999) (Figura 4.17A).

Durante o Toniano (950 Ma), enquanto ocorre esta fragmentação, começa também a desestabilização desta crosta oceânica formada entre os crátos São Francisco e Amazonas. Deste modo, surgiram sucessivas zonas de subducção que edificaram arcos de ilha e margens continentais ativas, que na região de estudo, correspondem às rochas do Segmento Norte do Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL; FUCK, 1992). Esse episódio corresponde ao início da aglutinação do Gondwana.

Na região da Faixa Brasília formaram-se, primeiramente, arcos de ilha intraoceânicos. A subducção apresentava mergulho para oeste, consumindo a crosta oceânica entre este arco e o Cráton São Francisco (PIMENTEL; FUCK; GIOIA, 2000; SOARES, 2005). Estudos isotópicos de Junges et al. (2008) mostram que no Segmento Norte do Arco Magmático de Goiás, as rochas inseridas neste contexto

apresentam idades de cristalização entre 920-800 Ma,  $\epsilon_{Nd}$  positivo e idade modelo  $T_{DM}$  de 1,0 Ga que indicam a natureza juvenil destas rochas (Figura 4.17B).

Ainda durante o Toniano, inicia-se o processo de rifteamento crustal na região que compreende a Faixa Araguaia, na borda leste do Cráton Amazônico. Esta abertura é marcada pela intrusão de uma série de rochas alcalinas datadas de 1,0 Ga (MOURA et al., 2000).

Na Faixa Brasília, por volta de 800 Ma, após o consumo da litosfera oceânica ocorre à colisão do arco de ilha com a borda oeste do Cráton São Francisco. São evidências correlacionáveis a este evento:

a) o pico metamórfico de  $756 \pm 75$  Ma obtido por isócronas Sm-Nd (JUNGES; PIMENTEL; MORAES, 2002);

b) a Falha Rio dos Bois, importante estrutura compressional que coloca as rochas neoproterozóicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa sobre rochas paleo a mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa (POLO et al., 2012) (Figura 4.17C).

Durante o mapeamento da Folha Novo Planalto foi obtida idade de cristalização de 746 Ma em gnaiss tonalítico atribuído a Unidade 2 do Complexo Porangatu (DIENER; POLO, 2013), considerado por Dantas et al. (2006) como tendo idade entre 570 a 530 M.a. Esta idade seria um indício de que houve magmatismo cálcio-alcalino relacionado a uma margem continental ativa concomitante a criação do assoalho oceânico da Faixa Araguaia. Zircões herdados

com idade U-Pb de 720 Ma em metadacitos tardi a pós-tectônicos da Unidade Biotita Monzogranitos também podem estar relacionados a este arco.

Na região da Faixa Brasília, após a colisão do arco de ilha intraoceânico, há um período de quiescência magmática. Após essa parada, os esforços compressivos são retomados e a crosta oceânica se desestabiliza novamente, iniciando novo processo de subducção, agora com mergulho para leste, consumindo o assoalho oceânico entre os crátons São Francisco e Amazônico dando início a Orogênia Brasileira (SOARES, 2005; BASEI et al., 2010).

O início desta subducção é marcado pela intrusão de diversos corpos básicos (Suíte Amaralina e Suíte Córrego das Campinas) nas rochas do arco de ilha por volta de 650-640 Ma (JUNGES et al., 2008; POLO et al., 2012; VIANA et al., 1995). As rochas inclusas neste contexto apresentam idade modelo em torno de 1,0 Ga,  $\epsilon_{Nd}$  e  $\epsilon_{Hf}$  positivos indicando a natureza juvenil destas rochas (JUNGES et al., 2008; VIANA et al., 1995; MATTEINI et al., 2010) (Figura 4.17D).

A continuidade desta subducção gera uma margem continental ativa entre 640-600 Ma (FUCK et al., 2006; MATTEINI et al., 2010). Ortognaisses relacionados a este ambiente apresentam idades TDM entre 0,78-1,96 G.a. e  $\epsilon_{Nd}$  positivos e negativos indicando rochas juvenis e com contaminação crustal, respectivamente (FUCK et al., 2006). As rochas deste arco são representadas pela Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, que ocupa a porção sudeste e parte da porção nordeste da Folha Bonópolis, além de rochas ígneas de composição cálcio-alcálicas associadas (Figura 4.17D)

Segundo Junges et al. (2008) por volta de 600 Ma é evidenciado um novo pico metamórfico. Na área de estudo atribui-se este evento a colisão do Complexo Serra Azul de idade arqueana ao arco continental formado. Tendo em vista a característica sílica destes dois blocos, sugere-se que a imbricação deste terreno tenha provocado a parada do processo de subducção o que explicaria o período de quiescência de aproximadamente 30 Ma (Figura 4.17E).

Por volta de 570 Ma o processo de subducção foi retomado formando uma nova margem continental ativa. Na área de estudo, este novo evento magmático é representado pelo Complexo Porangatu que apresenta uma série de gnaisses de composição tonalíticas a monzograníticas com assinaturas cálcio-alcálicas. Dantas et al. (2006) apresenta idades de cristalização para as rochas do Complexo Porangatu variando entre 570-530 Ma. As rochas desta unidade apresentam forte contaminação crustal com possível mistura com fontes arqueanas e paleoproterozóicas (Figura 4.17E).

Estes dados aliados ao posicionamento estratigráfico deste novo arco permitem elucubrar uma nova subducção com mergulho para leste, desta vez consumindo parte da crosta oceânica da Faixa Araguaia que mergulhou sob o Complexo Serra Azul e suas rochas associadas. A ocorrência de diversas rochas do embasamento como monzogranitos paleoproterozóicos evidenciados por Gorayeb et al. (2010) e o Complexo Rio dos Mangues (FRASCA et al., inédito) podem indicar que este fragmento era bastante extenso e foi parcialmente consumido durante a formação do arco.

Concomitante a este evento magmático há a implantação do Lineamento Brasileiro. Segundo Dantas et al. (2006) o pico deformacional deste sistema ocorreu por volta de 570 Ma e provavelmente ficou ativo até 490 Ma. Na área de estudo este evento tectônico é bastante expressivo, representado por zonas de cisalhamento dextrais, predominantes, e zonas transpressionais sinistrais, subordinadas, imprimindo uma foliação milonítica de direção preferencial NE-SW, provocando um metamorfismo que alcança a fácies granulito (Figura 4.17E). Outra feição formada durante esta etapa de deformação são zonas transpressivas de escala regional. A interação entre zonas de cisalhamento paralelas gerou núcleos rígidos indeformados. Com a progressão da deformação, estes núcleos, ou pods, foram rotacionados e alçados, formando estruturas em flor positiva. Esta última fase de deformação está marcada pela estruturação da porção sudoeste da área, ou Domínio Compressivo Rotacionado II, DCR II.

Ao longo do arco os esforços relacionados a esta megaestrutura reativaram falhas, obliterando assim, parte das estruturas e texturas relacionadas aos eventos anteriores. Importantes estruturas compressivas como a Falha Rio dos Bois, na porção nordeste do estado de Goiás, foi reativada, durante este evento, agora com cinemática transcorrente dextral (POLO; DIENER, 2013).

A progressão dos esforços compressivos e conservativos culminou com a colisão entre os crátons São Francisco e Amazônico. Na área de estudo esta colisão gerou metamorfismo em fácies granulito no Complexo Porangatu e metamorfismo em fácies anfíbolito a xisto verde nas rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás. O predomínio de dobras com vergência para oeste e foliação de baixo ângulo com mergulho para leste nas rochas da Formação Xambioá, a noroeste da área em questão, corroboram com esta hipótese (Figura 4.12 F). Além disso, ocorre a intrusão de diversos corpos graníticos tardi a pós tectônicos da Unidade Biotita Monzogranitos, sendo que o corpo Infusão, datado por Diener e Polo (2013), apresentou idade de cristalização U-Pb em zircão de  $511 \pm 3$  M.a.



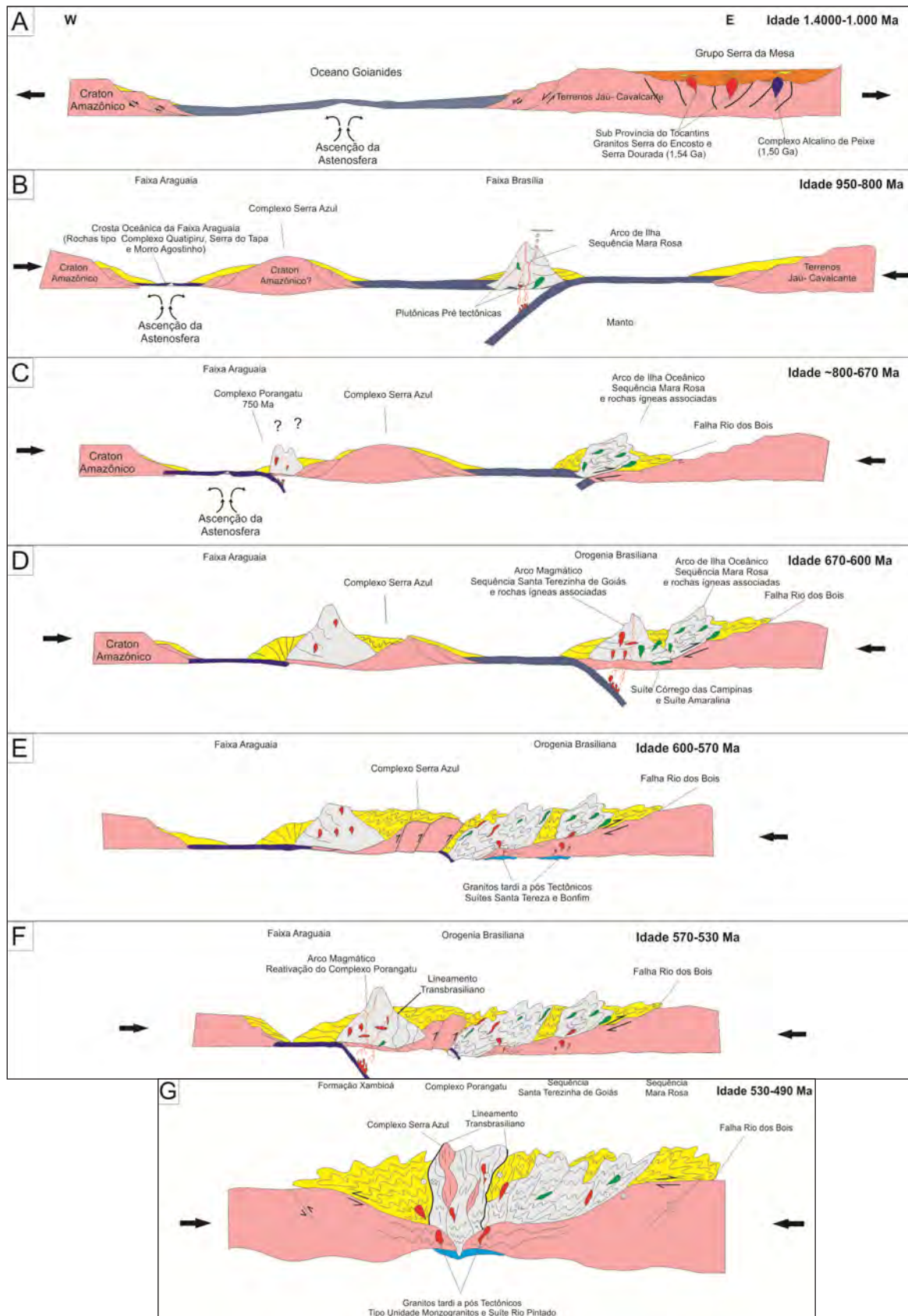


Figura 4.17 – Seção geológica esquemática do processo evolutivo da formação do Gondwana na porção norte do Estado de Goiás. A: Tafrogênese do Rodínia e formação do Oceano Goianides. B: Formação dos arcos de ilha intraoceânicos e da crosta oceânica da Faixa Araguaia. C: Colisão do arco de ilha com a margem do Cráton São Francisco (Terrenos Jau-Cavalcante) e implantação de margem continental ativa na Faixa Araguaia. D: Formação de margem continental ativa na borda do Cráton São Francisco. E: Colisão do Arco continental com o embasamento da Faixa Araguaia (Complexo Serra Azul). F: Reativação do magmatismo de margem continental ativa na região da Faixa Araguaia com o desenvolvimento do Complexo Porangatu e implantação do Lineamento Transbrasiliiano. G: Colisão final edificando o Orógeno Brasileiro (DIENER; POLO, 2013).

## 5 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA E RECURSOS MINERAIS

### 5.1 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

#### 5.1.1 - Introdução

Neste levantamento foram tratadas 281 amostras de sedimento ativo de corrente coletados no PGBC (Projeto Geoquímico Brasil-Canadá) do ano de 1975, juntamente a 48 de sedimento de corrente e 47 de concentrado de bateia coletados durante o mapeamento da Folha Bonópolis, na escala 1:100.000, em 2007. As amostras foram coletadas por equipe composta por um técnico e um prospector, em etapa de campo de 10 dias. A produção do projeto foi de aproximadamente 5 amostras/dia de sedimento de corrente e/ou concentrado de bateia. Participaram da equipe de coleta a Geóloga Daliane Eberhardt, o técnico Pedro Bispo e o prospector Raimundo Barbosa. Na fase de programação participaram os Geólogos Eric Araújo e Daliane Eberhardt.

Todas as informações de campo das amostras de sedimento ativo de corrente e de concentrados de bateia foram registradas em formulários próprios (caderneta de campo geoquímica) para posterior arquivamento, junto aos resultados analíticos, na base de dados geoquímicos da CPRM no GEOSGB. Os dados analíticos produzidos estão disponibilizados na íntegra neste relatório, o que permite reinterpretar as informações.

#### 5.1.2 - Metodologia

A distribuição amostral (Figura 5.1) foi feita com o objetivo de adensar a malha nas áreas que foram indicadas como interessantes pelo PGBC e testar o novo método analítico utilizando o ICP-MS.

As análises do PGBC foram realizadas por Espectrofotometria de Absorção Atômica (AA) e Espectrometria de Emissão (EE) e abertura química com água-régia (4:1). As amostras anômalas foram preparadas com este mesmo ataque e pelo método a frio, por EDTA (ácido etilenodiaminotetraacético) 0,25%. As determinações analíticas foram feitas no Laboratório da CPRM em Goiânia.

Os dados originais do PGBC foram obtidos em levantamento com densidade de 1 amostra para até 20 km<sup>2</sup>. Esta baixa densidade amostral tem chances de detectar grandes depósitos, porém para pequenos depósitos as chances são mínimas.

Os dados de Prospecção Geoquímica da Folha Bonópolis no ano de 2007 resultaram de um levantamento com densidade de 1 amostra para até 10 km<sup>2</sup>. As análises foram obtidas por ICP-MS utilizando-se o grupo 1F do laboratório ACME *Analytical* em Vancouver, Canadá (Tabela 5.1) e digestão por água régia. Esta densidade amostral proporcionou uma comparação entre as metodologias aplicadas nos diferentes conjuntos de dados.

Os mapas de campo foram previamente elaborados e, quando necessário, nos casos de impossibilidade de amostragem (ex. em locais com novos açudes), houve a correção no campo, com o deslocamento da estação de amostragem para outro local mais apropriado. As estações de amostragem, para as amostras de sedimento de corrente e de concentrado de bateia, foram distribuídas em uma malha regular, procurando-se sempre representar a maior área possível.

As amostras de sedimento ativo de corrente foram coletadas em trechos mais retilíneos do canal ativo do rio, de forma composta, em 5 a 10 porções dentro de um raio máximo de 50 metros (Figuras 5.2A e 5.2B). As amostras de concentrados de bateia foram coletadas de forma pontual no mesmo local da amostra de sedimento de corrente, porém, nos trechos da drenagem com concentradores naturais (curvas, corredeiras).

A preparação das amostras de sedimento de corrente seguiu os seguintes passos: foram secadas a 60°C e peneiradas a 80 *mesh* (#), logo após foram pulverizadas e digeridas com água régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O a 95°C por uma hora), diluídas para 10 ml, e então analisadas para 53 elementos.

A Figura 5.3 mostra os procedimentos e materiais utilizados na coleta das amostras de concentrado de bateia (volume de 100 litros) e amostras aluvionares (peneira #28 *mesh*). O material foi concentrado e classificado por meio de uma sequência de peneiras e uma bateia (Figura 5.4). Em todos os processos de manuseio, embalagem e transporte das amostras a equipe visou minimizar ao máximo as possíveis contaminações.

As amostras de minerais pesados foram analisadas na Seção de Laboratório da CPRM-Porto Alegre pelo Geólogo MSc. João Henrique Wustrow Castro. Os concentrados de bateia, obtidos ainda no campo, foram secados e os minerais separados por densidade em líquido denso (bromofórmio). As porções formadas pelos minerais de densidade abaixo de 2,97



foram descartadas. Os minerais ditos “pesados” foram então encaminhados para a separação Magnética, utilizando-se um separador FRANTZ. As frações obtidas seguiram para o estudo analítico através de lupa binocular e microscópio. A análise mineralógica foi reportada de forma semiquantitativa nos seguintes intervalos:

Significado	Código Teor
< 1%	01
1 – 5 %	03
5 – 25 %	15
25 – 50 %	40
50 – 75 %	60
> 75 %	85

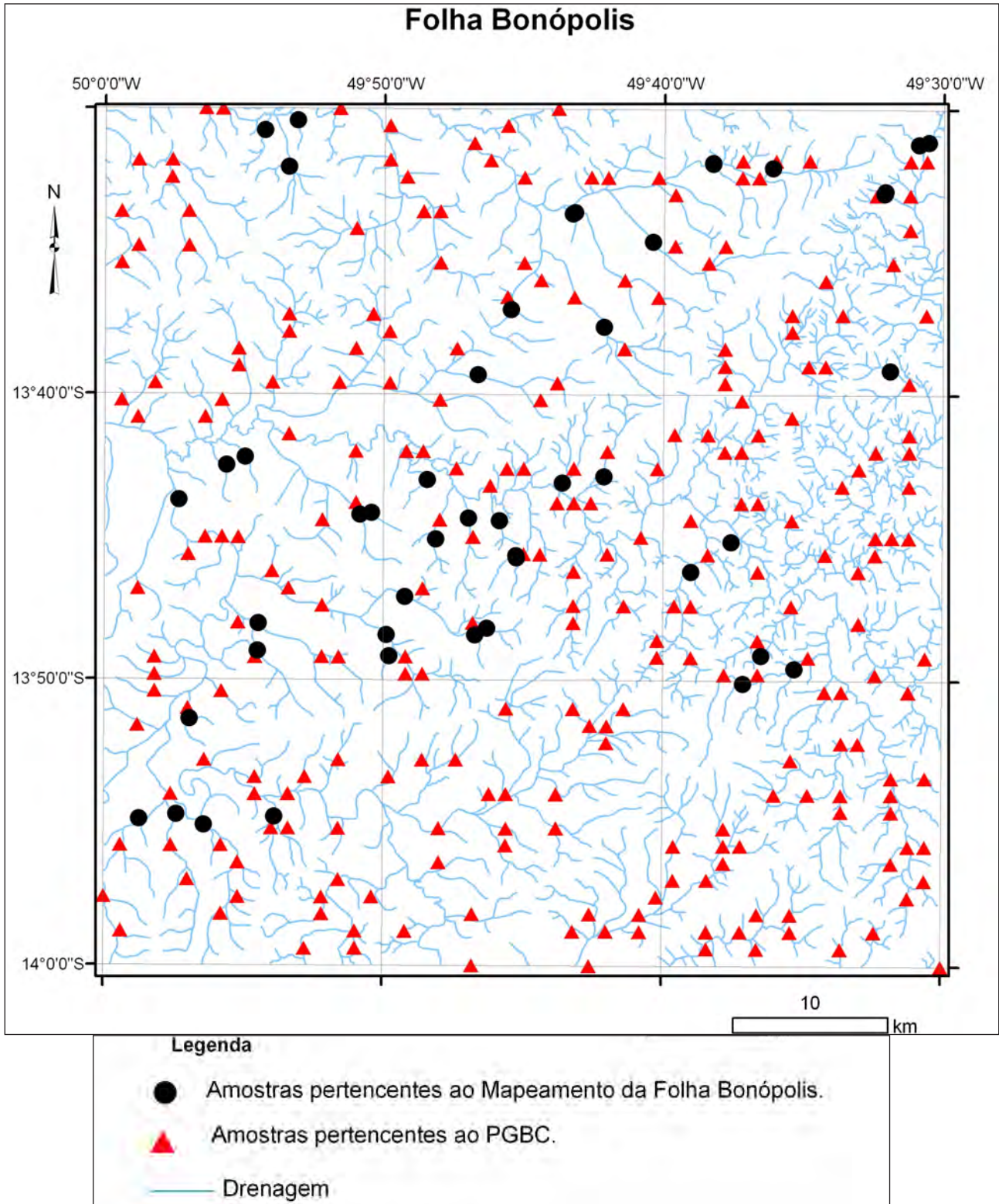


Figura 5.1 – Mapa de pontos com a disposição das 281 amostras do PGBC e 48 amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia obtidas durante o mapeamento da Folha Bonópolis.

Tabela 5.1 – Lista dos elementos analisados no Grupo 1F pelo Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd com seus respectivos limites de detecção. A solubilidade dos elementos assinalados (\*) foi limitada pelas espécies minerais presentes (geralmente resistatos).

Elemento	Lim. Inferior	Lim. Superior	Elemento	Lim. Inferior	Lim. Superior
<b>Au</b>	0,2 ppb	100 ppm	<b>Sc*</b>	0,1 ppm	100 ppm
<b>Ag</b>	2 ppb	100 ppm	<b>Se</b>	0,1 ppm	100 ppm
<b>Al*</b>	0,01%	10%	<b>Sr*</b>	0,5 ppm	10000 ppm
<b>As</b>	0,1 ppm	10000 ppm	<b>Te</b>	0,02 ppm	1000 ppm
<b>B*</b>	20 ppm	2000 ppm	<b>Th*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Ba*</b>	0,5 ppm	10000 ppm	<b>Ti*</b>	0,001%	10%
<b>Bi</b>	0,02 ppm	2000 ppm	<b>Tl</b>	0,02 ppm	1000 ppm
<b>Ca*</b>	0,01%	40%	<b>U*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Cd</b>	0,01 ppm	2000 ppm	<b>V*</b>	2 ppm	10000 ppm
<b>Co</b>	0,1 ppm	2000 ppm	<b>W*</b>	0,1 ppm	100 ppm
<b>Cr*</b>	0,5 ppm	10000 ppm	<b>Zn</b>	0,1 ppm	10000 ppm
<b>Cu</b>	0,01 ppm	10000 ppm	<b>Be*</b>	0,1 ppm	1000 ppm
<b>Fe*</b>	0,01%	40%	<b>Ce*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Ga*</b>	0,1 ppm	1000 ppm	<b>Cs*</b>	0,02 ppm	2000 ppm
<b>Mg</b>	5 ppb	100 ppm	<b>Ge*</b>	0,1 ppm	100 ppm
<b>K*</b>	0,01%	10%	<b>Hf*</b>	0,02 ppm	1000 ppm
<b>La*</b>	0,5 ppm	10000 ppm	<b>In</b>	0,02 ppm	1000 ppm
<b>Mg*</b>	0,01%	30%	<b>Li*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Mn*</b>	1 ppm	10000 ppm	<b>Nb*</b>	0,02 ppm	2000 ppm
<b>Mo</b>	0,01 ppm	2000 ppm	<b>Rb*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Na*</b>	0,001%	10%	<b>Re</b>	1 ppb	1000 ppb
<b>Ni*</b>	0,1 ppm	10000 ppm	<b>Sn*</b>	0,1 ppm	100 ppm
<b>P*</b>	0,001%	5%	<b>Ta*</b>	0,05 ppm	2000 ppm
<b>Pb</b>	0,01 ppm	10000 ppm	<b>Y*</b>	0,01 ppm	2000 ppm
<b>S*</b>	0,02%	10%	<b>Zr*</b>	0,1 ppm	2000 ppm
<b>Sb</b>	0,02 ppm	2000 ppm	<b>Pt*</b>	2 ppb	100 ppm
			<b>Pd*</b>	10 ppb	100 ppm



Figura 5.2 – A: Amostra de sedimento de corrente; B: Detalhe da preservação da amostra.



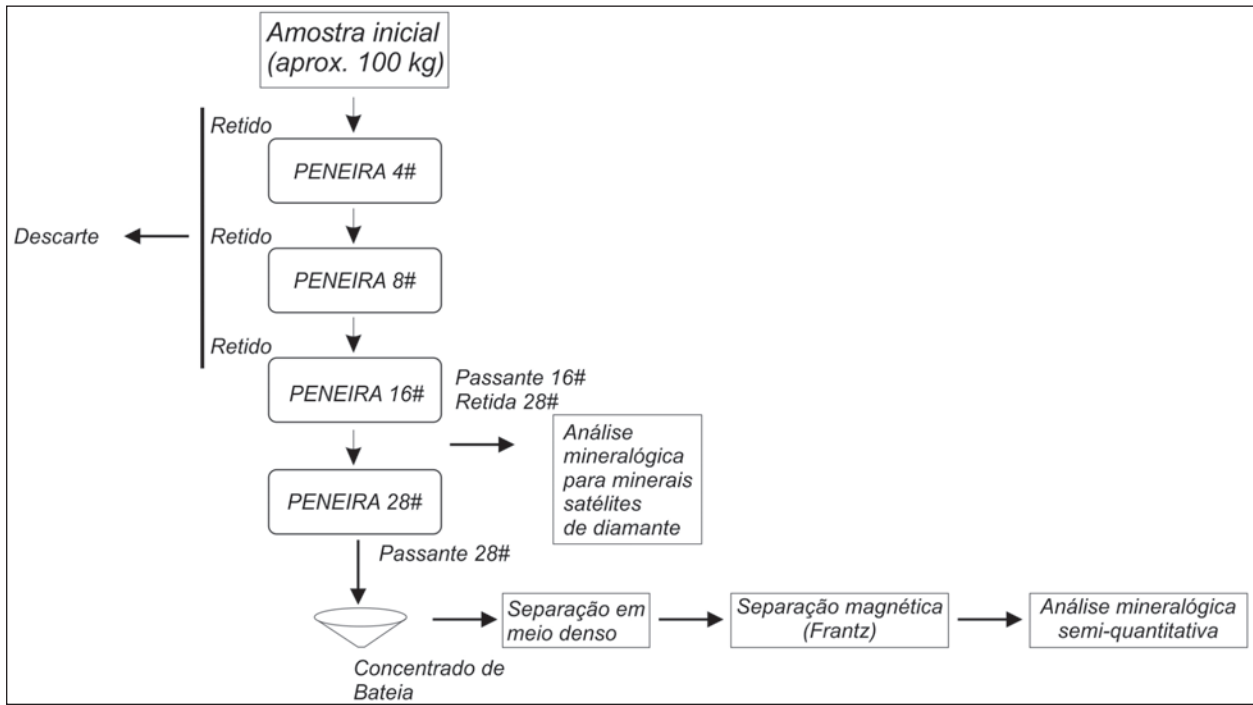


Figura 5.3 – Fluxograma do método e dos materiais utilizados na coleta das amostras de concentrado de bateria e/ou amostra aluvionar.



Figura 5.4 – Detalhe do jogo de peneiras e bateia utilizadas na amostragem aluvionar e concentrado de bateia.

### 5.1.3 - Tratamento dos Dados de Sedimento de Corrente

Foram tratados estatisticamente 281 amostras de sedimento ativo de corrente selecionadas do PGBC, e separadamente mais 48 amostras de sedimento ativo de corrente, 47 amostras de aluvião (peneira #28 mesh) e 47 amostras de concentrado de bateia (com volume de 100 litros), pertencentes

ao Mapeamento da Folha Bonópolis coletados nas áreas dadas como potenciais pelo PGBC.

Estes resultados analíticos foram tratados estatisticamente, com o objetivo de se identificar possíveis anomalias geoquímicas. O limiar foi definido por  $MG \times DG^2$  (MG=média geométrica, DG=desvio padrão geométrico). Os valores dos principais estimadores estatísticos, para os elementos analisados, estão relacionados nas Tabelas 5.2 e 5.3.

Tabela 5.2 – Tabela estatística descritiva dos dados pertencentes ao Projeto PGBC.

Elemento	Mín.	Máx.	Média Arit.	Média Geom.	Desvio Arit.	Desvio Geom.	Limiar (MGxDG2)
AgEE	0.00	5.00	4.93	5.00	0.59	1.00	5.00
BeEE	0.00	50.00	12.44	11.97	5.23	1.35	21.69
BaEE	0.00	5000.00	190.07	122.18	328.84	2.50	765.59
CrAA	1.00	192.00	28.84	19.83	27.53	2.45	118.61
CuAA	0.00	50.00	8.95	6.87	7.64	2.08	29.70
FeAA%	0.15	4.30	1.19	0.98	0.74	1.92	3.62
MnAA	1.00	2320.00	246.79	145.69	287.27	3.03	1338.37
NiAA	0.00	80.00	8.58	6.13	9.10	2.28	31.83
PbAA	0.00	32.00	10.27	9.55	5.58	1.68	26.97
ZnAA	2.00	64.00	20.52	17.89	10.99	1.72	52.75
n=281							

\*EE: Espectrometria de Emissão (ppm) e AA: Espectrofotometria de Absorção Atômica (ppm e %).

Tabela 5.3 – Tabela estatística descritiva dos dados pertencentes ao Projeto Mapeamento da Folha Bonópolis 2007.

Elemento	Mín	Máx	Média Arit.	Média Geom.	Desvio Arit.	Desvio Geom	Limiar(MGxDG2)
Mo - ppm	0.02	0.55	0.13	0.11	0.09	1.86	0.37
Cu - ppm	0.95	19.47	4.39	3.47	3.44	1.98	13.60
Pb - ppm	1.30	16.55	4.51	3.87	2.81	1.73	11.55
Zn - ppm	1.00	29.90	6.62	5.24	5.17	1.98	20.59
Ag - ppb	2.00	29.00	5.44	4.45	4.44	1.83	14.83
Ni - ppm	0.30	35.00	7.01	4.51	7.14	2.69	32.61
Co - ppm	0.30	20.30	3.15	1.91	3.73	2.75	14.43
Mn - ppm	5.00	735.00	90.15	44.93	134.08	3.14	443.03
Fe (%)	0.04	3.13	0.59	0.37	0.64	2.70	2.71
As - ppm	0.10	1.60	0.16	0.12	0.24	1.75	0.37
U - ppm	0.10	1.40	0.40	0.32	0.28	1.97	1.24
Au - ppb	0.20	1.30	0.40	0.34	0.25	1.71	1.01
Th - ppm	0.60	8.70	2.79	2.36	1.72	1.79	7.59
Sr - ppm	0.50	13.70	3.15	2.32	2.83	2.18	11.08
Cd - ppm	0.01	1.00	0.82	0.45	0.39	5.32	12.87
Bi - ppm	0.02	0.36	0.05	0.03	0.06	2.07	0.15
V - ppm	3.00	71.00	15.15	11.89	12.36	1.99	47.09
Ca (%)	0.01	1.00	0.31	0.07	0.45	5.89	2.56
La - ppm	1.30	28.40	7.23	5.59	5.72	2.05	23.48
Cr - ppm	1.70	178.80	29.75	18.90	30.50	2.80	148.39
Mg (%)	0.01	1.00	0.32	0.07	0.44	6.24	2.81
Ba - ppm	5.70	164.30	29.05	23.13	26.54	1.88	81.75
Ti (%)	0.00	0.11	0.02	0.02	0.02	2.13	0.07
Al (%)	0.13	1.60	0.48	0.38	0.35	1.89	1.38
K (%)	0.01	1.00	0.32	0.10	0.44	5.00	2.44
Sc - ppm	0.20	5.70	1.20	0.85	1.11	2.33	4.63



Elemento	Mín	Máx	Média Arit.	Média Geom.	Desvio Arit.	Desvio Geom	Limiar(MGxDG2)
Tl - ppm	0.02	0.40	0.06	0.04	0.07	2.13	0.18
Hg - ppb	5.00	21.00	7.25	6.62	3.79	1.48	14.58
Se - ppm	0.10	0.30	0.11	0.10	0.03	1.20	0.15
Ga - ppm	0.40	6.90	1.79	1.43	1.34	1.94	5.36
Cs - ppm	0.02	2.37	0.38	0.22	0.43	3.16	2.16
Hf - ppm	0.02	0.23	0.04	0.03	0.03	1.73	0.10
Nb - ppm	0.04	1.01	0.17	0.13	0.16	1.93	0.49
Rb - ppm	0.10	30.80	4.48	1.95	6.03	4.28	35.78
Sn - ppm	0.10	0.80	0.23	0.19	0.17	1.87	0.66
Zr - ppm	0.40	9.70	1.56	1.26	1.42	1.83	4.24
Yt - ppm	0.47	12.28	2.30	1.79	2.14	1.95	6.79
Ce - ppm	2.70	68.60	15.98	12.55	12.23	2.02	51.29
Be - ppm	0.10	0.80	0.21	0.17	0.15	1.83	0.56
Li - ppm	0.20	10.40	2.20	1.63	1.93	2.21	7.95
n=48							

#### 5.1.4 - Correlações das Análises de Sedimento de Corrente

As correlações entre os elementos analisados foram calculadas utilizando-se o índice de Pearson (r), variando entre +1 (correlação máxima); zero (sem correlação); e -1 (correlação máxima negativa), (Figuras 5.5 e 5.6).

O primeiro enfoque numa matriz de correlação de dados geoquímicos é estudar a influência dos processos de adsorção pelos óxidos de Fe e Mn e por matéria orgânica.

Para que se tenha uma visão da influência dos óxidos de ferro e manganês na concentração dos elementos metálicos nos sedimentos de drenagem podemos analisar as correlações destes dois elementos na matriz de correlação com os demais elementos metálicos. Nota-se que ambos os elementos não apresentam um comportamento muito significativo na matriz de correlação, indicando processo de adsorção de íons metálicos. O Mn e o Fe não apresentam correlações notáveis com os elementos Cu, Pb e Zn nos resultados obtidos pelo PGBC, já os resultados obtidos no mapeamento da folha Bonópolis o Fe apresentou forte correlação com o Cu, mas devido a pouca representatividade espacial (48 amostras) fica difícil interpretar a respeito.

As correlações notáveis a destacar nas matrizes de correlações são: Cr-Ni (0,72) e Fe-Pb (0,69) para o conjunto de dados do PGBC; associação Cu-Fe-Al-Sc-Ga (> 0,9); associação Zn-Co-Fe-Ba-Ga-Sn-Be (> 0,8), e; associação Pb-La (0,86), no conjunto de dados do mapeamento da Folha Bonópolis. Este comportamento indica uma clara influência das fases minerais que compõem as rochas da região no conteúdo dos sedimentos de corrente.

A região possui um clima equatorial, com duas estações definidas, uma seca e outra chuvosa, o que pode explicar a predominância de dispersão clástica sobre a dispersão hidromórfica, razão deste comportamento.

A partir da matriz de correlação aplicamos uma análise de agrupamento.

##### 5.1.4.1 - Análise de agrupamentos

Foram elaborados dois dendogramas com os principais elementos analisados que apresentavam índices de correlações significativos dos dois conjuntos de dados.

O primeiro grupo foi formado por 18 elementos (Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mn, Fe, Sr, La, Ba, Al, Sc, Ga, Cs, Sn, Be, Li) analisados durante a execução do mapeamento da Folha Bonópolis (Figura 5.7). O segundo grupo formado por 10 elementos (Ag, Be, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn, Fe, Pb e Mn) analisados pelo PGBC (Figura 5.8).

Aquilo que foi visto na análise de correlações de forma individual ressalta-se aqui no formato de agrupamentos que se inter-relacionam. Na análise das Figuras 5.7 e 5.8 destacam-se os seguintes agrupamentos:

- No primeiro dendograma, os agrupamentos Cu-Fe-Al-Sc-Ga e Zn-Co-Fe-Ba-Ga-Sn-Be podem ser utilizados na identificação de anomalias associadas à mineralização de sulfetos na área;
- No segundo dendograma, o agrupamento Ni-Fe-Pb-Cu-Zn também reflete anomalias associadas à mineralização de sulfetos na área;

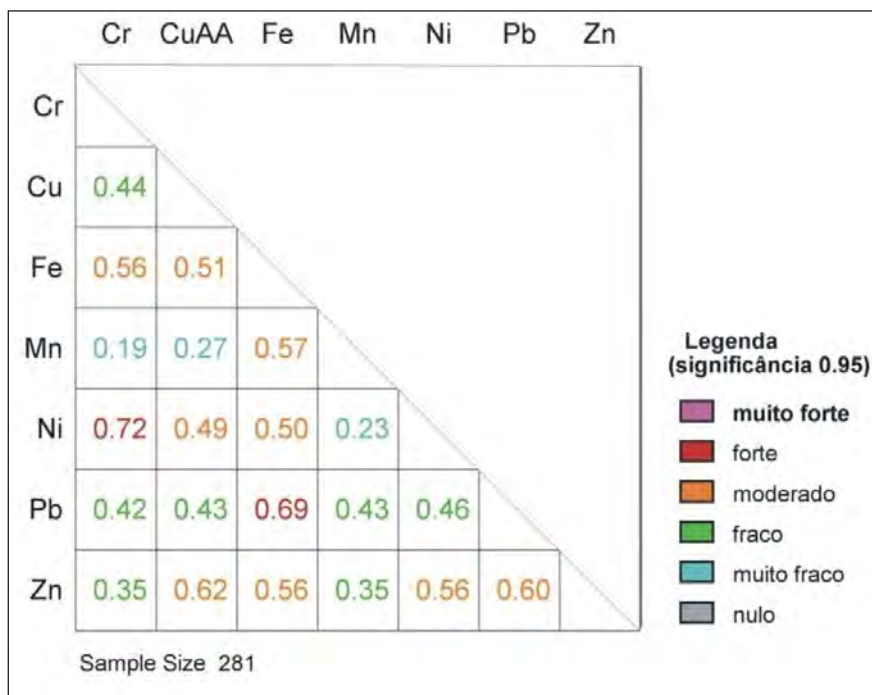


Figura 5.5 – Matriz de correlação dos resultados analíticos do PGBC.

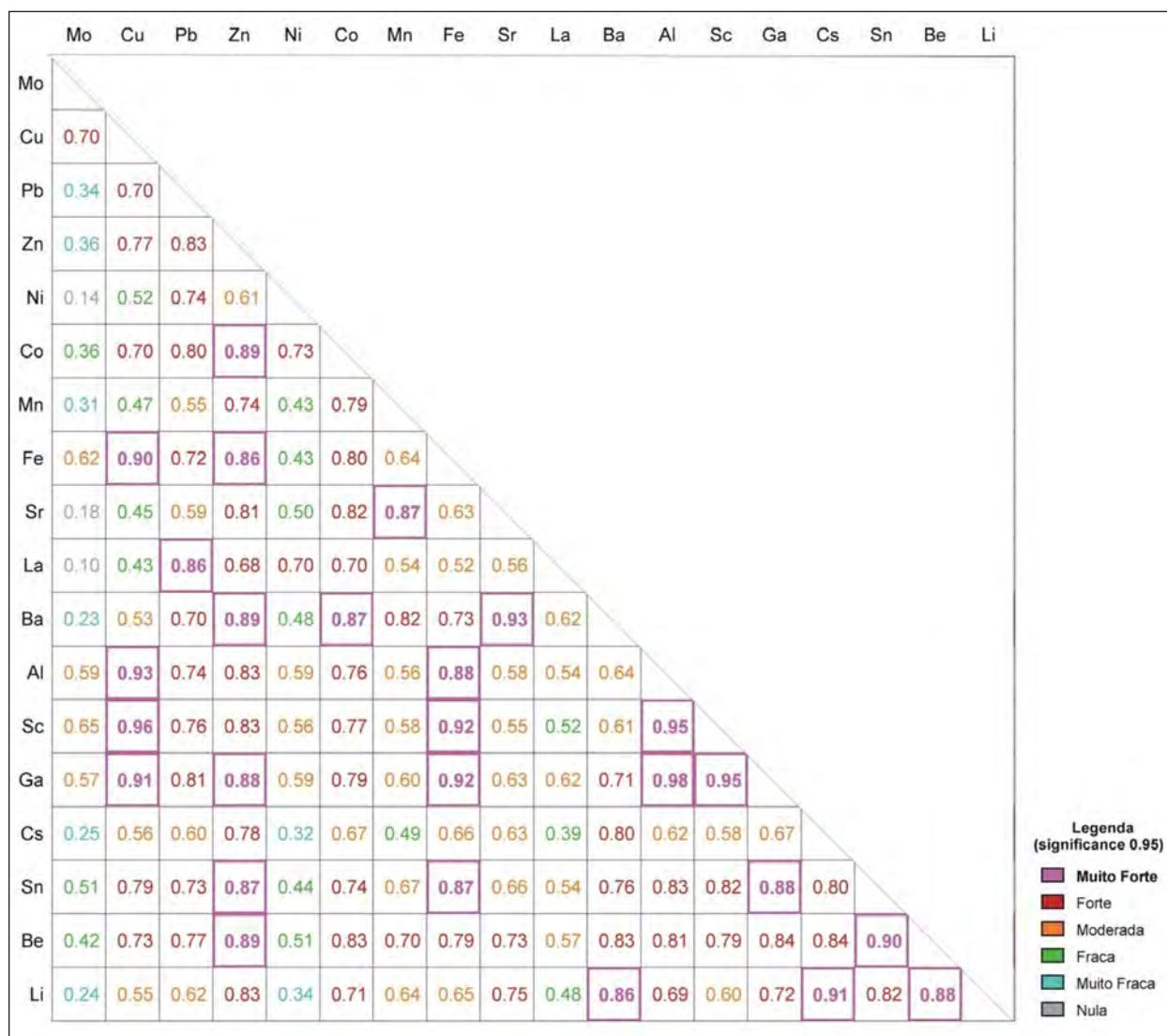


Figura 5.6 – Matriz de correlação dos resultados analíticos do Mapeamento da Folha Bonópolis.



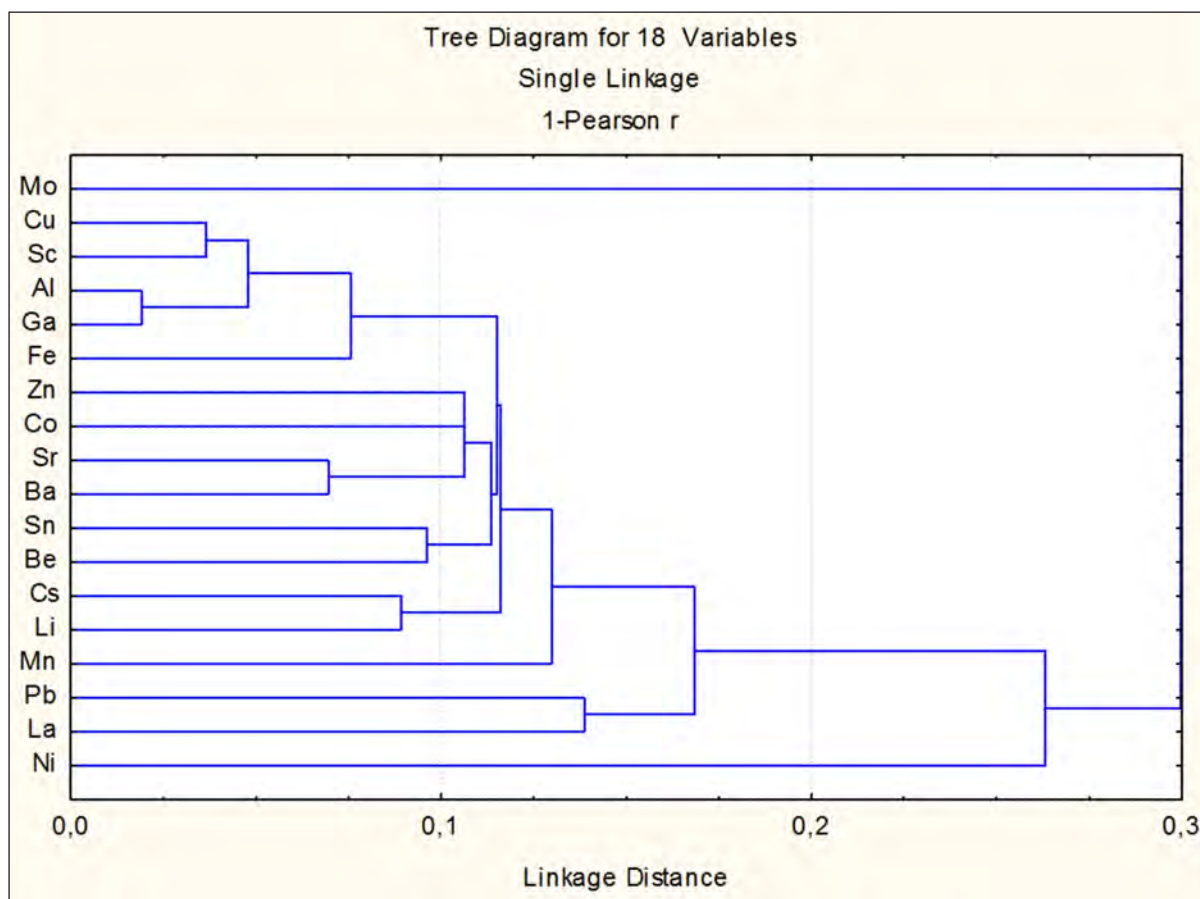


Figura 5.7 – Dendograma I para elementos analisados no mapeamento da Folha Bonópolis (ppm).

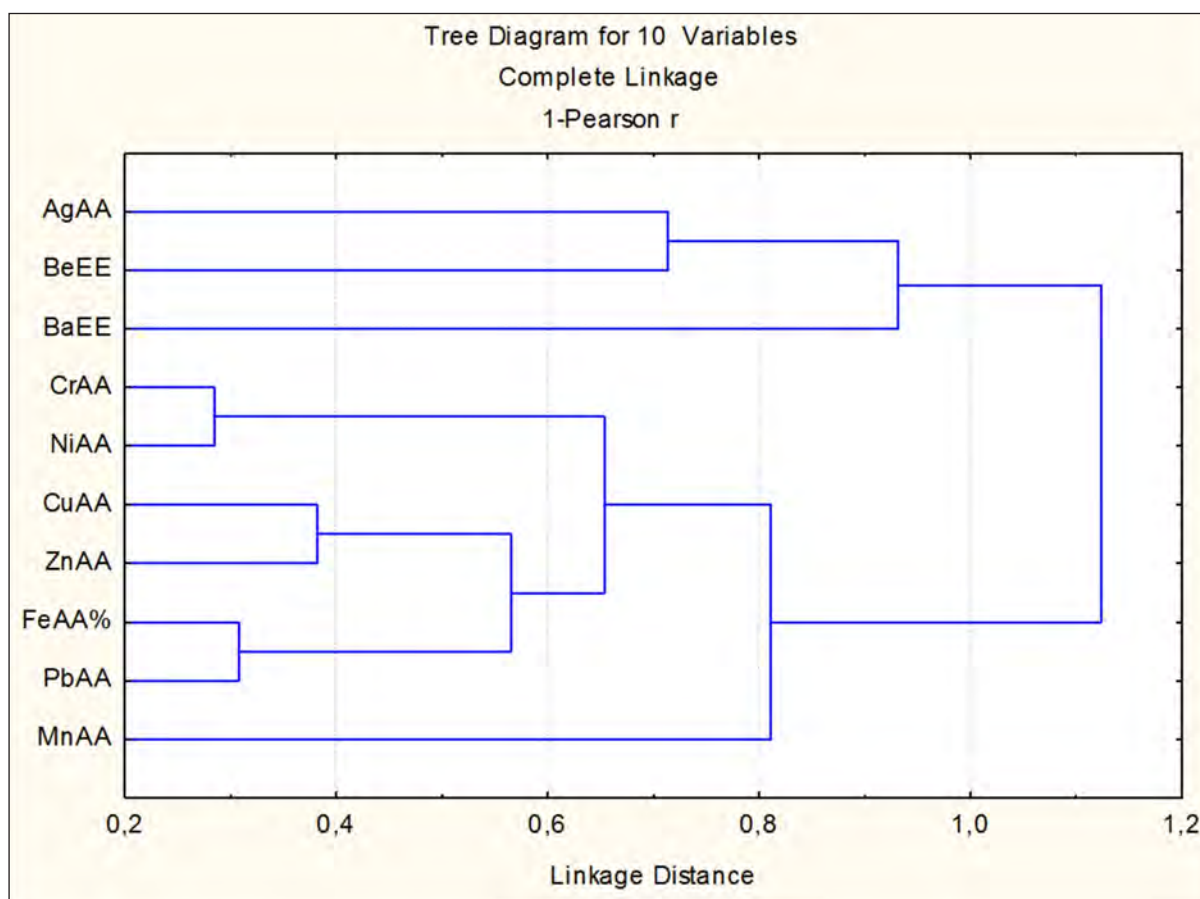


Figura 5.8 – Dendograma II para elementos analisados pelo PGBC (ppm e %).

### 5.1.5 - Mapas de Anomalias de Sedimento de Corrente

Na seleção das anomalias observou-se uma série de critérios discriminatórios iguais para todos os elementos preliminarmente selecionados, independente do tipo de distribuição. Muito embora este método não seja o ideal, já que o aconselhável seria ter que selecionar os valores limiares elemento por elemento dependendo da distribuição. Esta metodologia foi escolhida por ser factível para os elementos selecionados. Somente serão comentadas as anomalias significativas (Figura 5.9), as demais anomalias foram interpretadas como anomalias pontuais e não serão detalhadas neste relatório.

- Foram estimados os valores limiares (Tabelas 5.2 e 5.3) para todos os elementos selecionados para o tratamento estatístico convencional a partir do cálculo da média geométrica multiplicado pelo desvio geométrico ao quadrado;
- Dentre os elementos escolhidos foi feita outra seleção a partir da expectativa metalogenética para os objetos geológicos mapeados na área;

- As anomalias consistentes foram interpretadas juntamente com as ocorrências minerais e destaques mineralógicos.

As Figuras 5.10 a 5.15 apresentam mapas de anomalias geoquímicas por elementos que foram considerados relevantes na área de estudo obtidos por meio do levantamento do PGBC: Pb, Cr, Ni, Cu, Mn e Fe, respectivamente. Foram utilizados somente dados do PGBC na elaboração desses mapas porque eles possuem uma distribuição aproximadamente regular por toda a área, enquanto os dados obtidos durante o mapeamento da Folha Bonópolis estiveram concentrados na porção noroeste e sudoeste da folha, onde se encontra o Complexo Granulítico Porangatu, e que requeria um adensamento de informações. Os dados do PGBC e da Folha Bonópolis não foram analisados em conjunto nesse caso, devido a técnicas distintas de preparação e análise das amostras em cada caso, o que não permite essa combinação de informações com qualidades diferentes.

Os mapas foram confeccionados no *software Oasis Montaj 6.4.2 (Geosoft)*, usando interpolação por mínima curvatura.

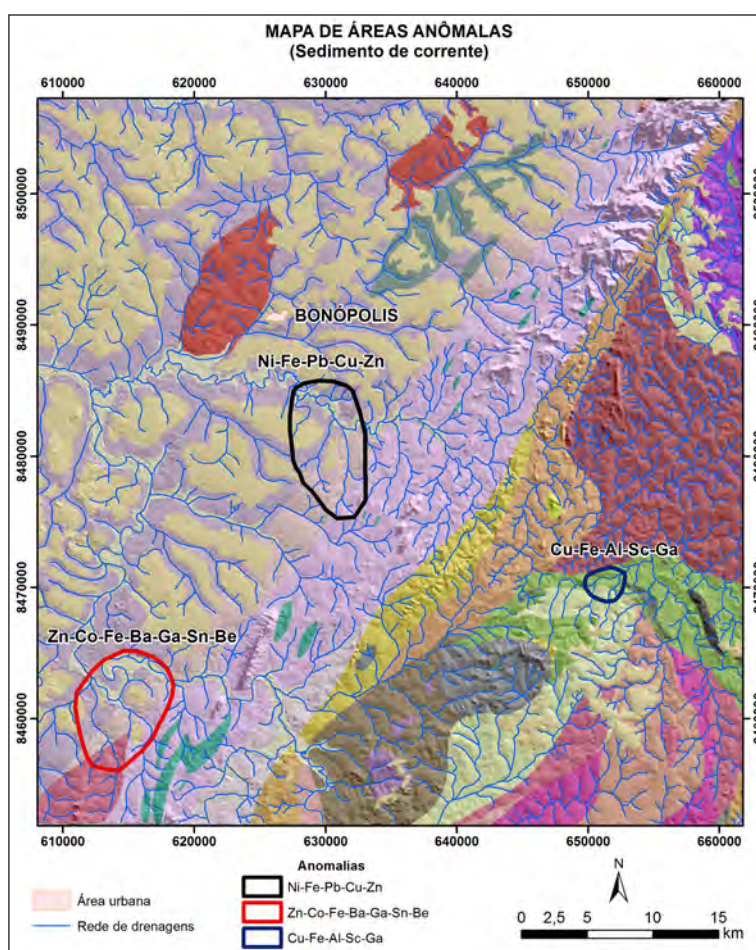


Figura 5.9 – Mapa de áreas anômalas da Folha Bonópolis. A legenda das litologias pode ser encontrada no capítulo de Unidades Estratigráficas. Fundo: Imagem de radar (STRM).



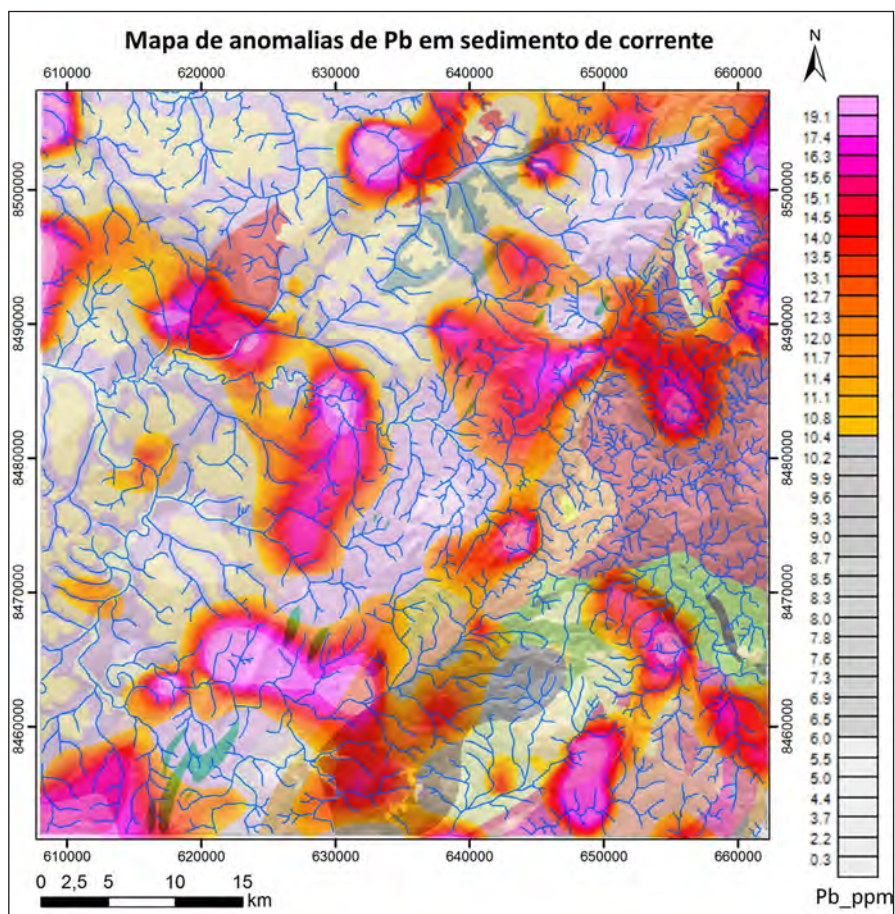


Figura 5.10 – Mapa de anomalias de Pb em sedimento de corrente (dados do PGBC).

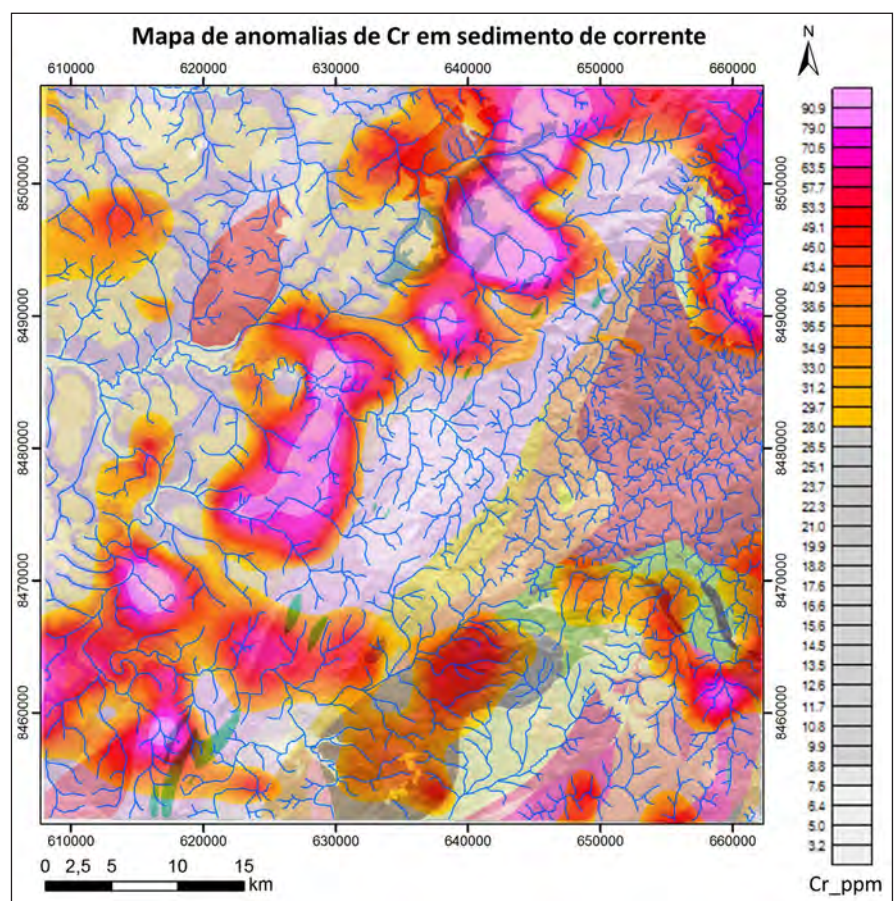


Figura 5.11 – Mapa de anomalias de Cr em sedimento de corrente (dados do PGBC).



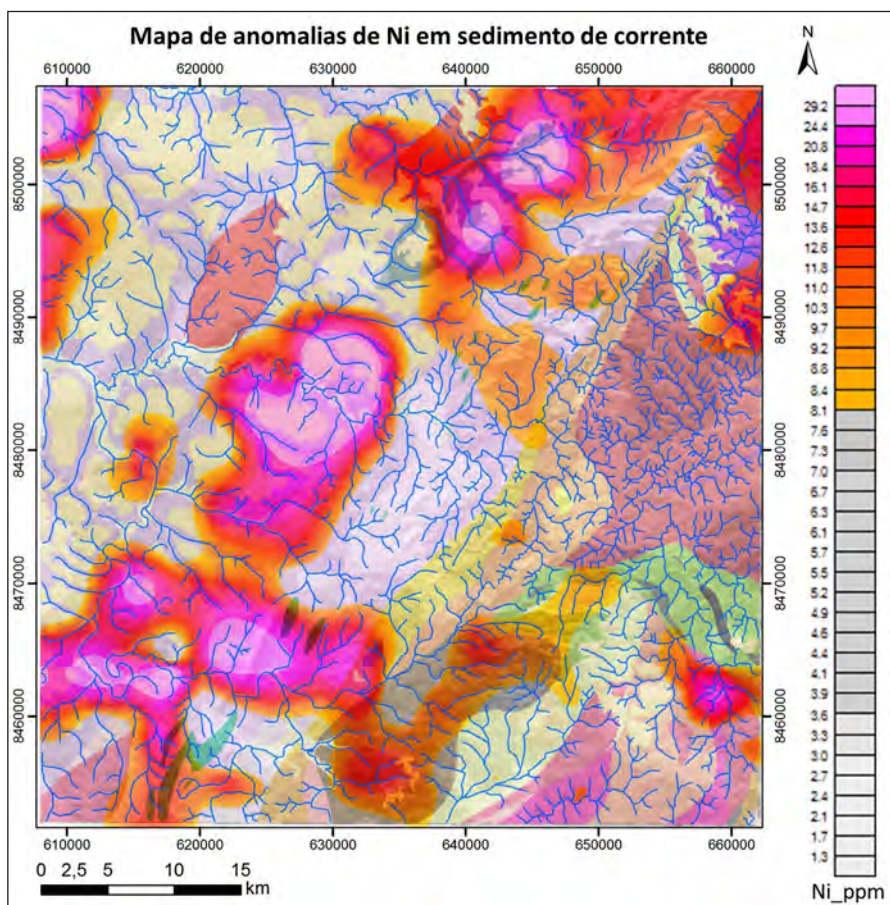


Figura 5.12 – Mapa de anomalias de Ni em sedimento de corrente (dados do PGBC).

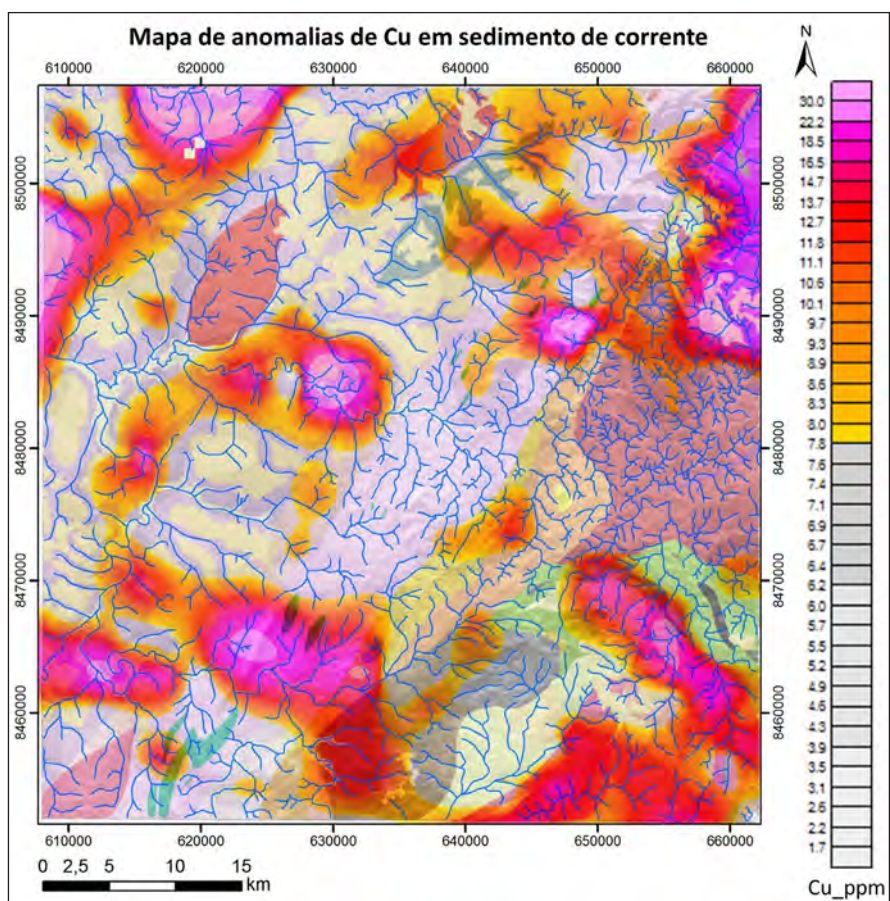


Figura 5.13 – Mapa de anomalias de Cu em sedimento de corrente (dados do PGBC).



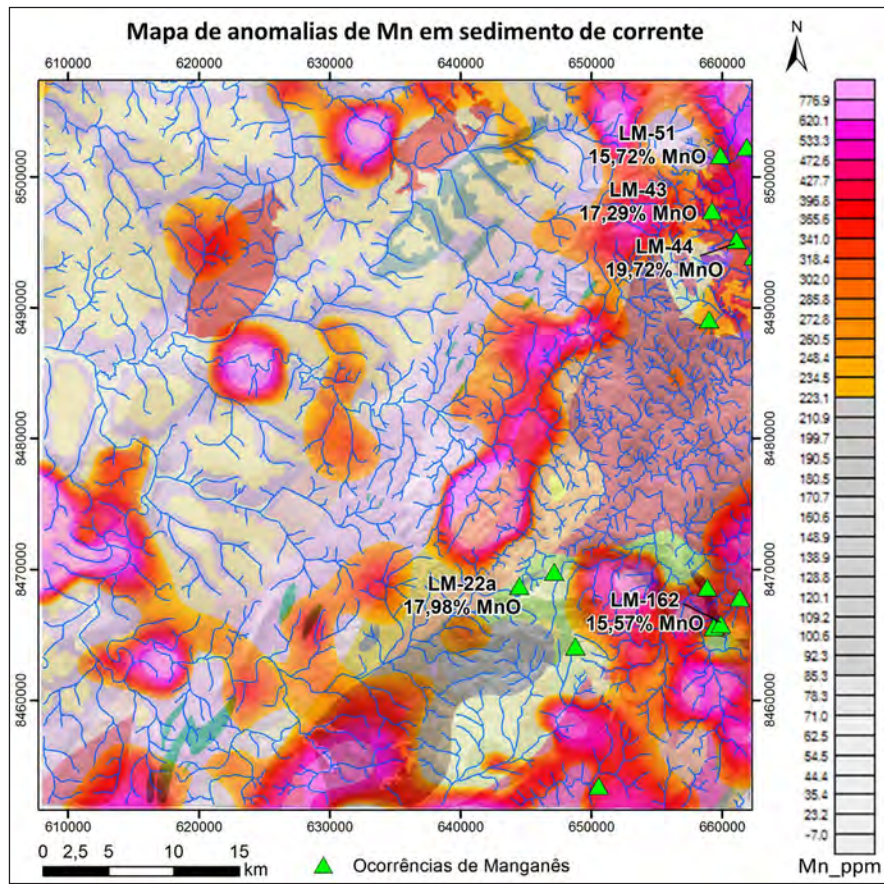


Figura 5.14 – Mapa de anomalias de Mn em sedimento de corrente (dados do PGBC). Algumas análises de MnO disponíveis.

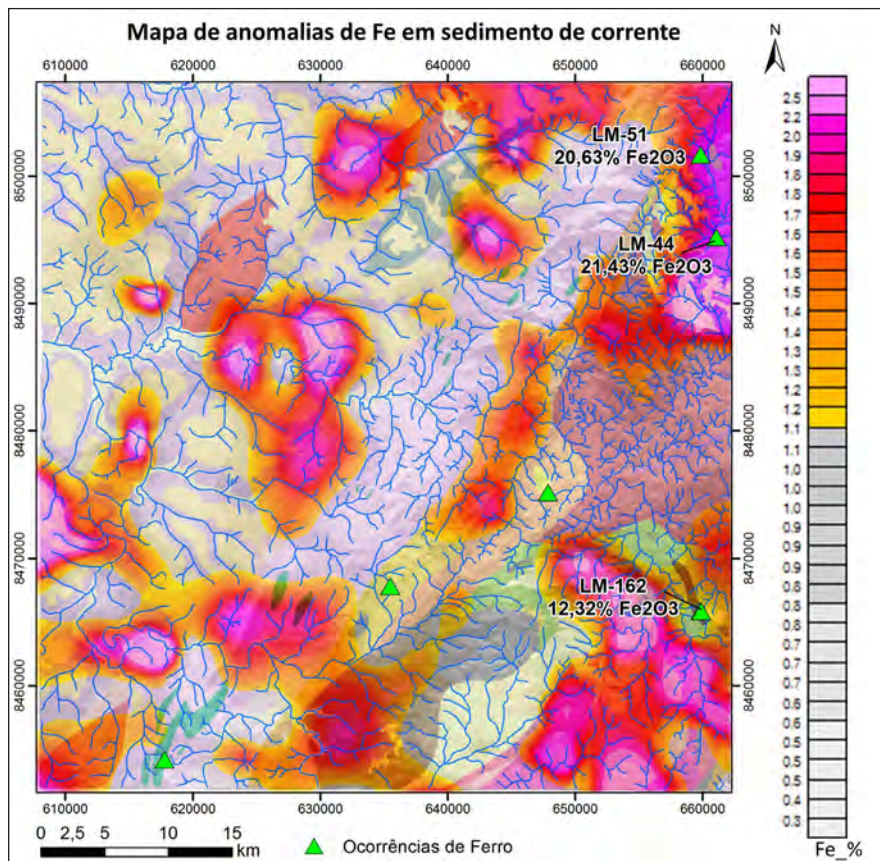


Figura 5.15 – Mapa de anomalias de Fe em sedimento de corrente (dados do PGBC). Algumas análises de  $Fe_2O_3$  disponíveis.

#### 5.1.6 - Resultados Obtidos a partir de Sedimento de Corrente

A anomalia de Ni-Fe-Pb-Cu-Zn ocorre no centro-oeste da folha. Neste caso, cinco bacias contíguas (onde cada bacia é representada por uma amostra coletada) destas associações permitiram a delimitação de uma área anômala (Figura 5.9), as bacias representadas por estes pontos drenam áreas onde afloram gnaisses tonalíticos a monzograníticos, gnaisses granodioríticos e biotita gnaisses tonalítico a granítico alterados mapeados na região, referentes às unidades Porangatu 2, Porangatu 3 (pertencentes ao Complexo Granulítico Porangatu) e Complexo Serra Azul de Goiás, respectivamente. A anomalia também pode estar relacionada à drenagem de lateritas.

A anomalia de Cu-Fe-Al-Sc-Ga ocorre no sudeste da Folha e compreende duas bacias anômalas contíguas, que recebem sedimentos da Sequência Metavulcanossedimentar de Santa Terezinha de Goiás, pertencentes a: Unidade 2, composta por cloritaxistos, biotita-cloritaxistos, muscovita-quartzoxistos, gonditos e lentes de anfibolito; Unidade 4, constituída de cloritaxistos, granada-muscovita-quartzoxistos, quartzo-turmalina-muscovita xistos e lentes de talco-cloritaxisto, e; Litofácies 3a, formada por muscovita xistos, granada xistos, granada-estaurólita-biotita-quartzoxistos feldspáticos e cherts. Recebe também pequena quantidade de sedimentos do corpo Rochas Máficas.

A anomalia de Zn-Co-Fe-Ba-Ga-Sn-Be envolve cinco bacias contíguas a sudoeste da área e pode estar relacionada à drenagem de: lateritas e solos vermelhos, pertencentes à unidade Coberturas Detrito-Lateríticas; a granitos do corpo Biotita Granito Milonítico; a biotita gnaisses tonalítico a granítico e lentes de metagabros e granada metagabros, atribuídos ao Complexo Serra Azul de Goiás, e; a gnaisses tonalíticos a monzograníticos e gnaisses granodioríticos, pertencentes às unidades Porangatu 2 e Porangatu 3, respectivamente.

Com relação às análises dos mapas individuais (Figuras 5.10 a 5.15), as seguintes considerações podem ser feitas:

- **Pb (chumbo):** As anomalias de Pb estão dispersas por toda a folha, englobando vários tipos de unidades, desde plútons ácidos (Complexo Serra Azul de Goiás, Ortognaisses do Oeste de Goiás, Complexo Mutunópolis, Complexo Granulítico Porangatu, Biotita Granito Milonítico e Biotita Monzogranitos) até a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás. Não parece haver uma correlação precisa com alguma unidade específica;

- **Cr e Ni (cromo e níquel, respectivamente):** Ambas as anomalias mostram afinidade entre si. Distribuem-se principalmente ao longo do contato entre as unidades Porangatu 2 e 3, marcado pela

zona de cisalhamento transcorrente dextral Talismã, adentrando mais na primeira unidade, e englobando parcialmente a lente sigmoidal da litofácies Associação Metamáfica, composta por metagabros, todos pertencentes ao Complexo Granulítico Porangatu. Outras anomalias com menor destaque estão associadas à unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás, no extremo nordeste da Folha, ao norte da exposição mais sudeste do corpo Biotita Granito Milonítico e da unidade Gnaisses Tonalítico e na porção sul do Complexo Serra Azul de Goiás, onde há maior concentração de lentes de rochas máficas. Há anomalias de Cr e Ni, embora intermediárias, que recaem sobre o corpo Rochas Máficas situado no entremeio a rochas metavulcanossedimentares da Sequência Santa Terezinha de Goiás, o que chama a atenção pelo caráter básico da rocha que tem potencial para desenvolver mineralização nesses elementos;

- **Cu (cobre):** As anomalias de Cu guardam alguma correspondência com as anomalias de Pb. Concentram-se principalmente na Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás, compreendendo também parte da Unidade 2 da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, que se localizam no extremo nordeste da área. A outra anomalia, coincidente com uma anomalia de Fe, ocorre nas exposições mais a sudeste do corpo Biotita Granito Milonítico e da Unidade Gnaisses Tonalítico, e mostra continuidade para NW, em direção às unidades 1, 2 e 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás, formadas por cloritaxistos, essencialmente. As demais anomalias estão dispersas pelo Complexo Granulítico Porangatu e na parte sul do Complexo Serra Azul de Goiás;

- **Mn e Fe (manganês e ferro, respectivamente):** As anomalias de Mn e Fe apresentam boa correlação, principalmente na porção sudeste, nordeste, centro-leste e centro-sul da Folha Bonópolis, onde se concentram as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás. Na porção sudeste fica mais evidente que as anomalias de Mn estão associadas às Unidades 1, 2 e 4 da Sequência Santa Terezinha, apresentando orientação NW. Especialmente no caso do Mn, há uma lente de gondito mapeada na Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás, que coincide com a anomalia deste elemento. As anomalias de Fe podem estar relacionadas, nesse caso, há pequenas ocorrências de Formações Ferríferas que ocorrem nesta sequência. Destacam-se ainda as anomalias de Mn e Fe no centro-sul da área, que recaem sobre a Unidade 6 da mesma sequência e sobre a Unidade 3 e Litofácies 3a no centro-leste da folha, com especial destaque para o manganês. Outras anomalias dispõem-se na Unidade Ortognaisses de Goiás, no Complexo Serra Azul de Goiás e no Complexo Porangatu.



### 5.1.7 - Resultados Obtidos a partir de Concentrado de Bateia

O estudo mineralógico dos concentrados de minerais pesados (47 amostras) revelou a presença de 2 minerais de importância econômica, a saber: ouro e ilmenita (óxido de ferro e titânio). Rutilo (dióxido de titânio) e hematita (óxido de ferro) também foram identificados em quantidade significativa (Figura 5.16). Nota-se que ilmenita, rutilo e hematita possuem boa correlação, ocorrendo quase sempre juntos nos concentrados.

Ouro foi encontrado em 4 amostras com quantidade superior a 5%. A ilmenita, embora tenha

sido encontrada em todas as amostras, destaca-se por ter tido uma amostra em que aparece com mais de 75%. A seguir, expõe-se um relato de todos os minerais analisados.

#### 5.1.7.1 - Elementos nativos

**Ouro** – presente em 22 amostras, em quantidades que variam de <1% em 9 amostras, em 7 amostras de 1-5%, em 4 amostras de 5-25% e em 1 amostra de 25-50%. Em 21 amostras o diâmetro do grão é inferior a 0,5mm, em duas delas o diâmetro dos grãos é de 0,5 - 1mm, em uma amostra o diâmetro é maior do que 1mm. As amostras são provenientes da faixa de

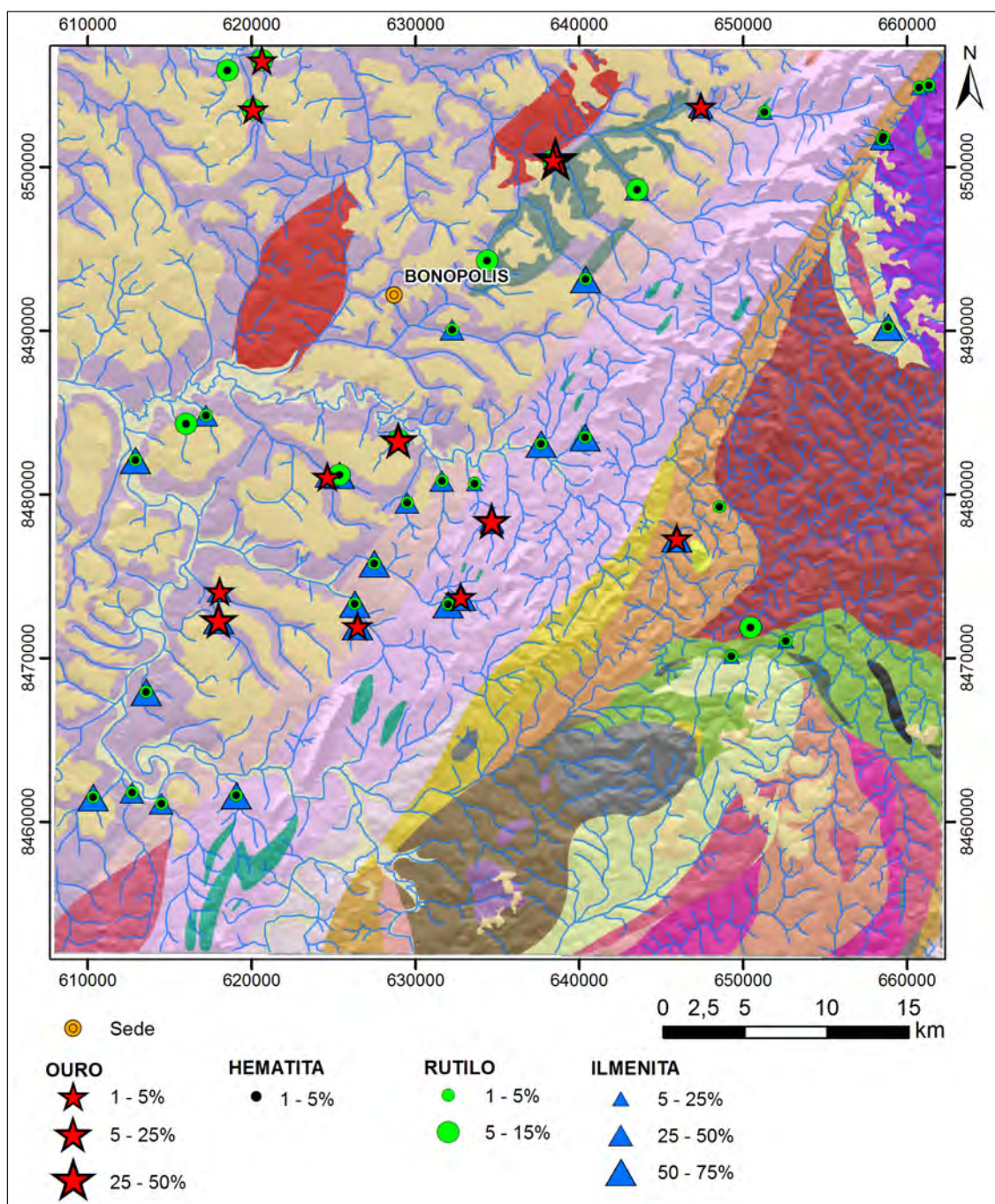


Figura 5.16 – Resultado de análise mineralógica semiquantitativa – Concentrado de bateia (100l).

orientação NE-SW da Folha e não possuem relação direta com um litótipo específico, pois ocorrem em áreas onde afloram tanto granitos como gnaisses ou xistos.

**Platina** – ausente.

**Chumbo** – presente em apenas três amostras, em quantidade inferior a 1%. Presente em locais mapeados como anfíbolitos.

**Diamante** – ausente.

#### 5.1.7.2 - Sulfetos

**Pirita** - presente em apenas uma amostra, em quantidade inferior a 1%.

**Marcassita** – ausente.

**Calcopirita** – ausente.

**Galena** – ausente.

**Blenda** – ausente.

**Cinábrio** – ausente.

**Molibdenita** – ausente.

#### 5.1.7.3 - Óxidos

**Magnetita** – em 6 amostras presente em quantidade inferior a 1%, em 6 amostras de 1-5% e em 1 com quantidade de 5-25%, nas amostras de bateia de 100 litros. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh) foram encontradas 9 amostras com quantidade inferior a 1% deste mineral. Presente em locais mapeados como anfíbolitos, gnaisses, xistos.

**Hematita** – presente em 35 amostras, em quantidades inferiores a 1%, em 2 em quantidades de 1-5%, nas amostras de bateia de 100 litros. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh) foram encontradas 25 amostras, em quantidades inferiores a 1%, 1 amostra com quantidade de 1-5% e 1 amostra com 5-25%. Ocorrem em vários tipos de rochas.

**Ilmenita** – presente em todas as amostras coletadas, na maior parte delas com quantidades superiores a 25%. Uma amostra merece destaque por conter mais de 75%, dentre as amostras de bateia de 100 litros. Presente em 11 amostras em quantidades inferiores a 1% e em 1 amostra em quantidade de 1-5% nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh). Ocorrem concentradas no centro-oeste da folha.

**Limonita** – presente em 27 amostras em quantidades inferiores a 1% e em 5 amostras em quantidades de 1-5%, nas amostras de bateia de 100 litros. Presente em 24 amostras em quantidades inferiores a 1%, em 1 amostra em quantidades de 1-5%, em 6 amostras em quantidades de 5-25% e 15 amostras com até 100% deste mineral nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh). Ocorrem em vários tipos de rochas na faixa NE acompanhando a serra.

**Cassiterita** – ausente.

**Pirolusita** – ausente.

**Rutilo** – presente em todas as amostras, na grande maioria em quantidades de 1-5%. Em 10 amostras aparece em quantidade entre 5-25%, nas amostras de bateia de 100 litros. Presente em 4 amostras em quantidades inferiores a 1% e uma amostra em quantidade entre 5-25%, nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh). Ocorrem em granitos e xistos.

**Cromita** – ausente.

**Anatásio** – presente em 2 amostras, em quantidades inferiores a 1%, nas amostras de bateia de 100 litros.

**Coríndon** – presente em 13 amostras, em quantidades inferiores a 1%, nas amostras de bateia de 100 litros.

**Espinélio** – presente em 21 amostras, em quantidades sempre inferiores a 1%. Em 2 amostras, em quantidades de 1-5%, em bateia de 100 litros. Presente em 3 amostras, em quantidades sempre inferiores a 1%, nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh).

**Leucoxênio** – presente em todas as amostras, em quantidades inferiores a 1%, em 7 amostras em quantidades de 1-5% e em 2 amostras em quantidades de 5-25%, nas amostras de bateia de 100 litros. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh) foi encontrada somente uma amostra com quantidade inferior a 1%.

**Wolframita** – ausente.

**Scheelita** – presente em apenas uma amostra proveniente do extremo nordeste da Folha. A scheelita é um minério de tungstênio e pode estar ligado aos pegmatitos mapeados nesta região.

#### 5.1.7.4 - Fosfatos

**Monazita** – presente em todas as amostras, sempre em pequena quantidade, no máximo entre 5-25%, nas amostras de bateia de 100 litros.

**Xenótima** – presente em apenas 2 amostras de bateia de 100 litros e em 1 amostra de aluvião (peneira #28 mesh), ambas em quantidades inferiores a 1%.

**Apatita** – presente em 9 amostras, em quantidades inferiores a 1%, nas amostras de bateia de 100 litros.

**Piromorfita** – ausente.

**Gorceixita** – ausente.

#### 5.1.7.5 - Silicatos

**Zircão** – presente em todas as amostras, em quantidades que variam entre 1 e 75%, nas amostras de bateia de 100 litros. E em 10 amostras de aluvião (peneira #28 mesh), em quantidades inferiores a 1%.



**Topázio** – ausente.

**Granada** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros. Na maior parte delas com quantidade entre 5 e 25%. A presença em quantidade de granada é justificada pela ampla distribuição de xistos e gnaisses em toda a área mapeada metamorfizados desde a fácies xisto até anfibolito. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh), está presente em 18 delas em quantidades inferiores a 1% e em 5 amostras em quantidades de 5-25%.

**Piroxênios** – ausente.

**Anfibólios** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros, na maioria delas em pequena

quantidade, menos que 1% ou entre 1-5%, apenas em 1 amostra a quantidade é de 25-50%. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh) foi detectado apenas em 6 em quantidades inferiores a 1%.

**Turmalina** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros, em quantidades inferiores a 1%, em 9 amostras as quantidades são de 1-5%. Nas amostras de aluvião (peneira #28 mesh), foi encontrada em 18 delas em quantidades inferiores a 1% e em 3 amostras em quantidades de 1-5%.

**Cianita** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros com quantidade dominante na faixa inferior a 1%, em 9 amostras de 1-5% e em

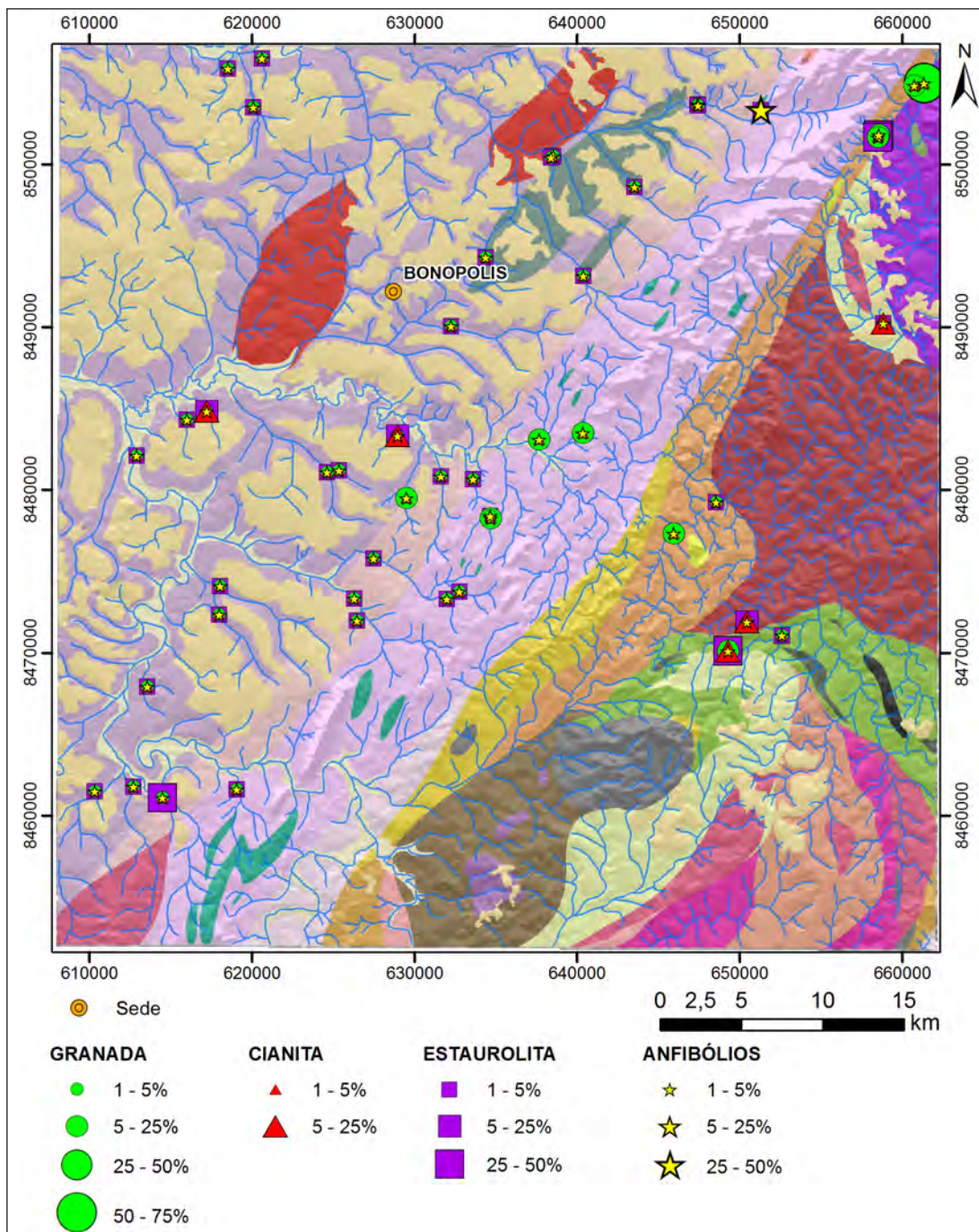


Figura 5.17 – Resultado de análise mineralógica semiquantitativa – Concentrado de bateia, minerais indicativos de metamorfismo (100l).

5 amostras quantidade de 5-25%. Nas amostras de aluvião (peneira #28 *mesh*), 17 apresentaram quantidades inferiores a 1%, 2 com quantidades de 1-5%, 3 com quantidades de 5-25% e 4 com 25-50%.

**Estaurolita** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros com quantidade dominante na faixa inferior a 1%, 8 amostras com quantidades de 1-5%, 3 amostras com quantidades de 5-25% e 4 amostras com quantidade de 25-50%. Nas amostras de aluvião (peneira #28 *mesh*), 6 com quantidades inferiores a 25% e 2 amostras com 25-50%.

**Sillimanita** – ausente.

**Epidoto** – presente em todas as amostras de bateia de 100 litros, na maioria delas em quantidades inferiores a 1%, em 2 amostras as quantidades são de 5-25%. Nas amostras de aluvião (peneira #28 *mesh*), 12 apresentaram quantidades inferiores a 1% deste mineral.

**Esfeno** – ausente

**Olivina** – ausente.

**Micas** – presente em 9 amostras em quantidades inferiores a 1%, nas amostras de bateia de 100 litros.

Na Figura 5.17 é apresentada a distribuição de minerais metamórficos na Folha Bonópolis de acordo com a análise de concentrado de bateia de amostras com volume de 100 litros. Nota-se que é comum observar granada, anfibólitos e estaurolita juntos. Cianita é mais comum em rochas da Sequência Santa Terezinha de Goiás e localmente no Complexo Granulítico Porangatu.

## 5.2 - RECURSOS MINERAIS

Na área em estudo dois ambientes podem ser destacados: a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e rochas plutônicas associadas, que em linhas gerais pode ser atribuída a um ambiente colisional entre crostas oceânica e continental, com formação de prisma acrescionário com envolvimento de lascas de rochas ultramáficas (o que ainda precisa ser mais bem estudado), e; o Complexo Granulítico Porangatu, que constitui um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozóico e início do Cambriano entre 570 e 530 M.a. Ambas as unidades estão separadas por uma lasca de crosta Arqueana que foi acrescida durante a amalgamação do Arco Magmático de Goiás.

Orógenos acrescionários, como o que inclui a Sequência Santa Terezinha de Goiás e rochas plutônicas associadas (Figura 5.18), formam zonas de subducção de litosfera oceânica em ambiente de margem continental, que resultam em espessamento e estabilização (cratonização) da litosfera (WINDLEY, 1995; CAWOOD et al., 2009 *apud* BIERLEIN et al., 2009). Acresção por longo período (entre 200 e 400 M.a.) dá origem a múltiplas suturas ao longo de limites de terrenos, caracterizadas como estruturas de primeira ordem que determinam distintas assinaturas metalogenéticas de orógenos acrescionários (BIERLEIN et al., 2009). É possível encontrar associações metalogenéticas em diferentes subambientes dentro desse contexto, como: depósitos do tipo VMS (*Volcanic Massive Sulfide*), em que podem ser gerados Zn, Pb, Cu, Ag e Au; depósitos de Mn e Fe associados à ambiente vulcanogênico; Au orogênico em prisma acrescionário; e Cu ± Au pórfiros em *skarns*, além de W ± Sn-Mo em *greisens* formados em rochas plutônicas ácidas (Figura 5.18). Dentre esses possíveis depósitos foram encontradas ocorrências de Mn e Fe na Folha Bonópolis. Com relação ao Cu e Pb há apenas indícios referentes aos resultados de sedimento de corrente. E ouro foi identificado apenas em concentrado de bateia. Os demais elementos Zn, Ag, W, Sn e Mo não tiveram nem indícios identificados.

O Complexo Granulítico Porangatu, localizado a oeste do Complexo Serra Azul de Goiás, de idade Arqueana, é interpretado por Dantas et al. (2006),

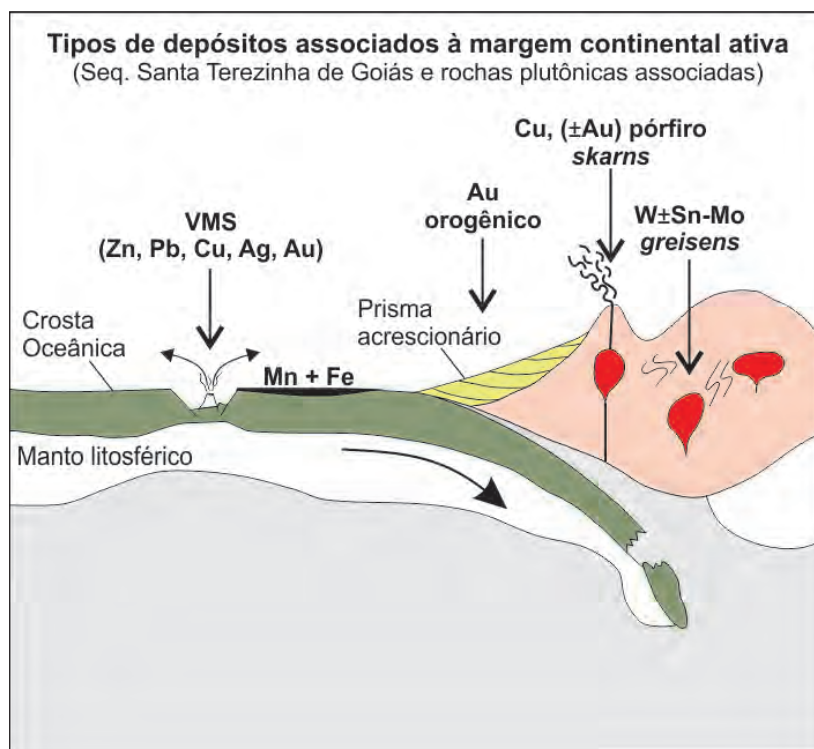


Figura 5.18 – Tipos de depósitos associados à margem continental ativa, como possivelmente seria a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás modificado de (BIERLEIN et al., 2009).



como um fragmento crustal neoproterozóico tardio acrescido ao sistema de arcos. 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. O Complexo Granulítico Porangatu é formado, além de gnaisses tonalíticos a monzograníticos e granodioríticos, por lentes de rochas máficas metamorizadas, que podem ser responsáveis pela presença das anomalias de sedimento de corrente de Ni e Cr nessa região, as quais apresentam um alinhamento compatível com as estruturas e com a própria unidade geológica.

Quando de fato se deu a colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco, ela foi marcada pelo fechamento de uma bacia oceânica via colisão oblíqua e empurrões ao longo de zona de sutura, como é o caso do Lineamento Transbrasiliano, representado principalmente pelas zonas de cisalhamento transcorrente/transpressional Serra Azul, que também servem de condutos para a passagem de fluidos metalíferos profundos.

Os tipos de mineralizações em ambiente de arco magmático dependem da composição dos fluidos e estes da composição do magma ou das rochas adjacentes, cujos elementos estão sendo carreados em solução por zonas de cisalhamento. As facilidades promovidas pelos planos e pela cinemática de cisalhamento favorecem o posicionamento de corpos mineralizados oriundos de regiões mais profundas (*"emplacement"*), a percolação de fluidos oriundos da desidratação devido ao metamorfismo progressivo, remobilizações de metais e reconcentração em zonas favoráveis, entre outros e a consequente precipitação de metais e formação de depósitos minerais.

Não foi identificada na área nenhuma produção mineral, à exceção de areia e argila para a construção civil. Estes depósitos encontram-se no leito das principais drenagens e são explorados de maneira rudimentar sem qualquer controle legal. A quantidade explotada é usada pela população local e neste contexto o volume é pequeno.

Foi possível cadastrar novas ocorrências de manganês e ferro. Indícios de outros tipos de mineralização com potencial questionável foram relacionados, como: ouro, pirita, turmalina, quartzo, pegmatito e rochas ornamentais.

Houve sondagem da empresa Terrativa Minerais S.A. na lente de gondito, orientada NW-SE, situada na porção leste da Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás há alguns anos, mas não houve continuidade na pesquisa.

Há ainda a possibilidade de ocorrência de esmeralda em lentes de rochas meta-ultramáficas da Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás, formadas por talco xistos, talco-clorita xistos com ou sem carbonato e magnetita, situadas no sudeste da

área. No município de Campos Verdes na Folha Santa Terezinha de Goiás, situada imediatamente ao sul da Folha Bonópolis, a esmeralda ocorre disseminada em camadas ou lentes deformadas de talco xisto, subordinadamente biotitito e clorita xisto, que são produto de alteração avançada de rochas ultramáficas (FUCK et al., 2007). De acordo com o proposto por Souza e Leão Neto (1984), há um forte controle estrutural na origem dessa mineralização.

Não foi encontrado nenhum vestígio de esmeraldas, mas em função de ter sido encontrada na Folha Bonópolis a mesma rocha hospedeira encontrada em Campos Verdes, há algum potencial para a existência desse tipo de mineralização.

## 5.2.1 - Metálicos

### 5.2.1.1 - Manganês (Mn) e Ferro (Fe)

As informações disponíveis até o início do mapeamento da Folha Bonópolis se restringiam a três ocorrências de Manganês que durante o andamento do projeto não foram localizadas. Por outro lado foram cadastradas cinco novas ocorrências (LM-22a, 43, 44, 51 e 162) e nove indícios deste bem mineral, além de quatro ocorrências de ferro (LM-22a, 44, 51 e 162) e quatro indícios.

Os mapas de anomalias de sedimento de corrente de Mn e Fe apresentam boa coincidência como pode ser observado nas Figuras 5.14 e 5.15 e conforme já abordado no tópico "Resultados Obtidos a partir de Sedimento de Corrente". Foram obtidas amostras de rocha com teores de MnO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de até 19,72% e 21,43%, respectivamente, em amostras do ponto LM-44.

O minério de manganês que ocorre na área possui variações texturais e composicionais, não tendo sido objeto de estudos de maior detalhe. O minério encontrado pode ser maciço, estratificado, impregnado em planos de foliação ou fratura, e ainda enriquecido por processos intempéricos que englobam a grande maioria das exposições na forma de blocos concrecionário (Figuras 5.19A, 5.19B, 5.19C e 5.19D).

Em geral, as lentes de gonditos e formações ferríferas são pequenas, com camadas de espessura centimétrica a decimétrica, que se estendem por metros ou dezenas de metros nas unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás ou mesmo na Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás. A lente mais importante, mapeável na escala do mapa, é uma lente de gondito, sondada pela empresa Terrativa Minerais S.A., que está inclusa na Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás e possui aproximadamente 6 km de extensão por 800m.

Tabela 5.4 – Teores de MnO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em amostras analisadas por ICP-MS\*.

Localização		E_UTM	N_UTM	SiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ba	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	As	Au
LM-22a	Faz. Boa Vista	644526	8468738	52,56	17,98	11,3	3228	46,3	57,9	66	55,2	1,5	56	0,8	<0,5
LM-43	Faz. Barretos	659243	8497428	65,17	17,29	3,44	2500	180	129,8	72	112	8,4	476	11,8	5,7
LM-44	Faz. Barretos	661179	8495178	37,27	19,72	21,43	120	36	34,6	83	49,4	2,4	38	26,7	<0,5
LM-51	Faz. Nov_velha	659865	8501685	45,73	15,72	20,63	253	29	13,8	57	101	4,5	65	2	<0,5
LM-162	Povoado São Joaquim	659888	8465894	57,72	15,57	12,32	930	41	20,8	28	9,2	4,6	23	48,3	3,4

\* SiO<sub>2</sub>, MnO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) / Ba, Ni, Co, V, Cu, Pb e Zn (ppm) / As e Au (ppb).

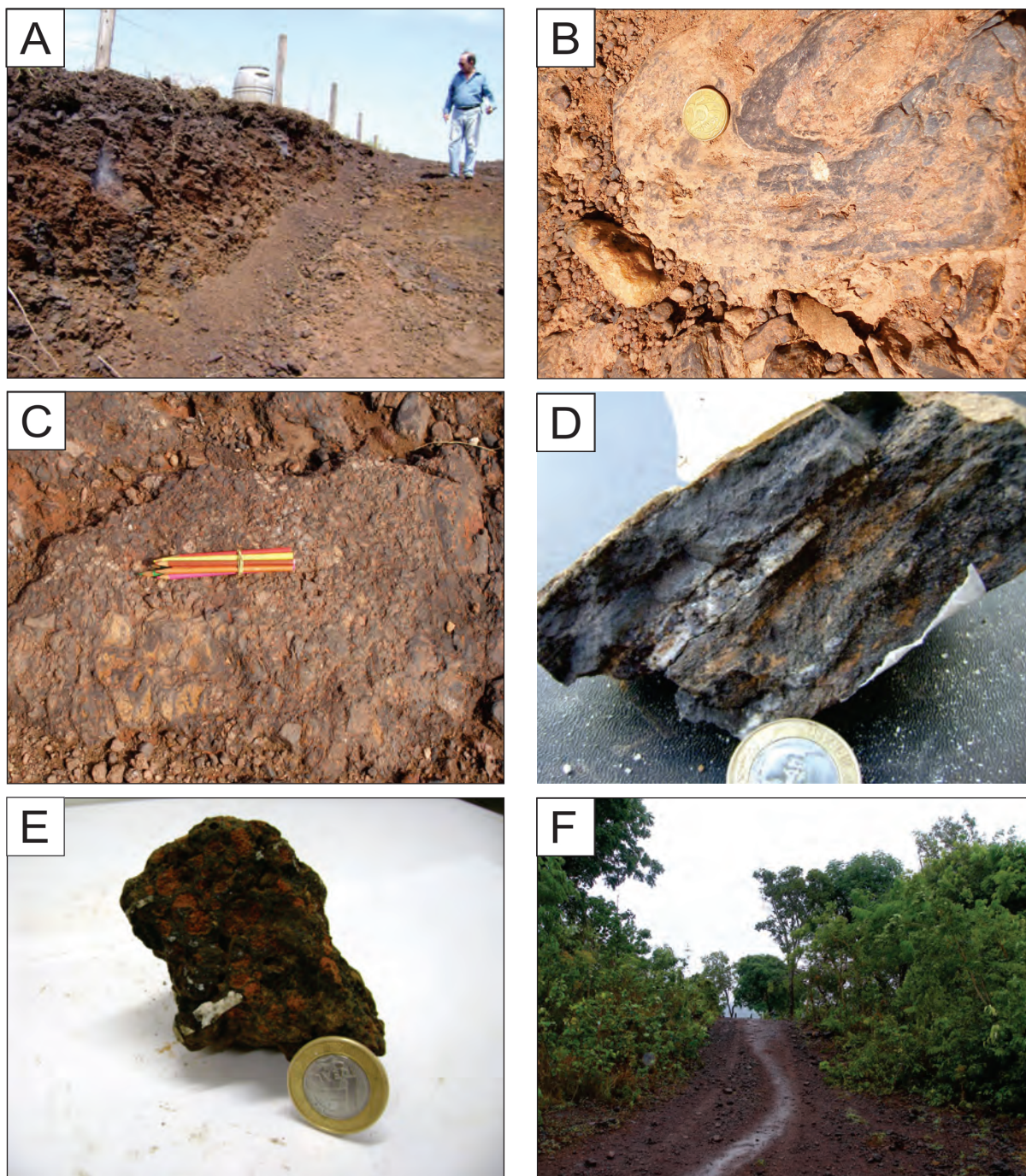


Figura 5.19 – A: Ocorrência de manganês em corte de estrada com discreta feição de estratificação (LM-94a); B: Óxido de manganês alojado nos planos da foliação dobrada (LM -162); C: Concreções manganésíferas (LM-162); D: Formação Ferrífera com estratificação pouco preservada e com pequenos bolsões brancos de sílica (LM-179); E: Laterita ferruginosa (LM-51a); F: Morrote alinhado segundo a direção NE com concreções de manganês e ferro (LM - 51).



O minério de manganês é do tipo oxidado e encontrado nos seguintes minerais: Pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ), Psilomelano [ $\text{Ba, Mn}_8\text{O}_{16}(\text{OH})_4$ ], Criptomelana ( $\text{K, Mn}_8\text{O}_{16}$ ) e Manganita [ $\text{MnO}(\text{OH})$ ]. O minério de ferro pode ser encontrado sob as formas de hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), goethita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) e siderita ( $\text{FeCO}_3$ ). No entanto, neste trabalho não foi feita a caracterização do tipo de mineral de minério de Mn ou Fe.

Sugere-se que gonditos e formações ferríferas são originalmente sedimentares, relacionadas a uma sequência de rochas supracrustais que sofreu metamorfismo do tipo dinâmico e/ou cataclástico. O ambiente deposicional original é interpretado como o de uma bacia de fundo oceânico, evoluída a partir de uma margem plataformal e com suposta contribuição vulcanogênica (Figura 5.18). Os atuais sítios deposicionais estão nas rochas gnáissicas e metassedimentares da unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás e da Sequência Santa Terezinha de Goiás, respectivamente, e devem este aporte aos movimentos tectônicos de massa e aos condutos previamente instalados como falhas, fraturas e outras descontinuidades que permitiram a sua acumulação.

#### 5.2.1.2 - Níquel (Ni) e Cromo (Cr)

A presença de cromo e níquel pode ser inferida a partir dos mapas de anomalias de sedimento de corrente compatíveis com lentes de rochas máficas, atribuídas ao Complexo Granulítico Porangatu (Figuras 5.11 e 5.12, respectivamente). Essas anomalias se alinham segundo a direção preferencial do complexo, podendo indicar que a faixa de rochas máficas pode ser bem mais extensa, acompanhando a direção geral N30E, muito embora seja difícil confirmar essa hipótese em campo devido à má preservação dos afloramentos. Nenhuma amostra de rocha com teor significativo de Ni e Cr foi obtida.

Em zonas de subducção, onde predomina o espessamento crustal, os magmas básicos são gerados pela adição de voláteis provenientes da placa subductada.

A formação de depósito de Ni sulfetado requer a assimilação de enxofre pelo magma e saturação deste elemento, resultando em um líquido sulfetado imiscível, ao qual o Ni preferencialmente se associa em detrimento do líquido silicático. O mineral mais comum encontrado nesses depósitos é a pentlandita [ $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ ] e a pirrotita ( $\text{FeS}$ ), que pode vir a ser fonte de Ni e Co. Apesar da anomalia de Ni em sedimento de corrente, não foram observados nenhum desses minerais em concentrados de bateia.

Em geral, em ambientes orogênicos se forma cromita podiforme ao invés de cromita estratiforme,

mais comum em ambientes extensionais. Depósitos de cromita podiforme são pequenos corpos de cromita magmática formados na seção ultramáfica de um complexo ofiolítico na crosta oceânica. Estes depósitos foram encontrados em cordilheiras meso-oceânicas e em ambiente tectônicos de suprasubducção, por exemplo. De acordo com Dantas et al. (2007), os dados geoquímicos para as rochas básicas do Complexo Granulítico Porangatu apresentam afinidade toleítica, com padrão de ETR plano semelhante a basaltos de fundo oceânico. Análogo ao Ni, apesar da existência da anomalia de Cr em sedimento de corrente, não foram observados grãos de cromita em concentrados de bateia.

Portanto, reforça-se aqui que há somente indícios da presença de Ni e Cr, que não puderam ser comprovados, bem como os ambientes genéticos, que foram aqui colocados somente a título de informação sobre o que poderia ser possível em um ambiente orogênico.

#### 5.2.1.3 - Ouro

Dados geoquímicos provenientes de análises de concentrados de bateia abordados no tópico “Resultados Obtidos a partir de Concentrado de Bateia” revelam a presença de ouro no Complexo Granulítico Porangatu, no Complexo Serra Azul de Goiás e na Unidade 3 da Sequência Santa Terezinha de Goiás (Figura 5.16), próximo a zonas de cisalhamento, que marcam o contato entre essas unidades. As análises químicas de rochas detectaram ouro em valores muito baixos, da ordem de ppb (Tabela 5.5).

Apesar de não haver registro de atividade garimpeira na área, o eventual potencial deste bem mineral é reforçado pela presença de depósitos em situações algo semelhante na região, como é o caso das Minas de Zacarias e de Posse formadas em arco de ilhas que deu origem a Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa. Estes depósitos estão relacionados a rochas máfica-ultramáficas lenticularizadas e cisalhadas encravadas em granitóides regionais e a falhamentos hidrotermalizados.

A Sequência Santa Terezinha de Goiás, no entanto, representaria outro estágio durante a Orogenia Brasileira, estando associada possivelmente a um ambiente de margem continental ativa, onde há a possibilidade de formação de depósitos de ouro orogênico e  $\pm$  Au pórfiro, além de depósitos do tipo VMS (Figura 5.18). Ressalta-se que essa sequência inclui importantes manifestações de vulcanismo.

Adicionalmente, remobilização e deposição de ouro podem ter ocorrido ao longo das extensas

Tabela 5.5 – Resultados químicos de Au e As em amostras de rocha (ppb). Em amarelo estão destacados valores acima da média de 0,86 ppb para As e 1,07 ppb para Au.

Amostra	LM-02	LM-06	LM-14	LM-33	LM-37A	LM-48	LM-26	LM-53	LM-57A	LM-58	LM-73
As	0,50	0,50	0,50	0,90	0,80	1,10	0,80	1,20	0,50	3,60	6,00
Au	2,10	9,70	1,40	2,80	4,30	2,20	2,50	0,60	2,10	0,50	0,50
Amostra	LM-90	LM-95B	LM-103	LM-105	LM-112A	LM-137	LM-138A	LM1-161	LM-168C	LM-204	LM-217
As	1,30	0,50	1,70	1,00	0,60	1,70	1,10	9,70	6,10	0,50	0,50
Au	0,50	3,20	0,50	0,50	1,70	0,50	0,50	0,50	0,50	12,20	1,40
Amostra	LM-237	LM-238	LM-254	LM-254B	LM-255A	LM-259					
As	0,50	0,50	0,50	0,50	0,90	0,60					
Au	2,40	1,90	3,60	1,10	2,40	1,40					

zonas de cisalhamento e sistemas subordinados registrados na área estudada. Essas estruturas são sítios preferenciais para a percolação de fluidos hidrotermais, inclusive estendendo a potencialidade para as rochas plutônicas que caracterizam extensas áreas do arco magmático (FUCK et al., 2007).

## 5.2.2 - Outras Ocorrências/Indícios

### 5.2.2.1 - Rochas Ornamentais

Durante os levantamentos de campo não foram desenvolvidos estudos para catalogar este tipo de bem mineral. Entretanto não se pode descartar a área como um todo. Indica-se *a priori* as áreas com relevo positivo para investigações de maior detalhe, embora não se tenha observado nenhum grande afloramento com desnível acentuado para iniciar uma exploração direta. As áreas mais favoráveis seriam as dominadas pela unidade arqueana, Serra Azul, constituída por biotita gnaisses com intercalações de rochas básicas (anfíbolito) em forma de diques e lentes estiradas segundo a direção NE-SW. Estes gnaisses possuem cor cinza escuro, granulação de média a grossa e abrigam injeções de granitóides de cor rosa a vermelha com espessuras variando de milimétricas até decimétricas o que pode elevar o seu padrão comercial.

Biotita gnaisses e granitóides que formam os Morros Santo Antônio também poderiam ser investigados para aproveitamento na construção

civil na extração de blocos e bloquetes usados para revestimentos. As cores dominantes são cinza e cinza rosado com tons esverdeados dados pela alteração da biotita em clorita, geralmente encontram-se cisalhados.

Blocos e matações de crosta laterítica que ocorrem com abundância na região também poderiam ser utilizados como revestimentos em paredes, muros e painéis. Outras aplicações possíveis são aterros de represas, pontes, alicerces, dentre outros.

### 5.2.2.2 - Pegmatito, Quartzo, Pirita e Turmalina

Ocorrências de pegmatito, quartzo, pirita, turmalina com qualidade para uso comercial não são significativas. São localizadas e não foram realizados estudos de avaliação do potencial dos mesmos.

Pegmatitos ocorrem como fase final do magmatismo ácido associado à percolação de fluidos e possuem exposição restrita, além de estarem intemperizados.

O quartzo identificado são veios brancos, leitosos, sem qualquer qualidade de gema, associados a zonas de falhas, com utilidade comercial reduzida.

A pirita ocorre disseminada, principalmente em rochas básicas-ultrabásicas e sua acumulação em volumes econômicos não parece ser uma realidade.

A turmalina ocorre muito localmente como cristais alongados, milimétricos a centimétricos, sem qualidade de gema. Estão associadas a Unidade 4 da Sequência Santa Terezinha de Goiás.





## 6 – CONCLUSÕES

Os estudos realizados no âmbito da Folha Bonópolis em conjunto com os dados regionais disponíveis permitem elaborar algumas considerações.

A área mapeada insere-se em arco magmático, que culminou na amalgamação dos crátons Amazônico e São Francisco no final do Neoproterozóico, abrangendo parte do segmento norte da unidade geotectônica definida como Arco Mágmató de Goiás (PIMENTEL; FUCHS, 1987). Essa extensa unidade inclui as sequências metavulcanossedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás, com seus respectivos complexos plutônicos associados, e o Complexo Granulítico Porangatu, dispostos em ordem geocronológica de leste para oeste, respectivamente, onde a Sequência Mara Rosa é a mais antiga. A Sequência Santa Terezinha de Goiás e o Complexo Porangatu foram identificadas na área de estudo. Além destes, também foram cartografados o Complexo Mutunópolis e a Unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás indivisa, considerados como ortognaisses associados temporalmente a Sequência Mara Rosa. Também foi mapeado um terreno Arqueano atribuído ao Complexo Serra Azul de Goiás, que representa prováveis fragmentos de protocrosta continental, colocado tectonicamente junto ao traço principal do Lineamento Transbrasiliano, limitado por zonas de cisalhamento transcorrente/transpressional, conforme proposto por Dantas et al. (2007), entre a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás, a leste, e o Complexo Granulítico Porangatu, a oeste.

Enquanto a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa é relacionada a um ambiente de arco de ilha intraoceânico, a Sequência Santa Terezinha de Goiás tem sido, hipoteticamente, caracterizada como uma cunha ou prisma acrescionário com complexos ofiolíticos associados, o que ainda precisa de estudos mais aprofundados para confirmação.

Dantas et al. (2007) propõem que o Complexo Granulítico Porangatu represente um fragmento crustal acrescido a Província Tocantins no final do Neoproterozóico e início do Cambriano entre 570 e 530 M.a. Frasca et al. (em preparação) sugerem que este complexo represente um novo arco, com base em dados geocronológicos, litoquímicos, cartográficos e geofísicos na Folha Alvorada, a nordeste da Folha Bonópolis.

A mega estrutura regional denominada Lineamento Transbrasiliano de direção NE-SW, que corta diagonalmente a área, é composta por diversas falhas e zonas de cisalhamento de natureza predominantemente dúctil (transcorrências/transpressões)

com desenvolvimento de foliação milonítica planar contendo fortes elementos lineares do tipo “L” configurando estruturas em forma de lápis e/ou charutos. A cinemática é predominantemente dextral.

As unidades que constituem a Sequência Santa Terezinha de Goiás estão confinadas entre duas estruturas, a Zona de Cisalhamento Serra Azul, transpressional, com cinemática sinistral, e a Zona de Cisalhamento Vargem Grande com caráter compressional, paralelas e alinhadas segundo NE-SW. Entre as falhas é possível perceber um complexo padrão de interferência de estruturas, que resultou em rotação destas unidades, formando uma estrutura ovalada com eixo maior na mesma direção das zonas de cisalhamento que a limitam.

Os dados disponíveis indicam a exploração de Mn e Au na Sequência Santa Terezinha de Goiás pela empresa Terrativa Minerais S.A., que foi descontinuada em função de baixo volume no caso do Mn e baixo teor no caso do Au.

O ambiente de margem continental ativa, com formação de prisma acrescionário, como se supõe que tenha sido o ambiente de formação da Sequência Santa Terezinha de Goiás é promissor para a geração de depósitos polimetálicos do tipo VMS (Zn, Pb, Cu, Ag e Au), Mn e Fe associados à ambiente vulcanogênico, Au orogênico em prisma acrescionário, Cu ± Au pórfiros em *skarns*, além de W ± Sn-Mo em *greisens* formados em rochas plutônicas ácidas. Estudos de detalhe são necessários para que se aprofunde no conhecimento de possíveis depósitos potencialmente passíveis de ocorrência nesse ambiente de relevante interesse mineral.

Análises químicas de sedimento de corrente e concentrado de bateia forneceram indícios de ocorrência de Ni, Cr e Au em áreas cartografadas como Complexo Granulítico Porangatu, principalmente. Ocorrências de Mn e Fe foram registradas em rochas da Sequência Santa Terezinha de Goiás e unidade Ortognaisses de Goiás, com teores de até 19,72% MnO e 21,43% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, respectivamente.

Recomenda-se que em trabalhos futuros a datação e litoquímica de rochas ultramáficas presentes na área, bem como da unidade Ortognaisses do Oeste de Goiás, para melhor entendimento de sua evolução no contexto regional. Com relação ao potencial mineral da área é preciso que sejam executadas atividades de detalhe voltadas a prospecção e compreensão das ocorrências de Mn e Fe e avaliação dos indícios de Au, Ni e Cr.





## 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n.40, p.285-293,1968.
- \_\_\_\_\_. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG/NNE, p. 363-391, 1977.
- \_\_\_\_\_. Província Tocantins: setor sudoeste. In: ALMEIDA, Fernando Flavio Marques de; HASUI, Y. (coord.) **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Blücher, 1984. p. 265-281.
- \_\_\_\_\_; NEVES, Benjamim Bley de Brito; CARNEIRO, Celso Dal Ré. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v.50, p.77-111, 2000.
- AMARO, Venerando Eustáquio. **Geologia e petrologia da sequência metavulcânica de Jaupaci (GO) e lineamentos associados**. Brasília, 1989. 237p. il. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Brasília, Departamento de Geociências, Brasília, 1989.
- ARANTES, D; BUCK, P. S; OSBORNE, G. A. A sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações auríferas associadas. **BOLETIM INFORMATIVO SBG. Núcleo Centro-Oeste**, São Paulo: SBG, v.14, p.27-40, 1991. il.
- ARAÚJO FILHO, J. O. de. The geology of the Pirineus Megainflexion, Goiás, Central Brazil. In.: 7. GEOWIBENSCHAFTLICHES LATEINAMERIKA KOLLOQUIUM, 7., Heidelberg, Kurzfassungen, 1980. p.9-11.
- \_\_\_\_\_. **Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil**. 1999. 433p. Tese (Doutorado) - University of Illinois at Urbana-Champaign, USA, 1999.
- \_\_\_\_\_. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central brasiland its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.144-148, 2000.
- \_\_\_\_\_; MARSHAK, S. The Best fit hypothesis to explain the formation and progagation of the curve of the Pirineus Syntaxis in the Brasília Belt, Central Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - SNET, 9. , 2003, Búzios/RJ. **Boletim de Resumos**. Búzios: SBG. Núcleo Rio de Janeiro/ Espírito Santo, 2003. 472 p. International Symposium on Tectonics, 3., 2003, Búzios/RJ. p. 15-20.
- BARKER, F. M. et. al. The 1.7 – to 1.8-b-y.Old trondhjemites of south western Colorado and northern New México. Geochemistry and depths of genesis. **Geological Society of America Bulletin**, v.87, n.2, p.189-198, 1976.
- BARROS NETO, L. S. **Evolução estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás**. 2000. 111f. Brasília, Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2000.
- BASEI, A. S. et al. Contribution of SHRIMP U-Pb Zircon geochronology to unraveling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.183, p.112-144, 2010.
- BERROCAL, J. et al. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, central Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.388, p.187-199, 2004.
- BIERLEIN, F. P.; GROVES, D. I.; CAWOOD, P. A. Metallogeny of accretionary orogens - The connection between lithospheric processes and metal endowment. **Ore Geology Reviews**, n.36, p. 282-292, 2009.
- BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 229f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorit studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114. (Developments in Geochemistry, v. 2)



- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodiania to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, California, v.22, n. 3, p.155-166, 1999.
- \_\_\_\_\_; FUCK, R. A. Neoproterozoic evolution of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.47, p.72-89, 2013.
- CAWOOD, P. A., A. et al. Accretionary orogens through Earth history, **Geol. Soc. Spec. Publ.**, London, n.318, p.1-36, 2009.
- CHIARINI, M. F. N. **Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas colisionais e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Central**. 2007. Brasília, Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007. CD-ROM.
- CORDANI, Umberto G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência-Técnica-Petróleo**, Seção Exploração de Petróleo, 1984. p.15.
- \_\_\_\_\_; SATO, Kei. Crustal evolution of the south american Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. **Episodes**, Ottawa, v.22, n.3, p.167-173, set. 1999.
- \_\_\_\_\_. et al. Crustal evolution of the South America Platform. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.19-40. ISBN 8590148211.
- CÔRTEZ, I. M. A.; SIQUEIRA, D. P. L.; SÁ, J. A. G. **Mapa Geológico do Estado de Goiás**. Escala 1:1.000.000. Brasília: DNPM/SME, 1987.
- COSTA, L. A .M.; ANGEIRAS, A. G. Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian platform of Central Brazil. **Geologische Rundschau**, Alemanha, v.60, n.3, p.1024-1050, 1971.
- COSTA JR., Carlos Nogueira da; PALERMO, Nely; PORTO, Claudio Gerheim. The Mara Rosa gold district, Central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.2, p.256-260, 2000.
- CUNHA, B.C.C. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. v.22. p.21-196 il. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- DANTAS, Elton Luiz et al. Proveniência e idade deposicional de sequências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, n.3, p.329-33, 2001.
- \_\_\_\_\_. et al. **Relatório Final da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Escala 1:100.000. Brasília:UnB/FINATE C/CPRM, 2006. 119p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB).
- \_\_\_\_\_. et al. O sistema de cisalhamento transcorrente. Porangatu, província Tocantins. In.: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 11.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 5., 2007, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 2007. p.199-201.
- DARDENNE, Marcel Auguste. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. p.299-308.
- \_\_\_\_\_. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. **Anais...** Salvador, SBG/BA. p.140-156.
- \_\_\_\_\_; FONSECA, Marco Antônio. Compartimentação estrutural de parte da zona externa da Faixa Brasília ao norte da inflexão dos Pirinéus. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 16-18 maio 1994, Brasília. **Anais, Roteiro de Excursão, Programa e Resumos Expandidos**. Brasília: SBG. Núcleos Brasília e Centro-Oeste, 1994. p.181-183.
- \_\_\_\_\_. The Brasília foldbelt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts volume...** Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p.231- 263.
- DEBON, F.; LEFORT, P.; SABATÉ, P. Uma Classificação Químico-Mineralógica das Rochas Plutônicas Comuns e Suas Associações, Métodos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n.2, p.122-133, 1988.
- DEL'REY SILVA, L. J. H.; BARROS NETO, L. S. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, Inglaterra, v.15, p.693-708, 2002.

- DELGADO, I. M. et al. Geologia do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A., et al. (Ed). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: Textos, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. p.227-334.
- DICKSON, B.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray-adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian geology & geophysics**, Australia, v.17, n.2, p.187-200, 1997.
- DIENER, Fernando Santos; POLO, Hugo Jose de Oliveira. **Folha Novo Planalto** - Carta Geológica - 1:100.000. 2013. Disponível em [http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.download?id\\_sessao=20150304081229&usuario=1&file=novoplanalto.zip](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.download?id_sessao=20150304081229&usuario=1&file=novoplanalto.zip) acessado em 12.12.2014
- FAIRHEAD, J. D.; MAUS, S. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. **The Leading Edge**, Tulsa, n.8, p.779-783. 2003.
- FARIA, A. de et al. Projeto Piranhas, Relatório Final. Brasília: DNPM/FUB, 1975. 143 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2462).
- FENG, S. L.; MANMATHA, R.; LAVRENKO, V. Multiple Bernoulli Relevance Models for Image and Video Annotation. **Proceedings of Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)**, p.1002-1009, 2004.
- FERREIRA, F. J. F.; SOUZA, J. L. **Gamaespectrometria - Fundamentos, Geoquímica e Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solos**. Curitiba: LPGA-Depto. Geologia UFPR, 2002. 72p.
- DARDENNE, Marcel Auguste; FONSECA, Marco Antonio. Compartimentação estrutural de parte da zona externa da Faixa Brasília ao norte da inflexão dos Pirineus. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 16-18 maio 1994, Brasília. **Anais, Roteiro de Excursão, Programa e Resumos Expandidos**. Brasília: SBG. Núcleos Brasília e Centro-Oeste, 1994. 209p., p.181-183.
- FRASCA, Antônio Augusto Soares et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Alvorada (SC.22-Z-D), Estado do Tocantins**. Nota Explicativa. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. (em preparação)
- \_\_\_\_\_. **Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins**. 2015. 172f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- FUCK, Reinhardt Adolfo et al. As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: síntese dos conhecimentos, In: DOMINGUES, J. M. L.; MISE, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p.161-185.
- \_\_\_\_\_. et al. 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.
- \_\_\_\_\_. Faixa Brasília e a Compartimentação. Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO - OESTE, 4., 16 - 18 maio 1994, Brasília. **Anais: roteiro de excursão, programa, resumos expandidos**. Brasília: SBG. Núcleos Brasília e Centro-Oeste, 1994. p.184-187.
- \_\_\_\_\_. et al. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHIRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2002. Pucón- Chile. **Extended Abstracts...** Santiago:Serviço Nacional de Geologia y Minería / Universidad de Chile, 2001 p.141-144. CD-Rom.
- \_\_\_\_\_. et al. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 9., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, SBG, 2005. p.27-28.
- \_\_\_\_\_.; JUNGES, Sergio L.; OLIVEIRA, Claudinei G. et al. The Santa Terezinha Sequence, Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006, Punta del Este. **Anais...** Punta del Este: SASIG, 2006.
- \_\_\_\_\_. et al. **Geologia da folha Santa Terezinha de Goiás SD.22-Z-A-III**. Goiânia: CPRM, 2007. 1 CD-ROM. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.
- \_\_\_\_\_.; BRITO NEVES, B. B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. **Precambrian Research**, v.160, p.108-126, 2008.
- \_\_\_\_\_. et al. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliense, geometria, idade e significado. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14., 2013, Chapada dos Guimarães. **Anais**. Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2013. p.1-3.
- GORAYEB, Paulo Sergio de Sousa. A faixa granulítica de Porangatu - TO: Caracterização lito-estrutural e



- tectono-metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1-6 set. 1996, Salvador. **Anais: Sessões Temáticas**. Salvador: SBG. Núcleo da Bahia, 1996. v.6. p.303-306.
- \_\_\_\_\_; PIMENTEL, Marcio M.; ARMSTRONG, G. R. Granulite-facies metamorphism atca. 580 Ma in the Porangatu Granulite Belt, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília. **Anais...** Brasília: UnB, 2010. p.58-61.
- HARALYI, N. L. E.; HASUY, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. p.374-385. v.1.
- HASUI, Y.; SENA COSTA, João Batista; HALAYI, N. L. E. Estrutura em Quilha Brasil Central, uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.13, n.2, p.463-467, 1994.
- HOOFMAN, P. F. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwana land Inside-Out?. **Science**, v.253, n.5011, p.1409-1411, 1991.
- IANHEZ, A. C. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.22 Goiânia: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1983. v.31a. 768 p. il. + mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, [S.l.], v.8, p.523-548, 1971.
- JUNGES, S. L. **Características geoquímicas e isotópicas dos metassedimentos da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa - GO**. 1998. 120 f. Tese (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- \_\_\_\_\_; PIMENTEL, Marcio M.; MORAES, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, [S.l.], v.117, p.101-118, 2002.
- \_\_\_\_\_. 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, 2002, p.312.
- \_\_\_\_\_. et al. U-Pb LA ICPMS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. **Short Papers...** San Carlos de Bariloche: [s.n.], 2008. 1 CD ROM.
- KING, L. C. A. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 2, p.174-265, 1956.
- KUYUMJIAN, R. M. **The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil**. 1989. 289p. Tese (Doutorado) - University of London, Londres, 1989.
- LATRUBESSE, Edgardo Manuel; CARVALHO, Thiago Morato de. **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: Governo do Estado de Goiás e Distrito Federal, 2006. 127p. il.; color.; mapas. (Série Geologia e Mineração, n.2).
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de et al. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto de Mapeamento geológico/metalogenético sistemático**. Goiânia: METAGO S. A./UnB, 1999. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- \_\_\_\_\_;FRASCA, Antônio Augusto Soares. Compartimentação Tectônica Geotectônica. In: MOREIRA, Maria Luiza Osório et al. **Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC/FUNMINERAL, 2008. p.34-90. il. Anexo 1 mapa. ISBN 978-85-7499-058-3.
- LAUX, J. H. **Evolução do Arco magmático de Goiás com base em dados geocronológicas UPb e Sm-Nd**. 2004. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2004.
- \_\_\_\_\_. et al. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Inglaterra, v.18, n.2, p.183-198, 2005.
- MACHADO, Elvio César et al. **Projeto Porangatu - Relatório Final - Etapa II**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1981.

- MARINI, Onildo João et al. **Projeto Serra Dourada: Relatório Final**. Brasília: Universidade de Brasília, 1974. v.2. mapas.
- \_\_\_\_\_ et al. A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPOSIO SOBRE O CRATON SAO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, nov.1981, Parte IV, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Bahia, 1981. p.100-115.
- \_\_\_\_\_ et al. A província Tocantins no Brasil Central. In: ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI Y, Y. (eds). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo:Edgar Blucher, 1984.
- \_\_\_\_\_ et al. As Faixas de Dobramento Brasília, Uruaçu, a Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. et al (Ed.). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984a. p.251.303.
- MARTIN, H. Effect of steeper Archean geothermal gradients geochemistry of subduction zone magmas. **Geology**, n.14, p.753-756, 1986.
- MATTEINI, M. et al. In situ zircon U Pb and Lu Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. **Gondwana Research**, v.17, p.1-12, 2010.
- MELO, L.V. **Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central**. 2006. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2006.
- MOREIRA, Maria Luiza Osório et al. **Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal; Escala 1:500.000; Sistema de Informações Geográficas - SIG**. Goiânia: CPRM/SIC-FUNMINERAL, 2008. p.34-90. il. Anexo 1 mapa. ISBN 9788574990583.143 p. (Programa Geologia do Brasil).
- MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. The Araguaia Belt revisited. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. ISBN 8590148211. CD-ROM.
- OLIVEIRA, Claudinei Gouveia de et al. **Relatório Final da Folha Campinorte SD.22-Z-B-I**. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/ FINATE C/ CPRM, 2006. 123p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB).
- OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: folha SD.22-Z-A - Mozarlândia**. Escala 1:250.000. Texto e mapas. Goiânia: CPRM, 1982. il + 3 mapas. Convênio DNPM;CPRM.
- PALERMO, N.; PORTO, C.G.; COSTA Jr., C.N. The Mara Rosa gold district, central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.30, v.2, p.256-260. 2000.
- PEARCE, Julian A. et al. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granite Rocks. **Journal of Petrology**, v.25, Part 4, p.956-983, 1984.
- \_\_\_\_\_ et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 92, eastern Pacific. In: LEINEN, M; REA, DK et al. (eds.). **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. Washington:U.S. Govt. Printing Office, n.92, p.435-457, 1986. doi:10.2973/dsdproc.92.126.1986.
- \_\_\_\_\_. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v.19, n.4, p.120-125. 1996.
- PENA, G. S.; FIGUEIREDO, A. J. A. **Geologia da Intrusão Alcalino-Ultramáfica de Montes Claros de Goiás, Projeto Alcalinas**. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1972.
- \_\_\_\_\_ et al. **Projeto Goiânia II**. Relatório Final. Goiania:DNPM/CPRM, 1975. 5 vol.
- PIMENTEL, Marcio M.; FUCK, Reinhardt A. Geologia da sequência vulcanossedimentar de Arenópolis (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.16, p.217-223. 1986.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Origem e Evolução das Rochas Metavulcânicas e Metaplutônicas da Região e Arenópolis (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 1, p. 2-4, 1987.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Neoproterozóic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v.20, n.4 p.375-379, 1992.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. **BOLETIM INFORMATIVO SBG. Núcleo Centro-Oeste**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geociências - SBG, v.15, p.1-22, il. 1992a.



- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. **Geochimica Brasiliensis**, [S.l.], n.5, p.133-152, 1991.
- \_\_\_\_\_; HEAMAN, L. E. FUCK, R. A. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n.4, p.329-339, 1991.
- PIMENTEL, Marcio M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Idade do meta-riolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircões, Rb-Sr e Sm-Nd. **Anais Acad. Bras. Ciên.**, n.64, p.19-28. 1992.
- PIMENTEL, Marcio M. et al. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro-Oeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Resumos Expandidos**. Brasília: Sociedade Brasileira de Geoquímica-SBGq, 1993.
- PIMENTEL, Marcio M. et al. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações na época da mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no centro-oeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p.255-258.
- PIMENTEL, Marcio M. et al. Características Isotópicas (Sr e Nd) e Geoquímicas do Magmatismo Granítico Associado ao Grupo Araxá na Região de Ipameri, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1997, Cuiabá. **Ata...** Cuiabá: SBG, 1997. p.11-14.
- PIMENTEL, Marcio M.; JUNGES, S. L. Nd Isotopic characteristics of metasediments of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, Goiás, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1997, Campos de Jordão. **Extended Abstracts...** Campos do Jordão: SSAGI, 1997. p.237-239.
- PIMENTEL, Marcio 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, Marcio M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. In: MANTESO-NETO, V. et al. (Coord.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.355-368.
- POLO, Hugo Jose de Oliveira; DIENER, Fernando Santos. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mata Azul 1:100.000. SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 12., 16-19 out. 2011, Pirenópolis. **Resumos**. [Goiânia]: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 2011.1 DVD.
- POLO, Hugo Jose de Oliveira; DIENER, Fernando Santos. **Folha Mata Azul - Carta Geológica - 1:100.000**. 2013. Disponível em: <[http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.download?id\\_sessao=20150304080015&usuario=1&file=mataazul.zip](http://geobank.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.download?id_sessao=20150304080015&usuario=1&file=mataazul.zip)> Acesso em: 20 set. 2014.
- RADAELLI, Vergílio A. Os principais elementos geológico-estruturais da tectônica superimposta Araxá em escala regional e local: proposta de um sistema deformativo singular no Proterozóico Goiano-Tocantinense. **BOLETIM INFORMATIVO SBG. Núcleo Centro-Oeste**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geociências - SBG, v.15, p.31-64, il. 1992.
- RIBEIRO FILHO, W. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiania. **Ata: Geologia do pré-cambriano**. Goiania: SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.281-299.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiás - SD.22**. Brasília: DNPM, 1975.
- SHAND, S. J. **Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite**. New York: John Wiley & Sons, 1943.
- SOARES, José E. P.; FUCK, Reinhardt, A.; BERROCAL, Jesus. Estrutura sísmica da crosta do Brasil central: implicações na formação da Província Tocantins. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 2005, Goiânia. **[Trabalhos apresentados]**. Goiânia: SBG Núcleo Centro Oeste, 2005. p.128-129.
- \_\_\_\_\_. et al. Razão de poisson da crosta superior da região de Porangatu, Goiás, província Tocantins: um estudo por refração sísmica. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. p.192.

- SOUZA, J. O.; LEÃO, NETO. R. **Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros**: mapeamento geológico do garimpo de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: Relatório Final. Goiânia:DNPM, 1984. 65p.
- STRECKEISEN, A. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendation and suggestions. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen**, [S.l.], v. 134, p. 1-14, 1978.
- \_\_\_\_\_. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, n.12, p.1- 33, 1976.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. Magmatism in Ocean Basins. **Geological Soc. Spec. Publ.**, London, n.42, p.313-345. 1989.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. **The Geological Society of America Memoir 74**. 1958.
- VIANA, Maria das Graças PIMENTEL, Marcio 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., 1994. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p.148-151.
- \_\_\_\_\_. et al. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, n.2, p.111-123, 1995.
- \_\_\_\_\_. **Geocronologia e geoquímica das rochas ortognáissicas e metavulcânicas da região de Mara Rosa, Norte de Goiás**. Brasília, 1995. 110f. Dissertação (Mestrado em Ciências)-Universidade de Brasília (UnB). Instituto de Geociências, Brasília, 1995.
- \_\_\_\_\_; PIMENTEL, Marcio M. Dados geoquímicos e isotópicos Sm - Nd preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 16-18 maio 1994, Brasília. **Anais: Roteiro de Excursão, Programa e Resumos Expandidos**. Brasília: SBG. Núcleos Brasília e Centro-Oeste, 1994. p.148 - 150. 1994.
- WINDLEY, B.F. **The evolving continents**. 3rd edition: Chichester, John Wiley & Sons, 1995. 526p.



O Projeto Geologia e Recursos Minerais da Folha Bonópolis resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência de Goiânia do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

A cartografia geológica em escala 1:100.000 da Folha Bonópolis tem por objetivo gerar e difundir informações geológicas e de recursos minerais para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado de Goiás e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental.

## GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA BONÓPOLIS – SD.22-X-C-VI

Escala: 1:100.000

### ESTADO DE GOIÁS



[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)

**PAC**

#### SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897  
E-mail: seus@cprm.gov.br

#### OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495  
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br